



Mémoire de stage de fin d'étude en vue de l'obtention du diplôme d'ingénieur agronome (ENSAIA) spécialisation en Sciences et Technologies de l'Environnement, et du Master d'ingénierie du développement durable (Parcours systèmes environnementaux)

# **Variabilité inter-annuelle des sécheresses et leur réponse au changement climatique : Quels Indicateurs ?**

## **La prise en compte de l'évapotranspiration potentielle ? Une étude comparée du SPI et du SPEI**

*Émilie Joetzjer*

CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques)  
GMGEC (Groupe de Météorologie de Grande Échelle et Climat (CNRM-CNRS))  
Équipe VaDéRétro (Variabilité Détection Rétroactions)

Encadrement :

ENSAIA & ENSG  
Guillaume Echevarria  
Fabien Palhol

CNRM & CNRS  
Hervé Douville  
Bertrand Decharme

Nancy-Université  


 CENTRE NATIONAL  
DE LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE

## Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier toute l'équipe de STE pour les stages terrain perdus dans les Vosges et ailleurs, les cours plutôt animés, les soirées et l'ambiance résolument STEUH qui aura marqué cette dernière année d'école... et merci à Éché qui m'a laissée partir en stage climat et modélisation.

Évidemment, un grand merci à Hervé, déjà pour m'avoir acceptée en stage, puis pour son implication, nos discussions, ses conseils, ses explications étranges (mais efficaces) et aussi pour avoir été disponible et toujours prêt à me remettre sur le chemin quand j'étais (complètement) perdue. Aussi pour m'avoir supportée avec le sourire pendant ces six mois et, j'espère, pour les trois ans à venir car je lui dois en (grande) partie ma poursuite en thèse dans ce domaine... Je remercie aussi Bertrand, pour ses fichiers et les vendredi c'est permis !

Je tiens également à remercier Aurélien qui a découvert à quel point ma culture d'agro était loin de celle d'un mathématicien et qui a pris le temps de m'expliquer plein de trucs drôles (et utiles), Julien pour m'avoir appris à communiquer avec mon PC, et pour avoir débogué plus d'une fois mes programmes R, et Sophie qui m'a aussi bien aidée en Fortran. Et bien sur je souhaite remercier toute l'équipe pour l'ambiance, leur côté un brin perché, ouvert et humain.

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>5</b>
<b>1 Les sécheresses : contexte et définitions</b>	<b>6</b>
<b>1.1 Hydrologie Continentale</b>	<b>6</b>
1.1.1 Le cycle de l'eau	6
1.1.2 Bilan hydrique	6
1.1.3 Bilan Énergétique	7
1.1.3.1 Bilan radiatif	
1.1.3.2 Équilibre énergétique à l'interface sol-atmosphère	
<b>1.2 Définitions</b>	<b>7</b>
<b>1.3 Caractérisation : Les indicateurs de sécheresse météorologiques</b>	<b>8</b>
1.3.1 Standardized Precipitation Index (SPI)	9
1.3.1.1 Calcul	
1.3.1.2 Échelle de temps	
1.3.1.3 Limites	
1.3.2 Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI)	11
1.3.2.1 Principe du calcul	
1.3.2.2 Évapotranspiration réelle et potentielle	
1.3.2.3 Limites	
<b>1.4 Caractérisation des sécheresses agronomiques et hydrologiques</b>	<b>12</b>
1.4.1 Sécheresses agronomiques	12
1.4.2 Sécheresses hydrologiques	12
<b>2 Outils et Données</b>	<b>13</b>
<b>2.1 Les données</b>	<b>13</b>
2.1.1 Les observations disponibles	13
2.1.2 En mode forcé : vers des pseudo observations ?	13
2.1.3 Modélisation des surfaces continentales	13
2.1.3.1 SURFEX (SURfaces EXternalisées)	
2.1.3.2 ISBA (Interactions Sol Biosphère Atmosphère)	
2.1.3.3 TRIP (Total Runoff Integrating Pathways)	
2.1.4 Le modèle de climat global CNRM-CM5	14
2.1.5 Est-ce que le modèle simule bien les différentes variables utilisées ?	15
2.1.6 Bilan	16
<b>2.2 Les outils</b>	<b>17</b>
2.2.1 Statistiques	17
2.2.1.1 Corrélations temporelles	
2.2.1.2 Fonctions splines	
2.2.1.3 Tables de contingence	
2.2.2 Programmation	18

---

## **3 Résultats** **19**

<b>3.1 Comparaison des indicateurs de sécheresses sur la période 1951-2000.....</b>	<b>19</b>
3.1.1 Quels indicateurs météorologiques pour le suivi de l'eau du sol et des débits ?.....	19
3.1.2 Quel(s) indicateur(s) pour détecter les sécheresses agronomiques et hydrologiques ?	20
3.1.2.1 Détection des sécheresses agronomiques aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord	
3.1.2.2 Détection des sécheresses hydrologiques à l'échelle du bassin versant	
<b>3.2 Les indicateurs calculés à partir des sorties du modèle sont-ils cohérents avec ceux calculés à partir des observations ?.....</b>	<b>24</b>
<b>3.3 Projections : période 2050-2099.....</b>	<b>24</b>
3.3.1 Les indicateurs sont t-ils encore pertinents pour détecter les sécheresses en variabilité inter-annuelle ?.....	24
3.3.2 Évolution des sécheresses .....	24
3.3.2.1 Sécheresses hydrologiques	
3.3.2.2 Sécheresses agronomiques	
3.3.2.3 Sécheresses météorologiques	
3.3.3 Réponse des indicateurs météorologiques au changement climatique .....	26

---

## **4 Discussion** **28**

<b>4.1 Modèle global de climat.....</b>	<b>28</b>
<b>4.2 Évolution des sécheresses.....</b>	<b>28</b>
<b>4.3 Détection des sécheresses agronomiques et hydrologiques par le SPI et le SPEI en variabilité inter annuelle ?.....</b>	<b>29</b>
<b>4.4 Réponse des indicateurs de sécheresses météorologiques au changement climatique.</b>	<b>30</b>

---

## **Conclusion** **33**

---

## **Références** **34**

---

## **Annexe** **36**

# Introduction

L'eau, élément nécessaire à la vie, est un paramètre déterminant en agriculture. La gestion de cette ressource est fondamentale notamment pour assurer la stabilité de la production agricole, et par conséquent, la sécurité alimentaire mondiale. C'est devenu un enjeu géopolitique majeur dans le contexte actuel de changement climatique.

Changement climatique dont l'origine anthropique est considérée comme très probable, et qui se caractérise, entre autre par un réchauffement global. Réchauffement qui devrait s'accélérer au cours du 21ème siècle, et conduire à une intensification du cycle hydrologique global (Douville 2006a), induisant une augmentation de la fréquence et de l'intensité de certains événements extrêmes. Si l'évolution des précipitations continentales demeure très incertaine (Douville 2006b), l'évapotranspiration semble augmenter (Wang et al. 2005). Se pose alors la question d'une évolution à la hausse des risques de sécheresse aussi bien sous les tropiques qu'aux moyennes latitudes en été (Burke et al. 2006).

Les sécheresses sont en terme économique le phénomène naturel le plus dévastateur (Whilite 2000). En outre, comme ont pu le montrer les grandes sécheresses historiques comme le Dust Bowl (Shubert 2004), les conséquences humaines, agronomiques, écologiques,... peuvent être catastrophiques. Anticiper les sécheresses est un défi, qui prend encore plus d'importance de le contexte actuel de variabilité climatique. Car, peut être plus à craindre que le réchauffement global, ce sont les conséquences hydrologiques du changement climatique qui représentent une menace pour les écosystèmes et les sociétés humaines..

Face à ce phénomène complexe, la définition d'indicateurs de sécheresse comme outils d'aide à la décision est nécessaire. Les précipitations qui jouent un rôle clef dans le déclenchement des sécheresses (Alley 1984, Chang et al 1991) sont indispensables à prendre en compte dans le calcul des indicateurs. En outre, il a été montré par Oladipo et al. (1985) qui a comparé plusieurs indicateurs, que ceux basés uniquement sur les précipitations étaient les mieux adaptés pour étudier les sécheresses météorologiques. Cependant, Hu et Wilson (2000) ont démontré que les indicateurs calculés à partir d'un bilan d'eau simplifié (et qui rendent compte de l'évapotranspiration) permettait d'expliquer une partie de la variabilité des sécheresses. En outre, même si le rôle de l'évapotranspiration dans les sécheresse est encore mal connu, il est largement admis qu'elle détermine partiellement le taux d'humidité dans le sol. De plus, une diminution de l'eau contenue dans les sols peut jouer sur le ruissellement, et donc sur les débits. Ainsi même s'il est complexe de déterminer l'influence de l'évapotranspiration sur les sécheresses, elle peut être un facteur important à inclure dans le calcul d'indicateur de sécheresse, notamment dans un contexte de réchauffement climatique (Serrano 2010a).

L'idée est ici de mener une étude comparative de deux indicateurs de sécheresses, le SPI (Standardized Precipitation Index) qui repose uniquement sur les précipitations et qui a été recommandé par l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) en 2009 afin de faciliter la surveillance des sécheresses et la gestion des risques liés au climat. Et le SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index), qui prend en compte aussi l'évapotranspiration potentielle, et qui a été proposé récemment (Serrano 2010a). **Étude qui propose au niveau des moyennes latitudes de l'hémisphère nord de comparer la capacité de ces indicateurs à rendre compte de la variabilité inter annuelle des sécheresses agronomiques (eau du sol) et hydrologiques (débit) ainsi que de leur réponse au changement climatique.**

# 1 Les sécheresses : contexte et définitions

Les sécheresses sont liées au cycle de l'eau, et donc aux bilans hydrique et énergétique à l'interface sol atmosphère.

## 1.1 Hydrologie Continentale

### 1.1.1 Le cycle de l'eau

Le cycle hydrologique est un processus continu. Sous l'effet du rayonnement solaire une partie de l'eau des océans et des continents est évaporée et passe dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement adiabatique nécessaire pour provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages. La vapeur d'eau, transportée par la circulation atmosphérique est restituée aux océans et aux continents par le biais de précipitations solides ou liquides (neige ou pluie).

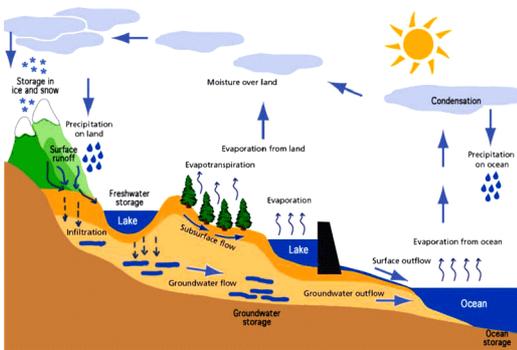


Figure 1: Représentation schématique du cycle hydrologique

La neige, qui peut avoir été retenue, va fondre et/ou se sublimer sous l'effet de l'énergie solaire. L'eau liquide issue de la fonte des neiges et de la pluie, qui peut avoir été retenue temporairement par la canopée (interception), va s'écouler en surface (ruissellement de surface) ou s'infiltrer dans le sol. L'eau infiltrée peut être emmagasinée temporairement dans le sol puis alimenter les horizons plus profonds par percolation (drainage) ou être restituée à l'atmosphère par évaporation, soit directement, soit via la transpiration des plantes. L'évaporation des surfaces continentales et la transpiration des plantes constituent l'évapotranspiration.

L'eau douce issue du ruissellement total est en majorité restituée aux océans, mais elle peut être temporairement stockée dans des lacs, des zones inondées ou des nappes et s'infiltrer à nouveau, ou encore s'évaporer ou ruisseler.

### 1.1.2 Bilan hydrique

*A l'échelle du bassin versant (ou de la maille du modèle)* si l'on réalise un bilan d'eau, le flux entrant est déterminé par les précipitations  $P$  ( $\text{kg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ) et les flux sortants par le ruissellement de surface  $Q_s$  ( $\text{kg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ), le ruissellement de sub-surface  $Q_{sd}$  ( $\text{kg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ), et l'évapotranspiration  $E_{vap}$  ( $\text{kg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ).

Ainsi, selon le principe de conservation de la masse (hypothèse d'équilibre entre la quantité d'eau présente dans un réservoir et les quantités d'eau entrantes et sortantes), le bilan d'eau s'écrit :

$$\partial W / \partial t = P - (Q_s + Q_{sd} + E_{vap})$$

Où  $W$  ( $\text{kg.m}^{-2}$ ) représente la masse total d'eau stockée ramenée à la surface du bassin versant.

*A l'échelle globale*, le terme  $\partial W / \partial t$  représente la masse d'eau stockée à la surface des continents. Sachant que le temps de résidence de l'eau varie de l'année (eau du sol), au millier d'année (glaciers), les variations à l'échelle annuelle sont négligeables.

En climat stationnaire et à l'échelle annuelle on a :

$$\partial \bar{W} / \partial t = 0 \Leftrightarrow \bar{P} = (\bar{Q}_s + \bar{Q}_{sd} + \bar{E}_{vap})$$

Le bilan hydrique est lié au bilan énergétique via le flux de chaleur latent  $E_{vap}$

### 1.1.3 Bilan Énergétique

#### 1.1.3.1 Bilan radiatif

Le rayonnement solaire ( $R_g$   $\text{W.m}^{-2}$ ) est le moteur des échanges entre la terre et l'atmosphère. Les radiations qui ne sont ni absorbées ni réfléchies par l'atmosphère atteignent le sol, il en est de même pour le rayonnement infrarouge descendant ( $R_a$   $\text{W.m}^{-2}$ ). Face à ces rayonnements incidents, la terre peut potentiellement se réchauffer et perdre de l'énergie sous forme de rayonnement terrestre  $R_T$  qui peut être calculé via la loi de Stefan-Boltzmann :  $R_T = \epsilon \sigma T_s^4$  où  $\sigma$  ( $\text{W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ ) est la constante de Stefan-Boltzmann,  $\epsilon$  l'émissivité de la surface et  $T_s$  (K) la température de surface.

La quantité de chaleur disponible au sol dépend du rayonnement incident et de l'albédo ( $\alpha$ ) qui représente la proportion de rayonnement réfléchi et qui varie en fonction des caractéristiques de la surface considérée. Le bilan radiatif à la surface est le flux de rayonnement net  $R_n$ , et peut être traduit par :  $R_n = R_g(1 - \alpha) + \epsilon(R_a - \sigma T_s^4)$  où  $R_g(1 - \alpha)$  est le rayonnement solaire descendant absorbé et  $\epsilon(R_a - \sigma T_s^4)$  est le rayonnement atmosphérique retranché du rayonnement terrestre.

Comme le rayonnement tellurique est souvent inférieur au rayonnement incident, le flux de rayonnement net est généralement positif, mais des échanges de chaleur assurent l'équilibre énergétique.

#### 1.1.3.2 Équilibre énergétique à l'interface sol-atmosphère

Les échanges autres que radiatifs, sont des échanges de chaleurs réalisés par des phénomènes turbulents et convectifs. Les flux turbulents sont des processus qui assurent des échanges directs via la conduction et la diffusion, on parle de chaleur sensible ( $H$   $\text{W.m}^{-2}$ ). Les flux convectifs sont eux liés à la quantité d'eau évaporée dans l'atmosphère, on parle de chaleur latente ( $LE$   $\text{W.m}^{-2}$ ) car elle est restituée a posteriori lors de la condensation (nuages).

Suivant le principe de conservation d'énergie, on a :

$$\partial \Theta / \partial t = R_n - H - LE - G$$

où  $G$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) est le flux vertical de chaleur dans le sol.

Les deux bilans (eau et énergie) vu ci-dessus sont indispensables pour comprendre les interactions entre la surface et l'atmosphère.

## 1.2 Définitions

De manière générale, une sécheresse peut être définie par un déficit anormal en eau dans une ou plusieurs parties du cycle hydrologique (cf partie 1.1.1). En fonction de la référence prise, on définit couramment trois types de sécheresses.

**Sécheresse météorologique** : (*Précipitations*) événement climatique extrême caractérisé par des précipitations inférieures à la normale sur une période qui peut varier du mois à l'année, voire dans certains cas, à plusieurs années. Les sécheresses météorologiques sont souvent déclenchées par des anomalies persistantes de grande échelle des températures de surface de la mer. En effet, l'océan représente une composante lente du système climatique pouvant influencer l'atmosphère à des

échelles plus ou moins longues.

**Sécheresse agronomique** : (*Humidité des sols*) est caractérisée par une période où les sols sont secs. Ce qui peut être causé par des précipitations moyennes inférieures à la normale, ou moins fréquentes mais plus intenses, une évapotranspiration plus élevée, ou encore par des ruissellements plus importants.

**Sécheresse hydrologique** : (*Réservoirs et débits*) repose sur la quantité d'eau dans les réservoirs. On parle de sécheresse hydrologique lorsque ceux-ci ne sont pas reconstitués. C'est souvent le dernier type de sécheresse observé en raison de l'importance de l'inertie du système, notamment en présence d'aquifère.

Ces trois types de sécheresse sont évidemment liés. Les sécheresses météorologiques déclenchent souvent des sécheresses agronomiques et qui peuvent être suivies par des sécheresses hydrologiques. Cependant d'autres facteurs comme des précipitations moins intenses mais plus fréquentes, une érosion importante, une mauvaise gestion des ressources en eau peuvent aussi causer ou amplifier ces sécheresses (Dai 2011).

Une sécheresse se caractérise par son intensité, sa durée et l'étendue spatiale affectée. L'intensité se mesure par l'écart à la normale d'un ou plusieurs paramètres (précipitations, niveaux des réservoirs, humidité des sols, indicateurs de sécheresses). Étant donné que les sécheresses se définissent de manière relative par rapport à l'état normal, c'est un phénomène qui concerne le globe dans sa totalité, même dans les zones humides (Dai 2011). La durée d'une sécheresse peut s'étaler du mois à plusieurs dizaines d'années pour les cas les plus extrêmes. C'est la raison pour laquelle nous avons travaillé avec des variables mensuelles et des indices multi-échelles. De même l'étendue spatiale peut varier de l'échelle du département au continent. En raison de la complexité de ce phénomène, la définition d'indicateurs est nécessaire pour suivre et étudier les sécheresses.

### **1.3 Caractérisation : Les indicateurs de sécheresse météorologiques**

Depuis une cinquantaine d'année, une palette d'indicateurs de sécheresse a été proposée, vérifiée et étudiée par la communauté scientifique. Chaque indicateur présente ses forces, ses faiblesses et son degré de complexité.

Le Palmer Drought Severity Index (PDSI) [Palmer 1965] est un indicateur calculé à partir d'un bilan d'eau simplifié. Il est largement utilisé et notamment aux États Unis (Heim 2002). Cependant, les valeurs permettant de quantifier l'intensité d'une sécheresse sont calibrées en fixant arbitrairement les sécheresses extrêmes pour un PDSI=-4, correspondant aux sécheresses extrêmes historiques en Iowa et au Kansas. La notion de sécheresse météorologique étant relative aux conditions normales des variables climatologiques, il en résulte un manque de cohérence spatiale de cet indicateur. Pour pallier à cette calibration arbitraire, un scPDSI (self calibrated PDSI) a été proposé. Cependant, le PDSI ne propose pas d'échelle de temps explicite permettant de mesurer aussi bien des sécheresses courtes que des sécheresses longues (Alley 1984, Gutmann et al 1992). C'est principalement pour cette raison que nous avons choisi de ne pas le prendre en compte.

Nous nous sommes tournés vers le Standardized Precipitation Index (SPI) [Mc Kee et al 1993, 1995] qui est un indicateur de référence recommandé par l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) en 2009 afin de faciliter la surveillance des sécheresses et la gestion des risques liés au climat. En outre, il a été démontré à plusieurs reprises que le SPI était plus adapté que le PDSI pour l'étude des sécheresses (Guttman 1998, Keyantash 2002). Le SPI est un indicateur mensuel normalisé, qui repose sur la probabilité que surviennent des précipitations (P), quel que soit le laps de temps considéré.

L'évapotranspiration, comme partie intégrante du bilan d'eau, peut jouer un rôle important dans les sécheresses (Serrano 2010b ). En outre, il a été montré que dans le cadre d'un réchauffement global, la demande évaporative va augmenter (Wang et al 2011). C'est pourquoi il peut s'avérer plus pertinent de prendre un indicateur qui rend compte de l'évapotranspiration potentielle (ETP) comme le Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) (Vicente Serrano 2010) .Cet indicateur repose sur le même principe que le SPI, mais se calcule à partir de la différence P-ETP.

### 1.3.1 Standardized Precipitation Index (SPI)

#### 1.3.1.1 Calcul

Le SPI se calcule à partir des précipitations mensuelles moyennées (mm.jour<sup>-1</sup>), et cela à différents pas de temps (n=1, 2, 3, 6, 12 et 24 mois). J'ai calculé les différents SPI en adaptant un programme en Fortran 77 disponible en ligne (Guttman 1999).

#### Principe

Exemple du calcul du SPI3 de juillet 2000 sur le point de grille (i,j), et sur la période 1951-2000.

- La première étape consiste à cumuler les précipitations (mm.jour<sup>-1</sup>) sur les n mois choisis, ici sur Mai, Juin, et Juillet par an sur la période de référence.
- On ajuste une loi de probabilité de type loi gamma à deux paramètres sur la série temporelle des précipitations.
- Il suffit ensuite de calculer l'aire sous la courbe via la fonction de répartition de la loi gamma. Cette valeur trouvée, elle est reportée sur la fonction de répartition de la loi normale par une projection quantile quantile et on en déduit le SPI3 du mois de juillet 2000.

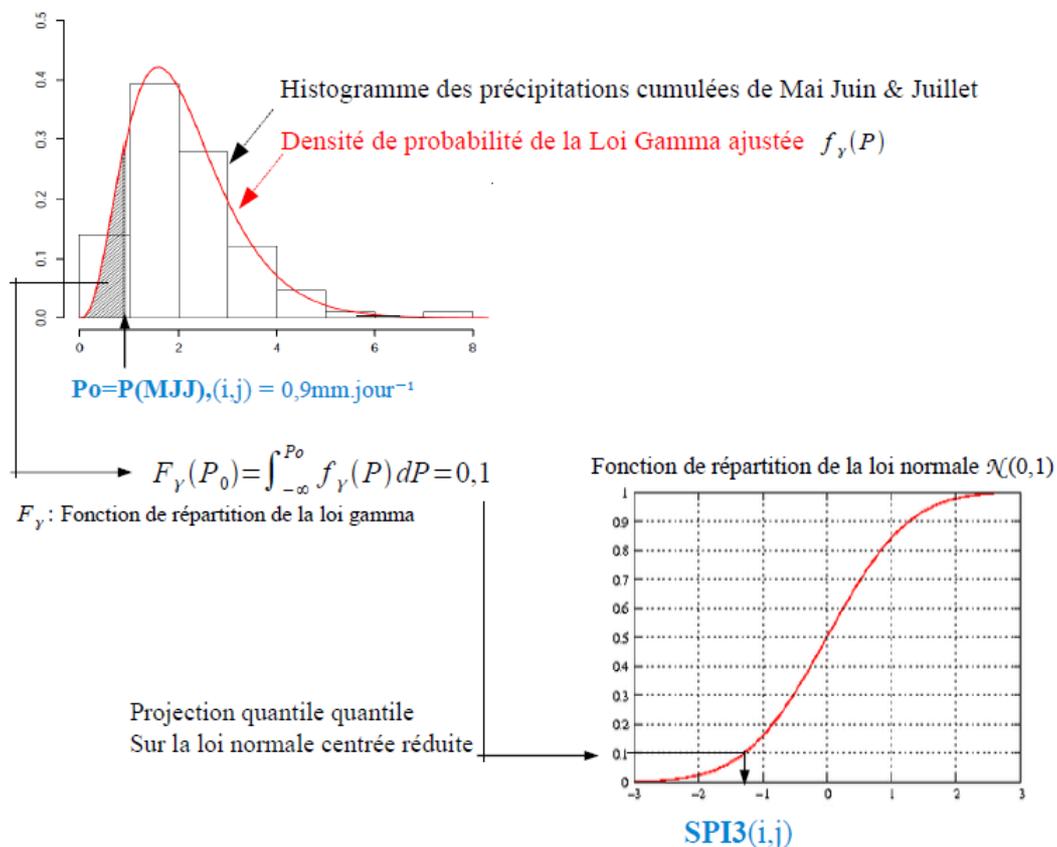
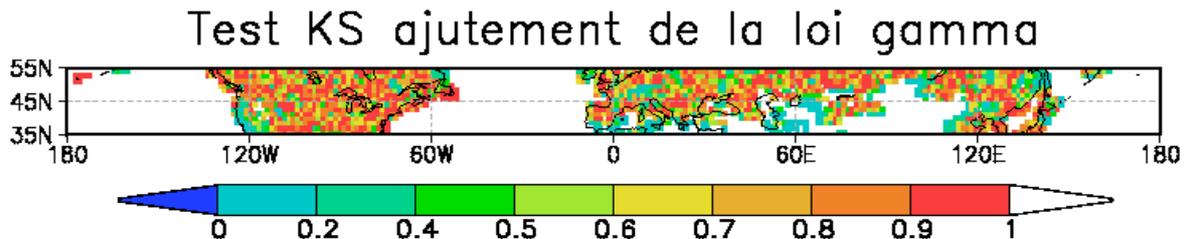


Figure 2: Exemple du calcul du SPI3 de Juillet 2000 sur un point de grille

## Ajustement de la loi gamma

En raison de la forme asymétrique de la densité des précipitations, on utilise souvent la loi gamma à deux paramètres pour les estimer (D.S. Wilks 2006 chap 4.4.3). La validité de l'ajustement peut être déterminée par le test non paramétrique de Kolmogorov Smirnov qui repose sur la distance euclidienne entre la distribution empirique des précipitations et la distribution de la loi gamma. On teste l'hypothèse  $H_0: F_{précipitations} = F_{gamma}$ , F étant la fonction de répartition des variables. La p-value qui en résulte représente la probabilité de commettre une erreur en rejetant l'hypothèse nulle. Dans ce cas, plus la p-value est proche de 1, plus la loi gamma ajustée est représentative des précipitations.



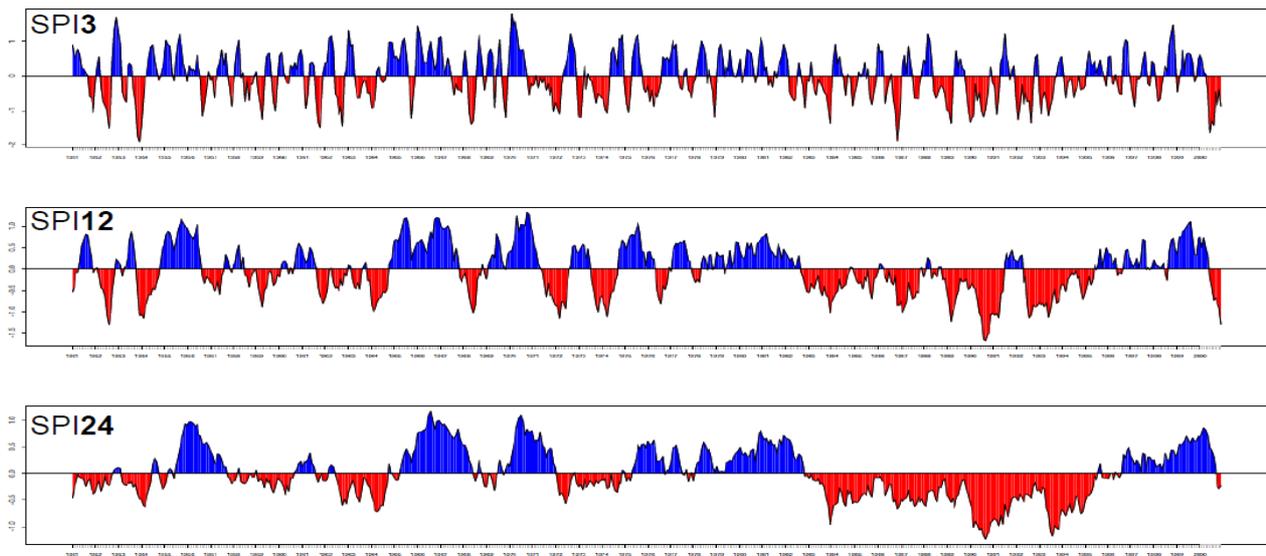
*Figure 3: Ajustement de la loi gamma sur la distribution des précipitations des mois de juillet de la période 1951-2000 Cartes des p-values du test de Kolmogorov Smirnov sur les moyennes latitudes de l'hémisphère nord*

Les p-value sont pour la majorité supérieures à 0,7, l'ajustement de la loi gamma est bon. Cependant, dans certaines zones (en blanc), l'absence de donnée est due à des valeurs manquantes. L'ajustement n'a pu aboutir car ce sont des zones où les précipitations sont très faibles, on remarque d'ailleurs qu'on se trouve à proximité des pixels où le fit n'est pas très bon ( $p_{value} \in [0,4]$ ). Les conséquences sont mineures pour notre étude dans la mesure où la notion de risques de sécheresse est pertinente dans des zones où la variabilité des précipitations est importante). Cependant, si l'ajustement est généralement bon, cela ne prouve pas que la loi représente bien les valeurs extrêmes, raison pour laquelle nous ne descendrons pas en deçà du premier décile des distributions dans cette étude.

Notons que pour calculer le SPI des études ont montrées qu'il était également possible d'ajuster d'autres distributions statistiques comme la loi Pearson III qui présenterait des résultats sensiblement meilleurs pour étudier les événements humides, mais pas pour les événements secs (Guttman 1999). Pour cette étude sur les sécheresses c'est la loi Gamma, initialement proposée par Mc Kee et al., et qui est plus simple qui a été utilisée pour calculer le SPI.

### 1.3.1.2 Échelle de temps

Le SPI est un indicateur qui peut être calculé à différents pas de temps. Le nombre de mois à prendre en compte est fonction des besoins de l'utilisateur. Des durées courtes seront importantes pour des études agronomiques alors que des durées plus longues seront plus adaptées à des problématiques hydrologiques (Guttman 1999). Concept illustré sur le graphique ci-dessous (fig 4) où sont représentées les séries temporelles du SPI calculé à 3, 12 et 24 mois, de 1951 à 2000 sur le bassin versant du Danube. Les valeurs négatives sont indiquées en rouge et positives en bleu, et correspondent respectivement à des périodes sèches et humides.



**Figure 4: Séries temporelles du SPI calculé à partir des précipitations cumulées sur 3, 12 et 24 mois de 1951 à 2000 sur le bassin versant du Danube**

### **1.3.1.3 Limites**

Le calcul du SPI repose uniquement sur les précipitations liquides, et par conséquent, ne prend en compte ni la neige qui joue un rôle important dans l'humidité des sols et des débits au printemps au niveau des moyennes et hautes latitudes, ni l'évapotranspiration. On peut alors penser que le SPI ne sera pas pertinent aux mois de printemps (au moment de la fonte des neiges) et ne détectera pas des sécheresses déclenchées ou intensifiées par une évapotranspiration importante.

## **1.3.2 Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI)**

### **1.3.2.1 Principe du calcul**

Le SPEI est calculé suivant la même méthode que le SPI (cf fig 3), il est par conséquent également normalisé et peut être calculé à différentes échelles de temps. La différence fondamentale entre ces deux indicateurs est que le SPI est calculé uniquement à partir des précipitations, alors que le SPEI s'appuie sur la différence entre les précipitations (P) et l'évapotranspiration potentielle (ETP). Ensuite, à cette valeur cumulée de (P-ETP) sur n mois, est ajustée la loi log-logistic à trois paramètres. L'ajustement de la loi pour le calcul du SPEI a été vérifié par un test de Kolmogorov Smirnov (Serrano 2010).

### **1.3.2.2 Évapotranspiration réelle et potentielle**

L'évaporation réelle (ETR), est la quantité d'eau évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces libres pour une surface donnée. L'ETR étant difficile à mesurer, on peut calculer l'ETP, qui représente la quantité d'eau évaporée et transpirée en considérant que l'eau disponible n'est pas un facteur limitant. Ainsi l'ETP permet de mesurer la limite supérieure de l'ETR. De manière empirique, plusieurs méthodes permettant de calculer l'ETP ont été proposées.

La formule de Penman Monteith (1965) a été adoptée par la FAO (Food and Agriculture Organization) ou encore l'ICID (International Commission on irrigation and Drainage) comme méthode standard pour calculer l'ETP. Cette formule repose sur le bilan énergétique et est assez complexe car elle prend en compte de nombreux facteurs comme la vitesse du vent, l'albedo, la

durée réelle d'insolation, le flux radiatif etc...Mavromatis (2007) a montré que calculer des indicateurs de sécheresses comme le PDSI en utilisant des méthodes simples ou complexes pour calculer l'ETP conduit à des résultats similaires. La formule proposée par Thornthwaite en 1948 est plus simple, car elle ne dépend que de la température et c'est pourquoi elle a été choisie pour calculer le SPEI (Serrano 2010)

Pour un mois donné :

$$ETP = 16 * K * \left(10 \frac{t}{I}\right)^a \quad \text{où} \quad a = \frac{1,6}{100} I + 0,5 \quad \text{et} \quad I = \sum_1^{12} i \quad \text{avec} \quad i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$$

où t est la température mensuelle moyenne (°C) et K un coefficient correctif mensuel fonction de la durée de l'éclairement.

### 1.3.2.3 Limites

Comme le SPI, la neige n'est pas prise en compte dans le calcul du SPEI. En outre, lorsque l'évapotranspiration potentielle, déterminée par les conditions atmosphériques, devient supérieure aux possibilités d'alimentation en eau de la plante, celle-ci ferme ses stomates, évitant de se dessécher. Les sorties d'eau sont ainsi réduites, tout comme les échanges gazeux (CO<sub>2</sub> et O<sub>2</sub>) à l'origine des principales activités métaboliques de la plante. Par conséquent, en cas de stress hydrique prolongé, la production de biomasse diminue pouvant notamment entraîner une réduction de la surface foliaire de la plante. En cas de manque d'eau, l'évaporation réelle sera inférieure à l'évapotranspiration potentielle calculée. Le SPEI, calculé à partir de l'ETP ne prend pas en compte les rétroactions négatives de la végétation et du sol, et aura ainsi tendance à surestimer les sécheresses.

## 1.4 Caractérisation des sécheresses agronomiques et hydrologiques

### 1.4.1 Sécheresses agronomiques

Pour caractériser les sécheresses agronomiques, j'ai travaillé avec le contenu en eau de la zone racinaire (rzSWI Roots Zone Soil Water Index), sans unité.

$$rzSWI = \frac{\omega_t - \omega_{wilt}}{\omega_{fc} - \omega_{wilt}}$$

avec  $\omega_t$ ,  $\omega_{wilt}$  &  $\omega_{fc}$  les contenus en eau respectivement de la zone racinaire, au point de flétrissement et à la capacité au champs.

Le point de flétrissement correspond au contenu en eau du sol à partir duquel la plante ne peut plus prélever d'eau, et la capacité au champ représente le contenu en eau maximum du sol. Un rzSWI négatif indique alors un taux d'humidité du sol inférieur au point de flétrissement.

### 1.4.2 Sécheresses hydrologiques

Concernant les sécheresses hydrologiques, j'ai travaillé sur deux bassins versants des moyennes latitudes de l'hémisphère nord (Danube et Mississippi) en prenant les débits pondérés par l'aire de drainage en amont et exprimés en mm.jour<sup>-1</sup>. Notons que j'ai également interpolé les différentes variables sur une grille à 1° afin de calculer les séries temporelles moyennées sur l'aire de drainage et les confronter aux débits.

## 2 Outils et Données

### 2.1 Les données

#### 2.1.1 Les observations disponibles

Les variables utilisées sont moyennées mensuellement (cf partie 1.2) et interpolées sur la grille du modèle CNRM-CM à  $1,4^\circ$ . Les variables atmosphériques, à savoir les précipitations (P) en  $\text{mm.jour}^{-1}$  et la température de l'air à deux mètres (T2M) en  $^\circ\text{C}$  sont issues des bases de données climatologiques mondiales GPCP (Global Precipitation Climatology Centre) et CRU (Climatic Research Unit).

Le  $zrSWI$ , n'étant pas disponible dans les bases de données mondiales, j'ai utilisé le  $zrSWI$  simulé par ISBA forcé par les observations (en mode off-line) (cf partie 2.1.2).

Les débits observés sont issus soit du GRGC (Global Runoff Data Centre) soit du mode off-line.

En plus des observations, chacune de ces variables peut être simulée par le modèle global de climat CNRM-CM, permettant ainsi de comparer les sorties du modèles aux observations sur la période récente, et d'effectuer des projections pour la période future.

#### 2.1.2 En mode forcé : vers des pseudo observations ?

Si des observations de P et T2M à l'échelle du globe et pour des séries temporelles longues sont disponibles, des variables telles que le  $zrSWI$  ne sont simplement pas mesurables à grande échelle. C'est pourquoi, on utilise le modèle de surface ISBA (cf partie 2.1.3.2), en mode off-line (i.e. non couplé avec les autres composantes du modèle CNRM-CM5), et forcé par des observations. On parle alors de « pseudo-observations ».

#### 2.1.3 Modélisation des surfaces continentales

Est brièvement présenté ci-dessous la physique des composantes du modèle de climat global représentant les surfaces continentales.

##### 2.1.3.1 SURFEX (SURfaces EXternalisées)

SURFEX est une plateforme de modélisation de surface développée par Météo-France qui rassemble l'ensemble des développements et améliorations apportés aux schémas de surface. Elle est conçue pour être couplée à des modèles atmosphériques et inclut des modèles indépendants comme le modèle de surface continentale ISBA.

##### 2.1.3.2 ISBA (Interactions Sol Biosphère Atmosphère)

ISBA comporte plusieurs modules permettant de simuler les transferts d'eau et de chaleur dans le sol, la végétation, la neige, et l'hydrologie superficielle (drainage et ruissellement). La version d'ISBA utilisée pour cette étude (fig 5) possède trois couches hydrologiques, et présente une colonne de sol divisée en deux réservoirs : la couche racinaire  $\omega_2$  de profondeur  $d_2$ , et la couche de drainage profond  $\omega_3$  de profondeur  $d_2 - d_1$ . La couche superficielle  $\omega_1$  et de profondeur  $d_1$  est incluse dans la zone racinaire et est utilisée pour calculer l'évaporation sur sol nu.

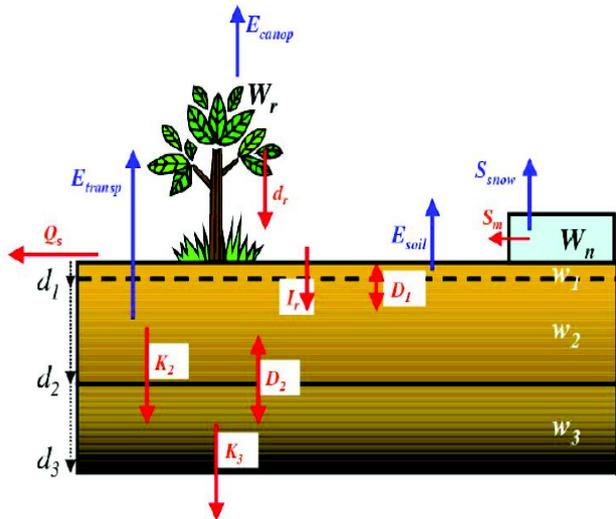


Figure 5: Représentation des processus simulés par le modèle de surface ISBA- 3L (Decharme 2005)

$K$  et  $D$  représentent le drainage et la diffusion de l'eau entre les différentes couches de sol.  $I_r$  correspond à l'infiltration réelle qui est la somme du ruissellement de la canopée  $d_r$ , des pluies non interceptées par la végétation et de la fonte des neiges  $S_m$ , minorée du ruissellement de surface  $Q_s$ . Le flux d'évapotranspiration est la somme de la transpiration des plantes  $E_{trans}$ , de l'évaporation de la canopée  $E_{canop}$ , du sol nu  $E_{soil}$ , de la sublimation de la neige  $S_{snow}$ .

### 2.1.3.3 TRIP (Total Runoff Integrating Pathways)

Si ISBA traite des transferts verticaux, TRIP en tant que modèle de routage des fleuves gère les échanges horizontaux des flux d'eau. Les débits des rivières sont calculés en chaque point de grille. Les impacts sur les bilans d'eau (évaporation, infiltration et interception de l'eau de pluie) et d'énergie (albédo, température et rugosité) des surfaces continentales sont aussi simulés via un couplage avec ISBA.

### 2.1.4 Le modèle de climat global CNRM-CM5

Le CNRM-CM5 a été développé par le CNRM. Il est constitué de divers sous-modèles (cf fig 5), qui lui permettent de simuler la variabilité climatique à des échelles de temps de la demi heure au siècle. CNRM-CM5 participe à l'exercice d'intercomparaison CMIP5 en vue du prochain rapport du GIEC.

Les différentes composantes du modèle ont été développées indépendamment les unes des autres et sont couplées grâce au coupleur OASIS développé au Centre Européen de Recherches et de Formations Avancées en Calculs scientifiques (CERFACS). Brièvement, ARPEGE-CLIMAT modélise la partie atmosphérique, NEMO l'océan, GELATO la glace de mer, ISBA et SURFEX s'occupent des échanges entre les surfaces continentales et l'atmosphère, enfin TRIP simule les transferts d'eau douce des fleuves vers les océans.

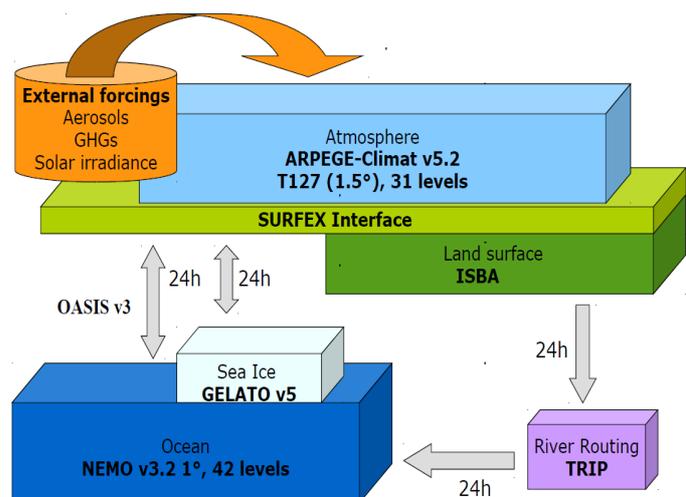


Figure 6: Le modèle CNRM-CM5 A.Voldoire (en préparation)

### 2.1.5 Est-ce que le modèle simule bien les différentes variables utilisées ?

Sont représentées ci-dessous (fig 7) les cartes de l'état moyen de T2M P et du rzSWI. La carte des biais associée montre la différence entre le modèle et les observations (ou pseudo- OBS pour le rzSWI).

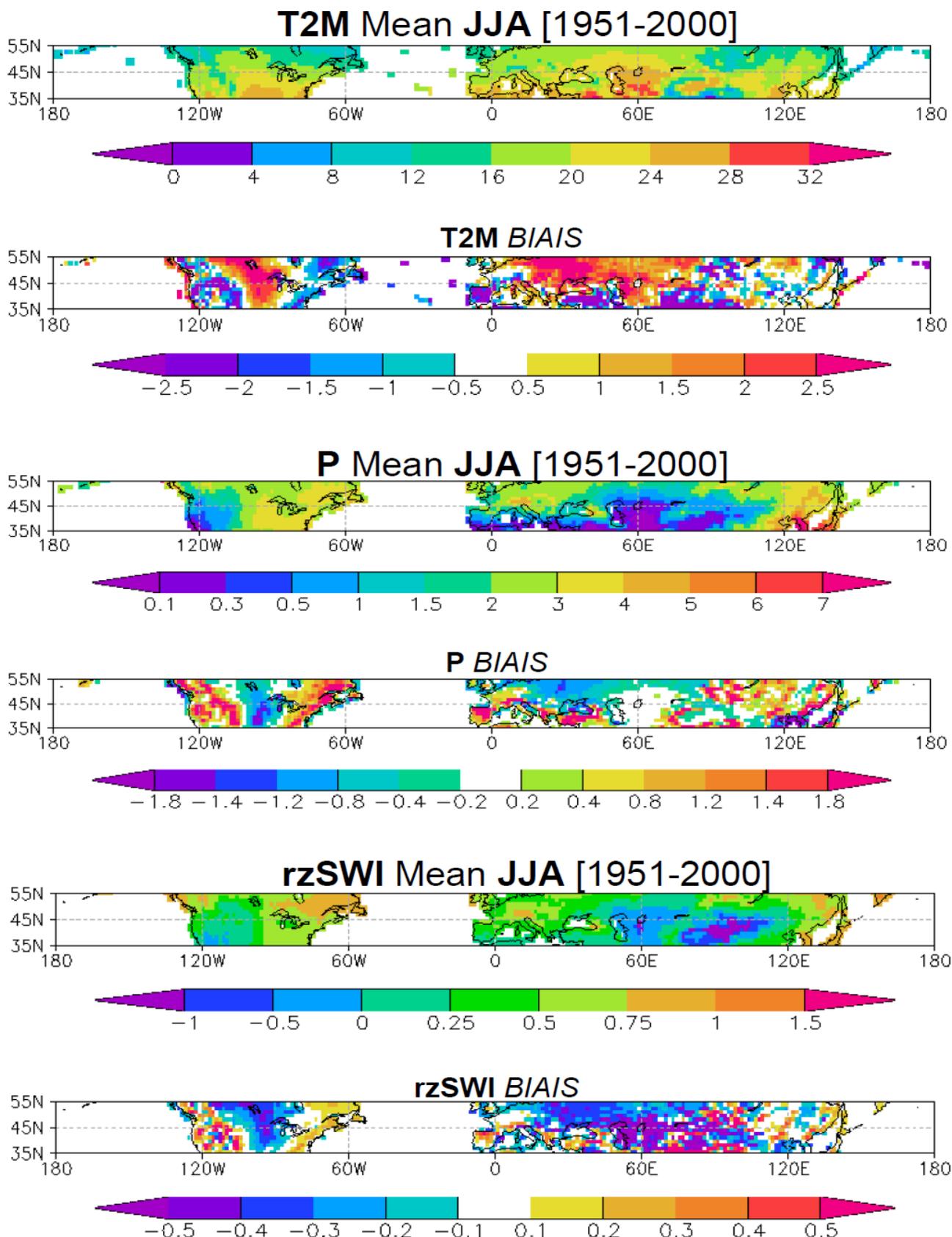
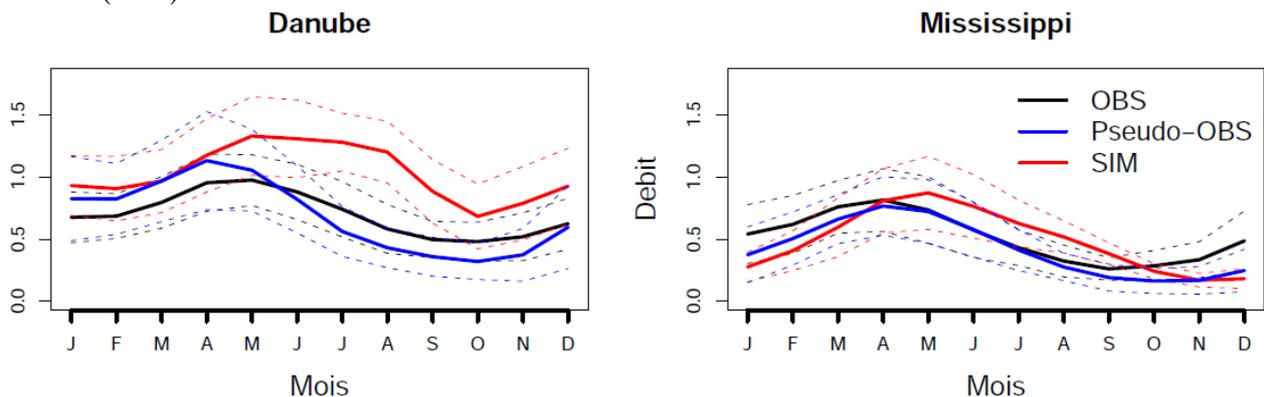


Figure 7: État moyen et biais (modèle - obs) de T2M P et du rzSWI aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord sur les mois de juin juillet et août pour la période 1951-2000

Sur les cartes on peut distinguer deux zones. L'Europe de l'ouest et les deux cotes des États-Unis présentent un biais froid, une surestimation des précipitations et un taux d'humidité des sols supérieurs à ceux pseudo-observés. Au niveau des autres régions, les biais s'inversent, à savoir qu'il y a un biais chaud en partie à cause de biais radiatifs (déficit de nébulosité) qui peuvent éventuellement être amplifiés par le déficit de précipitation et donc d'évapotranspiration, et un déficit du contenu d'eau dans les sols. Ces biais sont dus à des raisons multiples et encore mal comprises, et mettent en évidence la difficulté des modèles de climat à simuler le cycle hydrologique.

Pour évaluer les débits on représente le cycle annuel moyen, plus ou moins un écart type, et cela pour aussi bien pour les observations (OBS), les pseudo-observations (Pseudo-OBS) que pour le modèle (SIM)



**Figure 8: Cycle annuel des débits ( $\text{mm.jour}^{-1}$ ) du Danube et du Mississippi calculé avec les observations, les pseudo-observations et le modèle (à  $\pm$  un écart-type) pour la période 1951-2000**

Le modèle reproduit relativement bien le cycle annuel du débit de chacun des fleuves malgré un décalage d'un mois dans le cycle simulé.

Même s'ils sont importants, les biais du modèle CNRM CM ne sont pas nécessairement réhilitoires pour l'étude du climat futur car la sensibilité des modèles n'est pas inféodée à leur état moyen.

## 2.1.6 Bilan

J'ai travaillé sur les périodes 1951-2000 et 2050-2099. Pour la période récente j'ai utilisé les observations disponibles ou les pseudo-observations. Le run historique se réalise en deux temps : un run pré industriel permet de placer le système à l'équilibre, puis on fait évoluer les concentrations en aérosol et en GES ainsi que la constante solaire selon les observations. Le scénario (2050-2099) repose sur des hypothèses. Nous avons choisi, suivant le principe de précaution, d'étudier le scénario catastrophe : le RCP8.5 qui présente à l'horizon 2100 un forçage radiatif pour l'effet de serre additionnel de  $8,5 \text{ W.m}^{-2}$ .

**Tableau 1 : les jeux de données utilisés**

Période	1951-2000	2050-2099
Données	<p>Partie 3.1 P, T2M &amp; Débits: Observations rzSWI &amp; Débits: Pseudo Observations</p> <p>Partie 3.2 Modèle CNRM-CM5 run historique</p>	<p>Partie 3.3 Modèle CNRM-CM5, scénario RCP8.5</p>

## 2.2 Les outils

### 2.2.1 Statistiques

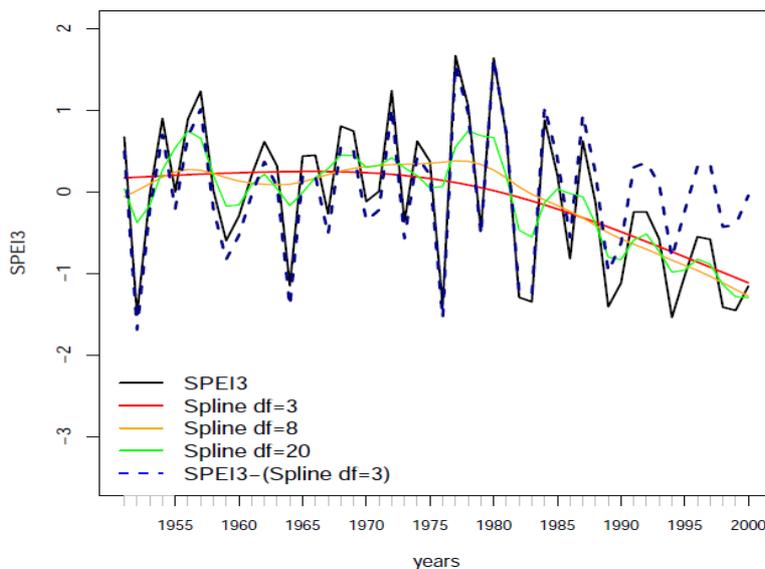
#### 2.2.1.1 *Corrélations temporelles*

Étudier la corrélation entre deux variables revient à étudier l'intensité de la liaison qui peut exister entre ces deux variables. Le coefficient de corrélation est égal au rapport de la covariance et du produit non nul des écart-types.

#### 2.2.1.2 *Fonctions splines*

Dans les séries pluriannuelles analysées il faut distinguer l'étude des changement climatique (i.e. basse fréquence), de la variabilité inter annuelle (i.e. haute fréquence). En effet, dans le premier cas on s'intéresse aux tendances, alors que dans le second, on veut s'en affranchir. Étant donné la non linéarité des forçages radiatifs d'origine anthropique, les fonctions splines sont très adaptées pour estimer les tendances. Une fonction spline est une fonction définie par morceaux par des polynômes, et dans le cas de notre étude, des polynômes d'ordre trois, on parle alors de spline cubique.

Le principal avantage de ces fonctions est de pouvoir régler le nombre de degré de liberté (qui correspond au nombre de coefficient à estimer), et donc de plus ou moins lisser la tendance (fig 7).



**Figure 9:**

*Évaluation et retranchement de la tendance d'une série temporelle, exemple du SPEI3 de juillet sur la période 1951-2000 sur un point de grille (France)*

Nous avons opté pour régler les fonctions splines à trois degrés de liberté (fig 7 courbe rouge), ce qui semble raisonnable dans la mesure où je travaille sur des périodes de 50 ans. Une fois la tendance calculée, elle peut être retranchée à la série de donnée (fig 7 courbe bleue).

#### 2.2.1.3 *Tables de contingence*

Les tables de contingences (2x2) ont été utilisées dans cette étude pour mesurer la performance des indicateurs de sécheresses météorologiques à détecter les sécheresses agronomiques ou hydrologiques. En deçà du premier décile, on peut considérer qu'il y a sécheresse. La table se construit par point de grille, en comptant le nombre d'événements correspondants simultanément aux deux critères (cf Tab 2).

**Tableau 2 : Table de contingence**

		Référence (zrSWI ou débit)	
		Réf ≤ q10 Réf	Réf > q10 Réf
Indicateurs SPIn ou SPEIn	IND ≤ q10 IND	<b>A</b>	<b>B</b>
	IND > q10 IND	<b>C</b>	<b>D</b>

A partir de ces tables, des calculs de probabilités permettent d'analyser les résultats. En dépit de la simplicité de ces tables 2x2, de nombreux travaux ont été effectués afin de proposer plusieurs mesures de performance (Wilks 2004). Cependant, résumer les informations contenues dans une table 2x2, en une seule valeur amènera nécessairement une perte d'information, le choix du score le plus adapté dépendra de l'information jugée la moins importante et que l'on accepte de laisser de côté.

**Le True skill score (TSS)** représente la probabilité de détecter une sécheresse par l'indicateur à raison retranchée de la probabilité de ne pas en détecter une à tort. Ce score est particulièrement bien adapté pour notre étude car la performance de l'indicateur n'est pas jugée sur le nombre de sécheresses qu'il détecte à tort. En effet, il peut survenir une sécheresse météorologique, sans que s'en suive une sécheresse agronomique et surtout hydrologique (cf partie 1.2). Il se calcule de la manière suivante :

$$TSS = \frac{A}{A+B} - \frac{C}{C+D} ; \quad TSS \in [-1,1]$$

Plus le TSS est proche de 1, plus l'indicateur est performant car il détecte toutes les sécheresses agronomiques (ou hydrologiques) et n'en détecte pas lorsqu'il n'y en a pas et inversement pour un TSS proche de -1.

### 2.2.2 Programmation

Qui dit climat dit modélisation, et il existe une multitude de logiciels et de langages disponibles, à chacun de choisir les siens. Dans ce monde plutôt obscur, ayant déjà été un peu sensibilisée à R, j'ai réalisé tous les calculs et les graphiques avec la version 2.11.0 de R, cependant, pour les cartes j'ai utilisé le logiciel GrADS (Grid Analysis and Display System) version 2.0.a8 qui s'avère plus adapté. En outre, les jeux de données sont stockés sous forme de fichier auto documentés [NetCDF (Network Common Data Form)] qui se manipulent assez facilement avec des outils adaptés comme CDO (Climate Data Operators). Le système d'exploitation LINUX permet à l'utilisateur de créer ses propres programmes en Shell, et d'intégrer au sein d'un même programme plusieurs langages différents, permettant d'automatiser les calculs, la réalisations des graphes, etc. En fait, chacun créé ses propres outils, qui sont pratiques, flexibles, efficaces (quand ils sont bien fait...).

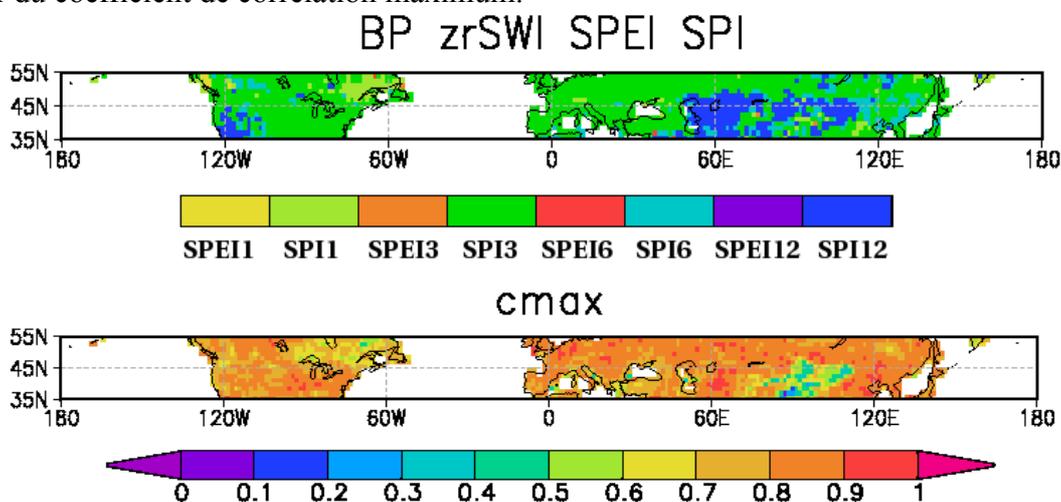
## 3 Résultats

### 3.1 Comparaison des indicateurs de sécheresses sur la période 1951 - 2000

#### 3.1.1 Quels indicateurs météorologiques pour le suivi de l'eau du sol et des débits ?

##### L'eau du sol

Les cartes présentées ci dessous (fig 10) montrent, pour celle de dessus, l'indicateur météorologique qui est le mieux corrélé au rzSWI ( i.e. l'indicateur pour lequel le coefficient de corrélation avec le rzSWI est le plus grand) sur la période 1951-2000, calculés avec les OBS ou pseudo OBS, et cela pour le mois de juillet. La carte du dessous fait écho à la première en donnant la valeur du coefficient de corrélation maximum.

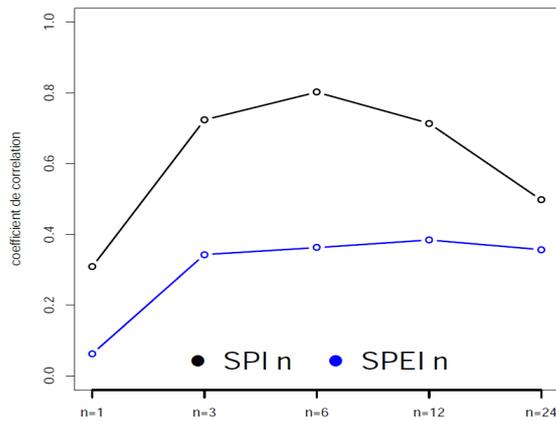


*Figure 10: Indicateur météorologique le mieux corrélé au ZRSWI pour les mois de juillet sur la période 1951- 2000 et carte des coefficients de corrélation (moyennes latitudes de l'hémisphère nord)*

Le SPI calculé uniquement à partir des précipitations est mieux corrélé à la quantité d'eau située dans la zone racinaire que le SPEI, calculé à partir de la différence P-ETP. De plus, le rzSWI est mieux représenté par un SPI calculé à partir des précipitations cumulées sur 3 mois, mettant ainsi en évidence « l'effet mémoire » du sol. Sur certaines régions arides (cf fig7 rzSWI) comme l'ouest des Etats Unis, l'est de la mer Caspienne (Kazakhstan, Ouzbékistan, Chine orientale et le sud de la Mongolie), le SPI6 et 12 semblent plus adaptés pour caractériser l'eau du sol, cependant on note des coefficients de corrélation relativement faibles ( $c_{max} < 0,5$ ). Mise à part ces régions, les coefficients de corrélations obtenus pour le SPI sont élevés (entre 0,7 et 0,9), et d'autres études nous ont permis de montrer qu'ils étaient nettement supérieurs à ceux obtenus avec le SPEI.

##### Les débits

Concernant les sécheresses hydrologiques, le SPI reste plus pertinent que le SPEI. Cependant, c'est lorsqu'il est cumulé sur 6 mois qu'il présente les meilleurs coefficients de corrélations (cf Fig 11), probablement en raison de l'inertie du système hydrologique. Notons que les autres mois de printemps et d'été présentent des résultats similaires aussi bien sur le Danube que sur le Mississippi.



**Figure 11:**

**Corrélation entre les indicateurs météorologiques et le débit du Danube sur les mois de juillet pour la période 1951-2000**

Le SPI respectivement cumulé à trois et six mois qui rend compte uniquement des précipitations est le plus adapté pour caractériser l'eau du sol et les débits. On montre ici l'importance d'avoir des indicateurs calculables à différents pas de temps, permettant de s'adapter spécifiquement à chaque étude.

### **3.1.2 Quel(s) indicateur(s) pour détecter les sécheresses agronomiques et hydrologiques ?**

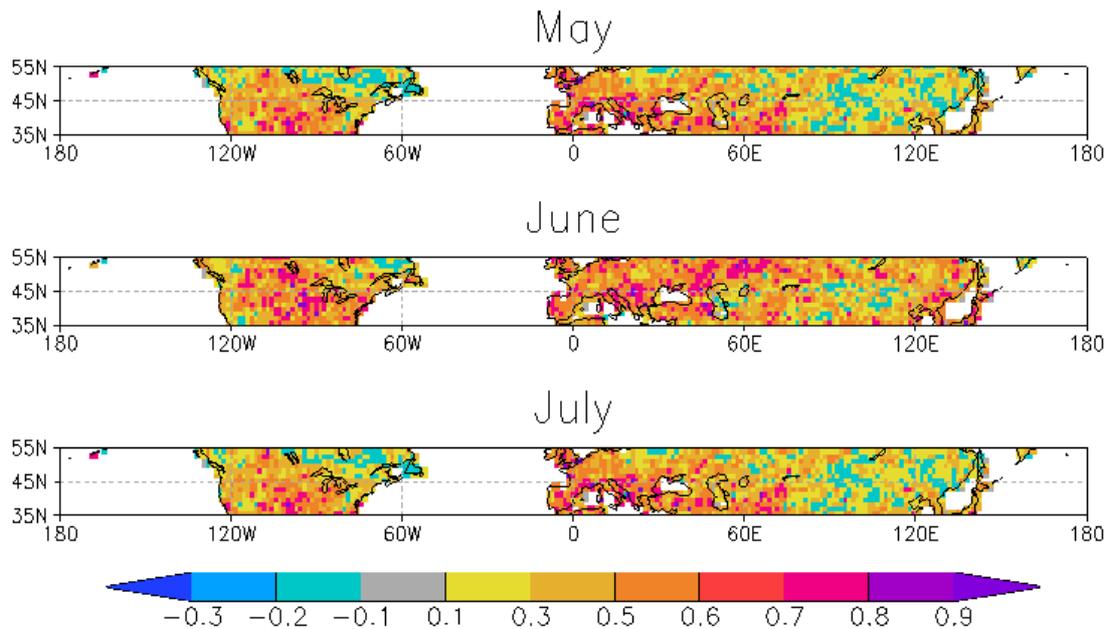
Les corrélations temporelles effectuées ci-dessus prennent en compte la totalité des séries de chaque variable. C'est une première indication qui nous a permis de déterminer le pas de temps le mieux adapté à la sécheresse considérée, mais qui doit être complétée par des études plus poussées portant spécifiquement sur les valeurs extrêmes. L'étude suivante s'appuie sur les tables de contingences calculées à partir des séries temporelles où la tendance a été préalablement enlevée (cf partie 2.2.1.2.) pour s'intéresser spécifiquement à la capacité de détection des indicateurs empiriques en variabilité inter annuelle. Les seuils utilisés sont le premier décile de chaque variable (cf partie 2.2.1.3)

#### **3.1.2.1 Détection des sécheresses agronomiques aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord**

Les sécheresses agronomiques, définies par une anomalie négative importante et/ou persistante du contenu en eau des sols dans la zone racinaire font baisser les rendements agricoles. Cependant en fonction de la période à laquelle le stress hydrique intervient, les conséquences sur les rendements seront plus ou moins importantes. La période critique de sensibilité à la sécheresse des céréales correspond à la phase de montaison et au début de la phase d'épiaison, car c'est à ce moment que la plante accumule la plus grande partie de sa biomasse, et ses besoins nutritifs sont relativement plus importants que lors des autres phases de développement (MAI JUIN). Pour le maïs, la phase critique correspond à la phase de reproduction, avec un pic de sensibilité lors de la floraison (JUILLET). Une sécheresse à ces périodes a des conséquences graves sur les rendements, d'une part parce qu'elle impose un stress hydrique à la plante, et parce qu'elle peut induire des carences en nitrates. Étant les cultures principales au niveau des moyennes latitudes de l'hémisphère nord, je présenterai les graphiques correspondants à ces mois.

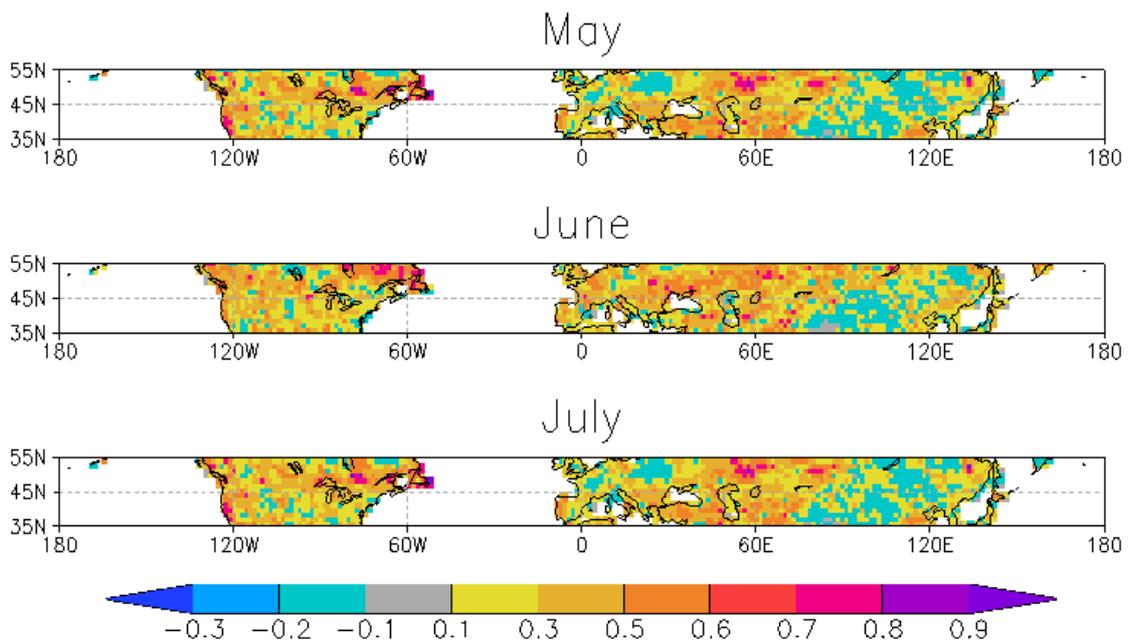
Les cartes suivantes présentent le TSS (cf partie 2.2.1.3) calculé par point de grille et par mois. Il mesure la performance des indicateurs à détecter les sécheresses agronomiques. Le TSS est la probabilité de détecter à raison une sécheresse par l'indicateur, retranchée de la probabilité de ne pas en détecter une, à tort. Les couleurs froides indiquent un  $TSS < 0$ , et donc cela signifie que l'indicateur se trompe plus qu'il n'a raison. Il n'est pas performant, et inversement pour les couleurs chaudes.

### SPI3



**Figure 12: TSS SPI3 sur les moyennes latitudes de l'hémisphère nord variabilité IA sur la période 1951-2000**

### SPEI3



**Figure 13: TSS SPEI3 sur les moyennes latitudes de l'hémisphère nord variabilité IA sur la période 1951-2000**

Quelque soit le mois considéré, au sens du TSS, le SPI3 est performant pour détecter les sécheresses agronomiques. On note quelques points de grille colorés en bleu notamment au niveau du nord de la Chine et du sud de la Mongolie, signifiant un indicateur moins performant dans ces régions arides, régions où les corrélations étaient assez faibles (cf fig 8). D'autre part, on retrouve également des valeurs faibles du TSS pour des latitudes de 50N-55N, probablement du à la contribution non négligeable de la fonte des neiges à l'humidité des sols et qui n'est pas pris en compte dans le calcul des indicateurs. Les valeurs du TSS (SPEI3) sont nettement inférieures à celles du TSS (SPI3), le SPI3 est donc plus performant pour détecter les sécheresses agronomiques sur la période 1951-2000.

### 3.1.2.2 Détection des sécheresses hydrologiques à l'échelle du bassin versant

Sont représentées sur le graphique ci-dessous les séries temporelles des différentes variables sur la période 1951-2000. Les premiers déciles de chaque distribution, calculés par mois sont indiqués en gris clair. Lorsque la moyenne pour un mois donné est inférieure au quantile 10 correspondant, on considère qu'il y a sécheresse, mise en valeur par un code couleur ou le bleu représente les sécheresses hydrologiques et le rouge les sécheresses météorologiques. Les rectangles gris mettent en évidence une sécheresse hydrologique, et si les indicateurs l'ont détectée ou non. Les ronds rouges indiquent une sécheresse météorologique (détectée par les indicateurs) alors qu'il n'y a pas de sécheresse hydrologique.

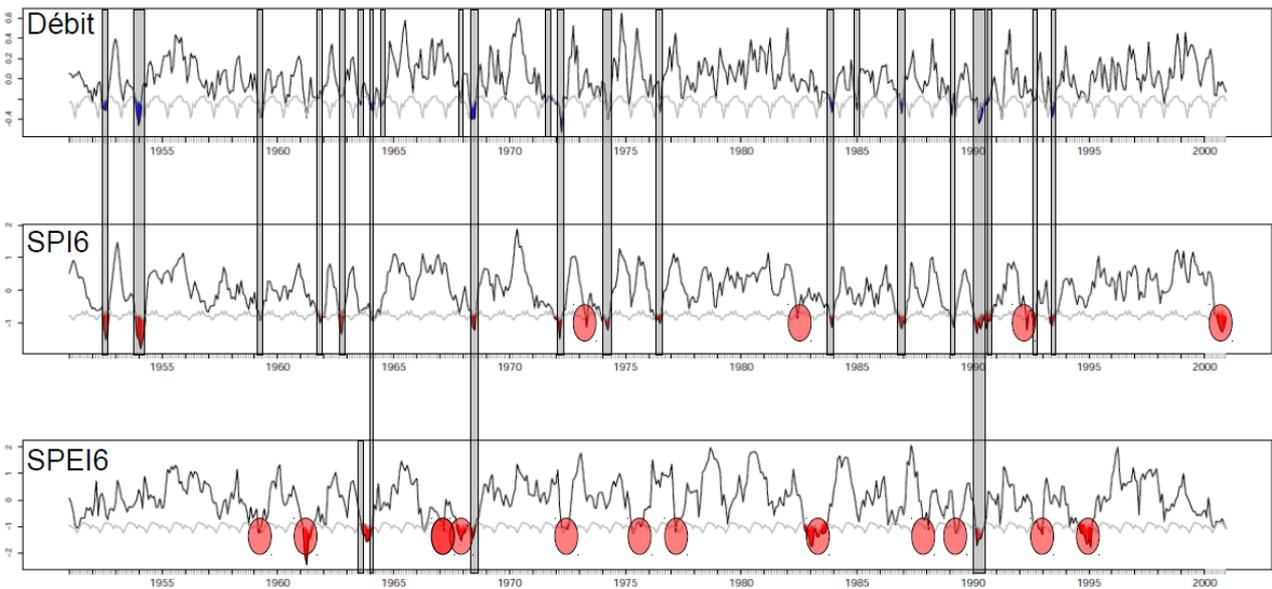


Figure 14: Série temporelle du débit, du SPI6 et du SPEI6 et des quantiles 10 mensuels correspondants sur le Danube de 1951 à 2000. Tendances enlevées

Le SPI6 repère quasiment toutes les sécheresses hydrologiques, contrairement au SPEI6 qui n'en prévoit que quelques unes (rectangles gris). En outre, comme on a pu le voir dans la partie 2. , une sécheresse météorologique ne conduit pas forcément à une sécheresse hydrologique, cependant, le SPEI6 indique beaucoup plus de sécheresses météorologiques que le SPI6 qui ne sont pas répercutées par des sécheresses hydrologiques (ronds rouges). On trouve des résultats similaires sur le Mississippi.

Les tables de contingences appliquées à ces séries temporelles permettent de préciser ces résultats. Sur le Danube, la différence de performance (TSS) s'explique surtout par le nombre de sécheresses hydrologiques non détectées par l'indicateur SPEI. Sur le Mississippi on obtient des résultats bien que similaires, moins contrastés. Le SPEI6 est moins performant que le SPI6.

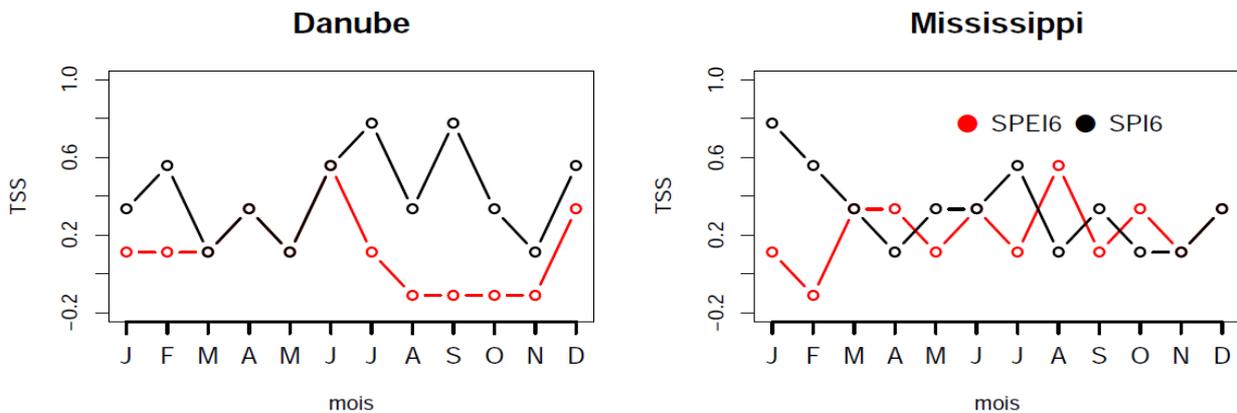


Figure 15: TSS mensuel sur les bassins versants du Danube et du Mississippi

Il est important de signaler ici qu'il faut regarder les TSS pendant les mois de printemps avec prudence dans la mesure où la fonte des neiges joue un rôle majeur sur les débits des deux fleuves, et qui est un paramètre non pris en compte par les indicateurs.

Pour comprendre le comportement de ces indicateurs, détaillons les mois de septembre pour le Danube où l'écart entre le SPI et le SPEI est le plus important. Les graphiques (fig 16) présentent le débit du Danube en fonction des indicateurs. Le premier décile du débit et de chaque indicateur est indiqué, et en couleur sont signalées les zones où les deux variables sont en accord (vert) ou non (orange).

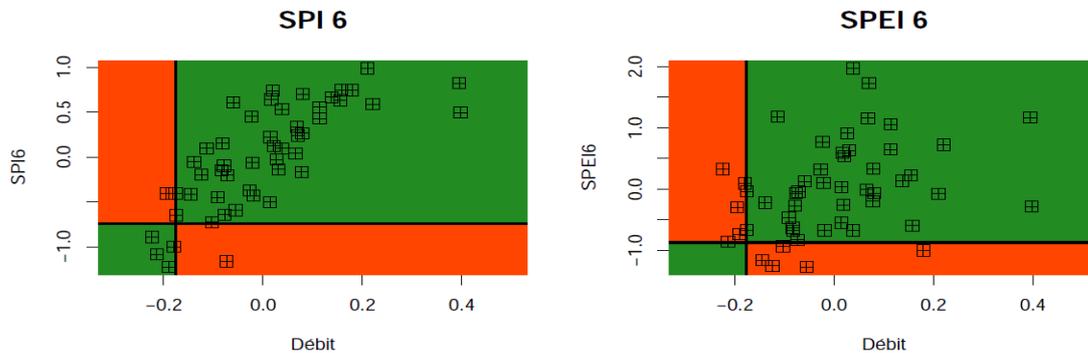


Figure 16: Débits et Indicateurs Météorologiques, septembre de 1951-2000, bassin versant du Danube

Si le SPI repère quasiment toutes les sécheresses ce n'est pas le cas du SPEI (rectangle vert en bas à gauche). En outre le SPEI indique des sécheresses alors qu'il n'y en a pas, et n'en indique pas lorsqu'il y en a (rectangles oranges).

Les séries temporelles suivantes (fig 17) montrent l'évolution des variables et des indicateurs météorologiques pour les mois de septembre.

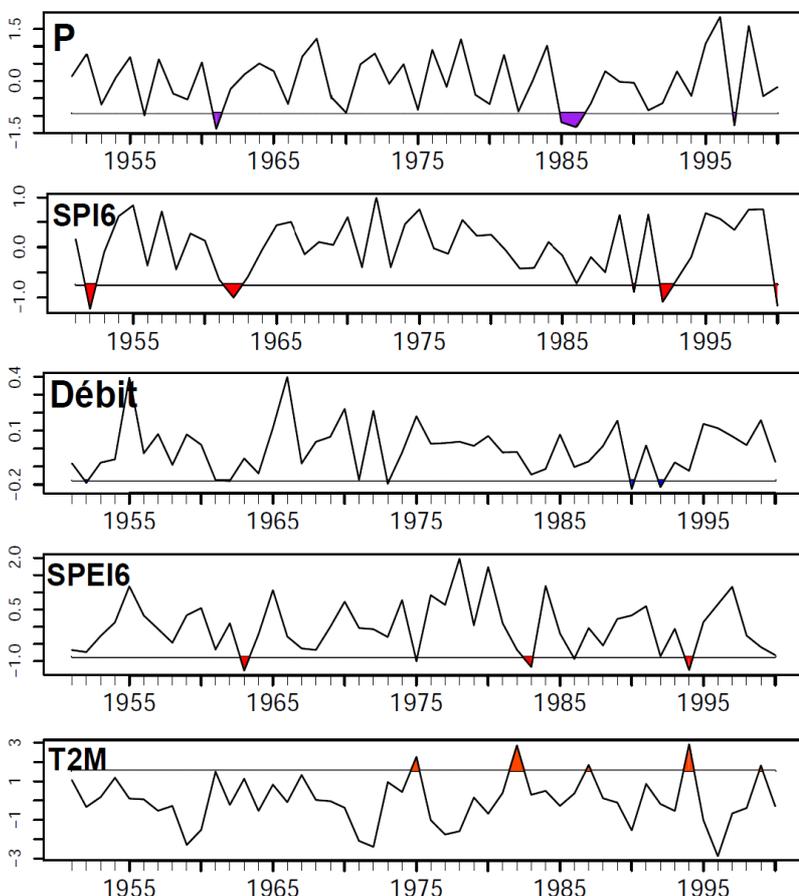


Figure 17: Séries temporelles des mois de septembre de P, SPI6, débit, SPEI6 et T2M sur le bassin versant du Danube de 1951-2000

Notons que pour des pics de température importants, le SPEI6 passe en deça du premier décile (1975, 1982 et 1994), même si les précipitations sont importantes (1994). Le SPI6 suit bien les précipitations, on peut noter quelques décalages probablement liés au cumul sur 6 mois. Par exemple le déficit de précipitation de septembre 1997 est très peu répercutée sur le SPI6, sans doute en raison de pluies importantes pendant les six mois précédents.

La différence de performance entre le SPEI et le SPI s'explique d'une part, par la réactivité importante du SPEI face à des fortes températures.

Et d'autre part, par le fait que les sécheresses sont principalement pilotées par les précipitations.

Ce résultat, démontré ici pour les sécheresses hydrologiques est également vrai pour les sécheresses agronomiques.

## 3.2 Les indicateurs calculés à partir des sorties du modèle sont-ils cohérents avec ceux calculés à partir des observations ?

L'analyse de sensibilité des indicateurs de sécheresses météorologiques aboutit globalement aux mêmes conclusions que l'étude menée avec les données observées.

## 3.3 Projections : période 2050-2099

### 3.3.1 Les indicateurs sont t-ils encore pertinents pour détecter les sécheresses en variabilité inter-annuelle ?

Notons qu'en terme de corrélation (cf partie 3.1.1), on retrouve les même résultats en climat futur qu'en climat récent, à savoir que le SPI est mieux corrélé au rzSWI pour un cumul sur trois mois, et au débit (sur six mois) que le SPEI. En terme de détection des sécheresses, le SPI reste plus pertinent que le SPEI pour détecter les sécheresses agronomiques et hydrologiques sur la période 2050-2099.

### 3.3.2 Évolution des sécheresses

Les cartes suivantes présentent les moyennes des mois de Juin, Juillet et Août (JJA) par point de grille des différentes variables. Les anomalies ( $\Delta$ ) sont définies par la différence entre la période 2050-2099 et la période 1951-2000 donnée par le modèle. Sont cartographiées les anomalies des moyennes, du premier décile (Q10) et de l'écart entre la médiane (Q50) et le premier décile. Ces diverses informations permettent ainsi de comprendre l'évolution de la distribution de chaque variable entre la période future et la période récente.

#### 3.3.2.1 Sécheresses hydrologiques

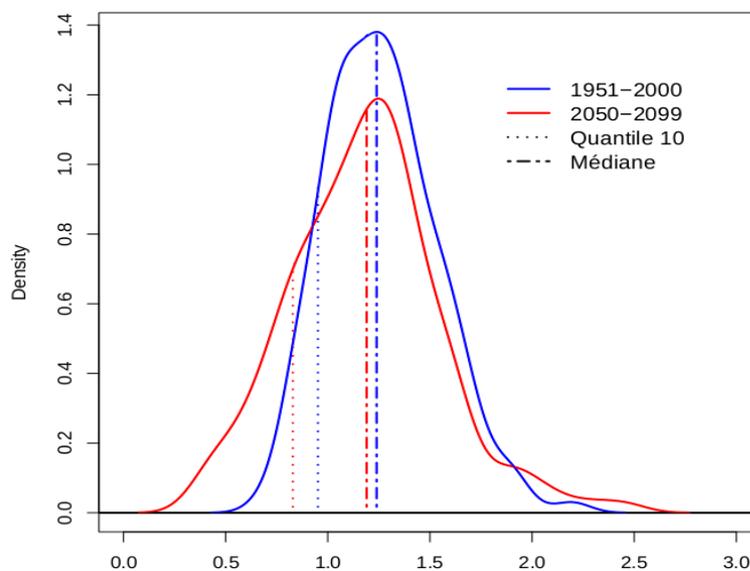


Figure 18: Distribution des Débits à l'exutoire du Danube (JJA)

Sur le Danube (fig 18) la distribution des débits entre la période récente (bleue) et future (rouge) montre un aplatissement de la distribution et une augmentation de la fréquence des faibles débits. Et donc une évolution à la hausse des sécheresses hydrologiques d'été sur ce bassin versant.

### 3.3.2.2 Sécheresses agronomiques

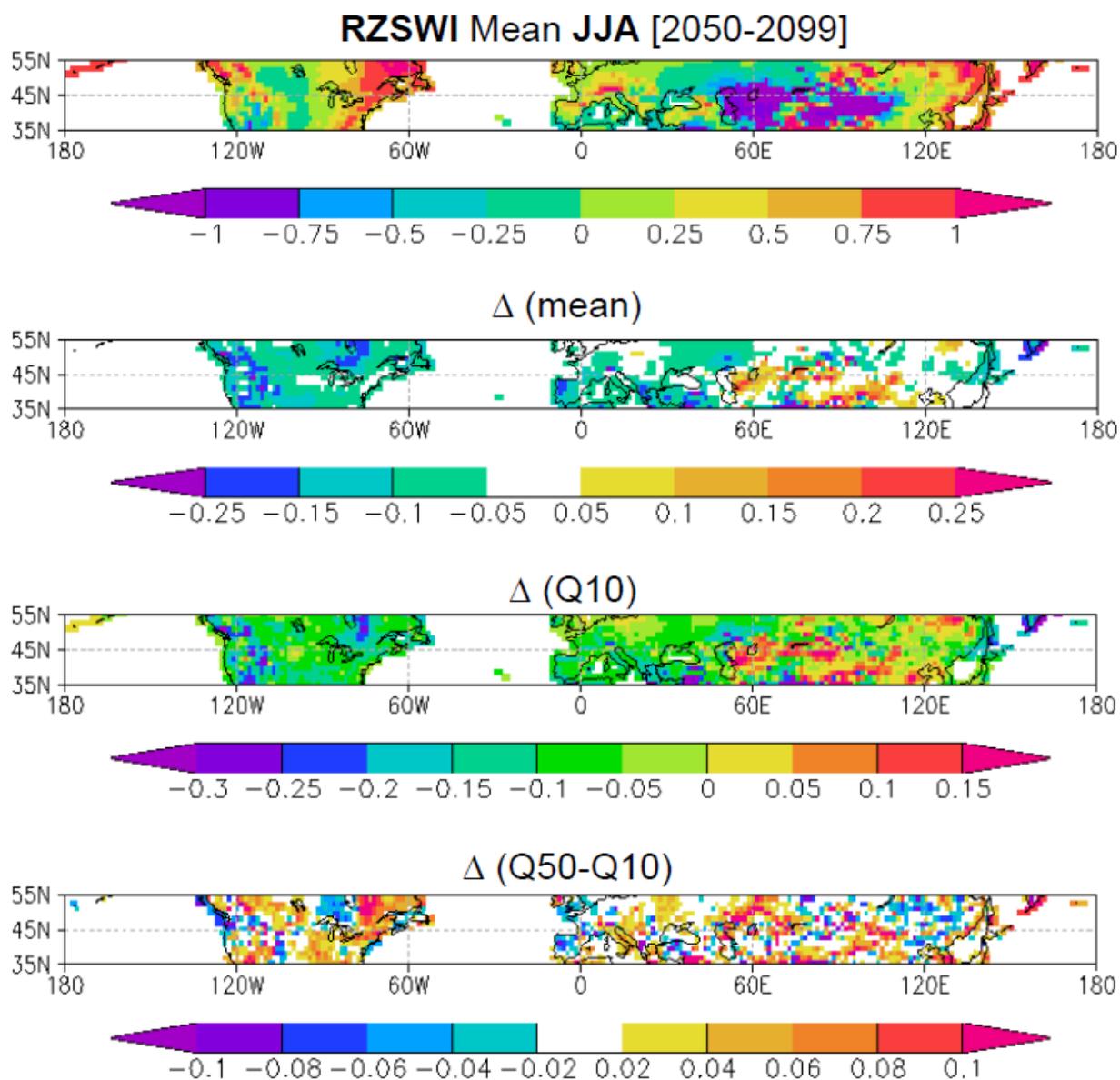


Figure 19: Évolution des sécheresses agronomiques (rzSWI) JJA entre la période 1951-2000 et 2050-2099 aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord. État moyen et anomalies (moyennes, Q10, Q50-Q10)

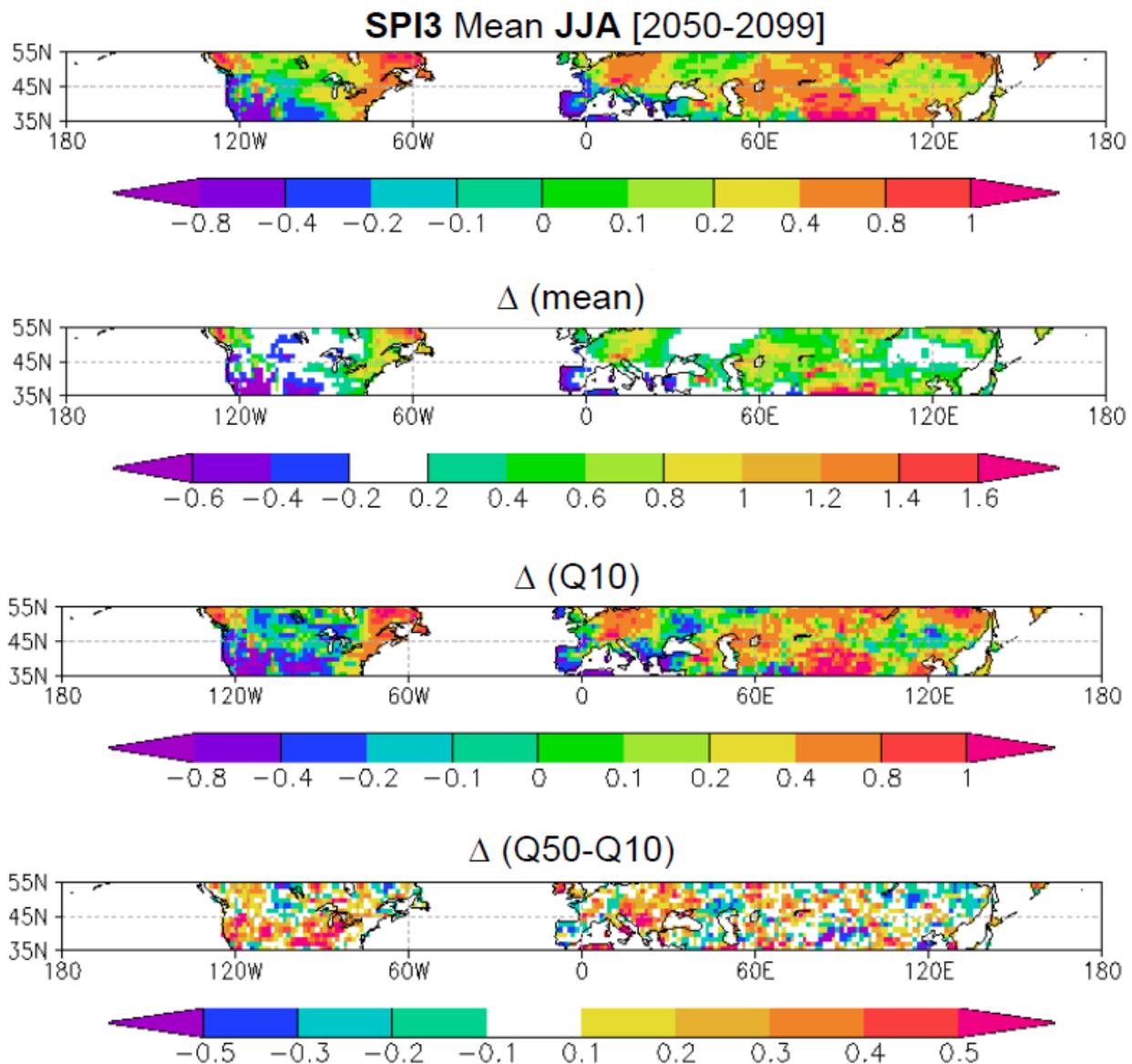
On observe nettement des anomalies négatives importantes sur les États Unis et l'Europe de l'est signalant en moyenne un assèchement des sols sur ces régions. Notons que le rzSWI moyen est inférieur à 0,25 sur la plupart des régions ce qui correspond à des sols secs. En outre, les anomalies du premier décile sont généralement négatives, ce qui répond à une augmentation des sécheresses. Les anomalies de l'écart entre la médiane et le premier décile sont souvent positives et indiquent un aplatissement de la distribution du taux d'humidité des sols et donc une augmentation des événements extrêmement secs.

### 3.3.2.3 Sécheresses météorologiques

Les anomalies de précipitations sont assez importantes (de +/- 0,6mm.jour<sup>-1</sup>), négatives sur le continent américain et positives pour l'Europe et l'Asie. Les anomalies du premier décile sont négatives sur les Etats-Unis et l'Europe, mettant en évidence une augmentation de la fréquence des

faibles précipitations pendant la période future. Concernant les températures, on observe un réchauffement marqué de 2 à 6°C. Ce réchauffement important est lié en partie au choix du scénario RCP8.5 qui est assez pessimiste mais (malheureusement) pas irréaliste quant aux émissions de GES. Les cartes de Précipitations et de Températures sont visibles en annexe.

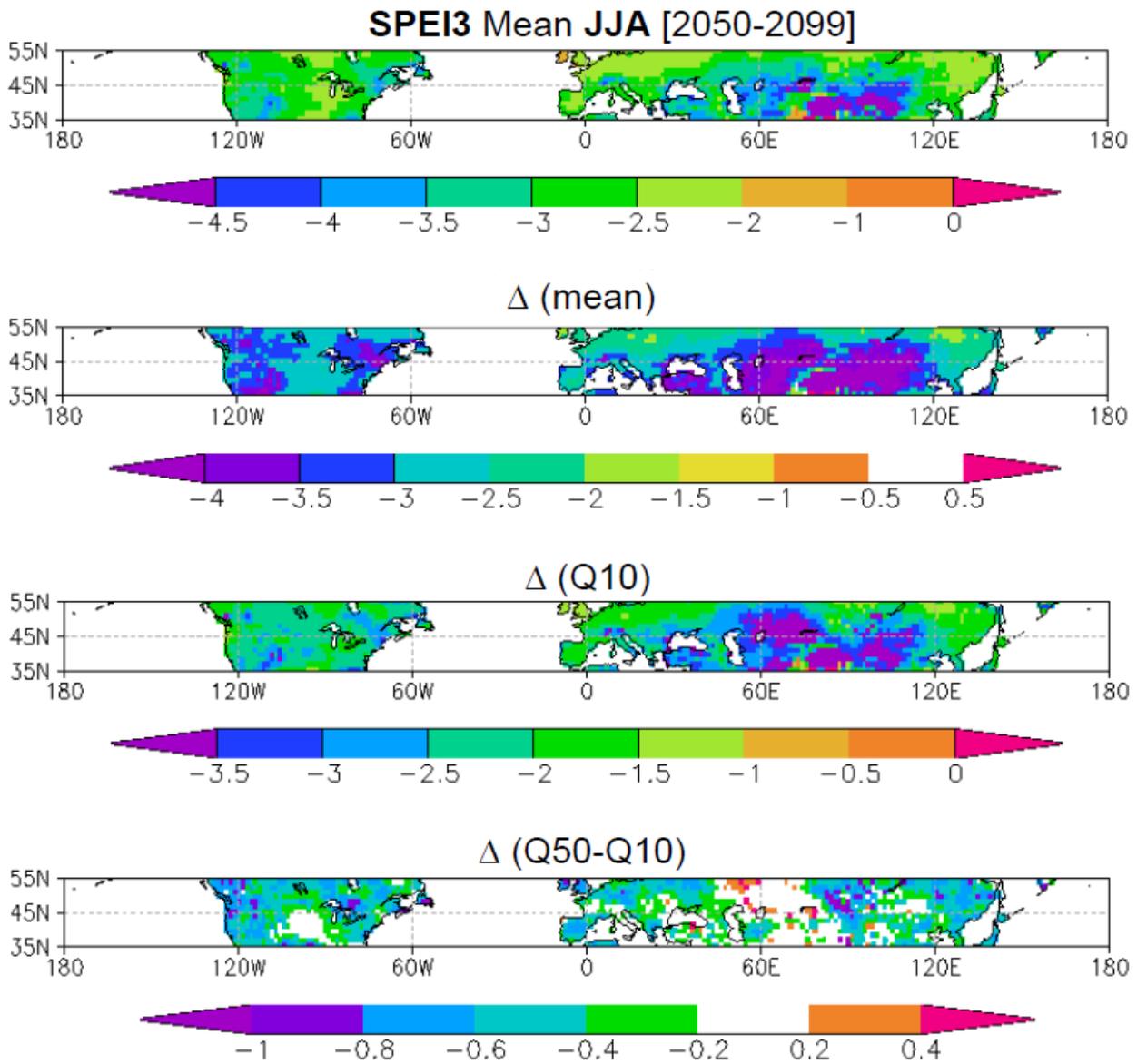
### 3.3.3 Réponse des indicateurs météorologiques au changement climatique



**Figure 20: Évolution des sécheresses météorologiques (SPI3) JJA entre la période 1951-2000 et 2050-2099 aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord. État moyen et anomalies (moyennes, Q10, Q50-Q10)**

Le SPI moyen en période future est globalement positif sauf au niveau des climats de type méditerranéens n'indiquant pas de sécheresses météorologiques. Les anomalies des moyennes, globalement positives, montrent même une « humidification ». Si l'on focalise sur les événements extrêmement secs, on retrouve des résultats similaires. Les anomalies de l'écart entre la médiane et le premier décile sont positives, indiquant un aplatissage de la distribution, cependant au vu des résultats précédents (à savoir une diminution des sécheresses), on peut penser que la distribution des SPI est décalée vers la droite.

Le SPI3 prévoit une diminution des sécheresses, sauf sur les climats de types méditerranéens.



**Figure 21:** Évolution des sécheresses météorologiques (SPEI3) JJA entre la période 1951-2000 et 2050-2099 aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord. État moyen et anomalies (moyennes, Q10, Q50-Q10)

Le SPEI3 moyen est négatif sur toutes les moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Cet indicateur présente un état moyen extrêmement sec. Sans surprises, les anomalies des moyennes et du premier déciles sont négatives. Un résultat intéressant est que les anomalies de l'écart entre le premier décile et la médiane sont négatives. Il n'y a donc pas d'aplatissement de la distribution mais des données recentrées sur la médiane, et un fort décalage vers la gauche. Le SPEI prévoit ainsi une (très) forte augmentation des sécheresses en futur.

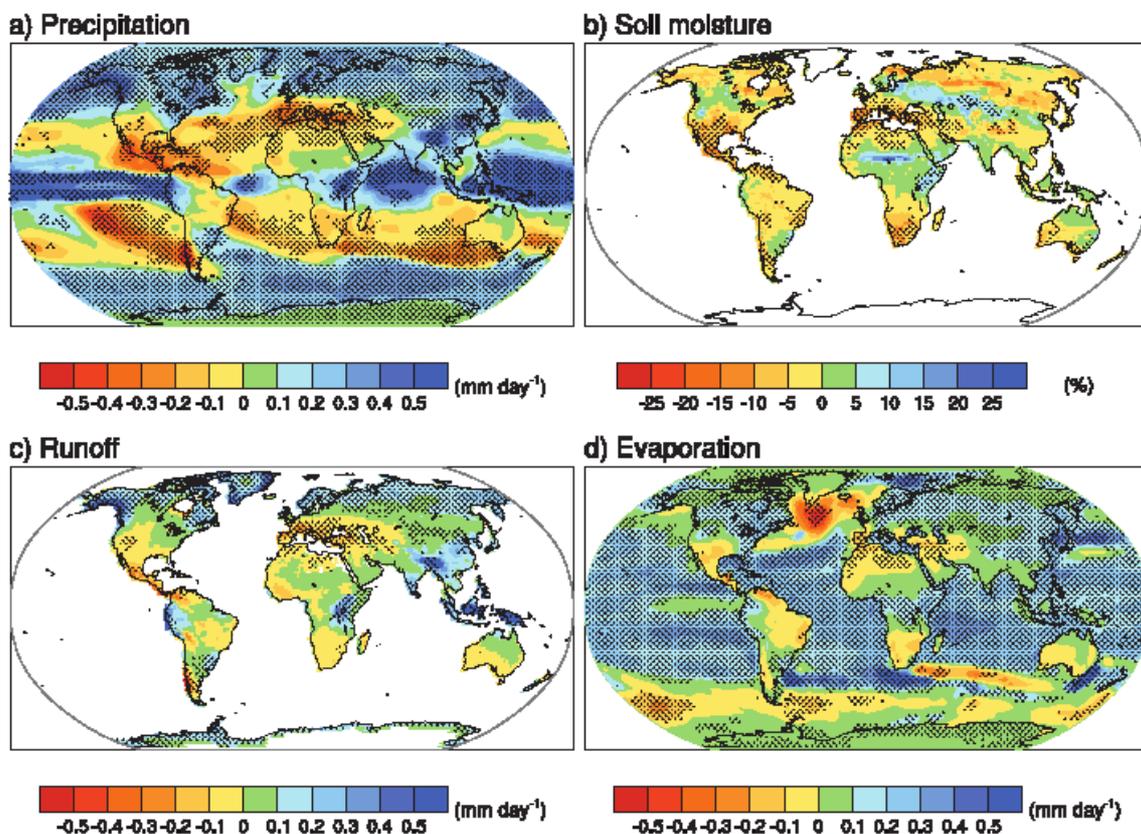
# 4 Discussion

## 4.1 Modèle global de climat

Le monde des modèles est étrange et complexe tant par la nature que par la multiplicité des processus pris en compte. Les incertitudes sont inévitables et pour un néophyte, il n'est pas toujours aisé de s'y retrouver. Il m'a semblé important d'écrire quelques lignes, même si je n'ai pas (encore) beaucoup (pas du tout) de recul. Les biais (différence entre modèle et observations) sont une chose, les anomalies (différence entre période future et période récente) en sont une autre. Ainsi, si un modèle présente des biais de température importants par exemple, ce n'est pas forcément rédhibitoire pour l'étude de la période future car l'intensité du réchauffement simulé n'est pas directement lié aux températures actuelles. De plus, le modèle du CNRM a fait l'objet de nombreuses études et validations depuis des années (Salas-Méla et al 2005, Decharme et al 2007, Voldoire et al 2011), et notamment au niveau du cycle hydrologique dont l'étude est délicate (Douville 2008).

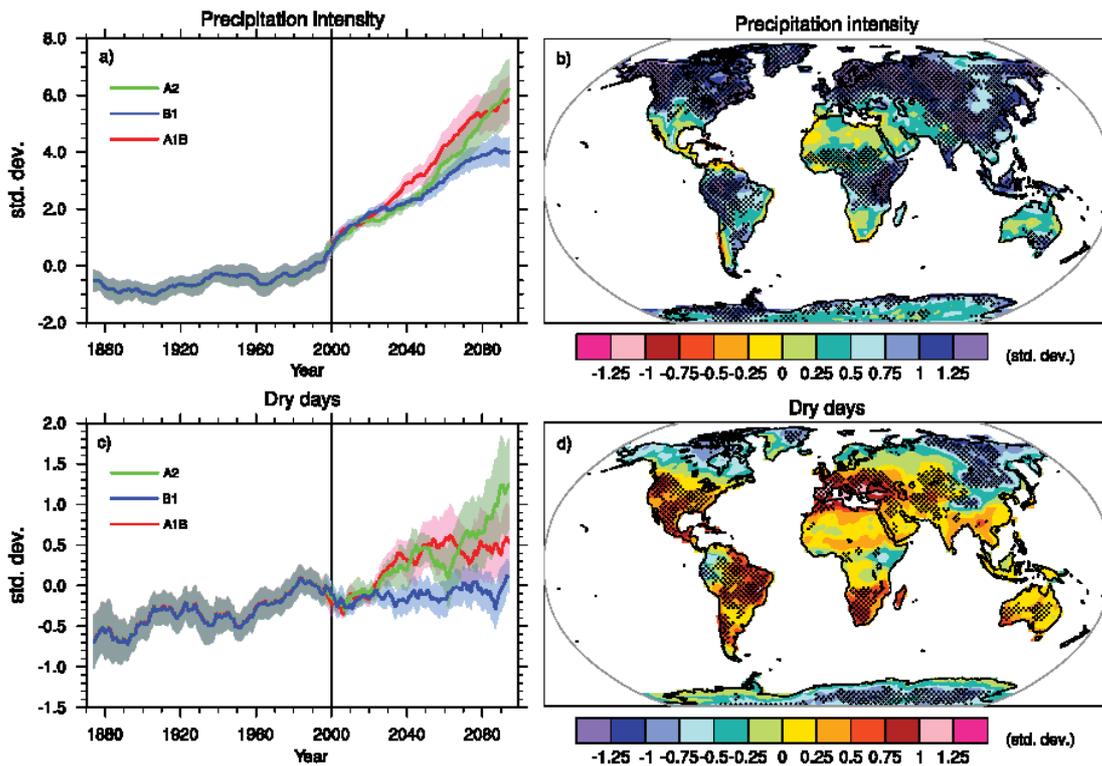
## 4.2 Évolution des sécheresses

Le quatrième rapport du GIEC décrit comme très probable l'augmentation des sécheresses au XXI<sup>ème</sup> siècle. Résultat que nous confirmons dans la partie 3.3.2.1 pour les sécheresses agronomiques et hydrologiques sur la période JJA au niveau des moyennes latitudes de l'hémisphère nord, et pour un seul scénario. Ci dessous une carte à l'échelle globale (fig 22) et une autre (fig 23) permettent de montrer que le cas particulier que nous avons choisi d'étudier est cohérent avec des résultats de plus grande échelle, et sous différents scénarios (fig 23)



**Figure 22: Anomalies moyennes des modèles CMIP3 (4<sup>ème</sup> rapport du GIEC) des moyennes annuelles des précipitations (a), de l'eau du sol (b), du ruissellement (c) et de l'évaporation (d), entre la période 2080-2099 et la période 1980-2099. Les points de grille tachetés signalent que au moins 80% des modèles sont en accord sur le signe de la différence.**

Aux moyennes latitudes, la moyenne multimodèles des anomalies de précipitations est positive, montrant une augmentation des pluies dans le futur. Cependant c'est la moyenne annuelle qui est ici présentée, or, l'évolution des précipitations montrerait dans de nombreux modèles une augmentation durant les mois d'hiver, et une diminution pendant les mois d'été. Par ailleurs, et quelque soit le scénario de concentrations envisagé (fig 38), le cycle hydrologique deviendrait globalement plus contrasté avec une augmentation du nombre de jour sans pluie, mais aussi de l'intensité des précipitations. L'eau du sol et le ruissellement montrent en moyenne des anomalies négatives, pour autant, les modèles ne semblent pas montrer de consensus au niveau des moyennes latitudes excepté dans les climats de type méditerranéens amenés à devenir plus arides. Quant à l'évaporation, l'augmentation est évidente et confirmée par la plupart des modèles.



**Figure 23:** Évolution de l'intensité des précipitations (a) et des jours sans pluies (c) sous différents scénarios (B1 A1B et A2). Représentation spatiale des anomalies (b & d) entre la période 2080-2099 et la période 1980-2099 pour le scénario intermédiaire (A1B) où les points de grille tachetés précisent qu'au moins 5 des 9 modèles s'accordent pour dire que l'anomalie est significative.

L'augmentation des risques de sécheresse est préoccupante. Les sécheresses sévères mettent en périls les populations. Si l'on pense tout d'abord à la sécurité alimentaire mondiale, bien d'autres besoins sont concernés par ce phénomène. Sans être exhaustif, on peut citer la vulnérabilité de l'agriculture et de l'élevage directement touchée par un manque d'eau, et indirectement par une augmentation des risques épidémiologiques, ou encore conséquences sur la production d'énergie.

### 4.3 Détection des sécheresses agronomiques et hydrologiques par le SPI et le SPEI en variabilité inter annuelle ?

Un des buts de notre étude a été d'évaluer la capacité des indicateurs de sécheresse météorologiques à détecter voire anticiper les sécheresses agronomiques et hydrologiques. Sur ce seul critère nous avons comparé le SPI et le SPEI à des pas de temps préalablement définis grâce aux corrélations. Il semble adéquat de signaler que l'évaluation des indicateurs peut se faire suivant de nombreux critères (traçabilité, transparence, robustesse, ...) (Keyantash et al 2002).

Serrano (2010), compare le SPEI au SPI et au scPDSI et montre qu'en variabilité inter annuelle, sous les conditions climatiques actuelles et des variations de températures modérées, les trois indicateurs présentent des résultats similaires. Il en déduit que prendre en compte l'évapotranspiration (SPEI & scPDSI) n'apporte pas beaucoup plus d'informations dans les régions où la variabilité inter-annuelle de la température est limitée, confirmant par la même occasion que les sécheresses sont principalement pilotées par un déficit de précipitations.

Néanmoins, on a montré en climat récent que le SPI était plus performant pour détecter les sécheresses agronomiques et les sécheresses hydrologiques que le SPEI. Se pose alors la question de la pertinence d'inclure l'ETP dans le calcul des indicateurs. Un premier élément de réponse est que le SPI ne détecte pas les sécheresses de 2000 à 2010 (contrairement au SPEI et au scPDSI). Sans l'avoir explicitement détaillé dans notre étude, on peut voir que le SPEI montre une tendance à la baisse à partir des années 1970/80, ce qui est peut-être lié à la hausse de température due aux forçages anthropiques.

L'évapotranspiration semble être essentielle pour étudier la réponse des sécheresses en climat futur, car si les précipitations ne changent pas (ou peu) par rapport à la période récente, l'augmentation de la température jouera probablement un rôle important. Il est alors indispensable d'étudier la réponse des indicateurs aux changements climatiques, car même si le SPI reposant sur les seules données de précipitations est plus performant pour détecter les sécheresses que le SPEI sur la période récente ou en climat stationnaire, il pourrait s'avérer caduc en climat futur.

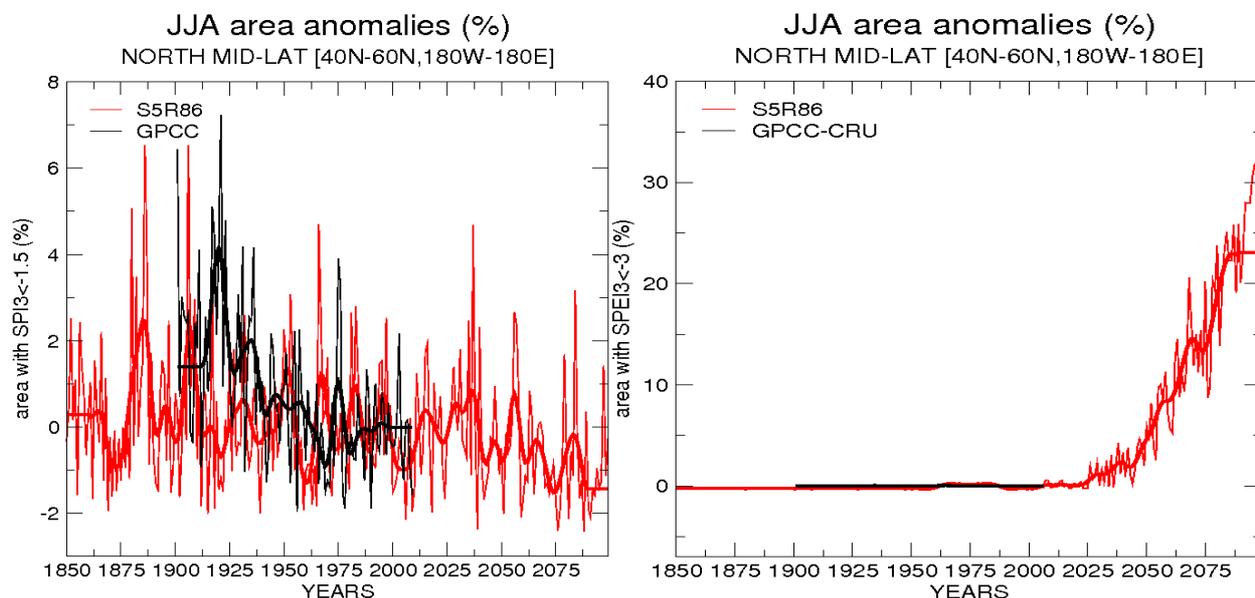
#### **4.4 Réponse des indicateurs de sécheresses météorologiques au changement climatique**

A l'instar de nos conclusions, Burke et Brown en 2008 ont montré à l'échelle globale que les projections sur les sécheresses étaient fortement dépendantes de l'indicateur étudié. En outre, ils montrent que le SPI répond peu ou pas au changement climatique, (-5% à +10%) alors que d'autres indicateurs prenant en compte la demande évaporative de l'atmosphère (PDSI, SMA (Soil Moisture Anomaly & PPEA (Precipitation Potential Evaporation Anomaly)) montrent une augmentation entre +5% et +45% des surfaces en sécheresse. Serrano en 2010 obtient des résultats comparables avec le SPI et le SPEI, il montre également la sensibilité du SPEI à la température en le testant sous différents scénarios de réchauffement (+2 et +4°C) signalant ainsi que le SPEI est plus adapté que le SPI en climat futur. En effet le SPEI prévoit une augmentation des sécheresses en accord avec de nombreux travaux effectués sur le sujet (cf partie 4.1).

Cependant, selon le scénario RCP8.5 envisagé dans notre étude, le SPEI prévoit une augmentation dramatique des sécheresses par rapport à la période récente. En traçant les anomalies de superficie relative concernée par les sécheresses par rapport à la moyenne calculé sur la période de référence 1971-2000 pour les moyennes latitudes de l'hémisphère nord prévues par chaque indicateur (fig 24), le SPI3 prévoit, à l'horizon 2100 une diminution de près de 2 % des surfaces en sécheresses alors que le SPEI3 explose et montre une augmentation de 30 % de ces surfaces.

Les indicateurs, bien que censés représenter le même phénomène, donnent des réponses contradictoires en futur. Pour comprendre ce résultat paradoxal, il faut revenir aux calculs des indicateurs (cf partie 1.3). Il semble légitime de s'interroger sur la pertinence de ces indicateurs, et notamment de la pertinence du calcul de l'évapotranspiration potentielle. Comme on a pu le voir, l'ETP calculée via Thornthwaite, est très sensible à la température. Surtout, en cas de sécheresses, les rétroactions du sol et de la végétation ne sont pas prises en compte et, lorsqu'il n'y a plus d'eau libre dans les sols, l'ETR devient nettement inférieure à la demande évaporative de l'atmosphère (ETP). Par conséquent le SPEI aura tendance à surestimer les sécheresses. A l'inverse, le SPI

calculé uniquement à partir des précipitations, sous estime probablement les sécheresses dans la mesure où l'évapotranspiration n'est pas prise en compte. Hypothèses qui peuvent être confirmées par les évolutions prévues des sécheresses agronomiques et hydrologiques (fig 18 et 19) où il y a certes une tendance nette à l'assèchement mais qui n'est pas aussi impressionnante que celle prévue par le SPEI. Il faudrait poursuivre les analyses pour obtenir des résultats quantitatifs.



**Figure 24: Anomalie des surfaces en sécheresse (Q10) par rapport à la période de référence 1971-2000 pour le SPI3 (à gauche) et le SPEI3 (à droite) pour les mois JJA et sur la période 1850 2100**

Une solution pourrait être de recalculer le SPEI avec un coefficient correctif afin de le rendre moins sensible à la température. On pourrait imaginer modifier le coefficient K de la formule de Thornthwaite qui est défini par mois et par point de grille, en lui ajoutant un facteur correctif dépendant de la différence entre l'ETP calculée et l'ETR pseudo observée. Cependant, cela nécessiterait d'utiliser les sorties de modèles de climat, on perd alors l'idée de calculer simplement un indicateur à partir des variables météorologiques, et dans ce cas là, autant se servir directement du RZSWI ou des débits simulés. Cela dit, l'humidité des sols est également à prendre avec précaution en raison de l'absence d'observations directes (Burke et al 2006).

Alors, faut-il jeter ces indicateurs à la poubelle et revenir à des indicateurs plus physiques ? Dans la mesure où l'on connaît leurs limites, on peut tout de même les utiliser, avec les réserves de rigueur pour l'analyse des résultats. Par exemple, dans des zones où la fonte des neiges de printemps joue un rôle important, les indicateurs météorologiques ignorant ce phénomène ne seront pas adaptés. Dai en 2004 a démontré que les corrélations entre le PDSI et l'humidité des sols dans l'Illinois n'étaient pas significatives pendant le printemps, cependant le PDSI reste un bon indicateur si l'on considère les autres saisons.

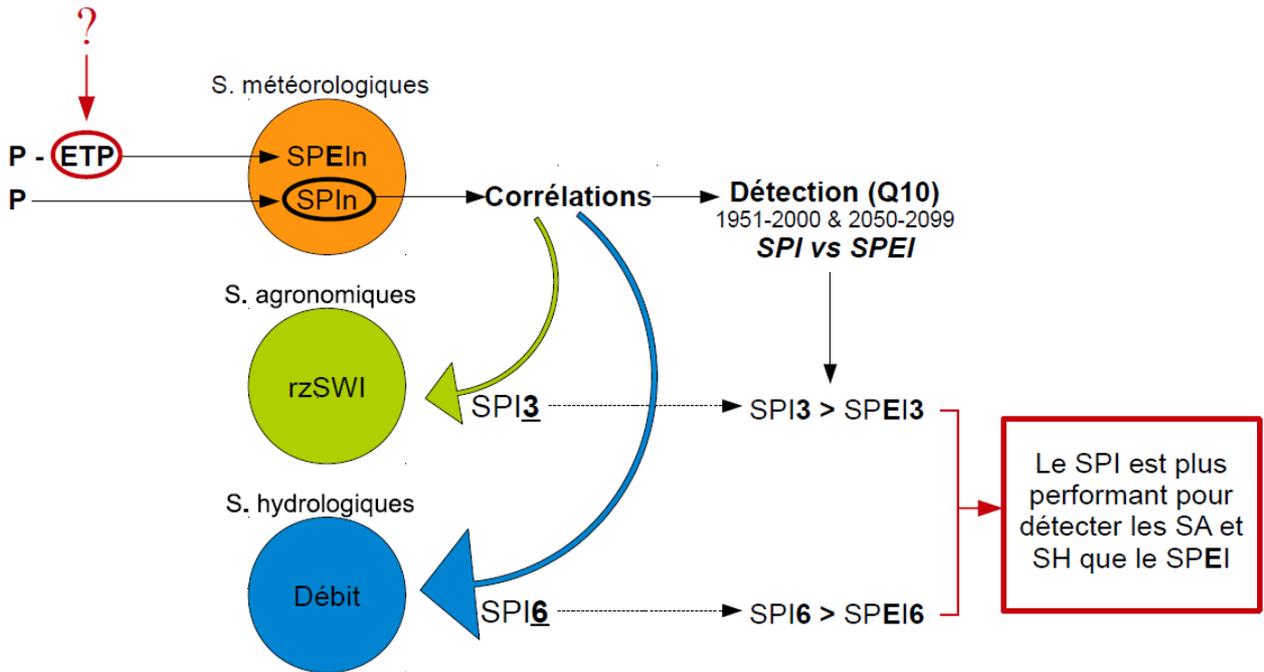
En outre, j'ai peu ou pas effleuré de nombreuses questions comme la fréquence, l'intensité et la durée des sécheresses. Chaque utilisateur potentiel de ces indicateurs s'intéressera plus particulièrement à l'un de ces aspects, concernant les sécheresses agronomiques courtes par exemple, il semblerait plus pertinent de s'intéresser au rzSWI journalier pendant les périodes critiques de sensibilité à la sécheresse des principales cultures. En outre, travailler à l'échelle globale permet de montrer des grandes tendances. Mais il me semble qu'en terme de sécheresse, si l'on souhaite les prévoir, c'est pour s'adapter afin de limiter les impacts, et mettre en place une politique d'adaptation à 1,4° paraît utopique. Ainsi, on pourrait imaginer que des études à l'échelle

régionale prenant en compte des pratiques locales (comme l'irrigation), apporteraient d'autres informations permettant une analyse plus complète. Par exemple, Mavromatis en 2007 propose une étude menée en Grèce sur la sensibilité du blé face aux changements climatiques en déterminant l'indicateur le plus approprié entre le SPI et le PDSI. Alors dans ce cas, on est en droit de se demander pourquoi ne pas mener des études directement à l'échelle régionale. D'une part ; l'utilisation des méthodes de régionalisation (désagrégations statistique ou dynamique) va de pair avec une augmentation des incertitudes. Et d'autre part, les CGM sont nécessaires car les sécheresses sont souvent causées par des anomalies persistantes de la circulation atmosphérique de grande échelle.

C'est à l'utilisateur de choisir quel indicateur sera le mieux adapté pour répondre précisément à ses besoins, et aux chercheurs de lui offrir une palette d'indicateurs le plus pertinents possible, en sachant très bien qu'aucun ne sera parfait, mais que chacun apportera des éléments de réponse.

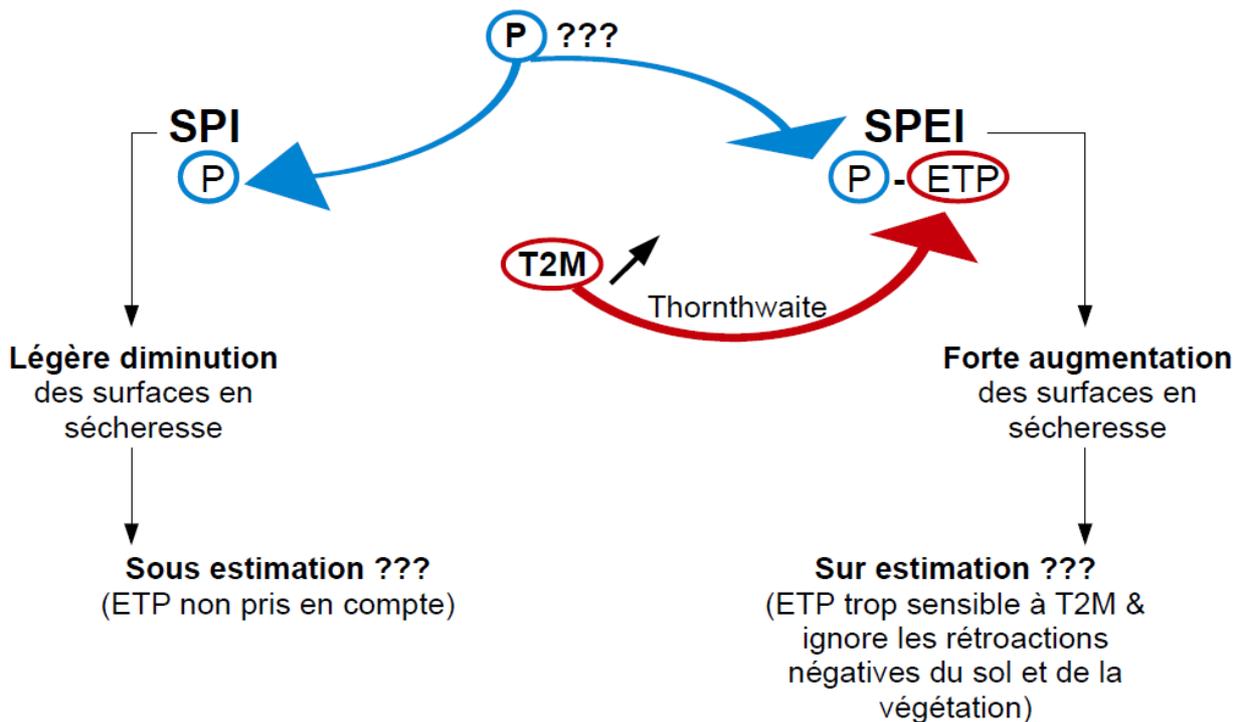
# Conclusion

Quel indicateur empirique est le plus performant pour détecter les sécheresses agronomiques et hydrologiques ?



Quels sont les réponses des indicateurs de sécheresses météorologiques au changement climatique futur ?

## Changement climatique



## Références

- Alley, W. M. 1984. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 1100-1109
- Burke, E. J., S. J. Brown, and N. Christidis 2006, Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley Centre climate model *Journal of Hydrometeorology*, 7, 1113–1125
- Burke, E. J., and S. J. Brown 2008, Evaluating uncertainties in the projection of future drought, *Journal of Hydrometeorology*. :9, 292–299
- Decharme B., H. Douville 2007 Global validation of the ISBA Sub-Grid Hydrology. *Climate Dyn.*, 29, 21-37
- Chang, T. J., and X. A. Cleopa, 1991: A proposed method for drought monitoring. *Water Resour. Bull.*, 27 : 275–281.
- Dai A, K. E Trenberth, T. Qian 2004 A global dataset of Palmer Drought severity index for 1870-2002 : Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeo.* 5 :1117-1130
- Dai, A. 2011, Drought under global warming: A review, *WIREs Clim.Change* : 2, 45–65
- Decharme B 2005 Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées. *Mémoire de thèse*
- Douville H., D. Salas-Mélia, S. Tyteca 2006 : On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dynamics*, 26, 367-385
- Douville H. 2006a Detection-attribution of global warming at the regional scale : How to deal with precipitation variability ? *Geophys. Res. Lett.*, 33 : 5 pp
- Douville H. 2006b Impact of regional SST anomalies on the Indian monsoon response to global warming in the CNRM climate model. *J Climate*, 19 : 2008-2024
- Douville H. 2008 Influence des surfaces continentales sur la variabilité du cycle hydrologique des échelles inter-annuelle à multi-décennale. Institut National Polytechnique de Toulouse. *Mémoire pour l'obtention du diplôme HDR* pp 108.
- Guttman, N. B., J. R. Wallis, and J. R. M. Hosking (1992), Spatial comparability of the Palmer Drought Severity Index, *Water Resour. Bull.*, 28 :, 1111-1119
- Guttman, N. B., 1998: Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *J. Amer. Water Resour. Assoc.*, 34, 113–121.
- Guttman, N. B. 1999 Accepting the Standardized Precipitation Index : A calculation Algorithm. *Journal of American Water Ressources Association* 35:311-322
- Heim, R. R., Jr. 2002, A review of twentieth-century drought indices used in the United States, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1149–1165.
- Hu, Q., and G. D. Willson, 2000: Effect of temperature anomalies on the Palmer drought severity index in the central United States. *Int. J. Climatol.*, 20, 1899–1911
- Keyantash J. A. Dracup J. 2002 The quantification of Drought : An Evaluation of Drought Indices. *American Meteorological Society* 83(8) 1167-1180
- Mavromatis T. (2007), Drought index evaluation for assessing future wheat production in Greece. *International Journal of Climatology* 27:911-924
- McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. Preprints, Eighth Conf. on Applied Climatology. Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 179–184.
- McKee, T. B.; N. J. Doesken; and J. Kleist. 1995. "Drought monitoring with multiple time scales." *Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology*; pp. 233–236.
- Oladipo, E. O., 1985: A comparative performance analysis of three meteorological drought indices. *J. Climatol.*, 5, 655–664.
- Palmer, W. C., 1965: Meteorological droughts. U.S. Department of Commerce, *Weather Bureau Research Paper* ?? 45, 58 pp.
- Salas-Mélia, D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, J.-F. Guéremy, F. Chauvin, S. Planton, J.-F. Royer and S. Tyteca (2005) : Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, *CNRM Tech. Rep.* 103.

Schubert S.D, M.J. Suarez, P.J. Pegion, R.D. Koster, J.T. Bacmeister 2004 On the Cause of the 1930s Dust Bowl *Science*, 303 : 1855-1859

Thornthwaite C. W. 1948, An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, 38 : 55-94

Vicente-Serrano S.M, S Begueria, J.I.Lopez-Moreno 2010a. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index, *Journal of climatology* ,23 : 1696-1718.

Vicente-Serrano S.M, S Begueria, J.I.Lopez-Moreno, M.Angulo, A.El Kenawy 2010b. A new global 0,5 degrees gridded dataset (1901-2006) of a multiscalar drought index : Comparison with current drought index datasets based on the Palmer Drought Severity Index, *Journal of climatology* ,11 : 1033-1043.

Voltaire A., E Sanchez Gomez, D Salas-Mélia, B. Decharme, C.Cassou, S.Sénesi, S.Valcke, I.Bea, M.Chevallier, M.Déqué, H.Douville, E.Fernandez, E.Maisonave, M.P.Moigne, S.Planton, D.Saint-Martin, S.Tyteca, R.Alkama, S.Belamari, A.Braun, L.Coquart, F.Chauvin, G.Madec, S.Szopa 2011 to submit

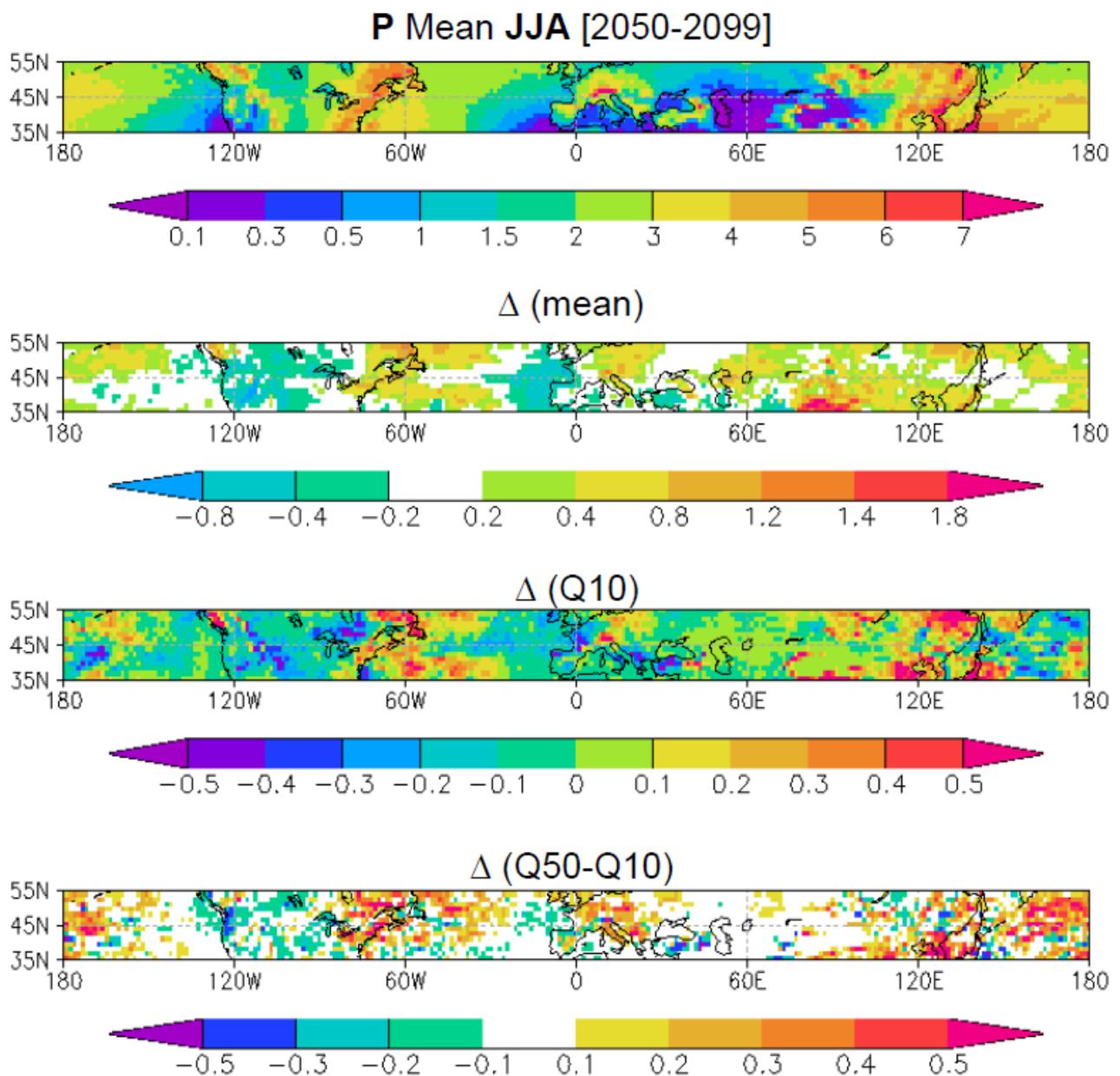
Wang, G. L. (2005), Agricultural drought in a future climate: Results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment, *Clim. Dyn.*, 25 : 739-753

Wilhite, D. A. (2000), Drought as a natural hazard: Concepts and definitions, in *Droughts: A Global Assessment*, edited by D. A. Wilhite, 1 : 3-18, Routledge London & New York.

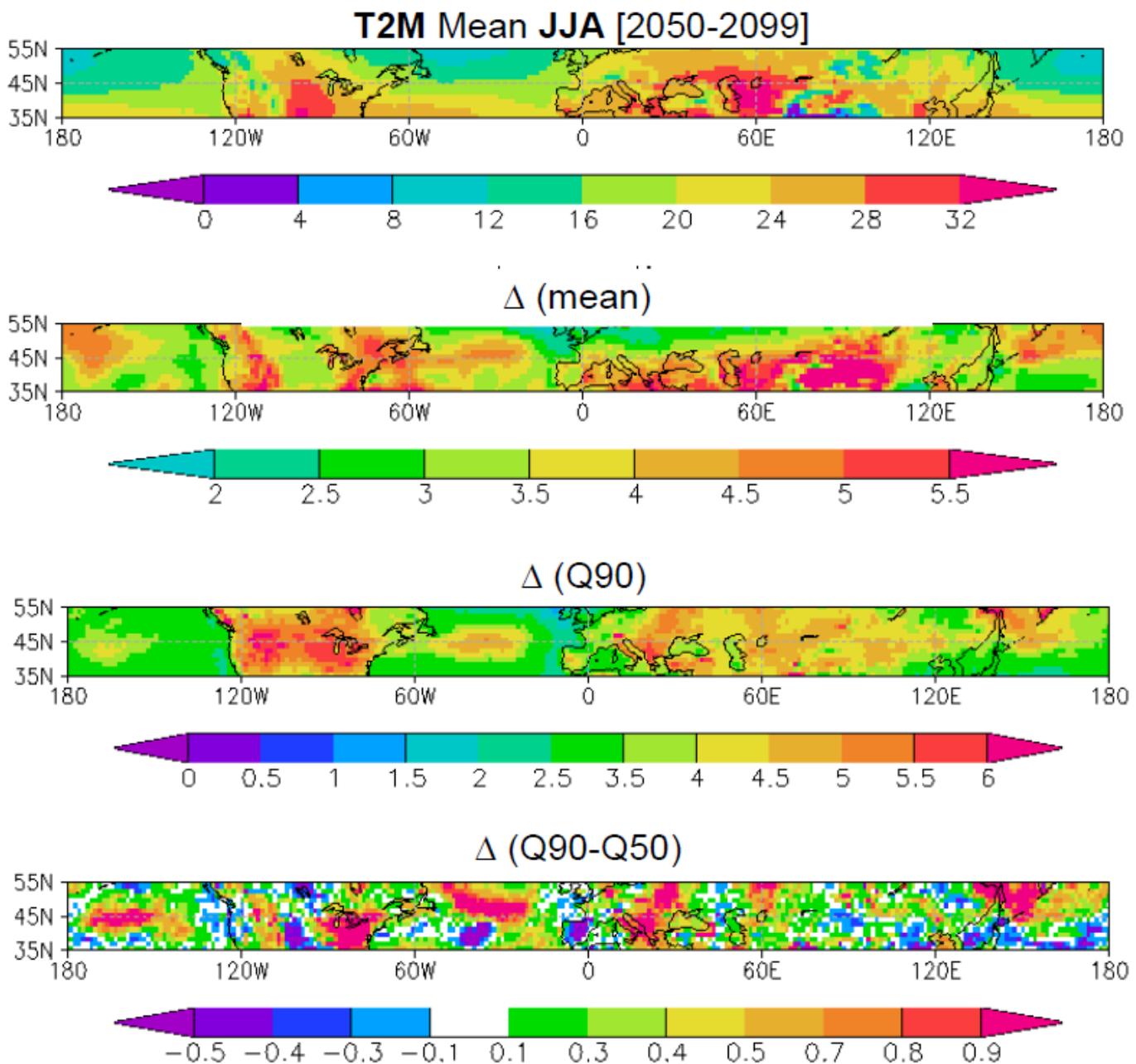
Wilks S Statistical Methods in the atmospheric sciences second edition (international geophysics series) 2004 624pp

## Annexe :

Évolution des précipitations (JJA) entre 1951-2000 et 2050-2099



## Évolution de la température (JJA) entre 1951-2000 et 2050-2099



## Résumé

Afin de suivre et d'analyser les sécheresses, des indicateurs sont fréquemment utilisés. On propose de comparer deux indicateurs de sécheresse empiriques, le Standardized Precipitation Index (SPI) et le Standardized Precipitation **Evapotranspiration** Index (SPEI) par rapport à leur capacité à rendre compte de la variabilité inter annuelle des sécheresses agronomiques (eau du sol) et hydrologiques (débit), et par rapport à leur réponse au changement climatique. L'étude a été menée aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Pour la période récente (1951-2000) nous avons utilisé autant que possible les observations disponibles dans les bases de données mondiales, et dans le cas échéant, le modèle ISBA en mode off-line. Une brève évaluation du modèle CNRM.CM5 a été réalisée. Pour les projections (2050-2099) nous avons utilisé le même modèle sous le scénario RCP8.5. À partir des corrélations et des scores de détection, le SPI s'avère plus performant pour détecter les sécheresses agronomiques et hydrologiques que le SPEI. Montrant par conséquent que les sécheresses sont principalement pilotées par les précipitations. Cependant, en terme de changement climatique, si le SPI prévoit une légère diminution des surfaces en sécheresse, le SPEI montre une très forte augmentation de ces surfaces. Or le modèle prévoit une augmentation modérée des sécheresses agronomiques et hydrologiques. Si l'on revient au calcul des indicateurs, le SPI sous estime probablement les surfaces en sécheresses. En effet il ne prend pas en compte l'évapotranspiration potentielle qui deviendra probablement un facteur clef en climat futur en raison du réchauffement global. A l'inverse, le SPEI surestime ces surfaces car l'évapotranspiration potentielle est calculée via la formule de Thornthwaite, très sensible à la température. De plus, l'évapotranspiration potentielle calculée, ne prend pas en compte les rétroactions négatives du sol et de la végétation.

*Mots clefs* : Changement climatique, Indicateurs de sécheresse, Évapotranspiration potentielle, Score de détection, Corrélation

## Abstract

Drought is a recurring phenomena that has plagued civilization throughout history. To measure the intensity of drought, indices are frequently used. Here we propose a comparison of two multiscalar drought indices : the Standardized Precipitation Index (SPI) and the Standardized Precipitation **Evapotranspiration** Index (SPEI). We focus on the mid latitudes of the northern hemisphere, and compare two periods . 1951-2000 using global data set and the global climate model CNRM.CM5 for validation. 2050-2099 using the same model under the RCP8.5 scenario. Based on correlation and forecast scores, SPI appears more suitable to detect agricultural drought and hydrological drought than the SPEI. However, for climate change, the SPI does not predict more drought, which is surprising considering the severe concentration scenario used. Conversely the SPEI indicates a dramatical increase in drought, which is also surprising because it is higher than model prediction. This paradox can be partly explained. First, even if precipitation is the main factor monitoring drought, evapotranspiration may become important with an increase in temperature, and as evapotranspiration is not considered in the SPI, this drought index probably underestimate potential change in droughts. Second potential evapotranspiration is calculated through the Thornthwaite formula which is strongly dependent on surface temperature. Moreover, negative feedbacks from vegetation and soil are not considered. Therefore it is possible that the SPEI is too sensitive to temperature and overestimate potential changes in droughts.

*Key terms* : Climate change, Drought indices, Potential evapotranspiration, Skill scores, Correlation