

Source de la Loue (25) – Crédit Photo EPTB Saône Doubs



Source de la Bèze (21) – Crédit Photo EPTB Saône Doubs

Gradient climatique et régulation souterraine : hiérarchisation des facteurs de contrôle des étiages dans les karsts jurassiens et évolutions temporelles (1980-2022)

E.P.T.B ÉTABLISSEMENT PUBLIC territorial du bassin saône&doubs

Avec le soutien de :

agence de l'eau RHÔNE MÉDITERRANÉE CORSE établissement public de l'État

RÉGION BOURGOGNE FRANCHE COMTE

Doubs le Département

jura LE DÉPARTEMENT

Pour citer ce document : Fister, V. (2026). Gradient climatique et régulation souterraine : hiérarchisation des facteurs de contrôle des étiages dans les karsts jurassiens et évolutions temporelles (1980-2022). EPTB Saône et Doubs, Pôle Karst, 39 p.

Table des matières

1 Introduction et problématique 1
1.1 Contexte des systèmes karstiques jurassiens 1
1.2 La prédominance des gradients pluvio-altitudinaux 1
1.3 Problématique scientifique 2
1.4 Objectifs de recherche 2
2 Données et méthodes 4
2.1 Données et sites d'étude 4
2.2 Données hydroclimatiques SAFRAN 7
2.3 Estimation de la recharge karstique 8
2.4 Analyses statistiques 8
2.4.1 Analyse de la non-stationnarité (objectif 1) 9
2.4.2 Hiérarchisation des facteurs de contrôle (objectif 2) 10
2.4.3 Typologie fonctionnelle des bassins (objectif 3) 10
3 Résultats 11
3.1 Hiérarchisation des facteurs de contrôle hydroclimatique 11
3.1.1 Structuration multivariée par analyse en composantes principales 11
3.1.2 Relations entre variables hydroclimatiques 13
3.1.3 Positionnement dans l'espace des composantes principales 14
3.1.4 Caractérisation des trois typologies fonctionnelles 15
3.2 Non-stationnarité des séries hydroclimatiques 16
3.2.1 Tendances monotones 16
3.2.2 Ruptures temporelles 19
3.2.3 Analyse saisonnière des tendances hydroclimatiques 23
3.2.4 Validation par les données hydrologiques complémentaires (1970-2018) 25
4 Discussion 27
4.1 Hiérarchisation des facteurs de contrôle des débits d'étiage 27
4.1.1 Prédominance des gradients pluvio-altitudinaux 27
4.1.2 Vulnérabilité différenciée et facteurs d'amplification 27
4.1.3 Rôle modulateur des hétérogénéités structurales 28
4.2 Évolution temporelle des facteurs de contrôle des étiages 29
4.2.1 Signification hydrologique des ruptures temporelles majeures 29
4.2.2 Saisonnalité des perturbations hydroclimatiques 30
4.2.3 Dualité des échelles temporelles de contrôle des étiages 32

4.3 Vulnérabilité différenciée et trajectoires d'évolution des étiages 33
4.4 Limites méthodologiques et perspectives d'amélioration 34
5 Conclusion et perspectives 36
5.1 Synthèse des résultats principaux 36
5.2 Implications opérationnelles 37
5.2.1 Révision des référentiels statistiques et seuils de gestion 37
5.2.2 Monitoring ciblé et anticipation précoce 37
5.2.3 Protection des zones d'infiltration préférentielle 38
5.2.4 Stratégies différenciées selon les typologies fonctionnelles 38
5.2.5 Gestion intégrée des usages et économies d'eau 38
5.3 Perspectives de recherche 39

Table des illustrations

Figure 1 : Localisation des bassins et données SAFRAN associées 6
Figure 2 : A - Représentation schématique de chroniques non stationnaires définies par les tests B – Test de Mann-Kendall appliquée aux données de débits de base du bassin du Lison à Nans-sous-Ste-Anne C- Test de Pettit appliqué aux données de précipitations du bassin de la Valserine à Lelex 9
Figure 3 : Variance expliquée par les composantes principales 11
Figure 4 : Cercle des corrélations et contribution des variables aux composantes principales 12
Figure 5 : Matrice de corrélations entre variables hydroclimatiques pour les différents bassins. 13
Figure 6 : Positionnement des bassins versants dans l'espace des composantes principales 15
Figure 7 : Exemples de tendances significatives 18
Figure 8 : Exemples de ruptures significatives 20

Tableau 1 : Caractéristiques morphométriques et hydroclimatiques des bassins étudiés 5
Tableau 2 : Variables hydroclimatiques SAFRAN utilisées dans l'analyse 7
Tableau 3 : Tendances temporelles principales par bassin (test de Mann-Kendall) 16
Tableau 4 : Ruptures temporelles principales par bassin (test de Pettitt) 19
Tableau 5 : Modifications post-rupture 2002 par bassin et par variable 21
Tableau 6 : Tendances saisonnières principales - Cohérence spatiale et intensité du signal 24

Résumé

Cette étude s'inscrit dans la continuité des travaux du Pôle Karst (EPTB Saône et Doubs), qui œuvre depuis 2017 à l'amélioration de la connaissance et de la gestion des ressources en eau souterraine du massif jurassien. Faisant suite à l'étude sur les débits d'étiage réalisée en 2022, qui a mis en évidence une non-stationnarité généralisée des séries hydrologiques avec des ruptures marquées dans les années 2010, ce travail vise à approfondir la compréhension des mécanismes hydroclimatiques à l'œuvre et à hiérarchiser quantitativement les facteurs de contrôle des débits d'étiage en milieu karstique. L'intensification des épisodes d'étiage observée ces dernières années (2018, 2020, 2022) sur l'ensemble du massif jurassien questionne la résilience des systèmes hydrogéologiques karstiques face au changement climatique et souligne l'urgence d'une approche scientifique rigoureuse pour guider les stratégies d'adaptation. Le massif du Jura, de par son architecture géologique homogène, son gradient altitudinal marqué (400-1700 m) et sa position à l'interface entre influences atlantiques et continentales, constitue un observatoire privilégié pour analyser finement les interactions entre climat et hydrologie en milieu karstique. L'approche développée dans cette recherche, combinant analyses multivariées (ACP), tests de stationnarité (Mann-Kendall, Pettitt) et données d'observation sur 43 années (1980-2022), permet de dépasser les interprétations traditionnelles privilégiant les seules hétérogénéités structurales pour révéler le rôle prépondérant des gradients pluvio-altitudinaux dans le fonctionnement hydrologique des systèmes karstiques jurassiens. Les résultats présentés visent à fournir aux gestionnaires de la ressource en eau des éléments quantifiés pour anticiper les évolutions futures et adapter les stratégies de gestion dans un contexte de changement global.

Mots-clés : karst, changement climatique, non-stationnarité, recharge, débits d'étiage, massif du Jura, gradients pluvio-altitudinaux, ruptures temporelles

1 Introduction et problématique

1.1 Contexte des systèmes karstiques jurassiens

Le massif du Jura offre un terrain d'étude privilégié pour analyser les interactions entre climat et hydrologie karstique (Mudry, 1987). Ce massif s'étend sur plus de 300 kilomètres entre la vallée du Rhône et le fossé rhénan, et présente une architecture géologique homogène, constituée principalement de calcaires et de marnes du Jurassique moyen et supérieur. Cette structure lithologique particulière a favorisé le développement de systèmes hydrogéologiques complexes où l'écoulement souterrain domine largement les processus hydrologiques de surface.

L'organisation géomorphologique du Jura en plateaux étagés, depuis les avant-monts culminant vers 400-500 mètres jusqu'aux hautes chaînes dépassant 1700 mètres d'altitude, induit un gradient climatique marqué qui se traduit par une diversité des régimes hydrologiques. Cette succession altitudinale génère des conditions contrastées de température et de précipitation qui influencent directement les processus de recharge des aquifères karstiques et, par conséquent, la disponibilité de la ressource en eau.

Une des originalités hydrologiques du Jura réside dans cette capacité de stockage souterrain qui permet de soutenir les débits d'étiage par la restitution progressive des eaux infiltrées lors des périodes de recharge hivernale et printanière. Cette fonction régulatrice des aquifères karstiques s'avère particulièrement cruciale dans un contexte de changement climatique où les régimes précipitation-évapotranspiration subissent des modifications profondes (Hartmann *et al.*, 2014).

Les limites de cette capacité de régulation apparaissent clairement avec l'intensification récente des épisodes d'étiage, les événements successifs de 2018, 2020 et 2022 ayant marqué l'ensemble du massif par leur sévérité inédite (EPTB Saône et Doubs, 2022).

1.2 La prédominance des gradients pluvio-altitudinaux

L'importance des gradients pluvio-altitudinaux dans le contrôle des régimes hydrologiques est reconnue, mais leur prédominance quantitative par rapport aux hétérogénéités structurales reste peu documentée. Cette recherche vise à quantifier cette hiérarchie et à distinguer les mécanismes déterminant les volumes disponibles (gradient climatique) de ceux modulant les capacités de régulation temporelle (hétérogénéités structurales).

Des analyses réalisées par Charlier *et al.*, (2022) sur la période 1970-2018 apportent des éléments en faveur de cette perspective en documentant les relations entre altitude et variables climatiques à l'échelle du massif. Ces travaux montrent que l'augmentation des précipitations avec l'altitude suit un gradient de +65 mm de pluie efficace par 100 mètres d'élévation. Le gradient thermique, parfaitement linéaire, présente une diminution d'environ 0,5°C par 100 mètres d'altitude, induisant des conditions évapotranspirantes très contrastées entre les zones basses et les hautes chaînes.

Cette analyse climatologique suggère que les différences fonctionnelles entre bassins résultent avant tout de ces gradients pluvio-altitudinaux, la variabilité géologique jouant un rôle de modulation secondaire. L'augmentation linéaire de la pluie efficace avec l'altitude renforce cette hypothèse et invite à interpréter les typologies fonctionnelles en intégrant la dimension climatique comme facteur de contrôle potentiellement principal.

1.3 Problématique scientifique

Comprendre les processus hydrologiques en milieu karstique nécessite de distinguer les écoulements dans les conduits karstiques de ceux dans la matrice rocheuse fracturée (Ford & Williams, 2007). Les conduits assurent le drainage rapide des eaux de surface lors des événements pluvieux intenses, tandis que la matrice rocheuse constitue le réservoir principal pour le soutien des débits d'étiage (Bakalowicz, 2005). Les débits d'étiage des systèmes karstiques proviennent de la vidange progressive des réserves souterraines constituées pendant les périodes de recharge (Mangin, 1975). Il existe donc un décalage entre les conditions de recharge et les débits effectivement observés en étiage.

L'interaction entre les gradients pluvio-altitudinaux et les hétérogénéités structurales crée des conditions hydrogéologiques contrastées à l'échelle du massif du Jura. La disponibilité hydrique, déterminée principalement par l'altitude, interagit avec les variations locales de fracturation, d'orientation des structures et de connectivité hydraulique pour produire les fonctionnements observés. L'importance respective de ces deux familles de facteurs est reconnue qualitativement, mais leur hiérarchisation quantitative reste peu documentée. Cette quantification permettrait de distinguer les mécanismes déterminant les volumes disponibles de ceux modulant les capacités de régulation temporelle.

Cette problématique revêt une dimension particulière dans le contexte actuel où les observations hydroclimatiques révèlent des signaux de changement qui questionnent l'hypothèse de stationnarité traditionnellement utilisée en hydrologie (Milly *et al.*, 2008). L'hypothèse de stationnarité, qui postule que les propriétés statistiques des séries hydroclimatiques demeurent constantes dans le temps, constitue le fondement de la plupart des méthodes d'analyse fréquentielle et de dimensionnement des ouvrages hydrauliques. L'observation de tendances et de ruptures dans les séries hydroclimatiques remet en cause cette hypothèse fondamentale et nécessite le développement d'approches méthodologiques adaptées aux conditions non-stationnaires (Kundzewicz & Robson, 2004).

À l'échelle européenne, les observations récentes sur plus de cinquante sources karstiques distribuées depuis les Alpes jusqu'aux zones tempérées océaniques démontrent une sensibilité généralisée de ces systèmes aux changements climatiques, avec des patterns régionaux contrastés mais des mécanismes sous-jacents convergents (Fiorillo et *al.*, 2021 ; Giese *et al.*, 2025). Ces travaux soulignent que la vulnérabilité des aquifères karstiques au changement climatique n'est pas principalement contrôlée par leur degré de karstification mais par les conditions hydroclimatiques régionales et leurs évolutions. Le massif du Jura, de par sa position géographique à l'interface entre influences atlantiques et continentales et son gradient altitudinal marqué, constitue un observatoire privilégié pour analyser finement ces mécanismes de réponse aux modifications climatiques.

1.4 Objectifs de recherche

Cette recherche vise à identifier et quantifier les paramètres hydroclimatiques qui exercent la plus forte influence sur les débits d'étiage, période critique où la dépendance aux réserves souterraines atteint son maximum. Cette question se décline en trois interrogations complémentaires qui structurent la démarche de recherche.

La première interrogation concerne l'identification des tendances et ruptures temporelles dans les séries hydroclimatiques observées. Cette analyse de stationnarité vise à caractériser les

modifications des régimes hydroclimatiques et à quantifier l'ampleur des changements observés depuis quatre décennies. L'objectif est de déterminer si les modifications observées relèvent de la variabilité naturelle des systèmes climatiques ou traduisent des changements de fond liés au forçage anthropique. L'utilisation de tests statistiques robustes adaptés aux séries permet d'évaluer la significativité des tendances détectées et d'identifier d'éventuelles ruptures dans les séries temporelles.

La seconde interrogation porte sur la caractérisation des relations entre variables hydroclimatiques, en différenciant l'impact respectif des gradients climatiques et des hétérogénéités structurales. Cette analyse multivariée vise à identifier les mécanismes de couplage entre les différentes composantes du cycle hydrologique et à hiérarchiser l'importance relative des différents facteurs dans le contrôle des débits d'étiage (Laaha & Blöschl, 2006). L'objectif est de développer une compréhension des processus hydrologiques qui permette d'anticiper les réponses du système aux modifications du forçage climatique.

La troisième interrogation concerne l'évaluation des différences fonctionnelles à l'échelle du massif en intégrant la dimension pluvio-altitudinale comme facteur explicatif principal. Cette analyse spatiale vise à identifier des typologies de fonctionnement hydrologique en relation avec les gradients climatiques et les caractéristiques géomorphologiques des bassins versants. L'objectif est de développer une approche typologique qui permette l'extrapolation spatiale des résultats et l'identification des zones de vulnérabilité particulière face aux modifications climatiques futures. Cette typologie fonctionnelle doit permettre d'orienter les stratégies de gestion adaptative de la ressource en eau.

Cette recherche appliquée vise à améliorer la compréhension des processus hydrologiques karstiques pour anticiper leur évolution et adapter les stratégies de gestion de la ressource en eau. L'approche développée dans cette étude, combinant analyses statistiques et données d'observation à long terme, contribue à l'effort d’évaluation de la vulnérabilité des ressources en eau souterraine karstique dans un contexte de changement global.

2 Données et méthodes

2.1 Données et sites d'étude

L'analyse s'inscrit dans la continuité des travaux du Pôle Karst qui a documenté l'évolution des débits d'étiage sur 46 stations du massif jurassien sur la période 1980-2022 (EPTB Saône et Doubs, 2022). Ces travaux ont mis en évidence une non-stationnarité généralisée des séries de VCN_{10}[1], avec des ruptures statistiques marquées dans les années 2010, particulièrement liées aux étiages exceptionnels de 2018 et 2020.

Cette recherche prolonge et approfondit ces travaux en adoptant une approche multivariée pour hiérarchiser quantitativement les facteurs de contrôle hydroclimatique. Six bassins versants représentatifs ont été sélectionnés pour couvrir la diversité géomorphologique et climatique du massif tout en permettant une analyse fine des processus. La période d'étude 1980-2022[2] (43 années) offre une profondeur temporelle suffisante pour caractériser les tendances de long terme et détecter des ruptures significatives, conformément aux recommandations pour l'analyse de séries hydroclimatiques non-stationnaires. Cette période correspond également à la disponibilité des données SAFRAN de Météo-France, qui offrent une couverture spatio-temporelle homogène indispensable pour l'approche multivariée développée (Vidal *et al.*, 2010).

Le choix des six bassins versants vise à couvrir la diversité géomorphologique et climatique du massif jurassien tout en conservant une homogénéité géologique et structurale suffisante pour permettre les comparaisons (Tableau 1 et Figure 1). Cette sélection permet de couvrir un gradient altitudinal significatif, depuis les avant-monts jusqu'aux hautes chaînes, avec des surfaces de bassins versants comprises entre 59 et 560 kilomètres carrés, offrant ainsi une représentativité à différentes échelles spatiales.

Les surfaces de bassins reportées dans le Tableau 1 sont issues de divers travaux hydrogéologiques antérieurs intégrant des campagnes de traçages artificiels et des bilans hydrologiques. Ces travaux ont permis de préciser les limites des impluviums karstiques en identifiant les connexions hydrauliques souterraines et en corrigeant les délimitations purement topographiques. Néanmoins, comme souvent en milieu karstique, ces surfaces demeurent sujettes à des incertitudes importantes. Elles affectent directement le calcul des débits spécifiques mais n'invalide pas la hiérarchisation des typologies fonctionnelles, fondée principalement sur les gradients pluvio-altitudinaux.

[1] Débit moyen minimum de l'année calculé sur 10 jours consécutifs, variable d'étiage utilisée dans l'ensemble de cette étude (voir EPTB Saône et Doubs, 2022)

[2] Pour une question de cohérence avec l'article (EPTB Saône et Doubs, 2022) la période d'étude 1980-2022 a été conservée.

Bassin versant	Surface (km²)	Altitude moy. (m)	Débit moy. (m³/s)	Débit spéc. (L/s/km²)	Précip. tot. (mm)	Temp. moy. (°C)	Typologie
Cusancin/Baume-les-Dames	560	551	7,7	13,8	1355	9,4	Premier Plateau
Doubs/Mouthe	59	1159	1,9	32,2	1738	6,5	Haute-Chaîne
Suran/Pont d'Ain	349	401	6,5	18,6	1474	9,9	Premier Plateau
Valserine/Lelex	85	1232	2,2	25,9	1916	6,8	Haute-Chaîne
Lison/Nans-sous-Sainte-Anne	230	710	5,1	22,2	1569	8,7	Second Plateau
Furans/Pugieu	59	714	1,7	28,8	1624	8,8	Second Plateau

Tableau 1 : Caractéristiques morphométriques et hydroclimatiques des bassins étudiés

Les bassins couvrent une large gamme de débits spécifiques (13,8 à 32,2 L/s/km et trois profils hydroclimatiques distincts :

- Haute-Chaîne (Doubs, Valserine) : débits spécifiques très élevés (25,9 à 32,2 L/s/km²), précipitations abondantes (1738 à 1916 mm/an) et températures basses (6,5 à 6,8°C).
- Second Plateau (Lison, Furans) : débits spécifiques importants (22,2 à 28,8 L/s/km²), précipitations modérées (1569 à 1624 mm/an) et températures intermédiaires (8,7 à 8,8°C).
- Premier Plateau (Cusancin, Suran) : débits spécifiques faibles (13,8 à 18,6 L/s/km²), précipitations modérées (1355 à 1474 mm/an) et températures plus douces (9,4 à 9,9°C).

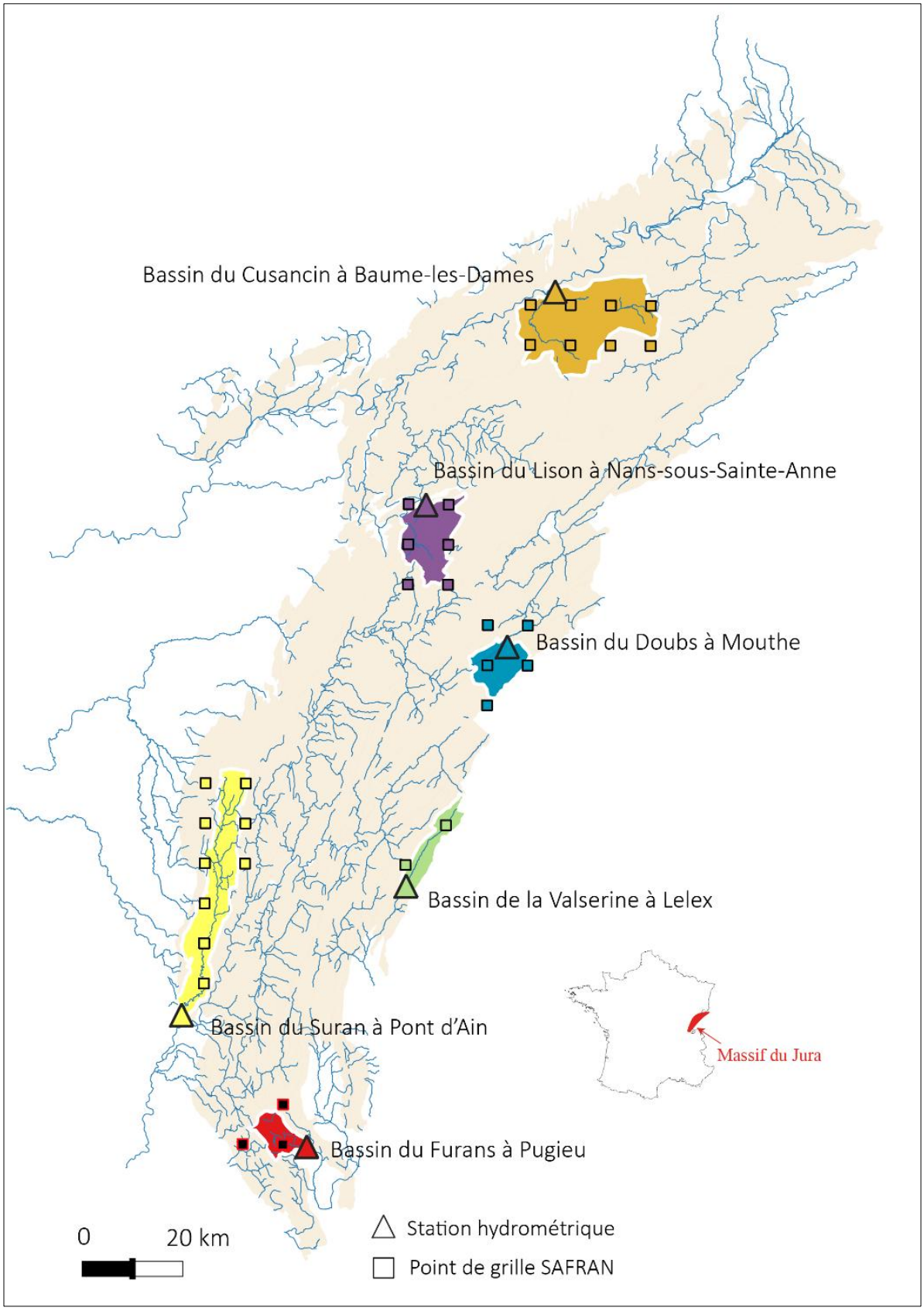


Figure 1 : Localisation des bassins et données SAFRAN associées

2.2 Données hydroclimatiques SAFRAN

Les données SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie) de Météo-France constituent le socle d'informations de cette étude. Ce schéma d'analyse permet d'obtenir des séries temporelles homogènes et spatialisées pour de nombreux paramètres climatiques avec une résolution spatiale de 8 kilomètres (maille de 8 km × 8 km, données attribuées au centre de chaque maille, Tableau 2). Le système SAFRAN combine observations météorologiques de surface, informations topographiques détaillées et modèles de transfert atmosphérique pour spatialiser les variables météorologiques à différentes altitudes. Cette approche permet de corriger les biais liés à la représentativité spatiale des stations météorologiques et de tenir compte des effets orographiques sur la distribution des précipitations et des températures.

La validation comparative avec les stations météorologiques locales, documentée par Charlier *et al.*, (2022), confirme la robustesse de cette approche pour l'analyse des tendances pluri-décennales. Cette validation révèle une corrélation excellente ($R^2 > 0,90$) entre données SAFRAN et observations de terrain pour la température, avec une corrélation très satisfaisante ($R^2 = 0,92$) pour les précipitations, malgré une sous-estimation systématique d'environ 80 mm/an. La sélection des points de grille SAFRAN (Figure 1) a privilégié une représentativité optimale des gradients altitudinaux et climatiques de chaque bassin plutôt qu'une inclusion stricte dans les limites topographiques. Certains points situés en périphérie immédiate ont ainsi été retenus lorsqu'ils permettaient de mieux capturer les contrastes hydroclimatiques caractéristiques du bassin, notamment dans les zones de fort gradient altitudinal.

Variable	Code SAFRAN	Unité	Description	Utilisation dans l'étude
Précipitations solides	PRENEI_Q	mm	Précipitations neigeuses	Analyse composante nivale
Précipitations liquides	PRELIQ_Q	mm	Précipitations pluvieuses	Calcul précipitations totales
Pluies efficaces	PE_Q	mm	P - ETR	Variable de recharge principale
Température	T_Q	°C	Température moyenne	Calcul évapotranspiration
Évapotranspiration réelle	EVAP_Q	mm	ETR calculée	Bilan hydrique
Évapotranspiration potentielle	ETP_Q	mm	ETP Penman	Indice de stress hydrique

Tableau 2 : Variables hydroclimatiques SAFRAN utilisées dans l'analyse

Les pluies efficaces, calculées comme la différence entre précipitations totales et évapotranspiration réelle, représentent la fraction des précipitations disponible pour l'écoulement de surface et l'infiltration vers les aquifères (Thornthwaite, 1948). Cette variable constitue un indicateur synthétique de la disponibilité hydrique qui intègre à la fois les apports météoriques et les pertes par évapotranspiration, offrant une approche plus réaliste que les précipitations brutes pour analyser les relations climat-hydrologie.

2.3 Estimation de la recharge karstique

L'estimation de la recharge constitue un défi méthodologique majeur en hydrologie karstique en raison de la complexité des processus d'infiltration et de la difficulté d'observation directe des flux souterrains (Scanlon *et al.*, 2002). L'estimation de la recharge karstique a été réalisée à l'aide du tableur ESPERE (Estimation de la Pluie Efficace[3] et de la REcharge), développé par le BRGM (Lanini & Caballero, 2021). Cet outil intègre trois familles d'approches complémentaires (méthodes empiriques, bilans hydrologiques et filtrage de débits) permettant de comparer les estimations et d'encadrer l'incertitude. Parmi l'ensemble des méthodes disponibles dans ESPERE, deux ont été retenues pour leur robustesse et leur complémentarité : la méthode de Thornthwaite (1948) et la méthode de Wallingford.

Méthode de Thornthwaite (bilan hydrique du sol)

La méthode de Thornthwaite repose sur un bilan hydrique journalier du sol, où la recharge correspond au surplus des précipitations après satisfaction de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et reconstitution de la réserve utile (RU). L'ETP a été estimée à partir de la formule de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998), plus représentative des conditions locales que les formulations empiriques classiques. Cette ETP calculée alimente le module de bilan hydrique d'ESPERE qui permet de déterminer la pluie efficace disponible pour l'infiltration vers les aquifères.

Méthode de Wallingford (filtrage des débits)

La procédure de Wallingford, implémentée dans ESPERE, est une méthode de filtrage des débits (BFI – Base Flow Index) qui vise à isoler la composante souterraine de l'écoulement. Elle repose sur l'identification des minima glissants sur cinq jours, la sélection des "turning points" dont 90 % des valeurs sont inférieures aux minima adjacents, puis l'interpolation linéaire de ces points pour reconstituer la série de débits de base. Le débit de base, rapporté à la surface de l'impluvium, fournit une estimation indirecte de la recharge effective.

Approche de validation croisée

L'application conjointe de ces deux méthodes, fondées sur les mêmes données hydrométéorologiques mais reposant sur des principes conceptuels différents (bilan hydrique versus séparation de débits), vise à vérifier la cohérence des résultats et à renforcer la robustesse de l'évaluation de la recharge. Cette approche permet d'encadrer l'incertitude méthodologique inhérente à l'estimation d'une variable difficilement observable directement.

2.4 Analyses statistiques

L'analyse statistique vise à répondre aux trois objectifs de recherche définis en section 1.4 : caractériser les relations entre variables hydroclimatiques, détecter les tendances et ruptures temporelles, et établir une typologie fonctionnelle des bassins versants.

[3] Différence entre précipitations totales et évapotranspiration réelle, représentent la fraction des précipitations directement disponible pour l'écoulement de surface et l'infiltration vers les aquifères.

2.4.1 Analyse de la non-stationnarité (objectif 1)

L'analyse de la stationnarité des séries temporelles a été conduite à l'aide de deux tests non paramétriques complémentaires : le test de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1948), qui évalue la présence de tendances monotones, et le test de Pettitt (1979), qui détecte les ruptures de moyenne dans les chroniques (Figure 2A). La Figure 2B illustre l'application du test de Mann-Kendall aux débits de base du Lison, révélant une tendance négative significative. La Figure 2C présente le test de Pettitt appliqué aux précipitations de la Valserine, identifiant une rupture en 2002. Ces approches présentent l'avantage de ne pas supposer de distribution gaussienne des données, propriété adaptée aux séries hydroclimatiques souvent asymétriques. La significativité statistique des tendances et ruptures a été évaluée au seuil de 5% (p-value < 0,05), correspondant à un niveau de confiance de 95%. Ce seuil conservateur permet de minimiser le risque d'identifier des tendances ou ruptures qui résulteraient du hasard plutôt que d'une modification effective des régimes hydroclimatiques.

En complément des analyses annuelles, des analyses saisonnières identifient les périodes de l'année les plus affectées par les modifications hydroclimatiques.. Les saisons ont été définies selon le découpage climatologique standard : hiver (décembre-janvier-février), printemps (mars-avril-mai), été (juin-juillet-août), automne (septembre-octobre-novembre). Les tests de Mann-Kendall et de Pettitt ont été appliqués aux séries saisonnières des variables hydroclimatiques principales (température, précipitations, pluies efficaces, recharge, débits) pour caractériser la saisonnalité du signal de changement.

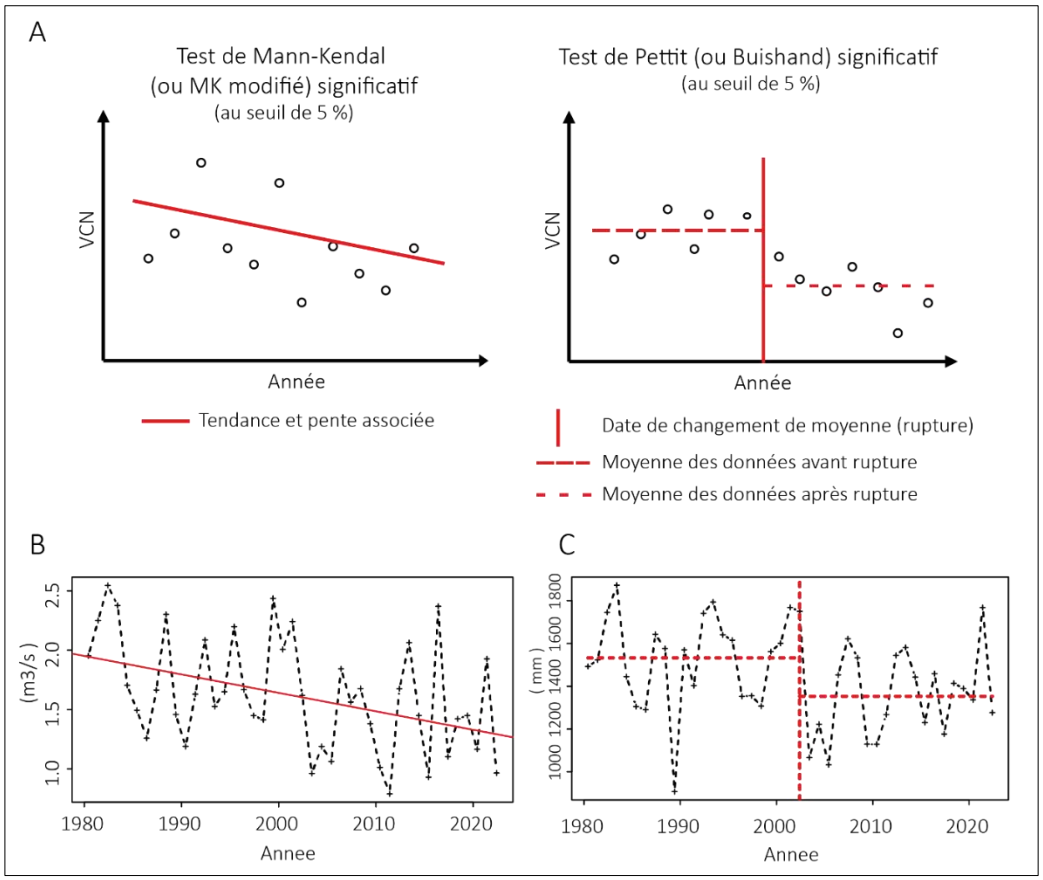


Figure 2 : A - Représentation schématique de chroniques non stationnaires définies par les tests B – Test de Mann-Kendall appliquée aux données de débits de base du bassin du Lison à Nans-sous-Ste-Anne C- Test de Pettit appliqué aux données de précipitations du bassin de la Valserine à Lelex

2.4.2 Hiérarchisation des facteurs de contrôle (objectif 2)

Une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée afin d'identifier les structures de covariance et les gradients dominants de fonctionnement hydrologique au sein des bassins étudiés. Cette méthode permet de réduire la dimensionnalité du jeu de données tout en conservant l'essentiel de l'information, et de hiérarchiser quantitativement l'importance relative des différents facteurs de contrôle hydroclimatique. L'ACP a été conduite sur variables centrées-réduites, afin de préserver l'interprétation directe des gradients principaux.

Des analyses de corrélation linéaire (coefficients de Pearson) ont été réalisées pour évaluer la cohérence interne entre variables et identifier les interdépendances hydrologiques majeures. La significativité des corrélations a été testée au même seuil de 5%. L'ensemble de ces traitements vise à relier les dynamiques observées à leurs déterminants climatiques et à distinguer l'impact respectif des gradients pluvio-altitudinaux et des hétérogénéités structurales.

Les facteurs d'amplification entre forçage climatique et réponse hydrologique ont été quantifiés en comparant les variations relatives des précipitations et des débits d'étiage (VCN_{10}) entre les périodes avant et après rupture identifiée par le test de Pettitt. Un facteur d'amplification élevé indique une sensibilité disproportionnée du système hydrologique aux modifications climatiques.

2.4.3 Typologie fonctionnelle des bassins (objectif 3)

Le positionnement des bassins versants dans l'espace des composantes principales permet d'identifier des groupes fonctionnellement distincts selon leurs réponses hydrologiques aux forçages climatiques. Cette analyse spatiale vise à établir une typologie de fonctionnement hydrologique en relation avec les gradients climatiques et les caractéristiques géomorphologiques, permettant l'identification des zones de vulnérabilité particulière face aux modifications climatiques.

L'ensemble des analyses statistiques a été réalisé sous R (version 4.3.3). L'évaluation de l'autocorrélation des séries a été effectuée systématiquement avant application du test de Mann-Kendall, et lorsque les données présentaient une autocorrélation significative, la correction proposée par Hamed & Rao (1998) a été appliquée.

3 Résultats

Les résultats présentés répondent aux trois objectifs de recherche définis en section 1.4 : la hiérarchisation quantitative des facteurs de contrôle hydroclimatique, l'établissement d'une typologie fonctionnelle des bassins versants, et la caractérisation de la non-stationnarité des séries temporelles.

3.1 Hiérarchisation des facteurs de contrôle hydroclimatique

3.1.1 Structuration multivariée par analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales des dix paramètres hydroclimatiques (six bassins, 1980-2022) montre une structuration cohérente du système. Les deux premières composantes principales expliquent conjointement 72,4% de la variance totale (50,1% pour la première composante et 22,3% pour la seconde, Figure 3), proportion élevée qui indique une forte structuration avec des patterns clairs dans le fonctionnement hydroclimatique du massif du Jura.

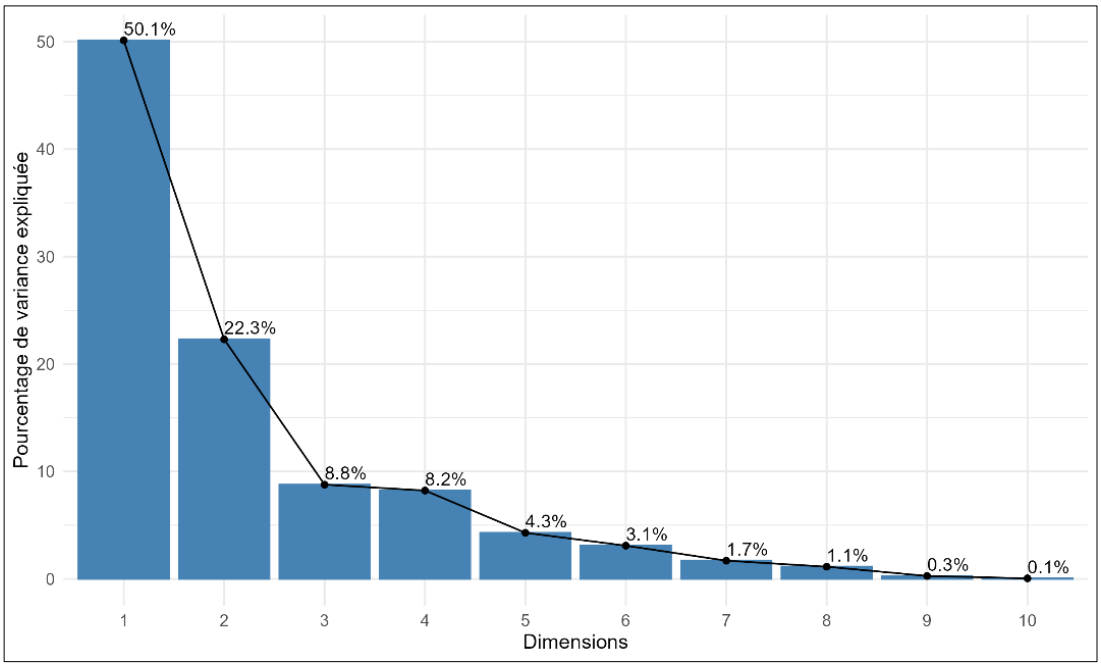


Figure 3 : Variance expliquée par les composantes principales

La première composante principale (50,1% de la variance) s'organise autour du gradient hydrique global, avec une hiérarchisation claire des facteurs de contribution (Figure 4). Les pluies efficaces contribuent pour 14,9%, la recharge Dingman-Penman[4] pour 13,8%, les précipitations totales pour 13,4%, et la recharge Thornthwaite pour 12,7%. Les précipitations neigeuses apportent une contribution significative de 10,4%, soulignant l'importance de la composante nivale dans le bilan hydrique du massif.

[4] La méthode de Dingman-Penman, également calculée, n'a été retenue que pour l'analyse en composantes principales afin d'enrichir l'espace des variables hydroclimatiques. Elle n'est pas utilisée dans les analyses de stationnarité en raison de sa forte redondance avec les deux autres méthodes (r > 0,95 avec Thornthwaite) et pour éviter une sur-représentation de la variable recharge dans les analyses temporelles.

La seconde composante (22,3% de la variance) regroupe la régulation souterraine et le soutien d'étiage. Les débits de base, qui représentent la contribution souterraine chronique, contribuent pour 26,7%, tandis que les débits totaux (23,9%) et les débits d'étiage VCN10 (19,5%) reflètent l'efficacité globale de cette régulation durant les périodes critiques. Cette composante reflète les effets des hétérogénéités structurales (géométrie des réservoirs, épaisseur imperméable, cloisonnement) sur le stockage et la restitution. La forte contribution de ces variables montre le rôle central de la régulation souterraine. La forte contribution simultanée de ces variables interdépendantes souligne le rôle central de la régulation souterraine dans l'ensemble du fonctionnement hydrologique.

Les composantes suivantes, bien que moins structurantes, apportent des éclairages complémentaires. La troisième composante (8,8% de variance) est principalement portée par l'évapotranspiration réelle (27,6% de contribution), les VCN10 (20,4%) et les précipitations liquides (17,7%), révélant un axe de stress hydrique estival. La quatrième composante (8,2% de variance) reste dominée par l'évapotranspiration réelle (48,2%) et la recharge Wallingford (27,0%), soulignant la complexité des processus de bilan hydrique et de séparation des écoulements. Ces deux dernières composantes, bien que d'importance secondaire, confirment le rôle non négligeable des processus évapotranspiratifs et de la dynamique estivale dans la variabilité globale du système.

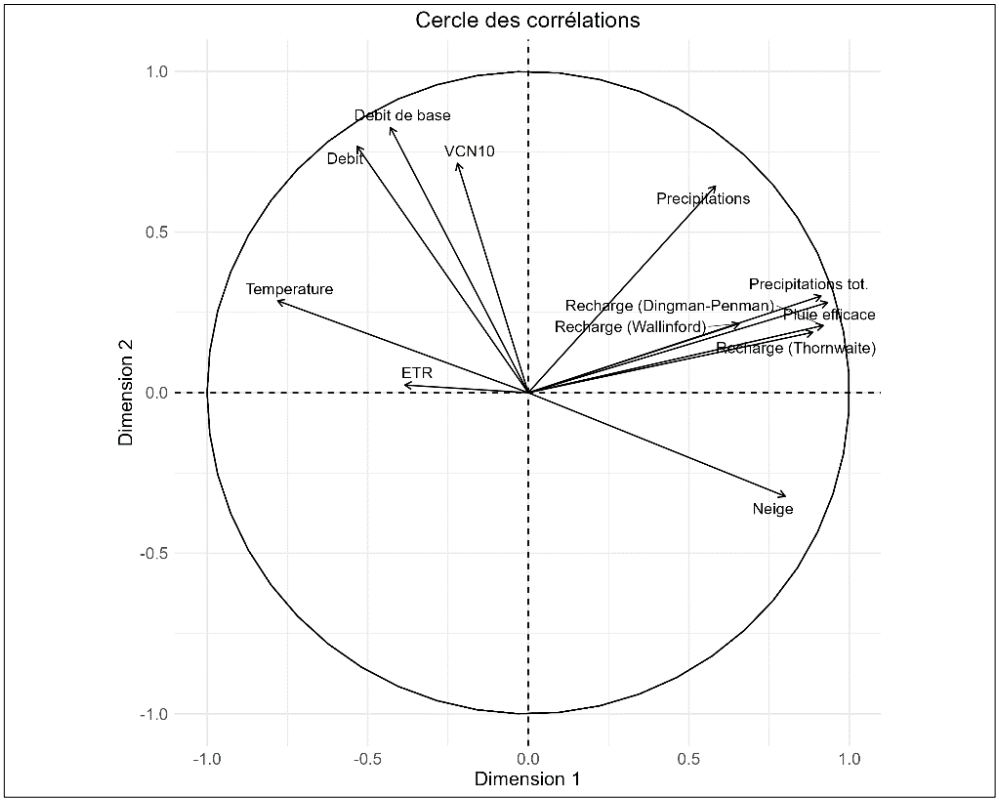


Figure 4 : Cercle des corrélations et contribution des variables aux composantes principales

Cette structuration révèle l'opposition fondamentale entre les systèmes à forte régulation souterraine, caractéristiques des zones d'altitude bénéficiant d'une disponibilité hydrique abondante, et ceux des zones basses soumises à un déficit hydrique structurel.

3.1.2 Relations entre variables hydroclimatiques

Les corrélations entre variables diffèrent selon les typologies de bassins (Figure 5).

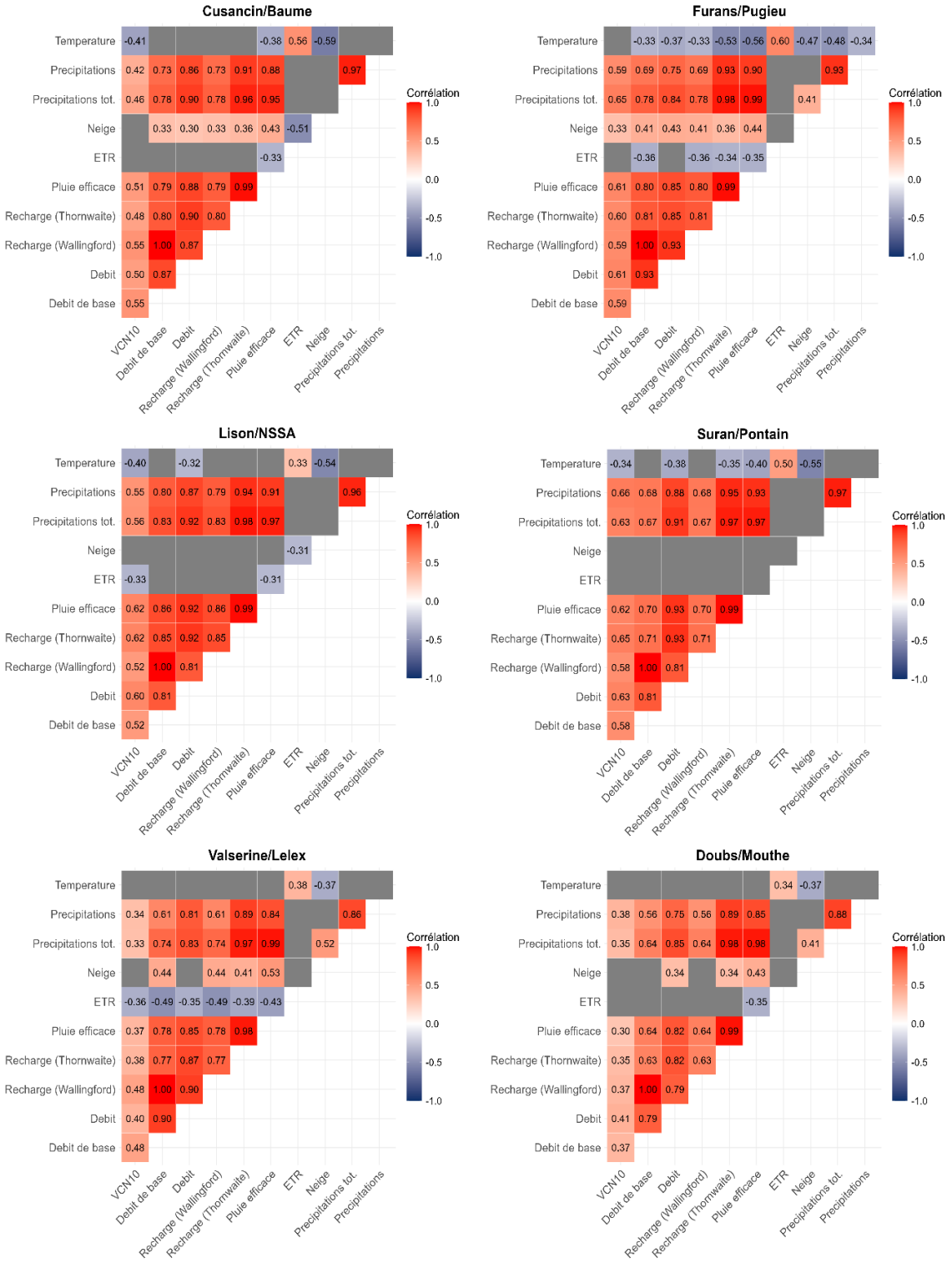


Figure 5 : Matrice de corrélations entre variables hydroclimatiques pour les différents bassins.
Note : Les cellules grisées indiquent des corrélations non significatives (p > 0,05). L'intensité de la couleur reflète la force de la corrélation (rouge = corrélation positive, bleu = corrélation négative)

Les méthodes de Thornthwaite et Wallingford donnent des résultats cohérents (corrélations 0,63-0,85, moyenne 0,76). Cette convergence entre deux approches différentes valide la robustesse des estimations. Nous utilisons préférentiellement Thornthwaite car elle est indépendante des données de débits (et donc exempte de toute circularité analytique).

Précipitations et pluies efficaces sont fortement corrélées (r=0,97), indiquant un forçage climatique cohérent. L'évapotranspiration, bien que variable avec l'altitude, reste proportionnelle aux précipitations.

Les relations entre recharge Thornthwaite et débits d'étiage VCN_{10} présentent des différences fonctionnelles majeures entre typologies, révélant un gradient de capacité de régulation pluriannuelle à l'échelle du massif.

Typologie fonctionnelle des bassins versants. Les bassins du Second Plateau (0,60 pour Furans, 0,62 pour Lison) et du Premier Plateau (0,65 pour Suran) présentent des corrélations relativement fortes, révélant une sensibilité directe aux conditions de recharge annuelle caractéristique des systèmes à faible capacité de régulation pluriannuelle. Dans ces systèmes, les débits d'étiage dépendent étroitement des apports de l'année en cours, conférant une vulnérabilité particulière aux déficits de recharge. Les bassins de Haute-Chaîne ont les corrélations les plus faibles (r=0,35-0,38), montrant leur capacité à amortir les variations climatiques. Ce découplage indique des réserves pluriannuelles qui tamponnent les fluctuations interannuelles. Cette indépendance à la recharge annuelle mesure leur résilience. Cette relative indépendance aux conditions de recharge de l'année en cours constitue un indicateur quantitatif de résilience hydrologique. Le bassin du Cusancin présente une corrélation intermédiaire faible (0,48), cohérente avec sa position de transition fonctionnelle : malgré son appartenance typologique au Premier Plateau, son déficit hydrique structurel limite partiellement les capacités de stockage, induisant un comportement hydrologique intermédiaire entre les systèmes superficiels et les systèmes à régulation modérée.

3.1.3 Positionnement dans l'espace des composantes principales

La répartition des bassins dans l'espace des composantes principales identifie trois groupes distincts, cohérents avec les gradients pluvio-altitudinaux (Figure 6). Sur la première composante (gradient hydrique, 50,1% de variance), les bassins se hiérarchisent selon leur disponibilité hydrique : les systèmes de Haute-Chaîne (Doubs, Valserine) et du Second Plateau (Lison, Furans) occupent la partie positive de l'axe, témoignant de conditions climatiques favorables (pluies efficaces élevées, recharge importante), tandis que les bassins du Premier Plateau (Cusancin, Suran) se positionnent dans la partie négative, révélant leur déficit hydrique structurel.

La seconde composante (22,3% de variance), dominée par les variables de débits (débit de base 25,5%, débit total 22,0%, VCN_{10} 19,1%), structure les bassins selon leurs modalités de régulation souterraine. Les bassins du Second Plateau (Lison, Furans) se distinguent par une position positive marquée sur cet axe, caractéristique d'une régulation souterraine efficace à échelle annuelle avec restitution directe des ressources. Les bassins du Premier Plateau (Cusancin, Suran) présentent des coordonnées négatives, témoignant de capacités de régulation limitées sous contrainte de déficit hydrique. Les bassins de Haute-Chaîne (Doubs, Valserine) occupent également une position négative sur cet axe, reflétant un fonctionnement hydrologique

spécifique lié à la composante nivale et au stockage souterrain pluriannuel qui induisent des délais importants entre recharge et restitution.

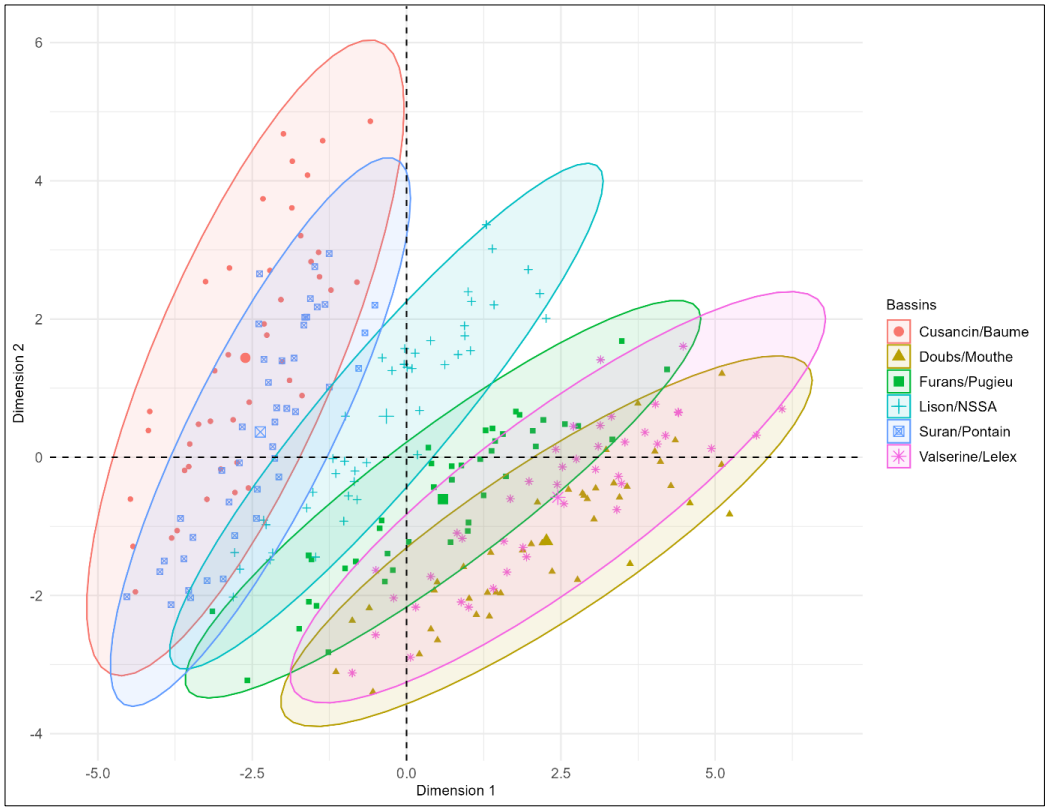


Figure 6 : Positionnement des bassins versants dans l'espace des composantes principales

Note : *La première composante principale (PC1, axe horizontal, 50,1% de variance) représente le gradient de disponibilité hydrique : les bassins situés à gauche de l'axe présentent un déficit hydrique structurel, ceux situés à droite bénéficient d'une abondance hydrique. La seconde composante principale (PC2, axe vertical, 22,3% de variance) représente l'efficacité de la régulation souterraine : les bassins situés dans la partie supérieure présentent une régulation annuelle directe, ceux situés dans la partie inférieure présentent une vidange lente et un stockage pluriannuel. Les trois typologies fonctionnelles se distinguent clairement dans cet espace : les bassins de Haute-Chaîne (Doubs, Valserine) combinent disponibilité hydrique maximale et régulation pluriannuelle ; les bassins du Second Plateau (Lison, Furans) présentent une disponibilité hydrique modérée et une régulation annuelle efficace ; les bassins du Premier Plateau (Cusancin, Suran) sont caractérisés par un déficit hydrique structurel et des capacités de régulation limitées.*

3.1.4 Caractérisation des trois typologies fonctionnelles

Systèmes de Haute-Chaîne (Doubs/Mouthe, Valserine/Lelex)

Ces bassins ont des débits spécifiques très élevés (25,9-32,2 L/s/km²) grâce à des précipitations abondantes (1738-1916 mm/an) et des températures basses (6,5-6,8°C). Les débits de base dépassent 65% des débits totaux : plus des deux tiers viennent des sources karstiques. Les corrélations recharge-VCN10 sont les plus faibles du massif (r=0,35-0,38), indiquant un découplage typique des systèmes à réserves pluriannuelles.

Systèmes du Second Plateau (Lison/Nans-sous-Sainte Anne, Furans/Pugieu)

Ces bassins ont des débits intermédiaires (22,2-28,8 L/s/km²) et des conditions modérées (1569-1624 mm/an, 8,7-8,8°C). Les débits de base représentent 45-55% du total. Les corrélations

recharge-VCN10 sont fortes (r=0,60-0,62) : sensibilité directe à la recharge annuelle. Débits totaux et de base varient de façon quasi-synchrone (r=0,95 pour le Furans).

Systèmes du Premier Plateau (Cusancin/Baume-les-Dames, Suran/Pont d'Ain)

Ces bassins ont les débits les plus faibles (13,8-18,6 L/s/km²), avec des précipitations modérées (1355-1474 mm/an) et des températures douces (9,4-9,9°C). Les débits de base ne représentent que 30-40% du total : la majorité vient du ruissellement de surface. Les corrélations recharge-VCN10 sont intermédiaires (r=0,48-0,65), reflétant une régulation limitée par le déficit hydrique.

L'analyse détaillée de la vulnérabilité de ces trois typologies et de leurs trajectoires d'évolution est présentée en section 4.3.

3.2 Non-stationnarité des séries hydroclimatiques

Les tests de Mann-Kendall et Pettitt évaluent deux aspects de la non-stationnarité : tendance monotone (évolution progressive) et rupture temporelle (changement abrupt). Trois configurations existent. Trois configurations sont possibles :

- Ruptures sans tendances : Basculement abrupt vers un nouveau régime stable, sans évolution progressive ultérieure. Traduit un changement de fonctionnement brutal (exemple : ruptures de 2002).
- Tendances ET ruptures : Évolution progressive continue sur toute la période, ponctuée de basculements abrupts à certaines dates. Témoigne d'une modification profonde et cumulative.
- Tendances sans ruptures : Évolution progressive sans seuil de basculement identifiable. La cohérence spatiale (nombre de bassins affectés) renforce la significativité du signal : un signal détecté sur 6/6 bassins révèle une perturbation généralisée à l'échelle du massif, tandis qu'un signal sur 1-2/6 bassins indique une vulnérabilité locale ou spécifique.

3.2.1 Tendances monotones

L'analyse montre des tendances généralisées et significatives, indiquant une modification importante des conditions hydroclimatiques (Tableau 3 et Figure 7).

Variable	Cusancin	Doubs	Furans	Lison	Suran	Valserine	Moyenne
Température (°C/an)	+0,032*	+0,027*	+0,045*	+0,021*	+0,031*	+0,025*	+0,030
Pluie efficace (mm/an)	-7,88*	-8,57*	-9,01*	-7,95*	-7,11*	-9,26*	-8,30
Recharge Thornthwaite (mm/an)	-5,57*	-9,24*	-6,11*	-6,63*	-2,31*	-6,48*	-6,06
Débit (l/s/an)	NS	NS	NS	-34,1*	-44,9*	NS	-39,5
VCN_{10} (l/s/an)	NS	NS	NS	-5,77*	NS	NS	-5,77

Tableau 3 : Tendances temporelles principales par bassin (test de Mann-Kendall)

*Note : * p < 0,05 (tendance significative), NS = non significatif. La colonne "Moyenne" est calculée uniquement pour les bassins présentant des tendances significatives. Les pentes sont exprimées en unité/an (tau de Kendall).*

Température

Le réchauffement est spatialement homogène : +0,031°C/an en moyenne (+1,3°C sur la période), significatif pour les six bassins. Les bassins d'altitude se réchauffent légèrement moins (+0,025 ; +0,027°C/an), les bassins de moyenne altitude davantage (+0,045°C/an pour le Furans), suggérant une amplification en zone de transition.

Pluies efficaces

Les pluies efficaces diminuent fortement : -8,5 mm/an en moyenne (-15 à -20% cumulé). Cette baisse, supérieure à celle des précipitations brutes, combine baisse pluviométrique et hausse de l'évapotranspiration. Les bassins de Haute-Chaîne sont les plus affectés (-8,6 à -9,2 mm/an).

Recharge

Les bassins de Haute-Chaîne sont particulièrement touchés (-6,5 à -9,2 mm/an), montrant la vulnérabilité de leurs cycles de recharge malgré des conditions favorables. Le Suran a la tendance la plus faible (-2,3 mm/an) : il a atteint un seuil plancher avec peu de marge de dégradation supplémentaire.

Débits

Seuls les bassins du Second Plateau montrent des tendances négatives significatives. Le Lison et le Furans ont des baisses marquées des débits totaux (-34,1 et -44,9 L/s/an), avec une baisse additionnelle des VCN10 pour le Lison (-5,77 L/s/an). L'absence de tendances pour les autres typologies suggère soit une résilience maintenue (Haute-Chaîne), soit un état déjà dégradé (Premier Plateau).

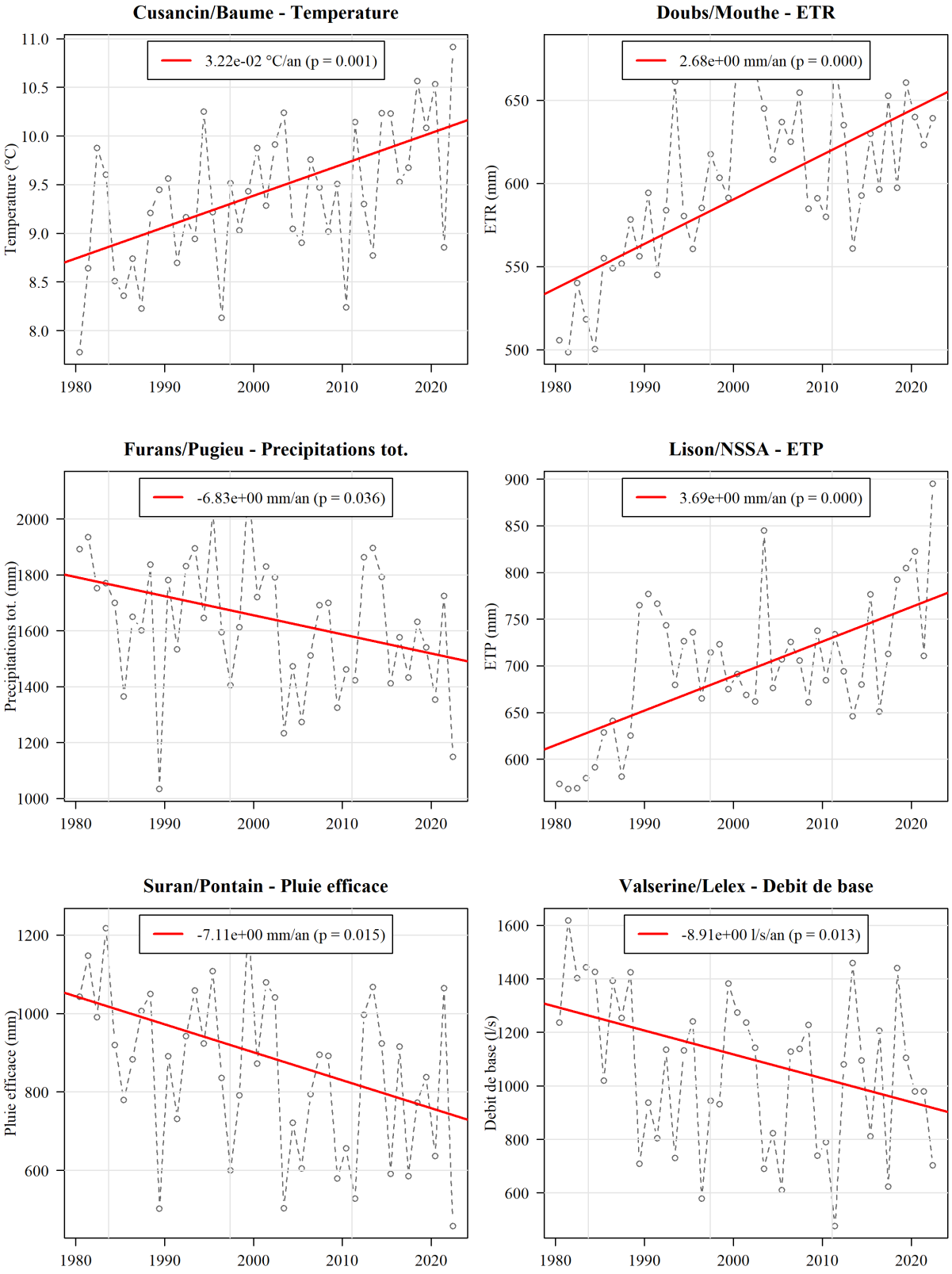


Figure 7 : Exemples de tendances significatives[5]

[5] Note : L'ensemble des sorties graphiques issus des tests de stationnarité est disponible ici.

3.2.2 Ruptures temporelles

Les ruptures sont synchrones : 2002 est une année charnière pour les variables hydroclimatiques (Tableau 4 et Figure 8).

Variable	Cusancin	Doubs	Furans	Lison	Suran	Valserine	Année dominante
Température	NS	NS	2002	2013	2010	2010	2002-2010
Précipitations	2002	2002	2002	2002	NS	2002	2002
Précipitations totales	2002	2002	2002	2002	2002	2002	2002
Pluie efficace	2002	2002	2002	2002	2002	2002	2002
Recharge Thornthwaite	2002	2002	2002	2002	2002	2002	2002
Recharge Wallingford	1988	2011	2001	2001	2003	1988	Variable
Débit	1983	NS	NS	2002	2002	1988	Variable
VCN_{10}	NS	NS	NS	2014	2002	1988	Variable

Tableau 4 : Ruptures temporelles principales par bassin (test de Pettitt)

Note : NS = non significatif (aucune rupture détectée, p > 0,05). Les années indiquées correspondent aux dates de rupture identifiées par le test de Pettitt, révélant un changement significatif de moyenne dans la série temporelle.

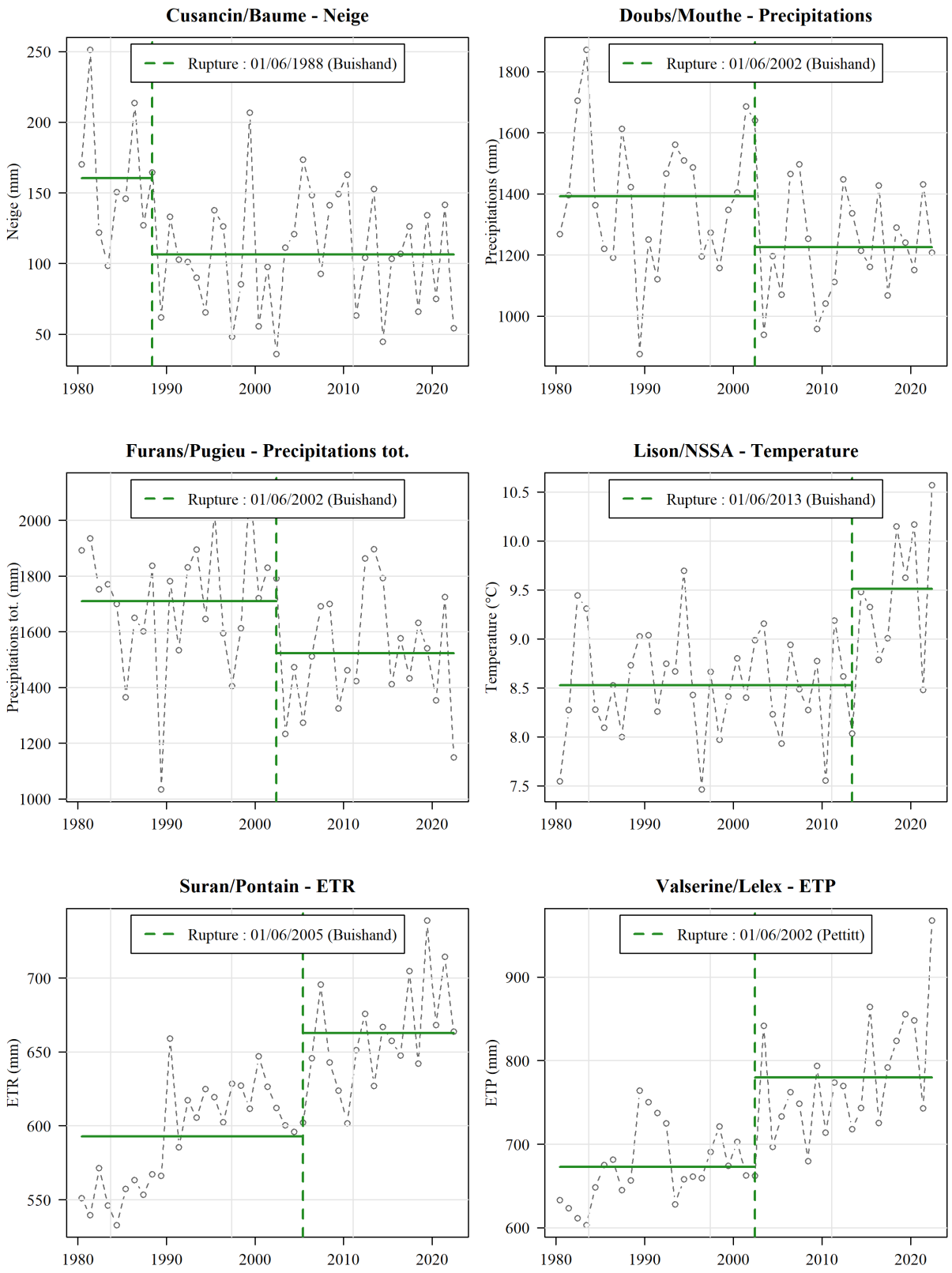


Figure 8 : Exemples de ruptures significatives

3.2.2.1 La rupture de 2002

Cette convergence affecte toutes les séries de précipitations totales, pluies efficaces et recharge (Tableau 5). Les précipitations liquides montrent aussi une rupture en 2002 (cinq bassins sur six).

Variable	Période	Cusancin	Doubs	Furans	Lison	Suran	Valserine	Moyenne
Précipitations totales (mm/an)	1980-2002	1389	1781	1665	1609	1511	1960	1652
	2003-2022	1255	1612	1496	1446	1369	1794	1495
	Variation	-134 (-9,6%)	-169 (-9,5%)	-169 (-10,2%)	-163 (-10,1%)	-142 (-9,4%)	-166 (-8,5%)	-157 (-9,5%)
Pluies efficaces (mm/an)	1980-2002	692	1018	868	838	758	1139	886
	2003-2022	547	822	697	671	613	923	712
	Variation	-145 (-21,0%)	-196 (-19,3%)	-171 (-19,7%)	-167 (-19,9%)	-145 (-19,1%)	-216 (-19,0%)	-173 (-19,7%)
Recharge Thornthwaite (mm/an)	1980-2002	541	856	672	694	492	807	677
	2003-2022	415	669	522	537	395	630	528
	Variation	-126 (-23,3%)	-187 (-21,8%)	-150 (-22,3%)	-157 (-22,6%)	-97 (-19,7%)	-177 (-21,9%)	-149 (-22,0%)
Débit total (m^3/s)	1980-2002	NS	NS	NS	5,7	7,2	NS	-
	2003-2022	NS	NS	NS	4,5	5,9	NS	-
	Variation	NS	NS	NS	-1,2 (-21,1%)	-1,3 (-18,1%)	NS	-1,25 (-19,6%)
VCN_{10} (m^3/s)	1980-2002	NS	NS	NS	-	1,21	NS	-
	2003-2022	NS	NS	NS	-	0,73	NS	-
	Variation	NS	NS	NS	-	-0,48 (-39,7%)	NS	-0,48 (-39,7%)

Tableau 5 : Modifications post-rupture 2002 par bassin et par variable

Note : NS = Non Significatif (pas de rupture détectée en 2002 selon Tableau 4). Les variations sont calculées uniquement pour les variables présentant une rupture statistiquement significative en 2002. Pour le VCN_{10}*, seul le bassin du Suran présente une rupture en 2002 ; le Lison présente une rupture en 2014 (analysée séparément en section 4.2.1). Les moyennes sont calculées uniquement sur les bassins avec ruptures significatives.*

Les modifications post-rupture 2002 révèlent des amplifications considérables qui affectent l'ensemble des bassins pour les variables climatiques et de recharge (Tableau 5). Entre les périodes 1980-2002 et 2003-2022, les précipitations totales diminuent en moyenne de 157 mm/an (-9,5%), les pluies efficaces de 173 mm/an (-19,7%), et la recharge Thornthwaite de 149 mm/an (-22,0%). Cette convergence spatiale remarquable (rupture détectée sur 100% des bassins) témoigne d'une modification généralisée du forçage climatique à l'échelle du massif.

La transmission de ce signal climatique vers les débits présente en revanche une géographie différenciée. Seuls les bassins du Lison et du Suran manifestent une rupture significative des débits totaux en 2002, avec des diminutions respectives de -21,1% et -18,1%. Pour les débits d'étiage (VCN_{10}), seul le bassin du Suran présente une rupture en 2002, révélant un facteur d'amplification e de 4,2 : une baisse de précipitations de 9,4% induit une diminution des débits d'étiage de 39,7%.

L'absence de ruptures significatives des débits pour les autres bassins en 2002 ne signifie pas une absence d'impact, mais reflète soit une résilience maintenue grâce à des capacités de stockage importantes (Haute-Chaîne), soit des délais de propagation du signal climatique à travers les réservoirs souterrains. La rupture estivale ultérieure de 2014 (section 4.2.2) confirme cette hypothèse d'un impact différé et progressif sur les débits d'étiage.

3.2.2.2 Autres ruptures temporelles

D'autres ruptures temporelles significatives sont identifiées selon une logique altitudinale : 1988 pour les conditions hivernales et la composante nivale (Valserine, Doubs), et une rupture distincte pour les conditions estivales dans les années 2010-2014 pour plusieurs bassins (Doubs à Mathay 2014, Loue à Vuillafans 2014, Doubs à la Cluse-et-Mijoux 2017). La recharge Wallingford présente des ruptures plus variables temporellement (1988, 2001, 2003, 2011), reflétant la sensibilité de cette méthode aux variations des débits de base.

L'identification de ces ruptures temporelles généralisées, particulièrement celle de 2002 affectant l'ensemble des variables hydroclimatiques, soulève une question fondamentale : ces modifications s'exercent-elles de manière homogène tout au long de l'année, ou certaines saisons concentrent-elles les perturbations ? L'analyse saisonnière présentée ci-après permet de caractériser la distribution temporelle de ces signaux de changement et d'identifier les périodes critiques pour la compréhension des débits d'étiage.

3.2.3 Analyse saisonnière des tendances hydroclimatiques

L'analyse saisonnière révèle des évolutions contrastées selon les saisons (Tableau 6). L'analyse saisonnière identifie les périodes où les modifications hydroclimatiques sont les plus marquées.

Saison	Variable	Tendances MK*	Ruptures**	Pente moyenne***	Interprétation
PRINTEMPS	Température (°C/an)	**6/6**	**6/6**	+0,053	Réchauffement généralisé
	ETR (mm/an)	**6/6**	**6/6**	+1,730	Demande ↑ généralisée
	Pluie efficace (mm/an)	**6/6**	**6/6**	-3,398	Disponibilité ↓ généralisée
	Recharge Thornthwaite (mm/an)	5/6	**6/6**	-2,284	Signal quasi-généralisé
	Neige (mm/an)	2/6	**6/6**	-0,210	Signal altitude
	VCN_{10} (L/s/an)	2/6	**6/6**	-18,28	Signal partiel (Lison, Suran)
HIVER	ETR (mm/an)	**6/6**	**6/6**	+0,756	Demande ↑ généralisée
	Pluie efficace (ruptures 1988)	0/6	**6/6**	NS	Basculement abrupt 1988
	Recharge Thornthwaite (ruptures 1988)	0/6	**6/6**	NS	Basculement abrupt 1988
	Neige (ruptures 1988)	0/6	**6/6**	NS	Basculement abrupt 1988
	VCN_{10} (L/s/an)	1/6	5/6	-10,34	Signal localisé (Lison)
ÉTÉ	Précipitations (ruptures 2014)	0/6	**6/6**	NS	Rupture généralisée 2014
	Pluie efficace (ruptures 2014)	0/6	**6/6**	NS	Rupture généralisée 2014
	Recharge Thornthwaite (mm/an)	2/6	**6/6**	-0,577	Signal partiel (Furans, Suran)
	ETP (mm/an)	**6/6**	**6/6**	+1,217	Demande ↑ sans T° ↑
	Température (°C/an)	0/6	2/6	NS	Pas de tendance détectable

Saison	Variable	Tendances MK*	Ruptures**	Pente moyenne***	Interprétation
AUTOMNE	ETR (mm/an)	**6/6**	**6/6**	+0,450	Demande ↑ généralisée
	Recharge Thornthwaite (ruptures 2002)	0/6	**6/6**	NS	Basculement abrupt 2002
	VCN_{10} (L/s/an)	2/6	**6/6**	-7,072	Signal partiel (Furans, Suran)
	Température (°C/an)	1/6	4/6	+0,042	Signal localisé (Furans)

Tableau 6 : Tendances saisonnières principales - Cohérence spatiale et intensité du signal

Note sur la sélection des variables : Ce tableau présente uniquement les variables présentant un signal significatif (tendance ou rupture) sur au moins 3 bassins ou ayant une importance hydrologique majeure pour la compréhension des débits d'étiage.

*Légende : * Tendances MK : Nombre de bassins (sur 6) avec tendance Mann-Kendall significative ($p < 0,05$)*

*** Ruptures : Nombre de bassins (sur 6) avec rupture Pettitt/Buishand significative ($p < 0,05$)*

**** Pente moyenne : Calculée sur les bassins avec tendance MK significative (pente de Sen). NS = non significatif Code couleur : Vert = signal généralisé (6/6) | Jaune = signal quasi-généralisé (5/6) | Rouge = signal partiel (3-4/6) | Blanc = signal localisé (≤2/6)*

Le printemps : saison de convergence des signaux de changement

Le printemps présente la convergence spatiale la plus remarquable. La température montre un réchauffement généralisé détectable sur tous les bassins (6/6 bassins avec tendance Mann-Kendall significative, pente moyenne +0,053°C/an, $p < 0,001$). L'évapotranspiration réelle augmente de manière généralisée (+1,7 mm/an, 6/6 bassins, $p < 0,001$), de même que l'évapotranspiration potentielle (+2,1 mm/an, 6/6 bassins, $p < 0,001$).

Les pluies efficaces diminuent de manière généralisée (-3,4 mm/an, 6/6 bassins avec tendance significative, $p < 0,001$). La recharge Thornthwaite présente une diminution quasi-généralisée (5/6 bassins avec tendance significative, pente moyenne -2,3 mm/an) avec des ruptures détectées sur l'ensemble des bassins (6/6). Les précipitations neigeuses présentent des tendances significatives sur 2 bassins (Furans -0,35 mm/an, Suran -0,07 mm/an) et des ruptures sur l'ensemble des bassins (6/6), principalement localisées en 2006.

L'hiver : signaux contrastés entre tendances et ruptures

L'hiver présente une augmentation généralisée de l'évapotranspiration réelle (6/6 bassins avec tendance significative, +0,76 mm/an) et potentielle (6/6 bassins, +0,64 mm/an). La température ne présente une tendance significative que sur un bassin (Furans, +0,041°C/an), mais des ruptures sont détectées sur 3 bassins.

Les pluies efficaces, la recharge (Thornthwaite et Dingman-Penman) et les précipitations neigeuses présentent des ruptures généralisées (6/6 bassins), principalement localisées en 1988, mais aucune tendance monotone significative (0/6 bassins). Les débits d'étiage VCN_{10} présentent une tendance significative sur un bassin (Lison, -10,3 L/s/an) et des ruptures sur 5 bassins.

L'été : rupture généralisée 2014 et signal thermique faible

L'été présente une rupture généralisée des précipitations et pluies efficaces (6/6 bassins), principalement localisée en 2014. La recharge Thornthwaite montre des tendances négatives sur 2 bassins (Furans -0,84 mm/an, Suran -0,32 mm/an) et des ruptures sur 6 bassins. L'évapotranspiration potentielle augmente de manière généralisée (6/6 bassins, +1,22 mm/an).

La température ne présente aucune tendance monotone significative (0/6 bassins) et seulement 2 ruptures (Furans 2008, Suran 2014). Les débits de base présentent des tendances négatives sur 3 bassins (Lison -0,010 mm/an, Suran -0,012 mm/an, Valserine -0,007 mm/an) et des ruptures sur 5 bassins.

L'automne : signaux partiels

L'automne montre une augmentation généralisée de l'évapotranspiration réelle (6/6 bassins, +0,45 mm/an) et potentielle (6/6 bassins, +0,41 mm/an). La recharge Thornthwaite présente des ruptures généralisées (6/6 bassins) principalement localisées en 2002, mais aucune tendance monotone significative.

Les débits d'étiage VCN_{10} présentent des tendances négatives sur 2 bassins (Furans, Suran, pente moyenne -7,1 L/s/an) et des ruptures sur 6 bassins. La température présente une tendance significative sur un bassin (Furans +0,042°C/an) et des ruptures sur 4 bassins, principalement localisées en 2010.

3.2.4 Validation par les données hydrologiques complémentaires (1970-2018)

Les analyses complémentaires réalisées par Charlier *et al.*, (2022) sur la période étendue 1970-2018 apportent une validation externe importante des tendances observées sur 1980-2022 et permettent de contextualiser les résultats dans une perspective temporelle plus large.

L'évolution des débits totaux et de base documentée sur cette période étendue révèle des tendances négatives généralisées pour les débits totaux (50% des stations présentent des tendances significatives) et les débits de base (35% des stations significatives), confirmant la dégradation progressive des capacités de régulation souterraine à l'échelle du massif. Cette proportion de stations affectées témoigne de l'ampleur des modifications hydroclimatiques en cours.

L'analyse saisonnière des débits révèle que les tendances négatives annuelles résultent principalement d'une baisse automnale généralisée (50% des stations significatives), période qui inclut la fin des étiages et l'initiation des nouveaux cycles hydrologiques. Cette concentration automnale des impacts explique la vulnérabilité particulière des systèmes mixtes du Second Plateau, dont le fonctionnement dépend étroitement de la transition automne-hiver pour la reconstitution de leurs réserves souterraines.

L'évolution des indicateurs de sécheresse confirme l'intensification généralisée des étiages à l'échelle du massif. Les analyses révèlent une précocité croissante du début des étiages (25% des stations présentent des tendances significatives), un allongement de leur durée (33% des stations significatives), et une amplification de leur intensité (25% des stations significatives). Ces modifications affectent prioritairement les cours d'eau en tête de bassin des zones de transition altitudinale, confirmant la vulnérabilité particulière des systèmes mixtes identifiés dans cette étude.

4 Discussion

L'enjeu scientifique central de cette recherche consistait à identifier et quantifier les paramètres hydroclimatiques qui exercent la plus forte influence sur les débits d'étiage, période critique où la dépendance aux réserves souterraines est maximale. Les résultats obtenus permettent de répondre à cette question à trois niveaux complémentaires : la hiérarchisation des facteurs de contrôle révèle quels paramètres dominent le fonctionnement hydrologique (objectif 2), l'analyse de non-stationnarité documente comment ces paramètres évoluent dans le temps (objectif 1), et la typologie fonctionnelle identifie quelles différences de réponse existent selon les bassins versants (objectif 3).

4.1 Hiérarchisation des facteurs de contrôle des débits d'étiage

4.1.1 Prédominance des gradients pluvio-altitudinaux

L'analyse multivariée établit une hiérarchisation quantitative des facteurs de contrôle des débits d'étiage en milieu karstique, révélant la prédominance des gradients pluvio-altitudinaux sur les hétérogénéités structurales. La structuration révélée par l'ACP démontre que les débits d'étiage sont contrôlés principalement par deux facteurs hiérarchisés : les processus liés à la disponibilité hydrique (contribution de 50% de la variance totale via les pluies efficaces et recharges) et les processus de régulation souterraine liés aux hétérogénéités structurales (22%). Les deux premières composantes expliquent ainsi 72% de la variance totale, témoignant de la forte structuration des processus hydrologiques. Les systèmes dits de la Haute-Chaîne (voir typologie section 3.2) doivent leur performance exceptionnelle avant tout à leur position altitudinale favorable qui assure une disponibilité hydrique abondante. Les débits d'étiage dépendent ainsi avant tout des volumes disponibles pour la recharge, déterminés principalement par le gradient pluvio-altitudinal. Les hétérogénéités structurales modulent ensuite les modalités de stockage et de restitution, mais ne déterminent pas les volumes disponibles.

4.1.2 Vulnérabilité différenciée et facteurs d'amplification

L'analyse montre des sensibilités contrastées selon les typologies fonctionnelles. Les bassins du Second Plateau (Lison, Furans) présentent une vulnérabilité particulière révélée par des tendances négatives significatives des débits totaux (-34,1 L/s/an pour le Lison, -44,9 L/s/an pour le Furans, $p < 0,05$). Pour les débits d'étiage VCN_{10}, seul le Lison présente une tendance négative significative (-5,77 L/s/an), mais les ruptures affectent les deux bassins. Les corrélations modérées entre recharge annuelle et débits d'étiage ($r = 0,60$-$0,62$) révèlent une sensibilité directe aux conditions climatiques de l'année en cours, caractéristique des systèmes à capacité de régulation annuelle limitée.

Les systèmes de Haute-Chaîne manifestent au contraire un facteur d'amortissement remarquable : l'absence de tendances significatives dans les débits malgré le forçage climatique défavorable : réchauffement moyen +0,026°C/an et pluies efficaces -8,9 mm/an en moyenne confirme leur capacité à tamponner efficacement les variations climatiques grâce à leurs réserves souterraines importantes. Les faibles corrélations entre recharge annuelle et débits d'étiage ($r = 0,35$-$0,38$) traduisent l'existence de réserves pluriannuelles qui découplent les conditions climatiques immédiates de la disponibilité en eau durant les étiages. Cette résilience contraste avec la vulnérabilité amplificatrice des systèmes de plateau et illustre le rôle déterminant de la disponibilité hydrique altitudinale dans la capacité de régulation des systèmes karstiques. Les bassins du Premier Plateau occupent une position intermédiaire mais critique.

Le bassin du Suran illustre cette vulnérabilité avec une rupture VCN10 dès 2002 : les précipitations totales diminuent de 9,4% entre les périodes avant et après rupture, tandis que les débits d'étiage s'effondrent de 39,7% (Tableau 5). Le rapport entre ces deux variations relatives définit un facteur d'amplification de 4,2, signifiant que chaque pourcent de baisse des précipitations se traduit par une baisse de 4,2% des débits d'étiage. Cette amplification, caractéristique des systèmes à faible capacité de stockage souterrain, s'explique par le fait que l'évapotranspiration reste relativement stable malgré la baisse des précipitations, comprimant ainsi la fraction disponible pour la recharge et l'alimentation des étiages.

4.1.3 Rôle modulateur des hétérogénéités structurales

Si les gradients pluvio-altitudinaux déterminent les volumes disponibles, les caractéristiques structurales modulent significativement les capacités de régulation temporelle des débits d'étiage. Les bassins de Haute-Chaîne bénéficient d'épaisseurs de réservoirs exceptionnelles : plusieurs centaines de mètres pour le Doubs et la Valserine. Ces différences géométriques expliquent en partie les capacités de stockage pluriannuel et le soutien prolongé des débits d'étiage, au-delà du seul effet climatique. Cette différenciation fonctionnelle se traduit quantitativement par les corrélations entre recharge Thornthwaite et VCN_{10} : les bassins du Premier Plateau (Cusancin r = 0,48, Suran r = 0,65) et du Second Plateau (Furans r = 0,60, Lison r = 0,62) présentent des corrélations modérées à fortes révélant une sensibilité directe aux conditions annuelles, tandis que les bassins de Haute-Chaîne affichent les corrélations les plus faibles du massif (Doubs r = 0,35, Valserine r = 0,38), témoignant de leur capacité d'amortissement pluriannuel.

L'épaisseur de la couche imperméable séparant les deux réservoirs aquifères constitue un facteur structural déterminant pour la régulation des étiages. Les marnes de l'Oxfordien présentent 50 à 60 mètres d'épaisseur dans les systèmes du Doubs et du Lison, mais atteignent 100 à 200 mètres pour la Valserine et le Furans. Cette séparation plus épaisse limite la communication verticale entre réservoirs et réduit la capacité à mobiliser l'ensemble des ressources lors des étiages, amplifiant potentiellement la sensibilité aux déficits de recharge.

Le cloisonnement tectonique introduit une fragmentation spatiale différenciée qui affecte la résilience aux étiages. Le Suran présente notamment de nombreuses failles Nord-Sud qui compartimentent les calcaires, limitant les transferts latéraux susceptibles d'amortir les variations climatiques locales et de maintenir les débits d'étiage par contribution d'autres compartiments. Les vitesses d'écoulement documentées par traçage varient d'un facteur dix entre bassins, témoignant d'architectures karstiques contrastées qui influencent les temps de vidange et donc la durée de soutien des étiages.

Ces hétérogénéités structurales ne déterminent donc pas les volumes d'étiage disponibles mais modulent leur régulation temporelle : la géométrie des réservoirs contrôle les capacités de stockage pluriannuel, l'épaisseur des niveaux imperméables influence la mobilisation des réserves profondes durant les étiages sévères, et le cloisonnement tectonique conditionne les possibilités de compensation spatiale entre compartiments durant les périodes de basses eaux.

4.2 Évolution temporelle des facteurs de contrôle des étiages

4.2.1 Signification hydrologique des ruptures temporelles majeures

L'identification de l'année 2002 comme année de rupture pour 100% des séries de précipitations et recharge constitue l'un des résultats les plus importants de ce travail. Cette convergence temporelle ne peut résulter du seul hasard et indique une modification profonde du régime climatique à l'échelle du massif du Jura.

La rupture généralisée de 2002

Les modifications post-rupture 2002 sont détaillées dans le Tableau 5.

La transmission de ce signal climatique vers les débits présente une géographie différenciée. Seuls les bassins du Lison et du Suran manifestent des ruptures significatives des débits totaux en 2002, avec des diminutions respectives de 21,1% et 18,1%. Pour les débits d'étiage VCN_{10}, seul le bassin du Suran présente une rupture en 2002, révélant un facteur d'amplification dramatique de 4,2 : une baisse de précipitations de 9,4% induit une diminution des débits d'étiage de 39,7%. Cette amplification extrême caractérise la vulnérabilité des systèmes à faible capacité de régulation pluriannuelle.

Les données de datation des eaux souterraines apportent un éclairage complémentaire sur les mécanismes de contrôle des débits d'étiage. Les analyses par traceurs anthropiques (CFC/SF6) réalisées sur plusieurs sites jurassiens indiquent que les eaux qui s'écoulent durant les étiages contiennent une composante ancienne de 12 à 20 ans (Charlier et al., 2024), tandis que les analyses statistiques montrent une corrélation forte ($r > 0,8$) entre VCN_{10} et recharge des 45/60 jours précédents (EPTB Saône et Doubs, 2023).

Ce double signal temporel s'explique par le fonctionnement en cascade des réservoirs karstiques. À court terme (1-2 mois), la recharge récente contrôle les niveaux piézométriques dans les conduits karstiques. À long terme (15-20 ans selon les sites), ces niveaux piézométriques déterminent la capacité à drainer les eaux stockées dans la matrice rocheuse. Les pluies de mars-mai ne s'écoulent donc pas directement en juillet-août, mais elles conditionnent les gradients hydrauliques qui permettent de mobiliser les eaux anciennes stockées dans la matrice.

Les déficits de recharge depuis la rupture de 2002 affectent les étiages selon deux échelles temporelles : (1) immédiatement, en abaissant les niveaux piézométriques dans les conduits, ce qui réduit la capacité à drainer la matrice ; (2) progressivement, en renouvelant le stock d'eau dans la matrice par des eaux rechargées en conditions de déficit plutôt qu'en conditions favorables. L'intensification des étiages 2018-2022 résulterait de cette convergence temporelle : après 15-20 ans, une proportion significative des eaux anciennes proviendrait de la période post-rupture. La rupture estivale de 2014 aggrave les étiages en créant un déficit supplémentaire durant cette période critique.

La rupture estivale de 2014

Une seconde rupture, spécifique à la période estivale et affectant de multiples variables hydroclimatiques sur l'ensemble des bassins (précipitations, pluies efficaces, recharge avec ruptures généralisées 6/6, Tableau 6), crée un stress hydrique cumulatif particulièrement critique pour les débits d'étiage des systèmes du Second Plateau.

Cette rupture se manifeste par un déficit pluviométrique estival de -28% et un effondrement de la recharge estivale de -40 à -60%, affectant directement la période d'étiage. Le bassin du Lison/NSSA présente une vulnérabilité maximale avec une rupture VCN10 en 2014, tandis que le Suran a subi une rupture précoce dès 2002, se traduisant par une intensification dramatique des étiages (VCN10 : -43% entre les périodes avant et après rupture). La corrélation temporelle avec les étiages extrêmes récents (2018, 2020, 2022) documentés par l'EPTB valide la persistance de ce nouveau régime estival et son impact durable sur les débits d'étiage.

Cette double rupture (2002 généralisée + 2014 estivale) établit un nouveau référentiel pour les débits d'étiage du massif jurassien, avec des implications majeures pour la gestion de la ressource. Les seuils d'alerte actuels sous-estiment désormais les risques car ils n'intègrent pas les nouvelles conditions post-2014 qui affectent spécifiquement la période d'étiage. Ces seuils de référence devraient être recalculés avec les données récentes pour refléter la nouvelle normalité hydrologique : des seuils actualisés seraient plus bas, permettant un déclenchement plus précoce des mesures de restriction et une meilleure protection de la ressource face à la vulnérabilité accrue post-2014.

4.2.2 Saisonnalité des perturbations hydroclimatiques

L'analyse saisonnière (Tableau 6) montre que les débits d'étiage résultent de l'accumulation de déficits intervenant à différentes saisons critiques, chacune affectant des mécanismes hydrologiques spécifiques.

Le printemps : saison de convergence maximale

Le printemps constitue la période charnière où se jouent les mécanismes de stockage différé, avec des perturbations généralisées affectant 100% des bassins pour les variables clés : réchauffement (+0,053°C/an), augmentation de l'évapotranspiration réelle (+1,730 mm/an), diminution des pluies efficaces (-3,398 mm/an) et de la recharge (-2,284 mm/an pour 5/6 bassins). Cette concentration des perturbations sur mars-mai est particulièrement critique car elle affecte directement les cycles de fonte nivale (effondrement de -0,210 mm/an avec ruptures sur 6/6 bassins en 2006), la fin de la période de recharge efficace, et les mécanismes de stockage souterrain différé conditionnant la disponibilité hydrique estivale-automnale.

Bien que la recharge principale des aquifères karstiques jurassiens se produise durant l'hiver (période de faible évapotranspiration et de précipitations abondantes), c'est la période printanière qui subit les perturbations climatiques les plus intenses et les plus cohérentes spatialement. Ce paradoxe apparent s'explique par le fait que le printemps constitue la période charnière où se jouent les mécanismes de stockage différé : une recharge printanière déficitaire, même si elle ne représente qu'une fraction de la recharge annuelle totale, affecte disproportionnellement les débits d'étiage estivo-automnaux car elle conditionne le niveau piézométrique initial à partir duquel débute la vidange estivale des réservoirs.

L'hiver : basculement abrupt du régime 1988

L'hiver présente un signal quasi-généralisé caractérisé par des ruptures affectant l'ensemble des bassins (6/6) mais des tendances monotones plus localisées. L'évapotranspiration réelle et potentielle montrent une augmentation généralisée (6/6 bassins, +0,76 mm/an pour ETR), tandis que les pluies efficaces, la recharge et la composante nivale présentent des ruptures généralisées en 1988 sans tendances monotones. Ce basculement abrupt du régime hydrologique hivernal révèle une modification profonde survenue à la fin des années 1980, antérieure à la rupture généralisée de 2002. Les implications pour la recharge hivernale qui constitue l'essentiel de la recharge annuelle sont considérables : la diminution de la composante nivale hivernale réduit la capacité de stockage différé sous forme de neige, modifiant le régime de fonte printanière et la chronologie de la recharge.

L'été : vulnérabilité émergente post-2014

L'été manifeste une vulnérabilité émergente avec la rupture de 2014 affectant les précipitations et pluies efficaces sur l'ensemble des bassins (6/6), créant un stress hydrique additionnel durant la période d'étiage elle-même. L'augmentation généralisée de l'évapotranspiration potentielle (6/6 bassins, +1,217 mm/an) s'observe paradoxalement sans tendance thermique directe détectée (0/6 bassins), suggérant que l'intensification de la demande évaporative résulte de modifications d'autres paramètres météorologiques (rayonnement, humidité relative, vent) plutôt que du seul réchauffement thermique.

Cette absence de signal thermique estival malgré une augmentation de l'ETP constitue un résultat contre-intuitif qui mérite d'être souligné. Cela montre que la vulnérabilité estivale ne résulte pas principalement d'un réchauffement des températures moyennes estivales (qui resteraient relativement stables sur la période), mais d'une modification plus complexe des conditions atmosphériques affectant l'évaporation : augmentation du rayonnement solaire, diminution de l'humidité relative, modification des régimes de vent. Cette complexification des mécanismes de stress hydrique estival souligne la nécessité d'une surveillance multi-paramètres allant au-delà de la seule température.

L'automne : dégradation de la transition étiage-recharge

L'automne présente également un signal quasi-généralisé centré sur l'intensification évapotranspirative (ETR +0,450 mm/an sur 6/6 bassins), avec ruptures généralisées de la recharge en 2002 (6/6 bassins) mais sans tendances monotones. Les débits d'étiage VCN10 présentent des tendances négatives localisées (2/6 bassins) mais des ruptures généralisées (6/6 bassins), confirmant que l'automne constitue une période de vulnérabilité particulière pour les systèmes à faible capacité de régulation pluriannuelle.

La saison automnale joue un rôle de transition critique pour comprendre les étiages entre la fin de la période d'étiage (août-septembre) et le début du nouveau cycle de recharge (octobre-novembre). Une dégradation de cette période de transition, révélée par les ruptures généralisées de 2002, retarde la reconstitution des réserves souterraines et prolonge la période de vulnérabilité des systèmes. Les analyses de Charlier *et al.* (2022) sur la période étendue 1970-2018 confirment que les tendances négatives annuelles des débits résultent principalement de cette baisse automnale généralisée (50% des stations significatives).

4.2.3 Dualité des échelles temporelles de contrôle des étiages

Les débits d'étiage sont régis par un mécanisme de contrôle impliquant la dualité structurale classique des aquifères karstiques (Mangin, 1975 ; Ford & Williams, 2007). Cette hypothèse de fonctionnement permettrait d'expliquer l'apparente contradiction entre le contrôle à court terme documenté par les corrélations statistiques et l'âge ancien des eaux effectivement écoulées révélé par les datations géochimiques.

Mécanisme hypothétique de couplage hydraulique

Au sein d'un même aquifère, coexistent deux systèmes de porosité aux comportements hydrologiques radicalement différents : le réseau de conduits karstiques assure le drainage rapide et contrôle les niveaux piézométriques (temps de transit < 1 an), tandis que la matrice rocheuse fracturée constitue le réservoir de stockage à long terme (temps de séjour 12-20 ans selon Charlier *et al.*, 2024).

Des analyses statistiques complémentaires (EPTB Saône et Doubs, 2023) montrent une corrélation maximale ($r > 0,8$) entre VCN_{10} et recharge des 45 à 60 jours précédents, démontrant que les conditions climatiques récentes exercent un contrôle direct sur l'intensité des étiages. Cette observation apparaît paradoxale au regard des datations géochimiques qui montrent que ce sont des eaux de 12 à 20 ans qui soutiennent effectivement les débits durant les étiages.

La recharge récente (mars-mai) ne s'écoulerait pas directement aux sources durant l'étiage (juillet-septembre), mais agirait comme un régulateur piézométrique du système : un niveau élevé dans le réseau de conduits maintiendrait un fort gradient hydraulique qui favorise le drainage de la matrice vers les conduits, puis vers les exutoires. À l'inverse, un déficit de recharge printanière abaisserait les niveaux piézométriques dans les conduits, réduisant le gradient hydraulique et limitant la capacité à drainer la matrice où sont stockées les eaux anciennes. Cette architecture expliquerait la corrélation forte entre recharge des 45-60 jours précédents et VCN_{10} : ce ne seraient pas les pluies de mars-mai qui s'écouleraient en juillet-août, mais ces pluies détermineraient la capacité du système à mobiliser les eaux anciennes stockées dans la matrice rocheuse.

Lien hypothétique entre la rupture 2002 et les étiages récents

Si les eaux d'étiage ont effectivement un âge de 15-20 ans (Charlier *et al.*, 2024), alors les déficits de recharge accumulés depuis 2002 auraient progressivement remplacé les eaux stockées dans la matrice rechargées en conditions favorables (pré-2002) par des eaux rechargées en conditions dégradées (post-2002). Après environ deux décennies, une proportion significative du stock aurait été remplacée, expliquant pourquoi l'intensification des étiages ne se manifeste pleinement qu'avec un décalage pluridécennal.

La convergence temporelle entre le temps écoulé depuis 2002 (~20 ans) et le temps de renouvellement du stock matriciel (15-20 ans) créerait une vulnérabilité maximale : stock appauvri à long terme, capacité de drainage limitée à court terme. La rupture estivale de 2014 aggrave les étiages en créant un déficit supplémentaire durant cette période critique.

Limites et validation nécessaire

Cette hypothèse de fonctionnement en double porosité avec couplage à double échelle temporelle (court terme et long terme, bien que cohérente avec l'ensemble des observations disponibles (corrélations statistiques, datations géochimiques, synchronisation des ruptures temporelles, modèle conceptuel classique des systèmes karstiques), demeure une interprétation qui nécessiterait une validation plus approfondie par modélisation explicite des échanges conduits-matrice, suivi haute fréquence couplé hydrodynamique-géochimique sur plusieurs cycles hydrologiques, et datation multi-traceurs (CFC/SF6, tritium, ^{14}C) pour mieux contraindre la distribution des âges et la contribution relative de chaque compartiment de porosité. Si cette hypothèse se confirme, les étiages récents ne seraient pas des événements isolés mais le résultat d'un changement de régime hydrologique dont les causes remonteraient à environ deux décennies et dont les effets continueraient de se manifester durant les prochaines années.

4.3 Vulnérabilité différenciée et trajectoires d'évolution des étiages

La hiérarchisation quantitative des facteurs de contrôle (section 3.1) et la caractérisation des trois typologies fonctionnelles (section 3.1.4, Tableau 1) identifient des trajectoires d'évolution contrastées avec des implications majeures pour l'adaptation des stratégies de gestion.

Haute-Chaîne (Doubs, Valserine) : résilience apparente masquant une vulnérabilité nivale émergente

Ces bassins présentent une résilience remarquable sur 1980-2022. Cette résilience apparente ne doit cependant pas occulter une vulnérabilité nivale émergente. L'analyse saisonnière révèle un effondrement de la composante nivale printanière (-0,210 mm/an, ruptures généralisées 2006 sur 6/6 bassins) et hivernale (ruptures généralisées 1988 sur 6/6 bassins).

Les projections sur le Haut-Doubs Haute-Loue à l'horizon 2040-2070 (ARTELIA, 2024) confirment cette vulnérabilité future : baisses de $QMNA_5$ de 26% à 40% (RCP 4.5), les plus importantes du massif. La modification du régime nival (diminution accumulation, fonte précoce) réduit l'efficacité du stockage souterrain différé.

Second Plateau (Lison, Furans) : vulnérabilité maximale et basculement fonctionnel progressif

Ces bassins présentent la vulnérabilité la plus préoccupante avec des tendances négatives significatives : débits totaux -34,1 L/s/an (Lison) et -44,9 L/s/an (Furans), VCN_{10} -5,77 L/s/an (Lison) (Tableau 3).

Le Furans subit des ruptures généralisées aux quatre saisons (Tableau 6) : hiver 1988, printemps 2002, été 2014, automne 2002. Cette accumulation multi-saisonnière témoigne d'un système sous pression permanente. Le cumul des ruptures 2002 et 2014 révèle un basculement fonctionnel progressif vers des caractéristiques du Premier Plateau : contribution souterraine en baisse (de 45-55% vers 35-40%), allongement et précocité des étiages (25% des stations du massif selon Charlier *et al.*, 2022). La baisse des apports climatiques réduit progressivement les volumes disponibles, rapprochant le fonctionnement de ces bassins de celui du Premier Plateau : contribution souterraine en diminution et capacité de soutien d'étiage affaiblie.

Premier Plateau (Cusancin, Suran) : seuil critique atteint et facteur d'amplification extrême

L'absence de tendances VCN10 pour le Cusancin (Tableau 3) malgré les ruptures multiples (Tableau 4) ne reflète pas une résilience mais un état déjà dégradé et stabilisé : les ruptures ont provoqué un basculement vers un régime de débits durablement plus faibles.

Le Suran illustre cette vulnérabilité avec une rupture VCN_{10} dès 2002 et un facteur d'amplification de 4,2 (section 4.1.2) : -9,4% de précipitations et -39,7% de VCN_{10} (Tableau 5). Cette amplification extrême caractérise les systèmes à faible capacité de régulation pluriannuelle. Les pluies efficaces post-2002 chutent à 547 mm/an (Cusancin) et 613 mm/an (Suran), contre 1018 mm/an pour le Doubs. En-dessous de 550-600 mm/an, les capacités de recharge deviennent insuffisantes pour un soutien efficace durant toute la période estivo-automnale.

Les hétérogénéités structurales amplifient cette vulnérabilité : le fort cloisonnement tectonique du Suran limite les transferts latéraux, tandis que le ratio défavorable drains rapides/zones lentes amplifie la sensibilité aux sécheresses. L'extrapolation des projections suggère des baisses de $QMNA_5$ de 40-50% à l'horizon 2040-2070, susceptibles d'entraîner des assèchements estivaux prolongés.

Les trois niveaux d'analyse convergent vers une hiérarchie claire de vulnérabilité :

Priorité d'intervention (Second Plateau) : vulnérabilité avérée avec basculement fonctionnel en cours. Ces bassins nécessitent des actions prioritaires de préservation des capacités de recharge et une gestion attentive des prélèvements, particulièrement durant les périodes de déficit hydrique printanier.

Surveillance renforcée (Premier Plateau) : seuil de fonctionnement bas atteint, avec des facteurs d'amplification importants (jusqu'à 4,2). Ces systèmes requièrent une révision approfondie des stratégies de gestion et une adaptation substantielle des usages pour maintenir leur fonctionnalité à moyen terme.

Anticipation à moyen terme (Haute-Chaîne) : résilience maintenue à court terme mais vulnérabilité nivale documentée. Ces bassins bénéficieraient d'une protection renforcée des zones de recharge d'altitude et d'un suivi régulier de la composante nivale.

4.4 Limites méthodologiques et perspectives d'amélioration

Estimation de la recharge. Les méthodes de Thornthwaite et Wallingford présentent des limites inhérentes : la première dépend du paramètre de réserve utile difficile à calibrer en milieu karstique, la seconde suppose une relation linéaire entre recharge et écoulement souterrain qui peut s'avérer simplificatrice. La validation croisée révèle néanmoins une cohérence acceptable (corrélations 0,63-0,85, moyenne 0,76), justifiant l'utilisation de Thornthwaite pour les analyses de stationnarité.

Extension spatiale et caractérisation structurale. L'analyse gagnerait à intégrer plus de bassins dans les zones de transition entre typologies pour mieux caractériser les seuils de basculement. Les paramètres structurels (épaisseur réservoirs, cloisonnement tectonique, vitesses d'écoulement) évoqués qualitativement (section 4.1.3) mériteraient une quantification

systématique par géophysique, forages et modélisation 3D. Les surfaces de bassins (Tableau 1) présentent des incertitudes inhérentes au contexte karstique mais n'invalident pas la hiérarchisation des typologies fonctionnelles fondée sur les gradients pluvio-altitudinaux.

Mécanismes de propagation saisonniers. Les corrélations à 45 jours ($r > 0,8$, EPTB 2023) et les datations géochimiques (12-20 ans, Charlier et al., 2024) révèlent une architecture complexe qui mériterait une modélisation explicite des temps de transit et des mécanismes de vidange différentielle. Le monitoring haute fréquence de zones de recharge préférentielle (dolines actives, pertes) fournirait des contraintes directes pour calibrer les méthodes d'estimation.

Résolution spatiale. Les données SAFRAN (8 km), bien que validées pour les tendances pluridécennales ($R^2 > 0,90$ pour température, $R^2 = 0,92$ pour précipitations ; Charlier *et al.*, 2022), lissent certaines hétérogénéités locales. L'intégration de stations haute résolution supplémentaires dans les zones de transition altitudinale améliorerait la quantification des gradients pluvio-altitudinaux.

Données complémentaires. Certaines analyses citées s'appuient sur des données EPTB non formellement publiées (corrélations à 45 jours, présentation JET juin 2023). Ces résultats mériteraient une validation formelle par publication pour renforcer leur traçabilité.

5 Conclusion et perspectives

Cette recherche avait pour enjeu central d'identifier et de quantifier les paramètres hydroclimatiques qui exercent la plus forte influence sur les débits d'étiage des systèmes karstiques du massif du Jura. L'approche multivariée développée, combinant analyses statistiques avancées et données d'observation sur 43 années (1980-2022), apporte une réponse quantifiée à cette question et révèle une non-stationnarité généralisée des régimes hydrologiques.

5.1 Synthèse des résultats principaux

Hiérarchisation quantitative des facteurs de contrôle. L'analyse en composantes principales révèle une hiérarchie claire des facteurs contrôlant les débits d'étiage : les gradients pluvio-altitudinaux expliquent 50 % de la variance des régimes hydrologiques contre 22 % pour les processus de régulation souterraine liés aux hétérogénéités structurales. Les volumes d'étiage disponibles sont déterminés avant tout par le forçage climatique altitudinal (pluies efficaces, recharge, précipitations totales), tandis que les hétérogénéités structurales modulent les modalités temporelles de stockage et de restitution sans déterminer les volumes. Le gradient linéaire de +65 mm de pluie efficace par 100 mètres d'élévation constitue le déterminant principal de la différenciation fonctionnelle à l'échelle du massif.

Typologie fonctionnelle et vulnérabilité différenciée. Trois typologies fonctionnelles distinctes émergent de cette hiérarchisation (détails section 3.2) : les systèmes à forte capacité de stockage de Haute-Chaîne présentent une résilience remarquable (pour l’instant) aux variations climatiques ; les systèmes mixtes du Second Plateau positionnés comme les plus vulnérables ; les systèmes à dominante superficielle du Premier Plateau ont atteint un seuil critique de fonctionnement où toute dégradation supplémentaire pourrait induire des dysfonctionnements majeurs.

Saisonnalité des perturbations et mécanismes de recharge. L'analyse saisonnière identifie le printemps comme la saison de convergence maximale des signaux de changement : réchauffement généralisé, augmentation de l'évapotranspiration réelle, diminution des pluies efficaces et de la recharge sur l'ensemble des bassins. Bien que la recharge principale des aquifères karstiques jurassiens se produise durant l'hiver (période de faible évapotranspiration et de précipitations abondantes), c'est la période printanière qui subit les perturbations climatiques les plus intenses et les plus cohérentes spatialement. Cette concentration des perturbations sur la période mars-mai est particulièrement critique pour les débits d'étiage car elle affecte directement les cycles de fonte nivale, la fin de la période de recharge efficace, et les mécanismes de stockage souterrain différé conditionnant la disponibilité hydrique estivale-automnale. L'hiver présente des ruptures généralisées localisées en 1988 révélant un basculement abrupt du régime hydrologique hivernal. L'été manifeste une vulnérabilité émergente avec la rupture de 2014 créant un stress hydrique additionnel durant la période d'étiage. L'automne présente des ruptures généralisées en 2002 marquant une modification profonde de la transition entre fin d'étiage et début de nouvelle recharge

Dualité des échelles temporelles de contrôle des étiages. Les débits d'étiage sont contrôlés par deux échelles temporelles distinctes et complémentaires. À court terme (1-2 mois), les analyses montrent une corrélation maximale ($r > 0,8$) entre VCN_{10} et recharge des 45 jours précédents, démontrant que les conditions climatiques récentes exercent un contrôle direct sur

l'intensité des étiages. À long terme (15-20 ans), les datations géochimiques révèlent que ce sont des eaux anciennes qui soutiennent effectivement les débits durant les étiages (Charlier *et al.*, 2024). Cette apparente contradiction s'explique par le fonctionnement en cascade des réservoirs karstiques : la recharge récente (1-2 mois) module le niveau piézométrique général du système, ce qui contrôle la capacité à mobiliser les réserves profondes anciennes (10-20 ans selon les systèmes) qui constituent le débit de base effectif. Les déficits de recharge printanière identifiés depuis 2002 affectent donc doublement les étiages : immédiatement en limitant l'alimentation des réservoirs superficiels, et progressivement en épuisant les réserves profondes.

5.2 Implications opérationnelles

5.2.1 Révision des référentiels statistiques et seuils de gestion

Les ruptures temporelles identifiées (2002 généralisée, 2014 estivale) montrent l'obsolescence des référentiels statistiques traditionnels fondés sur l'hypothèse de stationnarité et nécessitent une révision urgente des débits de référence, seuils d'alerte et périodes de restriction. Les seuils actuels, calculés sur des périodes historiques ne reflétant plus la réalité hydrologique post-2014, déclenchent les mesures de gestion trop tardivement.

L'établissement de nouveaux référentiels devrait se fonder sur les données les plus récentes, tout en intégrant explicitement la non-stationnarité par des approches de fenêtres glissantes ou de pondération temporelle privilégiant les années récentes. Les modélisations prospectives réalisées sur le bassin Haut-Doubs Haute-Loue (ARTELIA, 2024) projettent à l'horizon 2040-2070 des baisses de QMNA5 de 26% à 40% pour le Haut-Doubs et de 12% à 19% pour la Loue sous scénario RCP 4.5, confirmant la nécessité d'anticiper une dégradation continue de la disponibilité estivale de la ressource.

5.2.2 Monitoring ciblé et anticipation précoce

La concentration des perturbations climatiques sur la période printanière (mars-mai) et l'identification de la recharge hivernale et printanière comme déterminant majeur des débits d'étiage estivaux-automnaux orientent les stratégies de monitoring vers une approche graduée et réaliste.

Surveillance de base : Exploitation systématique des données SAFRAN en temps quasi-réel pour calculer des bilans de recharge décadaires durant février-mai. Une synthèse mensuelle mars-avril-mai comparant la recharge cumulée à la médiane historique pourrait être diffusée aux gestionnaires. Cette anticipation de 2 à 4 mois des conditions d'étiage, rendue possible par la forte corrélation entre recharge printanière et débits estivo-automnaux (analyses complémentaires EPTB), permet une gestion proactive : activation précoce des premières mesures de restriction (vigilance, alerte) dès le printemps sur la base du déficit de recharge constaté, avant que les débits n'atteignent effectivement les seuils critiques en juillet-août.

Renforcement du réseau : Le réseau actuel pourrait être complété par l'instrumentation haute fréquence (mesure horaire, transmission temps réel) de quelques sources stratégiques non encore équipées, ou par l'installation de suivis sur les zones de recharge identifiées comme critiques (dolines actives, pertes) pour mieux comprendre la dynamique d'infiltration. Cette anticipation de 2 à 4 mois des conditions d'étiage permet une gestion proactive : activation précoce des premières mesures de restriction (vigilance, alerte) dès le printemps sur la base du déficit de recharge constaté, avant que les débits n'atteignent effectivement les seuils critiques en juillet-août.

5.2.3 Protection des zones d'infiltration préférentielle

Une priorité transversale à toutes les typologies fonctionnelles concerne la protection des zones d'infiltration préférentielle. Les systèmes karstiques concentrent les flux de recharge sur des zones préférentielles représentant souvent moins de 10% de la surface des bassins mais assurant plus de 50% de la recharge. Leur identification et protection stricte constituent la mesure la plus efficace pour préserver les capacités de recharge.

Cette démarche nécessite une cartographie fine des dolines, pertes karstiques et zones d'infiltration rapide par couplage de systèmes d'information géographique, traçages hydrogéologiques et investigations de terrain. Cette connaissance doit ensuite se traduire par une protection réglementaire stricte via les plans locaux d'urbanisme (inconstructibilité, interdiction de drainage), la mise en place de périmètres de protection spécifiques pour les zones les plus stratégiques, et un programme de restauration des dolines et pertes dégradées (enlèvement de remblais, reconnexion hydraulique).

5.2.4 Stratégies différenciées selon les typologies fonctionnelles

Bassins du Premier et Second Plateau : Ces bassins présentant la vulnérabilité maximale constituent la priorité d'intervention. Les stratégies d'adaptation doivent viser à maximiser l'infiltration et la recharge des aquifères par la restauration et préservation des zones humides qui jouent un rôle tampon dans la régulation des flux. Le maintien et l'extension des prairies permanentes extensives du système AOP Comté a une importance particulière : ces prairies favorisent l'infiltration par rapport aux cultures annuelles et présentent une fonction de régulation hydrologique essentielle. La limitation stricte du drainage agricole et le soutien aux pratiques d'élevage extensif du système AOP (chargement modéré, maintien des haies) permettent de préserver durablement les capacités d'infiltration des sols.

Bassins de Haute-Chaîne : Bien que présentant une résilience relative à court terme, ces bassins nécessitent des stratégies spécifiques adaptées à leurs enjeux particuliers. La protection renforcée des tourbières et zones humides d'altitude qui jouent un rôle majeur dans la régulation des cycles nivaux et la recharge différée constitue une priorité. La gestion forestière doit être adaptée pour préserver les capacités de stockage hydrique des sols forestiers et limiter l'évapotranspiration excessive.

5.2.5 Gestion intégrée des usages et économies d'eau

Les simulations prospectives montrent que l'augmentation attendue des prélèvements (+5 à 10%) reste secondaire face à l'impact du forçage climatique à l'échelle des grands bassins. Cependant, localement et en période d'étiage sévère, les prélèvements peuvent exercer une pression critique, particulièrement en têtes de bassin et sur les systèmes déjà déficitaires du Premier Plateau.

Amélioration des rendements : Les pertes sur les réseaux d'eau potable représentent souvent 20 à 30% des volumes prélevés. Un programme d'amélioration des rendements combinant détection des fuites et renouvellement des canalisations vétustes permettrait de réduire significativement les prélèvements sans affecter les usages.

Ressources alternatives : Le développement de ressources alternatives pour usages non prioritaires (stockage hivernal pour certains usages collectifs, réutilisation des eaux usées

traitées pour usages industriels ou espaces verts) permettrait de réduire la pression estivale sur les milieux naturels.

Optimisation du lac de Saint-Point : Ce lac fait actuellement l'objet d'études d'optimisation (ARTELIA, 2021, 2024) visant à améliorer le soutien d'étiage tout en préservant l'équilibre entre usages et milieux aquatiques. L'expérience du Drugeon, où les prélèvements induisent un impact local de -26% à -36% sur le QMNA5, souligne l'importance d'une gestion à l'échelle des bassins hydrogéologiques réels.

Sobriété des usages : La sensibilisation renforcée auprès des résidents permanents et saisonniers sur les gestes d'économie d'eau demeure essentielle, particulièrement durant les périodes d'alerte, le massif connaissant une forte fréquentation touristique estivale.

5.3 Perspectives de recherche

Extension spatiale et validation croisée. L'extension de l'analyse à un plus grand nombre de bassins, notamment dans les zones de transition entre typologies fonctionnelles, renforcerait la robustesse des classifications et permettrait d'identifier les seuils de basculement entre régimes hydrologiques, particulièrement critiques pour anticiper les trajectoires d'évolution futures. Les travaux prospectifs menés sur le bassin Haut-Doubs Haute-Loue (ARTELIA, 2024) offrent une validation indépendante des vulnérabilités différenciées identifiées et confirment la pertinence de l'approche typologique développée. L'extension géographique aux autres massifs karstiques de la région permettrait de généraliser les mécanismes identifiés et d'évaluer la transposabilité de la hiérarchisation quantitative des facteurs de contrôle.

Modélisation intégrée et scénarios prospectifs. Le développement d'approches de modélisation intégrée combinant représentation explicite des gradients pluvio-altitudinaux et processus de stockage souterrain différencié permettrait de simuler les trajectoires d'évolution sous différents scénarios climatiques (RCP 4.5, 8.5) et d'évaluer quantitativement l'efficacité des stratégies d'adaptation. Le développement de modèles multi-modèles (conceptuels, à base physique, statistiques) avec quantification explicite des incertitudes constituerait une avancée majeure pour guider les décisions de gestion adaptative. En ce sens l’étude mené par l’EPTB Saône et Doubs (en cours) à l’échelle du bassin de la Saône devrait donner des éléments de réponse.

Bibliographie

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements* (FAO Irrigation and Drainage Paper 56). FAO, Rome.

ARTELIA. (2021). *Étude hydraulique du lac de Saint-Point : analyse des niveaux et modélisation des écoulements* (Rapport technique pour le Syndicat Mixte du Haut-Doubs, 45 p.).

ARTELIA. (2024). *Le changement climatique et ses effets sur les ressources en eau à l'échelle de l'EPAGE et du SAGE Haut-Doubs Haute-Loue en vue d'une stratégie d'adaptation* (Rapport final n° 8 77 7608 – VF, 155 p.).

Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal, 13*(1), 148-160.

Charlier, J.-B., Tourenne, D., Hévin, G., & Desprats, J.-F. (2022). *NUTRI-Karst – Réponses des agro-hydro-systèmes du massif du Jura face au changement climatique et aux activités anthropiques* (Rapport final de la Tâche 1, BRGM/RP-72229-FR, 272 p.).

Charlier, J.-B., Ladouche, B., Vallet, A., Idoux, A., Allanic, C., Bailly-Comte, V., Benoît, S., Le Mesnil, M., & Selles, A. (2024). *NUTRI-Karst – Échanges karst-rivière et fonctionnement hydrogéologique des aquifères du bassin de la Loue* (Rapport final de la Tâche 2, BRGM/RP-73496-FR, 145 p.).

EPTB Saône et Doubs. (2022). *Les débits d'étiage des rivières du massif du Jura : éléments de caractérisation et évolutions temporelles* (Rapport technique, 24 p.).

EPTB Saône et Doubs. (2023). *Les étiages des rivières du massif du Jura : analyses statistiques et processus associés.* Présentation JET « Étiages et sécheresses dans l'est de la France », 29 juin 2023 (lien)

Fiorillo, F., Leonel, G., Pagnozzi, M., & Esposito, L. (2021). Long-term trends in karst spring discharge and relation to climate factors and changes. *Hydrogeology Journal, 29*, 347-377.

Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester.

Giese, M., Caballero, Y., Hartmann, A., & Charlier, J.-B. (2025). Trends in long-term hydrological data from European karst areas: insights for groundwater recharge evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences, 29*, 3037-3054.

Hamed, K. H., & Rao, A. R. (1998). A modified Mann–Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology, 204*(1-4), 182-196.

Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., & Weiler, M. (2014). Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics, 52*(3), 218-242.

Kendall, M. G. (1948). *Rank Correlation Methods*. Griffin, London.

Kundzewicz, Z. W., & Robson, A. J. (2004). Change detection in hydrological records—a review of the methodology. *Hydrological Sciences Journal, 49*(1), 7-19.

Laaha, G., & Blöschl, G. (2006). A comparison of low flow regionalisation methods—catchment grouping. *Journal of Hydrology, 323*(1-4), 193-214.

Lanini, S., & Caballero, Y. (2021). ESPERE, a tool for multimethod aquifer recharge estimation: What's new with version 2? *Groundwater, 59*, 5-6.

Mangin, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques.* Thèse de Doctorat d'État, Université de Dijon, 124 p.

Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica, 13*(3), 245-259.

Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P., & Stouffer, R. J. (2008). Stationarity is dead: whither water management? *Science, 319*(5863), 573-574. https://doi.org/10.1126/science.1151915

Mudry, J. (1987). *Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrogéologique des aquifères carbonatés.* Thèse de Doctorat d'État, Université de Franche-Comté, 381 p.

Pettitt, A. N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics, 28*(2), 126-135.

Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal, 10*(1), 18-39.

Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review, 38*(1), 55-94.

Vidal, J. P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., & Soubeyroux, J. M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology, 30*(11), 1627-1644.