



Rapport de stage
Master 2 Recherche Océan Atmosphère et Surfaces Continentales

*Détection de changements dans le débit
des grands fleuves à l'échelle globale*

Lisa Marchand

Encadrants : Aurélien Ribes & Bertrand Decharme
Laboratoire : CNRM-GAME Groupe de Météorologie de Grande
Échelle et Climat équipe Variabilité Détection Rétroaction

Toulouse, le 07 juin 2012

Remerciements

Je remercie tout d'abord Aurélien Ribes et Bertrand Decharme, mes deux encadrants, de m'avoir fait confiance et accueilli dans leur équipe pour réaliser ce stage. Il m'a permis d'acquérir de solides bases en programmation car j'ai eu l'occasion de manipuler des langages informatiques tels que Scilab, Python et R, ainsi que des outils nécessaires à la transformation des données tels que CDO et Ferret. J'ai effectué des traitements massifs de données avec des fichiers de différentes résolutions, de calendriers différents, et de tailles très importantes (plus de 1000 ans de données mensuelles) que j'ai dû interpoler tant temporellement que spatialement. Il m'a aussi permis de mener à bien un travail de recherche au sein d'un centre tel que le CNRM, ce qui sollicite le travail en équipe mais aussi l'autonomie et la prise de décisions. Je remercie d'ailleurs tout particulièrement mes encadrants pour leur disponibilité et la liberté qu'ils m'ont laissé tout au long de mon stage tout en sachant me guider dans mes choix aux moments opportuns. Je remercie aussi Ramdane pour sa patience et sans qui la programmation en Python aurait été fastidieuse. J'ai aussi pu apprendre quelques bases d'hydrologie, nécessaires à cette étude, ce qui était très intéressant. Cela m'a de plus permis de mettre en application les cours de système climatique et de surfaces continentales dispensés cette année. Ce stage m'a aussi offert la possibilité de connaître des outils statistiques jusqu'alors inconnus pour ma part et de suivre les cours dispensés à l'ENM par Aurélien. Enfin, je remercie tous les thésards et stagiaires pour leur aide, le bonne humeur, et leur accueil chaleureux, ce qui rend le cadre de travail très agréable.

Résumé

Un nouveau test de détection a été appliqué afin de montrer s'il existe un changement dans le débit des grands fleuves à l'échelle globale. Ce test statistique appliqué aux observations n'a montré aucun changement dans les débits globaux entre 1958 et 1992. Ce qui est en accord avec les modèles climatiques qui ne détectent aucun changement avant l'an 2000. On remarque cependant un changement lorsqu'on applique ce test régionalement sur l'Afrique à partir des années 1980. En revanche, le test appliqué à des données reconstruites, combinant modèle hydrologique et observations, montre un changement dans le débit global à partir de l'an 2000. Néanmoins la pertinence de ce jeu de données reconstruites n'est pas évidente et a été étudiée dans ce travail.

Enfin, nous avons aussi comparé les sorties de 14 modèles contribuant au prochain rapport du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) avec les observations. Ce travail a aussi été effectué globalement et régionalement. A l'exception de deux modèles qui donnent des débits très faibles, la comparaison des débits simulés et observés montre de bonne concordance à l'échelle globale. Cependant à l'échelle régionale, les modèles ont parfois du mal à reproduire les débits observés. Par exemple en Amérique du Sud, tous les modèles semblent largement sous-estimer le ruissellement.

Table des matières

1	Introduction	3
2	Méthodologie	6
2.1	Les données	6
2.1.1	Les observations	6
2.1.2	Les simulations	7
2.1.3	Choix de la période d'étude	7
2.1.4	Choix du domaine d'étude	9
2.2	Outils statistiques de la détection	10
2.2.1	La variabilité interne	10
2.2.2	Le processus AR1	10
2.2.3	Le test de détection	12
3	Résultats	15
3.1	Comparaison entre les observations et les modèles	15
3.2	Application du test statistique de détection	17
3.2.1	Test statistique sur les débits observés entre 1958 et 1992 . . .	17
3.2.2	Test statistique sur les débits reconstruits entre 1958 et 2004 .	19
3.2.3	Test statistique sur les débits simulés par les scénarios clima- tiques de 1958 à 2100	22
4	Conclusion & Discussion	26
	Bibliographie	29

1 Introduction

La question de *détection/attribution* de changements de variables climatiques fait l'objet de nombreuses études, et occupe une place importante dans les différents rapports du GIEC. En effet cette notion a été introduite dans le 3^{ème} rapport du GIEC (2001) où la *détection* a été défini comme le fait de démontrer qu'un changement observé est significativement différent (d'un point de vue statistique) de ce qui peut être expliqué par les seuls effets de la variabilité interne naturelle. *L'attribution* d'un changement climatique constitue une étape supplémentaire et s'attaque au problème de l'étude des causes des changements. On parle d'attribution du changement X à la cause Y lorsque :

- le changement X est détecté
- le changement X ne peut pas être expliqué seulement par les causes, physiquement plausibles, autres que Y
- le changement X est cohérent avec la réponse attendue du système climatique aux causes envisagées, parmi lesquelles Y. [1]

Je n'ai cependant traité que les questions de la détection tout au long de mon stage car comme cela n'avait jamais été fait auparavant sur les débit des grands fleuves à l'échelle globale, toute la méthodologie a dû être mise en place.

Le ruissellement continental est une part importante du cycle hydrologique. Bien que l'impact du réchauffement climatique sur les températures soit bien connu de nos jours, il ne semble pas évident pour le cycle hydrologique. Le forçage radiatif affecte directement l'évaporation et l'accroissement des températures conduit à l'augmentation de la capacité de l'atmosphère à retenir l'humidité. Ces deux effets pourraient avoir un impact, difficile à quantifier, sur le cycle hydrologique et en particulier sur les précipitations [2]. En effet, une étude menée par Planton et al. [3] en 2004 a montré que le cycle hydrologique serait plus marqué à l'échelle globale, avec une augmentation des précipitations là où elles sont déjà fortes et une diminution là où elle sont déjà faibles. Cependant, ces résultats sont à prendre avec précautions car les modèles ont du mal à reproduire les précipitations observées.

A l'échelle globale, les précipitations et l'évaporation semblent augmenter [2]. Les observations montrent des changements dans la quantité, l'intensité, la fréquence et le type de précipitations. Une forte tendance a été observée entre 1900 et 2005 sur la quantité des précipitations sur quelques régions. Ces changements sont associés à une augmentation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère provenant du réchauffement des océans. Selon le rapport du GIEC de 2007, l'évapotranspiration sur les continents et sur le domaine global suivrait de près les variations des précipitations continentales. Il est cependant difficile de montrer une quelconque tendance dans l'évapotranspiration car elle ne dépend pas seulement des réserves en humidité mais aussi de l'énergie disponible et du vent de surface. La question se pose alors sur le débit puisque à l'échelle globale mais surtout à des échelles temporelles supérieures à l'année, le débit peut être résumé en la soustraction des précipitations et de l'évapotranspiration.

Des études de détection/attribution ont été menées sur les températures à l'échelle régionale, en particulier par Ribes et al. [4] en 2009 introduisant le test de détection

appelé Temporal Optimal Detection, et sur les précipitations, notamment par Lambert et al. en 2004 [5] utilisant la méthode dite "optimal fingerprint". En ce qui concerne la détection de changements dans le cycle hydrologique, les études menées à ce jour conduisent à des résultats plutôt contradictoires. En 2004, Labat et al. [6] ont conclu à une augmentation du débit global sur une partie du siècle dernier. Ils ont pour cela reconstruit le débit de 221 rivières avec la méthode des ondelettes entre 1925 et 1994, ce qui correspond à 50% du débit global. Cependant, certaines rivières avaient plus de 90% de données manquantes. De plus, les estimations fiables de débits globaux avant 1940 sont quasi-impossibles car la plupart des rivières n'ont pas d'observations pendant la première moitié du XX^{ième} siècle [7]. Legates et al. ont d'ailleurs écrit en 2005 que la méthode des ondelettes ne permet pas de boucher les trous qui existent dans les observations de ruissellements avec précision. Dans ce sens, Gedney et al. [8] en 2006 ont montré que l'augmentation de débit observée par Labat et al. serait majoritairement due à l'effet anti-transpirant du CO₂ sur les plantes : l'accroissement du CO₂ permet de limiter l'ouverture des stomates et donc la transpiration des plantes. Ainsi, plus d'eau serait contenue dans le sol, et le débit serait plus conséquent. Cependant, leur modèle de surface considère que l'utilisation des surfaces a un impact très faible comparé à l'effet direct du CO₂ sur la fermeture stomatale, ce qui est discutable. Cette étude a d'ailleurs été critiquée par Piao et al. [9] en 2007, qui conclut, en utilisant toujours les données de Labat et al., que l'augmentation du débit global serait dû pour 50% à l'utilisation des sol et pour le reste au climat. Ils n'ont cependant pas pris en compte l'irrigation dans leur étude, ce qui pourrait changer quelques uns de leurs résultats.

En 2009 Dai et al. [7] réfutent ces articles en concluant qu'aucun changement n'est détecté sur le débit à l'échelle globale bien qu'il semble exister des tendances régionales plus ou moins marquées. Ils ont pour cela utilisé un autre jeu de données qu'ils ont eux même établit en reconstruisant les débits de 925 rivières parmi les plus grands bassins versants du monde, ce qui représente 80% du débit global. Ils insistent sur le fait que les tendances observées dans les débits dépendent fortement de la période d'étude choisie. Ils montrent en revanche que des tendances statistiquement significatives sur les débits sont observées sur quelques rivières entre 1948 et 2004 en ayant utilisé le test de Student. Toutes les tendances observées sont corrélées avec les tendances des précipitations sauf sur les bassins arctiques où la hausse des débits n'est pas expliquée par une hausse des précipitations. L'explication se trouverait dans le fait que le réchauffement de la surface entraînerait une fonte accrue des sols gelés (pergélisols) ce qui augmenterait les débits. C'est ce que sous-entendent Alkama et al. [10] qui ont étudié en 2010 la tendance des débits de 151 rivières n'ayant aucune donnée manquante entre 1960 et 1994, ce qui représente 41% du débit global. En effet leurs résultats sur le domaine régional montrent des tendances parfaitement expliquées par le climat sauf dans les zones arctiques où ils observent (tout comme Dai et al.) une tendance à la hausse des débits alors que les précipitations ont une tendance négative. Les effets de mémoires liés à la fonte des pergélisols et des glaciers ne sont pas pris en compte dans les modèles, ce qui pourrait expliquer cette divergence. Ils confirment de plus qu'il n'y aurait aucune tendance sur les débits à l'échelle globale.

Mon stage s'inscrit donc dans un cadre nouveau puisque l'étude de détection sur le changement dans le débit des grands bassins à l'échelle globale grâce à la méthode dite Temporal Optimal Detection n'a jamais été effectuée. Nous allons pour cela manipuler les observations hydrologiques nécessaires à notre étude afin de définir notre domaine spatio-temporel dans un premier temps. Une partie de la méthodologie sera aussi consacrée aux outils statistiques que nous utilisons, ainsi qu'à l'introduction du test Temporal Optimal Detection. Nous avons eu l'occasion au cours de ce stage de comparer l'évolution temporelle des débits observés et simulés par les modèles climatiques globaux dans le cadre du 5^{ième} rapport du GIEC (cf : Tableau 2), c'est ce que nous présenterons dans une seconde partie. Dans une troisième partie nous appliquerons la méthode statistique de la détection aux débits observés afin de répondre à la question : détectons-nous un changement significatif dans le débits observés des grands fleuves à l'échelle globale sur une période donnée ? Puis nous comparerons ce résultat avec celui obtenu en ayant appliqué le test statistique aux débits simulés. Enfin nous tenterons d'observer grâce à des scénarios climatiques quel serait le résultat sur le futur en répondant à la question suivante : les modèles climatiques détectent-ils un changement dans les débits et si oui à qu'elle période ?

2 Méthodologie

2.1 Les données

2.1.1 Les observations

L'étude de détection que nous menons se base sur les débits globaux dont on étudie la distribution spatiale. Nous avons sélectionné 8 zones qui sont regroupées par continents, puis par zones climatiques (les zones arctiques, tempérées et tropicales). On retrouve ainsi : l'Amérique du Nord (qui comprend les bassins arctiques), l'Amérique du Centrale, l'Amérique du Sud, l'Europe du Nord, l'Europe Centrale, l'Asie du Nord (qui correspond à la Sibérie), l'Asie du Sud (qui comprend l'Océanie) et l'Afrique. Il était important de distinguer les cours d'eau arctiques des autres en particulier car comme le montrent Dai et al. [7] et Alkama et al. [10], des incompréhensions subsistent encore dans l'évolution des débits et des précipitations dans ces régions comme nous l'avons présenté dans l'introduction.

Afin de réaliser notre étude, il nous était nécessaire d'avoir des mesures de débits les plus étendues possible tant spatialement que temporellement. A ce jour, le jeu de données le plus complet a été récolté par Dai et al. [7] grâce à un assemblage d'observations de plusieurs centres tels que le GRDC¹, le UNH², et d'autres. Il représente les mesures de débit de 925 fleuves parmi les plus grands bassins versants du monde entre 1900 et 2006, ce qui correspond à 80% du débit global.

Cependant deux obstacles majeurs affectent la récolte des mesures de débits. En effet, certaines données de débits ne sont pas disponibles pour des raisons de confidentialité ou d'arrêt de la mesure à une certaine période. D'autres, comme le bassin du Nil, sont disponibles mais pas du tout utilisables pour l'évaluation de l'effet climat car les fleuves subissent des perturbations directes de leur cours d'eau avec d'une part des changements ponctuels et visibles comme la construction de barrages et d'autre part des changements irréguliers comme l'utilisation des cours d'eau pour l'irrigation.

On comprend donc que les mesures de débits à notre disposition comportent de nombreuses données manquantes. Nous avons utilisé deux types de données. D'une part des observations brutes de débits, c'est-à-dire sans données manquantes, et d'autre part, afin d'élargir notre domaine spatial, des *données reconstruites*. Cette reconstruction effectuée par Dai et al. [7] consiste à évaluer les débits manquants grâce à une régression linéaire utilisant les débits simulés par un modèle de surface qui est forcé par des précipitations observées. Cependant, cette régression comporte des limites. En effet si une station contient trop de données manquantes, la régression linéaire n'est plus valable et la station n'est pas prise en compte. Au final, Dai et al. auront réussi à reconstruire 686 bassins versants sur la période 1958-2004. La Figure 1 nous montre le masque que constituent les 686 bassins versants (en plage coloriée) avec leur station (en point coloriée) et les stations non reconstruites (en points noirs).

¹Global Runoff Data Center

²University of New Hampshire

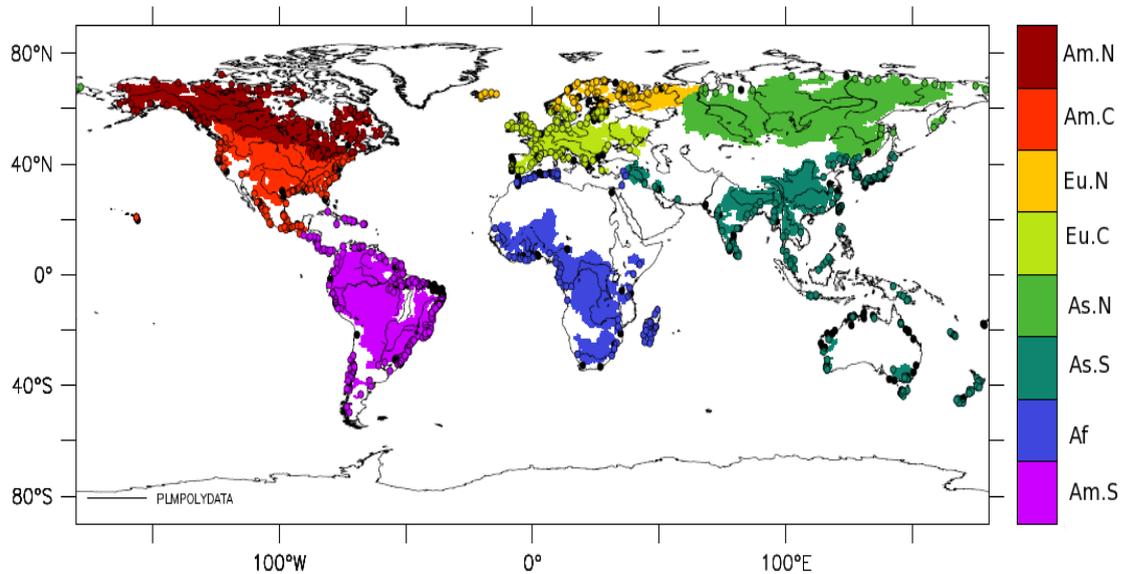


FIG. 1 — Carte des 686 bassins versants (en plage coloriée) que représentent les données reconstruites sur la période 1958-2004. En points coloriés sont représentés les stations correspondant aux 686 bassins versants et en points noirs les stations où la reconstruction n'a pas été faite. Am.N : Amérique du Nord, Am.S : Amérique du Sud, Am.C : Amérique Centrale, As.N : Asie du Nord, As.S : Asie du Sud, Eu.N : Europe du Nord, Eu.C : Europe Centrale, Af : Afrique

2.1.2 Les simulations

Les débits simulés par différents modèles CMIP5³ [11] (cf : Tableau 2) ont été utilisés afin de les comparer aux observations. Les modèles couplés de cet ensemble CMIP5 essaient de simuler de manière explicite le système climatique. Les forçages externes tels que la concentration de gaz à effet de serre, les aérosols anthropiques, la variation de l'activité solaire, les éruptions volcaniques constituent les conditions aux limites des modèles. Ils fournissent trois types d'expériences :

- les simulations historiques dans lesquelles l'ensemble des forçages externes sont observés sur le dernier siècle
- les simulations futures (rcp) qui utilisent des scénarios sur les émissions de gaz à effet de serre et les aérosols, et qui, pour les autres forçages, tentent de reproduire ce que pourrait être la réalité (dans le modèle du CNRM par exemple, le cycle solaire est répété et l'activité volcanique prise comme constante)
- les piControl dans lesquelles les conditions de forçages prises à l'ère pré-industrielle sont constantes et qui servent à donner une estimation de la variabilité interne du système climatique (cf : section 2.2.1)

2.1.3 Choix de la période d'étude

Comme décrit dans le paragraphe 2.1.1, nous souhaitons privilégier des observations directes de débits, c'est-à-dire qui ne contiennent aucune donnée manquante. Pour cela, nous établissons une règle de rejet/acceptation des stations afin d'obtenir

³Coupled Model Intercomparison Project Phase 5

Modeling Center	Model	Institution	Pays
BCC	BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	Chine
CCCMA	CanAM4 CanCM4 CanESM2	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis	Canada
CMCC	CMCC-CM	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici	Italie
CNRM-CERFACS	CNRM-CM5	Centre Nationale de Recherche Meteorologique / Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique	France
CSIRO-BOM	ACCESS1.0 ACCESS1.3	CSIRO(Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia) BOM(Bureau of Meteorology, Australia)	Australie
CSIRO-QCCCE	CSIRO-Mk3.6.0	Commonwealth Scientific and Research Organisation in collaboration with the Queensland Climate Change Center of Excellence	Canada
EC-EARTH	EC-EARTH	EC-EARTH consortium	
GCESS	BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	Chine
INM	INM-CM4	Institute for Numerical Mathematics	Russie
IPSL	IPSL-CM5A-LR IPSL-CM5A-MR IPSL-CM5B-LR	Institut Pierre-Simon Laplace	France
LASG-CESS	FGOALS-g2	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences; and CESS, Tsinghua University	Chine
LASG-IAP	FGOALS-g1 FGOALS-s2		
MIROC	MIROC4h MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	Japon
MIROC	MIROC-ESM MIROC-ESM-CHEM		
MOHC	HadCM3 HadGEM2-A HadGEM2-CC HadGEM2-ES	Met Office Hadley Center	
MPI-M	MPI-ESM-LR MPI-ESM-MR MPI-ESM-P	Max Planck Institute for Meteorology	Allemagne
MRI	MRI-AGCM3.2H MRI-AGCM3.2S MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute	Japon
NASA GISS	GISS-E2-H GISS-E2-R	NASA Goddard Institute for Space Studies	USA
NASA GMAO	GEOS-5	NASA Global Modelling and Assimilation Office	USA
NCAR	CCSM4	National Center for Atmospheric Research	USA
NCC	NorESM1-M NorESM1-ME	Nonwegian Climate Center	Norvège
NCEP	CFSv2-2011	National Center for Environmental Prediction	USA
NIMR/KMA	HadGEM2-AO GFDL-CM2.1 GFDL-CM3 GFDL-ESM2G GFDL-ESMEM GFDL-HIRAM-C180 GFDL-HIRAM-C360	National Institute of Meteorological Research /Korea Meteorological Administration	Corée
NOAA GFDL		Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	USA

Tableau 2 – Tableau récapitulant les différents modèles climatiques de CMIP5

des observations in situ continues dans le temps. Nous traitons alors les données de manière à ce que dans une année il n’y ait aucun mois de données manquantes et que sur une période donnée, il n’y ait aucune année manquante. Nous traçons ensuite l’aire de drainage globale des rivières qui satisfont à cette règle pour différentes années de début et de fin.

La Figure 3 montre les aires de drainage totales calculées pour différentes dates de début et de fin entre 1940 et 2000. Par exemple, si l’on prend le point d’abscisse 1980 de la courbe 1940 (en noir), l’aire de drainage est de $3.2e07km^2$. Cela correspond à l’aire de drainage globale moyennée entre 1940 et 1980. On observe que plus on prend en compte de données, plus les aires de drainages diminuent. En 1940 il y avait donc moins de données disponibles qu’en 1975 où l’on observe une aire de drainage maximale. La figure montre une forte décroissance des aires de drainages à partir de 1993. Nous choisissons pour cette raison l’année **1992** comme **année de fin**. Nous

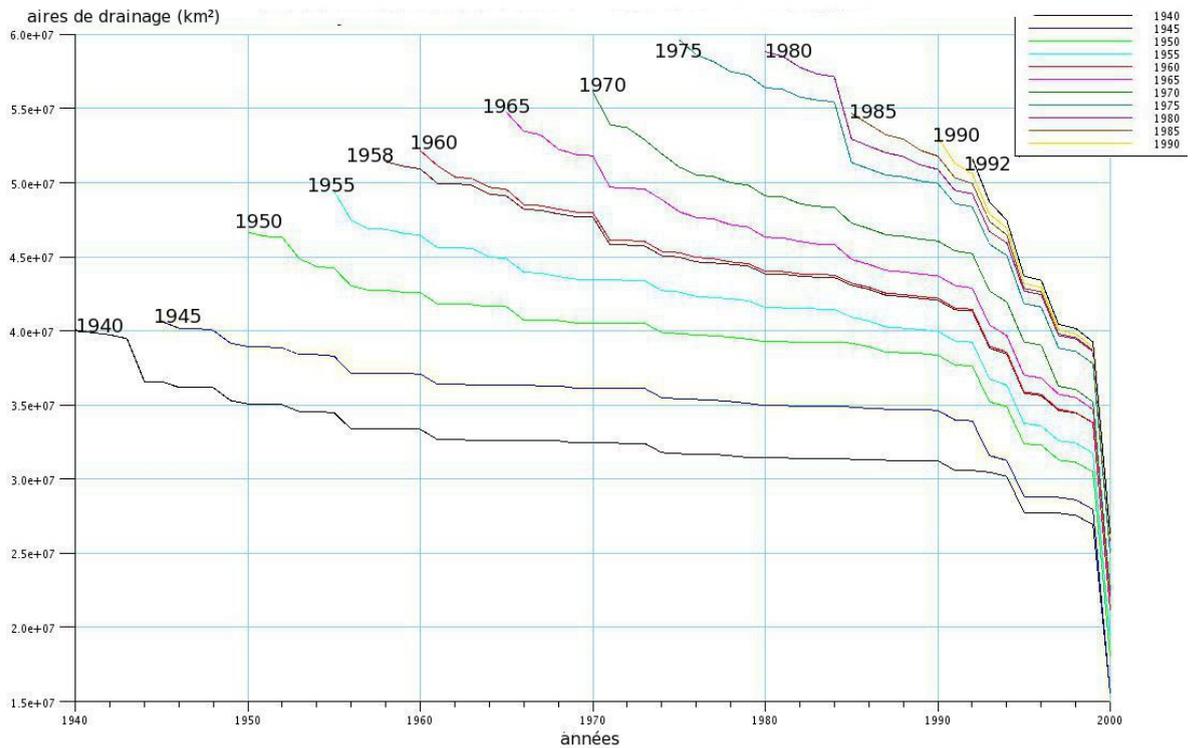


FIG. 3 – Évolution temporelle des aires de drainage totale (km^2) entre 1940 et 2000 des stations qui n'ont aucune donnée manquante pour différentes années de départ et de fin. Les années de fin correspondent à l'axe des abscisses, les années de début correspondent aux étiquettes mentionnées sur chaque courbe

avons pu vérifier qu'en 1993, nous perdons les données du Niger, bassin versant très important de l'Afrique. Pour effectuer le test statistique nous devons avoir un minimum de 30 ans de données à notre disposition. L'année de départ devra donc être intérieure à 1962, ce qui élimine donc les dernières courbes du graphique. En 1958, l'aire de drainage est à $5.2 \times 10^7 \text{ km}^2$. Nous pourrions vouloir choisir une période plus longue comme par exemple l'année 1955. Cependant, l'aire de drainage en cette année là est bien plus faible qu'en 1958. Nous décidons donc de choisir l'année **1958** comme **année de départ**, ce qui constitue une période d'étude de 35 ans avec une aire de drainage totale relativement élevée. On comprend ici la difficulté d'avoir à la fois une couverture spatiale et temporelle optimale.

2.1.4 Choix du domaine d'étude

Cette sélection réduit considérablement le nombre de stations que nous avons alors à notre disposition à **161 stations**, ce qui représente environ 50% du débit global. Comme nous l'avons vu, ces stations sont réparties en 8 zones en fonction des régions continentales et des caractéristiques climatiques dans ces régions. En résumé nous aurons donc pour les données reconstruites un masque de **686** bassins versants sur la période **1958-2004** et pour les observations in situ un masque de **161** bassins versants sur la période **1958-1992**. La répartition des 161 bassins versants que représentent les observations in situ sans données manquantes entre 1958 et 1992 est donnée par la Figure 4.

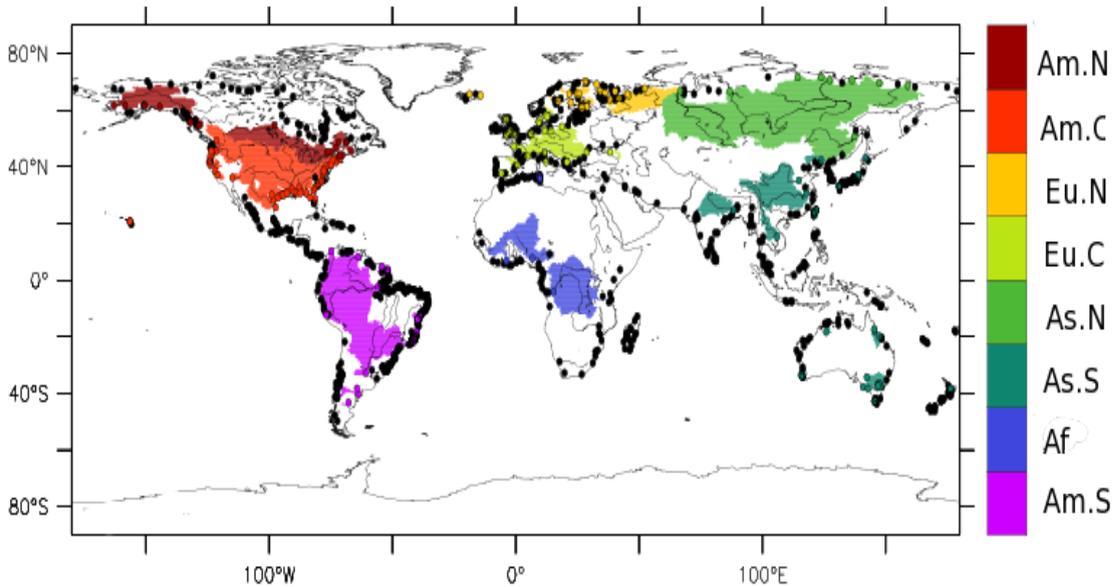


FIG. 4 – Carte des 161 bassins versants (en plage coloriée) que représentent les observations sur la période 1958-1992. En points coloriés sont représentées les stations correspondant aux 161 bassins versants et en points noirs les stations où il y avait des données manquantes. Am.N : Amérique du Nord, Am.S : Amérique du Sud, Am.C : Amérique Centrale, As.N : Asie du Nord, As.S : Asie du Sud, Eu.N : Europe du Nord, Eu.C : Europe Centrale, Af : Afrique

2.2 Outils statistiques de la détection

2.2.1 La variabilité interne

Comme nous l’avons décrit dans l’introduction, l’étude de détection repose sur le fait de savoir si un changement est compatible avec la variabilité interne du climat. Il est donc nécessaire de connaître en premier lieu cette variabilité interne. Pour cela, nous utilisons des simulations de contrôle CMIP5 appelées PiControl : ce sont des simulations dans lesquelles aucune source de variabilité forcée (naturelle ou anthropique) ne vient interagir avec le système climatique. Les concentrations de gaz à effet de serre, d’aérosols et la constante solaire sont constantes dans le temps. Nous obtenons donc des pseudo-observations *non-perturbées*.

Cette variabilité interne du climat peut présenter une certaine mémoire d’une année sur l’autre. Si l’effet mémoire n’est pas pris en compte, on pourrait plus facilement conclure à l’observation d’une tendance alors qu’il n’y en a pas. Afin de caractériser cet effet mémoire, la méthode Temporal Optimal Detection utilise un modèle Auto-Régressif d’ordre 1 (processus AR1) appelé aussi ”bruit rouge”.

2.2.2 Le processus AR1

C’est un modèle qui peut être décrit par la simple équation :

$$a_{t+1} = \alpha a_t + \epsilon_t$$

où α , qui est le coefficient d’auto-corrélation à lag 1 compris entre $-1 < \alpha < 1$, et ϵ sont des variables aléatoires indépendantes et identiquement distribuées (iid). α

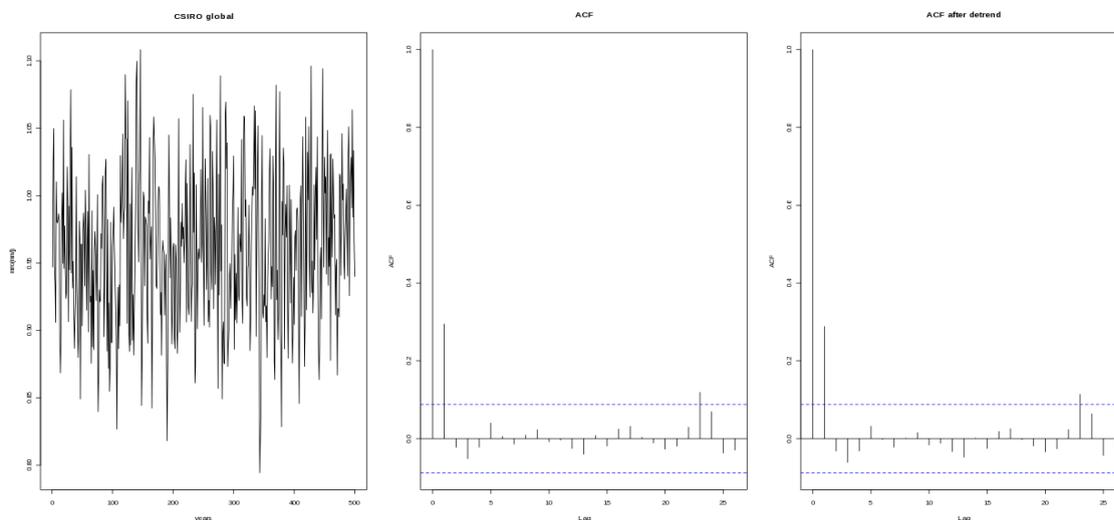


FIG. 5 — Séries chronologiques des ruissellements (mm/j) issus des PiControl (à gauche), la fonction d’auto-corrélation des séries (au milieu) et la fonction d’auto-corrélation après retrait de la tendance linéaire (à droite) pour le modèle CSIRO

désigne donc la corrélation entre le paramètre a_{t+1} et a_t .

- si $\alpha = 0$: on a un "bruit blanc", c’est à dire que a_{t+1} est indépendant de a_t
- si $\alpha < 0$: cela caractérise l’anti-mémoire (ex : "El Nino, La Nina")
- si $\alpha > 0$: cela caractérise la mémoire (ex : il faisait chaud hier, il fera "plutôt" chaud aujourd’hui avec une certaine atténuation)

Nous traçons les séries chronologiques des débits issus des PiControl de plusieurs modèles avec en parallèle la fonction d’auto-corrélation. A titre d’illustration, je choisis ici de ne montrer que la région globale sur le modèle CSIRO, les résultats pouvant être élargit aux autres modèles. La Figure 5 montre tout d’abord que les simulations historiques des modèles de CMIP5 n’ont pas de "dérive" pour la variable étudiée et ne semblent pas reproduire une tendance quelconque. Cela se retrouve en effet sur les graphiques représentant la fonction d’auto-corrélation, puisque lorsqu’on enlève la tendance linéaire, la fonction d’auto-corrélation ne change que très peu (ce qui était différent dans les simulations des modèles couplés de la précédente version : CMIP3). De plus, la fonction d’auto-corrélation permet de déduire que le modèle CSIRO ne simule quasiment pas d’effet mémoire au delà de 2 ans.

Il est tout de même important pour le test statistique de ne pas négliger un coefficient d’auto-corrélation α . Pour cela nous représentons ce coefficient par zone pour chaque modèle afin d’estimer au mieux la valeur que nous allons choisir pour α .

La Figure 6 montre que les coefficients d’auto-corrélation ne sont pas supérieurs à 0.4, ce qui semble relativement faible comparé à celui des océans par exemple qui est de 0.8. D’autre part, on remarque que α varie selon les régions et les modèles mais dans un intervalle relativement restreint.

Nous choisissons donc les coefficients $\alpha = 0.2$ et $\alpha = 0.3$ afin de privilégier un α un peu plus grand de manière à limiter le risque de fausse détection.

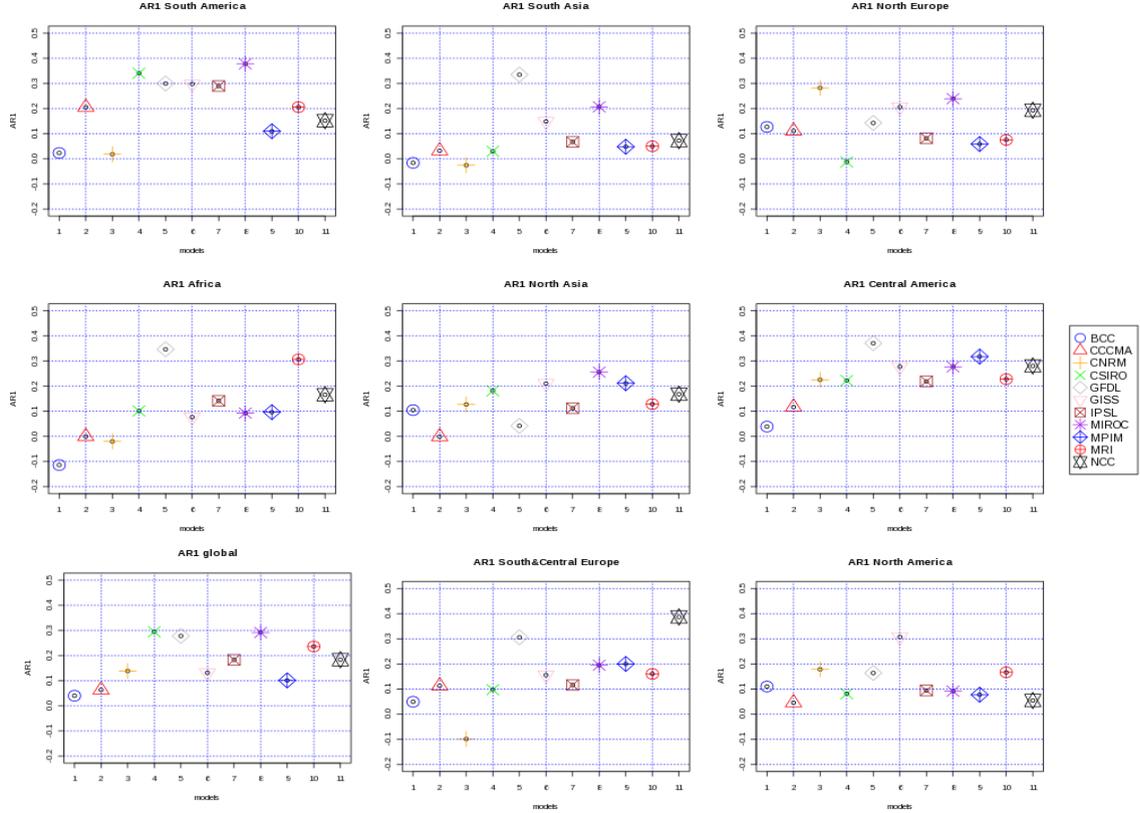


FIG. 6 – Coefficient d’auto-corrélation α par zone pour chaque modèle issu des simulations de contrôle CMP5

2.2.3 Le test de détection

Le test de détection utilisé ici a été introduit par Ribes & al. [4] sous le nom de Temporal Optimal Detection (TOD). Il est assez différent des tests usuellement utilisés tel que la méthode dite ”optimal fingerprint” [5] introduite par Hasselman en 1993 [12]. Je vais présenter dans ce paragraphe le test de régression linéaire uni-varié. Le test de détection TOD est une généralisation de cela et sera introduit à la fin de cette section.

Ce test se base sur la régression linéaire que nous allons décrire brièvement ici. Considérons que le jeu de données soit le modèle statistique suivant :

$$y_i = a + bx_i + \epsilon_i \quad (1)$$

Les ϵ_i sont aléatoires et représentent le terme d’erreur. Les y_i sont ici les vecteurs des observations de débits et les x_i représentent le temps. La question qu’on se pose est la suivante : existe-t-il un lien entre les y_i et les x_i , autrement dit est-ce que $b \neq 0$? Pour cela il faut dans un premier temps estimer la droite définie par l’équation (1) par ses coefficients \hat{a} et \hat{b} qui sont aléatoires et liés aux ϵ_i .

Soit l’hypothèse H_0 selon laquelle il n’y a aucun changement détecté, en d’autres termes : $b = 0$. La question est de savoir si l’hypothèse H_0 est acceptable ou non. Pour cela, on suppose que H_0 est vraie et on calcule la distribution attendue des \hat{b} .

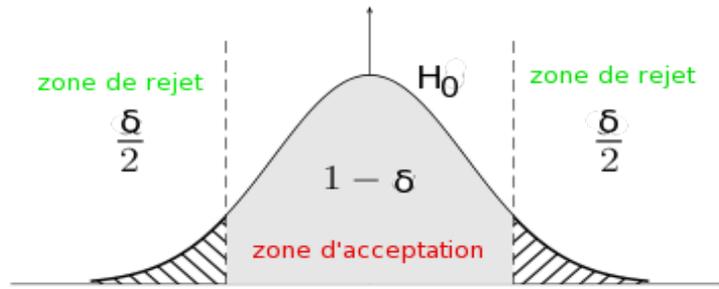


FIG. 7 – Illustration des zones de rejet et d'acceptation avec un test d'hypothèse bilatéral, le δ étant le niveau du test

On place un certain seuil (trait vertical en pointillé sur la Figure 7) au-delà duquel on rejette H_0 . On parle alors d'*erreur de première espèce* lorsqu'on rejette l'hypothèse H_0 alors qu'elle est vraie. Le choix du seuil correspond au choix d'un certain "risque". On choisit en général un seuil à 5%.

Cependant, ce seuil ne nous donne pas une estimation précise du caractère typique ou atypique de \hat{b} . En effet, est-ce que \hat{b} est dans la "queue" de la distribution sous H_0 ? Dans ce cas là l'hypothèse nulle est fortement rejetée, ou au contraire est-ce que \hat{b} est totalement dans le corps de la distribution sous H_0 et dans ce cas, l'hypothèse nulle est très bien acceptée. Pour préciser le degré d'appartenance à H_0 , nous introduisons la notion de **p-value**. Cela représente l'aire sous la courbe entre \hat{b} et les valeurs de la courbe supérieures en valeur absolue. Une valeur de p-value très petite indique que le \hat{b} est dans la "queue" de la distribution H_0 et donc qu'on rejette quasi-totalement l'hypothèse H_0 : il y a donc un changement significatif. En revanche si la p-value est grande (par exemple $p\text{-value} \geq 20\%$) on est dans la zone d'acceptation de H_0 , on conclue alors qu'il n'y a pas de changement significatif. Cette méthode revient à construire un intervalle de confiance autour de $b \in [\hat{b}_1, \hat{b}_2]$ et à se demander si la valeur $b=0$ est comprise dans cet intervalle.

La méthode présentée précédemment était valable pour une dimension spatiale. Le test que j'ai appliqué dans mon stage était appliqué simultanément à plusieurs dimensions spatiales (le nombre de zones).

Le test de détection TOD est construit sur trois principes [13] :

- il est multivarié : on traite les 8 zones en même temps
- le changement peut ne pas être linéaire dans le temps, mais plutôt lisse
- la variabilité interne du climat a une mémoire

Pour illustrer le premier principe, nous modifions d'équation (1) de la manière suivante :

$$y_{s,t} = a_s + b_s x_t + \epsilon_{s,t}$$

avec s la dimension spatiale et t la dimension temporelle.

Une condition d'application du test s'impose sur la dimension temporelle : $T \geq S + 2$

En ce qui concerne le troisième principe, nous posons :

$$\epsilon_t = \alpha\epsilon_{t-1} + \tilde{\epsilon}_t$$

On retrouve alors le α introduit dans le paragraphe précédent qui caractérise l'effet mémoire.

3 Résultats

3.1 Comparaison entre les observations et les modèles

Afin d'avoir un ordre de grandeur des variables que nous manipulons dans ce rapport ainsi que de connaître leur évolution dans le temps, nous allons dans cette partie observer l'évolution temporelle des débits par zone en comparant les observations in situ avec les modèles couplés du système Terre. Les données in situ comme nous l'avons vu précédemment sont établies sur la période 1958-1992 et sur le masque des 161 bassins versants. Nous les superposons avec les modèles issus des simulations historiques de CMIP5 moyennés sur les mêmes bassins.

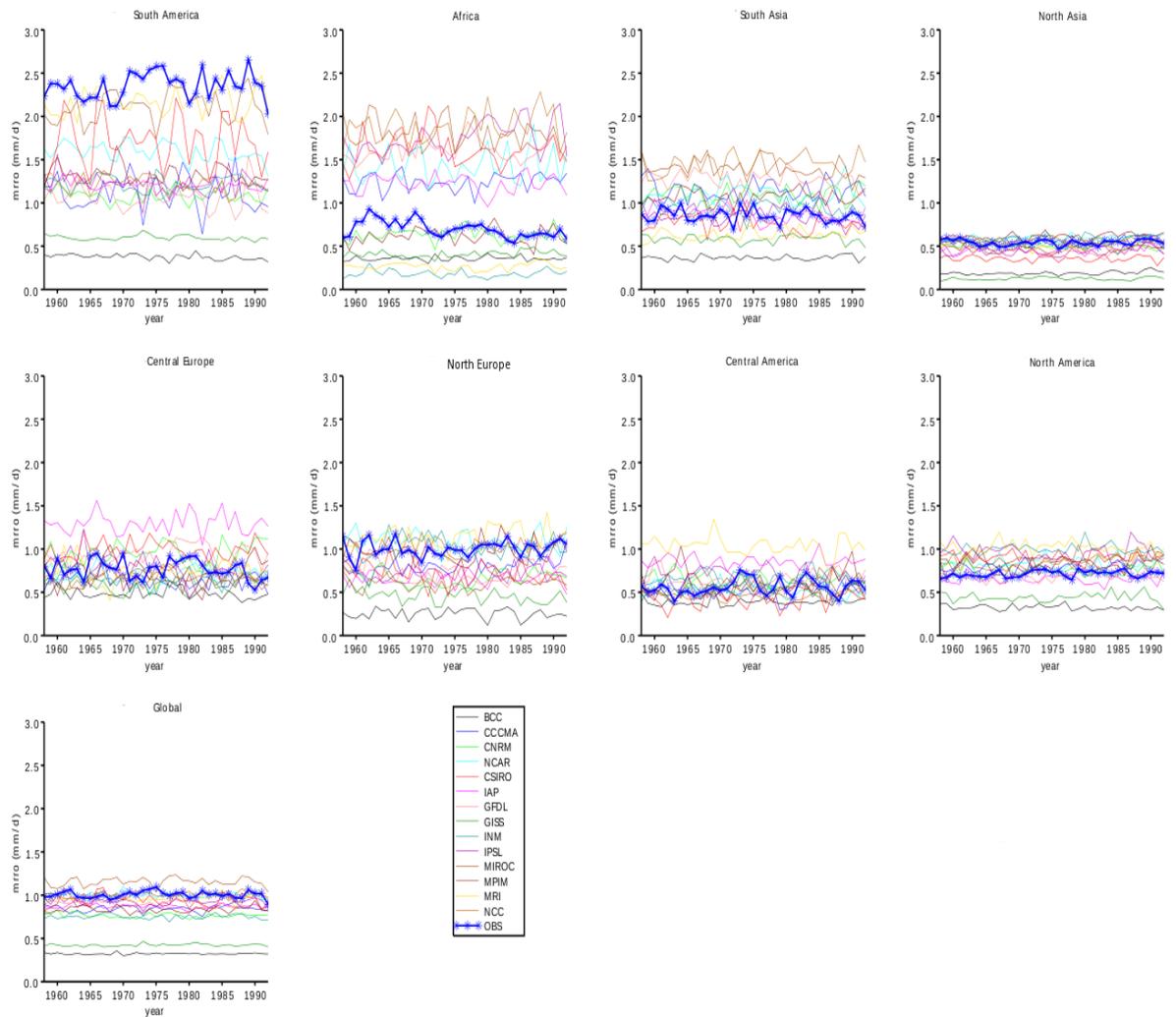


FIG. 8 — Superposition des séries chronologiques des débits observés (mm/j) avec les ruissellements (mm/j) fournis par les simulations historiques des modèles couplés de CMIP5 par zone entre 1958 et 1992 sur le masque des 161 bassins versants

La Figure 8 suggère plusieurs commentaires. Notons tout d'abord que le ruissellement global simulé par les modèles semble plus ou moins raisonnable en terme

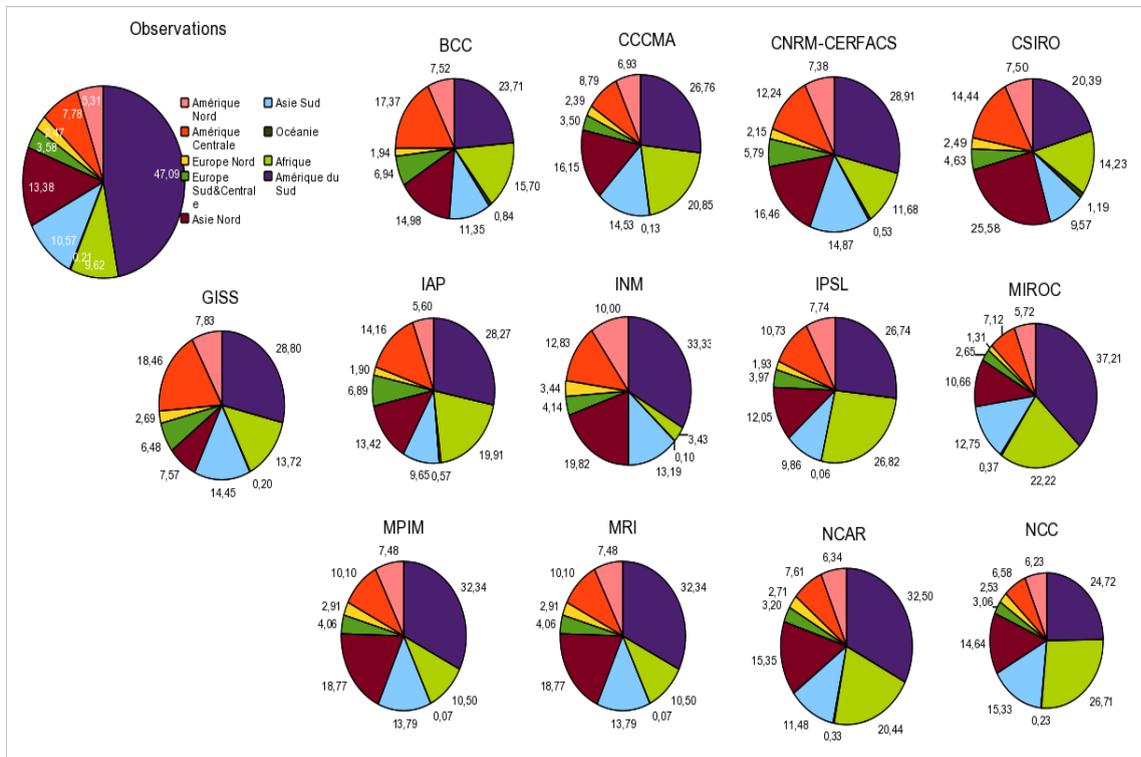


FIG. 9 – Représentation en pourcentage du ratio du ruissellement par zone sur le masque des 161 bassins versants par rapport au ruissellement total pour les observations d’une part et les modèles de CMIP5 de l’autre

d’état moyen sauf pour deux modèles : GISS et BCC. De plus, si l’on se place à l’échelle régionale, les débits simulés semblent être plutôt proches des observations en Asie du Nord, Amérique Centrale et Amérique du Nord. En revanche, le rapprochement ce fait moins bien sur les zones de l’Asie du Sud, l’Europe du Nord et l’Europe Centrale. Et en Amérique du Sud, les modèles sous-estiment totalement le débit observé avec une valeur moyenne pour les modèles de 1.3 mm/j contrairement à 2.5 mm/j pour les observations. A l’opposé, sur l’Afrique, la moitié des modèles semblent au contraire le surestimer avec une valeur moyenne pour les modèles de 1.5 mm/j contre 0.7 mm/j pour les observations. Ceci s’explique en effet par une mauvaise simulation des précipitations dans les modèles couplés. Dans le premier cas, on sait qu’environ 35% des précipitations en Amérique du Sud sont dues au recyclage local des précipitations, processus généralement mal représenté par les modèles de climat[14]. Dans le second cas, une mauvaise représentation de la mousson africaine dans certains modèles entraîne une surévaluation des précipitations sur certaines régions et donc une valeur de ruissellement plus forte que celle observée. Nous avons pu en effet vérifier cela en traçant la même courbe mais pour les précipitations. Nous constatons que les ruissellements suivent assez bien le comportement des précipitations. Une représentation du ratio des ruissellements par zone sur le masque des 161 bassins versants par rapport au ruissellement total permet d’avoir une idée plus précise de la répartition spatiale du ruissellement global dans les modèles.

Notons en premier lieu sur la Figure 9 que le débit observé en Amérique du Sud

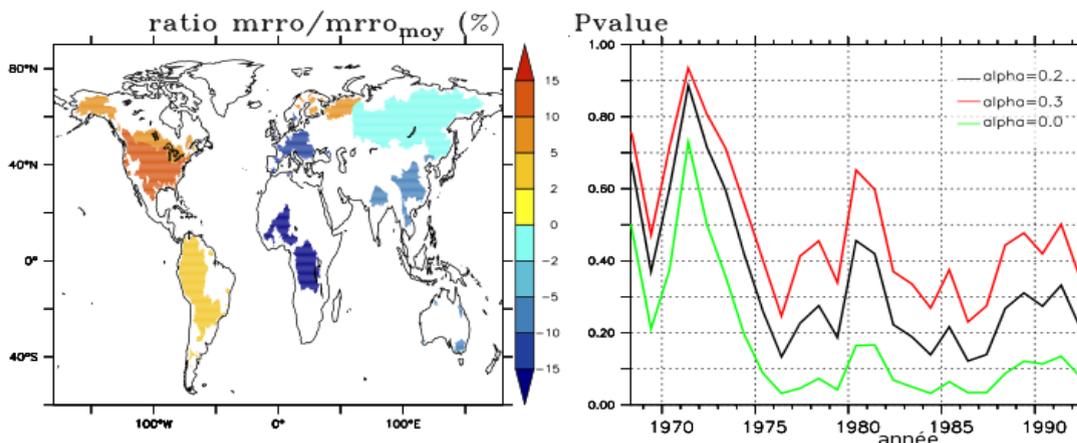


FIG. 10 — Anomalie relative par rapport à l'écoulement moyen de la période en pourcentage (à gauche), série chronologique de la p-value des débits observés sur le domaine global (à droite) sur le masque des 161 bassins versants entre 1958 et 1992

représente près de 50% du débit total, suivie de l'Asie du Nord avec 14% et l'Asie du Sud avec 10%. On remarque de plus que l'ensemble des modèles sous-estiment le ruissellement en Amérique du Sud (seul le modèle japonais MIROC se rapproche le plus de la valeur des observations). On retrouve aussi la disparité des modèles dans l'estimation du ruissellement sur l'Afrique avec en générale une large surestimation et pour quelque cas comme le modèle INM, une sous-estimation.

3.2 Application du test statistique de détection

3.2.1 Test statistique sur les débits observés entre 1958 et 1992

Nous allons dans cette section appliquer le test de détection décrit précédemment sur les observations afin de pouvoir répondre à la question posée dans l'introduction : pouvons nous détecter un changement significatif dans les débits entre 1958 et 1992 ? Le test nous permet d'obtenir deux résultats : la série chronologique de la p-value sur notre période et la valeur du \hat{b} qui représente en fait la tendance sur chaque zone. Nous appliquons donc le test aux observations de ruissellement sur le domaine global dans un premier temps avec 3 valeurs de α : **0**, **0.2** et **0.3** (nous rappelons que $\alpha = 0$ signifie que l'on ne considère aucun effet de mémoire, c'est-à-dire que l'évolution temporelle du ruissellement est indépendante du passé).

En ce qui concerne les p-value, nous rappelons que la dimension temporelle doit être $T \geq S + 2$ or ici nous avons 8 régions ($S=8$) donc $T \geq 10$. Comme les observations commencent en 1958, nous obtenons les p-value à partir de 1958+10 soit 1968. Le graphique de droite de la Figure 10 nous montre tout d'abord la forte variation des p-value surtout en début de période. En effet, l'ajout d'une année supplémentaire va moins faire varier la p-value, si la période est déjà longue, d'où une atténuation des variations sur la fin de la période. Par exemple en 1975, le test de détection est appliqué sur la période 1958-1975. Nous voyons de plus que les valeurs des p-value sont très grandes pour $\alpha=0.2$ et 0.3, toujours supérieure à 20%

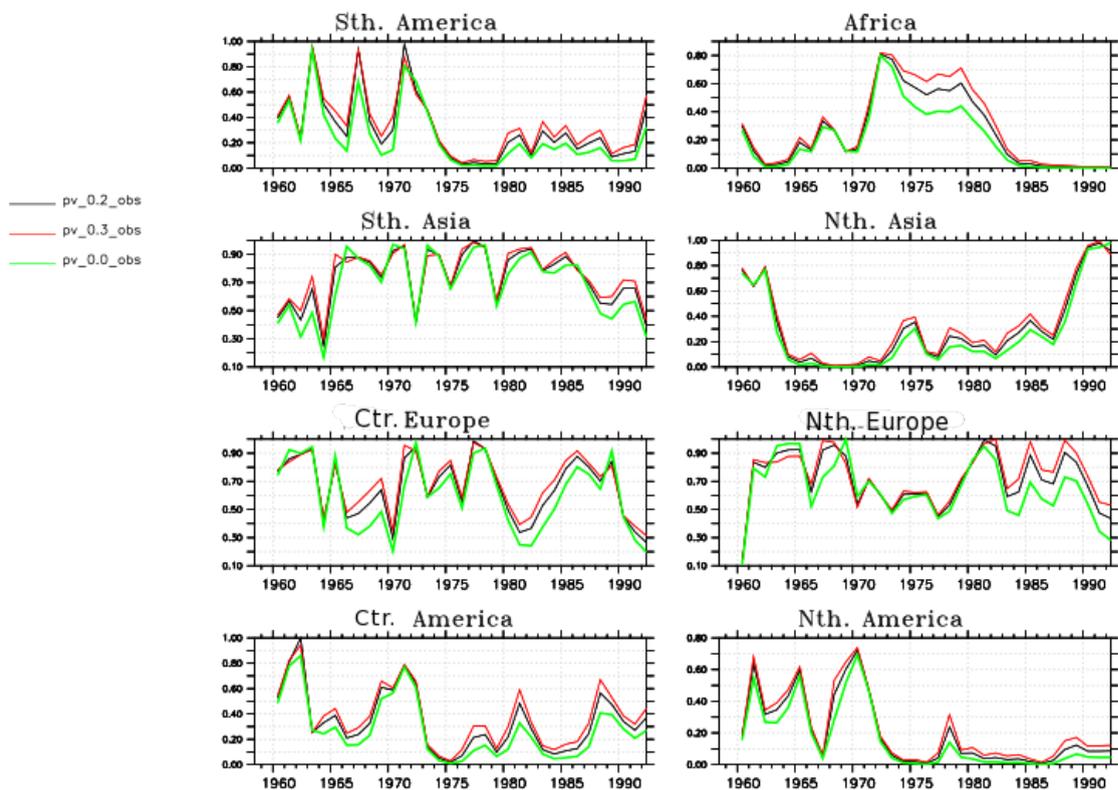


FIG. 11 — Évolution temporelle des p-value des débits observés sur le masque des 161 bassins versants entre 1958 et 1992 par zone

pour $\alpha=0.3$ et supérieure à 12% pour $\alpha=0.2$. Même lorsqu'on néglige totalement l'auto-corrélation, c'est-à-dire pour $\alpha=0$ la p-value est restée supérieure à 5%, le seuil que nous avons choisi. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, une p-value élevée signifie que l'hypothèse H_0 selon laquelle il n'y a aucun changement est acceptée. La carte de gauche de la Figure 10 représente l'évolution des débits entre 1958 et 1992 en pourcentage des débits moyennés sur la même période. On observe alors que dans toutes les régions, les tendances sont plutôt faibles, positives sur l'Amérique, ainsi que sur l'Europe du Nord, et plutôt négatives sur l'Afrique, l'Europe Centrale et l'Asie. On voit en particulier que la tendance négative observée sur l'Afrique correspond à 30% du débit moyenné sur la période 1958-1992.

Nous concluons donc que sur la période 1958-1992, pour des valeurs raisonnables de coefficient d'auto-corrélations ($\alpha = 0, 2$) mais aussi pour des valeurs extrêmes ($\alpha = 0$ et $\alpha = 0, 3$), les observations de débits ne montrent aucun changement significatif avec un seuil à 5%.

Nous avons tracé dans un second temps la p-value mais cette fois-ci par zone. Nous avons appliqué le test statistique zone par zone et non sur l'ensemble en même temps.

La Figure 11 montre une grande disparité entre les p-value de chaque région, et corrobore ce que nous avons dit pour le global c'est à dire que les valeurs de p-value sont élevées, sauf pour l'Amérique du Nord où on aurait tendance, vers les années 1980, à avoir une p-value plutôt basse, ainsi que sur l'Afrique où l'on observe une

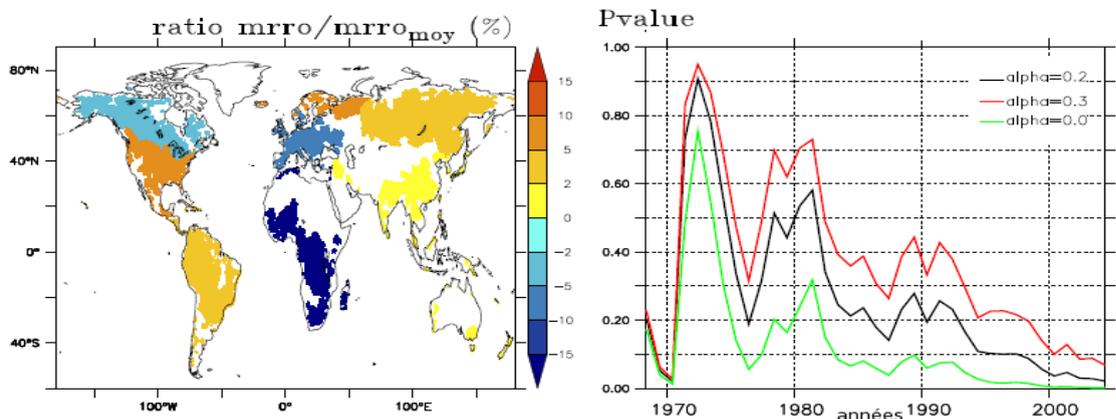


FIG. 12 — Anomalie relative par rapport à l'écoulement moyen de la période en pourcentage (à gauche), série chronologique de la p-value des débits reconstruits sur le domaine globale (à droite) sur le masque des 686 bassins versants entre 1958 et 2004

décroissance des valeurs de p-value à partir de la fin des années 80.

3.2.2 Test statistique sur les débits reconstruits entre 1958 et 2004

Nous avons voulu savoir si le diagnostique établi sur les observations directes de débits était le même sur une période plus récente. Pour cela, nous avons à notre disposition des données reconstruites.

L'application du test sur les données reconstruites s'effectue sur le masque des 686 bassins versants entre 1958 et 2004.

Le graphique de droite de la Figure 12 indique que les p-value, et ce pour les 3 α , diminuent fortement à la fin de la période, contrairement aux observations. Pour $\alpha = 0.3$, la p-value reste supérieure à 10% jusqu'en 2003. En revanche, pour $\alpha = 0.2$, qui est la valeur la plus raisonnable, la p-value devient inférieure à 10% dès 1997 et franchit le seuil des 5% en l'an 2000. En ce qui concerne $\alpha = 0$, qui n'est pas réaliste mais qui nous sert de référence, la p-value devient inférieure à 5% en 1994. Ces résultats sont donc différents de ceux que nous avons obtenu avec les observations. En effet, alors que nous ne pouvions rien conclure quant à un quelconque changement dans les observations pour $\alpha = 0.2$ et $\alpha = 0.3$, il n'en n'est pas de même pour les observations reconstruites. Selon le test de détection que nous avons obtenu, nous pouvons ici détecter un changement dans les débits des fleuves parmi les plus grands bassins versants du monde à partir de l'an 2000 pour $\alpha = 0.2$ et à partir de 1994 pour $\alpha = 0$. Notons que si nous avions choisit un seuil à 1%, nous n'aurions pu rien conclure quant à un possible changement dans les débits sauf pour $\alpha = 0$ où à partir de l'an 2000 la p-value devient inférieure à 1 %.

La carte de gauche, permettant d'observer l'évolution du débit sur la période 1958-2004 en pourcentage de débit moyenné sur la même période, nous montre une inversion des signes des tendances par rapport à celles des débits observés. En effet la tendance qui était positive en Amérique du Nord pour les observations in situ devient négative ici, et inversement pour l'Asie où les tendances sont devenues po-

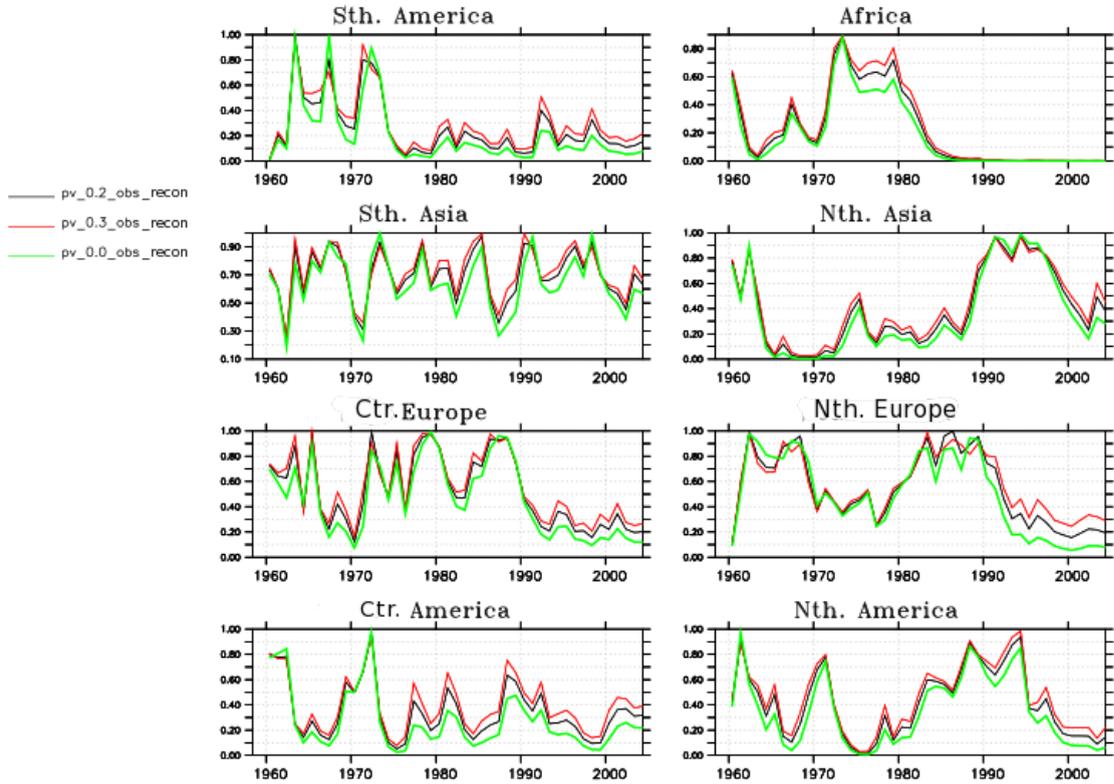


FIG. 13 — Évolution temporelle des p-value des débits reconstruits sur le masque des 686 bassins versants entre 1958 et 2004 par zone

sitives. Cependant, la comparaison avec la Figure 10 est difficile compte tenu de la très faible valeur de la tendance d'une part et d'autre part du fait que les masques ne sont pas les mêmes dans les deux cas.

La tendance négative en Afrique ne représente qu'environ 15% du débit moyenné sur la période 1958-2004, soit moitié moins que ce qu'on avait obtenu dans les observations. Cette différence est due, encore une fois, au fait que les masques soient différents : ici nous prenons en compte 686 bassins versants alors que dans les observations nous n'en prenons que 161. Il se peut donc que certaines rivières en Afrique dans les données reconstruites aient une tendance de signe opposé qui atténue la valeur de la tendance moyenne sur cette région par rapport aux observations.

Nous avons aussi tracé les p-value par zone afin de voir si un changement pourrait être observé dans une zone en particulier.

Contrairement à ce qu'on avait obtenu pour les observations, la Figure 13 suggère que la p-value sur l'Amérique du Nord ne semble pas montrer de changement sur la fin de la période. En revanche, l'analyse faite sur l'Afrique dans les observations semble se confirmer ici, avec une très faible valeur de p-value à partir de 1985 pour les 3 α et ce jusqu'en 2004 (valeur largement inférieure au seuil de 5%).

Nous concluons donc pour les observations reconstruites à un possible début de changement dans le débit des fleuves à partir des années 2000 pour $\alpha = 0.2$. Le changement de masque affecte donc sensiblement les résultats, bien que nous ne savons pas ce qu'aurait donné le test sur les observations prolongées jusqu'en 2004.

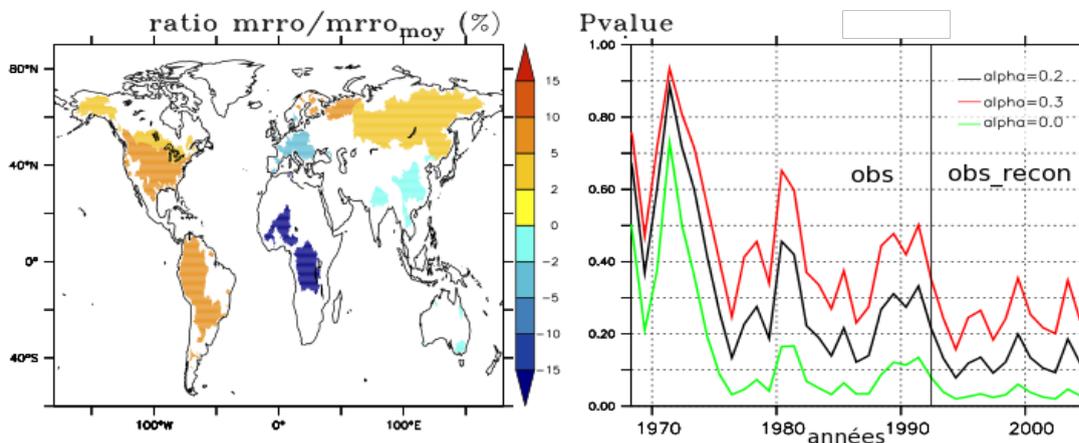


FIG. 14 – Anomalie relative par rapport à l'écoulement moyen de la période en pourcentage (à gauche), évolution temporelle des p-value des débits observés entre 1958 et 1992 (à gauche du trait noir vertical) et des débits reconstruits entre 1993 et 2004 (à droite du trait noir vertical) sur le masque des 161 bassins versants

Afin d'évaluer statistiquement l'impact de la reconstruction, nous avons appliqué le test statistique à la série chronologique des débits observés de 1958 à 1992 sur le masque des 161 bassins versants auxquels nous avons ajouté les débits reconstruits de 1993 à 2004 sur le même masque.

Le graphique représentant la série chronologique des p-value sur la Figure 14 montre que l'évolution de la p-value en ayant rajouté les observations reconstruites à partir de 1993 sur le même masque que les observations tend à devenir plus faible sur la fin de la période pour les 3 α , en particulier pour $\alpha = 0$ qui oscille autour du seuil de 5% à partir de 1992, mais reste tout de même supérieure à 5% pour $\alpha = 0.2$ et $\alpha = 0.3$. Les conclusions émises pour les observations reconstruites ne semblent donc pas se confirmer ici, puisque la détection d'un changement à partir des années 2000 pour $\alpha = 0.2$ n'est pas observé ici. La sélection que nous avons dû effectuer pour avoir des débits observés continu dans le temps a considérablement réduit le nombre de données à notre disposition et peut ainsi influencer les tendances sur certaines zones et donc les p-value, c'est pourquoi nous ne pouvons pas conclure à un changement significatif sur la période 1958-2004 pour $\alpha = 0.2$ et $\alpha = 0.3$. On voit donc que la détection d'un changement dans les débits à partir de 2000 reste floue et dépend fortement du masque que l'on considère, sachant qu'un masque plus étendue contient plus de données reconstruites. En ce qui concerne la carte des anomalies relatives de débits par rapport au débits moyens sur la période 1958-2004 (Figure 14 à gauche), nous observons que la tendance sur l'Amérique du Nord est devenue positive et que celle de l'Asie du Sud est devenue négative par rapport aux tendances évaluées dans les débits reconstruits.

Nous avons voulu par la suite évaluer la cohérence ou l'incohérence du début de changement observé dans les débits reconstruits à partir des années 2000. Nous avons pour cela utilisé les scénarios climatiques rcp85 des modèles couplés de CMIP5 qui s'étendent jusqu'en 2100.

3.2.3 Test statistique sur les débits simulés par les scénarios climatiques de 1958 à 2100

Avant d'appliquer le test statistique aux projections climatiques, nous allons observer l'évolution temporelle du ruissellement simulé pour chaque modèle et par zone.

Une des premières informations que nous fournit la Figure 15 est l'importance des biais des modèles qui demeurent élevés jusqu'à la fin de la série chronologique. Il y a un désaccord sur l'état moyen entre les modèles dans toutes les régions. En revanche, les modèles sont plutôt en accord avec la réponse au changement climatique, surtout sur des zones comme l'Asie du Nord, l'Europe du Nord et l'Amérique du Nord. En effet on observe clairement une tendance positive dans ces 3 zones, avec par exemple une augmentation moyenne de 0.2mm/j du ruissellement entre 1958 et 2100 sur l'Asie du Nord. En ce qui concerne la région globale, on observe tout de même une bonne concordance de la majorité des modèles (seuls les modèles BCC et GISS sont en désaccord sur les valeurs de ruissellement mais restent en accord sur les tendances), qui montrent une tendance positive sur l'étendue de la période. Nous nous attendons donc, d'après ces premières observations, à ce que le test statistique donne des valeurs de p_value relativement faibles, au moins en fin d'échéance. C'est ce que nous allons vérifier dès à présent, en appliquant le test à tous les modèles de CMIP5 pour les projections climatiques. Nous ne prenons cette fois-ci qu'un seul $\alpha = 0.2$, et nous ne traçons que la p_value globale pour tous les modèles.

On remarque sur la Figure 16 qu'en 2040, pour tous les modèles (sauf INM), la p_value devient inférieure au seuil de 5% et tend vers 0. Pour 8 modèles la p_value devient même inférieure à 5% dès 2020 (BCC, CCCMA, CNRM, GISS, IPSL, MPIM, MRI, NCAR). On peut donc conclure qu'à partir de cette année là, un changement dans le débit des grands fleuves à l'échelle globale a de grandes chances d'être significatif au seuil de 5%.

Reprenons alors nos résultats précédents et superposons les p_value des débits reconstruits sur le masque des 686 bassins versants de 1958 à 2004, les p_value des débits observés et reconstruits sur le masque des 161 bassins versants entre 1958 et 2004 et les p_value des scénarios climatiques qui s'étendent jusqu'en 2100 sur le masque des 161 bassins versants. Nous avons tracé le même graphique mais pour les scénarios climatiques mis sur le masque des 687 bassins versants, les résultats sont identiques. La question étant de savoir si l'hypothèse d'un possible début de changement vers la fin de notre période est en accord avec ce que donnent les projections climatiques. Comme précédemment je ne trace ici que les p_value pour $\alpha = 0.2$ et sur le domaine global.

La Figure 17 montre que la distribution des p_value se regroupe en 3 "paquets" selon les modèles : un premier groupe est repéré vers l'an 2010, un second en 2020 et un dernier en 2030 avec des valeurs de p_value très basses, proche de zéro. Certains modèles tels que GISS et BCC voient leur p_value baisser à partir de l'an 2000. Cela semble en effet en accord avec la distribution des p_value des débits reconstruits (en rouge) qui devient inférieur au seuil de 5% en l'an 2000. Cependant les p_value des débits reconstruits semblent presque toujours en dessous des valeurs de p_value des

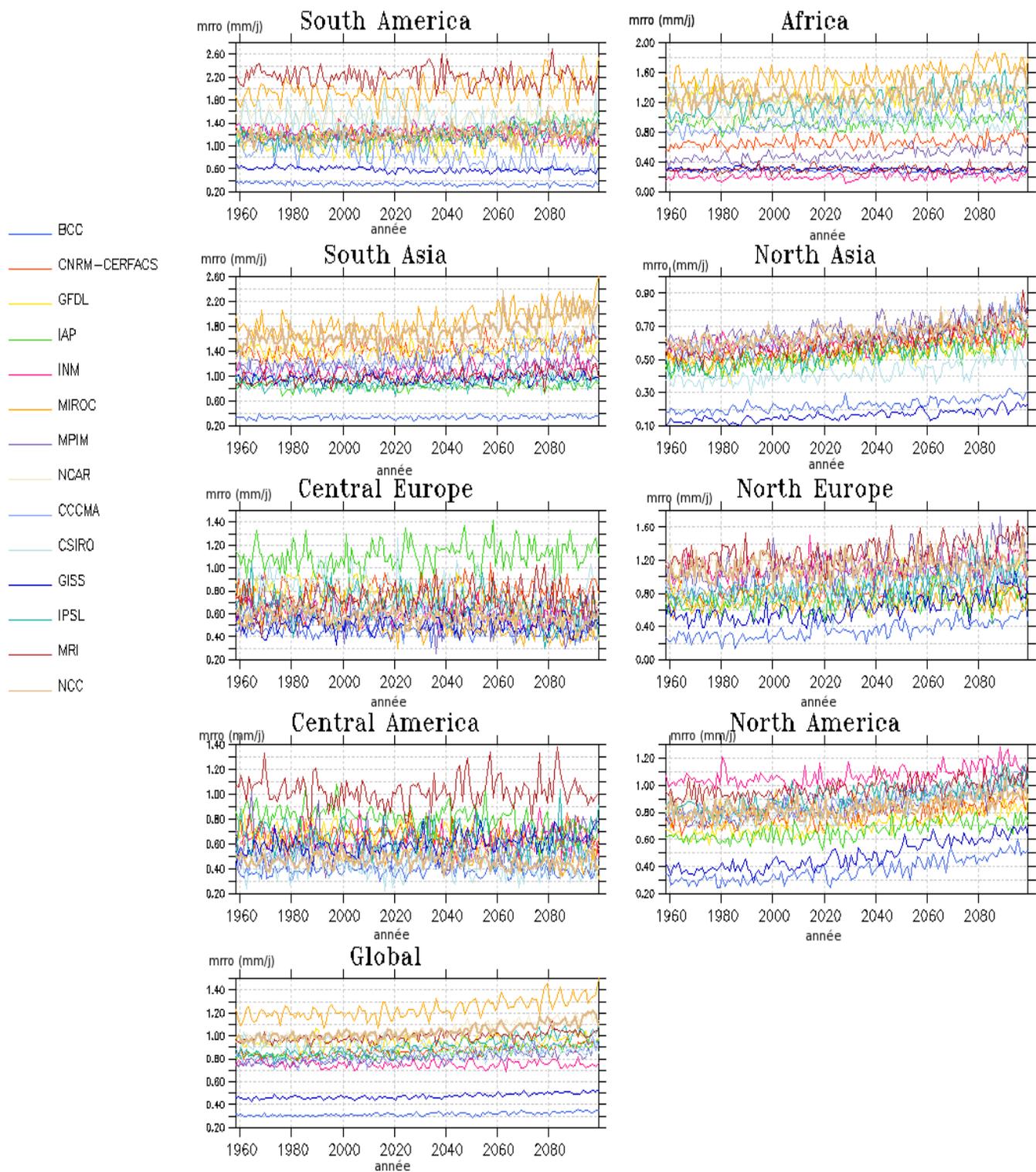


FIG. 15 – Évolution temporelle du ruissellement (en mm/j) issu des projections climatiques des modèles couplés de CMIP5 sur le masque des 686 bassins versants et sur la période 1958-2100

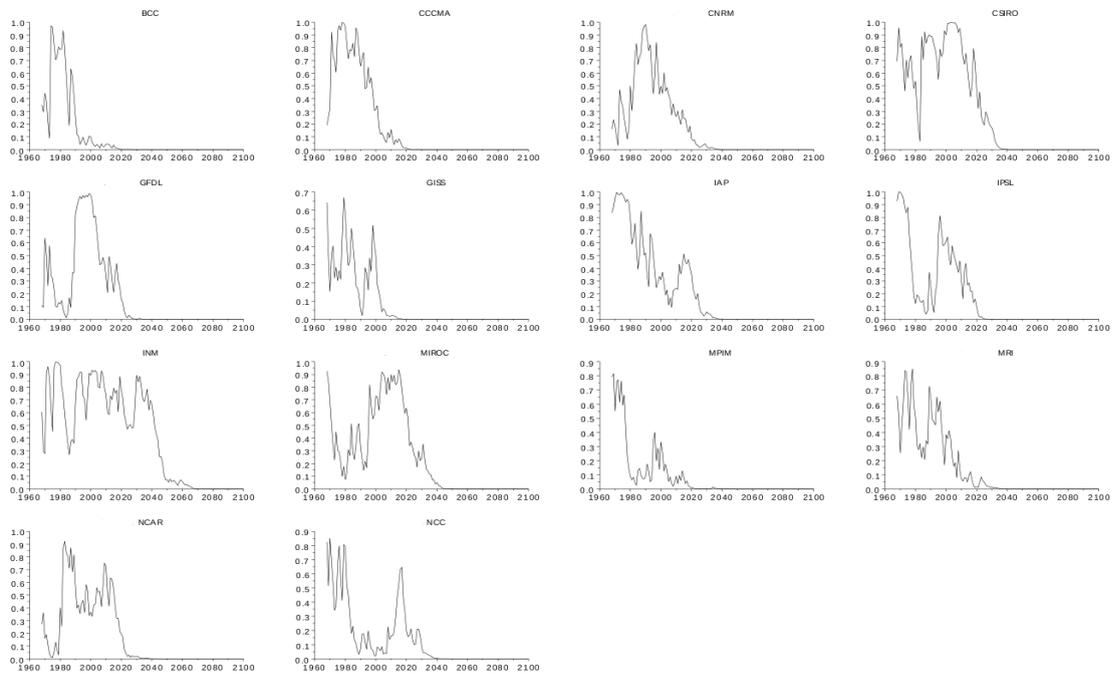


FIG. 16 – Évolution temporelle de la p_value pour les scénarios climatiques des modèles CMIP5 sur le domaine global entre 1958 et 2100 avec $\alpha = 0.2$ sur le masque des 686 bassins versants

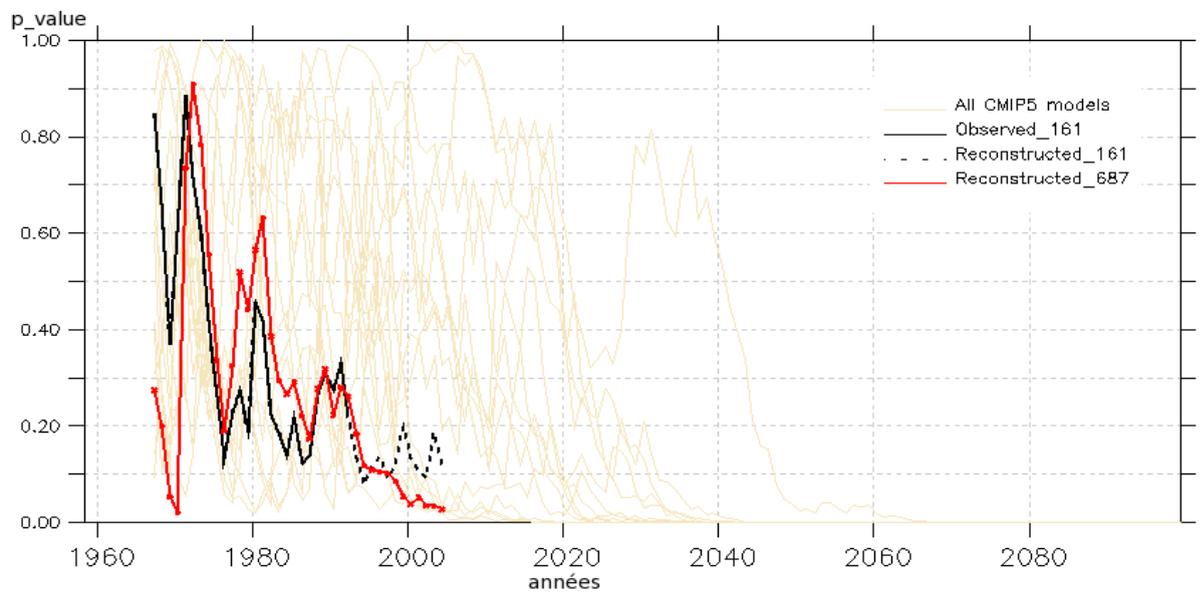


FIG. 17 – p_value des débits simulés par les scénarios CMIP5 sur le masque des 161 bassins versants entre 1958 et 2100 auxquelles sont superposées les p_value des débits reconstruits sur le masque des 686 bassins versants (en rouge) et les p_value des débits observés (en trait plein noir) et reconstruits (en trait pointillé noir) sur le masque des 161 bassins versants entre 1958 et 2004

modèles : les changements dans les débits reconstruits seraient donc légèrement en avance par rapport à ce que montrent les projections. En ce qui concerne les p_value des débits observés auxquels on a rajouté les débits reconstruits sur le masque des

161 bassins versants jusqu'en 2004, la distribution des p-value suit celle des débits reconstruits, on observe ensuite une divergence des deux distributions. Les p-value des débits reconstruits sur le masque des 161 bassins versants (trait noir en pointillé) semblent rester supérieure au seuil de 5% sur la fin de la période comme une partie des modèles (GISS, BCC, MRI, IAP).

4 Conclusion & Discussion

Bien qu'il soit connu que l'augmentation des gaz à effet de serre ait contribué au réchauffement climatique de ces dernières décennies, la question de la détection d'un changement des débits observés à laquelle nous avons tenté de répondre ne semble pas si aisée. En effet, on a vu que la mesure directe du débit est difficile et que les données sont très hétérogènes tant à l'échelle spatiale que temporelle. La sélection que nous avons appliquée afin d'obtenir un jeu de données continu dans le temps est en partie subjective. En effet, vaut-il mieux privilégier un jeu de données peu étendu spatialement mais avec de longues séries chronologiques, ou au contraire, faut-il tenter de reconstruire les données manquantes afin d'obtenir des séries sur de larges zones, quitte à ne prendre qu'une petite période ? Cette question est légitime et mérite d'être posée, même si au final le choix de l'un ou l'autre sera toujours sujet à discussions. Nous avons choisit de ne prendre en compte que des observations de débits brutes, c'est-à-dire pas reconstruites, afin de pouvoir d'une part les comparer avec les modèles et d'autres part pouvoir appliqué le test de détection, sans avoir à discuter de leur validité ou non.

La comparaison des débits observés avec les modèles nous a permis de montrer que les ruissellements globaux simulés par les modèles climatiques CMIP5 sont raisonnables sauf sur quelques régions comme l'Afrique et l'Amérique du Sud en particulier.

Le test de détection "Temporal Optimal Detection" appliqué aux débits observés n'a montré **aucun changement à l'échelle globale entre 1958 et 1992** avec de très faibles tendances de l'ordre de $+0.1\text{mm/j}/35\text{ans}$ en moyenne, et un peu plus forte en Afrique avec $-0.2\text{mm/j}/35\text{ans}$. Le test appliqué par zone indique d'ailleurs un début de changement dans le débit des fleuves en Afrique au milieu des années 1980 avec un niveau de test à 5%.

L'utilisation des débits reconstruits nous a permis d'obtenir un jeu de données plus étendu spatialement et temporellement. **Les conclusions du test statistique appliqué aux débits reconstruits à l'échelle globale sont sensiblement différentes** de celles obtenues avec les débits observés. En effet, si l'on considère que la variabilité interne du débit n'a aucun "effet mémoire", on détecte un changement significatif à 5% à partir de 1994. Cependant l'étude nous a montré que la plupart des modèles simulent un petit "effet mémoire" non négligeable. Avec cet effet, on détecte un changement dans les débits reconstruits à partir de 2000. Comme les observations directes de débits s'arrêtaient en 1992, il n'était pas possible d'effectuer une comparaison avec les débits reconstruits sur la période 1993-2004. Pour cela, nous avons appliqué le test de détection aux débits observés prolongés jusqu'en 2004 par les débits reconstruits sur le même masque. Les débits reconstruits sur le masque des 161 bassins versants entre 1993 et 2004 comportent donc plus de données observées que dans le masque des 687 bassins versants. Le test ne montre pas de changement dans les débits contrairement à ce qu'avaient montré les débits reconstruits. Cela signifie que le choix du masque, et donc la proportion de données reconstruites par

rapport aux observations affecte les résultats. La détection d'un changement dans les débits sur la période 1993-2004 reste donc assez floue.

L'utilisation de scénarios climatiques nous a permis d'une part de situer la distribution des p-value des débits observés et reconstruits à celles des débits simulés par les modèles couplés, et d'autre part d'infirmier ou confirmer les conclusions émises quant à un possible changement dans les débits à partir de 2004 et d'observer l'évolution pour les années futures. L'évolution temporelle des ruissellements issue des scénarios climatiques de CMIP5 a montré une concordance dans l'évaluation de la réponse au changement climatique. A l'échelle globale, la tendance du débit semble positive avec une augmentation d'environ 0.1mm/j entre 1958 et 2100.

Le test de détection appliqué aux scénarios climatiques montre une forte variation de la p-value avant les années 2000 pour tous les modèles. On observe ensuite une décroissance de la p-value dès l'an 2010 pour certains modèles, en 2020 pour un autre groupe de modèles et en 2030 pour les autres. En d'autres termes, **la plupart des modèles simulent un changement significatif des débits à partir de 2020**. La p-value des débits reconstruits semble suivre la distribution du premier groupe de modèles avec une forte décroissance de la p-value vers les années 2000, mais reste tout de même toujours légèrement inférieure aux valeurs de p-value des modèles. Les changements dans les débits reconstruits seraient donc en avance par rapport à ce que montrent les scénarios.

Les conclusions émisent sur les débits observés prolongés jusqu'en 2004 par les débits reconstruits sur le même masque semblent cohérentes avec les modèles climatiques qui ne détectent aucun changement avant l'an 2010.

Pouvons-nous alors conclure à la détection d'un changement dans le débit des grands fleuves à l'échelle globale ? On comprend bien ici que la réponse à cette question dépend totalement des données que l'on considère. Pouvons-nous considérer que les débits reconstruits constituent un jeu de données fiable avec lequel nous pouvons établir des conclusions sur la possible détection d'un changement dans les débits ? Ou au contraire devons-nous nous contenter des débits observés qui reflètent la réalité bien que l'étendue temporelle soit très restreinte et qu'il soit alors quasiment impossible de détecter un quelconque changement ? Ces questions restent ouvertes et l'étude que nous avons menée nous a montré que la réponse à ces interrogations donnait des résultats opposés. On comprend surtout la nécessité d'avoir des mesures de débits beaucoup plus ponctuelles et étendues spatialement surtout sur ces dernières années où le réchauffement climatique se fait ressentir sur les variables climatiques de manière prononcé.

Nous avons vu que suivant le choix du masque, les résultats de détection diffèrent sur la période 1993-2004. Il serait intéressant d'évaluer aussi la robustesse des données reconstruites. En effet, dans l'article de Dai et al. [7], sur certain bassins le modèle ayant servi pour la reconstruction simule des tendances inverses à celles qui sont observées. Aussi, sur le Mackenzie, le passage des débits reconstruits aux observations montre une rupture dans les minimums mensuels affectant donc l'homogénéité du signal. Enfin, sur d'autres fleuves la période de données reconstruites est lar-

gement supérieure à la série observée in-situ. Par exemple, l'Irrawaddy en Asie du Sud-Est a été reconstruit entre 1948 et 2004 avec seulement 3 ans de données observées et est donc assujetties tant aux incertitudes liées à la modélisation qu'aux forçages météorologiques utilisés pour "simuler" cette reconstruction. Toutes ces incompréhensions dans les reconstructions des débits par Dai et al. méritent peut être d'être approfondies, ce qui pourrait faire l'objet d'une étude prochaine.

Enfin, il est intéressant de s'interroger sur la pertinence de la méthode statistique que nous avons appliquée. En effet, toute l'analyse statistique repose sur le découpage pré-établi des zones du globe. En l'occurrence ici, ce découpage accorde à l'Europe du Nord un débit qui représente 2.47% du débit total et à l'Amérique du Sud un débit qui représente 47.09% du débit total. De plus, la dimension temporelle doit être assez petite, de l'ordre de 10, ce qui limite cette sélection de régions. Si on effectuait un découpage par zone autre de celui que nous avons choisi, le résultat du test pourrait être différent. Cependant, c'est la première fois que l'on utilise une méthode statistique aussi poussée pour évaluer un changement dans les débits observés et simulés.

Toutes ces perspectives pourront être envisagées dans la poursuite de mon stage au mois de juillet.

Références

- [1] Pascale Braconnot (France), Nathan P. Gillett (UK), Yong Luo (China), Peru Jose A. Marengo Orsini (Brazil), Neville Nicholls (Australia), Joyce E. Penner (USA), and Peter A. Stott (UK). Ipcp chap. 9, what are climate change detection and attribution? *IPCC*, 2007.
- [2] Peter Ambenje (Kenya), Roxana Bojariu (Romania), David Easterling (USA), Albert Klein Tank (Netherlands), David Parker (UK), Fatemeh Rahimzadeh (Iran), James A. Renwick (New Zealand), Matilde Rusticucci (Argentina), Brian Soden (USA), and Panmao Zhai (China). Ipcp chap. 3.3, changes in surface climate : Precipitation, drought and surface hydrology. *IPCC*, 2007.
- [3] Serge Planton, Michel Déqué, Hervé Douville, and Bruno Spagnoli. *Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique*. C.R Géoscience, 2004.
- [4] Aurélien Ribes, Jean-Marc Azaïs, and Serge Planton. A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns. *Climate Dynamics*, 2009.
- [5] F.Hugo Lambert, Peter A.Stott, Myles R.Allen, and Michael A.Palmer. Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophysical research letters*, vol 31, 2004.
- [6] David Labat, Yves Godd Aeris, Jean Luc Probst, and Jean Loup Guyot. Evidence for global runoff increase related to climate warming. *ELSEVIER*, 2004.
- [7] Aiguo Dai, Taotao Qian, and Kevin E.Trenberth. Changes in continental freshwater discharge from 1648 to 2004. *Journal of Climate*, 2009.
- [8] N.Gedney, P.M Cox, R.A Betts, O. Boucher, C. Huntingford, and P.A Stott. Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 2006.
- [9] Shilong Piao, Pierre Friedlingstein, Philippe Ciais, Nathalie de Noblet-Ducoudre, David Labat, and Sonke Zaehle. Changes in climate and land use have a larger direct impact than rising co2 on global river runoff trends. *PNAS*, 2007.
- [10] R.Alkama, B.Decharme, H.Douville, and A.Ribes. Trend in global and basin-scale runoff over the late twentieth century : Methodological issues and sources of uncertainty. *Journal of CLimate*, 2010.
- [11] <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>.
- [12] K. Hasselmann. Optimal fingerprints for the detection of time-dependent climate change. *Journal of Climate*, 1993.
- [13] Aurélien Ribes. *Détection statistique des changements climatiques*. PhD thesis, Université Paul Sabatier, 2009.
- [14] E.A.B. Eltahir and R.L. Bras. Precipitation recycling in the amazon basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2006.