

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

Caractérisation spatio-temporelle et prévision de la
sécheresse dans le Nord de l'Algérie..

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 8-0002-21

APA Citation (APA توثيق):

Bouabdelli, Senna. (2021). Caractérisation spatio-temporelle et prévision de la
sécheresse dans le Nord de l'Algérie. [Thèse de doctorat, ENSH].

The digital repository of the Higher National School for Hydraulics "Digital Repository of ENSH" is a platform for valuing the scientific production of the school's teachers and researchers.

Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...) and broadcasting it online.

Digital Repository of ENSH is built on the open DSpace software platform and is managed by the Library of the National Higher School for Hydraulics. <http://dspace.ensh.dz/jspui/>

المستودع الرقمي للمدرسة الوطنية العليا للري هو منصة خاصة بتقييم الإنتاج العلمي لأساتذة و باحثي المدرسة.

يهدف المستودع الرقمي للمدرسة إلى حصر الإنتاج العلمي سواء كان منشورا أو غير منشور (أطروحات، مطبوعات، مباحثات، مقالات المجلات، كتب....) و بثه على الخط.

المستودع الرقمي للمدرسة مبني على المنصة المفتوحة DSpace و يتم إدارته من طرف مديرية المكتبة للمدرسة العليا للري.

كل الحقوق محفوظة للمدرسة الوطنية العليا للري.



ENSH-(n° d'ordre)

**THESE DE DOCTORAT
DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE**

Présentée par

Madame **Senna BOUABDELLI**

**Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE**

Sujet de la thèse :

**Caractérisation spatio-temporelle et prévision de la sécheresse
dans le Nord de l'Algérie**

Thèse présentée et soutenue à Blida le 17/02/2021 devant le jury composé de :

Mr. SALAH Boualem	Professeur ENSH	Président
Mr. MEDDI Mohamed	Professeur ENSH	Directeur de thèse
Mr. ZEROUAL Ayoub	MCA ENSH	Co-directeur de thèse
Mr. RASSOUL Abdelazziz	Professeur ENSH	Examinateur
Mme. SOUAG Doudja	Professeur USTHB	Examinatrice
Mme. BENMAMAR Saâdia	Professeur ENP	Examinatrice

Année Universitaire 2020/2021

Remerciements

Ce travail est l'aboutissement d'un dur labeur et de beaucoup de sacrifices...

J'adresse mes remerciements chaleureux et toute ma gratitude à mes deux directeurs de thèse messieurs MEDDI Mohamed et ZEROUAL Ayoub.

Je remercie Professeur MEDDI pour sa disponibilité, ses conseils et ses orientations judicieuses, vous étiez comme un parent qui apprend à ses enfants leurs chemins tout en les laissant essayer, se tromper et apprendre, je suis chanceuse de travailler avec vous.

Je Remercie également Docteur ZEROUAL, tout simplement sans vous cette présente thèse n'aurait pas vu la lumière, vous m'avez appris tout sur la recherche et vous étiez toujours présent et réactif à me former et à corriger mes idées pendant ces quatre ans, merci pour partager votre connaissance avec moi.

Je vous dois tout mon avenir dans le domaine de la recherche. Le mérite d'une thèse appartient certes à l'auteur, mais également à son directeur qui l'encadre.

J'adresse également mes sincères remerciements aux membres du jury qui me font l'honneur d'évaluer mon travail : au Professeur Salah BOUALEM de l'honneur d'être président du jury, aux Professeurs : RASSOUL.,A de l'ENSH, SOUAG.,D de l'USTHB et BENMAMAR.,S de L'ENP de bien vouloir examiner avec attention ce travail. Aussi, Je tiens à adresser mes remerciements à Docteur ALKAMA Ramdane de la commission européenne JRC pour ses orientations pertinentes et son aide précieux.

Mes remerciements vont aussi à l'équipe du laboratoire Génie d'Eau et d'Environnement et particulièrement à la directrice du laboratoire GEE, Professeur MEDDI., H, pour fournir l'aide nécessaire pour l'avancement des travaux de recherche, au corps enseignant et au personnel administratif de l'ENSH.

Je remercie particulièrement mes collègues Djelloul Fateh, Docteur Ahmed Belmokre et Docteur BOUKHELIFA Mustapha pour leur aide et collaboration. Je tiens à encourager toute personne lisant cette thèse à persévérer, être disciplinée et foncer pour atteindre ses objectifs.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à ma mère et mes deux sœurs, Manel et Lena, pour leur soutien, amour et patience. Merci pour avoir cru en moi depuis le début. Ce présent travail a pu voir le jour grâce à votre soutien et aide.

Je présente mes sincères remerciements aussi à mon époux et ma belle-famille pour leur soutien et encouragement.

Je remercie toute personne qui a contribué à me motiver et à me défier pour réussir et avancer.

A ma mère, ...

Je dédie ce travail pour vous honorer, vous remercier,

Pour vos sacrifices, pour votre patience,

Pour votre amour, pour votre soutien,

Je suis très chanceuse de vous avoir

J'espère vous rendre fière de moi

Toujours

الملخص

تهدف هذه الأطروحة إلى تقدير مخاطر الجفاف المطري، الزراعي والهيدرولوجي باستخدام تحليل احتمالي متعدد المتغيرات لخصائص الجفاف لتقييم كل من شدة ومدة الجفاف في الماضي والمستقبل في وسط وغرب شمال الجزائر. تشمل الأطروحة (1) دراسة تأثير التغير المناخي على الموارد المائية والتوازن المائي لتحديد آثارها على الإنتاج الزراعي على مستوى السهول الوسطى والغربية. (2) تحديد حجم الجفاف المطري الذي يمكن أن يتسبب في الجفاف الهيدرولوجي الموافق من خلال خصائصه. (3) تقييم المخاطر المستقبلية لأنواع مختلفة من الجفاف وفقاً لسيناريوي المستقبل (RCP 4.5 RCP 8.5)؛ (4) تقدير فترات عودة أحداث الجفاف باستخدام التحليل الترددي متعدد المتغيرات ودراسة معدلات تغيرها في المستقبل في ظل تأثير تغير المناخ. اعتمد التحليل على خصائص الجفاف المحسوبة من المؤشرات الملازمة للجفاف.

تمت دراسة تحول الجفاف المطري إلى الجفاف الهيدرولوجي على مستوى حوضي المياه: تافنة ومقطع المتميزان باختلاف الصخري. تم تقييم مدى تأثير درجة الحرارة على الجفاف الزراعي في السهول الزراعية الشاسعة على مستوى شمال غرب وشمال وسط الجزائر امتداداً على أحواض المياه: تافنة، مقطع، حوض الشلف والساحل الجزائري. تم تقييم مخاطر حدوث الجفاف في الماضي والمستقبل عن طريق تحليل متعدد المتغيرات باستخدام 26 دالة جمعية متعددة المتغيرات (copulas) وتم تقدير الأحداث المستقبلية اعتماداً على النموذج الهيدرولوجي GR2M إضافة إلى تسع عمليات محاكاة للبيانات المناخية من نموذج المناخ الإقليمي RCA4 مرتبط بتسعة نماذج مناخية عالمية.

كشفت التحليل عن حدوث تحويل من الجفاف المطري إلى الجفاف الهيدرولوجي أين تعتمد مدة الاستجابة على تأثير الذاكرة الخاص بأحواض المياه وشدة ومدة حدث الجفاف المطري الموافق. يعد النموذج RCA4-CSIRO-MK3 الأكثر تشاؤماً بينما تعد الدالتان Gumbel و Clayton المنتميتان إلى عائلة أرخميدس من الأكثر تكيفاً مع خصائص الجفاف.

هنالك توافق قوي بين مخاطر تكرار أحداث الجفاف التي حدثت في الماضي، التي تحددتها المجموعات ثنائية المتغير، والأحداث المتوقعة، التي تحددتها النماذج المناخية في إطار سيناريو (RCP8.5) وقد تبين أن الحد الأقصى من التخفيض في فترات العودة 5 و 10 و 50 و 100 سنة يزيد من مخاطر الجفاف الهيدرولوجي في حدود 40% وفقاً (RCP8.5) وفي حدود 30% وفقاً RCP 4.5. كذلك أظهرت النتائج أن أحداث الجفاف المناخي على مستوى السهول أكثر حدة ويستمر لفترة أطول، خاصة خلال الموسم الحار (الممتد بين ماي وسبتمبر) بين عامي 2021 و 2071 وفقاً للسيناريوين المستقبلين. بالإضافة إلى ذلك، يتعرض الإنتاج الزراعي للتهديد بسبب الجفاف الزراعي الربيعي (الممتد بين فيفري وأفريل) بين عامي 2050 و 2100 وفق سيناريو RCP 4.5 والذي يمكن أن ينجر عنه عواقب وخيمة على الدخل الزراعي وكذلك الأمن الغذائي. لذلك يجب أن تؤخذ بعين الاعتبار خطط التكيف المتمثلة في الاستغلال الأمثل لموارد المياه مما يمكن من التسيير الفعال لمخزون مياه السدود الغربية ولتخطيط جداول السقي المستقبلية.

الكلمات المفتاحية: النماذج المناخية، الدالة الجمعية متعددة المتغيرات، الجفاف الزراعي، الجفاف الهيدرولوجي، المخاطر، تغير المناخ.

Abstract

This thesis aims to estimate the risk of meteorological, agricultural and hydrological drought by using a multivariate probabilistic analysis of drought characteristics to assess both the severity and duration of drought in the past and the future in the Center and West regions of northern Algeria. The thesis includes (1) the study of the impact of climate change on water resources and the water balance in order to determine their consequences on agricultural production at the level of the central and western plains; (2) identification of the meteorological drought magnitude that could trigger the corresponding hydrological drought through their characteristics; (3) evaluation of the future risk of different types of drought according to two emission scenarios (RCP 4.5 and 8.5); and (4) estimating the return periods of drought events using multivariate frequency analysis and study of their rates of change in the future under the effect of climate change. The analysis was based on drought characteristics calculated from the indices inherent to drought. The propagation of meteorological drought to hydrological drought was studied at the level of the two watersheds of Tafna and Macta characterized by different lithology. The evaluation of the impact of temperature on agricultural drought is carried out in the vast agricultural plains of the North-West and the center spreading over the watersheds of the Tafna, the Macta, the Chellif, and the coastal Algerian. The assessment of the risk of drought occurrence in the past and the future was based on multivariate analysis using 26 multivariate copula functions. Future events were estimated from the GR2M hydrological model and nine climate data simulations from the RCA4 regional climate model coupled with nine global climate models.

The analysis revealed a propagation from meteorological drought to hydrological drought where the response time depends on the memory effect of the watershed and the severity and duration of the associated meteorological event. The RCA4-CSIRO-MK3 model is the most pessimistic and the Gumbel and Clayton copulas belonging to the Archimedean family of copulas were the most adapted to drought characteristics. A strong consensus between the risk of recurrence of the drought events that have occurred, determined by the bivariate copulas, and the projected events, determined by the climate models under the RCP8.5 scenario. A maximum reduction in the 5, 10, 50 and 100 year return periods was shown increasing the risk of hydrological drought by 40% under RCP8.5 and around 30% under RCP 4.5.

Meteorological drought events in the plains are more severe and last longer, particularly during the hot season (between May and September) between 2021 and 2071 according to the two future scenarios. In addition, agricultural production is threatened by a spring agricultural drought (between February and April) between 2050 and 2100 under the RCP4.5 scenario, which can have serious consequences on agricultural income as well as food security. Adaptation plans that consist in optimizing the use of water resources must be taken into account for optimal water regulation of western dams and for planning future irrigation schedules.

Keywords: climate models, copulas, agricultural drought, hydrological drought, risk analysis, climate change.

Résumé

Cette thèse vise à estimer le risque de sécheresse météorologique, agricole et hydrologique en utilisant une analyse probabiliste multi-variée des caractéristiques de sécheresse pour évaluer à la fois la sévérité et la durée de la sécheresse dans le passé et le futur dans les régions Center et Ouest de l'Algérie septentrionale. La thèse renferme (1) l'étude de l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau et le bilan hydrique afin de déterminer leurs conséquences sur la production agricole au niveau des plaines du centre et de l'ouest ; (2) l'identification de l'ampleur de la sécheresse météorologique qui pourrait déclencher la sécheresse hydrologique correspondante à travers leurs caractéristiques ; (3) l'évaluation du risque futur des différents types de sécheresse selon deux scénarios d'émission (RCP 4.5 et 8.5) ; et (4) l'estimation des périodes de retour des événements de sécheresse à l'aide d'une analyse fréquentielle multi-variée et une étude de leurs taux de variation dans le futur sous l'effet du changement climatique. L'analyse a été basée sur des caractéristiques de sécheresse calculées à partir des indices inhérents à la sécheresse. La propagation de la sécheresse météorologique en sécheresse hydrologique a été étudiée au niveau des deux bassins versants de la Tafna et de la Macta caractérisés par des lithologies différentes. L'évaluation de l'impact de la température sur la sécheresse agricole est effectuée dans les vastes plaines agricoles du Nord-Ouest et du centre s'étalant sur les bassins versants de la Tafna, la Macta, le bassin de Chellif, et le côtiers Algérois. L'évaluation du risque d'occurrence de sécheresse dans le passé et le futur a été basée sur l'analyse multi-variée en utilisant 26 fonctions de copules multi-variées. Les événements futurs ont été estimés à partir du modèle hydrologique GR2M et de neuf simulations de données climatiques issues du modèle climatique régional RCA4 couplé avec neuf modèles climatiques globaux. L'analyse a révélé une propagation de la sécheresse météorologique vers la sécheresse hydrologique où le temps de réponse dépend de l'effet mémoire du bassin versant et de la sévérité et de la durée de l'évènement météorologique associé. Le modèle RCA4-CSIRO-MK3 est le plus pessimiste et les copules de Gumbel et de Clayton appartenant à la famille de copules archimédiennes étaient les plus adaptées aux caractéristiques de sécheresse. Un fort consensus entre le risque de récurrence des événements de sécheresse survenus, déterminées par les copules bi-variées, et les événements projetés, déterminés par les modèles climatiques sous le scénario RCP8.5. Une réduction maximale dans les périodes de retour de 5, 10, 50 et de 100ans a été révélée présentant une augmentation du risque de la sécheresse hydrologique de l'ordre de 40% sous RCP8.5 et d'environ 30% sous RCP 4.5. Les événements de sécheresse météorologique au niveau des plaines sont plus sévères et durent plus longtemps particulièrement durant la saison chaude (entre Mai et Septembre) entre 2021 et 2071 selon les deux scénarii futurs. De plus, la production agricole est menacée par une sécheresse agricole printanière (entre Février et Avril) entre 2050 et 2100 sous le scénario RCP4.5, ce qui peut avoir de graves conséquences sur les revenus agricoles ainsi que la sécurité alimentaire. Des plans d'adaptation qui consiste à optimiser l'utilisation de la ressource en eau doivent être pris en compte pour une régularisation optimale des eaux des barrages de l'ouest et pour la planification des futurs calendriers d'irrigation.

Mots clés : modèles climatiques, copules, sécheresse agricole, sécheresse hydrologique, risque, changement climatique.

Table des matières

Introduction générale	1
Chapitre I : Etat de l'art sur le risque de la sécheresse dans le contexte du changement climatique	
1. Impact du changement climatique sur les caractéristiques de sécheresse	11
2. La sécheresse dans le bassin méditerranéen et au nord-africain	17
3. La sécheresse en Algérie	21
4. Conclusion	26
Chapitre II : Matériels et méthodes	
1. Présentation de la région d'étude	28
1.1 Situation géographique	28
1.2 Le climat	28
1.3 Les bassins versants	28
1.4 Les plaines agricoles	30
1.5 Présentation des données	33
2. Les copules multi-variées	34
2.1 La théorie des copules et leurs utilisations dans la sécheresse	34
2.2 Les familles de copules	36
2.3 La sélection de la copule appropriée	41
2.4 Dépendance de queue	42
2.5 La période de retour bi-variée	43
3. Les modèles climatique et hydrologique	43
3.1 Les modèles climatiques	43
3.2 Les simulations du modèle régionale	46
3.3 Les scénarios futurs du changement climatique	48
3.4 Les modèles hydrologiques	49
4. les indices de la sécheresse	50
4.1 Les indices de sécheresse météorologique	50

4.2. Les indices hydrologiques	53
4.3 Les caractéristiques de sécheresse	53
5. Conclusion	54
Chapitre III : Investigation du risque de la sécheresse hydrologique dans les bassins de l'ouest Algérien sous l'effet du changement climatique	
1. L'analyse de la sécheresse dans le passé récent ; Etudier le passé pour cerner le futur	55
1.1 Identification de la sécheresse météorologique et hydrologique	55
1.2 La propagation de la sécheresse météorologique en sécheresse hydrologique	57
1.3 Période de retour de la sécheresse hydrologique	60
2. La projection de la sécheresse dans le futur selon les scénarios RCPs	62
2.1 La simulation du ruissellement futur :	63
2.2. La projection de la sécheresse hydrologique	65
2.3 Changement dans le risque hydrologique sous l'effet du changement climatique.	70
3. Discussion des résultats obtenus	73
3.1 Caractérisation des sécheresses météorologiques et hydrologiques	74
3.2 Propagation de la sécheresse météorologique à la sécheresse hydrologique	75
3.3 Période de retour conjointe des événements extrêmes historiques	76
3.4 Évolution de la sécheresse dans le temps projetée (2021–2060 et 2058–2100) en se basant sur les modèles climatiques	76
3.5 Taux de changement du risque de sécheresse hydrologique sous l'effet du changement climatique	77
4. Conclusion	79
Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique	
1. L'analyse de la sécheresse météorologique dans le passé	82
1.1 Caractérisation spatio-temporelle de la sécheresse météorologique	82
2. La projection de la sécheresse dans le futur selon les scénarios RCPs.	87

2.1 La projection de sécheresse météorologique	88
3. Analyse de la sécheresse météorologique à l'aide de la théorie des copules et des caractéristiques de sécheresse dans le passé et le futur sous les scénarios du changement climatique (RCPs)	93
3.1 Distributions marginales des caractéristiques de sécheresse pour le présent et le futur sur la base des indices SPI et SPEI	93
3.2 Adapter les fonctions de la copule à la sévérité et à la durée de la sécheresse	95
3.3 Analyse bi-variée de la sévérité et de la durée des sécheresses pour le présent et le futur	96
4. Conclusion	107
Conclusion générale	109
Liste des références bibliographiques	114
Annexes	132

Table des figures

Figure I.2 Changements futurs de l'humidité du sol en pourcentage de 1980-1999 à 2080-2099 simulés par 11 modèles du CMIP5 sous le scénario d'émissions RCP4.5. (source (Dai, 2013))	11
Figure I.3 Différence entre les températures maximales (° C) en 2019 et les températures maximales annuelles moyennes les plus élevées pendant la période de référence 1981-2010 (site ("Winter warm spell and summer heatwaves Copernicus," accessed 2020-08-09.)).....	11
Figure I.4 Pourcentage de changement en rendement des cultures (blé, maïs et riz) sous changement climatique. (Source (Rosenzweig et al., 2001)).	13
Figure I.5 Les changements maximum, moyen et minimum des précipitations projetées dans le futur. (Source (Tramblay et al., 2018)).	14
Figure I.6 Changements moyens relatifs à l'horizon 2100 de précipitations extrêmes pour chacun des 102 bassins méditerranéens dans les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Source (Tramblay et Somot, 2018).	14
Figure I.7 A gauche ; Séries de l'Indice de Précipitation Standardisé (SPI) pour la période 1930/31 au 2007/08 pour les régions ATL, MED et SOA (source (Speth et al., 2010)). A droite ; Régions définies pour le calcul de l'indice de précipitation. (I) la région Atlantique (ATL), (II) la région méditerranéenne (MED) et (III) la région au sud de l'Atlas (SOA).	15
Figure I.8 Précipitations moyennes interannuelles et leurs tendances dans la période 1951-2006 (données CRU à 0.5°). (Zeroual et al., 2020).	16
Figure I.9 Températures moyennes interannuelles et leurs tendances dans la période 1951-2006 (données CRU à 0.5°). (Zeroual et al., 2020).	17
Figure II.1 Situation géographique de la région d'étude.	25
Figure II.2 Box-plot montrant les conditions climatiques mensuelles de la région d'étude pour la période (1960-2010).	26
Figure II.3 Evolution de la complexité des modèles climatiques sur les 30 dernières années (source :(IPCC, 2007)). FAR, First Assessment Report, 1990; SAR, Second Assessment	

Report, 1995; TAR, Third Assessment Report, 2001; AR4, Fourth Assessment Report, 2007.	39
Figure II.4 Indice de changement climatique régional (RCCI) sur 26 régions dans le monde calculé par 20 modèles couplés AOGCMs et sous les scénarios d'émission du troisième rapport de GIEC (A1B, A2, B1) (Giorgi, 2006).	42
Figure II.5 Évolution des scénarios de forçage radiatif anthropogénique entre 2000 et 2300 et comparaison des scénarios du quatrième (SRES) et cinquième (RCPs) rapports de GIEC. (IPCC 2013).	42
Figure II.6 Comparaison spatiale de la distribution SPI avec le meilleur ajustement relatif pour la majorité des échelle de temps testées (Stagge et al., 2015).	45
Figure III.1 Comparaison entre les fonctions de densité cumulé et fonctions de probabilité de densité cumulé pour les stations hydrologiques.	50
Figure III.2 L'occurrence de sécheresse de 1941 à 2010 dans les trois bassins en se basant sur le SPI-12 et le SDI-6.	52
Figure III.3 Variation temporelle mensuelle du SPI et du SDI pour la période (1941–2010) pour Beni Bahdel et Chouly et de 1962 à 2010 pour El-Hcaïba.	53
Figure III.4 La période de retour conjointe, T (D et S) et T (D ou S) : (a) pour le bassin de Beni Bahdel, (b) pour le bassin de Chouly et (c) pour le bassin d'El-Hcaïba.	57
Figure III.5 (a) Calibration et (b) Validation du modèle GR2M pour le bassin de Beni Bahdel.	59
Figure III.6 Les simulations du débit futur pour le bassin de Beni Bahdel à partir du modèle GR2M précédemment calibré et validé.	59
Figure III.7 Box-plot (ligne de couleur rouge : médiane ; box : premier et troisième quartiles ; moustaches : intervalle de confiance à 99% ; marqueur + : valeur aberrante) des valeurs SRI projetées provenant de neuf simulations RCA4.	55
Figure III.8 Variation temporelle mensuelle de SRI projeté pour le futur proche (2021–2060) et le futur éloigné (2058–2100) selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5.	55
Figure III.9 Taux de changement du risque de sécheresse sous changement climatique déterminé en utilisant les périodes de retour des événements de sécheresse hydrologique antécédents et futurs.	60

Figure IV.1 Corrélacion entre SPI-1 et SPEI-1 pour la période 1960-2010.....	71
Figure IV.2 Corrélacion entre SPI-1 et SPEI-1 pour la période 1960-2010.....	74
Figure IV.3 Variation en latitude de la sécheresse présentée par (a)SPEI-12 et (b) SPI-12.	75
Figure IV.4 variabilité mensuelle de SPEI-1 et SPI-1 Pour la plaine de Mitidja pour la période de référence et les périodes futurs.	78
Figure IV.5 variabilité mensuelle de SPEI-12 et SPI-12 pour la période de référence et les périodes futurs.	79
Figure IV.6 Variation en latitude de la sécheresse présentée par (a)SPEI-12 et (b) SPI-12 dans les plaines agricoles de l'ouest.	80
Figure IV.7. L'ajustement de la distribution marginale et Quantile-Quantile plot (Q-Q) des variables de sécheresse de la plaine de la Mitidja de 1960 à 2010 pour l'indice SPI-1.....	82
Figure IV.8 Les distributions postérieures des paramètres des trois copules (Clayton, Frank et Gumbel) dérivées de la simulation MCMC pour La plaine de la Mitidja.....	85
Figure IV.9 Périodes de retours uni-variées et bi-variées de la durée et la sévérité des évènements de sécheresse définies par SPEI (copule Clayton) et SPI (copule Gumbel).....	87
Figure IV.10 Période de retour des événements de sécheresse projetés dans le futur par le modèle climatique pour la plaine de la Mitidja.....	90

Liste des tableaux

Tableau I.1 Exemples des couts des sècheresses.	9
Tableau II.1 Copules et leurs descriptions mathématiques.....	31
Tableau II.2 Cordex-Africa RCA4 et les modèles de circulations générales utilisés dans l'étude.....	41
Tableau III.1 La distribution uni-variée la mieux adaptée pour les séries de SDI-6.....	51
Tableau III.2 Fréquence, sévérité et durée moyenne des épisodes de sécheresse, ainsi que leur sévérité et durée maximales durant la période observée	54
Tableau III.3 La distribution marginale la mieux adaptée pour les caractéristiques de SDI-6.	55
Tableau III.4 Sélection de la meilleure fonction copule pour le couple durée-sévérité.	55
Tableau III.5 Résultat du calage et de la validation du modèle GR2M.....	58
Tableau III.6 Nombre, sévérité et durée moyennes des événements de sécheresse, et leur sévérité et durée maximales dans le futur selon les deux scénarios.	57
Tableau IV.1 Evaluation de la dépendance entre les deux variables : sévérité et durée.....	82
Tableau IV.2 Résultats de l'ajustement des distributions marginales uni-variées de la Sévérité de la sécheresse.	83
Tableau IV.3 Résultats du test d'ajustement de différentes copules base sur le spi-1 et le spei-1 dans les périodes, passé et futurs.....	88
Tableau IV.4 Nombre et sévérité et durée moyennes des épisodes de sécheresse, et leur sévérité et durée maximales dans la période référence 1960-2010 et dans le futur selon les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5.	93

I Introduction générale

Le climat a changé et continuera de changer dans le futur à cause des gaz à effet de serre, des aérosols atmosphériques, et les activités humaines (anthropiques), ainsi un changement climatique important est prévu dans le futur (IPCC, 2013).

Selon le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (IPCC, 2013), la concentration atmosphérique du CO₂ est passée de 345 ppm en 1750 à 405 ppm en 2011, et devrait atteindre 463 à 640 ppm d'ici 2050 et 800 à 1313 ppm d'ici 2100. Le GIEC indique, en outre, que la température mondiale moyenne de l'air a augmenté au cours du 21^e siècle d'environ $0,9 \pm 0,6$ °C. Cette augmentation est la plus importante de tous les siècles au cours des 1 000 dernières années. Selon les différents scénarios d'émissions, l'ensemble des modèles de circulation générale de l'atmosphère (MCGA) prévoient une nouvelle augmentation de la température moyenne du globe de 2 à 6 °C d'ici la fin du 21^{ème} siècle et une forte variabilité interannuelle du climat (Giorgi, 2006; Raymond et al., 2018a). Ces changements au niveau de la température atmosphérique et du bilan radiatif terrestre peuvent affecter un certain nombre de composants du cycle hydrologique, comme la modification des régimes pluviométriques, l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique, l'augmentation de l'évaporation et changements dans l'humidité du sol et le ruissellement favorisant ainsi l'amplification des évènements extrêmes (canicules, précipitations intenses, sécheresses).

La sécheresse est considérée comme étant le phénomène naturel le plus défiant où sa fréquence a augmenté significativement durant les dernières années représentant un effet direct des changements climatiques (Tramblay et al., 2020). Comparée avec d'autres phénomènes naturels (e.g, inondation, glissement des terrains et séisme...etc.), la sécheresse a un impact plus large sur multiples secteurs. Elle peut engendrer la famine, conflits et déplacements des populations. Elle influe sur le développement économique et les systèmes de santé (Wilhite and Pulwarty, 2017). Elle perturbe et menace la biodiversité en passant par la disparition d'espèces ou au contraire prolifération d'autres, l'aridification des zones humides ...etc. C'est un phénomène multidimensionnel complexe dont ses caractéristiques les plus représentatives sont : fréquence,

sévérité, durée et étendu spatial (Hoerling et al., 2012). Les changements climatiques induits par l'être humain et les vagues de chaleur associées substantiellement augmentent la fréquence des évènements de sécheresse, multiplient leurs durées et intensifient leurs sévérité (AghaKouchak et al., 2014; Spinoni et al., 2014). Cela augmentera la probabilité d'occurrence des évènements de sécheresse extrêmes dans le futur et qui, par conséquence, accroît la complexité du cycle hydrologique dans plusieurs régions du monde et augmente le risque du changement des caractéristiques des débits et extrêmes (Sidibe et al., 2020). Cela implique la nécessité d'une meilleure identification et quantification des changements des extrêmes des indices de précipitation, de température et de ruissellements projetés.

Le déficit en eau durant les périodes de sécheresse ainsi que l'augmentation des températures constitue l'un des facteurs de stress les plus importants dans la production végétale mondiale. En effet, le déplacement géographique des conditions climatiques rend de nombreuses espèces, plaines agricoles et prairies plus vulnérable en termes de type de culture, d'étendue spatiale ou même d'existence (Spinoni et al., 2015, 2014). Ces effets varieront en fonction de l'emplacement, du climat actuel et de la composition des espèces de chaque plaine ou prairie (Forzieri et al., 2020). En considérant que la population mondiale est estimée d'atteindre 9,1 billions en 2050 (FAO, 2009), comprendre les effets de la sécheresse agricole et de stress hydrique sur la production alimentaire et agricole à l'échelle mondiale est devenu un intérêt général dans la communauté scientifique.

Pour une gestion effective de la production agricole, l'identification des variables climatiques et leur influence sur la durée et la sévérité de la sécheresse hydrologique est nécessaire. En effet, la sécheresse météorologique est reconnue par le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (Sheffield and Wood, 2008) en tant que facteur principal déclencheur des autres types de sécheresse (e.g. hydrologique, agricole et socioéconomique). Cependant, elles se produisent soit simultanément ou avec un temps de décalage différent (Wilhite and Glantz, 1985). Le déficit pluviométrique prolongé peut conduire à une baisse des niveaux des réservoirs de stockage en dessous de la normale. Ceci, associé à la surexploitation des nappes souterraines déclenche une sécheresse hydrologique mettant en risque la production agricole et la sécurité alimentaire et peut engendrer des problèmes socio-économiques à long terme (i.e. incapacité à satisfaire la demande de biens économiques, tels que de l'eau potable, les céréales, génération hydroélectrique, etc.). Les effets combinés des sécheresses météorologiques et hydrologiques déclenchent la sécheresse agricole, une période où l'humidité du sol diminue et les mauvaises récoltes se produisent en raison d'une pénurie des ressources

en eau de surface et souterraines. Les plaines agricoles seront donc affectées, par conséquent, parmi les sécheresses agricoles, météorologiques et hydrologiques, une plus grande attention doit être accordée à la sécheresse hydrologique en raison de sa relation directe avec l'homme.

De nombreuses recherches dans le monde ont été menées pour comprendre, caractériser, et prévoir la variation hydrométéorologique (Barker et al., 2016 ; Nalbantis, 2008 ; Pathak et al., 2016 ; Sehgal and Sridhar, 2018). En effet, les précipitations intenses ont augmenté dans le monde entier durant ces dernières décennies (Trenberth et al., 2015). De plus, la saisonnalité et la distribution spatiale des précipitations changeront également, ce qui rend difficile de conclure sur l'impact du changement climatique sur la sécheresse météorologique (Tramblay and Somot, 2018 ; Wilhite and Pulwarty, 2017).

Certaines recherches ont conclu qu'une augmentation de la température peut intensifier le cycle hydrologique et affecter plusieurs processus hydrologiques tels que l'évapotranspiration et la fonte des neiges (AghaKouchak et al., 2014 ; Marchane et al., 2017 ; Schumacher et al., 2019). Ceci rend l'évaluation de la sécheresse hydrologique plus difficile à partir du moment que le débit est une variable intégrale des précipitations, de l'évaporation, de la fonte des neiges et de l'humidité du sol (Potopová et al., 2018). García-Herrera et al., (2019), Schumacher et al., (2019) et Zhao et al., (2019) montrent également dans leurs études que l'accroissement des températures projetées peut simultanément augmenter l'évapotranspiration potentielle et conduire à une réduction du débit, d'où l'étude d'impact des changements climatiques sur le cycle hydrologique est donc nécessaire pour anticiper le risque des extrêmes hydrométéorologiques.

Dans ce contexte, la présente thèse a pour objectif la caractérisation spatio-temporelle de la sécheresse et la prévision des évènements de sécheresse sous l'effet des changements climatiques. Pour cela, nous allons particulièrement nous intéresser à répondre aux questions suivantes : Quel est l'impact de la sécheresse sur les plaines agricoles et comment évoluent les différents types de sécheresse en Algérie ? La relation entre les différents types de sécheresse et quels sont les facteurs déclencheurs de ces événements ? Le risque de récurrence de ces événements dans le futur ? Et l'impact des changements climatiques sur la récurrence de ces événements passés et comment évoluera la sécheresse dans le futur ?

La présente thèse a donc pour objectifs :

- L’investigation de l’évolution et la propagation de la sécheresse dans les bassins de l’Ouest Algérien, de différentes caractéristiques lithologiques, ainsi que la relation entre les différents types de sécheresse dans le passé récent et le futur.
- L’analyse multi-variée des évènements de sécheresse à travers ses caractéristiques telles que : sévérité, durée et fréquence pour déterminer les événements les plus sévères, leurs impacts sur les ressources hydriques afin d’établir des scénarios d’atténuation en cas de leurs récurrences dans le futur.
- L’étude de l’impact des changements climatiques sur les ressources en eau et le bilan hydrique afin de déterminer leurs conséquences sur la production agricole au niveau des plaines agricoles dans le Centre et l’Ouest de l’Algérie septentrionale.
- Définir le risque d’occurrence des différents types de sécheresse et son degré éventuel de variation dans le futur sous les effets du changement climatique.

La présente thèse représente une vision sur le risque hydrologique et agricole et ses facteurs déclencheurs et son possible évolution sous changements climatique dans les régions Centre et Ouest de l’Algérie septentrionale.

La thèse est composée de quatre chapitres : Un premier chapitre présente un état de l’art sur l’impact du changement climatique sur les caractéristiques de la sécheresse à travers le monde mettant le travail de cette thèse dans un cadre général de recherche scientifique sur les extrêmes climatiques, leurs impacts et leurs évolutions dans un contexte de changement climatique.

Aussi, un état de l’art sur la sécheresse dans le bassin méditerranéen et dans le Nord-Africain. Une synthèse bibliographique est en fin élaboré pour les travaux antérieurs réalisés en Algérie présentant une compréhension sur la situation climatique et les principaux résultats de recherches en Algérie.

Le deuxième chapitre s’articule sur la présentation de l’étude et des méthodes utilisées pour l’analyse multi-variée des différents types de sécheresse sous les effets du changement climatique. Les résultats obtenus sont présentés en deux parties ; la première partie est présentée dans le troisième chapitre où la propagation de la sécheresse et ses principaux déclencheurs seront étudiés au niveau des deux bassins versants (Tafna et Macta) en utilisant les données pluviométriques et hydrologiques. Dans la deuxième partie, qui sera présentée dans le quatrième chapitre, la sécheresse météorologique et agricole en étudiant les données climatiques (précipitation et température) au niveau des vastes plaines agricoles du Centre et

de l'Ouest du Nord Algérien, s'étalant sur les bassins versants de la Tafna, la Macta, le bassin de Chellif, et le côtiers Algérois, sera étudiée.

Un ensemble de recommandations pour une meilleure gestion des ressources en eau et une élaboration des calendriers d'irrigation seront proposées dans le cas de récurrence ou d'exacerbation des évènements de sécheresse prévus dans le futur. Aussi, des pistes de recherche retirées des résultats obtenus seront présentées dans la conclusion générale.

Chapitre

I

Etat de l'art sur le risque de la sécheresse dans le contexte
du changement climatique

L'objectif de ce chapitre est de synthétiser les différentes approches utilisées pour investiguer le risque de sécheresse dans le contexte des changements climatiques.

1. Introduction

L'étude de la sécheresse est d'une importance primordiale dans la gestion et planification des ressources en eau. Cela implique une compréhension approfondie sur les événements passés dans la région comme aux impacts de ces événements lors de leurs occurrences. Ainsi, l'investigation du mécanisme et des propriétés de la sécheresse devient indispensable dans le but de développer des modèles adéquats pour étudier les différentes caractéristiques à fin de projeter leurs risque d'évolution et d'occurrence dans les scénarios futurs.

Le développement des scénarios de sécheresse globale durant les dernières décennies et en Algérie particulièrement ont motivé cette recherche bibliographique et qui est discuté dans la suite.

2. Impact du changement climatique sur les caractéristiques de sécheresse

La sécheresse est un danger naturel insidieux caractérisé principalement par un déficit pluviométrique et/ou une hausse de température relatifs à la normale et qui engendre une défaillance en disponibilité d'eau (humidité du sol et cours d'eau) (WMO, 2008). Lorsque ce déficit se prolonge sur une saison ou sur une période plus longue, les ressources en eau deviennent insuffisantes pour répondre à la demande des activités humaines et de l'environnement créant une sécheresse hydrologique, agricole et socio-économique. Le phénomène de sécheresse météorologique est une conséquence d'une variabilité régionale dans le cycle hydrologique globale, un processus associé aux changements des circulations climatiques (AghaKouchak et al., 2015 ; Golian et al., 2014 ; Piechota and Dracup, 1996).

Selon le dernier rapport de l'organisation météorologique mondiale (World Meteorological Organization, (2019)) chaque décennie successive était plus sèche que toutes les décennies précédentes depuis 1850. La température globale moyenne a augmenté depuis des décennies d'environ $0,9 \pm 0,6$ °C (IPCC, 2014). Selon le rapport IPCC (IPCC, 2007), le réchauffement s'est produit en deux phases durant le 20^{ième} siècle, une phase tendre $+0,35$ °C des années 1910 aux années 1960 et une phase plus sévère $+0,55$ °C depuis les années 1970 jusqu'à présent.

Cependant, l'accroissement des températures n'est qu'une partie de l'histoire. Le cycle hydrologique global est de plus en plus affecté, ce qui augmente et a augmenté la moyenne globale des précipitations, de l'évaporation et de ruissèlement. Ainsi, les événements extrêmes tels que les canicules, les inondations et les événements de sécheresse se produisent plus souvent et deviennent plus sévères. Aussi, la période entre ces événements extrêmes devient plus courte dans certaines régions. De ces faits, les changements climatiques affectent la nature, influençant l'adaptation des plantes et animaux locaux aux changements des conditions climatiques (eg., Santillán et al., (2019)), provoquant le déplacement des espèces non locales et causent d'énormes risques économiques et challenges financiers (Godfray et al., 2010 ; Wilhite, 2005).

Parmi les événements extrêmes, la sécheresse est l'événement le plus lent en développement et qui, souvent, dure plus longtemps. Il est aussi le moins prédictible par rapport aux autres phénomènes atmosphériques. Les études sur les effets des changements climatiques sur les différents écosystèmes ont été fortement élaborées à l'échelle mondiale et présentent un intérêt général dans la communauté scientifique. La plupart de ces études adresse les changements des précipitations et températures et leurs réflexes sur les débits. Ces effets peuvent être variés selon la lithologie et les caractéristiques du bassin (Barker et al., 2016 ; López-Moreno et al., 2013), l'altitude et le couvert végétal (Peña-Gallardo et al., 2019), ou des facteurs anthropogéniques (Peña-Gallardo et al., 2019; Wu et al., 2017). Néanmoins, l'analyse de l'évolution de la sécheresse sous changements climatiques n'est pas encore suffisamment explorée.

Parmi les études récentes sur l'impact de la sécheresse, Dai, (2011) a souligné que les séries de précipitations, débits et les indices de sécheresse montrent tous une ascendante aridité dans plusieurs régions du monde à partir de 1950 (Figure I.1). Cette tendance associée avec des événements de sécheresse plus étendus et plus sévères est projetée à accentuer durant le 21^{ème} siècle due à la diminution des précipitations et/ou augmentation des températures (Dai, 2013) (Figure I.2).

Spinoni et al., (2014) ont signalé dans leurs étude sur le risque climatologique de la désertification que le nord-est du Brésil, le sud d'Argentine, le nord-est de Chine, le subhimalayen d'Inde, le Sahel, Zambie et Zimbabwe et la région de la Méditerranée sont caractérisés par une augmentation significative de l'étendu des régions arides. Guo et al., (2018) ont trouvé que la propagation de la sécheresse au centre d'Asie (en incluant Nord-Ouest de la Chine, Kazakhstan, Ouzbékistan, Kirghizstan, Tadjikistan, Turkménistan) tend à avoir une

trajectoire Est-Ouest/Ouest-Est. Aux états unis, la sécheresse de 1987-1989 a causé des pertes totales estimées à 39 milliards de dollars en énergie, eau, écosystèmes et agriculture (Riebsame et al., 2019) et a entraîné une réduction d'environ 30% de la production de maïs (Rosenzweig et al., 2001).

Konapala and Mishra, (2017) ont trouvé que la distance de propagation des événements de sécheresse est plus large à l'ouest et que son schémas de variabilité peut être influencé par la variabilité annuelle de précipitation du continental des états unis. Aussi, Pan et al., (2020) suggèrent que parmi les variables climatiques, la variation annuelles des précipitations et le taux de ruissellement annuel sont associé significativement avec le changement en capacité de stockage du bassin versant durant les périodes prolongées de sécheresse au sud de l'Australie. De plus, ils ont trouvé que l'impact de la sécheresse climatique sur le bassin versant dépend de l'élévation, la pente et le couvert végétal de ce dernier.

Huang et al., (2015) ont trouvé que la fréquente occurrence des événements de sécheresse dans les régions humide et semi-humide au Centre et Sud-Est de Chine ont été plus sensible aux bas NAO et haut NOI. Sharma and Mujumdar, (2017) ont observé une tendance significative dans l'étendu spatial de la sécheresse au Ouest Central (West Central) et au centre Nord-Est (Central Northeast) de l'Inde et ils ont remarqué une augmentation de la fréquence de coïncidence des événements de sécheresse et canicules sur tous l'Inde. L'analyse des événements de sécheresse dans la période 1901-2014 au bassin du Congo à l'ouest d'Afrique montre que les conditions climatiques du bassin sont devenues plus sèches aux dernières décennies (1994-2014) (Ndehedehe et al., 2019). Cela a aussi contribué aux changements du régime hydrologique dans le fleuve du Congo depuis 1994 (les corrélations entre l'indice de précipitation et de ruissellement sont passées de $r = 0,69$ en 1931-1990 et $r = 0,64$ en 1961-1990 à $r = 0,38$ dans la période 1991-2010) (Ndehedehe et al., 2019).

Au Sud-Ouest de l'Allemagne, la sécheresse présente un événement récurrent durant les deux derniers siècles où les années sèches ont causé différents impacts en écologie, économie, santé public, gouvernement et comportement social (Erfurt et al., 2019). García-Herrera et al., (2019) ont indiqué que la sécheresse de Juillet 2016-Juin 2017 est la plus sévère depuis 1979 et qui a touché 90% du Centre-Ouest de l'Europe. Elle a affecté la disponibilité en eau, l'agriculture, la production hydro-électrique et a été associé avec incendies de forêts en Ibérie. En 2019, un climat exceptionnellement chaud s'est produit dans toute l'Europe en juin et juillet, entraînant des températures record (Figure I.3).

Aussi, Turco et al., (2017) ont trouvé une corrélation significative entre les incendies et les événements de sécheresse en été dans la plupart des pays de l'Europe méditerranéenne. Les évaluations des coûts de la sécheresse restent partielles et sont peu déterminées. Par exemple, la sécheresse survenue en Péninsule Ibérique en 2005 a réduit de 10 % la production européenne totale du blé (UNEP (United Nations Environment Programme), 2006). E E A, (2010) ont indiqué que les coûts annuels moyens des sécheresses dans l'Union européenne ont doublé entre 1991 et 2006 par rapport à la période 1976-1990, atteignant 6,2 milliards d'euros après 2006, Le tableau I.1 fournit des quantifications plus larges des impacts de la sécheresse à partir de la littérature.

Tableau I.1 | Exemples des couts des sècheresses.

COUT ANNUEL DE LA SECHERESSE (MILLIARD DE DOLLARS)	Période	région	source
0,75	1900-2004	Globale	(Below et al., 2007)
2,2	2014	Californie	(Howitt et al., 2014)
2,4	2011	Chine	(Yuan et al., 2015)
2,7	2015	Californie	(Howitt et al., 2015)
3,5	2006	Australie	(Wong et al., 2010)
6,2	2001-2006	Union européenne	(E E A, 2010)
6,0 - 8,0	1990-1994	USA	(Wilhite, 1997)
39	1988	USA	(Riebsame et al., 2019)

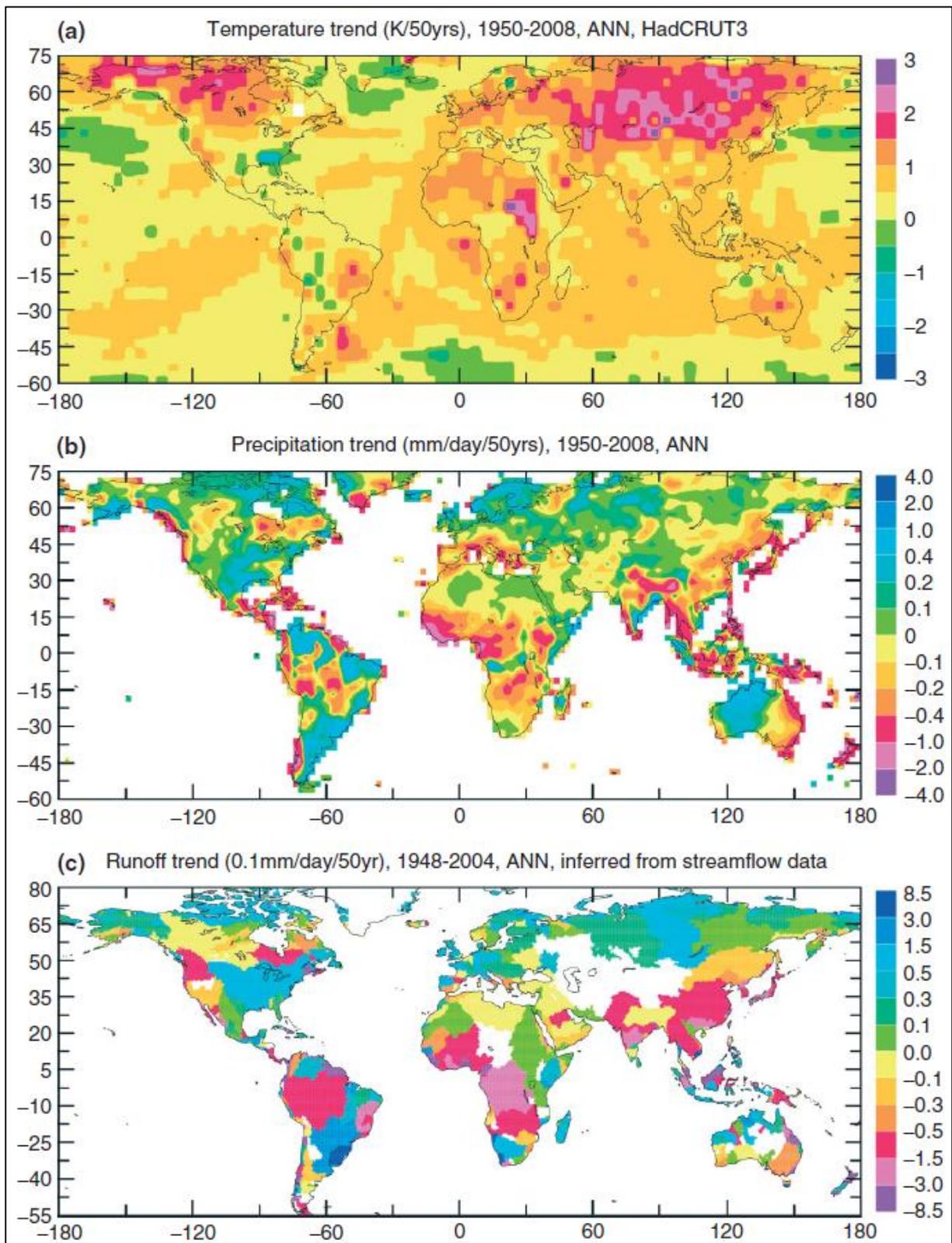


Figure I.1 | Carte des tendances des observations annuelles de (a) Température de l'air (b) précipitation (c) ruissellement déduit des mesures de débit. (source (Dai, 2011))

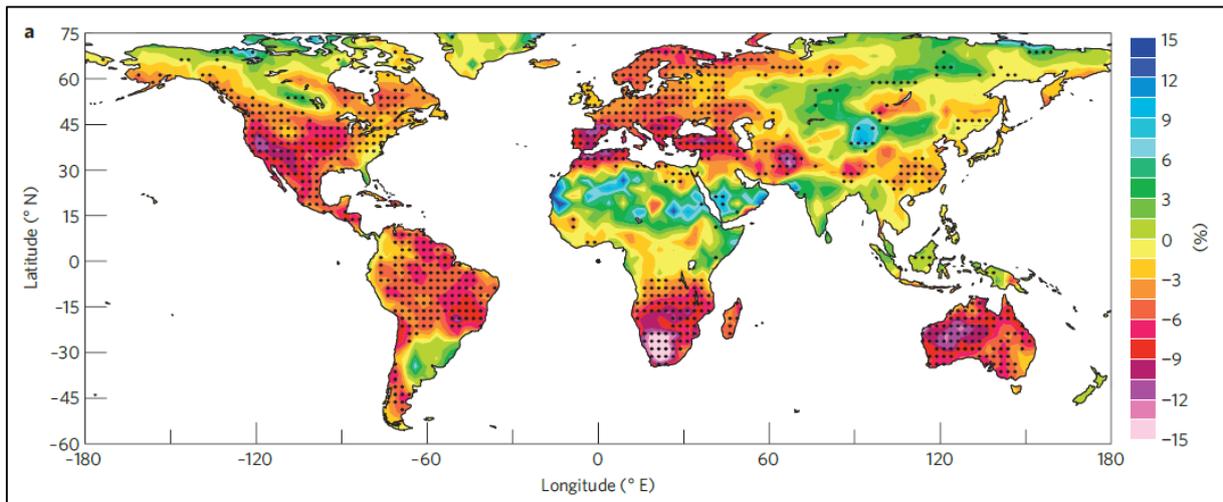


Figure 1.2 | Changements futurs de l'humidité du sol en pourcentage de 1980-1999 à 2080-2099 simulés par 11 modèles du CMIP5 sous le scénario d'émissions RCP4.5. (source (Dai, 2013))

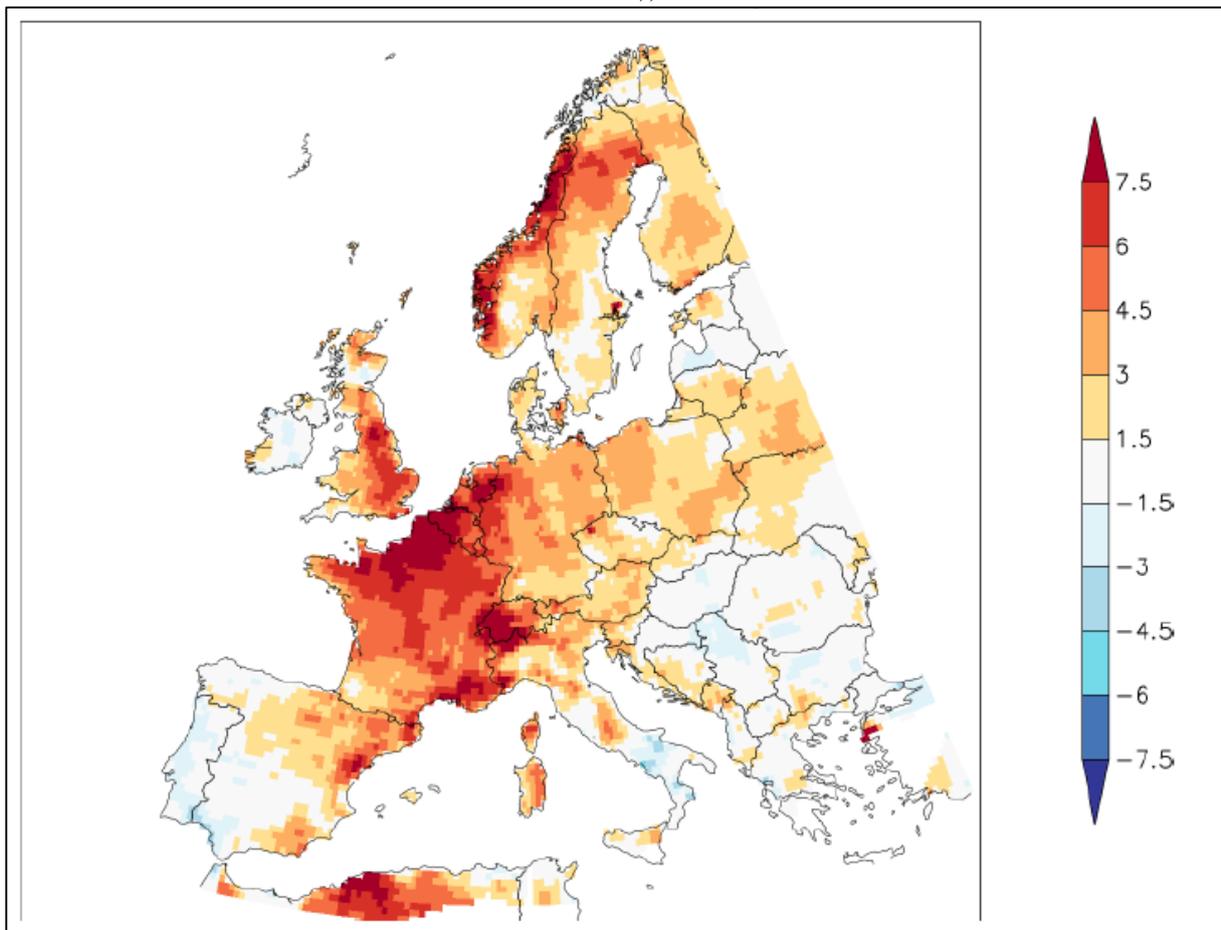


Figure 1.3 | Différence entre les températures maximales (° C) en 2019 et les températures maximales annuelles moyennes les plus élevées pendant la période de référence 1981-2010 (site ("Winter warm spell and summer heatwaves | Copernicus," accessed 2020-08-09.))

3. La sécheresse dans le bassin méditerranéen et au nord-africain

L'Afrique du nord connaît et a connu plusieurs extrêmes événements durant le dernier siècle et pendant le début de 21ème siècle et la région semi-aride est la plus touchée par les événements de sécheresse. En effet, les fortes inondations (flash flood), les canicules et les événements de sécheresse se reproduisent plus souvent et leur risque de récurrence a augmenté durant les dernières décennies. Cependant, bien que les pertes économiques et les populations affectées causées par les inondations sont plus importantes, plus de la moitié des 22 millions de décès associés aux risques naturels enregistrés dans la base de données internationale sur les catastrophes EM-DAT de 1900 à 2004 étaient dus à la sécheresse (Below et al., 2007). Ahmadalipour et Moradkhani, (2018) ont aussi reporté que l'Afrique du nord et le moyen orient (MENA region) subiront des risques de mortalité plus élevés bien qu'ils soient ceux qui contribuent le moins au changement climatique. D'autre part, ces régions sont connues par une variabilité climatique élevée et une forte dépendance à l'agriculture pluviale et une capacité économique et institutionnelle limitée à réagir à la variabilité et au changement climatique. L'IPCC, (2007) estime qu'en Afrique du Nord, le changement climatique entraînera une perte agricole comprise entre -2,5 et -20% en rendements de cultures (blé, maïs, riz) d'ici 2100 (Figure I.4).

Tramblay et Hertig, (2018) ont classifié trois régions homogènes selon l'occurrence et de la durée des périodes de sécheresse annuelle maximale et ont étudié leurs connections avec les circulations atmosphériques et ont considéré la région du nord-africain une région de sécheresse particulière. Tramblay et al., (2018) ont trouvé que les modèles climatiques projettent que le maximum, moyen et minimum changement en précipitation peut atteindre jusqu'à -20%, -45%, -65% respectivement à l'horizon 2066-2095 sous le scénario RCP8.5 dans la région nord-ouest africain (Figure I.5) ou le Maroc et le Nord-Ouest algérien projettent les valeurs les plus drastiques. Tramblay et Somot, (2018) ont trouvé des résultats similaires où les tendances de sécheresse ont été projetées au niveau des bassins du sud d'Espagne et la partie sud de la méditerranée (Figure I.6).

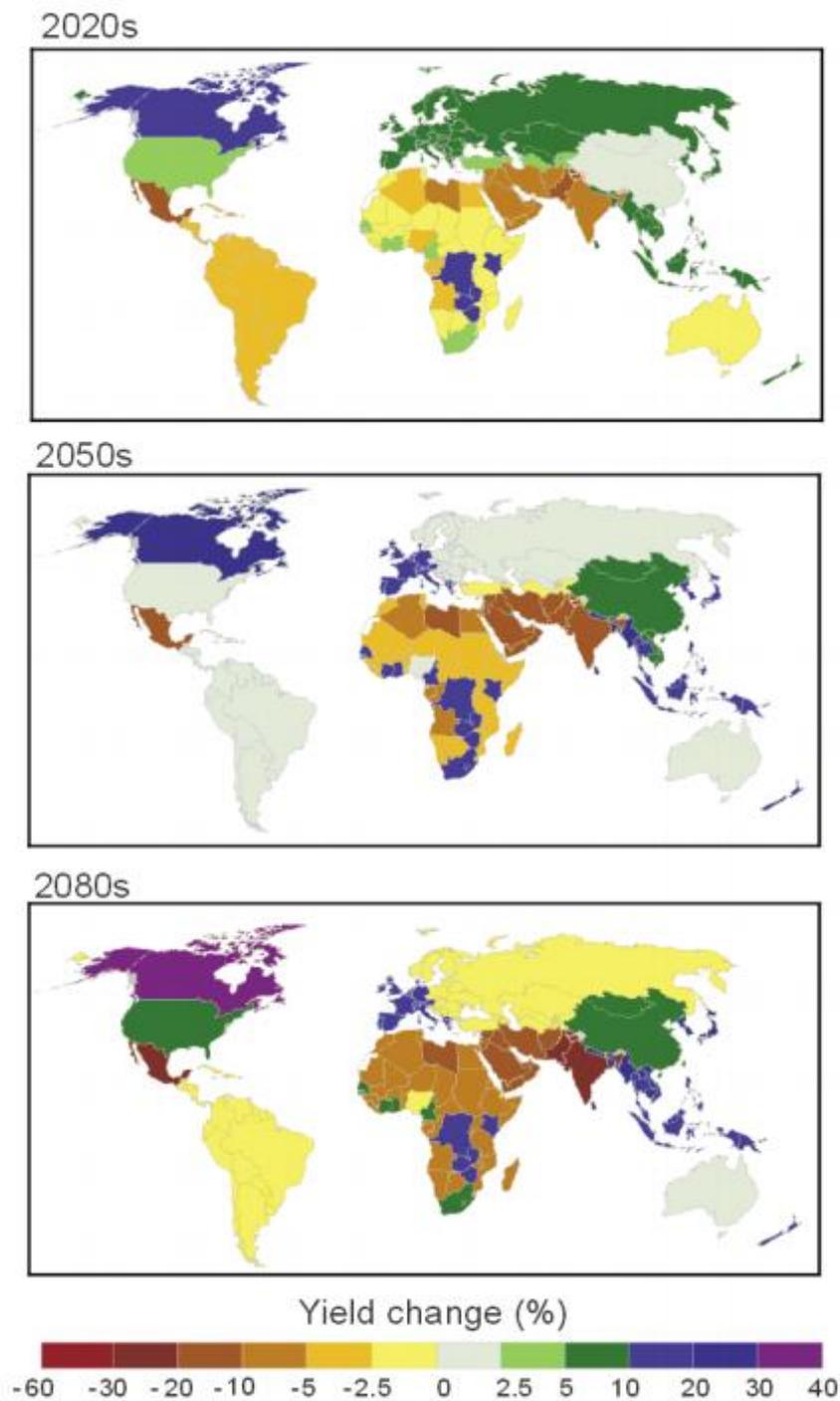


Figure I.4 | Pourcentage de changement en rendement des cultures (blé, maïs et riz) sous changement climatique. (Source (Rosenzweig et al., 2001)).

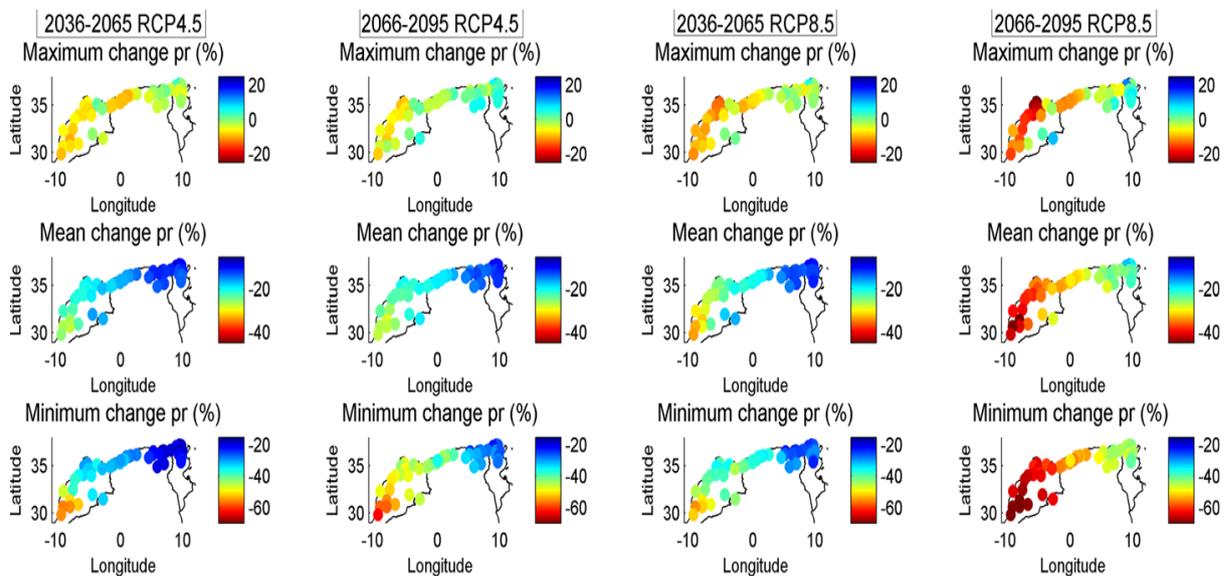


Figure I.5 | Les changements maximum, moyen et minimum des précipitations projetées dans le futur. (Source (Tramblay et al., 2018)).

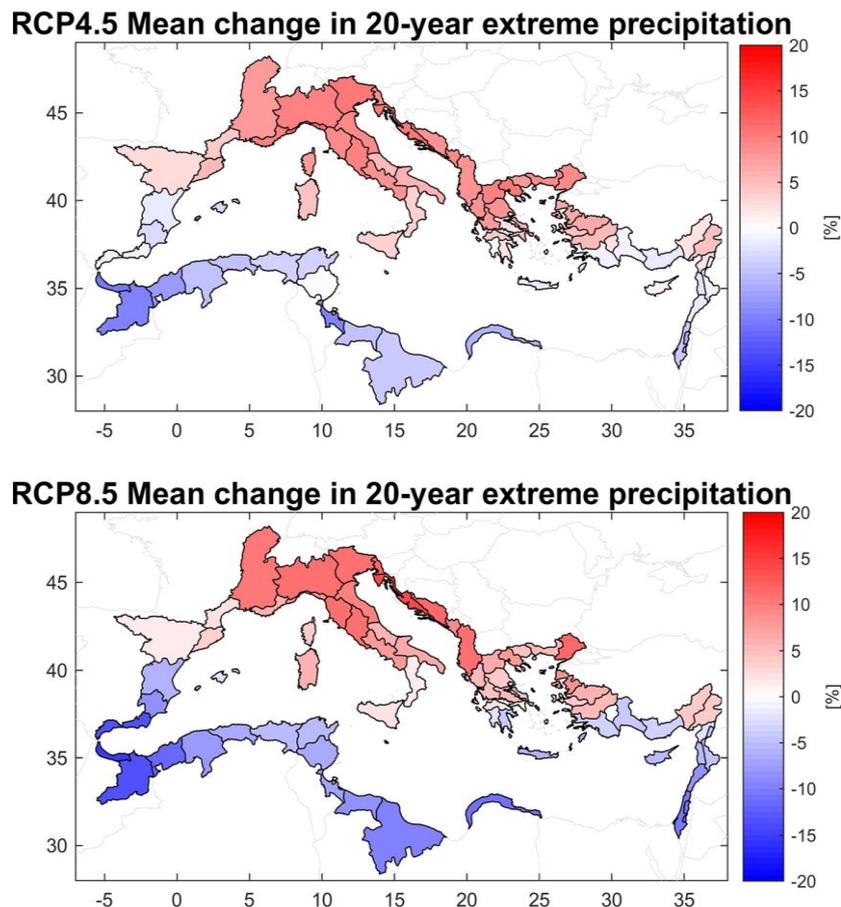


Figure I.6 | Changements moyens relatifs à l'horizon 2100 de précipitations extrêmes pour chacun des 102 bassins méditerranéens dans les scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

Source (Tramblay et Somot, 2018).

Dans le nord-est du Maroc et le nord-ouest de l'Algérie, plusieurs études indiquent des taux de précipitations annuels inférieurs à la moyenne qui dominent depuis le début des années 1970 (Driouech et al., 2008 ; Hertig, 2004 ; Meddi et al., 2010 ; Speth et al., 2010). De même pour les parties sud de la côte atlantique marocaine ainsi que pour les montagnes de l'Atlas, plusieurs périodes de déficit pluvial se sont produites dans la seconde moitié du XXe siècle. Knippertz et al., (2003) ont trouvé trois régions pluviométriques homogènes en ce qui concerne la variabilité annuelle des précipitations (Figure I.7). Il s'agit : (I) de la région atlantique (ATL) nord et l'ouest du Maroc ; (II) de la région méditerranéenne (MED) nord-est du Maroc et du nord-ouest de l'Algérie à proximité de la côte méditerranéenne, et (III) sud de la région de l'Atlas (SOA).

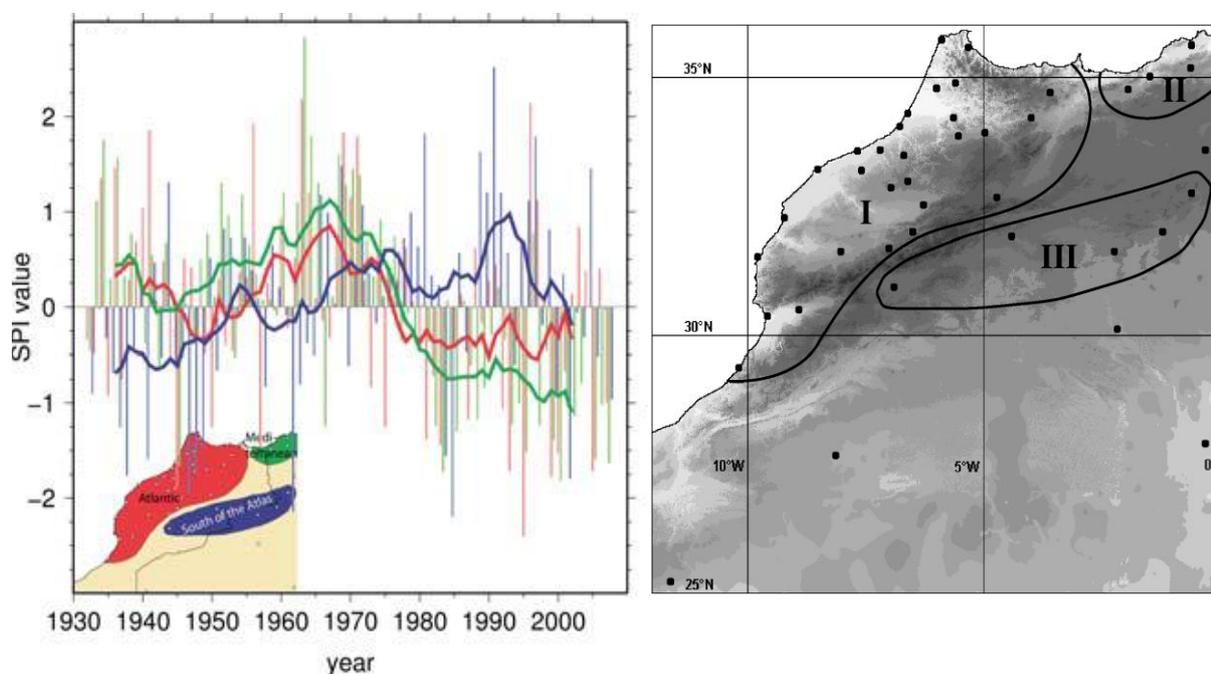


Figure I.7 | A gauche ; Séries de l'Indice de Précipitation Standardisé (SPI) pour la période 1930/31 au 2007/08 pour les régions ATL, MED et SOA (source (Speth et al., 2010)). A droite ; Régions définies pour le calcul de l'indice de précipitation. (I) la région Atlantique (ATL), (II) la région méditerranéenne (MED) et (III) la région au sud de l'Atlas (SOA).

La variation des précipitations annuelles de ces régions sont montré dans la figure I.7 en présentant les séries temporelles de l'indice SPI calculé selon Mckee et al., (1993) pour le dernier siècle. Dans la région SOA, un surplus est enregistré dans les années 1990 et depuis aucune tendance significative n'est prouvée. Dans la région ATL, les précipitations ont réduit vers la fin des années 1970 au début des années 1990, avec quelques éventuelles années humides à la fin des années 1990 et après 2000, ces résultats sont aussi confirmés par Fniguire et al., (2017); Schilling et al., (2012); Speth et al., (2010) et Zkhiri et al., (2019). Un déficit

pluviométrique pour la région méditerranéenne MED s'est produit depuis les années 1970 à nos jours. De résultats similaires été aussi présentés dans le travail de Achour et al., (2020); Meddi et al., (2010); Taibi et al., (2013) et Zeroual et al., (2017). En revanche, aucune tendance prononcée des précipitations n'a été observée pour les régions orientales au cours de la dernière décennie du 20ième siècle. telles que : le nord-est d'Algérie orientale (Khedimallah et al., 2020; Meddi and Talia, 2008; Merabti et al., 2018b); la Tunisie méditerranéenne (Gader et al., 2020; Hertig, 2004) ; la Tunisie centrale (Kingumbi et al., 2005) ; mais avec éventuelle variabilité décennale tel que les années 1975-1981 et 2000-2003 (Ben Abdelmalek et Nouri, 2020) ; et les parties méditerranéennes de la Libye et de l'Égypte (Hertig, 2004).

4. La sécheresse en Algérie

En Algérie, le régime pluviométrique varie du Nord au sud et de l'est à l'ouest où la pluviométrie est plus dense en rapprochant vers le littoral et en allant vers l'Est du pays (figure I.8). Néanmoins, les températures moyennes annuelles se distribuent principalement suivant quatre ensembles géographiques (Figure I.9), du nord au sud comme suit :

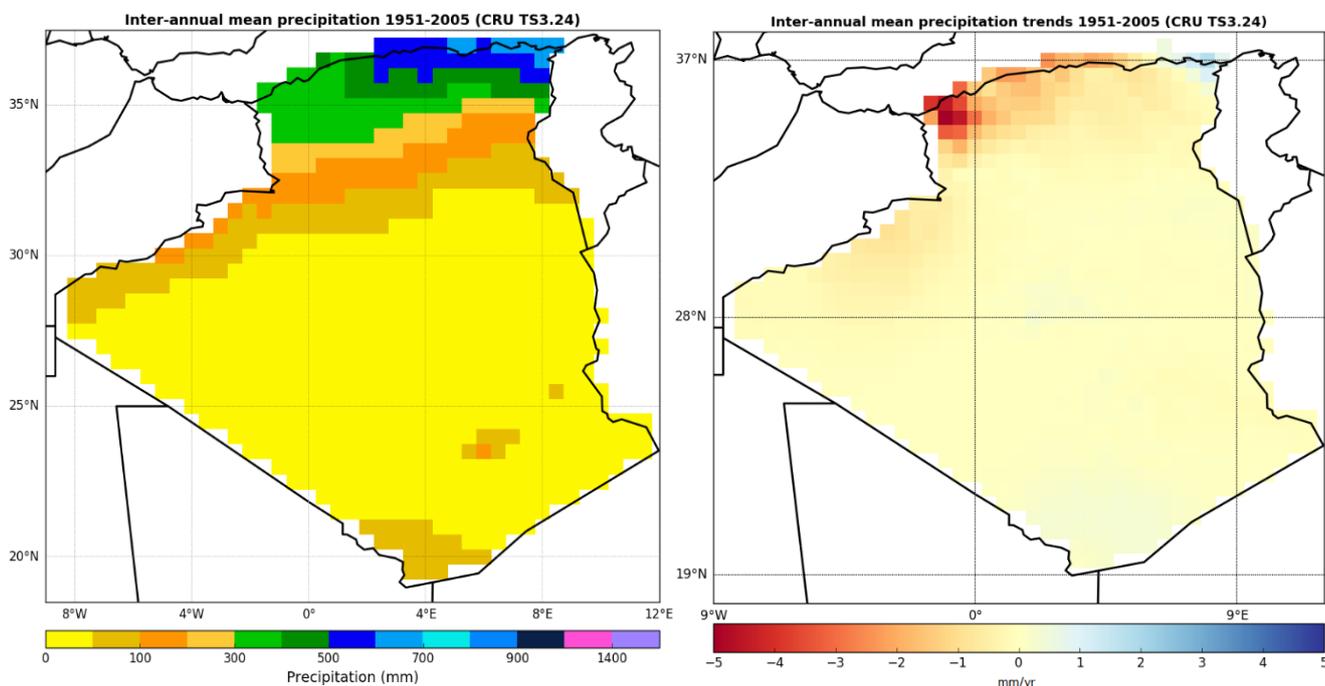


Figure I.8 / Précipitations moyennes interannuelles et leurs tendances dans la période 1951-2006 (données CRU à 0.5°). (Zeroual et al., 2020).

Entre le littoral et l'Atlas tellien, la température moyenne annuelle varie entre 15 °C et 20 °C ;

- Entre l'Atlas tellien et l'Atlas saharien la température moyenne annuelle varie entre 20 °C et 22,5 °C ;
- Entre l'Atlas saharien et le Sahara algérien, la température moyenne annuelle varie entre 22,5 °C et 25 °C ;
- La température moyenne annuelle dans le Sahara algérien varie entre 25 °C et 30 °C. Elle atteint environ 35 °C dans une partie du sud.

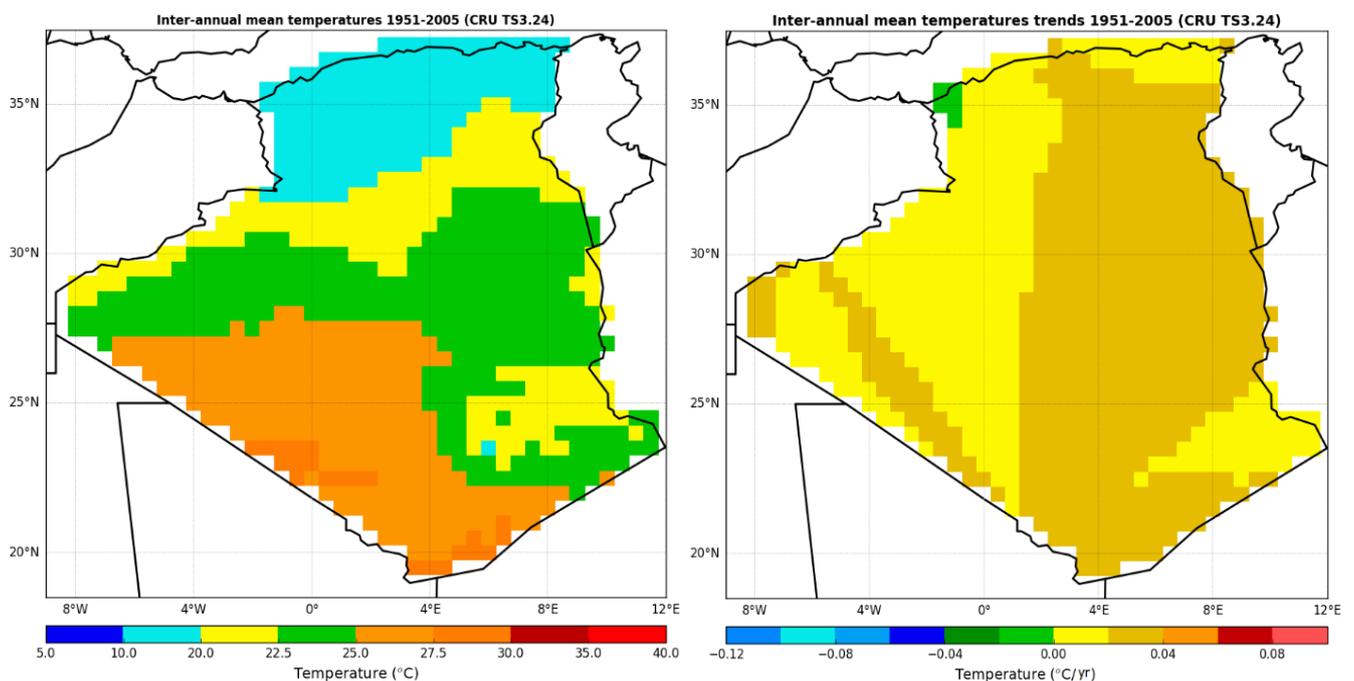


Figure I.9 | Températures moyennes interannuelles et leurs tendances dans la période 1951-2006 (données CRU à 0.5°). (Zeroual et al., 2020).

Zeroual et al., (2017) ont étudié la variation des précipitations et des températures et leurs tendances dans le nord d'Algérie. Ils ont trouvé une augmentation significative dans la température moyenne interannuelle depuis les années 1970. L'analyse a aussi révélé que les températures sont influencées par les oscillations ouest méditerranéennes WeMOI. Tandis que les précipitations montrent une forte corrélation avec l'indice climatique SOI. Taibi et al., (2017) ont aussi trouvé que la variabilité pluviométrique annuelle au nord d'Algérie est influencée par l'indice climatique SOI hors, la variabilité saisonnière est affecté par MOI et NAO.

Zerouali et al., (2018), ont indiqué une fluctuation météorologique significative indiquant une période sèche depuis 1980 dans le bassin de Sebaou au centre est du pays. La région centre et

Est a connu une diminution en précipitation depuis la décennie 1970-1980, cette diminution est de l'ordre de 30% dans le bassin de Cheliff au centre ouest et de 36% pour le bassin de Medjerda selon Khedimallah et al., (2020).

Le nord-ouest algérien a connu deux phases déficitaires durant le dernier siècle, celle des années 1940 et celle de la fin des années 1970 (Meddi et al., 2010; Meddi et Hubert, 2013). Taibi et al., (2017) ont aussi montré qu'une diminution significative dans les régions nord-ouest depuis les années 1970. Achour et al., (2020) ont trouvé que la rupture dans les séries pluviométriques se présente respectivement de 1976 à 1980 dans un axe Ouest-Est.

La diminution drastique des précipitations de l'ordre de 30% dans l'ouest d'Algérie a causé de sérieuses crises hydrologique et qui a affecté significativement les plaines de cette région connues par leurs fertilités (Achour et al., 2020 ; Meddi et al., 2014). Le stress hydrique a été constaté durant les dernières décennies. Khedimallah et al., (2020) ont trouvé une diminution en débit de cours d'eau de l'ordre de 43% dans le bassin de Medjerda à l'est et de 61% dans le bassin de Cheliff au centre-ouest. Bakreti et al., (2013) et Meddi and Hubert, (2013) ont trouvé une tendance de sécheresse significative des écoulements de base entre les années 1972 et 1992 à l'échelle annuel et saisonnière de l'ordre de 50% à 71% dans le bassin de Tafna et Macta à l'extrême de l'ouest du pays. Cette baisse a été marquée sur les bassins situés en plaines comme sur les bassins en reliefs (Beni-Bahdel, Pierre de chat, Chouly et Khemis) bien qu'ils soient les moins perturbées par les activités humaines vu leurs fort gradient d'altitude.

Plusieurs hypothèses ont été posées en plus de la réduction des précipitations. La première posait la réduction des couvertures neigeuse sur les hauteurs de la Tafna. L'augmentation de température peut causer la fente des neiges et favoriser l'évaporation. Zeroual et al., (2020), (2019) ont classé la région ouest du nord d'Algérie comme région sujette à l'augmentation des températures et à l'aridification du climat dans le futur. La deuxième est l'exploitation des nappes phréatiques de cette région et le transfert de ses eaux vers les grandes villes de l'ouest qui peut aussi être un facteur de réduction des niveaux piézométriques. Bensaoula et al., (2019); Meddi and Hubert, (2013) ont signalé la baisse des niveaux piézométriques au niveau des zones de captage de la région qui peut réduire les écoulements de base. Abderrazak et al., (2015) et Bakreti et al., (2013) ont trouvé que les écoulements dans le bassin de Tafna présentent une sensibilité liée exclusivement à la présence ou non des formations karstifiées, ainsi, la variation des cours d'eau peut être liée à plusieurs facteurs.

Peu d'études ont traités la sécheresse et son évolution en Algérie. Taibi et al., (2013), ont analysé la sécheresse météorologique dans le nord d'Algérie en utilisant l'indice de sécheresse SPI en se basant sur les précipitations enregistrées sur la période 1936-2010. Cette étude a révélé cinq régions avec différents degrés de sévérité de sécheresse dont les hauts plateaux de l'Ouest et du Centre étaient caractérisés par les événements les plus importants et sévères avec une baisse critique de précipitation. La région côtière Ouest a aussi été affectée par une sécheresse importante tandis que la région côtière Centre a connu une sécheresse moins sévère. Cependant, la région côtière Est et la région des hauts plateaux Est ont été les moins touchés par la sécheresse. Pareil, Merabti et al., (2018a), (2018b) ont déterminé les événements de sécheresse dans la région Est de l'Algérie en calculant les indices climatique SPI et RDI en utilisant les données de température et de précipitation sur la période 1979-2014. L'analyse des tendances a révélé une tendance positive mais en générale non significative sur l'ensemble de la région.

Meddi et Hubert, (2013) ont déterminé la sécheresse météorologique et hydrologique dans le bassin de Tafna à l'extrême ouest du pays sur la période 1941-2010, ils ont trouvé que plus de 76% des années après 1975 (la rupture dans les séries de précipitation) sont des années sèches. Ces résultats montrent l'impact direct de la réduction des précipitations sur les écoulements de surface. Ils ont montré aussi une forte probabilité d'avoir des périodes sèches successives de 75% en utilisant les chaînes de Markov. Cette étude a révélé l'importance de l'analyse des différents types de sécheresse afin de mieux comprendre sa propagation. Meddi et al., (2014) ont utilisé les chaînes de Markov afin de déterminer la persistance de la sécheresse dans les sept plaines du nord-ouest de l'Algérie, l'étude a montré que la probabilité d'avoir une année sèche suivie par une autre année sèche est en moyenne de 50%. Habibi et al., (2018) ont aussi analysé la sécheresse météorologique dans le bassin de Cheliff-Zahrez en utilisant les chaînes de Markov dans la période 1960-2010. Les résultats ont montré une probabilité d'avoir deux années sèches consécutives plus élevée dans la partie sud du bassin. Les résultats ont montré aussi que la partie sud et sud-ouest présente la région la plus vulnérable à la sécheresse. L'analyse des périodes de retour (entre 6 et 17 ans) a montré que des conditions sèches extrêmes pour une période de retour de 17 ans ont été enregistrées dans les régions agricoles du haut et bas Cheliff et de Boughezoul.

Haied et al., (2017) a aussi analysé la sécheresse météorologique en utilisant SPI et RDI dans le bassin de Djelfa-Hadjia (sud du bassin Cheliff-Zahrez), ils ont trouvé que le bassin a connu

quatre périodes sèches entre 1977-1978, 1983-1984, 1996-2003 et 2014-2015. Lazri et al., (2015) ont aussi montré en analysant la sécheresse par des estimations du modèle de chaîne de Markov une tendance vers l'augmentation de la fréquence et de la sévérité de sécheresse dans le nord Algérien et particulièrement dans la partie sud (Atlas saharien) et qui pourrait être attribuée au changement climatique.

Achour et al., (2020) ont déterminé la variation spatio-temporelle de la sécheresse météorologique dans les sept plaines agricoles s'étendant sur l'Ouest et Centre-Ouest du nord Algérien. Leurs résultats ont montré que la sévérité de la sécheresse augmente suivant un gradient Est-Ouest et Nord-Sud et que les plaines de l'extrême ouest sont les premières et les plus touchées par les événements de sécheresse. L'analyse des caractéristiques de sécheresse ont montré aussi une propagation spatiale et temporelle de sécheresse de direction Ouest-Est. Cette étude a indiqué l'importance d'analyse multi variée de la sécheresse afin de mieux comprendre son comportement dans la région.

Mellak et Souag-Gamane, (2020) ont adapté l'analyse multi variée en utilisant les copules et en se basant sur la sévérité et la durée des événements de sécheresse dans le nord de l'Algérie. Ces auteurs ont trouvé à partir des courbes sévérité-durée-fréquence et sévérité-surface-fréquence que les périodes de retour des événements sévères de sécheresse dépendent de leurs durées et ont proposé de nouvelles classifications des événements secs. L'étude a trouvé que la région nord-ouest est la plus sensible aux événements extrême/sévère avec des durées plus inférieures et des probabilités de dépassement plus élevées. Ces études montrent l'importance d'étude des risques de sécheresse dans la région Nord-Ouest d'Algérie où l'impact du changement climatique se présente déjà. De plus, Zeroual et al., (2019) ont signalé le risque d'aridification sous les différents scénarios de changements climatiques dans le futur. Le climat été humide en 1950, est devenu semi-aride depuis 1973 et projeté de devenir aride en 2100. Le risque de sécheresse est de plus en plus élevé et menace la disponibilité des ressources en eau dans la région. Les ressources en eau de surface et souterraines sont déjà vulnérables et les gestionnaires essaient d'atténuer ces impacts sur l'économie (Bensaoula et al., 2019).

Les recherches récentes ont démontré l'importance de l'étude multi variée de la sécheresse à fin de définir son comportement et son impact lors de son occurrence dans une région (AghaKouchak et al., 2014; Golian et al., 2014; Hangshing and Dabral, 2018; Mesbahzadeh et al., 2019). Cependant, la plupart des travaux antérieurs en Algérie et dans le bassin Méditerranéen ont considéré la sécheresse comme étant un phénomène uni-varié où ils ont

étudié son évolution à partir de la variation temporelle des variables climatiques, avec les données brutes ou à l'aide des indices standardisés. De plus, la plupart des études qui ont étudié les différentes caractéristiques de sécheresse les considèrent séparément d'une façon uni-variée.

En Algérie, peu d'étude ont traité les caractéristiques de sécheresse (Achour et al., 2020; Mellak et Souag-Gamane, 2020) mais aucune n'a investigué leur éventuelle variation dans le futur. De plus, toutes les études ont été basées sur les précipitations à l'exception de (Haied et al., 2017); Lazri et al., (2015) et Merabti et al., (2018b), (2018a) qui ont étudié ce phénomène en considérant l'évapotranspiration potentielle et les précipitations.

Ce travail s'inscrit dans la ligne de ce qu'a été exposé plus haut en considérant la région Nord-Ouest de l'Algérie. Il contribuera à la compréhension du risque lié à la sécheresse ainsi que l'évolution de ce phénomène sous l'effet du changement climatique.

5. Conclusion

A travers ce chapitre, une synthèse bibliographique a été présentée sur les changements climatiques dans le monde. Le bassin Méditerranéen est une zone vulnérable aux changements climatiques et les régions semi-arides du bassin Méditerranéen y compris l'Algérie du Nord ont connus plusieurs événements extrêmes durant le dernier siècle et pendant le début de 21ieme siècle dont, elles sont considérées les plus touchées par les évènements de sécheresse.

Nombreux travaux ont été effectués pour l'analyse de la variation pluviométrique et hydrologique en Algérie. L'analyse des travaux antérieurs montre l'importance de l'investigation de l'éventuelle variation des caractéristiques de sécheresse dans le futur et l'impact de sécheresse sur le bilan hydrique pour mettre en évidence la propagation de la sécheresse sur les ressources en eau (superficielles ou souterraines) et la production agricole. De plus, l'impact de la température et son influence sur la sécheresse météorologique et agricole doivent être estimés pour préserver la production agricole et les revenus agricoles ainsi que la sécurité alimentaire. Ainsi, dans cette thèse, nous contribuons dans l'étude de la propagation de la sècheresse et son impact sur les ressources en eau et la production agricole sous les effets du changement climatique.

Chapitre **II**

Matériels et méthodes

L'objectif de ce chapitre est de présenter les différentes méthodes utilisées pour investiguer le risque de sécheresse dans notre région d'étude.

1. Présentation de la région d'étude

1.1 Situation géographique

La zone d'étude est située dans la partie Nord-Ouest de l'Algérie. Elle est localisée entre la latitude 34°18'54'' et 36°48'12'' et les longitudes 2°10'10''W et 3°10'11''E (Figure II.1). Elle englobe les bassins versants de la Tafna, la Macta, le côtier algérois, et le bassin versant du Cheliff.

1.2 Le climat

Selon Zeroual et al. (2019), la zone d'étude est divisée en trois classes climatiques. La région côtière est caractérisée par un climat tempéré chaud entièrement humide avec des étés chauds (Cfa) ; la partie sud est mixte entre steppes froide et chaude (Bsh-Bsk) avec plaines herbeuses caractérisées par un climat sec et chaud (Bsh) et climat sec et froid (Bsk); tandis que les précipitations annuelles varient de 400 mm à l'ouest (Tafna) à 900 mm à l'est (Côtiers Algérois). La variation des températures et des précipitations moyennes mensuelles pour la période 1960-2010 sont montrées dans la figure II.2 (a-b).

1.3 Les bassins versants

Les deux sous bassins à savoir : Beni Bahdel et Chouly sont situés dans le grand bassin de Tafna et celui d'El Hcaiba est situé dans le bassin de Macta. Le choix des bassins a été guidé par la disponibilité des séries chronologiques de mesures de débit et par la nature lithologique et hydrogéologique de ces bassins situés dans le système karstique le plus répandu dans le Nord-Ouest de l'Algérie et qui présente le plus grand réservoir naturel des eaux souterraines de l'ouest de l'Algérie (Bensaoula et al., 2019; Bouabdelli et al., 2020a; Bouanani et al., 2015; Collignon, 1986). Les aquifères karstiques de cette région sont considérés comme les plus grands réservoirs naturels de précipitations dans le nord de l'Algérie avec une réserve totale d'eau souterraine renouvelable estimée à environ 200 à 400 Mm³ / an (Collignon, 1987). Par conséquent, les sources karstiques, dont le débit moyen annuel atteint jusqu'à quelques mètres cube d'eau par seconde, alimentent considérablement les cours d'eau pendant la période sèche et contribuent à réduire ou retarder la sécheresse hydrologique. L'existence de sources karstiques dans les bassins de Chouly et d'El-Hcaiba a permis d'alimenter les cours d'eau et de répondre à la

demande en eau potable. Cependant, en cas de déficit pluviométrique (sécheresse météorologique), cet apport de sources est réduit voire suspendu et donc la sécheresse hydrologique est déclenchée. Au cours des deux dernières décennies, on a observé une baisse du débit de sources qui est causée par une diminution des précipitations annuelles et hivernales dans cette région, soit une diminution de 20% des précipitations annuelles selon Meddi et al. (2011), Taibi et al. (2013) et Zeroual et al. (2017). Par exemple, les derniers épisodes de sécheresse dans le bassin de Chouly (ex. 2001, 2002 et 2008) ont provoqué l'assèchement total de certaines sources de ces bassins (Bensaoula, 2019). Nous notons que les données sur les débits de sources ne sont pas disponibles et qu'elles n'ont donc pas été utilisées dans cette étude.

1.2.1 Tafna

Le bassin versant de Tafna se situe dans l'extrême ouest d'Algérie. Il couvre une superficie de 7245 km² (Figure II.1). Les plaines du bassin de la Tafna s'étendent aux pieds des monts de Tlemcen en avant des massifs de Traras et du Tessala, ces derniers dressent une barrière entre le bassin versant et la mer (Bouanani et al., 2015).

Le bassin versant de la Tafna présente trois formations géologiques bien distinctes : La région nord : les massifs montagneux des monts des Beni-Snassen et des Traras sont constitués de formations jurassiques moyennes et inférieures qui se prolongent sous les puissantes assises marneuses du Miocène (Bouanani et al., 2015). Au centre : la dépression inter-montagneuse de la région de la plaine des Amgals et de Maghnia causée par les dépôts marins du Miocène supérieur et inférieur ainsi que des alluvions de sable et de gravier. La région sud : les massifs calcaires des monts de Tlemcen sont constitués par des dépôts Jurassique carbonatés et dolomites qui présentent une karstification importante permettant l'infiltration des eaux pluviales et qui alimentent la nappe karstique (Bensaoula, 2007 ; Collignon, 1986).

1.2.2 Macta

Le bassin versant de la Macta se situe entre le bassin de la Tafna à l'Ouest et le bassin de Cheliff à l'Est. Il couvre une superficie de 14390 km². Il est délimité à l'Est par les plateaux du Telagh et les monts de Tlemcen, au Nord-Ouest par la chaîne montagneuse du Tessala, au Sud par les hauts plateaux de Ras-el-Ma et les plaines de Maalifs, il inclue la haute plaine de Sidi Bel Abbes, les plaines de la Habra et de Mascara (M. Meddi et al., 2014). Les monts de Tlemcen et de Saida à l'Est sont formés en presque totalité de matériaux jurassique moyen et supérieur et crétacé inférieur et moyen. Le prolongement de Beni-Chougrane, par la série de Bouhanifia, atteint l'extrémité orientale de la plaine de Sidi Bel Abbes. Dans la vallée, on observe un

important remblaiement argileux-sableux quaternaire (Bouanani, 2004). Les monts plissés du Tessala sont allongés du Sud-Est au Nord-Est avec une ossature crétacée et un recouvrement tertiaire très épais. Le centre de la plaine de Sidi Bel Abbes est une cuvette à substratum Argilo-Marneux, gris et vert, daté du Miocène ou du pliocène (Khaldi, 2005).

1.4 Les plaines agricoles

Les plaines étudiées couvrent une superficie approximative de 89,420 km². Les plaines étudiées sont Mitidja, Chellif, Ghriss, Sidi Bel Abbes et Maghnia (Figure II.1).

La Mitidja est une vaste plaine située au centre de l'Algérie couvrant une superficie de 2291 km² environ ; elle s'étend sur 90 km de long et de 8 à 18 km de large. Elle s'étend entre les hauteurs du Sahel et de la mer Méditerranée au nord et l'Atlas Blidéen au sud. Cette région se caractérise par des potentiels hydro-agricoles importants qui alimentent la capitale et sa périphérie (Meddi et al., 2014).

La plaine du Chellif est communément divisée en trois plaines. La plaine du Haut-Chellif, appelée aussi plaine d'El-Khemis couvre une superficie de 2258,41 km². Elle est entourée à l'Est par la montagne Djebel Gountas, à l'Ouest par la montagne Doui, au Nord par les montagnes Zaccar, au Sud par les contreforts des Ouarsenis. La plaine du Moyen-Chellif est située au centre du bassin du Chellif. D'une superficie de 1653,14 km², elle est limitée par les montagnes Medjadja au nord et par les monts Ouarsenis au sud (Meddi et al., 2014).

La plaine du Bas-Cheliff couvre environ 942,44 km²; elle est limitée à l'Est par le périmètre du Chellif moyen, à l'Ouest par le périmètre de la Mina, au Nord par les monts Dahra et au Sud par les monts Ouarsenis (Achour et al., 2020).

La plaine du Ghriss couvre une superficie de 793,95 km². La plaine est entourée par les monts Beni Chograne au Nord, par les monts Saida au Sud, le plateau de Tirenifine à l'Est et par les monts Bouhanifia à l'Ouest (Meddi et al., 2014).

La plaine de Sidi Bel Abbes couvre une superficie de 876,31 km². La plaine est située entre la montagne Djebel Tessala au Nord et les montagnes Dhaya au Sud (Khaldi, 2005).

Le périmètre de Maghnia est divisé en trois ensembles distincts séparés par des cours d'eau avec une superficie de 427,65 km². Elle est délimitée par les montagnes Trara au Nord et par les montagnes Tlemcen au Sud (Khaldi, 2005; Meddi et al., 2014)

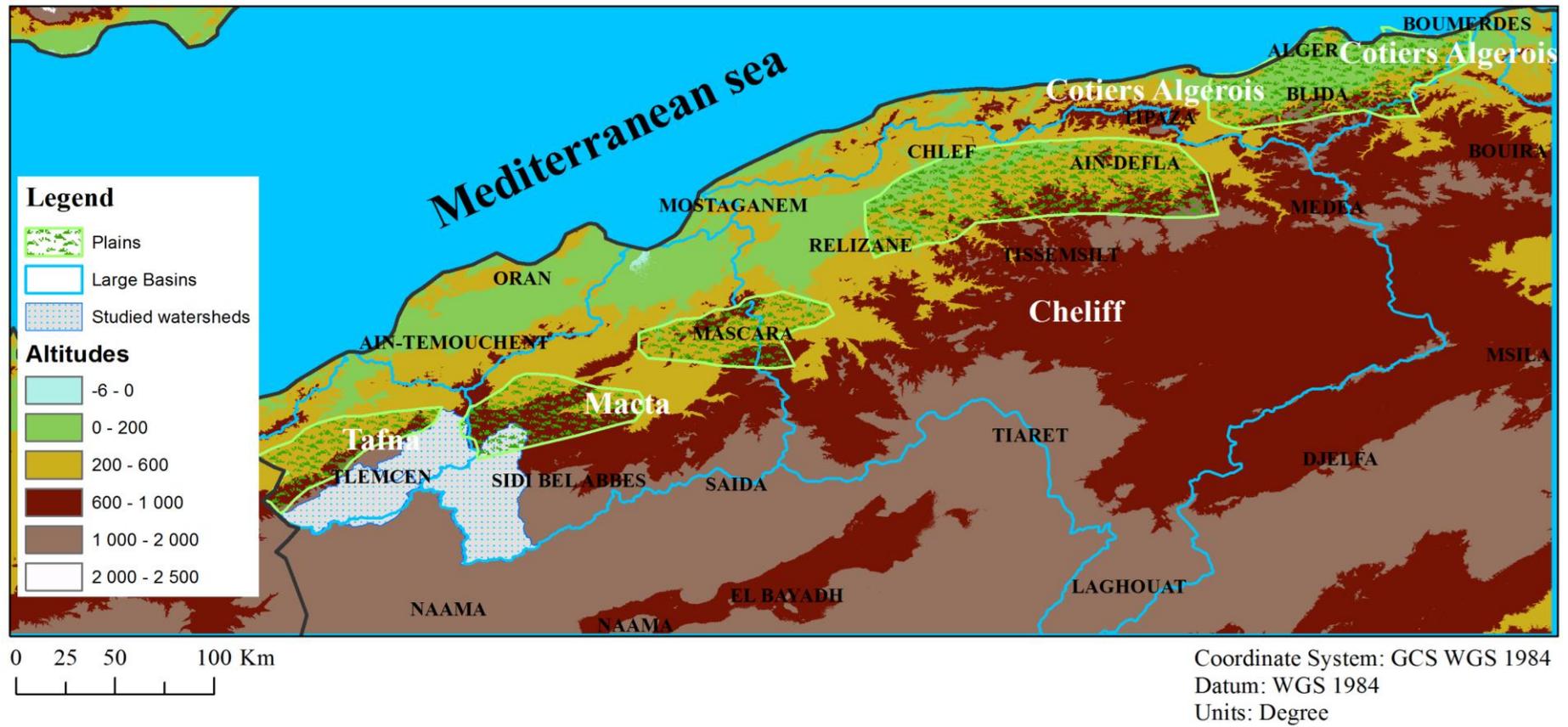


Figure II.1 | Situation géographique de la région d'étude.

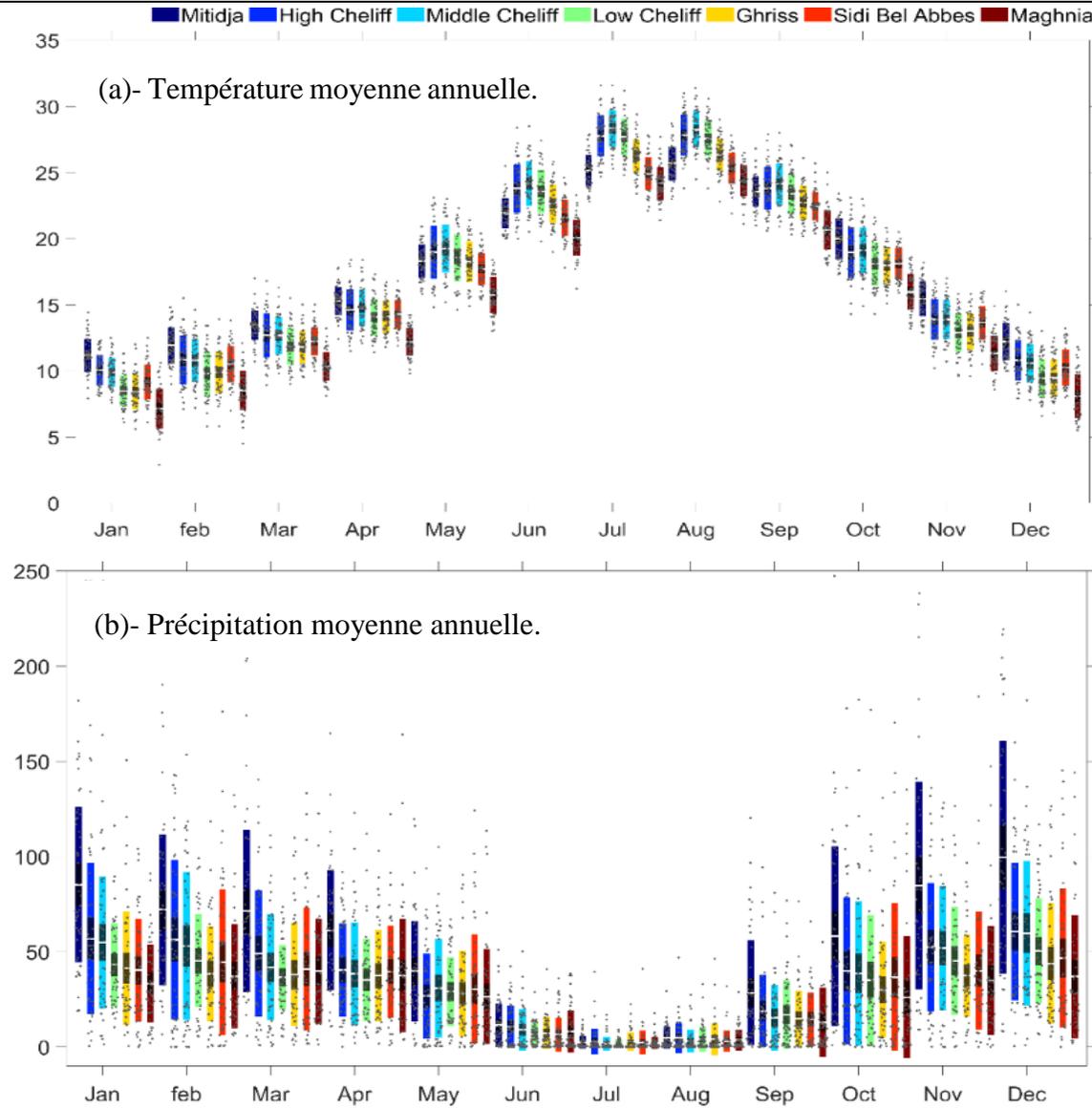


Figure II.2 | Box-plot montrant les conditions climatiques mensuelles de la région d'étude pour la période (1960-2010).

1.5 Présentation des données

Les données pluviométriques et hydrologiques proviennent de l'Office Nationale de Météorologie ONM et de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Dans ces séries de données, on a tenté d'identifier un maximum de stations de mesures répondant aux conditions suivantes :

1. *La taille de l'échantillon.* Les stations climatiques et hydrologiques sont sélectionnées en fonction de la disponibilité de longues séries d'enregistrement afin de mieux présenter la comparaison temporelle entre les données météorologiques et hydrologiques. De plus, la détermination de la période de retour de la sécheresse est sensible à la taille des données utilisées pour les distributions bi-variées (Zhang et al., 2015 ; Zhao et al., 2017). De même, plus les données sont longues, plus la validation du modèle hydrologique et la correction de biais du modèle climatique sont précises.

2. *La position géographique.* Les stations pluviométriques se trouvant dans les plaines sont considérées dans cette étude. De plus, les stations hydrologiques situées dans la région karstique des bassins versant de l'ouest ont été choisies pour étudier la réponse de ces bassins au déficit pluviométrique et investiguer la propagation de sécheresse en fonction de la lithologie et la situation géographique.

3. *La qualité des données.* Les stations ayant le moins de lacunes (moins de trois années consécutives) ont été choisies dans cette étude.

Vingt stations ont été retenues dont les longueurs d'enregistrement varient entre 71 et 51 ans et trois stations hydrologiques ont été incluses dans le travail où les longueurs d'enregistrement varient entre 71 et 51 ans. Nous avons utilisé les données CRU (Version TS.3.22 avec la résolution $0.5^\circ \times 0.5^\circ$) de température couvrant la même période d'enregistrements des stations pluviométriques. L'extraction des données de température se fait en fonction des coordonnées des stations pluviométriques à fin d'obtenir les conditions climatiques de chaque station étudiée.

Pour les plaines, nous avons calculé pour chaque plaine étudiée, les précipitations mensuelles moyennes interpolées après détermination du facteur de pondération pour les stations étudiées à l'aide de la méthode des polygones de Thiessen. Le facteur de pondération spécifie la contribution de chaque station pluviométrique à la superficie totale de la plaine (Şen, 1998). La figure A.1 (annexe A) montre le polygone entourant chaque station en utilisant la méthode de Thiessen. En outre, dans le tableau A.1 (annexe A), nous indiquons les coordonnées

géographiques des stations pluviométriques, les régions d'influence autour de chaque station et leur pourcentage par rapport à la superficie totale de la plaine.

Une grande partie de la variabilité des débits annuels s'explique par la variation de la pluviométrie et des températures, où on peut la synthétiser en suivant le bilan hydrique (précipitation moins évapotranspiration). Ainsi, l'évapotranspiration potentielle ETP a été considérée aussi dans notre étude à fin de mieux déterminer le bilan hydrique au niveau des plaines étudiées. L'ETP correspond à la quantité d'eau totale transférée du sol vers l'atmosphère par l'évaporation d'eau du sol (réduction de l'humidité de sol) et par la transpiration des plantes. Il existe plusieurs méthodes pour le calcul de l'évapotranspiration, les plus communes sont les méthodes de Thornthwaite, Turc, Hargreaves, Penman-Monteith ; Cependant, la méthode de Thornthwaite est la plus utilisée principalement grâce à sa simplicité où elle ne nécessite pas autant de facteurs comparée aux autres. Cette méthode a montré des résultats satisfaisant dans le bassin méditerranéen et en Algérie (Boulariah et al., 2019 ; Merabti et al., 2018 ; Ouhamdouch et al., 2019; Zeroual et al., 2013).

2. Les copules multi-variées

La sécheresse est un phénomène multi-varié et l'analyse de sécheresse en considérant ses caractéristiques est devenue intrinsèque afin de déterminer son évolution dans le temps et son étendu spatial. La plupart des études de sécheresse considèrent ses caractéristiques séparément d'une façon uni-variée, ce qui réduit la précision de ces études étant que ces caractéristiques sont dépendant et se produisent simultanément. Avec la popularité de l'application des copules en hydrologie, les copules ont été appliquées pour modéliser des analyses de fréquence de sécheresse bi-variées et tri-variées durant les deux dernières décennies (Das et al., 2020 ; Huang et al., 2015a ; Shiau, 2006 ; Wong et al., 2010).

2.1 La théorie des copules et leurs utilisations dans la sécheresse

En général, les copules couplent des fonctions de distribution multi-variée à leurs fonctions de distribution marginale unidimensionnelle, qui sont uniformément distribuées dans $[0, 1]$. En d'autres termes, les fonctions de copule nous permettent de représenter une distribution multi-variée avec l'utilisation des distributions de probabilité uni-variées (appelées aussi marginales), quels que soient leurs formes ou types. Selon Sklar, (1959), une copule à deux ou plusieurs dimensions et pour une situation avec n variables corrélées d'un hasard H_1, H_2, \dots, H_n , la fonction jointe de distribution F_{H_1, H_2, \dots, H_n} est considérée comme suit :

$$F_{H_1, H_2, \dots, H_n}(h_1, h_2, \dots, h_n) = C_\theta \left(F_{H_1}(h_1), F_{H_2}(h_2), \dots, F_{H_n}(h_n) \right) \quad (1)$$

Où C_θ est la fonction de copule, θ est le vecteur de paramètre de dépendance pour la distribution dépendante et $F_{H_1}(h_1), F_{H_2}(h_2), \dots, F_{H_n}(h_n)$ sont les distributions marginales uni-variées. Si les distributions marginales sont continues, on considère que la copule C_θ est unique (Shiau 2006).

En considérant que la sécheresse est caractérisée par deux variables, Durée (d) et sévérité (s), $F_D(d)$ et $F_S(s)$ sont leurs distributions cumulatives, il existe une copule C_θ qui combine ces distributions marginales donnant la fonction de distribution conjointe, qui représente leur structure de dépendance (Shiau, 2006, 2003) :

$$F_{D,S}(d, s) = C_\theta(F_D(d), F_S(s)). \quad (2)$$

2.1.1 Les distributions de répartition marginale (CDFs)

La fonction de répartition (ou cumulative density function en anglais, CDF) est la probabilité qu'une variable aléatoire H prenne une valeur inférieure ou égale à une valeur donnée h :

$$F_H(h) = Pr[H \leq h]. \quad (3)$$

Où, F_H est la fonction de répartition de la variable aléatoire H. Si on considère deux séries temporelles de données S et D, les fonctions de répartitions des deux ensembles de données S et D seront F_S et F_D . La plupart du temps, les ordres chronologiques des deux variables S et de D ne sont pas identiques et leurs fonctions de répartitions sont dispersées. La méthode des copules permet de modéliser cette dispersion qui contient l'information qui relie la dépendance entre ces deux variables (Yang, 2019).

2.1.2 Les distributions uni-variées des caractéristiques de sécheresse

Avant d'ajuster une distribution bi-variée aux variables de sécheresse (durée et sévérité), une distribution uni-variée est d'abord nécessaire pour ajuster les caractéristiques de la sécheresse. De nombreuses études antérieures suggéraient que la durée et la sévérité de la sécheresse pouvaient être mieux modélisées par la distribution exponentielle (Dodangeh et al., 2017 ; Shiau, 2006) et la distribution Gamma (Lee et Kim, 2013 ; Shiau, 2006), respectivement. Un total de 17 fonctions de distribution uni-variées a été ajusté à la sévérité et à la durée de la sécheresse. Les fonctions de distribution sont respectivement : (1) Beta, (2) Birnbaum-Saunders, (3) exponentiel, (4) valeur extrême, (5) Gamma, (6) valeur extrême généralisé, (7) generalized Pareto, (8) inverse Gaussien, (9) logistique, (10) log-logistique, (11) log normal, (12) Nakagami, (13) normal, (14) Rayleigh, (15) Rician, (16) t location scale, et (17) Weibull.

Les paramètres des distributions sont estimés en utilisant la méthode d'estimation du maximum de vraisemblance (Rao et Hamed, 1997) et la meilleure distribution est sélectionnée selon le critère d'information Bayésienne (BIC). Les performances de la distribution utilisée sont aussi testées par le test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) (Kolmogorov 1933; Smirnov 1948), il s'agit d'un test d'ajustement non paramétrique largement utilisé. Cette méthode consiste à mesurer la distance D_n entre une fonction de distribution empirique et la fonction de distribution théorique candidate. Si D_n est inférieur à la valeur critique correspondante sous le niveau significatif de α , la fonction de distribution candidate peut être acceptée.

2.2 Les familles de copules

Les copules sont divisées en familles distinctes : archimédiennes, meta-elliptiques, plackette, entropique, empirique et Mixed. En fonction de leurs propriétés échangeables, les copules peuvent également être classées comme copules symétriques et copules asymétriques. Les copules archimédiennes sont les plus appliquées dans le domaine de l'hydrologie et d'ingénierie des eaux (Abdi et al., 2017; Dodangeh et al., 2017; Fang et al., 2018; Hangshing et Dabral, 2018; Hao et al., 2017; Hao et AghaKouchak, 2013; Huang et al., 2017; Madadgar et Moradkhani, 2013; Wang et al., 2019; Zhang et al., 2017; Zhao et al., 2017). La famille archimédienne se compose des copules de Clayton, Frank, Gumbel-Hougaard, Ali-Mikhail-Haq, Joe et Survival. Les copules de Clayton et de Gumbel-Hougaard ont la capacité de modéliser la structure de dépendance de deux variables aléatoires qui ont une corrélation positive (Fang et al., 2018). 26 fonctions de copules bi-variées ont été évaluées. La structure et les paramètres des copules utilisées sont brièvement donnés dans le tableau II.1.

Tableau II.1 | Copules et leurs descriptions mathématiques.

<i>Nom</i>	Description mathématique	Intervalle
<i>Joe</i>	$1 - [(1 - u)^\theta + (1 - v)^\theta - (1 - u)^\theta (1 - v)^\theta]^{1/\theta}$	$\theta \in [1, \infty)$
<i>Clayton</i>	$\max [u^{-\theta} + v^{-\theta} - 1, 0]^{-\frac{1}{\theta}}$	$\theta \in [-1, \infty) \setminus 0$
<i>Frank</i>	$-\frac{1}{\theta} \ln \left[1 + \frac{(e^{-\theta u} - 1)(e^{-\theta v} - 1)}{(e^{-\theta} - 1)} \right];$	$\theta \in \mathbb{R} \setminus 0$
<i>Gumbel Hougaard</i>	$\exp \left\{ -[(-\ln u)^\theta + (\ln v)^\theta]^{1/\theta} \right\}$	$\theta \in [1, \infty)$
<i>Ali-Mikhail-Haq</i>	$\frac{uv}{1 - \theta(1 - u)(1 - v)}$	$\theta \in [-1, 1]$
<i>BB1</i>	$\left\{ 1 + [(u^{-\theta_1})^{\theta_2} + (v^{-\theta_1})^{\theta_2}]^{1/\theta_2} \right\}^{1/\theta_1}$	$\theta_1 \in (0, \infty), \theta_2 \in (1, \infty)$
<i>BB5</i>	$\exp \left\{ 1 - [(-\ln(u))^{\theta_1} + (-\ln(v))^{\theta_1} ((-\ln(u))^{-\theta_1 \theta_2} + (-\ln(v))^{-\theta_1 \theta_2})^{-1/\theta_2}]^{1/\theta_1} \right\}$	$\theta_1 \in [1, \infty), \theta_2 \in (0, \infty)$
<i>Gumbel Barnet</i>	$u + v - 1 + (1 - u)(1 - v) \exp[-\theta \ln(1 - u) \ln(1 - v)]$	$\theta \in [0, 1]$
<i>Farlie-Gumbel-Morgenstern</i>	$uv[1 + \theta(1 - u)(1 - v)]$	$\theta \in [-1, 1]$
<i>Plackett</i>	$\frac{1 + (\theta - 1)(u + v) - \sqrt{[1 + (\theta - 1)(u + v)]^2 - 4\theta(\theta - 1)uv}}{2(\theta - 1)}$	$\theta \in [0, \infty)$

Tableau II.1 / suite.

<i>Cuadras-Auge</i>	$[\min(u, v)]^\theta (uv)^{1-\theta}$	$\theta \in [0,1]$
<i>Independence</i>	uv	
<i>Raftery</i>	$\begin{cases} u - \frac{1-\theta}{1+\theta} u^{\frac{1}{1-\theta}} (v^{\frac{-\theta}{1-\theta}} - v^{\frac{1}{1-\theta}}), \text{ if } u \leq v \\ v - \frac{1-\theta}{1+\theta} u^{\frac{1}{1-\theta}} (v^{\frac{-\theta}{1-\theta}} - v^{\frac{1}{1-\theta}}), \text{ if } v \leq u \end{cases}$	$\theta \in [0,1]$
<i>Shih-louis</i>	$\begin{cases} (1-\theta)uv + \min(u, v), \text{ if } \theta \in (0, \infty) \\ (1+\theta)uv + \theta(u+v-1)\psi(u+v-1), \text{ if } \theta \in (-\infty, 0) \end{cases}$ $\psi(a) = 1 \text{ if } a \geq 0 \text{ and } \psi(a) = 0 \text{ if } a < 0$	
<i>Linear-Spearman</i>	$\begin{cases} [u + \theta(1-u)]v, \text{ if } v \leq u \text{ and } \theta \in [0,1] \\ [v + \theta(1-v)]u, \text{ if } u < v \text{ and } \theta \in [0,1] \\ (1+\theta)uv, \text{ if } u+v < 1 \text{ and } \theta \in [-1,0] \\ uv + \theta(1-u)(1-v), \text{ if } u+v \geq 1 \text{ and } \theta \in [-1,0] \end{cases}$	$\theta \in [-1,1]$
<i>Cubic</i>	$uv[1 + \theta(u-1)(v-1)(2u-1)(2v-1)]$	$\theta \in [-1,2]$
<i>Burr</i>	$u + v - 1 + [(1-u)^{-1/\theta} (1-v)^{-1/\theta} - 1]^{-\theta}$	$\theta \in [0, \infty)$
<i>Nelsen</i>	$\frac{1}{\theta} \log \left\{ 1 + \frac{[\exp(-u\theta) - 1][\exp(-v\theta) - 1]}{\exp(-\theta) - 1} \right\}$	$\theta \in [0, \infty)$
<i>Galambos</i>	$uv \exp\{(-\ln(u))^{-\theta} (-\ln(v))^{-\theta}\}^{-1/\theta}$	$\theta \in [0, \infty)$

Tableau II.1 | suite.

<i>Marshall-Olkin</i>	$\min[u^{1-\theta_1}v, v^{1-\theta_2}u]$	$\theta_1, \theta_2 \in [0, \infty)$
<i>Fischer-Hinzmann</i>	$\{\theta_1[\min(u, v)]^{\theta_2} + (1 - \theta_1)[uv]^{\theta_1}\}^{1/\theta_2}$	$\theta_1 \in [0, 1], \theta_2 \in R$
<i>Roch-Alegre</i>	$\exp\left\{1 - [((1 - \ln(u))^{\theta_1} - 1)^{\theta_2}(1 - \ln(v))^{\theta_1} - 1]^{\theta_2}\right\}^{1/\theta_1}$	$\theta_1 \in (0, \infty), \theta_2 \in [1, \infty)$
<i>Fischer-Kock</i>	$uv[1 + \theta_2(1 - u^{\theta_1})(1 - v^{\theta_1})]^{\theta_1}$	$\theta_1 \in [1, \infty), \theta_2 \in [-1, 1]$
<i>Tawn</i>	$\exp\left\{\ln(u^{1-\theta_1}) + \ln(v^{1-\theta_2}) - [(-\theta_1 \ln(u))^{\theta_3} + (-\theta_2 \ln(v))^{\theta_3}]\right\}^{1/3}$	$\theta_1, \theta_2 \in [0, 1], \theta_3 \in [1, \infty)$
<i>Gaussian</i>	$\int_{-\infty}^{\phi^{-1}(u)} \int_{-\infty}^{\phi^{-1}(v)} \frac{1}{2\pi\sqrt{1-\theta^2}} \exp\left(\frac{2\theta xy - x^2 - y^2}{2(1-\theta^2)}\right) dx dy^b$	$\theta \in [-1, 1]$
<i>T</i>	$\int_{-\infty}^{t_{\theta_2}^{-1}} \int_{-\infty}^{t_{\theta_2}^{-1}} \frac{\Gamma(\theta_2 + 2/2)}{\Gamma(\theta_2/2)\pi\theta_2\sqrt{1-\theta_1^2}} \left(1 + \frac{x^2 - 2\theta_1 xy + y^2}{\theta_2}\right)^{\theta_2+2/2} dx dy^c$	$\theta_1 \in [1, 1], \theta_2 \in [0, \infty)$

2.2.1 Détermination des paramètres de copules

Les paramètres de la copule reflètent la puissance de la dépendance entre deux (ou plus) variables (Balakrishnan et Lai, 2009) et sont généralement estimés par (1) une relation théorique (si elle existe) entre le paramètre et des mesures de dépendance empiriques telles que celles de Kendall et de Spearman ρ et/ou (2) une inférence à partir de la distribution de probabilité multivariée empirique des données.

Il existe plusieurs méthodes qui peuvent être appliquées pour estimer les paramètres. Les méthodes les plus couramment appliquées en hydrologie et en ingénierie des eaux sont : (1) la méthode des moments (MOM), (2) la méthode d'estimation du maximum de vraisemblance (MLE), (3) la méthode des moments pondérés par probabilité (PWM), (4) la méthode des moments L (LM) et (5) la méthode d'inférence bayésienne Markov Chain Monte Carlo MCMC. La méthode d'estimation du maximum de vraisemblance (MLE) reste la plus utilisée et elle est considérée comme la méthode d'estimation des paramètres la plus efficace parmi les méthodes standards d'estimation des paramètres (MOM, L-moments, ML) (Gaume, 2018). Cependant, il est plus avantageux de dépasser ces limitations pour éviter l'incertitude et le biais dans l'estimation des paramètres que peut avoir les méthodes d'inférence standards. La simulation MCMC estime la distribution postérieure des valeurs des paramètres, qui sont ensuite traduites en plages d'incertitude pour les isolignes de probabilité de copule. La simulation MCMC recherche la région d'intérêt avec plusieurs chaînes fonctionnant en parallèle. Les chaînes partagent des informations à la volée, caractérisent la région postérieure et estiment l'optimum global.

2.2.2 Mesure de la structure de dépendance

Avant l'ajustement de la fonction de copule bi-variée, il est important de tester la structure de dépendance entre les variables de sécheresse. Le coefficient de corrélation de Kendall (τ), Pearson (r) et Spearman (ρ) (Genest et Favre, 2007), sont trois mesures de dépendance fréquemment utilisées. Pour une série d'échantillons donnée : S (s_1, s_2, \dots, s_n) et D (d_1, d_2, \dots, d_n), les trois coefficients de corrélation peuvent être estimés comme suit (Genest et Favre, 2007) :

$$\tau = \frac{2}{n(n-1)} \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}((x_i - x_j)(y_i - y_j)) \quad (4)$$

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R})(S_i - \bar{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R})^2 \sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2}} \quad (5)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n-1) \sqrt{S_x^2 S_y^2}} \quad (6)$$

Où, n est la longueur de la série d'échantillons, $\text{sgn}(x)$ est la fonction signe, \bar{x} et \bar{y} sont la moyenne des séries x_i et y_i , respectivement ; S_x^2 et S_y^2 sont les variances des séries x_i et y_i , respectivement ; R_i est le rang de x_i dans la série X et S_i est le rang de y_i dans la série Y ; \bar{R} et \bar{S} est la moyenne de R_i et S_i .

2.3 La sélection de la copule appropriée

Plusieurs méthodes de sélection de la copule ont été proposées pour sélectionner la meilleure copule pour construire la fonction jointe des variables de sécheresse hydrologique : Akaike information criterion (AIC), Schwarz information criterion (SIC), Ordinary least square (OLS), Bayesian information criterion (BIC), Bayesian copula selection (BCS). La méthode de sélection des copules bayésiennes (BCS) est basée sur l'approche bayésienne où tous les types de copules peuvent être testés (Huard et al., 2006). Cette méthode ne fonctionne pas parfaitement si la corrélation est faible ou si le nombre de points testés n'est pas satisfaisant. Cependant, elle est plus simple et donne des résultats plus rapides par rapport aux autres méthodes (Huard et al., 2006). Le principe est de déterminer les poids de performance des copules où la copule avec le poids le plus élevé est considérée comme la fonction la mieux adaptée pour joindre la durée et la sévérité de la sécheresse. Le théorème bayésien peut être appliqué pour chaque fonction de copule ; pour H_l les données issues de la copule C_l ($l = 1, \dots, Q$ et Q est le nombre de copules testées, et D est composé de n paires de quantiles indépendantes (u_i, v_i) avec $i = 1, \dots, n$:

$$Pr(H_l|D, I) = \frac{(Pr(D|H_l I) Pr(H_l|I))}{Pr(D|I)} \quad (7)$$

Où, $Pr(D|H_l I)$ est la vraisemblance, $Pr(H_l|I)$ représente la probabilité a priori sur la famille des copules, $Pr(D|I)$ est la constante de normalisation, on donne ;

$$Pr(D|I) = \sum_{l=1}^Q Pr(D|H_l I) Pr(H_l|I) \quad (8)$$

Il est toute information complémentaire utile. La fonction de copule optimale est celle avec la plus grande vraisemblance $Pr(H_i|M,I)$ (Huard et al., 2006). Cette méthode a donné des résultats satisfaisants en particulier, dans les recherches en hydrologie (Huang et al., 2017, 2015b ; She et Xia, 2018 ; Yang et al., 2018 ; Zhang et al., 2017).

2.4 Dépendance de queue

La dépendance de queue introduite par Sibuya, (1960) est une mesure de la corrélation extrême entre les variables d'un événement multi-varié, qui indique la probabilité d'occurrence d'une variable avec une valeur extrême (minimum/maximum) lorsque la valeur extrême d'une autre variable survient (Frahm et al., 2005). La négligence des dépendances de queue entre les variables de la sécheresse peut entraîner une grande incertitude dans les estimations des quantiles extrêmes, ce qui conduit à des décisions erronées dans la gestion hydrologique (Abdi et al., 2017; Xu et al., 2010). Ainsi, le coefficient de dépendance de la queue est un concept très important pour saisir l'adéquation de la copule à la réalisation des événements extrêmes (Poulin et al., 2007). Il existe deux types de dépendance, la dépendance de queue inférieure et supérieure. La dépendance de la queue supérieure présente plus d'effet sur l'analyse des événements de sécheresse. Elle est donc considérée dans cette étude. On note que les coefficients de dépendance de la queue supérieure pour les copules de Frank et Clayton est nul et peut être simplement calculé pour la copule de Gumbel – Hougaard comme suit (Frahm et al., 2005) :

$$\lambda_U = 2 - 2^{1/\theta} \quad (9)$$

Le coefficient de dépendance de la queue supérieure λ_U est comparé avec l'estimateur Capeéraà-Fougeères-Genest (CFG), proposé par Caperaa et al., (1997) et Frahm et al., (2005) à fin de choisir la copule appropriée. De nombreuses études ont également testé la dépendance de la queue supérieure sur la copule examinée (Abdi et al., 2017; Hangshing and Dabral, 2018; Salvadori et al., 2016 ; Tosunoglu and Kisi, 2016 ; Zhang et al., 2015). L'estimateur λ_U^{CFG} peut être calculé comme suit :

$$\lambda_U^{CFG} = 2 - 2 \cdot \exp \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log \left(\frac{\sqrt{\log \left(\frac{1}{U_i} \right) \cdot \log \left(\frac{1}{V_i} \right)}}{\log \left(\frac{1}{\max(U_i, V_i)^2} \right)} \right) \right) \quad (10)$$

2.5 La période de retour bi-variée

Les périodes de retour en considérant multiples caractéristiques de sécheresse sont trouvés plus satisfaisantes dans l'évaluation de la sécheresse par rapport aux périodes de retour uni-variées (Madadgar and Moradkhani, 2013; AghaKouchak et al., 2014 ; Huang et al., 2015a ; Tosunoglu and Kisi, 2016; Zhang et al., 2017). Shiau, (2003) a utilisé le temps inter-arrival entre les événements de sécheresse pour estimer les périodes de retour conjointes et conditionnelles. Soit la sécheresse est caractérisée par deux variables, la durée (d) et la sévérité (s), les périodes de retour conjointes pour l'analyse du risque de la sécheresse peuvent être définies par deux cas :

Cas 1 : ($D > d$) et ($S > s$), qui représente D dépassant une valeur d et S dépassant une valeur s ;

Cas 2 : ($D > d$) ou ($S > s$), qui représente soit D dépassant une valeur spécifique d, soit S dépassant une autre valeur spécifique s.

La période de retour conjointe dans ces deux cas peut être calculée comme suit (Shiau, 2003) :

$$T_{(D \text{ and } S)} = \frac{E(L)}{P(D \geq d ; S \geq s)} = \frac{E(L)}{1 - F_D(d) - F_S(s) + C_\theta(F_D(d) ; F_S(s))} \quad (11)$$

$$T_{(D \text{ or } S)} = \frac{E(L)}{P(D \geq d \text{ or } S \geq s)} = \frac{E(L)}{1 - C_\theta(F_D(d) ; F_S(s))} \quad (12)$$

Où, $T_{(D \text{ and } S)}$ est la période de retour conjointe pour : une durée et une sévérité données, et $T_{(D \text{ or } S)}$ est la période de retour conjointe pour : une durée ou une gravité donnée, $F_D(d)$ et $F_S(s)$ sont les fonctions de répartition et $E(L)$ est le temps inter-arrival entre les périodes de sécheresse.

3. Les modèles climatique et hydrologique

3.1 Les modèles climatiques

Les modèles climatiques globaux, principalement développés dans les années 1960-70, sont une évolution directe des modèles numériques de prédiction météorologique créés dans les années 1940. L'utilisation de ces modèles a pris son essor dans les années 1960 quand des météorologues et informaticiens ont cherché à modéliser le climat sur toute la planète, de la même façon qu'avec les modèles de prévision météorologique (Edwards and McKee, 1997). Ces modèles reposent sur la théorie de circulation atmosphérique à grande échelle qui comprend les cellules de Hadley, les ondes de Rossby, la cellule de Ferrel ainsi que le courant jet. La possibilité de paramétrer certaines variables impliquées dans le système climatique a ensuite permis de passer à une nouvelle étape de la modélisation du climat : la simulation prospective.

Les modèles climatiques globaux sont des simulations en trois dimensions intégrées dans le temps. Ils comprennent un modèle de bilan énergétique basé sur la distribution et la circulation de l'énergie, donc la température, à l'échelle de planète. Ce bilan prend en compte le rayonnement solaire, l'absorption et le rayonnement par l'atmosphère pour modéliser une température radiative globale. Les MCG intègrent également un modèle radiatif-convectif, qui traite des transferts verticaux d'énergie par des processus radiatifs ou convectifs (Edwards, 2011). Suite à la conception des MCG, les scientifiques ont cherché à améliorer les sous-ensembles du modèle, en commençant par les modèles radiatifs-convectifs (Manabe and Strickler, 1964; Manabe and Wetherald, 1967; Manabe and Möller, 1961) avant de s'intéresser au modèle de bilan énergétique (Edwards, 2011). Les MCG simulent également de nombreux paramètres comme les mouvements de l'atmosphère (courant jet, cellule de Hadley), l'insolation, les échanges de chaleur, l'humidité, etc. (Edwards, 2011). Si l'importance de l'océan dans le système climatique est établie, celui-ci n'est pas été véritablement intégré, au début, dans les modèles climatiques. Les premiers modèles climatiques globaux (MCG) couplés à des modèles océaniques ont été établis à la fin des années 1960 au laboratoire NOAA's Geophysical Fluid Dynamics de Princeton (New Jersey, Etats Unis) par Manabe et Bryan, (1969). Leur utilisation dans les années 1970 a permis d'évaluer le réchauffement climatique à une résolution approximative de 500 km (Manabe et Wetherald, 1980). Ce modèle, unique à cette époque, a conduit au développement de dizaines de modèles utilisés dans des domaines divers allant de la prédiction saisonnière au changement climatique d'origine anthropique (HadCM2, (Johns et al., 1997); ECHAM5_MPI-OM, (Roeckner et al., 2003); CNRM-CM3,(Salas-Mélia et al., 2005); IPSL-CM4, (Marti et al., 2005)). L'évolution de la complexité des modèles est visible à travers la figure II.3. (WG1, (IPCC, 2007)) qui illustre les processus intégrés dans les MCG depuis le milieu des années 1970 jusqu'en 2007.

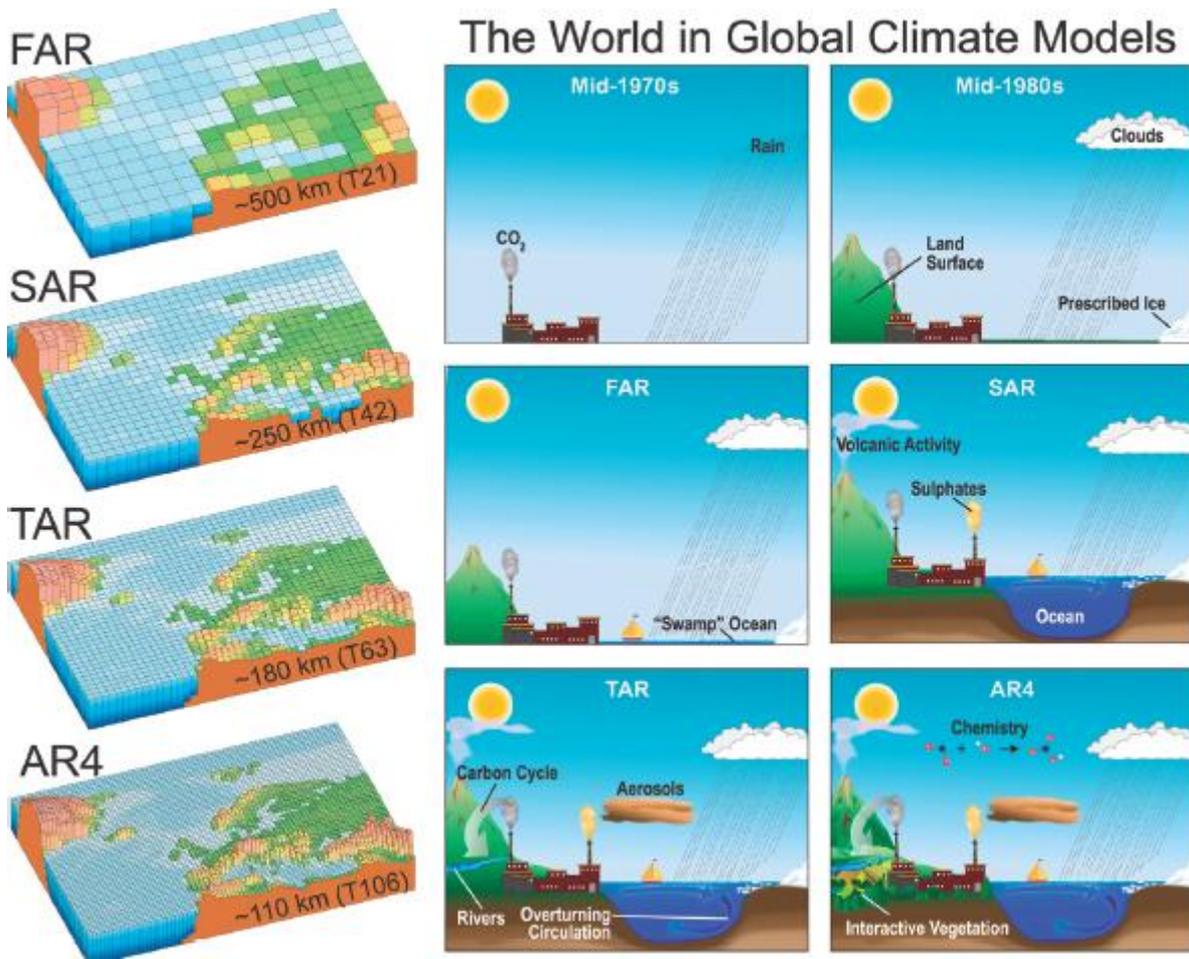


Figure II.3 | Evolution de la complexité des modèles climatiques sur les 30 dernières années (source : (IPCC, 2007)). FAR, First Assessment Report, 1990; SAR, Second Assessment Report, 1995; TAR, Third Assessment Report, 2001; AR4, Fourth Assessment Report, 2007.

Les projections du changement climatique dans le futur, telles que proposées par le GIEC (IPCC 2014), sont réalisées à l'échelle globale par des modèles climatiques globaux (MCG). Cependant, l'utilisation des modèles climatiques globaux ne peut être effectuée à l'échelle locale où les événements climatiques ne peuvent être traduits à cause des grandes échelles de résolution de ces modèles que dans le cas des régions homogènes tel que les savanes ou les forêts tropicales (Hoffmann et Jackson, 2000). Ainsi, la réduction d'échelle (Downscaling) est désormais obligatoire pour toute étude locale et régionale du changement climatique et le passage des modèles globaux aux modèles régionaux est donc primordial. La régionalisation des projections climatiques obtenues à partir des modèles climatiques globaux peut être effectuée selon deux méthodes. La première, qualifiée de dynamique, consiste en la traduction des situations climatiques de grande échelle en situation locale grâce à des modèles numériques, c'est-à-dire un modèle climatique régional (MCR), qui sont contraints en leurs limites par les sorties d'un modèle climatique global (Seguí et al., 2010). Les MCR ont généralement une

résolution de 25 à 50 km, qui peut être encore plus affinée par emboîtement d'échelle si nécessaire. En plus d'avoir une résolution plus fine, les MCR utilisent une modélisation physique de l'atmosphère plus sophistiquée que les modèles climatiques globaux (Beniston, 2009). Ils ont également une meilleure prise en compte de la situation de surface à travers le relief, l'occupation du sol et l'hydrologie par exemple, qui sont des paramètres ayant un impact fort sur le climat. La seconde, dite statistique, contraint les MCG à partir de formules mathématiques pour reproduire une situation climatique locale. Elle consiste en la traduction sous forme de fonctions mathématiques des liens unissant la circulation atmosphérique avec le climat local (Hewitson et Crane, 1996). Ces fonctions sont établies à partir des données observées grâce à des relations mathématiques ou statistiques. Pour une étude prospective du changement climatique, les fonctions mathématiques sont obtenues via des données observées et appliquées aux données de circulation atmosphérique d'un MCG. Cela permet ainsi d'avoir des informations à l'échelle locale qui sont cohérentes par rapport au modèle climatique global (Hewitson et Crane, 1996).

3.2 Les simulations du modèle régionale

Le principal avantage d'un RCM par rapport au GCM forcé est l'amélioration de la résolution. Dans la plupart des applications à ce jour, les RCM du Centre Rossby a été intégrée à des résolutions spatiales comprises entre 20 et 50 km par boîte de quadrillage des modèles. Cela peut être comparé à une résolution GCM commune comprise entre 200 et 400 km par boîte de quadrillage (c'est-à-dire un facteur d'augmentation de la résolution spatiale de dix fois). L'augmentation de résolution permet de décrire plus en détail le forçage régional (par exemple les chaînes de montagnes, les mers régionales et les lacs, etc.) et un plus grand nombre de processus atmosphériques et océaniques est explicitement résolu par le modèle (par exemple, tempêtes convectives, fronts atmosphériques, etc.). Dans ce sens, le modèle régional fournit une représentation plus précise du climat, par rapport au GCM forcé, sur la région d'intérêt.

Les modèles climatiques régionaux (MCR) dans le cadre du programme CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) seront utilisés. CORDEX est un coordonné de modélisation numérique du climat réalisé par plusieurs centres de recherche et pour l'objectif de produire des données climatiques à une échelle précise dans 13 domaines régionaux (Giorgi et al., 2009; Jones et al., 2011). Il se compose de deux phases, la première phase où les modèles climatiques régionaux sont simulés sur la période 1989-2008 dont les conditions aux limites sont basées sur les données ré-analyses ERA-Interim. Pour la seconde phase, les modèles régionaux utilisent dix modèles de circulation générale océan-

atmosphérique (AOGCMs) du Projet d'intercomparaison des modèles couplés CMIP5. Cette phase est complétée à travers les simulations de quinze modèles régionaux exécutés par une combinaison de dix modèles de circulation générale couplés et quatre modèles régionaux à une résolution horizontale de 0.44° dans le domaine Africain. L'ensemble des données simulées couvrent une période historique 1951-2005 et une période projetée 2006-2100. Dans la présente étude, nous allons utiliser neuf modèles AOGCMs exécutés par le modèle régionale RCA4 (Rossby Centre regional atmospheric model) (Tableau II.2). RCA est à l'origine basé sur le modèle de prévision numérique du temps HIRLAM (Unden et al., 2002). Les versions antérieures du modèle RCA sont décrites par Jones et al., (2011); Kjellström, (2005); Räisänen et al., (2004); Rummukainen et al., (2001) et Samuelsson et al., (2011). Depuis la version RCA3 (Samuelsson et al., 2011), RCA a subi d'importants changements tant physiques que techniques. Dans le développement de la version RCA4, les objectifs ont été que RCA soit un modèle transférable, c'est-à-dire qu'il puisse être appliqué à n'importe quel domaine dans le monde sans réaccorder, et que RCA4 soit efficace et utilisable.

Tableau II.2 | *Cordex-Africa RCA4 et les modèles de circulations générales utilisés dans l'étude*

Institute	Model (RCM)	Driving model (AOGCM)
SMHI	RCA4	CanESM2 (Canada)
		CNRM-CM5(France)
		CSIRO-MK3 (Australia)
		IPSL-CM5A (France)
		MIROC5 (Japan)
		HadGEM2-ES(UK)
		MPI-ESM-LR(Germany)
		NorESM1-M (Norway)
		GFDL-ESM2M(USA)

3.3 Les scénarios futurs du changement climatique

La région méditerranéenne a été référencée comme l'une des régions les plus influencées par le changement climatique et a été définie comme un «point chaud» principal par Giorgi, (2006), sur la base des résultats des scénarios de projection du changement climatique global IPCC3

(Figure II.4). Ces résultats ont également été confirmés par le Groupe d'experts international sur l'évolution du climat dans son cinquième rapport (IPCC, 2013) où un réchauffement global moyen vers la fin du 21^{ème} siècle est prévu de dépasser $>2C^{\circ}$ pour la plupart des scénarios en utilisant les sorties des modèles couplés CMIP5. Ces modèles utilisent de nouveaux scénarios d'émissions nommé trajectoires de concentration représentative RCPs (representative concentration pathways). Ces scénarios présentent quatre trajectoires : RCP2.6, RCP4.5, RCP6 et RCP8.5, où ils sont nommés selon leur forçage radiatif envisageables en 2100 : 2.6 W/m², 4.5 W/m², 6 W/m² et 8.5 W/m². (Figure II.5).

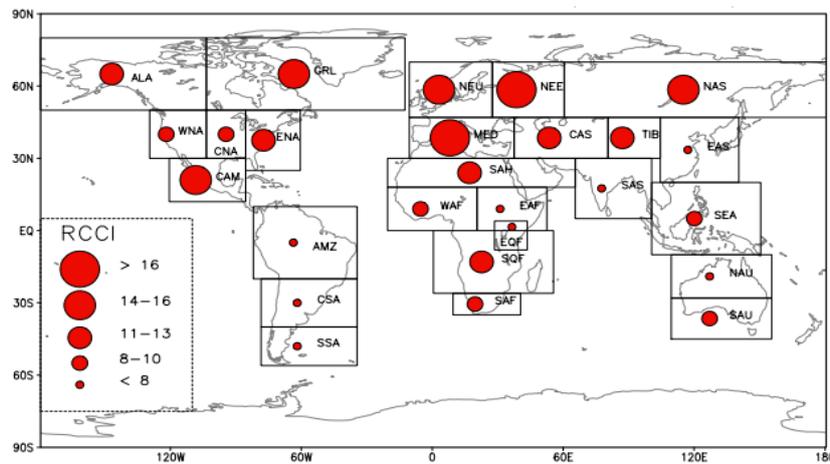


Figure II.4 | Indice de changement climatique régional (RCCI) sur 26 régions dans le monde calculé par 20 modèles couplés AOGCMs et sous les scénarios d'émission du troisième rapport de GIEC (A1B, A2, B1) (Giorgi, 2006).

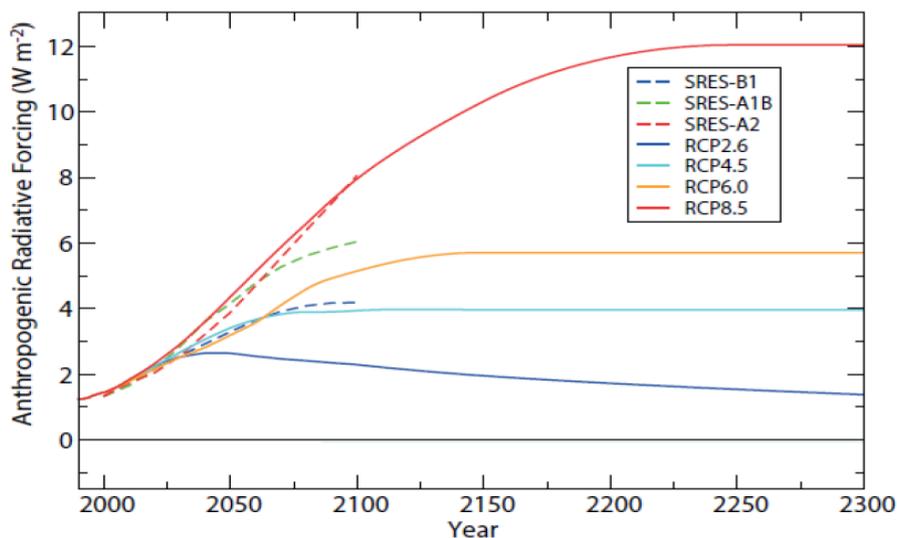


Figure II.5 | Évolution des scénarios de forçage radiatif anthropogénique entre 2000 et 2300 et comparaison des scénarios du quatrième (SRES) et cinquième (RCPs) rapports de GIEC. (IPCC 2013).

Au cours du XXe siècle, la température de l'air dans le bassin méditerranéen a augmenté de 1,5 à 4 ° C selon les sous-régions. Par exemple, sur l'Afrique du Nord, la hausse est de près de 2 ° C avec une nette accélération depuis 1970 (Giannakopoulos et al., 2009 ; Zeroual et al., 2017).

De plus, selon (Zeroual et al., 2019), l'Algérie est considérée comme très vulnérable au changement climatique et les projections climatiques sont sensibles aux scénarios d'émissions. Par conséquent, pour une discussion plus approfondie sur les changements climatiques dans l'avenir de la sécheresse, nous avons envisagé deux scénarios possibles pour les projections futures des variables climatiques (Précipitation et température). Le RCP8.5 est le scénario le plus pessimiste et le RCP4.5 qui devrait être dans un proche avenir ou en cas de modération du changement climatique. Par conséquent, les scénarios (futur proche (2021-2060) sous RCP4.5 et RCP8.5 et futur lointain (2058-2100) sous RCP4.5 et RCP8.5) peuvent fournir une variété suffisante de scénarios de climat futur pour nos objectifs.

3.4 Les modèles hydrologiques

Afin de simuler les événements de sécheresse hydrologique dans le futur, le modèle hydrologique conceptuel paramétrique GR2M (modèle d'ingénierie rurale avec deux paramètres à l'échelle mensuelle) (Mouelhi et al., 2006) sera utilisé pour simuler les ruissellements futurs dans les bassins. Le GR2M est un modèle pluie-débit qui nécessite des données de précipitation et de l'évapotranspiration potentielle mensuelles. Le modèle a deux paramètres, X1 et X2. Le paramètre X1 est pour l'estimation de l'humidité du sol, et X2 est utilisé pour calculer l'interférence des eaux souterraines avec les bassins versants voisins (Mouelhi et al. 2006). Les deux paramètres sont bien optimisés et sont utilisés pour la simulation du ruissellement futur. Le GR2M a montré des résultats satisfaisants à travers le monde à savoir en Chine (Bai et al., 2015), aux états unis (Ahn et Merwade, 2014; Rungee and Kim, 2017), dans la région de la Méditerranée (Lespinas et al., 2014), en Tunisie (Allani et al., 2019) , au Maroc (Ouhamdouch et al., 2019) et a été largement utilisé en Algérie (Belaroui et al., 2019; Boulariah et al., 2019; Zamoum et Souag-Gamane, 2019). Le modèle est calibré et validé en utilisant les séries de débits observés dans la région d'étude en utilisant le package AirGR (Coron et al., 2017). En ce qui concerne l'évaluation de performance, l'approche de division temporelle (the temporal split) de la série chronologique, qui présente la méthode la plus utilisée pour la comparaison des données pour l'étape calibration-validation, est appliquée (Daggupati et al., 2015). De plus, nous suivons les recommandations de Bottcher et al., (2012) pour la division des séries qui consiste à utiliser au plus 2/3 de la série pour la calibration du modèle, et au moins 1/3 de la série pour la validation. L'efficacité de Nash – Sutcliffe (NSE;

(Nash and Sutcliffe, 1970)) est utilisée comme fonction objective du modèle d'étalonnage pour chaque bassin. Ensuite, les neuf simulations climatiques futures du RCA4-GCM (précipitations et température) dans les deux scénarios (RCP4.5 et RCP 8.5) seront utilisées comme entrées pour le modèle GR2M afin de simuler le ruissellement futur.

4. les indices de la sécheresse

4.1 Les indices de sécheresse météorologique

4.1.1. L'indice de précipitation standardisé SPI

L'indice de précipitation standardisé SPI introduit par McKee et al., (1993) est l'indice le plus populaire et le plus utilisé pour l'analyse de la sécheresse météorologique. SPI est utilisé pour caractériser la sécheresse pour différentes échelles de temps. Dans le calcul du SPI, McKee et al. (1993), ont suggéré d'utiliser une distribution gamma pour ajuster les précipitations cumulées, tandis que d'autres chercheurs dont Blain et Meschiatti, (2015); Cindric et al., (2012); Hong et al., (2013) et Vergni et al., (2017) ont indiqué que l'applicabilité de différentes distributions théoriques dans SPI est flexible entre les différentes régions. Plus précisément, Guttman, (1999) a vérifié que la distribution de Pearson Type III est la meilleure distribution pour l'Amérique ; Sienz et al., (2012) ont conclu que les distributions de type Weibull donnent des ajustements nettement améliorés par rapport au Gamma en Europe ; Blain et Meschiatti, (2015) démontrent que la distribution normale généralisée présente les meilleures performances pour l'ajustement des séries de précipitations au Brésil.

Stagge et al., (2015) ont étudié la meilleure distribution pour SPI et SPEI sur l'Europe et le bassin méditerranéen, y compris notre zone d'étude. Stagge et al. (2015) ont mis en évidence que la distribution gamma n'est pas toujours la meilleure distribution pour le calcul des indices de sécheresse et qui peut être aussi différente lorsque l'on change l'échelle d'agrégation de l'indice de sécheresse. Ils ont également proposé une modification de la méthodologie SPI. En étudiant différentes échelles de SPI (SPI-1 ; -2 ; -3 ; -6 ; -9 ; -12), deux groupes ont été classés : (1) distributions à accumulation longue, dont la distribution gamma domine, et (2) distributions à accumulation courte, Weibull et Gumbel, dont Weibull est systématiquement meilleur (Figure II.6). Lorsque les deux distributions dominantes sont directement comparées, la distribution gamma fonctionne le mieux pour toutes les périodes d'accumulation (3,71–9,24% de rejet), sauf pour le SPI-1, où elle reste la deuxième meilleure distribution (13,36% de rejet). Les mêmes résultats ont été trouvés par Achour et al. (2020) dans les plaines occidentales de l'Algérie en testant la distribution gamma pour ajuster le SPI à différentes échelles de temps (SPI-3; -6; -9; -12).

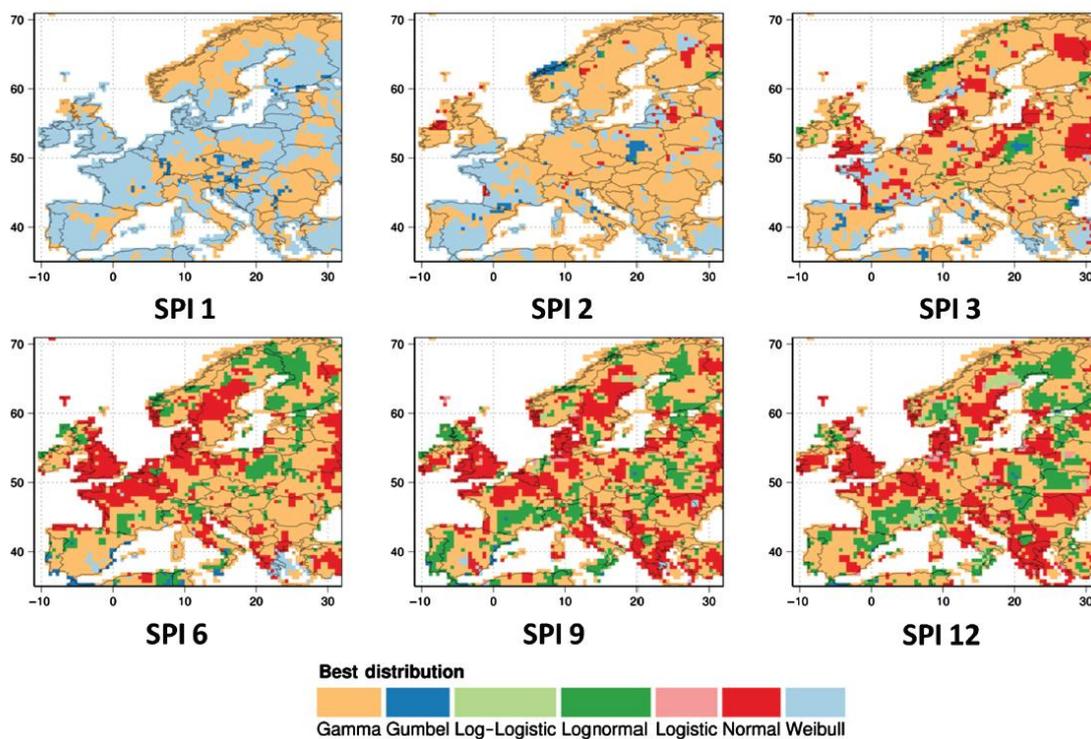


Figure II.6 / Comparaison spatiale de la distribution SPI avec le meilleur ajustement relatif pour la majorité des échelle de temps testées (Stagge et al., 2015).

Dans notre étude, nous avons suivi l'indice SPI selon Stagge et al., (2015). Nous ajustons d'abord une probabilité de distribution aux données de précipitations mensuelles en utilisant la distribution Gamma pour représenter les séries chronologiques des précipitations (Guttman, 1998; Stagge et al., 2015). Ensuite, nous estimons la probabilité cumulée des précipitations

observées et la transformons en distribution normale avec une moyenne de zéro et une variance de un. Puisqu'une probabilité de zéro précipitations ne peut être estimée par la fonction gamma (Naresh Kumar et al., 2009; Stagge et al., 2015; Wu et al., 2007), la distribution de probabilité cumulative est calculée à l'aide de la fonction de probabilité composée $H(x)$:

$$H(x) = q + (1 - q)G(x) \quad (13)$$

Où q est la probabilité de zéro précipitation (un mois sans enregistrement de précipitation) et $G(x)$ est la fonction de probabilité cumulative de la distribution gamma. Enfin, la probabilité composée $H(x)$ est transformée en une distribution normale avec une moyenne de zéro et une variance de un.

4.1.2. L'indice de précipitation évapotranspiration standardisé SPEI

En se basant sur le SPI, les précipitations sont le seul paramètre qui influence la sécheresse météorologique. Ceci est basé sur l'hypothèse que la variation des précipitations est plus élevée que les autres paramètres climatiques (Vicente-Serrano et al., 2010). Cependant, les études sur le changement climatique ont montré qu'une augmentation de la température a un effet significatif sur le cycle global de l'eau et la fréquence des périodes de sécheresse. Le SPEI (Vicente-Serrano et al., 2010), en plus des précipitations, utilise le paramètre de température moyenne pour déterminer les conditions de sécheresse. Il est calculé à différentes échelles de temps en fonction de la probabilité de non-dépassement du bilan hydrique (D), ce qui signifie que D résulte de la différence entre les précipitations (P) et l'évapotranspiration potentielle (PET) ($D = P - PET$). La fonction de distribution de probabilité de la série D , selon la distribution log-logistique, est donnée par :

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1} \quad (14)$$

Où α , β et γ sont les paramètres d'échelle, de forme, et d'origine, respectivement. On peut alors obtenir SPEI à partir de $F(x)$ comme suit :

$$SPEI = W - \frac{C_0 + C_1W + C_2W^2}{1 + d_1W + d_2W^2 + d_3W^3} \quad (15)$$

Avec, $W = \sqrt{-2\ln(P)}$ pour $P \leq 0.5$ et P est la probabilité de dépassement d'une valeur D déterminée $P = 1 - F(x)$. La moyenne de SPEI est nul, et l'écart type est 1. Le SPEI est une variable normalisée, et il peut donc être comparé avec d'autres indices dans le temps et dans l'espace.

4.2. Les indices hydrologiques

4.2.1 L'indice de sécheresse de ruissellement SDI et SRI

L'indice de ruissellement normalisé (SRI) (Shukla et Wood, 2008) et l'indice de sécheresse de débit (SDI) (Nalbantis et Tsakiris, 2009) sont les indices de sécheresse hydrologique les plus connus. Le principal avantage de ces indices est qu'ils aboutissent à des indices de sécheresse hydrologique normalisés que l'on peut simplement classer et comparer à un indice de sécheresse météorologique. Dans cette étude, nous utilisons le SRI et le SDI modifié introduit par Madadgar et Moradkhani, (2013). Il est basé sur une série chronologique mensuelle de ruissellement où le volume de ruissellement est ajusté à la fonction de distribution la plus adéquate, puis transformé en une fonction normale standard avec une moyenne nulle et une variation standard d'unité. SDI est basé sur le volume mensuel de ruissellement cumulé comme suit :

$$SDI_{i,j,k} = \left(\frac{y_{i,j,k} - \bar{y}_k}{s_{y,k}} \right) \quad (16)$$

avec,
$$y_{i,j,k} = \ln(V_{i,j,k}) \quad (17)$$

Où, $i = 1, 2, \dots, T$; $j = 1, 2, \dots, 12$ et $k = 1, 2, \dots$ sont, respectivement, l'année, le mois et l'échelle du mois. \bar{y}_k et $s_{y,k}$ sont la moyenne et l'écart type de $y_{i,j,k}$ tandis que $V_{i,j,k}$ est le volume de ruissellement cumulé observé. Lorsque nous remplaçons ce dernier par le volume de ruissellement simulé à partir du modèle hydrologique GR2M dans le calcul du SDI, l'indice devient le SRI (Shukla et Wood., 2008).

4.3 Les caractéristiques de sécheresse

Un indice de sécheresse standardisé correspond à la différence entre la valeur du mois concerné et la moyenne de la série chronologique. Cependant, l'analyse des séries chronologiques au niveau local conduit à manquer d'informations sur les caractéristiques spatiales et la propagation de la sécheresse ; de même, l'analyse spatiale ne permet pas de suivre l'évolution dynamique du phénomène. Pour l'analyse temporelle, l'utilisation de séries de différentes longueurs affecte significativement les valeurs de l'indice standardisé même si la même distribution de probabilité est appliquée (Mishra et Desai, 2005 ; Salvi et Ghosh, 2016). Par exemple, (Salvi et Ghosh, 2016) ont souligné l'impact de cet effet sur la fréquence des épisodes météorologiques extrêmes de sécheresse ainsi que sur les paramètres de la distribution gamma en utilisant les valeurs de SPI calculées à partir de différentes longueurs d'enregistrement de précipitations sur l'Inde. La même approche est valable pour l'analyse spatiale où la

comparaison des valeurs des indices entre stations ou plaines en même temps peuvent être erronée si elles sont calculées à partir de différentes longueurs d'enregistrement. Pour éviter ces problèmes, une analyse spatio-temporelle basée sur la comparaison de l'évolution des caractéristiques entre les différents indices de sécheresse, à savoir : durée et sévérité, est appliquée aux sept plaines étudiées couvrant la même période. Les caractéristiques de la sécheresse sont principalement la durée, la sévérité et le temps inter-arrival entre les événements de sécheresse successifs. La durée est définie comme le nombre de mois pendant lesquels les valeurs de SDI, SPI ou SPEI sont continuellement inférieures à un seuil défini (Agnew, 2000; Svoboda et al., 2002). La sévérité correspond à la somme absolue des valeurs négatives le long de la durée de l'événement de sécheresse (Dracup et al., 1980), tandis que le laps de temps séparant le début d'un événement de sécheresse et le début de l'événement suivant est défini comme le temps inter-arrival (Shiau, 2006).

5. Conclusion

La méthodologie utilisée pour étudier le risque de la sécheresse dans la partie Centre et Ouest du Nord de l'Algérie sous l'effet du changement climatique a été détaillée dans le présent chapitre. En plus de la sécheresse météorologique, la sécheresse agricole et la sécheresse hydrologique sont considérées pour déterminer les différentes caractéristiques des événements de sécheresse à court, moyen et long terme, telles que la durée, la sévérité et la fréquence. L'effet du changement climatique sur les caractéristiques de différents types de sécheresse peut être étudié en utilisant les données climatiques (Précipitation et température) issues des sorties du modèle climatique régional CORDEX-Africa couplé avec neuf modèles climatiques globaux et sous deux scénarios futurs RCP4.5 et RCP8.5. Les caractéristiques des événements de sécheresse peuvent être employées dans l'analyse fréquentielle multi-variée et la détermination des périodes de retour uni-variées et bi-variées des épisodes de sécheresse dans le passé et le futur. L'analyse multi-variée est effectuée en se basant sur différentes fonctions de copules. Enfin, notre analyse s'est effectuée en deux parties : dans la première partie, la propagation de la sécheresse et ses principaux déclencheurs au niveau des bassins versants étudiés à savoir : la Tafna et la Macta en utilisant les données de précipitation et de débit est analysée. Dans la deuxième partie, la sécheresse en étudiant les données climatiques (précipitation et température) dans les vastes plaines agricoles du Nord-Ouest s'étalant sur les bassins versants de la Tafna, la Macta, le bassin du Chellif et le côtiers Algérois est étudiée.

Chapitre **III**

Investigation du risque de la sécheresse hydrologique
dans les bassins de l'ouest Algérien sous l'effet du
changement climatique

L'objectif de ce chapitre est d'étudier le risque d'occurrence de la sécheresse hydrologique et son éventuel variation dans le futur sous les effets des changements climatiques au niveau des bassins du Nord-Ouest Algérien.

1. L'analyse de la sécheresse dans le passé récent ; Etudier le passé pour cerner le futur

1.1 Identification de la sécheresse météorologique et hydrologique

Les résultats de l'analyse de la sécheresse sont présentés en deux niveaux montrant : (1) le calcul des indices de sécheresse SDI et SPI sur les trois bassins à différentes échelles de temps au cours de la période étudiée et (2) une comparaison entre les caractéristiques de sécheresse issues des sécheresses hydrologiques et météorologiques.

1.1.1 Indices et caractéristiques de sécheresse

En premier lieu, pour le calcul du SDI, nous avons sélectionné la meilleure distribution pour ajuster les volumes de ruissellement cumulés parmi cinq distributions probables : Gamma, Lognormale, Normale, Weibul et Exponentielle selon le test de Kolmogorov-Smirnov (KS) où l'hypothèse nulle suppose que la distribution testée est ajustée aux données. Leurs paramètres sont estimés par la méthode du maximum de vraisemblance (MLM) et les résultats de la sélection de la distribution la mieux ajustée sont présentés dans le tableau III.1 et la Figure III.1.

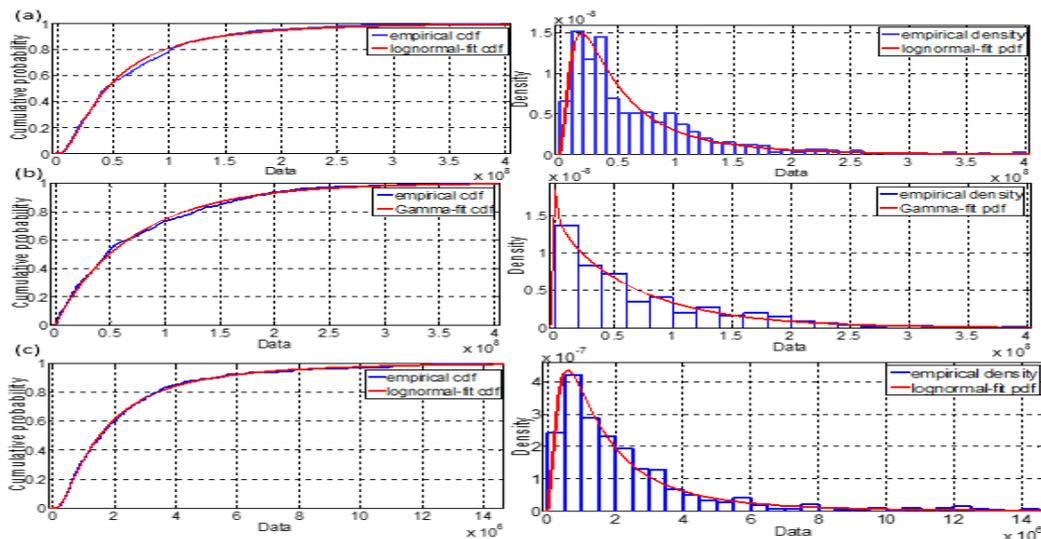


Figure III.1 | Comparaison entre les fonctions de densité cumulé et fonctions de probabilité de densité cumulé pour les stations hydrologiques.

Deuxièmement, pour le calcul du SPI, la série SPI a été ajustée à la distribution gamma en tenant compte de la probabilité de précipitations nulles (AghaKouchak et al., 2015). En général, il est important de noter que la distribution Gamma n'est pas toujours la meilleure distribution pour le calcul du SPI et peut être différente selon les régions ou l'échelle d'agrégation (Blain et Meschiatti, 2015; Cindric et al., 2012; Hong et al., 2013; Vergni et al., 2017). Pour le bassin méditerranéen, y compris notre région d'étude, plusieurs études ont été menées pour tester différentes distributions afin d'ajuster le SPI à différentes échelles de temps (SPI-3; -6; -9; -12). Ils ont démontré que la distribution Gamma domine pour l'échelle d'accumulation les plus longues (Stagge et al., 2015). Ces résultats ont été confirmés par Achour et al. (2020) pour les plaines Ouest de l'Algérie.

Tableau III.1/ La distribution uni-variée la mieux adaptée pour les séries de SDI-6

Station	SDI	Distribution	P-value
Beni Bahdel		Gamma	4,2273e-05
		Lognormal	0,0649
Chouly		Gamma	0,3350
		Lognormal	7,3953e-05
El Hcaiba		Gamma	0,0341
		Lognormal	0,8429

Après avoir calculé les deux indices, le seuil de $-0,8$ pour définir un événement de sécheresse a été choisi, selon Svoboda et al., (2002), afin de calculer la sévérité de la sécheresse, la durée et le temps inter-arrival. Le principal motif de considérer $-0,8$ est que toute valeur inférieure à $-0,8$ provoque des dommages aux cultures et aux pâturages et des pénuries d'eau (Svoboda et al. 2002). Ce seuil a été approuvé par le moniteur de sécheresse Américain (<https://droughtmonitor.unl.edu/About/AbouttheData/DroughtClassification.aspx>) et a été choisi dans de nombreuses études dans les régions semi-arides (Agutu et al., 2017 ; Das et al., 2020 ; Zhang et al., 2017).

1.2 La propagation de la sécheresse météorologique en sécheresse hydrologique

La figure III.2 montre une comparaison de la sévérité des épisodes de sécheresse calculée à partir de l'échelle SPI-12 et SDI-6 pour les trois bassins. La période d'étude allant de 1941 à 2011 pour les bassins versants de Chouly et Beni Bahdel et de 1962 à 2011 pour le bassin d'El-Hcaiba. La longueur de ligne horizontale représente la durée en mois. Pour les trois bassins

étudiés, on constate des périodes de sécheresse simultanées, que ce soit dans les enregistrements hydrologiques ou météorologiques depuis 1970.

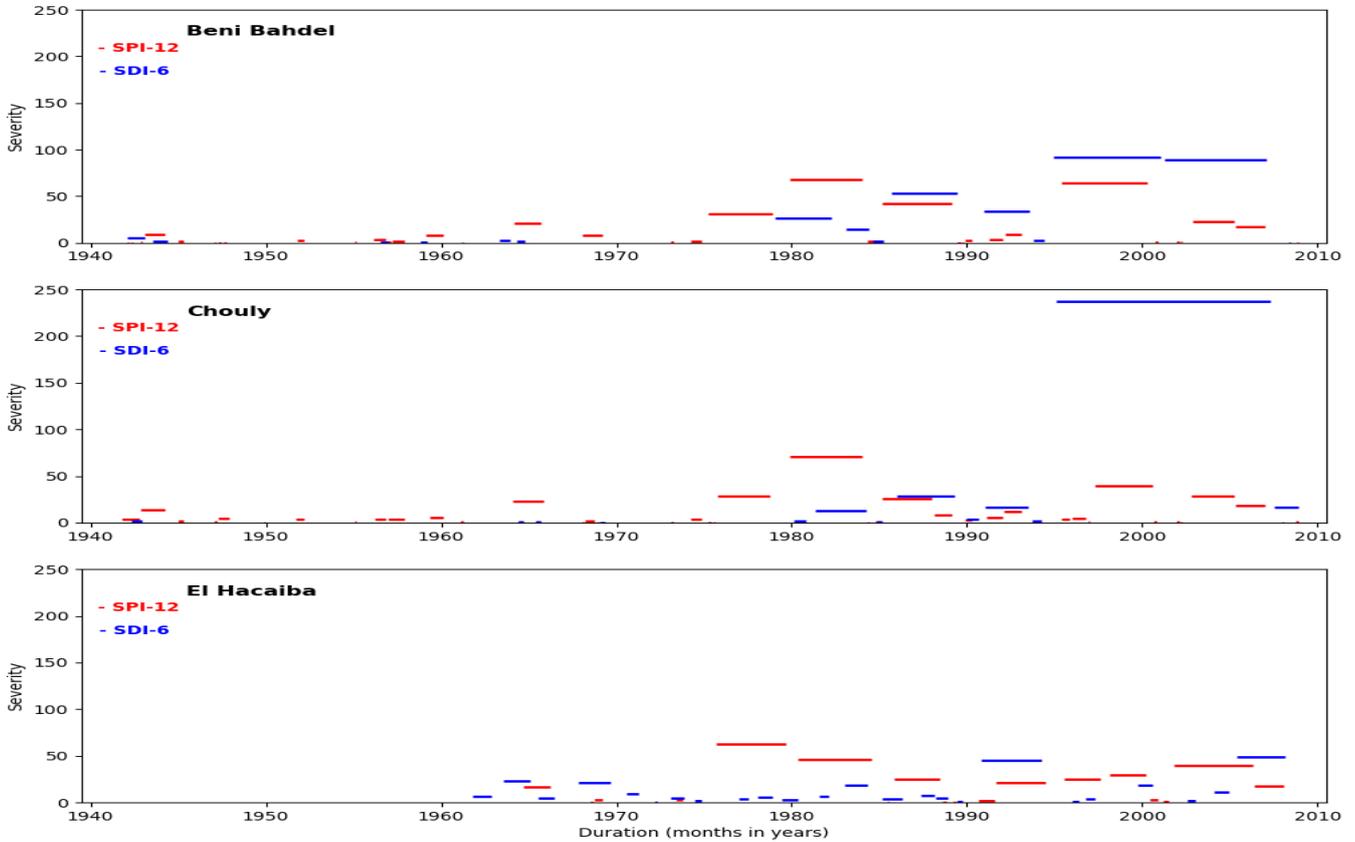


Figure III.2 | L'occurrence de sécheresse de 1941 à 2010 dans les trois bassins en se basant sur le SPI-12 et le SDI-6.

Les bassins de Beni Bahdel et de Chouly ont connu des périodes de sécheresse plus sévères et plus longues depuis 1976. Les épisodes de sécheresse hydrologique ont également augmenté de manière significative. Cependant, le bassin de Beni Bahdel a connu des séquences plus sévères et plus durables que le bassin de Chouly, à l'exception de la sécheresse hydrologique de 1996-2008 où le bassin de Chouly a été affecté par des événements sévères et a atteint une sévérité totale de 237 pendant 147 mois (Tableau III.2). Les épisodes de sécheresse météorologique ont atteint leur maximum de sévérité entre 1980–1985 et 1996–2003. Les sécheresses hydrologiques ont également été marquées par cette période sèche où elles ont atteint leur maximum de sévérité entre 1996 et 2008 pour les deux bassins. Pour le bassin versant d'El-Hacaiba, nous distinguons une forte persistance des sécheresses pendant la période étudiée où le bassin a été affecté par de multiples épisodes secs.

La figure III.3 confirme les résultats précédents et révèle en outre l'influence du déficit pluviométrique sur la réponse des bassins. Sur le côté gauche, les valeurs mensuelles de SPI-12 sont présentées tandis que les valeurs de SDI-6 sont représentées sur le côté droit pour comparer facilement les deux types de sécheresse. Les variations de SDI-6 et SPI-12 sont en accord. Ceci confirme que le débit saisonnier, présenté par le SDI-6, est bien décrit par la variation annuelle du SPI.

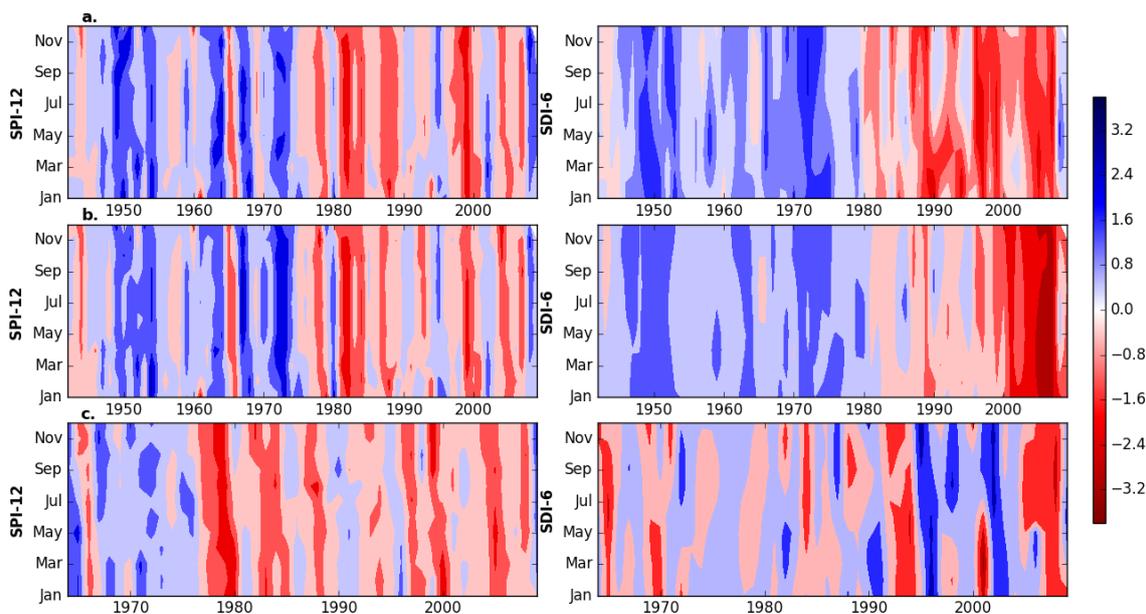


Figure III.3 | Variation temporelle mensuelle du SPI et du SDI pour la période (1941–2010) pour Beni Bahdel et Chouly et de 1962 à 2010 pour El-Hcaiba.

Le bassin de Beni Bahdel est plus sensible à la sécheresse météorologique (Figure III.3), c'est-à-dire que les deux types de sécheresse se produisent simultanément. Cependant, la réponse du bassin au déficit pluviométrique est plus longue pour le bassin versant de Chouly et plus pour les bassins versants d'El-Hcaiba, où la sécheresse hydrologique n'est observée que lorsque la sécheresse météorologique a atteint son maximum de sévérité (moins de -1,5). Cela correspond principalement à l'existence de sources karstiques qui alimentent les cours d'eau en influencent ainsi la mémoire du bassin. Cependant, pour le bassin de Chouly, une sécheresse hydrologique exceptionnelle a été observée de février 1996 jusqu'à avril 2008. Cet événement prolongé est le résultat de graves sécheresses météorologiques consécutives (mars 1993-mars 1994, juin 1996-décembre 1996, janvier 1997-novembre 1997, Mai 1998-août 2001, novembre 2003-avril 2006 et mai 2006-janvier 2008).

D'un autre point de vue, l'analyse peut également conduire à conclure que les épisodes de sécheresse sont un phénomène fréquent dans la zone étudiée (tableau III.2). Les épisodes de sécheresse météorologique sont plus fréquents que les épisodes de sécheresse hydrologique pour les bassins étudiés. Cependant, toutes les valeurs moyennes et maximales de la durée et la sévérité sont plus importantes en cas de sécheresse hydrologique. Cela peut notamment être lié à la propagation de la sécheresse météorologique en hydrologique où la sécheresse hydrologique est liée à la sécheresse météorologique antérieure et/ou simultanée. La survenue d'une sécheresse météorologique à la fois antérieure et coïncidente augmente le risque d'occurrence de sécheresse hydrologique et provoque une sécheresse hydrologique plus grave qui dure plus longtemps. Cette situation est inversée au niveau du bassin d'El-Hcaiba où la réponse du bassin à la sécheresse hydrologique est plus lente en raison du débit des sources qui alimentent les cours d'eau et contribuent à empêcher ou interrompre la propagation de la sécheresse.

Tableau III.2 | Fréquence, sévérité et durée moyenne des épisodes de sécheresse, ainsi que leur sévérité et durée maximales durant la période observée

	Beni Bahdel 1941-2011		Chouly 1941-2011		El-Hcaiba 1962-2011	
	SPI	SDI	SPI	SDI	SPI	SDI
Frequency	0,38	0,20	0,42	0,14	0,38	0,34
Mean duration (months)	13,21	13,21	15,70	15,70	8,63	8,18
Max duration (months)	59,00	69,00	29,00	147,00	36,00	32,00
Max severity	64,00	82,47	46,78	237,00	57,59	48,06
Mean severity	8,90	19,30	7,94	26,07	11,90	11,66

Il est important de souligner que le bassin de Beni Bahdel est exceptionnellement la zone la plus touchée où les épisodes exceptionnels de sécheresse (sévères et longs) ont été plus fréquents. Ces résultats soulignent également que le risque de sécheresse sur les bassins étudiés est mieux défini par l'évaluation des caractéristiques des sécheresses.

1.3 Période de retour de la sécheresse hydrologique

Afin d'acquérir la meilleure distribution marginale pour ajuster les caractéristiques de la sécheresse hydrologique, les valeurs de la validité d'ajustement des distributions de probabilité

sont calculées avec le test K-S. Les résultats des distributions les mieux ajustées sont illustrés dans le tableau III.3.

Tableau III.3 / La distribution marginale la mieux adaptée pour les caractéristiques de SDI-6.

Station	Drought characteristics	Best distribution	Parameters		P-value	K-S
Beni Bahdel	Duration	Log normal	2,50647	1,13867	0,7958	0,1529
	Severity	Log normal	1,51808	2,34519	0,8216	0,1487
Chouly	Duration	Log normal	2,43332	1,16028	0,4055	0,2352
	Severity	Log normal	1,228	2,04896	0,9051	0,1465
El Hcaiba	Duration	Gamma	2,40724	0,6558	0,6558	0,1463
	Severity	Weibull	8,37887	0,9324	0,9324	0,1064

Les copules de Gumbel-Hougaard, Clayton et Frank de la famille des copules archimédiennes ont été utilisées pour construire les distributions de probabilité jointes des caractéristiques de sécheresse hydrologique : Sévérité et durée. La copule de Gumbel – Hougaard a montré les poids les plus élevés pour toutes les stations et les valeurs de l'estimation paramétrique λ_U sont très proches de l'estimation empirique λ_U^{CFG} indiquant que la copule Gumbel–Hougaard peut bien décrire la dépendance de la queue supérieure (tableau III.4).

Tableau III.4 / Sélection de la meilleure fonction copule pour le couple durée - sévérité.

Stations	The weights of copulas in fitting by BCS			The upper tail dependence test for Gumbel	
	Clayton	Frank	Gumbel	λ_U^{CFG}	λ_U
Beni Bahdel	0,32	0,45	0,58	0,783	0,805
Chouly	0,24	0,39	0,46	0,792	0,817
El-Hcaiba	0,39	0,41	0,59	0,776	0,782

1.3.1 Détermination de la période de retour

Les périodes de retour conjointes des séries de durée et de sévérité ont été calculées par la copule de Gumbel–Hougaard et les contours des différentes périodes de retour sont présentés

dans la figure III.4. Les événements survenus de la sécheresse sont également inclus dans les graphiques à fin de déterminer leurs périodes de retour. La sécheresse la plus dangereuse, pour le bassin de Beni Bahdel, s'est produite de mai 2002 à janvier 2008, avec une sévérité de 82,47 et une durée de 69 mois. La période de retour conjointe $T_{(D \text{ and } S)}$ de cet événement est de plus de 65 ans tandis que la période de retour conjointe $T_{(D \text{ or } S)}$ est inférieure à 45 ans (figure III.4 (a)). Ce qui montre que la période de retour conjointe $T_{(D \text{ or } S)}$, en considérant l'occurrence d'un événement bi-variée dont l'un de ses deux caractéristiques soit extrême, présente un risque supérieur par rapport à la période de retour conjointe $T_{(D \text{ and } S)}$, en comparant le risque de récurrence du même événement bi-variée dont ses deux caractéristiques sont extrêmes .

Pour le bassin de Chouly (figure III.4 (b)), la plupart des épisodes de sécheresse ont des périodes de retour de moins de 50 ans, à l'exception de l'événement extrême survenu entre février 1996 et avril 2008. Cet événement a une durée de 147 mois et une sévérité correspondante de 237, avec des périodes de retour conjointes, $T_{(D \text{ and } S)}$ et $T_{(D \text{ or } S)}$, supérieures à 200 ans. Pour la station d'El-Hcaiba (Figure III.4 (c)), l'ensemble des événements de sécheresse ont des périodes de retour de moins de 25 ans, à l'exception de la sécheresse exceptionnelle qui s'est produite de novembre 1991 à mars 1995 avec une sévérité de 45. Les périodes de retour conjointes $T_{(D \text{ and } S)}$ et $T_{(D \text{ or } S)}$ de cet événement sont supérieurs à 200 ans.

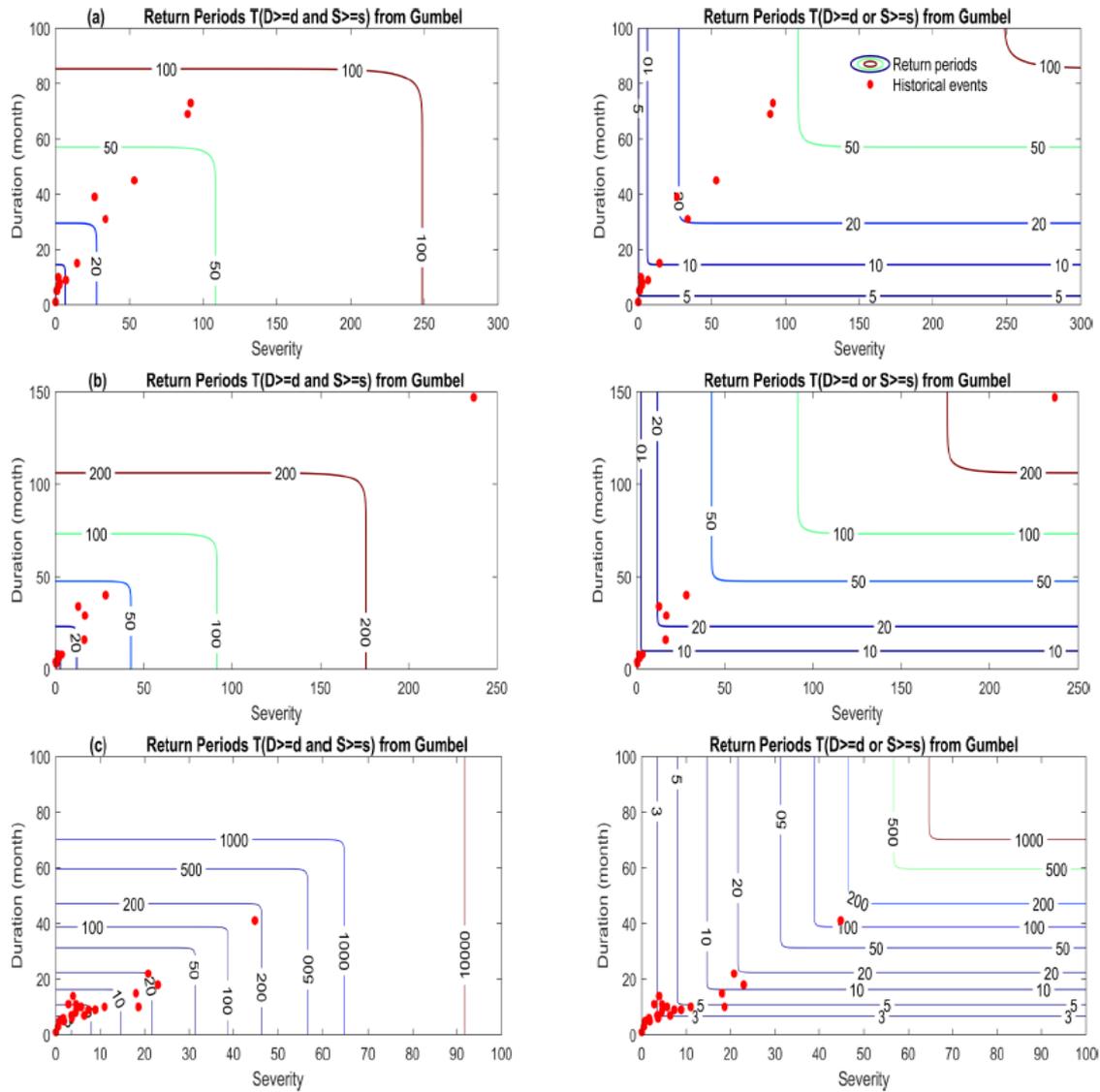


Figure III.4 | La période de retour conjointe, $T(D \text{ et } S)$ et $T(D \text{ ou } S)$: (a) pour le bassin de Beni Bahdel, (b) pour le bassin de Chouly et (c) pour le bassin d'El-Hcaiba.

2. La projection de la sécheresse dans le futur selon les scénarios RCPs

L'impact du changement climatique sur les sécheresses futures a été évalué dans cette section. À cette fin, les précipitations et températures simulées par les modèles climatiques sont d'abord utilisées, après la correction quantile-quantile QQ (Bouabdelli et al., 2020b ; Zeroual et al., 2019), comme entrées dans le modèle GR2M. Ce dernier doit être calibré et validé pour chaque station à fin de pouvoir simuler le ruissellement futur.

2.1 La simulation du ruissellement futur

Dans notre étude, nous avons commencé par une partie de modélisation de débit à fin de simuler les valeurs de débits futurs en fonction de données climatiques futures. Tout d'abord, l'évapotranspiration potentielle a été calculée en utilisant la méthode de Thornthwaite en se basant sur les températures moyenne extraites de CRU (Version TS.3.22 avec la résolution $0.5^\circ \times 0.5^\circ$) pour chaque station sur la période 1941-2010 pour Beni Bahdel et Chouly et pour la période 1961-2100 pour la station d'El Hcaiba. Ensuite, l'évapotranspiration potentielle (PET) a été utilisée ainsi que les précipitations, sur la période de référence (1941-2010/1961-2010), comme données d'entrées du modèle GR2M.

L'optimisation des paramètres du modèle s'est basée sur la méthode pas à pas pour optimiser les paramètres X1 et X2 où le programme démarre à partir de valeurs initiales supposées et se déplace dans une direction qui améliore continuellement le critère de Nash pour atteindre sa valeur maximale. Cette procédure est aussi associée aux deux étapes : calibration et validation des données de débits observés et simulés à fin de tester la performance du modèle.

Les résultats du calage et de validation du modèle « Pluit-débit » pour chaque bassin sont présentés dans le tableau III.5. Une comparaison graphique entre les résultats du calage et de validation du modèle pour le bassin de Beni Bahdel est présentée par la figure III.5

Tableau III.5 | Résultat du calage et de la validation du modèle GR2M

Station	Période calage	Paramètres	Période validation	Nash (\sqrt{Q})
Beni Bahdel	(1977-1991)	X1 = -13,15 X2 = 0,312	(1994-2008)	0,7094
Chouly	(1963-1086)	X1 = -13,15 X2 = 0,559	(1993-2009)	0,8321
El Hcaiba	(1976-1990)	X1 = -15,811 X2 = 0,03	(1991-2001)	0,7003

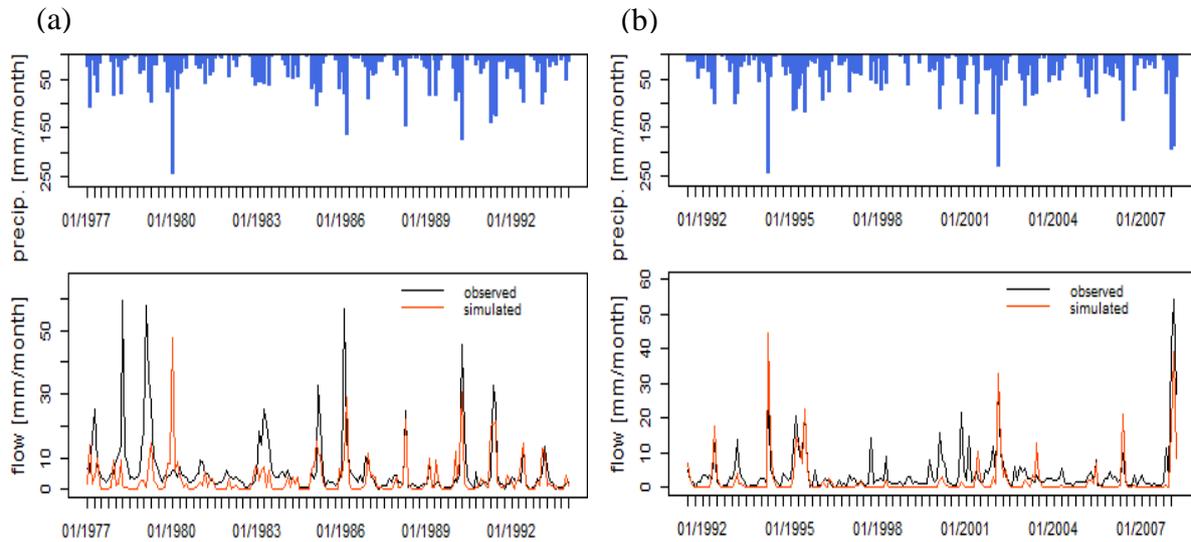


Figure III.5 / (a) Calibration et (b) Validation du modèle GR2M pour le bassin de Beni Bahdel.

Les résultats de simulation des débits futurs pour le bassin de Beni Bahdel pour les périodes futures 2021-2063 et 2058-2100, pour les deux scénarios futurs, sont présentés par la figure III.6.

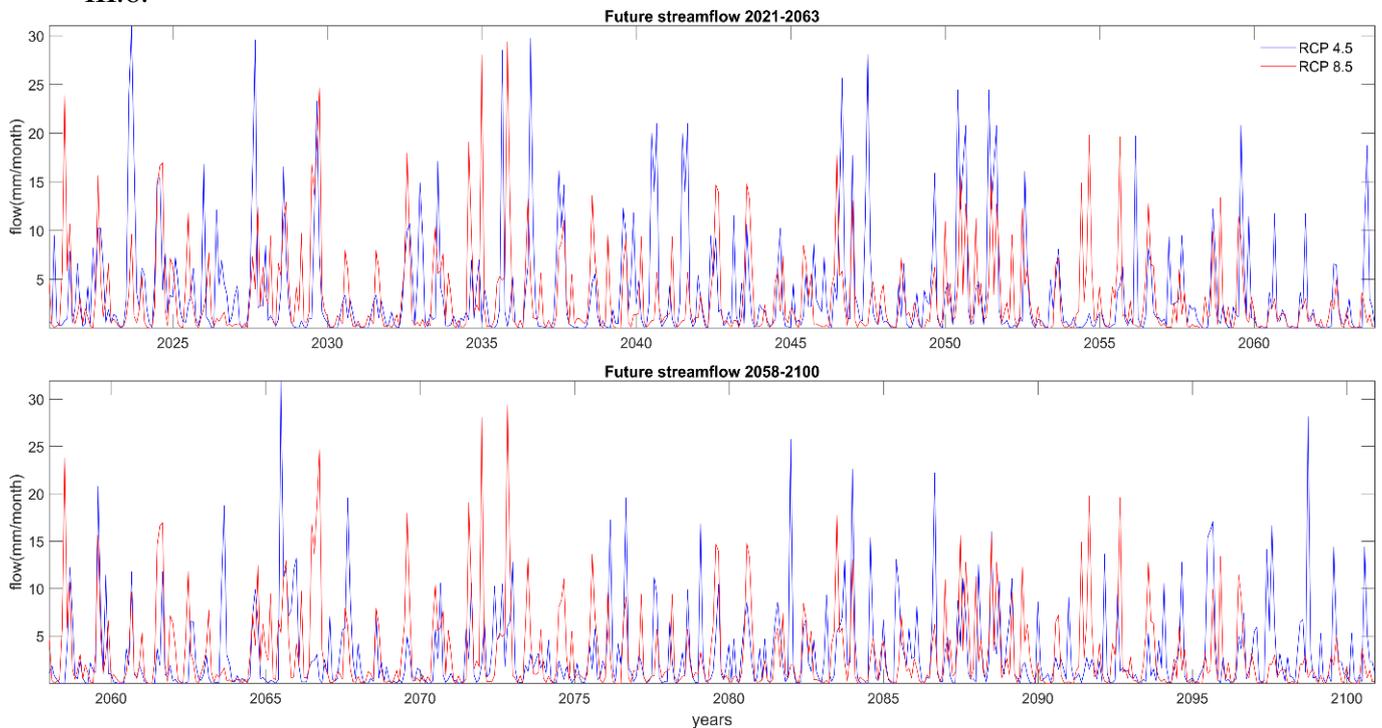


Figure III.6 / Les simulations du débit futur pour le bassin de Beni Bahdel à partir du modèle GR2M précédemment calibré et validé.

2.2. La projection de la sécheresse hydrologique

Les séries du SRI ont été calculées dans les bassins étudiés pour les périodes futures ; proche (2021–2063) et éloignée (2058–2100).

Les simulations SRI dérivées pour les trois bassins de tous les RCA4-GCMs sont illustrées dans la figure III.7. Cette figure indique une similitude dans la variation de la moyenne de la série SRI entre les projections du modèle. Selon les deux scénarios, le futur éloigné est plus pessimiste dans la projection des épisodes de sécheresse par rapport à la période future proche. Cependant, les neuf modèles projettent exceptionnellement des moyennes négatives avec un plus grand rang de variations du SRI, en particulier pour les bassins de Chouly et d'El-Hcaiba et des événements de sécheresse plus extrêmes pour la période future lointain selon le scénario RCP8.5.

La figure III.8 présente une comparaison de la variation temporelle mensuelle en utilisant le SRI moyen projeté à partir des neuf modèles pour les deux scénarios. La comparaison de la sévérité, de la durée et de la fréquence projetée des épisodes de sécheresse montre que les épisodes de sécheresse devraient être plus graves et persistants dans les bassins versants de Beni Bahdel et de Chouly. Cependant, le bassin d'El-Hcaiba connaîtra des épisodes plus fréquents. Les trois bassins connaîtront des épisodes de sécheresse plus fréquents que les événements historiques, avec des sévérités accentuées et pendant des périodes plus longues. L'analyse temporelle révèle également que la sécheresse devrait être la plus dominante dans les trois bassins, mais elle semble s'intensifier particulièrement avec le scénario d'émission RCP8.5.

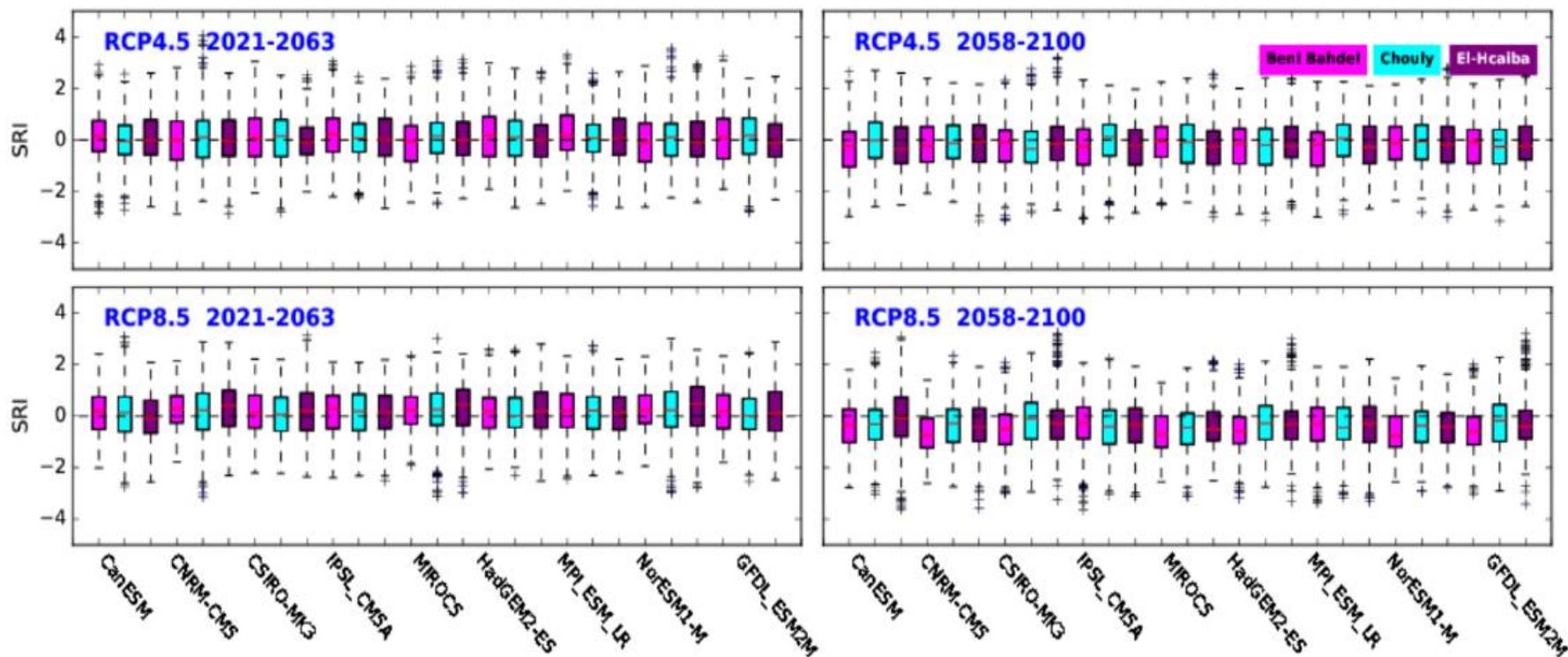


Figure III.7 / Box-plot (ligne de couleur rouge : médiane ; box : premier et troisième quartiles ; moustaches : intervalle de confiance à 99%; marqueur + : valeur aberrante) des valeurs SRI projetées provenant de neuf simulations RCA4.

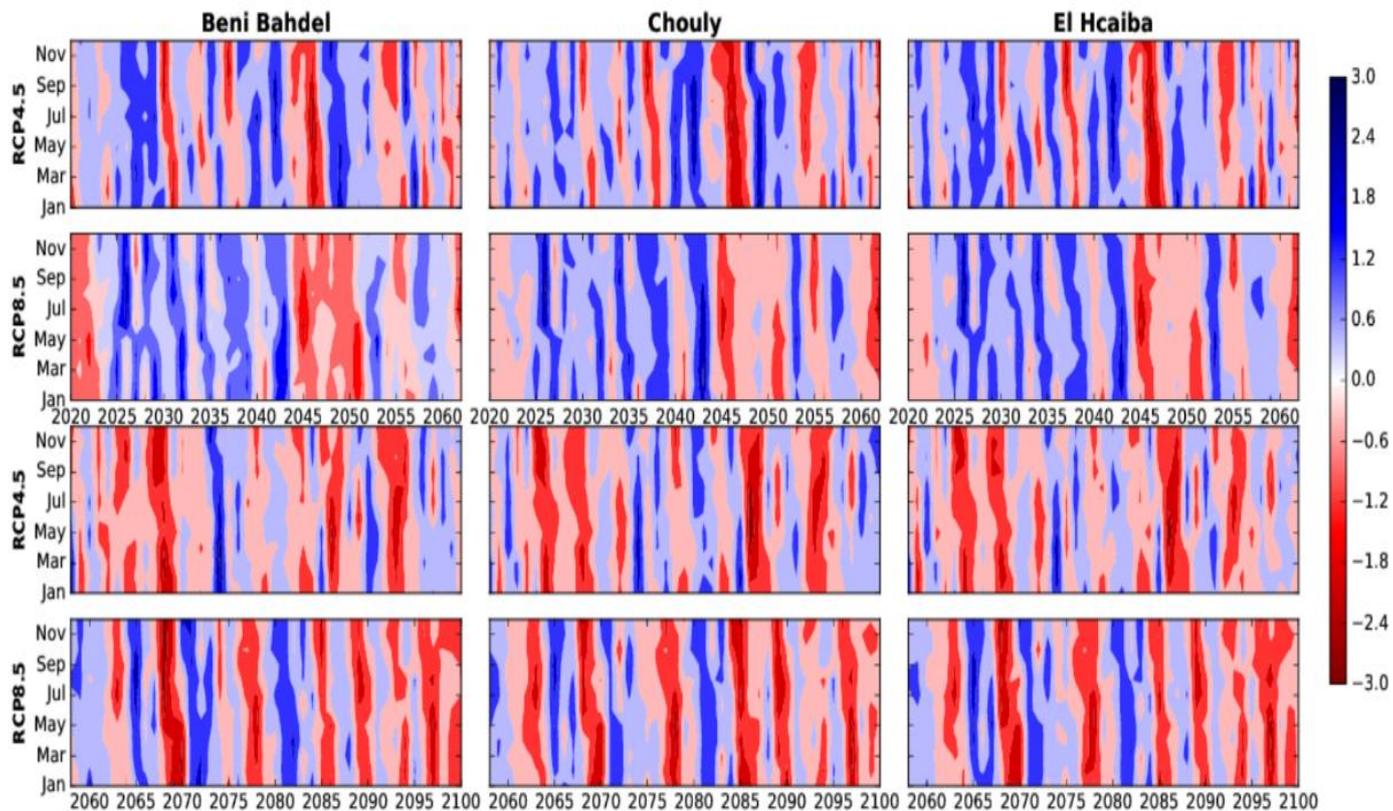


Figure III.8 / Variation temporelle mensuelle de SRI projeté pour le futur proche (2021–2060) et le futur éloigné (2058–2100) selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

Le tableau III.6 résume les événements de sécheresse pour trois bassins au cours des deux périodes futures en termes de fréquence, de durée moyenne et de sévérité et de durée et sévérité maximales pour chacun des neuf modèles inclus dans cette étude pour les deux scénarios RCP.

Pour la fréquence des sécheresses (tableau III.6), tous les modèles projettent une augmentation de la fréquence des épisodes de sécheresse dans le futur éloigné (2058–2100) sous les deux scénarios par rapport à la période de référence (1963–2005) dans les trois bassins sauf RCA4-CanESM2 qui projette un équilibre de la fréquence des sécheresses dans le scénario RCP4.5. Le RCA4-MIROC5 pour le scénario RCP8.5 est le modèle le plus pessimiste pour projeter la fréquence des sécheresses à la fois dans le bassin de Beni Bahdel et de Chouly (43 et 34 événements comparés, respectivement, à 14 et 9 événements dans la période de référence).

En ce qui concerne la durée moyenne, on note que sous le scénario RCP4.5, seul le RCA4-GFDL-ESM2M dans le futur proche et quatre modèles (RCA4-CanESM2, RCA4-CNRM-CM5, RCA4-CSIRO-MK3 et RCA4-GFDL-ESM2M) dans le futur éloigné projettent une

augmentation de durée moyenne dans le bassin de Hcaïba. Pour le scénario RCP8.5, les modèles RCA4-CanESM2 et RCA4-CSIRO-MK3 dans le futur proche et les modèles RCA4-CSIRO-MK3, RCA4-CNRM-CM5 et RCA4-HadGEM2-ES dans le futur éloigné prévoient une augmentation dans la durée de sécheresse moyenne dans le bassin de Hcaïba. Pour les deux autres bassins, l'augmentation de la durée moyenne de la sécheresse n'est projetée que par le modèle RCA4-CSIRO-MK3 dans le bassin de Beni Bahdel dans le futur éloigné sous RCP8.5.

Concernant la durée maximale, tous les modèles sauf RCA4-CNRM-CM5 et RCA4-MIROC5 dans le bassin de Hcaïba et seul le modèle CSIRO-MK3 dans le Beni Bahdel projettent une augmentation dans le futur proche pour le scénario RCP4.5. Il est à noter que tous les modèles projettent une augmentation de la durée maximale dans le bassin de Hcaïba selon les deux scénarios dans le futur éloigné. Cependant, la durée maximale varie pour les trois bassins entre 41 et 44 mois.

Il faut souligner, selon les simulations dans le futur proche sous RCP4.5, que la sévérité maximale est restée stable dans les bassins de Beni Bahdel et de Chouly par rapport à la période de référence, cependant, une augmentation est projetée dans le bassin de Hcaïba par tous les modèles sauf RCA4 -MIROC5. Pour le futur éloigné, sous RCP8.5, tous les modèles projettent une augmentation de la sévérité maximale dans les bassins de Hcaïba et de Beni Bahdel sauf RCA4-MIROC5 et RCA4-GFDL-ESM2M qui projettent une diminution à Beni Bahdel.

Il convient de mentionner que dans le bassin de Chouly, la fréquence de la sécheresse projetée augmente selon l'ensemble des modèles, tandis qu'une diminution est prévue pour la durée et la sévérité moyennes et maximales de la sécheresse. Cela pourrait être lié à l'événement exceptionnel qui s'est produit dans ce bassin qui rend le maximum de durée et de sévérité plus élevé pour la période de référence. Les deux scénarios futurs ne projettent pas cet événement dans la période future.

Tableau III.6 | Nombre, sévérité et durée moyennes des événements de sécheresse, et leur sévérité et durée maximales dans le futur selon les deux scénarios.

Beni Bahdel			1963-2005	RCA4-CanESM2	RCA4-CNRM-CM5	RCA4-CSIRO-MK3	RCA4-IPSL-CM5A	RCA4-MIROC5	RCA4-HadGEM2-ES	RCA4-MPI-ESM-LR	RCA4-NorESM1-M	RCA4-GFDL-ESM2M
RCP4.5	2021-2063	Frequency	14	20	17	20	23	24	23	21	22	10
		Mean duration	11,50	4,00	5,24	6,25	4,74	3,79	4,26	4,76	4,23	8,90
		Max duration	32	18	21	34	17	10	25	18	17	27
		Max severity	45,28	33,16	33,64	42,80	24,97	11,98	33,46	33,19	26,44	42,72
		Mean severity	16,63	5,51	6,97	9,06	5,95	4,37	5,13	6,64	4,91	11,94
	2058-2100	Frequency	14	18	24	19	29	18	18	29	16	20
		Mean duration	11,50	5,56	6,08	7,16	3,90	7,72	7,33	4,93	8,00	8,25
		Max duration	32	19	14	41	20	29	17	24	26	30
		Max severity	45,28	27,87	22,45	58,78	28,29	51,11	31,19	42,37	44,82	60,07
		Mean severity	16,63	7,04	8,24	9,32	5,29	11,67	10,70	6,63	10,88	12,31
RCP8.5	2021-2063	Frequency	14	15	22	8	14	21	17	17	15	24
		Mean duration	11,50	6,13	4,82	7,38	7,07	2,81	3,18	4,82	5,33	3,83
		Max duration	32	34	24	21	24	13	10	23	24	14
		Max severity	45,28	48,18	42,43	20,19	45,79	20,26	13,95	26,54	33,2	14,90
		Mean severity	16,63	8,86	6,28	7,61	9,72	3,60	3,53	5,53	7,45	4,40

Tableau III.6 | (suite).

Beni Bahdel		1963-2005	RCA4-CanESM2	RCA4-CNRM-CM5	RCA4-CSIRO-MK3	RCA4-IPSL-CM5A	RCA4-MIROC5	RCA4-HadGEM2-ES	RCA4-MPI-ESM-LR	RCA4-NorESM1-M	RCA4-GFDL-ESM2M	
RCP8.5	2058–2100	Frequency	14	29	21	21	26	43	23	21	20	23
		Mean duration	11,50	5,41	6,14	11,67	6,27	3,70	7,57	7,33	7,65	7,39
		Max duration	32	39	27	40	24	21	23	26	28	25
		Max severity	45,28	61,93	74,45	59,36	45,79	35,89	46,24	54,47	50,26	36,78
		Mean severity	16,63	7,60	9,60	15,68	8,71	5,28	11,91	10,94	10,40	10,49

Les valeurs maximales sont en gras.

2.3 Changement dans le risque hydrologique sous l'effet du changement climatique.

En utilisant les fonctions de copule bi-variées pour chaque bassin, les périodes de retour conjointes (10, 50 et 100 ans) des séries de durée et de sévérité sont calculées pour tous les modèles pour la période éloignée (2058–2100) pour les deux scénarios étudiés. Ensuite, une comparaison entre les périodes de retour des événements antérieurs et futurs sera effectuée. Cette comparaison est basée sur l'étude du changement du taux du risque de sécheresse entre la période de référence et la période future.

La figure III.8 présente le changement (diminution) des périodes de retour futures (10, 50 et 100 ans) sous l'effet du changement climatique (RCP4.5 et RCP8.5) pour la période future 2058–2100 par rapport à la période de référence. Les périodes de retour futures sont déterminées à partir de neuf modèles climatiques pour 2058–2100 : 1- RCA4- CanESM2; 2- RCA4-CNRM-CM5; 3- RCA4-CSIRO-MK3; 4- RCA4-IPSL-CM5A; 5- RCA4-MIROC5; 6- RCA4-HadGEM2-ES; 7-RCA4-MPI-ESM-LR; 8- RCA4- NorESM1-M et 9- RCA4- GFDL-ESM2M : a) Bassin de Beni Bahdel; b) Bassin de Chouly; c) Bassin d'El-Hcaiba. Le changement des périodes de retour présente un accroissement du risque de sécheresse sous l'effet de changement climatique. Les résultats montrent que toutes les simulations projettent une diminution des périodes de retour (le phénomène devient plus fréquent) et par conséquent une augmentation du risque de sécheresse pour les trois bassins. Par exemple pour le bassin de Beni Bahdel, et selon la simulation RCA4-MIROC5, la période de retour de 10 ans dans la période de référence sera d'environ 6,1 ans sous RCP8.5 et de 8,1 ans sous RCP4.5 sous l'effet du changement climatique. De même, pour les périodes de retour de 10, 50 ou 100 ans, la sévérité et la durée correspondantes deviendront plus sévères et plus longues, respectivement, comparé à la période de référence. Les résultats montrent également que le bassin de Beni Bahdel présente la plus forte augmentation en termes de fréquence et il sera donc, le plus vulnérable au changement climatique (Figure III.8) ; les taux maximaux d'augmentation du risque de la sécheresse hydrologique, 40% sous RCP8.5 et environ 30% sous RCP 4.5, sont projetés respectivement par les deux modèles RCA4-CSIRO-MK3 et IPSL-CM5A (Figure III.8 (a)). Selon les figures III.6 et III.8, RCA4-CSIRO-MK3 est le modèle le plus pessimiste pour les trois bassins car, il projette des extrêmes plus fréquents.

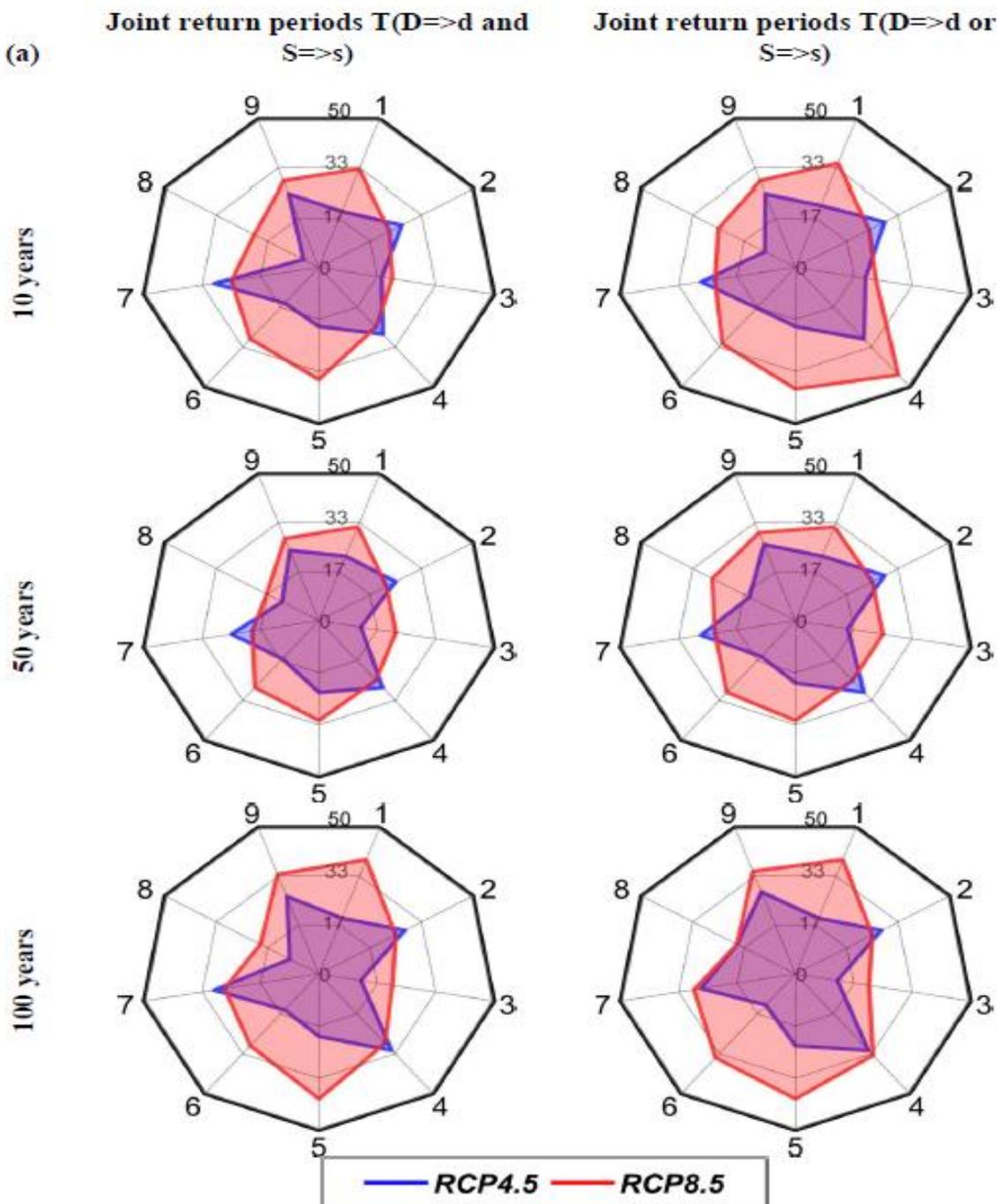


Figure III.8 | Taux de changement du risque de sécheresse sous changement climatique déterminé en utilisant les périodes de retour des événements de sécheresse hydrologique antécédents et futurs.

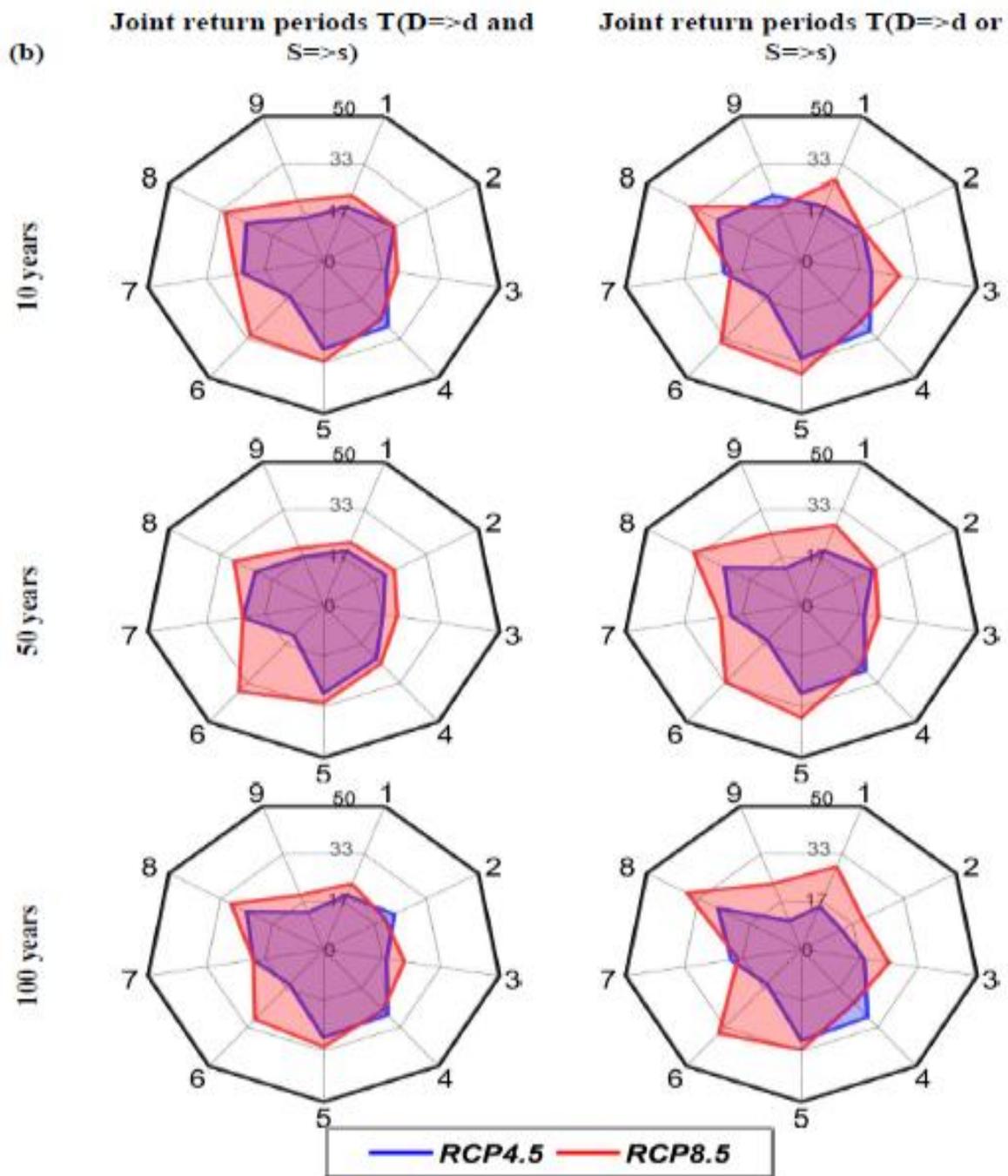


Figure III.8 / (suite)

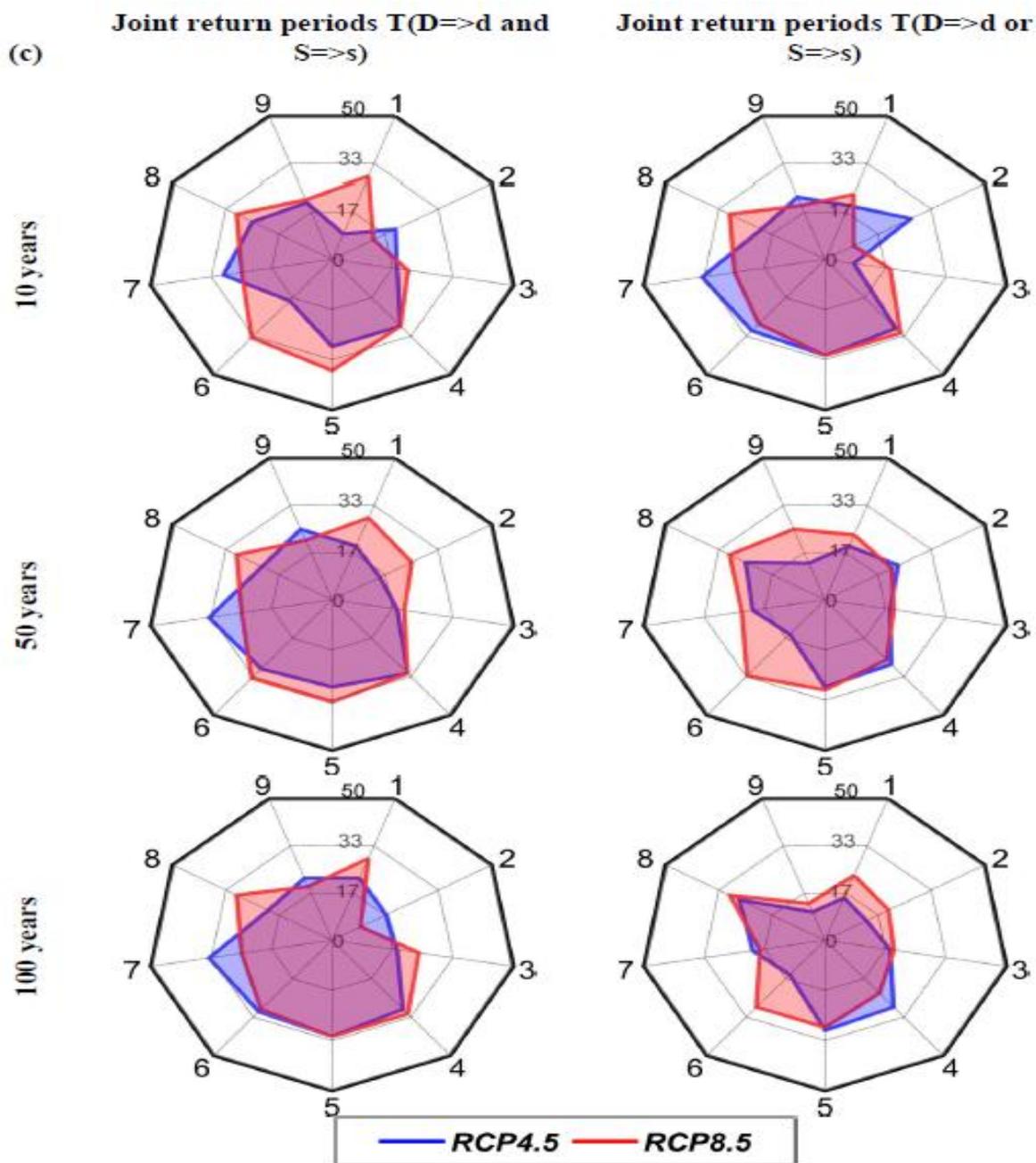


Figure III.8 | (suite)

3. Discussion des résultats obtenus

Les résultats de l'analyse ci-dessus révèlent ce qui suit :

3.1 Caractérisation des sécheresses météorologiques et hydrologiques

Le SPI est utilisé à différentes échelles de temps. Chaque échelle a sa signification physique spécifique (c.-à-d. Irrigation, ressources en eau saisonnière ou interannuelle) ; une échelle de temps plus longue peut refléter les impacts sur le stockage de l'eau et la réponse hydrologique. Dans cette étude, nous avons principalement comparé les caractéristiques des épisodes de sécheresse hydrologique basés uniquement sur l'écoulement fluvial avec celles obtenues seulement en utilisant les précipitations. Les caractéristiques de l'indice SPI à agrégation plus élevée (SPI-12) ont donné une meilleure corrélation avec le flux (SDI-6) par rapport aux autres échelles de temps. Romano et al., (2013), dans le bassin versant du Tibre situé dans la région karstique au centre d'Italie, ont trouvé les mêmes résultats en comparant les débits de sources karstiques et le SPI-18, bien que le SPI ne dépend que des précipitations sans tenir compte du débit ou d'autres facteurs. Pour l'étude de la sécheresse hydrologique, l'écoulement fluvial cumulatif saisonnier, exprimé par des agrégations de mois plus longs, peut bien révéler le comportement hydrologique concernant l'effet mémoire du bassin (Lee et al., 2019; Madadgar et Moradkhani, 2013). Barker et al., (2016) ont constaté que le lien entre la sécheresse météorologique et hydrologique est bien révélé en utilisant des décalages de 6 mois entre leurs indices. Lee et al., (2019) ont constaté que, plus la période d'accumulation diminue, plus la différence entre le SPI et le SDI augmente, et que le SPI-12 et le SDI-6 ont donc une variation similaire. Das et al., (2020) ont également constaté que la variabilité de la densité de probabilité de différentes caractéristiques de sécheresse est observée sous une échelle de sécheresse de 12 mois déterminée par SPI-12 dans deux États de l'Himalaya indien. D'un autre aspect, dans les systèmes karstiques, le SPI-12 a montré une tendance similaire avec les débits de sources karstiques (Fiorillo, 2009; Fiorillo et Guadagno, 2010). En outre, Mo et al., (2019) ont constaté que les changements de ruissellement étaient principalement associés aux précipitations dans la zone karstique. SPI-12 a également prouvé sa capacité à expliquer les conditions hydrogéologiques lorsque les données sur les eaux souterraines, telles que le débit de source, sont manquantes (Fiorillo, 2009). Fiorillo and Guadagno, (2010) ont constaté que les précipitations annuelles cumulées ont des tendances similaires avec le débit des rivières et des sources. Par conséquent, dans notre étude, les séries temporelles mensuelles SPI-12 et SDI-6 sont analysées pour étudier la disponibilité des eaux superficielles et souterraines et leur lien avec les précipitations.

3.2 Propagation de la sécheresse météorologique à la sécheresse hydrologique

En ce qui concerne la réponse du bassin, le bassin de Beni Bahdel a un comportement particulier, où la réponse aux conditions sèches est plus rapide par rapport aux bassins de Chouly et El-Hcaiba. Cette différence se réfère à l'existence de sources karstiques dans les bassins de Chouly et El-Hcaiba qui alimentent les cours d'eau de manière subcontinue et qui empêchent le déclenchement d'épisodes de sécheresse hydrologique. Laaha et al., (2017) ont également constaté que, dans les régions affectées par des conditions sèches/humides, les épisodes de sécheresse hydrologique se produisent plus tôt/tard et devraient être plus/moins accentués.

Par ailleurs, pour la propagation de la sécheresse, la plupart des épisodes de sécheresse météorologiques et hydrologiques se sont produits simultanément pour le bassin de Beni Bahdel tandis que les épisodes de sécheresse météorologique sont suivis par les événements de sécheresse hydrologiques au cours de l'année suivante pour le bassin de Chouly ou encore plus pour le bassin d'El-Hcaiba. Ce retard peut être renvoyé à l'effet de mémoire et la perméabilité qui caractérise le système aquifère karstique et qui peut entraver la survenue de sécheresse hydrologique dans les conditions sèches (Bouabdelli et al., 2020a; Fiorillo, 2009; Tallaksen and Lanen, 2004).

Des résultats similaires ont été trouvés par Fiorillo et Guadagno, (2010) dans deux systèmes karstiques différents situés dans la région de Campanie en Italie. Ils ont constaté que l'occurrence d'une longue sécheresse météorologique a engendré une diminution du débit des sources. Cette diminution peut durer jusqu'à l'année suivante du redressement de la sécheresse dans le cas d'une sécheresse sévère (SPI-12 inférieur à -1,5). D'autres recherches ont montré que cette relation dépend de la lithologie et des caractéristiques de l'aquifère (Barker et al., 2016 ; López-Moreno et al., 2013), des altitudes et du couvert végétal du bassin versant (Peña-Gallardo et al., 2019), et que les facteurs anthropiques aussi jouent un rôle important dans la réponse du bassin aux sécheresses climatiques (Lorenzo-Lacruz et al., 2013; Wu et al., 2017).

D'un autre point de vue, les événements de sécheresse les plus importants dans les bassins de Beni Bahdel et Chouly se produisent au cours de la même période, tandis que le bassin d'El-Hcaiba est affecté par des événements ultérieurs à ceux qui ont touchés les deux autres bassins. Par exemple, Zeroual et al, (2017) ont souligné que la variabilité des précipitations dans l'ouest de l'Algérie est fortement corrélée aux circulations atmosphériques à grande échelle telles que

l'oscillation australe (Southern Oscillation (SO)) et à l'échelle régionale telles que l'oscillation de la Méditerranée occidentale (Western Mediterranean Oscillation (WeMO)). Des résultats similaires ont été trouvés par Tramblay et Hertig, (2018) pour l'ouest de l'Algérie, au Maroc, et en Espagne qui ont trouvé une corrélation entre les périodes sèches et les circulations atmosphériques telle que l'oscillation méditerranéenne (Mediterranean Oscillation (OM)) et l'oscillation nord atlantique (North Atlantic Oscillation (NAO)).

3.3 Période de retour conjointe des événements extrêmes historiques

Le risque d'occurrence des événements de sécheresse déterminés par les périodes de retour bivariées (sévérité-durée) varie selon les bassins et prévu d'augmenter au cours des 50 prochaines années. Cette probabilité de récurrence est liée à l'augmentation des conditions sèches dans la région d'étude et sur le bassin méditerranéen occidental sous l'effet du changement climatique (Bouabdelli et al., (2020a), (2020b) ; Santillán et al, 2019 ; Spinoni et al, 2015 ; Tramblay et Hertig, 2018 ; Zeroual et al, 2019 ; Zkhir et al, 2019).

Les épisodes de sécheresse dans le bassin de Beni Bahdel ont généralement une période de retour faible indiquant un risque de sécheresse hydrologique plus élevé dans cette zone. Tandis que cette période a tendance à se prolonger en se déplaçant vers les bassins de Chouly et d'El-Hcaiba, respectivement. Les courtes périodes de retour dans le bassin de Beni Bahdel peuvent être particulièrement liées à la fréquence élevée des événements observés puisque le bassin est le premier dominé par les épisodes de sécheresse météorologique et hydrologiques qui sont également plus persistants comparés aux autres bassins. Cela est dû à la réponse du bassin à la sécheresse où la sécheresse météorologique du bassin de Beni Bahdel se transforme plus rapidement en un événement de sécheresse hydrologique comparé aux bassins de Chouly ou d'El-Hcaiba. En outre, il convient de mentionner l'importance de la détermination des périodes de retour pour la gestion des ressources en eau, où les événements observés, en particulier ceux qui ont une courte période de retour, doivent être pris en compte pour une régularisation optimale des réservoirs et pour la planification du futur programme d'irrigation.

3.4 Évolution de la sécheresse dans le temps projetée (2021–2060 et 2058–2100) en se basant sur les modèles climatiques

En ce qui concerne l'évolution future (2021–2100) de la variabilité temporelle de la sécheresse dans les trois bassins, toutes les simulations prévoient que l'événement de sécheresse

augmentera en termes de fréquence et de durée. L'augmentation des épisodes de sécheresse projetée pour le scénario RCP8.5 et pour le futur lointain est plus élevée que celle projetée par les autres scénarios et périodes.

Ces résultats confirment les études des tendances à la sécheresse dans la littérature sur le bassin méditerranéen projetées pour le 21^e siècle, qui ont révélé les épisodes de sécheresse dans plusieurs régions entourant la Méditerranée, à savoir celles de la rive sud de la Méditerranée, de la péninsule ibérique et du sud de l'Italie (Dubrovský et al., 2014; Founda et al., 2019; IPCC, 2014). D'autant plus que cette région est considérée par la plupart des scénarios projetés pour le 21^e siècle comme la plus exposée aux événements extrêmes (sécheresses et inondations) (Dubrovský et al., 2014; Trambly et Somot, 2018).

3.5 Taux de changement du risque de sécheresse hydrologique sous l'effet du changement climatique

L'exacerbation de la sécheresse hydrologique dans les bassins aura des effets négatifs sur la disponibilité des ressources en eau. Nous notons que les barrages de la région sont principalement destinés à l'irrigation des plaines occidentales qui contribuent essentiellement à la sécurité alimentaire du pays (Achour et al., 2020 ; Zeroual et al., 2019)

Cette étude a mis en évidence le risque de sécheresse en termes de période de retour et de projection de sécheresse sous l'effet du changement climatique. Nous notons un consensus entre le risque de sécheresse hydrologique présenté par les périodes de retour conjointes des événements observés et celui présenté par les projections futurs des événements de sécheresse hydrologique.

L'identification de la récurrence des épisodes de sécheresse observés dans chaque bassin permet de bien décrire le risque de sécheresse dans le futur. Sous d'autres aspects, l'étude des périodes de retour des événements futurs peut révéler l'impact du changement climatique dans la région semi-aride de la Méditerranée sur le risque de sécheresse.

Par exemple, pour le bassin de Beni Bahdel, l'événement hydrologique sévère, survenu entre 2002 et 2008 (long), a provoqué une énorme baisse des niveaux de stockage du barrage de Beni Bahdel (le niveau de stockage a atteint moins de 20% du stockage total en 2007 et en 2008). La production céréalière totale des deux années 2007 et 2008 a baissé de 58% et de 62% respectivement par rapport à l'année 2006 selon l'Organisation des Nations unies pour

l'alimentation et l'agriculture (Food and Agriculture Organization (FAO)). Cet événement de sécheresse a une probabilité d'occurrence d'au moins une fois tous les 65 ans (c.à.d. au moins une fois avant 2067). Elle correspond également, à une sécheresse météorologique antérieure de sévérité $S = 64$ et d'une durée correspondante $D = 59$ mois survenu à partir de juin-1996, et à une sécheresse météorologique concordante de sévérité $S = 40$ et durée correspondante $D = 49$ mois survenu à partir de décembre 2003.

De même, nous pouvons déterminer en fonction des projections futures, qu'un événement hydrologique similaire est projeté de se produire, une fois en 2066-2069 sous RCP4.5 avec une sévérité $S = 48,2$ et une durée correspondante $D = 40$, et deux fois (2020-2024, 2048-2052) sous RCP8.5. Ces événements projetés seront aussi probablement plus récurrents à l'avenir avec une période de retour de 42 ans sous RCP8.5 et de 50 ans sous RCP 4.5 (selon les projections futures du modèle le plus pessimiste RCA4-MIROC5 et en appliquant les copules bi-variées). Par conséquent, cet événement présente probablement un risque élevé de se reproduire, que ce soit en se basant sur sa période de retour ou sur les projections futures sous RCP 4.5 ou RCP 8.5.

En résumé, les événements de sécheresse dans la région semi-aride de la Méditerranée deviendront plus sévères, menaçant la région avec des épisodes de sécheresse plus longs et plus graves et plus fréquent. Selon Zkhiri et al., (2019), les projections futures des épisodes de sécheresse dans les bassins du Haut Atlas, au centre du Maroc, déterminée par cinq simulations climatiques RCM, sous deux émissions scénarios (RCP 4.5 et RCP 8.5), indiquent une forte augmentation de la fréquence des événements SPI en dessous de -2 (classé comme événement exceptionnel selon le USDM)

Tramblay et al., (2018) ont constaté qu'une diminution de la disponibilité de l'eau dans les barrages d'Afrique du Nord-Ouest est projetée par cinq modèles de MRC étudiés dans les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. De même, Ouhamdouch et al., (2019) ont trouvé des résultats similaires en étudiant l'impact du changement climatique sur les ruissellements futurs dans le nord du Maroc où les débits futurs ont montré une tendance à la baisse de l'ordre de 38% d'ici 2050. Khedimallah et al., (2020) ont trouvé une diminution de débit de cours d'eau de l'ordre de 61% dans le bassin de Cheliff situé à l'est des trois bassins étudiés.

4. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons examiné les changements potentiels du risque de sécheresse hydrologique dans trois bassins situés dans le massif karstique le plus étendu du nord de l'Algérie. Nous avons également étudié les périodes de retour conjointes des épisodes de sécheresse au cours de la période de référence et leur risque d'occurrence dans le futur selon deux scénarios de changement climatique. Enfin, nous avons évalué les taux de changement en 10, 50 et 100 ans de périodes de retour de sécheresse sous l'effet du changement climatique entre les épisodes de sécheresse observés et projetés dans le futur à l'aide des copules multivariées.

Les épisodes de sécheresse météorologiques et hydrologiques exprimés par SPI-12 et SDI-6 concordent bien et confirment l'effet mémoire du bassin qui influe sa réponse aux conditions de sécheresse. Les épisodes de sécheresse météorologique au niveau du bassin de Beni Bahdel se propagent plus rapidement à des événements hydrologiques. Cette propagation diminue, respectivement, dans le bassin de Chouly et dans El-Hcaiba. Les bassins de Beni Bahdel et de Chouly ont les mêmes conditions climatiques où la sécheresse météorologique se produit simultanément. De plus, la survenue de séquences de sécheresses hydrologiques est liée à la sévérité et à la durée de l'antécédente/concordante sécheresse météorologique.

La fréquence des sécheresses diffère dans chaque bassin. Le bassin de Beni Bahdel a des périodes de retour plus courtes (moins de 25 ans), ce qui le rend donc plus sujet à la sécheresse. Par conséquent, les épisodes de sécheresse dommageables qui ont des périodes de retour courtes doivent être pris en compte dans les plans de gestion des réservoirs d'eau.

La sécheresse devrait s'aggraver sous l'effet du changement climatique. En outre, la variation entre les neuf projections du modèle pour la sécheresse hydrologique est en général similaire où elles projettent les mêmes conditions en termes de fréquence, de sévérité et aussi de durée. Cependant, RCA4-CSIRO-MK3 présente le modèle le plus pessimiste. Il projette des sécheresses plus sévères comparé à celles projetées par d'autres modèles climatiques. Ses résultats aussi s'associent également à une diminution de leurs périodes de retour. La simulation de tous les modèles, selon les deux scénarios, projette une sévérité et une durée de sécheresse plus élevées. Autrement dit, pour les mêmes périodes de retour, en comparant les caractéristiques de sécheresses utilisées dans les fonctions de copules dans la période référence

avec celles utilisées dans la période future, les valeurs correspondantes sont plus élevées pour les projections futures.

Enfin, les bassins étudiés sont tous menacés par un risque de sécheresse qui a tendance à s'aggraver sous l'effet du changement climatique notamment sous le scénario RCP8.5 et selon les périodes de retour multi-variées des épisodes de sécheresse. Ce chapitre a permis de déterminer le risque de sécheresse hydrologique dans la zone soumise au changement climatique afin d'établir la meilleure solution pour l'approvisionnement en eau et la production agroalimentaire et pour l'atténuation de l'effet la sécheresse et proposer des plans d'adaptation qui consiste à optimiser l'utilisation de la ressource en eau conventionnelle et d'utiliser les eaux non conventionnelles dans l'irrigation par exemple.

Chapitre **IV**

L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

L'objectif de ce chapitre est d'étudier l'effet de la température sur la sécheresse météorologique et son éventuel impact dans le futur sous les effets des changements climatiques au niveau des plaines de l'Ouest Algérien.

1. L'analyse de la sécheresse météorologique dans le passé

Les résultats présentés montrent la caractérisation et la comparaison spatio-temporelle d'épisodes de sécheresse au niveau des sept plaines étudiées à partir des indices de sécheresse SPI et SPEI au cours de la période 1960-2010.

1.1 Caractérisation spatio-temporelle de la sécheresse météorologique

Tout d'abord, les séries de SPEI et SPI ont été calculées en utilisant les valeurs mensuelles de précipitation et d'évapotranspiration potentielle à l'échelle mensuelle et à l'échelle annuelle (SPEI-12 et SPI-12). L'échelle mensuelle de 1 mois permet d'inspecter la variation mensuelle de la sécheresse à travers les plaines où chaque valeur présente les conditions dans le mois concerné en termes de facteur étudié (précipitation, évapotranspiration, bilan climatique, ...etc.) (Zhang et al., 2017). L'échelle annuelle est largement utilisée et elle a montré des résultats performants surtout lors de l'analyse de la sécheresse dans le passé et dans le futur (Mesbahzadeh et al., 2019; Moreira et al., 2018; Vicente-Serrano et al., 2010). Les événements et les caractéristiques de sécheresse ont été définis pour des valeurs négatives du SPI et SPEI. La figure IV.1 montre la comparaison entre les deux indices de sécheresse à savoir le SPI-1 et le SPEI-1 dans chaque plaine (1960-2010). Comme on peut le voir, l'analyse temporelle du SPI-1 et SPEI-1 permet de constater que la sécheresse est un événement fréquent pour l'ensemble de la zone d'étude. Aussi, les événements de sécheresse révèlent une variation saisonnière (pour le SPI-1) et annuelle pour l'SPEI-1 pour les sept plaines. Cependant, l'indice SPEI montre une période caractérisée par des épisodes de sécheresse extrêmes (SPEI inférieure à -2) entre 1978 et 1995 pour les plaines de Maghnia, Sidi Bel Abbes et les plaines du Cheliff, tandis que, cette période est plus décalée pour la plaine de la Mitidja commençant en 1983 jusqu'à 1995. En outre, il est à remarquer que, les valeurs minimums du SPEI se sont produites simultanément pour les plaines de Maghnia, Sidi Bel abbés et Ghriss dans le mois de juillet 1984, pour les plaines du Bas et du Haut Cheliff dans le mois de juillet 1982 et séparément pour la plaine de Haut Chellif en Aout 1987 et pour la plaine de Mitidja en Aout 1989, Cependant la valeur critique du SPEI a été observée au niveau de la plaine de Maghnia à l'extrême ouest du pays. Pour les valeurs maximales du SPEI, seul les plaines de Mitidja et du Moyen Cheliff les ont enregistrés simultanément en mois de Décembre 1963.

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

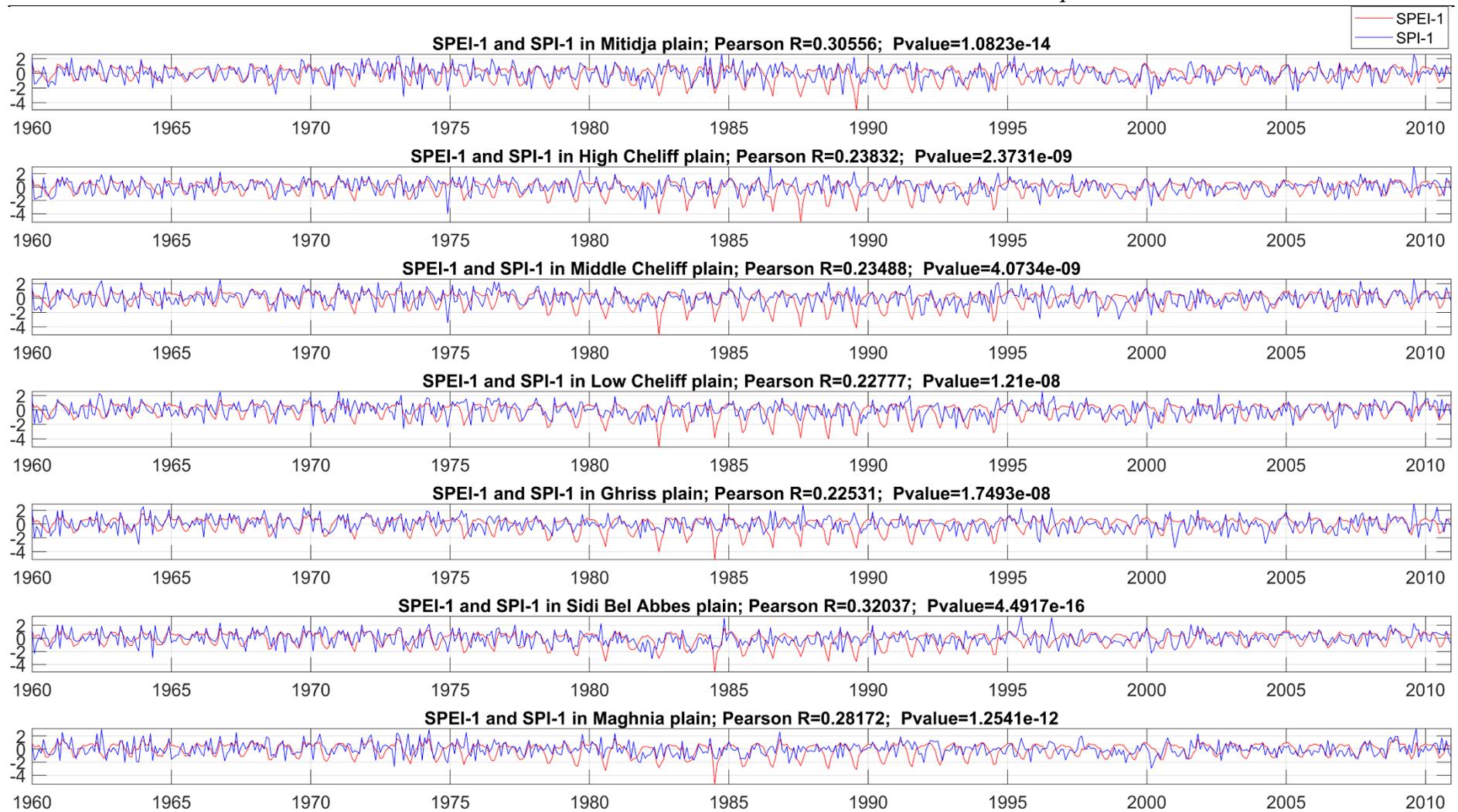


Figure IV.1 | Corrélation entre SPI-1 et SPEI-1 pour la période 1960-2010.

La figure IV.1 montre que les valeurs du SPI varient dans la plage [-3.94, +3.35]. La plus grande valeur négative est observée dans la plaine du Haut Cheliff en Décembre 1974, les valeurs extrêmes sont observées en Mai 1973 pour la plaine de Mitidja, en Décembre 1974 pour les plaines du Haut et du Moyen Cheliff, en Avril 1982 et en Mars 2000 pour les plaines du Bas Cheliff et de Maghnia et en Janvier 2001 pour la plaine de Ghriss ; tandis que la valeur positive maximale des SPI est observée dans la plaine de Sidi Bel abbés en juillet 1995. Les valeurs négatives extrêmes sont observées en Janvier 1971 pour la plaine du Bas Cheliff, en Octobre 1984 pour la plaine de Mitidja, en Juillet 1986 pour Haut Cheliff, en Juillet 1995 pour la plaine de Sidi Bel Abbés et en Aout 2009 pour les plaines du Moyen Cheliff et Ghriss et Septembre 2009 pour la plaine de Maghnia.

Pour le SPI-12 et le SPEI-12 (figure IV.2), une nette amélioration dans les valeurs du coefficient de corrélation de Pearson est notée entre les deux indices par rapport à celles à l'échelle de temps de 1 mois où les valeurs les plus élevées sont enregistrés pour les plaines de Sidi Bel Abbes ($R=0.83$) et de Mitidja ($R=0.76$).

La fréquence et la durée des événements de sécheresse sont aussi différentes pour les deux échelles de temps, Par conséquent, il est démontré que l'échelle du temps joue un rôle clé dans l'identification des caractéristiques de la sécheresse, des résultats similaires sont également trouvés en Espagne par Vicente-Serrano et al., (2010) qui ont montré que la fréquence de la sécheresse changeait en fonction de l'échelle de temps. Mellak et Souag-Gamane, (2020) ont trouvé de résultats similaires par l'analyse de la fréquence de sévérité de la sécheresse dans le nord de l'Algérie, elles ont trouvé qu'il existe une relation directe entre la sévérité et la durée de la sécheresse où la sévérité de la sécheresse augmente rapidement pendant les courtes périodes de sécheresse définies par SPI-3, alors qu'elle augmente légèrement et reste ensuite constante pendant des périodes de sécheresse plus longues.

Les valeurs du SPEI-12 sont comprises entre [-2,45 (Maghnia, Septembre 1982), +2.84 (Mitidja, Octobre 1972)] et les valeurs du SPI-12 sont comprises entre [-3.92 (Bas Cheliff, Septembre 1982), +2.87 (Mitidja, Octobre 1972)] ; les valeurs négatives les plus faibles du SPEI ont été enregistrées pour la plaine de Maghnia en Septembre 1982 tandis que la valeur positive la plus élevée du SPI a été enregistrée dans la plaine de la Mitidja pour la période de 1972 à 1973.

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

Sur la base de ces résultats, il est noté que les plaines du Moyen Cheliff, Ghriss, Sidi Bel-Abbés et Maghnia sont touchées dans la même période par la sécheresse la plus extrême en mois de Septembre 1982 (Août pour le Bas Cheliff). On note que les événements de sécheresse extrême de 1982, dans la plupart des plaines agricoles étudiées, ont été enregistrés simultanément pour le SPEI-12 et le SPI-12. Les événements les plus extrêmes, définis par SPEI-12, sont pour le mois de septembre 1982 pour les plaines de Bas Cheliff, Sidi Bel Abbés et Maghnia et Juin 1982 pour la Mitidja tandis que les évènements les plus sévères marqués par le SPI-12 sont enregistrés en Mars 1999 pour le Moyen Chellif et Ghriss et Octobre 1999 pour le Haut Cheliff.

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

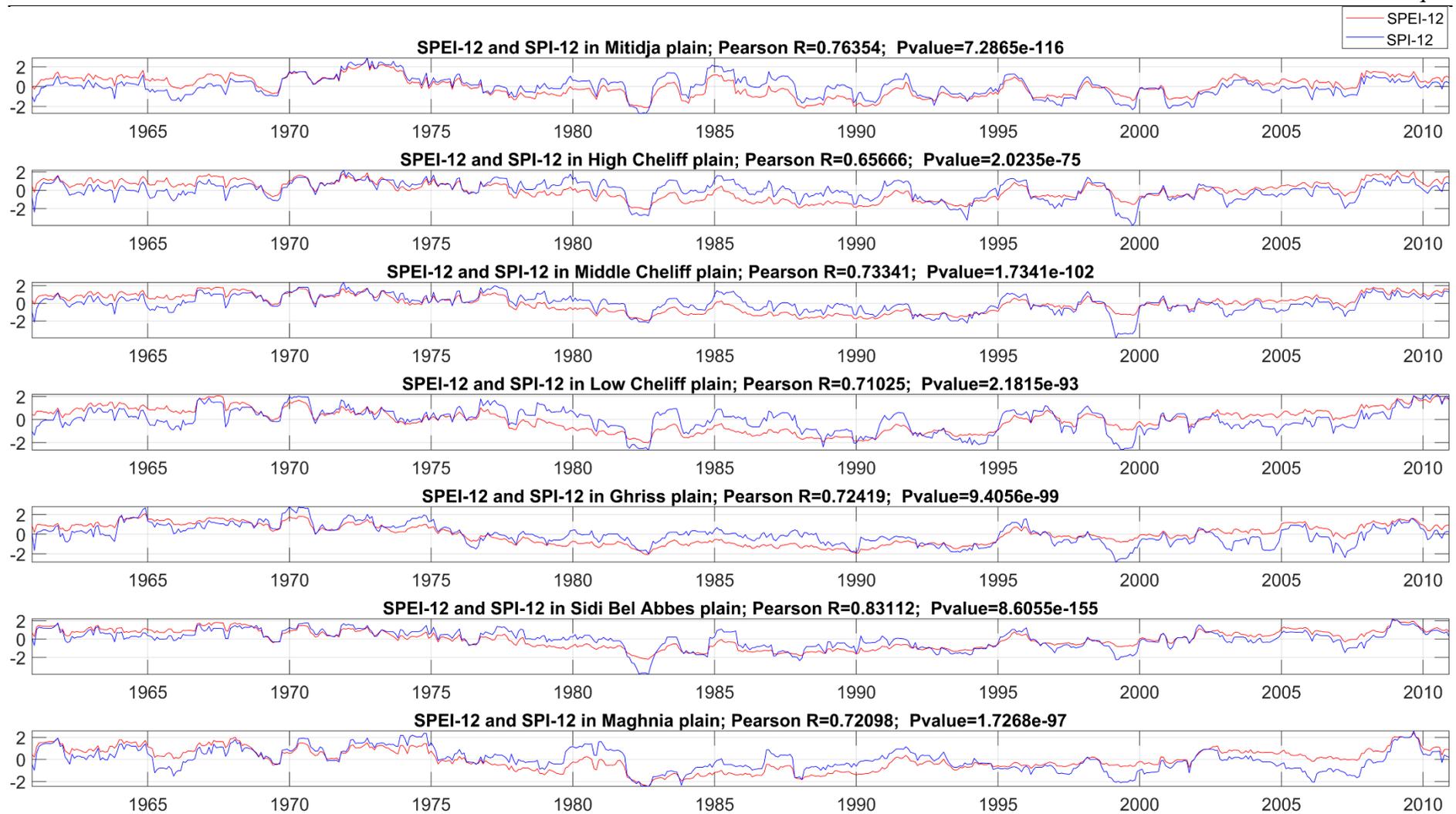


Figure IV.2 | Corrélation entre SPI-1 et SPEI-1 pour la période 1960-2010.

La figure IV.3 montre la variation latitudinale du SPEI-12 et du SPI-12 entre les sept plaines, nous remarquons, qu'en général, les plaines sont vulnérables à la sécheresse où les événements secs étaient fréquents. De plus, les périodes humides et sèches présentées par le SPEI surviennent simultanément à travers les plaines mais avec de différentes amplitudes, par conséquent, ces événements présentent un étendu spatial d'un même événement de sécheresse touchant l'ouest Algérien, cependant, la plaine de la Mitidja est la dernière et la moins touchée en terme de sévérité par cet événement de sécheresse montrant un gradient de déclenchement de sécheresse Ouest-Est. En outre, nous remarquons que des événements concurrents (définis par SPI et SPEI) sont survenus en 1982 où la plaine de Sidi Bel Abbas était la plus vulnérable, aussi dans l'année 1999-2000 où les plaines les plus affecté étaient le Moyen et le Haut Cheliff.

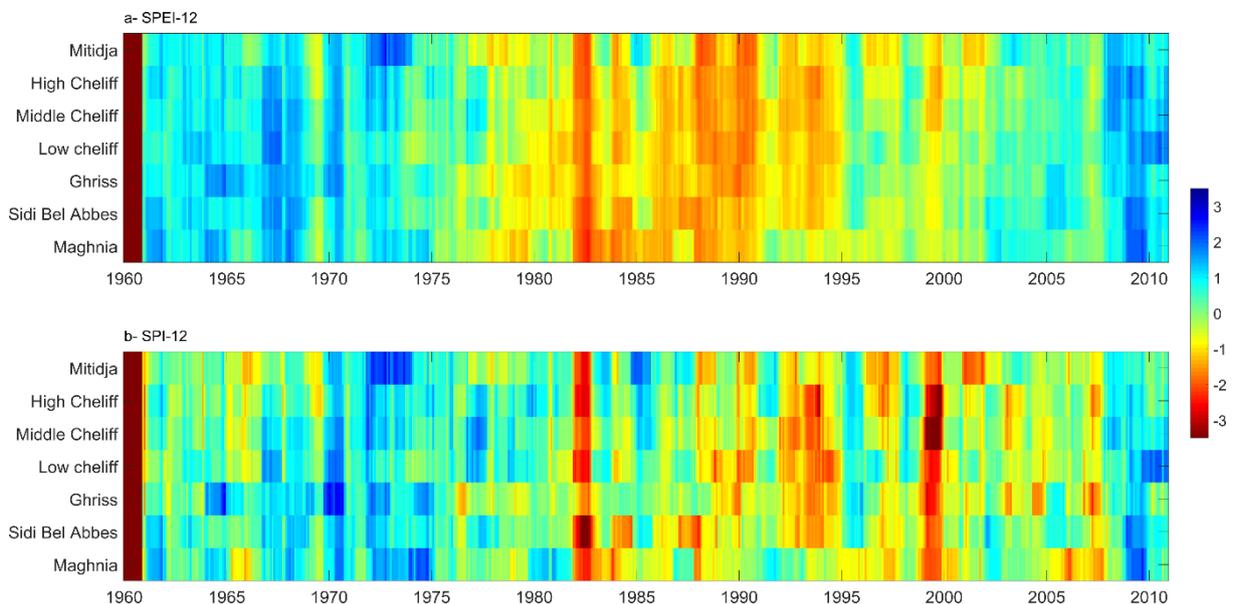


Figure IV.3 / Variation en latitude de la sécheresse présentée par (a)SPEI-12 et (b) SPI-12.

2. La projection de la sécheresse dans le futur selon les scénarios RCPs.

Les résultats présentés montrent la caractérisation et comparaison spatio-temporelle d'épisodes de sécheresse dans les sept plaines étudiées à partir des indices de sécheresse SPI et SPEI aux horizons futur : futur proche 2021-2071 et futur lointain 2050-2100. Les séries du SPEI et du SPI utilisées dans cette étude ont été calculées en utilisant les valeurs mensuelles de précipitation et de température futures obtenues à partir des sorties du modèle RCA4-MPI-ESM-LR sous les deux scénarios futurs RCP4.5 et RCP8.5.

2.1 La projection de sécheresse météorologique

La Figure IV.4 montre la variabilité mensuelle du SPEI-1 et du SPI-1, pour chaque période d'étude : passé (1960-2010), futur proche (2021-2071) et futur lointain (2050-2100) et aussi pour chaque scénario futur (RCP4.5 et RCP8.5). Pour le SPEI-1, nous remarquons que les événements de sécheresse se déclenchent durant la saison estivale entre les mois de Mai et d'Octobre. Cependant, la sévérité est plus élevée particulièrement entre les mois de Juillet et d'Août pour les différentes périodes d'étude à l'exception de la période 2050-2100 sous le scénario 8.5 où les valeurs les plus extrêmes sont prévues pour la saison printanière entre les mois de Février et de Mai ce qui peut affecter la production agricole surtout pour les cultures non irriguées de la plaine de Mitidja.

Pour les autres plaines (Annexe B), on remarque la même variabilité mensuelle mais avec de différentes sévérités où les événements de sécheresse sont plus sévères particulièrement entre les mois de Mai (à Juin) et d'Août, tandis que, pour la période 2050-2100 et sous le scénario 8.5, les valeurs les plus extrêmes sont prévues pour la saison printanière entre les mois de Février et de Mai. Il est à noter que, pour la plaine de Maghnia, la variabilité mensuelle est plus accentuée où on remarque aussi une présence d'évènements humides plus fréquent pendant la saison hivernale particulièrement entre janvier et Mars dans la période 2021-2071 selon les deux scénarios futurs. Tandis que les évènements secs sont plus étendus en se présentant entre les mois de Février et de Mai pour la période 2050-2100 sous le scénario 8.5 ou entre les mois de Mai et de Septembre pour les autres périodes futurs.

La figure IV.4 montre aussi des événements extrêmes pour les mois de Juillet et d'Août de 2038 à 2050 pour RCP 4.5 et de 2036 jusqu'à 2054 et de 2068 à 2091 pour le scénario RCP 8.5. Une irrégularité pour les mois de Février-Mars-Avril est prévue aussi pour la période 1971-1987 selon le scénario 4.5. Pour les valeurs du SPI-1, une irrégularité dans la répartition des valeurs extrêmes est remarquée où l'année 2025 enregistrera deux évènements extrêmes en Février avec une valeur inférieure à -3 et en Septembre avec une valeur dépassant +3 selon le scénario 4.5. Une réduction des précipitations sera plus marquée à partir de 2090 pour le scénario 8.5.

Il est à noter que l'agriculture pluviale est cruciale pour l'économie de plusieurs pays méditerranéens, représentant plus de 90% des cultures en Algérie, au Maroc et en Tunisie (Schilling et al., 2020), 57% en Turquie, 64% en Italie et 56% au Portugal (Jacobsen et al., 2012). En conséquence, des sécheresses longues et/ou intenses pendant la saison des pluies peuvent avoir de graves conséquences sur la production agricole et les revenus agricoles. Le

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

manque d'humidité du sol est au premier plan des problèmes de sécheresse, car il affecte la croissance des cultures et les rendements, et est donc appelé sécheresse agricole (Ciais et al., 2005). La sécheresse agricole est causée par la combinaison d'un manque de précipitations (sécheresse météorologique) avec l'évaporation atmosphérique et peut être mieux observée à l'aide de l'indice SPEI. Des sécheresses plus fréquentes, en particulier pendant l'été, menacent la durabilité des multiples agroécosystèmes caractérisant cette région. Les agroécosystèmes reposant sur des arbres pluviaux, par exemple, peuvent souffrir d'une mortalité accrue (Tramblay et al., 2020).

La Figure IV.5 montre la variabilité mensuelle du SPEI-12 et du SPI-12, pour chaque période d'étude : passé (1960-2010) futur proche (2021-2071) et futur lointain (2050-2100) et aussi pour chaque scénario futur : RCP4.5 et RCP8.5. La figure IV.5 permet d'identifier la fréquence, la durée et la sévérité des événements de sécheresse pour les périodes étudiées, par exemple, l'année 1982 était l'année la plus critique en termes de sévérité et de durée de sécheresse selon les valeurs du SPEI-12 et du SPI-12.

Selon les projections futures, des périodes sèches sont prévues de se reproduire entre 2037 et 2041, et entre 2048 et 2053 selon les deux indices pour le scénario RCP4.5. Des périodes humides sont aussi prévues selon SPEI-12 entre 2023 et 2026 et entre 2050 et 2058 pour le scénario RCP8.5. En se basant sur le SPI-12, ces périodes humides sont prévues en 2025 et 2066-2067 pour le scénario RCP8.5 et 2027-2028, 2030-2031 et 2085-2086 pour le scénario RCP4.5. La Figure IV.6 montre une propagation spatiale des événements humides et secs. Les événements secs seront dominants dans les plaines Ouest de la région d'étude où l'épicentre de ces événements est très souvent situé au niveau de la plaine de Maghnia ou Sidi Bel Abbas.

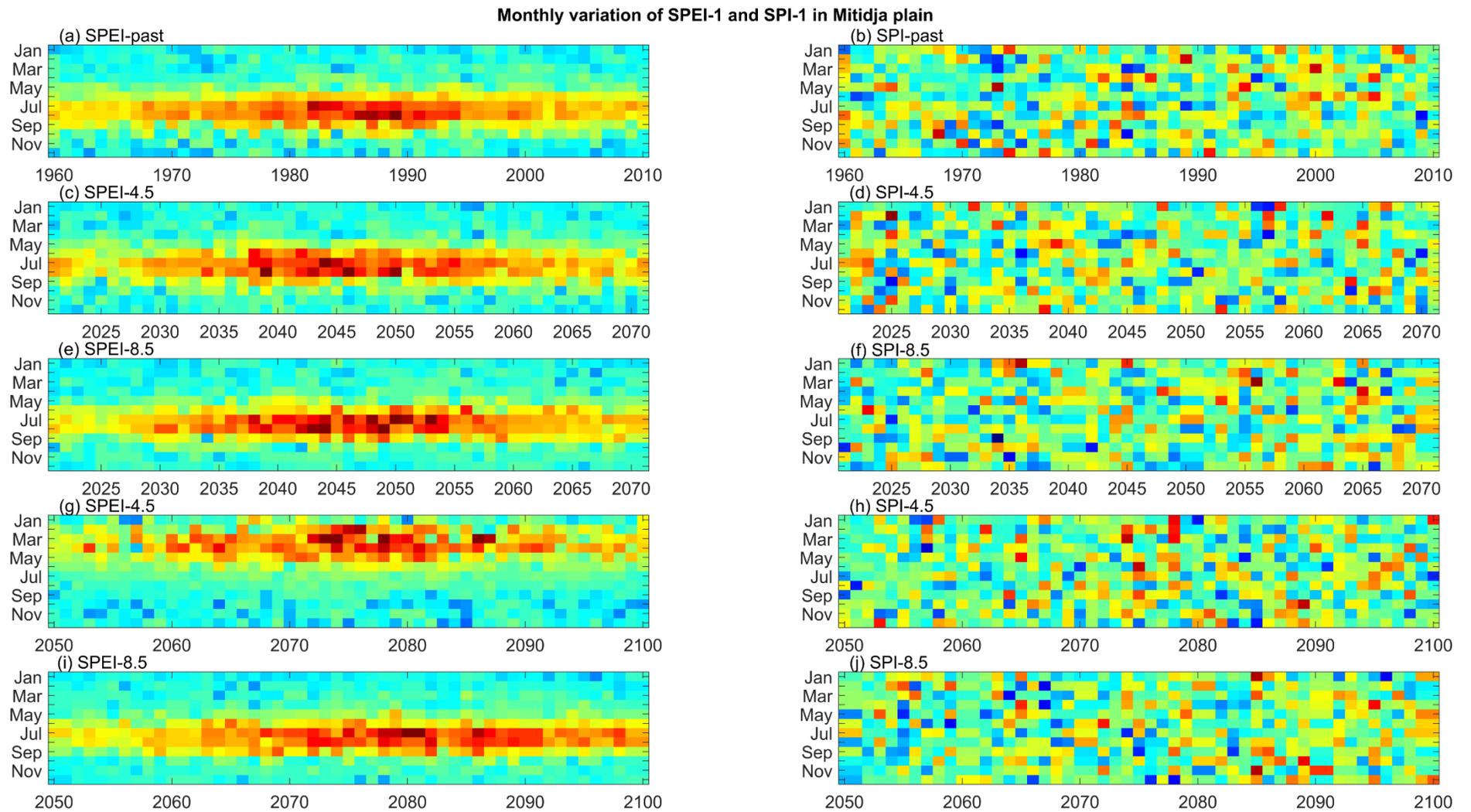


Figure IV.4 | variabilité mensuelle de SPEI-1 et SPI-1 Pour la plaine de Mitidja pour la période de référence et les périodes futurs.

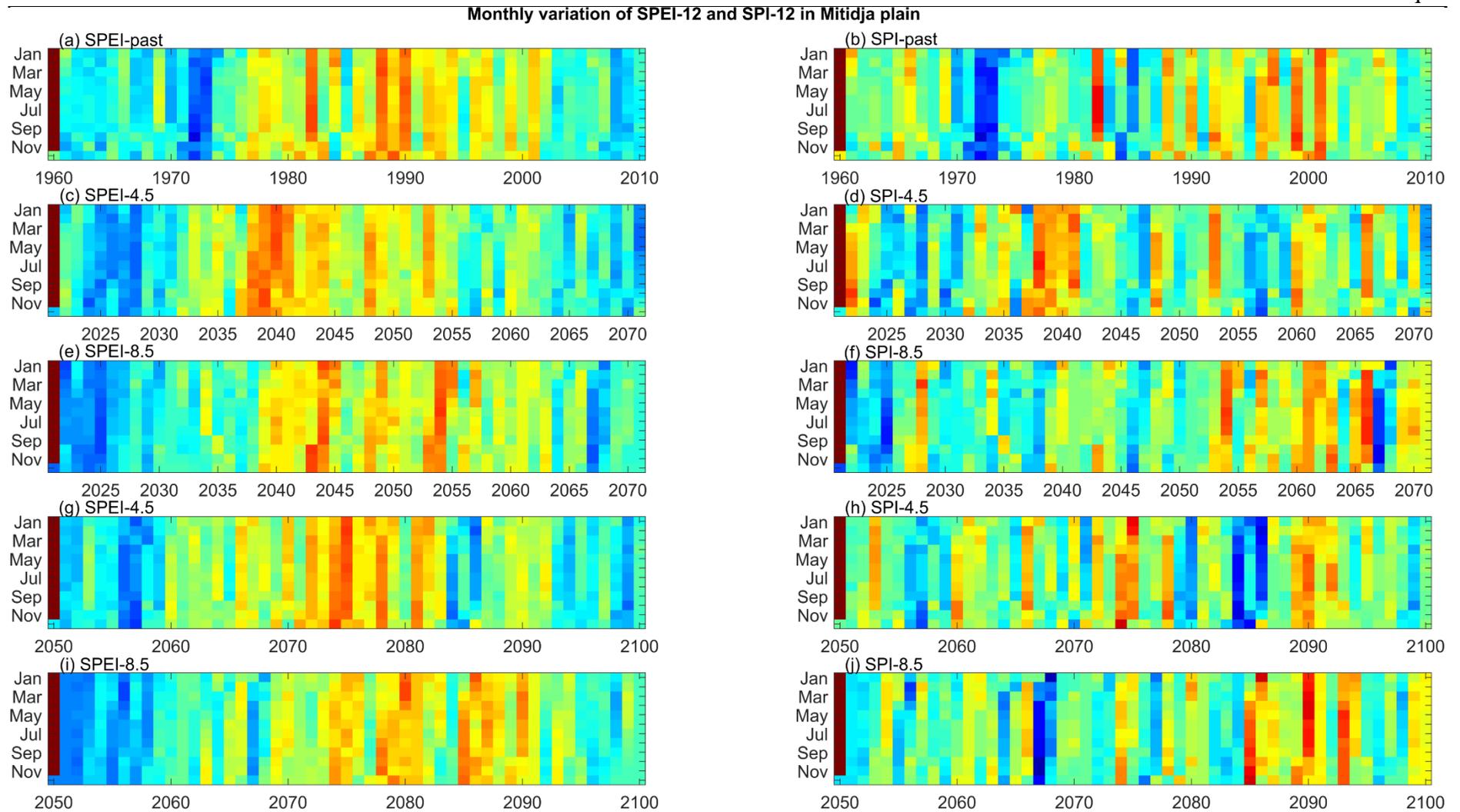


Figure IV.5 | variabilité mensuelle de SPEI-12 et SPI-12 pour la période de référence et les périodes futurs.

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

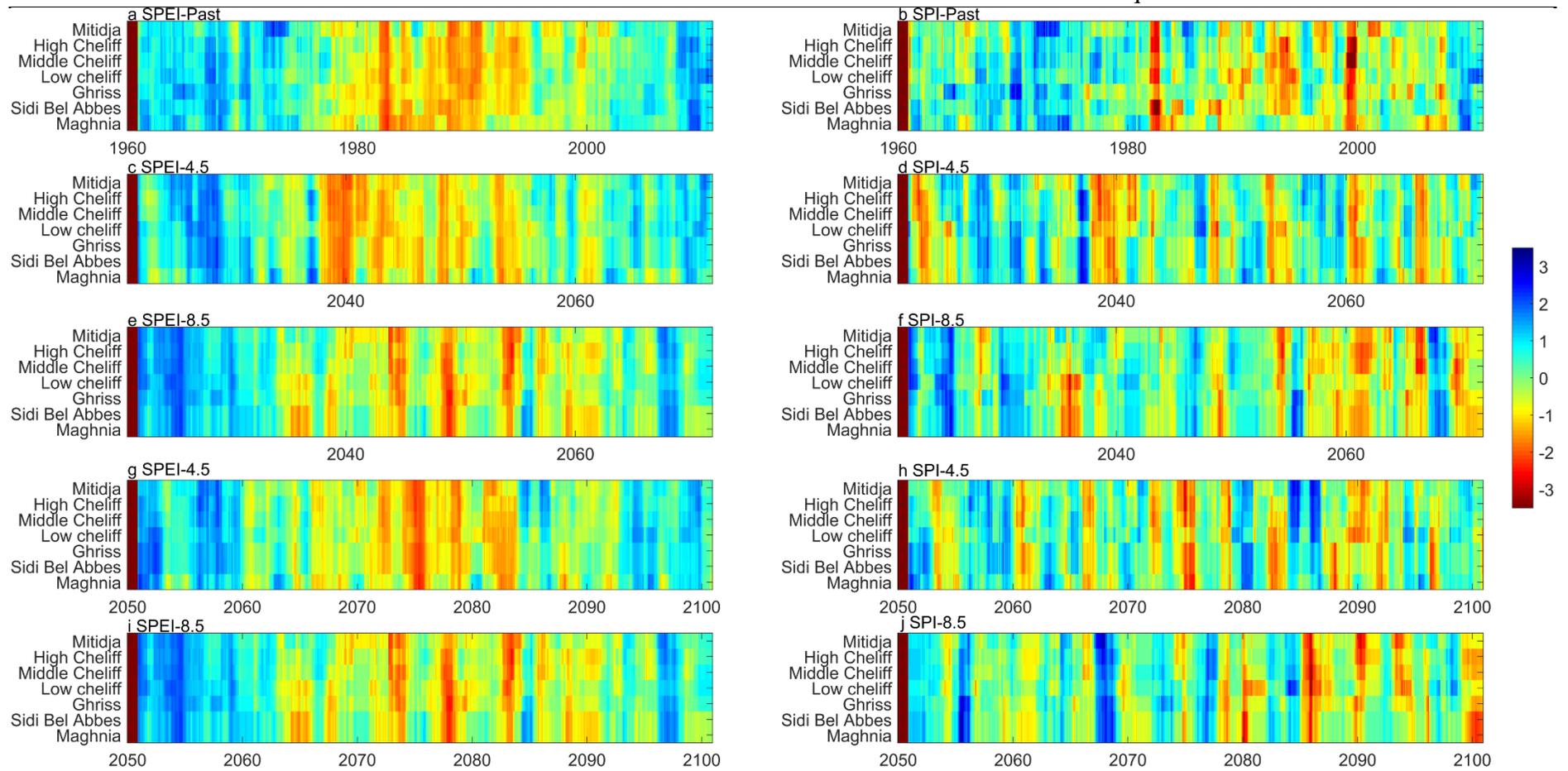


Figure IV.6 | Variation en latitude de la sécheresse présentée par (a) SPEI-12 et (b) SPI-12 dans les plaines agricoles de l'ouest.

3. Analyse de la sécheresse météorologique à l'aide de la théorie des copules et des caractéristiques de sécheresse dans le passé et le futur sous les scénarios du changement climatique (RCPs)

3.1. Distributions marginales des caractéristiques de sécheresse pour le présent et le futur sur la base des indices SPI et SPEI

L'objectif est de déterminer les fonctions de distribution marginale de la sévérité et de la durée de la sécheresse. Parmi les deux échelles de temps 1 et 12 mois, l'échelle d'un mois pour le SPI et le SPEI a été sélectionnée pour l'analyse bi-variée en raison de la fréquence des sécheresses plus élevée pour cette échelle de temps. La relation entre les caractéristiques des sécheresses a montré une corrélation significative entre la sévérité et la durée de la sécheresse dans les périodes d'étude (tableau IV.1). Un total de 17 fonctions de distribution uni-variées ont été ajustées en fonction de la sévérité et de la durée de la sécheresse pour déterminer les fonctions de distribution marginale à partir de : (1) Beta, (2) Birnbaum-Saunders, (3) exponentiel, (4) valeur extrême, (5) Gamma, (6) valeur extrême généralisé, (7) generalized Pareto, (8) inverse Gaussien, (9) logistique, (10) log-logistique, (11) log normal, (12) Nakagami, (13) normal, (14) Rayleigh, (15) Rician, (16) t location scale, and (17) Weibull.

Les paramètres de ces fonctions ont été estimés en utilisant la méthode du maximum de vraisemblance et la meilleure distribution est sélectionnée selon le critère d'information Bayésienne (BIC). Pour la période 1960-2010, les fonctions de distribution Rayleigh et normale pour SPEI et exponentiel et log normal pour le SPI ont été sélectionnées pour le meilleur ajustement de la sévérité de la sécheresse, et les fonctions generalized pareto, exponentiel ont été sélectionnées pour ajuster la durée de la sécheresse pour le SPI et le SPEI en se basant sur le test statistique χ^2 . La figure IV.7 montre un exemple sur les meilleures distributions des paramètres de sécheresse de l'indice SPEI-1 pour la plaine de la Mitidja et le tableau IV.2 montre les paramètres de la meilleure distribution des caractéristiques de sécheresse dans le passé et le futur pour la plaine de la Mitidja.

Tableau IV.1 | Evaluation de la dépendance entre les deux variables : sévérité et durée.

		Mitidja	H-Cheliff	M-Cheliff	B-Cheliff	Ghriss	SBA	Maghnia
SPEI	Kendal τ	0,6029	0,2512	0,4633	0,5818	0,4693	0,5327	0,5380
	Spearman ρ	0,7315	0,3211	0,5786	0,7089	0,5815	0,6482	0,6638
	Pearson ρ	0,8147	0,4080	0,6130	0,7001	0,6332	0,6978	0,7293
SPI	Kendal τ	0,6309	0,5950	0,6191	0,5976	0,6321	0,5639	0,5786
	Spearman ρ	0,7648	0,7247	0,7515	0,7287	0,7778	0,6944	0,7104
	Pearson ρ	0,8650	0,8301	0,8386	0,8419	0,8274	0,8354	0,8141

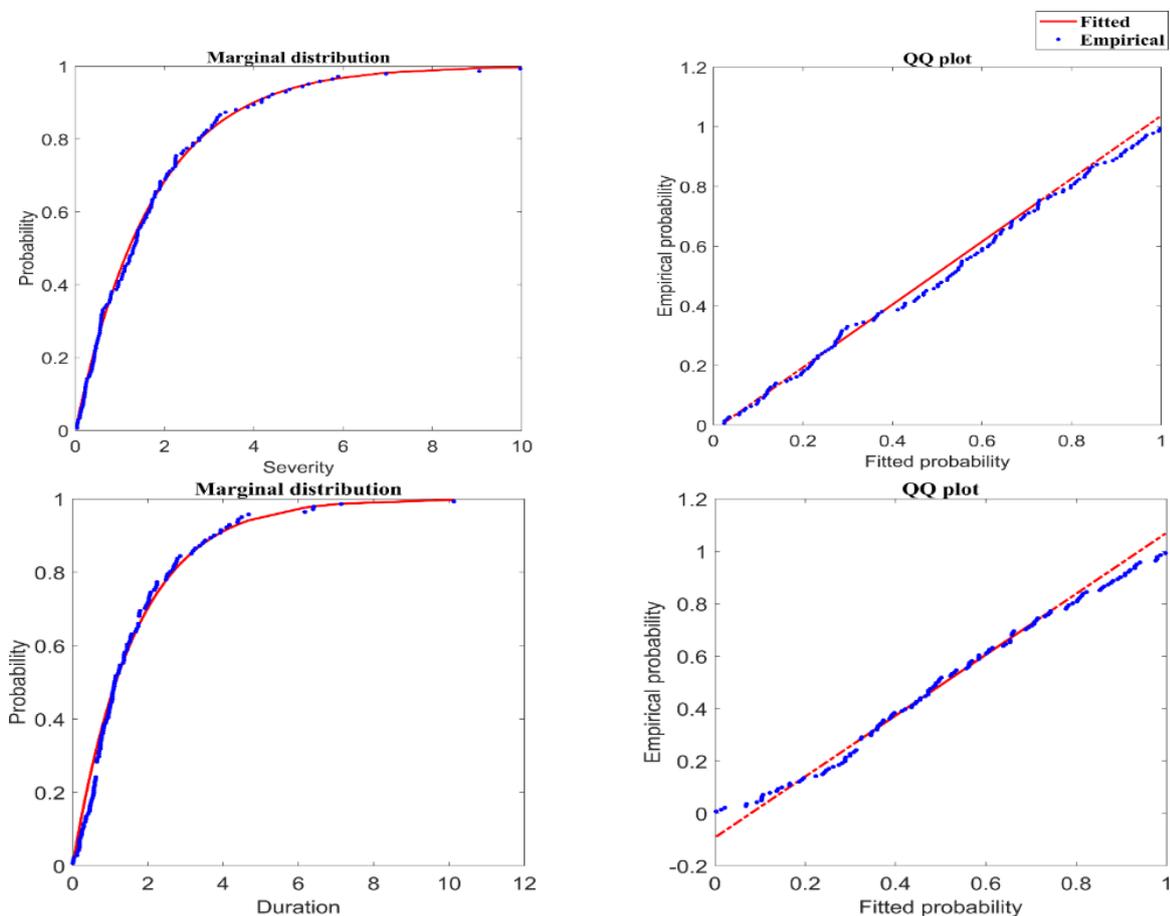


Figure IV.7. L'ajustement de la distribution marginale et Quantile-Quantile plot (Q-Q) des variables de sécheresse de la plaine de la Mitidja de 1960 à 2010 pour l'indice SPI-1.

Tableau IV.2 / Résultats de l'ajustement des distributions marginales uni-variées de la Sévérité de la sécheresse.

Severity		SPI		SPEI	
Past	1960-2010	exponential	$\mu= 1,7330$	generalized	$k=-0,6268$
				pareto	$\sigma=7,0182$ $\theta=0,0108$
Futur RCP4.5	2021-2071	weibull	$A= 1,7749$ $B= 1,1645$	nakagami	$\mu= 0,4624$ $\omega=28,1218$
					2050-2100
Futur RCP8.5	2021-2071	exponential	$\mu=1,5447$	rayleigh	$B= 4,0295$
					2050-2100

3.2 Adapter les fonctions de la copule à la sévérité et à la durée de la sécheresse

Après la sélection de la meilleure distribution marginale pour les caractéristiques durée et sévérité, ensuite, 26 modèles bi-variés à l'aide d'un langage de script MATLAB ont été évalués. Les paramètres des copules et leurs distributions postérieures sont déduits en utilisant la simulation MCMC dans une perspective bayésienne. Les simulations MCMC ont été effectuées pour l'inférence des paramètres et la quantification de l'incertitude de la copule optimale. Les copules sont sélectionnées en fonction du maximum de vraisemblance, du critère d'information d'Akaike (AIC) et du critère d'information bayésien (BIC). Le rapport de synthèse du script détaille également les meilleurs paramètres de chaque copule, et leurs meilleures performances en termes d'erreur quadratique moyenne (RMSE) et d'efficacité de Nash-Sutcliff (NSE). La figure IV.8 présente la distribution postérieure marginale des paramètres de la copule dérivés de la simulation MCMC. L'astérisque rouge dans chaque figure représente les estimations de maximum de vraisemblance dérivées par la méthode d'optimisation locale, tandis que les bars bleus sont les paramètres dérivés de MCMC et la croix bleue montre le paramètre de vraisemblance maximale du MCMC.

La plupart des paramètres postérieurs sont bien contraints avec des distributions normales, de plus, il existe généralement une cohérence plausible entre la distribution postérieure des paramètres de copule déduite par la simulation MCMC et les estimations de ML issues de l'approche d'optimisation locale pour la plupart des familles de copules, mais des estimations de paramètres divergentes existent pour plusieurs copules (par exemple, figures IV.8 ; (a) pour la copule de Clayton). En comparaison, la distribution des paramètres postérieurs dérivés de MCMC fournit de multiples simulations de copules tout aussi bonnes, améliorant la fiabilité des évaluations multidimensionnelles des risques de sécheresse.

Plus important encore, les paramètres de la copule dérivés de l'algorithme d'optimisation locale (astérisques rouges en haut de chaque graphique) coïncident avec le mode de distribution (paramètre le plus probable, représenté par une croix bleu en bas de chaque graphique) dérivé de la simulation MCMC (voir l'annexe C). Cependant, cela n'est pas vrai pour toutes les familles de copules (figures IV.8). Un examen plus approfondi des résultats des deux approches révèle que le MCMC donne lieu à une récupération raisonnable des valeurs cibles. La meilleure valeur de paramètre de la simulation MCMC donne une valeur RMSE de 0.13 pour la copule Clayton pour le cas du SPEI, par exemple, tandis que l'algorithme d'optimisation locale donne des valeurs RMSE de 0.35 pour cette copule.

Dans ce travail, les copules archimédienne sont les fonctions les meilleures adaptées pour construire les structures de dépendance entre les variables de sécheresse et pour la plupart des plaines. La copule de Gumbel-Hougaard pour les caractéristiques de SPI et les copules de Clayton et de BB1 pour les caractéristiques de SPEI figurent dans les Top 5 meilleur copules pour toutes les plaines. Le Tableau IV.3 montre les 5 meilleures copules pour ajuster les caractéristiques de la sécheresse selon leurs critères d'AIC, BIC et le RMSE. Ainsi, les copules Gumbel-Hougaard pour SPI et Clayton pour SPEI, respectivement, sont choisies comme les meilleurs modèles pour décrire la structure de dépendance entre la sévérité et la durée de sécheresse et pour déterminer les périodes de retour.

3.3 Analyse bi-variée de la sévérité et de la durée des sécheresses pour le présent et le futur

La période de retour de sécheresse bi-variée dans les périodes présentes et futures a été calculée à l'aide des copules de Clayton pour SPEI-1, et de Gumbel-Hougaard pour SPI-1. La figure IV.9 montre une comparaison entre la période de retour bi-variée $T_{(D \text{ or } S)}$ et les périodes de retour uni-variées pour la durée et la sévérité de la sécheresse pour la plaine de Mitidja. Les résultats pour les six autres plaines sont présentés dans l'annexe D. Selon la figure IV.9 une

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

sous-estimation des périodes de retour est remarquée dans les périodes de retour uni-variées.

Pour SPEI, les périodes de retour uni-variées en se basant sur la sévérité dépassent 5 ans pour tous les événements dépassant le seuil de sévérité de 7.

(a)- SPEI

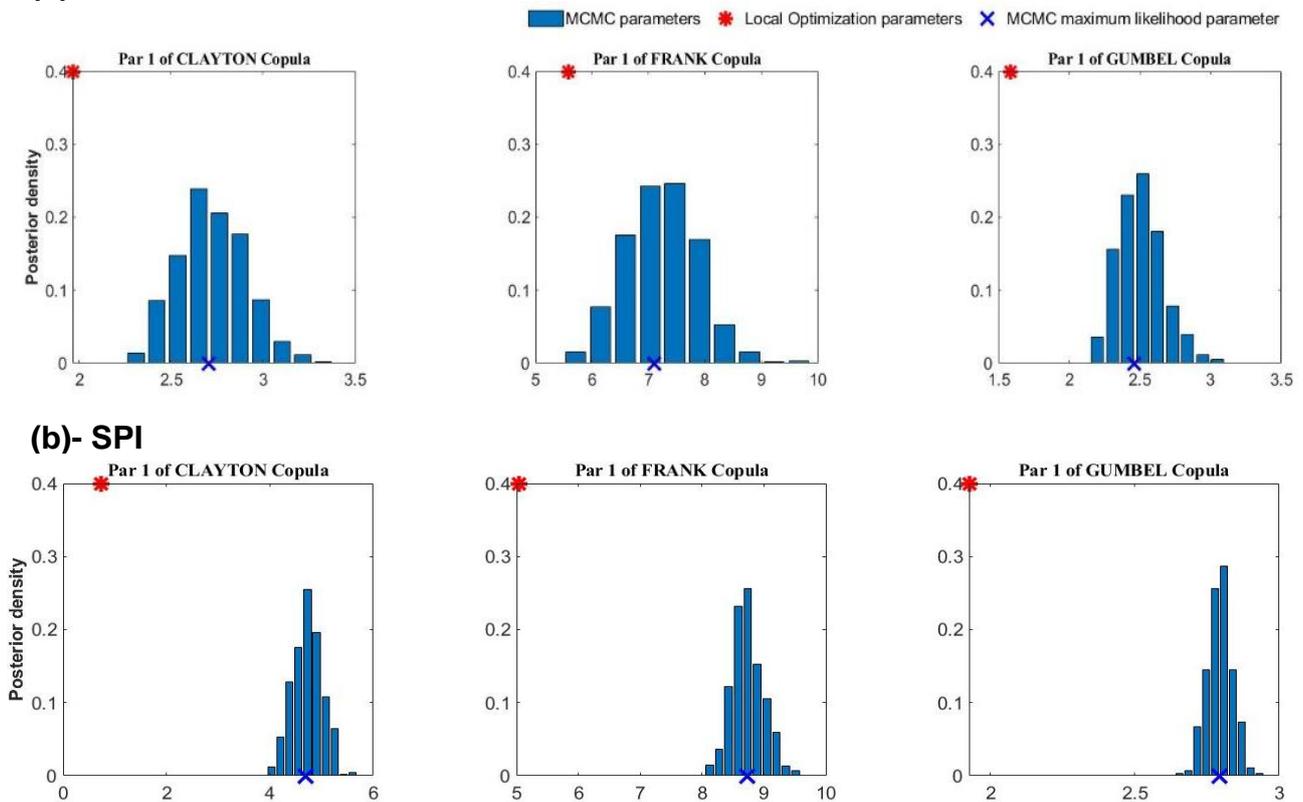


Figure IV.8 | Les distributions postérieures des paramètres des trois copules (Clayton, Frank et Gumbel) dérivées de la simulation MCMC pour La plaine de la Mitidja.

En se basant sur la durée, les périodes de retour uni-variées dépassent 5 ans pour tous les événements dépassant ou égale le seuil de durée de 6mois. La période de retour bi-variée présente une combinaison de ces deux dernières périodes de retour uni-variées où tous les événements ayant une durée inférieure à 6 mois ont une période de retour inférieure à 5 ans quel que soit leurs sévérités et tous les événements ayant une sévérité inférieure ou égale à un seuil de 8 ont une période de retour inférieure à 5 ans quel que soit leurs durée.

Ainsi, il est à noter que la majorité des événements ont une période de récurrence inférieure à 5 ans, et tous les événements de sécheresse enregistrés ont une période de retour inférieure à 10 ans ce qui montre le risque de la sécheresse et la fréquence d'occurrence de cet évènement dans la plaine de la Mitidja. Pour le SPI et pour les périodes uni-variées, la période de retour est

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

toujours inférieure à 7 ans quel que soit la durée et la période de retour est inférieure à 5 ans pour un seuil de sévérité inférieure à 2.8.

On observe aussi pour la période uni-variée en considérant la sévérité de sécheresse que la relation entre la sévérité et le log de période de retour uni-variée est linéaire. Pour les périodes de retour bi-variées, on remarque qu'elles dépendent de la sévérité de l'événement où tous les événements ayant une sévérité inférieure ou égale à un seuil de 3 ont une période de retour inférieure à 5 ans. Nos résultats corroborent avec ceux de Mellak et Souag-Gamane, (2020) en ce qui concerne la période de retour de 5ans où la région Nord-Ouest de l'Algérie est exposée à des évènements de sécheresse sévères et/ou modérés pour des durées d'évènement inférieure à trois mois.

La figure IV.10 montre les périodes de retour uni-variées et bi-variées du SPEI et du SPI dans le futur proche sous le scénario RCP4.5 et le futur lointain sous le scénario RCP8.5 pour la plaine de Mitidja. Les événements futurs prévus par le model climatique sont montrées en bleu et les événements passés sont présentés en vert sur la figure IV.10. Les résultats pour les six autres plaines sont présentés dans l'annexe E.

Pour le SPEI et pour la période 2021-2071 sous RCP4.5, on remarque que la sévérité des évènements de sécheresse augmentera (la sévérité maximale dans le passé était de 10 et dans le futur proche sera de 13.8) et tous les événements ayant une période de retour de moins 10 ans quel que soit la valeur de la sévérité à l'exception de l'évènement combiné avec une sévérité de 9 et une durée de maximale de 7 mois. Aussi on observe que tous les événements ayant une sévérité inférieure à un seuil de 13.8 (était 6.6 dans le passé) avec une durée inférieure à 7 mois ont une période de retour inférieure à 5 ans à l'exception de l'évènement combiné avec une sévérité de 9 et une durée de maximale de 7 mois. Ces résultats montrent que les périodes de retour dépendent de la durée de l'évènement de sécheresse dans le futur proche et sous le scénario RCP4.5

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

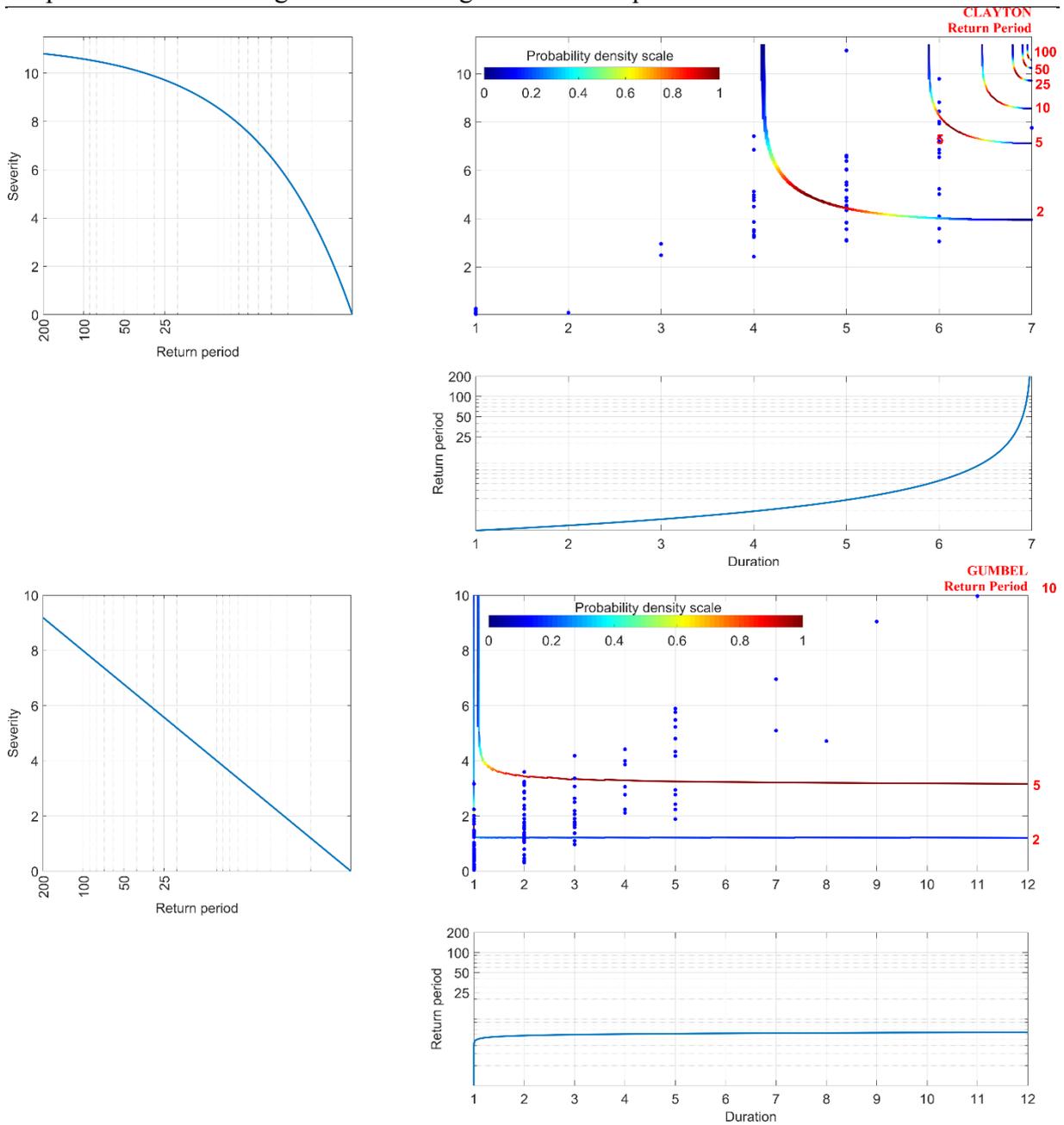


Figure IV.9 | Périodes de retours uni-variées et bi-variées de la durée et la sévérité des évènements de sécheresse définies par SPEI (copule Clayton) et SPI (copule Gumbel).

Tableau IV.3/Résultats du test d'ajustement de différentes copules base sur le spi-1 et le spei-1 dans les périodes, passé et futurs.

		SPEI				SPI				
MITIDJA PLAIN		Copula	AIC	BIC	RMSE	Max L	AIC	BIC	RMSE	Max L
1960-2010		Clayton	-498,879	-496,768	0,129	250,439	-1146,596	-1143,648	0,202	574,298
		Frank	-453,043	-450,932	0,187	227,522	-1266,158	-1263,210	0,132	634,079
		Gumbel	-453,550	-451,439	0,187	227,775	-1360,476	-1357,528	0,095	681,238
RCP 4.5	2021-2071	Clayton	-481,230	-479,119	0,149	241,615	-1139,540	-1136,563	0,235	570,770
		Frank	-417,694	-415,583	0,250	209,847	-1273,829	-1270,853	0,148	637,915
		Gumbel	-398,458	-396,347	0,293	200,229	-1464,567	-1461,591	0,077	733,284
	2050-2100	Clayton	-501,786	-499,709	0,107	251,893	-1122,592	-1119,644	0,220	562,296
		Frank	-464,608	-462,531	0,147	233,304	-1273,828	-1270,880	0,129	637,914
		Gumbel	-457,609	-455,531	0,156	229,804	-1357,553	-1354,604	0,096	679,776
RCP 8.5	2021-2071	Clayton	-450,945	-448,956	0,111	226,473	-1119,961	-1116,971	0,267	560,981
		Frank	-390,347	-388,358	0,194	196,174	-1240,575	-1237,585	0,177	621,288
		Gumbel	-371,643	-369,654	0,231	186,822	-1465,421	-1462,431	0,082	733,711
	2050-2100	Clayton	-495,676	-493,669	0,080	248,838	-1119,961	-1116,971	0,267	560,981
		Frank	-439,431	-437,424	0,134	220,715	-1240,575	-1237,585	0,177	621,288
		Gumbel	-424,615	-422,607	0,153	213,307	-1465,421	-1462,431	0,082	733,711

Pour la période 2050-2100 sous RCP8.5, on remarque que la durée maximale des évènements de sécheresse n'a pas changé (la durée maximale est de 7mois) et la sévérité maximale a légèrement diminué (la sévérité maximale était de 11 dans le passé et prévue d'atteindre une valeur de 10 dans le futur lointain), cependant les périodes de retour dépendent d'un seuil de sévérité de 8.5 pour les évènements avec une durée qui dépasse 5 mois. C'est-à-dire, pour un évènement avec une durée supérieure à 5 mois, si la sévérité est inférieure au seuil de 8.2 la période de retour sera donc inférieure à 5 ans, dans le cas où la sévérité dépasse le seuil la période de retour dépassera les 5 ans. Les périodes de retour uni-variées montrent que les seuils de sévérité et de durée pour déterminer les périodes de retour augmenteront et deviendront plus élevés dans le futur ce qui augmentera le risque de récurrence des évènements extrêmes dans le futur.

Pour le SPI, et pour la période 2021-2071 sous RCP4.5, on remarque que la durée maximale de la sécheresse baissera (durée max=11mois dans le passé et durée max=9mois pour le futur proche). Cependant, la relation entre la sévérité et le log de période de retour uni-variée reste linéaire et les périodes de retour bi-variées dépendent de la sévérité où tous les évènements ayant une sévérité inférieure ou égale à un seuil de 3 ont une période de retour inférieure à 5 ans. On remarque la même chose pour la période 2050-2100 sous le scénario 8.5, seulement, on observe une augmentation dans les valeurs extrêmes de l'évènement extrême de sécheresse (durée maximale=14mois et sévérité maximale= 10.5).

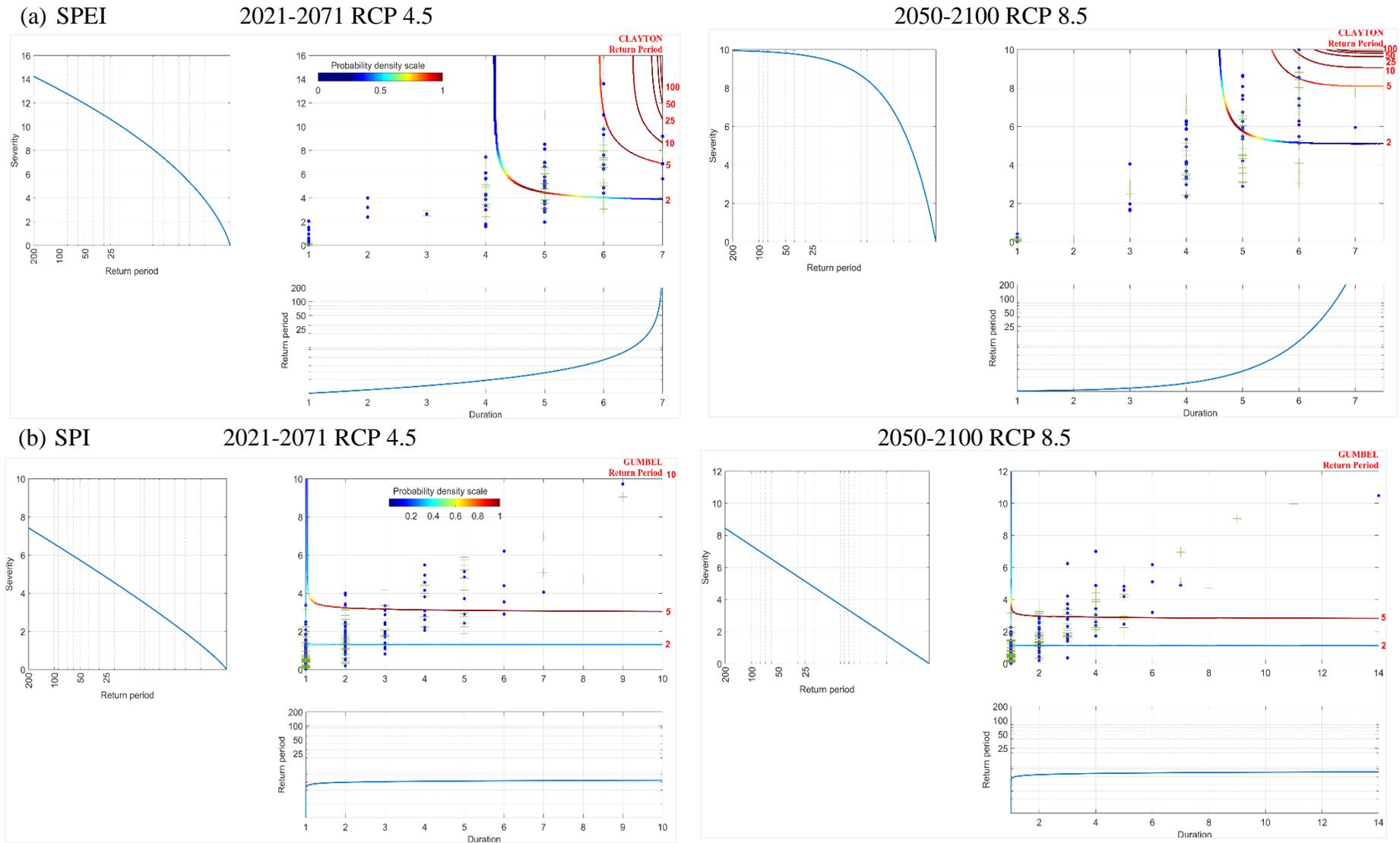


Figure IV.10 | Période de retour des événements de sécheresse projetés dans le futur par le modèle climatique pour la plaine de la Mitidja

Le tableau IV.4 résume les épisodes de sécheresse dans les sept plaines du Nord-Ouest Algérien dans les deux périodes futures en termes de fréquence et de valeurs moyennes et maximales de la durée et sévérité des événements de sécheresse passés et projetés dans le futur sous les deux scénarios RCP. Les valeurs maximales de chaque caractéristique sont marquées en gras dans le tableau. Selon SPI-12, on remarque une stabilisation ou même une diminution dans la fréquence de sécheresse météorologique pour toutes les plaines de l'ouest sous les scénarios futurs à l'exception de la plaine du Moyen Cheliff où les événements de sécheresse sont prévus de devenir plus fréquents en particulier dans le futur proche et même sous le scénario RCP4.5.

Aussi, les plaines de Maghnia et de Bas Cheliff sont plus exposées au risque de sécheresse dans le futur proche et sous le scénario RCP4.5 où la plaine de Bas Cheliff prévoit le plus grand nombre d'occurrence de sécheresse (38 événements). La plaine de Bas Cheliff est aussi concernée par une sécheresse plus sévère, avec une sévérité maximum de 77.36 sous le scénario RCP4.5 et de 57.37 sous le scénario RCP8.5, dans la période 2050-2100. De plus, on remarque que, dans le futur proche, la plaine de la Mitidja sera touchée par la sécheresse la plus sévère et la sécheresse la plus longue sous le scénario RCP4.5, tandis que les plaines de Maghnia et de Sidi Bel Abbès seront touchées par la sécheresse la plus sévère et la sécheresse la plus longue sous le scénario RCP8.5.

D'un autre part, selon le SPEI-12, les plaines de Mitidja, Haut Cheliff et Moyen Cheliff étaient les plus exposées aux événements de sécheresse dans le passé, Néanmoins, la plaine de Maghnia est la plus exposé au risque de sécheresse avec un nombre d'événement le plus élevé dans toutes les périodes futures et sous tous les scénarios RCPs et la plaine de Sidi Bel abbés est également exposé au même nombre d'événement sous le scénario RCP8.5. Ce résultat est aussi déterminé par SPEI-12 et SPI-12 où les deux plaines Maghnia et Sidi Bel abbés ont les mêmes caractéristiques sous le scénario RCP8.5. Cela veut dire que ces deux plaines seront dominées par les mêmes conditions climatiques dans le futur et seront exposées aux mêmes événements de sécheresse.

En ce qui concerne la durée maximale, les plaines du Bas Cheliff, Ghriss et Sidi Bel abbés vont enregistrer les événements les plus longs dans le futur proche sous le scénario RCP4.5. Les plaines de Mitidja, Haut Cheliff et Moyen Cheliff vont enregistrer les événements les plus longs à l'horizon 2050-2100 sous le scénario RCP8.5. On observe aussi en se basant sur la période 1960-2010, qu'une augmentation dans toutes les durées de sécheresse est prévue dans le futur. Cependant, les plaines de Maghnia, Ghriss et Sidi Bel abbés vont enregistrer une

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

diminution comparée à la période de référence 1960-2010 et ce qui confirme que ces événements survenus sont exceptionnels et ne sont pas projetés dans le futur par le modèle climatique. Pour la sévérité maximale, la valeur extrême a été enregistrée dans le passé dans la plaine de Ghriss. Toutefois, elle est prévue dans le Bas Cheliff dans le futur proche et dans Moyen Cheliff dans le futur lointain sous le scénario RCP4.5 et dans la plaine de Ghriss dans le futur proche et la plaine de Haut Cheliff dans le futur lointain selon le scénario RCP8.5.

Tramblay et al., (2020) ont analysé les événements de la sécheresse dans le bassin Méditerranéen sous les effets du changement climatique en se basant sur le SPI. Ils ont trouvé que ces zones devraient connaître des augmentations dans la durée de la sécheresse en cas de sécheresse sévère et extrême ($SPI < -1,5$). Ces changements sont indiqués pour celles de courte échelle (SPI-6) et longue (SPI-48) pour des niveaux spécifiques de réchauffement climatique ($1,5\text{ °C}$, 2 °C et 4 °C) par rapport à une période de référence (1981–2010). La zone ouest du Grand Maghreb (Nord-centre et Nord-ouest de l'Algérie et Nord et centre du Maroc) a présenté le plus grand risque de sécheresse où elle serait exposée à une augmentation dans la durée des événements extrêmes sous les différents scénarios futurs dont l'augmentation serait de l'ordre de 10 à 20% sous le scénarios de réchauffement $1,5\text{ °C}$ et de l'ordre de 20 à 30% sous les scénarios de réchauffement global : 2 °C et 4 °C .

Il est à noter aussi que la fréquence des événements de sécheresse météorologique est beaucoup plus élevée en considérant seulement les précipitations (SPI) qu'en considérant le bilan climatique (SPEI), précipitations et températures. Cependant, les caractéristiques de sécheresse (sévérité et durée moyenne et maximale) ont une amplitude plus élevée en considérant l'effet du bilan climatique. Ces résultats sont aussi confirmés en simulant avec les périodes de retour calculées pour le SPI et le SPEI où les périodes de retour pour le SPEI étaient relatives à une combinaison des caractéristiques de sécheresse qui dépendent de la durée et de la sévérité de sécheresse. Cependant, les périodes de retour pour le SPI étaient moins de 5 ans pour tous les événements qui sont caractérisé par une sévérité inférieure à un seuil S.

L'augmentation prévue de la fréquence, de la sévérité et de l'étendue temporelle de la sécheresse va probablement exacerber la pression sur la production agricole pluviale dans les zones arides méditerranéennes et mettre à rude épreuve les systèmes de subsistance (Bird et al., 2016; Bouras et al., 2019).

Tableau IV.4 | Nombre et sévérité et durée moyennes des épisodes de sécheresse, et leur sévérité et durée maximales dans la période référence 1960-2010 et dans le futur selon les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

		SPEI-12							SPI-12							
		Mitidja	High Cheliff	Middle Cheliff	Low Cheliff	Ghriss	SBA	Maghnia	Mitidja	High Cheliff	Middle Cheliff	Low Cheliff	Ghriss	SBA	Maghnia	
1960-2010	Frequency	20,00	21,00	20,00	17,00	12,00	15,00	13,00	32,00	34,00	25,00	35,00	34,00	36,00	28,00	
	Mean duration	15,35	13,95	14,75	16,18	24,50	19,53	23,92	9,06	7,97	11,32	8,00	8,88	7,53	11,54	
	Max duration	57,00	73,00	120,00	199,00	218,00	204,00	123,00	51,00	34,00	68,00	40,00	77,00	52,00	46,00	
	Mean severity	12,61	12,10	12,64	14,85	21,54	17,21	18,94	7,28	6,95	9,29	6,82	6,96	6,55	8,70	
	Max severity	68,55	91,56	146,46	224,90	235,06	225,14	156,68	55,32	46,23	71,49	57,33	76,15	54,07	53,86	
RCP 4.5	2021 -2071	Frequency	15,00	24,00	24,00	16,00	20,00	20,00	28,00	31,00	27,00	35,00	38,00	28,00	28,00	32,00
		Mean duration	20,87	12,67	12,29	18,31	14,90	14,90	10,79	9,32	10,78	7,97	7,53	10,79	10,79	9,19
		Max duration	114,00	90,00	113,00	116,00	116,00	116,00	39,00	54,00	53,00	53,00	51,00	38,00	38,00	42,00
		Mean severity	16,43	10,34	10,42	15,74	12,58	12,57	8,77	7,97	9,02	6,92	6,29	8,81	8,81	7,66
		Max severity	132,89	116,79	137,90	138,12	117,10	116,23	57,01	75,94	66,91	71,55	54,62	42,31	42,31	43,74
	2050 -2100	Frequency	18,00	20,00	12,00	14,00	18,00	18,00	20,00	35,00	34,00	31,00	28,00	27,00	27,00	32,00
		Mean duration	16,50	14,80	25,92	22,29	16,83	16,94	15,35	8,31	8,59	9,00	9,39	10,11	10,11	8,91
		Max duration	103,00	108,00	191,00	158,00	118,00	118,00	42,00	48,00	31,00	47,00	72,00	36,00	36,00	29,00
		Mean severity	13,61	12,30	20,77	17,70	13,61	13,60	12,38	6,71	7,12	7,93	8,60	9,18	9,18	7,46
		Max severity	125,24	127,53	193,11	188,08	134,45	133,67	50,37	55,49	43,89	54,32	77,36	36,23	36,23	35,67

Tableau IV.4 / Suite.

			SPEI-12							SPI-12						
			Mitidja	High Cheliff	Middle Cheliff	Low Cheliff	Ghriss	SBA	Maghnia	Mitidja	High Cheliff	Middle Cheliff	Low Cheliff	Ghriss	SBA	Maghnia
RCP 8.5	2021 -2071	Frequency	21,00	22,00	19,00	15,00	19,00	25,00	25,00	31,00	29,00	31,00	30,00	29,00	24,00	24,00
		Mean duration	14,76	14,86	17,68	21,00	17,26	10,88	10,88	8,55	8,83	8,06	9,43	9,69	11,25	11,25
		Max duration	87,00	76,00	72,00	73,00	106,00	45,00	45,00	47,00	43,00	42,00	47,00	50,00	76,00	76,00
		Mean severity	11,59	11,02	12,86	16,19	12,80	9,37	9,37	6,95	7,52	6,89	6,97	7,11	8,97	8,97
		Max severity	90,05	64,01	56,31	72,81	104,45	47,08	46,92	54,28	55,74	43,67	58,24	52,04	72,01	72,01
	2050 -2100	Frequency	11,00	15,00	13,00	16,00	16,00	25,00	25,00	22,00	29,00	26,00	25,00	24,00	30,00	30,00
		Mean duration	27,55	19,80	21,54	18,81	18,38	11,00	11,00	12,64	9,31	10,08	9,72	12,04	9,93	9,93
		Max duration	85,00	87,00	86,00	71,00	84,00	55,00	55,00	45,00	39,00	37,00	37,00	44,00	51,00	51,00
		Mean severity	22,89	15,75	18,83	15,28	14,80	8,90	8,89	9,98	7,00	8,34	9,08	9,01	6,39	6,39
		Max severity	86,71	94,71	89,22	95,70	95,82	79,80	79,73	46,89	46,35	55,16	57,37	47,94	45,13	45,13

4. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons examiné l'impact de la température sur le risque de sécheresse météorologique au niveau des sept plaines situées dans le Nord-Ouest Algérien. L'effet de la température sur les caractéristiques de la sécheresse sur les sept plaines agricoles sous les différents scénarios du changement climatique RCP4.5 et RCP8.5 a été également étudié et les éventuels changements par rapport à la période de référence 1960-2010 ont été comparés. Enfin, les périodes de retour conjointes des épisodes de sécheresse survenus au cours de la période de référence 1960-2010 et leur risque d'occurrence dans le futur 2021-2100 selon les deux scénarios du changement climatique ont été déterminés.

Les épisodes de sécheresse météorologique et agricole exprimés par le SPI et le SPEI souvent concordent mais avec de différentes sévérités et durées. La fréquence des événements de sécheresse météorologique est beaucoup plus élevée en considérant seulement les précipitations (SPI) qu'en considérant le bilan climatique (SPEI), précipitations et températures. Cependant, les caractéristiques de sécheresse (sévérité et durée moyenne et maximale) ont une amplitude plus élevée en considérant l'effet du bilan climatique. L'occurrence des épisodes de sécheresse peut être causée par des changements dans les caractéristiques des précipitations en termes de saisonnalité, d'augmentation d'évapotranspiration potentielle et du changement d'intensité des précipitations.

La fréquence des sécheresses diffère dans chaque plaine. La plupart des événements de sécheresse dans les sept plaines ont des périodes de retour plus courtes (moins de 5 ans), ce qui les rend donc, plus sujettes à la sécheresse dans le futur. Par conséquent, les épisodes de sécheresse dommageables qui ont des périodes de retour courtes doivent être pris en compte dans les plans de gestion et le choix des régions prioritaires par l'implantation des systèmes d'irrigation. Il est à noter aussi que la fréquence des événements de sécheresse météorologique est beaucoup plus élevée en considérant seulement les précipitations (SPI) qu'en considérant le bilan climatique (SPEI), précipitations et températures. Néanmoins, les caractéristiques de sécheresse (sévérité et durée moyenne et maximale) ont une amplitude plus élevée en considérant l'effet du bilan climatique (risque de sécheresse agricole avec une durée et une sévérité plus amplifiée). Ces résultats sont aussi confirmés en simulant avec les périodes de retour calculées pour le SPI et le SPEI où les périodes de retour pour le SPEI étaient relatives à une combinaison des caractéristiques de sécheresse qui dépendent des seuils de durée et de sévérité de sécheresse. Cependant, les périodes de retour pour le SPI étaient moins de 5 ans

Chapitre IV : L'effet de la température sur l'occurrence de la sécheresse météorologique dans les plaines de l'ouest Algérien sous changement climatique

pour tous les événements qui sont caractérisés par une sévérité inférieure à un seuil S . Les résultats de l'analyse uni-variée de la sécheresse, par SPEI et SPI, montrent que les seuils de sévérité et de durée pour déterminer les périodes de retour augmenteront et deviendront plus élevés dans le futur ce qui augmentera le risque de récurrence des événements extrêmes dans le futur.

Enfin, les plaines agricoles étudiées sont tous menacées par un risque de sécheresse qui a tendance à s'aggraver en considérant l'effet du changement dans la température sous l'effet du changement climatique notamment sous le scénario RCP8.5. De plus, la production agricole est menacée par une sécheresse agricole printanière à l'horizon 2050-2100 sous le scénario RCP4.5, ce qui peut avoir de graves conséquences sur la production agricole et les revenus agricoles. Les impacts socio-économiques associés à la sécheresse agricole peuvent être graves, car ils s'accumulent souvent lentement et sur une longue période et peuvent persister pendant des années après la fin d'une sécheresse météorologique. L'augmentation prévue de la fréquence, de la sévérité et de l'étendue temporelle de la sécheresse va probablement exacerber la pression sur la production agricole pluviale dans les zones arides méditerranéennes et mettre à rude épreuve les systèmes de subsistance. Des sécheresses plus fréquentes, en particulier durant la saison chaude, menacent la durabilité des multiples agroécosystèmes caractérisant cette région. La disponibilité de l'eau est l'un des facteurs les plus importants qui déterminent la croissance des plantes. C'est pourquoi l'effet le plus connu du déficit pluviométrique et hydrique sur les cultures, dans le monde et dans la région méditerranéenne en particulier, est la réduction du rendement.

Ce chapitre a permis de déterminer le risque de sécheresse météorologique et agricole dans la zone la plus soumise au changement climatique du Nord de l'Algérie. Cette étude permet d'établir la meilleure solution pour l'approvisionnement en eau et la production agroalimentaire et pour l'atténuation de l'effet de la sécheresse sur la production agricole en Algérie et proposer des plans d'adaptation qui consiste à optimiser l'utilisation de la ressource en eau pour une meilleure gestion en cas de récurrence des événements de sécheresse dans le futur.

C

onclusion générale

Les changements au niveau de la température atmosphérique et du bilan radiatif terrestre peuvent affecter le cycle hydrologique, comme la modification des régimes pluviométriques, l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique, l'augmentation de l'évaporation, les changements dans le ruissellement et l'humidité du sol, favorisant ainsi l'amplification des événements extrêmes (canicules, précipitations intenses, sécheresses). Cela augmentera la fréquence des événements de sécheresse dans le futur et qui, par conséquent, accroît la complexité de l'évolution du cycle hydrologique dans plusieurs régions du monde et particulièrement les régions semi-aride du bassin méditerranéen et augmentera par conséquent le risque du changement des caractéristiques de ces événements en terme de sévérité, de durée et d'étendue spatiale. Le travail de cette thèse contribue à la compréhension du risque lié à la sécheresse ainsi que l'évolution de ce phénomène sous l'effet du changement climatique. La présente thèse représente une vision sur le risque hydrologique et ses facteurs déclencheurs et son possible évolution sous changements climatiques ainsi que son impact sur la production agricole dans les régions du Centre et de l'Ouest du Nord Algérien.

En premier, l'objectif était d'étudier les principaux facteurs déclencheurs de la sécheresse météorologique et sa propagation en d'autres types de sécheresse particulièrement la sécheresse hydrologique menaçant la production agricole, le développement économique et les systèmes de santé. Trois bassins versants situés dans la région karstique du Nord-Ouest Algérien connus par un déficit hydrique pendant les dernières années ont été étudiés pour mettre en exergue cette problématique. De plus, l'effet de la température sur la sécheresse météorologique et son éventuel impact sur l'occurrence de la sécheresse agricole dans le futur a été investigué au niveau de sept plaines situées dans la partie Nord-Ouest et Centre de l'Algérie appartenant à la région la plus vulnérable aux changements climatiques. En fin, le risque de récurrence de ces différents types d'événements de sécheresse et son éventuel variation dans le futur sous les

scénarios du changement climatique a été étudié à fin d'établir des scénarios d'atténuation en cas de leurs récurrences dans le futur.

L'analyse des différents types de sécheresse a été basée sur trois indices de sécheresse largement utilisés dans la littérature à savoir ; le SPI pour déterminer la sécheresse météorologique, le SPEI pour déterminer la sécheresse climatique ou agricole et le SDI pour déterminer la sécheresse hydrologique. Différentes échelle de temps ont été choisies pour mieux examiner le comportement des évènements de sécheresse à court, moyen et long terme. Les évènements de sécheresse ont été définis à partir de ces indices en déterminant leurs caractéristiques pour procéder à une analyse multi-variée de la sécheresse en se basant sur la durée, la fréquence et la sévérité de la sécheresse.

L'effet du changement climatique sur la fréquence, la durée et la sévérité de différents types de sécheresse a été étudié en utilisant les données climatiques (Précipitation et température) issues des sorties du modèle climatique régional CORDEX-Africa couplé avec neuf modèles climatiques globaux RCM-GCM: 1- RCA4- CanESM2; 2- RCA4-CNRM-CM5; 3- RCA4-CSIRO-MK3; 4- RCA4-IPSL-CM5A; 5- RCA4-MIROC5; 6- RCA4-HadGEM2-ES; 7-RCA4-MPI-ESM-LR; 8- RCA4- NorESM1-M et 9- RCA4- GFDL-ESM2M. Ces modèles du Projet d'intercomparaison des modèles couplés CMIP5 utilisent de nouveaux scénarios d'émissions nommés trajectoires de concentration représentative RCPs où les deux scénarios RCP4.5 et RCP 8.5 nommés selon leur forçage radiatif envisageables en 2100 : 4.5 W/m² et 8.5 W/m² ont été sélectionnés.

Le risque de récurrence des évènements de sécheresse a été déterminé en se basant sur l'étude fréquentielle et la détermination des périodes de retour uni-variées et bi-variées des épisodes de sécheresse dans le passé et le futur. L'évaluation bi-variée des évènements de sécheresse météorologique, agricole et hydrologique a été déterminée à l'aide des fonctions de copules bi-variées.

Résultats

Les épisodes de sécheresse météorologique au niveau des bassins où la composition karstique est dominante se transforment plus rapidement en sécheresse hydrologique. Cette propagation diminue selon un gradient Ouest-Est. De plus, la survenue des épisodes de sécheresses hydrologiques est liée à la sévérité et à la durée de l'antécédente et/ou concordante sécheresse météorologique.

Les évènements de sécheresse hydrologique dans le bassin de Beni Bahdel ont des périodes de retour plus courtes (moins de 25 ans), ce qui le rend donc, plus vulnérable à la sécheresse et par conséquent le remplissage du barrage de Beni Bahdel posera problème dans l'avenir. Les épisodes de sécheresse dommageables qui ont des périodes de retour courtes doivent être pris en considération dans les plans de gestion des réserves d'eau. Les plaines situées dans l'Ouest algérien, Maghnia, Sidi Bel Abbes et Ghriss, ont été marquées par plusieurs évènements de sécheresse météorologique et agricole exceptionnels dans le passé et sont plus sujettes à l'augmentation du risque et de sévérité et durée maximale de ces sécheresses dans le futur.

La variation entre les neuf projections du modèle pour la détermination de la sécheresse hydrologique est en général similaire où elles projettent les mêmes conditions en termes de fréquence, de sévérité et aussi de durée. Cependant, le modèle RCA4-CSIRO-MK3 présente le modèle le plus pessimiste où il présente plus d'évènements extrêmes. Il projette des sécheresses plus sévères comparées à celles projetées par d'autres modèles climatiques. Ainsi, le bassin de Beni Bahdel présente la plus forte augmentation en terme de fréquence de sécheresse hydrologique pour les périodes de retour 5, 10, 50 et 100ans ; les taux maximaux d'augmentation du risque de la sécheresse hydrologique dans ce bassin sont ; 40% sous RCP8.5 et environ 30% sous RCP 4.5 où il sera donc, le plus vulnérable au changement climatique.

Les copules de Gumbel et de Clayton appartenant à la famille de copules archimédiennes étaient les plus adaptées aux caractéristiques de sécheresse parmi les 26 fonctions de copules étudiées. Le risque de sécheresse est mieux estimé par l'analyse fréquentielle multi-variées où les périodes de retour uni-variées en considérant la durée ou la sévérité sous-estiment la récurrence des évènements. Les périodes de retour bi-variées sont avérées plus courtes et leur estimation dépend d'une combinaison de seuils de sévérité et de durée relatives.

L'amplification des évènements de sécheresse en termes de fréquence, de sévérité et de durée, dans le futur sous les différents scénarios RCP4.5 et RCP8.5, s'associent également à une diminution de leurs périodes de retour. La simulation de l'ensemble les modèles, selon les deux scénarios, projette pour les mêmes périodes de retour 5, 10, 50 et 100 ans, des valeurs correspondantes de seuil de sévérité et de durée plus élevées dans le futur ce qui augmentera par conséquence la récurrence des évènements extrêmes dans le futur. Par exemple, les évènements ayant une sévérité de l'ordre de 6.6 et une durée de 7 mois avait une période de retour de 5 ans dans le passé, cependant, la période de retour de 5 ans deviendra dans le futur associé à un évènement d'une sévérité de 13.8 avec une durée inférieure à 7 mois ce qui rend

les évènements extrêmes plus fréquents avec des périodes de retour inférieure à celle dans le passé.

Enfin, les plaines agricoles sont toutes menacées par un risque de sécheresse qui a tendance à s'aggraver en considérant l'effet du changement dans la température sous l'effet du changement climatique notamment sous le scénario RCP8.5. La plaine du Bas Cheliff sera menacée par le plus grand nombre d'occurrence de sécheresse (38 événements), entre 2021 et 2071 et selon le scénario RCP4.5. La plaine de Ghriss avait enregistré, durant la période historique, la sécheresse la plus sévère avec une sévérité maximale de 235 et une durée maximale de 218 mois, cependant, la plaine du Moyen Cheliff enregistra la sécheresse la plus sévère dans le futur avec une sévérité maximale de 193 entre 2050 et 2100 et sous le scénario RCP4.5. Aussi, les plaines du Bas Cheliff, de Ghriss et de Sidi Bel Abbes vont enregistrer la sécheresse la plus longue avec une durée maximale de 116 mois entre 2021 et 2071 et selon le scénario RCP4.5.

Les événements de sécheresse seront plus sévères particulièrement durant la saison chaude à l'horizon 2021-2071 selon les deux scénarios futur. De plus, la production agricole est menacée par une sécheresse agricole printanière à l'horizon 2050-2100 sous le scénario RCP4.5, ce qui peut avoir de graves conséquences sur la production agricole et les revenus agricoles ainsi que la sécurité alimentaire. L'élaboration des plans d'adaptation qui consiste à optimiser l'utilisation de la ressource en eau conventionnelle et l'utilisation des eaux non conventionnelles en se basant sur ces résultats doivent être prise en compte pour une régularisation optimale des eaux de barrages et pour la planification des futurs calendriers d'irrigation.

Perspectives

Des recherches récentes appellent au développement d'indices de sécheresse agro-écologiques génériques qui prennent en compte l'humidité du sol et la demande d'évaporation atmosphérique, qui devrait augmenter avec la température. Cela nécessiterait une meilleure estimation de l'évapotranspiration de la végétation, qui est susceptible d'évoluer sous le changement climatique en cours et les impacts humains directs. Une meilleure connaissance de la dynamique de la végétation est cruciale pour évaluer la réponse des plaines du Nord Algérien face à l'évolution de la fréquence des sécheresses et pour mieux évaluer la probabilité d'une mortalité forestière généralisée due à la sécheresse et ses interactions potentielles avec les incendies de forêts. Ces défis de recherche pourraient être relevés par l'utilisation des nouveaux produits de données de télédétection pour une surveillance à haute résolution des schémas de

végétation mixte typiques de la région méditerranéenne. La surveillance de nouvelles variables, et des séries chronologiques plus longues pourraient aider à mieux comprendre plusieurs composants des modèles de surface terrestre, qui seront utiles pour surveiller les sécheresses de manière intégrée. Il est aussi nécessaire de baser l'analyse de la sécheresse sur des études basées sur l'impact afin de mieux comprendre les processus de sécheresse liés aux activités socio-économiques. L'adaptation aux changements à venir est un défi majeur pour la région et appelle à une évaluation intégrée des sécheresses, y compris une représentation réaliste de l'eau disponible dans les sols, propagation de la sécheresse, impacts sur le couvert végétal et l'influence humaine lors de ces événements.

Liste des références bibliographiques

- Abdi, A., Hassanzadeh, Y., Talatahari, S., Fakheri-Fard, A., Mirabbasi, R., 2017. Regional bivariate modeling of droughts using L-comoments and copulas. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 31, 1199–1210. <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1222-x>.
- Abiodun, B.J., Makhanya, N., Petja, B., Abatan, A.A., Oguntunde, P.G., 2018. Future projection of droughts over major river basins in Southern Africa at specific global warming levels. *Theor. Appl. Climatol.* <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2693-0>
- Achour, K., Meddi, M., Zeroual, A., Bouabdelli, S., Maccioni, P., Moramarco, T., 2020. Spatio-temporal analysis and forecasting of drought in the plains of northwestern Algeria using the standardized precipitation index. *J. Earth Syst. Sci.* 129. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1306-3>
- AghaKouchak, A., 2014. A baseline probabilistic drought forecasting framework using standardized soil moisture index: application to the 2012 United States drought. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 2485–2492. <https://doi.org/10.5194/hess-18-2485-2014>
- AghaKouchak, A., Cheng, L., Mazdiyasi, O., Farahmand, A., 2014a. Global warming and changes in risk of concurrent climate extremes: Insights from the 2014 California drought. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1002/2014GL062308>
- AghaKouchak, A., Farahmand, A., Melton, F.S., Teixeira, J., Anderson, M.C., Wardlow, B.D., Hain, C.R., 2015. Remote sensing of drought: Progress, challenges and opportunities. *Rev. Geophys.* <https://doi.org/10.1002/2014RG000456>
- Agnew, C.T., 2000. Using the SPI to Identify Drought. *Drought Netw. News*.
- Agutu, N.O., Awange, J.L., Zerihun, A., Ndehedehe, C.E., Kuhn, M., Fukuda, Y., 2017. Assessing multi-satellite remote sensing, reanalysis, and land surface models' products in characterizing agricultural drought in East Africa. *Remote Sens. Environ.* 194, 287–302. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.03.041>
- Ahmadalipour, A., Moradkhani, H., 2018. Escalating heat-stress mortality risk due to global warming in the Middle East and North Africa (MENA). *Environ. Int.* <https://doi.org/10.1016/j.envint.2018.05.014>
- Ahn, K.H., Merwade, V., 2014. Quantifying the relative impact of climate and human activities on streamflow. *J. Hydrol.* 515, 257–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.062>
- Al-Safi, H.I.J., Kazemi, H., Sarukkalige, P.R., 2019. Comparative study of conceptual versus distributed hydrologic modelling to evaluate the impact of climate change on future runoff in unregulated catchments. *J. Water Clim. Chang.* <https://doi.org/10.2166/wcc.2019.180>

- Ali, Z., Hussain, I., Faisal, M., Nazir, H.M., Hussain, T., Shad, M.Y., Mohamd Shoukry, A., Hussain Gani, S., 2017. Forecasting Drought Using Multilayer Perceptron Artificial Neural Network Model. *Adv. Meteorol.* <https://doi.org/10.1155/2017/5681308>
- Allani, M., Mezzi, R., Zouabi, A., Béji, R., Joumade-Mansouri, F., Hamza, M.E., Sahli, A., 2019. Impact of future climate change on water supply and irrigation demand in a small mediterranean catchment. Case study: Nebhana dam system, Tunisia. *J. Water Clim. Chang.* <https://doi.org/10.2166/wcc.2019.131>
- Bai, P., Liu, X., Liang, K., Liu, C., 2015. Comparison of performance of twelve monthly water balance models in different climatic catchments of China. *J. Hydrol.* 529. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.015>
- Bakreti, A., Braud, I., Leblois, E., Benali, A., 2013. Analyse conjointe des régimes pluviométriques et hydrologiques dans le bassin de la Tafna (Algérie Occidentale). *Hydrol. Sci. J.* 58, 133–151. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.745080>
- Balakrishnan, N., Lai, C.D., 2009. Distributions Expressed as Copulas, in: *Continuous Bivariate Distributions*. Springer New York, pp. 67–103. https://doi.org/10.1007/b101765_3
- Bari Abarghouei, H., Kousari, M.R., Asadi Zarch, M.A., 2013. Prediction of drought in dry lands through feedforward artificial neural network abilities. *Arab. J. Geosci.* <https://doi.org/10.1007/s12517-011-0445-x>
- Barker, L.J., Hannaford, J., Chiverton, A., Svensson, C., 2016. From meteorological to hydrological drought using standardised indicators. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* <https://doi.org/10.5194/hess-20-2483-2016>
- Barua, S., Perera, B.J.C., Ng, A.W.M., Tran, D., 2010. Drought forecasting using an aggregated drought index and artificial neural network. *J. Water Clim. Chang.* 1, 193–206. <https://doi.org/10.2166/wcc.2010.000>
- Belaroui, A., Haouchine, F.Z., Haouchine, A., 2019. Rainfall-runoff modeling: flow characterization of Hammam Melouane Wadi Algeria. *Arab. J. Geosci.* 12. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4610-y>
- Belayneh, A., Adamowski, J., 2012. Standard Precipitation Index Drought Forecasting Using Neural Networks, Wavelet Neural Networks, and Support Vector Regression. *Appl. Comput. Intell. Soft Comput.* 2012, 1–13. <https://doi.org/10.1155/2012/794061>
- Belayneh, A., Adamowski, J., Khalil, B., Ozga-Zielinski, B., 2014. Long-term SPI drought forecasting in the Awash River Basin in Ethiopia using wavelet neural networks and wavelet support vector regression models. *J. Hydrol.* <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.10.052>
- Below, R., Grover-Kopec, E., Dilley, M., 2007. Documenting drought-related Disasters: A global reassessment. *J. Environ. Dev.* 16. <https://doi.org/10.1177/1070496507306222>
- Ben Abdelmalek, M., Nouri, I., 2020. Study of trends and mapping of drought events in Tunisia and their impacts on agricultural production. *Sci. Total Environ.* 734, 139311. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139311>
- Beniston, M., 2009. Trends in joint quantiles of temperature and precipitation in Europe since 1901 and projected for 2100. *Geophys. Res. Lett.* 36, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008GL037119>

- Beniston, M., 2004. The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophys. Res. Lett.* 31. <https://doi.org/10.1029/2003GL018857>
- Bensaoula, F., 2007. Etude de la karstification à partir des données de forages : le cas des Monts de Tlemcen (Algérie). *Karstologia Rev. Karstol. spéléologie Phys.* <https://doi.org/10.3406/karst.2007.2596>
- Bensaoula, F., Collignon, B., Adjim, M., 2019. Assessment of Groundwater Resources in the Jurassic Horst (Western Algeria) 1–42. https://doi.org/10.1007/698_2019_406
- Blain, Gabriel C, Meschiatti, M.C., 2015. Inadequacy of the gamma distribution to calculate the Standardized Precipitation Index 19, 1129–1135. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v19n12p1129-1135>
- Borji, M., Malekian, A., Salajegheh, A., Ghadimi, M., 2016. Multi-time-scale analysis of hydrological drought forecasting using support vector regression (SVR) and artificial neural networks (ANN). *Arab. J. Geosci.* 9. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2750-x>
- Bottcher, A.B., Whiteley, B.J., James, A.I., Hiscock, J.G., 2012. Watershed assessment model (WAM): Model use, calibration, and validation. *Trans. ASABE* 55.
- Bouabdelli, S., Meddi, M., Zeroual, A., Alkama, R., 2020a. Hydrological drought risk recurrence under climate change in the karst area of Northwestern Algeria. *J. Water Clim. Chang.* <https://doi.org/10.2166/wcc.2020.207>
- Bouabdelli, S., Zeroual, A., Meddi, M., Djelloul, F., Alkama, R., 2020b. Past and future drought in Northwestern Algeria: the Beni Bahdel Dam catchment. *Proc. IAHS* 383, 315–318. <https://doi.org/10.5194/piahs-383-315-2020>
- Bouanani, A., 2004. HYDROLOGIE, TRANSPORT SOLIDE ET MODELISATION Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie). Université de Tlemcen, Algérie.
- Bouanani, A., Kamila, A., Mania, J., 2015. Variations Climatiques et conséquences hydrologiques : Cas du bassin versant de la Tafna (NW Algérie), *Revue LJEE*.
- Boulariah, O., Meddi, M., Longobardi, A., 2019. Assessment of prediction performances of stochastic and conceptual hydrological models: monthly stream flow prediction in northwestern Algeria. *Arab. J. Geosci.* 12. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4847-5>
- Caperaa, P., FOUGÈRES, A.-L., GENEST, C., 1997. A nonparametric estimation procedure for bivariate extreme value copulas. *Biometrika* 84, 567–577. <https://doi.org/10.1093/biomet/84.3.567>
- Chen, L., Singh, V.P., Guo, S., Mishra, A.K., Guo, J., 2013. Drought analysis using copulas. *J. Hydrol. Eng.* [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000697](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000697)
- Cindric, K., Juras, J., Pasaric, Z., 2012. Statistical distributions for the SPI computation.
- Collignon, B., 1987. La mise en exploitation des aquifères karstiques, quelques exemples algériens. *Karstologia Rev. Karstol. spéléologie Phys.* <https://doi.org/10.3406/karst.1987.2169>

- Collignon, B., 1986. Hydrogéologie appliquée des aquifères des monts de Tlemcen (Algérie). Par B. Collignon, thèse de doctorat d'hydrogéologie nouveau régime, Fac. des Sciences, Avignon, 1986. t. 1 hydrogéologie régionale, t. 2 les forages hydrauliques dans les roches karstifiées. *Karstologia* 8, 56–56.
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., Andréassian, V., 2017. The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environ. Model. Softw.* 94. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002>
- Daggupati, P., Yen, H., White, M.J., Srinivasan, R., Arnold, J.G., Keitzer, C.S., Sowa, S.P., 2015. Impact of model development, calibration and validation decisions on hydrological simulations in West Lake Erie Basin. *Hydrol. Process.* 29. <https://doi.org/10.1002/hyp.10536>
- Dai, A., 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat. Clim. Chang.* 3, 52–58. <https://doi.org/10.1038/nclimate1633>
- Dai, A., 2011. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008. *J. Geophys. Res.* 116, D12115. <https://doi.org/10.1029/2010jd015541>
- Dalezios, N.R., Papazafiriou, Z.G., Papamichail, D.M., Karacostas, T.S., 1991. Drought assessment for the potential of precipitation enhancement in northern Greece. *Theor. Appl. Climatol.* <https://doi.org/10.1007/BF00867995>
- Das, J., Jha, S., Goyal, M.K., 2020. Non-stationary and copula-based approach to assess the drought characteristics encompassing climate indices over the Himalayan states in India. *J. Hydrol.* 580, 124356. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124356>
- Dastorani, M.T., Afkhami, H., 2011. Application of artificial neural networks on drought prediction in Yazd (Central Iran). *Desert.*
- Dehghani, M., Saghafian, B., Rivaz, F., Khodadadi, A., 2017. Evaluation of dynamic regression and artificial neural networks models for real-time hydrological drought forecasting. *Arab. J. Geosci.* 10, 266. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-2990-4>
- Deo, R.C., Tiwari, M.K., Adamowski, J.F., Quilty, J.M., 2017. Forecasting effective drought index using a wavelet extreme learning machine (W-ELM) model. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 31, 1211–1240. <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1265-z>
- Djrbouai, S., Souag-Gamane, D., 2016. Drought Forecasting Using Neural Networks, Wavelet Neural Networks, and Stochastic Models: Case of the Algerois Basin in North Algeria. *Water Resour. Manag.* <https://doi.org/10.1007/s11269-016-1298-6>
- Dodangeh, E., Shahedi, K., Shiau, J.-T., MirAkbari, M., 2017. Spatial hydrological drought characteristics in Karkheh River basin, southwest Iran using copulas. *J. Earth Syst. Sci.* 126, 80. <https://doi.org/10.1007/s12040-017-0863-6>
- Dracup, J.A., Lee, K.S., Paulson, E.G., 1980. On the definition of droughts. *Water Resour. Res.* 16, 297–302. <https://doi.org/10.1029/WR016i002p00297>
- Driouech, F., Déqué, M., Mokssit, A., 2008. Numerical simulation of the probability distribution function of precipitation over Morocco. *Clim. Dyn.* 32, 1055–1063. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0430-6>

- Dubrovský, M., Hayes, M., Duce, P., Trnka, M., Svoboda, M., Zara, P., 2014. Multi-GCM projections of future drought and climate variability indicators for the Mediterranean region. *Reg. Environ. Chang.* 14, 1907–1919. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0562-z>
- E E A, 2010. Mapping the impacts of natural hazards and technological accidents in Europe An overview of the last decade, Technical report No 132010.
- Edwards, D.C., McKee, T.B., 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales, Climatology Report Colorado State University.
- Edwards, P.N., 2011. History of climate modeling. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.* 2, 128–139. <https://doi.org/10.1002/wcc.95>
- Erfurt, M., Glaser, R., Blauhut, V., 2019. Changing impacts and societal responses to drought in southwestern Germany since 1800. *Reg. Environ. Chang.* 19. <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01522-7>
- Fang, W., Huang, S., Huang, G., Huang, Q., Wang, H., Wang, L., Zhang, Y., Li, P., Ma, L., 2018. Copulas-based risk analysis for inter-seasonal combinations of wet and dry conditions under a changing climate. *Int. J. Climatol.* <https://doi.org/10.1002/joc.5929>
- FAO, 2009. How to Feed the World in 2050. Insights from an Expert Meet. FAO 2050.
- Fiorillo, F., 2009. Spring hydrographs as indicators of droughts in a karst environment. *J. Hydrol.* <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.034>
- Fiorillo, F., Guadagno, F.M., 2010. Karst Spring Discharges Analysis in Relation to Drought Periods, Using the SPI. *Water Resour. Manag.* 24, 1867–1884. <https://doi.org/10.1007/s11269-009-9528-9>
- Fniguire, F., Laftouhi, N.E., Saidi, M.E., Zamrane, Z., El Himer, H., Khalil, N., 2017. Spatial and temporal analysis of the drought vulnerability and risks over eight decades in a semi-arid region (Tensift basin: Morocco). *Theor. Appl. Climatol.* 130. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1873-z>
- Forzieri, G., Miralles, D.G., Ciais, P., Alkama, R., Ryu, Y., Duveiller, G., Zhang, K., Robertson, E., Kautz, M., Martens, B., Jiang, C., Arneth, A., Georgievski, G., Li, W., Ceccherini, G., Anthoni, P., Lawrence, P., Wiltshire, A., Pongratz, J., Piao, S., Sitch, S., Goll, D.S., Arora, V.K., Lienert, S., Lombardozzi, D., Kato, E., Nabel, J.E.M.S., Tian, H., Friedlingstein, P., Cescatti, A., 2020. Increased control of vegetation on global terrestrial energy fluxes. *Nat. Clim. Chang.* 10. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0717-0>
- Founda, D., Varotsos, K.V., Pierros, F., Giannakopoulos, C., 2019. Observed and projected shifts in hot extremes' season in the Eastern Mediterranean. *Glob. Planet. Change* 175, 190–200. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2019.02.012>
- Frahm, G., Junker, M., Schmidt, R., 2005. Estimating the tail-dependence coefficient: Properties and pitfalls. *Insur. Math. Econ.* 37, 80–100. <https://doi.org/10.1016/J.INSMATHECO.2005.05.008>
- Gader, K., Gara, A., Vanclooster, M., Khlifi, S., Slimani, M., 2020. Drought assessment in a south Mediterranean transboundary catchment. *Hydrol. Sci. J.* 65, 1300–1315. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1747621>

- García-Herrera, R., Garrido-Perez, J.M., Barriopedro, D., Ordóñez, C., Vicente-Serrano, S.M., Nieto, R., Gimeno, L., Sorí, R., Yiou, P., 2019. The European 2016/17 drought. *J. Clim.* 32. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0331.1>
- Gaume, E., 2018. Flood frequency analysis: The Bayesian choice. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* 5, e1290. <https://doi.org/10.1002/wat2.1290>
- Genest, C., Favre, A.-C., 2007. Everything You Always Wanted to Know about Copula Modeling but Were Afraid to Ask. *J. Hydrol. Eng.* [https://doi.org/10.1061/\(asce\)1084-0699\(2007\)12:4\(347\)](https://doi.org/10.1061/(asce)1084-0699(2007)12:4(347))
- Giannakopoulos, C., Le Sager, P., Bindi, M., Moriondo, M., Kostopoulou, E., Goodess, C.M., 2009. Climatic changes and associated impacts in the Mediterranean resulting from a 2 °C global warming. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.06.001>
- Giorgi, F., 2006. Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G.R., 2009. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *Bull. - World Meteorol. Organ.* 58, 175–183.
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Change* 63, 90–104. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2007.09.005>
- Giuntoli, I., Villarini, G., Prudhomme, C., Hannah, D.M., 2018. Uncertainties in projected runoff over the conterminous United States. *Clim. Change* 150, 149–162. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2280-5>
- Godfray, H.C.J., Beddington, J.R., Crute, I.R., Haddad, L., Lawrence, D., Muir, J.F., Pretty, J., Robinson, S., Thomas, S.M., Toulmin, C., 2010. Food security: The challenge of feeding 9 billion people. *Science* (80-.). <https://doi.org/10.1126/science.1185383>
- Golian, S., Mazdiyasn, O., AghaKouchak, A., 2014. Trends in meteorological and agricultural droughts in Iran. *Theor. Appl. Climatol.* 119, 679–688. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1139-6>
- González, J., Valdés, J.B., 2003. Bivariate Drought Recurrence Analysis Using Tree Ring Reconstructions. *J. Hydrol. Eng.* 8, 247–258. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2003\)8:5\(247\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2003)8:5(247))
- Guo, H., Bao, A., Ndayisaba, F., Liu, T., Jiapaer, G., El-Tantawi, A.M., De Maeyer, P., 2018. Space-time characterization of drought events and their impacts on vegetation in Central Asia. *J. Hydrol.* 564. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.081>
- Guttman, N.B., 1999. ACCEPTING THE STANDARDIZED PRECIPITATION INDEX: A CALCULATION ALGORITHM ¹. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 35, 311–322. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb03592.x>
- Guttman, N.B., 1998. Comparing the Palmer Drought Index and the Standardize Precipitation Index. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34, 113–121. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05964.x>
- Habibi, B., Meddi, M., Torfs, P.J.J.F., Remaoun, M., Van Lanen, H.A.J., 2018. Characterisation and prediction of meteorological drought using stochastic models in the semi-arid Chélif–Zahrez basin (Algeria). *J. Hydrol. Reg. Stud.* <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.02.005>

- Haied, N., Foufou, A., Chaab, S., Azlaoui, M., Khadri, S., Benzahia, K., Benzahia, I., 2017. Drought assessment and monitoring using meteorological indices in a semi-arid region, in: *Energy Procedia*. Elsevier Ltd, pp. 518–529. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2017.07.064>
- Hangshing, L., Dabral, P.P., 2018. Multivariate Frequency Analysis of Meteorological Drought Using Copula. *Water Resour. Manag.* 32, 1741–1758. <https://doi.org/10.1007/s11269-018-1901-0>
- Hao, Z., AghaKouchak, A., 2013. Multivariate Standardized Drought Index: A parametric multi-index model. *Adv. Water Resour.* 57, 12–18. <https://doi.org/10.1016/J.ADVWATRES.2013.03.009>
- Hao, Z., AghaKouchak, A., Hao, Z., AghaKouchak, A., 2014. A Nonparametric Multivariate Multi-Index Drought Monitoring Framework. *J. Hydrometeorol.* 15, 89–101. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0160.1>
- Hao, Z., Hao, F., Singh, V.P., Ouyang, W., Cheng, H., 2017. An integrated package for drought monitoring, prediction and analysis to aid drought modeling and assessment. *Environ. Model. Softw.* 91, 199–209. <https://doi.org/10.1016/J.ENVSOF.2017.02.008>
- Hertig, E., 2004. Méditerranée Klimaveränderungen im 21. Jahrhundert unter Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts.
- Hewitson, B., Crane, R., 1996. Climate downscaling: techniques and application. *Clim. Res.* 7, 85–95. <https://doi.org/10.3354/cr007085>
- Hoerling, M., Eischeid, J., Perlwitz, J., Quan, X., Zhang, T., Pegion, P., 2012. On the increased frequency of mediterranean drought. *J. Clim.* 25, 2146–2161. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00296.1>
- Hoffmann, W.A., Jackson, R.B., 2000. Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to Grassland. *J. Clim.* 13, 1593–1602. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1593:VCFITC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1593:VCFITC>2.0.CO;2)
- Hong, X., Guo, S., Zhou, Y., 2013. Applicability of Standardized Precipitation Index with Alternative Distribution Functions *. *J. Water Resour. Res.* 水资源研究 33–41. <https://doi.org/10.12677/jwrr.2013.21006>
- Howitt, R., Medellín-azua, J., Macewan, D., 2014. Economic Analysis of the 2014 Drought for California Agriculture. *Cent. Watershed Sci. Univ. California, Davis, Calif.*
- Howitt, R., Medellín-Azuara, J., MacEwan, D., Lund, J., Sumner, D., 2015. Economic Analysis of the 2015 Drought For California Agriculture, Center for Watershed Sciences. University of California, Davis, California.
- Huang, S., Huang, Q., Chang, J., Chen, Y., Xing, L., Xie, Y., 2015. Copulas-Based Drought Evolution Characteristics and Risk Evaluation in a Typical Arid and Semi-Arid Region. *Water Resour. Manag.* <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0889-3>
- Huang, S., Huang, Q., Chang, J., Leng, G., Xing, L., 2015b. The response of agricultural drought to meteorological drought and the influencing factors: A case study in the Wei River Basin, China. *Agric. Water Manag.* 159, 45–54. <https://doi.org/10.1016/J.AGWAT.2015.05.023>

- Huang, S., Li, P., Huang, Q., Leng, G., 2017. Copula-based identification of the non-stationarity of the relation between runoff and sediment load. *Int. J. Sediment Res.* 32, 221–230. <https://doi.org/10.1016/J.IJSRC.2017.03.001>
- Huard, D., Évin, G., Favre, A.-C., 2006. Bayesian copula selection. *Comput. Stat. Data Anal.* 51, 809–822. <https://doi.org/10.1016/J.CSDA.2005.08.010>
- IPCC, 2014. 5th Assessment Report: Summary for Policymakers, IPCC Fifth Assessment Report: Working Group III Mitigation of Climate Change. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- IPCC, 2013. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC AR5, 2014. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.Summary>
- IPCC, 2007. IPCC Fourth Assessment Report, Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Working Group II Contribution to the 4th Assessment Report, the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jain, A., Kumar, A.M., 2007. Hybrid neural network models for hydrologic time series forecasting. *Appl. Soft Comput. J.* <https://doi.org/10.1016/j.asoc.2006.03.002>
- Johns, T.C., Carnell, R.E., Crossley, J.F., Gregory, J.M., Mitchell, J.F.B., Senior, C.A., Tett, S.F.B., Wood, R.A., 1997. The second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: Model description, spinup and validation. *Clim. Dyn.* 13. <https://doi.org/10.1007/s003820050155>
- Jones, C., Giorgi, F., Asrar, G., 2011. The Coordinated Regional Downscaling Experiment: CORDEX—an international downscaling link to CMIP5. *Clivar Exch.* 56, 34–40.
- Kang, H., Sridhar, V., 2018. Improved drought prediction using near real-time climate forecasts and simulated hydrologic conditions. *Sustain.* <https://doi.org/10.3390/su10061799>
- Khaldi, A., 2005. Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien" Monts de Tlemcen-Saida. université d'Oran, Algérie.
- Khedimallah, A., Meddi, M., Mahé, G., 2020. Characterization of the interannual variability of precipitation and runoff in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria). *J. Earth Syst. Sci.* 129. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01385-1>
- Kim, Y., Ohn, I., Lee, J.-K., Kim, Y.-O., 2019. Generalizing uncertainty decomposition theory in climate change impact assessments. *J. Hydrol.* X 3, 100024. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100024>
- Kingumbi, A., Bargaoui, Z., Hubert, P., 2005. Investigation of the rainfall variability in central Tunisia / Investigations sur la variabilité pluviométrique en Tunisie centrale. *Hydrol. Sci. J.* 50. <https://doi.org/10.1623/hysj.50.3.493.65027>
- Kjellström, E., 2005. A 140-year simulation of European climate with the new version of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3), SMHI: Reports Meteorology and Climatology.
- Knippertz, P., Christoph, M., Speth, P., 2003. Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorol. Atmos. Phys.* 83, 67–88. <https://doi.org/10.1007/s00703-002-0561-y>

- Kogan, F.N., 1997. Global Drought Watch from Space. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<0621:GDWFS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0621:GDWFS>2.0.CO;2)
- Komasi, M., Sharghi, S., Safavi, H.R., 2018. Wavelet and cuckoo search-support vector machine conjugation for drought forecasting using Standardized Precipitation Index (case study: Urmia Lake, Iran). *J. Hydroinformatics* 20, 975–988. <https://doi.org/10.2166/hydro.2018.115>
- Konopala, G., Mishra, A., 2017. Review of complex networks application in hydroclimatic extremes with an implementation to characterize spatio-temporal drought propagation in continental USA. *J. Hydrol.* 555, 600–620. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.033>
- Laaha, G., Gauster, T., Tallaksen, L.M., Vidal, J.-P., Stahl, K., Prudhomme, C., Heudorfer, B., Vlnas, R., Ionita, M., Van Lanen, H.A.J., Adler, M.-J., Caillouet, L., Delus, C., Fendekova, M., Gailliez, S., Hannaford, J., Kingston, D., Van Loon, A.F., Mediero, L., Osuch, M., Romanowicz, R., Sauquet, E., Stagge, J.H., Wong, W.K., 2017. The European 2015 drought from a hydrological perspective. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 3001–3024. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3001-2017>
- Lazri, M., Ameer, S., Brucker, J.M., Lahdir, M., Sehad, M., 2015. Analysis of drought areas in northern Algeria using Markov chains. *J. Earth Syst. Sci.* 124. <https://doi.org/10.1007/s12040-014-0500-6>
- Lee, J.H., Kim, C.J., 2013. A multimodel assessment of the climate change effect on the drought severity-duration-frequency relationship. *Hydrol. Process.* 27, 2800–2813. <https://doi.org/10.1002/hyp.9390>
- Lee, M.-H., Im, E.-S., Bae, D.-H., 2019. A comparative assessment of climate change impacts on drought over Korea based on multiple climate projections and multiple drought indices. *Clim. Dyn.* 1–16. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4588-2>
- Lespinas, F., Ludwig, W., Heussner, S., 2014. Hydrological and climatic uncertainties associated with modeling the impact of climate change on water resources of small Mediterranean coastal rivers. *J. Hydrol.* 511. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.033>
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Zabalza, J., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorin-Molina, C., Morán-Tejeda, E., 2013. Hydrological response to climate variability at different time scales: A study in the Ebro basin. *J. Hydrol.* <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.028>
- Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., González-Hidalgo, J.C., López-Moreno, J.I., Cortesi, N., 2013. Hydrological drought response to meteorological drought in the Iberian Peninsula. *Clim. Res.* <https://doi.org/10.3354/cr01177>
- Madadgar, S., Moradkhani, H., 2013. Drought Analysis under Climate Change Using Copula. *J. Hydrol. Eng.* 18, 746–759. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584)
- Manabe, S., Bryan, K., 1969. Climate Calculations with a Combined Ocean-Atmosphere Model. *J. Atmos. Sci.* 26. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1969\)026<0786:ccwaco>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1969)026<0786:ccwaco>2.0.co;2)
- Manabe, S., Strickler, R.F., 1964. Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Convective Adjustment. *J. Atmos. Sci.* 21. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1964\)021<0361:teotaw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1964)021<0361:teotaw>2.0.co;2)

- Manabe, S., Wetherald, R.T., 1980. On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 37. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<0099:OTDOCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<0099:OTDOCC>2.0.CO;2)
- Manabe, S., Wetherald, R.T., 1967. Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity. *J. Atmos. Sci.* 24. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1967\)024<0241:teotaw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1967)024<0241:teotaw>2.0.co;2)
- Manabe, S., Möller, F., 1961. ON THE RADIATIVE EQUILIBRIUM AND HEAT BALANCE OF THE ATMOSPHERE. *Mon. Weather Rev.* 89. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1961\)089<0503:otreah>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1961)089<0503:otreah>2.0.co;2)
- Marchane, A., Tramblay, Y., Hanich, L., Ruelland, D., Jarlan, L., 2017. Climate change impacts on surface water resources in the Rheraya catchment (High Atlas, Morocco). *Hydrol. Sci. J.* 62, 979–995. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1283042>
- Marti, O., Braconnot, P., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Denvil, S., Dufresne, J.-L., Fairhead, L., Filiberti, M.-A., Foujols, T., Marie-Alice, F., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Hourdin, F., Krinner, G., Lévy, C., Madec, G., Musat, I., Noblet, N. de, Polcher, J., Talandier, C., 2005. The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. *Note du Pôle Modélisation, IPSL* 26, 1–86.
- Mckee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Water* 179, 17–22. <https://doi.org/citeulike-article-id:10490403>
- Meddi, H., Meddi, M., Assani, A.A., 2014. Study of Drought in Seven Algerian Plains. *Arab. J. Sci. Eng.* 39, 339–359. <https://doi.org/10.1007/s13369-013-0827-3>
- Meddi, M., Assani, A.A., Meddi, H., 2010. Temporal Variability of Annual Rainfall in the Macta and Tafna Catchments, Northwestern Algeria. *Water Resour. Manag.* 24, 3817–3833. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9635-7>
- Meddi, M., Hubert, P., 2013. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. *IAHS Publ.* 229–235.
- Meddi, M., Talia, A., 2008. Pluviometric regime evolution in the north of Algeria. *Arab gulf J. Sci. Res.*
- Meddi, M., Toumi, S., Assani, A.A., Eslamian, S., 2014. Regionalisation of rainfall erosivity in northern Algeria. *Int. J. Hydrol. Sci. Technol.* 4, 155. <https://doi.org/10.1504/IJHST.2014.066447>
- Mellak, S., Souag-Gamane, D., 2020. Spatio-temporal analysis of maximum drought severity using Copulas in Northern Algeria. *J. Water Clim. Chang.* <https://doi.org/10.2166/wcc.2020.070>
- Merabti, A., Martins, D.S., Meddi, M., Pereira, L.S., 2018a. Spatial and Time Variability of Drought Based on SPI and RDI with Various Time Scales. *Water Resour. Manag.* 32. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1856-6>
- Merabti, A., Meddi, M., Martins, D.S., Pereira, L.S., 2018b. Comparing SPI and RDI Applied at Local Scale as Influenced by Climate. *Water Resour. Manag.* 32. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1855-7>

- Mesbahzadeh, T., Mirakbari, M., Mohseni Saravi, M., Soleimani Sardoo, F., Miglietta, M.M., 2019. Meteorological drought analysis using copula theory and drought indicators under climate change scenarios (RCP). *Meteorol. Appl.* 27. <https://doi.org/10.1002/met.1856>
- Mishra, A.K., Desai, V.R., 2005. Drought forecasting using stochastic models. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 19, 326–339. <https://doi.org/10.1007/s00477-005-0238-4>
- Mo, C., Mo, G., Qin, J., Zhou, M., Yang, Q., Huang, Y., Yang, Y., 2019. Rainfall and runoff characteristics in a karstic basin of China. *J. Water Clim. Chang.* 10, 117–129. <https://doi.org/10.2166/wcc.2018.073>
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *J. Hydrol.* 318, 200–214. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.014>
- Nalbantis, I., 2008. Evaluation of a Hydrological Drought Index, *European Water*.
- Nalbantis, I., Tsakiris, G., 2009. Assessment of Hydrological Drought Revisited. *Water Resour. Manag.* 23, 881–897. <https://doi.org/10.1007/s11269-008-9305-1>
- Naresh Kumar, M., Murthy, C.S., Sessa Sai, M.V.R., Roy, P.S., 2009. On the use of Standardized Precipitation Index (SPI) for drought intensity assessment. *Meteorol. Appl.* 16, 381–389. <https://doi.org/10.1002/met.136>
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Ndehedehe, C.E., Anyah, R.O., Alsdorf, D., Agutu, N.O., Ferreira, V.G., 2019. Modelling the impacts of global multi-scale climatic drivers on hydro-climatic extremes (1901–2014) over the Congo basin. *Sci. Total Environ.* 651. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.203>
- Oguntunde, P.G., Lischeid, G., Abiodun, B.J., 2018. Impacts of climate variability and change on drought characteristics in the Niger River Basin, West Africa. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 32, 1017–1034. <https://doi.org/10.1007/s00477-017-1484-y>
- Okkan, U., Fistikoglu, O., 2014. Evaluating climate change effects on runoff by statistical downscaling and hydrological model GR2M. *Theor. Appl. Climatol.* 117, 343–361. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-1005-y>
- Ouhamdouch, S., Bahir, M., Carreira, P.M., Zouari, K., 2019. Climate Change Impact on Future Flows in Semi-arid Environment, Case of Essaouira Basin (Morocco). pp. 305–308. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01572-5_72
- Pan, Z., Liu, P., Xu, C., Cheng, L., Tian, J., Cheng, S., Xie, K., 2020. The Influence of a Prolonged Meteorological Drought on the Catchment Water Storage Capacity: A Hydrological Model Perspective. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* <https://doi.org/10.5194/hess-2019-692>
- Pathak, A.A., Channaveerappa, Dodamani, B.M., 2016. Comparison of two hydrological drought indices. *Perspect. Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.pisc.2016.06.039>

- Peña-Gallardo, M., Vicente-Serrano, S.M., Hannaford, J., Lorenzo-Lacruz, J., Svoboda, M., Domínguez-Castro, F., Maneta, M., Tomas-Burguera, M., Kenawy, A. El, 2019. Complex influences of meteorological drought time-scales on hydrological droughts in natural basins of the contiguous United States. *J. Hydrol.* <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.026>
- Piechota, T.C., Dracup, J.A., 1996. Drought and regional hydrologic variation in the United States: Associations with the El Niño-Southern oscillation. *Water Resour. Res.* <https://doi.org/10.1029/96WR00353>
- Potopová, V., Štěpánek, P., Zahradníček, P., Farda, A., Türkott, L., Soukup, J., 2018. Projected changes in the evolution of drought on various timescales over the Czech Republic according to Euro-CORDEX models. *Int. J. Climatol.* <https://doi.org/10.1002/joc.5421>
- Poulin, A., Huard, D., Favre, A.-C., Pugin, S., 2007. Importance of Tail Dependence in Bivariate Frequency Analysis. *J. Hydrol. Eng.* 12, 394–403. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2007\)12:4\(394\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:4(394))
- Räisänen, L., Schubert, K., Jaakonsaari, T., Alatosava, T., 2004. Characterization of lipoteichoic acids as *Lactobacillus delbrueckii* phage receptor components. *J. Bacteriol.* 186. <https://doi.org/10.1128/JB.186.16.5529-5532.2004>
- Rao, A.R., Hamed, K.H., 1997. Regional Frequency Analysis of Wabash River Flood Data by L-Moments. *J. Hydrol. Eng.* 2, 169–179. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1997\)2:4\(169\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1997)2:4(169))
- Raymond, F., Drobinski, P., Ullmann, A., Camberlin, P., 2018a. Extreme dry spells over the Mediterranean Basin during the wet season: Assessment of HyMeX/Med-CORDEX regional climate simulations (1979-2009). *Int. J. Climatol.* 38, 3090–3105. <https://doi.org/10.1002/joc.5487>
- Raymond, F., Ullmann, A., Camberlin, P., Oueslati, B., Drobinski, P., 2018b. Atmospheric conditions and weather regimes associated with extreme winter dry spells over the Mediterranean basin. *Clim. Dyn.* 50, 4437–4453. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3884-6>
- Riebsame, W.E., Changnon, S.A., Karl, T.R., 2019. Drought and natural resources management in the United States: Impacts and implications of the 1987-89 drought, Drought and Natural Resources Management in the United States: Impacts and Implications of the 1987-89 Drought. Taylor and Francis. <https://doi.org/10.4324/9780429045332>
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornbluh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., Tompkins, A., 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. Report / MPI für Meteorologie. <http://hdl.handle.net/11858/00-001M-0000-0012-0144-5>. Rep. / Max-Planck-Institut für Meteorol.
- Romano, E., Del Bon, A., Petrangeli, A.B., Preziosi, E., 2013. Generating synthetic time series of springs discharge in relation to standardized precipitation indices. Case study in Central Italy. *J. Hydrol.* 507, 86–99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.10.020>
- Rosenzweig, C., Iglesias, A., Yang, X.B., Epstein, P., Chivian, E., 2001. Climate Change and Extreme Weather Events; Implications for Food Production, Plant Diseases, and Pests. *Glob. Chang. Hum. Heal.* 2, 90–104. <https://doi.org/10.1023/A:1015086831467>

- Rummukainen, M., Räisänen, J., Bringfelt, B., Ullerstig, A., Omstedt, A., Willén, U., Hansson, U., Jones, C., 2001. A regional climate model for northern Europe: Model description and results from the downscaling of two GCM control simulations. *Clim. Dyn.* 17. <https://doi.org/10.1007/s003820000109>
- Rungee, J., Kim, U., 2017. Long-Term Assessment of Climate Change Impacts on Tennessee Valley Authority Reservoir Operations: Norris Dam. *Water* 9, 649. <https://doi.org/10.3390/w9090649>
- Salas-Méla, D., Chauvin, F., M, D., H, D., F, G.J., P, M., S, P., J.F, R., S, T., 2005. Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. *CNRM Work. note* 103, 36.
- Salvadori, G., Durante, F., De Michele, C., Bernardi, M., Petrella, L., 2016. A multivariate copula-based framework for dealing with hazard scenarios and failure probabilities. *Water Resour. Res.* 52, 3701–3721. <https://doi.org/10.1002/2015WR017225>
- Salvi, K., Ghosh, S., 2016. Projections of Extreme Dry and Wet Spells in the 21st Century India Using Stationary and Non-stationary Standardized Precipitation Indices. *Clim. Change* 139, 667–681. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1824-9>
- Samuelsson, P., Jones, C.G., Willén, U., Ullerstig, A., Gollvik, S., Hansson, U., Jansson, C., Kjellström, E., Nikulin, G., Wyser, K., 2011. The Rossby Centre Regional Climate model RCA3: Model description and performance. *Tellus, Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr.* 63. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00478.x>
- Santillán, D., Iglesias, A., La Jeunesse, I., Garrote, L., Sotes, V., 2019. Vineyards in transition: A global assessment of the adaptation needs of grape producing regions under climate change. *Sci. Total Environ.* 657, 839–852. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2018.12.079>
- Schilling, J., Freier, K.P., Hertig, E., Scheffran, J., 2012. Climate change, vulnerability and adaptation in North Africa with focus on Morocco. *Agric. Ecosyst. Environ.* 156. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.04.021>
- Schumacher, D.L., Keune, J., van Heerwaarden, C.C., Vilà-Guerau de Arellano, J., Teuling, A.J., Miralles, D.G., 2019. Amplification of mega-heatwaves through heat torrents fuelled by upwind drought. *Nat. Geosci.* 12. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0431-6>
- Seguí, P.Q., Ribes, A., Martín, E., Habets, F., Boé, J., 2010. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *J. Hydrol.* 383, 111–124.
- Sehgal, V., Sridhar, V., 2018. Effect of hydroclimatological teleconnections on the watershed-scale drought predictability in the southeastern United States. *Int. J. Climatol.* 38, e1139–e1157. <https://doi.org/10.1002/joc.5439>
- Şen, Z., 1998. Average Areal Precipitation by Percentage Weighted Polygon Method. *J. Hydrol. Eng.* 3, 69–72. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1998\)3:1\(69\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1998)3:1(69))
- Shahbazi, A.R.N., Zahraie, B., Sedghi, H., Manshouri, M., Nasser, M., 2011. Seasonal meteorological drought prediction using support vector machine. *World Appl. Sci. J.*
- Sharma, S., Mujumdar, P., 2017. Increasing frequency and spatial extent of concurrent meteorological droughts and heatwaves in India. *Sci. Rep.* 7. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-15896-3>

- She, D., Xia, J., 2018. Copulas-Based Drought Characteristics Analysis and Risk Assessment across the Loess Plateau of China. *Water Resour. Manag.* 32, 547–564. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1826-z>
- Sheffield, J., Wood, E.F., 2008. Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Clim. Dyn.* 31, 79–105. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0340-z>
- Shiau, J.T., 2006. Fitting Drought Duration and Severity with Two-Dimensional Copulas. *Water Resour. Manag.* 20, 795–815. <https://doi.org/10.1007/s11269-005-9008-9>
- Shiau, J.T., 2003. Return period of bivariate distributed extreme hydrological events. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 17, 42–57. <https://doi.org/10.1007/s00477-003-0125-9>
- Shiru, M.S., Chung, E.S., Shahid, S., Alias, N., 2020. GCM selection and temperature projection of Nigeria under different RCPs of the CMIP5 GCMS. *Theor. Appl. Climatol.* 141. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03274-5>
- Shukla, S., Wood, A.W., 2008. Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophys. Res. Lett.* 35, L02405. <https://doi.org/10.1029/2007GL032487>
- Sibuya, M., 1960. Bivariate extreme statistics, I. *Ann. Inst. Stat. Math.* 11, 195–210. <https://doi.org/10.1007/BF01682329>
- Sidibe, M., Dieppois, B., Eden, J., Mahé, G., Paturel, J.E., Amoussou, E., Anifowose, B., Van De Wiel, M., Lawler, D., 2020. Near-term impacts of climate variability and change on hydrological systems in West and Central Africa. *Clim. Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05102-7>
- Sienz, F., Bothe, O., Fraedrich, K., 2012. Monitoring and quantifying future climate projections of dryness and wetness extremes: SPI bias. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16. <https://doi.org/10.5194/hess-16-2143-2012>
- Sklar, A., 1959. Fonctions de répartition à n dimensions et leurs marges. *Publ. Inst. Statist., Univ. Paris-VIII.*
- Soh, Y.W., Koo, C.H., Huang, Y.F., Fung, K.F., 2018. Application of artificial intelligence models for the prediction of standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) at Langat River Basin, Malaysia. *Comput. Electron. Agric.* 144, 164–173. <https://doi.org/10.1016/J.COMPAG.2017.12.002>
- Speth, P., Christoph, M., Diekkrüger, B., Bollig, M., Fink, B.A.H., Goldbach, H., Heckelei, T., Menz, G., Reichert, B., Rössler, M., 2010. Impacts of global change on the hydrological cycle in west and Northwest Africa, Impacts of Global Change on the Hydrological Cycle in West and Northwest Africa. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-12957-5>
- Spinoni, J., Naumann, G., Carrao, H., Barbosa, P., Vogt, J., 2014. World drought frequency, duration, and severity for 1951–2010. *Int. J. Climatol.* 34, 2792–2804. <https://doi.org/10.1002/joc.3875>
- Spinoni, J., Vogt, J., Naumann, G., Carrao, H., Barbosa, P., 2015. Towards identifying areas at climatological risk of desertification using the Köppen-Geiger classification and FAO

aridity index. *Int. J. Climatol.* 35, 2210–2222. <https://doi.org/10.1002/joc.4124>

Stagge, J., Tallaksen, L., Rizzi, J., 2015. Future meteorological drought: projections of regional climate models for Europe. EGU Gen. Assem. 2015, held 12-17 April. 2015 Vienna, Austria. id.7749 17.

Stagge, J.H., Tallaksen, L.M., Gudmundsson, L., Van Loon, A.F., Stahl, K., 2015. Candidate Distributions for Climatological Drought Indices (SPI and SPEI). *Int. J. Climatol.* 35, 4027–4040. <https://doi.org/10.1002/joc.4267>

Svoboda, M., LeComte, D., Hayes, M., Heim, R., Gleason, K., Angel, J., Rippey, B., Tinker, R., Palecki, M., Stooksbury, D., Miskus, D., Stephens, S., 2002. The drought monitor. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2002\)083<1181:TDM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2002)083<1181:TDM>2.3.CO;2)

Taibi, S., Meddi, M., Mahé, G., Assani, A., 2017. Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall. *Theor. Appl. Climatol.* 127, 241–257. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1626-4>

Taibi, S., Meddi, M., Souag, D., Mahe, G., 2013. Evolution et régionalisation des précipitations au nord de l'Algérie (1936-2009), in: IAHS-AISH Proceedings and Reports.

Tallaksen, L.M., Lanen, H.A.J. van, 2004. Hydrological drought: processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Elsevier.

Todorovic, A., Plavsic, J., 2016. The role of conceptual hydrologic model calibration in climate change impact on water resources assessment. *J. Water Clim. Chang.* 7, 16–28. <https://doi.org/10.2166/wcc.2015.086>

Tosunoglu, F., Kisi, O., 2016. Joint modelling of annual maximum drought severity and corresponding duration. *J. Hydrol.* 543, 406–422. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2016.10.018>

Tramblay, Y., Hertig, E., 2018. Modelling extreme dry spells in the Mediterranean region in connection with atmospheric circulation. *Atmos. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.11.015>

Tramblay, Y., Jarlan, L., Hanich, L., Somot, S., 2018. Future Scenarios of Surface Water Resources Availability in North African Dams. *Water Resour. Manag.* <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1870-8>

Tramblay, Y., Koutroulis, A., Samaniego, L., Vicente-Serrano, S.M., Volaire, F., Boone, A., Le Page, M., Llasat, M.C., Albergel, C., Burak, S., Cailleret, M., Kalin, K.C., Davi, H., Dupuy, J.L., Greve, P., Grillakis, M., Hanich, L., Jarlan, L., Martin-StPaul, N., Martínez-Vilalta, J., Mouillot, F., Pulido-Velazquez, D., Quintana-Seguí, P., Renard, D., Turco, M., Türkeş, M., Trigo, R., Vidal, J.P., Vilagrosa, A., Zribi, M., Polcher, J., 2020. Challenges for drought assessment in the Mediterranean region under future climate scenarios. *Earth-Science Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103348>

Tramblay, Y., Somot, S., 2018. Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Clim. Change* 151, 289–302. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2300-5>

Trenberth, K.E., Fasullo, J.T., Shepherd, T.G., 2015. Attribution of climate extreme events. *Nat. Clim. Chang.* <https://doi.org/10.1038/nclimate2657>

- Turco, M., Von Hardenberg, J., AghaKouchak, A., Llasat, M.C., Provenzale, A., Trigo, R.M., 2017. On the key role of droughts in the dynamics of summer fires in Mediterranean Europe. *Sci. Rep.* 7. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-00116-9>
- Uden, P., Rontu, L., Järvinen, H., Lynch, P., Calvo, J., Cats, G., Cuxart, J., Eerola, K., Fortelius, C., Garcia-Moya, J.A., others, 2002. HIRLAM-5 scientific documentation. Available from SMHI, S-601767 Norrköping, Sweden.
- UNEP (United Nations Environment Programme), 2006. *Geo Yearbook: An Overview of Our Changing Environment 2006, Global Environment Outlook Year Book.*
- Vergni, L., Di Lena, B., Todisco, F., Mannocchi, F., 2017. Uncertainty in drought monitoring by the Standardized Precipitation Index: the case study of the Abruzzo region (central Italy). *Theor. Appl. Climatol.* 128, 13–26. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1685-6>
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., 2010. A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *J. Clim.* 23, 1696–1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Wang, L., Zeng, Y., Chen, T., 2015. Back propagation neural network with adaptive differential evolution algorithm for time series forecasting. *Expert Syst. Appl.* <https://doi.org/10.1016/j.eswa.2014.08.018>
- Wang, Y., Yang, J., Chang, J., Zhang, R., 2019. Assessing the drought mitigation ability of the reservoir in the downstream of the Yellow River. *Sci. Total Environ.* 646, 1327–1335. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2018.07.316>
- Wilhite, D.A., 2005. Drought and water crises: Science, technology, and management issues, *Drought and Water Crises: Science, Technology, and Management Issues.*
- Wilhite, D.A., 1997. RESPONDING TO DROUGHT: COMMON THREADS FROM THE PAST, VISIONS FOR THE FUTURE. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 33, 951–959. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1997.tb04116.x>
- Wilhite, D.A., Glantz, M.H., 1985. Understanding: The drought phenomenon: The role of definitions. *Water Int.* <https://doi.org/10.1080/02508068508686328>
- Wilhite, D.A., Pulwarty, R.S., 2017. Drought and water crises: Lessons drawn, some lessons learned, and the road ahead, in: *Drought and Water Crises: Integrating Science, Management, and Policy, Second Edition.* <https://doi.org/10.1201/b22009>
- Wilhite, D.A., Sivakumar, M.V.K., Pulwarty, R., 2014. Managing drought risk in a changing climate: The role of national drought policy. *Weather Clim. Extrem.* <https://doi.org/10.1016/j.wace.2014.01.002>
- Winter warm spell and summer heatwaves | Copernicus <https://climate.copernicus.eu/ESOTC/2019/winter-warm-spell-and-summer-heatwaves> (accessed 8.9.20).
- WMO, 2008. *Guide to Hydrological Practice, Volume I, Hydrology – From Measurement to Hydrological Information., Sixth edit. ed.* World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland.

Wong, G., Lambert, M.F., Leonard, M., Metcalfe, A. V., 2010. Drought Analysis Using Trivariate Copulas Conditional on Climatic States. *J. Hydrol. Eng.* 15. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)he.1943-5584.0000169](https://doi.org/10.1061/(asce)he.1943-5584.0000169)

World Meteorological Organization, 2019. WMO statement on the status of the global climate in 2019, World Meteorological Organization.

Wu, H., Svoboda, M.D., Hayes, M.J., Wilhite, D.A., Wen, F., Wu, H., Svoboda, M.D., Hayes, M.J., Wilhite, D.A., Fujiang, W., 2007. Appropriate Application of the Standardized Precipitation Index in Arid Locations and Dry Seasons. *Int. J. Climatol.* 27, 65–79. <https://doi.org/10.1002/joc.1371>

Wu, J., Chen, X., Yao, H., Gao, L., Chen, Y., Liu, M., 2017. Non-linear relationship of hydrological drought responding to meteorological drought and impact of a large reservoir. *J. Hydrol.* <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.029>

Xu, Y.-P., Booij, M.J., Tong, Y.-B., 2010. Uncertainty analysis in statistical modeling of extreme hydrological events. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 24, 567–578. <https://doi.org/10.1007/s00477-009-0337-8>

Yang, P., Xia, J., Zhang, Y., Zhan, C., Qiao, Y., 2018. Comprehensive assessment of drought risk in the arid region of Northwest China based on the global palmer drought severity index gridded data. *Sci. Total Environ.* 627, 951–962. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2018.01.234>

Yuan, X., Ma, Z., Pan, M., Shi, C., 2015. Microwave remote sensing of short-term droughts during crop growing seasons. *Geophys. Res. Lett.* 42. <https://doi.org/10.1002/2015GL064125>

Zamoum, S., Souag-Gamane, D., 2019. Monthly streamflow estimation in ungauged catchments of northern Algeria using regionalization of conceptual model parameters. *Arab. J. Geosci.* 12, 342. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4487-9>

Zargar, A., Sadiq, R., Naser, B., Khan, F.I., 2011. A review of drought indices. *Environ. Rev.* <https://doi.org/10.1139/a11-013>

Zeroual, A., Assani, A., Meddi, M., 2017. Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate to climate indices in Northern Algeria over the 1972–2013 period. *Hydrol. Res.* 48, 584–595.

Zeroual, A., Assani, A.A., Meddi, H., Bouabdelli, S., Zeroual, S., Alkama, R., 2020. Assessment of Projected Precipitations and Temperatures Change Signals over Algeria Based on Regional Climate Model: RCA4 Simulations, in: *Handbook of Environmental Chemistry*. Springer Science and Business Media Deutschland GmbH, pp. 135–159. https://doi.org/10.1007/698_2020_526

Zeroual, A., Assani, A.A., Meddi, M., Alkama, R., 2019. Assessment of climate change in Algeria from 1951 to 2098 using the Köppen–Geiger climate classification scheme. *Clim. Dyn.* 52(1–2), 227–243. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4128-0>

Zeroual, A., Meddi, M., Bensaad, S., 2013. The impact of climate change on river flow in arid and semi-arid rivers in Algeria. *IAHS Publ.*359.

- Zerouali, B., Mesbah, M., Chettih, M., Djemai, M., 2018. Contribution of cross time-frequency analysis in assessment of possible relationships between large-scale climatic fluctuations and rainfall of northern central Algeria. *Arab. J. Geosci.* 11, 392. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3728-7>
- Zhang, D., Chen, P., Zhang, Q., Li, X., 2017a. Copula-based probability of concurrent hydrological drought in the Poyang lake-catchment-river system (China) from 1960 to 2013. *J. Hydrol.* 553, 773–784. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2017.08.046>
- Zhang, D., Chen, P., Zhang, Q., Li, X., 2017b. Copula-based probability of concurrent hydrological drought in the Poyang lake-catchment-river system (China) from 1960 to 2013. *J. Hydrol.* 553, 773–784. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2017.08.046>
- Zhang, Q., Xiao, M., Singh, V.P., 2015. Uncertainty evaluation of copula analysis of hydrological droughts in the East River basin, China. *Glob. Planet. Change* 129, 1–9. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2015.03.001>
- Zhang, X., Obringer, R., Wei, C., Chen, N., Niyogi, D., 2017. Droughts in India from 1981 to 2013 and Implications to Wheat Production. *Sci. Rep.* 7. <https://doi.org/10.1038/srep44552>
- Zhang, Y., Li, W., Chen, Q., Pu, X., Xiang, L., 2017. Multi-models for SPI drought forecasting in the north of Haihe River Basin, China. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 31, 2471–2481. <https://doi.org/10.1007/s00477-017-1437-5>
- Zhao, L., Liu, C., Sobkowiak, L., Wu, X., Liu, J., 2019. A review of underlying surface parameterization methods in hydrologic models. *J. Geogr. Sci.* 29, 1039–1060. <https://doi.org/10.1007/s11442-019-1643-9>
- Zhao, P., Lü, H., Fu, G., Zhu, Y., Su, J., Wang, J., Zhao, P., Lü, H., Fu, G., Zhu, Y., Su, J., Wang, J., 2017. Uncertainty of Hydrological Drought Characteristics with Copula Functions and Probability Distributions: A Case Study of Weihe River, China. *Water* 9, 334. <https://doi.org/10.3390/w9050334>
- Zkhiri, W., Trambly, Y., Hanich, L., Jarlan, L., Ruelland, D., 2019. Spatiotemporal characterization of current and future droughts in the High Atlas basins (Morocco). *Theor. Appl. Climatol.* 135, 593–605. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2388-6>

Annexe **A**

Interpolation spatiale des stations pluviométriques par la méthode de polygone de Thiessen.

Tableau A.1 /Coordonnées géographiques et régions d'influence de chaque station pluviométrique et leur pourcentage dans la superficie totale de la plaine.

Plain	Rain-gauge	Latitude (N)	Longitude	Thiessen Polygon	Area in Plain (km2)	Percent in total plain Area (%)
Mitidja	Dar el Beidha	36° 41'	3° 13' E	S1	962.43	42.01
	Larbaa	36° 33'	3° 9' E	S2	277.06	12.09
	Boufarik Pepiniere	36° 34'	2° 54' E	S3	292.36	12.76
	Beni Mered	36° 31'	2° 51' E	S4	98.01	4.28
	Oued el Alleug	36° 33'	2° 47' E	S5	258.09	11.27
	Ameur el Ain	36° 28'	2° 34' E	S6	403.05	17.59
High Cheliff	Khemis Miliana INRA	36° 9'	2° 3' E	S1	1294.90	57.34
	Sidi Lakhdar	36° 13'	1° 51' E	S2	963.51	42.66
Middle Cheliff	Ain Defla	36° 8'	1° 32' E	S1	490.32	29.66
	Rouina Mairie	36° 6'	1° 22' E	S2	709.53	42.92
	Ponteba Barrage	36° 5'	1° 5' E	S3	453.29	27.42
Low Cheliff	Chlef	35° 56'	1° 6' E	S1	497.54	52.79
	Es Souala Domaine	35° 54'	0° 56' E	S2	444.90	47.21
Ghriss	Maoussa	35° 22'	0° 14' E	S1	303.58	38.24
	Matemore	35° 17'	0° 4' E	S2	490.37	61.76
Sidi Bel Abbes	Sidi Bel Abbes	35° 15'	0° 27' O	S1	368.25	42.02
	Hassi Zehana	35° 11'	0° 38' O	S2	351.68	40.13
	Ben Badis	35° 4'	0° 40' O	S3	156.38	17.85
Maghnia	Maghnia	34° 47'	1° 42' O	S1	269.71	63.07
	Beni Ouassine	34° 50'	1° 48' O	S2	157.94	36.93

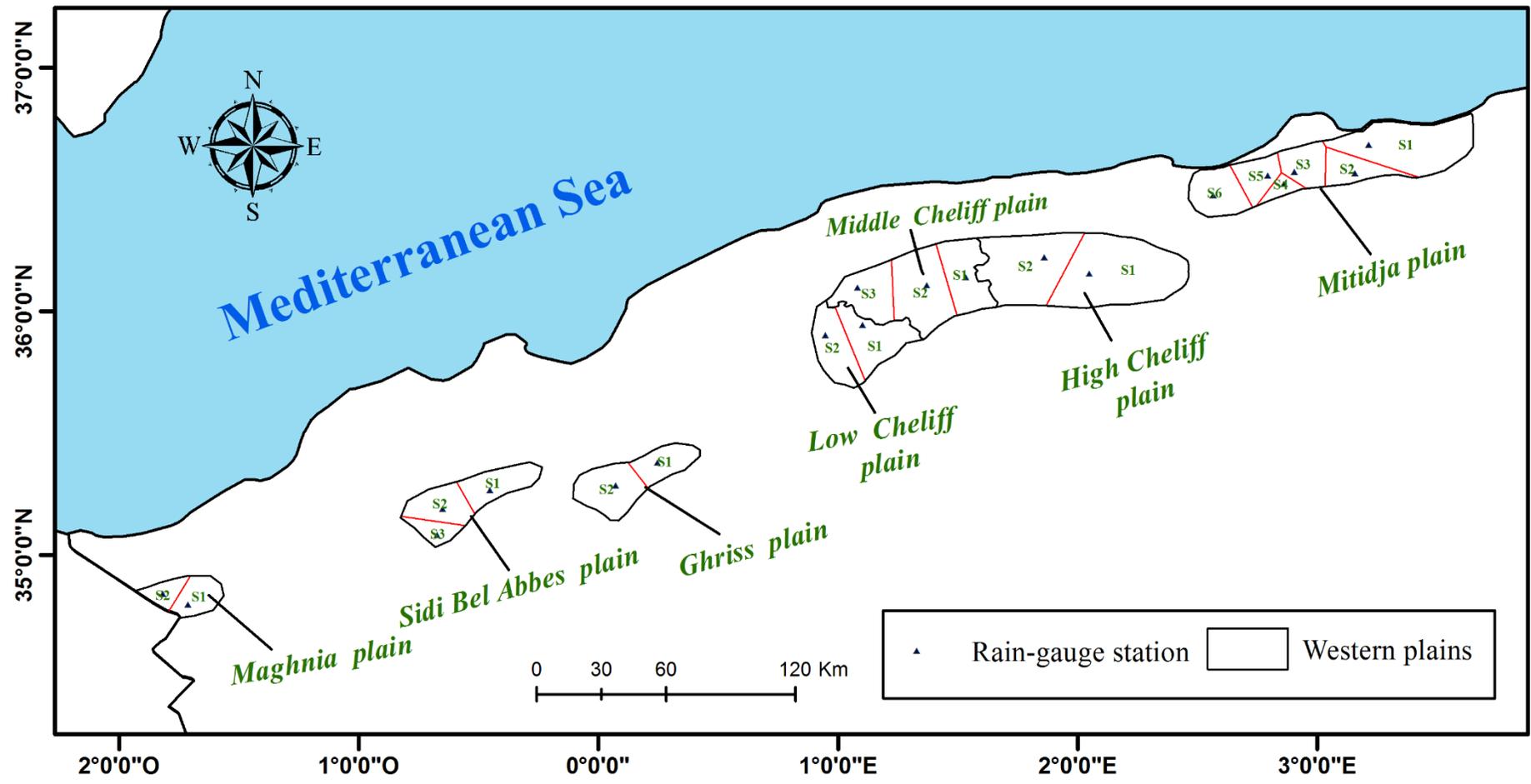
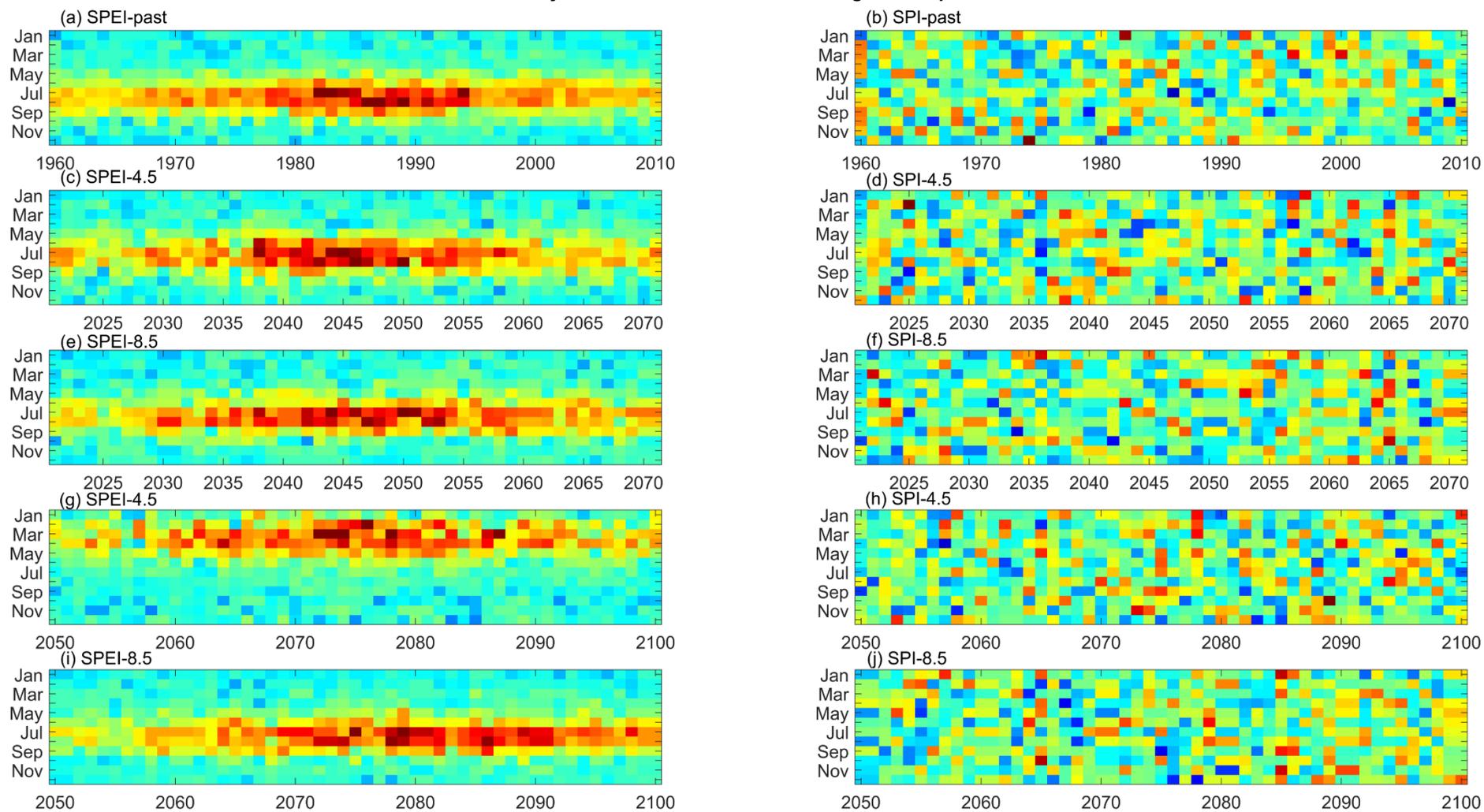


Figure A.1 | Polygone de Thiessen associé à chaque station pluviométrique.

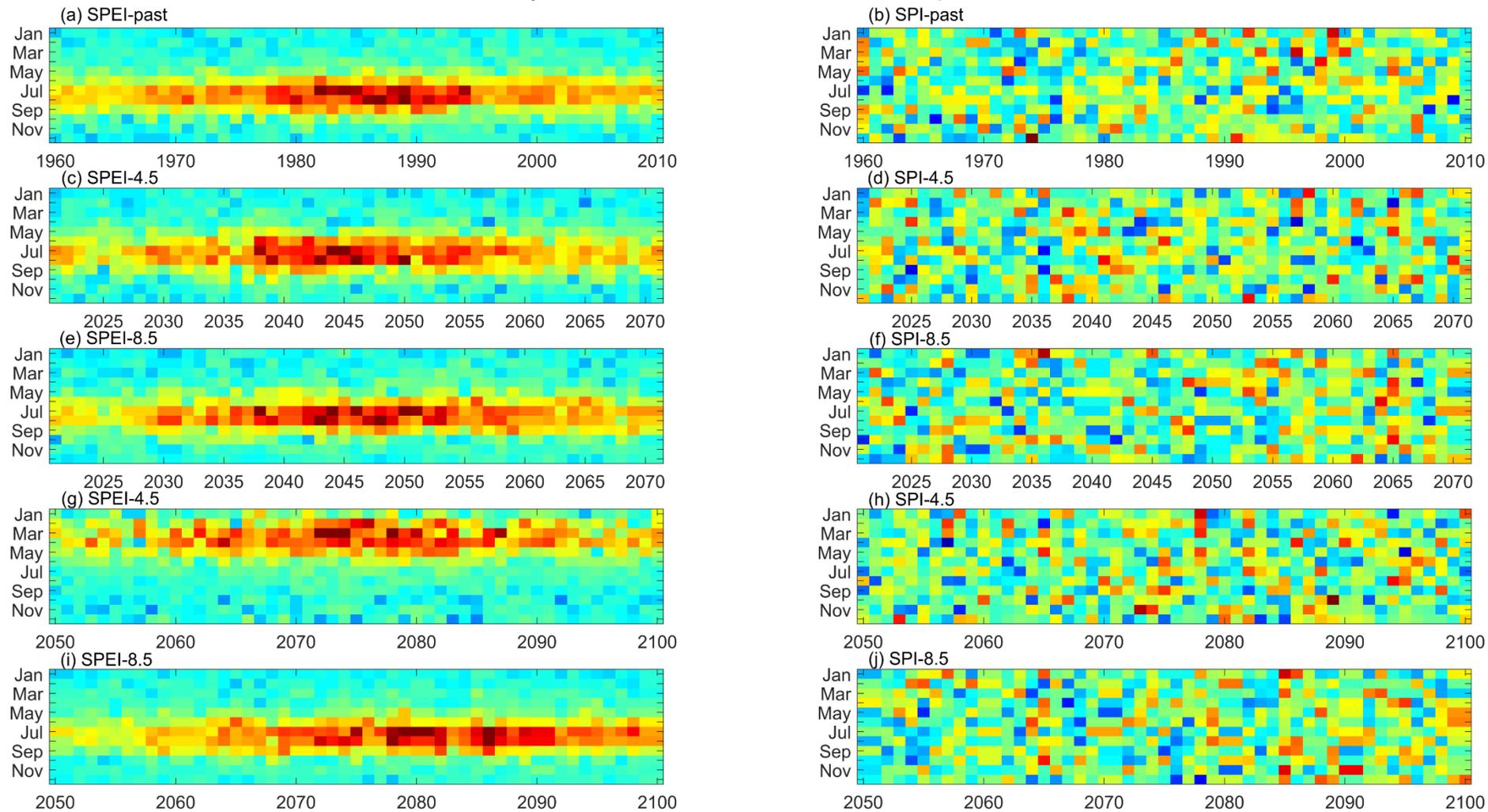
Annexe **B**

Variabilité mensuelle de SPEI-1 et SPI-1 Pour les plaines de Haut Cheliff, Moyen Cheliff, bas Cheliff, Ghriss, Sidi Bel Abbés et Maghnia pour la période de référence 1960-2010 et les deux périodes futurs : 2021-2071 et 2050-2100 selon les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5.

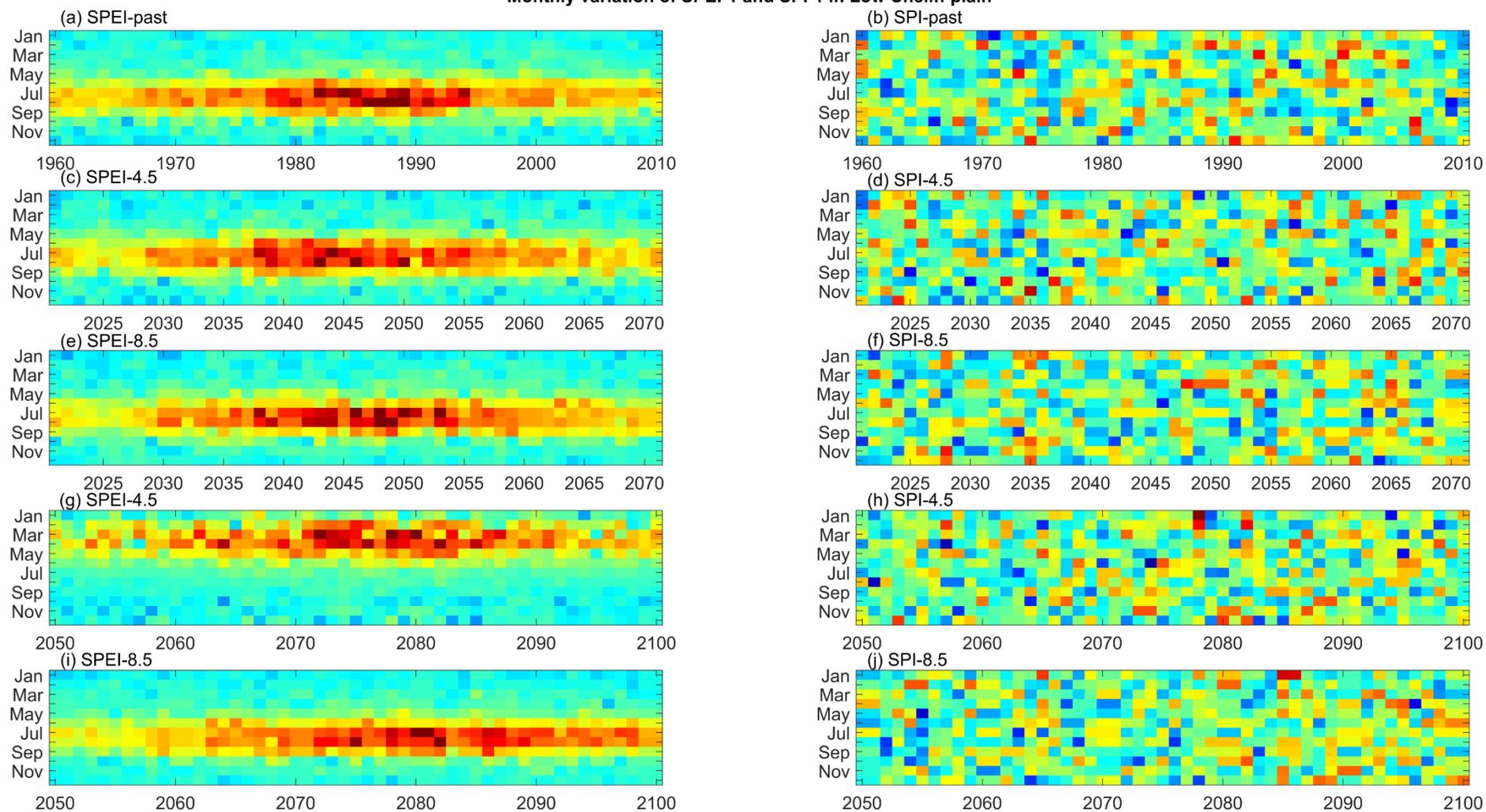
Monthly variation of SPEI-1 and SPI-1 in High Cheliff plain

*Figure B.1 | Cas du Haut Cheliff.*

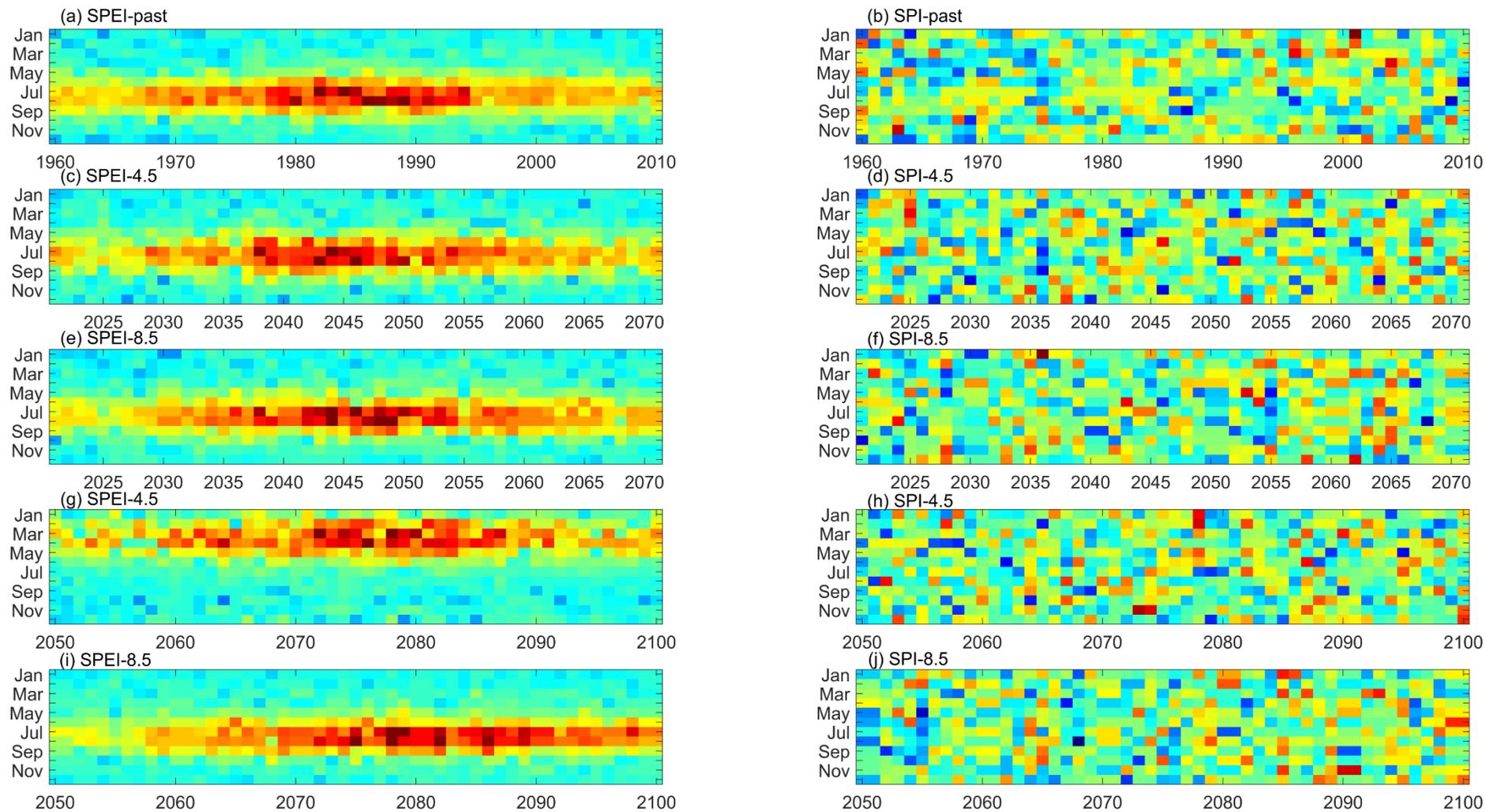
Monthly variation of SPEI-1 and SPI-1 in Middle Cheliff plain

*Figure B.2 / Cas du Moyen Cheliff.*

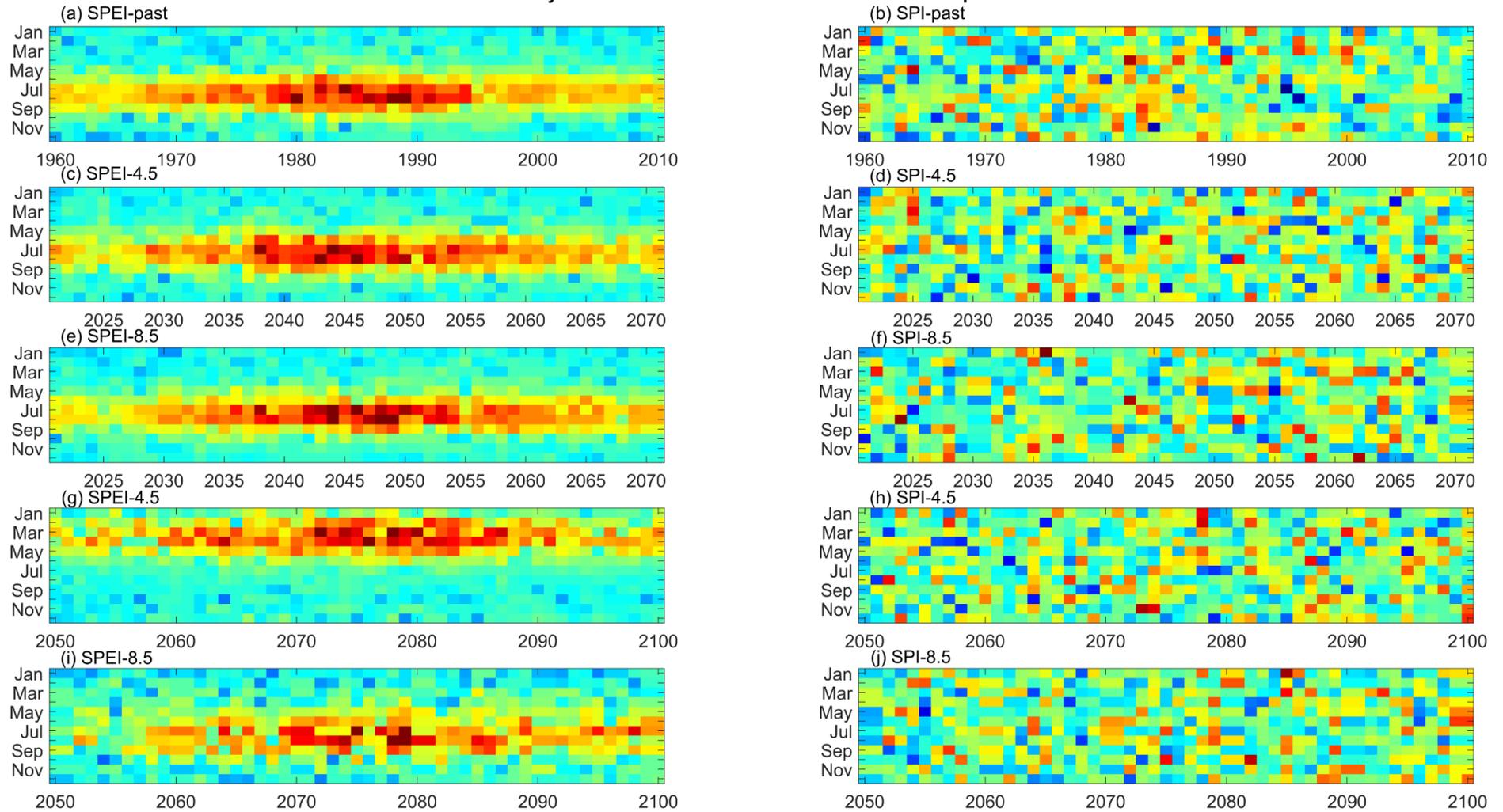
Monthly variation of SPEI-1 and SPI-1 in Low Cheliff plain

*Figure B.3 | Cas du Bas Cheliff.*

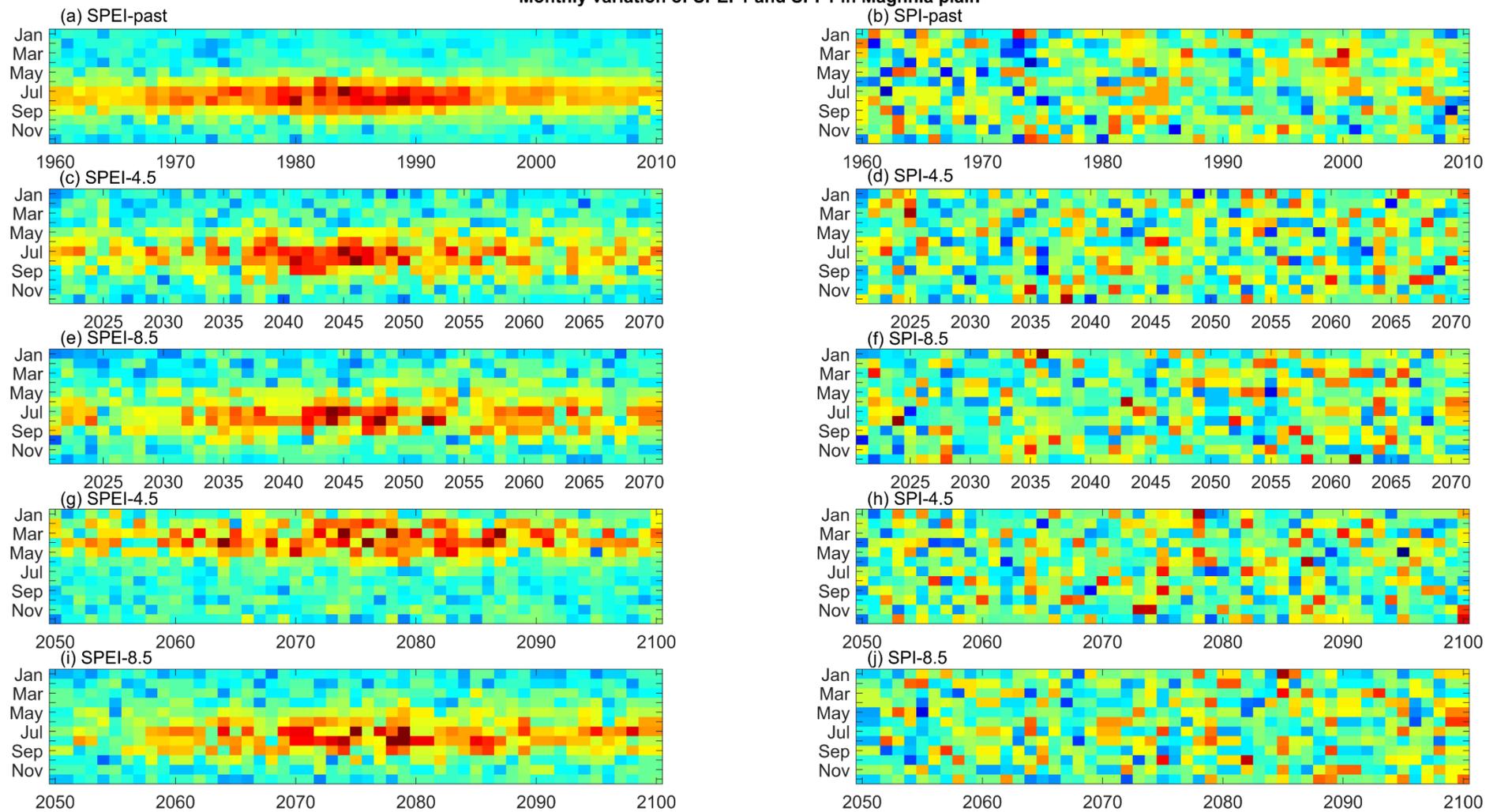
Monthly variation of SPEI-1 and SPI-1 in Ghriss plain

*Figure B.4 | Cas de Ghriss.*

Monthly variation of SPEI-1 and SPI-1 in Sidi Bel Abbas plain

*Figure B.5 / Cas de Sidi Bel Abbés.*

Monthly variation of SPEI-1 and SPI-1 in Maghnia plain

*Figure B.6 | cas de Maghnia.*

Annexe

C

Les distributions postérieures des paramètres des trois copules (Clayton, Frank et Gumbel) dérivées de la simulation MCMC pour les plaines de Haut Cheliff, Moyen Cheliff, bas Cheliff, Ghriss, Sidi Bel Abbès et Maghnia. L'astérisque rouge dans chaque box représente les estimations du maximum de vraisemblance (ML) dérivées de l'approche d'optimisation locale, tandis que les bars bleus sont les paramètres dérivés de MCMC et la croix bleue montre le paramètre de vraisemblance maximale du MCMC.

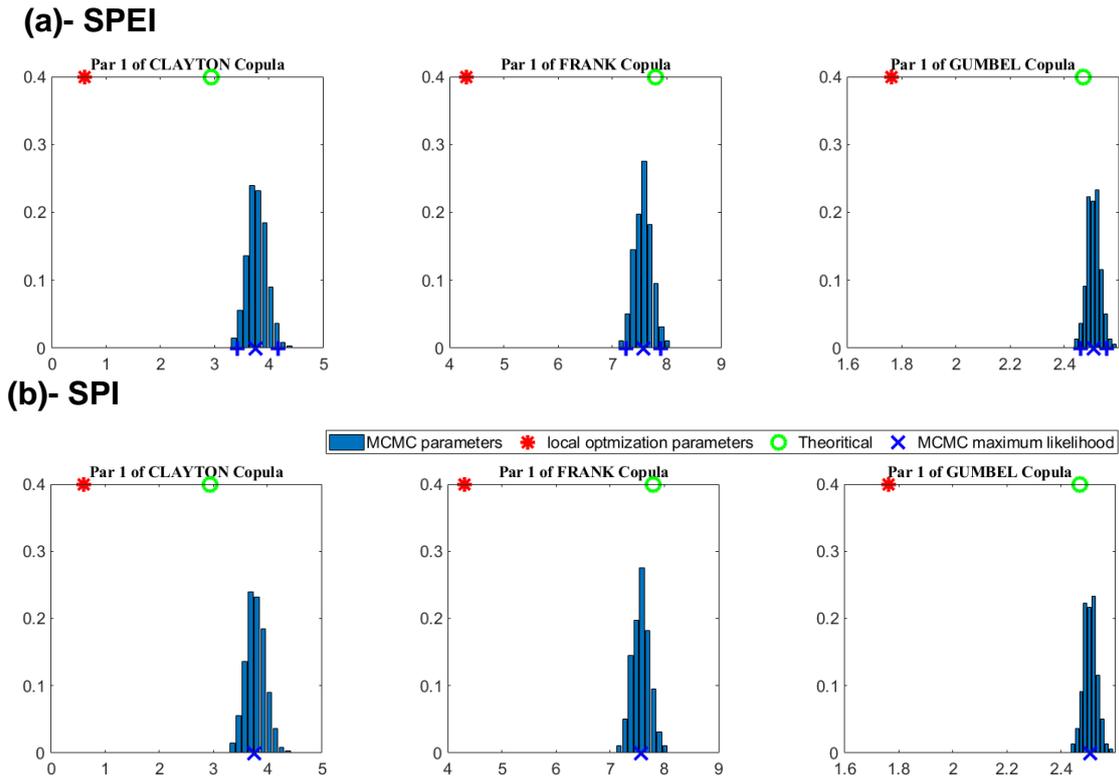


Figure C.1 | Cas du Haut Chélif.

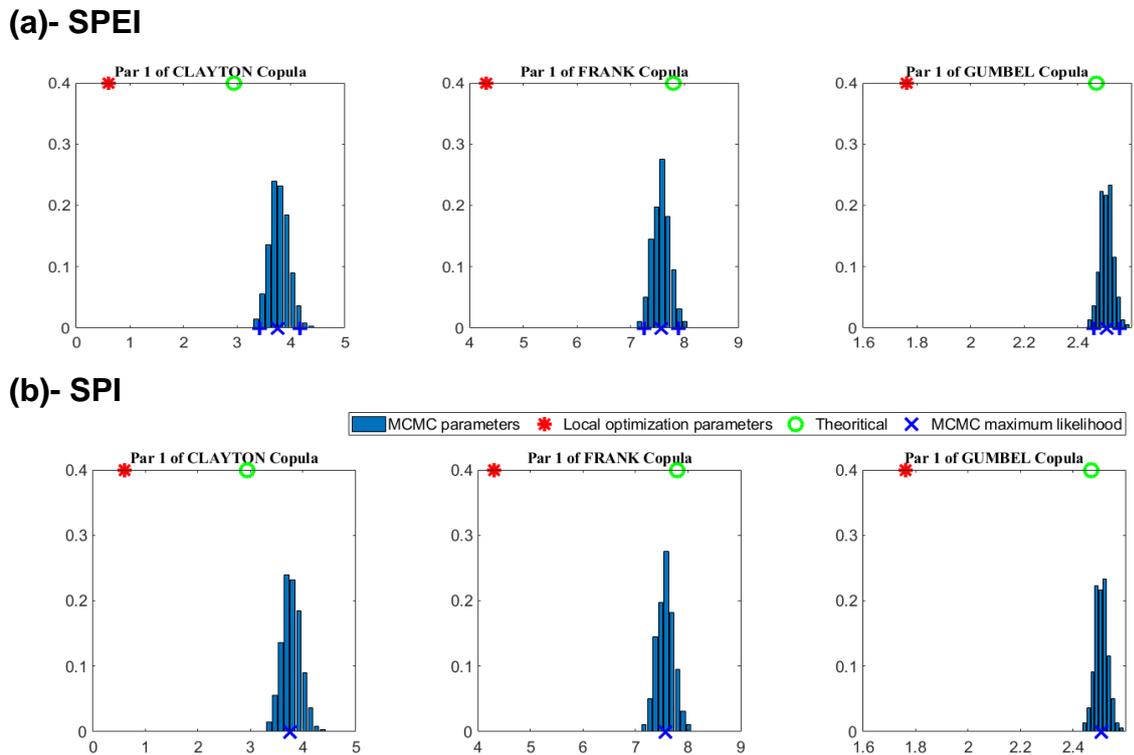
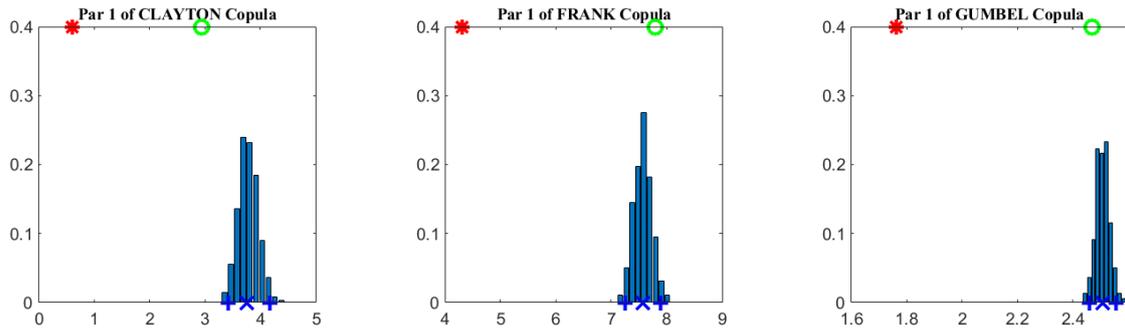


Figure C.2 | Cas du Moyen Chélif.

(a)- SPEI



(b)- SPI

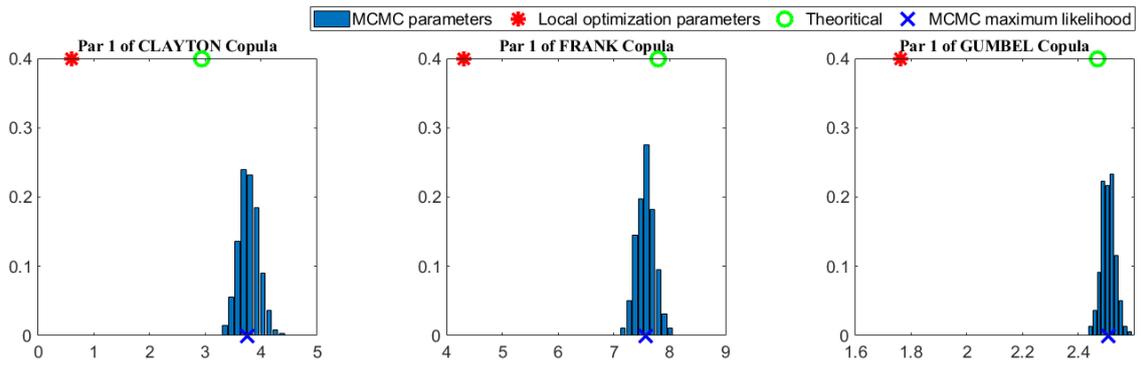
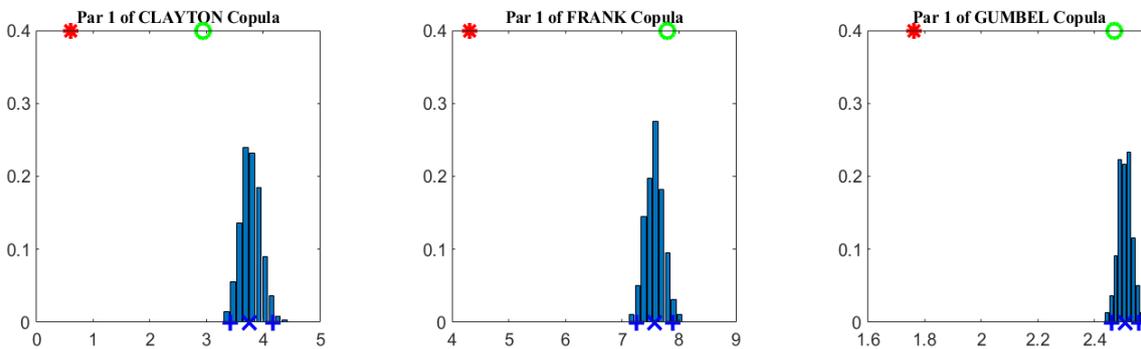


Figure C.3 / Cas du Bas Chéiff.

(a)- SPEI



(b)- SPI

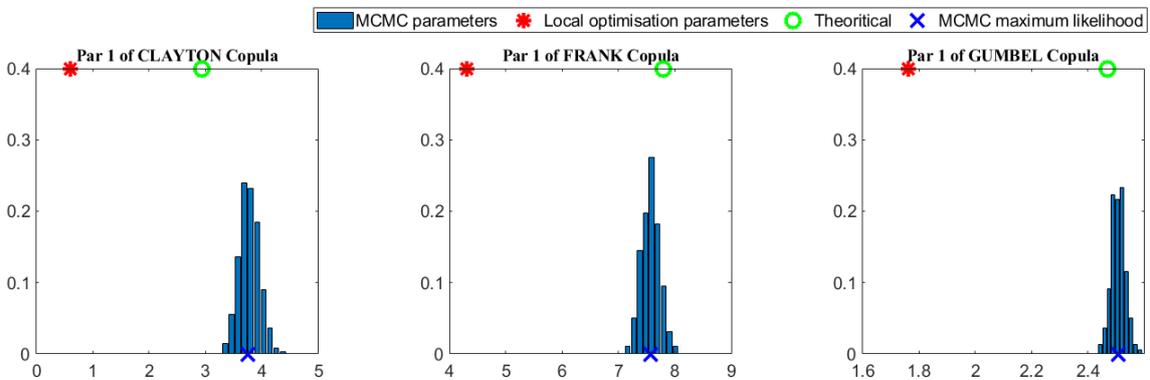
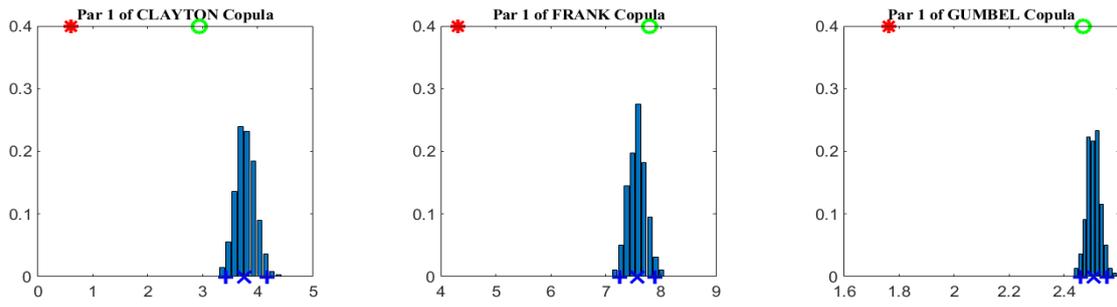


Figure C.4 / Cas de Ghriss.

(a)- SPEI



(b)- SPI

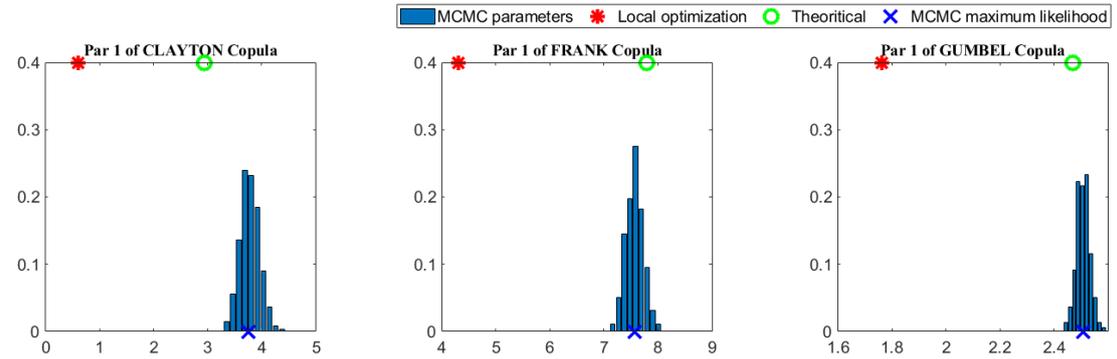
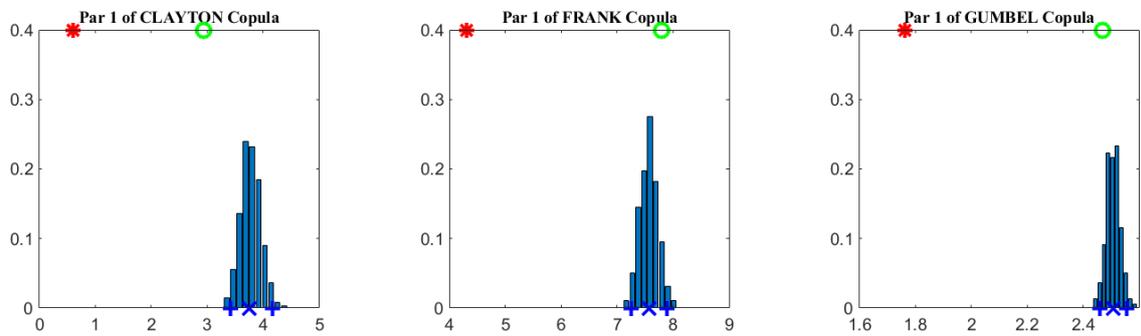


Figure C.5 / Cas de Sidi Bel abbés.

(a)- SPEI



(a)- SPI

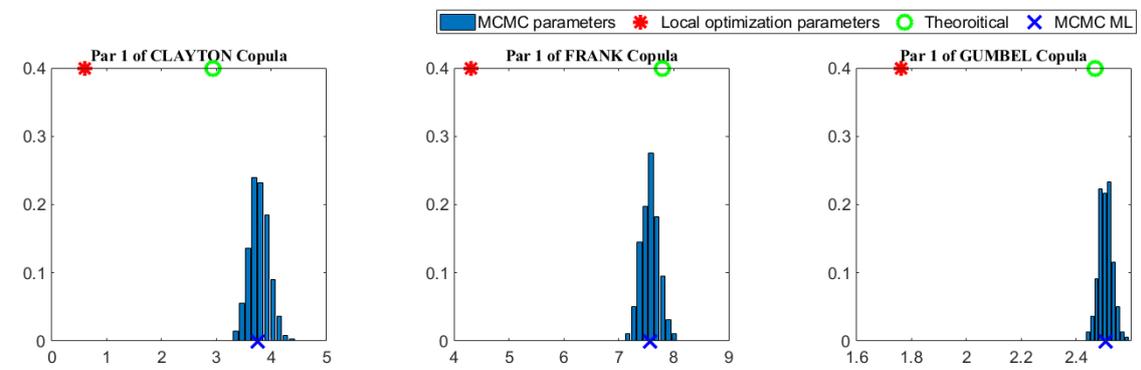


Figure C.5 / Cas de Maghnia.

Annexe **D**

Périodes de retours uni-variés et bi-variés de la durée et la sévérité des évènements de sécheresse définies par SPEI (copule Clayton) et SPI (copule Gumbel) pour les plaines de Haut Cheliff, Moyen Cheliff, bas Cheliff, Ghriss, Sidi Bel Abbès et Maghnia.

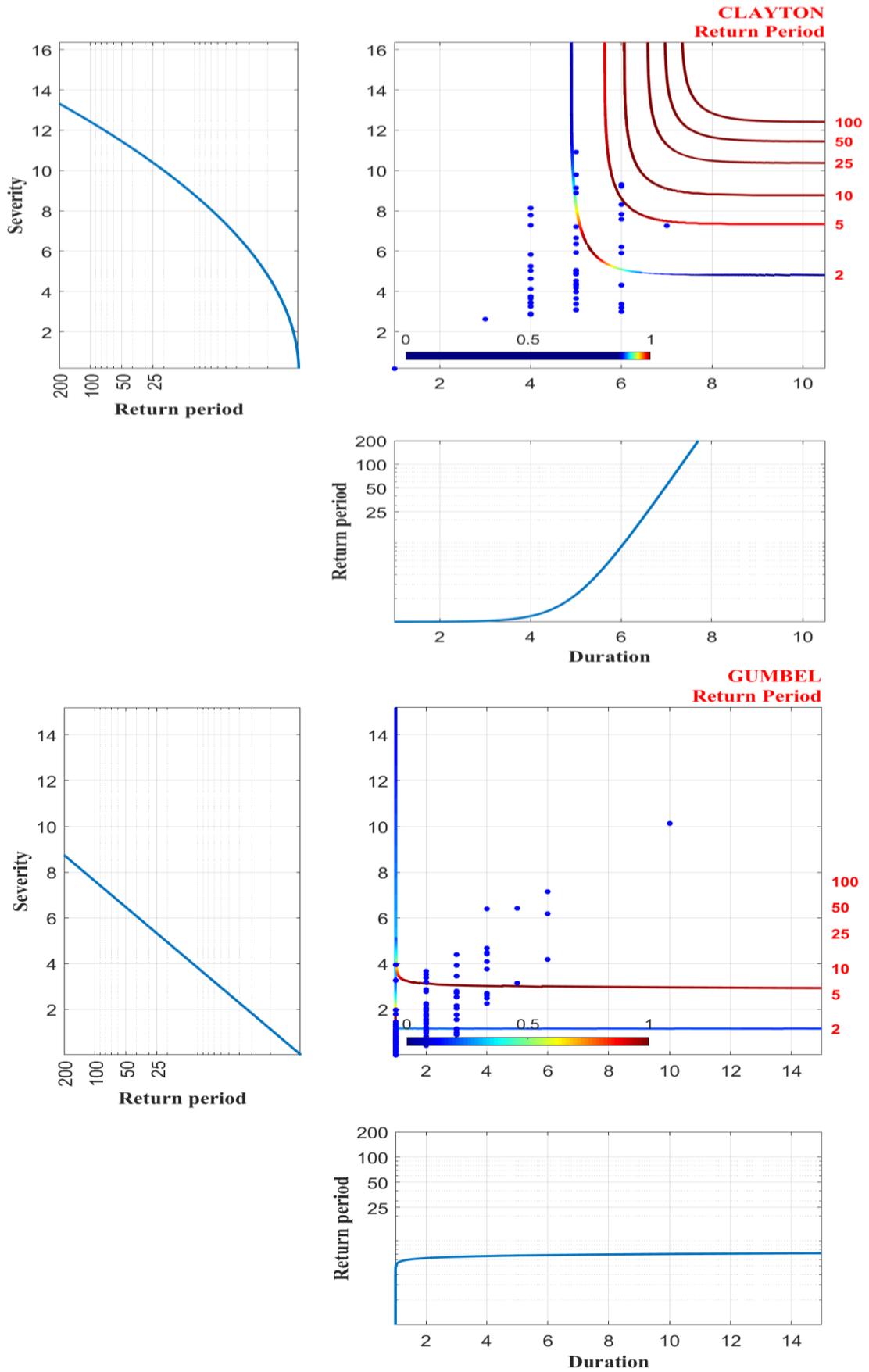


Figure D.1 | Cas du Haut Chélif.

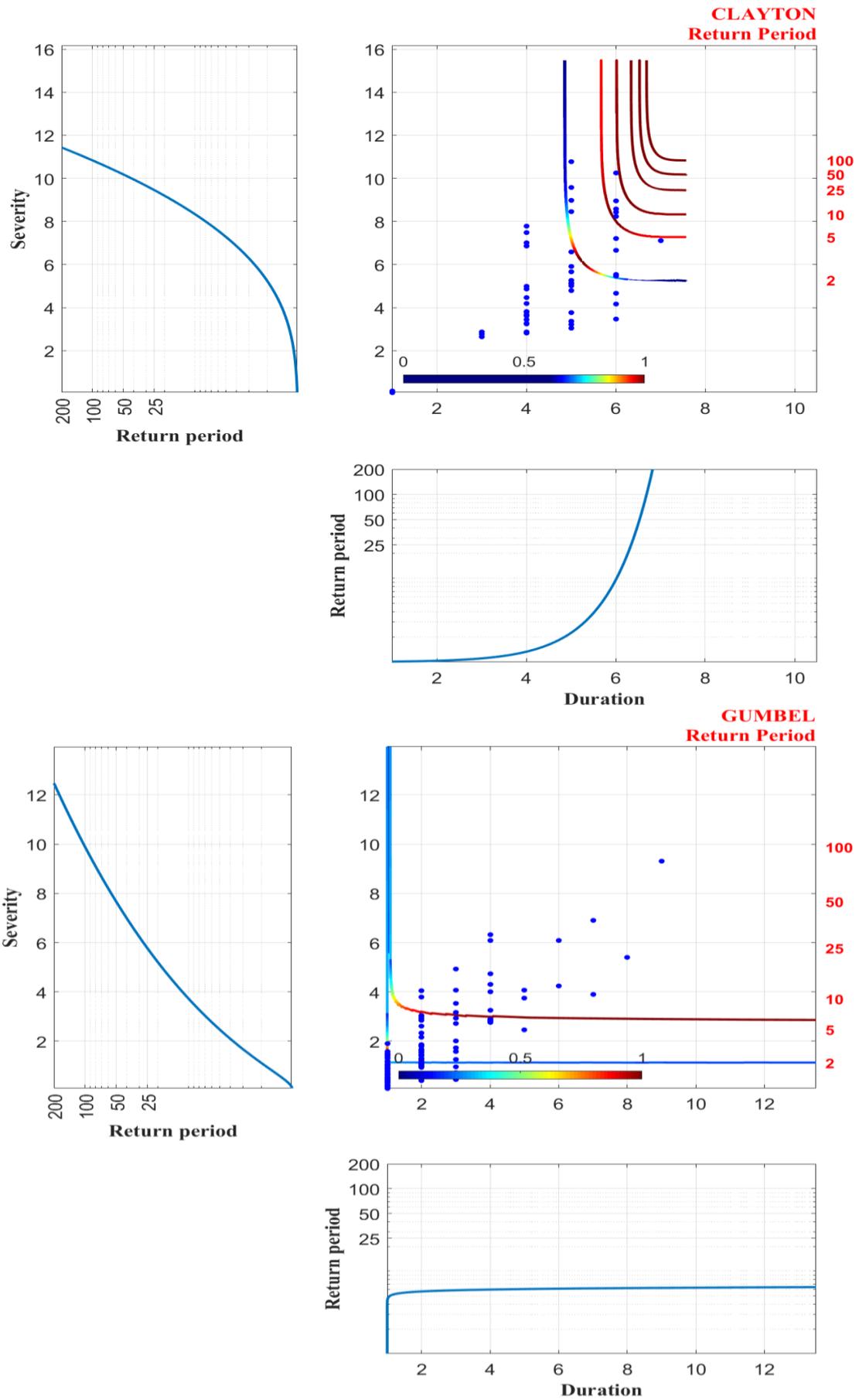


Figure D.2 | Cas du Moyen Chélif.

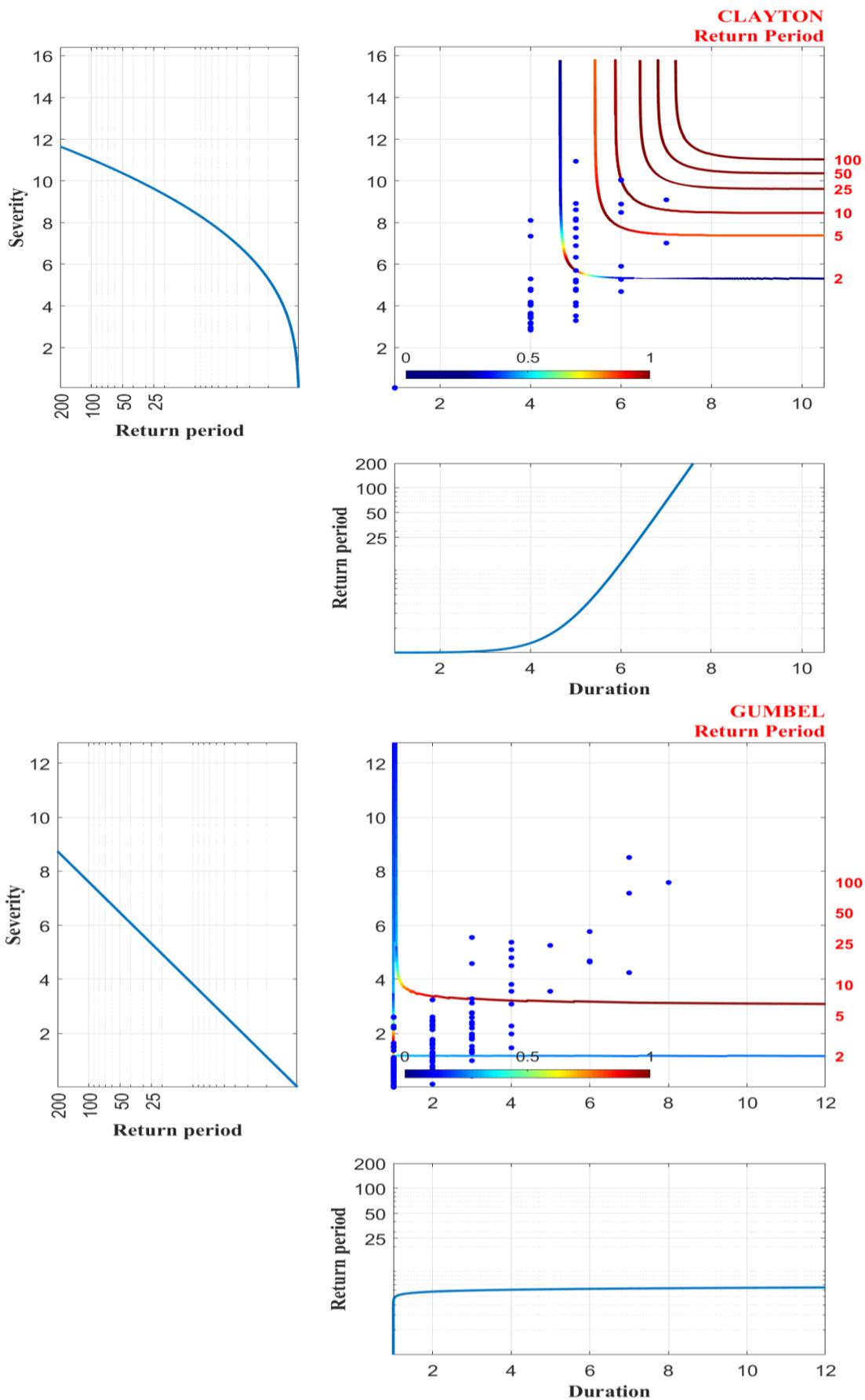


Figure D.3 | Cas du Moyen Chélif.

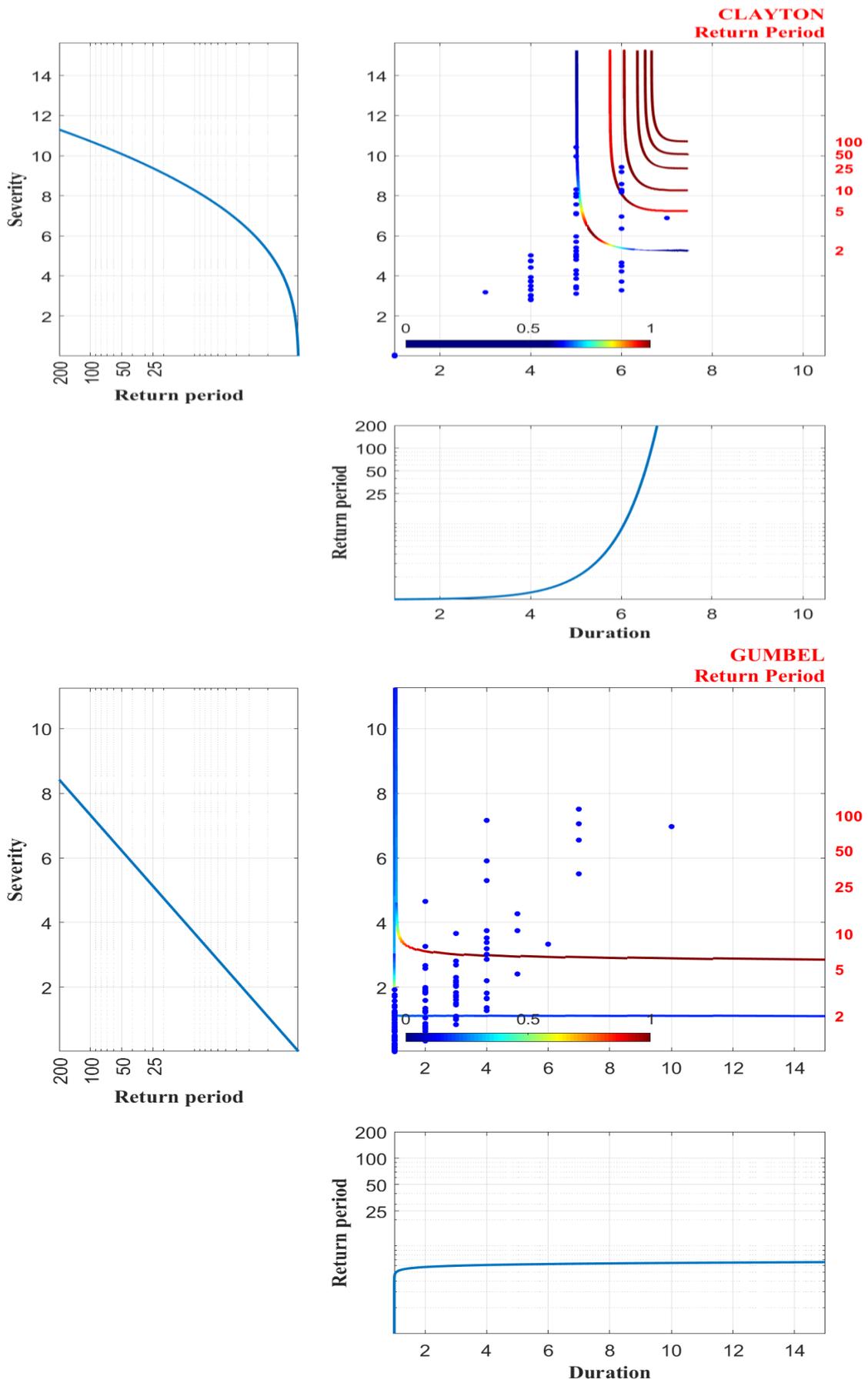


Figure D.4 | Cas de Ghriss.

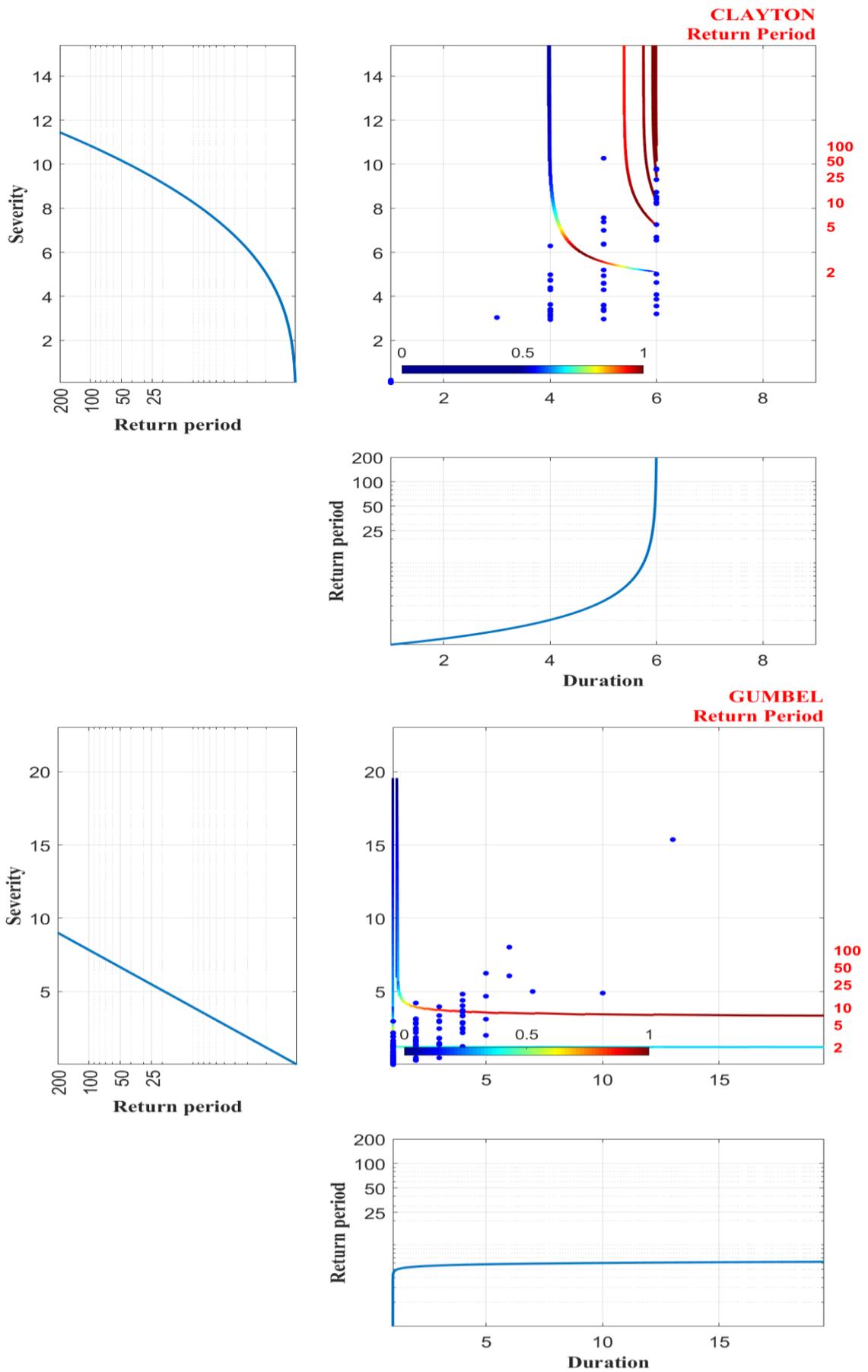


Figure D.6 / Cas de Sidi Bel Abbés.

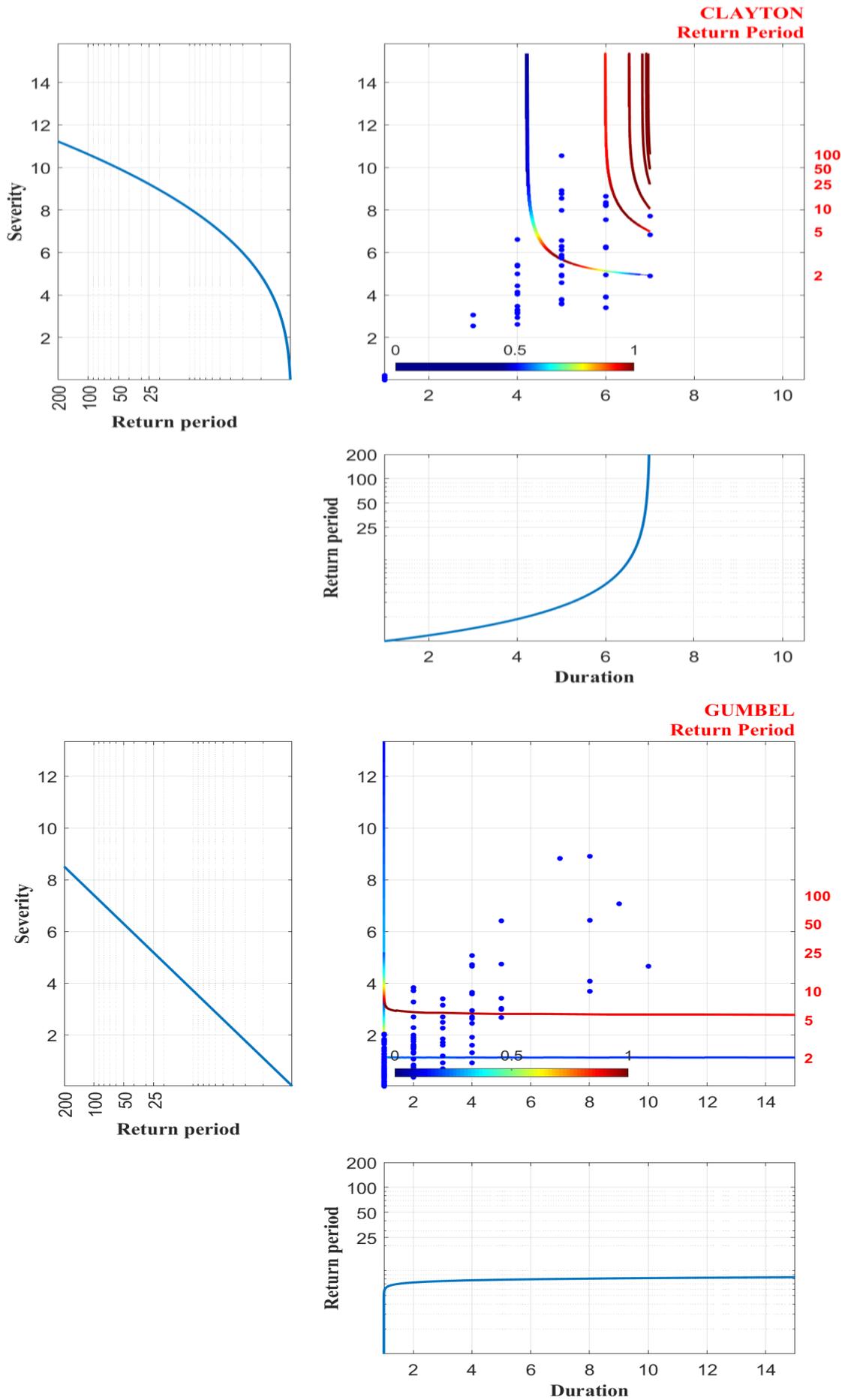


Figure D.6 / Cas de Maghnia.

Annexe **E**

Périodes de retour uni-variées et bi-variées des événements de sécheresse projetés dans le futur par le modèle climatique pour les plaines de Haut Cheliff, Moyen Cheliff, bas Cheliff, Ghriss, Sidi Bel Abbés et Maghnia.

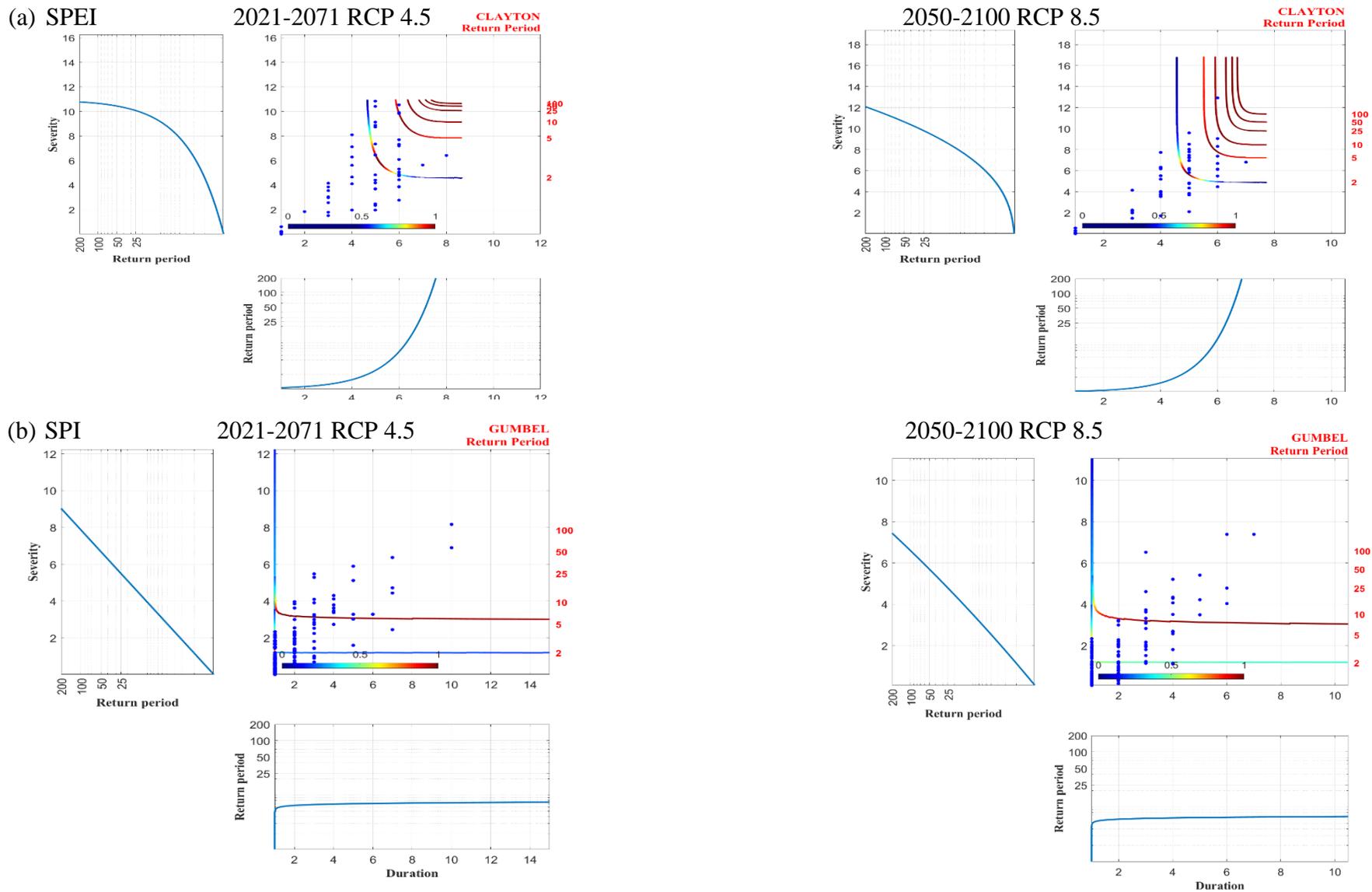
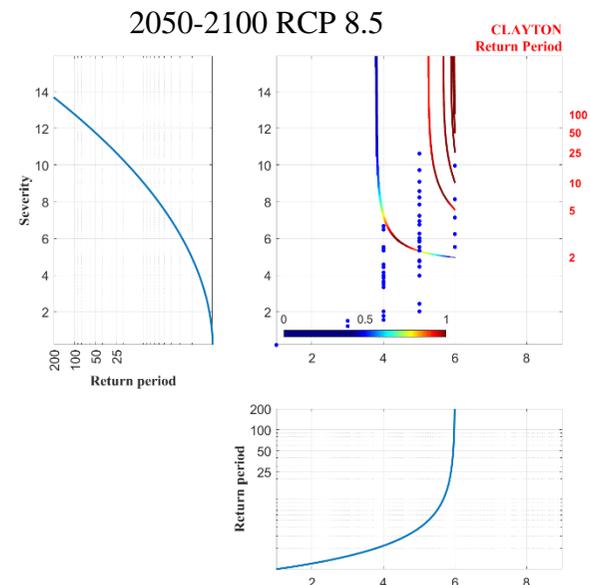
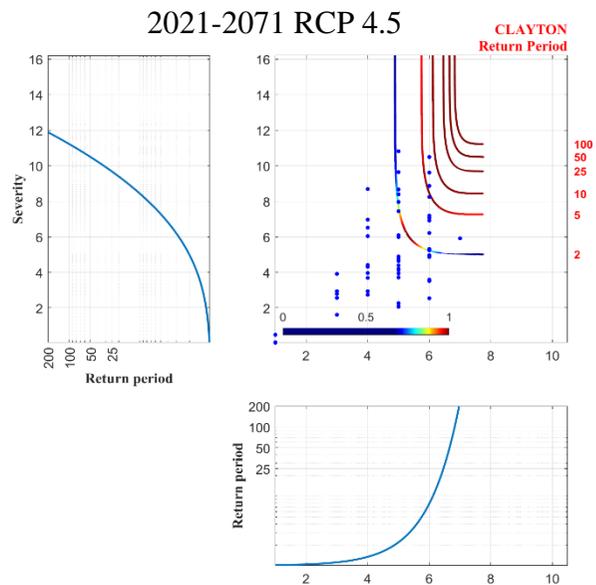


Figure E.1 | Cas du Haut Chéloff.

(a) SPEI



(b) SPI

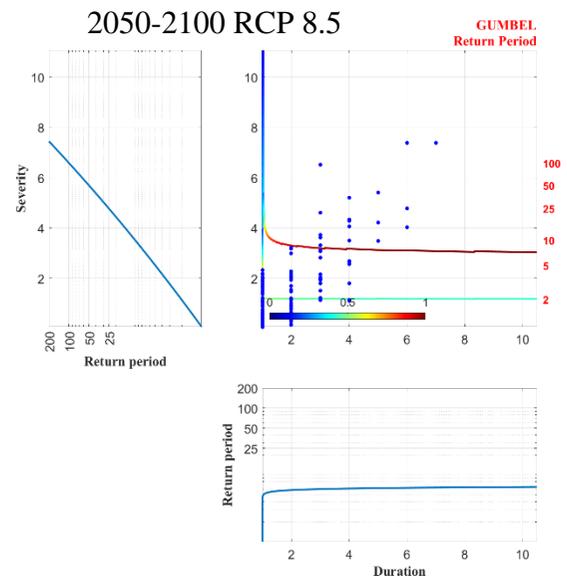
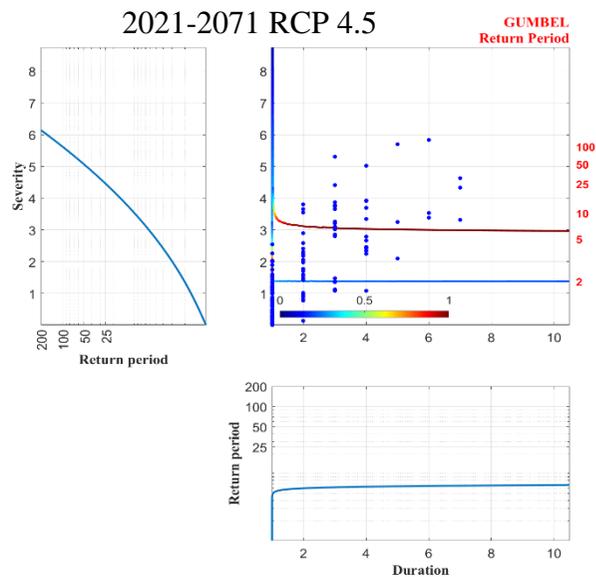
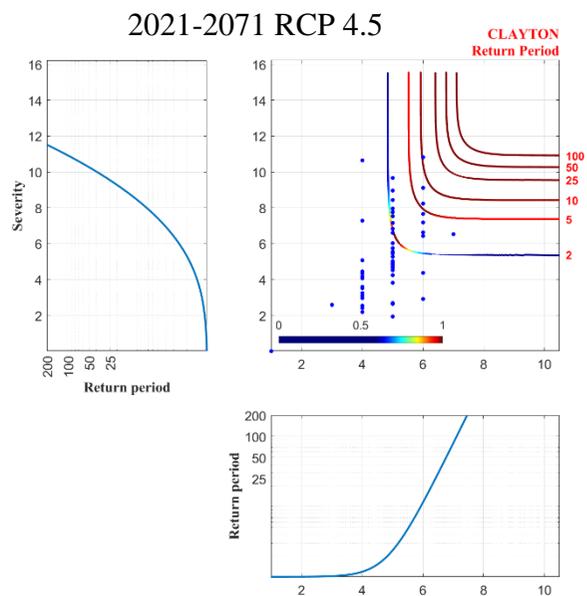
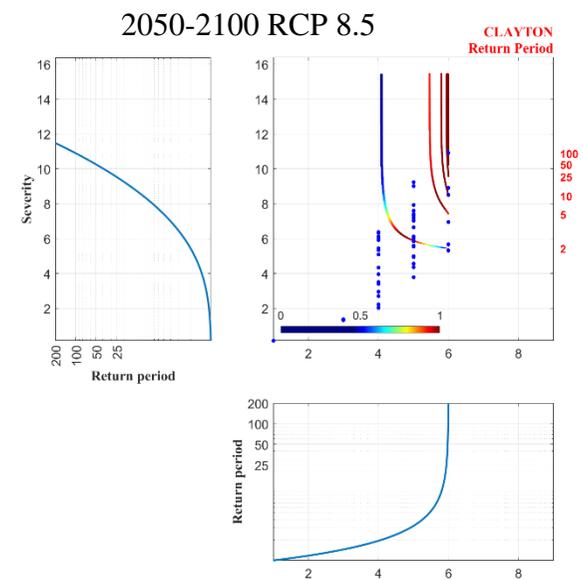


Figure E.2 / Cas du Moyen Chélif.

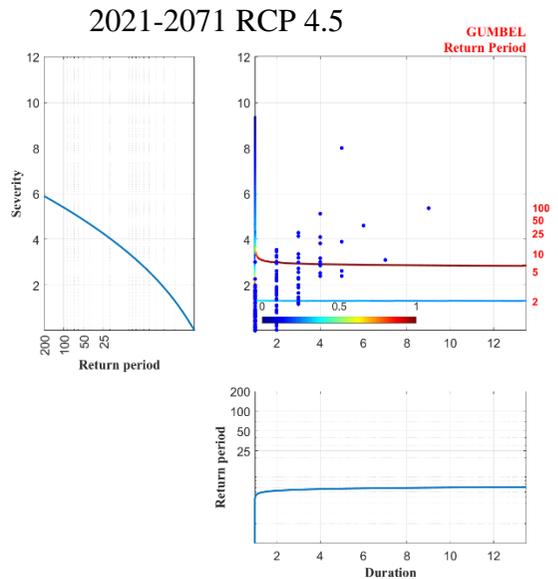
(a) SPEI



2050-2100 RCP 8.5



(b) SPI



2050-2100 RCP 8.5

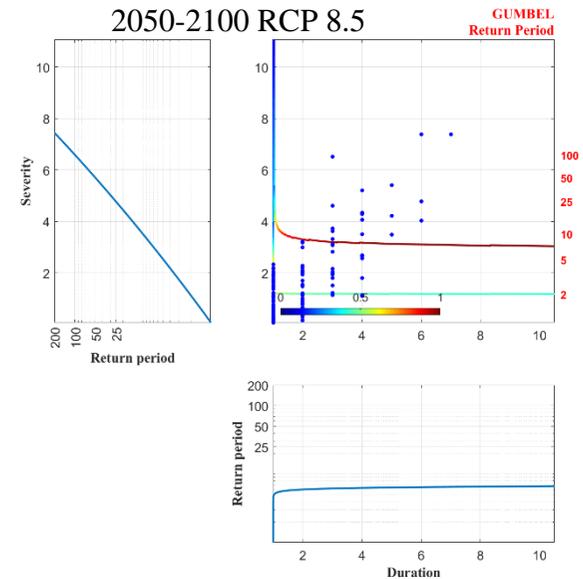
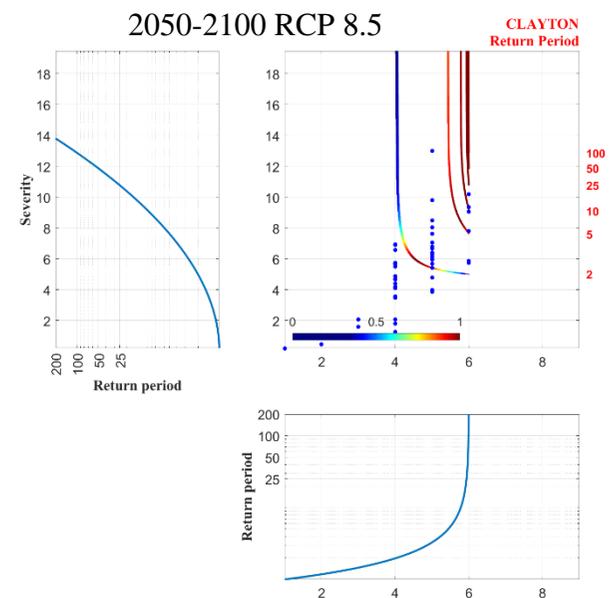
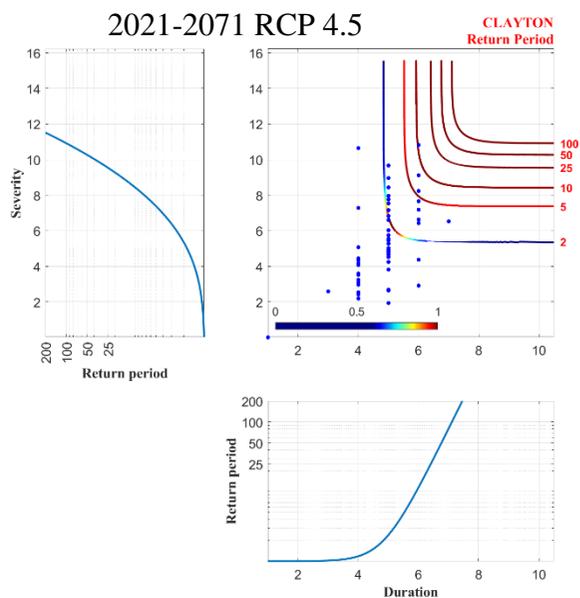


Figure E.3 | Cas du Bas Chélif.

(a) SPEI



(b) SPI

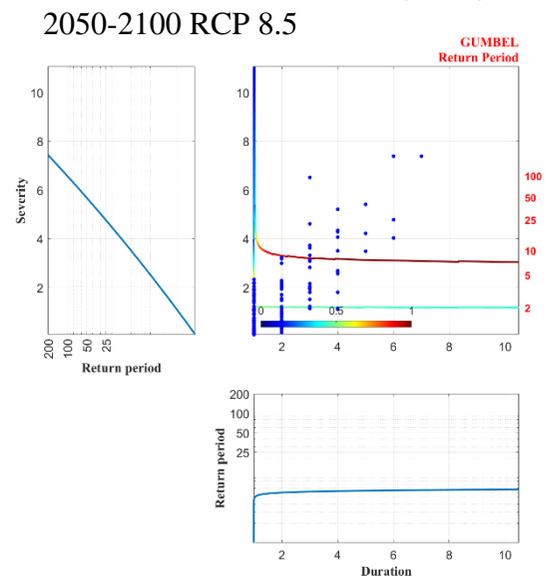
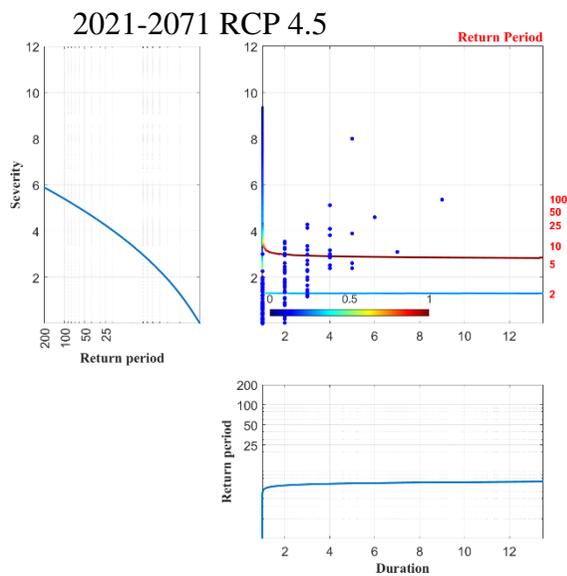
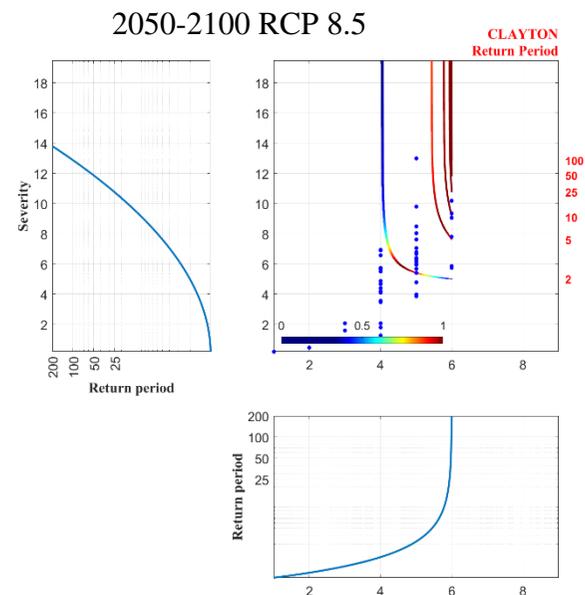
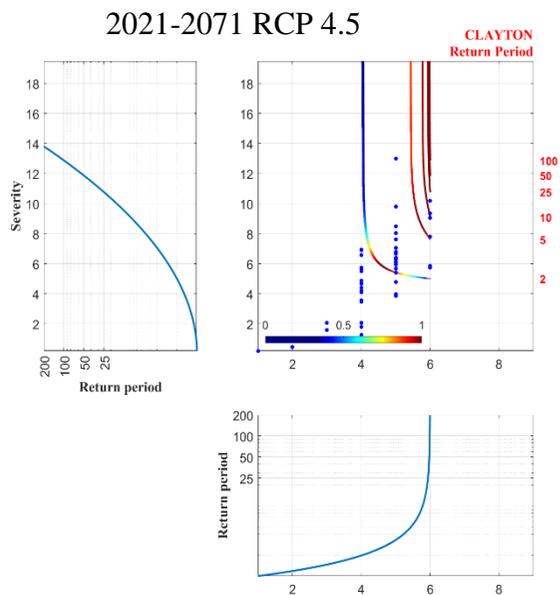


Figure E.4 | Cas de Ghriss.

(a) SPEI



(b) SPI

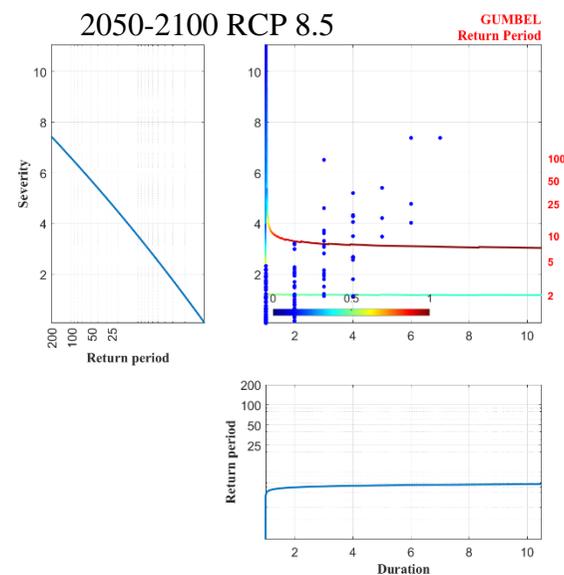
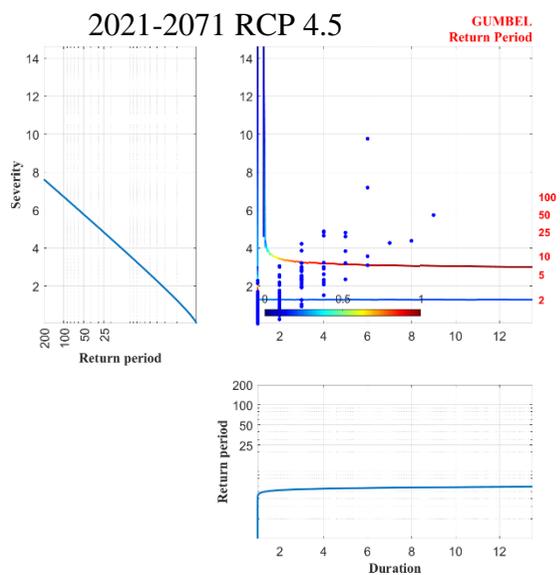
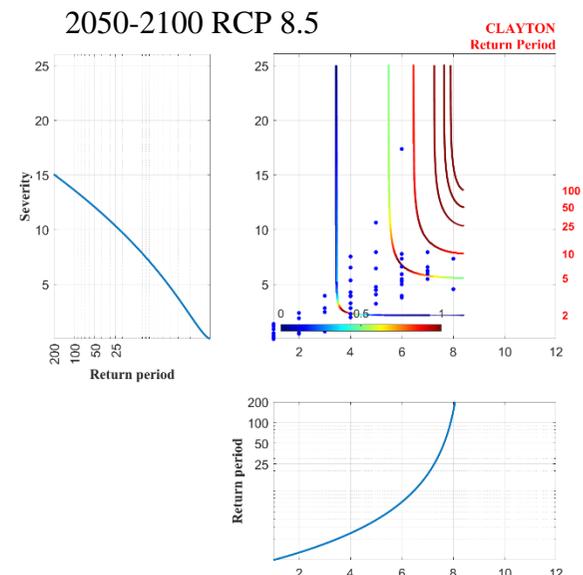
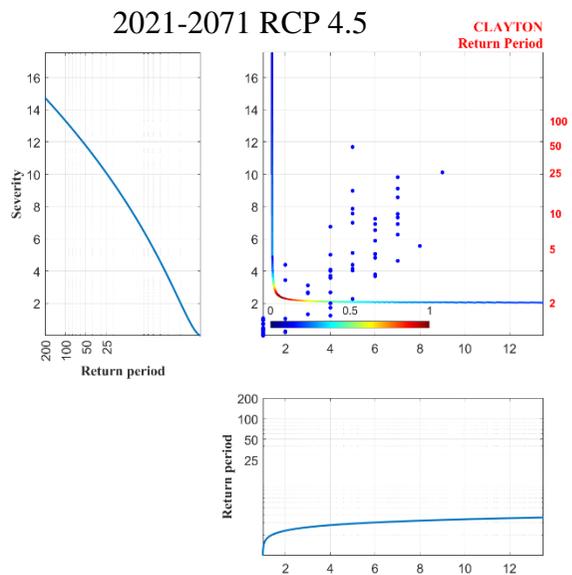


Figure E.5 / Cas de Sidi Bel Abbés.

(a) SPEI



(b) SPI

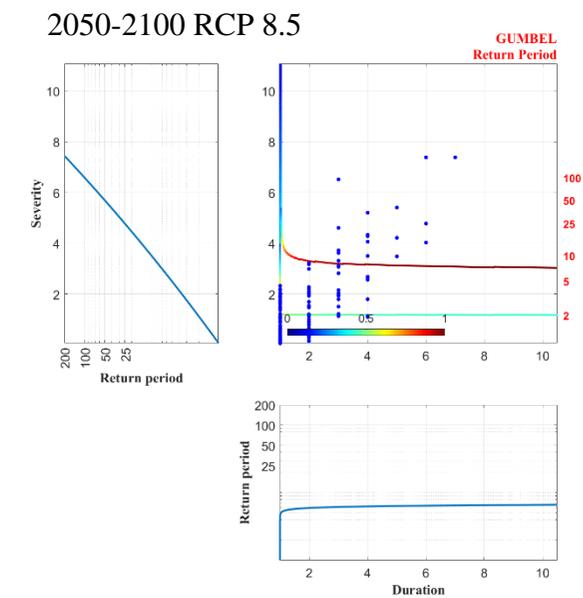
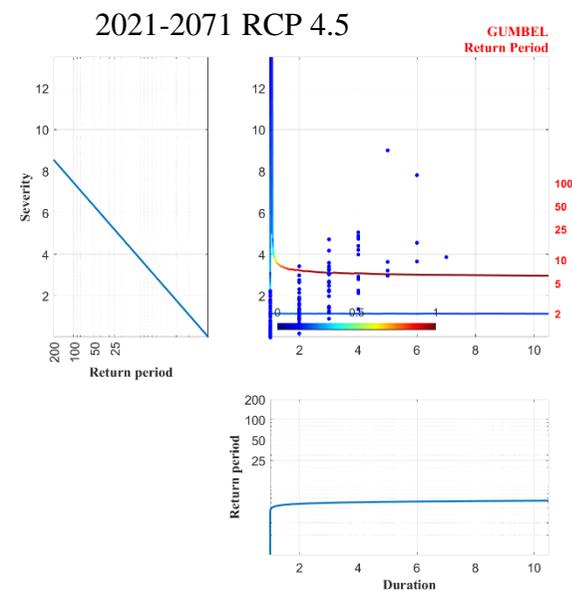


Figure E. 6 / Cas de Maghnia.