



HAL
open science

Signatures Hydrologiques des Bassins Karstiques

Martin Le Mesnil

► **To cite this version:**

Martin Le Mesnil. Signatures Hydrologiques des Bassins Karstiques. Hydrologie. Montpellier SupA-gro, 2021. Français. NNT: . tel-03578569

HAL Id: tel-03578569

<https://theses.hal.science/tel-03578569>

Submitted on 17 Feb 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE MONTPELLIER SUPAGRO

En Sciences de la Terre et de l'Eau

École doctorale GAIA – Biodiversité, Agriculture, Alimentation, Environnement, Terre, Eau

Portée par

Le Laboratoire d'étude des Interactions Sol-Agrosystème-Hydrosystème (LISAH)
et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)

Signatures Hydrologiques des Bassins Karstiques

Présentée par Martin LE MESNIL
le 15 juin 2021

Sous la direction de Roger MOUSSA
et l'encadrement de Jean-Baptiste CHARLIER

Devant le jury composé de

Vazken ANDRÉASSIAN, ICPEF, INRAE, Antony

Nico GOLDSCHIEDER, Professeur, Karlsruhe Institute of Technology (KIT)

Jim FREER, Professeur, Université de Bristol (Royaume-Uni) et Université de Saskatchewan (Canada)

Nicolas MASSEI, Professeur, Université de Rouen

Marie-George TOURNOUD, Professeure, Université de Montpellier, Montpellier

Yvan CABALLERO, Chercheur, BRGM, Montpellier

Bruno JANET, Ingénieur, SCHAPI, Toulouse

Jean-Baptiste CHARLIER, Chercheur, BRGM, Montpellier

Roger MOUSSA, Directeur de Recherche, INRAE, Montpellier

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examinatrice, Présidente du Jury

Invité

Invité

Encadrant

Directeur de thèse



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER



Table des matières

Table des figures	6
Remerciements.....	13
Introduction générale	15
1. Chapitre 1 État de l’art.....	21
1.1. Variabilité des réponses hydrologiques	22
1.1.1. Bilan hydrologique annuel.....	22
1.1.2. Signatures hydrologiques	26
1.1.3. Régionalisation des signatures et bassins non jaugés	29
1.2. Spécificités des bassins karstiques et des réponses associées.....	30
1.2.1. Spécificités des systèmes karstiques.....	32
1.2.2. Processus et réponse hydrologique des bassins karstiques.....	33
1.3. Approches de caractérisation de la réponse des bassins karstiques	36
1.3.1. Approches Pluie-Débit	36
1.3.2. Approches Débit-Débit.....	41
1.3.3. Approches Débit-Concentration	43
1.4. Synthèse	45
2. Chapitre 2 Sites d’étude et données	47
2.1. Sites d’étude.....	48
2.1.1. Massif des Cévennes	50
2.1.2. Massif du Jura.....	51
2.1.3. Bassins Normands	52
2.2. Données exploitées	53
2.2.1. Données temporelles.....	53
2.2.2. Données spatiales	54
3. Chapitre 3 Influence du karst sur les bilans annuels.....	57
3.1. Interbasin Groundwater Flow: Characterization, Role of karst areas, Impact on annual water balance and flood processes	59
3.1.1. Introduction	59
3.1.2. Methodology.....	61
3.1.3. Study sites and data sets	67
3.1.4. Results	71

3.1.5.	Discussion.....	78
3.1.6.	Conclusions	81
3.2.	Compléments à l'article de Le Mesnil et al. (2020).....	82
3.2.1.	Représentations des bilans annuels dans l'espace de Turc-Budyko.....	82
3.2.2.	Spatialisation des indicateurs de ruissellement et des écoulements souterrains interbassin	84
3.3.	Conclusion	91
4.	Chapitre 4 Influence du karst sur les crues	93
4.1.	Introduction.....	95
4.2.	Methodology	97
4.2.1.	General methodology	97
4.2.2.	Flow assessment at the elementary catchment scale	98
4.2.3.	Descriptors.....	100
4.2.4.	Statistical approach.....	104
4.3.	Data sets and study areas	105
4.3.1.	Data sets.....	105
4.3.2.	Study areas.....	106
4.4.	Results.....	109
4.4.1.	Water-balance descriptors	109
4.4.2.	Hydrograph-shape descriptors	112
4.4.3.	Lateral-exchange descriptors	113
4.4.4.	Statistical tests	114
4.5.	Discussion.....	116
4.5.1.	Factors driving flood processes	116
4.5.2.	Regional patterns and typology	117
4.5.3.	IGF: annual vs. event scale and impacts on quick- and slow-flow components 121	
4.6.	Conclusions.....	123
5.	Chapitre 5 Quels apports mutuels entre connaissance des processus hydrologiques et modélisation Pluie-Débit ?.....	125
	Introduction.....	127
5.1.	Matériel et méthodes.....	129
5.1.1.	Fonctionnement des modèles Gardénia et GR5H.....	129
5.1.2.	Stratégie de calibration et scénarios de simulation.....	131
5.1.3.	Données exploitées	133

5.2. Apports de la modélisation pour la compréhension des processus hydrologiques	134
5.2.1. Variabilité des critères de performance selon la présence de karst	134
5.2.2. Simulation des IGFs	136
5.2.3. Optimisation de la surface de bassin	138
5.2.4. Variabilité des paramètres de modèles selon la présence de karst	139
5.2.5. Synthèse	145
5.3. Apports de la compréhension des processus hydrologiques pour la modélisation	146
5.3.1. Prise en compte de l'estimation d'IGF dans les scénarios de modélisation	146
5.3.2. Prise en compte de la saisonnalité dans les scénarios de modélisation	147
5.3.3. Synthèse	151
5.4. Discussion	152
5.4.1. Performance des simulations et bidirectionnalité des IGFs	152
5.4.2. Liens entre processus hydrologiques et modélisation	153
5.5. Conclusion	159
6. Chapitre 6 Analyse des relations Débit-Concentration pour la caractérisation de l'origine de l'eau et des processus de crue	161
6.1. Introduction	163
6.2. Methodology	165
6.2.1. General methodology	165
6.2.2. Nested catchment scale approach: C-Q loop analysis	166
6.2.3. Reach-scale approach: lateral flow simulation	169
6.3. Study areas and data sets	170
6.3.1. Study areas	170
6.3.2. Data sets	171
6.3.3. EC end-member values	172
6.4. Results	172
6.4.1. EC-Q relationships at the catchment scale	172
6.4.2. EC of reach-scale lateral flow	176
6.5. Discussion	178
6.5.1. Conceptual model of flood water origin and process variability	178
6.5.2. Pros and cons of the C-Q relationship analysis approach	180
6.6. Conclusions	182
7. Chapitre 7 Synthèse : Utilisation des signatures hydrologiques pour la typologie des rôles du karst	183
7.1. Introduction	184

7.2. Des signatures hydrologiques liées aux processus des bassins karstiques	185
7.2.1. Des IGFs annuels en import et en export	185
7.2.2. Variabilité des réponses hydrologiques en crue	187
7.2.3. Lien avec la paramétrisation des modèles pluie-débit.....	189
7.2.4. Relations Débit-Concentration et contributions de la surface et du souterrain 190	
7.3. Applications opérationnelles.....	192
7.3.1. Mode opératoire.....	192
7.3.2. Typologie des influences du karst sur la réponse hydrologique.....	194
7.3.3. Mise en œuvre du mode opératoire	195
Conclusion générale et perspectives	197
Références bibliographiques	201
Annexes	213
Annexes au chapitre 3	214
Appendix A1: List of symbols in chapter 3	214
Appendix A2: Estimation of evapotranspiration	214
Annexe A3 : Étude de sensibilité de la méthode	216
Annexes au chapitre 4	219
Appendix B1: List of symbols in chapter 4	219
Appendix B2: Hydrograph decomposition	220
Appendix B3: Lateral flow simulation using the diffusive wave equation	220
Appendix B4: Estimation of effective rainfall.....	221
Annexes au chapitre 5	224
Annexe C1 : Liste des notations du chapitre 5	224
Annexe C2 : Fonctionnement des modèles Gardénia et GR5H.....	224
Annexe C3 : Profils en long des critères de performance et paramètres optimisés	228
Annexes au chapitre 6.....	241
Appendix D1: List of symbols in chapter 6	241
Appendix D2: Hayami analytical resolution of Diffusive Wave equation and Advection-Diffusion equation	241
Abstract.....	244
Résumé.....	244

Table des figures

Figure 0.1 : Organisation des chapitres de la thèse. P : pluie, Q : débit, ETP : évapotranspiration potentielle, C : concentration.....	19
Figure 1.1 : Diagramme de Budyko (1974), où les bilans hydrologiques sont représentés dans un espace E / P versus E0 / P, avec E : évapotranspiration, E0 : évapotranspiration potentielle et P : précipitations.	23
Figure 1.2 : Schéma conceptuel représentant le double partitionnement théorisé par L’Vovich (1979). 1 : Partitionnement des précipitations (P) en ruissellement de surface (S) et humectation (W), et 2 : partitionnement de W en écoulement souterrain (U) et en évapotranspiration (E). Figure d’après Ponce et Shetty (1995).....	23
Figure 1.3 : Représentation de 2381 bassins versants Français dans un diagramme adapté de l’espace de Budyko (illustration d’Andréassian et Perrin, 2012).	25
Figure 1.4 : Figure de Fan (2019) illustrant (a) le bilan hydrologique d’un bassin, (b) des bassins placés dans leur contexte régional (blocs diagrammes de Winter et al., 1998), et (c) des schémas de bassins extrêmes selon les gradients : tête de bassin vs queue de bassin (rouge), rivière avec pertes vs avec gains (vert), écoulement souterrain sortant vs entrant (bleu).	26
Figure 1.5 : Exemples de signatures hydrologiques usuelles, dérivées des chroniques de débit (McMillan, 2021)	27
Figure 1.6 : Spatialisation des processus hydrologiques (a) à l’échelle du bassin versant (McMillan et al., 2014) et (b) à l’échelle d’un pays (Sivapalan et al., 2011).....	28
Figure 1.7 : Corrélations entre signatures hydrologiques et (a) lithologie (Le Moine et al., 2007), (b) indicateurs physiographiques (Liu et al., 2020)	29
Figure 1.8 : Carte des aquifères karstiques en Europe, extraite de la World Karst Aquifer Map (Chen et al., 2017a)	31
Figure 1.9 : Schéma conceptuel représentant les principaux processus hydrologiques d’un système karstique (d’après Hartmann et al., 2014)	32
Figure 1.10 : Schéma conceptuel des échanges karst-rivière en crue selon l’état initial du système (Bailly-Comte et al., 2009)	33
Figure 1.11 : Schéma conceptuel de l’estimation et de la prise en compte de l’influence du karst selon les IGFs en import ou en export, d’après Liu et al. (2021).	35
Figure 1.12 : Exemple de fonction de production (à gauche) et de fonction de transfert (à droite) pour un modèle pluie-débit distribué (Coustau et al., 2012)	37
Figure 1.13 : Structure du modèle GR5H (d’après Coron et al., 2017). Les paramètres du modèle sont notés en gras.....	38
Figure 1.14 : Schéma de fonctionnement du modèle Gardénia à réservoir souterrain unique (adapté de Thiéry, 2014).	39
Figure 1.15 : Schéma conceptuel de modélisation des débits de la résurgence de la Touvre (Le Moine et al., 2008).	40
Figure 1.16 : Exemples d’hydrogrammes de crue et de modélisation des échanges latéraux avec l’équation d’onde diffusante. (a) : échanges nuls, (b) : apports latéraux, (c) : pertes latérales (Charlier et al., 2019). 42	
Figure 1.17 : Méthodologie d’étude de la dynamique des échanges latéraux en termes de débits et de flux de solutés, d’après Cholet et al., 2017.	43
Figure 1.18 : Typologie de boucles hystérésis des relations C-Q, obtenues à partir d’un hydrogramme théorique (Evans and Davies, 1998).	44

Figure 1.19 : Relations entre décompositions d'hydrogrammes, boucles hystérésis de conductivité électrique, et schéma conceptuel des contributions au débit d'un system karstique (Toran et Reisch, 2012).....	45
Figure 2.1 : A : Cartographie des aquifères carbonatés de la France (Chen et al., 2017a) ; B, C, D : Emprises des bassins étudiés et type de géologie des bassins élémentaires.	48
Figure 2.2 : Zone d'étude Cévenole. Les 6 bassins étudiés sont représentés en traits gras et leur bassins élémentaires en traits fins. Dans le sens horaire depuis le Nord : bassins de l'Ardèche, de la Cèze, des Gardons, du Vidourle, de l'Hérault, et du Tarn. Fond de carte : géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), rouge/bordeaux : roches de socle et métamorphiques (granites, gneiss, schistes), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune : calcaires et grès du Cénozoïque.	50
Figure 2.3 : Zone d'étude Jurassienne. Le bassin versant du Doubs est représenté en traits gras et ses bassins élémentaires en traits fins. Fond de carte : géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune/beige : calcaires et grès du Cénozoïque.....	51
Figure 2.4 : Zone d'étude Normande. Les bassins étudiés sont représentés en traits gras et leur bassins élémentaires en traits fins. D'Est en Ouest : l'Iton, la Risle, la Touques, la Dives et l'Orne. Fond de carte : géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune/beige : calcaires et grès du Cénozoïque, violet : granites et roches métamorphiques du Protérozoïque.	52
Figure 2.5 : Installation d'un dispositif de mesure de conductivité électrique sur la Cèze (05/07/2019).	54
Figure 3.1 A: Initial theory of the two-stage water-balance partitioning at the catchment scale after L'Vovich (1979), modified from Ponce and Shetty (1995). Annual separation of precipitation (P) into surface runoff (S) and soil wetting (W), and annual separation of W in underground runoff (U) and evapotranspiration (E). S and U form total river runoff (Q). B: Adaptation of the L'Vovich theory to non-conservative catchments. P is separated into S* and W*, and W* is separated into U* and E*. S* and U* are then affected by IGF (I) to complementary extents represented by I· α and I·(1- α) and form S and U, giving the measured streamflow (Q). Q*, not shown here, is the fictitious flow constituted by the sum of S* and U*, corresponding to Q compensated for IGF gains or losses.	62
Figure 3.2: Simplified processes associated with the main possible values taken by the parameter pair (I, α). Left and right sketches respectively represent processes associated with losing and gaining water balances, depending on α values. α values are increasing from top to bottom. Blue arrows show incoming IGF and red arrows represent outgoing IGF.	64
Figure 3.3: A: Location of the studied sites with potential karstic regions (modified from Chen et al., 2017a). B, C, D: Distribution of gauging stations and karstification of elementary catchments. Red circles indicate gauging stations in intermediate catchments; green circles indicate gauging stations in headwater catchments. Numbers 1, 2 and 3 represent the three catchments taken as examples in supplementary material (Doubs River losses, Loue River and the Doubs outlet, respectively).....	69
Figure 3.4: Annual water balances of the 120 elementary catchments following the initial L'Vovich theory: streamflow is decomposed into S and U, and W and E are calculated with equations (3) and (4). Each point stands for one annual relation in one elementary catchment.	72
Figure 3.5: A: Cumulative distribution of annual IGF values for the 120 elementary catchments. B: Annual IGF values for the 120 elementary catchments as a function of measured streamflow Q.	73
Figure 3.6: Annual water balances of the 120 elementary catchments on adapted L'Vovich diagrams.	74
Figure 3.7: Correlation of the hydrological index S*/P and the geomorphological parameter IDPR for the 120 elementary catchments; linear regressions are operated distinctly on each study site.....	76
Figure 3.8: mean pluriannual values of the parameter pair (I, α) for the 120 elementary catchments, with distinction of geology type.....	77

Figure 3.9: Mean interannual values of I on elementary catchments of the Doubs watershed (A), and zoom on the Loue watershed (B) with positive tracer-test paths. Positive values (orange and red) indicate groundwater losses and negative values (green) indicate groundwater gains.....	78
Figure 3.10: (A) Evolution of different hydrological indexes along the Doubs and Loue rivers, as a function of the distance between gauging stations and outlet. (B) Part of the slow and quick streamflow components. .	81
Figure 3.11 : Diagramme adimensionnel de représentation de P, Q et E0, proposé par Andréassian et Perrin (2012)	83
Figure 3.12 : Représentation des bilans hydrologiques annuels des 120 bassins élémentaires dans un diagramme de type Budyko. Le débit considéré est alternativement Q (diagramme A) et Q* (diagramme B).	84
Figure 3.13 : Cartographie sur la zone d'étude Cévenole des paramètres géomorphologiques et indices hydrologiques sur les bassins élémentaires. A : réseau hydrographique, stations hydrométriques et géologie ; B : Densité de drainage en m/km ² ; C : IDPR moyen ; D : Coefficient de ruissellement de crue S/P. Géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), rouge/bordeaux : roches de socle et métamorphiques (granites, gneiss, schistes), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune : calcaires et grès du Cénozoïque.....	86
Figure 3.14 : Cartographie des IGF à l'échelle des bassins élémentaires, sur la zone d'étude Cévenole. I est calculé comme les précipitations auxquelles on retranche le débit écoulé et l'évapotranspiration ($I = P - Q - E^*$).	87
Figure 3.15 : Cartographie sur la zone d'étude Jurassienne des paramètres géomorphologiques et indices hydrologiques sur les bassins élémentaires. A : réseau hydrographique, stations hydrométriques et géologie ; B : Densité de drainage en m/km ² ; C : IDPR moyen ; D : Coefficient de ruissellement de crue S/P. Géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune/beige : calcaires et grès du Cénozoïque.	88
Figure 3.16 : Cartographie des IGF à l'échelle des bassins élémentaires, sur la zone d'étude Jurassienne. I est calculé comme les précipitations auxquelles on retranche le débit écoulé et l'évapotranspiration ($I = P - Q - E^*$).	89
Figure 3.17 : Cartographie sur la zone d'étude Normande des paramètres géomorphologiques et indices hydrologiques sur les bassins élémentaires. A : réseau hydrographique, stations hydrométriques et géologie ; B : Densité de drainage en m/km ² ; C : IDPR moyen ; D : Coefficient de ruissellement de crue S/P. Géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune/beige : calcaires et grès du Cénozoïque, violet : granites et roches métamorphiques du Protérozoïque.....	90
Figure 3.18 : Cartographie des IGF à l'échelle des bassins élémentaires, sur la zone d'étude Normande. I est calculé comme les précipitations auxquelles on retranche le débit écoulé et l'évapotranspiration ($I = P - Q - E^*$).	91
Figure 4.1: Main hydrological flow types at the elementary catchment and storm-event scales, with corresponding measured and simulated hydrographs. Flow definitions are given in Eqs. (1) to (5). The corresponding volumes, integrated for the storm event, are noted V with the same indices (see Appendix B1 for symbols). Lateral flow Q_L is a combination of IGF, effective rainfall (1), aquifer storage variation (2) and overbank phenomena (3, neglected here).....	100
Figure 4.2: Storm hydrograph with characteristic times and discharge values. $Q_{0,x}$ and $Q_{i,x}$ are peak flows of outlet and inlet station hydrographs Q_0 and Q_i , respectively. T_G is the elapsed time between the corresponding gravity centres G_0 and G_i	102
Figure 4.3: Theoretical examples of simulated lateral hydrographs Q_L , with corresponding values of peak-flow variation Δ and its two components Δ_D and Δ_L . Modified from Charlier et al. (2019). $Q_{0,x}$ and $Q_{i,x}$ are peak flows of the outlet and inlet station hydrographs Q_0 and Q_i , respectively. $Q_{l,r}$ is the theoretical outlet flow without lateral exchange (routed inflow by DWE, with C and D parameters).....	103

Figure 4.4: Location of the studied areas with karst regions in France (from BDLISA database). (b, c, d) Distribution of gauging stations and geology type of elementary catchments. Red circles indicate gauging stations in intermediate catchments; green circles indicate gauging stations in headwater catchments.	107
Figure 4.5: Elementary catchment area (a); reach mean slope (b) distribution of the 108 gauging stations, grouped by geology type (K: karst, M: mixed, NK: non-karst) and by study area (C: Cévennes, J: Jura, N: Normandy) for K catchments. Precipitation (c) and runoff (d) depth distribution for the 20 selected storm events on the 108 gauging stations, grouped by geology type and study area for K catchments. Values beyond dashed lines are represented on the lines.	109
Figure 4.6: Distribution of hydrological descriptors, grouped by geology type (K: karst, M: mixed, NK: non-karst) and by location for karst catchments (C: Cévennes, J: Jura, N: Normandy). First row: water-balance descriptors; second row: hydrograph-shape descriptors; third row: lateral-exchange descriptors. Red dotted lines show the median value of karst catchments for the whole sample. Values beyond black dashed lines are represented on the lines.	111
Figure 4.7: Variation of peak flow (Q_x , see Appendix B1) from inlet to outlet stations, with representation of geology type.	113
Figure 4.8: IGF* depth distributions for the three studied sites, according to seasons.	117
Figure 4.9: Main geological features in the three studied areas (a, b, c), median storm-event IGF* values (including potential aquifer storage variation) (d, e, f), and area variation from actual topographic to theoretical hydrogeologically active catchment [in %] (g, h, i) and in square kilometres [km ²] (j, k, l).	119
Figure 4.10: Relationships between multi-annual water-balance-derived IGF _A and storm-event-derived IGF* (including potential aquifer storage variation) depths. IGF _A depth is normalized by event duration for consistent comparisons. First, all 108 elementary catchments were plotted (a); then catchments were filtered to retain only α values between 0.5 and 1; these were plotted and grouped by geology type (b) and study area (c).	120
Figure 4.11: V_s depths versus IGF* depths for all events and reaches, with differentiation of geology types	123
Figure 5.1 : Schéma de fonctionnement (a) : du modèle Gardénia à réservoir souterrain unique (adapté de Thiéry, 2014) et (b) : de GR5H (Coron et al., 2017). Les paramètres de modèle sont notés en gras.	129
Figure 5.2 : Distribution du critère NSE sur les bassins de type Karst, Mixte et Non karst pour les modèles Gardénia et GR5H.	135
Figure 5.3 : Relation entre le critère de performance de volumes écoulés simulés ΔQ et le terme IGF _A , pour les modèles Gardénia (a) et GR5H (b).	135
Figure 5.4 : Chroniques d'IGF simulés par les modèles Gardénia et GR5H sur le bassin du Doubs, au niveau des pertes du Doubs amont (a), des résurgences de la Loue(b) et de l'exutoire du Doubs aval à Neublans-Abergement (c)	136
Figure 5.5 : Lames d'eau annuelles moyennes de l'écoulement (mesuré et simulé), des IGFs (IGF _A calculés via la théorie de L'Vovich [Le Mesnil et al., 2020] et simulés par Gardénia et GR5H), et de l'évapotranspiration (estimée par Le Mesnil et al., 2020, et simulée par Gardénia et GR5H) sur le bassin du Doubs, au niveau des pertes du Doubs amont (a), des résurgences de la Loue (b) et de l'exutoire du Doubs aval à Neublans-Abergement (c). Les valeurs du critère NSE sont indiquées au-dessus des débits.	137
Figure 5.6 : IGF et ETR pluriannuels moyens simulés par les modèles Gardénia et GR5H, exprimés en lame d'eau (mm) et selon le site d'étude.	138
Figure 5.7 : Comparaison des surfaces de bassin topographiques et optimisées (a) et relation entre les lames d'eau annuelles moyennes simulées d'IGF et de pluie efficace ajustée via la calibration de la surface de bassin par Gardénia (b)	139
Figure 5.8 : Distribution de la valeur prise par les paramètres du modèle Gardénia selon les types de géologie et par zone d'étude	141

Figure 5.9 : Distribution de la valeur prise par les paramètres du modèle GR5H selon les types de géologie et par zone d'étude	143
Figure 5.10 : Profil en long sur la Cèze de la capacité des réservoirs de production de Gardénia (a) et GR5H (b). Les marqueurs vides correspondent aux affluents du cours d'eau principal.....	144
Figure 5.11 : Profil en long sur l'Hérault des paramètres associés aux échanges interbassin de Gardénia (a) et GR5H (b). Les marqueurs vides correspondent aux affluents du cours d'eau principal.	144
Figure 5.12 : Profils en long sur la Loue des paramètres C_U (a), X1 (b), X3 (c) et X4 (d). Les marqueurs vides correspondent aux affluents du cours d'eau principal.	145
Figure 5.13 : Valeurs du critère de NSE des simulations Gardénia et GR5H avec ou sans utilisation des précipitations ajustées. Les valeurs négatives ne sont pas présentées.	146
Figure 5.14 : Lames d'eau pluriannuelles moyennes d'IGF simulées par Gardénia (a) et GR5H (b), en utilisant les précipitations mesurées (abscisse) et ajustées (ordonnée). La zone verte représente les IGFs simulés avec les précipitations ajustées inférieurs en valeur absolue aux IGFs simulés avec les précipitations mesurées.	147
Figure 5.15 : Variation du critère NSE saisonnier par rapport au critère NSE global, pour les saisons hydrologiques automne (septembre à octobre), hiver (novembre à mars) printemps (avril à mai) et été (juin à août). Simulations Gardénia (a) et GR5H (b). Valeurs extrêmes non représentées.	148
Figure 5.16 : Ecart entre le meilleur NSE saisonnier et le NSE global, pour chacune des saisons hydrologiques. Simulations GR5H.....	149
Figure 5.17 : variation saisonnière des paramètres optimaux de GR5H pour les quatre saisons hydrologiques	151
Figure 5.18 : Ecart des critères NSE de Gardénia et GR5H en fonction de la bidirectionnalité des flux d'IGF. Les tirets représentent les enveloppes inférieures des nuages de points	153
Figure 5.19 : Relations entre surfaces hydrogéologiques estimées par Le Mesnil et al. (2020) et optimisées par Gardénia.....	153
Figure 5.20 : relations entre les paramètres de modèles associés aux IGFs (F_E pour Gardénia et X2 pour GR5H) et le terme d'IGF annuel IGF_A	154
Figure 5.21 variation des paramètres de modèles en fonction des descripteurs hydrologiques de Le Mesnil et al. (2021) sur les bilans (a à c), les morphologies d'hydrogrammes (d à f), et les échanges latéraux (g à i). .	156
Figure 5.22 : Cartographie des paramètres H_s et F_e de Gardénia ; X1, X2 et X4 de GR5H sur les bassins de la zone Cévennes (gauche), Jura (centre), et Normandie (droite).	158
Figure 6.1: Framework of the general methodology at the scales of nested catchments and river reaches. Spatial scales: topographic catchment vs. river reach. Monitored data: discharge (Q: QI at Inlet in light blue and QO at Outlet in dark blue) and electrical conductivity (EC: ECI at I in light orange and ECO at O in dark orange) during a storm event. Data processing: EC-Q hysteresis loop at the outlet O characterized by its slope (s) and hysteresis index (HI) versus inverse modelling of lateral QL and ECL using the diffusive wave equation with QI, QO, ECI and ECO. PEW: Pre-Event Water; EW: Event Water.....	166
Figure 6.2: Calculation of local HI_i indexes on an illustrative storm event (Chenecey, Jura, France, 18 September 2016)	167
Figure 6.3: EC-Q loop classification, adapted from Evans and Davies (1998), and corresponding streamflow contributions (PEW: pre-event water, EW: event water) in the case of catchments where EC is positively correlated to water residence time (e.g. karst areas), and initial EC is superior to EC value of EW end-member.....	169
Figure 6.4: Location of karst outcrops, gauging stations and river network in the studied catchments. Background: geological map (Green: Cretaceous limestones, Blue: Jurassic limestones, Yellow: Paleogene limestones and sandstones, Red: Hard-rock formations).....	171

Figure 6.5: Boxplots of mean EC values during storm events and corresponding annual values (circles) for Loue catchment (a) and Cèze catchment (b)	173
Figure 6.6: Exemples of EC and Q variations recorded during storm events, with associated EC-Q loops and classifications. a: Nans (Loue), 14 March 2017; b: Ouhans (Loue), 3 June 2017; c: Montclus (Cèze), 20 October 2019; d: Laroque (Cèze), 22 November 2019.	174
Figure 6.7: Distribution of slope (a, b) and HI (c, d) values for the Loue (a, c) and Cèze (b, d) catchments, grouped by season. Black crosses indicate no available data.....	175
Figure 6.8: Variations of input, output and lateral simulated discharge (a, c) and electrical conductivity (c, d). Example on the Loue catchment Ouhans-Vuillafans reach, March 2017 (left) and on the Cèze catchment Tharoux-Montclus reach, October 2019 (right).	177
Figure 6.9: Distribution of simulated lateral flow EC on Loue (a) and Cèze (b) reaches, mean values calculated around the peak of lateral inflow, with pre-event water (PEW) and event-water (EW) EC end-member values in dashed lines. From left to right, plotted reaches are from upstream to downstream.	178
Figure 6.10: Conceptual model of main flood processes and water origin seasonality in the Loue catchment (a and b) and the Cèze catchment (c and d), with hysteresis loop types, associated schematic hydrographs and main patterns of spatial variability (e and f). Dark blue: event water, green: pre-event water, light blue: total streamflow. Bottom triangles describe dominant water origin spatial variability from headwaters to outlet.	179
Figure 7.1 : Schéma des différentes approches permettant la caractérisation des signatures hydrologiques, et leur utilisation pour la typologie et modélisation des processus.....	184
Figure 7.2 : Représentation des bilans hydrologiques annuels des 108 bassins élémentaires dans un diagramme de type Budyko.	187
Figure 7.3 : Distribution des signatures hydrologiques R_C , T_{Ri} , T_{08} , T_{Re} , et IGF* sur chaque région pour i) tous les tronçons, ii) les tronçons des zones d'apports, et iii) les tronçons des zones de pertes.	189
Figure 7.4 : variation des paramètres des modèles Gardénia (F_E) et GR5H (X2, X4 et X5) en fonction des descripteurs hydrologiques de Le Mesnil et al. (2021) sur les bilans (a à c), les morphologies d'hydrogrammes (d à f), et les échanges latéraux (g à i).	190
Figure 7.5 : (a), (b) : schéma conceptuel du fonctionnement de la Loue et de la Cèze en crue (la couleur verte représente une contribution dominante d'eau pré-événementielle PEW, et la couleur bleue représente une contribution dominante d'eau événementielle EW) et signatures hydrologiques EC_{ev} et EC_l ; (c), (d) : évolution des signatures hydrologiques $R_{C,S}$, S_C , T_{Ri} et T_{08} aux mêmes stations.....	192
Figure 7.6 : schéma de mode opératoire pour l'optimisation de la modélisation des bassins versants karstiques	193
Figure 7.7 : Typologie fonctionnelle des bassins karstiques étudiés : type de karst, IGFs régionaux, et valeurs des signatures hydrologiques correspondantes. Les valeurs en gras indiquent les signatures qui permettent de discriminer les zones de gains et de pertes.	194
Figure 8.1 : Exemple de décompositions d'hydrogramme avec 6 valeurs de β (de 0.8 à 0.998).	216
Figure 8.2 : Influence de la valeur de β sur le rapport S/Q sur les 13 stations du bassin du Tarn	217
Figure 8.3 : Influence de la valeur de β sur la corrélation S/Q vs. IDPR sur les 13 stations du bassin du Tarn ...	218
Figure 8.4 : Variations du critère NSE sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia	228
Figure 8.5 : Variations du critère NSE sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H	229
Figure 8.6 : Variations de la capacité du réservoir superficiel sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia.....	230
Figure 8.7 : Variations du seuil ruissellement/percolation sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia	231

Figure 8.8 : Variations de la constante de temps de vidange du réservoir intermédiaire sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia.....	232
Figure 8.9 : Variations de la constante de temps de vidange du réservoir souterrain sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia.....	233
Figure 8.10 : Variations du paramètre d'échanges interbassin sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia.....	234
Figure 8.11 : Evolutions de la variation de surface optimisée sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia.....	235
Figure 8.12 : Variations du paramètre X1 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H	236
Figure 8.13 : Variations du paramètre X2 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H	237
Figure 8.14 : Variations du paramètre X3 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H	238
Figure 8.15 : Variations du paramètre X4 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H	239
Figure 8.16 : Variations du paramètre X5 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H	240

Remerciements

Remerciements

Je souhaite remercier en premier lieu les membres de mon équipe encadrante, avec qui les échanges scientifiques et humains ont été agréables et enrichissants tout au long de cette thèse. Ça n'était pas gagné lorsque, depuis la petite ville de Sur au Sultanat d'Oman, je répondais à cette offre de thèse, dans une région inconnue et avec une équipe qui l'était tout autant. C'est donc avec d'autant plus de plaisir que je vous remercie de votre investissement et de votre bienveillance, qui m'ont permis de mener à bien ce travail de longue haleine. D'abord Roger Moussa, qui a su diriger cette thèse dans la bonne humeur, et dont l'œil expert m'a permis de garder le cap durant ces années. Ensuite Jean-Baptiste Charlier, avec qui partager les sorties terrain et les codes de calcul a été un plaisir de tous les jours. Enfin Yvan Caballero, qui a su porter un regard pertinent sur mes travaux et, à la brasserie comme au bureau, m'a ainsi fait bénéficier de sa rigueur scientifique.

Je remercie également les membres de mon comité de suivi, qui ont veillé au bon déroulement de la thèse et ont apporté beaucoup à mes travaux : Nicolas Le Moine, Séverin Pistre, Jean-Stéphane Bailly, et Didier Narbaïs. Merci aussi à SpéléH2O, que de bons souvenirs sous terre avec vous Honoré et Rocky, toujours dans la bonne humeur, Jah ! Merci à tous les collègues avec qui les discussions dans les couloirs de mes laboratoires d'accueil m'ont apporté beaucoup : notamment Sandra, Vivien, Bernard, Jean-Christophe, Vincent et Benoît au BRGM ; Armand, François, Laurent, Julien, Damien, Guillaume et Denis au LISAH. Un grand merci pour votre aide de tous les jours à Émilie, Carine, Azziza, Nadia, Virginie et Céline.

Comme le travail n'est pas le seul ingrédient nécessaire au bon déroulement d'une thèse, je remercie tous mes camarades de labo, avec qui les bons moments passés à l'intérieur ou à l'extérieur des bureaux ont égayé ces années. Joaquin, Clément, Noémie, Ingrid, Nico, Éric : à Rogues ou à Montpellier, votre compagnie aura donné une saveur particulière à cette période. Spéciale dédicace à Laïna et Guillaume pour avoir défendu la ZAD jusqu'au bout ! Merci aussi aux copains du LISAH pour votre bonne humeur : Camille, Nico, Quentin, Laetitia, Mariem, Pauline, Guillaume et Manon. Merci à tous ceux que j'oublie !

Je remercie particulièrement ceux qui ont suivi cette aventure de l'extérieur et ont rendu mon quotidien plus joyeux : Will, Pierre, Luce, Naïs, Jérémy, Charlotte et Axel. Merci à mes parents sans qui je n'en serais pas arrivé là ! Enfin, merci à Julie qui partage ma vie depuis le début de cette aventure ; aventure qui n'est pas la dernière sur notre liste !

Introduction générale

Contexte et Enjeux

Dans un contexte global d'accroissement des risques hydroclimatiques, la prévision des crues est une question majeure de nos sociétés. Pour cela, la modélisation de ces événements nécessite une bonne connaissance du fonctionnement des bassins versants et de leur réponse hydrologique.

Les premières analyses de la réponse hydrologique commencent avec l'étude des relations entre les précipitations et le débit observé à l'exutoire d'un bassin, agrégés à l'échelle d'une année hydrologique. Parmi elles, les théories de Budyko (1974) ou de L'Vovich (1979) sont célèbres et ont été largement réutilisées. De telles approches permettent, via des indices dérivés des bilans hydrologiques, de caractériser la variabilité spatio-temporelle de la réponse hydrologique des bassins (Ponce et Shetty, 1995 ; Sivapalan, 2011), mettant ainsi en évidence leur diversité de fonctionnement. Ces méthodes classiques utilisent le bassin versant comme référence spatiale, et le considèrent donc comme une unité conservative. Leur application à large échelle a néanmoins mis en évidence que de nombreux bassins ont des fonctionnements qui ne sont pas cohérents avec ce cadre théorique (Le Moine et al., 2007 ; Andréassian et Perrin, 2012), notamment du fait de l'existence d'échanges souterrains interbassins (Interbasin Groundwater Flow, IGF). Si les processus d'IGFs ont été conceptualisés il y a plus de 50 ans (Eakin, 1966), et identifiés dans des contextes divers (Fan, 2019), ils demeurent complexes à appréhender car ils sont difficilement mesurables, et car de nombreux outils de l'hydrologie sont basés sur la conservation de la masse (Beven, 2001).

Outre l'application de bilans hydrologiques annuels, de nombreuses approches permettent d'obtenir des indicateurs aidant à caractériser les différents aspects de la réponse hydrologique des bassins. Ces indicateurs peuvent être regroupés sous la dénomination de signatures hydrologiques – indicateurs chiffrés permettant de quantifier différents aspects statistiques ou dynamiques de la réponse hydrologique d'un bassin versant (McMillan, 2020, 2021). Les signatures hydrologiques peuvent être de plusieurs types, selon qu'elles décrivent simplement les hydrogrammes (Raghunath, 2006), les paramètres physico-chimiques (Hartmann et al., 2013a), ou les processus hydrologiques (Wagner et al., 2007, 2008). Dans le cadre de cette thèse, le terme de « signature hydrologique » regroupe différents indicateurs, liés aux hydrogrammes, et parfois aux précipitations et à la physico-chimie de l'eau, supposés être en lien avec les processus hydrologiques.

Les bassins à composante karstique, sièges de la dissolution des roches carbonatées (principalement calcaires) par la circulation de l'eau dans les fractures et conduits (Bakalowicz, 2005), favorisent les échanges surface/souterrain, ainsi qu'une forte hétérogénéité spatiale. De ce fait, ils présentent des processus hydrologiques spécifiques : infiltration rapide, transferts souterrains prépondérants, et IGFs. Ces bassins ont donc des réponses hydrologiques complexes, difficiles à quantifier et à prévoir (Mangin, 1975, 1984). En période de crue, les cours d'eau des bassins karstiques peuvent partiellement se perdre par infiltration, en fonction de l'état de saturation de l'aquifère (Bailly-Comte et al. 2009 ; De Waele et al. 2010 ; Jourde et al. 2014 ; Charlier et al., 2019), engendrant un laminage des crues. A l'inverse, la saturation de la zone superficielle (Maréchal et al. 2008 ; Fleury et al. 2013) ou celle des réseaux de conduits souterrains (Lopez-Chicano et al. 2002 ; Bonacci et al. 2006 ; Bailly-Comte et al. 2008), peuvent provoquer

Introduction générale

un ruissellement important, voire des débordements, liés au refus à l'infiltration. La contribution aux crues des eaux souterraines issues des formations karstiques a plusieurs fois été mise en évidence lors d'épisodes pluvieux exceptionnels (Mijatovic, 1988 ; Zanon et al., 2010 ; Kourgialas et al., 2012). Les zones karstiques étant présentes dans de nombreuses régions du globe, et couvrant plus de 35 % de la surface des terres émergées en France et 20 % en Europe (Goldscheider et al., 2020), la connaissance de leurs processus hydrologiques apparaît comme cruciale pour l'étude et la prévision des crues.

Les outils majoritairement utilisés pour la prévision des crues sont des modèles Pluie-Débit, qui reproduisent la réponse hydrologique des bassins aux événements pluvieux. Ces modèles intègrent une fonction de production, qui régit le partage ruissellement/infiltration, et une fonction de transfert, qui contrôle les flux d'eau au sein du bassin versant. Ces fonctions sont ajustées par des paramètres. Il existe des modèles distribués, pour lesquels ces paramètres sont variables au sein du bassin versant, et des modèles globaux à réservoirs, pour lesquels les paramètres sont fixés pour l'ensemble du bassin versant. Si les modèles distribués représentent bien la variabilité des processus, leur paramétrisation demande des informations à haute résolution spatiale, qui sont rarement disponibles dans les milieux hétérogènes comme le karst (Hartmann et al., 2014). Certains modèles globaux sont dédiés à la modélisation des systèmes karstiques (Mazzilli et al., 2019 ; Hartmann et al., 2013b). Néanmoins, ils simulent les écoulements d'une ou plusieurs sources à l'exutoire de l'aquifère, et ne sont pas adaptées à la modélisation des écoulements d'un cours d'eau traversant une zone karstifiée. Les quelques travaux qui intègrent de telles modélisations utilisent principalement des combinaisons de modèles (Le Moine et al., 2008 ; Liu et al., 2021). Généralement, ces approches ne rendent pas compte de la variabilité spatiale des processus au sein des bassins, et sont testées sur un nombre limité de bassins.

La problématique des crues karstiques amène donc les différentes structures impliquées dans leur prévision (instituts de recherche, ou organismes opérationnels comme le SCHAPI, Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations) à mieux comprendre les processus en jeu et à développer des stratégies de modélisation adaptées. Si des études sont déjà menées dans cette optique, elles sont majoritairement locales, et ne permettent pas de dégager de schémas de fonctionnement à large échelle.

Objectifs

Plusieurs questions scientifiques découlent du contexte décrit ci-dessus, auxquelles cette thèse vise à amener des éléments de réponse :

- De quelle manière la présence du karst modifie-t-elle les écoulements à l'échelle du bassin versant (partage ruissellement/infiltration, échanges avec les bassins voisins) ?
- À l'échelle de l'évènement de crue, comment les différentes composantes de la réponse hydrologique des bassins sont-elles impactées par les zones karstiques (débits de pointe, durée des évènements, ...) ?

Introduction générale

- Comment ces influences du karst se répercutent dans la modélisation, et comment une meilleure compréhension des processus permet une optimisation de l'utilisation des modèles ?
- Quelle est l'origine de l'eau (souterraine *vs.* surface) lors des crues des bassins karstiques, et peut-on caractériser sa variabilité spatiotemporelle à l'aide de traceurs physico-chimiques ?
- D'un point de vue plus opérationnel, ces spécificités et leur variabilité peuvent-elles être quantifiées, classifiées, et prises en compte par les outils de prévision des crues ?

Afin de répondre à ces questions, l'objectif principal de cette thèse est donc de caractériser, à travers les signatures hydrologiques d'un large échantillon de bassins, la variabilité spatiotemporelle des différents aspects de la réponse hydrologique des bassins karstiques. Ceci permettra d'établir une typologie des processus hydrologiques en jeu lors des crues des bassins karstiques, et de proposer des pistes pour en améliorer la modélisation.

Plan de la thèse

Cette thèse comporte quatre chapitres principaux (chapitres 3 à 6), rédigés sous forme d'articles scientifiques (deux publiés, un soumis et un en préparation) abordant chacun un aspect de la réponse hydrologique des bassins karstiques, ainsi qu'un chapitre de synthèse (chapitre 7) présentant une typologie de l'influence du karst sur la base de l'analyse des signatures hydrologiques. La Figure 0.1 représente l'organisation des différents chapitres de la thèse.

La zone d'étude, d'une superficie totale de 25 000 km², couvre trois régions de natures hydroclimatiques contrastées : Cévennes, Jura, et Normandie. La région cévenole regroupe des bassins karstiques binaires (roches de socle en amont et karstification en aval), la région du Jura correspond à un bassin karstique unaire (karstification homogène), et la région normande comporte des bassins avec un karst sous couverture (présence d'une couche d'argile à silex au-dessus des calcaires). Au total, 120 stations de jaugeage sont analysées, pour lesquelles des chroniques de pluie, débit et évapotranspiration d'une durée moyenne de 10 ans sont exploitées.

Selon les méthodologies appliquées, les analyses sont menées à l'échelle du bassin topographique ou du bassin élémentaire. Le bassin topographique est défini comme l'ensemble de la surface drainée par le réseau hydrographique en amont de l'exutoire considéré. Le bassin élémentaire est défini comme la surface drainée par un tronçon de rivière, entre deux stations de jaugeage. Dans le cas particulier où l'exutoire considéré est la station de jaugeage la plus en amont, alors les bassins topographique et élémentaire sont identiques.

Les chapitres 1 et 2 présentent respectivement un état de l'art des approches utilisées dans cette thèse, et les sites d'études et données exploitées.

Le chapitre 3 (Le Mesnil et al., 2020) caractérise l'influence du karst sur l'hydrologie des bassins versants, à travers l'analyse de bilans hydrologiques annuels (adaptation des théories de L'Vovich

Introduction générale

(1979) et Budyko (1974)) réalisés à l'échelle du bassin élémentaire. Les bilans intègrent les IGFs et mettent en évidence les bassins élémentaires en pertes et en gains.

Le chapitre 4 (Le Mesnil et al., 2021a) analyse cette influence à l'échelle du bassin élémentaire et de l'évènement de crue, à l'aide de descripteurs calculés sur les hydrogrammes (indices de bilan, temps caractéristiques, et simulations du modèle d'onde diffusante avec échanges latéraux).

Le chapitre 5 (article en préparation) est basé sur la simulation des débits au pas de temps horaire et à l'échelle des bassins topographiques emboîtés, à l'aide de deux modèles à réservoirs (Gardénia (Thiéry, 2014) et GR5H (Perrin et al., 2003 ; Mathevet et al., 2004 ; Le Moine, 2008)). Il analyse (i) la capacité des modèles conceptuels à renseigner sur les processus hydrologiques des bassins et (ii) l'intérêt de la connaissance des processus hydrologiques spécifiques au karst pour l'amélioration des modélisations pluie-débit sur ces bassins.

Le chapitre 6 (Le Mesnil et al., 2021b) présente une première typologie des processus hydrologiques en période de crue sur deux bassins karstiques contrastés, qui tient compte de la saisonnalité et du type de karst (unaire, binaire). Il se base sur le développement d'une nouvelle méthode d'analyse des relations débit-concentration, appliquée à des données de conductivité électrique obtenues par l'instrumentation de tronçons karstiques. Cette méthodologie combine l'étude des boucles hystérésis débit-concentration à l'échelle des bassins topographiques, et la simulation des flux d'échanges latéraux à l'échelle des bassins élémentaires.

Dans le chapitre 7, la synthèse de ces travaux menés à différentes échelles temporelles (évènement de crue, saison, année hydrologique) et spatiales (bassins topographiques, élémentaires) permet de dégager, via les signatures hydrologiques, des tendances régionales sur les processus hydrologiques des bassins versants à composante karstique en crue, et de discuter de leur prise en compte par les modèles.

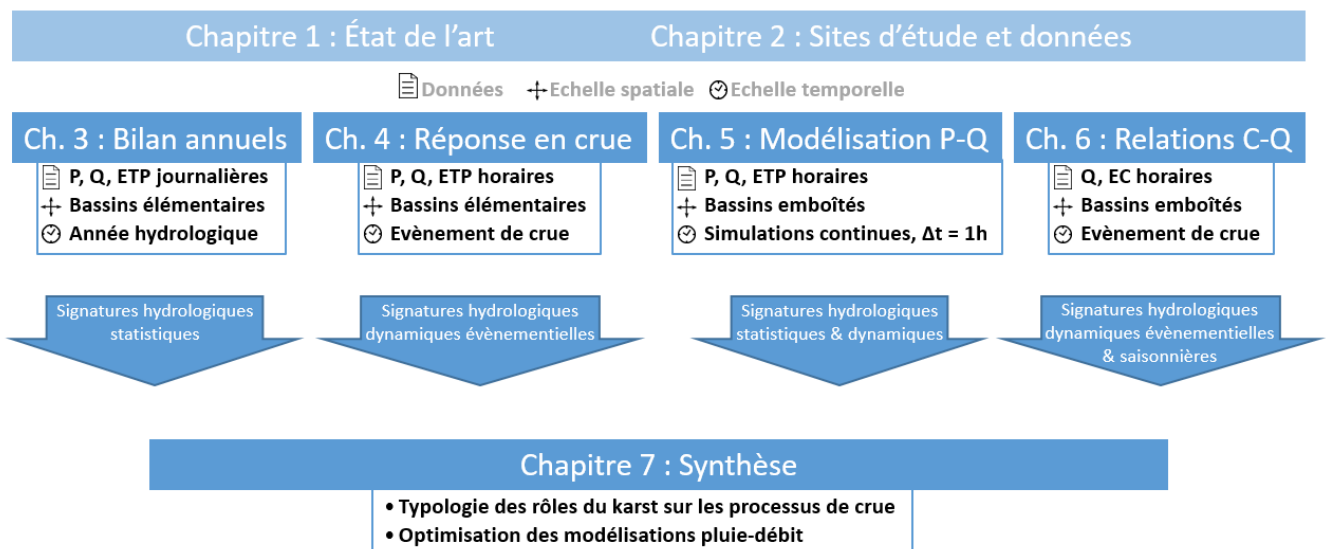


Figure 0.1 : Organisation des chapitres de la thèse. P : pluie, Q : débit, ETP : évapotranspiration potentielle, C : concentration.

Introduction générale

Cette thèse est financée dans le cadre de la convention BRGM-DGPR via le projet BRGM-SCHAPI sur la contribution des eaux souterraines d'origine karstique aux crues.

Chapitre 1

État de l'art

Ce chapitre présente un état de l'art sur la variabilité de la réponse hydrologique des bassins versants, et comment les signatures hydrologiques permettent de la caractériser et de la spatialiser. Le cas des bassins karstiques est traité en abordant les processus qui leur sont spécifiques, et comment ils influent sur leurs réponses hydrologiques. Enfin, différentes approches permettant de caractériser et modéliser la réponse des bassins karstiques sont abordées : les approches Pluie-Débit, Débit-Débit, et Débit-Concentration.

1.1. Variabilité des réponses hydrologiques

1.1.1. Bilan hydrologique annuel

1.1.1.1. Méthodes traditionnelles

La réponse hydrologique d'un bassin versant se caractérise par les relations entre le débit mesuré à son exutoire, et les précipitations qu'il reçoit. Chronologiquement, les premières méthodes d'analyse de la réponse hydrologique des bassins sont basées sur l'étude des précipitations et des débits de rivière à des pas de temps larges (mensuel, annuel). Parmi les plus répandues de ces méthodes figurent celles de Budyko (1974) et L'Vovich (1979). Budyko a représenté le bilan hydrologique annuel comme une compétition entre l'eau disponible (précipitations) et l'énergie disponible (évapotranspiration potentielle). Le diagramme de Budyko, représente en deux dimensions les relations entre les trois variables que sont les précipitations, l'évapotranspiration et l'évapotranspiration potentielle (figure 1.1). L'espace ainsi défini comporte une zone « conservative », dans laquelle, sous l'hypothèse que le bassin versant n'a aucun échange avec l'extérieur et ne présente pas de variation de stock, chaque bilan hydrologique doit se situer. Les limites de cette zone conservative correspondent aux bornes des hauteurs annuelles d'évapotranspiration : celle-ci ne peut être négative (limite de mesure), et ne peut dépasser la hauteur d'eau précipitée (limite d'eau disponible) ni l'évapotranspiration potentielle (limite énergétique). La théorie de Budyko a été réutilisée par la suite pour différentes applications : analyse du rôle de l'eau souterraine et du sol dans les bilans hydrologiques (Wang et al., 2009), adaptation au régime transitoire avec variation de stock (Moussa and Lhomme, 2016), estimation des échanges interbassin (Bouaziz et al., 2018). Il existe également des adaptations de l'espace de Budyko (Andréassian et Perrin, 2012), utilisant les variables débit, évapotranspiration et évapotranspiration potentielle (figure 1.3).

Chapitre 1 : État de l'art

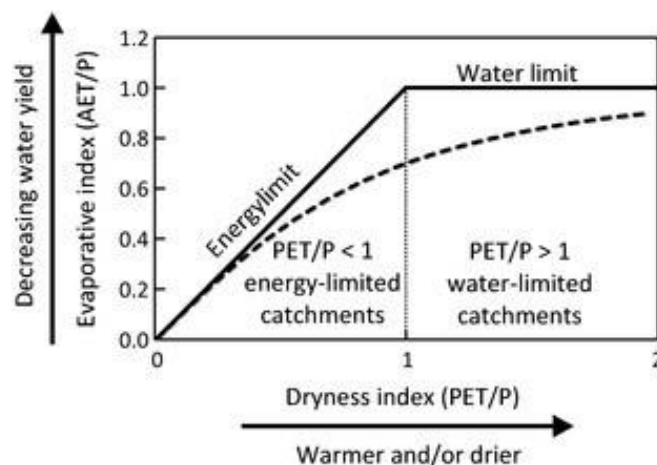


Figure 1.1 : Diagramme de Budyko (1974), où les bilans hydrologiques sont représentés dans un espace E/P versus E_0/P , avec E : évapotranspiration, E_0 : évapotranspiration potentielle et P : précipitations.

L'Vovich (1979) a introduit la notion de double partitionnement des précipitations annuelles à l'échelle du bassin versant (Figure 1.2). Selon cette théorie, les précipitations (P) sont d'abord divisées en ruissellement de surface (S) et en humectation (W), puis le flux d'humectation est divisé en évapotranspiration (E) et en écoulement de subsurface (U). Les termes du bilan sont ainsi liés par les équations 1 et 2.

$$P = W + S \quad (1)$$

$$W = E + U \quad (2)$$

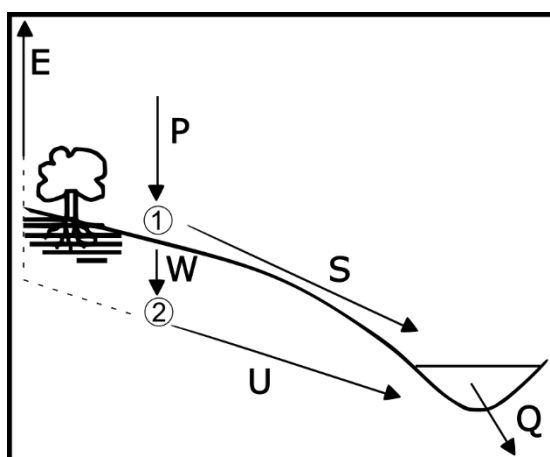


Figure 1.2 : Schéma conceptuel représentant le double partitionnement théorisé par L'Vovich (1979). 1 : Partitionnement des précipitations (P) en ruissellement de surface (S) et humectation (W), et 2 : partitionnement de W en écoulement souterrain (U) et en évapotranspiration (E). Figure d'après Ponce et Shetty (1995).

Plus tard, Ponce et Shetty (1995) ont proposé des formulations mathématiques du concept de L'Vovich, permettant d'établir, à partir des termes du bilan hydrologique annuel, des indicateurs de la réponse hydrologique des bassins versants. Cette formulation a ensuite été reprise par

Chapitre 1 : État de l’art

Sivapalan et al. (2011), avec des analyses de la variabilité spatiale de la réponse hydrologique de 377 bassins aux Etats-Unis.

Ces approches considèrent le bassin versant comme l’unité spatiale de base, et donc comme conservatif et indépendant des bassins voisins. Elles permettent de calculer – à l’échelle annuelle ou saisonnière – le terme d’évapotranspiration en fonction des précipitations et du débit (Q), selon l’équation 3 :

$$E = P - Q \quad (3)$$

Or l’existence de flux d’échange, souvent difficilement mesurables, remet en cause cette hypothèse. Parmi eux, les principaux sont les prélèvements anthropiques par pompage (Ladouche et al., 2014 ; Charlier et al., 2015a), les phénomènes de débordement (Bates and De Roo, 2000 ; Moussa and Bocquillon, 2009), et les écoulements souterrains interbassins (Interbasin Groundwater Flows : IGF ; Toth, 1963 ; Eakin, 1966).

1.1.1.2. Des bassins non conservatifs

L’existence de bassins versants non-conservatifs (i.e. dont le bilan hydrologique annuel « $P = Q + E$ » n’est pas à l’équilibre) est reconnue, toutefois ceux-ci sont souvent écartés dans les travaux de régionalisation (e.g. Laaha and Blöschl, 2006). Plusieurs causes de non-conservativité existent, parmi lesquelles les IGF constituent probablement la plus importante et répandue. Un IGF peut être défini comme un écoulement souterrain traversant les limites topographiques d’un bassin versant. Ces écoulements ont été mis en évidence dans des contextes géologiques divers : sédimentaire, volcanique et karstique (Genereux and Jordan, 2006 ; Schaller and Fan, 2009 ; Charlier et al., 2011). Une synthèse de bassins versants présentant d’importants IGFs a été dressée par Fan (2019).

Bien que difficilement mesurables, les IGFs peuvent être identifiés par l’utilisation d’outils géochimiques (Genereux et al., 2002 ; Carrillo-Rivera et al., 1996 ; Carrillo-Rivera, 2000) ou encore via l’étude hydrogéologique des axes de drainages souterrains à l’aide de suivis piézométriques (Thyne et al., 1999). La présence d’IGFs reflète la non-superposition des délimitations des bassins versants topographique et hydrogéologique (Liu et al., 2020). Elle implique l’existence d’un bassin importateur dont les limites hydrogéologiques s’étendent à l’intérieur des limites topographiques d’un bassin exportateur. De ce fait, des approches de bilan hydrologique basées sur l’emprise topographique des bassins peuvent également permettre de détecter la présence d’IGFs. Par exemple, Pellicer-Martínez et Martínez-Paz (2014) ont appliqué un modèle semi-distribué sur un bassin espagnol pour y quantifier les IGFs. En France, Andréassian et Perrin (2012) ont représenté les bilans annuels de 2 300 bassins dans un diagramme de type Budyko, mettant ainsi en évidence que plus de 20% d’entre eux se situaient en dehors de la zone « conservative » de ce diagramme (voir figure 1.3). Bouaziz et al. (2018) ont également mis en évidence l’existence d’IGFs dans le bassin de la Meuse, en utilisant des estimations satellites d’évapotranspiration.

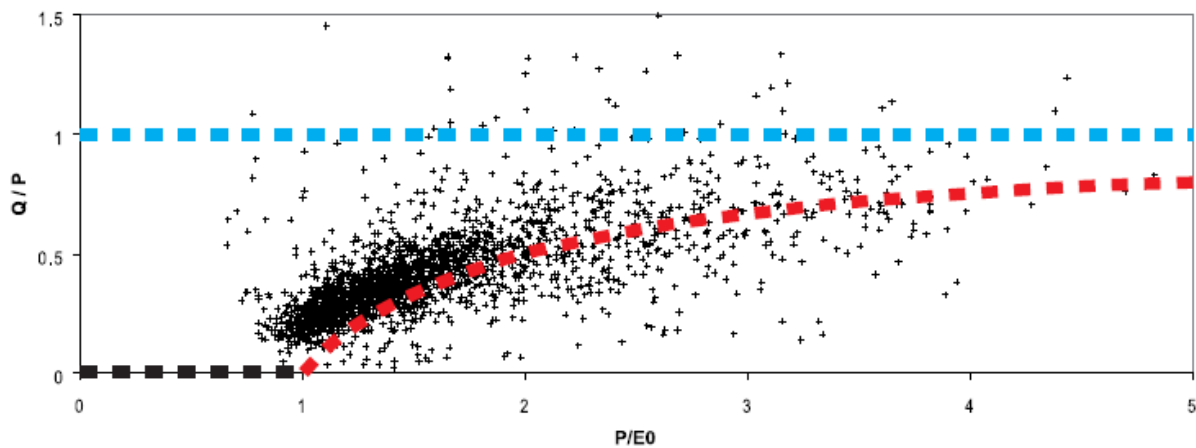


Figure 1.3 : Représentation de 2381 bassins versants Français dans un diagramme adapté de l'espace de Budyko (illustration d'Andréassian et Perrin, 2012) Bleu : limite d'eau, $Q = P$; Noir : limite de mesure : $Q = 0$; Rouge : limite d'énergie, $Q = P - E_0$.

Les IGFs peuvent être des écoulements latéraux entre bassins voisins, ou bien des écoulements souterrains suivant l'axe de drainage principal, mais non mesurables par les stations de jaugeage. Les pertes en rivière sont plus fréquentes en amont, et les gains correspondants en aval, notamment du fait de la plus grande connectivité rivière/aquifère vers l'aval. La figure 1.4 illustre ce phénomène, et montre l'existence d'IGFs imbriqués à plusieurs échelles spatiales. Ainsi, plusieurs travaux ont montré que la taille du bassin étudié peut influencer sur l'importance des IGFs, les plus grands bassins ayant une plus forte probabilité d'être à l'équilibre (Toth, 1963 ; Schaller and Fan, 2009).

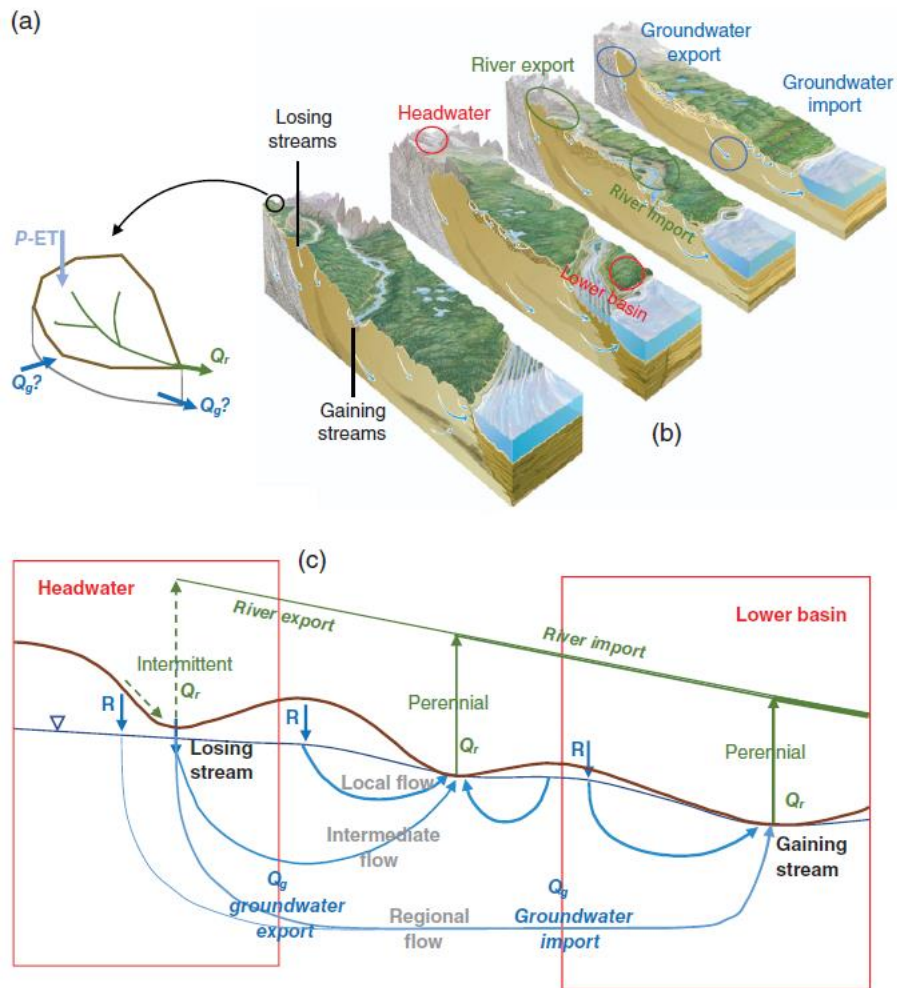


Figure 1.4 : Figure de Fan (2019) illustrant (a) le bilan hydrologique d'un bassin, (b) des bassins placés dans leur contexte régional (blocs diagrammes de Winter et al., 1998), et (c) des schémas de bassins extrêmes selon les gradients : tête de bassin vs queue de bassin (rouge), rivière avec pertes vs avec gains (vert), écoulement souterrain sortant vs entrant (bleu).

1.1.2. Signatures hydrologiques

1.1.2.1. Concept de signature hydrologique

Les signatures hydrologiques sont des indicateurs chiffrés permettant de quantifier différents aspects statistiques ou dynamiques de la réponse hydrologique d'un bassin versant (McMillan, 2020, 2021). De nombreux travaux utilisent cette approche, en usant d'autres termes, comme « indices » ou « descripteurs » hydrologiques. En effet, s'il est naturel de rechercher des tendances ou schémas dans des observations de phénomènes naturels (Gupta et al., 2008), le concept de signature hydrologique est généralement évoqué lorsque la fiabilité ou la cohérence de descripteurs ou de combinaisons de descripteurs est testée. Les principaux domaines d'application des signatures hydrologiques sont la caractérisation des régimes d'écoulement, des processus hydrologiques, de la similarité entre bassins, la calibration ou l'évaluation des modèles, ou encore la prévision en bassins non jaugés (McMillan, 2021).

Selon les caractéristiques des données disponibles et les utilisations recherchées, de nombreuses signatures peuvent exister. Un recensement a été proposé par Olden et Poff (2003), listant 171 signatures et mettant ainsi en lumière les redondances inhérentes à ces approches. La figure 1.5 présente des signatures fréquemment utilisées, dérivées des chroniques de mesures de débit en rivière. Plusieurs classifications des signatures hydrologiques ont été proposées. Par exemple, celle de Richter et al. (1996) a été largement réutilisée, et répartit les signatures en cinq catégories, selon qu'elles aient trait à différents aspects des régimes d'écoulement : l'intensité du débit, la saisonnalité, la fréquence des événements extrêmes, leur durée, et le contraste entre les différents régimes. Cette classification ayant été développée pour l'étude de l'impact écologique des différents régimes d'écoulement, d'autres approches ont été proposées, comme celle de McMillan (2020), qui regroupe les signatures en cinq catégories, selon qu'elles relèvent d'appréciations visuelles des chroniques de débit, de descripteurs de la dynamique des écoulements aux échelles événementielle et saisonnière, de statistiques sur les débits, ou qu'elles soient dérivées de modèles.

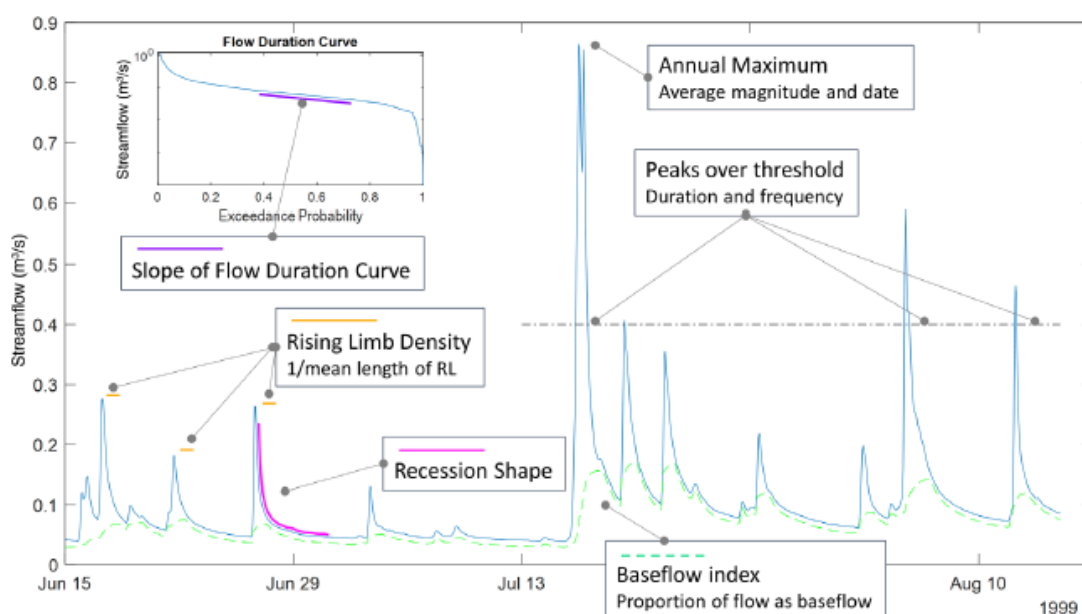


Figure 1.5 : Exemples de signatures hydrologiques usuelles, dérivées des chroniques de débit (McMillan, 2021)

Certains auteurs différencient les indices qui décrivent simplement les chroniques de débit, et ceux qui peuvent décrire des processus hydrologiques, ne réservant le qualificatif de signature qu'aux seconds (Wagner et al., 2007, 2008). D'autres utilisent à la fois des descripteurs de quantité et de qualité de l'eau comme signatures (Hartmann et al., 2013a). Dans le cadre de cette thèse, le terme de signature hydrologique regroupe différents indicateurs, liés aux chroniques de débit, et parfois également liés aux précipitations ou à la physico-chimie de l'eau, et supposés être en lien avec les processus hydrologiques.

1.1.2.2. Identification des processus hydrologiques

Les signatures hydrologiques peuvent être utilisées pour l'identification des processus hydrologiques des bassins versants. Dans un article de revue, McMillan (2020) synthétise les principales signatures utilisées selon les processus hydrologiques étudiés : évapotranspiration, influence nivale, infiltration, saturation, influence de l'eau souterraine, variations de stock, débit de base, connectivité des versants, effets de routage, et influences anthropogéniques. L'identification des processus via les signatures peut permettre de guider leur modélisation, et de faciliter leur spatialisation.

Gupta et al. (2008) ont montré que l'utilisation des signatures pouvait améliorer les stratégies de calibration des modèles. De même, les signatures peuvent être utiles au choix de la structure des modèles (Hrachowitz et al., 2014) et de leurs paramètres (Pokhrel et al., 2012). Par exemple, Liu et al. (2020) ont défini l'indice ECI (Effective Catchment Index), qui correspond au rapport de la surface effective d'un bassin sur sa surface topographique, obtenu par comparaison du débit spécifique et de la pluie efficace. Cette signature a ensuite été utilisée par Liu et al. (2021), en parallèle du coefficient de ruissellement, pour estimer l'importance des processus karstiques sur des bassins, et adapter la stratégie de modélisation choisie.

Les signatures hydrologiques peuvent permettre des classifications fonctionnelles de bassins, ainsi que des rapprochements entre bassins similaires (Oudin et al., 2008). Ces approches permettent ainsi de spatialiser différents aspects de la réponse hydrologique, comme le montrent les travaux de Sivapalan et al. (2011) avec des indices dérivés de bilans annuels sur 377 bassins aux Etats-Unis (figure 1.6b). A l'échelle du bassin versant, les travaux de McMillan et al. (2014) ont permis de cartographier la variabilité spatiale de différents processus (figure 1.6a).

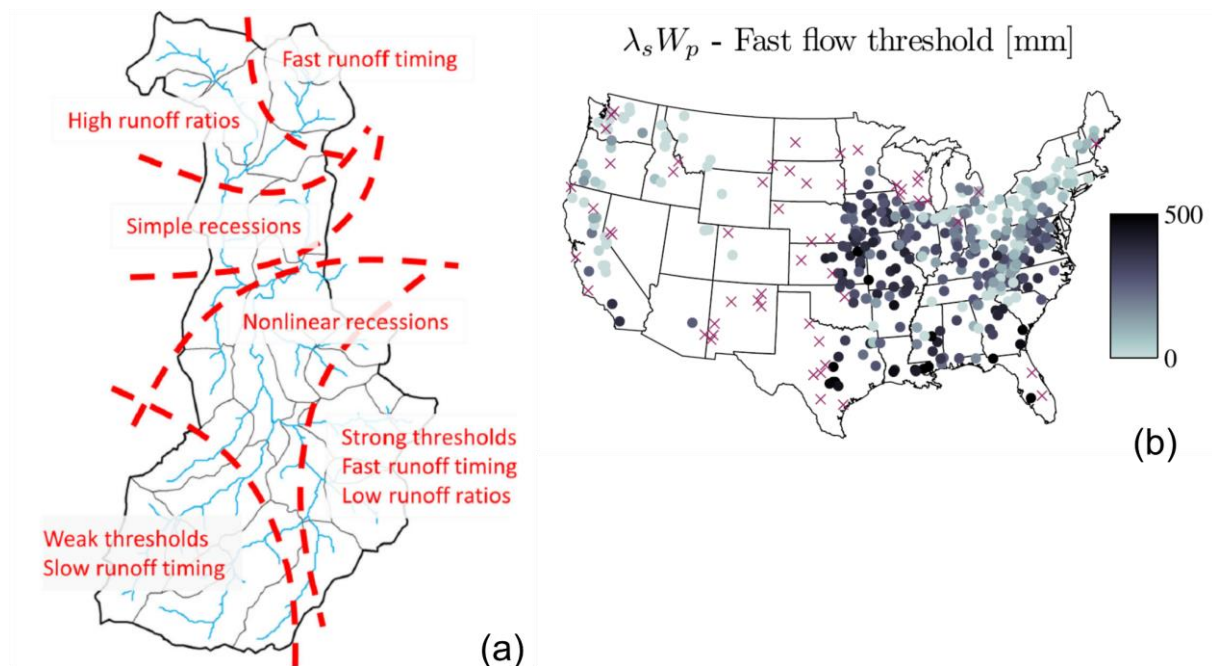


Figure 1.6 : Spatialisation des processus hydrologiques (a) à l'échelle du bassin versant (McMillan et al., 2014) et (b) à l'échelle d'un pays (Sivapalan et al., 2011)

Ces méthodes peuvent également permettre d'établir des liens entre la réponse hydrologique des bassins et des critères physiographiques, ce qui peut être intéressant pour la prévision en bassins non jaugés. Par exemple, Le Moine et al. (2007) ont étudié les corrélations entre un indicateur des IGFs et la lithologie des terrains drainés (figure 1.7a), et Liu et al. (2020) ont réalisé une estimation des facteurs pouvant influencer la signature ECI, reflétant la superficie effective des bassins par rapport à leur superficie topographique (figure 1.7b).

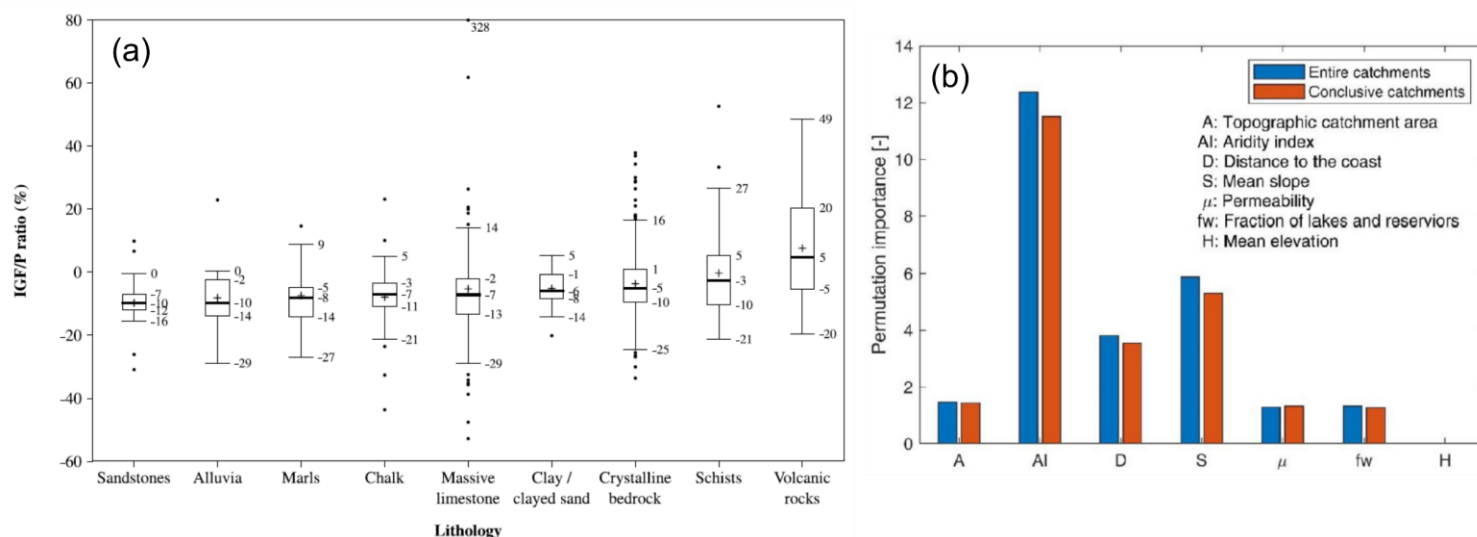


Figure 1.7 : Corrélations entre signatures hydrologiques et (a) lithologie (Le Moine et al., 2007), (b) indicateurs physiographiques (Liu et al., 2020)

1.1.3. Régionalisation des signatures et bassins non jaugés

Certaines méthodes de régionalisation visent à estimer des caractéristiques hydrologiques (régime d'écoulement, évènements extrêmes) de bassins pour lesquels les données de débit ne sont pas disponibles. Les différentes méthodes reposent sur le principe que pour chaque bassin non jaugé à étudier, il existe un ou plusieurs bassins instrumentés ayant une réponse hydrologique comparable, à partir de laquelle on peut estimer celle dudit bassin. La spécificité des approches réside dans la manière de quantifier la similarité entre les bassins versants, et d'utiliser cette similarité pour choisir les bassins donneurs et éventuellement pondérer les variables hydrologiques qu'ils fournissent au bassin non jaugé. Les deux approches traditionnelles sont les approches spatiales, qui se basent sur la proximité dans l'espace, et les approches par régression, qui étudient les relations entre des descripteurs physiques des bassins et leur réponse hydrologique. Une troisième approche, largement utilisée, est l'utilisation de régions d'influence. Cette méthode peut être vue comme la synthèse des deux précédentes, et consiste à définir des groupes de bassins donneurs de caractéristiques physiques similaires, auxquels on rattache les bassins non jaugés à étudier.

Les approches spatiales se basent sur la proximité des bassins dans l'espace pour expliquer la similarité de leurs caractéristiques hydrologiques. Ces méthodes reposent sur le principe que le

climat et la morphologie des bassins varient progressivement dans l'espace, et que ces éléments sont les principaux facteurs définissant la réponse hydrologique d'un bassin. Un exemple de ce type est le travail de Randrianasolo et al. (2011), qui a utilisé sur 211 bassins français, fictivement non jaugés, le modèle GRP – de type réservoirs et spécialement conçu pour la prévision des crues (Berthet, 2010) – en utilisant les paramètres obtenus par calibration sur des bassins jaugés voisins. On peut également noter l'existence d'un second type d'approche spatiale, qui est l'utilisation des bassins imbriqués, testée dans les travaux de Merz et Blöschl (2004), qui ont comparé 8 méthodes de régionalisation pour les 11 paramètres d'un modèle conceptuel de type réservoirs.

Les méthodes de régionalisation par régression regroupent les approches statistiques, qui tendent à étudier les corrélations entre des descripteurs de bassins facilement mesurables (ou déjà cartographiés), et des variables hydrologiques (paramètres de modèles, indicateurs hydrologiques, ...). On peut distinguer deux grands types de régressions, selon qu'elles soient purement mathématiques (régressions globales) ou qu'elles prennent en compte la localisation des bassins (régressions régionales). Un exemple de régionalisation par régression globale est celui de Magette et al. (1976), où 6 paramètres du Kentucky Watershed Model sont mis en relation avec 15 caractéristiques physiques de bassins. Les méthodes de régressions régionales reprennent les mêmes principes que les régressions globales, en prenant en compte la localisation des bassins. Deux manières de faire peuvent être distinguées : la définition de régions a priori, au sein desquelles les équations de régression sont supposées identiques, et la définition d'une région au cas par cas, selon le bassin non jaugé à étudier. Les travaux de Meigh et al. (1997) constituent un exemple de régressions régionales avec définition de régions a priori, à l'échelle mondiale.

La régionalisation des variables hydrologiques par régions d'influence consiste à définir des régions au sein du site d'étude, qui regroupent des bassins de caractéristiques physiques similaires (climat, morphologie, géologie, ...) et dont la réponse hydrologique est supposée homogène. Ces approches reposent sur l'hypothèse que les descripteurs physiques des bassins sont de bons moyens d'estimer le type de réponse hydrologique d'un site, sans disposer de chroniques de débits, mais en reliant un bassin non jaugé à des bassins similaires pour lesquels des données sont disponibles. Deux catégories de région d'influence existent, selon qu'elles soient définies a priori, ou que chaque bassin non jaugé ait une région d'influence propre. Nathan et McMahon (1990) ont proposé une méthodologie permettant de définir des régions de réponses hydrologiques homogènes, dans une optique de régionalisation. Les principales étapes en sont : 1) la présélection et le choix d'un jeu de variables pondérées pour définir des régions d'influence, 2) la création de RI homogènes, et 3) l'évaluation des RI les plus pertinentes.

1.2. Spécificités des bassins karstiques et des réponses associées

Différents processus sont impliqués dans la réponse hydrologique des bassins aux événements pluvieux, et influent sur la manière dont les précipitations sont converties en écoulements de

Chapitre 1 : État de l'art

surface, de subsurface ou souterrains. Ces processus sont influencés, outre l'impact anthropologique, par plusieurs paramètres tels que l'épaisseur et la nature du sol, les conditions hydrologiques, et la géologie. Le karst influe sur l'ensemble de ces paramètres, et il conditionne un type de sol très superficiel, souvent inexistant (notamment en contexte méditerranéen).

Le karst est présent dans de nombreuses régions du globe, comme le montre la carte en Figure 1.8. Il représente 35 % des terres émergées en France, et 20 % en Europe (Goldscheider et al., 2020). De plus, les études à large échelle de la réponse hydrologique des bassins mettent souvent en évidence les spécificités des bassins favorisant les échanges surface/souterrain (Le Moine et al., 2007 ; Oudin et al., 2008). Les bassins karstiques favorisent ces échanges par la présence de conduits de dissolution le long des fractures (Bakalowicz, 2005), et par leur forte capacité à l'infiltration à large échelle (Jeannin et Grasso, 1997). Des échanges souterrains y ont également lieu avec les bassins voisins, via ces conduits (Jukic et Denic-Jukic, 2009), ou à la faveur du déplacement des limites de bassin hydrogéologique (Le Moine et al., 2007). Les spécificités structurales du karst induisent donc une réponse hydrologique particulière, associée notamment à des écoulements préférentiels souterrains. Ces réponses sont complexes à prévoir et modéliser, et leur compréhension demeure un défi pour l'hydrologie.

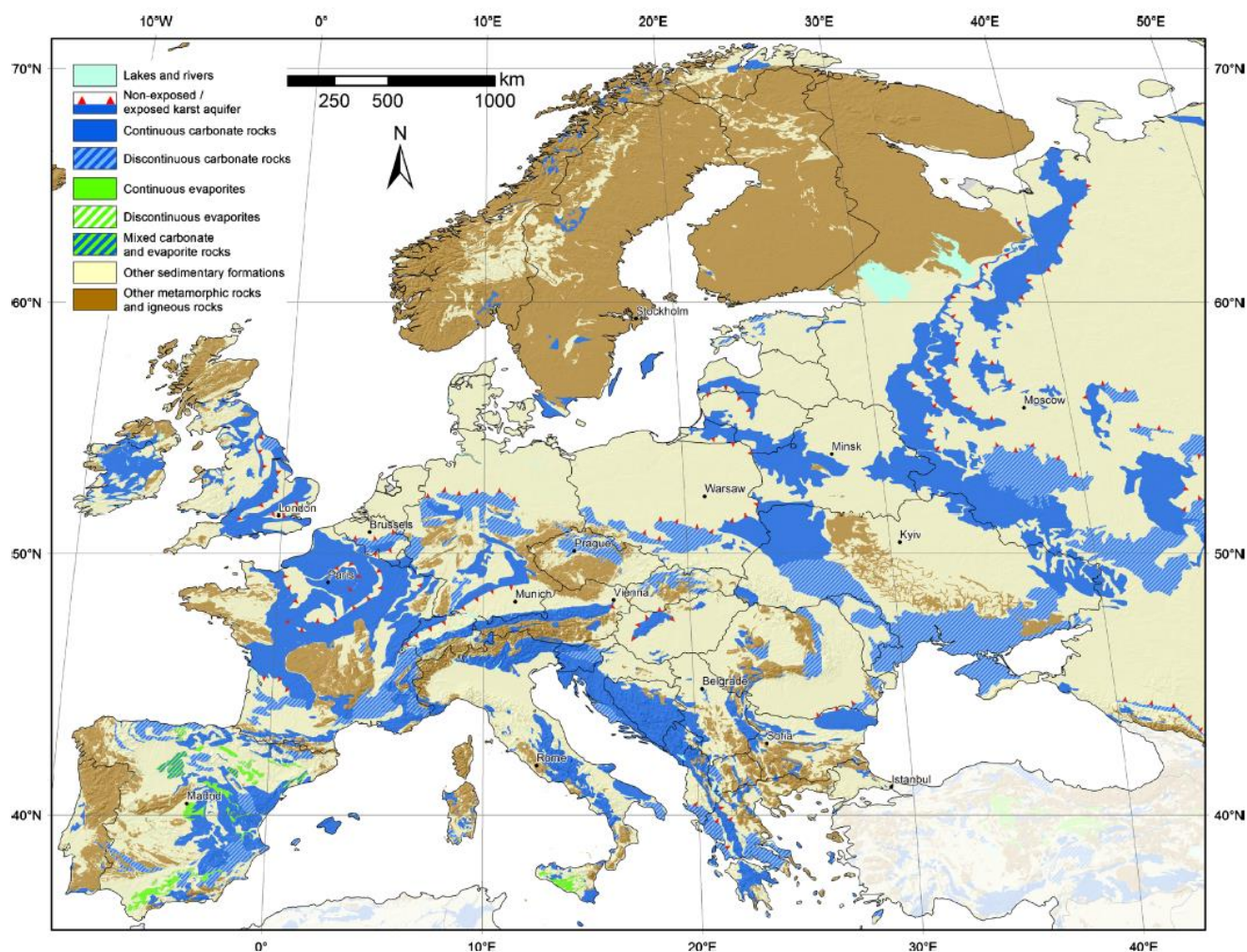


Figure 1.8 : Carte des aquifères karstiques en Europe, extraite de la World Karst Aquifer Map (Chen et al., 2017a)

1.2.1. Spécificités des systèmes karstiques

Du point de vue hydrogéologique, les aquifères karstiques sont caractérisés par une triple porosité (Bakalowicz, 2005 ; Hartmann et al., 2014) : porosité de la matrice calcaire, porosité des fractures tectoniques, et porosité des drains karstiques (fractures élargies par dissolution du calcaire). Les systèmes karstiques sont souvent associés à de faibles épaisseurs de sols qui, additionnées à la présence de drains verticaux, favorisent l'infiltration rapide des précipitations à large échelle via l'épikarst (Williams, 1983 ; Bakalowicz, 2005 ; Aquilina et al., 2006). En surface, on distingue la recharge autogénique issue des précipitations sur la partie de l'impluvium karstique, de la recharge allogénique issue du ruissellement sur l'impluvium non karstique qui alimente le karst via des pertes localisées (Goldscheider et Drew, 2007). Sur le bassin karstique, on distingue également l'infiltration diffuse à travers l'épikarst et l'infiltration localisée à travers des pertes/cavités). En souterrain, les écoulements sont contrôlés par le réseau de drainage, comportant des vides de grande dimension et permettant des vitesses de transfert très importantes. L'écoulement se fait ensuite par une ou plusieurs sources karstiques, avec potentiellement des sources intermittentes de débordement qui s'activent en périodes de hautes eaux. Les processus hydrologiques des systèmes karstiques sont globalement caractérisés par leur dualité (Király, 1998) : dualité de l'infiltration (lente et diffuse via la matrice, concentrée et rapide via les conduits), dualité des flux souterrains (lents dans la matrice et rapides dans les conduits), et dualité des écoulements (faibles et stables en périodes de basses eaux, forts et fluctuants en périodes de hautes eaux). La figure 1.9 présente les processus hydrologiques principaux des systèmes karstiques.

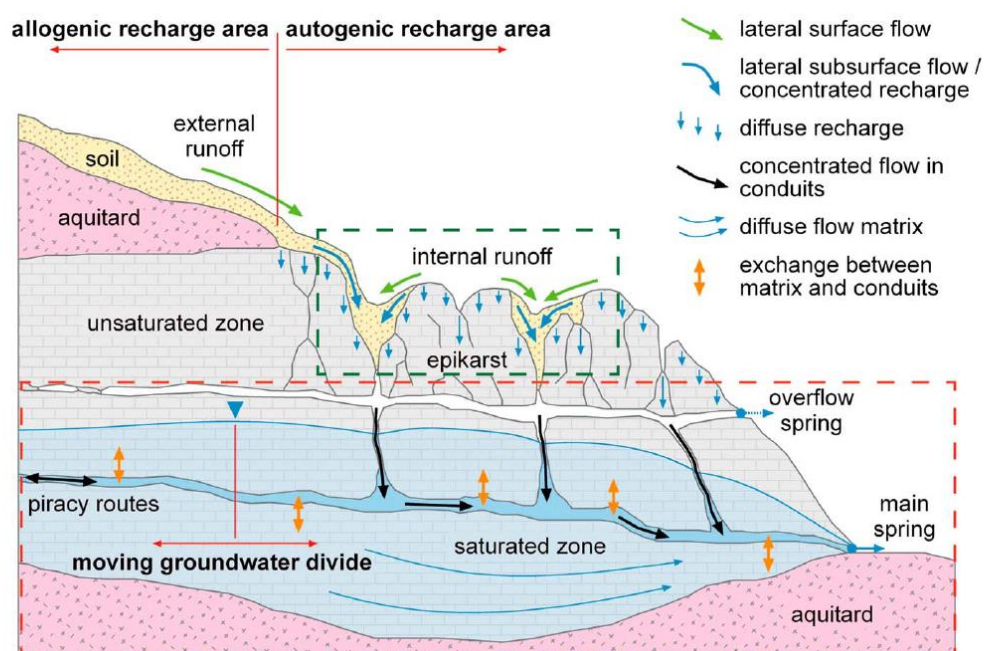


Figure 1.9 : Schéma conceptuel représentant les principaux processus hydrologiques d'un système karstique (d'après Hartmann et al., 2014)

Chapitre 1 : État de l'art

Si certains cours d'eau prennent naissance à l'exutoire d'un système karstique, ils peuvent également traverser des zones karstifiées, donnant lieu à des processus spécifiques liés aux échanges surface/souterrain.

1.2.2. Processus et réponse hydrologique des bassins karstiques

Du point de vue de l'hydrologie des cours d'eau influencés par des systèmes karstiques, divers phénomènes d'interaction surface/souterrain peuvent avoir lieu et provoquer des apports ou des pertes de débit. Bailly-Comte (2009) propose, à partir de l'analyse de chroniques de débits et de piézométrie sur le bassin karstique du Coulazou, une typologie des relations surface/souterrain au sein d'un système karstique en crue. La figure 1.10 illustre les différents stades de crue et les échanges karst-rivière correspondants, selon que l'état initial du réseau karstique soit saturé ou non. Ainsi, en conditions initiales sèches, le cours d'eau est perché (déconnecté de l'aquifère) et passe de pertes à apports au fur et à mesure que le système karstique local se sature. En conditions initiales humides, le cours d'eau est connecté et passe de pertes à apports, du fait de l'augmentation du niveau piézométrique de l'aquifère à plus large échelle.

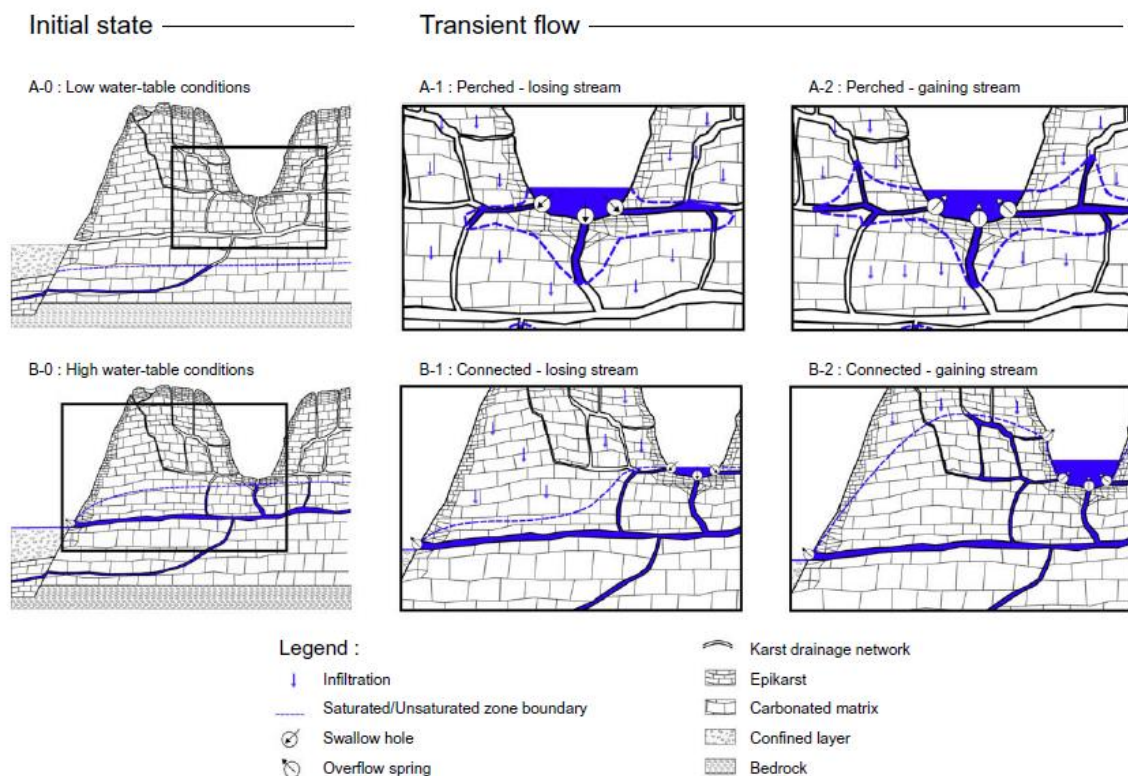


Figure 1.10 : Schéma conceptuel des échanges karst-rivière en crue selon l'état initial du système (Bailly-Comte et al., 2009)

Si ces échanges surface/souterrain sont typiques des bassins karstiques, d'autres mécanismes de pertes ou d'apports latéraux existent, et peuvent varier en fonction du degré de karstification ou du niveau de saturation de l'aquifère, qui influe sur la connexion karst/rivière (Charlier et al.,

Chapitre 1 : État de l'art

2015b). Par exemple, Charlier et al. (2019) montrent que l'intensité des pertes est liée à l'intensité de la crue et de la hauteur d'eau en rivière. De même, les estavelles, orifices typiques des rivières karstiques, peuvent fonctionner comme pertes ou comme sources, selon le niveau de saturation du système (López-Chicano et al., 2002 ; Mayaud et al., 2019). Par ailleurs, des sources de débordement peuvent s'activer en période de hautes eaux, lorsque la capacité de vidange par les drains est dépassée (Worthington, 1991). Par exemple, des pertes plus diffuses peuvent alimenter des aquifères régionaux profonds, ou des bassins versants voisins (Thyne et al., 1999, Genereux et al., 2005).

En période de crue, ces échanges surface/souterrain peuvent avoir différents effets. La littérature traitant de ce sujet, principalement constituée de cas d'études localisés, évoque des événements de crue pour lesquels le karst joue un rôle atténuateur, et d'autres pour lesquels il joue un rôle amplificateur. Zanon et al. (2010) ont montré que lors d'une crue éclair en 2007 en Slovénie, la zone karstifiée a réduit l'ampleur de la crue, qui était plus importante dans une zone non karstique ayant reçu de plus fortes précipitations. De la même manière, Delrieu et al. (2005) ont observé, pour un événement exceptionnel en 2002, des valeurs de coefficient de ruissellement plus faibles sur la partie karstifiée que sur la partie non karstifiée dans la zone orientale des Cévennes. De Waele et al. (2010) et Charlier et al. (2015b, 2019) ont déterminé que, selon la localisation le long du cours d'eau, les zones karstiques pouvaient provoquer des apports ou des pertes de débit, du fait de la forte variabilité spatiale des caractéristiques du système karstique. D'autres processus fréquemment rencontrés sont l'augmentation du niveau de saturation de l'aquifère, provoquant un refus à l'infiltration et un important ruissellement de surface (Lopez-Chicano et al., 2002; Bonacci et al., 2006 ; Maréchal et al., 2008), parfois associé à l'activation de sources intermittentes, ou encore le débordement de pertes (phénomène d'inversac) du fait de la remontée de l'eau souterraine vers l'amont ou de zones de constriction dans les drains (Maréchal et al., 2008; Bailly-Comte et al., 2009).

La diversité des processus en crue dans les bassins karstiques – engendrée par l'hétérogénéité du milieu - ne permet donc pas d'établir facilement un schéma conceptuel des rôles du karst sur le ruissellement de crue. Il est raisonnable de penser que les systèmes karstiques peuvent tour à tour amplifier ou diminuer l'impact des crues, selon leur capacité à infiltrer les précipitations ou restituer l'eau stockée, c'est-à-dire selon la direction des IGFs qu'ils favorisent.

Malgré la conceptualisation ancienne du phénomène d'IGF (Eakin, 1966), son rôle majeur dans l'hydrologie karstique n'est abordé que par peu d'auteurs. Ceci s'explique par le fait que l'étude des systèmes karstiques est majoritairement abordée par la communauté des hydrogéologues, et donc sous l'angle de l'aquifère, sans considérer les écoulements de surface. Ainsi, le système étudié est à l'équilibre, avec comme référentiel le bassin hydrogéologique, en entrée la recharge (autogénique ou allogénique), et comme sortie le débit à l'exutoire (ou aux exutoires, le cas échéant). Si l'on change de référentiel et que l'on se base sur le bassin topographique, certains travaux ont montré que de nombreux bassins non conservatifs se trouvent dans des régions karstiques (Le Moine et al., 2007; Lebecherel et al., 2013; Fan, 2019), notamment du fait d'écoulements souterrains divergents des axes de drainage superficiels, favorisant les échanges rapides surface/souterrain, permettant ainsi des écoulements vers des bassins voisins, ou plus en aval, sans pouvoir être mesurés par les stations de jaugeage.

Chapitre 1 : État de l'art

Ces flux d'IGF peuvent impacter les composantes lente et rapide du débit. En effet, Charlier et al. (2015b) ont montré l'importance de la contribution de sources karstiques au débit de crue du Tarn ; Maréchal et al. (2008) que l'eau souterraine pouvait représenter 60% du débit en période de décrue ; et Charlier et al. (2019) ont montré la capacité des pertes en rivière à diminuer la composante rapide du débit par infiltration vers le karst sous-jacent.

Certains auteurs ont travaillé à améliorer la performance des modèles à reproduire les IGFs en milieu karstique, comme Nguyen et al. (2020) avec SWAT, Le Moine et al. (2008) avec GR ou Scanlon et al. (2003) avec la comparaison d'un modèle distribué et à réservoirs. Toutefois, ces travaux, dédiés à l'optimisation de modèles, n'amènent que peu d'éléments de compréhension des différents processus des bassins karstiques. Les travaux de Liu et al. (2021) ont néanmoins permis, via l'estimation des IGFs en lien avec la présence de karst, de quantifier leur influence sur les débits (Figure 1.11) et ainsi d'adopter une approche de simulation combinant un modèle « classique » et un modèle prenant en compte les processus karstiques (IGF), améliorant les performances de simulation.

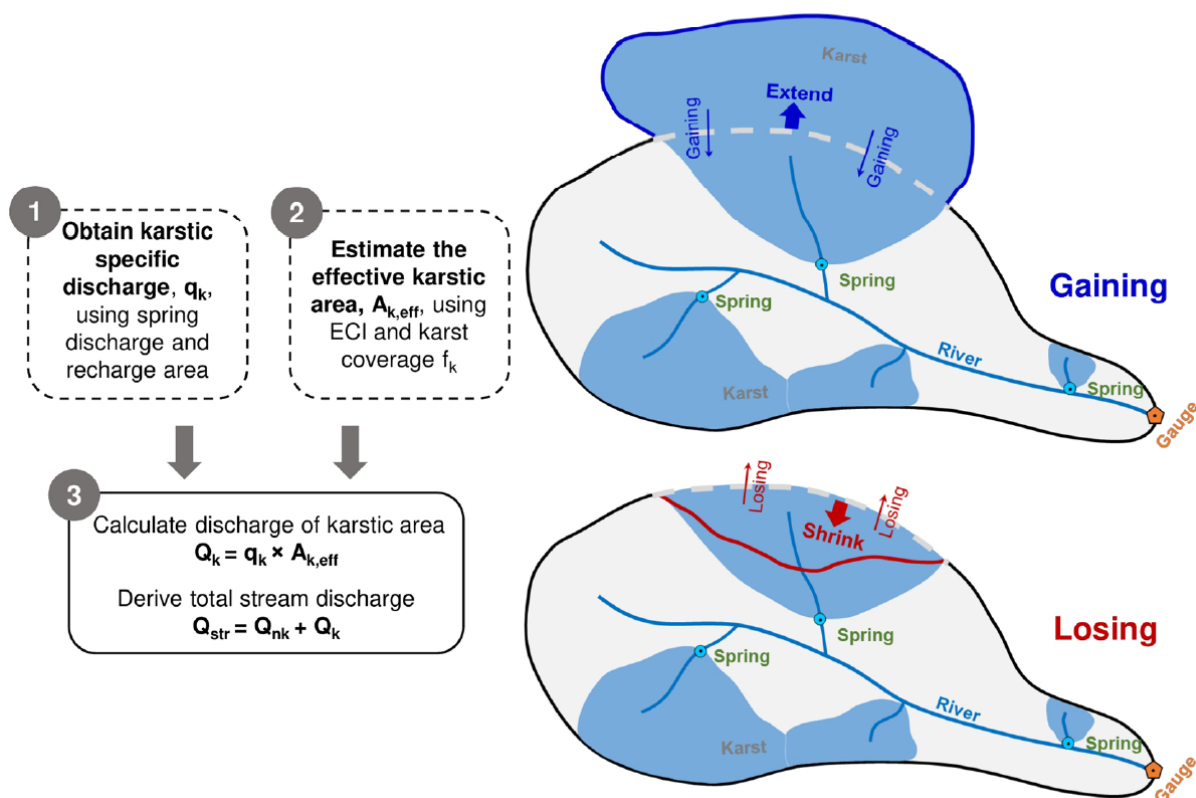


Figure 1.11 : Schéma conceptuel de l'estimation et de la prise en compte de l'influence du karst selon les IGFs en import ou en export, d'après Liu et al. (2021).

Ces résultats montrent que l'influence du karst sur la réponse hydrologique des cours d'eau présente une forte variabilité spatiale et temporelle. Afin de permettre de meilleures simulations des débits en domaine karstique, il y a donc un besoin d'amélioration de la compréhension des processus hydrologiques du karst, et notamment de leur variabilité spatio-temporelle. Les

approches prenant en compte la variabilité saisonnière, ainsi que la variabilité à l'échelle des tronçons de rivière paraissent donc intéressantes à développer.

1.3. Approches de caractérisation de la réponse des bassins karstiques

1.3.1. Approches Pluie-Débit

1.3.1.1. Principaux types de modèles pluie-débit

Les modèles majoritairement utilisés pour l'étude et la prévision des crues sont des modèles pluie-débit. Leur fonction est de reproduire la réponse hydrologique d'un bassin à un événement pluvieux, c'est-à-dire la manière dont les précipitations se traduisent en débit à l'exutoire du bassin considéré. Pour cela, les modèles représentent différents processus hydrologiques ayant lieu lors des crues, grâce à des fonctions de production et de transfert. Les deux principaux types de modèles sont les modèles distribués, qui intègrent une spatialiséation des paramètres, et les modèles globaux, souvent à réservoirs, pour lesquels les différents compartiments du bassin (sol, aquifère, routage du débit) sont représentés par des réservoirs aux paramètres fixés. Pour chacun de ces types de modèles, il existe des fonctions de production et des fonctions de transfert. Les premières contrôlent la manière dont les précipitations alimentent le ruissellement ou l'infiltration, et les secondes définissent la manière dont l'eau circule d'une maille à une autre, ou d'un réservoir à un autre. Les paramètres des modèles servent à ajuster ces fonctions afin de reproduire au mieux les débits observés. Dans le cas des modèles à base physique, ces paramètres sont en lien avec le milieu. Par exemple, les propriétés hydrodynamiques du sol et du sous-sol régissent la répartition entre ruissellement et infiltration, comme l'occupation du sol ou encore l'état initial de saturation en eau.

Un exemple de modèle pluie-débit distribué, appliqué à la prévision des crues, est celui utilisé par Coustau et al. (2012). Dans ce travail, le bassin du Lez est représenté par un maillage carré uniforme. Sur chaque maille, la fonction de production est obtenue par la formulation SCS, développée en 1972 par le Soil Conservation Service aux USA (e.g. Gaume et Bouvier, 2004), et qui fait intervenir entre autres paramètres, la capacité de stockage en eau du sol. Ensuite, chaque cellule fournit un hydrogramme unitaire, et le débit à l'exutoire du système est calculé via un modèle de type lag and route (Maidment, 1993 ; Lhomme et al., 2004). La figure 1.12 présente les fonctions de production et de transfert utilisées dans ce travail. Si ce type de modèle permet de rendre compte de la variabilité spatiale des processus hydrologiques, il demande de nombreuses informations spatialisées sur le site d'étude, qui sont souvent difficiles à obtenir dans le cas des systèmes karstiques qui présentent des fortes hétérogénéités spatiales.

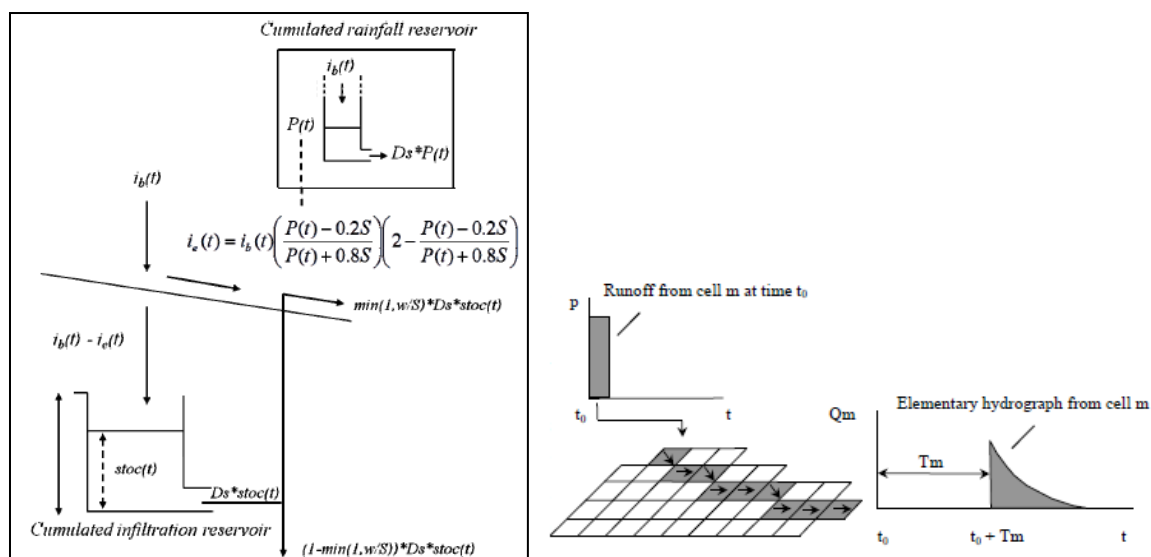


Figure 1.12 : Exemple de fonction de production (à gauche) et de fonction de transfert (à droite) pour un modèle pluie-débit distribué (Coustau et al., 2012)

Concernant les modèles globaux à réservoirs, les modèles hydrologiques du Génie Rural (GR) développés par INRAE sont largement connus et utilisés. Ils constituent une suite de modèles, dont le pas de temps et le nombre de paramètres est variable. Un modèle de prévision existe, GRP (Tangara, 2005 ; Berthet, 2010), basé sur la structure des modèles GR. Le modèle GR3J (journalier, à 3 paramètres) a été parmi les premiers des modèles GR. Sa formulation a été donnée par Edijatno et Michel (1989), puis le modèle a été amélioré successivement par Nascimento (1995) et Edijatno et al. (1999). L'ajout d'un paramètre a donné lieu au modèle GR4J (Perrin, 2000 ; Perrin et al., 2003). Le modèle GR4H a ensuite été obtenu par adaptation au pas de temps horaire (Mathevet et al., 2004 ; Mathevet, 2005), et le modèle GR5H constitue son évolution, intégrant un flux d'échange interbassin dont la direction peut s'inverser au cours du temps grâce à un cinquième paramètre (Le Moine, 2008). Les 5 paramètres libres du modèle GR5H sont :

- X1 : la capacité du réservoir de production en mm ;
- X2 : le coefficient d'échange interbassin en mm/h ;
- X3 : la capacité du réservoir de transfert en mm ;
- X4 : la constante de temps des hydrogrammes unitaires en h ;
- X5 : le seuil d'échange interbassin, adimensionnel.

La figure 1.13 présente la structure du modèle GR5H. La fonction de production dépend du taux d'humidité du sol, représenté par le réservoir S, et la fonction de transfert, associée au réservoir R1, traduit la pluie efficace en débit selon deux flux représentant le ruissellement de surface (composante rapide) et le débit de base (composante lente). Un flux d'IGF existe, contrôlé par les paramètres X2 et X5. Son expression étant fonction du taux de remplissage ainsi que d'un niveau seuil (équation 4), il peut successivement impacter le débit à l'exutoire en apports ou en pertes.

$$IGF = X2 \left(\frac{1}{2.2} \cdot \frac{R1}{X3} - X5 \right)^{\frac{7}{2}} \quad (4)$$

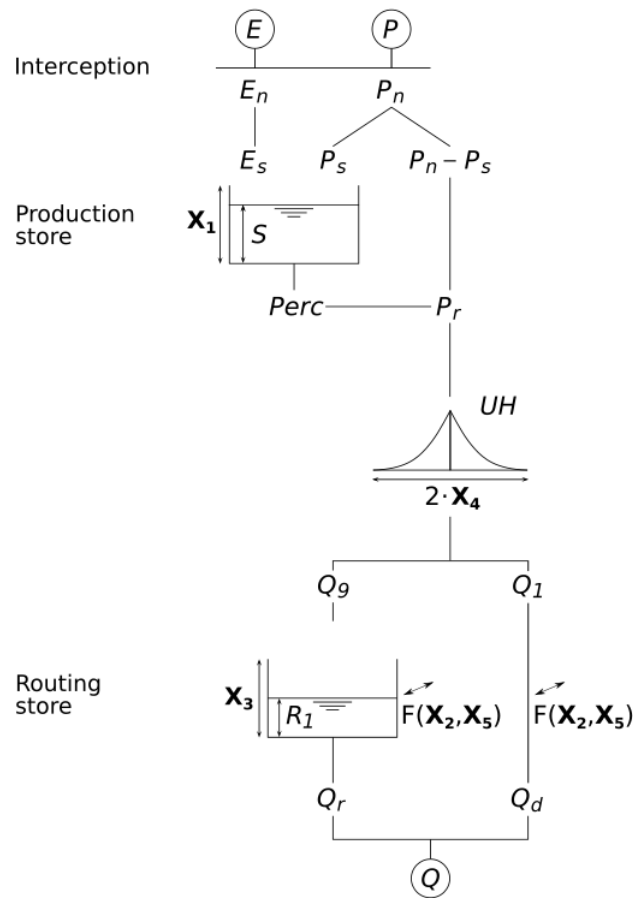


Figure 1.13 : Structure du modèle GR5H (d'après Coron et al., 2017). Les paramètres du modèle sont notés en gras.

Si les modèles GR ont été conçus pour simuler les débits de surface, d'autres modèles à réservoirs permettent également la simulation des niveaux piézométriques. C'est le cas du modèle Gardénia, développé par le BRGM (Thiéry, 2014). Il comporte un réservoir superficiel associé à la fonction de production, ainsi qu'un réservoir intermédiaire et un ou deux réservoirs souterrains (selon configuration) associés à la fonction de transfert. La figure 1.14 présente son schéma de fonctionnement, dans la configuration simple (un seul réservoir souterrain G). Gardénia propose deux modes de simulation des IGFs, basés respectivement sur le niveau de remplissage du réservoir souterrain et sur le débit de base. Selon le mode choisi, le débit d'IGF est proportionnel au débit de base (équation 5), ou au niveau de remplissage du réservoir souterrain. L'échange interbassin ne peut donc s'opérer que dans une direction (export ou import) durant la période simulée.

$$IGF = F_E \cdot Q_G$$

Le modèle Gardénia, dans la configuration à un réservoir souterrain, comporte cinq paramètres libres :

Chapitre 1 : État de l'art

- C_U : la capacité maximale du réservoir superficiel (mm) ;
- H_S : le seuil de répartition percolation/écoulement rapide (mm), hauteur dans le réservoir intermédiaire pour laquelle il y a répartition égale entre écoulement rapide et percolation ;
- T_H : la constante de temps de vidange du réservoir intermédiaire (h) ;
- T_G : la constante de temps de vidange du réservoir souterrain (h) ;
- F_E : le facteur d'échange souterrain interbassin (sans dimension), qui correspond à un pourcentage du débit de base.

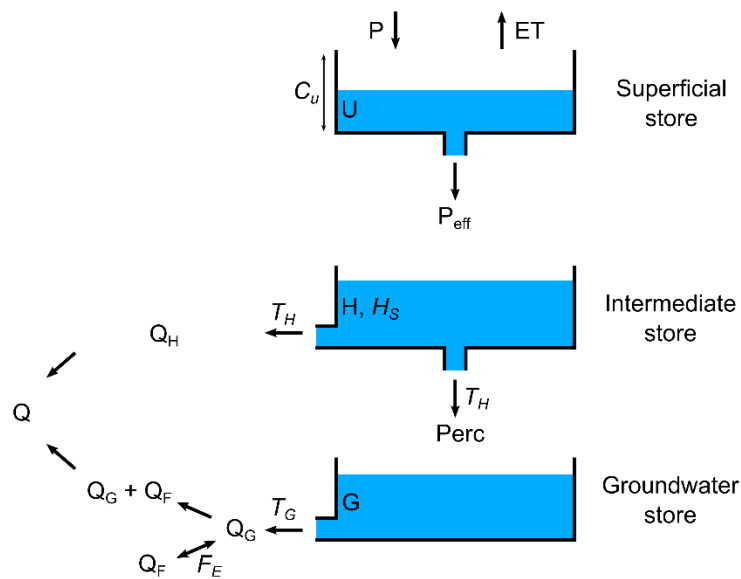


Figure 1.14 : Schéma de fonctionnement du modèle Gardénia à réservoir souterrain unique (adapté de Thiéry, 2014).

Enfin, il existe des modèles à réservoirs dédiés à la modélisation de systèmes karstiques, comme KarstMod (Mazzilli et al., 2019) ou VarKarst (Hartmann et al., 2013b). Néanmoins, ces modèles simulent les relations entre les précipitations et le débit à l'exutoire d'un aquifère karstique, et non le débit d'une rivière influencée par un système karstique. S'ils sont efficaces pour représenter les processus au sein du système karstique (infiltration, stockage, échanges drain/matrice, vidange), ils ne sont pas forcément adaptés pour simuler les processus hydrologiques à l'échelle d'un bassin versant dont certaines portions sont influencées par le karst et d'autres non.

Les fonctions de production et de transfert sont les composantes de base des modèles hydrologiques. Néanmoins, elles posent question dans leur application aux bassins karstiques, notamment du fait de l'absence (ou de la faible épaisseur) de sol, impliquant d'autres mécanismes prépondérants dans la fonction de production, et de l'existence de chemins d'infiltration rapide qui favorisent les échanges karst-rivière. De plus, bien que certains modèles conceptuels intègrent des flux d'échange interbassins, leurs effets restent complexes à simuler car ils sont variables en fonction des conditions hydrologiques, et impliquent une forte variabilité entre le découpage du bassin topographique et le découpage hydrogéologique, lui-même variable dans le temps.

Enfin, certains modèles simulent les relations pluie-débit des systèmes karstiques sans faire de lien avec les processus hydrologiques en jeu. C'est notamment le cas des modélisations par traitement du signal, de type « boîte noire » (Labat et al., 2000), ou des réseaux de neurones (Siou et al., 2011 ; Darras et al., 2015 ; Kharroubi et al., 2016). Ces approches peuvent donner des résultats intéressants dans les bassins karstiques où les processus sont complexes, néanmoins elles ne permettent pas d'exploiter les connaissances du fonctionnement des bassins, ni de les développer.

Les performances des différents types de modèles en domaine karstique sont souvent variables et dépendent des cas d'étude. Les résultats du Karst Modelling Challenge (Jeannin et al., 2021) en donnent un aperçu en comparant 13 modèles pour la simulation des débits d'une source karstique.

1.3.1.2. Adaptation des modèles pluie-débit conceptuels au milieu karstique

Un exemple d'adaptation de modèle pluie-débit au milieu karstique est le travail de Le Moine et al. (2008) sur le système karstique de La Rochefoucauld-Touvre. La résurgence karstique étudiée est alimentée par les pertes de trois rivières en amont. Pour modéliser le débit de cette source, le modèle GR4J est utilisé sur les rivières amont, afin d'estimer leurs pertes souterraines. Ces pertes sont utilisées comme entrées dans le système karstique, représenté par un réservoir dédié, qui fournit en sortie la composante karstique des débits de la source. La part superficielle des apports (bassin topographique) est modélisée par le modèle GR3J en mode conservatif (sans IGF). La figure 1.15 représente la structure du modèle global utilisé.

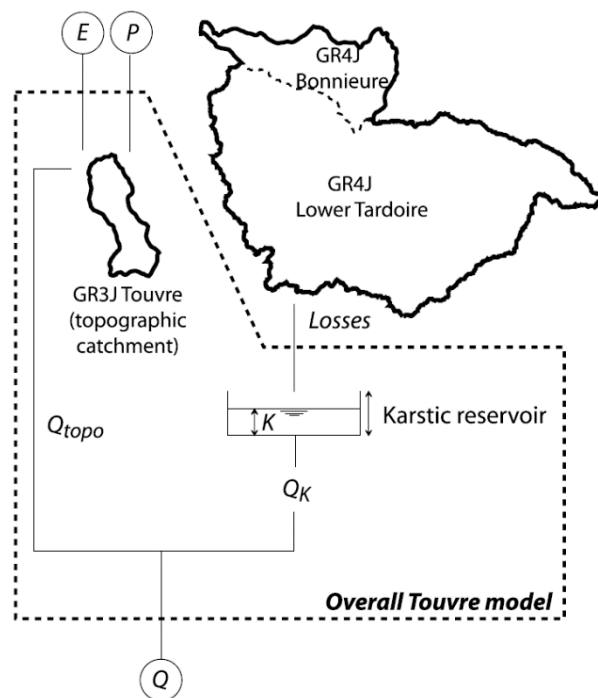


Figure 1.15 : Schéma conceptuel de modélisation des débits de la résurgence de la Touvre (Le Moine et al., 2008).

D’autres adaptations au karst de modèles à réservoirs existent, impliquant la mise en place d’un réservoir non linéaire représentant les variations de remplissage du système karstique (Ladouche et al., 2014 ; Moussu et al., 2011), le calage de la surface d’impluvium (Charlier et al., 2016), l’intégration des chroniques de niveaux piézométriques (Charlier et al., 2017), ou encore la définition de niveaux piézométriques « seuils » (Bailly-Comte, 2012).

Plus récemment, les travaux de Liu et al. (2021) ont montré qu’il est possible de combiner deux approches de modélisation pour représenter les processus karstiques et non karstiques en jeu sur des bassins versants à composante karstique. Grâce à une analyse des surfaces de bassins effectives, et de leurs proportions karstiques et non karstiques, l’importance relative des différents processus peut être estimée, et les stratégies de modélisation adaptées. Les travaux de Chen et al. (2018) et Rimmer & Salingar (2006) ont également considéré conjointement les processus karstiques et non karstiques à l’échelle du bassin versant. Si ces approches combinées paraissent prometteuses, elles ne rendent pas compte de la variabilité saisonnière et spatiale des processus à l’échelle des tronçons de rivière.

1.3.2. Approches Débit-Débit

Les modélisations abordées jusqu’à présent adoptent des approches Pluie-Débit. Certaines adaptations de ces modèles permettent de reproduire les débits à l’exutoire d’un bassin à composante karstique, mais il est plus difficile de modéliser de manière spatialisée les pertes ou apports latéraux qui ont lieu sur les tronçons des cours d’eau. De plus, au-delà d’une certaine échelle spatiale, les zones karstiques ne constituent généralement pas l’intégralité du bassin, et la zone karstique est parfois constituée de plusieurs unités au fonctionnements différents.

Des approches de modélisation des échanges latéraux entre deux stations hydrométriques existent (Charlier et al., 2015b ; Moussa et Majdalani, 2019), suivant la théorie proposée par Moussa (1996). Le principe est d’estimer les pertes ou apports latéraux grâce à une résolution analytique de l’équation d’onde diffusante avec répartition uniforme des échanges latéraux. Les deux paramètres à fixer sont la célérité C ($L T^{-1}$), et la diffusivité D ($L^2 T^{-1}$). Le modèle direct consiste à calculer un débit de sortie (aval), connaissant les débits d’entrée (amont) et des échanges (apports ou pertes) latéraux. Le modèle inverse consiste à déduire les échanges latéraux le long d’un tronçon, connaissant les débits entrant et sortant. Ce modèle, appliqué sur un bassin karstique avec plusieurs stations de mesure de débit, peut permettre l’estimation de la variabilité spatiotemporelle des échanges latéraux surface/souterrain (Cholet et al., 2017 ; Charlier et al., 2019). Cette approche constitue donc une voie prometteuse pour la modélisation spatialisée des mécanismes de ruissellement dans le cas de cours d’eau possédant de fortes interactions surface/souterrain, comme c’est le cas dans les bassins karstiques. De plus, les données d’entrées sont des chroniques de débit, qui sont généralement plus fiables que les données de précipitations utilisées dans les modèles pluie-débit.

Chapitre 1 : État de l'art

En outre, ce modèle peut être contraint par des données complémentaires indépendantes, comme la piézométrie ou le débit de sources latérales (Charlier et al., 2015b), ou encore la conductivité électrique (Cholet et al., 2017). Les questions d'équifinalité (Beven, 2006) sur les paramètres C et D peuvent donc être étudiées sous le regard de variables indépendantes, ce qui peut amener des informations complémentaires en termes de processus en jeu (ruissellement de surface, origine de l'eau mobilisée, etc).

La modélisation des hydrogrammes latéraux permet de calculer des termes d'atténuation/amplification du pic de crue (Charlier et al., 2019). Ces termes sont représentés sur des hydrogrammes schématiques en figure 1.16. Le terme E représente la variation d'amont en aval de la valeur maximale atteinte par le débit. Ce terme est l'addition de deux composantes E_D et E_A . E_D représente la part de variation du pic due à la diffusivité du tronçon, et E_A représente la part de variation du pic due aux échanges latéraux le long de ce tronçon. Menée à large échelle, cette approche peut permettre d'analyser la variabilité spatiale de l'intensité et de la dynamique des échanges latéraux sur les tronçons karstiques et non karstiques lors des événements de crue.

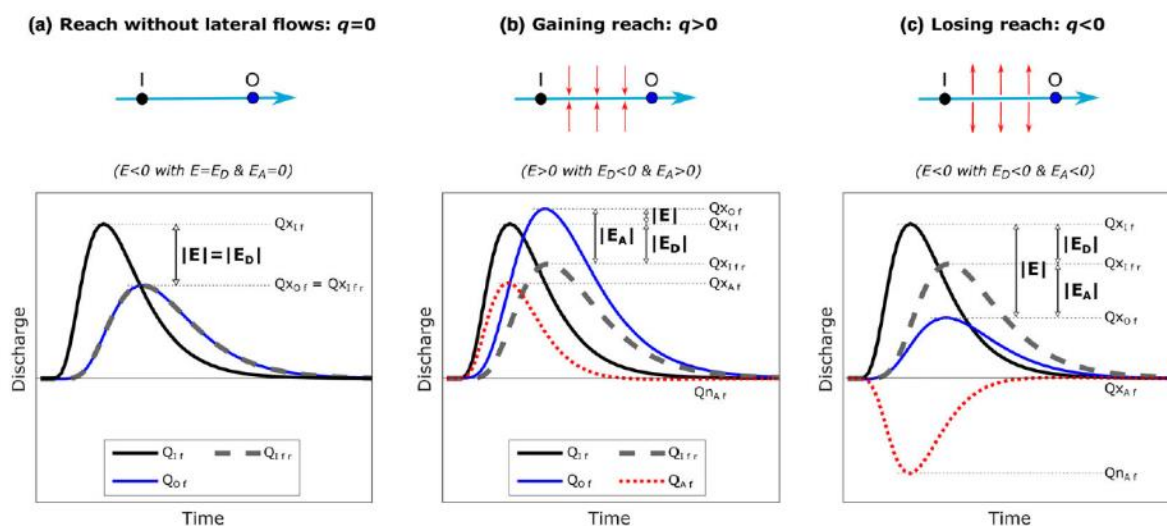


Figure 1.16 : Exemples d'hydrogrammes de crue et de modélisation des échanges latéraux avec l'équation d'onde diffusante. (a) : échanges nuls, (b) : apports latéraux, (c) : pertes latérales (Charlier et al., 2019)

L'équation d'advection-diffusion pouvant avoir, sous certaines conditions, la même expression mathématique que l'équation d'onde diffusante, cette approche peut donc également être appliquée à des flux massiques, obtenus via une mesure de concentration.

Cette méthodologie a été appliquée par Cholet (2017) à l'échelle d'un drain karstique (figure 1.17). Les chroniques de débit et de conductivité (que l'on convertit en concentration) permettent d'établir des chroniques de flux de solutés. Les chroniques de débit et de flux peuvent ainsi permettre de modéliser les échanges latéraux en termes de débit et de flux. On en déduit enfin les chroniques de concentration des apports latéraux. L'application de cette méthode sur des tronçons de rivière karstiques et non karstiques pourrait permettre de mieux identifier l'origine de l'eau qui participe aux échanges latéraux en crue, selon les terrains traversés.

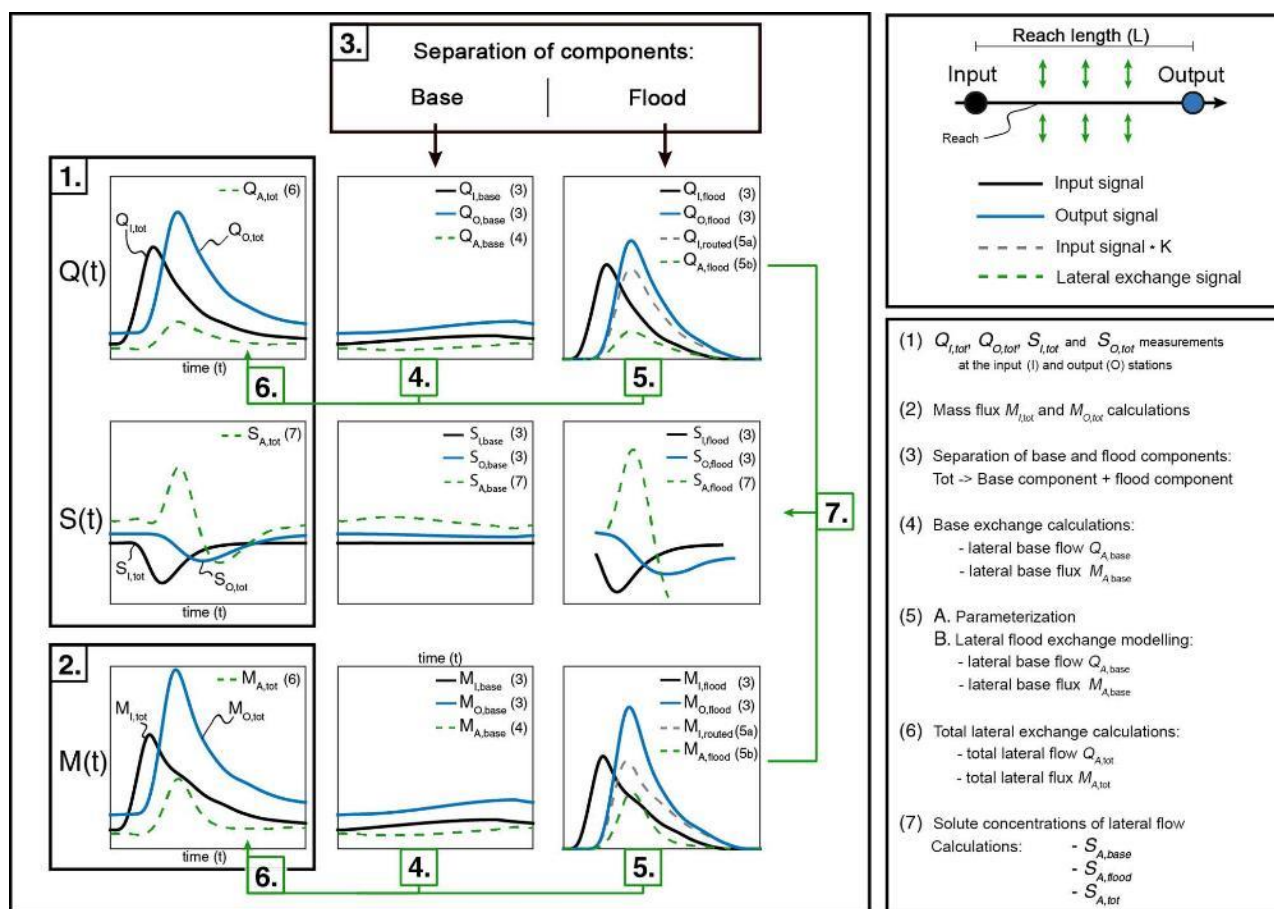


Figure 1.17 : Méthodologie d'étude de la dynamique des échanges latéraux en termes de débits et de flux de solutés, d'après Cholet et al., 2017.

1.3.3. Approches Débit-Concentration

Les relations débit-concentration (C-Q) sont de plus en plus étudiées, du fait de l'accessibilité des moyens de mesures in-situ à haute fréquence. Selon le contexte et la nature des études menées, ces approches peuvent être appliquées à différents paramètres, les plus fréquemment suivis étant les ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) ou certaines variables physico-chimiques (conductivité électrique, turbidité, température). Elles ont permis des avancées dans la compréhension de la recharge et la vulnérabilité des aquifères (House and Warwick, 1998 ; Doctor et al., 2006), les contributions au débit (Ribolzi et al., 2000 ; Burns et al., 2001) ou la genèse du ruissellement de crue (Evans et al., 1999 ; Rose, 2003 ; Toran and Reisch, 2012).

Dans les bassins karstiques, la conductivité électrique (EC) renseigne sur l'origine de l'eau et le temps de résidence de l'eau souterraine. En effet, elle y est majoritairement contrôlée par la concentration en bicarbonates, calcium et magnésium, qui sont directement liés à la dissolution des roches calcaires (James and Roulet, 2006 ; Massei et al., 2007 ; Knapp et al., 2020). Dans le cas de l'analyse d'évènements de crue, de fortes valeurs d'EC indiquent donc une contribution dominante d'eau pré-événementielle (i.e. d'eau souterraine stockée avant l'évènement), et de

faibles valeurs correspondent à une contribution dominante d'eau évènementielle (i.e. de précipitations liées à l'évènement de crue, circulant par ruissellement de surface ou infiltration rapide).

Plusieurs auteurs ont analysé les relations conductivité – débit (EC-Q) en milieu karstique, avec diverses méthodologies. Les premières études des relations EC-Q ont principalement décrit les variations de conductivité électrique lors d'évènements de crue, une chute de sa valeur correspondant à une augmentation de la proportion d'eau évènementielle dans le débit total, et les variations plus complexes étant interprétées comme la mise en charge simultanée de plusieurs conduits karstiques (Hess and White, 1988). Des approches statistiques existent également, comme l'étude de la distribution des fréquences de conductivité (Massei et al., 2007), permettant d'appréhender les contributions relatives des eaux de surface et de la matrice karstique, et leur évolution en fonction des conditions hydrologiques. Les relations EC-Q peuvent aussi être caractérisées grâce à la méthode End Member Mixing Analysis (Christophersen et al., 1990) : deux ou trois pôles sont définis et reliés à des valeurs d'EC ou autres variables comme les ions majeurs typiques de certaines zones contributives (karst, sol, surface, ...). L'évolution de ces variables renseigne ensuite sur les variations des contributions au débit des différentes zones identifiées (Burns et al., 2001 ; Doctor et al., 2006).

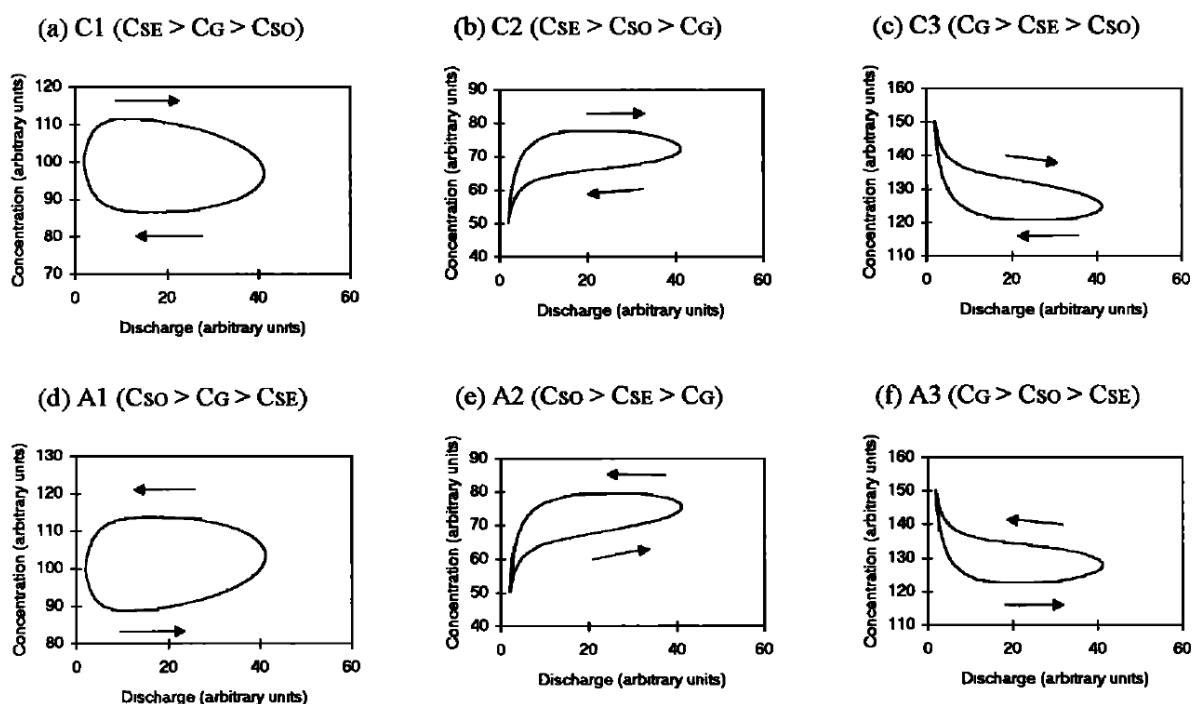


Figure 1.18 : Typologie de boucles hystérésis des relations C-Q, obtenues à partir d'un hydrogramme théorique (Evans and Davies, 1998).

La caractérisation des boucles d'hystérésis EC-Q est également intéressante, car elle permet d'étudier le déphasage entre l'augmentation du débit et l'augmentation de la conductivité, renseignant ainsi sur les changements de zones contributives au débit (pluie, sol, subsurface) ou

de processus hydrologiques à l'échelle de la crue, ou entre plusieurs événements (Fournier et al., 2007 ; Toran and Reisch, 2012). En particulier, Evans et Davies (1998) ont proposé une typologie des boucles hystérésis, selon leur direction de rotation et leur pente moyenne (figure 1.18). Cette typologie, largement réutilisée par la suite (Rose, 2003 ; Vaughan et al., 2017 ; Zhang et al., 2020), permet d'identifier, connaissant les concentrations des différentes zones contributives, l'ordre des contributions successives. Dans le cas particulier du suivi de la conductivité électrique en domaine karstique, les travaux de Toran and Reisch ont montré qu'il est possible d'identifier des schémas de contribution au débit à l'aide de boucles hystérésis issues des mesures de débit et de conductivité lors d'épisodes de crue (figure 1.19). Cette approche permet ainsi d'estimer la part de mobilisation d'eau souterraine lors d'événements de crue, ce qui peut aider à la gestion efficace de bassins où les interactions surface/souterrain sont prépondérantes.

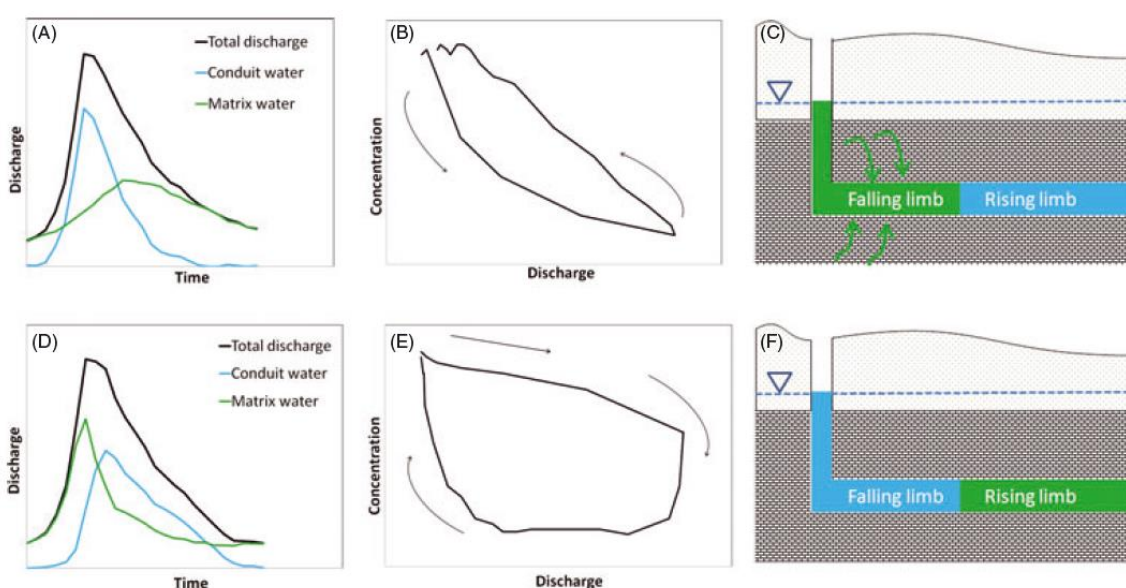


Figure 1.19 : Relations entre décompositions d'hydrogrammes, boucles hystérésis de conductivité électrique, et schéma conceptuel des contributions au débit d'un system karstique (Toran et Reisch, 2012).

1.4. Synthèse

Les bassins versants à composante karstique présentent diverses spécificités d'ordre structurel, qui influent sur leur réponse hydrologique et les processus en crue, avec notamment l'existence d'écoulements souterrains interbassin (IGF). Les méthodes de l'hydrologie traditionnelle doivent être adaptées pour ces bassins, qui présentent souvent des bilans hydrologiques annuels non conservatifs. Si les processus hydrologiques en jeu au sein des systèmes karstiques sont relativement bien connus, il existe peu d'études spatialisées, à large échelle, qui analysent la variabilité spatiotemporelle de la réponse hydrologique des cours d'eau sur des bassins partiellement karstiques.

Chapitre 1 : État de l'art

Ainsi, la modélisation efficace des bassins versants à composante karstique reste un défi technique, car elle implique de prendre en compte à la fois les processus hydrologiques des parties karstiques et non karstiques. Des méthodes combinant plusieurs approches de modélisation existent, mais elles sont difficilement généralisables et ne rendent pas compte de la variabilité spatiale des processus au sein des bassins.

L'utilisation de signatures hydrologiques permet d'identifier les processus hydrologiques prédominants, à différentes échelles de temps et d'espace. Cette approche fonctionnelle est nécessaire pour définir des stratégies de simulation efficaces, en termes de structure et de calibration des modèles, ainsi que pour pouvoir spatialiser les processus à large échelle, et donc étendre ces stratégies à des bassins non jaugés.

Les signatures hydrologiques adaptées à cette approche restent à définir, car l'influence du karst sur la réponse hydrologique est encore mal connue à l'échelle du tronçon de rivière. Dans cette optique, l'adaptation des outils classiques de l'hydrologie (i) à la spécificité du karst et notamment des IGFs, et (ii) à l'échelle spatiale du tronçon de rivière et de son sous bassin, peut permettre d'apporter des éléments de réponse pour établir un lien entre les processus hydrologiques et des stratégies de modélisation efficaces.

Dans la suite de cette thèse, quatre approches principales seront menées, qui correspondent aux chapitres 3 à 6, et qui permettront de caractériser différents types de signatures hydrologiques. Les bilans annuels seront traités en utilisant les théories de L'Vovich (1979) et Budyko (1974), modifiées et adaptées aux cas des bassins non conservatifs. Les événements de crue seront analysés en proposant des signatures basées sur les hydrogrammes de crue et les échanges latéraux simulés par la modélisation Débit-Débit. La réponse hydrologique globale sera également abordée sous l'angle des modèles Pluie-Débit, dont les paramètres seront reliés aux processus hydrologiques. Enfin, l'étude des relations Débit-Concentration, grâce au développement d'une analyse nouvelle des boucles hystérésis EC-Q, permettra la caractérisation de la variabilité spatio-temporelle des processus de crue sur deux bassins instrumentés.

Chapitre 2

Sites d'étude et données

2.1. Sites d'étude

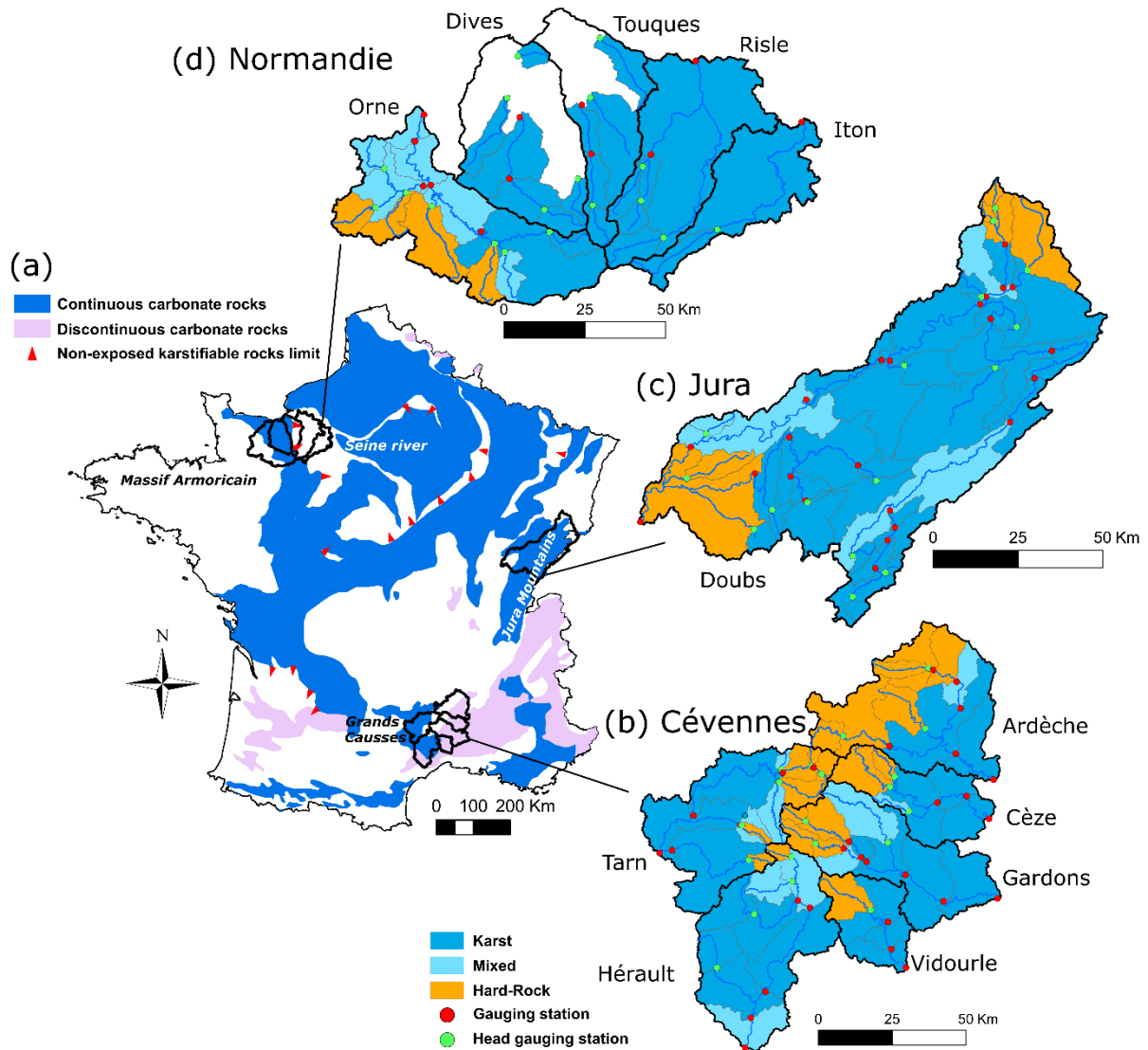


Figure 2.1 : A : Cartographie des aquifères carbonatés de la France (Chen et al., 2017a) ; B, C, D : Emprises des bassins étudiés et type de géologie des bassins élémentaires.

Les sites d'étude ont été sélectionnés sur des régions à composante karstiques, de climats et de géologies variés. Certains secteurs retenus ont également fait l'objet d'études précédentes, ce qui permet de recouper différentes informations et d'avoir un certain recul sur les résultats. La figure 2.1 présente les 12 bassins sélectionnés. Les trois grandes zones étudiées appartiennent respectivement au massif des Cévennes, au massif du Jura, et à la Normandie, de l'embouchure de la Seine à la bordure du massif Armoricain. Chaque zone comporte une composante karstique plus ou moins marquée. La zone Cévenole est bordée par les Grands Causses à l'Ouest et les karsts nord-montpelliérains au Sud, le bassin du Doubs recouvre une partie des plateaux calcaires du Jura, et la zone Normande inclut une partie des terrains crayeux karstifiés Haut-Normands.

Chapitre 2 : Sites et Données

La superficie cumulée de ces sites représente 24 500 km². Le tableau 1 regroupe les principales informations des différents bassins étudiés.

Tableau 1 : Bassins versants étudiés et données disponibles

	Superficie (km ²)	Nombre de stations	Surface jaugée médiane (km ²)	Données journalières	Données horaires
Ardèche	2 257	9	193	1996 - 2014	1997 - 2018
Cèze	1 048	6	192	2002 - 2011	2002 - 2018
Gardons	1 853	10	137	2008 - 2014	2008 - 2018
Vidourle	772	4	182	2009 - 2014	2009 - 2018
Hérault	2 203	9	223	2007 - 2014	2007 - 2018
Tarn	2 145	13	64	1984 - 2014	1997 - 2018
Cévennes	10 300	51	172	8 ans (médiane)	15 ans (médiane)
Doubs	7 400	39	121	1998 - 2014	1998 - 2018
Jura	7 400	39	121	16 ans	21 ans
Iton	1 048	2	524	1999 - 2014	1999 - 2018
Risle	1 803	5	84	2001 - 2014	2001 - 2018
Touques	800	5	106	2010 - 2014	2010 - 2018
Dives	879	6	113	2009 - 2014	2009 - 2018
Orne	2 260	12	127	2005 - 2014	-
Normandie	6 800	30	127	9 ans (médiane)	14 ans (médiane)
Global	24 500	120	145	9 ans (médiane)	17 ans (médiane)

2.1.1. Massif des Cévennes

La zone d'étude cévenole, d'une superficie de 10 000 km², est centrée sur le massif des Cévennes dans le sud de la France, entre le massif des Grands Causses à l'ouest, les karsts nord-montpelliérains au sud et les plateaux karstiques de la bordure cévenole orientale à l'est (gorges du Gardon, de la Cèze, et de l'Ardèche). Elle comprend les bassins versants du Tarn à Millau, de l'Ardèche à Saint-Martin, de la Cèze à Bagnols-sur-Cèze, du Gardon à Remoulins, du Vidourle à Gallargues et de l'Hérault à Montagnac. Ces bassins sont caractérisés par un gradient de pluviométrie et de géologie : les têtes de bassins, sur les reliefs des Monts du Vivarais, du Mont Lozère (1699 m) et du Mont Aigoual (1565 m), drainent des formations de socle avec des précipitations annuelles autour de 1500 mm, contre 1000 mm sur les zones calcaires karstifiées à l'aval. Les bassins ont donc une configuration de karst binaire, où seules les zones intermédiaires et aval sont karstiques. La figure 2.2 présente l'emprise des bassins versants étudiés et la géologie de la région.

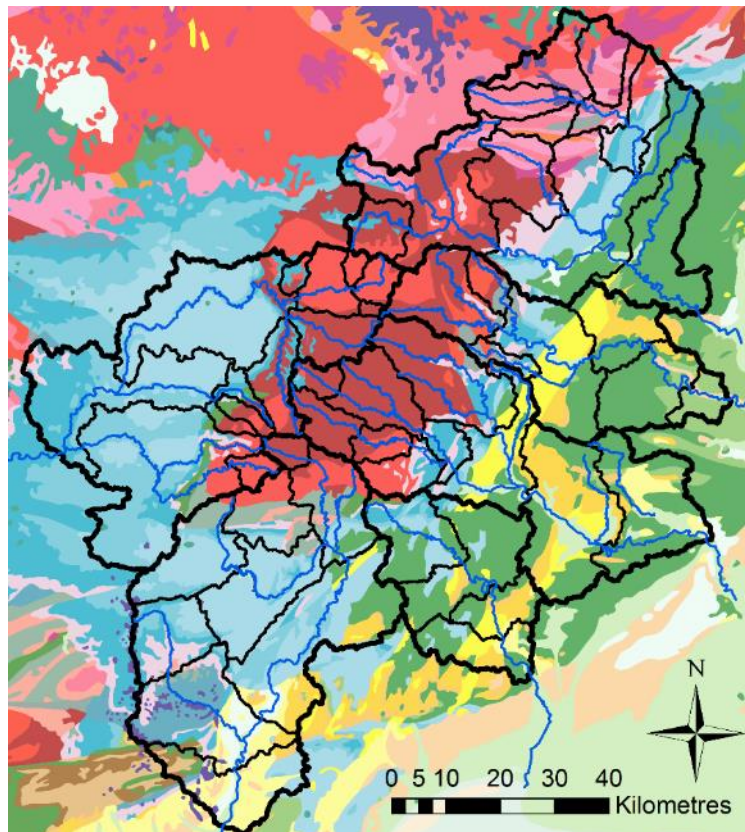


Figure 2.2 : Zone d'étude Cévenole. Les 6 bassins étudiés sont représentés en traits gras et leur bassins élémentaires en traits fins. Dans le sens horaire depuis le Nord : bassins de l'Ardèche, de la Cèze, des Gardons, du Vidourle, de l'Hérault, et du Tarn. Fond de carte : géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), rouge/bordeaux : roches de socle et métamorphiques (granites, gneiss, schistes), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune : calcaires et grès du Cénozoïque.

2.1.2. Massif du Jura

La zone d'étude jurassienne est centrée sur le bassin versant du Doubs à Neublans-Abergement. Elle est délimitée à l'Est par la frontière Suisse et la haute chaîne du Jura, dont l'altitude atteint 1461 mètres au Mont d'Or, au Nord par la terminaison méridionale des Vosges avec le Ballon d'Alsace, et à l'Ouest par la plaine de la Saône. Plus au Sud, le Haut-Jura se prolonge et donne naissance au bassin de l'Ain. Les principaux affluents du Doubs sont le Drugeon en aval de Pontarlier, le Dessoubre à Saint-Hippolyte et la Loue à Parcey. Le Doubs draine un bassin majoritairement constitué de calcaires Jurassiques, avec quelques passées marneuses et de rares dépôts Cénozoïques et Crétacés. Le climat a une forte influence continentale avec neige et fortes gelées l'hiver et sécheresses et chaleur l'été. La pluviométrie suit un gradient altitudinal et varie de 1700 mm/an sur la haute chaîne à 1100 mm/an en aval du bassin. Le bassin du Doubs a une configuration de karst unaire, sa karstification est homogène et très développée. La figure 2.3 présente l'emprise des bassins versants étudiés et la géologie de la région.

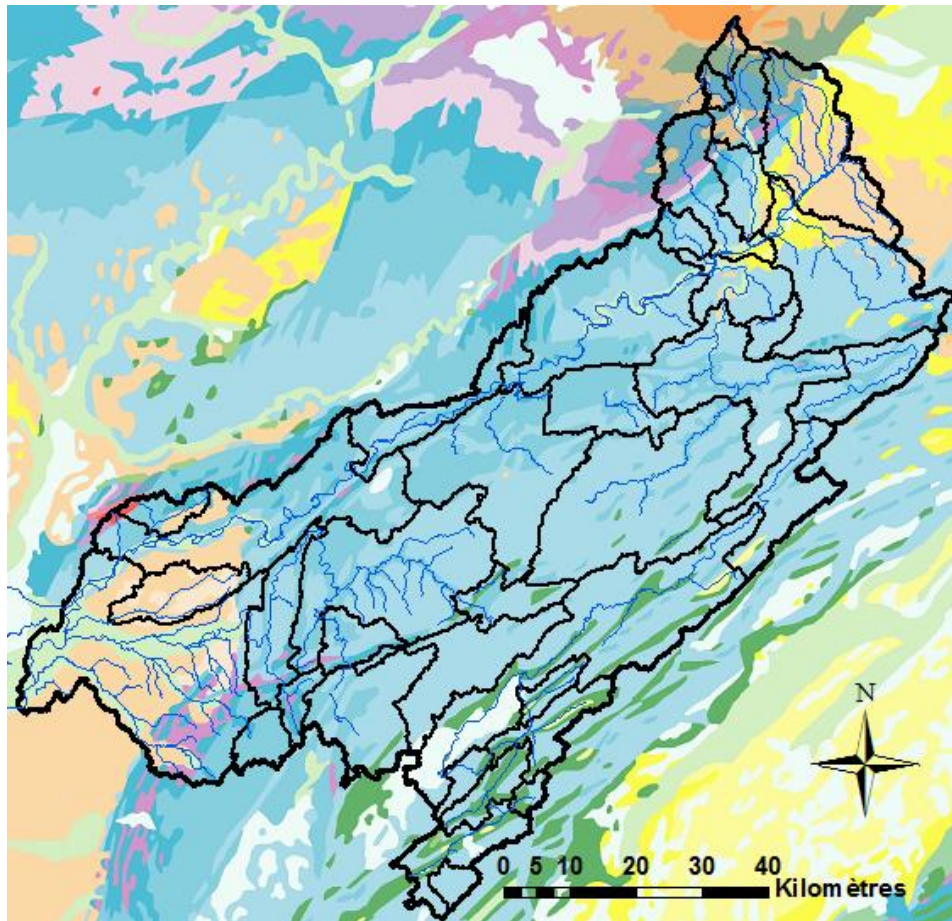


Figure 2.3 : Zone d'étude Jurassienne. Le bassin versant du Doubs est représenté en traits gras et ses bassins élémentaires en traits fins. Fond de carte : géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune/beige : calcaires et grès du Cénozoïque.

2.1.3. Bassins Normands

La zone d'étude Normande regroupe les bassins versants de deux affluents aval de la Seine en rive gauche, et de fleuves côtiers Bas-Normands. Elle est délimitée au Nord-Est par la partie aval de la Seine, au Nord-Ouest par la Manche et à l'Ouest par les reliefs de la Suisse Normande et de Collines de Normandie. Plus au Sud s'étendent les bassins du Loir, de la Sarthe et de la Mayenne, affluents en rive droite de la Loire. Les bassins versants étudiés sont, d'Est en Ouest, l'Iton, la Risle, la Touques, la Dives et l'Orne. Le climat a une influence maritime, et les pluviométries annuelles sont globalement comprises entre 700 et 1 000 mm/an. Les bassins de la moitié orientale de la zone d'étude drainent des formations crayeuses calcaires présentant des réseaux karstiques sous couverture (souvent sous-jacents aux argiles à silex, produits d'altération de la craie). La Dives et ses affluents sont majoritairement développés sur des calcaires du Jurassique qui constituent les dépôts les plus occidentaux du bassin parisien. Enfin le bassin de l'Orne s'étend sur les premiers reliefs du massif Armoricaïn, avec des roches de socle plus anciennes. La figure 2.4 présente l'emprise des bassins versants étudiés et la géologie de la région.

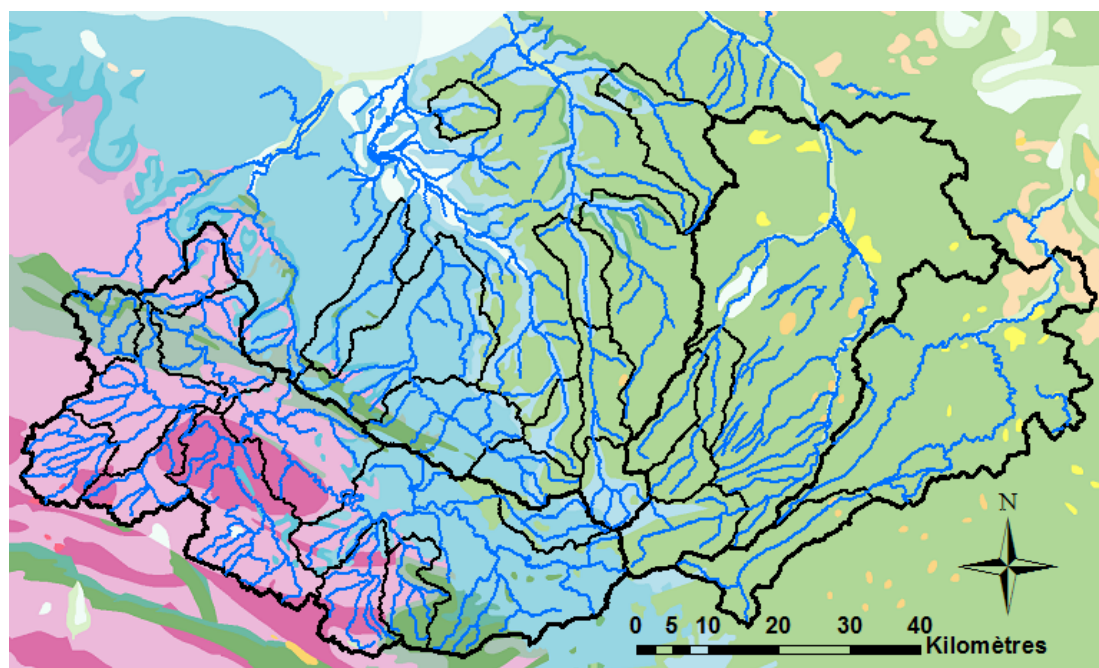


Figure 2.4 : Zone d'étude Normande. Les bassins étudiés sont représentés en traits gras et leur bassins élémentaires en traits fins. D'Est en Ouest : l'Iton, la Risle, la Touques, la Dives et l'Orne. Fond de carte : géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune/beige : calcaires et grès du Cénozoïque, violet : granites et roches métamorphiques du Protérozoïque.

2.2. Données exploitées

2.2.1. Données temporelles

Les données temporelles utilisées dans cette étude sont listées ci-dessous. Les chroniques au pas de temps journalier sont utilisées pour l'étude des bilans annuels (chapitre 3). Les chroniques au pas de temps horaires, rendues disponibles plus tardivement, sont utilisées pour les chapitres 4 à 6. Les chroniques de conductivité électrique en rivière, disponibles sur certaines stations du bassin du Doubs et de la Cèze, sont utilisées dans le cadre des analyses débit-conductivité (chapitre 6).

- Les mesures de débits moyens journaliers et horaires sont issues de la Banque Hydro¹, site qui bancarise les chroniques de débit produites aux différentes stations de mesure DREAL (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement). Ces données sont des interpolations des valeurs produites à un pas de temps variable ;
- Les estimations journalières des températures et hauteurs cumulées de précipitations et d'évapotranspiration potentielle sont issues de Safran (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige (Vidal et al., 2010)), système d'analyse de Météo France estimant 7 paramètres au sol sur une grille de 8 km sur la France, à partir de mesures et de sorties de modèles ;
- Les estimations horaires de précipitations sont composées des données Comephore de 1997 à 2005, et des données Antilope de 2006 à 2018. Les données Comephore sont des réanalyses des lames d'eau par fusion des données des radars et des pluviomètres. Elles sont disponibles sur la France à une résolution spatiale kilométrique. Les données Antilope sont également des réanalyses des lames d'eau radar, recalées sur les valeurs de précipitations mesurées sur les pluviomètres au sol, obtenues le jour suivant. Chaque jour, les données produites sont donc celles de la veille, d'où le qualificatif de lame d'eau « J+1 ».
- Les mesures infra-horaires de conductivité en rivière sur le système Loue-Lison dans le bassin du Doubs sont réalisées avec l'instrumentation du projet Quarstic (Charlier et al., 2018 ; 4 sondes OTT MS5). Dans le bassin de la Cèze, l'instrumentation a été réalisée durant cette thèse, dans le cadre du partenariat SCHAPI-BRGM (4 sondes Schlumberger Diver, voir figure 2.5).

¹ <http://www.hydro.eaufrance.fr/>



Figure 2.5 : Installation d'un dispositif de mesure de conductivité électrique sur la Cèze (05/07/2019).

2.2.2. Données spatiales

Les données spatiales, utilisées dans l'ensemble des chapitres de cette thèse, sont les suivantes :

- Couche SIG des stations de mesure alimentant la banque hydro, obtenu sur le site du SANDRE¹ ;
- Couche SIG du découpage topographique des bassins versants de la Base Nationale des Bassins Versants (BNBV) ;
- Couche SIG du réseau hydrographique de la BD Carthage, produite par l'Institut Géographique National (IGN²) ;
- Carte géologique de la France harmonisée au 1/1 000 000 (BRGM) ;
- Carte nationale de la réserve utile en eau des sols, établie par l'INRAE (Le Bas, 2018).
- Cartes de France des valeurs d'IDPR, versions 2007 et 2017. L'Indice de Développement et de Persistance des Réseaux IDPR (Mardhel et al., 2021) est disponible sur l'ensemble de la France au pas de 25 m. Le calcul de l'IDPR est basé sur la comparaison entre un

¹ <http://www.sandre.eaufrance.fr/>

² <http://professionnels.ign.fr/bdcarthage>

Chapitre 2 : Sites et Données

réseau hydrographique théorique qui considère la présence d'une rivière dans chaque talweg et le réseau hydrographique naturel. Les deux données d'entrée utilisées pour ce calcul sont donc un modèle numérique de terrain (BD alti 25 m IGN©) et un réseau hydrographique numérique (BD topo IGN©, qui répertorie les cours d'eau permanents ou temporaires, naturels ou artificiels). Le calcul de l'équation 1 est effectué pour chaque cellule de la grille et donne une information spatialisée de l'indice. L'IDPR propose donc une métrologie de l'écart entre le réseau de talweg théorique et le réseau naturel. Il permet ainsi de différencier les zones de réseau hydrographique à faible densité (zones d'infiltration forte, IDPR > 1000) de celles à forte densité (ruissellement prépondérant, IDPR < 1000).

$$IDPR = \frac{\text{Distance au cours d'eau théorique le plus proche}}{\text{Distance au cours d'eau réel le plus proche}} \times 1000 \quad (1)$$

Chapitre 3

Influence du karst sur les bilans annuels

Résumé : La spatialisation d'indicateurs hydrologiques dérivés des bilans annuels peut permettre une meilleure compréhension de la variabilité spatiale de la réponse hydrologique des bassins versants. Néanmoins, les bassins à composante karstique ont rarement des bilans hydrologiques à l'équilibre, notamment du fait des écoulements souterrains interbassins (IGF). Ces IGFs ne permettent pas l'application des bilans annuels classiques, restreints aux composantes de précipitation, débit, et évapotranspiration. Une nouvelle approche de bilan annuel est donc présentée ici, basée sur la théorie du double partitionnement de L'Vovich. La méthode incluant initialement une séparation du débit en une composante lente et rapide, l'adaptation proposée y ajoute une estimation du terme annuel d'IGF. Cette approche de bilan, couplée à une analyse de paramètres physiographiques, est menée à l'échelle du bassin versant élémentaire. Cette résolution spatiale correspond au réseau des stations de jaugeage disponibles ; le bassin versant élémentaire est donc soit un bassin de tête, soit un bassin intermédiaire entre deux stations. La méthode de travail est appliquée sur 12 bassins à composante karstique, de superficie de 100 à 500 km², divisés en 120 bassins élémentaires. Les données utilisées sont les chroniques journalières de précipitations, débit et évapotranspiration potentielle. Les sites d'étude sont localisés dans trois régions représentatives de la diversité du climat et de la configuration des systèmes karstiques en France : Cévennes, Jura et Normandie. Les résultats montrent que les IGFs impactent les deux composantes du débit, et que le terme d'IGF peut représenter une part importante des bilans annuels. Sur certains bassins, des corrélations significatives existent entre paramètres hydrologiques et physiographiques. Ceci ouvre des perspectives intéressantes en termes de régionalisation, notamment pour les bassins versants non jaugeés. Ces travaux permettent une meilleure compréhension des phénomènes de pertes et d'apports affectant les tronçons de rivière en contexte karstique.

Le chapitre 3 traite de l'influence du karst sur la réponse hydrologique des bassins versants à l'échelle annuelle. La section 3.1 correspond à un article paru en janvier 2020 dans la revue *Journal of Hydrology* (Le Mesnil et al., 2020)¹. Les sections 3.1.1, 3.2.2 et 0 apportent des compléments à la méthode utilisée : représentation des bilans annuels dans l'espace de Budyko, cartographies des résultats, et analyse de sensibilité. Une liste des notations est donnée en Annexe A1.

3.1. Interbasin Groundwater Flow: Characterization, Role of karst areas, Impact on annual water balance and flood processes

3.1.1. Introduction

Catchments are generally considered as self-contained hydrological units, without exchange with their neighbours. In this way, traditional water-balance methods allow estimating the not-so-easily measured evapotranspiration term (E) by measuring two other ones (rainfall P and streamflow Q). Among the earliest and most influential of these methods can be cited the works of Budyko (1974) and L'Vovich (1979). L'Vovich (1979) introduced the idea of two-stage annual water-balance partitioning at the catchment scale, suggesting that, in a first step, precipitation is partitioned into surface runoff and wetting, and that subsequently the wetting is partitioned into evapotranspiration and underground flow. This kind of approach allows convenient regionalization of water-balances. For example, Ponce and Shetty (1995) proposed mathematical formulations for the L'Vovich concept, and Sivapalan et al. (2011) adapted them to numerous catchments in the USA. Such water-balance theories are based on the strong assumption that every catchment is “conservative”, by considering that P is the sum of Q and E. For this reason, authors using this framework often explicitly discard “non-conservative” catchments (e.g. Laaha and Blöschl, 2006). However, hardly or not measurable flows can noticeably influence water balance, such as water abstraction by pumping (Ladouche et al., 2014; Charlier et al., 2015b), overbank flow phenomena (Bates and De Roo, 2000; Moussa and Bocquillon, 2009), or interbasin groundwater flow (IGF) (Eakin, 1966).

Among these, IGF is certainly the most common and important. As an example, the recent publication of Fan (2019) gathers evidence from mass balance that catchments across the globe can exhibit leakages through their topographic divides. IGF has been shown to occur in sedimentary, volcanic or karst-system catchments (Genereux et al., 2002, 2005; Schaller and Fan, 2009; Charlier et al., 2011). Even if not directly measurable, IGF can be identified with hydrogeochemical methods based on major dissolved elements, isotopes, electrical conductivity and water temperature monitoring (Genereux and Jordan, 2006; Carrillo-Rivera et al., 1996, 2000), or through hydrogeological studies of groundwater flow paths (Thyne et al., 1999). Conceptually, IGFs reflect the non-superposition of topographic and hydrogeological catchment areas: they generally involve a “gaining” catchment with its *hydrogeological* boundaries extending

¹ <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124583>

inside the *topographic* boundaries of a neighbouring “losing” catchment. As such, a water-budget approach can also assume the possible influence of IGF. As an example, Pellicer-Martínez and Martínez-Paz (2014) applied a semi-distributed lumped model for quantifying IGFs in a Spanish catchment. In France, Andréassian and Perrin (2012) plotted 2300 catchments in a Budyko-type diagram and showed that over 20% of them fall outside the conservative zone defined by $P = Q + E$, with $0 < E < E_0$, E_0 being the potential evapotranspiration. Bouaziz et al. (2018) also linked IGF to Budyko diagrams in the Meuse basin, with similar results.

Some studies (Le Moine et al., 2007; Lebecherel et al., 2013; Fan, 2019), noticed that many non-conservative catchments lie in karst areas, without further investigating this issue. Indeed, IGFs are very common in karst catchments, due to their high infiltration capacity promoting groundwater flow, and to the non-coincidence of topographic and hydrogeological catchment boundaries. Karstification is the product of carbonate-rock dissolution, enlarging fissures and creating voids that considerably reduce drainage density—going even as far as an absent drainage network with so-called dry valleys—and favours groundwater flow through conduit networks (Bakalowicz, 2005). Consequently, different loss and gain processes affect streamflow where rivers cross karst areas (Bailly-Comte et al., 2009; Charlier et al., 2015b, 2019). Such processes are subject to fluctuations, depending upon karstification degree, water-table level changes, and surface-water/groundwater interactions (Bailly-Comte et al., 2009; Charlier et al., 2019). For instance, an *estavelle* (typical karst orifice) can serve as a sinkhole or a spring, depending on karst aquifer saturation (Lopez-Chicano et al., 2002; Mayaud et al., 2019). Moreover, IGF affects both quick- and slow-flow components (storm flow and baseflow). For example, Charlier et al. (2015b) showed the important role of karst springs on flood flow in the Tarn River, Maréchal et al. (2008) showed that groundwater may represent 60% of the river flow during a flood recession, and Charlier et al. (2019) showed the importance of river losses on attenuating the flood component due to infiltration in karst. Accounting for IGF in water balance approaches is thus essential in karst catchments, which cover around 20% of the European land surface (Chen et al., 2017a).

The aim of this paper is to develop a framework to apply water balances to a wide range of natural catchments, including non-conservative ones, such as those located in karst areas that are prone to IGF. To estimate this additional IGF component, actual evapotranspiration is assessed using independent data, regardless of rainfall-runoff relationships. IGF is considered as the difference between catchments input (P) and outputs (Q and E). This equivalence assumes that IGF is the only source of non-conservativeness of the water balance. We adopted this assumption here as we also assumed that anthropogenic influence (withdrawals) and overbank phenomena can be neglected compared to IGF in most large- to medium-scale catchments ($>50 \text{ km}^2$), and because time series spanning several years allow neglecting the interannual water-volume variation.

In this study, we thus drew up annual water balances including IGF for conservative and non-conservative catchments having outcrops of karst formations. Knowing that IGF affects streams during both high- and low-flow stages (Maréchal et al., 2008; Charlier et al., 2015b), an adapted model integrating hydrograph decomposition was needed. To this end, we developed an annual L’Vovich model, adapted to non-conservative catchments. In order to obtain a better resolution

of the spatial variability, we applied it to the scale of the river reaches and their corresponding elementary catchments. This allowed us identifying their hydrological flood response and linking it to easily estimated geomorphological parameters, in order to assess the transferability of our results to ungauged basins. We applied this approach to 120 elementary catchments, having an average area of 100-500 km². The three main original features of our work are that annual water-balance methods: i) are applied to non-conservative catchments, ii) include a hydrograph decomposition that allows describing the flood catchment response, and iii) are performed at the elementary catchment scale and linked to geomorphological parameters.

3.1.2. Methodology

3.1.2.1. Adaptation of the L’Vovich water-balance method to account for Interbasin Groundwater Flow

3.1.2.1.1. *Initial L’Vovich water balance for conservative catchments*

L’Vovich (1979) introduced the idea of a two-stage annual water-balance partitioning at the catchment scale, suggesting that, as a first step, precipitation (P) is partitioned into surface runoff (S) and wetting (W), and that in a second step W is further partitioned into evapotranspiration (E) and underground flow (U). This theory, shown on Figure 3.1A, allows writing the following equations, corresponding to the two stages of precipitation partitioning, applicable at the annual scale (Eqs. 1 and 2), and to baseflow separation (Eq. 3):

$$P = W + S \quad (1)$$

$$W = E + U \quad (2)$$

$$Q = S + U \quad (3)$$

Of these terms, P and Q are measured, and S and U are obtained by hydrograph separation on daily-data time series. Equations 1 and 2 provide annual values of W and E, respectively. This water-balance method can be done through simple graphical hydrograph decomposition, as well as with numerical models (e.g. Eckhardt, 2005; Tang and Carey, 2017). More details on this aspect are given in section 3.1.2.1.3. This theory implies that every catchment lies on a watertight substratum (without IGF), and that annual precipitation is completely recovered when adding annual evapotranspiration and streamflow (Eq. 4).

$$P = Q + E \quad (4)$$

3.1.2.1.2. *Adapted L’Vovich water balance for non-conservative catchments*

In order to write a consistent water balance for all catchments, including non-conservative ones, we propose to account for the annual IGF component, as shown in Equation 5. To account for I, independent data sets are necessary to assess actual evapotranspiration E* (section 3.1.2.1.4).

$$I = P - Q - E^* \quad (5)$$

Chapitre 3 : Bilans annuels

The obtained I values can be positive, representing an IGF outflow, or negative for IGF inflow (Figure 3.1B). The annual calculation of IGF allows separating the measured streamflow Q into catchment runoff production (Q^*) and groundwater gains or losses I . Q^* is obtained by operating an IGF compensation on Q , as follows:

$$Q^* = Q + I \quad (6)$$

As Equation 5 is not applicable at a daily time step (due to the transfer time of P in soil or canopy before contributing to E or Q), I is calculated annually. Despite some residence times in matrix ranging from 100 to 300 days, this assessment remains reliable, the final IGF value being a pluri-annual mean obtained from time series of around 10 hydrological years (see Table 2). This allows redressing annual water balances by capturing the potential water storing and releasing over hydrological years. Since preliminary results show that both S and U are affected by I , IGF is compensated for both S and U , obtained with the initial L'Vovich model. The new variables, S^* and U^* , are representative of the surface quick runoff and slow underground runoff before IGF influence, whereas S and U are the respective quick and slow components of a signal composed of catchment runoff and the associated IGF (Figure 3.1B).

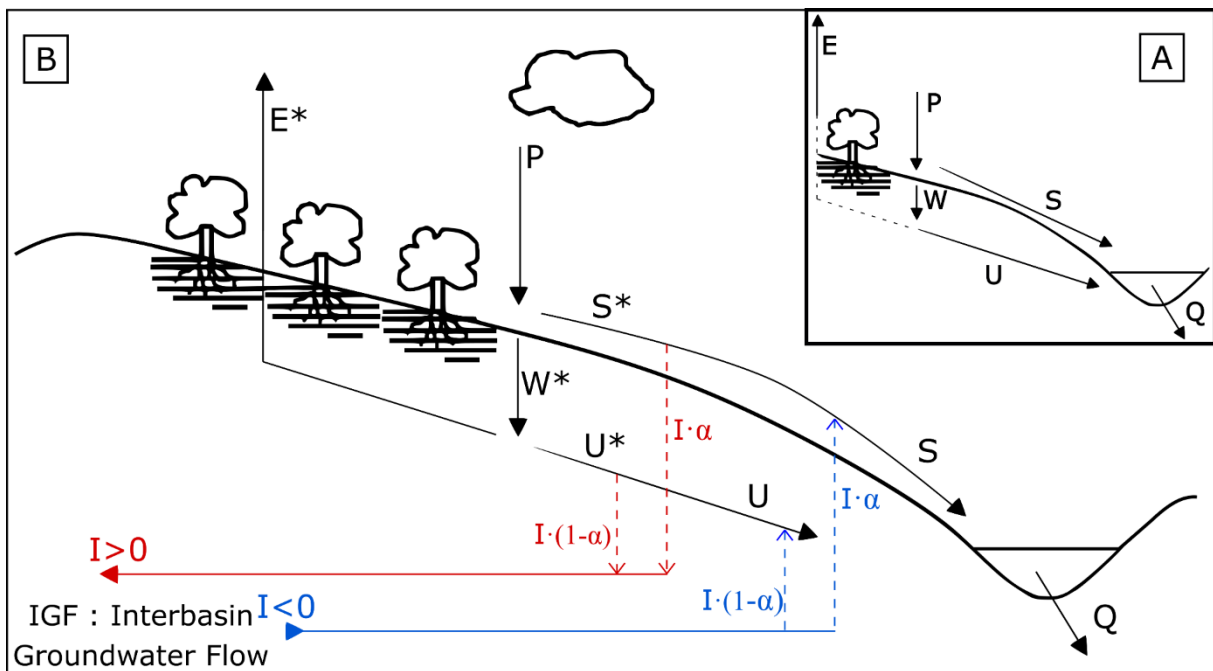


Figure 3.1 A: Initial theory of the two-stage water-balance partitioning at the catchment scale after L'Vovich (1979), modified from Ponce and Shetty (1995). Annual separation of precipitation (P) into surface runoff (S) and soil wetting (W), and annual separation of W in underground runoff (U) and evapotranspiration (E). S and U form total river runoff (Q). B: Adaptation of the L'Vovich theory to non-conservative catchments. P is separated into S^* and W^* , and W^* is separated into U^* and E^* . S^* and U^* are then affected by IGF (I) to complementary extents represented by $I \cdot \alpha$ and $I \cdot (1-\alpha)$ and form S and U , giving the measured streamflow (Q). Q^* , not shown here, is the fictitious flow constituted by the sum of S^* and U^* , corresponding to Q compensated for IGF gains or losses.

Chapitre 3 : Bilans annuels

Since IGF affects surface- and underground-runoff in complementary volumes that vary depending on the catchments, a site-dependent α coefficient is defined for describing the distribution of the IGF impact on both streamflow components (Eqs. 7 and 8).

$$S^* = S + I \cdot \alpha \quad (7)$$

$$U^* = U + I \cdot (1 - \alpha) \quad (8)$$

If IGF is the main cause of non-conservativeness, the water balances calculated with S^* and U^* should be conservative. Thus, for each catchment, α is calibrated in order to minimize the number of non-conservative annual water balances on the available data time series. Non-conservativeness can occur at each of the precipitation partitioning stages: first if $S^* > P$ or $S^* < 0$, and second if $U^* > W$ or $U^* < 0$. A trial-and-error method is applied to each elementary catchment, the selected α value being the one minimizing the criteria function $fc(\alpha)$ defined as the number of non-conservative annual water balances obtained when calculating S^* and U^* with α . Incrementation of α is made at steps of 0.01, between -1 and 2, preliminary work having shown that α is never found outside this range with any larger investigated interval. Where a range of α values minimize the criteria function $fc(\alpha)$, the value is selected as the centre of this range.

Ten types of catchments were defined by different IGF influences and corresponding to specific I and α values. Types 1 to 5 are catchments with negative annual water balances (water loss, positive I sign), and with respective α value ranges of $[-1; 0]$, $]0; 0.4]$, $]0.4; 0.6[$, $]0.6; 1[$ and $[1; 2]$. Types 6 to 10 are catchments with positive annual water balances (water gain, negative I sign), and with the same α value ranges as types 1 to 5, respectively. Figure 3.2 shows simplified processes associated with the main values taken by the parameter pair (I, α) . Positive I values corresponding to losses are on the left, and negative I values corresponding to gains are on the right. Values of α vary from -1 to 2 from top to bottom.

The choice of a classification into ten types following these α values was driven by the associated hydrological processes, which are specific to each type. First, catchments with α values outside the $(0; 1)$ range exhibit compensating processes. Negative α values correspond to strong IGF affecting the slow-flow component U , associated to opposite direction IGF affecting the quick flow component S . In a similar way, α values comprised between 1 and 2 correspond to strong IGF affecting S , associated to opposite direction IGF affecting U . Second, the catchments with α values inside the $(0; 1)$ range are divided into three groups. Those with α values close to 0 are prone to IGF affecting U and those with α values close to 1 are prone to IGF affecting S . Finally, catchments with α values around 0.5 (from 0.4 to 0.6) are prone to IGF affecting S and U in similar fashion. This results in five groups, each being split in two following the main direction of IGF (gain or loss, depending on the I sign).

In terms of hydrological and hydrogeological processes, outgoing IGF affecting U can be due to diffuse river loss through the riverbed and incoming IGF affecting U can correspond to loss from a neighbouring catchment feeding baseflow. Outgoing IGF affecting S can be due to localized river loss through sinkholes, and incoming IGF affecting S can correspond to loss from a neighbouring catchment activating a karst spring.

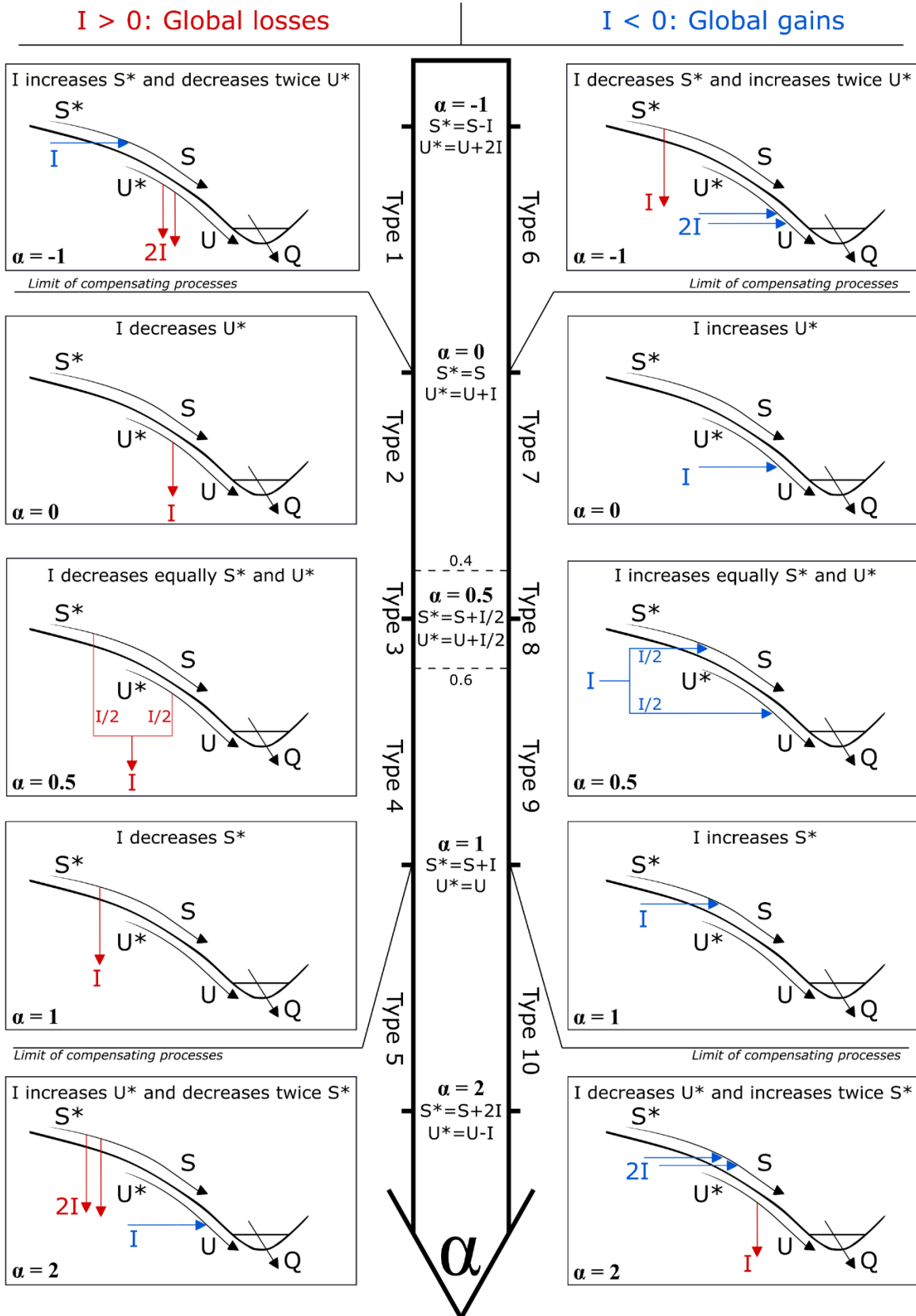


Figure 3.2: Simplified processes associated with the main possible values taken by the parameter pair (I, α) . Left and right sketches respectively represent processes associated with losing and gaining water balances, depending on α values. α values are increasing from top to bottom. Blue arrows show incoming IGF and red arrows represent outgoing IGF.

3.1.2.1.3. *Hydrograph separation*

At each gauging station, daily Q values are filtered in order to separate the quick- and slow-flow components. The slow one is traditionally interpreted as baseflow, which is the part of streamflow corresponding to aquifer drainage. Quick-flow corresponds to surface runoff. In the specific case of karst systems, quick-flow may also include a quick component from the springs that feed the river. Several baseflow separation methods exist; traditional ones are based on graphical analysis, like the fixed-interval, sliding-interval, local-minimum, or Wallingford methods (Gustard et al., 1992; Sloto and Crouse, 1996; Rutledge, 1998; Piggott et al., 2005). Numerical approaches have also been developed (e.g. Lyne and Hollick, 1979; Eckhardt, 2005); we used an automation of the one-parameter recursive digital filter proposed by Lyne and Hollick (1979), implemented in the HydRun package (Tang and Carey, 2017). The filter equation is as follows:

$$S_t = \beta S_{t-1} + \frac{1+\beta}{2} (Q_t - Q_{t-1}) \quad (9)$$

with S_t and Q_t the filtered quick-flow component and total streamflow at time t , respectively, and β the filter parameter.

We chose this method as it provides consistent results, similar to those obtained with graphical approaches (results not shown). It can easily be automated and has only one β parameter, fixed at 0.91 after a trial-and-error analysis on the studied catchments and considering the results of Nathan and McMahon (1990) on 186 catchments.

3.1.2.1.4. *Assessment of evapotranspiration*

Here, we distinguish between the two terms of actual evapotranspiration E and E^* . E is estimated by the standard L'Vovich method (Eq. 4) and E^* is assessed using independent data time series at a daily time step using three different approaches, in order to provide a range for this component characterized by major uncertainties. The three approaches, respectively based on the methods of Thornthwaite (1948), Dingman (2015), and the GR4J model (Edijatno et al., 1999), are described in Appendix A2. The final E^* value is the mean of those three methods.

3.1.2.2. Spatial subdivision and hydro-geomorphologic parameters

3.1.2.2.1. *Spatial subdivision*

The water-balance method described above is applied to the corresponding elementary catchment at each gauging station (Covino et al., 2011; Mallard et al., 2014). If the station is the most upstream one on the river, the elementary catchment corresponds to the ordinary topographic catchment. Otherwise, the elementary catchment is an intermediate one corresponding to the portion of the basin drained between two gauging stations. For an intermediate catchment, the streamflow Q is calculated as the difference between outlet flow (Q_o) and incoming upstream flow (Q_i , Eq. 10). This is equivalent to considering Q_i and P as the two incoming flows for the intermediate catchment water balance. The S and U components are also obtained from the

difference of inputs and outputs (Eqs. 11 and 12). For intermediate catchments, the associated uncertainties are twice as important as those of measured flows.

$$Q = Q_o - Q_i \quad (10)$$

$$S = S_o - S_i \quad (11)$$

$$U = U_o - U_i \quad (12)$$

Several studies (Toth, 1963; Schaller and Fan, 2009; Bouaziz et al., 2018; Fan, 2019) showed the influence of catchment size on IGF. To investigate the scale effect of catchment aggregation on IGF, we analysed the evolution of some hydrological indexes along nested topographic catchments as complementary information. For this, we used the example of the Doubs River basin that has the highest number of successive gauging stations. Results of this analysis are presented in section 3.1.5.3.

3.1.2.2.2. *Hydrological and geomorphological parameters*

Hydrological and geomorphological parameters are calculated for studying their correlations at the elementary catchment scale. The studied *hydrological* parameters are:

- S/P and S*/P: part of the quick-flow component normalized by rainfall, obtained without and with IGF compensation, respectively;
- S/Q and S*/Q*: proportion of the quick component within total streamflow, obtained without and with IGF compensation, respectively;
- Q/P and Q*/P: conventional runoff coefficients, obtained without and with IGF compensation, respectively;
- I and |I|: IGF magnitude, respectively considering and ignoring the direction (gain or loss);
- α : relative impact of IGF on surface- and underground flow components.

Since S is obtained from hydrograph separation of daily-data time series, its value is mainly driven by flood events. Thus, S/P and S/Q are good indicators of catchment response after rainfall events, whereas Q/P indicates their global hydrological behaviour.

The *geomorphological* parameters are selected to be representative of the terrain tendency for infiltrating precipitation or producing runoff, and of the potential karstification of underlying geological formations. The computed parameters are the drainage density (ratio of river length to catchment area), the proportion of endorheism (ratio of endorheic areas to catchment area), and the median value of the Index of Development and Persistency of River networks (IDPR)

(e.g. Gay et al., 2016). IDPR is an index quantifying the connectivity of the terrain to the river network, comparing a theoretical river network obtained from thalwegs, and the natural drainage network (see section 3.1.3.2.3).

3.1.3. Study sites and data sets

3.1.3.1. Study sites

The previously described methodology was applied to three regions in France, representing a total area of 25,000 km² (see Figure 3.3 for location and Table 2 for more details). All three regions are totally or partially karstified and have different geological and hydro-meteorological settings. The studied zones belong, from south to north, to the Cévennes Mountains, the Jura Mountains and Normandy.

In the Cévennes region, six drainage basins were studied, including 51 gauging stations. The six are mostly binary karst basins, with head catchments on exposed hardrock receiving around 1500 mm/year precipitation, and downstream parts consisting of limestone plateaux with around 1000 mm/year rainfall.

The Jura Mountains region corresponds to the Doubs River basin, a few kilometres upstream from its confluence with the Saône River and includes 39 gauging stations. Bedrock mostly consists of Jurassic limestone and siltstone that is extensively karstified except in the far northern and western parts of the study area. Precipitation follows a strong elevation gradient, with annual values ranging from 1700 mm in upstream catchments at heights of up to 1400 m a.s.l, to 1200 mm at the outlet at elevations around 200 m a.s.l.

In Normandy, five drainage basins were studied, including 30 gauging stations. The two eastern basins are tributaries of the Seine River, and the other three are coastal basins. The climate is maritime and annual rainfall ranges from 700 to 1000 mm. Rivers of the eastern part of the zone drain chalky limestone with karst covered by clay. The mid-western zone is underlain by Jurassic limestone, corresponding to the western border of the Paris Basin, and the western part overlies the eastern border of the Armorican Massif with older hardrock. Figure 3.3 shows the twelve drainage basins, with the potential karst aquifers (A) and the gauging station network with karstification of the elementary catchments (B, C, D).

Chapitre 3 : Bilans annuels

Table 2: Studied catchments and associated available data

	Study	zone	Gauging	Median gauged	Time series length
Ardèche	2257		9	193	1996 - 2014
Cèze	1048		6	192	2002 - 2011
Gardons	1853		10	137	2008 - 2014
Vidourle	772		4	182	2009 - 2014
Hérault	2203		9	223	2007 - 2014
Tarn	2145		13	64	1984 - 2014
Total Cévennes	10300		51	172	8 years (median)
Doubs	7400		39	121	1998 - 2014
Total Jura	7400		39	121	16 years (median)
Iton	1048		2	524	1999 - 2014
Risle	1803		5	84	2001 - 2014
Touques	800		5	106	2010 - 2014
Dives	879		6	113	2009 - 2014
Orne	2260		12	127	2005 - 2014
Total Normandy	6800		30	127	9 years (median)
Total all basins	24500		120	145	9 years (median)

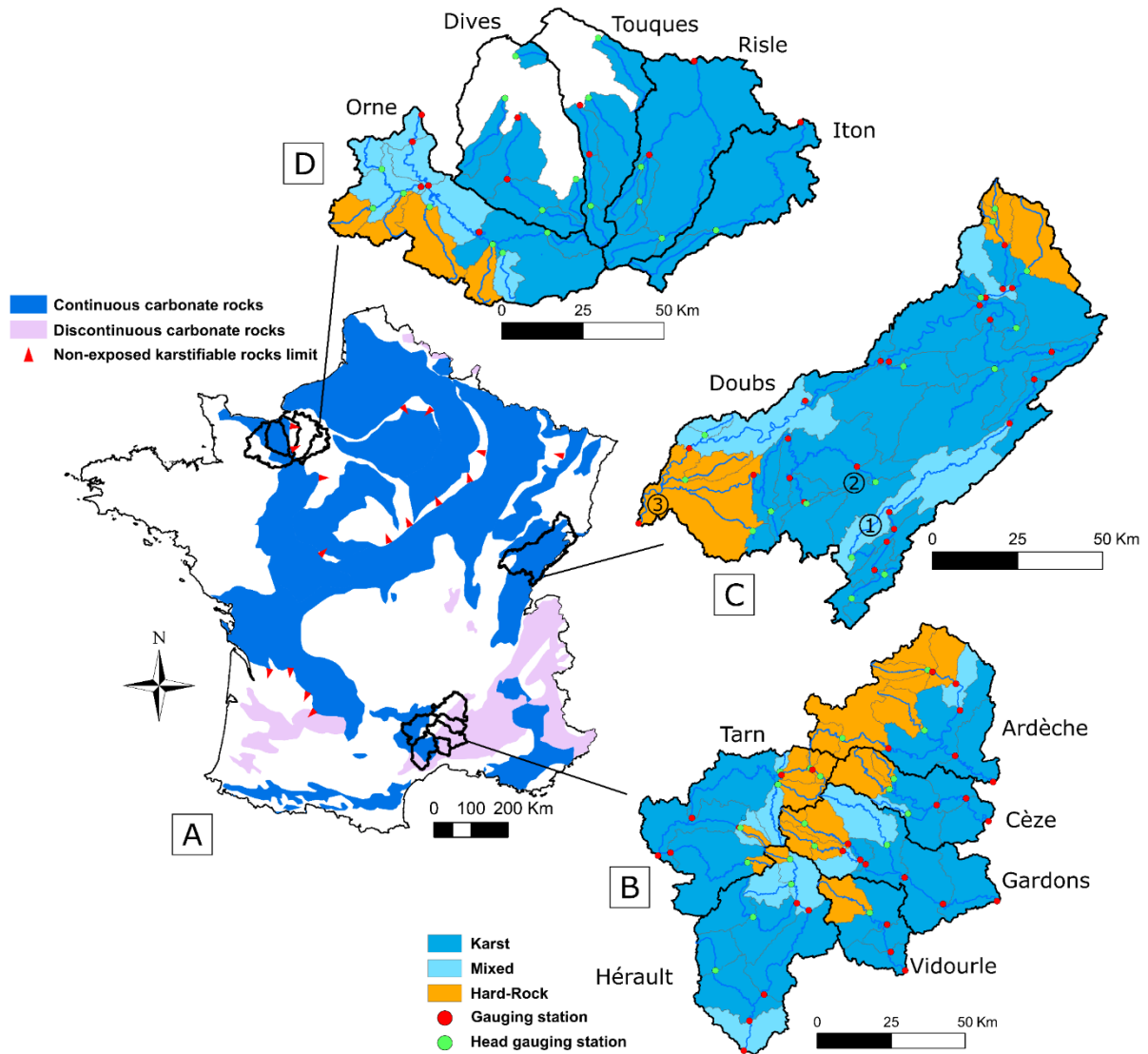


Figure 3.3: A: Location of the studied sites with potential karstic regions (modified from Chen et al., 2017a). B, C, D: Distribution of gauging stations and karstification of elementary catchments. Red circles indicate gauging stations in intermediate catchments; green circles indicate gauging stations in headwater catchments. Numbers 1, 2 and 3 represent the three catchments taken as examples in supplementary material¹ (Doubs River losses, Loue River and the Doubs outlet, respectively).

3.1.3.2. Data sets

3.1.3.2.1. *Temporal data*

Temporal data used in this paper are as follows (see Table 2 for data time-series periods):

- Daily rainfall, snowfall and potential evapotranspiration depths are from “Safran” (Système d’Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige (Vidal et al., 2010)), edited by the French meteorological service (Météo France);

¹ <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124583>

Chapitre 3 : Bilans annuels

- Daily streamflow measurements are from the French public streamflow database “Banque Hydro” (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>), managed by the French regional environment directorates (Direction Régionale de l’Environnement, de l’Aménagement et du Logement, DREAL).

Measurement periods may differ between sites but have no significant influence on the results. All hydrological indexes were calculated over different time periods—excluding or including major flood events—and showed similar results, the time series being long enough to be representative of long-term trends.

3.1.3.2.2. Spatial data

The spatial data used in this paper are as follows:

- Topographic boundaries of catchments from the French national watersheds database (Base Nationale des Bassins Versants, BNBV) edited by the French central service for hydrometeorology and support on floods prediction (Service Central d’Hydrométéorologie et d’Appui à la Prévision des Inondations, SCHAPI) and the French research institute on science and technology for the environment and agriculture (Institut de Recherche en Sciences et Technologies pour l’Environnement et l’Agriculture, IRSTEA);
- Drainage networks from “BD Carthage” (<http://professionnels.ign.fr/bdcarthage>), edited by the French geographical institute (Institut Géographique National, IGN);
- Maps of the index of development and persistence of river networks (Indice de Développement et de Persistence des Réseaux, IDPR) from the French geological survey (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, BRGM (see next section for more details));
- Map of available soil-water capacity from the French institute of agronomical research (Institut National de la Recherche Agronomique, INRA) (Le Bas, 2018).

3.1.3.2.3. Index of development and persistence of river networks (IDPR)

The IDPR was initially developed by the BRGM (French geological survey) for creating simplified groundwater vulnerability maps (Mardhel et al., 2021) at a 25 m spatial resolution. IDPR calculation is based on comparing a theoretical drainage network with the observed natural one. The theoretical network is obtained from a digital elevation model with 25 m spatial resolution, edited by the French Geographical Institute IGN), where thalwegs are theoretical rivers. At each pixel, the IDPR value corresponds to the ratio of the distance to the closest theoretical stream with that to the closest observed stream. Such values range from 0 to 2000. When the observed stream is farther than the theoretical one, the IDPR is low, and vice versa. It is thus representative of the capacity of terrains to be connected to the drainage network.

3.1.4. Results

3.1.4.1. L’Vovich water balance

3.1.4.1.1. Application of the initial L’Vovich model

Three elementary catchments belonging to the Doubs River basin are taken as examples, to show water-balance results representative of three different configurations of catchments (gaining, losing and conservative). The selected catchments, 1, 2 and 3 on Figure 3.3, are part of a well-known system of losses of the Doubs River in its upstream part, feeding the Loue River spring (e.g. Charlier et al., 2014). Values of water-balance terms for those catchments are provided in a supplementary material¹.

Figure 3.4 shows the results of the initial L’Vovich annual water-balance method as applied to the 120 elementary catchments. Graphs A and B represent the first-stage partitioning of P into S and W. Most non-karstified elementary catchments fall in the conservative zone (i.e. $0 < S < P$ and $0 < W < P$), confirming the suitability of this approach for what we consider to be conservative catchments, though some annual water balances for non-karstified catchments fall outside this zone. This shows that they, too, can be affected by IGF, or reflects data uncertainties as raised in section 3.1.1. However, many karstified and mixed elementary catchments fall outside this conservative zone. Some annual S values reach twice the rainfall amount, or are below -1000 mm/yr., indicating that the annual cumulated quick streamflow component between two consecutive gauging stations can either decrease, or increase, by an amount higher than the precipitation over the elementary catchment. This confirms the occurrence of IGF in karstified catchments, highlighting their impact on the quick flow component through either gains or losses. Since W is calculated by the difference of P and S, it also reflects this phenomenon, and can be negative or higher than P, which is physically impossible.

Regarding the second-stage partitioning of precipitation (Figure 3.4C,D), the same pattern is seen with karstified elementary catchments falling outside the conservative zone, U values being negative or higher than W. This shows the occurrence of IGF in karstified catchments, which may occur as river loss or groundwater inflow, impacting not only stormflow S but also baseflow U. Consequently, the E term calculated as the difference of W and U (Eq. 2), shows inconsistent annual values, mostly ranging from -4000 to 4000 mm/yr.

¹ <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124583>

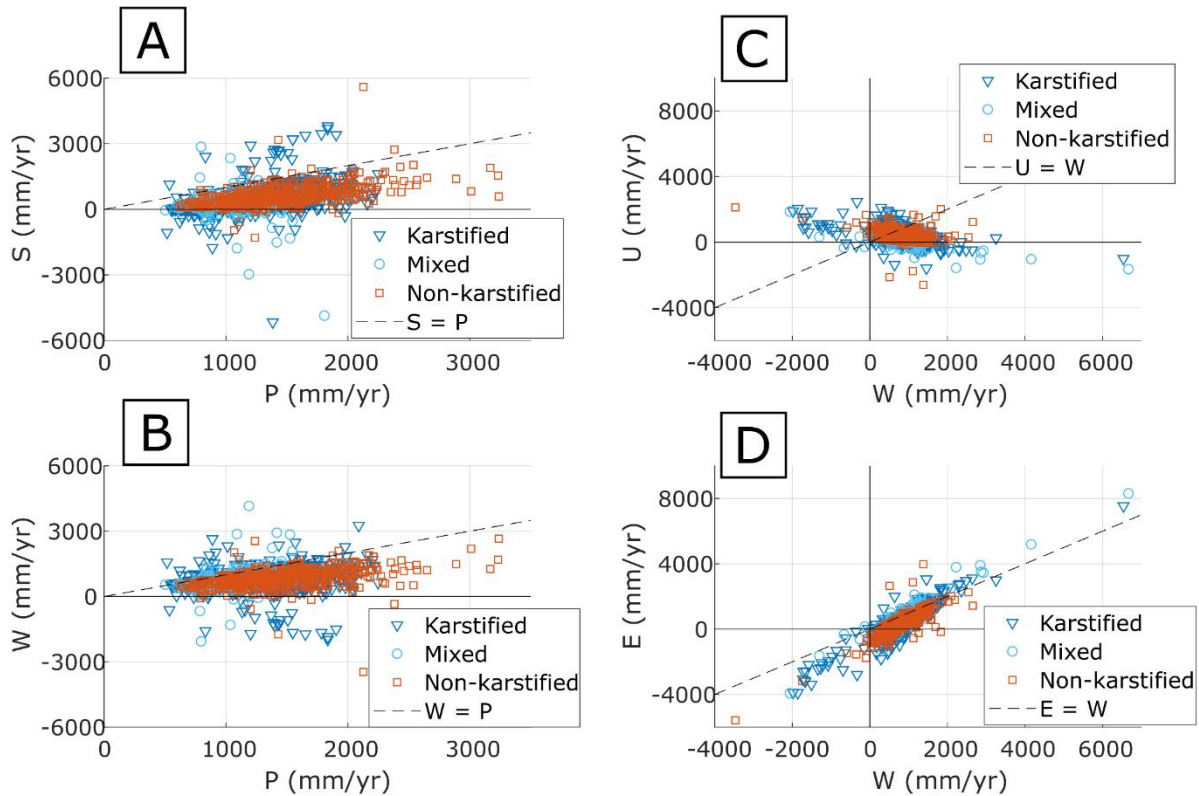


Figure 3.4: Annual water balances of the 120 elementary catchments following the initial L’Vovich theory: streamflow is decomposed into S and U, and W and E are calculated with equations (3) and (4). Each point stands for one annual relation in one elementary catchment.

Application of the initial L’Vovich water-balance method to karstified zones sheds light on their hydrological response. It allows identifying the reaches or years with gaining or losing IGFs. It also shows that IGF can affect streamflow in both its quick (S) and slow (U) components. Nevertheless, these first results are insufficient as IGF is not quantified, being integrated into the traditional water-balance terms. This provides unrealistic values of some terms, and especially of evapotranspiration that compensates the non-expressed IGF.

3.1.4.1.2. Integration of IGF into the L’Vovich model

In order to obtain consistent water balances and to quantify annually the main hydrological processes at the elementary catchment scale, IGF was estimated with Equation 5. Figure 3.5A shows the cumulative distribution of all 1636 annual I values for the 120 elementary catchments. Despite some years showing IGF magnitudes of several thousands of millimetres, 90% of the annual values range between -1000 and 850 mm, with a median value of 30 mm. Figure 3.5B shows that, in an I vs. Q graph, the points are aligned along the line of equation $I = -Q + b$, with b corresponding to P-E (Eq. 2), ranging between 0 and 2000 mm/yr. Non-karstified elementary catchments form a group of points defined by Q values ranging between 0 and about 2500 mm/year, and I values ranging between ± 2000 to ± 1000 mm/year. Karstified elementary catchments show a broader range of Q values (-2000 to 6000 mm/year), associated with high I values of -4000 to 3000 mm/year, highlighting the specific case of karst catchments where IGF occurs. The order of magnitude of annual IGF being ± 1000 mm, it confirms our hypothesis that

Chapitre 3 : Bilans annuels

the potential interannual stock variation of water in the soil reservoir can be neglected compared to IGF. The order of magnitude of the available water capacity in the studied areas is around 100 mm, according to Le Bas (2018).

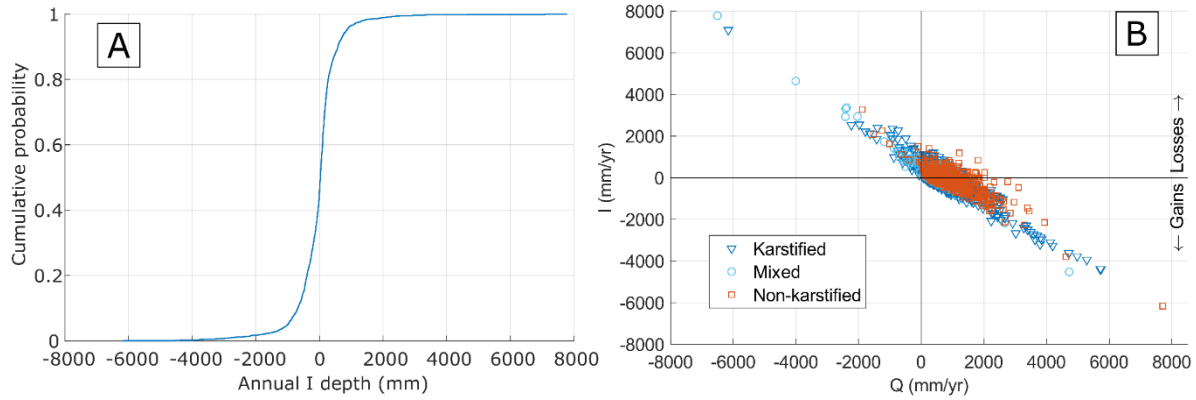


Figure 3.5: A: Cumulative distribution of annual IGF values for the 120 elementary catchments. B: Annual IGF values for the 120 elementary catchments as a function of measured streamflow Q.

Water-balance terms values obtained with the adapted L’Vovich method are presented in the supplementary material. Are also provided the graphs for the criteria function $fc(\alpha)$, as explained in section 3.1.2.1.2. Figure 3.6 shows the adapted L’Vovich water-balance graphs, with annual terms corrected by the corresponding estimated IGF values. The quick and slow streamflow components S^* and U^* are obtained with Equations 7 and 8, and W^* is recalculated accordingly. Compared to the initial L’Vovich results, P remains the same, whereas E^* is now estimated with an independent data time series, as explained in section 3.1.2.1.4. The first-stage partitioning (Figure 3.6 A and B) shows consistent results, with very few values falling outside the conservative zone, and a limited vertical dispersion, most annual S^* and W^* values being below 2000 mm/yr. Regarding the second-stage partitioning (Figure 3.6 C and D), E^* is quite stable for all elementary catchments (karstified or not), centred on a mean value of 500 mm/yr. U^* has variable values from -1000 to 2000 mm/yr, with most non-karstified catchments in the conservative zone.

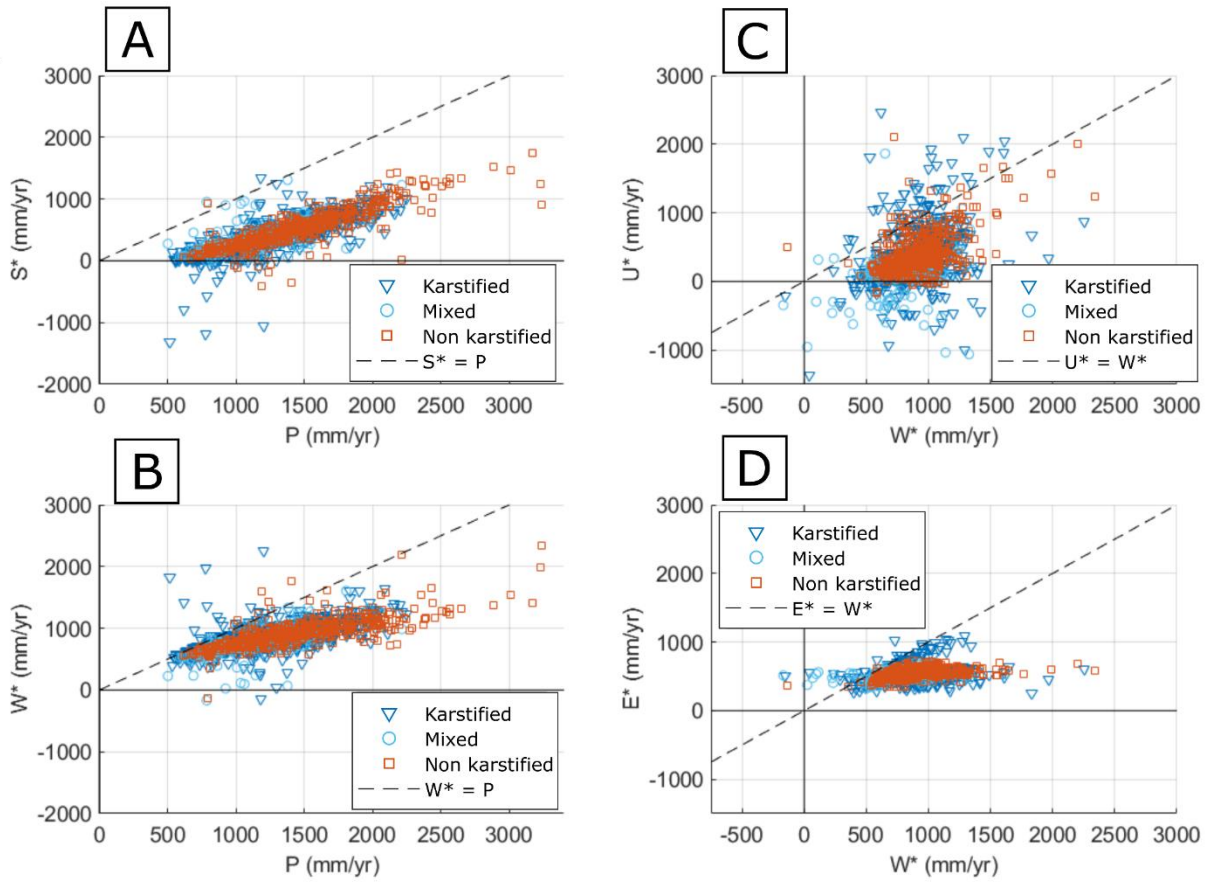


Figure 3.6: Annual water balances of the 120 elementary catchments on adapted L'Vovich diagrams.

3.1.4.2. Relationships between morphometric and hydrological indices

3.1.4.2.1. *Overview*

In order to investigate the relationship between hydrological response and morphological parameters of the catchments, several indices were defined and calculated (see section 3.1.2.2.2). Each morphometric parameter was plotted as a function of each hydrological index for the 120 elementary catchments, differentiated by the main geology or by geographic location. Global regressions on the 120 catchments gave weak correlations, showing that each site has a hydro-meteorological specificity, as they have very different geological and climatic (Mediterranean, continental/mountainous and oceanic) settings. Operating regressions on catchments grouped by geology slightly increased the correlation strength. The best results were obtained by operating regressions on elementary catchments grouped by geographic location. Table 3 shows the values of obtained determination coefficients (R^2) and p-values for the different linear regressions on catchments grouped by study site.

Table 3: Synthesis of R^2 values for all geomorphological and hydrological parameters. Values are obtained from linear regressions for elementary catchments in the three study areas: Normandy, Cévennes and Jura. ^a, ^b, and ^c indicates whether the correlation is statistically significant (non-significant probability level of 0.001, 0.01, and 0.05, respectively). R^2 values above 0.4 are shown in bold. R^2 values below 0.1 and with non-significant probability level higher than 0.05 are shown as dashes.

	Study zone	S/P	S/Q	Q/P	S*/P	S*/Q*	Q*/P	I	I
IDPR	Normandy	0.22 ^b	0.30 ^b -	-	0.52^a	0.41^a	0.46^a	-	-
	Cevennes	0.10 ^c		-	0.22 ^a	0.12 ^c	0.19 ^b	-	-
	Jura	0.11 ^c	-	0.12 ^c	-	-	-	0.10 ^c	-
Drainage density	Normandy	0.20 ^c	0.20 ^c	-	0.46^a	0.36 ^b	0.52^a	-	-
	Cevennes	0.11 ^c	-	-	0.14 ^c	-	0.12 ^c	-	-
	Jura	-	-	-	-	-	-	-	-
Endorheism	Normandy	-	-	-	-	-	-	-	-
	Cevennes	-	-	-	-	-	0.11 ^c	-	-
	Jura	-	-	-	-	-	-	-	-

Analysis of the correlation coefficient values shows that no systematic correlation exists between investigated parameters, but some trends are visible and significant at a 0.05 probability level. The proportion of endorheism shows no correlation with any of the selected hydrological indexes, and neither relative nor absolute values of I correlate with any geomorphological parameter. Regarding the three defined hydrological indexes, S/P shows the best correlations with drainage density and IDPR, the latter being a slightly better indicator. Use of the terms corrected for I provided better results with higher correlations and at a higher significant level, especially for

the S^*/P vs. IDPR correlation. Generally, the Normandy catchments show the best correlations ($R^2 = 0.52$), and the Jura catchments show the poorest ones (most $R^2 < 0.1$).

Figure 3.7 shows the scatter plots of S^*/P as a function of mean IDPR for the 120 elementary catchments. The determination coefficients are 0.52 for Normandy catchments, 0.22 for Cévennes ones and 0.012 for Jura catchments. The weak correlation for the Jura ones might be explained by the fact that drainage density, in such a purely karstic context, is mostly low, leading to low IDPR values. Gaining and losing catchments mostly have IDPR values < 1000 , which does not allow a good definition of the hydrological response by IDPR.

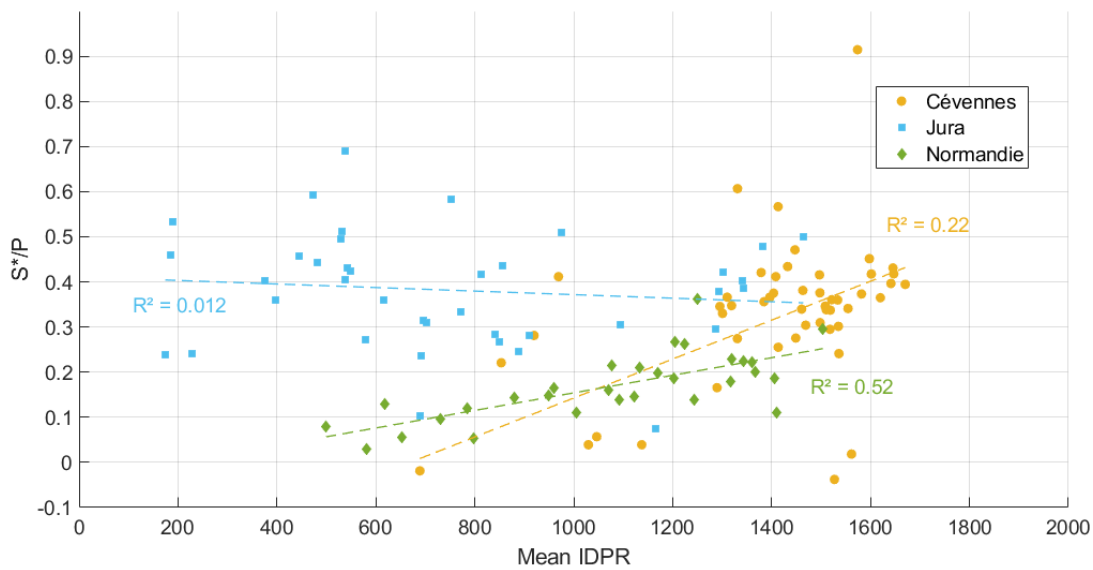


Figure 3.7: Correlation of the hydrological index S^*/P and the geomorphological parameter IDPR for the 120 elementary catchments; linear regressions are operated distinctly on each study site.

3.1.4.2.2. Relationships between geomorphology and α coefficient

Figure 3.8 shows the mean pluriannual values of the parameter pair (I, α) for the 120 elementary catchments. Karstified and mixed elementary catchments are slightly more likely to be influenced by important IGF, with a stronger vertical dispersion. More noticeable is the lateral dispersion of karstified and mixed catchments. Though most non-karstified catchments show α values between 0 and 1, several karstified and mixed catchments have α values outside this range. This shows the specificity of karstified catchments as sites of compensating hydrological processes; such processes seem to show a pattern, with low α values associated with positive I values, and high α values associated with negative I values (see Supplementary Material¹ for 3 examples of α in contrasted reaches in the Doubs river). This highlights the fact that IGF losses mostly affect the baseflow component, IGF gains mostly affecting stormflow. It should be noted that α values are chosen as described in section 3.1.2.1.2, and that some catchments show a range of satisfying

¹ <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124583>

α values. A different selection method might thus lead to slightly modified α values and, locally, to a change in catchment type. Nevertheless, the only arbitrary thresholds are those neighbouring 0.5, where IGF affect both U and S. They have been fixed at 0.4 and 0.6. As shown in Figure 3.8, karstified, mixt and non-karstified catchments are present in similar proportions in this central zone of the graph. For this reason, different thresholds would not have led to significantly different results.

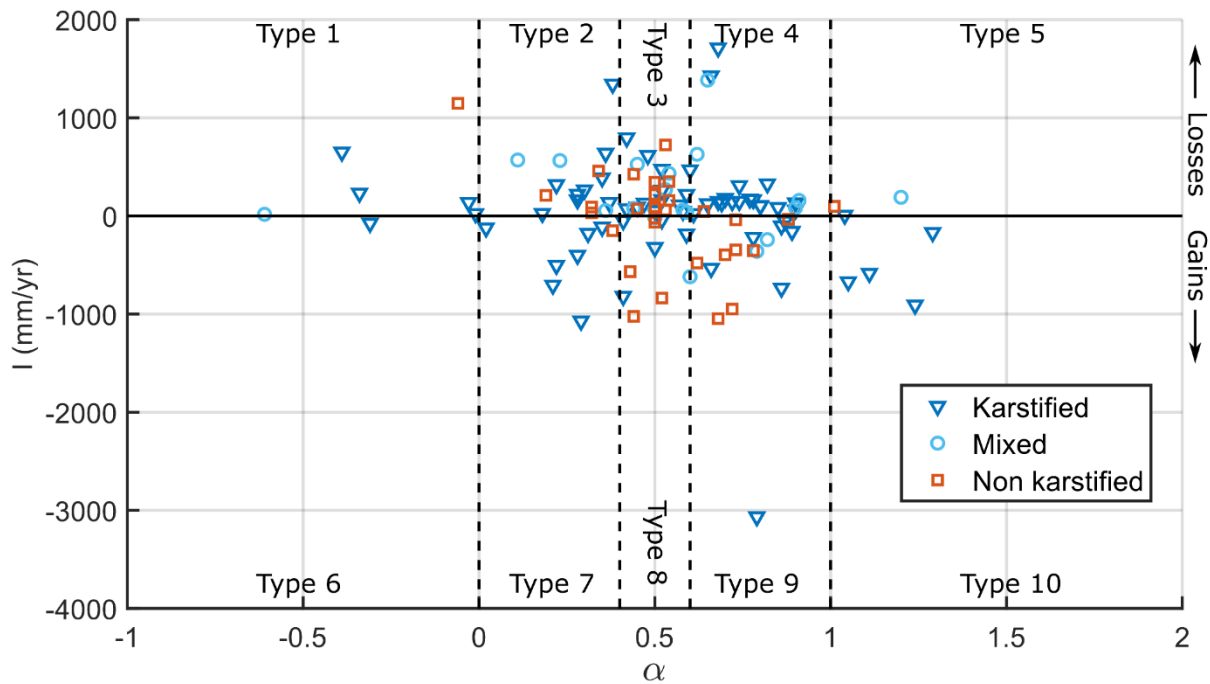


Figure 3.8: mean pluriannual values of the parameter pair (I, α) for the 120 elementary catchments, with distinction of geology type.

The relationships between α values and geomorphological parameters were investigated as well, showing no significant correlations.

3.1.4.2.3. The case of highly karstified catchments

The case of the Jura Mountains catchments seems to be atypical, with no evident relationship between morphological parameters and hydrological indices. This region is well-known to be highly karstified overall. For instance, of all the numerous springs draining the carbonate plateau, the Loue and Lison springs are the third- and the fourth-biggest springs of France, with inter-annual flow of about 10 and 8 m³/s; at the same time, however, some rivers like the Doubs are known to be totally dry in summer. Figure 3.9A presents the mean interannual IGF values for each elementary catchment of this zone, showing both positive (orange and red) and negative (light and dark green) values. This means that some catchments are prone to streamflow loss while others gain groundwater. Moreover, the amount of IGF (-1685 to 2860 mm/yr) can be similar to that of precipitation (about 1300-1600 mm/yr), or streamflow. This can cause poor

correlation between the S/P hydrological index and morphological parameters, as the latter probably cannot capture the impact of IGF influence when streamflow is too high.

The southern part of the Jura Mountains presents interesting IGF values, with the strongly deficient Doubs River elementary catchments next to the highly gaining Loue River ones. Figure 3.9B, a zoom of this region, shows positive artificial tracing tests (surface injection in river losses (sinkholes) and recovery in springs). It appears that groundwater flow connections highlighted by tracing tests are consistent with the IGF values estimated by pluriannual water balances. Main injection points are in catchments with high IGF values, i.e. groundwater losses, whereas the main restitution points are in elementary catchments with low IGF values, i.e. groundwater gains. Here, they correspond to Doubs River losses feeding the Loue basin via groundwater flow to the Loue spring (Charlier et al., 2014). This confirms our assumption that IGF is the main cause of non-conservativeness of the studied catchments.

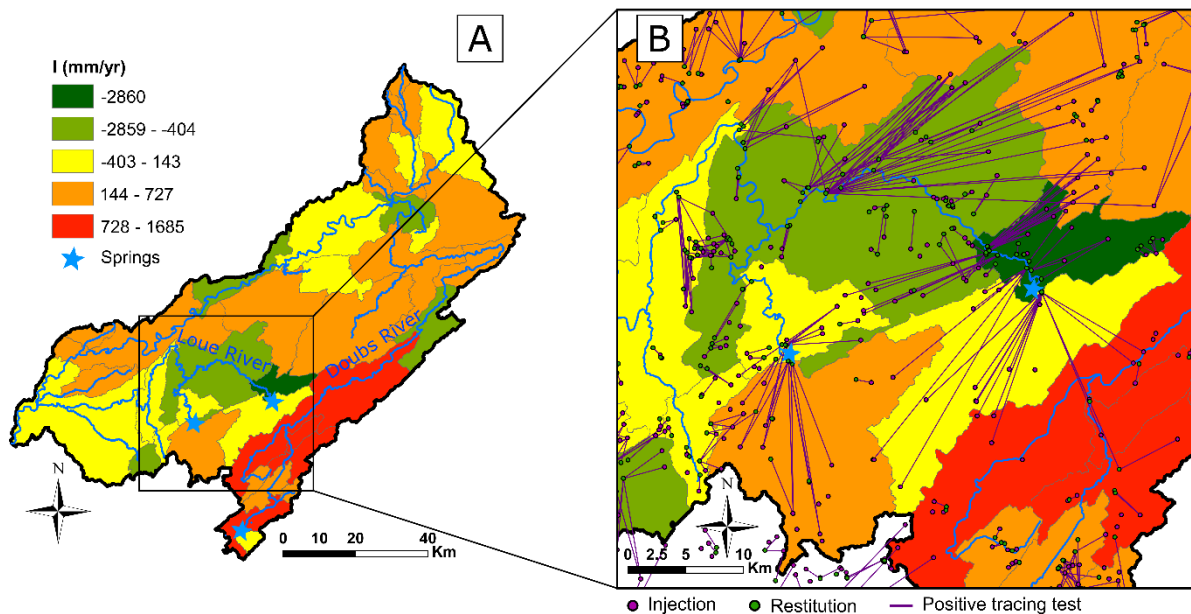


Figure 3.9: Mean interannual values of I on elementary catchments of the Doubs watershed (A), and zoom on the Loue watershed (B) with positive tracer-test paths. Positive values (orange and red) indicate groundwater losses and negative values (green) indicate groundwater gains.

3.1.5. Discussion

3.1.5.1. On the interest of accounting for IGF in the L'Vovich model

Accounting for IGF in the L'Vovich water-balance allows all its components to have less dispersed and more consistent values, providing reliable results for annual water balances. The new terms S^* and U^* describe quick surface runoff and slow underground runoff without IGF, respectively, whereas the initial S and U are the quick and slow components of a signal composed of catchment runoff and associated IGF. Yet, some values still fall outside the conservative zones, showing

that a better allocation of IGF between quick- and slow flow components is possible, or that other secondary phenomena, such as anthropogenic pressure, may influence the water cycle.

Accounting for IGF in water balances was earlier done by Bouaziz et al. (2018), for example, using the Budyko framework, and showed interesting results in terms of partitioning precipitation into streamflow and evapotranspiration. We have pushed this investigation further, by integrating IGF in the process-based L’Vovich model that includes hydrograph decomposition. This allows investigating the influence of IGF on specific hydrological processes, such as stormflow and baseflow. In our case, it showed that IGF affects both stormflow and baseflow in a significant way, notably in a karst aquifer context. Figure 3.4 A and B show that many annual S values are “non-conservative” for karst and mixed catchments, meaning that stormflow is affected by incoming or outgoing IGF, even when karst only partially affects the carbonate rocks. Figure 3.4C also shows inconsistent (negative or several thousands of millimetres) U values, meaning that baseflow in such catchments is affected by incoming or outgoing IGF. Some non-karstified elementary catchments also have baseflow values higher than soil wetting, showing that IGF can occur because of other geological features than karst drains, such as fractured bedrock.

Our method provides a framework for better understanding the influence of IGF on the different hydrological processes. From a perspective of improving the conceptual and digital hydrological models for catchments prone to IGF, it is useful to assess the spatial and temporal variability of IGF, and of its influence on both stormflow and baseflow. Previous work on improving digital modelling of non-conservative catchments (e.g. Le Moine et al., 2007) showed that explicitly accounting for IGF provides better modelling performance than using scaling factors (e.g. scaling of rainfall or catchment surface). Moreover, such work focused on the influence of IGF on the whole streamflow, and not only on its slow and fast components that are often separated in global models. Our approach thus provides an interesting way for improving models that differentiate inflow and outflow from IGF in baseflow or stormflow. It can be applied on a variety of catchments, only requiring standard data sets of rainfall, runoff and evapotranspiration. Regarding regionalization and link with geomorphological indices, we advise to account for the main lithology of catchments, as our results showed that significant differences exist following geology.

3.1.5.2. Variability of the hydrology–geomorphology relationship

Our method provides a way of estimating several hydrological parameters obtained from annual water balances. Studied at the elementary catchment scale at the same time as a geomorphological analysis, they allow investigating relationships between hydrological processes and physiographical parameters. Depending upon study sites and investigated parameters, our correlations show strong variability. Weak correlations may be explained by an inability of the geomorphological parameters to describe the diversity of hydrological processes occurring in particular catchments (e.g. extensive karst plateaux), as gains and losses can occur in the same elementary catchment (Charlier et al., 2019). Nevertheless, some trends provide interesting

perspectives in terms of regionalization, in particular when dealing with ungauged basins. These first results could be used, for instance, for identifying gaining and losing areas, for better designing hydrological models structure.

3.1.5.3. Water balance and scale effect

Figure 3.10 shows the evolution of several hydrological indexes (Q/P , I/P , E/P left graph) estimated at gauging stations along the Doubs and Loue rivers—one of its main tributaries—as a function of their distance to outlet. The I/P index represents the interannual IGF depth normalized for P . It globally decreases downstream along the Doubs River, going from 0.5 to nearly 0 at the catchment outlet. The Doubs is thus prone to important streamflow losses (half of annual precipitation), which decrease and tend to zero at the outlet. Regarding the Loue River that collects most of the Doubs River losses (see section 3.1.4.2.3), at the upstream stations IGF is incoming and represents half of annual precipitation, before decreasing downstream to reach a close-to-equilibrium state at the catchment outlet. This phenomenon is highlighted on the graph and is confirmed by the nearly conservative water balance at the outlet, after the confluence of both rivers. These results agree with Schaller and Fan (2009), who extended the theoretical framework provided by Toth (1963) and found that smaller catchments are more prone to IGF than larger ones, which tend to be more self-containing.

This decrease of groundwater losses along the Doubs is reflected by a higher Q/P index, showing that, from upstream to downstream, a smaller part of precipitation is converted into losses and a greater part goes into streamflow. This is probably slightly limited by the E/P index increasing downstream. The opposite occurs for the Loue River: as IGF gains decrease Q/P also decreases, from 1.5 where IGF gains are important to 0.5 where IGF is small.

The Doubs River has major streamflow losses in its upstream part (e.g. Charlier et al., 2014); this zone (blue stripes on Figure 3.10) clearly affects hydrological indexes as we observe an I/P increase in this zone, showing higher groundwater loss. It also corresponds to a Q/P decrease, streamflow being affected by these losses. The right graph presents the respective proportions of slow U/Q and quick S/Q streamflow components. The loss zone has a specific streamflow signal with an increased S/Q and a decreased U/Q , meaning that the losses affect streamflow mostly in its slow component, i.e. baseflow.

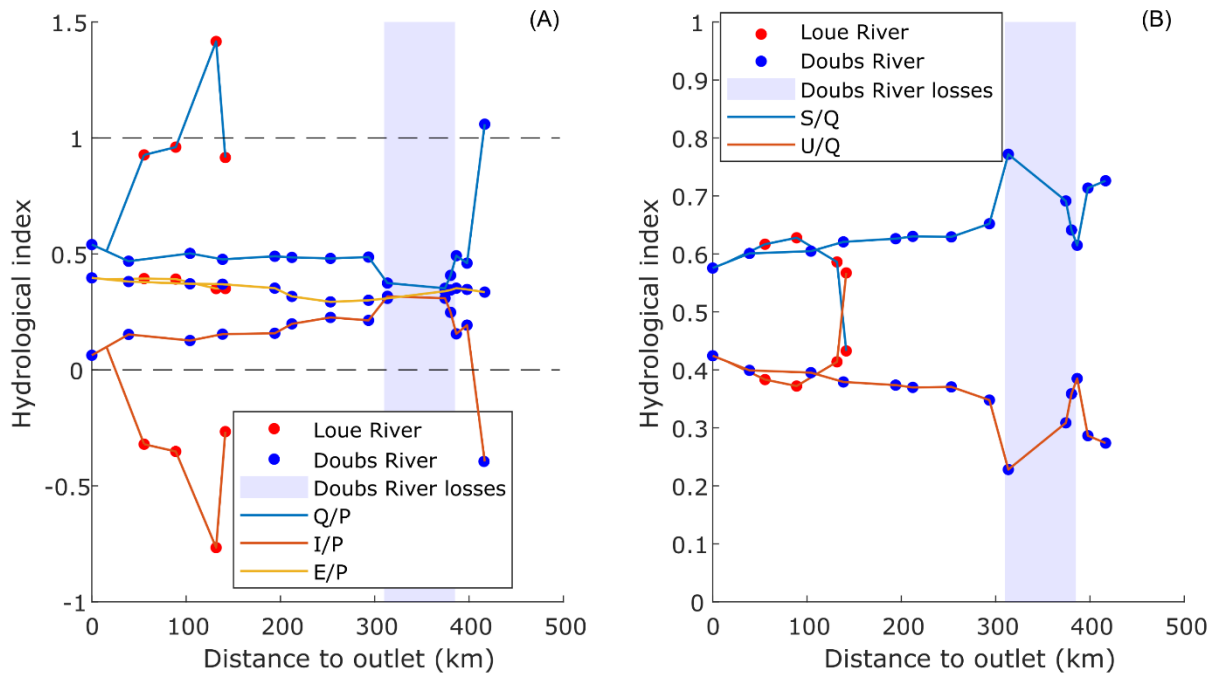


Figure 3.10: (A) Evolution of different hydrological indexes along the Doubs and Loue rivers, as a function of the distance between gauging stations and outlet. (B) Part of the slow and quick streamflow components.

3.1.6. Conclusions

We provide a framework for applying traditional annual water balances and adapting them to non-conservative catchments, those that are prone to gains or losses through interbasin groundwater flow, or IGF. Considering that IGF is common in karst catchments and increasingly identified in other geological settings, it is useful to dispose over consistent water balances in catchments prone to groundwater exchange. Such adapted water balances, applied at the elementary catchment scale, allow locating the gaining and losing reaches of streams.

The updated L'Vovich model, by separating stormflow and baseflow, allows studying the influence of IGF on both components. Combined with a geological and geomorphological analysis, this approach provides information on the role of physiographical parameters on the occurrence and magnitude of IGF. We show that karst catchments are strongly influenced by IGF, with major impacts on the quick- and slow-flow components of the annual water balance. IGF losses mostly seem to affect the slow-flow component, while IGF gains mostly affect the quick-flow component. Depending on the study sites, significant correlations exist with geomorphological parameters, such as drainage density or IDPR, even if in some cases the latter do not seem to cover all processes involved in IGF.

This innovative approach allows applying consistent water balances over a wide range of natural catchments, including non-conservative highly karstified ones. It provides more reliable results and restores the physical meaning of water balance components in terms of hydrological processes. It also helps hydrologists in making safer interpretations based on annual water budgets, and opens interesting perspectives for the improvement of hydrological models.

3.2. Compléments à l'article de Le Mesnil et al. (2020)

Cette section fournit des compléments à l'article de la section 3.1. Il aborde la représentation des bilans annuels des bassins étudiés dans l'espace de Turc-Budyko, ainsi que la spatialisation des résultats obtenus à l'échelle régionale. De plus, une analyse de sensibilité de la méthode est donnée en Annexe A3.

3.2.1. Représentations des bilans annuels dans l'espace de Turc-Budyko

L'objectif de cette section est de tester la cohérence des bilans annuels appliqués dans la section 3.1 à travers leur représentation dans l'espace de Turc-Budyko. La représentation des bilans annuels dans l'espace de Turc-Budyko permet de visualiser, sur un diagramme en deux dimensions, les relations entre l'évapotranspiration (E), l'évapotranspiration potentielle (E_0), et les précipitations (P). Proposé par Turc (1953) et Budyko (1974), ce diagramme représente E en fonction de P , ces deux variables étant toutes deux normalisées par E_0 . On étudie donc les relations entre les deux grandeurs adimensionnelles E/E_0 et P/E_0 . Andréassian et Perrin (2012), proposent un diagramme similaire, plus adapté à l'hydrologie et à l'étude des crues, qui représente le coefficient de ruissellement Q/P en fonction de P/E_0 (Figure 3.11). Cet espace est similaire à celui de Turc-Budyko, et l'on passe de l'un à l'autre avec l'équation 1 :

$$E = P - Q \quad (1)$$

Ces deux diagrammes comportent une zone « conservative », représentant les volumes physiquement possibles de débit et d'évapotranspiration, en fonction des volumes précipités. La principale différence entre ces diagrammes est l'interprétation que l'on fait des limites de cette zone conservative, et du fait qu'un bassin apparaisse en dehors de celle-ci. Dans le cas du diagramme proposé par Andréassian et Perrin, la limite supérieure représente la disponibilité en eau ($Q = P$, toutes les précipitations produisent un écoulement de surface), et les limites inférieures sont la limite de mesure ($Q = 0$, pas d'écoulement) et la limite énergétique ($Q = P - E_0$, lorsque l'évapotranspiration atteint sa valeur maximale potentielle E_0).

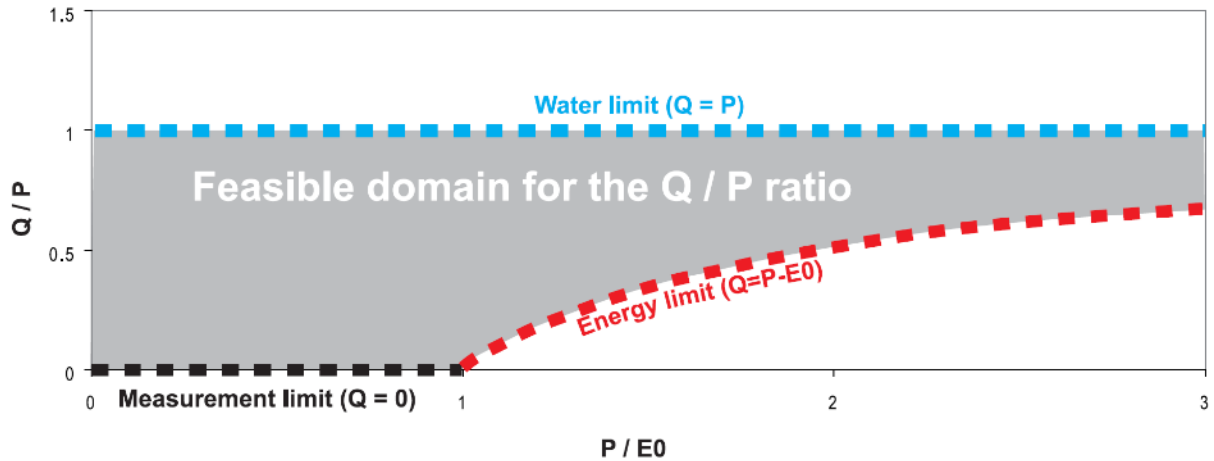


Figure 3.11 : Diagramme adimensionnel de représentation de P, Q et E0, proposé par Andréassian et Perrin (2012)

Les représentations de bilans annuels basées sur l'espace de Turc-Budyko ne prennent en compte que les termes P, Q et E. Elles ne peuvent donc pas rendre compte des processus ayant lieu au sein des bassins avec pertes ou apports souterrains, qui apparaîtront en dehors des domaines « conservatifs » (Le Moine et al., 2007).

Afin d'établir des bilans hydrologiques cohérents pour l'ensemble des bassins naturels, y compris non conservatifs, un terme d'écoulements souterrains interbassin (interbasin groundwater flow, IGF) est explicitement pris en compte. Sous l'hypothèse que les IGFs représentent la seule cause de non conservativité (i.e. que les autres causes telles que les prélèvements anthropiques sont négligeables par rapport à elle), le terme I est calculé à l'échelle annuelle selon l'équation 2 :

$$I = P - Q - E^* \quad (2)$$

Avec E^* l'évapotranspiration estimée (voir Annexe A2). Dans le cadre théorique de Turc-Budyko, le terme I est nul car l'évapotranspiration est calculée comme la différence entre les précipitations et le débit écoulé (équation 4). Un calcul indépendant de E^* est donc nécessaire. Les valeurs de I peuvent être positives, représentant des pertes par IGF, ou négatives, représentant des apports par IGF.

L'estimation du terme annuel d'IGF permet de calculer un terme Q^* , qui correspond au débit écoulé, auquel on retire le terme d'apports ou de pertes souterraines :

$$Q^* = Q + I \quad (3)$$

La Figure 3.12 présente les bilans hydrologiques annuels des 120 bassins élémentaires étudiés en section 3.1, dans des diagrammes dérivés de la théorie de Turc-Budyko. Le coefficient de ruissellement, successivement calculé comme Q/P (Figure 3.12A) et Q^*/P (Figure 3.12B), est représenté en fonction du terme $P/E0$.

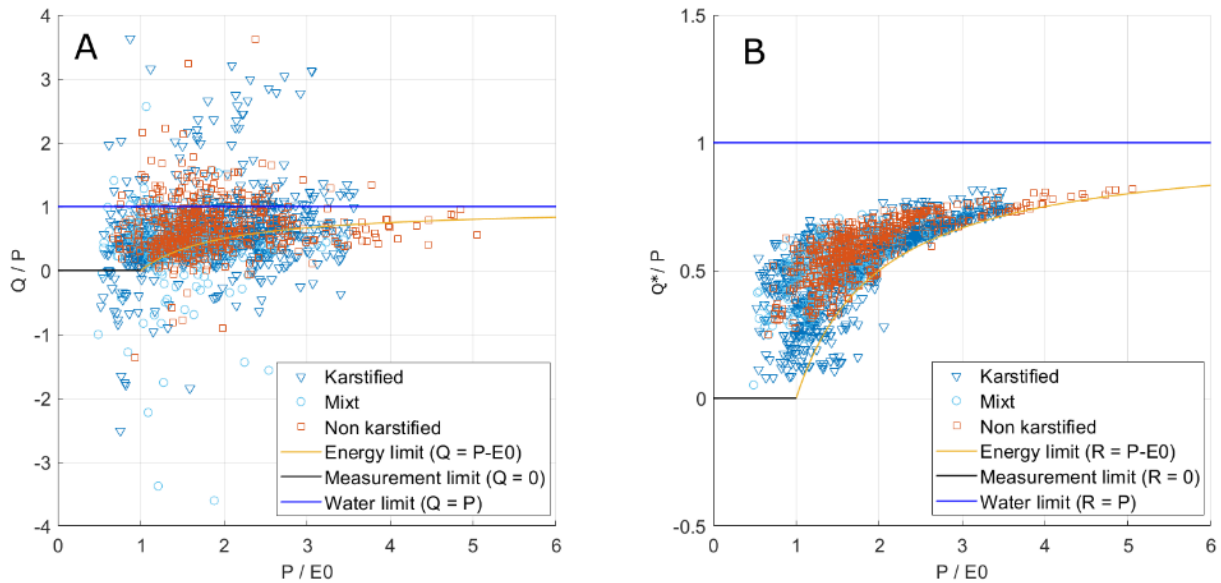


Figure 3.12 : Représentation des bilans hydrologiques annuels des 120 bassins élémentaires dans un diagramme de type Budyko. Le débit considéré est alternativement Q (diagramme A) et Q^* (diagramme B).

Dans le cas de la Figure 3.12A, de nombreux bilans annuels apparaissent en dehors de la zone conservative. Les tronçons concernés peuvent être de géologie variée, mais sont majoritairement karstiques. Ces bassins apparaissent donc comme non conservatifs au sens de Turc-Budyko. Pour certains d'entre eux, cela peut s'expliquer par des incertitudes sur les données (mesure de la hauteur d'eau ou courbes de tarage peu fiables, sous-estimation des précipitations sur les petits bassins d'altitude, ...). Néanmoins, ces incertitudes peuvent uniquement expliquer de légères déviations hors de la zone conservative. Dans notre cas, les valeurs de Q/P variant de -4 à $+4$, d'autres phénomènes doivent être pris en compte, tels que les échanges souterrains.

La Figure 3.12B représente les mêmes bilans annuels, en isolant la composante d'IGF du terme de débit écoulé. La majorité des points se retrouve dans la zone conservative, mettant en évidence l'influence des IGFs, à la fois en pertes et en apports. Les bilans annuels établis en section 3.1 paraissent donc cohérents. Seuls certains bilans annuels sur des tronçons karstiques apparaissent encore hors de la zone conservative, traduisant peut-être une sous-estimation de l'évapotranspiration sur ceux-ci.

3.2.2. Spatialisation des indicateurs de ruissellement et des écoulements souterrains interbassin

Le coefficient de ruissellement de crue (S/P) ayant montré les plus fortes corrélations avec les paramètres géomorphologiques, les cartographies présentées dans les sous-sections suivantes portent sur cet indice.

3.2.2.1. Cévennes

Les paramètres géomorphologiques présentés en figure 3.13 (densité de drainage et IDPR) sont variables sur la zone d'étude, et présentent des liens forts avec la géologie. En effet, les têtes de bassin sont majoritairement formées de roches de socle, permettant le développement de réseaux

Chapitre 3 : Bilans annuels

hydrographiques denses, d'où de fortes valeurs de densité de drainage ($> 2000\text{m}/\text{km}^2$) et d'IDPR (> 1000). Les parties aval correspondent quant à elles à des formations calcaires qui génèrent plus d'infiltration, d'où des valeurs plus faibles de densité de drainage ($< 2000\text{m}/\text{km}^2$) et d'IDPR (< 1000), notamment à l'Ouest, sur les Grands Causses (en aval du bassin du Tarn).

La spatialisation du coefficient de ruissellement de crue S/P sur les bassins élémentaires montre que cet indice concorde bien avec les paramètres géomorphologiques étudiés. En effet, il prend des valeurs élevées sur les parties amont des bassins, et diminue globalement vers l'aval. Néanmoins, certains bassins élémentaires ne suivent pas cette règle. Par exemple, le bassin aval de l'Hérault et l'avant dernier bassin à l'aval des Gardons affichent de fortes valeurs de S/P alors qu'ils drainent des formations calcaires a priori assez infiltrantes. Ceci peut être dû à des apports souterrains de bassins voisins, qui ne sont pas forcément en lien avec la géomorphologie locale, puisque ces IGF peuvent être initiés dans d'autres bassins.

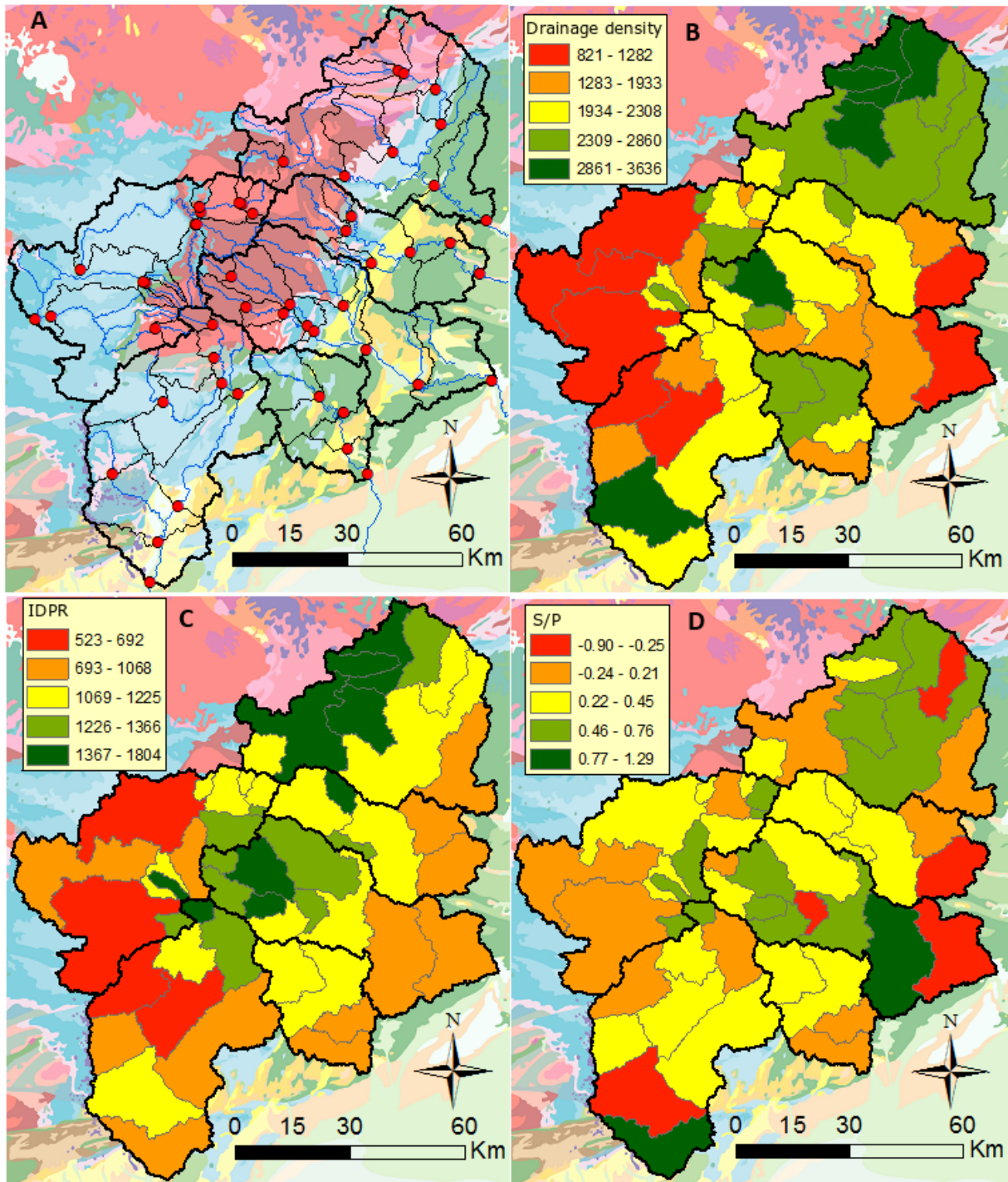


Figure 3.13 : Cartographie sur la zone d'étude Cévenole des paramètres géomorphologiques et indices hydrologiques sur les bassins élémentaires. A : réseau hydrographique, stations hydrométriques et géologie ; B : Densité de drainage en m/km² ; C : IDPR moyen ; D : Coefficient de ruissellement de crue S/P. Géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), rouge/bordeaux : roches de socle et métamorphiques (granites, gneiss, schistes), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune : calcaires et grès du Cénozoïque.

Le calcul des flux d'IGF (figure 3.14) semble confirmer cette hypothèse, car les deux bassins cités ci-dessus affichent des valeurs de I indiquant d'importants apports souterrains potentiels. De plus, bien qu'il n'y ait pas de résultat de traçage pour confirmer ces IGFs spécifiques, il en existe

sur des bassins à proximité. Les encarts B et C de la Figure 3.14 montrent des essais de traçage qui concordent avec les IGF suggérés par la carte A. En effet, ces traçages indiquent des pertes sur des bassins où le I calculé est positif, et des restitutions sur des bassins voisins ayant des valeurs de I négatives.

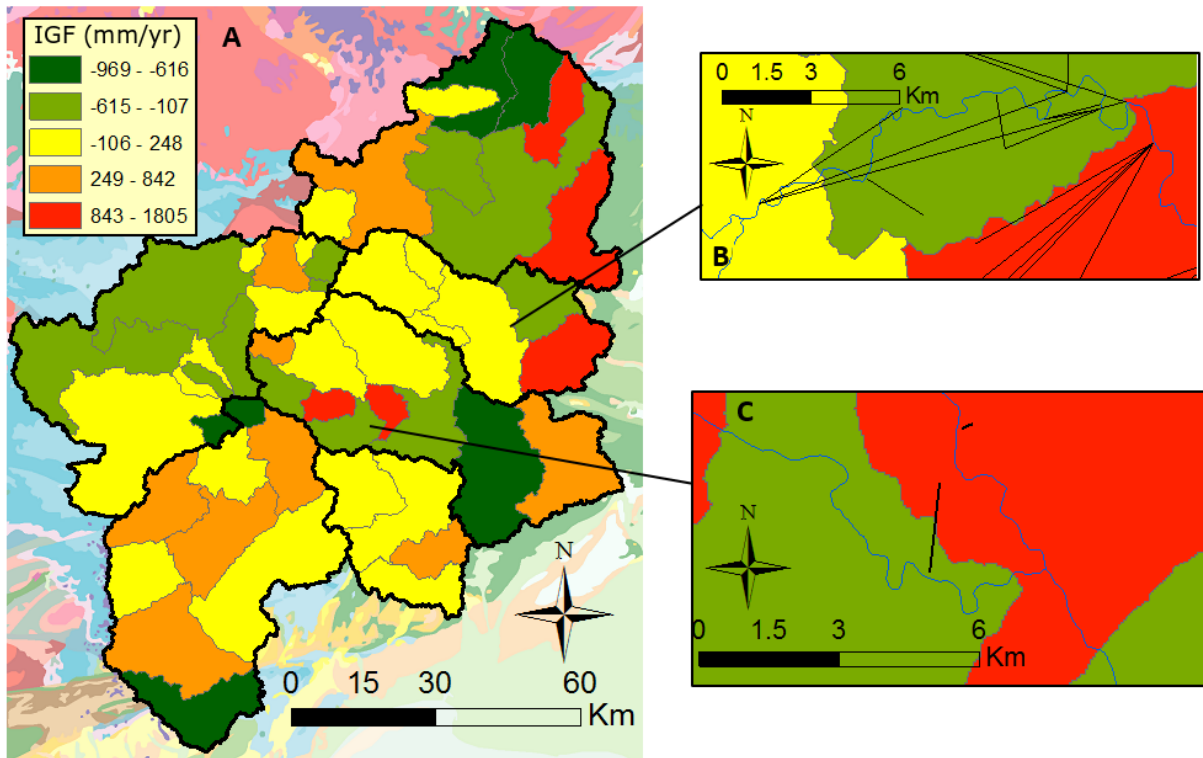


Figure 3.14 : Cartographie des IGF à l'échelle des bassins élémentaires, sur la zone d'étude Cévenole. I est calculé comme les précipitations auxquelles on retranche le débit écoulé et l'évapotranspiration ($I = P - Q - E^*$).

3.2.2.2. Jura

Le bassin du Doubs (figure 3.15) draine majoritairement les plateaux calcaires du Jura, sur lesquels le réseau hydrographique développé est peu dense. Les valeurs de densité de drainage y sont donc globalement inférieures à 1 000 m/km², tout comme l'IDPR moyen qui dépasse rarement 1 000 sur les bassins élémentaires. On note deux exceptions, qui sont les terminaisons Nord et Ouest de la zone d'étude. Au Nord, les terrains sont granitiques en tête de bassin, puis détritiques terrigènes sur le flanc Sud du Ballon d'Alsace, les valeurs d'IDPR et de densité de drainage y sont les plus élevées de la zone d'étude avec plus de 2 000 mètres linéaires de cours d'eau par km². L'aval du bassin du Doubs présente également un réseau plus dense, du fait de dépôts récents à la limite de la plaine de la Saône.

La spatialisation de l'indice S/P montre des valeurs allant de 0.1 à 0.5 sur les plateaux. Sur l'aval du bassin, ces valeurs diminuent et sont proches de 0, indiquant une importance croissante de la part du débit de base. Ceci peut être dû à la nature alluviale des terrains, qui tamponnent le débit du fait d'écoulements plus lents que ceux observés dans le karst. Enfin, le bassin de la Loue

présente de fortes valeurs de coefficient de ruissellement de crue, surtout dues à sa forte alimentation souterraine.

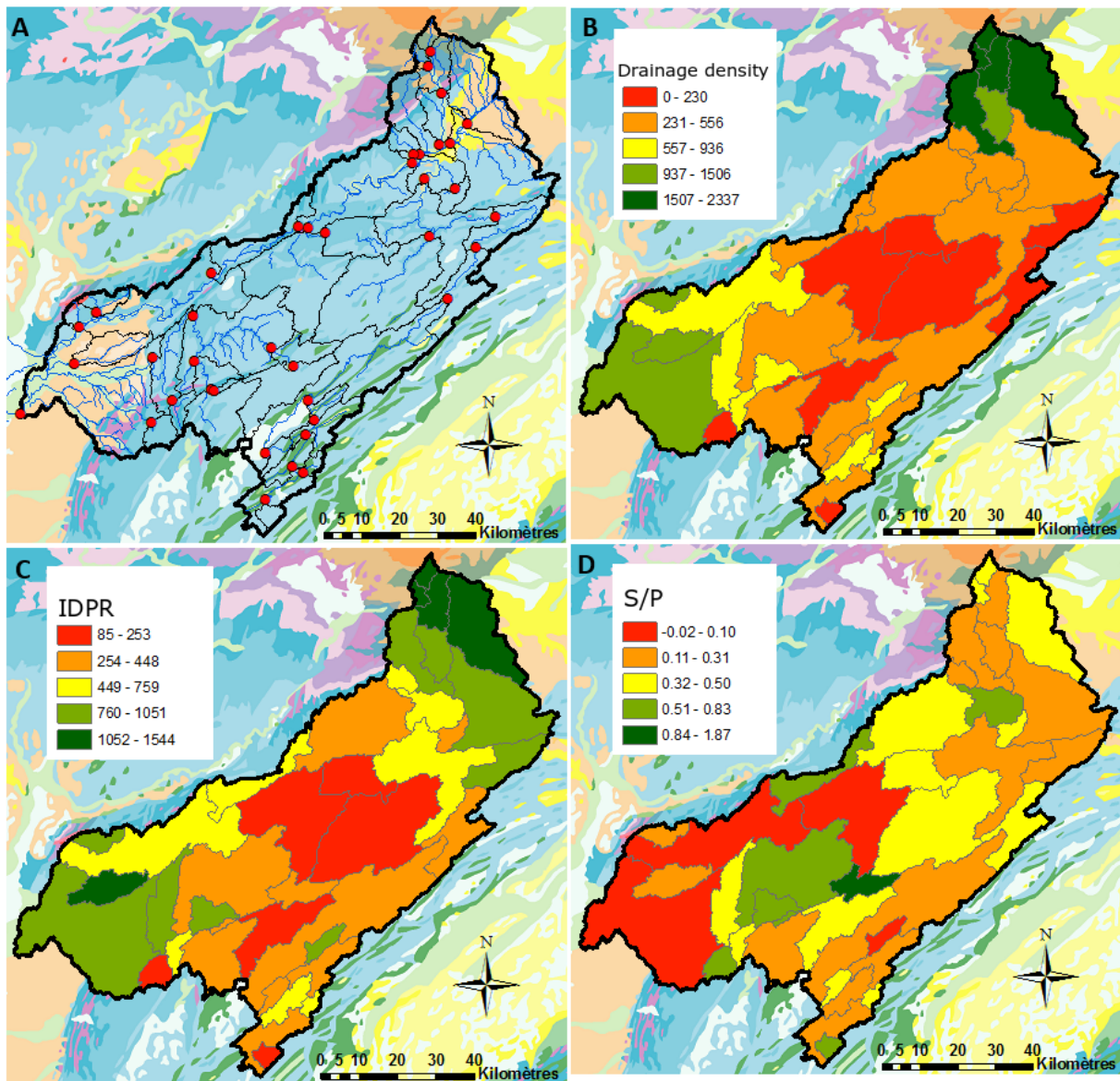


Figure 3.15 : Cartographie sur la zone d'étude Jurassienne des paramètres géomorphologiques et indices hydrologiques sur les bassins élémentaires. A : réseau hydrographique, stations hydrométriques et géologie ; B : Densité de drainage en m/km² ; C : IDPR moyen ; D : Coefficient de ruissellement de crue S/P. Géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune/beige : calcaires et grès du Cénozoïque.

Le calcul des flux d'IGF (figure 3.16) montre que la majorité des bassins est sujette à des pertes souterraines de débit, qui vont en diminuant vers l'aval (cf. section 3.1.5.3). Au-delà de cette tendance générale, le principal phénomène mis en lumière est le transfert souterrain qui s'opère entre l'amont du Doubs et la Loue. Ces transferts, qui apparaissent nettement en carte (couleurs rouges et vert foncé sur la carte A), sont confirmés par les divers essais de traçage réalisés dans le secteur. L'encart B – centré sur le bassin amont de la Loue et les pertes du Doubs – montre

en effet que des écoulements souterrains sont avérés depuis l'Est et le Sud vers le bassin de la Loue.

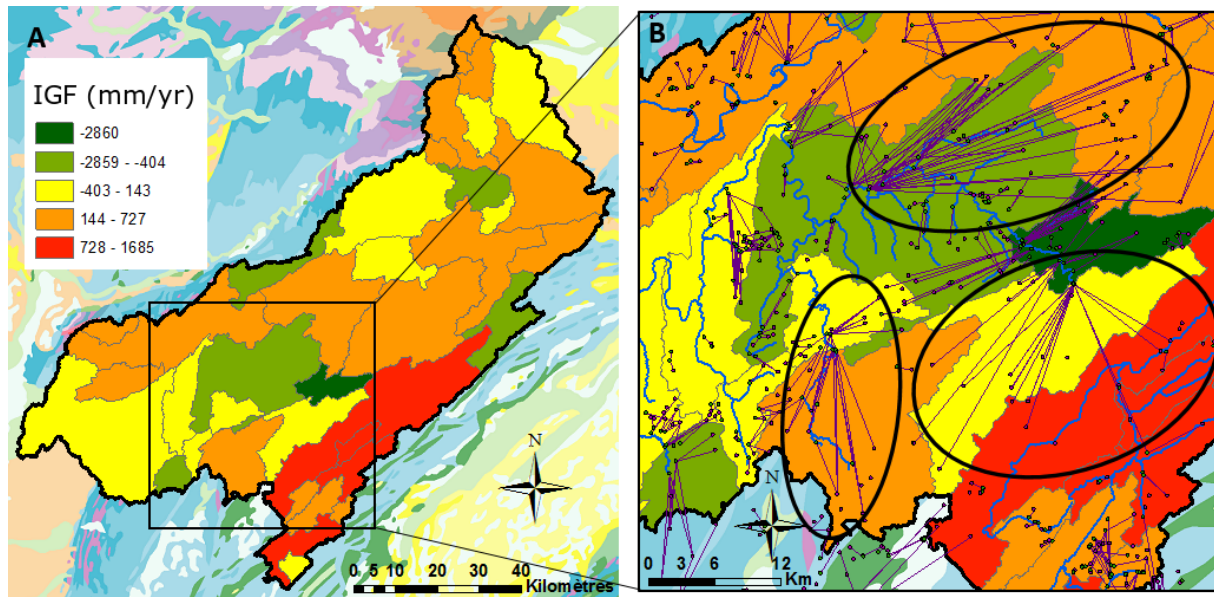


Figure 3.16 : Cartographie des IGF à l'échelle des bassins élémentaires, sur la zone d'étude Jurassienne. I est calculé comme les précipitations auxquelles on retranche le débit écoulé et l'évapotranspiration ($I = P - Q - E^*$).

3.2.2.3. Normandie

La zone d'étude Normande se situe à l'interface de deux grands ensembles géologiques qui sont le bassin Parisien à l'Est et le massif Armoricaïn à l'Ouest. Les roches qui les composent sont de natures différentes et présentent des caractéristiques hydrologiques variées. Comme le montre la figure 3.17, les densités de drainage et les valeurs d'IDPR sont globalement croissantes d'Est en Ouest. On passe de valeurs inférieures à 500 m/km² sur les calcaires du Crétacé à des valeurs dépassant les 1 200 m/km² sur les roches de socle du Protérozoïque, avec des IDPR moyens suivant la même tendance. Les bassins au centre de la zone d'étude (Touques, Dives) sont situés sur une large bande Jurassique, et présentent des valeurs intermédiaires de ces paramètres géomorphologiques.

La spatialisation des valeurs du coefficient de ruissellement de crue S/P concorde avec les paramètres géomorphologiques étudiés. En effet, les bassins calcaires karstifiés affichent des valeurs inférieures à 0,15, alors que les bassins occidentaux, dont les cours d'eau sont développés sur des terrains plutoniques, présentent des coefficients de ruissellement de crue allant de 0,15 à 0,35. Ceci montre la faible part du débit de base sur les roches de socle, à l'inverse des bassins karstiques où la composante de surface est atténuée par l'infiltration des terrains.

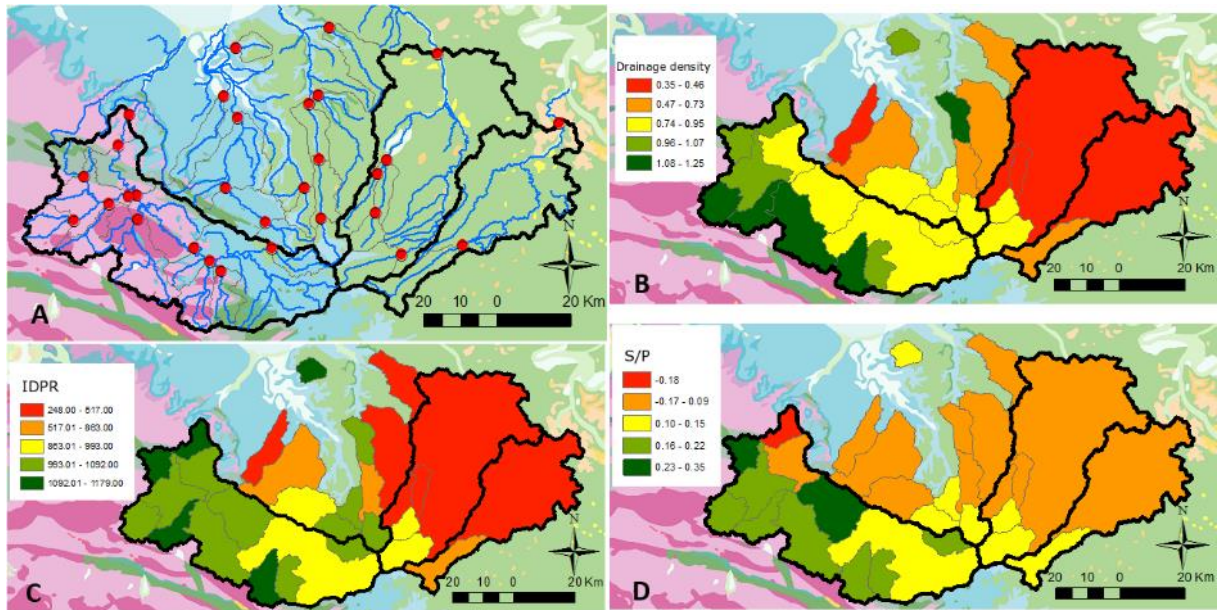


Figure 3.17 : Cartographie sur la zone d'étude Normande des paramètres géomorphologiques et indices hydrologiques sur les bassins élémentaires. A : réseau hydrographique, stations hydrométriques et géologie ; B : Densité de drainage en m/km² ; C : IDPR moyen ; D : Coefficient de ruissellement de crue S/P. Géologie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM), bleu : calcaires du Jurassique, vert : calcaires et marnes du Crétacé, jaune/beige : calcaires et grès du Cénozoïque, violet : granites et roches métamorphiques du Protérozoïque.

Bien que les IGF ne semblent pas jouer un rôle prépondérant sur les bilans annuels des bassins Normands étudiés, leur représentation en carte (figure 3.18) met en évidence certains échanges souterrains. L'encart B montre que des écoulements souterrains ont lieu sur le bassin de la Risle, suivant l'axe de drainage principal. Ces écoulements, bien que restreints à un même bassin topographique, représentent des échanges interbassins au sens des bassins élémentaires. Bien qu'aucun essai de traçage n'ait été réalisé sur le secteur mis en évidence, des traçages valident ce phénomène sur les affluents voisins (voir cercles rouges). De plus, la partie aval du bassin de l'Iton apparaît comme déficitaire selon les bilans annuels réalisés, et ceci se confirme avec deux essais de traçage qui indiquent des pertes vers l'aval et vers le bassin de la Risle (voir encart C).

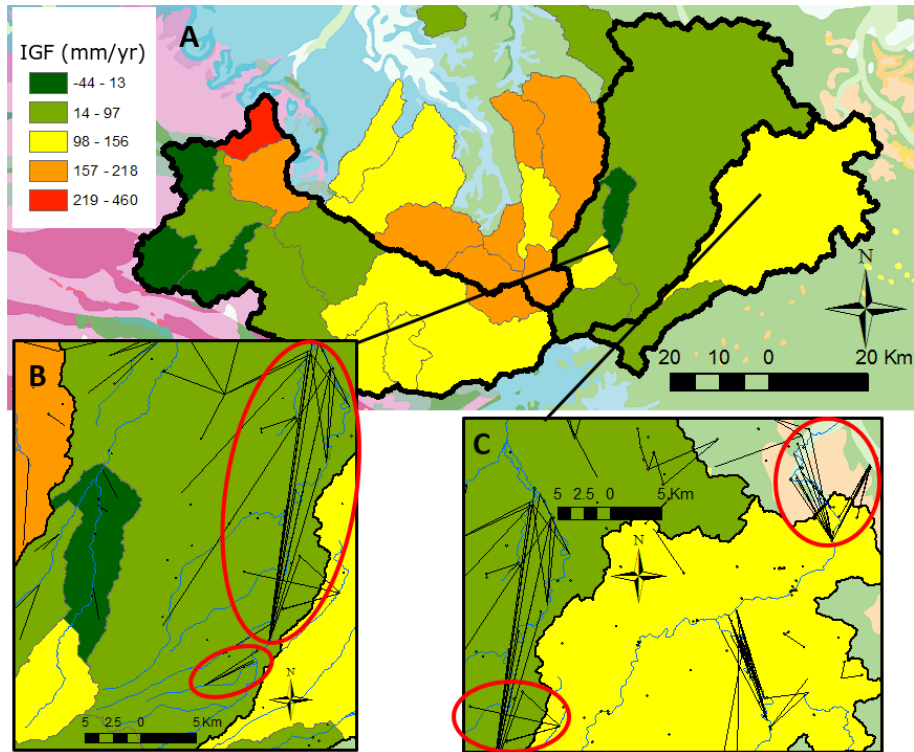


Figure 3.18 : Cartographie des IGF à l'échelle des bassins élémentaires, sur la zone d'étude Normande. I est calculé comme les précipitations auxquelles on retranche le débit écoulé et l'évapotranspiration ($I = P - Q - E^*$).

3.3. Conclusion

Ce chapitre présente une méthodologie d'adaptation de méthodes de bilans annuels aux cas particuliers des bassins non conservatifs. L'adaptation de la méthode de L'Vovich (1979) permet de localiser les bassins élémentaires avec des bilans annuels présentant des gains ou des pertes, et de quantifier l'impact des IGFs sur les composantes lente et rapide du débit. Couplée à une analyse géomorphologique, elle permet de mettre en évidence des indicateurs physiographiques corrélés aux IGFs sur certaines régions. Les résultats montrent que les IGFs à l'export affectent majoritairement la composante lente du débit, et les IGFs à l'import sa composante rapide.

La représentation des bilans annuels intégrant les IGFs dans l'espace de Turc-Budyko montre que la démarche adoptée est cohérente. De plus, la spatialisé de ces flux d'échange permet de mettre en évidence les IGFs à l'échelle régionale, en lien avec la configuration du karst.

Chapitre 4

Influence du karst sur les crues

Résumé : Les bassins karstiques, du fait des échanges surface/souterrain qui y sont favorisés, ont une réponse hydrologique particulière. Néanmoins, leurs particularités sont peu documentées et quantifiées, notamment aux échelles fines du temps et de l'espace. L'objectif de cet article est donc de préciser quelle est l'influence du karst sur les processus hydrologiques, y compris les écoulements souterrains interbassins (IGF), à l'échelle du bassin versant élémentaire (tronçon de rivière) et de l'évènement de crue. Les IGFs sont estimés en analysant les débits amont et aval, ainsi que la pluie efficace (précipitations diminuées de l'évapotranspiration). Trois types de descripteurs des évènements de crue sont analysés, caractérisant respectivement les bilans de volume, la forme des hydrogrammes, et les échanges latéraux. Ces descripteurs sont calculés pour les 20 évènements de crue les plus importants des chroniques disponibles sur 108 tronçons de rivière dans les régions des Cévennes, du Jura et de la Normandie. Ils sont ensuite analysés selon la géologie des bassins élémentaires (karstique, non karstique, mixte) et la saisonnalité, afin d'étudier l'influence du karst sur les différents processus. Les résultats, basés sur une approche statistique, ont montré que la présence de karst favorise (i) des pertes en rivière par infiltration, (ii) une augmentation des temps caractéristiques des évènements de crue et une atténuation des débits de pointe, et (iii) des échanges latéraux en export. Ces effets sont les conséquences d'IGFs sortants, qui peuvent être significatifs à l'échelle de l'évènement de crue et représenter 50% du débit en rivière ou 20% des précipitations. La variabilité spatiale de ces processus est également liée aux différentes lithologies. Ces travaux représentent une méthodologie générique spatialisée, permettant d'estimer l'influence du karst sur la réponse hydrologique des bassins en crue. Cette méthodologie peut être appliquée dans des bassins aux caractéristiques hydrométéorologiques variées, et peut permettre de tester l'influence d'autres paramètres physiographiques sur la genèse du ruissellement.

Le chapitre 4 correspond à l'article "*Impact of karst areas on runoff generation, lateral flow and interbasin groundwater flow at the storm-event timescale*", publié dans la revue *Hydrological and Earth System Sciences*, accessible en ligne¹. Une liste des notations est donnée en Annexe B1.

4.1. Introduction

Understanding runoff generation requires a good knowledge of the different processes involved in catchment response to rainfall events, i.e. how precipitation is converted into underground, subsurface or surface flow. These processes are affected by several factors, such as the thickness and nature of soil, land use, hydrological conditions, or geology. While most of these can be documented or measured, it may be difficult to define the role of geology in a comprehensive way, especially when underground drainage networks are involved, as in karst areas. Karstification, the result of carbonate-rock dissolution, promotes infiltration and groundwater flow through enlarged fissures and voids (Bakalowicz, 2005), locally dramatically reducing drainage density on the surface and thus affecting the hydrological response of a catchment. These groundwater flows can be considered interbasin groundwater flows (IGF) if they do not return to surface within the considered catchment. IGF amplitude and sign can be linked to the area of the hydrogeological basin, which can be different from the area of the topographic one.

Karst impacts on flood processes are mostly documented through case studies. As an example, Zanon et al. (2010) showed that during a flash flood in 2007 in Slovenia, a karst area reduced flooding, which was more important in a non-karst neighbouring zone, receiving less precipitation. Likewise, Delrieu et al. (2005) observed, for an exceptional storm event in 2002, lower runoff coefficient values for the karstic catchment compared to the hard-rock catchment in the eastern zone of the Cévennes Mountains. De Waele et al. (2010) and Charlier et al. (2015b, 2019) determined that, depending on the location on the river profile, karst areas could result in streamflow losses or gains due to the high spatial variability of the hydrogeological karst features. Other frequently described processes are groundwater rising, leading to reduced infiltration and important surface runoff (López-Chicano et al., 2002; Bonacci et al., 2006), and backflooding or sinkhole flooding due to conduit constriction (Maréchal et al., 2008; Bailly-Comte et al., 2009).

The diversity of observed processes during storm events in karst catchments does not allow for drawing a straightforward analysis on the control of karst in flood runoff generation. For the purpose of understanding the mechanisms involved in this control, there is a need for regionalized studies, covering a large-scale analysis of karst impact over short time periods when the catchment reacts after storm events. It is reasonable to think that karst can alternately increase or decrease storm impacts, depending on its capacity to infiltrate precipitation or to release stored water, i.e. depending on the direction of IGF it promotes. Despite the early conceptualization of IGF (Eakin, 1966), its major role in karst hydrological processes is tackled by very few studies (Le Moine et al., 2007; Lebecherel et al., 2013). Some authors tried to improve model capacities to reproduce karst-based IGF, such as Nguyen et al. (2020) with SWAT, Le Moine et al. (2008) with GR4J or Scanlon et al. (2003) comparing a distributed and a lumped model. Nevertheless,

¹<https://doi.org/10.5194/hess-25-1259-2021>

those studies that are dedicated to the improvement of model performance are not devoted to describe and understand all flood components in karst catchments.

On the one hand, most studies including karst system descriptors are based on a purely hydrogeological point of view and are very integrative, as they tend to characterize the karst aquifer as a whole, by analysing daily spring discharge. Gárfias-Soliz et al. (2009) found that system memory, response time and mean input–output delay are relevant indicators for karstification, in addition to a necessary consideration of the structural complexity and heterogeneity of the lithology. Hartmann et al. (2013a), using 10 system signatures, performed a model parameter sensitivity analysis to investigate their links with hydrological processes on five European and Middle Eastern karst sites. Basha (2020) proposed six recession curve equations for the classification of karst aquifers, depending on their flow characteristics. On the other hand, some studies accounting for a spatialization of catchments focus on low-flow issues and surface–water–groundwater interaction (e.g. Covino et al., 2011; Mallard et al., 2014). Moreover, most regionalization studies tend to spatialize annual indices (Sivapalan et al., 2011) or model parameters (Parajka et al., 2005; Oudin et al., 2008), and they usually exclude catchments with identified IGF (Merz and Blöschl, 2004) or karst areas (e.g. Laaha and Blöschl, 2006).

Regional spatial analyses need to be based on reliable data at the highest resolution available. For this purpose, the scale of the elementary catchment – i.e. subdivision of a basin following available gauging stations – appears to be the best resolution for long-term monitoring. Elementary catchment can be either the drained area of a headwater catchment controlled by a gauging station or the drained area between two gauging stations (intermediate catchment). When considering surface and groundwater components, the delineation method of elementary catchments is questionable (topographic versus hydrogeological boundaries). Despite the importance of groundwater processes in karst areas, topographic catchment delineation remains a more robust reference for several methodological reasons. First, IGF can be defined as groundwater flow crossing topographic divides, as this concept emerged with the evidence of certain groundwater systems extending beyond the limits of valleys (Eakin, 1966). A perfectly delineated groundwater basin would then show IGF equal to zero. For this reason, studies related to IGF often use the topographic catchment spatial reference (Genereux et al., 2005; Schaller and Fan, 2009; Bouaziz et al., 2018; Nguyen et al., 2020; see also a synthesis in Fan, 2019). Second, although groundwater contributes to flood flow in karst catchments, the surface runoff component should not be completely discarded. Exclusive consideration of hydrogeological catchments could thus lead to wrong surface contribution assessment depending on their surface drainage network. Third, as some groundwater flows are aligned with the main surface drainage axis, hydrogeological catchments would encompass the whole river, making it impossible to study the spatial variability of parameters along the river, at the elementary catchment scale. Finally, topographic delineation is reliable and easily reproducible, while groundwater delineation is characterized by a strong uncertainty and variability in karst areas.

This article aims at providing a new methodology to characterize the spatial variability of karst influence on hydrological processes affecting runoff generation, including IGF, at the storm-event timescale. IGFs are estimated at the scale of the river reach, by comparing inlet and outlet flows as well as the effective rainfall from the topographic elementary catchment. The present study

complements the previous work by Le Mesnil et al. (2020), which described the role of karst areas using annual water-budget indicators at the elementary catchment scale. Here, descriptors are calculated for major storm events at 108 stations in three areas in France (Cévennes Mountains, Jura Mountains and Normandy) with different karst settings. The descriptors are of three types: water balance, hydrograph shape and lateral exchange. Water-balance descriptors are obtained from discharge and precipitation depths, analysing the respective importance of the different flows during storm events. They help with understanding how catchments transform precipitation into surface and underground flow. Such descriptors are of great interest to assess the spatial variability of catchment hydrological response (Sivapalan et al., 2011). Hydrograph-shape descriptors are derived from catchment hydrographs recorded at inlet and outlet stations during storm events. They describe hydrological processes (Raghunath, 2006) and, when analysed on successive stations, help with characterizing flood-wave routing. Lateral-exchange descriptors are based on lateral hydrographs, simulated with the diffusive wave equation (DWE; Moussa, 1996) applied between two gauging stations (for intermediate catchments only). They provide information on lateral inflow and outflow at the elementary catchment scale. Lateral flow is mainly the result of IGF, effective rainfall, variations in aquifer storage and overbank phenomena. A particular analysis is performed on IGF, which are expressed in depth as well as in theoretical catchment area variation, and seasonal influence is discussed.

The three types of descriptors are compared and analysed according to the catchment geology type (classified as “karst”, “non-karst” or “mixed”), in order to explore its impact on runoff generation processes. The paper thus provides a framework for assessing the impact of a given physiographic parameter on the hydrological response of catchments to storm events.

4.2. Methodology

4.2.1. General methodology

We calculated 15 descriptors (five for each of the three types) of catchment response to storm events and assessed their variability as a function of karst occurrence. To this end, we grouped elementary catchments into three different geology types, based on relative areas of their main geological formations. Catchments underlain by only karstified rock are in the karst group (K), whereas catchments containing only non-karstified rock are in the non-karst group (NK). Any catchment with a combination of both karstified (>10%) and non-karstified rocks is in the mixed group (M). The karstifiable nature of rocks was assessed with the BDLISA (Base de Donnée des Limites des Systèmes Aquifères) database (Sect. 4.3.1.2). Descriptors were calculated for the 20 strongest storm events for all catchments (Sect. 4.2.2). The values obtained for each group (K, M, NK) were compared with each other to assess karst influence on them. Then, for K catchments only, the three study areas (Cévennes, C; Jura, J; Normandy, N; see Sect. 4.3.2 for area descriptions) were compared to assess the area-specific nature of karst influence. Our framework was kept as generic as possible to propose an approach that would be easily adaptable to another investigation field. Consequently, the karst-catchment classification can be replaced by any other physiographical typology.

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

Descriptors are complementary but not necessarily independent from each other. They are of three types and were chosen to provide relevant information on different processes:

- Water-balance descriptors show the respective importance of the different flows occurring during storm events and allow for understanding how catchments transform rainfall into surface and underground flow. Such descriptors are volumes (expressed as depth [mm]) or volume ratios. They can be calculated at headwater-catchment or intermediate-catchment outlets, with the latter involving subtracting inlet flow from outlet flow. This was applied to the 108 elementary catchments.
- Hydrograph-shape descriptors describe the dynamics of storm events and flood-wave routing. They combine peak-flow variation, characteristic times and flood-wave celerity. Characteristic times can be obtained from any measured hydrograph, whereas peak-flow variation and celerity are evaluated between inlet and outlet hydrographs (for intermediate catchments only), considering catchments with only one inlet station and some intermediate catchments having several inlets when covering the confluence of streams. This was applied to all 108 elementary catchments for characteristic times and to the 36 intermediate catchments with only one inlet regarding peak-flow variation and celerity.
- Lateral-exchange descriptors provide information on the dynamics of lateral inflow and outflow affecting an elementary catchment reach, as well as on the respective contributions of channel diffusivity and lateral exchanges to peak-flow variations. This analysis is based on lateral hydrographs, simulated with the DWE, that are applied to intermediate catchments with one inlet. Lateral exchanges may be a combination of effective rainfall (P_{eff}) over the elementary catchment, IGF, aquifer storage variation and overbank phenomena. Overbank flow is considered a minor process assuming that the overflow water returns to the river after a relatively short time during the recession. Thus, a water balance including P_{eff} allows for discussing the importance of IGF, along with aquifer storage variation. This was applied to the 36 intermediate catchments with only one inlet for lateral exchange dynamics and to all 108 elementary catchments for IGF assessment.

4.2.2. Flow assessment at the elementary catchment scale

The 15 descriptors were calculated on elementary catchments for 20 selected strongest storm events. For the sake of representativeness, this selection was based on both rainfall and streamflow records. From the available data time series spanning several decades (see Sect. 4.3.1 for more details), the 10 strongest precipitation and 10 strongest streamflow events were extracted. Care was taken not to select the same events via the two extraction methods.

Streamflow is measured at several gauging stations along a given river, defining elementary catchments. For the most upstream station of a river, the elementary catchment corresponds to the ordinary topographic catchment. Otherwise, the elementary catchment is an intermediate one, covering the portion of the basin drained between two gauging stations (Figure 4.1). In the case of intermediate catchments, streamflow is calculated following Eq. (1) as the difference

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

between outlet flow (Q_o) and inlet flow (Q_i). A hydrograph decomposition is operated for separating the quick- (storm flow Q_s) and slow-flow (underground flow Q_u) components, as shown in Eqs. (2) and (3) (see Appendix B2 for more details). The Q_s and Q_u components of the intermediate catchment are also obtained from the difference between inlet and outlet flow components as shown in Eqs. (4) and (5). For these intermediate catchments, the Q , Q_s and Q_u values can thus be negative; note also that the associated uncertainties are twice higher than those of measured flows (Q_o and Q_i).

$$Q = Q_o - Q_i \quad (1)$$

$$Q_i = Q_{i,u} + Q_{i,s} \quad (2)$$

$$Q_o = Q_{o,u} + Q_{o,s} \quad (3)$$

$$Q_s = Q_{o,s} - Q_{i,s} \quad (4)$$

$$Q_u = Q_{o,u} - Q_{i,u} \quad (5)$$

In addition to inlet and outlet flows, a lateral flow (Q_L) is calculated. This flow is mainly a combination of IGF, effective rainfall (P_{eff}) over the elementary catchment, aquifer storage variation and overbank phenomena (Eq. 6). Overbank phenomena are neglected here (see Sect. 4.2.1). The Q_L hydrograph is simulated using an inverse model, solving the DWE accounting for lateral flow between inlet and outlet stations, assuming a uniform lateral distribution of exchanges along the river reach (see Appendix B3 for more details).

$$Q_L = \text{IGF} + P_{\text{eff}} + \delta \quad (6)$$

Finally, after an estimation of P_{eff} (Appendix B4), all measurable inflow (Q_i and P_{eff}) and outflow (Q_o) are known. Hence, IGF values (groundwater flowing inside or outside the elementary catchments delimited by topographic boundaries) can be calculated for each storm event, along with the aquifer storage (noted δ). Figure 4.1 shows all considered flows and their corresponding hydrographs at the spatial scale of an elementary catchment and the timescale of a storm event.

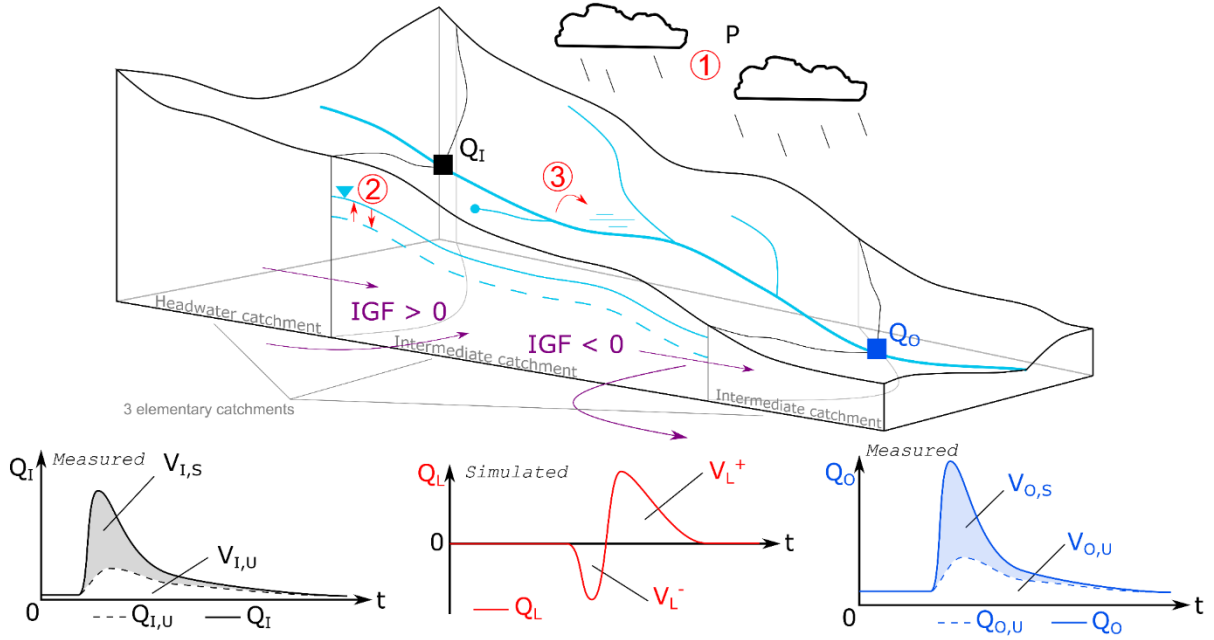


Figure 4.1: Main hydrological flow types at the elementary catchment and storm-event scales, with corresponding measured and simulated hydrographs. Flow definitions are given in Eqs. (1) to (5). The corresponding volumes, integrated for the storm event, are noted V with the same indices (see Appendix B1 for symbols). Lateral flow Q_L is a combination of IGF, effective rainfall (1), aquifer storage variation (2) and overbank phenomena (3, neglected here).

4.2.3. Descriptors

4.2.3.1. Water-balance descriptors

For each storm event, volumes of the different flows in an elementary catchment are calculated (Figure 4.1). Total discharge volume, noted V_Q , is calculated as

$$V_Q = V_O - V_I = (V_{O,s} + V_{O,u}) - (V_{I,s} + V_{I,u}) \quad (7)$$

with V_I and V_O being the volumes of total streamflow (expressed as water depths in mm) and $V_{I,s}$, $V_{I,u}$, $V_{O,s}$ and $V_{O,u}$ being those of the quick- and slow-flow components of inlet Q_I and outlet Q_O , respectively. V_P is the volume of precipitation falling on the elementary catchment during the storm event. With the values being dependent on the catchment surface, they are normalized by the topographic area (A) of the considered catchment and expressed in water depth [mm]. From these volumes, five water-balance descriptors are calculated (see Appendix B1 for equations).

- V_s , event storm flow [mm];
- V_u , event base flow [mm];
- R_c , event runoff coefficient [dimensionless], calculated as total event streamflow divided by event rainfall;
- $R_{c,s}$, event storm runoff coefficient [dimensionless], calculated as event storm flow divided by event rainfall;

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

- S_C , event storm-flow coefficient [dimensionless], calculated as event storm flow divided by total event streamflow.

4.2.3.2. Hydrograph-shape descriptors

For each storm event, five more descriptors were calculated, characterizing hydrograph morphology and storm-event dynamics. Characteristic times are of great interest in storm hydrology and constitute a widely used framework, allowing convenient catchment and event comparisons (Bell and Om Kar, 1969). Here, we use three of them. The time constant of the rising limb T_{Ri} corresponds to the time duration needed for streamflow to increase from half of peak flow ($0.5Q_{0,x}$) to peak flow ($Q_{0,x}$); T_{08} is the time duration for $Q_o(t) > 0.8Q_{0,x}$, important in terms of operational flood management. T_{Re} is the characteristic recession time, obtained from the linearization method of Maillet (1905), which approximates the recession curve by an exponential function as shown in Eq. (8).

$$Q_{Maillet}(t) = q \cdot e^{-\beta t} = q \cdot e^{-t/T_{Re}} \quad (8)$$

with β the recession coefficient and q the discharge at the beginning of the recession phase. The T_{Re} time constant is the duration needed for streamflow to decrease by a factor $e \approx 2.7$ during recession. Figure 4.2 shows the hydrograph shape descriptors on an illustrative hydrograph.

In the case of intermediate catchments, the peak-flow variation (Δ) is calculated as the difference between outlet station peak flow ($Q_{0,x}$) and inlet station peak flow ($Q_{1,x}$), normalized by rainfall. A parameter C_G is also calculated, used as the celerity for applying the DWE. C_G is equal to the river reach length (l) divided by the elapsed time (T_G) between Q_1 and Q_0 gravity centres (G_1 and G_0). The five hydrograph-shape descriptors (see Appendix B1 for formulae) are the following.

- Δ/V_P , peak-flow variation normalized by rainfall [s⁻¹];
- T_{Ri} , event time duration of rise [h];
- T_{08} , event time duration to 80% of peak flow [h];
- T_{Re} , event characteristic recession time as per the approximation by Maillet (1905) [h];
- C_G , celerity based on elapsed time between hydrograph gravity centres [ms⁻¹].

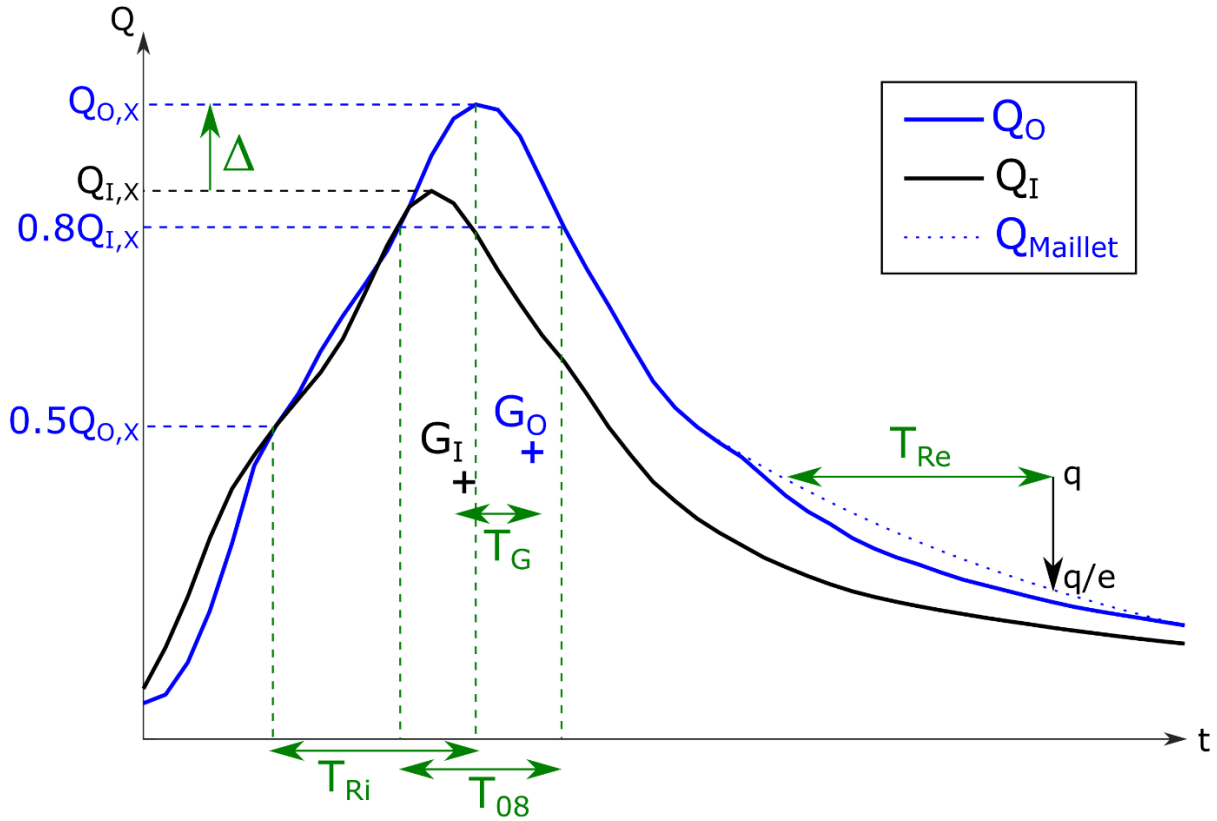


Figure 4.2: Storm hydrograph with characteristic times and discharge values. $Q_{o,x}$ and $Q_{i,x}$ are peak flows of outlet and inlet station hydrographs Q_o and Q_i , respectively. T_g is the elapsed time between the corresponding gravity centres G_o and G_i .

4.2.3.3. Lateral-exchange descriptors

For catchments with one inlet station, a lateral-flow hydrograph is simulated, using the solution of the inverse problem of the DWE assuming that the lateral flow is uniformly distributed along the channel (Moussa, 1996; see Appendix B3). The DWE has two free parameters: the celerity C [m s^{-1}] and the diffusivity D [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] of the flood wave. First, Q_i is routed using the DWE without lateral flow for given values of C and D , simulating a theoretical outflow without lateral exchange (noted $Q_{i,r}$ in Figure 4.3). The inverse problem supposes known Q_i , Q_o , C and D values, simulating the lateral flow Q_L . Sensitivity analysis of the DWE to the two parameters is largely available in the literature, showing that the DWE is more sensitive to parameter C than D (Moussa and Bocquillon, 1996; Cholet et al., 2017; Charlier et al., 2019). Here, C was assumed to be equal to C_G , and we used a fixed value for $D=10\,000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (for medium size catchments of 100 to 500 km^2 ; Moussa and Bocquillon, 1996; Todini, 1996) in a matter of parsimony, which is acceptable as the model is much more sensitive to C than to D . The DWE solution was validated experimentally under controlled conditions (Moussa and Majdalani, 2019), and it has also been implemented on natural karst catchments (Charlier et al., 2015b, 2019; Cholet et al., 2017).

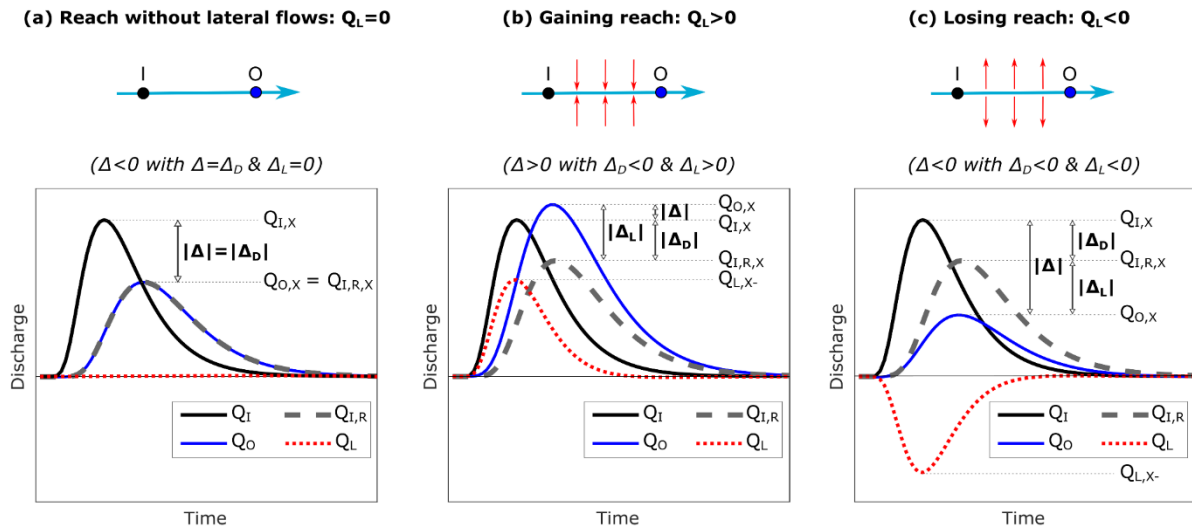


Figure 4.3: Theoretical examples of simulated lateral hydrographs Q_L , with corresponding values of peak-flow variation Δ and its two components Δ_D and Δ_L . Modified from Charlier et al. (2019). $Q_{O,X}$ and $Q_{I,X}$ are peak flows of the outlet and inlet station hydrographs Q_O and Q_I , respectively. $Q_{I,R}$ is the theoretical outlet flow without lateral exchange (routed inflow by DWE, with C and D parameters).

From the simulated lateral hydrograph, five descriptors were calculated. First, the peak-flow-variation descriptor Δ was decomposed into two components (Δ_D and Δ_L), which are the respective contributions of channel diffusivity and lateral exchanges (Charlier et al., 2019). Δ_D and Δ_L are also normalized by V_P . In the case of a reach without lateral exchanges, Δ is negative and only due to channel diffusivity (equal to Δ_D , Figure 4.3a). In the case of a gaining catchment, Δ can be positive or negative, with compensating contributions of channel diffusivity and lateral inflow (Figure 4.3b). In the case of a losing catchment, Δ is negative, with cumulated contributions of channel diffusivity and lateral outflow (Figure 4.3c). Second, volumes of lateral inflow and outflow (V_{L+} and V_{L-}) were calculated from the lateral hydrograph and normalized by event rainfall. Note that Q_L can be successively positive and negative within a single storm event (Figure 4.1).

As simulated lateral hydrographs are based on the difference between discharge volumes at the inlet and outlet of catchments, they also integrate precipitation on the elementary catchment during storm events. In order to focus on groundwater exchanges and suppress the influence of effective rainfall (P_{eff}), this latter has to be estimated. It was done using three different modelling approaches, providing a range for this component characterized by major uncertainties. The three approaches respectively based on the methods of Thornthwaite (1948), Dingman (2015), and the GR model (Edijatno et al., 1999), are described in Appendix B4. The final value is the mean of those obtained from the three methods.

The remaining lateral-exchange term combines IGF and potential aquifer storage variation (δ). δ can either be positive, corresponding to an aquifer recharge, or negative, corresponding to an aquifer draining. Aquifer draining is less likely during storm events, as important rainfalls generally occur. In case of an aquifer recharge, and as our analysis is performed on the whole storm-event period (including the entire recession), a substantial part of the infiltrated water should be released, either inside the considered elementary catchment or outside of it. In the first

case, the considered amount of water is accounted for in the V_O term and will not influence the lateral-exchange term. In the second case, the released water actually constitutes an IGF. For these reasons, we use the term IGF^* for the obtained water-balance term. For each storm event, IGF^* , combining IGF and potential aquifer storage variation (δ), is calculated as in Eq. (9):

$$IGF^* = IGF + \delta = V_Q - V_{Peff} = V_O - V_I - V_{Peff} \quad (9)$$

The five lateral exchange descriptors (see Appendix B1 for formulae) are the following:

- Δ_D/V_P , part of peakflow variation due to channel diffusivity, normalized by rainfall [s^{-1}];
- Δ_L/V_P , part of peakflow variation due to lateral exchanges, normalized by rainfall [s^{-1}];
- V_{L+}/V_P , event lateral inflow, normalized by rainfall [dimensionless];
- V_L/V_P , event lateral outflow, normalized by rainfall [dimensionless];
- IGF^*/V_P , event interbasin groundwater flow including potential aquifer storage variation (δ), normalized by rainfall [dimensionless].

4.2.4. Statistical approach

Once all descriptors have been calculated, a statistical analysis is performed for comparative purposes. For each descriptor, the obtained values are grouped in different samples, by (i) geology type (K, M, NK) and (ii) study area (C, J, N) for karst catchments only (K geology type). This allows for characterizing the impact of karst areas on the hydrological response and provides additional information on regional specifics of this impact.

The results are presented as boxplots to discuss how the distribution of the descriptors varies for all samples. Then, statistical tests assess the significance of the results. Twin-sample t tests are performed successively on K vs. NK, M vs. NK and M vs. K catchments and – only for K catchments – on C vs. J, C vs. N and J vs. N. Since it is not assumed that the two data samples are from populations with equal variances, the test statistics under the null hypothesis have an approximate Student's t distribution with a number of degrees of freedom given by Satterthwaite's approximation (Satterthwaite, 1946). This test provides a decision for the null hypothesis that the data in paired tested samples come from independent random samples from normal distributions with equal means and equal but unknown variances. The result is 1 if the test rejects the null hypothesis at the 5% significance level and 0 otherwise.

4.3. Data sets and study areas

4.3.1. Data sets

4.3.1.1. Temporal data

Temporal data used in this paper are the following:

- Hourly streamflow data from the French public streamflow database “Banque Hydro” (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>, last access: 10 April 2020), managed by the French Regional Environment Directions (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement, DREAL). These data are produced by interpolation of water-depth measurements at a variable infra-hourly time step and converted into streamflow values.
- Hourly rainfall data are from Comephore (Tabary, 2007) covering 1997 to 2005 and Antilope (Champeaux et al., 2011) from 2006 to 2018. Both data sets are measurement reanalyses edited by the French public meteorological service Météo-France (<http://www.meteofrance.fr/>, last access: 3 February 2020). They have a 1 km² spatial resolution and consist of radar rainfall measurements, calibrated to fit the data from surface precipitation gauges.
- Daily potential evapotranspiration depths are from “Safran” (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige; Vidal et al., 2010), edited by the French meteorological service (Météo-France). They are used for estimating effective rainfall (Appendix B4).

Hourly rainfall data are available from 1997 onward, and hourly streamflow data periods vary depending on the catchments. Table 4 shows periods of availability of both data sets for 11 hydrographic catchments in three areas of France, covering a total area of almost 25000 km². Attention was paid to use only validated streamflow data from gauging stations with a hydrological significance, i.e. not influenced by human activities such as damming or pumping. Nevertheless, a 10% uncertainty is associated with streamflow data, which can be higher during extreme storm events due to uncertain rating equations or measuring ranges.

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

Table 4 : Studied catchments and associated available data.

	Study zone area (km ²)	Gauging stations	Median gauged area (km ²)	Time series length
Ardèche	2,257	9	193	1996 – 2018
Cèze	1,048	6	192	2002 – 2018
Gardons	1,853	10	137	2008 – 2018
Vidourle	772	4	182	2009 – 2018
Hérault	2,203	9	223	2007 – 2018
Tarn	2,145	13	64	1984 – 2018
Total Cévennes	10,300	51	172	13 years (median)
Doubs	7,400	39	121	1998 – 2018
Total Jura	7,400	39	121	21 years
Iton	1,048	2	524	1999 – 2018
Risle	1,803	5	84	2001 – 2018
Touques	800	5	106	2010 – 2018
Dives	879	6	113	2009 – 2018
Total Normandy	4,500	18	110	12 years (median)
Total all basins	24,500	120	145	14 years (median)

4.3.1.2. Spatial data

Spatial data used in this paper are the following:

- Boundaries of topographic catchments, from the French National Watershed Database (Base Nationale des Bassins Versants, BNBV). It was edited by the French Central Service for Hydrometeorology and Support on Flood Forecasting (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations, SCHAPI) and the French Research Institute for Agriculture, Food, and the Environment (Institut National de Recherche en Agriculture, Alimentation et Environnement, INRAE).
- BDLISA database (<https://bdlisa.eaufrance.fr/>, last access: 3 April 2020), which describes the properties of hydrogeological entities and aquifers in France, edited by the French Geological Survey (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, BRGM).
- Map of available soil-water capacity from INRAE (Le Bas, 2018), used for estimating effective rainfall (Appendix B4).

4.3.2. Study areas

4.3.2.1. General settings

The previously described methodology was applied to three areas in France, including 11 hydrographic basins and representing a total area of 25 000 km². The three areas are totally or

partially karstified, with different geological and hydrometeorological settings. From south to north, they belong to the regions of Cévennes Mountains, the Jura Mountains and Normandy. Figure 4.4 shows the locations of the 11 hydrographic basins, on the map of French karst aquifers (Figure 4.4a), and the gauging station networks with geology type of the elementary catchments on maps Figure 4.4b, c and d.

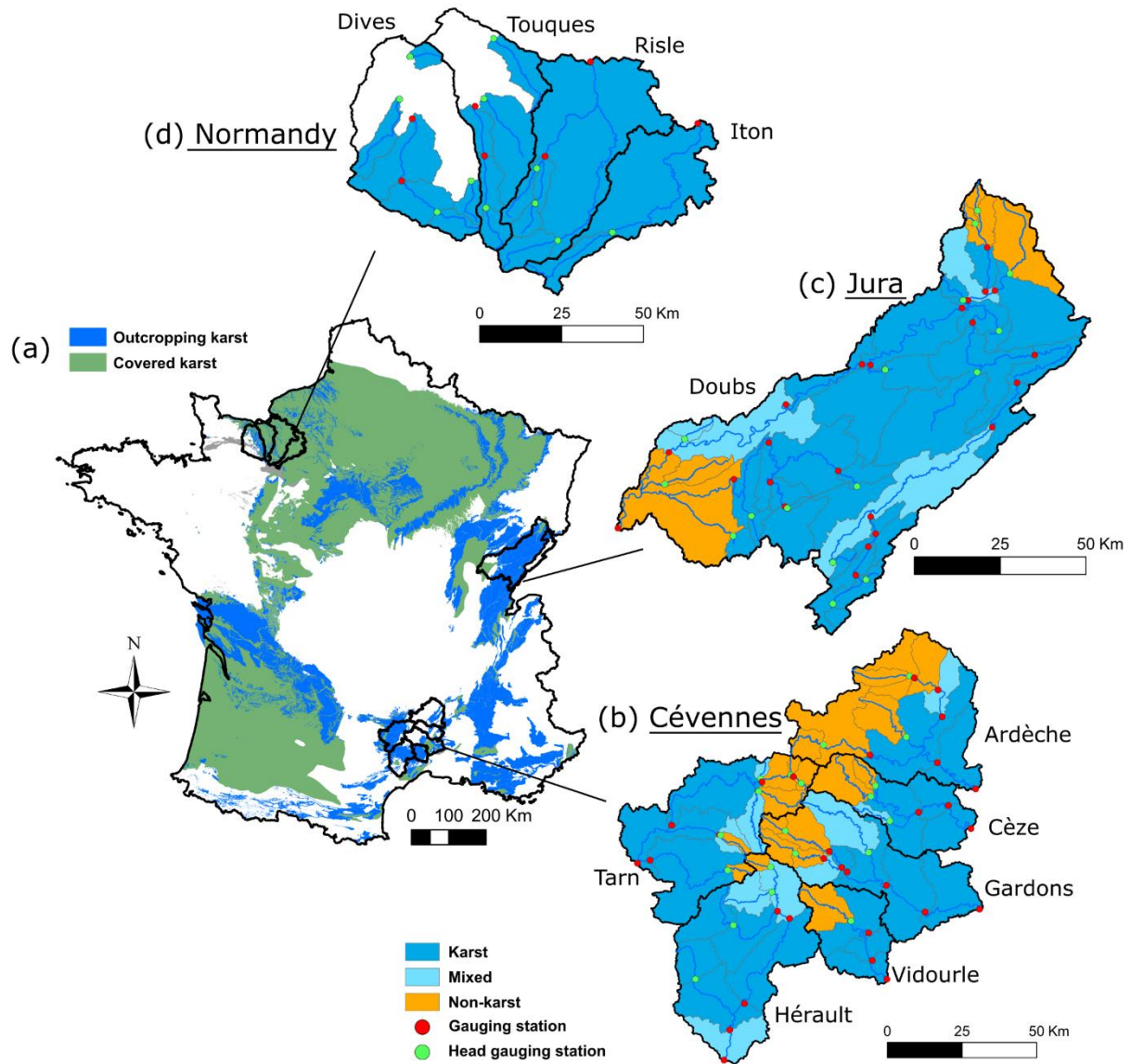


Figure 4.4: Location of the studied areas with karst regions in France (from BDLISA database). (b, c, d) Distribution of gauging stations and geology type of elementary catchments. Red circles indicate gauging stations in intermediate catchments; green circles indicate gauging stations in headwater catchments.

In the Cévennes Mountains (Figure 4.4b), six hydrographic basins were studied, including 51 gauging stations. They are mostly so-called binary karst basins, with head catchments on hard rock receiving around 1500 mm yr^{-1} precipitation, and median and downstream parts underlain by limestone plateaus, with around 1000 mm yr^{-1} rainfall.

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

The Jura Mountains region corresponds to the Doubs river basin, a few kilometres upstream from its confluence with the Saône river, which includes 39 gauging stations. Outcrops mostly consist of extensively karstified Jurassic limestone and marl, except in the extreme northern and western parts of the region. Precipitation follows a strong elevation gradient, with annual values ranging from 1700 mm on upstream catchments at heights of 1400 m (a.s.l) to 1200 mm at the outlet at an elevation of around 200 m (a.s.l).

In Normandy, four hydrographic basins covered 18 gauging stations. The two eastern basins are tributaries of the Seine, with the other two being coastal basins. The climate is maritime, and annual rainfall ranges from 700 to 1000 mm. Rivers in the eastern part of the area drain chalky limestone with karst covered by clay. The midwestern zone is underlain by Jurassic limestone, corresponding to the western border of the Paris Basin.

4.3.2.2. Hydrometeorology and physiography of study areas

The surface area of elementary catchments depends upon the location of gauging stations. They have similar ranges for each geology type and study areas (Figure 4.5a), and the potential bias induced by scale effect is limited. Figure 4.5b shows the strong variability of reach mean slope with geology type. This can be explained by the morphology of karst plateaus that are prone to intense erosion, forming canyons with low slopes controlled by the base level. Moreover, higher-elevation ground is mostly underlain by hard-rock (i.e. non-karst) terrains. Contrasting slopes should thus not be seen as a bias but as the result of an intrinsic characteristic of limestone areas, coinciding with karst occurrence. Reach mean slope on karst catchments has similar values for the three study areas, with a maximum variation in median slope of 5 ‰ from Normandy to the Cévennes.

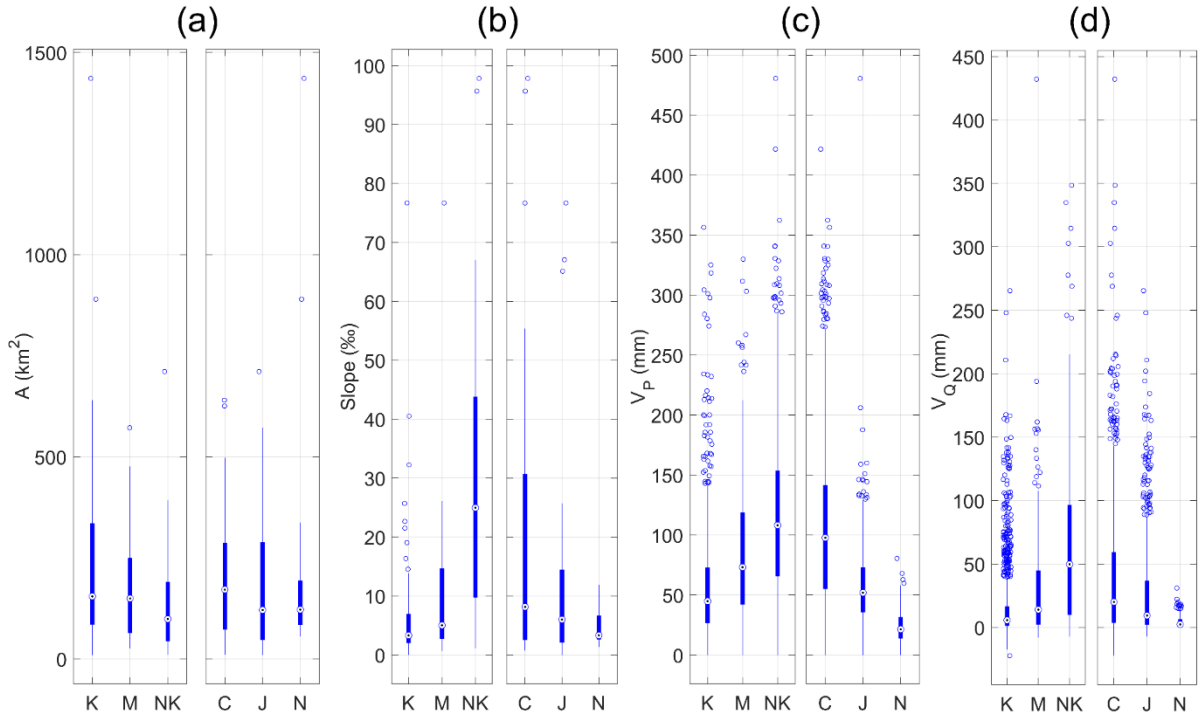


Figure 4.5: Elementary catchment area **(a)**; reach mean slope **(b)** distribution of the 108 gauging stations, grouped by geology type (K: karst, M: mixed, NK: non-karst) and by study area (C: Cévennes, J: Jura, N: Normandy) for K catchments. Precipitation **(c)** and runoff **(d)** depth distribution for the 20 selected storm events on the 108 gauging stations, grouped by geology type and study area for K catchments. Values beyond dashed lines are represented on the lines.

Figure 4.5c and d present the distribution of precipitation and discharge depth for the 20 strongest storm events (see Sect. 4.2.1) in the 108 elementary catchments, grouped by geology type (K: karst, M: mixed, NK: non-karst) and by study area (C: Cévennes, J: Jura, N: Normandy) for K catchments. A major contrast in precipitation depth is highlighted, with a median value of 100 mm per event for the Cévennes catchments, which is higher than the maximum recorded value for the Normandy catchments (80 mm). Jura Mountains catchments have an intermediate position, with a median rainfall-event depth of around 50 mm. A similar variation is observed for geology types, with median-event rainfall depth increasing from 45 mm on K catchments to 105 mm on NK catchments. This is partly due to the Cévennes upstream catchments of non-karst hard rock receiving intense rainfall. Nevertheless, this has no major influence on the descriptor values since they are normalized by rainfall. The same trend is seen for flow depths, with median values of 20, 10 and 2 mm and 50, 15 and 5 mm for C, J and N and NK, M and K catchments, respectively.

4.4. Results

4.4.1. Water-balance descriptors

The distribution of water-balance descriptors is presented in Figure 4.6 (top row) (i) by geology type (K: karst, M: mixed, NK: non-karst) and (ii) by location for karst catchments only (C: Cévennes, J: Jura, N: Normandy). Storm-flow and baseflow depths (V_S and V_T) are influenced

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

by geology type, with both decreasing by a factor 10 from NK to K reaches. V_P may have an influence on these results but cannot explain all of this correlation since it only varies by a factor 2. V_S and V_U being calculated from differences between inlet and outlet runoff (see Appendix B1) show that karstified catchments generally produce less streamflow than other ones, regarding both quick- and slow-flow components. K and M catchments have their first V_S and V_U quartiles close to zero, highlighting the major streamflow losses along their reaches. V_S and V_U values also vary with location, with V_S marking the typical rainfall intensity of each climatic region (Cévennes, Jura and Normandy in descending order; Figure 4.5c), whereas V_U seems to be more influenced by baseflow index information that is lower in Cévennes, probably due to a higher number of NK catchments.

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

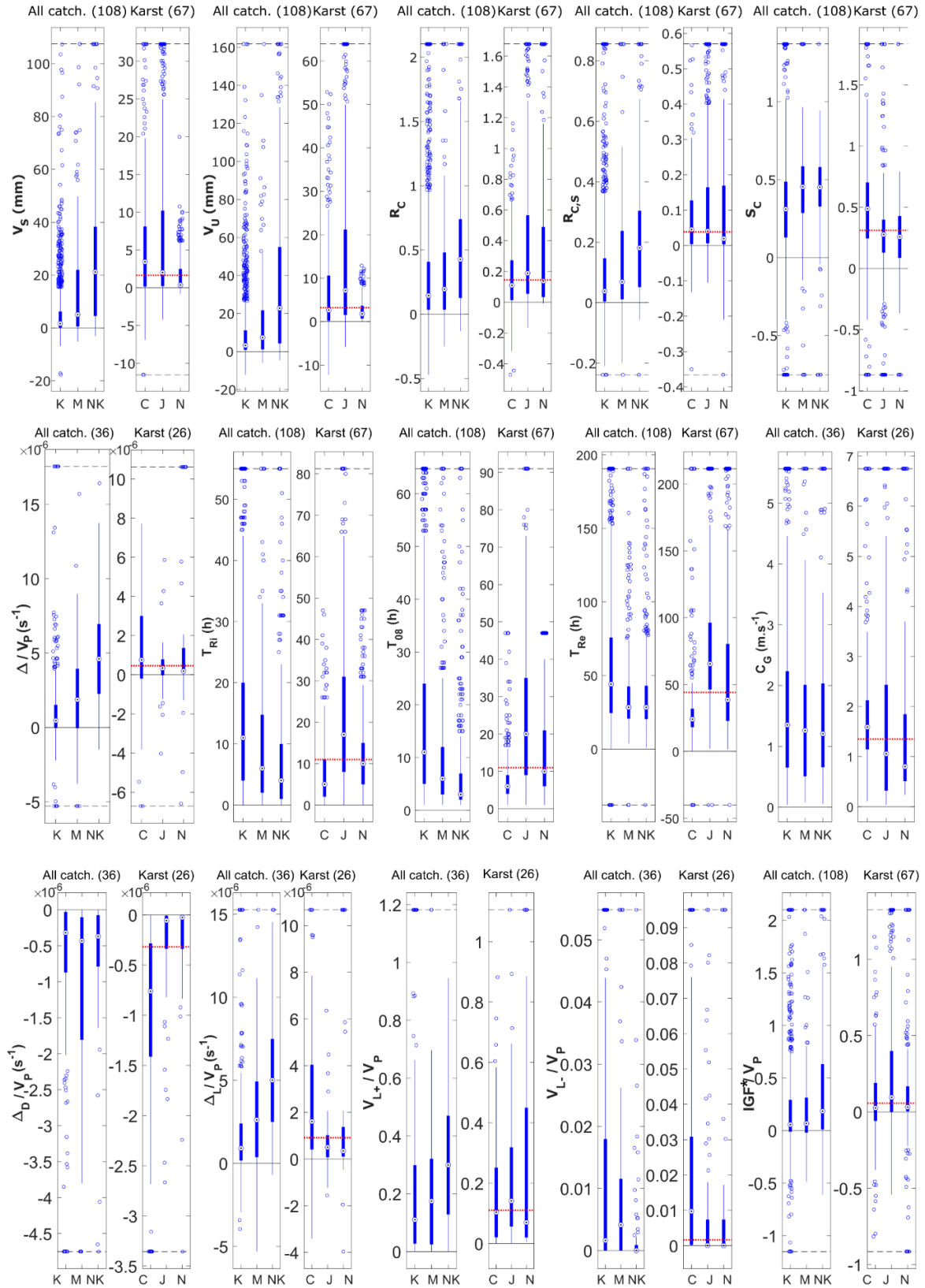


Figure 4.6: Distribution of hydrological descriptors, grouped by geology type (K: karst, M: mixed, NK: non-karst) and by location for karst catchments (C: Cévennes, J: Jura, N: Normandy). First row: water-balance descriptors; second row: hydrograph-shape descriptors; third row: lateral-exchange descriptors. Red dotted lines show the median value of karst catchments for the whole sample. Values beyond black dashed lines are represented on the lines.

Runoff coefficients are also significantly influenced by geology type, R_C values dropping from 0.42 on NK to 0.14 and 0.19 on K and M, respectively. This trend is observed in a comparable way in the three areas, all showing R_C values between 0.1 and 0.2 for their K reaches. Storm-runoff coefficients show a similar behaviour, with even more contrasting values between K and NK reaches ($R_{C,s}$ being fivefold higher in NK compared to threefold for R_C). Storm-flow coefficient S_C corresponds to the part of streamflow due to quick runoff. It decreases from 0.45 to 0.3 in K reaches and also has a geographic pattern, with Cévennes K catchments having 50 % of quick-flow components compared to 25% for Jura and Normandy K catchments. This correlates with lower V_U values in the Cévennes K catchments, even with higher rainfall depths.

Water-balance descriptors globally show that karst areas promote more infiltration (lower R_C), with the infiltrated water not being released through streamflow at the storm-event timescale (lower S_C).

4.4.2. Hydrograph-shape descriptors

Distributions of hydrograph-shape descriptors are shown in Figure 4.6 (middle row) (i) by geology type and (ii) by study area for karst catchments only. Median values of peak-flow variation normalized by rainfall (Δ/VP) vary from $4.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ for NK catchments to 1.9×10^{-6} and $0.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ for M and K catchments, respectively. It shows that the larger the karst outcrops, the smaller the peak-flow amplification. This trend was noted in all study areas, even though Cévennes K catchments show more peak-flow amplification than others (and especially a large Δ variability).

Karst catchments have a median rise duration T_{Ri} of 11 h, whereas M and NK rises take 6 and 4 h, respectively. Streamflow increase is thus considerably slower in karst reaches. Median durations at 80 % of peak flow, T_{08} , were also correlated with geology type, with values of 11, 6 and 3 h for K, M and NK catchments, respectively, showing that the slower discharge increase is associated with a buffered peak flow. The median value of the recession time constant (T_{Re}) is 44 h for K catchments and 28 h for M and NK ones. Typical recessions in karst reaches are thus 50 % slower than in others. The characteristic times T_{Ri} , T_{08} and T_{Re} are influenced by karst in different ways depending on study area. For each of them, Cévennes catchments show shorter durations followed by Normandy with durations close to the median values of the whole K-catchments samples and by the Jura.

The flood-wave celerity (C_G), obtained by comparing inlet and outlet hydrograph gravity centres, is constant around 1.3 m s^{-1} , regardless of geology type. This means that, in karst catchments, storm events tend to have longer T_{Ri} , T_{08} and T_{Re} values, without slowing down of flood-wave routing, corresponding to an increase in the diffusivity of the flood wave at constant celerity. However, celerity shows a regional pattern, consistent with mean regional reach slopes (Figure 4.5b), with values increasing from 0.8 m s^{-1} in Normandy to 1.6 m s^{-1} in the Cévennes, with Jura catchments showing intermediate values.

Figure 4.7 shows the peak-flow evolution towards catchments with karst. K catchments globally align on the first bisector, showing in most cases low peak-flow amplification. NK catchments mostly lie above the equation line of $y=1.5x$, showing an increase of at least 50% in specific peak flow, meaning that lateral inflow is higher in those catchments. M catchments have an intermediate hydrologic response.

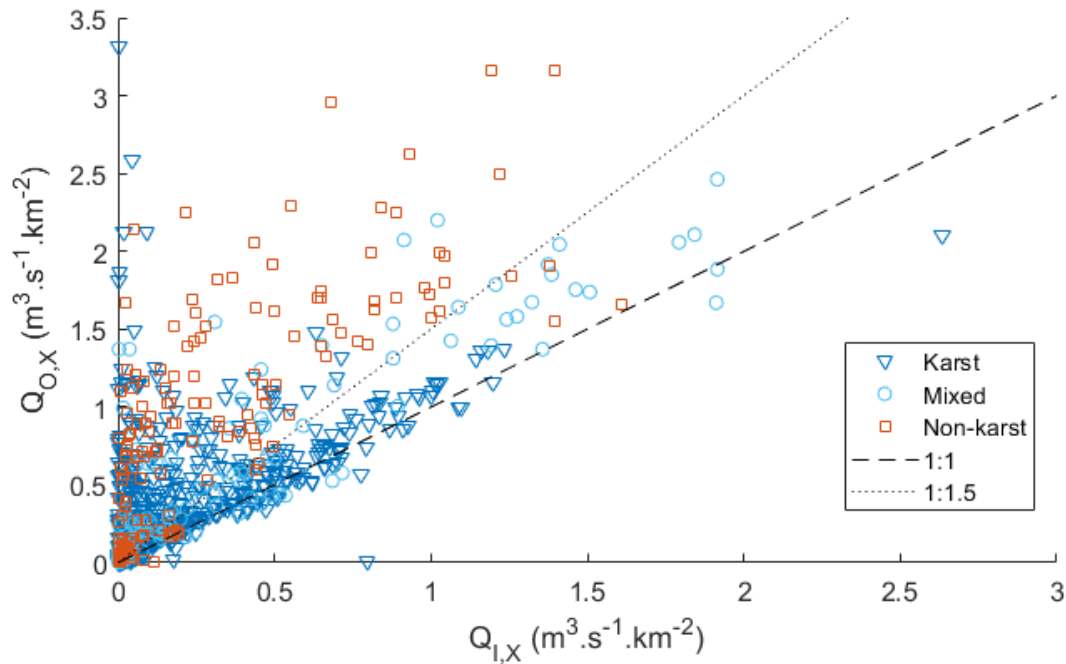


Figure 4.7: Variation of peak flow (Q_x , see Appendix B1) from inlet to outlet stations, with representation of geology type.

To summarize, hydrograph-shape descriptors globally show that during the strongest storm events, karst areas tend to decrease peak-flow amplification and increase characteristic flood times, without impacting flood-wave celerity. It should be noted that this general pattern is associated with a large variability of hydrological response in K catchments with locally contrasting behaviour.

4.4.3. Lateral-exchange descriptors

The distribution of lateral-exchange descriptors is shown in Figure 4.6 (bottom row). The component of peak-flow variation due to channel diffusivity ($\Delta D/VP$) is quite stable with geology type, with values around $-4 \times 10^{-7} s^{-1}$. The component of peak-flow variation due to channel lateral exchanges ($\Delta L/VP$) correlation with geology type is more significant, with median values increasing from 1×10^{-6} to 2.5×10^{-6} and $5 \times 10^{-6} s^{-1}$ for K, M and NK reaches, respectively. This shows that the strongest lateral inflow in intermediate catchments occurs in NK areas, as expected from the V_P and V_Q variability (Figure 4.5), as well as following $Q_{O,X}$ versus $Q_{I,X}$ (Figure 4.7). It also highlights the compensation of diffusivity peak-flow attenuation by lateral inflow, which is stronger in NK catchments. Lateral exchanges are negative for the first quartile of events

on K reaches compared to very few events for NK reaches. Karst influence on $\Delta D/VP$ and $\Delta L/VP$ is similar in Jura and Normandy catchments, whereas Cévennes catchments show higher peak-flow variations in both components, leading to a strong variability in Δ values (Figure 4.6).

This trend is confirmed by the volume of lateral inflows ($VL+/VP$) values that decreases with karst occurrence. Volume of lateral outflows ($VL-/VP$) distribution also varies with geology type, with lateral outflow being reduced in NK catchments. Finally, both descriptors undergo similar karst influence in the three study areas, with only Cévennes K catchments having higher lateral outflow.

Analysis of the simulated lateral hydrographs shows that the weak peak-flow amplification of karst reaches is mostly due to a low exchange component Δ_L , associated with a peak-flow attenuation caused by diffusivity Δ_D . This is confirmed by lateral $VL+/VP$ inflow that is 3 times lower in K catchments than in NK catchments.

Figure 4.6 also shows the distribution of IGF^*/VP ($IGF^*=IGF+\delta$), which indicates that storm events over NK catchments are mostly characterized by incoming IGFs (>75% of all events). K and M catchments are subject to more balanced incoming and outgoing IGFs, with a median IGF^*/VP value of 0.06 against 0.2 for NK. Absolute IGF^* depths for K and M catchments are mostly <50mm per storm event compared to 100mm or more in NK catchments (results not shown).

IGF^*/VP distribution highlights some differences for K catchments in each study area. Storm events in Jura K catchments mostly show streamflow excess (>75% of all events), with a mean IGF^*/VP value of 0.1. Cévennes and Normandy K catchments have a more balanced behaviour, with median IGF^*/VP values close to zero, and storm events resulting in streamflow excess or deficit in comparable proportions.

4.4.4. Statistical tests

Table 5 shows for each descriptor the results of t tests for all combinations of paired samples (Sect. 4.2.4). The quick- and slow-flow components, V_S and V_U , both show statistically significant variations with geology type (increasing from K to NK) and with study area (Figure 4.6). Despite visible trends in R_C , $R_{C,s}$ and S_C variation with geology type (Figure 4.6), this correlation has a low statistical significance, with only $R_{C,s}$ being discriminant between K and NK catchments. R_C and $R_{C,s}$ on K catchments show significant variation with study area, which was not verified for S_C .

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

Table 5: Synthesis of t test decisions for the null hypothesis that data in paired tested samples come from independent random samples from normal distributions with equal means and equal but unknown variances. The result is 1 if the test rejects the null hypothesis at the 5 % significance level and 0 otherwise. The test is performed (i) in the three study areas for all combinations of paired samples by geology type (K: karst, M: mixed, NK: non-karst) and (ii) for all combinations of karst-catchment paired samples by study area (C: Cévennes, J: Jura, N: Normandy).

Descriptor	K-NK	M-NK	M-K	C-J	C-N	J-N
Water-balance descriptors						
V_S	1 ^a	1 ^a	1 ^a	1 ^c	1 ^a	1 ^a
V_U	1 ^a	1 ^a	1 ^a	1 ^a	1 ^a	1 ^a
R_C	0	0	0	1 ^a	1 ^b	1 ^b
$R_{C,S}$	1 ^c	0	0	1 ^a	1 ^b	1 ^b
S_C	0	0	0	0	0	0
Hydrograph-shape descriptors						
Δ/V_P	0	1 ^a	0	1 ^b	1 ^c	0
T_{Ri}	1 ^a	1 ^b	1 ^a	1 ^a	1 ^a	1 ^a
T_{08}	1 ^a	1 ^a	1 ^a	1 ^a	1 ^a	1 ^a
T_{Re}	1 ^b	0	1 ^c	0	0	0
C_G	0	0	0	0	1 ^c	0
Lateral-exchange descriptors						
Δ_D/V_P	0	1 ^c	1 ^c	1 ^a	1 ^b	0
Δ_L/V_P	0	1 ^b	0	1 ^a	1 ^c	0
V_{L+}/V_P	0	1 ^c	0	0	1 ^b	1 ^c
V_{L-}/V_P	0	1 ^b	0	1 ^b	0	0
IGF^*/V_P	0	0	0	1 ^a	0	0

p values are indicated with letters:

a= $p < 0.001$, b= $0.001 < p < 0.01$ and c= $0.01 < p < 0.05$.

Storm-hydrograph shape is strongly related to geology type, with peak-flow amplification reduced and locally attenuated. The longer characteristic times for karst catchments (Figure 4.6) have a statistical significance regarding characteristic times. Only flood-wave celerity is not affected by geology type. Karst influence is area specific for T_{Ri} and T_{08} characteristic times (increasing order of characteristic times is C to N to J).

Lateral-exchange descriptors show that peak-flow amplification in karst reaches is limited, mostly due to its exchange component Δ_L being reduced (Figure 4.6). This is confirmed by the volumes of lateral exchange, with V_{L-}/V_P showing that K and M catchments are more prone to lateral outflow than NK catchments and V_{L+}/V_P showing that NK catchments are more prone to lateral inflow than K and M catchments. IGF^*/V_P also seems related to geology type. Table 5 shows that the statistical significance of these relationships is not systematic, M catchments being generally different from NK ones. Only the IGF^*/V_P descriptor does not show a statistical distinction between all samples.

4.5. Discussion

4.5.1. Factors driving flood processes

The analysis of descriptor distribution (Figure 4.6) and its statistical significance (Table 5) shows that several factors affect flood processes at the elementary catchment scale. Water-balance descriptors show that quick- and slow-flow depths, V_S and V_U , vary with geology type in a statistically significant way. This is partly explained by the role of karst in how catchments transform precipitation to runoff (R_C and $R_{C,S}$) and on the relative proportions of quick and slow flow (S_C). Nevertheless, only the $R_{C,S}$ test is statistically significant according to geology type. This highlights the role of climatic influence, as V_S and V_U also depend on rainfall depth V_P that varies with study area, but their range is clearly higher than that of V_P .

In addition, hydrograph descriptors show a reduction in peak-flow amplification on K catchments in all study areas, associated with an increase of characteristic times. This trend is consistent with previous work showing peak-flow attenuation in karst areas (De Waele et al., 2010; Charlier et al., 2019). The influence on characteristic times is area specific, with Jura catchments having greater inertia than Cévennes ones. This area-dependent nature of characteristic flood times may be partly explained by different karst settings and occurrence, but it is also linked with rainfall patterns. Cévennes catchments have a Mediterranean climate, with typical intense and short storm events triggering flash floods (Marty et al., 2013). The inertial events of Jura catchments can be explained by their great length compared to other areas: Cévennes and Normandy rivers hardly reach 150km before reaching the sea or the Rhône, but the downstream Jura station is 400km from the source along the Doubs river.

Finally, lateral-exchange descriptors show contrasting exchanges between different geology types, with more lateral inflow in NK catchments and more lateral outflow in K catchments. This agrees with previous studies on storm events in karst catchments highlighting river losses in karst reaches (Delrieu et al., 2005; Perrin and Tournoud, 2009; Bailly-Comte et al., 2012; Charlier et al., 2019). This trend accompanies a study-area variation, where the main aspect is a higher variability of exchanges for Cévennes catchments and a lower one for Normandy. This is probably related to the need of harmonizing spatial scales between gain-loss processes and gauging networks. In fact, earlier work (Toth, 1963; Schaller and Fan, 2009; Bouaziz et al., 2018; Fan, 2019) shows that the size of the investigated catchment affects the IGF importance, with greater areas being more likely to be self-contained. In the case of our study areas, as the median gauged areas are similar for each of them (Table 4), it might be explained by the generally thick soil and epikarst in Normandy, which is very reduced in the mountainous and Causses areas of Cévennes. Indeed, soil and epikarst are more likely to promote subsurface flow with closer zones of gains and losses, whereas exposed karst drains, as in the Cévennes, enlarge the spatial scale of IGF processes by connecting river losses to trans-catchment karst aquifers.

Hydrological processes have been shown to be influenced by physiographic parameters such as karst occurrence. Nevertheless, other drivers can control catchments hydrological response to storm events. As an example, Figure 4.8 shows IGF* depths distribution for the three studied sites, according to seasons. Seasons have been selected in order to reflect the main periods of the

hydrological year, and to be suitable for the three sites. Throughout the hydrological year (from September to August), median IGF* depth is continuously decreasing for all sites towards zero. This is probably linked to the hydrological conditions of catchments, in particular the saturation state of aquifers. Indeed, low-water-table periods (April to August) are more likely to limit IGFs. In the case of Jura catchments, a majority of events show IGF gains during high-flow periods (fall and winter), whereas a majority of events promote IGF losses during low-flow periods. This reversal of IGF direction, in the particular case of karst catchments, can also be favoured by the complex organization of the underground conduit networks. In fact, connection or disconnection of the main networks could temporally modify the hydrogeological catchment boundaries with threshold effects (Charlier et al., 2012; Bonacci, 2015). For those reasons, spatial and temporal variability of karst catchments behaviour are still challenging to characterize and predict. A comprehensive understanding of flood processes would thus imply accurate and continuous monitoring of climatic, hydrological and hydrogeological variables on multiple catchments covering various physiographical settings.

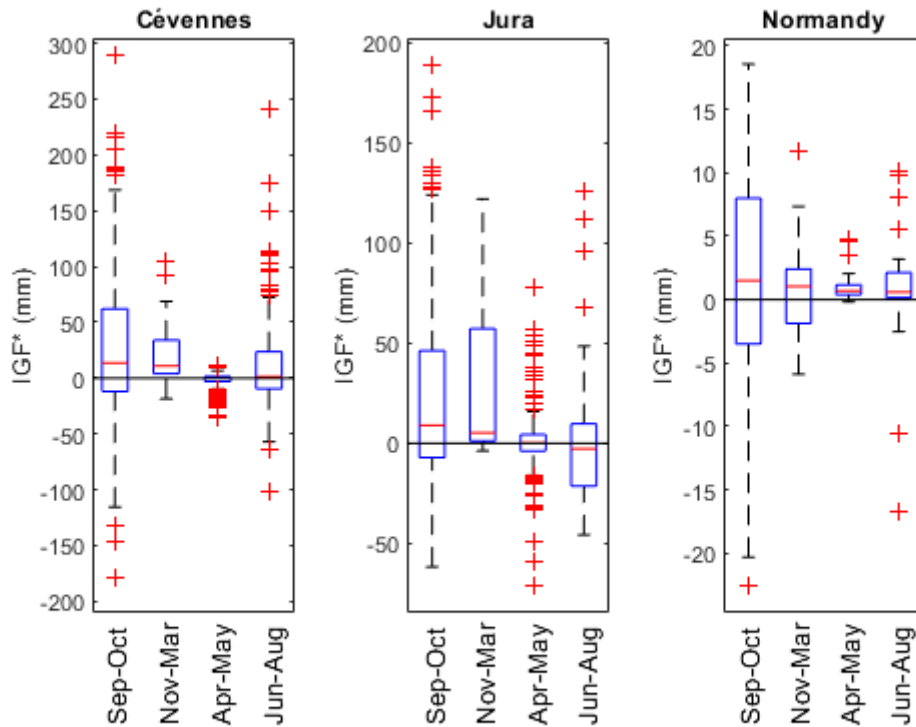


Figure 4.8: IGF* depth distributions for the three studied sites, according to seasons.

4.5.2. Regional patterns and typology

Figure 4.6 shows that storm events in K catchments in the Cévennes are mostly associated with losing IGF*s (that can include storage variation), whereas Jura events are mostly associated with

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

gaining IGF^* values. This can be linked to the typology of karst settings. The Cévennes region is characterized by binary karst systems, with large upstream NK (hard-rock) terrains and downstream limestone plateaus where karst influence occurs. In such a geological setting, karst areas mostly play a role in flood attenuation as they lie downstream of reliefs with intense rainfall events and high runoff coefficients (see the example of the Tarn river in Charlier et al., 2015b). The Jura Mountains region is regionally much more homogeneous, with widespread karst formation affecting the limestone plateaus, and few areas covered with Quaternary deposits. In this setting, karst can alternately promote streamflow capture (attenuation) and generation (amplification), depending on the location of river losses and the interaction between surface water and groundwater (Le Mesnil et al., 2020).

To discuss the spatial variability of IGFs, the median storm-event IGF^* value [mm] is shown for each elementary catchment of the three studied areas in Figure 4.9 d to f, along with the geological maps (Figure 4.9 a to c). In the Cévennes (Figure 4.9, left row), downstream karstified parts can be divided into two zones defined by a different lithology. The eastern part is mostly underlain by Cretaceous limestone and Cenozoic formations, whereas the western part is mostly composed of (older) Jurassic limestone. Despite IGF^* accounting for the potential storage variation ($IGF^* = IGF + \delta$), all eastern Cretaceous catchments have negative median IGF^* values, meaning that almost certainly groundwater flows out through karst aquifers during storm events, without being recovered in the investigated area during the considered event. The western Jurassic catchments have a less significant negative IGF^* , with most values comprised between -1.45 and 3.5 mm. Through the lithology, this highlights the local role of karst occurrence, which is superimposed on the regional role of general karst settings.

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

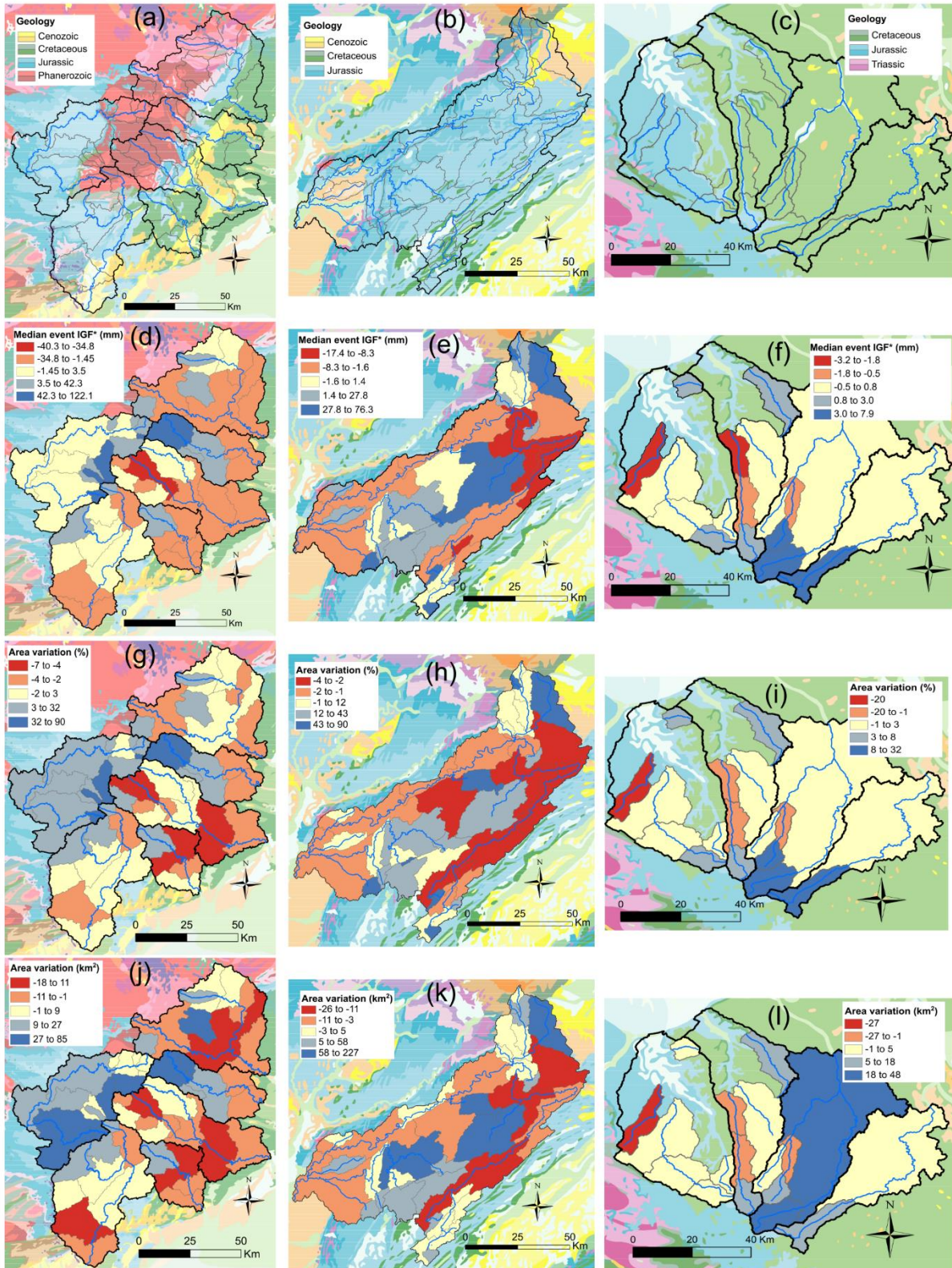


Figure 4.9: Main geological features in the three studied areas (a, b, c), median storm-event IGF* values (including potential aquifer storage variation) (d, e, f), and area variation from actual topographic to theoretical hydrogeologically active catchment [in %] (g, h, i) and in square kilometres [km²] (j, k, l).

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

In the Jura Mountains along the main Doubs river (Figure 4.9, second row), almost all elementary catchments have negative IGF* during storm events, contrary to the tributary catchments that mostly have positive IGF*. This is coherent with the well-known Doubs river capture, at least for the south-eastern catchments. The tributaries being upstream and higher above the base level, river loss into karst aquifers is less important or (partly) recovered within a short distance. Storm-event IGF mapping highlights the already well-documented zone of Doubs losses feeding the Loue catchment (e.g. Charlier et al., 2014).

Normandy catchments (Figure 4.9, third row) show less important IGF* depths, most catchments having values close to zero. This is the result of a too widespread gauging network compared to the spatial scale of IGF processes here. River-capture phenomena are well known in some of the catchments (e.g. Charlier et al., 2019), but the gaining and losing zones mostly seem to fall in the same catchment due to gauging station locations (Sect. 4.5.1).

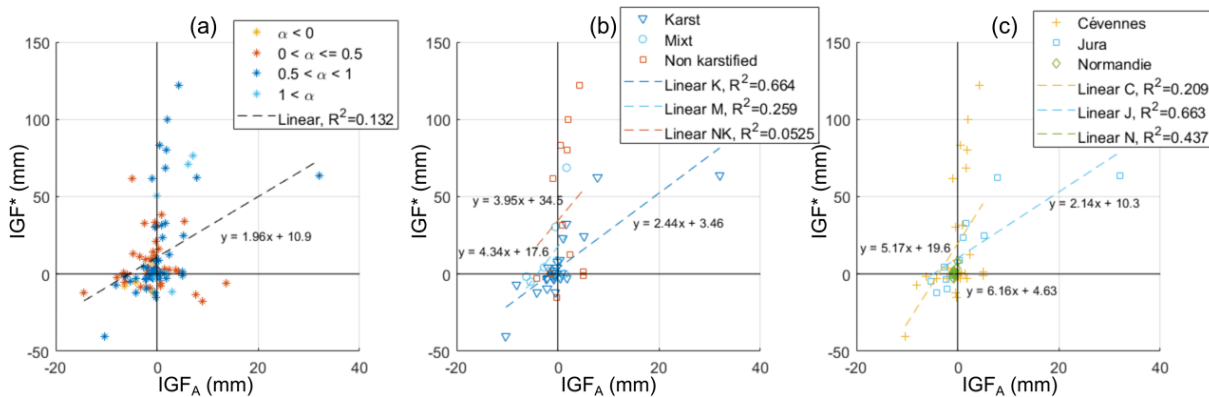


Figure 4.10: Relationships between multi-annual water-balance-derived IGF_A and storm-event-derived IGF^* (including potential aquifer storage variation) depths. IGF_A depth is normalized by event duration for consistent comparisons. First, all 108 elementary catchments were plotted (a); then catchments were filtered to retain only α values between 0.5 and 1; these were plotted and grouped by geology type (b) and study area (c).

Figure 4.9 g to i show the percentage of area variation of the elementary catchments, from the topographic catchment area to the theoretical area of the hydrogeologically active catchment (i.e. without excess or deficit in water balance). The area of such catchments is calculated from the IGF^* and V_P depths. Assuming a spatially homogeneous rainfall intensity, the area variation corresponds to the surface to be added or withdrawn, in regards to the topographic elementary catchment, to obtain the median IGF^* value. These variations reflect the incoming or outgoing IGF processes, respectively. For Cévennes and Jura catchments, the values of area variation are of similar magnitudes, ranging from approximately -7% to $+90\%$. Regarding Normandy catchments, area variations are slightly lower, with values ranging from -20% to $+32\%$. This shows that IGF can be an important term of the water balance during storm events and has to be considered as such in order to better understand flow processes during floods.

Figure 4.9 j to l show the same elementary catchment area variations expressed in square kilometres [km^2]. These values are correlated to the size of topographic catchments. They allow for a concrete representation of the recharge areas located outside of the surface catchments. As

this study is based on storm events only, and considering that the studied catchments extend further downstream, the sum of theoretical active catchments (which is a first approximation of the hydrogeological catchment) do not match with the topographic catchment area. Nevertheless, a previous study by Le Mesnil et al. (2020) showed that, along the Doubs river, annual IGF takes part in the water balance that progressively decreases from spring to outlet and tends towards zero.

4.5.3. IGF: annual vs. event scale and impacts on quick- and slow-flow components

In this section, we compare a major missing term of the water budget, alternately estimated by two approaches. First, at the annual scale, the multi-annual IGF (noted IGF_A) is calculated by Le Mesnil et al. (2020), under the assumption of nil annual stock variation in the aquifer ($\delta=0$), which is often verified when using time series of several years. Second, at the event scale, $IGF^*=IGF+\delta$ is calculated here as defined in Sect. 4.2.3.3.

Le Mesnil et al. (2020) assessed multi-annual values of IGF_A depth for the catchment of the present work. This IGF_A value, calculated by adapting the two-stage precipitation partitioning theory of Lvovich (1979), is associated with a parameter “ α ”, estimating the relative impact of IGF on the rapid- and slow-flow components at an annual scale. The α values between 0 and 0.5 correspond to an annual IGF_A mostly affecting the slow-flow component, whereas α values between 0.5 and 1 correspond to an annual IGF_A mostly affecting the rapid-flow component; α values below 0 and over 1 indicate compensating IGF_A flow, such as surface loss combined with groundwater gain. To discuss the link between IGF estimates at both annual and storm-event timescales, Figure 4.10 presents the storm-event IGF^* depths calculated for the present work as a function of the annual IGF_A depth obtained in the precedent paper for the 108 elementary catchments. Annual IGF_A values were normalized by event duration for consistent comparisons.

Figure 4.10 a shows some points with opposed annual IGF_A and event IGF^* signs (e.g. a losing annual water-balance-derived IGF_A associated with a gaining event-derived IGF^*). The point cloud does not show significant axial organization, leading to a low determination coefficient value for the linear regression. Figure 4.10 b and c present the same relationships for catchments with α values between 0.5 and 1, i.e. annual IGF_A mostly affecting the quick-flow component (Le Mesnil et al., 2020). The R^2 value of the linear regression has increased but is still low (0.222, not shown). Nevertheless, most catchments show consistent annual storm-event IGF^* signs, falling into the upper-right or lower-left quadrants. This means that the annual estimation is good for assessing the relative impact of IGF on quick- and slow-flow components. Moreover, IGF^* maps (Figure 4.9) are in accordance with IGF_A results by Le Mesnil et al. (2020). For example, the well-known phenomenon of Doubs river losses feeding the Loue catchment is visible at the event scale.

R^2 values in Figure 4.10 b and c show that correlations are more reliable when operating regression on groups (by geology type and study area) of K and M catchments. The two groups with a reliable relationship between annual and event-derived IGF depths are the karst catchments K and the Jura catchments J, with respective R^2 values of 0.664 and 0.663. The

stronger relationship in K catchments can be explained by the occurrence of IGF during both recession and flood periods, whereas IGF occurred mostly during flood periods in NK catchments. This agrees with the high positive IGF* values (>50 mm per event) associated with low annual IGF_A values for NK. This may also explain the higher R^2 value of Jura catchments, as they are mostly K catchments, while the Cévennes also have NK catchments resulting in a lower R^2 value.

Figure 4.11 represents V_S versus IGF* (both expressed in depth) for all events and reaches, with different symbols according to geology type. With V_S being equal to $V_{S,O} - V_{S,I}$, the V_S versus IGF* relationship provides an insight into the relative proportions of total IGF* depth and quick-flow component variation. First, while IGF* values vary from -200 to 300 mm, V_S values are mostly positive, ranging from -20 to 150 mm. This indicates that for most events, when outgoing IGFs (negative IGF* values) occur, the quick-flow component still increases. This is particularly true on NK catchments, whereas some events with negative IGF* on K catchments show negative (or low positive) V_S values. In that case, a likely hypothesis is the presence of losses in karst riverbeds via sinkholes, which are not present in non-karst reaches (see such example in Charlier et al., 2019). Regarding events with positive IGF*, V_S depths are mainly inferior to IGF* ones, with values around half of the total IGF* ones. This shows that incoming IGFs during storm events feed the slow-flow component of the total streamflow in similar proportions than the quick-flow component. This is linked to the different IGF processes occurring at the catchment scale: for example, slow-flow component corresponding to aquifer drainage by the river (e.g. Bailly-Comte et al., 2012) and quick-flow component corresponding to karst spring activation (Bonacci and Bojanic, 1991; Maréchal et al., 2008).

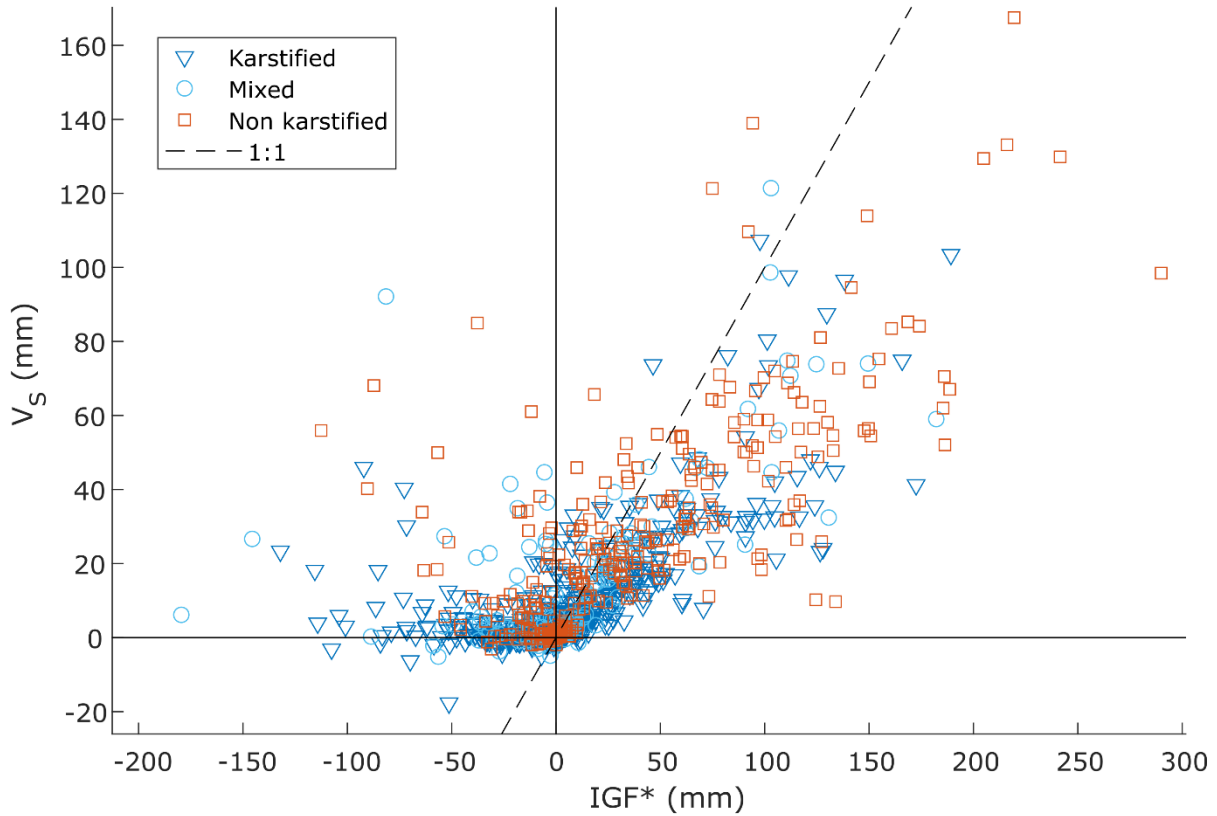


Figure 4.11: V_s depths versus IGF* depths for all events and reaches, with differentiation of geology types

4.6. Conclusions

We carried out a spatialized analysis of 15 easily calculable descriptors characterizing water balance, hydrograph shape and lateral exchanges for a set of 20 storm-event data at the elementary catchment scale for each of the 108 gauging stations, controlling karst and non-karst regions. The results show that karst promotes higher water infiltration, with this water being mostly retained during storm events. Karst increases characteristic flood times and limits peak-flow amplification, without affecting flood-wave celerity much. This is interpreted to be due to an interbasin groundwater flow (IGF) loss that can be high at the storm-event scale, representing around 50% of the discharge at a catchment outlet and 20% of rainfall. A spatial variability of those effects is linked to differences in karst regions: binary karst catchments mostly attenuate floods, whereas extended karst plateaus undergo alternated losses and gains. Secondary factors include climatic influence (regional variability of rainfall-event intensity) and the spatial-scale match between gain-loss processes and spacing of the gauging network. A seasonal effect has also to be considered regarding IGF magnitude and direction.

The existence of karst hydrological specificities has been known for decades but has not been quantified to a large extent, especially regarding its impacts on flood processes at the scale of the river reach. Although some research had been done on this topic, it leads to hindered modelling performance in many cases. We have quantified several important parameters for a large set of

Chapitre 4 : Réponse hydrologique en Crue

catchments, for the first time, in a spatialized study based on event-scale processes, contributing to build a common understanding at regional scale of karst behaviour during storm events and thus improving modelling and forecasting capabilities in such terrains. Although our approach is based on karst areas, it stays generic, and we hope future work will investigate other relationships between the hydrological response and physiographic characteristics of catchments, such as soil types, land use, climate, etc.

Chapitre 5

Quels apports mutuels entre
connaissance des processus
hydrologiques et modélisation
Pluie-Débit ?

Résumé : La réponse hydrologique des bassins peut être décrite grâce à des signatures hydrologiques découlant de bilans annuels ou bien d'évènements de crue, mais aussi grâce aux paramètres des modèles pluie-débit qui, à travers leur représentation conceptuelle des processus, intègrent le type de réponse hydrologique des bassins. Ainsi, les modèles pluie-débit peuvent être alimentés par la connaissance des processus hydrologiques, mais peuvent également constituer un outil d'analyse de ces processus. L'objectif de ce chapitre est donc d'évaluer les apports mutuels de la modélisation pluie-débit et des connaissances sur les processus hydrologiques. Le premier objectif est de mieux comprendre les processus hydrologiques en jeu sur des bassins à composante karstique, en analysant le comportement de modèles pluie-débit adaptés à la prévision : Gardénia (Thiéry, 2014) et GR5H (Perrin et al., 2003 ; Mathevet et al., 2004 ; Le Moine, 2008). Pour cela, la variabilité spatio-temporelle des paramètres optimisés des modèles et de leurs critères de performance est analysée, selon le type de géologie (karst, mixte, non-karst). Les flux et volumes d'IGF simulés par les deux modèles sont comparés entre eux, ainsi qu'à une estimation dérivée de bilans hydrologiques annuels (adaptés de la théorie du double partitionnement de L'Vovich par Le Mesnil et al., 2020). Le second objectif est d'intégrer des éléments de connaissance acquis sur ces bassins, pour évaluer des voies d'amélioration des modélisations pluie-débit en contexte karstique. Pour cela, l'ajustement de la surface des bassins ou des précipitations selon les IGFs pré-estimés est testé, ainsi que la prise en compte du phénomène de saisonnalité. L'analyse de la variabilité des paramètres des modèles montre que le karst est associé à des valeurs spécifiques de capacité des réservoirs de production, et favorise un allongement des constantes de temps de transfert (GR5H). De plus, il favorise une diminution des paramètres liés aux échanges, indiquant des pertes par IGF plus importantes. La spatialisation des paramètres liés aux IGFs sur les zones d'étude met en évidence les schémas régionaux de flux interbassins, en lien avec la configuration locale du karst. Ainsi, les bassins karstiques binaires des Cévennes favorisent majoritairement les pertes par infiltration dans la zone karstique, le karst de plateau du Jura provoque successivement des pertes et des apports selon le gradient hydraulique local, et le karst crayeux Normand sous couverture donne lieu à des échanges plus localisés. Pour les deux modèles, l'ajustement des précipitations par une estimation des IGFs via un bilan hydrologique annuel ne permet pas d'amélioration significative des performances de simulation. En revanche, des corrélations significatives existent entre certains descripteurs hydrologiques calculés à l'échelle événementielle, et les valeurs optimisées des paramètres des modèles. De plus, une approche prenant en compte la saisonnalité pourrait permettre de meilleures simulations des débits, tenant compte de la variabilité des processus physiques au cours de l'année hydrologique.

Le chapitre 5 constitue la base de travail d'un manuscrit d'article, à soumettre prochainement. Une liste des notations est donnée en Annexe C1.

Introduction

La prévision des phénomènes de crue nécessite une bonne compréhension des processus hydrologiques associés. Dans le cas des bassins versants à composante karstique, ces processus sont parfois complexes et très variables dans le temps et l'espace. Notamment, la présence de karst favorise les échanges souterrains interbassin (IGF), qui peuvent influencer sur les bilans hydrologiques annuels (Le Mesnil et al., 2020) et sur la réponse des bassins en période de crue (Le Mesnil et al., 2021). La réponse hydrologique des bassins peut être décrite grâce à des indicateurs découlant de bilans annuels ou bien d'évènements de crue, mais aussi grâce aux paramètres des modèles pluie-débit qui, à travers leur représentation conceptuelle des processus, intègrent le type de réponse hydrologique des bassins. Ainsi, les modèles pluie-débit peuvent être alimentés par la connaissance des processus hydrologiques, mais peuvent également constituer un outil d'analyse de ces processus.

Chronologiquement, les premières études des relations pluie-débit sont des modèles empiriques, basés sur les mesures de précipitation et de débit, et décrivant leurs relations à des pas de temps larges (annuel, mensuel). Parmi eux, les théories de Budyko (1974) et de L'Vovich (1979) ont largement été réutilisées (Ponce et Shetty, 1995 ; Sivapalan, 2011 ; Bouaziz et al., 2018). Ensuite, apparaissent les modèles pluie-débit globaux conceptuels à réservoirs, pour lesquels les différents compartiments du bassin (sol, aquifère) sont représentés par des réservoirs aux paramètres non spatialisés, comme les modèles GR (Edijatno, 1999 ; Perrin, 2000) et Gardénia (Thiéry, 2014). Enfin, les modèles peuvent être distribués, avec une spatialisation des paramètres, représentant la variabilité des processus physiques, comme pour HEC-HMS (Scharffenberg, 2006) et MIKE-SHE (Abbott et al., 1986a, 1986b).

Les paramètres des modèles servent à ajuster ces fonctions afin de reproduire au mieux les débits observés. Dans le cas des modèles à base physique, ces paramètres sont en lien avec le milieu (par exemple, les propriétés hydrodynamiques du sol et du sous-sol).

L'utilisation du modèle GRP (Tangara, 2005 ; Berthet, 2010) par la majorité des services de prévision des crues en France montre que les modèles pluie-débit à réservoirs sont, dans de nombreux cas, adaptés à cet objectif, notamment du fait de leurs bonnes performances globales et de leur mise en œuvre aisée (modèles souvent parcimonieux). Ces modèles sont basés sur des fonctions de production (qui régissent la répartition des précipitations entre ruissellement, infiltration, et évapotranspiration) et des fonctions de transfert (qui définissent la manière dont l'eau circule d'un réservoir à un autre). Néanmoins ces fonctions posent question dans leur application aux bassins hétérogènes, et notamment aux bassins karstiques, pour plusieurs raisons. Premièrement, du fait de l'absence (ou de la faible épaisseur) de sol, impliquant un partage infiltration/ruissellement régi par d'autres lois que celles liées aux propriétés du sol ; ensuite, du fait de l'existence d'écoulements complexes favorisant les interactions surface/souterrain (Bailly-Comte et al., 2009) et les écoulements souterrains interbassins (IGF : Interbasin Groundwater Flow ; Le Mesnil et al., 2020, 2021).

Les IGFs, et plus globalement les échanges surface/souterrain favorisés dans les bassins karstiques, peuvent faire l'objet d'adaptations des modèles « classiques », qui représentent le bassin versant comme une entité conservative. Dans le cas d'un bassin alimenté par les pertes d'un bassin mitoyen, celles-ci peuvent être modélisées séparément, puis renseignées explicitement dans la simulation (e.g. Le Moine et al., 2008). Un réservoir non linéaire représentant le remplissage du karst peut également être mis en place (Ladouche et al., 2014 ; Moussu et al., 2011 ; Mazzilli et al., 2019). De la même manière, l'intégration de chroniques de niveaux piézométriques (Ladouche et al., 2014 ; Adinehvand et al., 2017 ; Charlier et al., 2017), la définition de niveaux piézométriques seuils (Maréchal et al., 2008) ou l'optimisation de la surface de l'impluvium (Charlier et al., 2016), peuvent améliorer les simulations pluie-débit en contexte karstique.

Pour certains modèles, les IGFs sont explicitement représentés (Le Moine et al., 2007). Dans ce cas, leur simulation est parfois délicate car ces flux ne sont pas mesurables, et sont en lien avec la délimitation hydrogéologique des bassins, qui est différente des limites topographiques, et peut également être variable dans le temps. L'étude des paramètres de tels modèles, et de leur variabilité dans l'espace (selon les critères physiographiques comme la géologie, le relief, les sols...) et dans le temps (périodes de hautes et basses eaux) peut permettre de mieux comprendre la variabilité des processus hydrologiques associés (Hartmann et al., 2012 ; Chen et al., 2017b ; Liu et al., 2021 ; Bouaziz et al., 2021). C'est le cas de l'approche de Michel (1989), sur la variabilité de la réponse hydrologique des bassins à l'échelle de la France. D'autres travaux de spatialisation de modèles de paramètres ont permis de modéliser des bassins non jaugés (Young, 2006) ou d'analyser la variabilité régionale des processus hydrologiques (Sivapalan, 2011).

De la même manière, une bonne connaissance de ces processus peut aider à une paramétrisation optimale des modèles sur les bassins où des échanges surface/souterrain complexes sont en jeu. Par exemple, la connaissance de flux d'échanges importants pourrait guider les simulations pluie-débit, notamment via un ajustement des flux d'entrée (pluie efficace). De plus, les phénomènes hydrologiques en jeu lors des crues sont dépendants des conditions du milieu, qui varient elles-mêmes au cours du cycle hydrologique. Par exemple, en contexte karstique, la prépondérance du ruissellement de surface ou de l'activation de sources temporaires suite à la mise en charge du karst peut varier avec le taux de remplissage de l'aquifère (López-Chicano et al., 2002 ; Bonacci et al., 2006 ; Maréchal et al., 2008 ; Bailly-Comte et al., 2009). Cela engendre une saisonnalité de la réponse hydrologique (Le Mesnil et al., 2021) dont il faut tenir compte. La mise en place d'une paramétrisation des modèles selon les saisons pourrait donc également constituer une voie d'optimisation des simulations pluie-débit.

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer les apports mutuels de la modélisation pluie-débit et des connaissances sur les processus hydrologiques. Le premier objectif est de mieux comprendre les processus hydrologiques en jeu sur des bassins à composante karstiques, en analysant le comportement de modèles pluie-débit adaptés à la prévision : Gardénia (Thiéry, 2014) et GR5H (Perrin et al., 2003 ; Mathevet et al., 2004 ; Le Moine, 2008). Pour cela, la variabilité spatio-temporelle des paramètres optimisés des modèles et de leurs critères de performance est analysée, selon le type de géologie (karst, mixte, non-karst). Les flux et volumes d'IGF simulés par les deux modèles sont comparés entre eux, ainsi qu'à une estimation dérivée de bilans hydrologiques

annuels (adaptés de la théorie du double partitionnement de L’Vovich par Le Mesnil et al., 2020). Le second objectif est d’intégrer des éléments de connaissance acquis sur ces bassins, pour évaluer des voies d’amélioration des modélisations pluie-débit en contexte karstique. Pour cela, l’ajustement de la surface des bassins ou des précipitations selon les IGFs pré-estimés est testé, ainsi que la prise en compte du phénomène de saisonnalité.

Les modèles Gardénia et GR5H ont été choisis car ils ont été appliqués sur de nombreux cas d’études, et car leur structure est le fruit de concepts différents : hydrogéologiques pour Gardénia et hydrologiques pour GR5H. Les données exploitées sont des chroniques horaires de précipitation, débit et évapotranspiration potentielle au droit de 108 stations situées sur des bassins à composante karstique en Cévennes, Jura et Normandie (France), dont les périodes de mesure varient de 7 à 32 années hydrologiques (14 en moyenne).

5.1. Matériel et méthodes

5.1.1. Fonctionnement des modèles Gardénia et GR5H

Gardénia (Thiéry, 2014) et GR5H (Perrin et al., 2003 ; Mathevet et al., 2004 ; Le Moine, 2008) sont des modèles pluie-débit globaux qui simulent les processus hydrologiques à l’échelle du bassin versant, sans spatialisé de celui-ci. Dans les configurations utilisées ici, les deux modèles ont 5 paramètres libres et fonctionnent au pas de temps horaire. Gardénia comporte 3 réservoirs contre 2 pour GR5H.

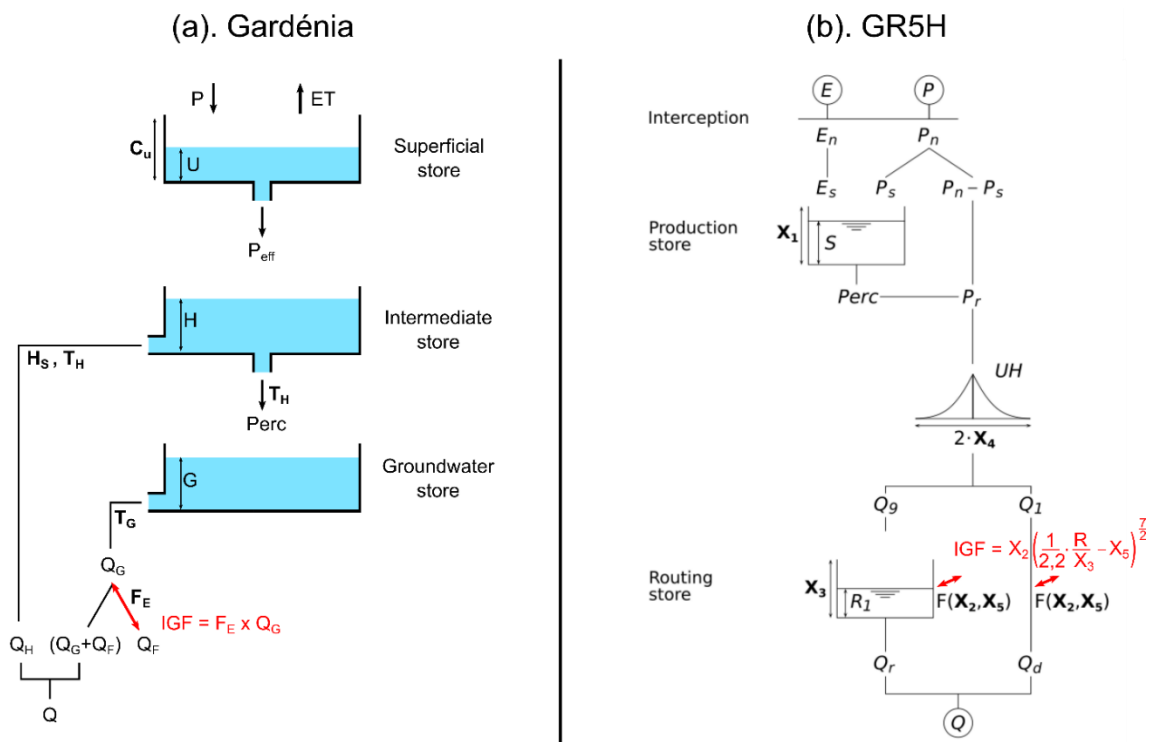


Figure 5.1 : Schéma de fonctionnement (a) : du modèle Gardénia à réservoir souterrain unique (adapté de Thiéry, 2014) et (b) : de GR5H (Coron et al., 2017). Les paramètres de modèle sont notés en gras.

5.1.1.1. Gardénia

Le modèle Gardénia a été développé par le BRGM, dans l'optique de simuler les variations piézométriques et débits en rivière influencées par les contributions des eaux souterraines. Il comporte un réservoir superficiel associé à la fonction de production, ainsi qu'un réservoir intermédiaire et un ou deux réservoirs souterrains (selon configuration) associés à la fonction de transfert. Le modèle Gardénia permet de simuler, à partir de chroniques de précipitation et d'évapotranspiration potentielle, les débits à l'exutoire d'un bassin versant ainsi que les variations de son niveau piézométrique. Les données d'entrée sont exprimées en lames d'eau (mm), et les débits simulés sont exprimés en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, en intégrant la surface du bassin, renseignée lors des simulations. Gardénia peut s'utiliser dans plusieurs configurations, faisant notamment intervenir différents réservoirs souterrains. La Figure 5.1a présente son schéma de fonctionnement, dans la configuration simple (un seul réservoir souterrain G), qui a été utilisée ici. Cette configuration a été retenue dans un souci de parcimonie, et car l'utilisation de deux réservoirs souterrains (impliquant un paramètre libre en plus) n'a pas permis d'amélioration notable des performances du modèle lors de phases de tests. Gardénia propose deux modes de simulation du flux d'échange interbassin, basés respectivement sur le niveau de remplissage du réservoir souterrain et sur le débit de base. Cette dernière option a été retenue, montrant des meilleures performances globales. L'équation de simulation des IGFs est donnée en Figure 5.1a. Ceux-ci étant exprimés comme une fraction du débit de base, ils ne peuvent s'opérer que dans une direction (export ou import) au long de la période simulée. Le détail des équations qui régissent les flux simulés est donné en Annexe C2.

Le modèle Gardénia, dans la configuration utilisée ici, comporte cinq paramètres libres à optimiser :

- C_U : la capacité maximale du réservoir superficiel (mm) ;
- H_S : le seuil de répartition percolation/écoulement rapide (mm), hauteur dans le réservoir intermédiaire pour laquelle il y a répartition égale entre écoulement rapide et percolation ;
- T_H : la constante de temps de vidange du réservoir intermédiaire (h) ;
- T_G : la constante de temps de vidange du réservoir souterrain (h) ;
- F_E : le facteur d'échange souterrain interbassin (sans dimension), qui correspond à un pourcentage du débit de base.

5.1.1.2. GR5H

Le modèle GR5H, développé par INRAE, est principalement orienté sur la simulation des débits en rivière à partir de processus de surface et subsurface. Il comporte un réservoir superficiel et un réservoir souterrain, respectivement associés aux fonctions de production et de transfert. Le modèle GR5H est une variante à pas de temps horaire et à cinq paramètres du GR4J développé

par l'INRAE. C'est un modèle pluie-débit conceptuel à réservoirs, prenant en compte l'humidité du sol. Il correspond à l'évolution du modèle GR3J initialement proposé par Edijatno et Michel (1989) puis successivement modifié par Nascimiento (1995), Edijatno et al. (1999), Perrin et al. (2003) et Le Moine (2008). La Figure 5.1b présente son schéma de fonctionnement. Les données simulées et observées sont exprimées en lames d'eau (mm), la surface de bassin n'est donc pas prise en compte par le modèle. Les IGFs simulés sont calculés à partir d'un coefficient (X2), du taux de remplissage du réservoir de transfert et d'un niveau seuil (X5) qui permet de simuler des flux à l'export et à l'import selon le niveau de remplissage. Le détail des équations du modèle GR5H est donné en Annexe C2. Pour plus d'informations sur le modèle GR4J, se référer à Perrin (2000) et Perrin et al. (2003). Plus de détails sont disponibles sur les adaptations de GR4J au pas de temps horaire dans Mathevet et al. (2004) et Mathevet (2005). Enfin, les modifications associées à l'ajout d'un cinquième paramètre sont détaillées dans les travaux de Le Moine (2008).

Le modèle GR5H comporte cinq paramètres libres à optimiser :

- X1 : la capacité du réservoir de production en mm ;
- X2 : le coefficient d'échange interbassin en mm/h ;
- X3 : la capacité du réservoir de transfert en mm ;
- X4 : la constante de temps des hydrogrammes unitaires en h ;
- X5 : le seuil d'échange interbassin, adimensionnel.

5.1.2. Stratégie de calibration et scénarios de simulation

5.1.2.1. Calibration

Pour les deux modèles, la fonction de performance utilisée est le critère Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE, Nash et Sutcliffe, 1970). Ce critère a été choisi car, basé sur le carré de la différence entre les débits observés et simulés, il donne plus d'importance aux périodes de crue, ce qui est cohérent avec notre étude. De plus, c'est un critère largement utilisé et donc facilement comparable avec d'autres résultats de modélisation. Un critère de performance portant sur les lames d'eau d'écoulements simulés est également analysé. Il est noté ΔQ et représente la variation en millimètres de la lame d'eau d'écoulement simulé par rapport à la lame d'eau d'écoulement observé, ramenée à une année hydrologique :

$$\Delta Q = h_{Qsim} - h_{Qobs} \quad (1)$$

avec h_{Qsim} et h_{Qobs} les lames d'eau annuelles d'écoulement simulé et observé, respectivement.

Les simulations avec Gardénia et GR5H ont été réalisées sur l'ensemble des chroniques disponibles, en utilisant les deux premiers cycles hydrologiques comme période de chauffe, afin d'établir un état initial cohérent. La calibration des paramètres se fait sur toute la période restante. Il n'a pas été défini de phases distinctes de calibration et de validation car l'objectif de notre étude n'est pas d'obtenir une paramétrisation optimale et robuste des modèles, mais

d'étudier leur comportement et les processus physiques à travers la variabilité de leurs paramètres. De plus, des périodes de calibration plus courtes ont été testées, et n'ont pas mené à des variations significatives dans les jeux de paramètres.

5.1.2.2. Scénarios de simulation

Dans la section 5.2, les simulations réalisées sont basées sur les données observées, sans ajustement des surfaces ou des précipitations, à l'exception des simulations Gardénia faisant intervenir une optimisation de la surface de bassin. Pour ce cas particulier, la superficie devient un paramètre à optimiser, et les échanges interbassins sont désactivés (les deux paramètres pouvant se compenser, et leur cohérence être réduite).

Dans la section 5.3, deux stratégies de simulation alternatives sont testées :

- Dans la section 5.3.1, les simulations intègrent une compensation des IGFs, sur la base du terme annuel moyen IGF_A estimé par Le Mesnil et al. (2020), calculé comme la différence des entrées (précipitations) et des sorties (débit et évapotranspiration) quantifiables sur les bassins. Le principe est de compenser le flux d'entrée (pluie efficace) par le flux d'IGF moyen observé, afin de s'approcher d'un bassin dont le bilan hydrologique serait à l'équilibre. Conceptuellement, ceci revient à utiliser la surface hydrogéologique du bassin à la place de sa surface topographique. Pour le modèle GR5H, les précipitations sont directement augmentées (ou diminuées, selon la direction de l'IGF) d'une lame d'eau correspondant au flux d'IGF. Pour Gardénia, les lames d'eau de précipitation horaire sont inchangées, mais la surface de bassin est modifiée de manière à ce que la pluie efficace soit ajustée d'une lame d'eau correspondant au flux d'IGF. La valeur de la pluie efficace est déduite des simulations de la section 5.2. La délimitation exacte de la surface hydrogéologique (aire d'alimentation, ou impluvium) de chacun des 108 bassins étant variable dans le temps, et demandant de nombreuses mesures de terrain (traçages), cette approche constitue une alternative rapide, très utile dans le cas du traitement d'un grand nombre de bassins.
- Dans la section 5.3.2, les simulations mises en œuvre sont analysées pour évaluer le rôle de la saisonnalité. Pour cela, 1000 simulations utilisant des jeux de paramètres aléatoires sont réalisées pour chaque bassin, avec le modèle GR5H. Ce nombre a été sélectionné car, après essais sur quelques bassins, il fournit une bonne représentativité des résultats, et nécessite des temps de calcul raisonnables. Le critère de performance NSE est ensuite calculé successivement sur chacune des quatre saisons hydrologiques. Les saisons sont définies ainsi : automne de septembre à octobre, hiver de novembre à mars, printemps d'avril à mai et été de juin à août. Ces saisons sont définies d'après le fonctionnement hydrologique des bassins étudiés, mis en évidence par Le Mesnil et al. (2021). Pour chacune des saisons, les jeux de paramètres associés aux 10 simulations les plus performantes sont retenus, et leur analyse permet d'évaluer l'intérêt potentiel d'une calibration saisonnière des paramètres.

5.1.3. Données exploitées

Les données utilisées pour ce chapitre sont des chroniques horaires de débit en rivière au droit de 108 stations hydrométriques, ainsi que des lames d'eau horaires de précipitation et d'évapotranspiration potentielle sur les bassins versants correspondants. Les données de débit proviennent de la base de données publique Banque Hydro¹ alimentée par les DREAL. Les données de précipitations et d'évapotranspiration potentielle sont extraites des produits Météo France Antilope (Champeaux et al., 2011) et Safran (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige; Vidal et al., 2010). Les jeux de données sont les mêmes que ceux utilisés dans le chapitre 4 (Le Mesnil et al., 2021).

Les stations de mesure sont réparties sur 12 bassins hydrographiques à composante karstique, appartenant aux régions des Cévennes, du Jura et de la Normandie. Le type de géologie est classé en 3 groupes (K : karst, M : mixte, NK : non karstique), selon la superficie relative des lithologies rencontrées. Pour chacun des 12 bassins, les stations représentent des bassins emboîtés, ou bien des affluents au cours d'eau principal. Les chroniques de données sont disponibles sur des périodes variant de 7 à 32 années hydrologiques. Le Tableau 6 présente les périodes de mesure sur chaque site étudié. La Figure 2.1 du chapitre 1 donne la localisation et la carte géologique des bassins étudiés.

¹ <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

Tableau 6 : Sites d'études et données disponibles

	Superficie (km ²)	Stations	Période des mesures
Ardèche	2 257	9	1996 – 2018
Cèze	1 048	6	2002 – 2018
Gardons	1 853	10	2008 – 2018
Vidourle	772	4	2009 – 2018
Hérault	2 203	9	2007 – 2018
Tarn	2 145	13	1984 – 2018
Total Cévennes	10 300	51	13 ans (médiane)
Doubs	7 400	39	1998 – 2018
Total Jura	7 400	39	21 ans
Iton	1 048	2	1999 – 2018
Risle	1 803	5	2001 – 2018
Touques	800	5	2010 – 2018
Dives	879	6	2009 – 2018
Total	4 500	18	12 ans (médiane)
Normandie			
Total tous bassins	22 200	108	14 ans (médiane)

5.2. Apports de la modélisation pour la compréhension des processus hydrologiques

Dans cette section, toutes les simulations réalisées utilisent les surfaces de bassin topographiques, et les données d'entrée correspondent aux données mesurées. Seuls les résultats concernant le paramètre ΔS découlent de simulations pour lesquelles la surface de bassin correspond à un paramètre optimisé par Gardénia. Le paramètre ΔS , exprimé en pourcentage, correspond à la variation de superficie entre la surface topographique et la surface optimisée :

$$\Delta S = \frac{S_{opti} - S_{topo}}{S_{topo}} \times 100 \quad (2)$$

5.2.1. Variabilité des critères de performance selon la présence de karst

La Figure 5.2 présente la distribution des valeurs prises par le critère de NSE, selon le type de géologie des bassins versants (K : karst, M : mixte, NK : non karst). Pour les deux modèles, le NSE est diminué pour les bassins à composante karstique : 0,64 (K) contre 0,72 (M) et 0,73 (N) avec Gardénia, et 0,76 (K) contre 0,83 (M) et 0,80 (N) avec GR5H, en valeurs médianes. Statistiquement, les modèles sont moins performants sur les bassins karstiques, pour les sites étudiés. Il apparaît donc intéressant d'analyser la manière dont les processus hydrologiques liés

au karst sont pris en compte dans ces modèles. Les Figure 8.4 et Figure 8.5 en Annexe C3 présentent la variation du critère de NSE le long des cours d'eau principaux et selon la présence de karst, pour l'ensemble des bassins étudiés.

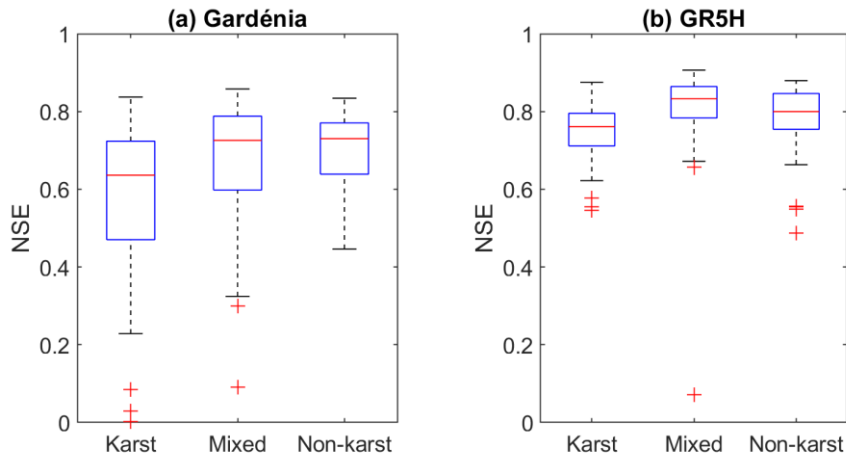


Figure 5.2 : Distribution du critère NSE sur les bassins de type Karst, Mixte et Non karst pour les modèles Gardénia et GR5H.

La Figure 5.3 présente le critère de performance ΔQ en fonction du terme d'IGF pluriannuel IGF_A , pour les modèles Gardénia et GR5H. Les lames d'eau d'écoulement en rivière simulées par Gardénia sont majoritairement inférieures aux lames d'eau d'écoulement mesurées. Si cet écart reste contenu pour les valeurs d' IGF_A négatives (bilans annuels en déficit), il est plus important pour les valeurs d' IGF_A positives (bilans en excès). Ceci montre que le modèle ne parvient pas à simuler des écoulements qui résultent d'un apport via des IGFs importants. Les valeurs de ΔQ pour GR5H sont plus faibles, avec des intensités majoritairement inférieures à 100 mm par an.

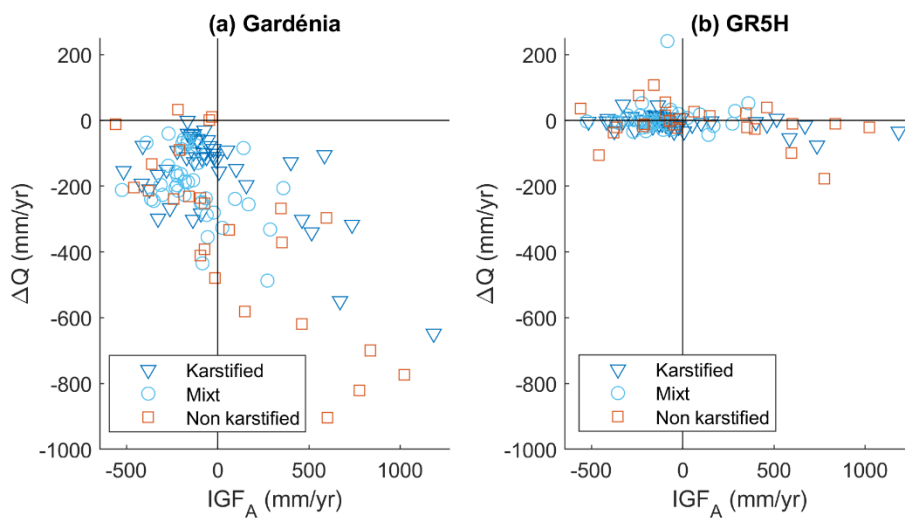


Figure 5.3 : Relation entre le critère de performance de volumes écoulés simulés ΔQ et le terme IGF_A , pour les modèles Gardénia (a) et GR5H (b).

5.2.2. Simulation des IGFs

La Figure 5.4 présente les chroniques d'IGF simulées par les modèles Gardénia et GR5H sur le bassin du Doubs, au niveau des pertes du Doubs amont (a), des résurgences de la Loue (b) et de l'exutoire du Doubs aval à Neublans-Abergement (c). Le phénomène des pertes du Doubs est connu et documenté (e.g. Charlier et al., 2014), et les trois zones étudiées ont été identifiées précédemment comme présentant respectivement des bilans hydrologiques annuels en déficit, en excès, et proche de l'équilibre (Le Mesnil et al., 2020).

Les simulations d'IGF sur ces bassins sont globalement cohérentes avec les bilans hydrologiques établis précédemment (pertes, apports et faibles pertes). Les flux d'IGF simulés comportent une variation saisonnière, avec des échanges plus importants en périodes de hautes eaux. Ceci s'explique par la formulation du terme d'échange dans chacun des modèles, qui est fonction du débit de base (Gardénia), ou du niveau de remplissage du réservoir de transfert (GR5H). Malgré des bilans annuels proches de l'équilibre au niveau du Doubs aval, Gardénia y simule des pertes importantes, du même ordre de grandeur qu'au niveau des pertes du Doubs amont (variant de 0 à 0.3 mm.h⁻¹).

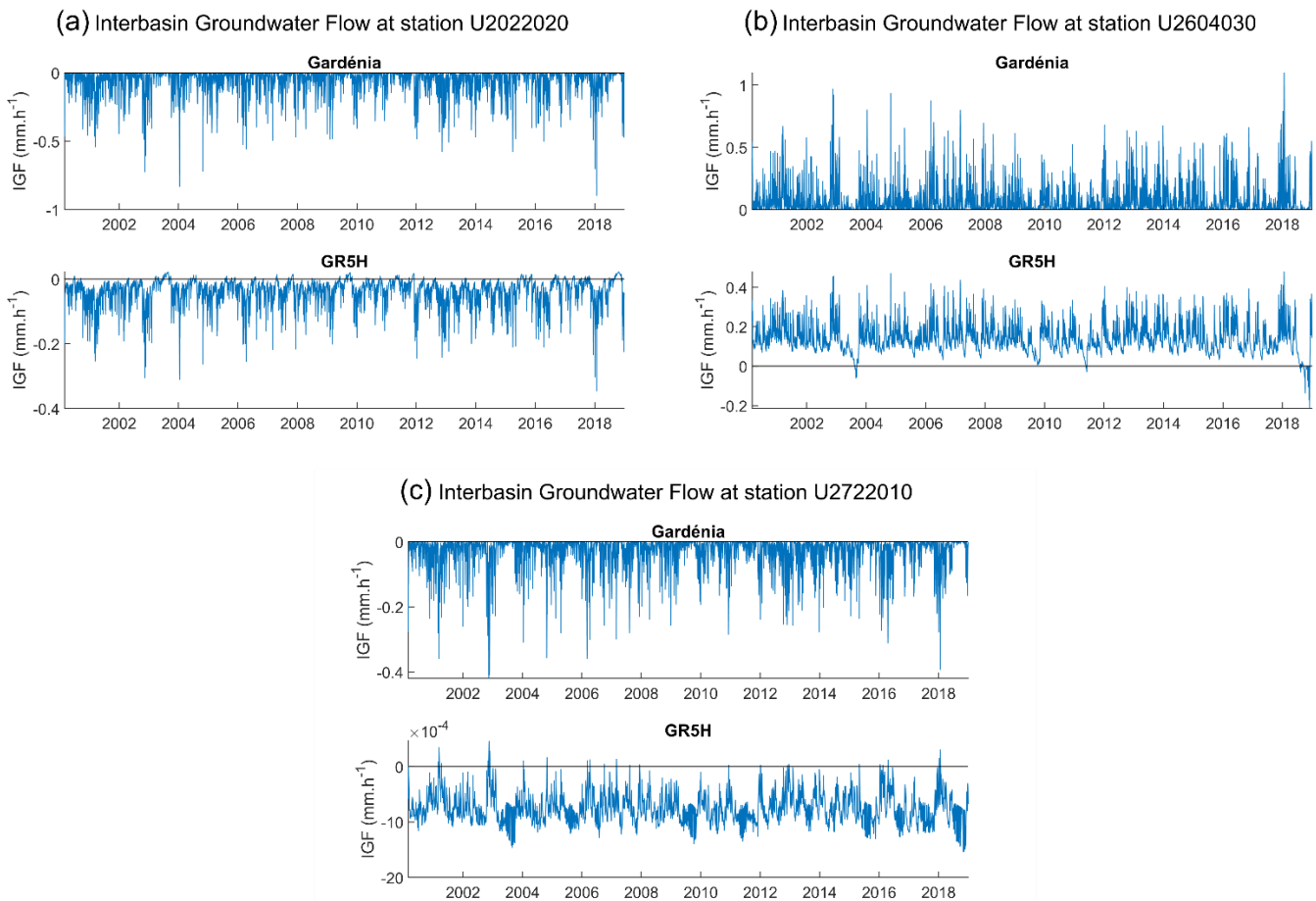


Figure 5.4 : Chroniques d'IGF simulés par les modèles Gardénia et GR5H sur le bassin du Doubs, au niveau des pertes du Doubs amont (a), des résurgences de la Loue(b) et de l'exutoire du Doubs aval à Neublans-Abergement (c)

La Figure 5.5 représente, pour ces mêmes stations, les lames d'eau annuelles moyennes de l'écoulement, des IGFs et de l'évapotranspiration, estimées par Le Mesnil et al. (2020), et simulées par les modèles Gardénia et GR5H. Pour les zones des pertes du Doubs et des résurgences de la Loue, les lames d'eau d'IGF modélisées sont comparables à celles obtenues par le calcul. Néanmoins, le modèle GR5H ne simule pas la totalité des pertes du Doubs estimées par bilan, et le modèle Gardénia ne simule pas la totalité des apports de la Loue estimés par bilan.

Pour la station aval du Doubs, les lames d'eau d'IGF simulées sont plus variables. En effet, le déficit annuel calculé à partir de bilans hydrologiques prend des valeurs autour de 75 mm, contre 200 mm et 10 mm pour les simulations Gardénia et GR5H, respectivement. Pour ces trois stations, il ressort que le modèle Gardénia a plus tendance à simuler des IGFs en export, et que le modèle GR5H a plus tendance à simuler des IGFs en import.

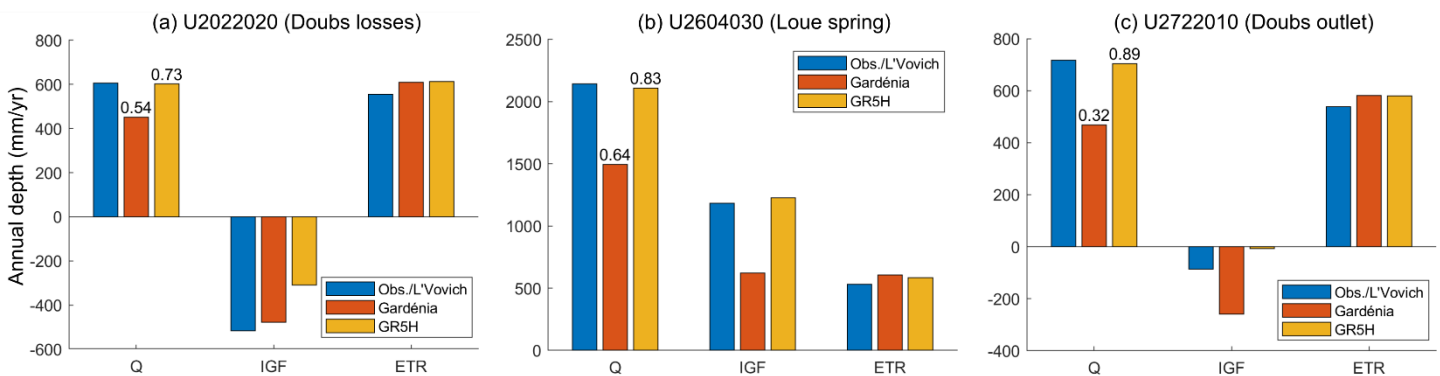


Figure 5.5 : Lames d'eau annuelles moyennes de l'écoulement (mesuré et simulé), des IGFs (IGF_A calculés via la théorie de L'Vovich [Le Mesnil et al., 2020] et simulés par Gardénia et GR5H), et de l'évapotranspiration (estimée par Le Mesnil et al., 2020, et simulée par Gardénia et GR5H) sur le bassin du Doubs, au niveau des pertes du Doubs amont (a), des résurgences de la Loue (b) et de l'exutoire du Doubs aval à Neublans-Abergement (c). Les valeurs du critère NSE sont indiquées au-dessus des débits.

La Figure 5.6 présente les lames d'eau moyennes annuelles d'IGF et d'ETR simulés par Gardénia et GR5H sur l'ensemble des bassins étudiés. Cette analyse confirme que le modèle GR5H simule globalement des IGFs plus orientés vers l'import que ceux simulés par Gardénia (Figure 5.6a). Si les bassins Cévenols présentent une forte dispersion dans les simulations de leurs flux d'IGF par les deux modèles, une relation de proportionnalité existe entre les deux simulations pour les bassins du Jura et de la Normandie, avec un écart constant d'environ 200 et 100 mm annuels, respectivement. Ce décalage dans les lames d'eau d'IGF simulés peut probablement s'expliquer par la formulation du flux d'IGF, qui est proportionnel au débit de base dans Gardénia. Ainsi, pour simuler des IGFs importants en périodes de hautes eaux, la paramétrisation impose que les IGFs représentent une part importante du débit de base (qui représente alors une faible proportion du débit total). De ce fait, le flux d'IGF reste conséquent en périodes de basses eaux, lorsque la part du débit de base dans le débit total est importante.

Cette tendance à la simulation d'IGFs plus orientés à l'export pour Gardénia n'est pas compensée par des lames d'eau d'ETR moindres. En effet, celles-ci sont très semblables pour Gardénia et GR5H. On observe néanmoins des tendances régionales, avec une simulation d'ETR par Gardénia plus forte en Normandie et plus faible en Cévennes, et des résultats similaires pour le Jura.

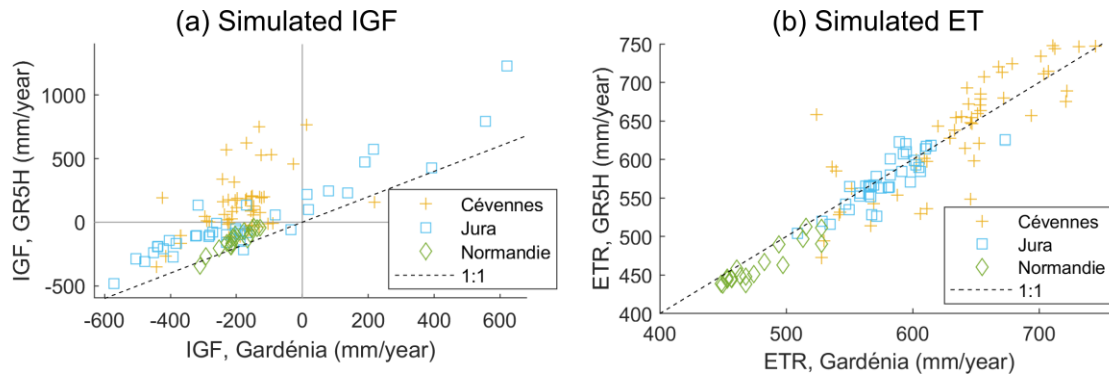


Figure 5.6 : IGF et ETR pluriannuels moyens simulés par les modèles Gardénia et GR5H, exprimés en lame d'eau (mm) et selon le site d'étude.

5.2.3. Optimisation de la surface de bassin

La Figure 5.7a présente la comparaison des surfaces de bassin topographiques et optimisées par le modèle Gardénia. Les surfaces optimisées sont globalement inférieures aux surfaces topographiques, indiquant des IGFs en export, sauf pour de rares bassins. La Figure 5.7b compare les lames d'eau moyennes pluriannuelles correspondant au flux d'IGF simulé en utilisant la surface topographique des bassins (abscisse), et à la variation de pluie efficace induite par l'utilisation de la surface optimisée des bassins (ordonnée). Les valeurs des lames d'eau respectives sont très proches, ce qui montre que le modèle Gardénia simule des flux d'échanges interbassin similaires, qu'ils prennent la forme d'IGF ou d'une variation artificielle de la surface et donc de la pluie efficace. Si ces deux approches de modélisation peuvent fournir des indications différentes sur les processus hydrologiques (superficie d'impluvium *vs.* flux d'échange), elles sont similaires en termes de simulation.

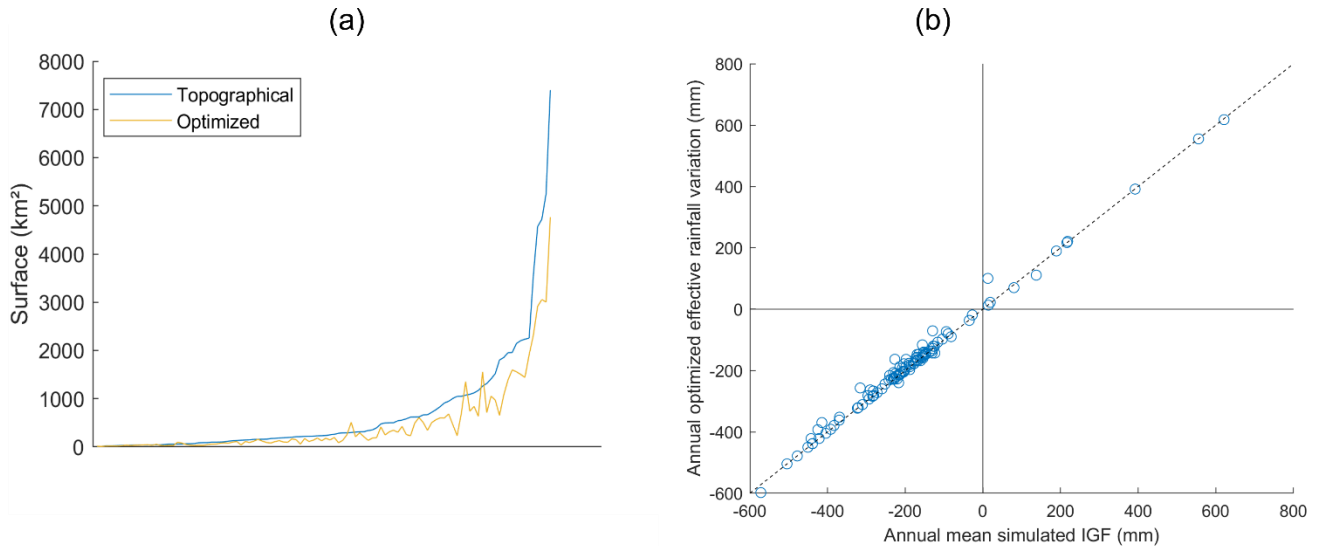


Figure 5.7 : Comparaison des surfaces de bassin topographiques et optimisées (a) et relation entre les lames d'eau annuelles moyennes simulées d'IGF et de pluie efficace ajustée via la calibration de la surface de bassin par Gardénia (b)

5.2.4. Variabilité des paramètres de modèles selon la présence de karst

5.2.4.1. Gardénia

La Figure 5.8 présente la distribution des valeurs prises par les paramètres du modèle Gardénia, selon le type de géologie des bassins et par zone d'étude (Cévennes, Jura, Normandie).

Le paramètre C_U , capacité du réservoir de production du modèle Gardénia, est influencé par le type de géologie des bassins. Pour la zone Cévennes, il augmente de 200 mm sur les bassins M et NK à 320 mm sur les bassins K. Si la lithologie des bassins non karstiques, majoritairement constitués de roches de socle, est propice à un développement de sol, ceux-ci ont des pentes importantes, favorisant le ruissellement de surface, ce qui peut expliquer leurs faibles valeurs de C_U . Pour la zone Jura, C_U diminue de 230 mm sur les bassins NK à 170 puis 130 mm sur les bassins M et K, respectivement. Ici, les bassins non karstiques étant majoritairement en plaine et composés d'alluvions, ils sont plus favorables au développement d'importantes épaisseurs de sol, ce qui explique les fortes valeurs de C_U . Les valeurs sur les bassins Normands, tous karstiques, sont autour de 250 mm.

Le paramètre H_s , seuil de répartition ruissellement/percolation dans le réservoir intermédiaire, subit une influence régionale, mais reste peu impacté par la présence de karst. Les valeurs médianes de H_s passent de 100 mm pour les bassins Cévenols à 5000 mm pour les bassins Jurassiens et Normands. Ceci indique un besoin en eau plus important pour produire un ruissellement sur les bassins du Jura et de Normandie, probablement dû à leurs plus faibles pentes, ainsi qu'aux types de karst rencontrés (karstification de plateau, très développée dans le Jura, et karst sous couverture en Normandie), propices à l'infiltration.

Les paramètres correspondant à des constantes de temps T_H et T_G sont très stables, avec une majorité de valeurs autour de 10 et 15 h, respectivement.

Chapitre 5 : Modélisation Pluie-Débit

Enfin, les paramètres liés aux échanges interbassins sont corrélés à la géologie, avec des valeurs globalement négatives qui diminuent avec la présence de karst, passant de -25% à -40% pour les bassins Cévenols. Ces valeurs sont similaires pour le paramètre F_E (flux d'échange exprimé en % du débit de base) et ΔS (% de variation de la surface topographique vers la surface théorique intégrant la valeur d'IGF_A). Les bassins karstiques Jurassiens présentent une plus forte variabilité des paramètres F_E et ΔS , variant de -70 à +70 %, indiquant la présence de bassins présentant des pertes et des apports importants par IGF.

Pour le modèle Gardénia, en plus des variations régionales des paramètres, la présence de karst se traduit donc principalement par des valeurs intermédiaires de C_U (supérieures à celles des bassins de socle et inférieures à celles des bassins alluviaux), ainsi qu'une augmentation en valeur absolue des paramètres liés aux échanges, associée à une intensification des IGFs.

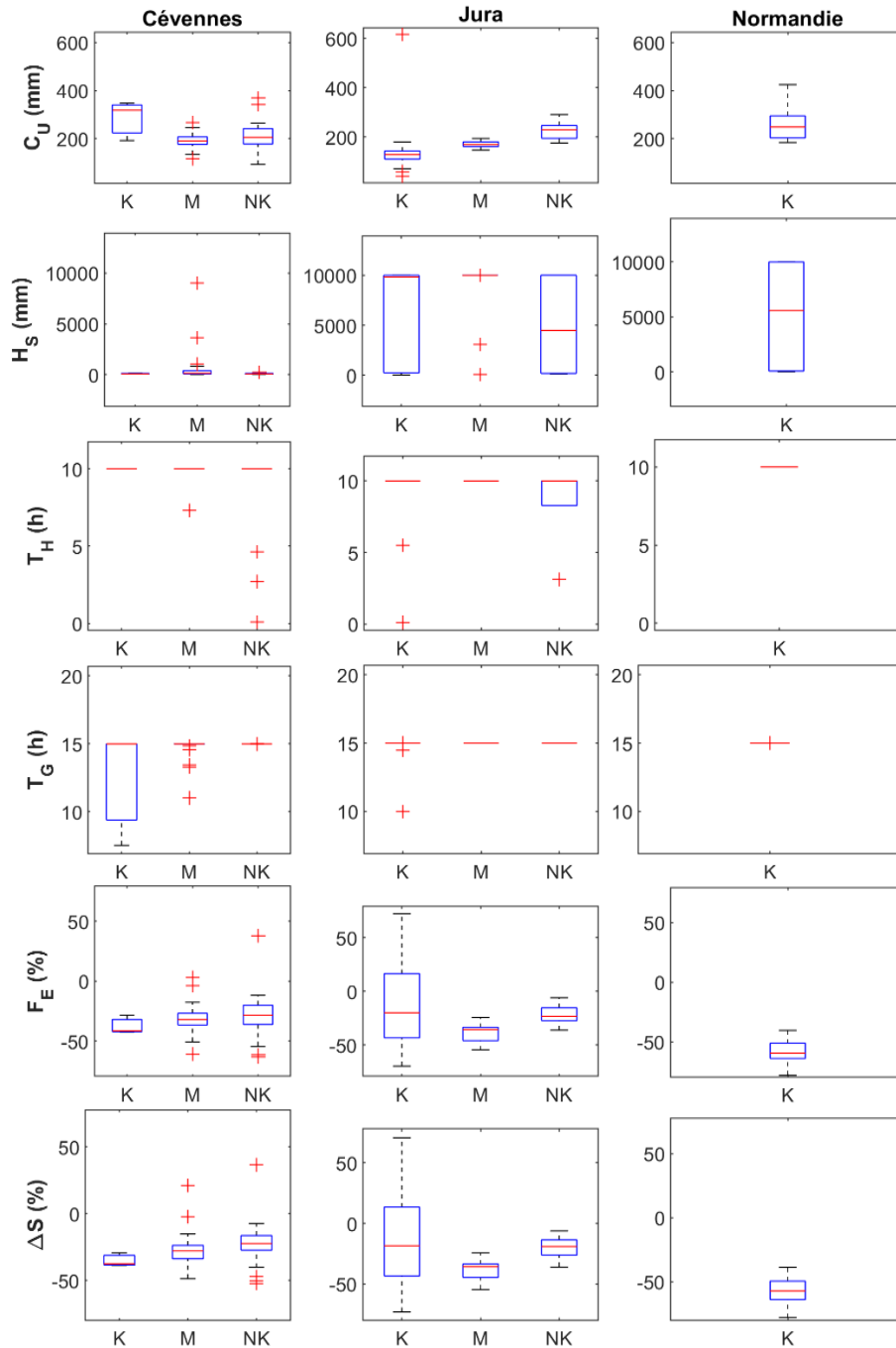


Figure 5.8 : Distribution de la valeur prise par les paramètres du modèle Gardénia selon les types de géologie et par zone d'étude

5.2.4.2. GR5H

La Figure 5.9 présente la distribution des valeurs prises par les paramètres du modèle GR5H, selon le type de géologie des bassins et par zone d'étude.

La valeur médiane de la capacité du réservoir de production X1 de GR5H présente une corrélation au type de géologie similaire à celle de C_U : elle augmente sur la zone Cévennes de 220 mm pour

Chapitre 5 : Modélisation Pluie-Débit

les bassins NK à 270 puis 320 mm pour les bassins M et K, respectivement. Dans le Jura, elle diminue de 250 mm pour les bassins NK à 170 pour les bassins K. Les valeurs de X1 sur les bassins Normands sont autour de 270mm. Ces variations s'expliquent par les différentes lithologies rencontrées (voir analyse du paramètre C_U en section 5.2.4.1).

La capacité du réservoir de transfert X3 varie autour de 200 mm, mais ne semble pas corrélée à la présence de karst.

La constante de temps de l'hydrogramme unitaire X4 est globalement plus importante sur les bassins karstiques. En effet, sur la zone Cévennes, elle varie de 1 h à 12 h sur les bassins K et M, et de 1 h à 3 h sur les bassins NK. Dans le Jura, elle varie de 2 h à 35 h sur les bassins K et M, et de 2 h à 13 h sur les bassins NK. Cette augmentation de la constante de temps indique un décalage plus important dans la réponse hydrologique des bassins à un évènement pluvieux.

Enfin, les paramètres associés au flux d'échange interbassin sont également influencés par la présence de karst. Le coefficient d'échange X2 médian diminue de -0.06 mm.h^{-1} (bassins NK) à -0.5 mm.h^{-1} (bassins K) en Cévennes, et de -0.02 mm.h^{-1} (bassins NK) à -0.1 mm.h^{-1} (bassins K). Le seuil d'échange X5 est relativement stable autour de 0.3 sur les bassins K et M des Cévennes, et augmente sur les bassins NK (valeur médiane de 0.5). Sur la zone Jura, l'effet est inverse, avec des valeurs stables autour de 0.1 sur les bassins M et NK, qui passent dans une fourchette de 0.2 à 1 sur les bassins K. Les valeurs négatives de X2 dans les trois zones d'étude indiquent des IGFs globalement orientés à l'export. Cette direction s'inverse lorsque le taux de remplissage est inférieur à X5. Ce phénomène d'inversion est plus probable pour les bassins non karstiques en Cévennes, et karstiques dans le Jura.

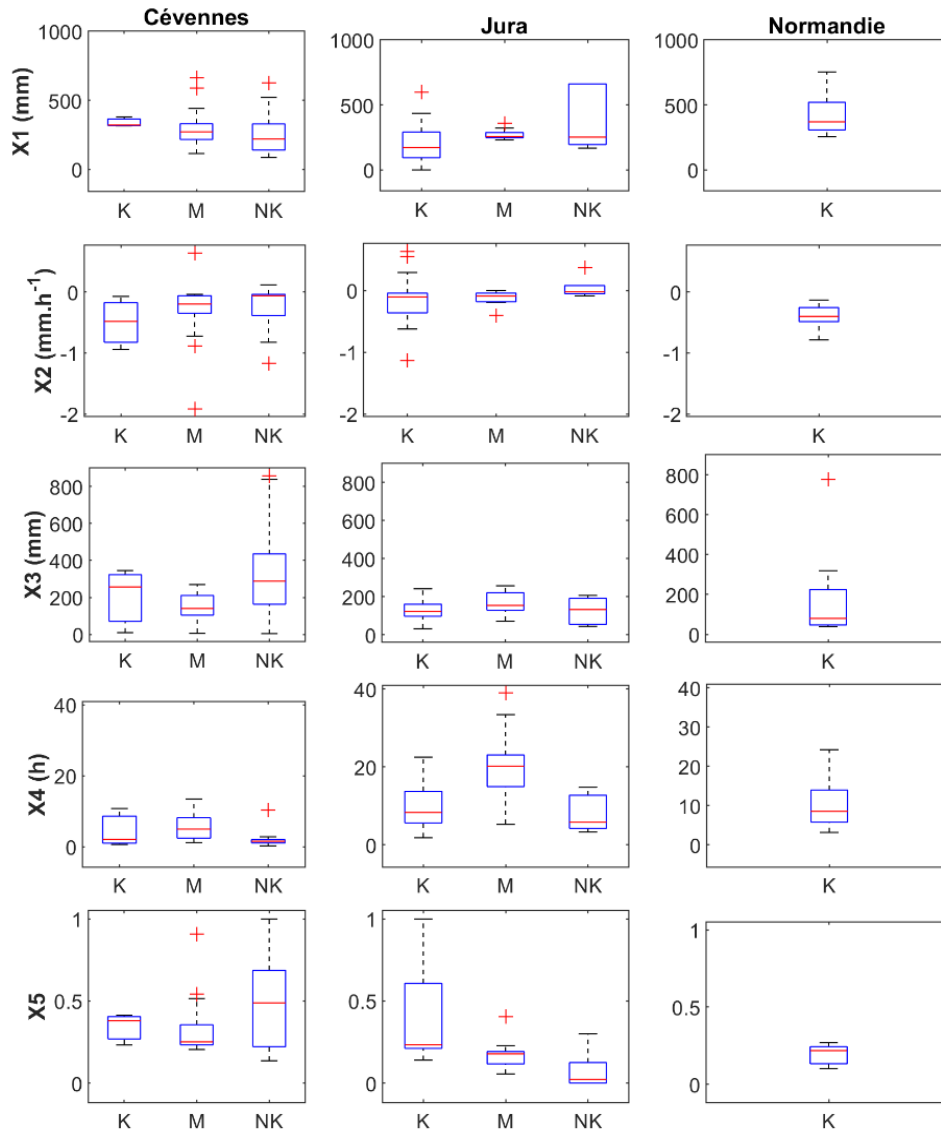


Figure 5.9 : Distribution de la valeur prise par les paramètres du modèle GR5H selon les types de géologie et par zone d'étude

Pour le modèle GR5H, la présence de karst se traduit donc principalement par des valeurs intermédiaires de X1 (supérieures à celles des bassins de socle et inférieures à celles des bassins alluviaux), une augmentation de la constante de temps indiquant un décalage temporel de la réponse hydrologique, et une diminution du paramètre X2, associée à une intensification des IGFs en export.

5.2.4.3. Profils en long

Les Figure 8.6 à Figure 8.16 en Annexe C3 présentent la variation des paramètres des deux modèles le long des cours d'eau principaux en mettant en évidence la présence de karst. Se reporter au chapitre 1 pour la localisation des différents cours d'eau. Certains paramètres sont corrélés à la superficie du bassin, comme la constante de temps des hydrogrammes unitaires de GR5H (X4), et du seuil de répartition percolation/ruissellement de Gardénia (H_s). Ceci indique une augmentation de la diffusion avec la superficie des bassins

Chapitre 5 : Modélisation Pluie-Débit

L'analyse du profil en long de certains paramètres renseigne sur la variabilité des processus hydrologiques, en lien avec la présence de karst. Par exemple, la capacité du réservoir de production de Gardénia (C_U) et GR5H (X1) sur la Cèze, diminue sur la zone karstique (Figure 5.10). La tendance est commune aux deux modèles, avec dans les deux cas une baisse de l'ordre de 25% de la capacité du réservoir. Cette diminution de la capacité du réservoir de production sur la zone karstique est contraire aux observations globales sur l'ensemble des bassins. Ceci peut s'expliquer par un rôle moins infiltrant du karst à cet endroit, notamment par la présence d'alternances marneuses (moins perméables) à l'affleurement et par des apports via des sources karstiques (Chapuis, 2018).

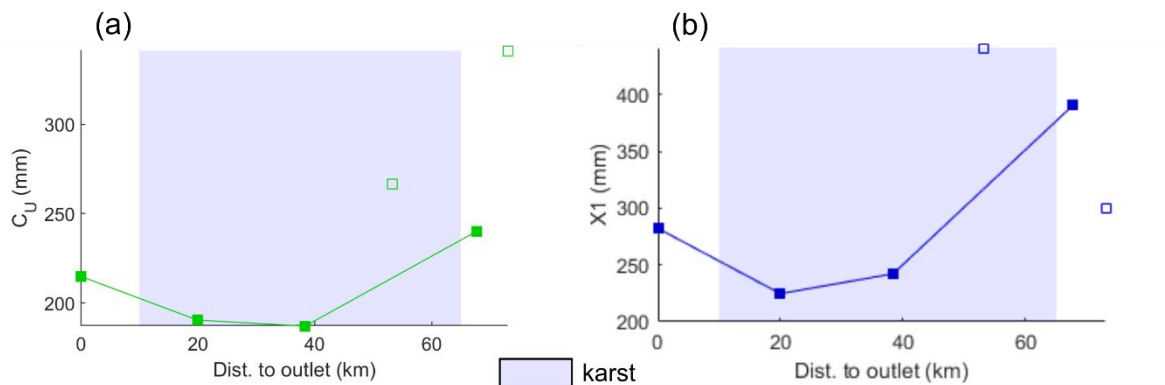


Figure 5.10 : Profil en long sur la Cèze de la capacité des réservoirs de production de Gardénia (a) et GR5H (b). Les marqueurs vides correspondent aux affluents du cours d'eau principal.

Le profil en long sur l'Hérault des paramètres associés aux IGFs (F_E et X2 respectivement pour Gardénia et GR5H) montre une forte baisse au niveau du tronçon karstique (Figure 5.11). Ceci indique une augmentation des pertes par infiltration sur ce tronçon, due à la présence de karst.

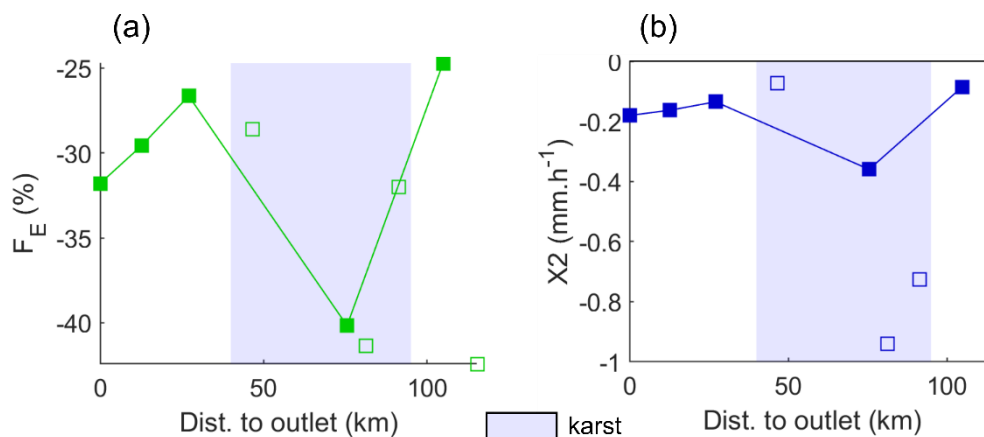


Figure 5.11 : Profil en long sur l'Hérault des paramètres associés aux échanges interbassin de Gardénia (a) et GR5H (b). Les marqueurs vides correspondent aux affluents du cours d'eau principal.

Sur la Loue (affluent du Doubs), les profils en longs mettent en évidence une tendance à la diminution vers l'aval de la capacité des réservoirs de production et de transfert pour les deux modèles (Figure 5.12 a, b et c). Ceci peut être dû au fait que les stations amont, et notamment

la source de la Loue (Ouhans) ont une signature souterraine due à une alimentation associée aux pertes du Doubs. De plus, bien que la constante de temps de GR5H augmente vers l'aval, sa pente en fonction de la distance à l'exutoire (et donc de la superficie de bassin) diminue vers l'exutoire (Figure 5.12d), ce qui signifie qu'à surface drainée équivalente, la constante de temps diminue vers l'aval, en cohérence avec une signature souterraine qui diminue.

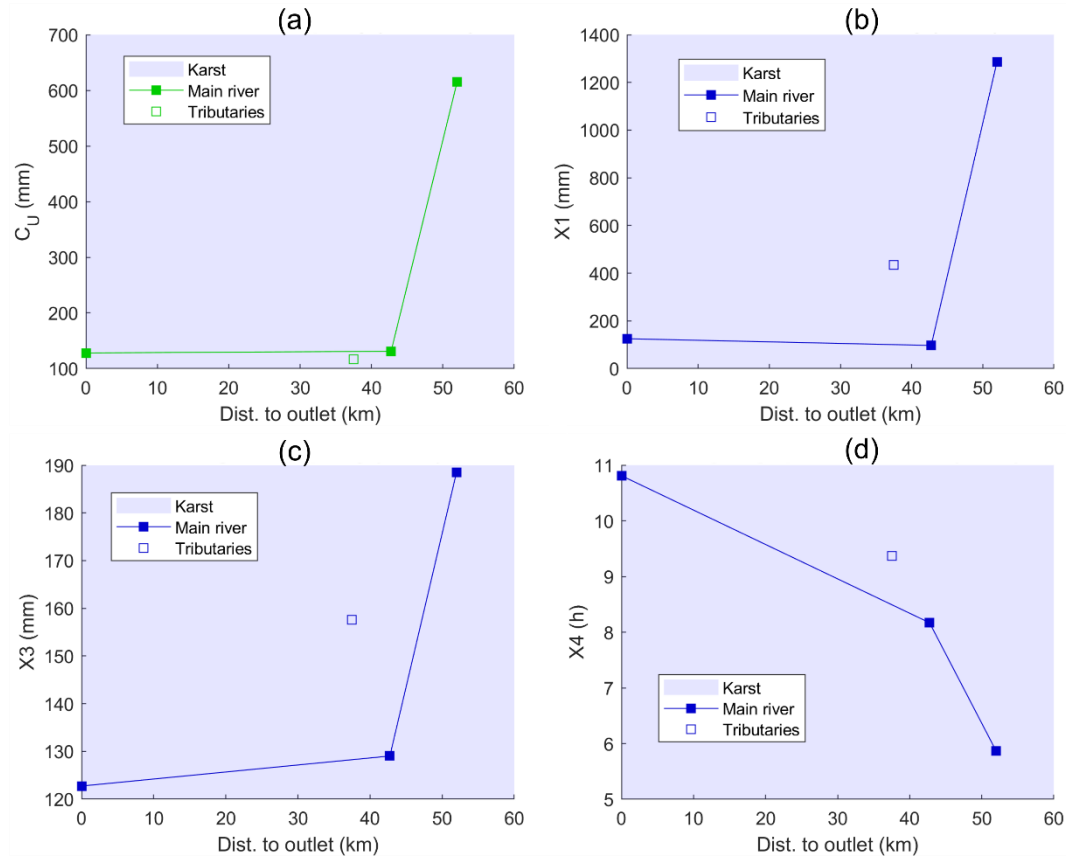


Figure 5.12 : Profils en long sur la Loue des paramètres C_U (a), X_1 (b), X_3 (c) et X_4 (d). Les marqueurs vides correspondent aux affluents du cours d'eau principal.

5.2.5. Synthèse

Les simulations menées dans cette section permettent de tirer des enseignements sur le fonctionnement des modèles Gardénia et GR5H en contexte karstique, et sur les processus hydrologiques en jeu sur les bassins modélisés.

Concernant le fonctionnement des modèles, les résultats montrent que les critères de NSE sont moindres sur les bassins karstiques, et que, pour Gardénia, les volumes d'écoulement simulé sont parfois éloignés des volumes mesurés pour les bassins à fort IGF en import. La modélisation des IGFs par les deux modèles varie sur deux points : i) pour une simulation donnée, Gardénia simule des échanges unidirectionnels alors que GR5H simule des flux d'IGF qui peuvent s'inverser, et ii) les IGFs simulés par GR5H sont globalement plus orientés vers l'import (différence de l'ordre de 100 à 200 mm/an). Pour Gardénia, la représentation des échanges interbassin par un ajustement de surface ou par un flux d'échange explicite donne des résultats similaires.

Concernant les processus hydrologiques, les résultats montrent que la présence de karst est associée à des valeurs spécifiques de la capacité du réservoir de production de Gardénia et GR5H, variable selon le type de karst : autour de 300 mm en Cévennes et Normandie, où le karst est respectivement présent en petites unités discontinues et sous couverture, et autour de 150 mm dans le Jura, où le karst est intensément développé sur une grande partie de la zone d'étude. De plus, le karst favorise un allongement des constantes de temps de transfert (GR5H), et une diminution des paramètres associés aux IGFs pour les deux modèles (donc une augmentation des pertes). Enfin, les profils en long de certains paramètres permettent d'établir des schémas de fonctionnement sur quelques bassins versants, en lien notamment avec la présence de karst.

5.3. Apports de la compréhension des processus hydrologiques pour la modélisation

5.3.1. Prise en compte de l'estimation d'IGF dans les scénarios de modélisation

La Figure 5.13 présente les valeurs prises par le critère de NSE, avec ou sans ajustement des précipitations. Cet ajustement tient compte des IGFs estimés (Le Mesnil et al., 2020) et permet d'obtenir des bassins artificiellement à l'équilibre. Si les bilans annuels sont en déficit (ou en excès), alors les précipitations sont réduites (ou augmentées) de la lame d'eau échangée via les IGFs (voir section 5.1.2.2 pour plus de détails). Les simulations montrent que le critère de performance de NSE n'est pas significativement modifié en intégrant les flux d'IGF aux précipitations, et ce pour les deux modèles et tous les types de géologie. En effet, les valeurs du NSE sont augmentées pour Gardénia, et diminuées pour GR5H, de moins de 1% pour chaque modèle.

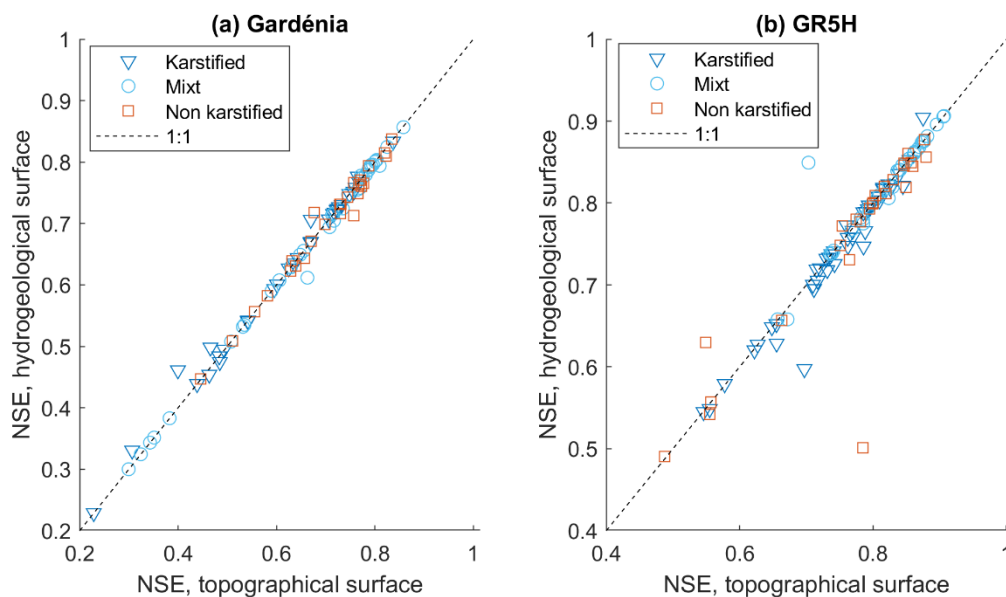


Figure 5.13 : Valeurs du critère de NSE des simulations Gardénia et GR5H avec ou sans utilisation des précipitations ajustées. Les valeurs négatives ne sont pas présentées.

L'utilisation des précipitations ajustées pour la simulation des débits influe sur les flux d'IGF simulés (Figure 5.14). La plupart des simulations utilisant les précipitations ajustées donnent lieu à des IGFs simulés moindres, ce qui est cohérent car les précipitations ajustées compensent les IGFs, à l'échelle annuelle. Néanmoins, pour certains bassins, l'utilisation des précipitations ajustées aboutit à une augmentation des flux d'IGF simulés. Pour Gardénia, cela concerne principalement certains IGFs en export sur les bassins non karstiques, qui voient leur intensité augmenter. Les bassins karstiques, en revanche, affichent des IGFs proches de zéro lorsque les précipitations ajustées sont utilisées pour la simulation des débits. Pour GR5H, en plus de ce cas de figure, certains IGFs en import sont simulés en export et avec une intensité augmentée lorsque les précipitations sont ajustées. Ceci peut s'expliquer par le fait que, bien que les bilans annuels soient ramenés à l'équilibre en modifiant les précipitations, la dynamique des relations pluie-débit ne peut être modélisée qu'en simulant des IGFs.

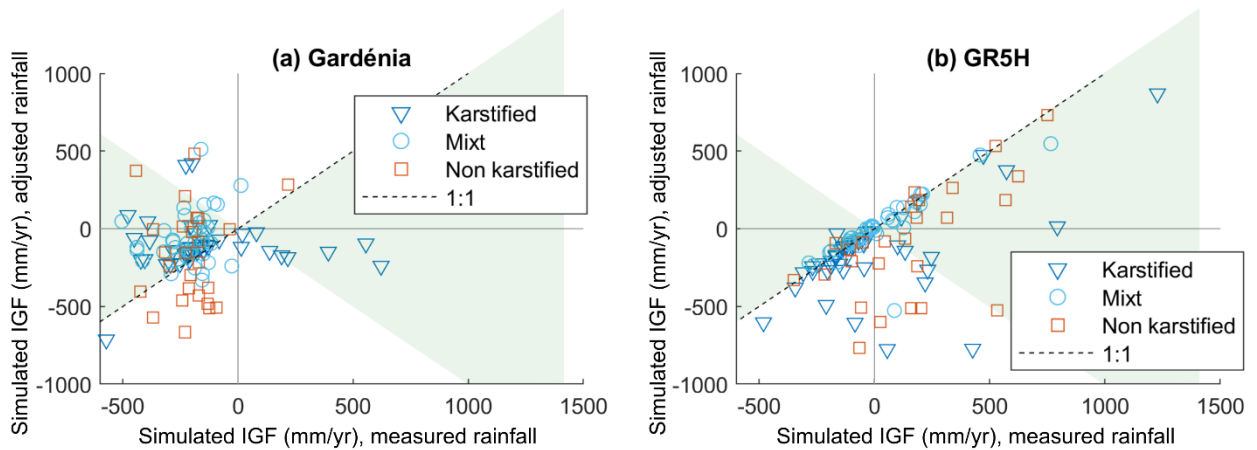


Figure 5.14 : Lames d'eau pluriannuelles moyennes d'IGF simulées par Gardénia (a) et GR5H (b), en utilisant les précipitations mesurées (abscisse) et ajustées (ordonnée). La zone verte représente les IGFs simulés avec les précipitations ajustées inférieurs en valeur absolue aux IGFs simulés avec les précipitations mesurées.

5.3.2. Prise en compte de la saisonnalité dans les scénarios de modélisation

Afin d'estimer la variabilité saisonnière de la performance des simulations, la variable ΔNSE_{seas} est calculée pour chaque saison. Elle est définie comme l'écart entre le NSE calculé sur les mois de la saison considérée et le NSE global, exprimé en pourcentage du NSE global :

$$\Delta NSE_{seas} = \frac{(NSE_{seas} - NSE_{global})}{NSE_{global}} \times 100 \quad , \quad (3)$$

avec NSE_{seas} le critère NSE calculé sur la saison considérée, et NSE_{global} le critère NSE calculé sur l'ensemble de la période simulée.

La Figure 5.15 présente la distribution des ΔNSE_{seas} sur les 108 bassins modélisés, pour les saisons définies ainsi : automne de septembre à octobre, hiver de novembre à mars, printemps d'avril à

mai et été de juin à août. Ces saisons sont définies d'après le fonctionnement hydrologique des bassins étudiés.

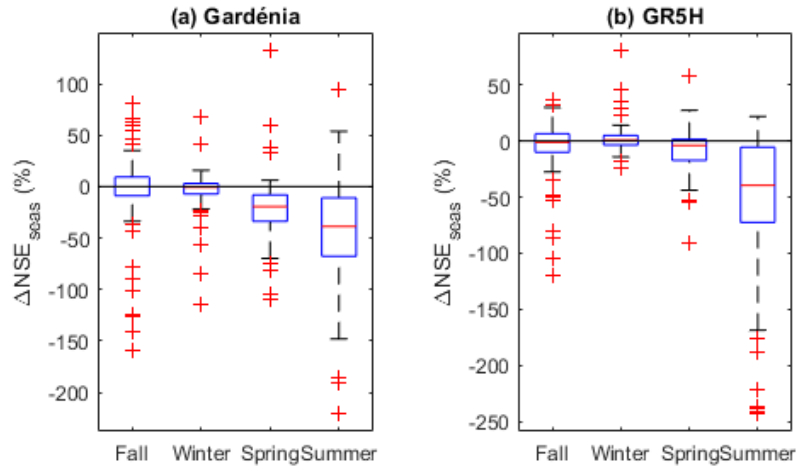


Figure 5.15 : Variation du critère NSE saisonnier par rapport au critère NSE global, pour les saisons hydrologiques automne (septembre à octobre), hiver (novembre à mars), printemps (avril à mai) et été (juin à août). Simulations Gardénia (a) et GR5H (b). Valeurs extrêmes non représentées.

Les distributions des ΔNSE_{seas} saisonniers pour les modèles Gardénia et GR5H montrent que les performances de simulation des débits pour les saisons printemps et automne sont inférieures aux performances globales (variation médiane de -40% en été pour les deux modèles). Ceci peut s'expliquer, en plus du fait que la saison hydrologique hivernale soit la plus longue, par le fait que les débits sont moins importants lors de ces saisons. En effet, le critère de NSE étant basé sur le carré de la différence entre les débits simulés et observés, il donne plus d'importance aux périodes de hautes eaux dans l'optimisation des simulations. Ceci montre qu'il existe des possibilités d'amélioration des performances de simulation en prenant en compte les spécificités de chaque saison hydrologique.

Dans cette optique, et afin d'évaluer l'intérêt d'une démarche de calibration saisonnière des modèles sur les bassins étudiés, 1000 simulations ont été réalisées avec GR5H pour chaque bassin, avec un jeu de paramètres tirés aléatoirement. Les quatre NSE saisonniers ont ensuite été calculés, et le meilleur NSE saisonnier est comparé au NSE calculé sur la même période, obtenu avec le jeu de paramètres initial (calibré sur l'entièreté de la chronique). Cet écart, exprimé en %, est noté NSE_{opti} :

$$NSE_{opti} = \frac{(NSE_{seas,spec} - NSE_{seas,global})}{NSE_{seas,global}} \times 100, \quad (4)$$

avec $NSE_{seas,spec}$ le critère NSE calculé sur la saison considérée et pour la chronique de débits obtenue avec les paramètres spécifiques à cette saison, et $NSE_{seas,global}$ le critère NSE calculé sur la saison considérée et pour la chronique de débits obtenue avec les paramètres initiaux.

La Figure 5.16 présente la distribution de NSE_{opti} , pour chaque saison et pour les 108 bassins étudiés. Les résultats montrent que cette méthode prospective permet d'obtenir des jeux de

paramètres plus performants pour la saison considérée pour une grande partie des bassins (33% pour l'hiver, 40% pour l'automne et 60% pour le printemps et l'été). Une calibration saisonnière plus poussée permettrait donc sans doute d'améliorer les performances pour l'ensemble des bassins sur chaque saison.

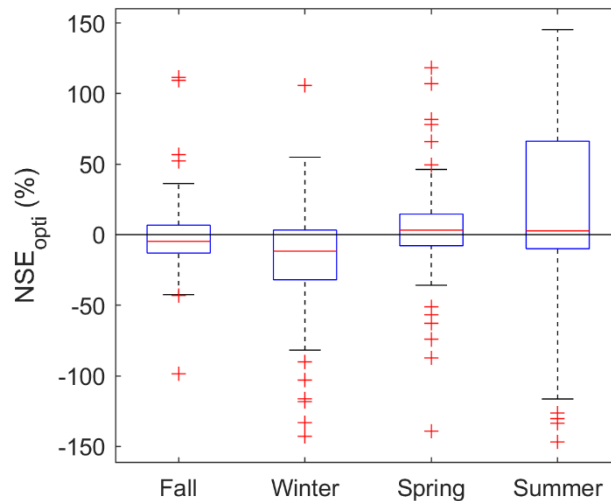


Figure 5.16 : Ecarts entre le meilleur NSE saisonnier et le NSE global, pour chacune des saisons hydrologiques. Simulations GR5H

Pour chacun des 108 bassins, et pour chaque saison hydrologique, les 10 jeux de paramètres correspondant aux 10 meilleurs NSE (sur les 1000 simulations) sont retenus. Ainsi, il est possible d'analyser la variabilité saisonnière des valeurs optimales de chaque paramètre. La Figure 5.17 présente la distribution des paramètres optimaux de GR5H par saison et par région. Les bassins étant situés dans des régions aux contextes hydrométéorologiques contrastés, la variabilité des paramètres optimaux leur est propre. En effet, les jeux de paramètres saisonniers optimaux des bassins du Jura sont moins variables que ceux des bassins Cévenols et Normands.

Le paramètre X1, qui représente la capacité du réservoir de production, est assez peu variable selon les saisons. En revanche, il est en lien avec la région des bassins modélisés : sa valeur est d'environ 300 mm pour les Cévennes et la Jura, contre 600 mm pour la Normandie. Ceci peut s'expliquer par le fait que le karst Cévenol ou Jurassien est souvent affleurant, ou faiblement recouvert, alors que les bassins Normands présentent un karst sous couverture, sous une couche d'altérite de plusieurs mètres d'épaisseur.

Le paramètre X3, capacité du réservoir de transfert, est stable pour les bassins Jurassiens avec des valeurs autour de 150 mm. Pour les Cévennes et la Normandie, sa valeur optimale est autour de 200 mm en hautes eaux, et augmente au-delà de 400 mm à l'été. Ceci peut être dû à des temps de transfert plus longs en basses eaux, du fait d'une moins bonne connectivité lorsque le karst est moins saturé.

Chapitre 5 : Modélisation Pluie-Débit

Le paramètre X4, constante de temps de l'hydrogramme unitaire, augmente progressivement au long de l'année hydrologique. Pour les bassins Cévenols, sa valeur optimale passe de 4 h en septembre-octobre à 10 h en juillet-août, en Normandie, il augmente de 12 h à 21 h, et pour le Jura, sa valeur est stable au long de l'année, autour de 14h. Les valeurs plus faibles de X4 en Cévennes s'expliquent par la présence de tronçons de rivière montagneux, drainant des zones de socle où les pentes sont plus fortes et l'infiltration moindre.

Le paramètre X2, coefficient d'échange interbassin, est majoritairement négatif pour l'ensemble des bassins, reflétant des IGFs en export. Pour les bassins Cévenols, sa valeur absolue est élevée en période de hautes eaux, et diminue au printemps et à l'été. En Normandie, le fonctionnement est opposé, avec des pertes plus importantes en été. Enfin, le paramètre X5, seuil d'échange interbassin, présente une faible variabilité saisonnière et régionale, avec des valeurs proches de s'échelonnant de 0,2 à 0,3.

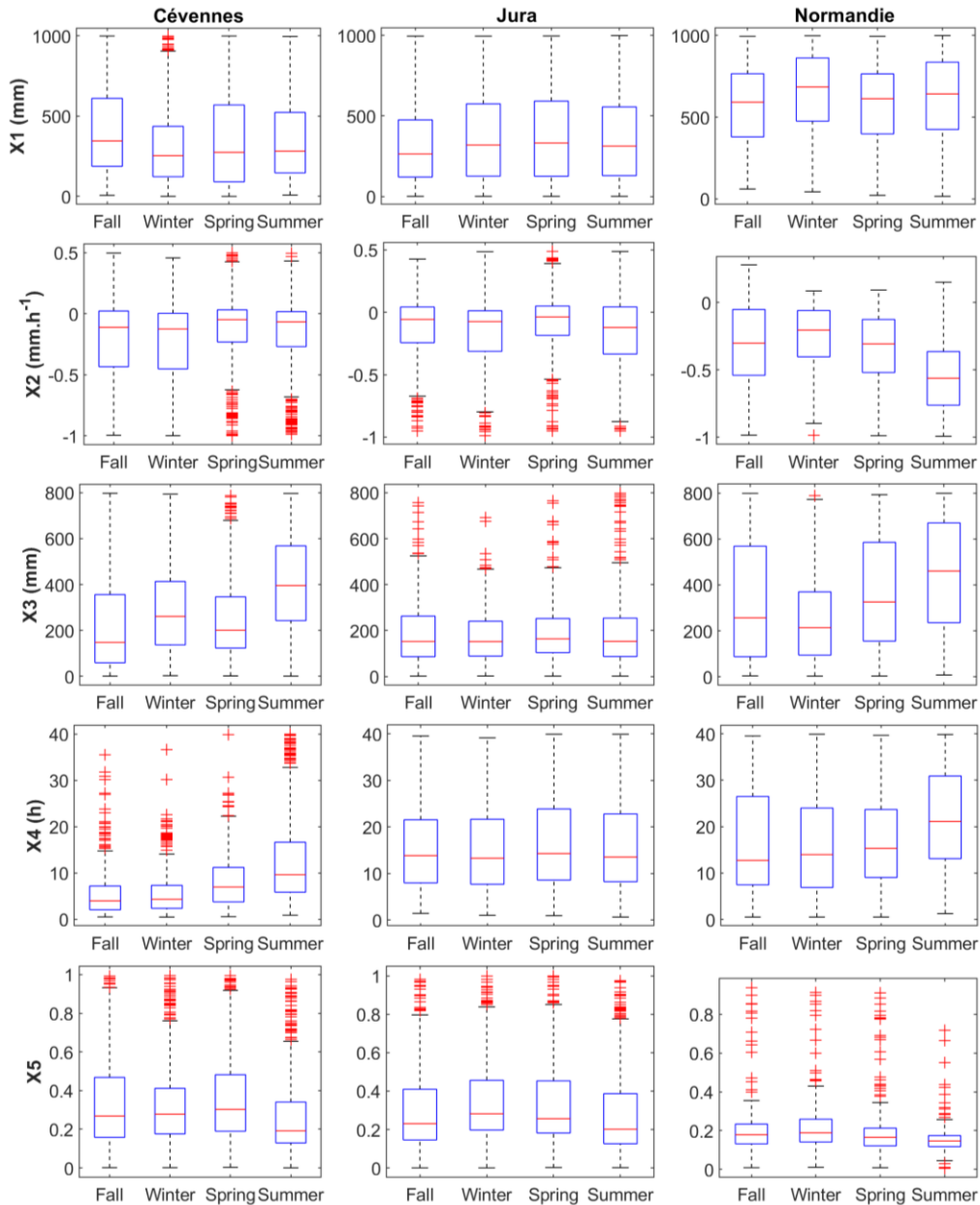


Figure 5.17 : variation saisonnière des paramètres optimaux de GR5H pour les quatre saisons hydrologiques

5.3.3. Synthèse

Les simulations réalisées dans la section 5.3.1, qui intègrent dans leurs données d'entrée les estimations d'IGF moyens, montrent que cette approche ne permet pas d'améliorer significativement les performances des modèles. De plus, si cette méthode permet de globalement réduire les flux d'IGF simulés avec Gardénia, ce n'est pas systématiquement le cas avec GR5H.

Les simulations de la section 5.3.2, réalisées avec des jeux de paramètres aléatoires, montrent qu'une calibration des paramètres en fonction de la saison peut fournir de meilleures performances. Elles renseignent également sur la variabilité de la valeur optimale de chaque paramètre selon les saisons pour les différents sites d'étude. Si les bassins du Jura montrent une

faible variabilité dans leurs paramètres GR5H, les bassins Cévenols et Normands présentent des schémas de variabilité bien définis pour certains paramètres, notamment la capacité du réservoir de transfert et la constante de temps des hydrogrammes unitaires.

5.4. Discussion

5.4.1. Performance des simulations et bidirectionnalité des IGFs

Les IGFs constituent un flux hydrologique mal connu car difficilement mesurable. De ce fait, leur prise en compte et simulation dans les modèles pluie-débit peut parfois être problématique. Les différentes simulations réalisées dans ce chapitre ont montré que, pour des performances comparables, les modèles Gardénia et GR5H simulent parfois des IGFs très différents, dans leur dynamique comme dans leur lame d'eau cumulée. De plus, ces flux simulés s'éloignent parfois fortement des flux estimés par le biais de bilans hydrologiques classiques.

Malgré cette disparité dans les IGFs simulés, les performances des modèles Gardénia et GR5H sont satisfaisantes, avec des NSE médians respectifs de 0.57 et 0.76 pour les bassins karstiques (valeurs supérieures pour les bassins non karstiques, voir Figure 5.2). De plus, la compensation des IGFs par l'ajustement des surfaces ne semble pas permettre l'amélioration des performances de ces modèles. Ceci est probablement dû au fait qu'ils intègrent explicitement un flux d'échange, et une telle correction n'est donc pas nécessaire. Elle pourrait constituer une voie d'amélioration des simulations pour les modèles n'intégrant pas de flux d'échange interbassin explicite.

Le modèle GR5H utilise deux paramètres pour représenter les flux d'IGF, contre un seul pour Gardénia. Ceci lui permet de simuler des flux pouvant être successivement dirigés à l'import et à l'export au cours de l'année hydrologique. Néanmoins, même si des performances légèrement moindres sont observées avec le modèle Gardénia sur les bassins karstiques, ceci ne semble pas être lié à l'aspect bidirectionnel des flux d'IGF. En effet, en quantifiant l'aspect bidirectionnel des IGFs simulés par GR5H (voir équation 5), il apparaît que les bassins où les plus grands écarts de performance de simulation sont observés ne sont pas ceux pour lesquels le modèle GR5H représente des flux d'IGF avec de nombreux changements de direction (Figure 5.18).

$$B = \begin{cases} \frac{N\Delta t_{in}}{N\Delta t_{out}/2} & \text{si IGF majoritairement en export} \\ \frac{N\Delta t_{out}}{N\Delta t_{in}/2} & \text{si IGF majoritairement en import} \end{cases} \quad (5)$$

Avec $N\Delta t_{in}$ et $N\Delta t_{out}$ le nombre de pas de temps pour lesquels le flux d'IGF simulé est dirigé à l'import et à l'export, respectivement.

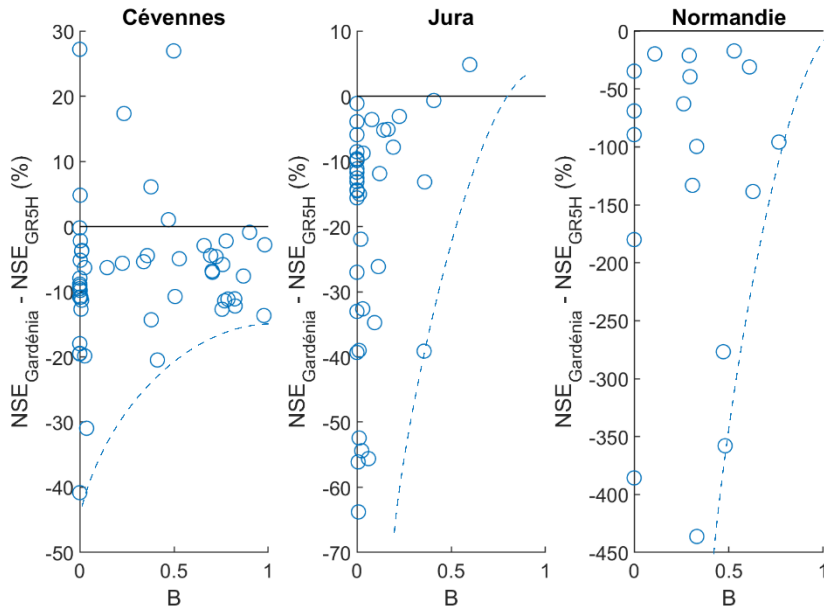


Figure 5.18 : Ecart des critères NSE de Gardénia et GR5H en fonction de la bidirectionnalité des flux d'IGF. Les tirets représentent les enveloppes inférieures des nuages de points

5.4.2. Liens entre processus hydrologiques et modélisation

5.4.2.1. Liens entre bilans hydrologiques annuels et paramètres de modèles

La Figure 5.19 montre que les surfaces de bassin hydrogéologiques estimées d'après Le Mesnil et al. (2020) sont proches des surfaces optimisées par Gardénia, bien que légèrement supérieures en majorité. Cela montre que les bilans hydrologiques annuels établis au chapitre 3 et qui intègrent le flux d'IGF sont en cohérence avec les résultats de la modélisation pluie-débit. La connaissance des IGFs à l'échelle annuelle peut donc permettre de guider le paramétrage des modèles, et notamment d'en optimiser la surface de bassin, dans le cas de Gardénia.

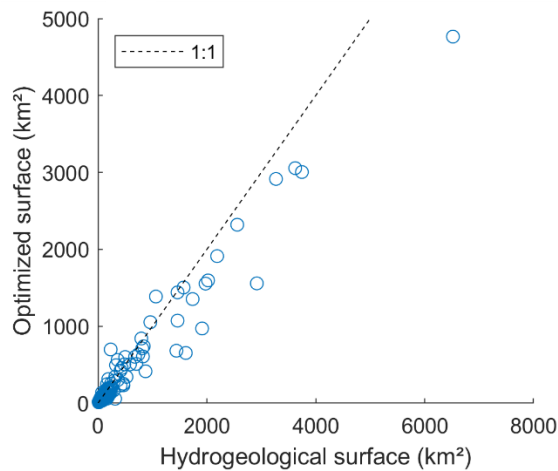


Figure 5.19 : Relations entre surfaces hydrogéologiques estimées par Le Mesnil et al. (2020) et optimisées par Gardénia.

L'utilisation de cette variable IGF_A pour le guidage de la paramétrisation des autres paramètres semble plus complexe. La Figure 5.20 montre les relations entre les paramètres associés aux IGFs pour Gardénia et GR5H (F_E et X_2 , respectivement). Si les valeurs de F_E et X_2 sont fortement corrélées à la variable IGF_A pour les bassins du Jura, (coefficients de détermination de 0.71 et 0.23 respectivement), les corrélations ne sont pas significatives pour les régions Cévennes et Normandie. Ceci est peut-être dû au fait que les flux d'IGF comportent une forte variabilité saisonnière, qui rend leur dynamique difficilement capturable par une variable unique à l'échelle annuelle. Cela est aussi probablement le témoin de phénomènes d'IGF propres aux karsts de plateau.

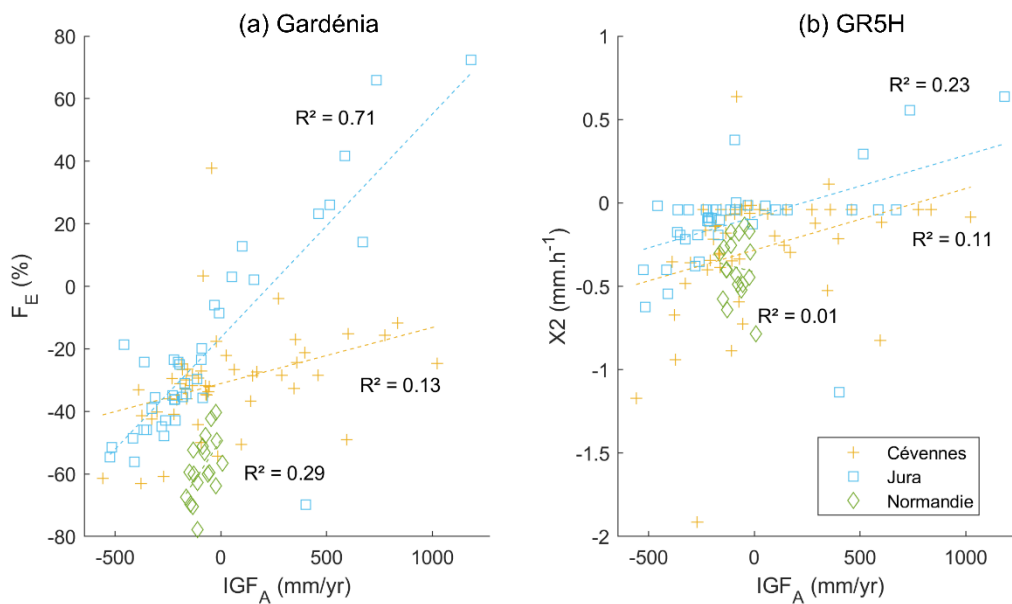


Figure 5.20 : relations entre les paramètres de modèles associés aux IGFs (F_E pour Gardénia et X_2 pour GR5H) et le terme d'IGF annuel IGF_A

5.4.2.2. Liens entre indicateurs hydrologiques évènementiels et paramètres de modèles

Cette section analyse les liens existants entre les paramètres de modèles issus des simulations réalisées (sans ajustement des surfaces), et des descripteurs hydrologiques calculés sur les mêmes bassins, à l'échelle des 20 principaux évènements de crue pour lesquelles des données horaires sont disponibles (Le Mesnil et al., 2021). La Figure 5.21 présente la variation de plusieurs paramètres des modèles Gardénia et GR5H en fonction de descripteurs hydrologiques évènementiels de bilan (a, b, c), de morphologie d'hydrogrammes (d, e, f), et d'échanges latéraux (g, h, i).

Les Figure 5.21 a à c montrent que les paramètres de modèles liés aux échanges interbassins (F_E pour Gardénia et X_2 , X_5 pour GR5H) sont corrélés au coefficient de ruissellement R_C calculé sur

Chapitre 5 : Modélisation Pluie-Débit

les évènements de crue. Ceci met en évidence l'influence des IGFs sur les coefficients de ruissellement. Par exemple, des IGFs en import augmentent l'écoulement à l'exutoire, et donc le coefficient de ruissellement.

Les Figure 5.21 d à f montrent que le paramètre X4 de GR5H (constante de temps de l'hydrogramme unitaire) est corrélé aux constantes de temps calculées lors des évènements de crue (temps de montée, temps à 0,8Qx, temps de récession). On observe aussi des corrélations intéressantes de ces descripteurs avec le paramètre X3, capacité du réservoir de transfert de GR5H (résultats non présentés). Ceci montre que la valeur du paramètre X4 de GR5H, calibrée sur une chronique continue de plusieurs années, peut renseigner sur la dynamique de la réponse des bassins, à l'échelle de l'évènement de crue. Inversement, l'analyse de quelques évènements de crue peut permettre un guidage de ce paramètre pour la modélisation continue du débit.

Les Figure 5.21 g à i montrent que le paramètre F_E de Gardénia est corrélé à l'indicateur d'échanges évènementiel IGF^*/V_P . Cet indicateur correspond à la lame d'eau des IGFs normalisée par les précipitations, à l'échelle d'un évènement de crue. Ceci montre encore le lien existant entre certains paramètres de modèles en continu et des descripteurs de la signature hydrologique des bassins à l'échelle de l'évènement de crue. Pour les paramètres X2 et X5 de GR5H, les relations sont moins évidentes, probablement du fait que la simulation des IGFs par GR5H soit régie par un couple de paramètres, et non par un paramètre unique comme pour Gardénia. En effet, si cela permet de simuler des IGFs dans les deux directions, la signification physique de chacun des paramètres X2 et X5 s'en trouve probablement diminuée.

Ces analyses montrent que les corrélations entre paramètres de modèles et descripteurs hydrologiques évènementiels sont plus significatives qu'avec le terme de bilan IGF_A . Ceci peut s'expliquer par le fait que les paramètres sont calibrés selon la fonction critère NSE, qui donne plus d'importance aux périodes de hautes eaux et aux évènements de crue.

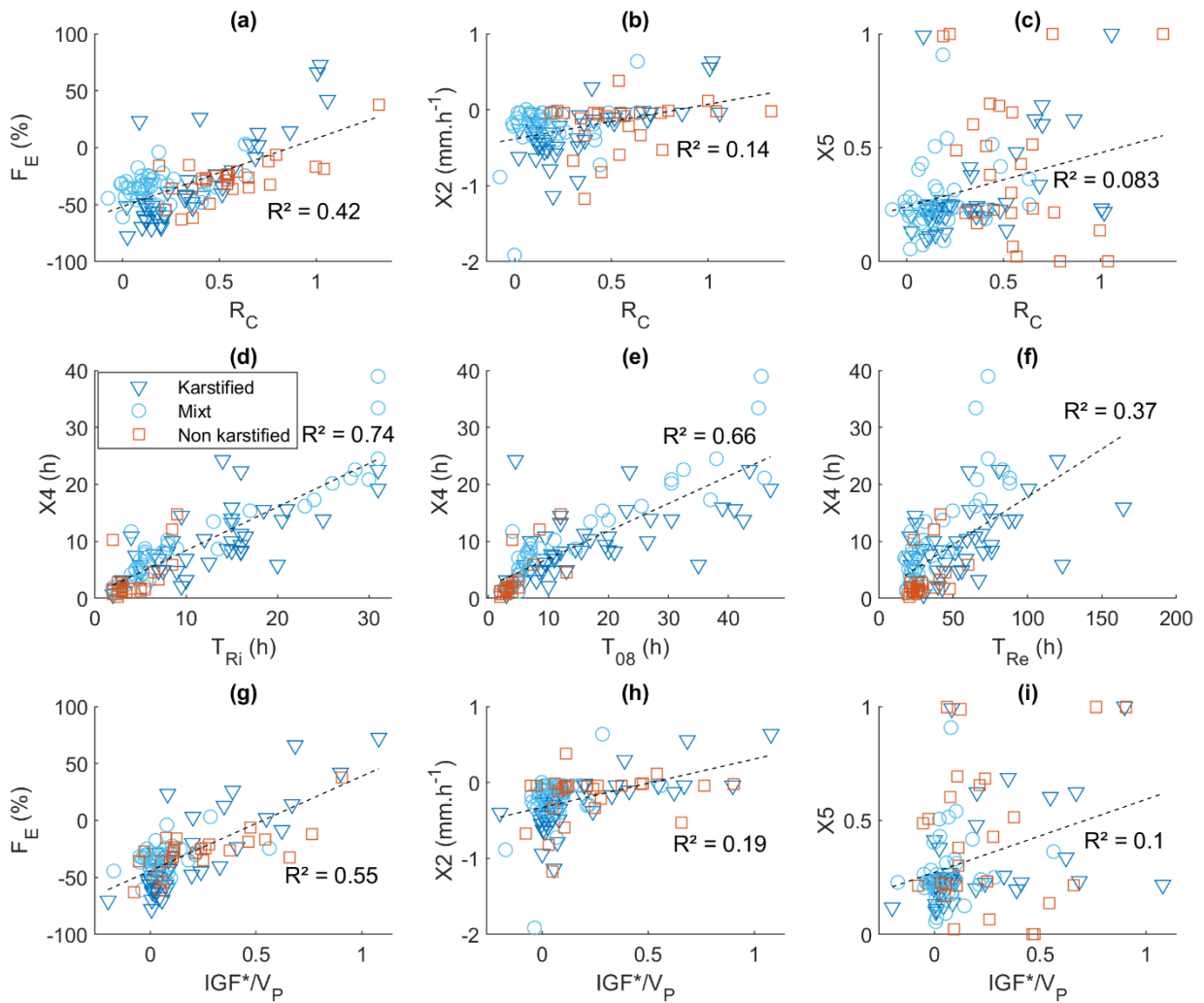


Figure 5.21 variation des paramètres de modèles en fonction des descripteurs hydrologiques de Le Mesnil et al. (2021) sur les bilans (a à c), les morphologies d'hydrogrammes (d à f), et les échanges latéraux (g à i).

Les différentes simulations ont montré qu'il peut être bénéfique d'optimiser les jeux de paramètres des modèles en prenant en compte la saisonnalité. De la même manière, le choix des paramètres optimaux peut être guidé par le type de géologie des bassins étudiés. En effet, certains indicateurs évènementiels qui décrivent la réponse hydrologique des bassins versants en crue sont corrélés aux paramètres optimisés des modèles Gardénia et GR5H. Or, ces indicateurs sont souvent influencés par la présence de karst (Le Mesnil et al, 2021).

5.4.2.3. Tendances régionales de variabilité des paramètres de modèles

L'analyse de la variabilité des paramètres des modèles a montré que les paramètres C_U et F_E de Gardénia et les paramètres $X1$, $X2$ et $X4$ de GR5H sont sensibles à la présence de karst. La Figure 5.22 représente la cartographie de la valeur de ces paramètres sur les zones Cévennes, Jura et Normandie. Pour des raisons de lisibilité, les paramètres sont représentés sur les bassins

Chapitre 5 : Modélisation Pluie-Débit

élémentaires (aire drainée entre 2 stations de jaugeage), mais ils sont associés à l'ensemble du bassin versant, dans ses limites topographiques.

Les capacités des réservoirs de production des deux modèles (C_U et $X1$) présentent une variabilité spatiale complexe, qui intègre les influences du contexte hydrométéorologique et de la présence de karst. La surface du bassin semble également jouer un rôle, les têtes de bassin présentant fréquemment des valeurs extrêmes de C_U et $X1$. De même, la constante de temps $X4$ semble être influencée, en plus de la présence de karst, par la superficie des bassins. Ceci met en évidence une diffusion des ondes de crue plus importante sur les grands bassins versants.

La variabilité spatiale des paramètres liés aux échanges (F_E et $X2$ pour Gardénia et GR5H, respectivement) est spécifique à chaque zone d'étude, et met en évidence les tendances régionales de flux souterrains interbassins. En région Cévennes, les rares bassins présentant des valeurs positives de ces paramètres sont situés sur la zone amont, constituée des têtes de bassin drainant des terrains de socle. A l'inverse, les parties aval karstifiées affichent des valeurs négatives de F_E et $X2$, indiquant des IGFs en pertes. Cette dynamique des flux d'échanges est en lien avec la configuration binaire du karst Cévenols. Les zones aval karstiques qui ceinturent les têtes de bassin y jouent un rôle de laminage des crues, par infiltration via les pertes en rivière.

Sur la région du Jura, les paramètres F_E et $X2$ font principalement ressortir la zone de pertes du Doubs dans sa partie amont au Sud du bassin, et la zone de résurgence associée, avec les sources de la Loue (alimentées par les pertes en rivière du Doubs) et du Lison (alimentée par la zone du Drugeon). Le karst, très développé sur l'ensemble du bassin, peut donc provoquer des IGFs en import ou en export, selon la localisation par rapport au gradient hydraulique régional.

Sur la zone Normande, les paramètres liés aux IGFs des modèles ne permettent pas d'établir de tendance régionale. Des zones d'échange surface/souterrain sont néanmoins visibles sur les bassins de l'Iton et de la Risle. Ceci est cohérent avec les analyses des chapitres précédents, qui mettent en évidence des échanges surface/souterrain complexes et à petite échelle, au sein des bassins étudiés. Ce schéma complexe est probablement en lien avec la configuration du karst Normand, qui est sous couverture d'une couche d'altérite d'épaisseur très variable, et qui intègre, en plus des circulations via les conduits karstiques, une porosité matricielle due à la présence de craie (Calba, 1980 ; Barraclough et al., 1994).

Chapitre 5 : Modélisation Pluie-Débit

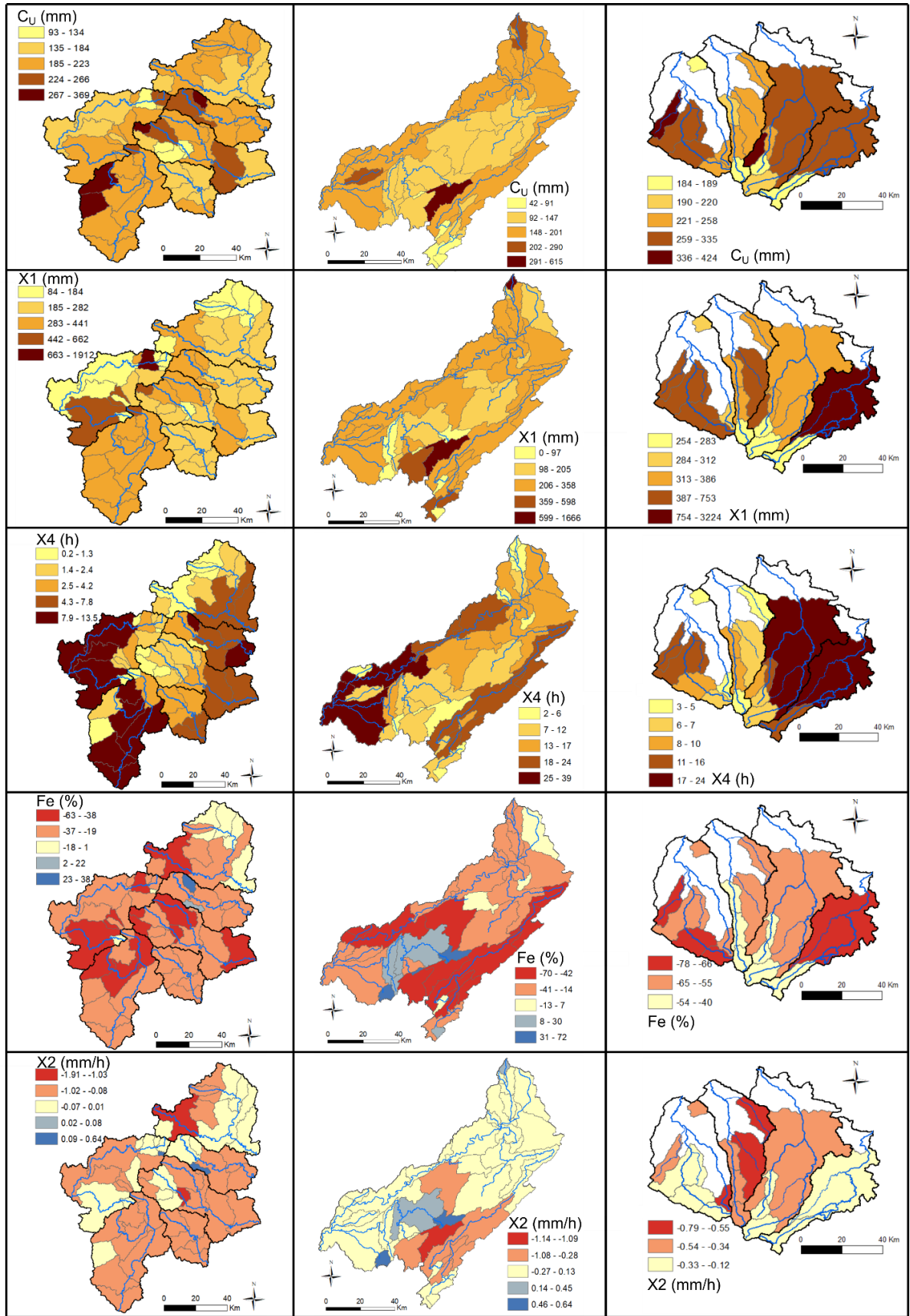


Figure 5.22 : Cartographie des paramètres H_s et Fe de Gardénia ; X_1 , X_2 et X_4 de GR5H sur les bassins de la zone Cévennes (gauche), Jura (centre), et Normandie (droite).

5.5. Conclusion

Différents scénarios de simulation ont été appliqués avec les modèles pluie-débit Gardénia et GR5H. Ces modèles, bien que comparables dans leur architecture, montrent des spécificités du fait de leur objet d'étude (rivières et aquifères pour Gardénia *vs.* Rivières seules pour GR5H). Leurs conceptions spécifiques font que ces deux modèles ne simulent pas les flux d'échange souterrains interbassin (IGF) de la même manière (unidirectionnels pour Gardénia *vs.* Bidirectionnels pour GR5H). Sur les bassins étudiés, les performances de simulation de Gardénia sont comparables à celles de GR5H sur les bassins à type de géologie mixte et non karstique, mais leur sont globalement moindres sur les bassins karstiques. Néanmoins, ceci ne semble pas lié au caractère unidirectionnel des flux simulés.

L'analyse de la variabilité des paramètres des modèles montre que le karst est associé à des valeurs spécifiques de capacité des réservoirs de production, et favorise un allongement des constantes de temps de transfert (GR5H). De plus, il favorise une diminution des paramètres liés aux échanges, indiquant des pertes par IGF plus importantes. Enfin, les profils en long de certains paramètres permettent d'établir des schémas de fonctionnement sur quelques bassins versants, en lien notamment avec la présence de karst. La spatialisation des paramètres liés aux IGFs sur les zones d'étude met en évidence les schémas régionaux de flux interbassins, en lien avec la configuration locale du karst. Ainsi, les bassins karstiques binaires des Cévennes favorisent majoritairement les pertes par infiltration dans la zone karstique, le karst de plateau du Jura provoque successivement des pertes et des apports selon le gradient hydraulique local, et le karst crayeux Normand sous couverture donne lieu à des échanges plus localisés.

Pour les deux modèles, l'ajustement des précipitations par une estimation des IGFs via un bilan hydrologique annuel ne permet pas d'amélioration significative des performances de simulation. En revanche, des corrélations significatives existent entre certains descripteurs hydrologiques calculés à l'échelle événementielle, et les valeurs optimisées des paramètres des modèles. De plus, une approche prenant en compte la saisonnalité pourrait permettre de meilleures simulations des débits, tenant compte de la variabilité des processus physiques au cours de l'année hydrologique.

Le type de géologie des bassins modélisés pourrait également guider la paramétrisation des modèles. En effet, d'importantes corrélations existent entre certains descripteurs de la réponse hydrologique des bassins en crue et les paramètres de modèles optimisés. Nous montrons que ces descripteurs sont influencés par la présence de karst.

Chapitre 6

Analyse des relations Débit-
Concentration pour la
caractérisation de l'origine de
l'eau et des processus de crue

Résumé : Cet article présente une approche novatrice d'analyse des relations débit-concentration (C-Q), qui combine l'application d'une nouvelle classification des boucles hystérésis C-Q à l'échelle du bassin versant topographique, et la simulation de la concentration et du débit des flux d'échanges latéraux à l'échelle du tronçon de rivière. L'approche est basée sur l'analyse de chroniques horaires de débit (Q) et de conductivité électrique (EC) en domaine karstique, où les données EC renseignent sur le temps de résidence de l'eau. Les contributions d'eau événementielle (EW) et pré-événementielle (PEW) lors des événements de crue sont étudiées grâce à l'analyse des boucles hystérésis C-Q. Combinée avec les simulations de Q et EC des flux latéraux, cette approche permet d'identifier les processus hydrologiques en crue. La méthodologie, appliquée sur un bassin karstique unaire en climat tempéré (la Loue) et un bassin karstique binaire en climat Méditerranéen (la Cèze), permet de dessiner un schéma conceptuel de la variabilité spatio-temporelle de l'origine de l'eau et des processus hydrologiques. Concernant le bassin de la Loue, les événements de crue d'été et d'automne sont caractérisés par des contributions d'eau pré-événementielle par effet piston, alors que les valeurs plus faibles d'EC lors des événements d'hiver et printemps indiquent une contribution majeure d'eau événementielle via le ruissellement de surface et l'infiltration rapide. Par ailleurs, la contribution d'eau événementielle augmente d'amont en aval. Concernant le bassin de la Cèze, des contributions d'eau événementielle plus importantes sont observées, indiquant que le ruissellement de surface et l'infiltration rapide sont les processus dominants, avec une contribution combinée d'eau pré-événementielle en été et d'automne. De plus, la zone karstique du bassin est caractérisée par une plus grande contribution d'eau pré-événementielle. La variabilité saisonnière intra-bassin de l'origine de l'eau est principalement liée au niveau de saturation de l'aquifère, alors que la variabilité inter-bassin est liée à la configuration et l'extension des zones karstiques. Ces résultats sont encourageants pour étendre la méthodologie à divers terrains, notamment les régions propices aux échanges surface/souterrain et aux crues de nappe.

Le chapitre 6 correspond à un manuscrit intitulé “Improving conceptual model of runoff in two karst catchments by characterizing water origin from concentration-discharge relationships and lateral flow simulation at nested catchment and river reach scales”, soumis dans une revue de rang A. Une liste des notations est donnée en Annexe D1.

6.1. Introduction

Concentration-discharge (C-Q) relationships, widely studied for the past three decades due to increasing availability of high-frequency in-situ measurements, can help improving our understanding of water origin and flood processes in catchments. Depending on the context and nature of investigations, such approaches can be applied to different variables, the most frequently monitored parameters being major ions or continuous physico-chemical variables such as electrical conductivity, turbidity, alkalinity, or pH (e.g. Rose, 2003). A synthesis by Knapp et al. (2020), based on results obtained in a Swiss mountainous catchment, summarizes the main environmental drivers of C-Q relationships at the storm-event and longer time scales. The main approaches encountered in the literature for the study of these relationships are end-member mixing analysis (Burns et al., 2001; Doctor et al., 2006), statistical approaches (Anderson et al., 1997) and hysteresis studies (Evans and Davies, 1998; Evans et al., 1999; Rose, 2003; Rose et al., 2018). They led to advances in the understanding of aquifer recharge and vulnerability (House and Warwick, 1998), streamflow contributions (Riboldi et al., 2000), and storm-event spring discharge (Toran and Reisch, 2012). Most C-Q analyses are interpreted in terms of a two-component system involving pre-event water (PEW) and event water (EW) (Evans et al., 1999; Rose, 2003), or include a third component defined as soil or rapid infiltration water (Evans and Davies, 1998; Riboldi et al., 2000, Burns et al., 2001; Toran and Reisch, 2012). If most C-Q studies use the concentration values of different streamflow source to perform the hydrograph separation, some use an *a priori* separation to infer source concentration values (Neira et al., 2020).

At the catchment scale, hysteresis analyses allow studying C-Q relationships, using C and Q data at a given monitoring station. Hysteresis loops are mainly characterized using classifications of loop shapes, such as the widely used 6-type proposed by Evans and Davies (1998), or more recent 9-type ones (Butturini et al., 2008; Heathwaite and Bierzoza, 2020) using hysteresis indices (see a synthesis by Lloyd et al., 2016). These approaches make it possible to investigate streamflow contributions during storm events, knowing concentration ranking of supposed end-members (Rose, 2003; Vaughan et al., 2017). When monitoring several gauging stations for Q and C along the stream, it is possible to assess C-Q relationship spatial variability at nested catchment scale. It is also possible to characterize it based on a reach scale approach (between two gauging stations). In that case, water origin and flood hydrological processes can be investigated by analyzing lateral exchanges, i.e. stream water gains or losses from or to groundwater. Such analyses were performed by Covino et al. (2011) and Mallard et al. (2014), using artificial tracing experiments to investigate stream composition changes. Analytical approaches also exist, such as the advection-diffusion equation (ADE), widely used to model conservative solute transport (Runkel, 1996; Baeumer et al., 2001; Hauns et al., 2001; Luhmann et al., 2012). This equation is

mathematically similar to the diffusive wave equation (DWE) and both can be resolved using the Hayami analytical solution (1951), making it possible to simulate lateral flows Q and C (Cholet et al., 2017).

Karst catchments are located in carbonate areas and cover 20% of Europe land surface and 35 % in France (Goldscheider et al., 2020). They are known to be complex permeable hydrosystems, involving high rainfall infiltration rates through open conduits and promoting fast groundwater flow and significant surface water-groundwater interaction (Bakalowicz, 2005). In such areas, electrical conductivity (EC) provides information on groundwater residence time and water origin, as it is controlled by bicarbonate, calcium, and magnesium concentrations resulting from limestone dissolution (Hess and White, 1988; Lambán et al., 2015; Liu et al., 2007). Because EC can be easily monitored at high-frequency time steps, it is a useful variable for the characterization of C-Q relationships, particularly in karst catchments. Indeed, the contrast between water end-members is notable: low-mineralization EW from surface runoff or fast groundwater flow, and high-mineralization PEW from groundwater present in the aquifer prior to the storm event. The range of EC values is variable, depending on groundwater residence time or mixing with fast rainwater infiltration, and allow identifying PEW and EW occurrence. In the particular case of karst catchments, an additional challenge is to distinguish EW from direct surface runoff on low permeability areas and EW from fast infiltration in open conduits feeding rivers through springs (Hartmann et al., 2021).

Various authors have used different methodologies to explore EC-Q relationships during storm events in karst catchments. Early studies mainly describe EC variations during storm events, an EC drop being interpreted as an increasing EW contribution in streamflow, and complex fluctuations corresponding to several simultaneous karst conduit contributions (Hess and White, 1988). Statistically-based methods exist, such as EC frequency distribution analysis (Massei et al., 2007) which makes it possible to investigate the relative contributions of surface water and groundwater to streamflow and how they are influenced by hydrological conditions. Characterization of EC-Q hysteresis loops is also used, which makes it possible to study delays between discharge and solute concentration variations, bringing to light the changing hydrological processes at the scale of a storm event, or between different events (Fournier et al., 2007; Toran and Reisch, 2012). Hysteresis loops of hydrographs at different locations within a karst catchment were also studied to identify hydrological flows at nested catchment scale (Zhang et al., 2020). Analysis of EC and Q patterns at the storm-event time scale have also highlighted the importance of seasonal variability in the physico-chemical response of a karstic spring (Fournier et al., 2007). Finally, EC-Q relationships at the reach scale were studied by Cholet et al. (2017) using lateral exchange modeling to investigate conduit-matrix relationship variability during storm events according to seasons. Each methodology brings insights to better understand hydrological processes, and we identify a strong interest in combining different approaches and to investigate both nested and reach scales to improve the conceptual model of complex karst catchments.

In that frame, the aim of this article is to investigate the spatial and temporal variability of water origin during storm events in two contrasting karst catchments in order to improve their conceptual model. For this purpose, two spatial scales were investigated using dedicated

methodologies: we use i) a 9-type classification of C-Q hysteresis loops adapted for the case of EC-Q in karst at the nested catchment scale (i.e at different gauging stations), and ii) inverse modeling approach of lateral Q and C at the reach scale (i.e. between two gauging stations). This innovative approach is applied on high-frequency records of Q and EC during storm events at 4 gauging stations in two karst catchments in France, characterized by contrasting climate and karst area extension. Results are interpreted in terms of water origin using PEW and EW contributions during storm events. Finally, conceptual models are proposed, that summarize the influence of karst extension and seasons on the catchment's storm hydrological response, as well as spatial variability within each catchment.

6.2. Methodology

6.2.1. General methodology

To propose a conceptual model of flood water origin spatio-temporal variability, a two-part methodology was applied. The parts correspond to two spatial scales: i) the nested catchment scale considering the topographic catchment upstream a gauging station, and ii) the reach scale considering the catchment delimited by two gauging stations. Both parts rely on hourly Q and C data collection during storm events, the difference being that reach scale analysis requires data from both inlet and outlet stations. To analyze temporal variability, the methodology was applied on storm-events grouped by seasons. Figure 6.1 presents this general methodology, from field measurement network and monitored variables to data processing.

At the nested catchment scale, C-Q loops are analyzed for each storm event according to the methodology described in section 6.2.2. This analysis is performed at each monitoring station of the hydrograph network and characterizes flood processes occurring in the whole upstream topographic catchment. It is thus a lumped approach at the catchment scale, and successive analyses towards the final outlet are interpreted in terms of flood process variability of nested catchments. Even so, a more spatially discrete approach at the reach scale is necessary to refine and spatialize this variability description.

At the reach scale, the hourly lateral flow discharge (Q_L) and concentration (C_L) variations are simulated using the DWE inverse model, detailed in section 6.2.3, assuming that exchanges are uniformly distributed along river reaches. Although this may not be the case in karst systems, this approach allows a more spatialized investigation of the location of lateral flows, which commonly lacks in C-Q studies. This reach-scale approach, consists in comparing obtained mean C_L values to PEW and EW end-member C values. More details regarding definitions of these end-members are given in section 6.3.3.

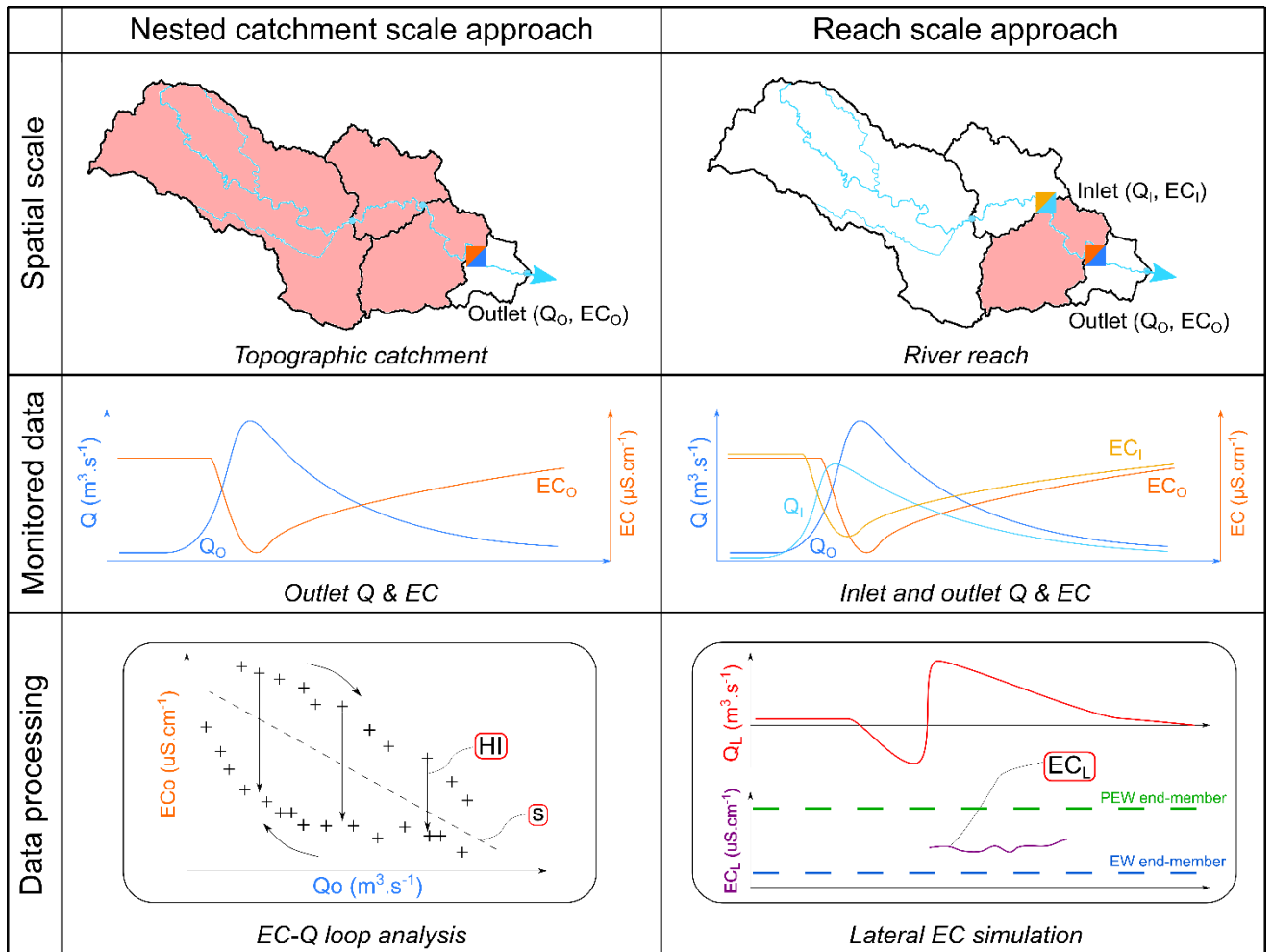


Figure 6.1: Framework of the general methodology at the scales of nested catchments and river reaches. Spatial scales: topographic catchment vs. river reach. Monitored data: discharge (Q : Q_I at Inlet in light blue and Q_O at Outlet in dark blue) and electrical conductivity (EC : EC_I at I in light orange and EC_O at O in dark orange) during a storm event. Data processing: EC-Q hysteresis loop at the outlet O characterized by its slope (s) and hysteresis index (HI) versus inverse modelling of lateral Q_L and E_{CL} using the diffusive wave equation with Q_I , Q_O , EC_I and EC_O . PEW: Pre-Event Water; EW: Event Water

A season-based storm-event typology is proposed, which allows interpreting hydrological response variability. Four seasons are defined: September to October, November to March, April to May, and June to August. These seasons are defined based on typical hydrological dynamics of the study sites: low water table and first storm events in September and October, high precipitation volume winter events from November to March, lower intensity events from April to May, and occasional summer storm events from June to August. Finally, a conceptual model that associates flood processes to different seasons and karst configurations is proposed, in addition to a schematic representation of the spatial variability of water origin along river reaches.

6.2.2. Nested catchment scale approach: C-Q loop analysis

This section presents a C-Q loop classification that allows characterizing hysteresis loops obtained from the monitoring of various physico-chemical parameters (concentration, turbidity, EC, ...). Evans and Davies (1998) proposed a 6-type classification of C-Q loops based on the loop's general

trend and its rotational direction. This classification was used in later C-Q studies (Rose, 2003; Vaughan et al., 2017; Zhang et al., 2020). Building on Evans and Davies (1998), we use a modified loop typology, enriched by the integration of a hysteresis index quantification and the inclusion of non-hysteresis pathways. Similar 9-type classifications have been proposed and shown to be relevant for C-Q relationship studies (Butturini et al., 2008; Heathwaite and Bierzoza, 2020). We calculated two indicators for loop classification: mean slope (s), obtained by applying a linear regression to the C-Q values, and hysteresis index (HI).

The hysteresis index proposed by Lloyd et al. (2016) is used in this work. It provides information on both the loop direction and its amplitude. Moreover, it considers the whole range of discharge values and is calculated based on normalized Q and EC values, which facilitates consistent inter-event and inter-site comparison. For a given storm event, Q and EC values are normalized between 0 and 1, and at each 5% interval (i) of normalized Q, a local HI_i is calculated following eq. 1:

$$HI_i = EC_{nRi} - EC_{nFi} \quad (1)$$

Where EC_{nRi} and EC_{nFi} are normalized EC values at discharge interval i , taken on the rising limb and falling limb of the loop, respectively. Figure 6.2 represents local HI_i values and the slope value for an illustrative storm event. The mean of the 19 HI_i values (5% intervals) is used as the final HI value. As a result, HI values range from -1 to 1, absolute values near 0 and 1 corresponding to low and high hysteresis degrees, respectively (similar versus contrasting rising and falling paths). Negative HI values indicate anticlockwise loops whereas positive HI values indicate clockwise loops. Complex 8-shaped loops show an HI value corresponding to their primary shape.

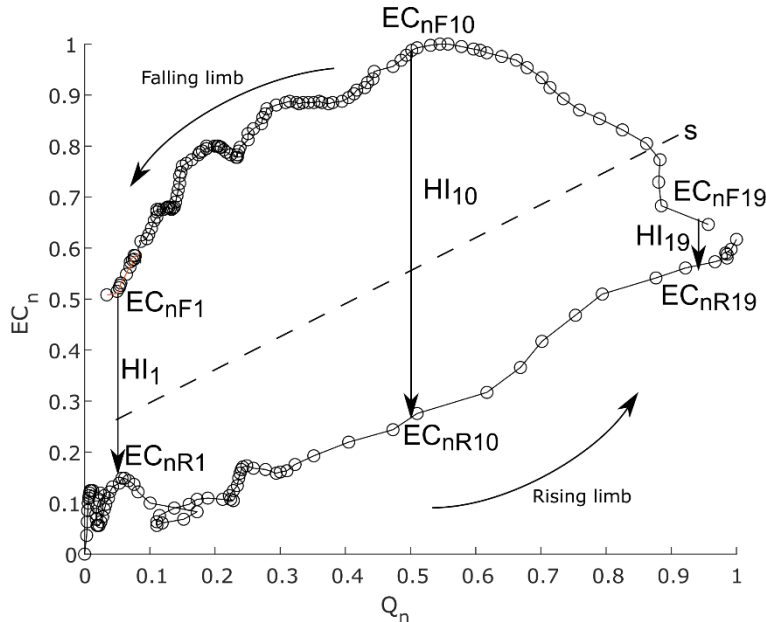


Figure 6.2: Calculation of local HI_i indexes on an illustrative storm event (Chenecey, Jura, France, 18 September 2016)

Once threshold values are defined, slope and HI make it possible to relate any C-Q loop to one of the nine categories of the classification presented in Figure 6.3. The loop typology is built on two-character names, the first corresponding to HI sign (and consequently to rotational direction: C for clockwise, N for neutral and A for anticlockwise), and the second corresponding to the mean slope sign (- for negative s , 0 for nil s , and + for positive s). This classification based on Butturini et al. (2008) was adapted to the case of EC-Q in karst catchments.

In the case of karst areas, event water (EW) having a lower residence time than pre-event water (PEW), its EC value is lower. Indeed, EC is a reliable proxy of bicarbonates concentration, which is linked to limestone dissolution and thus residence time (Peyraube et al., 2019). Therefore, we will use our EC-Q loop typology to determine patterns of successive contributions to streamflow (PEW and EW), assuming the EC ranking is known.

Each loop type is linked to a specific pattern of successive contributions to streamflow, based on the main findings in the literature of C-Q studies. Evans and Davies (1998) showed that, in a two-component system, when the solute concentration of PEW is higher than that of EW, anticlockwise C-Q loops indicate a dominant contribution of EW during the rising limb, and a dominant contribution of PEW during the falling limb (scenario 1). On the other hand, clockwise C-Q loops indicate a dominant PEW contribution during the rising limb and a dominant EW contribution during the falling limb (scenario 2). This C-Q loop taxonomic consistency was verified experimentally by Chanat et al. (2002), and was shown to be reliable when concentration values of end-members are distinct enough, which is the case here as surface runoff water and groundwater are compared (see values at end of section 6.3.3). Regarding the specific case of EC-Q hysteresis, Toran and Reisch (2012) observed anticlockwise loops during storm events at a karst spring discharge in Pennsylvania and verified that they were linked to Scenario 1 based on Ca and Mg concentration monitoring. Rose et al. (2018) linked Scenario 2 to clockwise C-Q loops thanks to geogenic solute monitoring in a small USA catchment. In the case of monitoring of solutes in which EW is enriched, such as NO_3^- from the organic horizon (Evans et al., 1999), the rotational directions are reversed.

Based on previously described findings from the C-Q literature and in our case of EC monitoring in a karst catchment where the PEW solute concentration is higher, our hypothesis is that clockwise EC-Q loops correspond to PEW preceding EW and anticlockwise EC-Q loops correspond to EW preceding PEW. This is particularly clear with loops that have mean slopes equal to zero (C0 and A0 loops), rising and falling limbs showing EC values exclusively above or below the initial value prior to a storm event. In the case of non-zero loop mean slopes, one limb may have mixed water origins. A mixed water signature, in the case of karst systems where fast infiltration can occur, may result from low residence time PEW recently stored in the karst (i.e., from several days or weeks) or from EW infiltrating through preferential pathways and mixing with highly mineralized PEW (i.e. several months or years old). Regarding non-hysteretic EC-Q paths, both limbs have a similar water origin, this latter being inferred from the mean slope (a

negative slope indicating EW contribution whereas a positive slope indicating PEW contribution).

This methodology is applicable only when the initial EC value falls between the two end-member EC values. This observation was systematically verified in the framework of this study (the initial EC value always being higher than the EW end-member EC value in karst areas). More information on end-member EC values is provided in section 6.3.3. On Figure 6.3 that presents the nine loop types of our classification, a framework of interpretation of associated streamflow contribution patterns is also proposed based on residence time, which is inferred from EC values. Mixed water can be linked either to a mix of low and high residence time PEW or to a mix of EW and high residence time PEW.

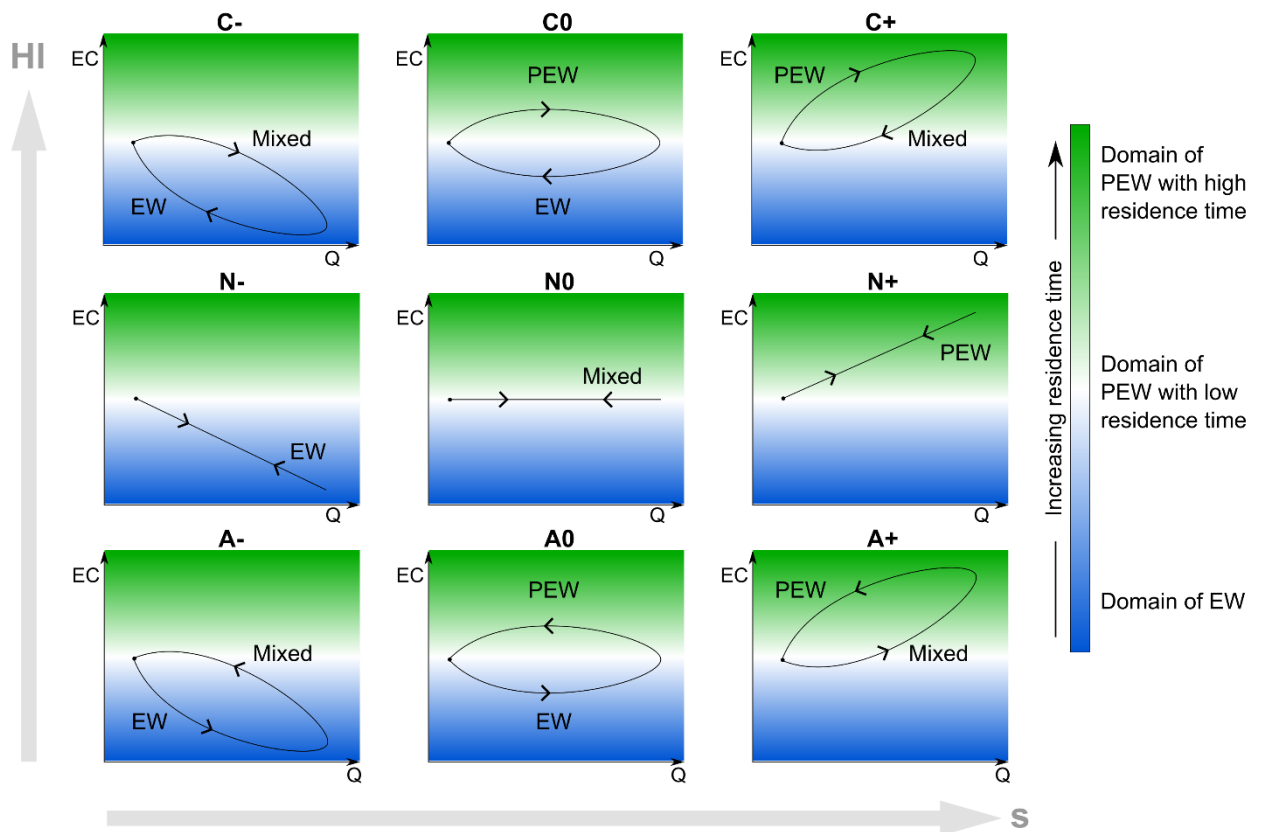


Figure 6.3: EC-Q loop classification, adapted from Evans and Davies (1998), and corresponding streamflow contributions (PEW: pre-event water, EW: event water) in the case of catchments where EC is positively correlated to water residence time (e.g. karst areas), and initial EC is superior to EC value of EW end-member.

6.2.3. Reach-scale approach: lateral flow simulation

To investigate the origin of lateral inflows along river reaches (i.e. between two gauging stations), we used the modeling approach proposed by Cholet et al. (2017) based on the diffusive wave equation (DWE) and extended to the advection–diffusion equation (ADE). Both equations are resolved using the Hayami analytical solution (1951) as proposed by Moussa (1996). More details on this analytical approach are provided in Appendix D2. Separate modeling of lateral discharge

Q_L and mass flux M_L make it possible to assess lateral solute concentration C_L by division, as shown in equation 2.

$$C_L = \frac{M_L}{Q_L} \quad (2)$$

Q_L and M_L are simulated using the solution of the inverse problem of the DWE and ADE, assuming that lateral flow is uniformly distributed along the river reach (Moussa, 1996). Assuming that total dissolved solids (TDS) consists mainly of conductive ionic compounds, EC is proportional to the TDS concentration (noted C, in g.m⁻³). Concentration C is therefore calculated from EC, using a constant factor of 0.64, in accordance with values found in the literature (Lloyd and Heathcote, 1985):

$$C = EC \cdot 0.64 \quad (3)$$

Mass flux M is then calculated as the product of concentration C and discharge Q:

$$M = C \cdot Q \quad (4)$$

Finally, the simulated lateral conductivity EC_L is calculated as the ratio of simulated lateral mass flux M_L to simulated lateral discharge Q_L , divided by a factor of 0.64:

$$EC_L = \frac{M_L}{Q_L} \cdot \frac{1}{0.64} \quad (5)$$

As some river reaches can show negative Q_L values, indicating lateral streamflow losses, EC_L is calculated only for positive Q_L values. Indeed, negative Q_L values would lead to negative EC_L values, which is impossible. EC_L variations thus make it possible to compare water origin on successive streams within a catchment.

6.3. Study areas and data sets

6.3.1. Study areas

The previously described methodology was applied to two catchments in France, which are totally to partially karstified, and located in different geological and hydrometeorological settings (Figure 6.4). They are similar in size (~ 1000 km²) and both include four Q and EC measurement stations.

The Loue River basin is located in the Jura Mountains. Its outcrops consist primarily of extensively and homogeneously karstified Jurassic limestone and locally marl, making it a unary karst basin. Precipitation follows an elevation gradient; annual values range from 1600 mm on the upstream catchment at elevations of 900 m (a.s.l) to 1450 mm at the outlet, at an elevation of around 400 m (a.s.l). The Lison River is the major left bank Loue tributary. Both rivers start as a karst springs, the Loue spring being partly fed by Doubs river losses that occur in the southeastern part of the catchment (Charlier et al., 2014). The Loue and Lison springs are among

the largest karst springs in Europe (Chen et al., 2017), with mean discharge of around 10 and 7 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectively, and maximum peak flows of around 80 and 70 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

The Cèze catchment is located in the eastern part of the Cévennes Mountains. It can be characterized as a binary karst basin with upstream areas that consist of non-karst outcrops (i.e. hard rocks) where mean yearly precipitation is 1500 mm and median and downstream areas underlain by karst plateaus that receive precipitation of approximately 1000 mm/year. The karstified portion is composed of early Cretaceous limestone (dark green, Figure 6.4b) that is mainly situated between the Tharaux and Laroque stations, and extends southward. More information on exchanges between river streams and karst systems in this area can be found in the work of Chapuis (2018).

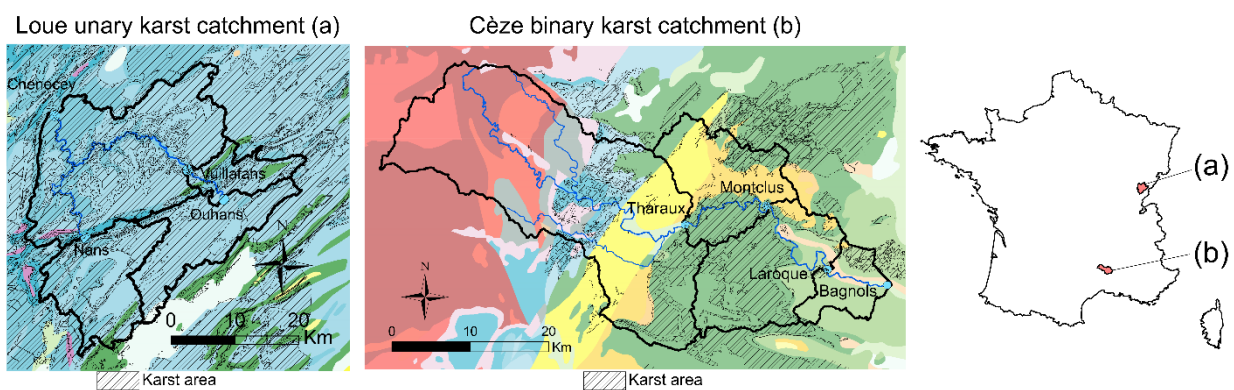


Figure 6.4: Location of karst outcrops, gauging stations and river network in the studied catchments. Background: geological map (Green: Cretaceous limestones, Blue: Jurassic limestones, Yellow: Paleogene limestones and sandstones, Red: Hard-rock formations)

6.3.2. Data sets

Detailed information on the data time series is available in the supplementary material. Temporal data used in this paper are:

- Hourly streamflow data, available from the French public streamflow database ‘Banque Hydro’ (<http://www.hydro.eaufrance.fr>).
- Hourly rainfall data, available from the Antilope database (Champeaux et al., 2011), a reanalysis produced by the French public meteorological service Météo France (<http://www.meteofrance.fr/>).
- Sub-hourly EC measurements for the Cèze river, recorded by the BRGM using Schlumberger CTD diver probes from July 2019 to July 2020. Similar data recorded using OTT MS5 probes within the QUARSTIC network (Charlier et al., 2018) for the Loue River, from January 2016 to January 2020.

As available data time series on the studied catchments are not of identical length and because of contrasted hydro-climatic contexts, 58 storm events were extracted for the Loue catchment, against 8 for the Cèze catchment. In the Loue catchment, storm events have a median

precipitation depth of 58 mm (min: 10 mm and max: 136 mm) and a median peak flow value of $78 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (min: $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and max: $529 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). In the Cèze catchment, storm events have a median precipitation depth of 65 mm (min: 30 mm and max: 180 mm) and a median peak flow value of $128 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (min: $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and max: $780 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

6.3.3. EC end-member values

For the Loue catchment, the PEW end-member EC is defined as the signal for water having the longest residence time, thus having the highest EC value (at $550 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$) recorded during the acquisition period at the spring monitoring stations (Ouhans and Nans, see Figure 6.4a). The Loue catchment EW end-member EC for surface runoff is defined at $250 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, based on values recorded on an intermittent stream on marly areas. For the Cèze catchment, the PEW end-member is defined at $700 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, based on highest values recorded at Cèze karst springs monitoring stations (Chapuis, 2018). The Cèze catchment EW end-member EC for surface runoff is defined at $75 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, based on minimum values recorded during the acquisition period at the upstream monitoring station (Tharoux, see Figure 6.4b) which is only fed by non-karst areas.

6.4. Results

6.4.1. EC-Q relationships at the catchment scale

Figure 6.5 compares annual and event-based mean EC values for the Loue and Cèze catchment stations. To obtain the mean EC value of all water flowing through stations, we calculated the weighted average of hourly EC, accounting for the discharge values.

For both annual and event-based EC, the four Loue stations show similar values, of around 400 and $350 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, respectively. This consistency across stations is probably linked to the homogeneous presence of karst areas, leading to similar proportions of surface water and groundwater contribution to streamflow. Event-based EC values are generally higher than annual ones, indicating a dominant mobilization of pre-event highly mineralized water during storms, likely groundwater, as the two downstream river stations (Vuillafans and Chenecey) show similar responses to the two spring stations (Nans and Ouhans).

The Cèze catchment stations show a spatial variability pattern, with EC values increasing from upstream to downstream and decreasing again at the most downstream station. Annual values range from $180 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ at Tharoux to $280 \text{ } \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ at Laroque. Event-based EC values follow the same trend, in relation to the local karst extension: the intermediate karst area located between Tharoux and Laroque (see fig 5b) promoting highly mineralized water. Event-based EC values are mostly lower than annual ones, showing a dominant stream dilution by low-mineralization event water during storms, except at the Tharoux station.

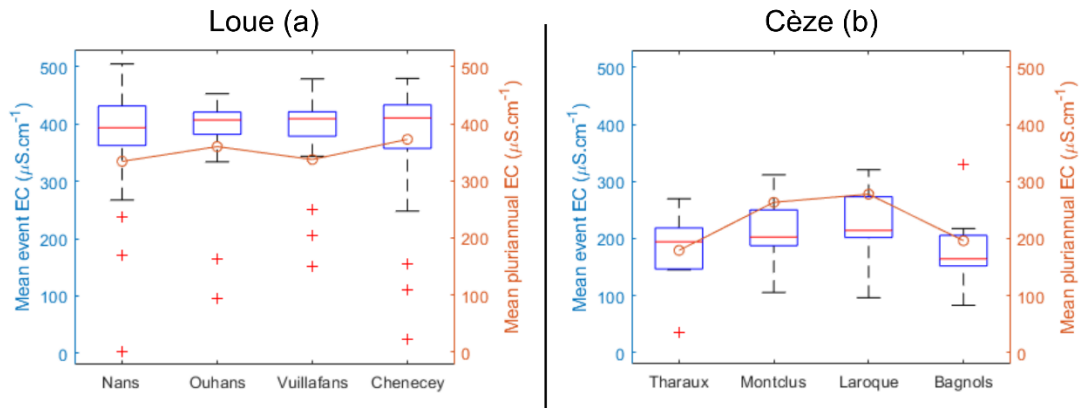


Figure 6.5: Boxplots of mean EC values during storm events and corresponding annual values (circles) for Loue catchment (a) and Cèze catchment (b)

Figure 6.6 shows two examples of recorded EC and Q variations for each study site (Loue: a,b; Cèze: c,d), along with their corresponding EC-Q loops (see Figure 6.3 for classification). These illustrative events were chosen as they are representative of the generally observed EC and Q variations at each site. Regarding the Loue catchment, Figure 6.6a shows a storm event associated with an EC drop that takes place mostly after peak flow and leads to a C- loop type indicating an event-water (EW) contribution that occurs mainly at the end of peak flow and during recession. Figure 6.6b shows that other storm events on the Loue catchment are associated with an EC increase, indicating pre-event water (PEW) mobilization. On the pictured storm-event, EC variations are quite similar to Q variations, leading to a flatter EC-Q loop. Nevertheless, EC values are slightly higher on the falling limb, leading to an identifiable A+ loop type.

Regarding the Cèze catchment, Figure 6.6c illustrates a storm event associated with an EC decrease, indicating dilution by event water and leading to a C- loop type, as shown in Figure 6.6a. Finally, Figure 6.6d represents a storm event with strongly anticorrelated EC and Q variations during both rising and falling limbs, leading to a non-hysteretic N- loop type.

Chapitre 6 : Relations Débit-Concentration

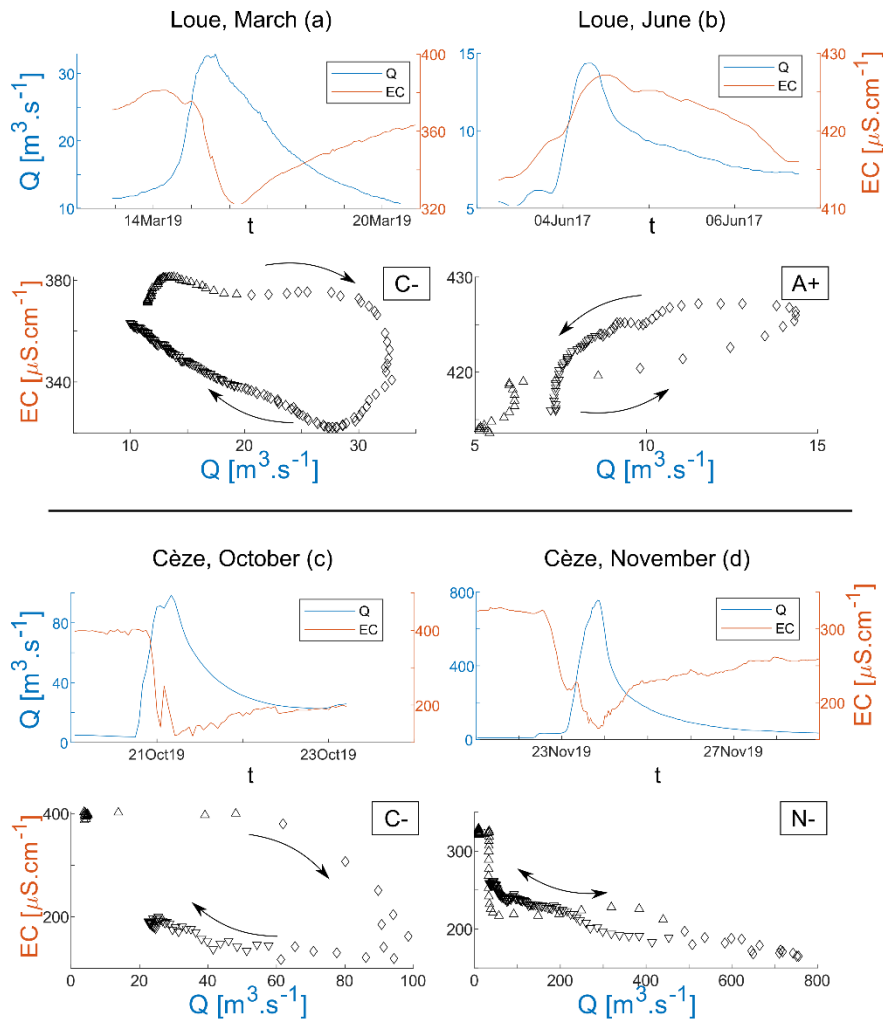


Figure 6.6: Examples of EC and Q variations recorded during storm events, with associated EC-Q loops and classifications. a: Nans (Loue), 14 March 2017; b: Ouhans (Loue), 3 June 2017; c: Montclus (Cèze), 20 October 2019; d: Laroque (Cèze), 22 November 2019.

Figure 6.7a and b show the seasonal slope value distribution in the Loue and Cèze catchments, respectively. All stations in the Loue catchment exhibit a similar pattern of seasonal variation, with negative or low slopes in winter (November to March) and spring (April to May), and positive values in summer (June to August) and fall (September to October). This shows that storm events in winter and spring are primarily characterized by an EW dilution while storm events in summer and fall are mainly characterized by a PEW mobilization. From June to October, the variability of slope is higher. Moreover, slope values are generally lower at the Nans and Chenecey stations than at the others.

Regarding the Cèze catchments, slope values are mostly negative all year long, except for a few winter storm events at the Tharoux and Bagnols stations, indicating the dominant dilution by low-mineralization EW.

Figure 6.7c and d show the HI value distribution following seasons for the Loue and Cèze catchments, respectively. Both catchments are subject to strong seasonal influence, even though

Chapitre 6 : Relations Débit-Concentration

the patterns are different. The Loue catchment stations show mostly positive HI values in winter and spring, and negative HI values in summer and fall. This corresponds to clockwise and anticlockwise EC-Q loops, respectively. Analyzed in line with slope values (see Figure 6.3), these loops show that in winter and spring, the dominant contribution is EW, with a minor contribution of PEW at the beginning of storm events. In summer and fall, the dominant contribution is PEW, with a minor contribution of EW or slightly mineralized PEW at the beginning of storm events.

Contrary to the Loue catchment, Cèze catchment stations show mostly positive HI values in fall, corresponding to clockwise loops. During this season, slope values are mostly negative, showing that the dominant contribution is EW, associated with a minor contribution of PEW at the beginning of storm events. In winter, HI values are near zero, corresponding to non-hysteretic EC-Q paths (similar EC values for a given discharge amount on rising and falling limbs). During this season, slope values are primarily negative, showing that the dominant contribution is EW on both limbs.

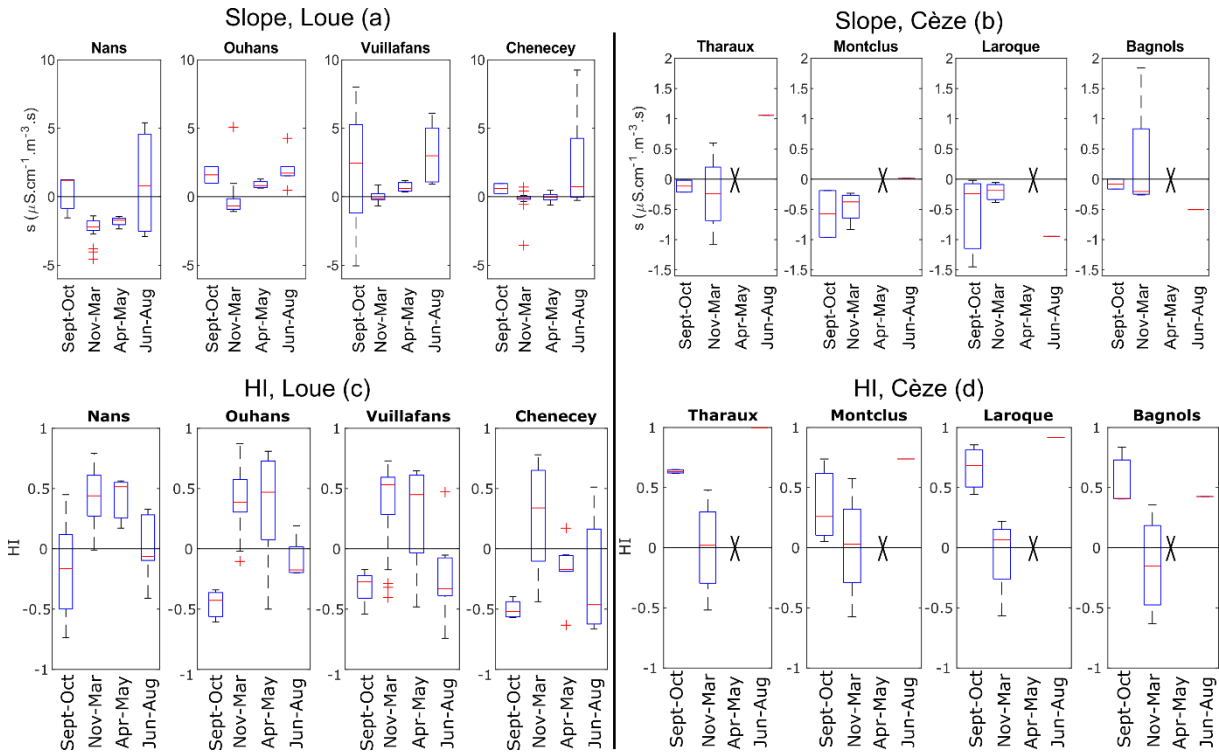


Figure 6.7: Distribution of slope (a, b) and HI (c, d) values for the Loue (a, c) and Cèze (b, d) catchments, grouped by season. Black crosses indicate no available data.

Table 7 summarizes the main EC-Q loop types on the Loue and Cèze catchments for all seasons. In the Loue catchment, predominantly clockwise EC-Q hysteresis loops (C- and C0) occur during winter and spring, while anticlockwise loops (A0 and A+) dominate in summer and fall. Conversely, the Cèze catchment stations show mostly non-hysteretic behavior in winter (N-loops) and show clockwise loops (C- and C0) in summer and fall.

Chapitre 6 : Relations Débit-Concentration

Table 7: Commonly occurring EC-Q loop types on the Loue and Cèze catchments (- = no storm event and ~ = no clear dominant behavior)

Catchment	Station	Sep-Oct	Nov-Mar	Apr-May	Jun-Aug
Loue	Nans	A+	C-	C-	N0
	Ouhans	A+	C-	C+	N+
	Vuillafans	A+	C0	C+	A+
	Chenecey	A0/A+	C0	N0	A+
Cèze	Tharoux	C-	N-	-	C+
	Montclus	~	N-	-	C0
	Laroque	C-	N-	-	C-
	Bagnols	C0	~	-	C-

As these results provide information for nested catchments, their analysis on successive stations can highlight spatial variability in flood water origin towards the final outlet. Even though EC-Q loop types are quite homogeneous for the four stations for a given catchment, some differences are observed. Regarding Loue catchment, the Nans and Chenecey stations have particularly low slope values. Indeed, except for summer events, most of their EC-Q loops have slopes lower than 1 (Figure 6.7a). This indicates a greater EW effect at the Nans-Chenecey and Vuillafans-Chenecey (downstream reaches, see Figure 6.4a). This is also the case regarding Cèze catchment, where lower slopes are characterized for Montclus.

6.4.2. EC of reach-scale lateral flow

Figure 6.8 shows variations of observed Q and EC at input (Q_{IN}) and output (Q_{OUT}) stations, as well as simulated lateral Q_L and EC_L for the Loue (a, b) and Cèze (c, d) catchments. On the Loue catchment example (left), EC_L , EC_I , and EC_O are quite similar with values ranging between 350 and 400 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, meaning that the mass flux remains quite proportional to discharge rate. On the Cèze catchment example (right), as Q_O is slightly delayed near peak flow, simulated Q_L shows a brief period of loss (negative values). The corresponding EC_L is not calculated for outflows, as it would lead to negative values. EC_L for inflows values are around 250 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, slightly higher than measured input and output EC (200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), indicating PEW mobilization.

Chapitre 6 : Relations Débit-Concentration

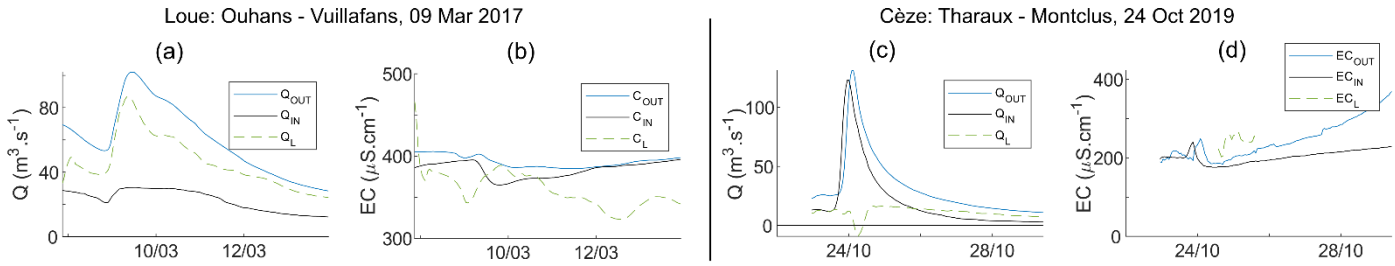


Figure 6.8: Variations of input, output and lateral simulated discharge (a, c) and electrical conductivity (c, d). Example on the Loue catchment Ouhans-Vuillafans reach, March 2017 (left) and on the Cèze catchment Tharoux-Montclus reach, October 2019 (right).

Figure 6.9 shows the distribution of simulated lateral flow EC on the Loue and Cèze River reaches. EC_L mean values are calculated around the peak of lateral flow ($Q_L > 0.75Q_{L,\text{max}}$), so as to obtain a value that is representative of the major amount of lateral water inflow. Values of EW and PEW EC end members are also plotted on the graphs. As the simulation of EC_L values is made using the DWE, it requires a simple reach with one input and one output. For this reason, the Nans-Chenecey reach is not represented (see the river confluence on Figure 6.4a).

Regarding the Loue catchment (Figure 6.9a), the upstream reach (Ouhans-Vuillafans) shows EC_L values mainly above $400 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, except for some winter storm events. Lateral water inflows are thus of mixed origin. On the downstream reach (Vuillafans-Chenecey), EC_L values are lower, mostly less than $400 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. This is consistent with the lower slope values measured at the Chenecey station in Figure 6.7, indicating a higher EW signature. This can be explained by a higher contribution of either surface runoff downstream the canyon area (open valleys in the downstream parts of the catchment) or EW from fast infiltration pathways, or both.

On the Cèze catchment (Figure 6.9b), EC_L values span from 100 to $300 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ on the two median reaches (Tharoux-Montclus and Montclus-Laroque), whereas most EC_L values on the downstream reach (Laroque-Bagnols) are lower (around $100 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$). This pattern is consistent with its karst outcrop location, located between Tharoux and Laroque (Figure 6.4b) and the EC river measurement (Figure 6.5b).

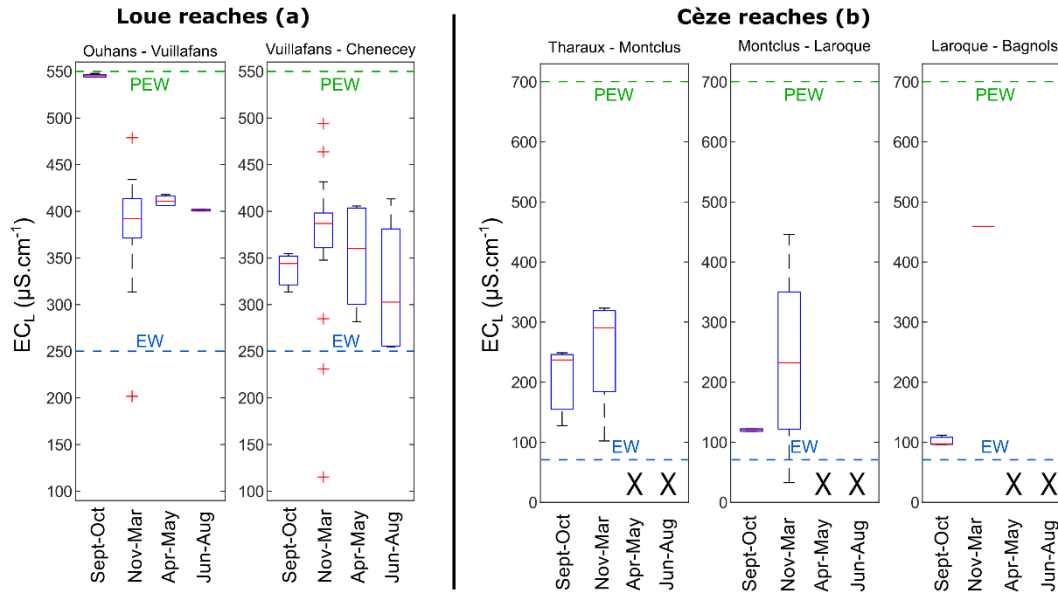


Figure 6.9: Distribution of simulated lateral flow EC on Loue (a) and Cèze (b) reaches, mean values calculated around the peak of lateral inflow, with pre-event water (PEW) and event-water (EW) EC end-member values in dashed lines. From left to right, plotted reaches are from upstream to downstream.

6.5. Discussion

6.5.1. Conceptual model of flood water origin and process variability

Figure 6.10a to d show the main hysteresis loop types, associated hydrographs, and the conceptual model of flood water origin and processes for the Loue (unary) and Cèze (binary) karst catchments, for two contrasted periods in the hydrological cycle. The conceptual model provides key insights into the influence of seasons and karst configuration. Figure 6.10a to d show the most commonly observed flood water origins and processes; even so, they are subject to intra-site spatial variability, as detailed at the end of this section.

In the Loue unary karst catchment, mainly C- type EC-Q loops are observed from November to May (Figure 6.10a), corresponding to a dominant contribution sequence of 1) mixed water of EW and PEW and 2) EW. This sequence can be explained by a two-step process involving 1) during the rising limb, EW infiltrating into karst drains and pushing PEW into the stream, associated with EW from fast infiltration or surface runoff, and 2) during the falling limb, EW that infiltrated into karst drains reaching the stream, associated with surface runoff. From June to October (Figure 6.10b), mainly A+ type loops are observed, corresponding to a dominant contribution sequence of 1) mixed water and 2) PEW. This can be explained by a lesser degree of saturation in the karst system, reducing surface runoff contribution, and showing a purely piston-type flow leaching the PEW initially stored in the aquifer.

In the Cèze binary karst catchment N- type loops are the most common between November and May (Figure 6.10c), corresponding to a dominant contribution of EW during both rising and falling limbs. This pattern is explained by the lower storage capacity of smaller karst units

Chapitre 6 : Relations Débit-Concentration

compared to the Loue catchment. The high karst system saturation level leads to a blocked infiltration and promotes increased EW surface runoff. From June to October (Figure 6.10), C-EC-Q loops are the most common type observed, corresponding to a dominant contribution sequence of 1) mixed water and 2) EW. At this period of the year, the karst system is less saturated, which reduces the surface runoff signature associated with blocked infiltration, and shows PEW reaching streams by piston-type flow, associated with the EW influence, leading to similar processes as described for Figure 6.10a.

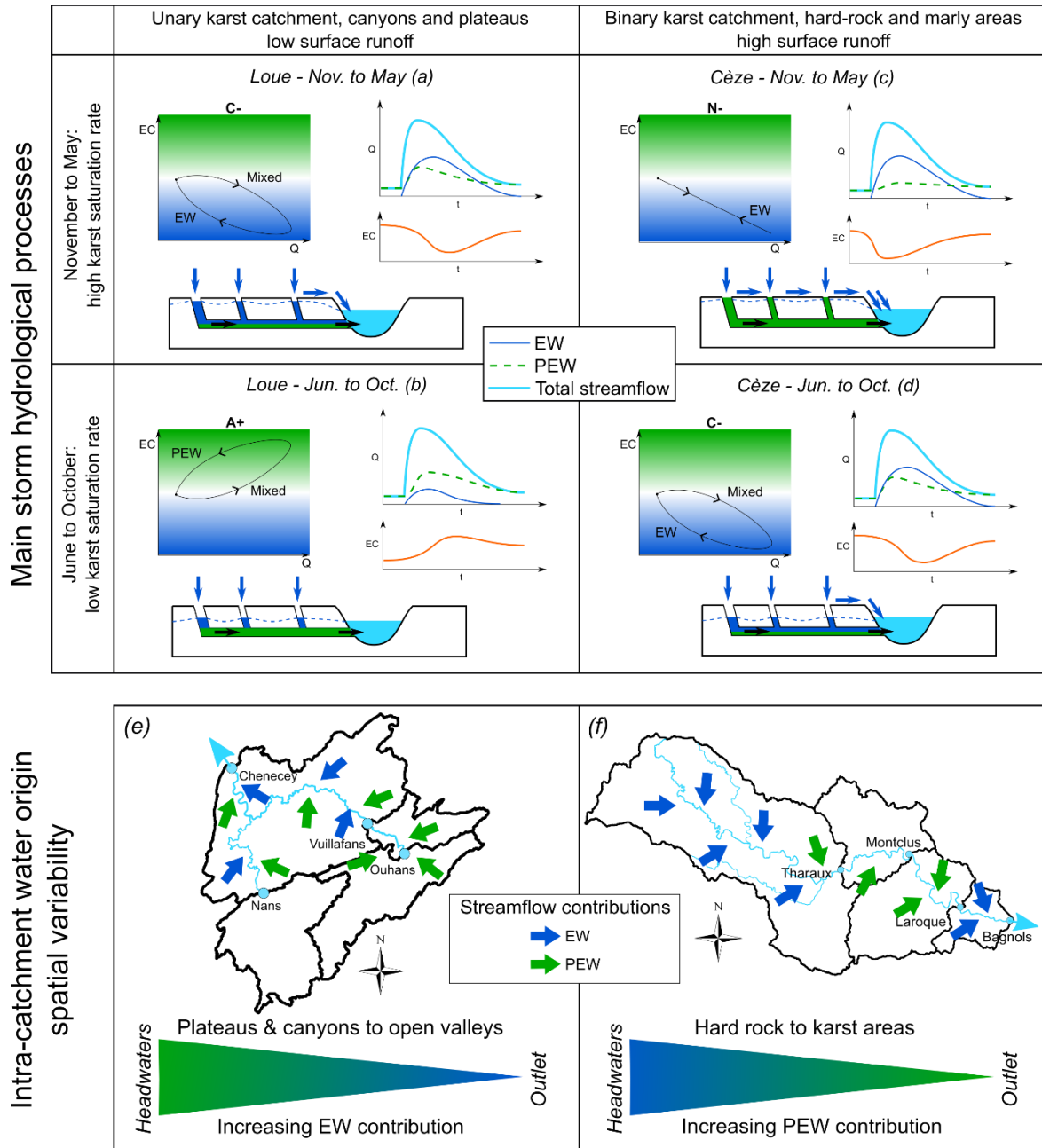


Figure 6.10: Conceptual model of main flood processes and water origin seasonality in the Loue catchment (a and b) and the Cèze catchment (c and d), with hysteresis loop types, associated schematic hydrographs and main patterns of spatial variability (e and f). Dark blue: event water, green: pre-event water, light blue: total streamflow. Bottom triangles describe dominant water origin spatial variability from headwaters to outlet.

The surface runoff contribution to streamflow is less important in the Loue catchment compared to the Cèze one, as seen in previous sections. This fact is explained by the catchment's morphology, which is for the unary catchment a typical configuration of plateaus and canyons that promotes higher rainfall infiltration and groundwater contribution to surface flows (Le Mesnil et al., 2020). This type of surface water - groundwater interaction is promoted in other catchments made up of plateaus and canyons, where stream losses and/or lateral gains from springs occur according to hydrological conditions (Bailly-Comte et al., 2009; De Waele, 2010; Charlier et al., 2019). Our results confirm this behavior, which results in increased EC values and positive slope values of the hysteresis EC-Q loops. Because the saturation level of the karst aquifer also plays an important role on the mobilisation of PEW and EW, its low or high storage capacity can affect flood process variability. To interpret surface runoff contributions in the Cèze catchment, we need to refer to the two main types of flooding that are documented in the literature for karst areas: 1) infiltration excess runoff due to the low infiltration capacity of the karst medium (Maréchal et al. 2008), and 2) backflooding following infiltration with a simultaneous rapid rise of the aquifer water level due to a limited saturation capacity of the conduit network (Lopez-Chicano et al. 2002; Bonacci et al. 2006; Bailly-Comte et al. 2008). The first process is linked to rainfall intensities, that are high under the specific Mediterranean climate of the Cèze river. The second one is more dependent on the storage capacity of the karst aquifer, which is small for the Cèze (compared to high elevation plateaux for the Loue).

Superimposed on seasonal influence, physiographical factors also control intra-site variability of flood processes and catchment's response to storm events. Indeed, the extension of karst areas and topographic relief can both affect the water origin of streamflow. In the Loue catchment, the reach-scale lateral flow simulation (section 6.4.2) highlights a water origin spatial variability characterized by an increasing EW contribution to storm events in the downstream direction. This increased EW contribution is explained by the typical plateau-and-canyon morphology of the upstream portion grading into open valleys downstream, resulting in higher surface runoff.

The Cèze catchment, as shown in Figure 6.4b, is characterized by a binary karst, that is, a delineated karstified area downstream of hard-rock headwater zones. Le Mesnil et al. (2020; 2021) showed that this specific karst location plays a role in the annual water budget, as well as in the flood pattern. In this study, EC monitoring shows that it also controls flood water origin, as illustrated by EC values increasing on the karst zone (Figure 6.5b). This spatial variability within the Cèze catchment was detected by our reach-scale approach of lateral flow simulation, EC_L values being increasing in the median reaches where the karst crops out. This approach shows that water that mobilizes during floods has a higher PEW signature in this zone. Figure 6.10e and f provide a sketch of the main features of streamflow contribution variability within each of the study sites.

6.5.2. Pros and cons of the C-Q relationship analysis approach

Our approach makes it possible to differentiate storm events in which PEW may or may not be mobilized, thanks to EC monitoring. This approach is a new tool for assessing the role of

groundwater in flooding, which in many cases is supposed to be mobilized without being quantified (e.g. Ascott et al., 2017). For example, applying this methodology in the context of groundwater-induced flooding in chalk regions (Finch et al., 2004; Pinault et al., 2005) or lowland karst areas (Jerome Morrissey et al., 2020) may be of great value, as well as for rivers that show complex and variable exchanges with underlying aquifers (Bailly-Comte et al., 2009; Charlier et al., 2015; 2019). Indeed, a better understanding of the groundwater role in flooding is essential for efficient management of flood hazards in karst areas. Several authors develop tools in this purpose (Gill et al., 2013; Mayaud et al., 2019). A recent study of Le Mesnil et al. (2021) based on 108 gauging stations shows in the one hand that karst promotes generally peak-flow attenuation due partly to higher water infiltration from rivers, and in the other hand that the hydrological response is highly site-specific. The development of approaches investigating water origin as proposed in this paper gives interesting perspective to explore such variability. Moreover, the proposed approach was kept generic enough to be applicable to a variety of contexts. This section provides a brief summary of the main features of this two-step methodology, what can be expected from its application, and what it requires.

The first part of our approach is integrative, as it provides information on the topographic catchment from a particular monitoring station to its upstream limit. Even so, analysis of results at successive monitoring stations provides information on water origin and flood process variability along the river. Mean loop slope and hysteresis index (Lloyd et al., 2016) of C-Q paths can be used to classify storm events through the use of a loop typology adapted and enriched from the work of Evans and Davies (1998). Other hysteresis classifications have been proposed previously for karst areas, but include less types and do not allow to represent all storm processes: e.g. the 3-type T-C curve classification by Fournier et al. (2007). Our classification can be used with a variety of parameters (EC, concentrations, turbidity, ...) involving different processes. In the framework of this study, it allowed determining flood water origin seasonal patterns on the two studied catchments. This approach requires only concentration and discharge datasets at a consistent resolution (hourly for storm-event analysis, possibly wider time steps for other purposes) for one outlet station. It can thus be easily implemented at little cost (especially for EC continuous monitoring).

This approach involves some limitations. First, the concentration ranking of potential contributing end-members must be known to make a consistent interpretation of the involved processes. Then, no more than two end members can be differentiated when monitoring one concentration variable. Finally, in the specific case of karst systems, the approach cannot always properly differentiate between EW that originates from surface runoff and EW that originates from fast infiltration through underground karst conduits. Indeed, localized infiltration in sinkholes for instance can be quick enough to keep water chemistry unchanged due to residence times of few hours/days. In this case, other techniques such as signal processing or baseflow separation might be necessary to figure out comprehensively which flood processes are involved, as well as analysis of alternative physico-chemical data such as organic carbon to track infiltration water with short residence time (Pronk et al., 2009; Charlier et al., 2012).

The second part of the analysis is more spatialized and provides information at the reach scale. Based on the inverse modeling approach (Moussa, 1996) using the diffusive wave equation, it

allows simulating concentration variations in lateral exchange flow of a river reach (Cholet et al., 2017). Analysed along with end-member EC values, this analysis highlighted the increasing contribution of EW towards the downstream end of the Loue catchment and the major PEW contribution in the karst zone in the median area of the Cèze catchment. This analytical approach is very convenient as it allows investigating spatial variability of lateral exchanges without conducting extensive field work such as tracing tests (e.g. Covino et al., 2011).

This second part is more data-dependent, as it requires similar datasets than the first part, but recorded at both inlet and outlet stations. Moreover, the approximate EC value of each end member must be known to interpret the results in terms of water origin mixing.

6.6. Conclusions

In order to better understand flood processes and water origin spatiotemporal variability, we proposed a C-Q relationship analysis approach, using hysteresis loop classification at the nested catchment scale combined with lateral flow and concentration simulation at the reach scale. Our approach is innovative and particularly suitable for partly karstified catchments, as it is semi-distributed and uses EC measurements which are a reliable proxy of water residence time. In the framework of this study, these combined methods made it possible to establish a seasonal conceptual model of water origin during storm events for two contrasted karst catchments and to infer its spatial variability at the scale of the monitoring network.

Analysis of EC-Q hysteresis loops highlighted a flood water origin pattern, with successive contributions of pre-event water (PEW) and event water (EW) according to karst type (unary vs. binary) and seasonality (low flow periods vs. high flow periods). Simulation of lateral exchange flows led to a more detailed analysis of the water origin, spatializing it at the reach scale. This analysis highlighted the decreasing contribution of PEW in favor of EW as the canyons and plateaus that the Loue flows through grade into open valleys, the significant PEW effect on the karst area of the Cèze catchment, and the role of the aquifer saturation state in flood response.

Our results are encouraging to apply these complementary methodologies to a variety of sites of differing geology, with additional investigational purposes, such as water resource management and modeling. Some perspectives are identified, for example by coupling the monitoring of multiple solutes, making it possible to differentiate additional end members.

Chapitre 7

Synthèse : Utilisation des signatures hydrologiques pour la typologie des rôles du karst

7.1. Introduction

Les chapitres 3 et 4 ont permis d'analyser et de spatialiser différents aspects de la réponse hydrologique des bassins versants à composante karstique. Le chapitre 5 a montré qu'il existe des voies d'amélioration des modélisations pluie-débit sur ces bassins. Enfin, le chapitre 6 a fourni une première typologie des processus de crue sur deux bassins karstiques.

En outre, tous ces chapitres ont permis de caractériser des signatures hydrologiques des bassins karstiques étudiés. Les différentes méthodologies utilisées fournissent des signatures hydrologiques de plusieurs types. On distingue les signatures statistiques, qui donnent des informations statistiques sur la réponse hydrologique des bassins, ainsi que les signatures dynamiques évènementielles et saisonnières, qui renseignent sur la dynamique de la réponse aux échelles évènementielle et saisonnière, respectivement. Ces types de signatures correspondent pour partie à la classification des signatures hydrologiques proposée par McMillan (2021).

Ce chapitre fait la synthèse de l'ensemble des résultats (figure 7.1), et propose une typologie des rôles du karst sur les processus hydrologiques. Cette typologie est établie grâce à l'analyse des processus et types d'IGF caractérisés dans les chapitres précédents, et permet un regroupement des bassins karstiques en classes fonctionnelles. Une méthodologie opérationnelle pour l'application de modèles hydrologiques sur bassins karstiques est ensuite proposée, basée sur cette typologie.

Les préconisations pour la mise en œuvre de cette méthodologie opérationnelle sont présentées à la fin de ce chapitre. Elles concernent notamment l'extension aux bassins non jaugés, et la prise en compte des processus karstiques dans les stratégies de modélisation.

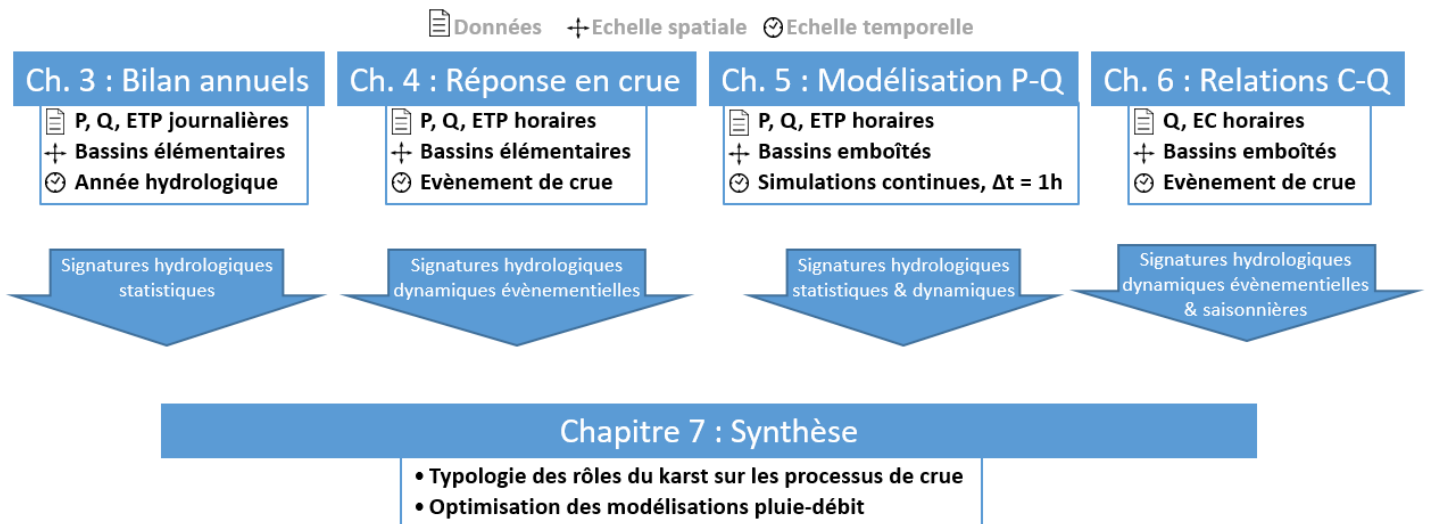


Figure 7.1 : Schéma des différentes approches permettant la caractérisation des signatures hydrologiques, et leur utilisation pour la typologie et modélisation des processus

7.2. Des signatures hydrologiques liées aux processus des bassins karstiques

7.2.1. Des IGFs annuels en import et en export

Basée sur les résultats du chapitre 3, la Figure 7.2 présente les bilans hydrologiques pluriannuels des 108 bassins élémentaires, dans des diagrammes dérivés de la théorie de Turc-Budyko, en fonction du type de géologie des bassins (a), de leur région (b), et de leur classe de quantile d'IGF (c). Les diagrammes (d) à (i) représentent les bilans hydrologiques par région, selon le type de géologie, puis selon un classement des IGFs effectué sur la région concernée.

Les diagrammes (a) et (b) montrent que les bassins dont les bilans ne sont pas à l'équilibre sont majoritairement à composante karstique (i.e. de type karst ou mixte), et que les bassins des trois régions étudiées se regroupent en pôles relativement bien différenciés, notamment du fait de la variation de l'indice d'humidité (P/ETP) avec la zone climatique. Le coefficient de ruissellement annuel $R_{C,A}$ est variable pour les bassins Cévenols et Jurassiens, mais plus stable pour les bassins Normands. Le diagramme (c) montre que les estimations des flux d'IGFs pluriannuels réalisées dans le chapitre 3 sont cohérentes avec la situation des bassins dans l'espace de Budyko. En effet, les bassins à forts IGFs en import apparaissent au-dessus de la zone conservative, et les bassins à forts IGFs en export apparaissent en-dessous.

Les diagrammes régionaux permettent d'appréhender l'influence du karst sur la réponse hydrologique des bassins pour chaque contexte hydrométéorologique. Pour la zone Cévennes, la présence de karst sur les zones aval et intermédiaires des bassins coïncide avec des IGFs en export, et les zones non karstiques correspondent aux têtes de bassin sur socle, où le ruissellement est fort. Ainsi, ces deux zones, matérialisées sur la Figure 7.2d, se distinguent dans l'espace de Budyko selon l'axe des abscisses, car les précipitations sont plus importantes sur les reliefs, et l'ETP plus faible, mais aussi selon l'axe des ordonnées, car les zones karstiques favorisent des pertes par infiltration, donnant lieu à des IGFs négatifs et donc réduisant les coefficients de ruissellement. Néanmoins, une proportion d'environ 40% des bassins karstiques se trouve dans la même zone que les bassins non karstiques, indiquant que tous les bassins karstiques n'ont pas une signature spécifique en termes de bilans annuels.

Pour la zone Jura, la majorité des bassins est karstique, et 75 % de ceux-ci peuvent présenter des IGFs en import ou en export. Les bassins avec IGFs en export correspondent aux bassins du Doubs sur sa partie amont, incluant la zone de perte en rivière (Pontarlier), et les bassins avec IGFs en import correspondent aux bassins des plateaux mitoyens (Loue, Lison) incluant la zone de résurgences des pertes (Loue) (Figure 7.2e). Ces deux zones sont au même niveau sur l'axe des abscisses car approximativement à la même altitude. En revanche leur coefficient de ruissellement annuel $R_{C,A}$ est fortement impacté par les IGFs : il est autour de 0.5 pour les bassins avec pertes et autour de 1 pour les bassins avec gains.

Enfin, la zone Normande comporte des bassins exclusivement karstiques, dont les IGFs peuvent être en import en ou export. Il n'apparaît pas de tendance à large échelle associée aux IGFs, probablement du fait des interactions surface/souterrain plus localisées, avec des systèmes de

Chapitre 7 : Synthèse et Signatures Hydrologiques

pertes et résurgences inclus dans les mêmes bassins élémentaires. Ceci explique probablement l'intensité des IGFs mesurés, globalement faibles dans cette région. On peut également faire l'hypothèse que le karst sous couverture de cette région (sables, argiles à silex, et loess, allant jusqu'à 30 m au total, Laignel, 1997) limite en partie les échanges surface/souterrain. Le nuage de points est très resserré, avec des coefficients de ruissellement compris entre 0.2 et 0.4, et des indices d'humidité variant de 1 à 1.6.

Les signatures hydrologiques du coefficient de ruissellement annuel $R_{C,A}$ et des IGFs annuels IGF_A permettent donc, via des bilans annuels, d'identifier les bassins n'étant pas à l'équilibre et de déterminer la direction et l'importance des flux d'échange associés. Ces signatures hydrologiques paraissent fiables pour cette application, car les résultats sont cohérents avec les connaissances établies sur certains bassins (pertes du Doubs, de l'Iton, ...). Sur des bassins dont le fonctionnement est peu connu, elles peuvent donc permettre de mettre en évidence des échanges souterrains interbassins qui, visibles à l'échelle annuelle, influencent également la réponse hydrologique des bassins à l'échelle des événements de crue.

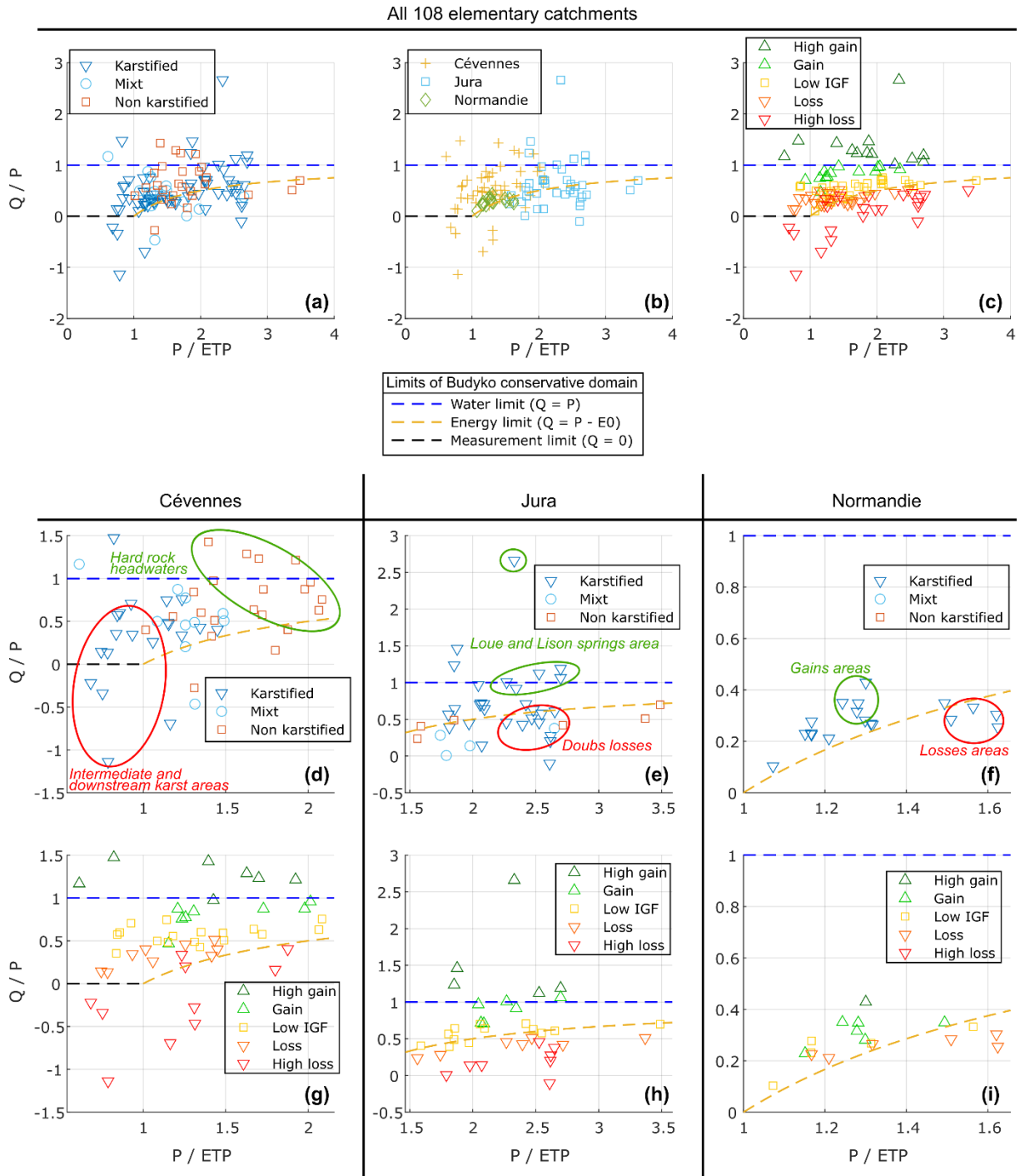


Figure 7.2 : Représentation des bilans hydrologiques annuels des 108 bassins élémentaires dans un diagramme de type Budyko.

7.2.2. Variabilité des réponses hydrologiques en crue

Le chapitre 4 a permis d'analyser la variabilité de nombreuses signatures hydrologiques dynamiques événementielles. Les signatures les plus influencées par le karst sont le coefficient de ruissellement événementiel R_C , les temps caractéristiques des hydrogrammes (T_{Ri} , T_{0s} et T_{Re}), et le terme d'échange interbassin (IGF^*). La figure 7.3 présente la distribution de leurs valeurs

Chapitre 7 : Synthèse et Signatures Hydrologiques

sur les trois régions, pour l'ensemble des tronçons puis pour les zones de gains et de pertes mises en évidence précédemment avec les bilans annuels.

Les diagrammes en boîte à moustache indiquent que les distributions des valeurs prises par les différentes signatures hydrologiques sont statistiquement distinctes entre les bassins en pertes et les bassins en apports, sur les régions Cévennes et Jura (sauf pour T_{Re} en Cévennes). Cela montre qu'en plus de permettre l'identification des zones hydrologiquement influencées par le karst, ces signatures peuvent aider à distinguer le comportement des tronçons en pertes et en apports. Pour la région Normandie, les signatures sont moins bien discriminées, probablement en lien avec les plus faibles intensités des IGFs. Néanmoins, les signatures R_C , T_{Re} et IGF^* y présentent des valeurs significativement distinctes sur les tronçons en pertes et en apports. Globalement, les bassins en gain ont donc une réponse hydrologique plus intense – matérialisée par un R_C plus élevé et des temps caractéristiques plus courts – que les bassins en pertes. Les résultats indiquent donc que la variabilité spatiale des signatures hydrologiques à l'échelle de la crue peut s'expliquer par le contexte de gain et de perte, lié à la présence de karst.

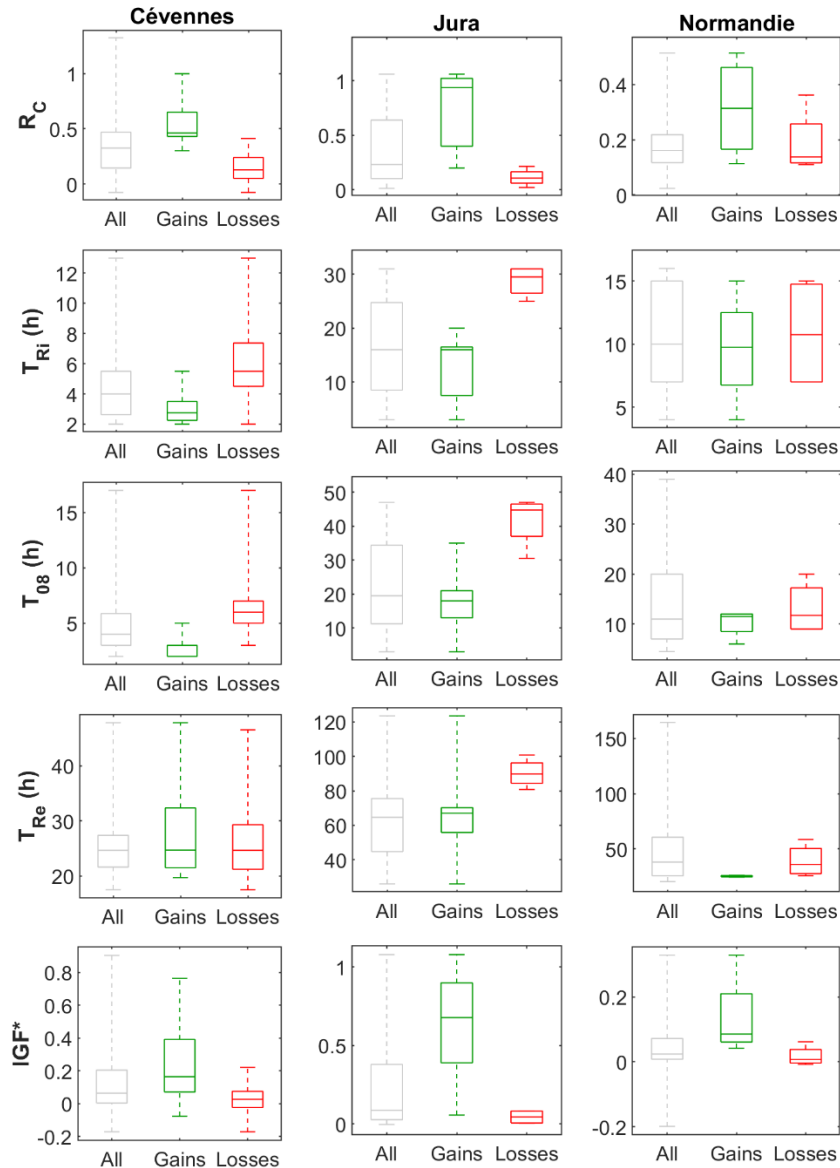


Figure 7.3 : Distribution des signatures hydrologiques R_C , T_{Ri} , T_{08} , T_{Re} , et IGF^* sur chaque région pour i) tous les tronçons, ii) les tronçons des zones d’apports, et iii) les tronçons des zones de pertes.

7.2.3. Lien avec la paramétrisation des modèles pluie-débit

Le chapitre 5 a montré que les modèles pluie-débit globaux Gardénia et GR5H simulent les débits de manière moins performante sur les bassins à composante karstique. Si leur structure paraît adaptée aux principaux processus en jeu (représentation des flux d’IGF, composantes de surface et souterraine du débit), les stratégies de paramétrisation de ces modèles peuvent être optimisées. En effet, les analyses du chapitre 5 ont montré qu’une prise en compte de la saisonnalité pourrait permettre de meilleurs résultats de simulation. De même, les signatures hydrologiques R_C , T_{Ri} , T_{08} , T_{Re} et IGF^* , sont corrélées aux valeurs des paramètres des modèles (figure 7.4). Notamment, les paramètres liés aux échanges (F_E de Gardénia et X2 de GR5H) sont corrélés

Chapitre 7 : Synthèse et Signatures Hydrologiques

avec les signatures R_C et IGF^* , et le paramètre de l'hydrogramme unitaire X_4 de GR5H est corrélé avec les signatures dynamiques événementielles T_{Ri} , T_{08} , et T_{Re} .

Ceci montre que (i) certains paramètres issus des modèles conceptuels peuvent être utilisés comme des signatures hydrologiques caractérisant la réponse hydrologique des bassins, et (ii) qu'une meilleure compréhension des processus et de leur variabilité spatiotemporelle peut guider la paramétrisation des modèles (par exemple en bornant la valeur de certains paramètres).

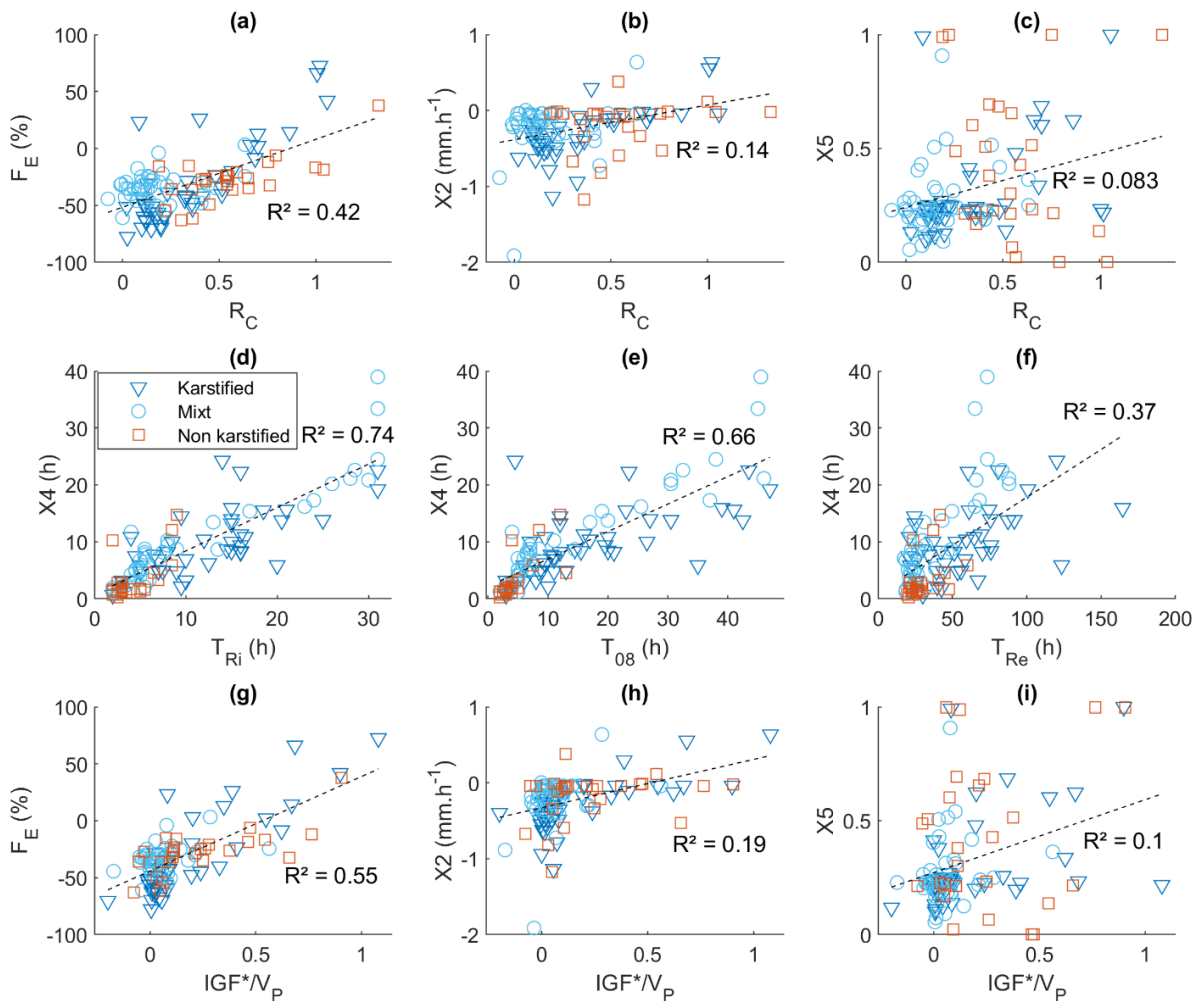


Figure 7.4 : variation des paramètres des modèles Gardénia (F_E) et GR5H (X_2 , X_4 et X_5) en fonction des descripteurs hydrologiques de Le Mesnil et al. (2021) sur les bilans (a à c), les morphologies d'hydrogrammes (d à f), et les échanges latéraux (g à i).

7.2.4. Relations Débit-Concentration et contributions de la surface et du souterrain

Le chapitre 6 a permis d'établir un schéma conceptuel du fonctionnement en crue de deux bassins karstiques contrastés (Loue et Cèze), grâce à l'analyse des relations débit-concentration sur les données de conductivité électrique. La Loue draine un bassin totalement karstique (unaire),

Chapitre 7 : Synthèse et Signatures Hydrologiques

alimenté en partie par les pertes du Doubs. Le tronçon amont (Ouhans - Vuillafans) est constitué de plateaux et canyons où seuls les écoulements souterrains alimentent la rivière. L'influence du ruissellement de surface est plus importante sur le tronçon aval (Villafans - Chenecey-Buillon) où la vallée est moins encaissée. La portion instrumentée de la Cèze correspond à la transition entre la zone amont de socle (amont de Tharoux) dominée par les écoulements superficiels (ruissellement de surface et subsurface), et la zone karstique intermédiaire (tronçons Tharoux – Montclus et Montclus – La Roque), où les écoulements souterrains sont plus importants.

La figure 7.5 (a et b) représente, sur ces portions de rivière, le schéma conceptuel établi au chapitre 6, en parallèle avec l'évolution des signatures hydrologiques EC_E et $EC_{L,E}$ (conductivités électriques événementielles en rivière et latérale, respectivement). La figure 7.5 (c et d) représente l'évolution des signatures $R_{C,S}$, S_C , T_{Ri} et T_{08} calculées au chapitre 4 sur ces mêmes stations. La comparaison de ces résultats montre que les signatures établies par l'analyse des hydrogrammes de crue sont cohérentes avec celles établies par les mesures de conductivité électrique. Ces deux types de signature reflètent clairement l'évolution des processus dominants le long des tronçons de rivière.

En effet, le coefficient de ruissellement de crue $R_{C,S}$ et la part d'écoulement rapide S_C augmentent de l'amont vers l'aval sur la Loue, quantifiant l'influence croissante des écoulements rapides associés principalement à la présence de ruissellement de surface (diminution de $EC_{L,E}$). Sur la Cèze, l'évolution observée est inverse, reflétant la transition entre roches de socle et karst, associée à l'apparition de nouveaux processus mobilisant de l'eau pré-événementielle d'origine souterraine (effet piston, augmentation de EC_E). Les constantes de temps de montée (T_{Ri}) et à $0,8 Q_{max}$ (T_{08}) évoluent également en fonction de la contribution dominante au débit de crue : elles augmentent pour les contributions d'eau souterraine et diminuent pour les contributions du ruissellement de surface.

L'évolution spatiale des contributions entre souterrain et surface est plus visible via EC_L pour la Loue, et EC_E pour la Cèze. Néanmoins, sur ces deux bassins, les signatures hydrologiques issues de l'analyse des hydrogrammes de crue sont cohérentes avec les processus caractérisés par les relations Q-C, et notamment l'origine souterraine et superficielle des eaux. L'utilisation de ces signatures hydrologiques peut donc permettre, au-delà de la localisation des tronçons karstiques en pertes ou en apports, de rendre compte de l'importance des contributions dominantes (surface vs. souterrain) lors des crues.

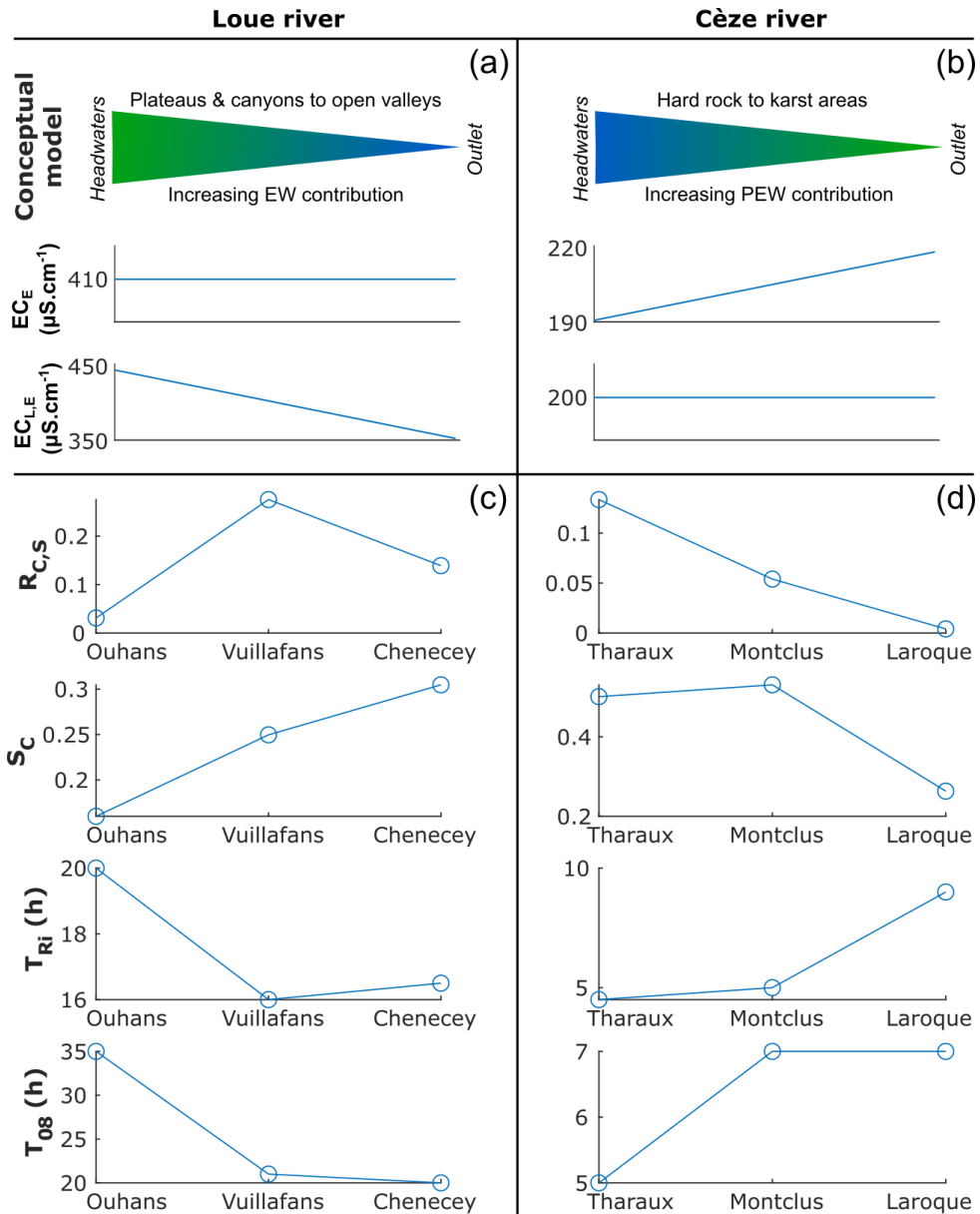


Figure 7.5 : (a), (b) : schéma conceptuel du fonctionnement de la Loue et de la Cèze en crue (la couleur verte représente une contribution dominante d'eau pré-événementielle PEW, et la couleur bleue représente une contribution dominante d'eau événementielle EW) et signatures hydrologiques EC_{ev} et EC_L ; (c), (d) : évolution des signatures hydrologiques R_{C,S}, S_C, T_{Ri} et T₀₈ aux mêmes stations.

7.3. Applications opérationnelles

7.3.1. Mode opératoire

Le travail mené dans le cadre de cette thèse a permis de définir, grâce à la spatialisation des processus hydrologiques des bassins karstiques, et à l'identification de voies d'amélioration de leur modélisation, un mode opératoire pour l'aide à la simulation des débits en domaine karstique. Ce mode opératoire, présenté en figure 7.6, repose sur une typologie des rôles du karst sur la

Chapitre 7 : Synthèse et Signatures Hydrologiques

réponse hydrologique des bassins. Cette typologie, présentée en section 7.3.2, regroupe les bassins versants à composante karstique en classes fonctionnelles, selon leur type d'IGF et leurs processus de crue dominants.

Les bassins jaugés peuvent être assignés, selon leurs processus hydrologiques et type d'IGF, à une classe de la typologie. Les bassins non jaugés, dont les signatures hydrologiques ne peuvent pas être établies, devront être assignés à une classe de la typologie via des indices physiographiques, qui sont potentiellement corrélés aux signatures hydrologiques (voir section 7.3.3). L'appartenance d'un bassin à une classe de la typologie permet ensuite de guider la stratégie de modélisation, en termes de calibration des modèles et d'approches alternatives (combinaisons de modèles, simulation débit-débit).

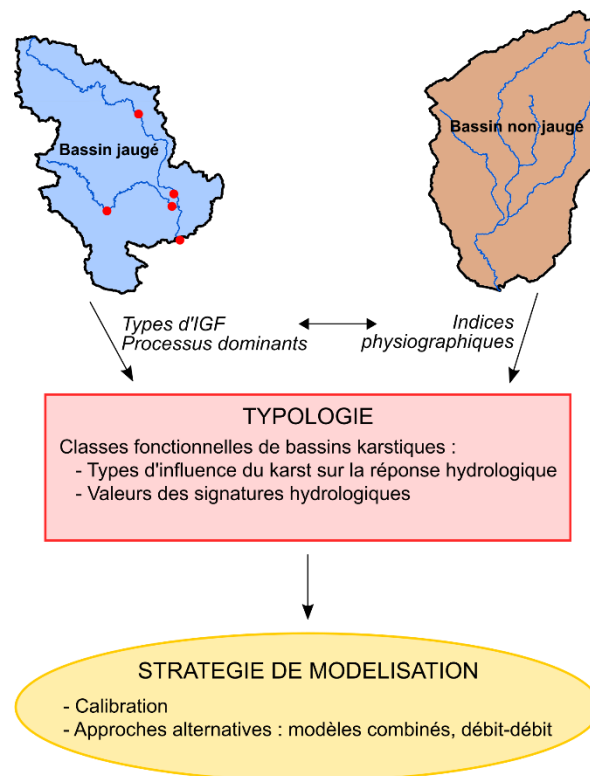


Figure 7.6 : schéma de mode opératoire pour l'optimisation de la modélisation des bassins versants karstiques

7.3.2. Typologie des influences du karst sur la réponse hydrologique

Légende		Cévennes	Jura	Normandie				
Type de karst		Binaire	Unaire	Sous couverture				
IGFs		Karst infiltrant sur zones aval	Système pertes/résurgences inter-bassins	Systèmes pertes/résurgences intra-bassin				
Signatures hydrologiques	Statistiques	Zones ruisselantes	Zones de pertes	Zones d'apports	Zones de pertes	Zones d'apports	Zones de pertes	
		IGF _A (mm)	> 0	< 0	> 0	< 0	> 0	< 0
		R _{C,A}	> 0.6	< 0.6	> 0.6	< 0.6	> 0.3	< 0.3
	Dynamiques événementielles	R _C	> 0.35	< 0.35	> 0.35	< 0.35	[0.2 ; 0.5]	[0.1 ; 0.3]
		T _{Ri} (h)	< 4	> 4	< 20	> 20	[5 ; 12]	[7 ; 15]
		T ₀₈ (h)	< 4	> 4	< 25	> 20	[6 ; 12]	[9 ; 20]
		T _{Re} (h)	[20 ; 50]	[17 ; 45]	< 75	> 75	< 25	> 25
		IGF*	> 0.075	< 0.075	> 0.2	< 0.2	< 0.05	> 0.05
		R _{C,S}	> 0.1	< 0.1	< 0.1	> 0.1		
		S _C	> 0.4	< 0.4	< 0.2	> 0.2		
analyse C-Q locale	Amont : socle	Aval : karst	Amont : résurgence	Aval : vallée				
	EC _E (μS/cm)	< 200	> 200	-	-			
	EC _{L,E} (μS/cm)	-	-	> 400	< 400			

Figure 7.7 : Typologie fonctionnelle des bassins karstiques étudiés : type de karst, IGFs régionaux, et valeurs des signatures hydrologiques correspondantes. Les valeurs en gras indiquent les signatures qui permettent de discriminer les zones de gains et de pertes.

La figure 7.7 présente une typologie des bassins étudiés, selon le type de karst et les IGFs régionaux associés, ainsi que les valeurs des signatures hydrologiques correspondantes. Selon les régions, certaines signatures permettent de discriminer les zones de pertes et d'apports (valeurs en gras), et constituent donc un outil de diagnostic des processus de crues karstiques. Leurs caractéristiques sont données dans le tableau 8. Leur utilisation constitue une méthodologie applicable à une multitude de bassins versants naturels. Dans le cadre de cette thèse, elles ont permis d'identifier des processus hydrologiques en lien avec la présence et le type de karst, pouvant se regrouper en trois classes fonctionnelles :

Chapitre 7 : Synthèse et Signatures Hydrologiques

- Les **bassins karstiques binaires**, qui comportent une partie karstique et une partie non karstique (ici, les bassins Cévenols avec un amont de socle et un aval karstique), pour lesquels le karst joue en majorité un rôle de laminage des crues via l'infiltration et les IGFs en export qui y sont favorisés ;
- Les **bassins karstiques unaires**, dont la totalité de la surface est karstique (ici, le bassin du Doubs à Neublans-Abergement), et où les axes de drainage souterrain engendrent des systèmes de pertes et résurgences à large échelle, formant des flux souterrains suivant le gradient hydraulique régional ;
- Les **bassins karstiques sous couverture**, dont les formations karstiques ne sont pas affleurantes (ici, les bassins côtiers Normands qui présentent une couche d'épaisseur variable d'argile à silex recouvrant les calcaires crayeux), pour lesquels les échanges surface/souterrain se font souvent au sein des bassins versants élémentaires délimités par les stations de jaugeage, à la faveur de points préférentiels d'infiltration ou de résurgence.

Tableau 8 : Principales caractéristiques des signatures hydrologiques permettant l'identification des processus spécifiques au karst.

Signature	Unité	Formule	Description
IGF _A	mm/an	$Q + E - P$	IGF pluriannuel
R _{C,A}	-	Q / P	Coefficient de ruissellement annuel
R _C	-	$(V_O - V_I) / V_P$	Coefficient de ruissellement évènementiel
R _{C,S}	-	V_S / V_P	Coefficient de ruissellement évènementiel de composante rapide
S _C	-	V_S / V_Q	Coefficient de composante rapide du débit
T _{Ri}	h	-	Temps de montée de crue de $0.5Q_{max}$ à Q_{max}
T ₀₈	h	-	Durée du débit en crue supérieur à $0.8Q_{max}$
T _{Re}	h	chapitre 4	Temps caractéristique de récession (modèle exponentiel)
IGF*	mm	$(V_Q - V_{Peff}) / V_P$	IGF évènementiel, normalisé par les précipitations
EC _E	$\mu S.cm^{-1}$	-	Valeur moyenne de conductivité électrique évènementielle
EC _{L,E}	$\mu S.cm^{-1}$	chapitre 6	Valeur moyenne de conductivité électrique latérale évènementielle

7.3.3. Mise en œuvre du mode opératoire

Cette section résume les principales avancées scientifiques de cette thèse qui peuvent alimenter l'amélioration des techniques de prévision des crues de manière opérationnelle. Des perspectives de travail plus larges sont proposées en conclusion générale, néanmoins certaines préconisations peuvent d'ores et déjà être formulées.

7.3.3.1. Compréhension du fonctionnement des bassins

- La typologie présentée en section 7.3.2 peut constituer un canevas pour la classification des régions karstiques et de leur fonctionnement hydrologique. En France, les karsts du Poitou, du Lot, des Pyrénées, du Vercors ou du Vaucluse présentent des similitudes physiographiques avec les bassins étudiés dans cette thèse, et leurs réponses hydrologiques

ont probablement certains aspects en commun avec eux. **L'étude du fonctionnement hydrologique de nouveaux bassins, selon les méthodologies proposées dans cette thèse (incluant les mesures de conductivité), peut ainsi permettre de les rattacher à l'une des trois catégories de la typologie, ou de l'agrandir.**

- Dans le cas particulier des bassins non jaugés, des relations doivent être établies entre les signatures hydrologiques et des descripteurs physiographiques quantifiables. Les travaux de cette thèse ont montré que des corrélations existent entre la densité de drainage ou l'IDPR (Mardhel et al., 2021), et certaines signatures hydrologiques en lien avec les bilans annuels. Ces corrélations sont robustes sur les bassins Normands, mais moins fiables pour les bassins Cévenols et Jurassiens. **Des analyses ciblées permettraient d'identifier les descripteurs physiographiques adaptés pour représenter la réponse hydrologique des bassins dans chaque région.**

7.3.3.2. Modélisation des bassins

- Concernant les stratégies de calibration des modèles, les travaux de cette thèse ont montré que la variabilité saisonnière des processus en crue est liée aux écoulements souterrains (état de saturation du karst, IGFs). La plupart des événements de crue survenant en période de hautes eaux, la calibration des modèles est souvent focalisée sur ces événements de crue. Il semble donc intéressant **d'identifier des jeux de paramètres adaptés pour chaque saison**, comme proposé au chapitre 5. Pour cela, l'analyse des événements de crue par saison, couplée à des campagnes de mesures complémentaires, peut permettre de dégager des typologies saisonnières de fonctionnement de certains bassins, comme réalisé au chapitre 6 sur la Cèze et la Loue.
- De même, le chapitre 5 a montré que des corrélations significatives existent entre des signatures hydrologiques et des paramètres de modèles. **L'analyse des chroniques de données hydroclimatiques peut donc servir à caractériser ces signatures, afin de vérifier la cohérence des paramètres de modèle.**
- **Les signatures hydrologiques identifiées comme représentatives de l'influence du karst peuvent être utilisées comme fonction critère de la calibration des modèles**, à la place des critères standards (NSE, KGE, ...). En effet, il peut être bénéfique de faire en sorte que les modèles reproduisent fidèlement ces aspects précis de la réponse hydrologique (e.g. temps caractéristiques, coefficients de ruissellement, ...) plutôt que les critères classiques de performance.
- Enfin, les résultats du chapitre 5 ont montré que la calibration de la surface des bassins produit des résultats similaires à la simulation explicite des flux d'IGF. Dans le cas des modèles ne pouvant simuler de flux d'échanges, il est donc intéressant **d'utiliser la surface de bassin comme un paramètre à optimiser** (alternativement, un coefficient peut être appliqué aux précipitations).

Conclusion générale et perspectives

Conclusions

L'objectif principal de cette thèse était de caractériser, à travers leurs signatures hydrologiques, la variabilité spatiotemporelle de la réponse hydrologique des bassins karstiques. Pour cela, différentes approches ont été mises en œuvre, incluant des méthodes nouvelles basées sur l'adaptation d'outils classiques de l'hydrologie, des travaux de modélisation, et l'instrumentation de tronçons de rivière. Grâce à l'ensemble de ces travaux, des éléments de réponse sont apportés aux questions scientifiques soulevées en début de thèse.

À l'échelle annuelle, l'adaptation de la théorie de L'Vovich aux bassins non conservatifs, couplée à une décomposition des hydrogrammes et une estimation des flux d'échanges interbassins (IGF) sur les bassins élémentaires, a permis d'identifier les zones de gains et de pertes de débit, ainsi que de quantifier l'impact du karst sur la répartition des différents flux d'eau à l'échelle du bassin versant. Cette analyse a montré que la principale influence du karst est de favoriser les IGFs, qui peuvent être dirigés à l'export ou à l'import, qui impactent les composantes lentes et rapides du débit, et qui peuvent représenter jusqu'à 50 % des précipitations à l'échelle annuelle. Ces IGFs, associés à l'absence ou la faible épaisseur des sols en domaine karstique, modifient les coefficients de ruissellement annuels. De plus, des corrélations existent entre ces flux et certains paramètres physiographiques.

À l'échelle de l'évènement de crue, l'analyse spatialisée de la réponse hydrologique des bassins élémentaires a permis de mettre en évidence l'influence du karst sur les bilans de volume, la morphologie des hydrogrammes, et les échanges latéraux. Malgré une grande variabilité dans la réponse des bassins karstiques, pour les évènements majeurs des sites étudiés, le karst favorise globalement un laminage des crues, avec une diminution des débits de pointe et un allongement des temps caractéristiques. Ce comportement est dû à des IGFs en export, pouvant représenter jusqu'à 50% du débit en rivière et 20% des précipitations. Une variabilité dans les processus est à noter selon le type de karst, celui des bassins karstiques binaires favorisant plus systématiquement des pertes que celui des bassins unaires, caractérisés par des successions de gains et de pertes.

L'ensemble des stations de jaugeage a fait l'objet d'une modélisation pluie-débit avec les modèles Gardénia et GR5H, à l'échelle des bassins topographiques et au pas de temps horaire. L'analyse de la variabilité des paramètres des modèles montre que le karst est associé à des valeurs spécifiques de capacité des réservoirs de production, et favorise un allongement des constantes de temps de transfert (GR5H). De plus, il favorise une diminution de la valeur des paramètres liés aux échanges, indiquant des pertes par IGF plus importantes. La spatialisation de ces paramètres, assimilables à des signatures hydrologiques, met en évidence les schémas régionaux de flux interbassins, en lien avec la configuration locale du karst et en cohérence avec les résultats précédents (pertes par infiltration sur le karst des bassins binaires des Cévennes, gains et pertes successifs sur le karst du plateau du Jura, et échanges intra-bassin plus localisés sur le karst Normand sous couverture). Enfin, les simulations ont mis en évidence des voies d'optimisation des modélisations en domaine karstique, avec notamment le lien entre paramètres de modèles et certaines signatures hydrologiques, ainsi que la prise en compte de la saisonnalité des processus.

Conclusions et Perspectives

Sur les bassins de la Cèze intermédiaire et de la Loue, un suivi de conductivité électrique en rivière a été réalisé en parallèle des mesures de débit, permettant l'étude des relations débit-concentration. Cette approche, combinant l'analyse des boucles hystérésis débit-concentration à l'échelle des bassins topographiques et la modélisation inverse des flux d'échanges latéraux à l'échelle des bassins élémentaires, a permis de caractériser l'origine de l'eau mobilisée en crue (événementielle ou pré-événementielle) et les processus associés (ruissellement de surface, infiltration rapide, effet piston). Cette analyse a mis en évidence la contribution croissante d'eau événementielle (majoritairement via les écoulements superficiels) associée à la transition de la Loue de canyons vers une vallée plus ouverte, la contribution d'eau pré-événementielle (d'origine souterraine) sur la zone karstique de la Cèze, ainsi que le rôle saisonnier de l'état de saturation de l'aquifère dans les réponses de ces deux bassins.

Ces approches, menées à différentes échelles de l'espace (bassin topographique de l'exutoire à la source, et bassin élémentaire drainé par un tronçon de rivière) et du temps (année hydrologique, événement de crue, saison), ont permis de caractériser différents types de signatures hydrologiques. Ainsi, ces signatures renseignent sur plusieurs aspects de la réponse hydrologique des bassins (statistiques, dynamiques événementielles, ou dynamiques saisonnières) et reflètent les processus associés. Elles ont permis d'établir une classification des rôles du karst sur la réponse des bassins, et constituent un outil pour les quantifier. Leur utilisation, couplée à certaines analyses (voir les préconisations formulées en section 7.3.3), peut donc constituer une voie d'optimisation des modélisations pluie-débit en domaine karstique, notamment pour la prévision des crues.

Perspectives

Les travaux de cette thèse contribuent à la compréhension à large échelle des processus de crue en milieu karstique, qui sont majoritairement abordés dans des cas d'études localisés. De nouvelles approches, dont l'intérêt a été démontré dans cette thèse, peuvent permettre d'améliorer les connaissances communes sur ces processus. Par exemple, les mesures de conductivité électrique en rivière peuvent être étendues pour analyser la variabilité des processus et de l'origine de l'eau à l'échelle régionale, sachant que de nombreux suivis piézométriques sont associés à une mesure de conductivité électrique (cf. base de données ADES¹). Elles pourraient également être exploitées afin d'améliorer l'estimation des flux d'IGF, car elles peuvent renseigner sur l'origine de l'eau mobilisée (Lambs, 2000). De même, le suivi de certaines concentrations ou variables physico-chimiques, en complément de mesures de débit, peut permettre une meilleure identification des processus karstiques (nutriments, turbidité, ions majeurs, Mahler et al., 2008 ; NO₃, SO₄, Hartmann et al., 2013a ; Mg/Ca, Toran and Reisch, 2012 ; Carbone Organique Total, Batiot et al., 2003), et une aide à la sélection des structures de modèles appropriés (Chang et al., 2021). Enfin, l'utilisation de données piézométriques comme indicateur de l'état de saturation du karst (Charlier et al., 2017 ; Bailly-Comte, 2009) est une piste pour permettre l'amélioration des simulations qui tiennent compte des échanges surface/souterrain.

¹ <https://ades.eaufrance.fr/>

Conclusions et Perspectives

La typologie des rôles du karst sur la réponse hydrologique établie dans cette thèse peut constituer un canevas pour la classification de nouveaux bassins karstiques, et peut également être développée. En effet, les signatures hydrologiques peuvent permettre d'identifier des « bassins jumeaux » (même climat, même physiographie et même réponse hydrologique) ou différents (même climat et physiographie mais des réponses hydrologiques différentes), qui permettront de regrouper de nouveaux bassins dans une des catégories de la typologie, ou d'en définir de nouvelles. De telles approches ont été menées par Berghuijs et al. (2014) ou Sivapalan et al. (2011) pour la classification fonctionnelle de bassins, et par Wagener et al. (2007) et Oudin et al. (2008) pour étudier la similarité entre bassins. Dans le cas particulier des bassins non jaugés, des relations doivent être établies entre les signatures hydrologiques et des descripteurs physiographiques quantifiables. Les travaux de cette thèse ont montré que des corrélations existent notamment entre la densité de drainage ou l'IDPR (Mardhel et al., 2021), et certaines signatures hydrologiques en lien avec les bilans annuels (voir chapitre 3). De nombreux auteurs abordent la thématique des prévisions en bassins non jaugés (Predictions in Ungauged Basins) et analysent les relations entre signatures hydrologiques et descripteurs physiographiques, comme par exemple les travaux de Yadav et al. (2007).

Les résultats de cette thèse ont montré que la réponse hydrologique des bassins karstiques est souvent caractérisée par de forts IGFs. Si ces flux sont représentés dans certains modèles pluie-débit utilisés en recherche, il serait intéressant de les intégrer aux modèles utilisés en prévision (GRP). A défaut, l'optimisation de la superficie des bassins peut constituer une solution alternative. Par ailleurs, les processus hydrologiques de crue des bassins karstiques présentent de fortes variabilités dans le temps et dans l'espace, et les zones karstiques et non karstiques existent souvent dans les mêmes bassins versants, d'où une diversité des processus à prendre en compte. Ainsi, des études similaires à celles menées dans cette thèse peuvent fournir des informations spatialisées sur le fonctionnement des bassins, permettant l'utilisation d'approches distribuées ou semi-distribuées là où elles sont encore peu adaptées. Par exemple, la modélisation débit-débit, utilisée dans cette thèse avec une approche inverse, est adaptée à la simulation des échanges latéraux à partir des mesures de débit (chapitres 4 et 6). Son utilisation avec une approche directe (simulation du débit aval à partir du débit amont et de l'estimation des échanges latéraux) pourrait constituer un outil intéressant pour l'étude des crues en domaine karstique. Enfin, l'utilisation combinée de modèles adaptés aux terrains karstiques et non karstiques peut être une voie d'amélioration des prévisions, comme l'ont montré les travaux de Liu et al. (2021) sur six bassins versant à composante karstique.

Par ailleurs, les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse adoptent des méthodologies génériques, qui peuvent être appliquées à une diversité de bassins versants naturels. L'utilisation des signatures hydrologiques peut avoir de nouvelles applications, comme par exemple l'estimation des effets de scénarios de changements climatiques (pluie, température, ETP) sur la réponse hydrologique des bassins (et plus particulièrement les IGFs, en utilisant des modèles du type L'Vovich et/ou Budyko adaptés), ou encore l'estimation de l'impact d'aménagements par l'étude de l'évolution des signatures avant et après leur réalisation.

Références bibliographiques

Références

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986a. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87, 45–59. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90114-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90114-9)
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986b. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87, 61–77. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90115-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90115-0)
- Adinehvand, R., Raeisi, E., Hartmann, A., 2017. A step-wise semi-distributed simulation approach to characterize a karst aquifer and to support dam construction in a data-scarce environment. *Journal of Hydrology* 554, 470–481. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.08.056>
- Anderson, S.P., Dietrich, W.E., Torres, R., Montgomery, D.R., Loague, K., 1997. Concentration-discharge relationships in runoff from a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research* 33, 211–225. <https://doi.org/10.1029/96WR02715>
- Andréassian, V., Perrin, C., 2012. On the ambiguous interpretation of the Turc-Budyko nondimensional graph: TECHNICAL NOTE. *Water Resources Research* 48. <https://doi.org/10.1029/2012WR012532>
- Aquilina, L., Ladouche, B., Dörfliker, N., 2006. Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology* 327, 472–485. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.054>
- Ascott, M. J., Marchant, B. P., Macdonald, D., McKenzie, A. A., & Bloomfield, J. P., 2017. Improved understanding of spatio-temporal controls on regional scale groundwater flooding using hydrograph analysis and impulse response functions. *Hydrological Processes*, 31(25), 4586–4599. <https://doi.org/10.1002/hyp.11380>
- Baeumer, B., Benson, D.A., Meerschaert, M.M., Wheatcraft, S.W., 2001. Subordinated advection-dispersion equation for contaminant transport. *Water Resources Research* 37, 1543–1550. <https://doi.org/10.1029/2000WR900409>
- Bailly-Comte, V., Borrell-Estupina, V., Jourde, H., Pistre, S., 2012. A conceptual semidistributed model of the Coulazou River as a tool for assessing surface water-karst groundwater interactions during flood in Mediterranean ephemeral rivers. *Water Resources Research* 48. <https://doi.org/10.1029/2010WR010072>
- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Pistre, S., 2009. Conceptualization and classification of groundwater–surface water hydrodynamic interactions in karst watersheds: Case of the karst watershed of the Coulazou River (Southern France). *Journal of Hydrology* 376, 456–462. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.053>
- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S., Batiot-Guilhe, C., 2008. Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France). *Journal of Hydrology* 349, 98–114. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.028>
- Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal* 13, 148–160. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>
- Barracough, D., Gardner, C.M.K., Wellings, S.R., Cooper, J.D., 1994. A tracer investigation into the importance of fissure flow in the unsaturated zone of the British Upper Chalk. *Journal of Hydrology* 156, 459–469. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90090-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90090-6)
- Basha, H.A., 2020. Flow Recession Equations for Karst Systems. *Water Resources Research* 56. <https://doi.org/10.1029/2020WR027384>
- Bates, P.D., De Roo, A.P.J., 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology* 236, 54–77. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00278-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00278-X)
- Batiot, C., Emblanch, C., Blavoux, B., 2003. Carbone organique total (COT) et magnésium (Mg²⁺): deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l'aquifère karstique. *Comptes Rendus Geoscience* 335, 205–214. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00027-0](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00027-0)
- Bell, F.C., Om Kar, S., 1969. Characteristic response times in design flood estimation. *Journal of Hydrology* 8, 173–196. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(69\)90120-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90120-6)
- Berghuijs, W.R., Sivapalan, M., Woods, R.A., Savenije, H.H.G., 2014. Patterns of similarity of seasonal water balances: A window into streamflow variability over a range of time scales. *Water Resources Research* 50, 5638–5661. <https://doi.org/10.1002/2014WR015692>
- Berthet, L., 2010. Prédiction des crues au pas de temps horaire: pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique (phdthesis). AgroParisTech.

Références

- Beven, K. J. (2001), On hypothesis testing in hydrology, *Hydrol. Processes*, 15, 1655– 1657.
- Beven, K., 2006. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of hydrology* 320, 18–36.
- Bonacci, O., 2015. Karst hydrogeology/hydrology of dinaric chain and isles. *Environmental Earth Sciences* 74, 37–55. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3677-8>
- Bonacci, O., Bojanić, D., 1991. Rhythmic karst springs. *Hydrological Sciences Journal* 36, 35–47. <https://doi.org/10.1080/02626669109492483>
- Bonacci, O., Ljubenković, I., Roje-Bonacci, T., 2006. Karst flash floods: an example from the Dinaric karst (Croatia). *Natural Hazards and Earth System Science* 6, 195–203.
- Bouaziz, L., Weerts, A., Schellekens, J., Sprokkereef, E., Stam, J., Savenije, H., Hrachowitz, M., 2018. Redressing the balance: quantifying net intercatchment groundwater flows. *Hydrology and Earth System Sciences* 22, 6415–6434. <https://doi.org/10.5194/hess-22-6415-2018>
- Bouaziz, L.J.E., Fenicia, F., Thirel, G., de Boer-Euser, T., Buitink, J., Brauer, C.C., De Niel, J., Dewals, B.J., Drogue, G., Grelier, B., Melsen, L.A., Moustakas, S., Nossent, J., Pereira, F., Sprokkereef, E., Stam, J., Weerts, A.H., Willems, P., Savenije, H.H.G., Hrachowitz, M., 2021. Behind the scenes of streamflow model performance. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 1069–1095. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1069-2021>
- Budyko, M.I., 1974. *Climate and life*, English ed. / edited by David H. Miller. ed. New York : Academic Press.
- Burns, D.A., McDonnell, J.J., Hooper, R.P., Peters, N.E., Freer, J.E., Kendall, C., Beven, K., 2001. Quantifying contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic measurements at the Panola Mountain Research Watershed (Georgia, USA). *Hydrological Processes* 15, 1903–1924. <https://doi.org/10.1002/hyp.246>
- Calba, F., 1980. *Hydrogéologie du karst crayeux du pays de Caux (France)*. Etude de deux bassins. [Hydrogeology of the chalky karst of Pays de Caux (France)], Université Pierre et Marie Curie, Paris 189.
- Carrillo-Rivera, J., 2000. Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi-arid drainage basins, Mexico. *Hydrogeology Journal* 8, 503–520. <https://doi.org/10.1007/s100400000093>
- Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., Moss, D., 1996. Importance of the vertical component of groundwater flow: a hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico. *Journal of Hydrology* 185, 23–44. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03014-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03014-4)
- Champeaux, J.-L., Laurantin, O., Mercier, B., Mounier, F., Lassegues, P., Tabary, P., 2011. Quantitative precipitation estimations using rain gauges and radar networks: inventory and prospects at Meteo-France 11.
- Chanat, J.G., Rice, K.C., Hornberger, G.M., 2002. Consistency of patterns in concentration-discharge plots. *Water Resources Research* 38, 22-1-22–10. <https://doi.org/10.1029/2001WR000971>
- Chang, Y., Hartmann, A., Liu, L., Jiang, G., Wu, J., 2021. Identifying More Realistic Model Structures by Electrical Conductivity Observations of the Karst Spring. *Water Res* 57. <https://doi.org/10.1029/2020WR028587>
- Chapuis, H., 2018. *Caractérisation, évaluation, modélisation des échanges entre aquifères karstiques et rivières - Application à la Cèze (Gard, France)* 467.
- Charlier J.-B., Desprats J.-F., Ladouche B., 2014. Appui au SCHAPI 2014 – Module 1 – Rôle et contribution des eaux souterraines d'origine karstique dans les crues de la Loue à Chenecey-Buillon, BRGM/RP-63844-FR report, 109p. <https://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-63844-FR.pdf> (accessed February 2021)
- Charlier J.-B., Vallet A., G. Hévin, F. Moiroux, 2018. – Projet QUARSTIC : QUALité des eaux et Réseau de Surveillance des rivières Comtoises. BRGM/RP-68315-FR report, 165p. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-68315-FR.pdf> (accessed February 2021)
- Charlier, J., Moussa, R., David, P., Desprats, J., 2019. Quantifying peakflow attenuation/amplification in a karst river using the diffusive wave model with lateral flow. *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.13472>
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Mudry, J., 2012. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *Journal of Hydrology* 460–461, 52–64. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.043>
- Charlier, J.-B., Cattani, P., Moussa, R., Voltz, M., 2008. Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. *Hydrological Processes* 22, 4355–4370. <https://doi.org/10.1002/hyp.7040>

Références

- Charlier, J.-B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2011. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: A multi-disciplinary experimental approach. *Journal of Hydrology* 398, 155–170. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.006>
- Charlier, J.-B., Ladouche, B., Maréchal, J.-C., 2015a. Identifying the impact of climate and anthropic pressures on karst aquifers using wavelet analysis. *Journal of Hydrology* 523, 610–623. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.003>
- Charlier, J.-B., Moussa, R., Bailly-Comte, V., Danneville, L., Desprats, J.-F., Ladouche, B., Marchandise, A., 2015b. Use of a flood-routing model to assess lateral flows in a karstic stream: implications to the hydrogeological functioning of the Grands Causses area (Tarn River, Southern France). *Environmental Earth Sciences* 74, 7605–7616. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4704-0>
- Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Drew, D., Griger, F., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Richts, A., Stevanovic, Z., Veni, G., Goldscheider, N., 2017a. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. *Hydrogeology Journal* 25, 771–785. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1519-3>
- Chen, Z., Hartmann, A., Goldscheider, N., 2017b. A new approach to evaluate spatiotemporal dynamics of controlling parameters in distributed environmental models. *Environmental Modelling & Software* 87, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.10.005>
- Chen, Z., Hartmann, A., Wagener, T., Goldscheider, N., 2018. Dynamics of water fluxes and storages in an Alpine karst catchment under current and potential future climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences* 22, 3807–3823. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3807-2018>
- Cholet, C., Charlier, J.-B., Moussa, R., Steinmann, M., Denimal, S., 2017. Assessing lateral flows and solute transport during floods in a conduit-flow-dominated karst system using the inverse problem for the advection–diffusion equation. *Hydrology and Earth System Sciences* 21, 3635–3653. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3635-2017>
- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R.P., Vogt, R.D., Andersen, S., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members – a step towards second-generation acidification models.
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., Andréassian, V., 2017. The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environmental Modelling & Software* 94, 166–171. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002>
- Coustau, M., Bouvier, C., Borrell-Estupina, V., Jourde, H., 2012. Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model: case of the karstic Lez river catchment. *Natural Hazards and Earth System Science* 12, 1119–1133. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-1119-2012>
- Covino, T., McGlynn, B., Mallard, J., 2011. Stream-groundwater exchange and hydrologic turnover at the network scale. *Water Resources Research* 47. <https://doi.org/10.1029/2011WR010942>
- Darras, T., Borrell Estupina, V., Kong-A-Siou, L., Vayssade, B., Johannet, A., Pistre, S., 2015. Identification of spatial and temporal contributions of rainfalls to flash floods using neural network modelling: case study on the Lez basin (southern France). *Hydrology and Earth System Sciences* 19, 4397–4410. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4397-2015>
- De Waele, J., Martina, M.L.V., Sanna, L., Cabras, S., Cossu, Q.A., 2010. Flash flood hydrology in karstic terrain: Flumineddu Canyon, central-east Sardinia. *Geomorphology* 120, 162–173. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.021>
- Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E., 2005. The catastrophic flash-flood event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: a first case study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology* 6, 34–52.
- Dingman, S.L., 2015. *Physical Hydrology: Third Edition*. Waveland Press.
- Doctor, D.H., Alexander, E.C., Petrič, M., Kogovšek, J., Urbanc, J., Lojen, S., Stichler, W., 2006. Quantification of karst aquifer discharge components during storm events through end-member mixing analysis using natural chemistry and stable isotopes as tracers. *Hydrogeology Journal* 14, 1171–1191. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0031-6>
- Eakin, T.E., 1966. A regional interbasin groundwater system in the White River Area, southeastern Nevada. *Water Resources Research* 2, 251–271. <https://doi.org/10.1029/WR002i002p00251>
- Eckhardt, K., 2005. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes* 19, 507–515. <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>
- Edijatno, De Oliveira Nascimento, N., Yang, X., Makhlof, Z., Michel, C., 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal* 44, 263–277. <https://doi.org/10.1080/02626669909492221>

Références

- Edijatno, N., Michel, C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche* 2, 113–121.
- Evans, C., Davies, T.D., 1998. Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. *Water Resources Research* 34, 129–137. <https://doi.org/10.1029/97WR01881>
- Evans, C., Davies, T.D., Murdoch, P.S., 1999. Component flow processes at four streams in the Catskill Mountains, New York, analysed using episodic concentration/discharge relationships. *Hydrological Processes* 13, 563–575. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199903\)13:4<563::AID-HYP711>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199903)13:4<563::AID-HYP711>3.0.CO;2-N)
- Fan, Y., 2019. Are catchments leaky? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* 6. <https://doi.org/10.1002/wat2.1386>
- Finch, J.W., Bradford, R.B., Hudson, J.A., 2004. The spatial distribution of groundwater flooding in a chalk catchment in southern England. *Hydrological Processes* 18, 959–971. <https://doi.org/10.1002/hyp.1340>
- Fleury, P., Maréchal, J.C., Ladouche, B., 2013. Karst flash-flood forecasting in the city of Nîmes (southern France). *Engineering Geology* 164, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.007>
- Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., Dussart-Baptista, L., Rodet, J., Dupont, J.P., 2007. Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeology Journal* 15, 689–704. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0116-2>
- Gárfias-Soliz, J., Llanos-Acebo, H., Martel, R., 2009. Time series and stochastic analyses to study the hydrodynamic characteristics of karstic aquifers. *Hydrological Processes* n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/hyp.7487>
- Gaume, E., Bouvier, C., 2004. Analyse hydro-pluviométrique des crues du Gard et du Vidourle des 8 et 9 septembre 2002. *La Houille Blanche* 99–106. <https://doi.org/10.1051/lhb:200406014>
- Gay, A., Cerdan, O., Mardhel, V., Desmet, M., 2016. Application of an index of sediment connectivity in a lowland area. *Journal of Soils and Sediments* 16, 280–293. <https://doi.org/10.1007/s11368-015-1235-y>
- Genereux, D.P., Jordan, M., 2006. Interbasin groundwater flow and groundwater interaction with surface water in a lowland rainforest, Costa Rica: A review. *Journal of Hydrology* 320, 385–399. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.023>
- Genereux, D.P., Jordan, M.T., Carbonell, D., 2005. A paired-watershed budget study to quantify interbasin groundwater flow in a lowland rain forest, Costa Rica: RA. *Water Resources Research* 41. <https://doi.org/10.1029/2004WR003635>
- Genereux, D.P., Wood, S.J., Pringle, C.M., 2002. Chemical tracing of interbasin groundwater transfer in the lowland rainforest of Costa Rica. *Journal of Hydrology* 258, 163–178. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00568-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00568-6)
- Gill, L.W., Naughton, O., Johnston, P.M., 2013. Modeling a network of turloughs in lowland karst: Modeling a Network of Turloughs in Lowland Karst. *Water Resources Research* 49, 3487–3503. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20299>
- Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Stevanovic, Z., Veni, G., 2020. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. *Hydrogeology Journal* 28, 1661–1677. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5>
- Goldscheider, N., Drew, D., 2007. *Methods in Karst Hydrogeology*: IAH: International Contributions to Hydrogeology, 26. CRC Press.
- Gupta, H.V., Wagener, T., Liu, Y., 2008. Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrol. Process.* 22, 3802–3813. <https://doi.org/10.1002/hyp.6989>
- Gustard, A., Bullock, A., Dixon, J.M., 1992. *Low flow estimation in the United Kingdom*, Report / Institute of Hydrology. Institute of Hydrology, Wallingford.
- Hartmann, A., Wagener, T., Rimmer, A., Lange, J., Brielmann, H., Weiler, M., 2013a. Testing the realism of model structures to identify karst system processes using water quality and quantity signatures. *Water Resour. Res.* 49, 3345–3358. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20229>
- Hartmann, Andreas, Barberá, J.A., Lange, J., Andreo, B., Weiler, M., 2013b. Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems – Exemplified at a karst spring in Southern Spain. *Advances in Water Resources* 54, 149–160. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.01.010>
- 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, 218–242. <https://doi.org/10.1002/2013RG000443>

Références

- Hartmann, A., Lange, J., Vivó Aguado, À., Mizyed, N., Smiatek, G., Kunstmann, H., 2012. A multi-model approach for improved simulations of future water availability at a large Eastern Mediterranean karst spring. *Journal of Hydrology* 468–469, 130–138. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.08.024>
- Hartmann, A., Jasechko, S., Gleeson, T., Wada, Y., Andreo, B., Barberá, J. A., et al., 2021. Risk of groundwater contamination widely underestimated because of fast flow into aquifers. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(20). <https://doi.org/10.1073/pnas.2024492118>
- Hauns, M., Jeannin, P.-Y., Atteia, O., 2001. Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology* 241, 177–193. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00366-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00366-8)
- Hayami, S., 1951. On the propagation of flood waves. *Bulletins-Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* 1, 1–16.
- Hess, J.W., White, W.B., 1988. Storm response of the karstic carbonate aquifer of southcentral Kentucky. *Journal of Hydrology* 99, 235–252. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90051-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90051-0)
- House, W.A., Warwick, M.S., 1998. Hysteresis of the solute concentration/discharge relationship in rivers during storms. *Water Research* 32, 2279–2290. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(97\)00473-9](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(97)00473-9)
- Hrachowitz, M., Fovet, O., Ruiz, L., Euser, T., Gharari, S., Nijzink, R., Freer, J., Savenije, H.H.G., Gascuel-Oudou, C., 2014. Process consistency in models: The importance of system signatures, expert knowledge, and process complexity. *Water Resources Research* 50, 7445–7469. <https://doi.org/10.1002/2014WR015484>
- James, A.L., Roulet, N.T., 2006. Investigating the applicability of end-member mixing analysis (EMMA) across scale: A study of eight small, nested catchments in a temperate forested watershed. *Water Resources Research* 42. <https://doi.org/10.1029/2005WR004419>
- Jeannin, P.Y., Grasso, D.A., 1997. Permeability and hydrodynamic behavior of karstic environment. *Gunay, G. and Johnson, AI* 335–342.
- Jeannin, P. Y., Artigue, G., Butscher, C., Chang, Y., Charlier, J. B., Duran, L., ... & Wunsch, A. (2021). Karst modelling challenge 1: Results of hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 126508.
- Jerome Morrissey, P., McCormack, T., Naughton, O., Meredith Johnston, P., & William Gill, L., 2020. Modelling groundwater flooding in a lowland karst catchment. *Journal of Hydrology*, 580, 124361. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124361>
- Jourde, H., Lafare, A., Mazzilli, N., Belaud, G., Neppel, L., Dörfliger, N., Cernesson, F., 2014. Flash flood mitigation as a positive consequence of anthropogenic forcing on the groundwater resource in a karst catchment. *Environmental Earth Sciences* 71, 573–583. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2678-3>
- Jukić, D., Denić-Jukić, V., 2009. Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology* 14.
- Kharroubi, O., Blanpain, O., Masson, E., Lallahem, S., 2016. Application du réseau des neurones artificiels à la prévision des débits horaires: Cas du bassin versant de l'Eure, France. *Hydrological Sciences Journal* 61, 541–550. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.933225>
- Kiraly, L., 1998. Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin du Centre d'hydrogéologie* 16, 77–98.
- Knapp, J.L.A., von Freyberg, J., Studer, B., Kiewiet, L., Kirchner, J.W., 2020. Concentration–discharge relationships vary among hydrological events, reflecting differences in event characteristics. *Hydrology and Earth System Sciences* 24, 2561–2576. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2561-2020>
- Kourgialas, N.N., Karatzas, G.P., Nikolaidis, N.P., 2012. Development of a thresholds approach for real-time flash flood prediction in complex geomorphological river basins. *Hydrological Processes* 26, 1478–1494. <https://doi.org/10.1002/hyp.8272>
- Laaha, G., Blöschl, G., 2006. A comparison of low flow regionalisation methods—catchment grouping. *Journal of Hydrology* 323, 193–214. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.09.001>
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000. Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology* 238, 123–148. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00321-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00321-8)
- Ladouche, B., Marechal, J.-C., Dorfliger, N., 2014. Semi-distributed lumped model of a karst system under active management. *Journal of Hydrology* 509, 215–230. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.017>

Références

- Laignel, B., 1997. Les altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris: caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats (These de doctorat). Rouen.
- Lambán, L.J., Jódar, J., Custodio, E., Soler, A., Sapriza, G., Soto, R., 2015. Isotopic and hydrogeochemical characterization of high-altitude karst aquifers in complex geological settings. The Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain) case study. *Science of The Total Environment* 506–507, 466–479. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.11.030>
- Lambs, L., 2000. Correlation of conductivity and stable isotope ^{18}O for the assessment of water origin in river system. *Chemical Geology* 164, 161–170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00140-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00140-0)
- Le Bas, C., 2018. Carte de la Réserve Utile en eau issue de la Base de Données Géographique des Sols de France. <https://doi.org/10.15454/JPB9RB>
- Le Mesnil, M., Charlier, J.-B., Moussa, R., Caballero, Y., Dörfliger, N., 2020. Interbasin groundwater flow: Characterization, role of karst areas, impact on annual water balance and flood processes. *Journal of Hydrology* 585, 124583. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124583>
- Le Mesnil, M., Moussa, R., Charlier, J.-B., Caballero, Y., 2021. Impact of karst areas on runoff generation, lateral flow and interbasin groundwater flow at the storm-event timescale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 1259–1282. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1259-2021>
- Le Mesnil, M., Moussa, R., and Charlier, J.-B.: Rainfall-Runoff simulation in karst catchments: what do we learn about hydrological functioning from lumped models?, En préparation
- Le Moine, N., 2008. Le bassin versant de surface vu par le souterrain: une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit? 348.
- Le Moine, N., Andréassian, V., Mathevet, T., 2008. Confronting surface- and groundwater balances on the La Rochefoucauld-Touvre karstic system (Charente, France). *Water Resources Research* 44. <https://doi.org/10.1029/2007WR005984>
- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., 2007. How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study based on 1040 French catchments: DEALING WITH IGF IN RAINFALL-RUNOFF MODE. *Water Resources Research* 43. <https://doi.org/10.1029/2006WR005608>
- Lebecherel, L., Andréassian, V., Perrin, C., 2013. On regionalizing the Turc-Mezentsev water balance formula. *Water Resources Research* 49, 7508–7517. <https://doi.org/10.1002/2013WR013575>
- Lhomme, J., Bouvier, C., Perrin, J.-L., 2004. Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchments. *Journal of Hydrology, Urban Hydrology* 299, 203–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.006>
- Liu, Y., Wagener, T., Beck, H.E., Hartmann, A., 2020. What is the hydrologically effective area of a catchment? *Environ. Res. Lett.* 11.
- Liu, Y., Wagener, T., Hartmann, A., 2021. Assessing Streamflow Sensitivity to Precipitation Variability in Karst-Influenced Catchments With Unclosed Water Balances. *Water Res* 57. <https://doi.org/10.1029/2020WR028598>
- Liu, Z., Li, Q., Sun, H., Wang, J., 2007. Seasonal, diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical epikarst springs in subtropical karst areas of SW China: Soil CO_2 and dilution effects. *Journal of Hydrology* 337, 207–223. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.034>
- Lloyd, C.E.M., Freer, J.E., Johnes, P.J., Collins, A.L., 2016. Technical Note: Testing an improved index for analysing storm discharge–concentration hysteresis. *Hydrology and Earth System Sciences* 20, 625–632. <https://doi.org/10.5194/hess-20-625-2016>
- Lloyd, J.W., Heathcote, J.A., 1985. Natural inorganic hydrochemistry in relation to ground water.
- López-Chicano, M., Calvache, M.L., Martín-Rosales, W., Gisbert, J., 2002. Conditioning factors in flooding of karstic poljes—the case of the Zafarraya polje (South Spain). *CATENA* 49, 331–352. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00053-X](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00053-X)
- Luhmann, A.J., Covington, M.D., Alexander, S.C., Chai, S.Y., Schwartz, B.F., Groten, J.T., Alexander, E.C., 2012. Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry. *Journal of Hydrology* 448–449, 201–211. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.044>
- Lvovich, M.I., 1979. World water resources, present and future. *GeoJournal* 3, 423–433. <https://doi.org/10.1007/BF00455981>

Références

- Lyne, V., Hollick, M., 1979. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling, in: Institute of Engineers Australia National Conference. Institute of Engineers Australia Barton, Australia, pp. 89–93.
- Magette, W.L., Shanholtz, V.O., Carr, J.C., 1976. Estimating selected parameters for the Kentucky Watershed Model from watershed characteristics. *Water Resources Research* 12, 472–476. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00472>
- Mahler, B.J., Valdes, D., Musgrove, M., Massei, N., 2008. Nutrient dynamics as indicators of karst processes: Comparison of the Chalk aquifer (Normandy, France) and the Edwards aquifer (Texas, U.S.A.). *Journal of Contaminant Hydrology* 98, 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2008.02.006>
- Maidment, D., 1993. *Handbook of Hydrology*. <https://doi.org/10.5860/choice.31-0949>
- Maillet, E.T., 1905. *Essais d'hydraulique souterraine & fluviale*. A. Hermann, Paris.
- Mallard, J., McGlynn, B., Covino, T., 2014. Lateral inflows, stream-groundwater exchange, and network geometry influence stream water composition. *Water Resources Research* 50, 4603–4623. <https://doi.org/10.1002/2013WR014944>
- Mangin, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques* (Doctoral dissertation, Université de Dijon).
- Mangin, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of hydrology*, 67(1-4), 25-43. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90230-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90230-0)
- Mardhel, V., Pinson, S., Allier, D., 2021. Description of an indirect method (IDPR) to determine spatial distribution of infiltration and runoff and its hydrogeological applications to the French territory. *Journal of Hydrology* 592, 125609. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125609>
- Maréchal, J.C., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2008. Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes. *Engineering Geology* 99, 138–146. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.11.013>
- Marty, R., Zin, I., Obled, Ch., 2013. Sensitivity of hydrological ensemble forecasts to different sources and temporal resolutions of probabilistic quantitative precipitation forecasts: flash flood case studies in the Cévennes-Vivarais region (Southern France). *Hydrological Processes* 27, 33–44. <https://doi.org/10.1002/hyp.9543>
- Massei, N., Mahler, B.J., Bakalowicz, M., Fournier, M., Dupont, J.P., 2007. Quantitative Interpretation of Specific Conductance Frequency Distributions in Karst. *Ground Water* 45, 288–293. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00291.x>
- Mathevet, T., 2005. *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants* (phdthesis). Doctorat spécialité Sciences de l'eau, ENGREF Paris.
- Mathevet, T., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., 2004. Experimental Design Of A Lumped Hydrological Model Representing The Rainfall-Runoff Transformation At The Hourly Time-Step 10.
- Mayaud, C., Gabrovšek, F., Blatnik, M., Kogovšek, B., Petrič, M., Ravbar, N., 2019. Understanding flooding in poljes: A modelling perspective. *Journal of Hydrology* 575, 874–889. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.092>
- Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Arfib, B., Baudement, C., Danquigny, C., Dal Soglio, L., Bertin, D., 2019. KarstMod: A modelling platform for rainfall - discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environmental Modelling & Software* 122, 103927. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.015>
- McMillan, H., 2020. Linking hydrologic signatures to hydrologic processes: A review. *Hydrological Processes* 34, 1393–1409. <https://doi.org/10.1002/hyp.13632>
- McMillan, H., Gueguen, M., Grimon, E., Woods, R., Clark, M., Rupp, D.E., 2014. Spatial variability of hydrological processes and model structure diagnostics in a 50 km² catchment. *Hydrological Processes* 28, 4896–4913. <https://doi.org/10.1002/hyp.9988>
- McMillan, H.K., 2021. A review of hydrologic signatures and their applications. *WIREs Water* 8. <https://doi.org/10.1002/wat2.1499>
- Meigh, J.R., Farquharson, F.A.K., Sutcliffe, J.V., 1997. A worldwide comparison of regional flood estimation methods and climate. *Hydrological Sciences Journal* 42, 225–244. <https://doi.org/10.1080/02626669709492022>
- Merz, R., Blöschl, G., 2004. Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology* 287, 95–123. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.028>
- Michel, C., 1989. *Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux*.

Références

- Mijatovic, B.F., 1988. Catastrophic flood in the polje of Cetinje in February 1986, a typical example of the environmental impact of karst. *Environmental Geology and Water Sciences* 12, 117–121.
- Moussa, R., 1996. Analytical Hayami solution for the diffusive wave flood routing problem with lateral inflow. *Hydrological Processes* 10, 1209–1227. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199609\)10:9<1209::AID-HYP380>3.0.CO;2-2](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199609)10:9<1209::AID-HYP380>3.0.CO;2-2)
- Moussa, R., Bocquillon, C., 2009. On the use of the diffusive wave for modelling extreme flood events with overbank flow in the floodplain. *Journal of Hydrology* 374, 116–135. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.006>
- Moussa, R., Bocquillon, C., 1996. Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels. *Journal of Hydrology* 186, 1–30. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03045-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03045-4)
- Moussa, R., Majdalani, S., 2019. Evaluating lateral flow in an experimental channel using the diffusive wave inverse problem. *Advances in Water Resources* 127, 120–133. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.03.009>
- Moussu, F., Oudin, L., Plagnes, V., Mangin, A., Bendjoudi, H., 2011. A multi-objective calibration framework for rainfall–discharge models applied to karst systems. *Journal of Hydrology* 400, 364–376. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.047>
- Nascimento, N.D.O., 1995. Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nathan, R.J., McMahon, T.A., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research* 26, 1465–1473. <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01465>
- Neira, J. M. T., Tallec, G., Andreassian, V., & Mouchel, J. M., 2020. A combined mixing model for high-frequency concentration–discharge relationships. *Journal of Hydrology*, 591, 125559. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125559>
- Nguyen, V.T., Dietrich, J., Uniyal, B., 2020. Modeling interbasin groundwater flow in karst areas: Model development, application, and calibration strategy. *Environmental Modelling & Software* 124, 104606. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104606>
- Olden, J.D., Poff, N.L., 2003. Redundancy and the choice of hydrologic indices for characterizing streamflow regimes. *River Research and Applications* 19, 101–121. <https://doi.org/10.1002/rra.700>
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Le Moine, N., 2008. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research* 44. <https://doi.org/10.1029/2007WR006240>
- Parajka, J., Merz, R., Blöschl, G., 2005. A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. *Hydrology and Earth System Sciences* 16.
- Pellicer-Martínez, F., Martínez-Paz, J.M., 2014. Assessment of interbasin groundwater flows between catchments using a semi-distributed water balance model. *Journal of Hydrology* 519, 1848–1858. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.067>
- Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit (phdthesis). Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279, 275–289. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7)
- Perrin, J.-L., Tournoud, M.-G., 2009. Hydrological processes controlling flow generation in a small Mediterranean catchment under karstic influence. *Hydrological Sciences Journal* 54, 1125–1140. <https://doi.org/10.1623/hvjsj.54.6.1125>
- Piggott, A.R., Moin, S., Southam, C., 2005. A revised approach to the UKIH method for the calculation of baseflow / Une approche améliorée de la méthode de l'UKIH pour le calcul de l'écoulement de base. *Hydrological Sciences Journal* 50. <https://doi.org/10.1623/hvjsj.2005.50.5.911>
- Pinault, J.-L., Amraoui, N., Golaz, C., 2005. Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes. *Water Resources Research* 41. <https://doi.org/10.1029/2004WR003169>

Références

- Pokhrel, P., Yilmaz, K.K., Gupta, H.V., 2012. Multiple-criteria calibration of a distributed watershed model using spatial regularization and response signatures. *Journal of Hydrology, The Distributed Model Intercomparison Project (DMIP) - Phase 2 Experiments in the Oklahoma Region, USA* 418–419, 49–60. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.004>
- Ponce, V.M., Shetty, A.V., 1995. A conceptual model of catchment water balance: 1. Formulation and calibration. *Journal of Hydrology* 173, 27–40. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02739-C](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02739-C)
- Pronk, M., Goldscheider, N., Zopfi, J., Zwahlen, F., 2009. Percolation and Particle Transport in the Unsaturated Zone of a Karst Aquifer. *Ground Water* 47, 361–369. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00509.x>
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., Mathevet, T., Andréassian, V., 2011. A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation. *Journal of Hydrology* 411, 66–76. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.09.034>
- Raghunath, H.M., 2006. *Hydrology: Principles, Analysis And Design*. New Age International.
- Randrianasolo, A., Ramos, M.H., Andréassian, V., 2011. Hydrological ensemble forecasting at ungauged basins: using neighbour catchments for model setup and updating. *Advances in Geosciences* 29, 1–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-29-1-2011>
- Ribolzi, O., Andrieux, P., Valles, V., Bouzigues, R., Bariac, T., Voltz, M., 2000. Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment. Quantification by natural chemical tracing. *Journal of Hydrology* 17.
- Richter, B.D., Baumgartner, J.V., Powell, J., Braun, D.P., 1996. A Method for Assessing Hydrologic Alteration within Ecosystems. *Conservation Biology* 10, 1163–1174. <https://doi.org/10.1046/j.1523-1739.1996.10041163.x>
- Rimmer, A., Salingar, Y., 2006. Modelling precipitation-streamflow processes in karst basin: The case of the Jordan River sources, Israel. *Journal of Hydrology* 331, 524–542. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.003>
- Rose, L.A., Karwan, D.L., Godsey, S.E., 2018. Concentration-discharge relationships describe solute and sediment mobilization, reaction, and transport at event and longer timescales. *Hydrological Processes* 32, 2829–2844. <https://doi.org/10.1002/hyp.13235>
- Rose, S., 2003. Comparative solute–discharge hysteresis analysis for an urbanized and a ‘control basin’ in the Georgia (USA) Piedmont. *Journal of Hydrology* 284, 45–56. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.07.001>
- Runkel, R.L., 1996. Solution of the Advection-Dispersion Equation: Continuous Load of Finite Duration. *Journal of Environmental Engineering* 122, 830–832. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9372\(1996\)122:9\(830\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9372(1996)122:9(830))
- Rutledge, A.T., 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records-update. <https://doi.org/10.3133/wri984148>
- Satterthwaite, F.E., 1946. An Approximate Distribution of Estimates of Variance Components. *Biometrics Bulletin* 2, 110–114. <https://doi.org/10.2307/3002019>
- Scanlon, B.R., Mace, R.E., Barrett, M.E., Smith, B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology* 276, 137–158. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00064-7)
- Schaller, M.F., Fan, Y., 2009. River basins as groundwater exporters and importers: Implications for water cycle and climate modeling. *Journal of Geophysical Research* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JD010636>
- Scharffenberg, W.A., Fleming, M.J., 2006. *Hydrologic modeling system HEC-HMS: user’s manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- Siou, L.K.A., Johannet, A., Borrell, V., Pistre, S., 2011. Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting: The case of the Lez Basin (southern France). *Journal of Hydrology* 403, 367–380. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.015>
- Sivapalan, M., Yaeger, M.A., Harman, C.J., Xu, X., Troch, P.A., 2011. Functional model of water balance variability at the catchment scale: 1. Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry. *Water Resources Research* 47. <https://doi.org/10.1029/2010WR009568>
- Sloto, R.A., Crouse, M.Y., 1996. HYSEP: A Computer Program for Streamflow Hydrograph Separation and Analysis. <https://doi.org/10.3133/wri964040>

Références

- Tabary, P., 2007. The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I: Methodology. *Wea. Forecasting* 22, 393–408. <https://doi.org/10.1175/WAF1004.1>
- Tang, W., Carey, S.K., 2017. HydRun: A MATLAB toolbox for rainfall-runoff analysis. *Hydrological Processes* 31, 2670–2682. <https://doi.org/10.1002/hyp.11185>
- Tangara, M., 2005. Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global (phdthesis). Doctorat de l'Ecole pratique des hautes études de Paris, spécialité milieux, organismes et évolution.
- Thiéry, D., 2014. Logiciel GARDÉNIA, version 8.2, Guide d'utilisation, Rapport final. BRGM/RP-62797-FR, BRGM, Orléans.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* 38, 55–94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Thyne, G.D., Gillespie, J.M., Ostlick, J.R., 1999. Evidence for interbasin flow through bedrock in the southeastern Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1600. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1600:EFIFTB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1600:EFIFTB>2.3.CO;2)
- Todini, E., 1996. The ARNO rainfall—runoff model. *Journal of Hydrology* 175, 339–382. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)80016-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)80016-3)
- Toran, L., Reisch, C.E., 2012. Using Stormwater Hysteresis to Characterize Karst Spring Discharge. *Ground Water* no-no. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00984.x>
- Tóth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68, 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04795>
- Turc, L., 1953. Le Bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Institut national de la recherche agronomique, Paris.
- Vaughan, M.C.H., Bowden, W.B., Shanley, J.B., Vermilyea, A., Sleeper, R., Gold, A.J., Pradhanang, S.M., Inamdar, S.P., Levia, D.F., Andres, A.S., Birgand, F., Schroth, A.W., 2017. High-frequency dissolved organic carbon and nitrate measurements reveal differences in storm hysteresis and loading in relation to land cover and seasonality. *Water Resources Research* 53, 5345–5363. <https://doi.org/10.1002/2017WR020491>
- 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, 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>
- Wagener, T., Sivapalan, M., McGlynn, B., 2008. Catchment Classification and Services—Toward a New Paradigm for Catchment Hydrology Driven by Societal Needs, in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. American Cancer Society. <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa320>
- Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P., Woods, R., 2007. Catchment Classification and Hydrologic Similarity. *Geography Compass* 1, 901–931. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2007.00039.x>
- Wang, T., Istanbulluoglu, E., Lenters, J., Scott, D., 2009. On the role of groundwater and soil texture in the regional water balance: An investigation of the Nebraska Sand Hills, USA. *Water Resources Research* 45. <https://doi.org/10.1029/2009WR007733>
- Williams, P.W., 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology* 61, 45–67. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90234-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90234-2)
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., Alley, W.M., 1998. Ground water and surface water: A single resource (USGS Numbered Series No. 1139), Ground water and surface water: A single resource, Circular. U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/cir1139>
- Worthington, S.R.H., 1991. Karst hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains. McMaster University, Hamilton, Ont., Canada 406.
- Yadav, M., Wagener, T., Gupta, H., 2007. Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins. *Advances in Water Resources* 30, 1756–1774. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.01.005>
- Young, A.R., 2006. Stream flow simulation within UK ungauged catchments using a daily rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology* 320, 155–172. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.017>

Références

- Zanon, F., Borga, M., Zoccatelli, D., Marchi, L., Gaume, E., Bonnifait, L., Delrieu, G., 2010. Hydrological analysis of a flash flood across a climatic and geologic gradient: The September 18, 2007 event in Western Slovenia. *Journal of Hydrology* 394, 182–197. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.08.020>
- Zhang, R., Chen, X., Zhang, Z., Soulsby, C., 2020. Using hysteretic behaviour and hydrograph classification to identify hydrological function across the “hillslope–depression–stream” continuum in a karst catchment. *Hydrological Processes* 34, 3464–3480. <https://doi.org/10.1002/hyp.13793>

Annexes

Annexes au chapitre 3

Appendix A1: List of symbols in chapter 3

Symbol	Unit	Description
P	mm/yr	Precipitations (solid and liquid)
Q	mm/yr	Total specific river streamflow (per surface unit)
Q*	mm/yr	Specific runoff (part of streamflow fed by the elementary catchment)
S	mm/yr	Specific surface runoff (quick flow component), including IGF
S*	mm/yr	Specific surface runoff (quick flow component), excluding IGF
U	mm/yr	Underground specific runoff (slow flow component), including IGF
U*	mm/yr	Underground specific runoff (slow flow component), excluding IGF
W	mm/yr	Wetting (part of precipitations not feeding surface runoff), including IGF
W*	mm/yr	Wetting (part of precipitations not feeding surface runoff), excluding IGF
E	mm/yr	Evapotranspiration calculated as per L’Vovich initial water balance
E*	mm/yr	Evapotranspiration estimated by modelling
I	mm/yr	Interbasin groundwater flow (<0 for gains and >0 for losses)

Appendix A2: Estimation of evapotranspiration

E* is estimated at a daily time step using three different approaches, so as to provide a range to this component characterized by major uncertainties. The three approaches are based on the water-budget methods proposed by Thornthwaite (1948) and Dingman (2015), and by Edijatno et al. (1999) for the GR4J lumped model. All three consider soil as a reservoir, used for distributing the input (precipitation) into evapotranspiration and effective rainfall.

In the Thornthwaite (1948) method, water in the soil reservoir is directly available for evapotranspiration, and precipitation produces effective rainfall (P_{eff}) only after soil saturation. The following algorithm summarizes the method:

- If $P < E0$, the difference $E0 - P$ is subtracted from the soil-water stock C until it is empty:
 - $C_t = \max(0; C_{t-1} + P_t - E0_t)$
 - $E_t = \min(E0_t; C_{t-1} + P_t)$
 - $P_{eff} = 0$
- If $P > E0$, the difference $P - E0$ first feeds the soil-water stock C and then produces efficient rainfall:
 - $C_t = \min(C_{max}; C_{t-1} + P_t - E0_t)$
 - $E_t = E0_t$
 - $P_{eff} = \max(0; C_t + P_t - E0_t - C_{max})$

The Dingman (2015) method is similar to the previous one, with an exponential law governing water extraction for evapotranspiration from the soil reservoir:

- If $P < E0$, the difference $E0 - P$ is subtracted from the soil water stock C following an exponential law:
 - $C_t = C_{t-1} \cdot e^{\frac{-(E0_t - P_t)}{C_{max}}}$
 - $E_t = P_t + C_{t-1} - C_t$
 - $P_{efft} = 0$
- If $P > E0$, the difference $P - E0$ first feeds the soil-water stock C and then produces efficient rainfall (as in the Thornthwaite method):
 - $C_t = \min(C_{max}; C_{t-1} + P_t - E0_t)$
 - $E_t = E0_t$
 - $P_{efft} = \max(0; C_t + P_t - E0_t - C_{max})$

The GR method is derived from the GR hydrological models (Edijatno et al., 1999) and involves a quadratic law for the water-level variation in the soil reservoir. The algorithm, summarized below, then was adapted to the BRGM ‘Gardenia’ model (Thiéry, 2014), which has been used here.

- If $P < E0$, the difference $E_n = E0 - P$ is subtracted from the soil-water stock C , following a quadratic law:
 - $dC = ((C/C_{max})^2 - 2(C/C_{max})) \cdot dE_n$
 - $dE_t = -dC$
 - $P_{eff} = 0$
- If $P > E0$, the difference $P_n = P - E0$ is partitioned into effective rainfall and soil storage following a quadratic law:
 - $dC = (1 - (C/C_{max})^2) \cdot dP_n$
 - $E = E0$
 - $dP_{eff} = (C/C_{max})^2 \cdot dP_n$

Integration of the differential variations provides expressions of C_t , E_t and P_{efft} as a function of C_{t-1} , C_{max} , and $\tanh(E_n/C_{max})$ or $\tanh(P_n/C_{max})$.

The final E^* value corresponds to the mean of the three estimation method results.

Annexe A3 : Étude de sensibilité de la méthode

La méthodologie présentée propose un calcul de bilan hydrologique annuel incluant la quantification des flux suivants :

- Précipitations (donnée d'entrée),
- Débit total (donnée d'entrée),
- Composantes lente et rapide du débit (calculé),
- Evapotranspiration (calculé),
- Ecoulement souterrain interbassin (calculé).

Le principal biais potentiel réside dans la méthode de décomposition des hydrogrammes, car celle-ci implique le choix d'un paramètre. Ce paramètre, noté β (voir section 3.1.2.1.3), permet d'ajuster la décomposition du débit en un débit de base (correspondant à la contribution de l'aquifère au débit du cours d'eau, et assimilé à la composante basse fréquence du signal « débit »), et en un débit de crue (correspondant à la contribution du ruissellement de surface au débit du cours d'eau, et assimilé à la composante haute fréquence du signal « débit »).

La corrélation entre indices hydrologiques et paramètres géomorphologiques a été testée en utilisant les résultats obtenus via l'utilisation de 6 valeurs du paramètre β , variant de 0.8 à 0.998. La Figure 8.1 montre les différentes décompositions d'hydrogrammes obtenues avec ces valeurs de β , qui couvrent la gamme des débits de base probables. Par souci de lisibilité, les résultats présentés se concentrent sur le bassin du Tarn à Millau, et l'indice hydrologique considéré est S/Q. Les résultats obtenus sont similaires pour les autres bassins et indices.

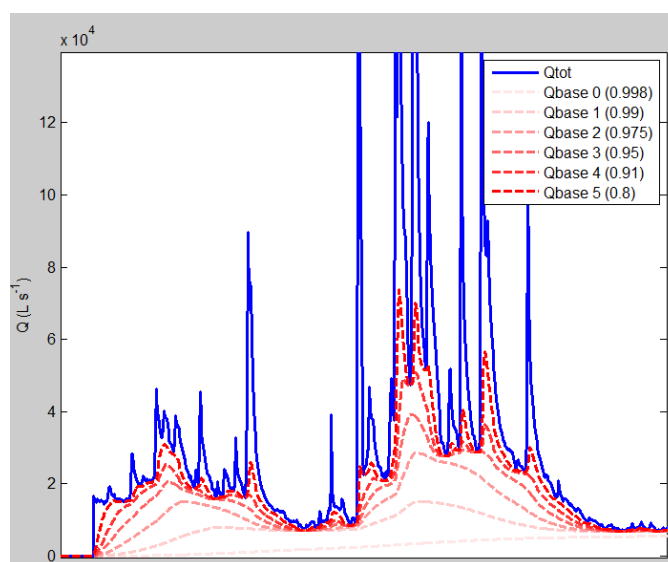


Figure 8.1 : Exemple de décompositions d'hydrogramme avec 6 valeurs de β (de 0.8 à 0.998).

La Figure 8.2 présente l'influence de la valeur de β sur le rapport S/Q sur les 13 stations du bassin du Tarn à Millau. De fortes valeurs de α donnent un lissage important des hydrogrammes, c'est-à-dire de faibles valeurs de débit de base. C'est pourquoi l'augmentation de β cause une

augmentation de l'indice S/Q. On observe que les valeurs de S/Q calculées sur les 13 stations hydrométriques évoluent de la même manière avec l'augmentation de β . Il y a donc une forte influence de β sur les résultats, mais pas de modification différenciée selon les bassins. Ceci est satisfaisant car la valeur de β utilisée est la même pour tous les sites, et les indices hydrologiques sont avant tout analysés de manière relative entre les bassins étudiés, ou bien dans leur relation avec les paramètres géomorphologiques.

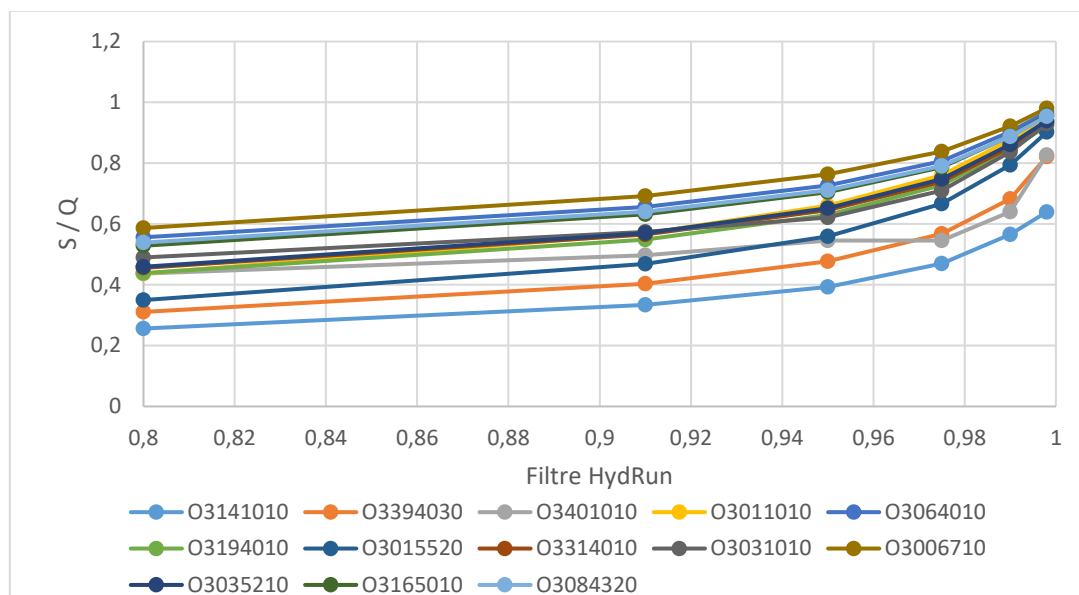


Figure 8.2 : Influence de la valeur de β sur le rapport S/Q sur les 13 stations du bassin du Tarn

La Figure 8.3 présente l'influence de la valeur de β sur la corrélation S/Q vs. IDPR sur les 13 stations du bassin du Tarn à Millau. La relation ainsi que la régression linéaire associée est représentée pour les 6 valeurs de β . Là encore, l'augmentation de β cause une augmentation de la valeur du ratio S/Q, du fait du lissage des pics des hydrogrammes. Néanmoins l'ensemble des bassins étudiés réagit de manière homogène à la variation de β . La pente de la relation obtenue par régression linéaire est globalement conservée. Le choix arbitraire d'une valeur de β n'apporte donc pas de biais sur l'allure de la relation entre indice hydrologique et paramètre géomorphologique. Enfin, on observe une augmentation des coefficients de détermination avec l'augmentation de β . Cette augmentation des R^2 est uniquement due au fait que les indices S/Q de l'ensemble des bassins tendent artificiellement vers 1, et que tous les signaux de débit sont lissés, donc les spécificités des pics de crue sont effacées pour laisser place à une courbe lissée similaire entre tous les bassins.

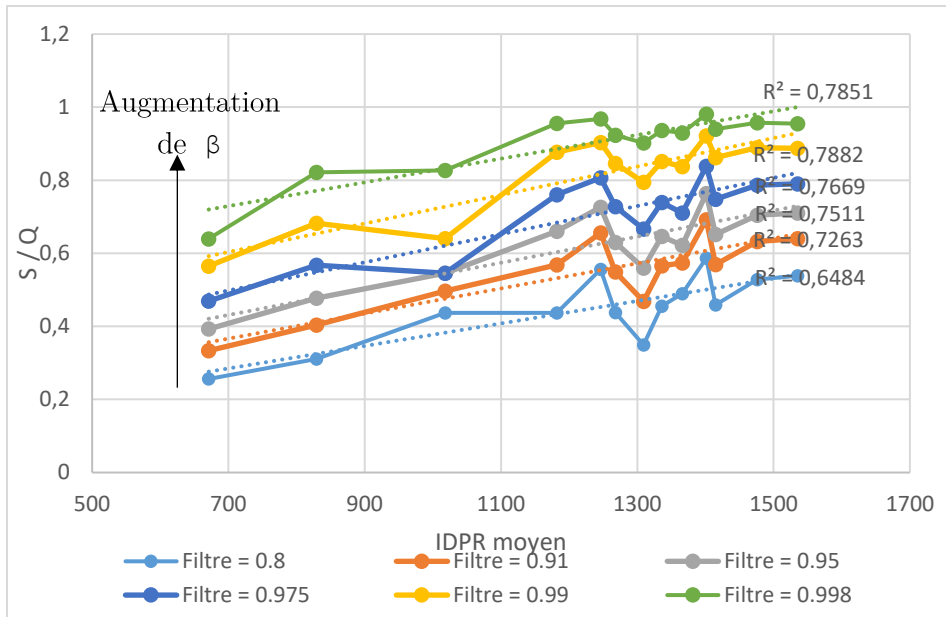


Figure 8.3 : Influence de la valeur de β sur la corrélation S/Q vs. IDPR sur les 13 stations du bassin du Tarn

Annexes au chapitre 4

Appendix B1: List of symbols in chapter 4

Symbol	Unit	Formula	Description
Water-balance descriptors			
V_S	mm	$(V_{O,S}-V_{I,S}) / A$	Stormflow depth
V_U	mm	$(V_{O,U}-V_{I,U}) / A$	Baseflow depth
R_C	-	$(V_O-V_I) / V_P$	Runoff coefficient
$R_{C,S}$	-	V_S / V_P	Storm-runoff coefficient
S_C	-	V_S / V_Q	Stormflow coefficient
Hydrograph-shape descriptors			
Δ / V_P	s^{-1}	$(Q_{O,X}-Q_{I,X})/V_P$	Peakflow variation normalized by rainfall
T_{Ri}	h	-	Time duration of rise from $0.5Q_{O,X}$ to $Q_{O,X}$
T_{08}	h	-	Time duration at $Q_O > 0.8Q_{O,X}$
T_{Re}	h	Eq. (7)	Time constant of recession (exponential model)
C_G	$m.s^{-1}$	$l/(t(G_O)-t(G_I))$	Celerity (based on hydrograph gravity centres)
Lateral-exchange descriptors			
Δ_D / V_P	s^{-1}	$(Q_{I,R,X}-Q_{I,X})/ V_P$	Diffusivity peakflow variation normalized by rainfall
Δ_L / V_P	s^{-1}	$(Q_{O,X}-Q_{I,R,X})/ V_P$	Exchange peakflow variation normalized by rainfall
V_{L+} / V_P	-	V_{L+} / V_P	Lateral inflow normalized by rainfall
V_{L-} / V_P	-	V_{L-} / V_P	Lateral outflow normalized by rainfall
IGF^*/V_P	mm	$(V_Q-V_{Peff})/ V_P$	Interbasin Groundwater Flow normalized by rainfall
Other variables			
A	m^2	-	Catchment area
β	h^{-1}	-	Recession coefficient as per Maillet approximation
C	$m.s^{-1}$	-	Celerity, parameter of the DWE here taken as C_G
D	-	-	Diffusivity, parameter of the DWE
δ	mm	-	Aquifer-storage variation, expressed as catchment depth
E	mm	Appendix B4	Actual evapotranspiration
$G_I; G_O$	-	-	Inlet and outlet hydrograph gravity centres
IGF*	mm	$V_O-V_I - V_{Peff}$	IGF and aquifer variation = streamflow excess or deficit
IGF _A	mm	-	Multi-annual IGF calculated in Le Mesnil et al., 2020
l	m	-	River reach length
P; V_P	$mm.s^{-1}; mm$	-	Precipitation rate and depth on the elementary catchment
$P_{eff}; V_{Peff}$	$mm.s^{-1}; mm$	Appendix B4	Effective rainfall rate and depth
q	$m^3.s^{-1}$	-	Streamflow at the beginning of recession limb
$Q_O; V_O$	$m^3.s^{-1}; mm$	-; -	Streamflow and water depth at catchment outlet
$Q_I; V_I$	$m^3.s^{-1}; mm$	-; -	Streamflow and water depth at catchment inlet
$Q; V_Q$	$m^3.s^{-1}; mm$	$Q_O-Q_I; V_O-V_I$	Streamflow and water depth at elementary catchment
$Q_{O,U}; V_{O,U}$	$m^3.s^{-1}; mm$	-; -	Slow streamflow and water depth at catchment outlet
$Q_{O,S}; V_{O,S}$	$m^3.s^{-1}; mm$	-; -	Quick-flow component and water depth at catchment outlet
$Q_{I,U}; V_{I,U}$	$m^3.s^{-1}; mm$	-; -	Slow-flow component and water depth at catchment inlet
$Q_{I,S}; V_{I,S}$	$m^3.s^{-1}; mm$	-; -	Quick-flow component and water depth at catchment inlet
Q_U	$m^3.s^{-1}$	$Q_{O,U}-Q_{I,U}$	Slow-flow component at elementary catchment
Q_S	$m^3.s^{-1}$	$Q_{O,S}-Q_{I,S}$	Quick-flow component at elementary catchment

Annexes au chapitre 4

$Q_{O,X}$	$m^3.s^{-1}.km^{-2}$	-	Peakflow at catchment outlet normalized by A
$Q_{I,X}$	$m^3.s^{-1}.km^{-2}$	-	Peakflow at catchment inlet normalized by A
Q_L	$m^3.s^{-1}$	Appendix B3	Simulated lateral-exchange flow
$Q_{I,R}$	$m^3.s^{-1}$	Appendix B3	Routed inlet streamflow
$Q_{I,R,X}$	$m^3.s^{-1}$	Appendix B3	Routed inlet streamflow peakflow
$Q_{Maillet}$	$m^3.s^{-1}$	$q \cdot \exp(-\beta t)$	Maillet approximation of recession streamflow
T_G	h	-	Elapsed time between G_I and G_O

Appendix B2: Hydrograph decomposition

At each gauging station, discharge values were filtered in order to separate the quick (stormflow, Q_s) and slow (underground flow, Q_u) flow components. The quick is traditionally interpreted as the surface component, and the slow one as baseflow, which is that part of streamflow corresponding to aquifer drainage. However, in the case of karst catchments, aquifer drainage can also produce a quick-flow signal because of short transfer times through conduits. Several baseflow-separation methods exist, most being based on graphical analysis, like the fixed-interval, sliding-interval, local-minimum, or Wallingford methods (Gustard et al., 1992; Sloto and Crouse, 1996; Rutledge, 1998; Piggott et al., 2005). Numerical approaches have also been developed (e.g. Lyne and Hollick, 1979; Eckhardt, 2005). In this study, we used an automation of the one-parameter recursive digital filter proposed by Lyne and Hollick (1979), implemented in the HydRun package (Tang and Carey, 2017). The filter equation is defined as:

$$Q_s(t) = \beta Q_s(t - 1) + \frac{1+\beta}{2} [Q(t) - Q(t - 1)] \quad (A1)$$

with $Q_s(t)$ and $Q(t)$ the filtered quick-flow component and total streamflow at time t , respectively, and β the filter parameter.

We chose this method as it provides consistent results, like those obtained with graphical approaches (results not shown). It can easily be automated and has only one β parameter, fixed at 0.91 after a trial-and-error analysis on the studied catchments, and considering the results of Nathan and McMahon (1990) for 186 catchments.

Appendix B3: Lateral flow simulation using the diffusive wave equation

Diffusive wave equation

An inverse modelling approach is adopted for simulating lateral flow between two gauging stations. This approach simulates the lateral flow Q_L , based on measurements from two gauging stations Q_I and Q_O .

The diffusive wave equation (DWE), accounting for lateral flow, is an approximation of the St-Venant equation that can be written as:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C(Q) \left[\frac{\partial Q}{\partial x} - q \right] - D(Q) \left[\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} - \frac{\partial q}{\partial x} \right] = 0 \quad (A2)$$

where x [L] is the length along the channel, t [T] is the time, and celerity $C(Q)$ [LT⁻¹] and diffusivity $D(Q)$ [L²T⁻¹] are functions of the discharge Q [L³T⁻¹]. The term $q(x,t)$ [L²T⁻¹] represents the lateral flow distribution. The lateral hydrograph $Q_L(t)$ is given by:

$$Q_L(t) = \int_0^l q(x,t)dx \quad (A3)$$

with l [L] the channel length.

Moussa (1996) extended the solution of the DWE under Hayami's hypotheses (semi-infinite channel, $C(Q)$ and $D(Q)$ constant) to the case where lateral flow is uniformly distributed along the channel. Let $I(t)$ and $O(t)$ be the inlet flow minus baseflow and the outlet flow minus baseflow, respectively:

$$O(t) = \varphi(t) + [I(t) - \varphi(t)] * K(t) \quad (A4)$$

with $K(t)$ the Hayami Kernel function defined as:

$$K(t) = \frac{l}{2(\pi D)^{1/2}} \frac{e^{\left[\frac{Cl}{4D}\left(2 - \frac{l}{Ct} - \frac{Ct}{l}\right)\right]}}{t^{3/2}} \quad (A5)$$

and

$$\varphi(t) = \frac{c}{l} \int_0^t [Q_L(\theta) - Q_L(0)]d\theta \quad (A6)$$

The inverse problem

Under Hayami's conditions and assuming that lateral flow is uniformly distributed along the channel, Moussa (1996) proposed a solution of the inverse problem; this enables evaluation of the temporal distribution of lateral flow $Q_L(t)$ over the channel reach by knowing $I(t)$ and $O(t)$. Knowing C , D and l , the lateral flow can be calculated using the following procedure:

$$L(t) = O(t) - I(t) * K(t) \quad (A7)$$

$$K^i(t) = K * K * \dots * K \quad (i \text{ times}) \quad (A8)$$

$$\varphi(t) = L(t) + L(t) \sum_{i=1}^{\infty} K^i(t) \quad (A9)$$

and finally the lateral flow $Q_{L,C}(t)$

$$Q_{L,C}(t) = Q_L(0) + \frac{l}{c} \frac{d\varphi}{dt} \quad (A10)$$

Appendix B4: Estimation of effective rainfall

Effective rainfall P_{eff} is estimated using three different approaches, in order to provide a range for this component characterized by major uncertainties. The three approaches are based on the water-budget methods proposed by Thornthwaite (1948) and Dingman (2015), and on the GR lumped model (Edijatno et al., 1999). All three consider soil as a reservoir, used for separating the input (precipitation) into evapotranspiration and effective rainfall. The capacity of the soil reservoir C_{max} is estimated with the map of available soil-water capacity from INRAE (Le Bas, 2018).

Annexes au chapitre 4

In the **Thornthwaite method**, water in the soil reservoir is directly available for evapotranspiration, and precipitation produces effective rainfall (P_{eff}) only after soil saturation. The following algorithm summarizes the method:

- If $P < E0$, the difference $E0 - P$ is subtracted from the soil-water stock B until it is empty:
 - $B_t = \max(0; B_{t-1} + P_t - E0_t)$
 - $E_t = \min(E0_t; B_{t-1} + P_t)$
 - $P_{efft} = 0$
- If $P > E0$, the difference $P - E0$ first feeds the soil-water stock B and then produces efficient rainfall:
 - $B_t = \min(B_{max}; B_{t-1} + P_t - E0_t)$
 - $E_t = E0_t$
 - $P_{efft} = \max(0; B_t + P_t - E0_t - B_{max})$

The **Dingman method** is similar to the previous one, with an exponential law governing water extraction for evapotranspiration from the soil reservoir:

- If $P < E0$, the difference $E0 - P$ is subtracted from the soil water stock B following an exponential law:
 - $B_t = B_{t-1} \cdot e^{\frac{-(E0_t - P_t)}{B_{max}}}$
 - $E_t = P_t + B_{t-1} - B_t$
 - $P_{efft} = 0$
- If $P > E0$, the difference $P - E0$ first feeds the soil-water stock B and then produces efficient rainfall (as in the Thornthwaite method):
 - $B_t = \min(B_{max}; B_{t-1} + P_t - E0_t)$
 - $E_t = E0_t$
 - $P_{efft} = \max(0; B_t + P_t - E0_t - B_{max})$

The **GR method** is derived from the GR hydrological models (Edijatno et al., 1999) and involves a quadratic law for the water-level variation in the soil reservoir. The algorithm, summarized below, then was adapted to the BRGM ‘Gardenia’ model (Thiéry, 2014), which has been used here.

- If $P < E0$, the difference $E_n = E0 - P$ is subtracted from the soil-water stock B , following a quadratic law:
 - $dB = ((B/B_{max})^2 - 2(B/B_{max})) \cdot dE_n$
 - $dE_t = -dB$
 - $P_{eff} = 0$

Annexes au chapitre 4

- If $P > E_0$, the difference $P_n = P - E_0$ is partitioned into effective rainfall and soil storage following a quadratic law:

- $dB = (1 - (B/B_{max})^2) \cdot dP_n$

- $E = E_0$

- $dP_{eff} = (B/B_{max})^2 \cdot dP_n$

- Integration of the differential variations provides expressions of B_t , E_t and P_{eff} as a function of B_{t-1} , B_{max} , and $\tanh(E_n/B_{max})$ or $\tanh(P_n/B_{max})$.

The final P_{eff} value corresponds to the mean of the three estimation method results.

Annexes au chapitre 5

Annexe C1 : Liste des notations du chapitre 5

Notation	Description	Unité
B	Bidirectionnalité des IGFs	-
ΔNSE_{seas}	Variation saisonnière du critère NSE selon sa période de calcul, obtenu avec le jeu de paramètres initial (équation 3)	-
ΔQ	Différence de lame d'eau annuelle entre les débits simulés et observés (équation 1)	mm
ΔS	Rapport entre la surface topographique d'un bassin et sa surface optimisée par le modèle Gardénia (équation 2)	-
IGF_{Λ}	Lame d'eau d'IGF interannuel estimée par bilans hydrologiques dans Le Mesnil et al. (2020)	mm
IGF^*/V_P	Descripteur hydrologique calculé à l'échelle de l'évènement de crue dans Le Mesnil et al. (2021), correspondant à la lame d'eau échangée par IGF, normalisée par les précipitations	-
$N\Delta t_{in}$	Nombre de pas de temps pour lesquels le flux d'IGF simulé par GR5H est dirigé à l'import	-
$N\Delta t_{out}$	Nombre de pas de temps pour lesquels le flux d'IGF simulé par GR5H est dirigé à l'export	-
NSE_{opti}	Variation du critère NSE entre sa valeur calculée avec le jeu de paramètres calibré de manière saisonnière, et le jeu de paramètres calibré de manière globale. Il existe une valeur de NSE_{opti} par saison (équation 4)	-
NSE_{seas}	Critère NSE calculé sur une saison et sur la chronique de débits simulés avec le jeu de paramètres calibré de manière globale	-
$NSE_{seas,spec}$	Critère NSE calculé sur une saison et sur la chronique de débits simulés avec le jeu de paramètres calibré de manière saisonnière	-
R_C	Descripteur hydrologique calculé à l'échelle de l'évènement de crue dans Le Mesnil et al. (2021), correspondant au coefficient de ruissellement (rapport débit sur précipitations)	-
T_{Ri}	Descripteur hydrologique calculé à l'échelle de l'évènement de crue dans Le Mesnil et al. (2021), correspondant au temps de montée	h
T_{08}	Descripteur hydrologique calculé à l'échelle de l'évènement de crue dans Le Mesnil et al. (2021), correspondant au temps à 80% du débit maximum	h
T_{Re}	Descripteur hydrologique calculé à l'échelle de l'évènement de crue dans Le Mesnil et al. (2021), correspondant au temps de récession	h

Annexe C2 : Fonctionnement des modèles Gardénia et GR5H**Modèle Gardénia**

Le réservoir superficiel est alimenté par les précipitations et soumis à évapotranspiration. Il produit un flux de pluie efficace P_{eff} selon une loi quadratique fonction de son niveau de remplissage U :

Annexes au chapitre 5

$$P_{eff} = (P - ET) \cdot \left(\frac{U}{C_U}\right)^2$$

Avec C_U la capacité maximale du réservoir superficiel et ET l'évapotranspiration réelle estimée comme suit :

$$ET = \begin{cases} ETP & \text{si } P \geq ETP \\ (ETP - P) \cdot \left(\frac{U}{C_U}\right) \cdot \left(2 - \frac{U}{C_U}\right) & \text{si } P < ETP \end{cases}$$

Le réservoir intermédiaire ou hypodermique représente la zone non saturée, il est alimenté par P_{eff} et produit la composante rapide du débit à l'exutoire Q_H , ainsi qu'un flux de percolation $Perc$ qui alimente le réservoir souterrain. Q_H est calculé selon une loi non linéaire fonction du niveau de remplissage H et contrôlée par le paramètre H_S (correspondant au niveau de remplissage H pour lequel les flux Q_H et $Perc$ sont égaux) et la constante de temps T_H :

$$Q_H = H \cdot \frac{dt}{T_H \left(\frac{H_S}{H}\right)}$$

Q_H est prépondérant lorsque le remplissage est supérieur au seuil H_S . Dans le cas contraire, la percolation est prépondérante. Le flux de percolation $Perc$ est calculé selon une loi linéaire de constante de temps T_H :

$$Perc = H \cdot \frac{dt}{T_H}$$

Le réservoir souterrain est alimenté par le flux $Perc$, et produit la composante lente du débit à l'exutoire Q_G , calculée suivant une loi de vidange exponentielle de constante de temps T_G , fonction du niveau de remplissage G :

$$Q_G = G \cdot \frac{dt}{T_G}$$

La composante souterraine du débit à l'exutoire Q_G est ensuite affectée par un flux d'échange interbassin Q_F , calculé comme une proportion constante F_E du débit Q_G :

$$Q_F = F_E \cdot Q_G$$

F_E peut être négatif ou positif, selon la direction du flux d'échange interbassin. En revanche, cette direction reste inchangée sur toute la période simulée, et le flux d'échange s'opère donc exclusivement en pertes ou en apports. Enfin, le débit simulé à l'exutoire Q est calculé comme la somme des deux composantes de débit, ajustée du flux d'échange interbassin :

$$Q = Q_H + Q_G + Q_F$$

Modèle GR5H

Les données d'entrée du modèle sont des séries horaires de précipitation P et d'évapotranspiration potentielle E , exprimées en lame d'eau (mm). Une fonction de production, régie par le paramètre $X1$ [mm], simule l'interception par la canopée et l'évaporation au niveau du sol des précipitations.

Annexes au chapitre 5

Les précipitations et évapotranspiration potentielle nettes P_n et E_n qui en résultent sont calculées selon les équations :

$$\text{Si } P \geq E, P_n = P - E \text{ et } E_n = 0$$

$$\text{Si } P < E, P_n = 0 \text{ et } E_n = E - P$$

La fonction de production modifie le niveau S du réservoir de production, qui varie de zéro à la capacité maximale X_1 , via les flux P_s et E_s :

$$S = S + P_s - E_s$$

avec :

$$P_s = \frac{X_1 \left[1 - \left(\frac{S}{X_1} \right)^2 \right] \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}{1 + \frac{S}{X_1} \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}$$

$$E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X_1} \right) \cdot \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)}$$

Un flux de percolation, fonction du niveau de remplissage S est ensuite calculé :

$$Perc = S \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{1}{C_{Perc}} \cdot \frac{S}{X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\}$$

Avec C_{Perc} le coefficient de percolation, sans dimension, d'une valeur de 4 dans GR5H (ajusté de 9/4 dans GR4J, voir Mathevet et al., 2004). Le niveau du réservoir de production est ensuite modifié :

$$S = S - Perc$$

Le flux d'eau total P_r atteignant les fonctions de transfert est constitué par le flux de percolation ainsi que la part des précipitations nettes ne transitant pas par le réservoir de production :

$$P_r = Perc + (P_n - P_s)$$

Ce flux est ensuite routé par un hydrogramme unitaire UH, régi par le paramètre X_4 [h] et dont la courbe-S est définie par les équations :

$$SH(t) = \begin{cases} 0 & \text{si } t \leq 0 \\ \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4} \right)^\alpha & \text{si } 0 \leq t \leq X_4 \\ 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4} \right)^\alpha & \text{si } X_4 \leq t \leq 2X_4 \\ 1 & \text{si } t \geq 2X_4 \end{cases}$$

Avec α l'exposant d'hydrogramme unitaire, prenant la valeur de 5/4 dans GR5H, contre 5/2 dans GR4J (Mathevet, 2005). Le flux en sortie de l'hydrogramme unitaire est ensuite séparé en deux composantes Q_9 et Q_1 , qui en représentent respectivement 90% et 10%.

Annexes au chapitre 5

Un terme d'échange interbassin F est ensuite calculé, impactant les deux composantes du débit :

$$F = X_2 \left(\frac{1}{C_r} \cdot \frac{R}{X_3} - X_5 \right)^{\frac{7}{2}}$$

avec R le niveau de remplissage du réservoir de transfert, X3 sa capacité de référence en mm, X2 le coefficient d'échange interbassin en mm/h, X5 le seuil d'échange interbassin (adimensionnel) et Cr le coefficient de transfert, sans dimension, prenant la valeur de $24^{1/4}$ (=2,21) dans GR5H contre $1^{1/4}$ (=1) dans GR4J. Le seuil X5 permet d'obtenir un flux d'échange interbassin de direction variable au long de l'année, en fonction du remplissage du réservoir de transfert R (Le Moine, 2008, Pushpalatha et al., 2011).

Le flux Q9 en sortie de l'hydrogramme unitaire, ainsi que F, s'ajoutent ensuite à l'ancien niveau de remplissage du réservoir de transfert. R ne peut être négatif, de sorte que si F est négatif et de valeur absolue supérieure à (R + Q9), R prend une valeur nulle :

$$R = \max(0; R + Q9 + F)$$

Le flux Qr en sortie du réservoir de transfert est ensuite calculé par l'équation :

$$Q_r = R \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{1}{C_r} \cdot \frac{R}{X_3} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\}$$

et le niveau de remplissage R est ajusté :

$$R = R - Q_r$$

Le flux Q1 en sortie de l'hydrogramme unitaire UH est également impacté par le flux d'échange interbassin F. Il en résulte Qd :

$$Q_d = \max(0; Q1 + F)$$

Enfin, le débit final à l'exutoire Q est calculé comme la somme des flux Qr et Qd :

$$Q = Q_r + Q_d$$

Annexe C3 : Profils en long des critères de performance et paramètres optimisés

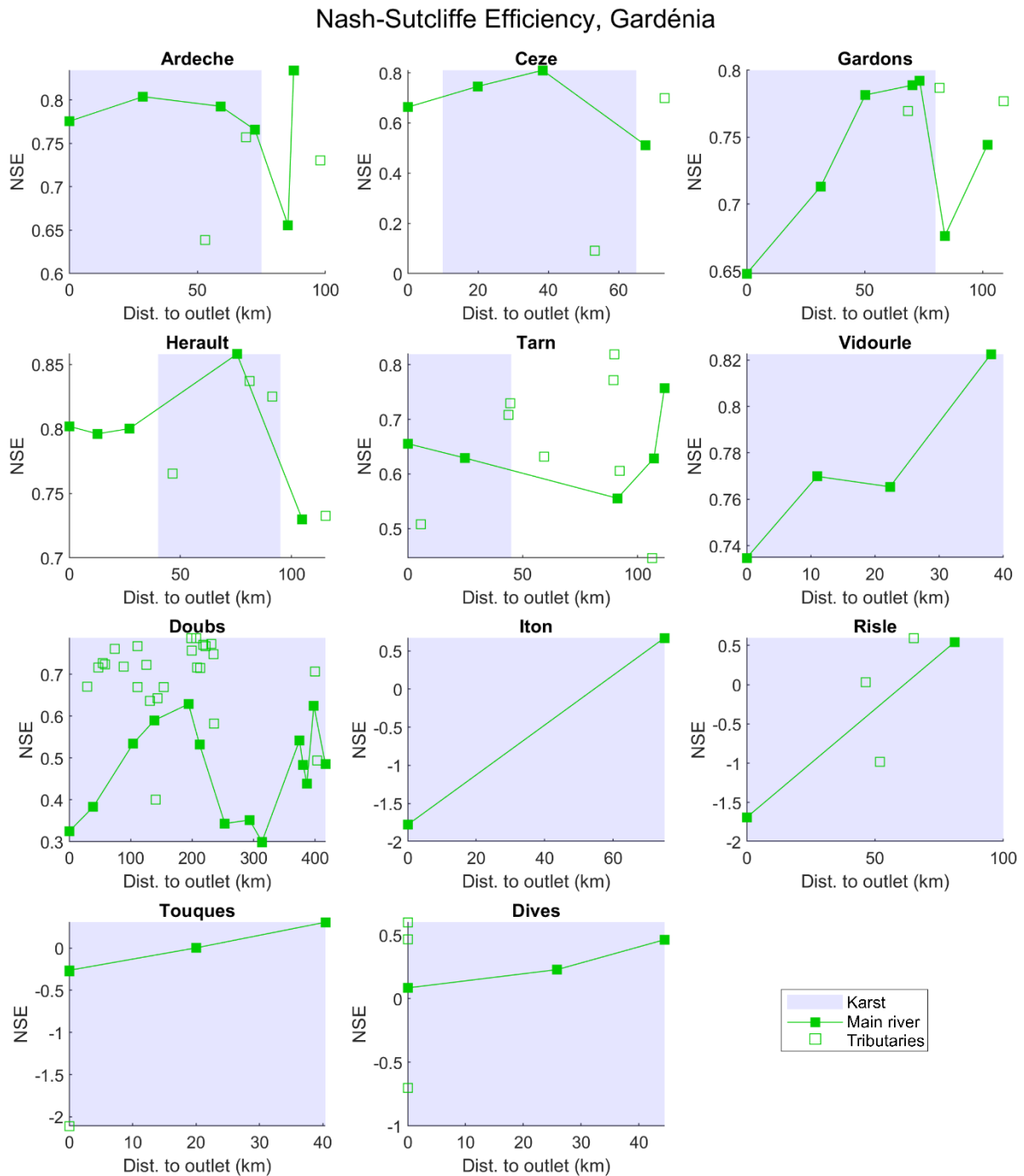


Figure 8.4 : Variations du critère NSE sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia

Nash-Sutcliffe Efficiency, GR5H

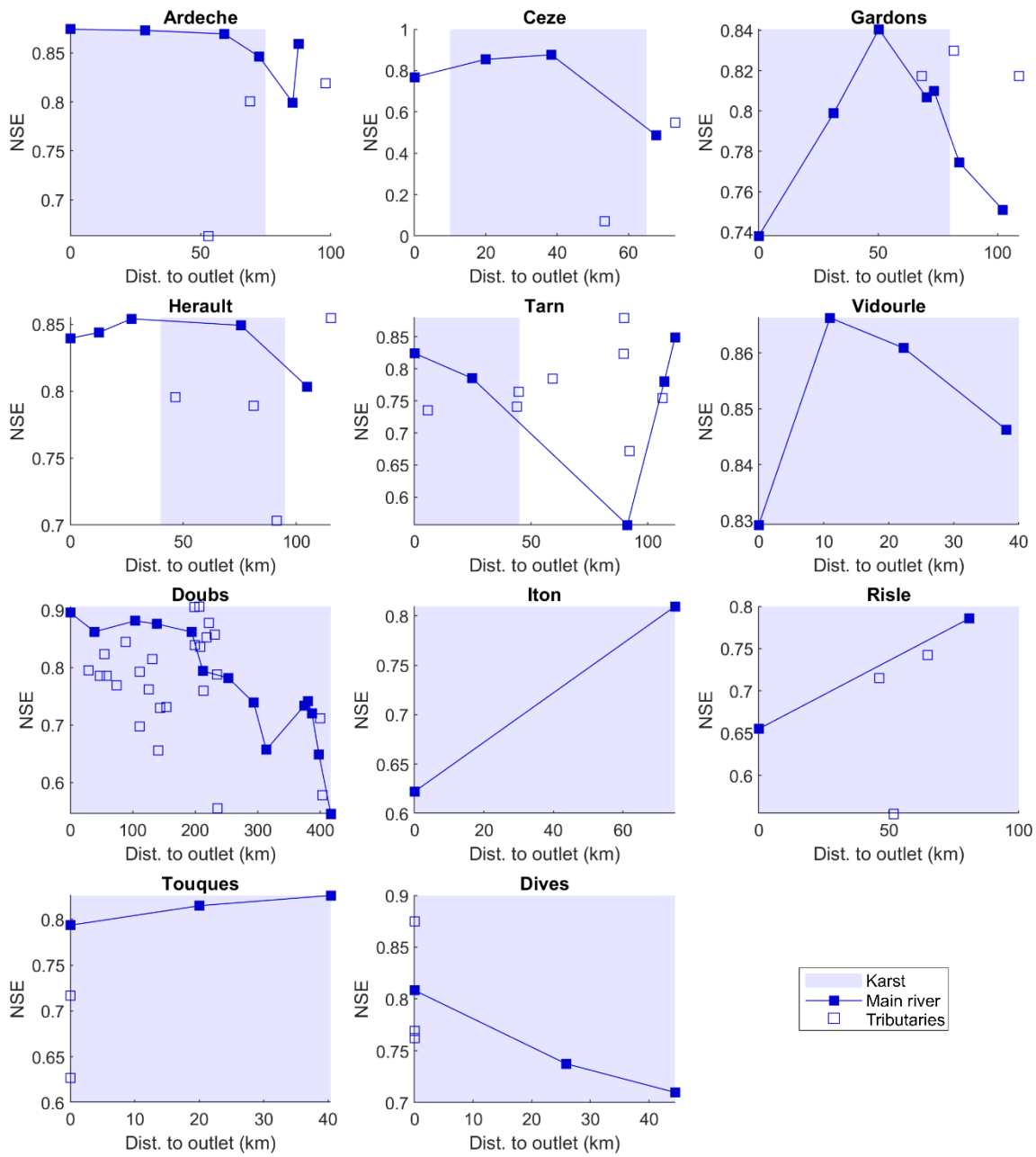


Figure 8.5 : Variations du critère NSE sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H

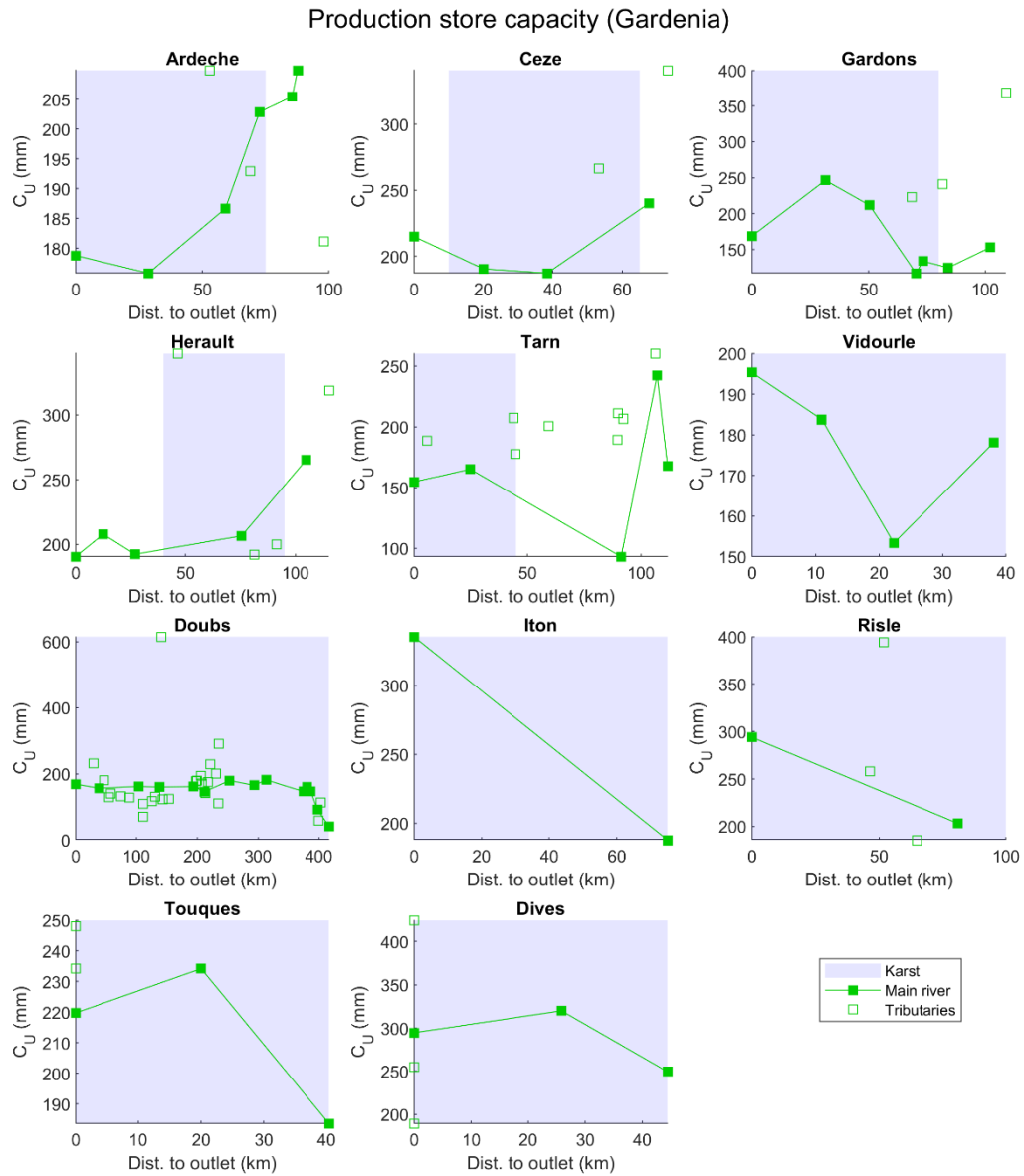


Figure 8.6 : Variations de la capacité du réservoir superficiel sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia

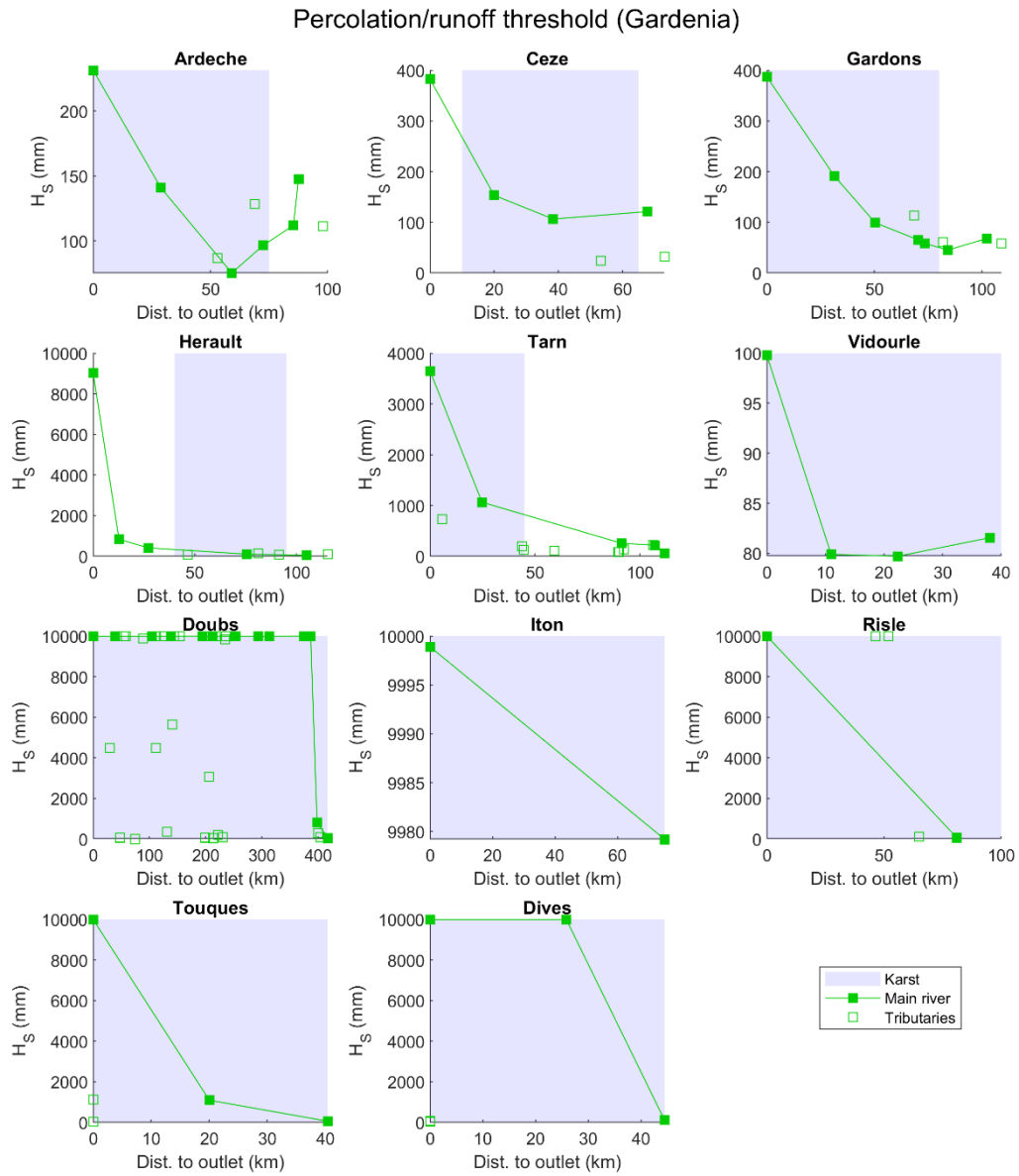


Figure 8.7 : Variations du seuil ruissellement/percolation sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia

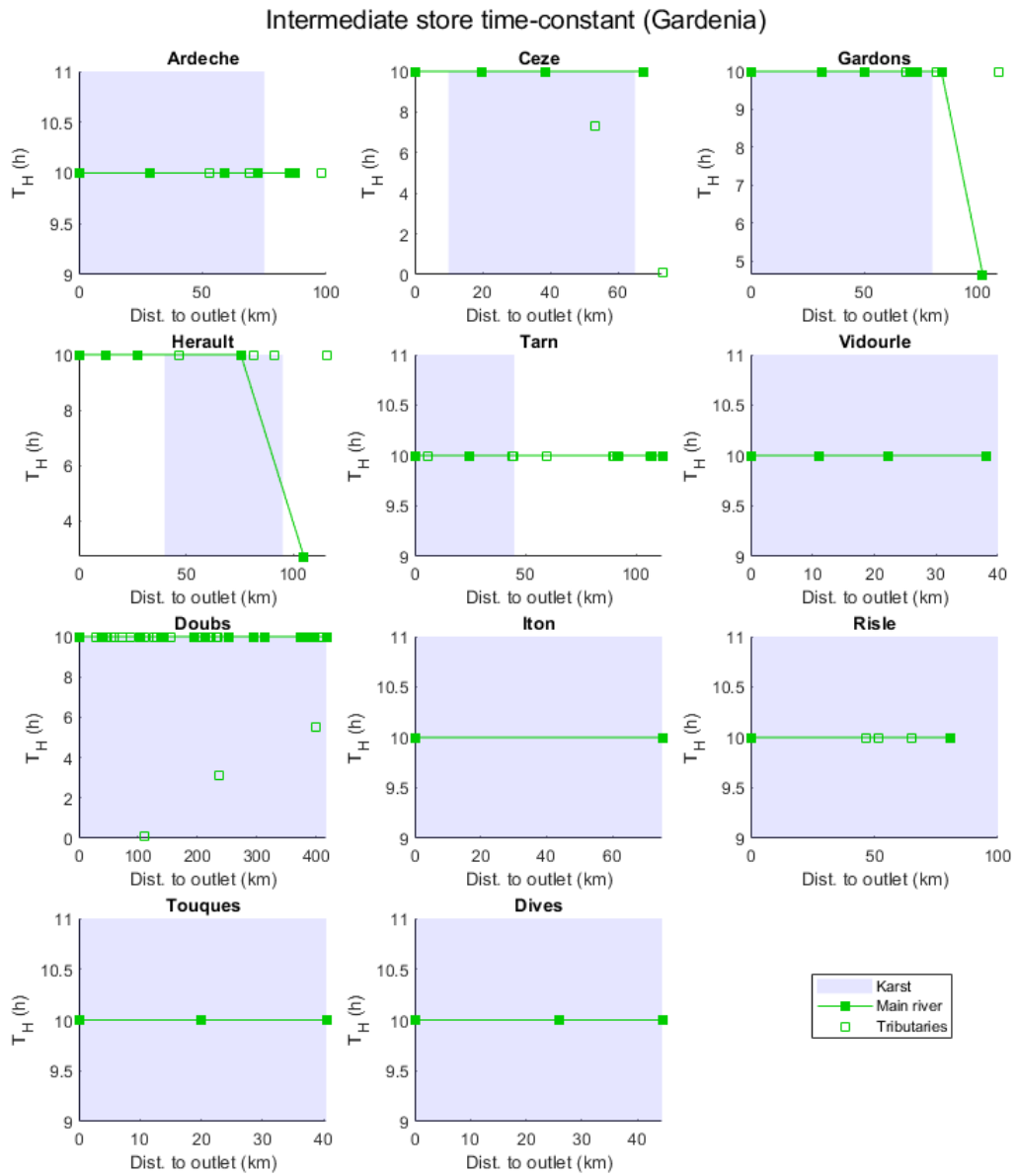


Figure 8.8 : Variations de la constante de temps de vidange du réservoir intermédiaire sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia

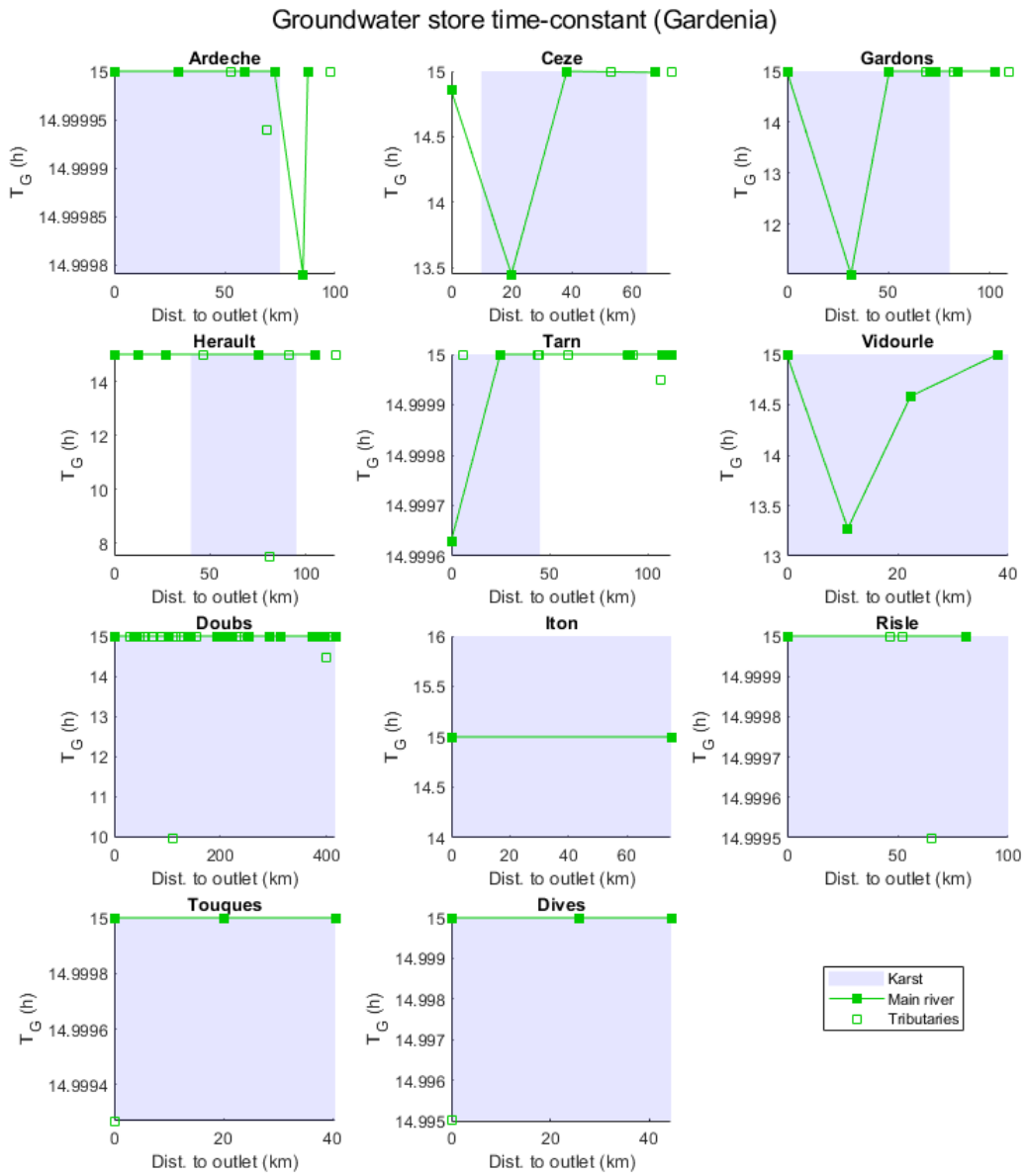


Figure 8.9 : Variations de la constante de temps de vidange du réservoir souterrain sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia

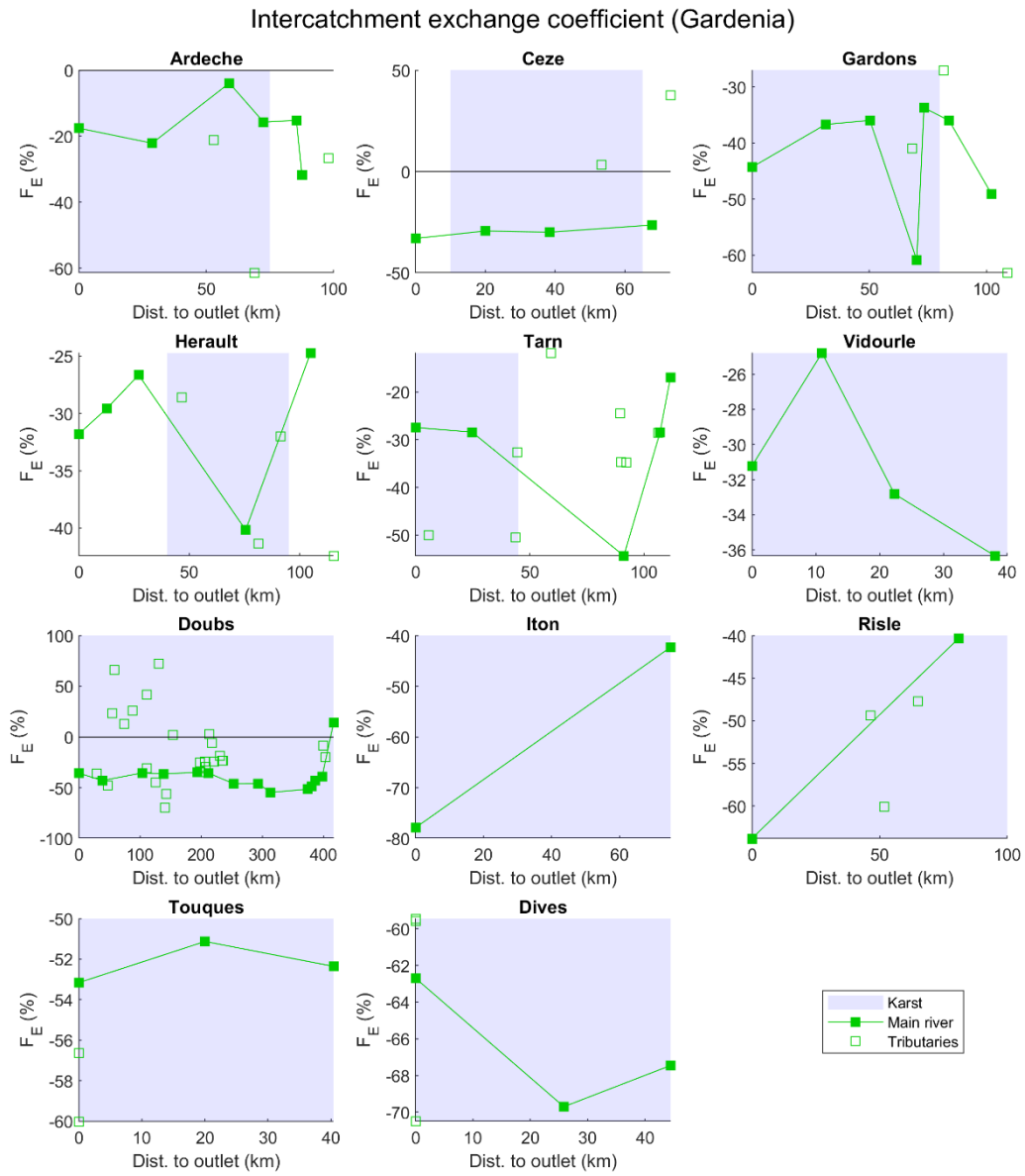


Figure 8.10 : Variations du paramètre d'échanges interbassin sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia

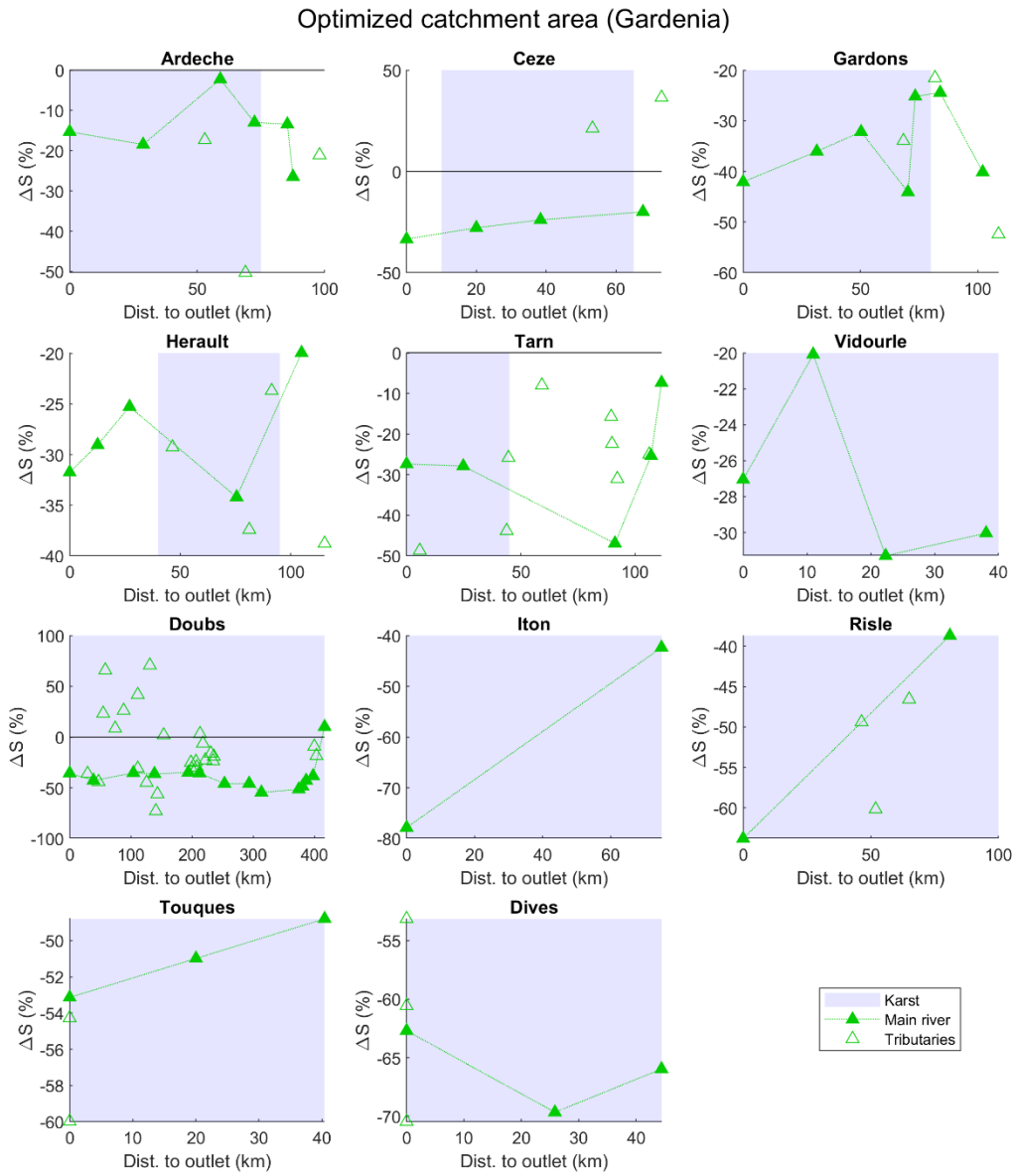


Figure 8.11 : Evolutions de la variation de surface optimisée sur les cours d'eau principaux, simulations Gardénia

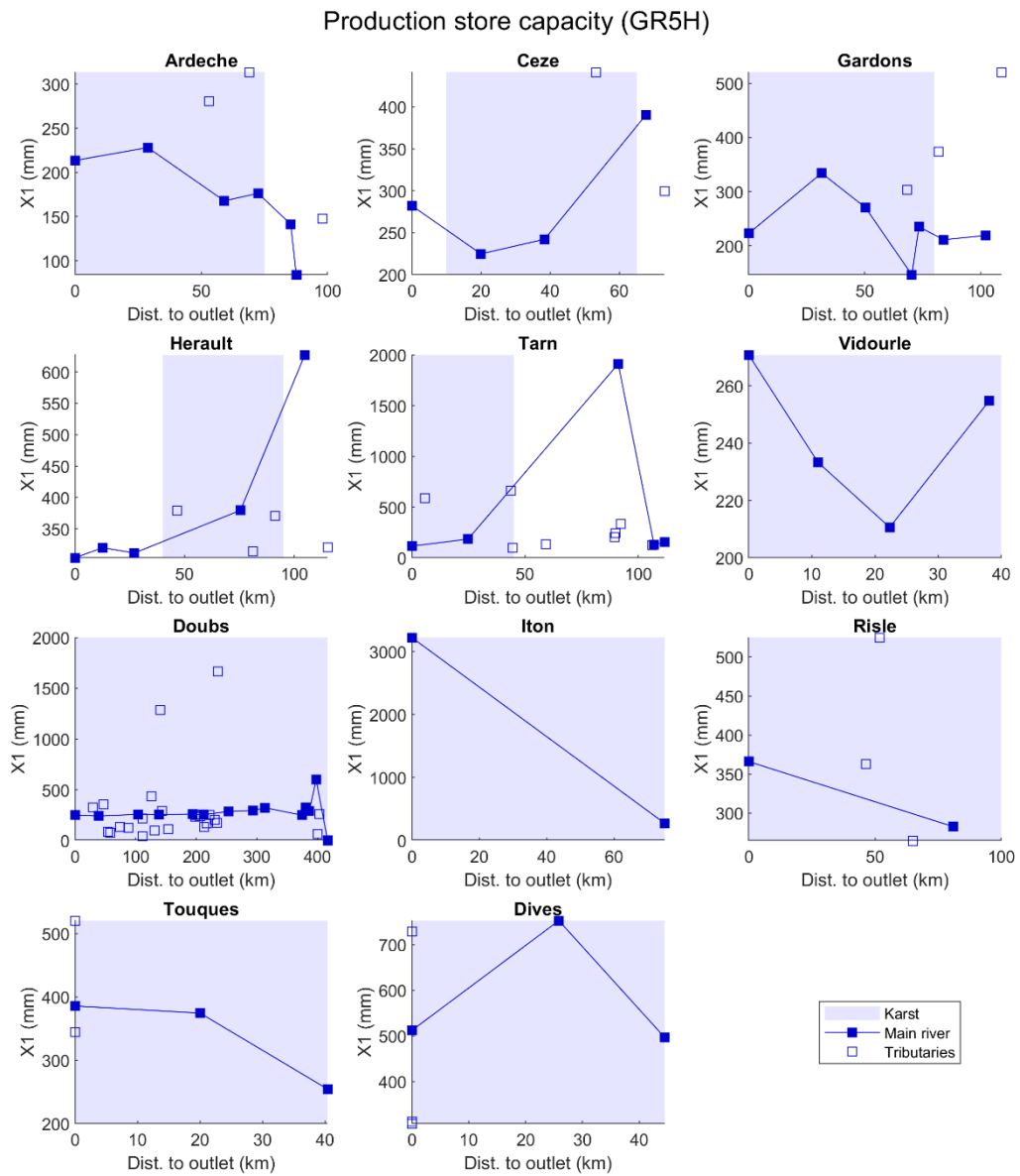


Figure 8.12 : Variations du paramètre X1 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H

Intercatchment exchange coefficient (GR5H)

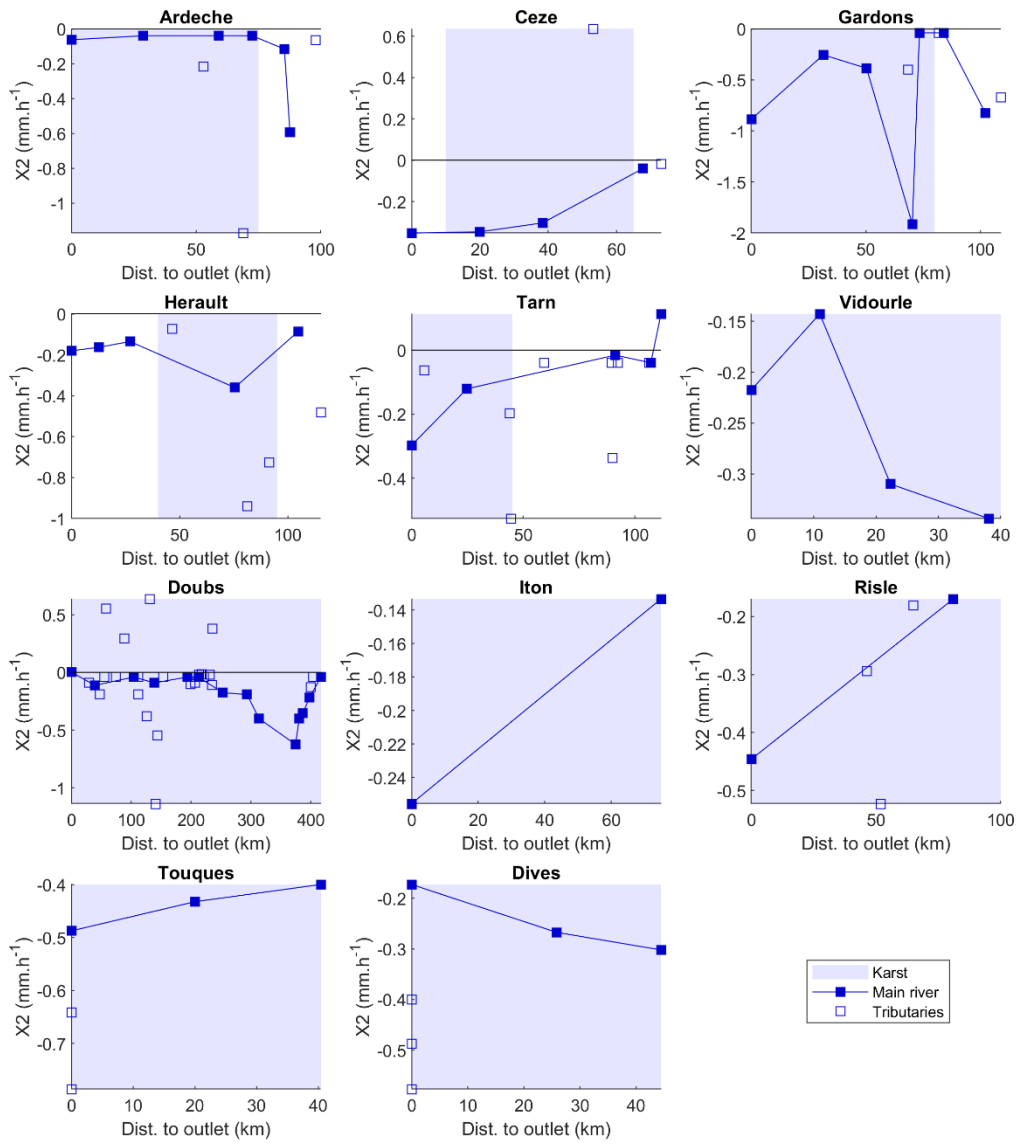


Figure 8.13 : Variations du paramètre X2 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H

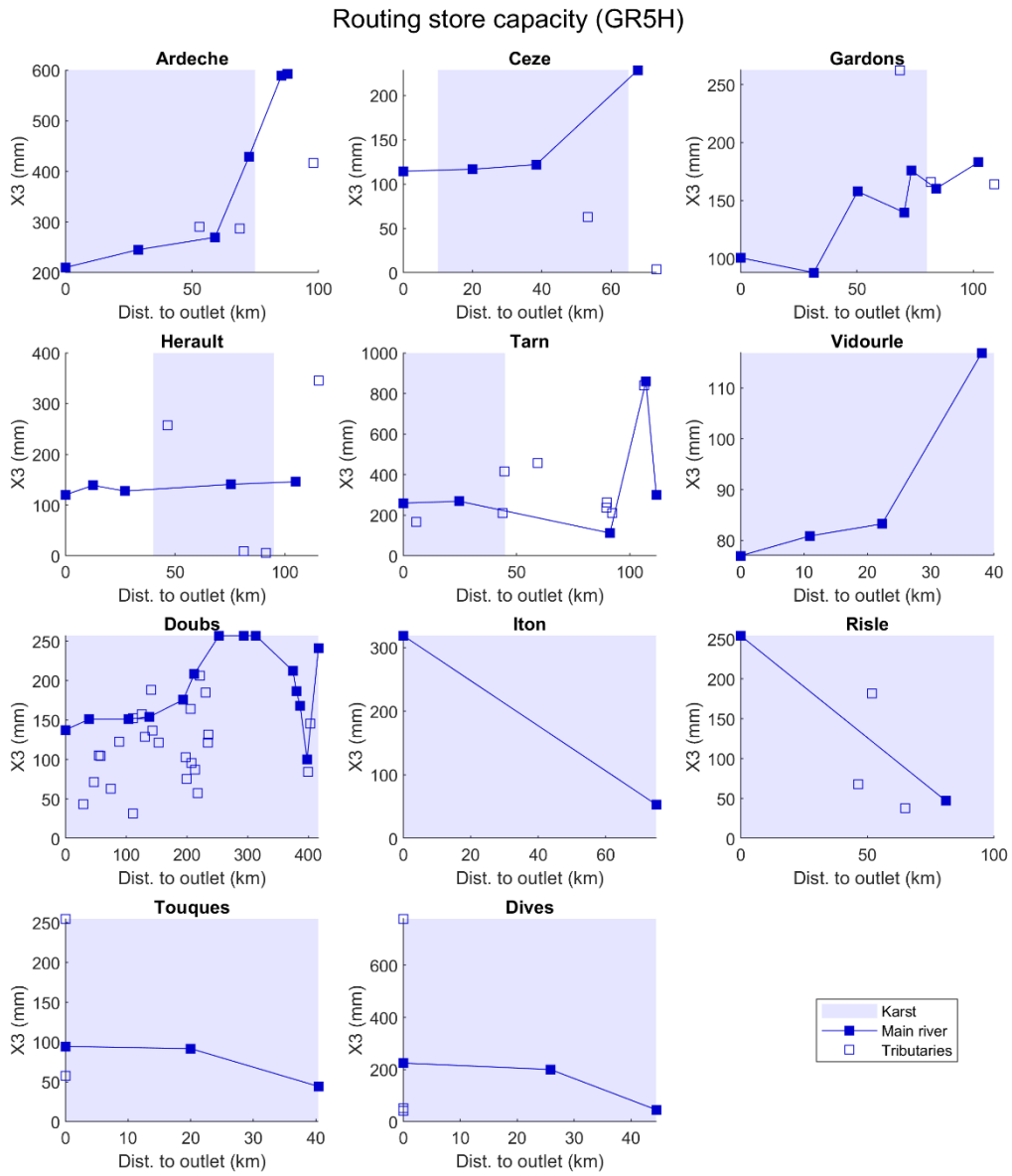


Figure 8.14 : Variations du paramètre X3 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H

Unit hydrograph time-constant (GR5H)

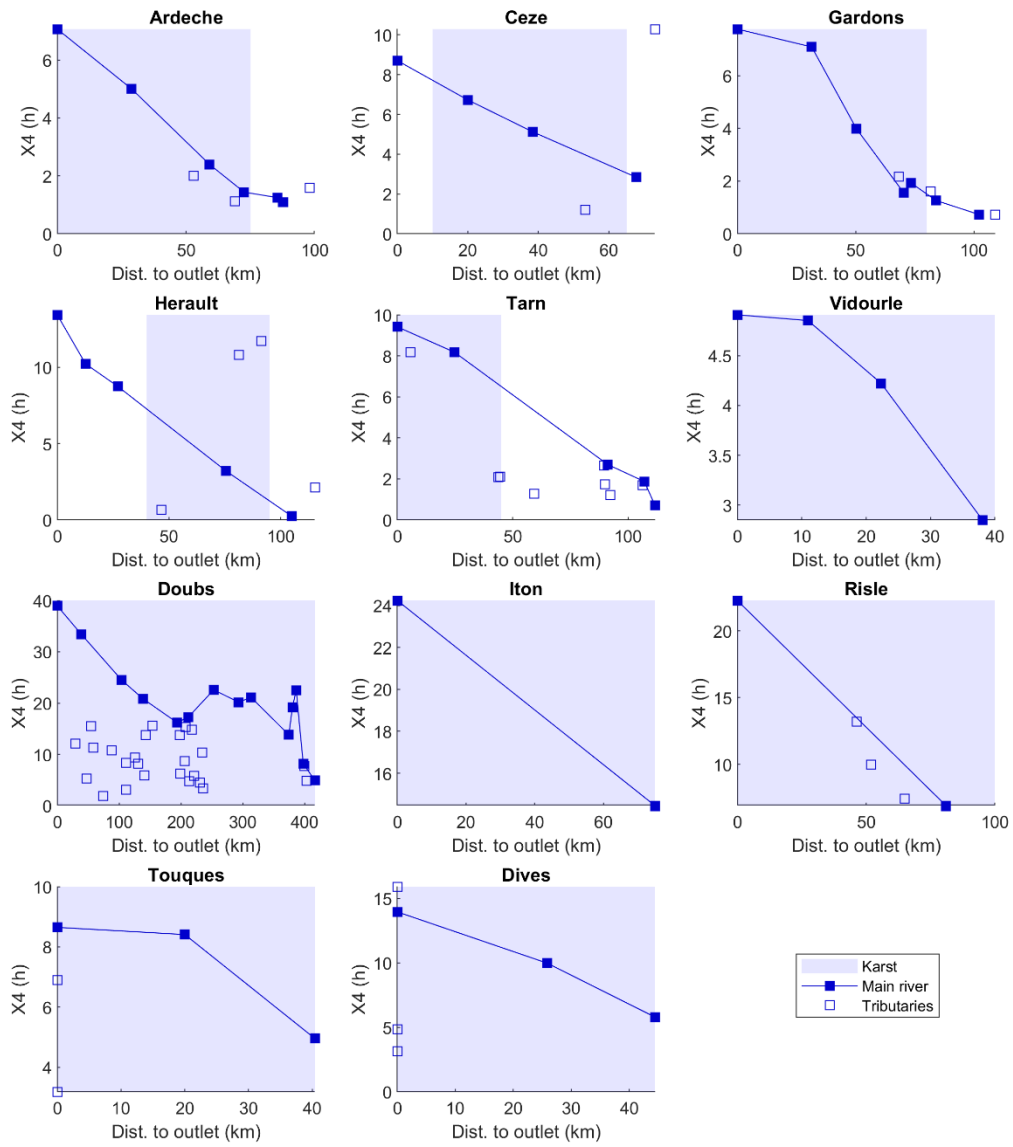


Figure 8.15 : Variations du paramètre X4 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H

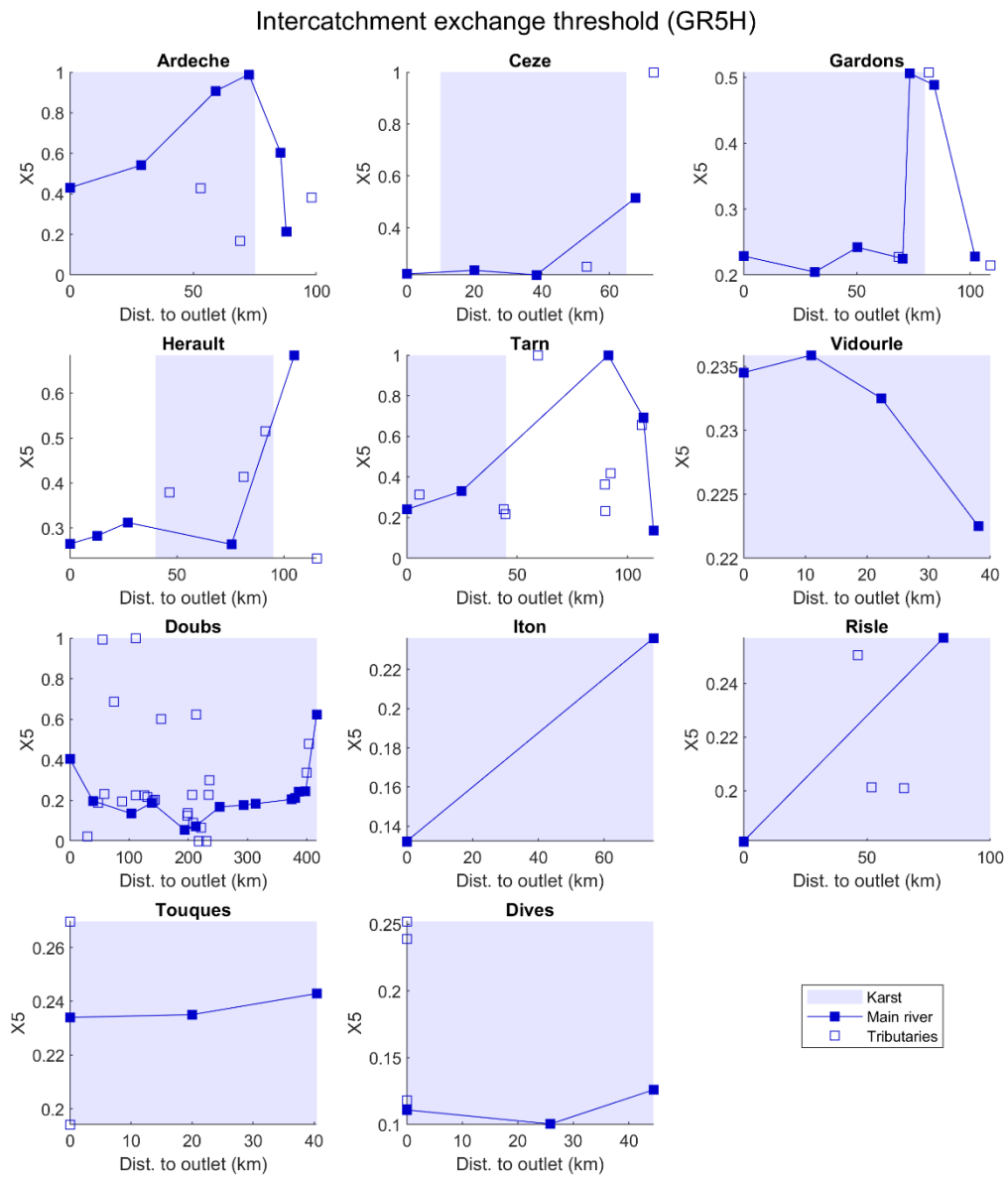


Figure 8.16 : Variations du paramètre X5 sur les cours d'eau principaux, simulations GR5H

Annexes au chapitre 6

Appendix D1: List of symbols in chapter 6

Symbol	Unit	Description
Q_I	$m^3.s^{-1}$	Flow rate at inlet station
Q_O	$m^3.s^{-1}$	Flow rate at outlet station
Q_L	$m^3.s^{-1}$	Flow rate of the lateral flow
EC_I	$\mu S.cm^{-1}$	Electrical conductivity at inlet station
EC_O	$\mu S.cm^{-1}$	Electrical conductivity at outlet station
EC_L	$\mu S.cm^{-1}$	Electrical conductivity of the lateral flow
HI	-	Hysteresis Index of C-Q loops
s	$\mu S.cm^{-1}.m^{-3}.s$	Slope of the linear regression of C versus Q loops
C	$g.m^{-3}$	Total Dissolved Solids concentration
C_L	$g.m^{-3}$	Total Dissolved Solids concentration of the lateral flow
M	$g.s^{-1}$	Mass flux
M_L	$g.s^{-1}$	Mass flux of the lateral flow

Appendix D2: Hayami analytical resolution of Diffusive Wave equation and Advection-Diffusion equation**Diffusive wave equation**

An inverse modelling approach is adopted for simulating lateral flow between two gauging stations. This approach simulates the lateral flow Q_L , based on measurements from two gauging stations Q_I and Q_O .

The diffusive wave equation (DWE), accounting for lateral flow, is an approximation of the St-Venant equation that can be written as:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c(Q) \left[\frac{\partial Q}{\partial x} - q \right] - D(Q) \left[\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} - \frac{\partial q}{\partial x} \right] = 0 \quad (A1)$$

where x [L] is the length along the channel, t [T] is the time, and celerity $c(Q)$ [LT^{-1}] and diffusivity $D(Q)$ [L^2T^{-1}] are functions of the discharge Q [L^3T^{-1}]. The term $q(x,t)$ [L^2T^{-1}] represents the lateral flow distribution. The lateral hydrograph $Q_L(t)$ is given by:

$$Q_L(t) = \int_0^l q(x,t) dx \quad (A2)$$

with l [L] the channel length.

Moussa (1996) extended the solution of the DWE under Hayami's hypotheses (semi-infinite channel, $c(Q)$ and $D(Q)$ constant) to the case where lateral flow is uniformly distributed along the channel. Let $I(t)$ and $O(t)$ be the inlet flow minus baseflow and the outlet flow minus baseflow, respectively:

$$O(t) = \varphi(t) + [I(t) - \varphi(t)] * K(t) \quad (A3)$$

with $K(t)$ the Hayami Kernel function defined as:

$$K(t) = \frac{l}{2(\pi D)^{1/2}} \frac{e^{\left[\frac{cl}{4D} \left(2 - \frac{l}{ct} - \frac{ct}{l}\right)\right]}}{t^{3/2}} \quad (\text{A4})$$

and

$$\varphi(t) = \frac{c}{l} \int_0^t [Q_L(\theta) - Q_L(0)] d\theta \quad (\text{A5})$$

The inverse problem

Under Hayami's conditions and assuming that lateral flow is uniformly distributed along the channel, Moussa (1996) proposed a solution of the inverse problem; this enables evaluation of the temporal distribution of lateral flow $Q_L(t)$ over the channel reach by knowing $I(t)$ and $O(t)$. Knowing c , D and l , the lateral flow can be calculated using the following procedure:

$$L(t) = O(t) - I(t) * K(t) \quad (\text{A6})$$

$$K^i(t) = K * K * \dots * K \quad (i \text{ times}) \quad (\text{A7})$$

$$\varphi(t) = L(t) + L(t) \sum_{i=1}^{\infty} K^i(t) \quad (\text{A8})$$

and finally the lateral flow $Q_{L,c}(t)$

$$Q_{L,c}(t) = Q_L(0) + \frac{l}{c} \frac{d\varphi}{dt} \quad (\text{A9})$$

The DWE equation has two free parameters, namely celerity c (m.s^{-1}) and diffusivity D ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) of the flood wave. Sensitivity analysis of the DWE to the two parameters is largely available in the literature, showing that it is more sensitive to parameter c than D (Moussa and Bocquillon, 1996; Cholet et al., 2017; Charlier et al., 2019). Therefore, c is assumed equal to time delay between peak discharges of Q_I and Q_O , and D is fixed in accordance with stream characterization proposed by Todini (1996). The DWE solution was validated experimentally under controlled conditions (Moussa and Majdalani, 2019), and has been implemented on natural karst catchments (Charlier et al., 2015, 2019; Cholet et al., 2017).

The lateral mass fluxes M_L simulation by the ADE is done using the same analytical solution than DWE, as under some hypotheses, the physical equations of both the DWE and the ADE can lead to similar mathematical expressions. M_L is simulated using M_I and M_O .

Abstract

Karst areas are ubiquitous worldwide and cover 20 % of Europe land surface. Physico-chemical properties of karst rocks promote surface water / groundwater interactions and thus favor specific flood processes at the catchment scale: fast infiltration, groundwater flooding, and interbasin groundwater flows (IGF). For those reasons, karst catchments show complex hydrological responses, challenging to quantify and predict. The aim of this thesis is to define and analyze hydrological signatures of karst catchments, in order to draw a typology of their flood processes and to propose ways to improve their modeling. Hydrological signatures are indicators that allow quantifying several aspects of catchments streamflow response. This thesis includes four main chapters, written as scientific papers (two are published, one is under review, and one in preparation), and which analyze several aspects of catchments hydrological response, in order to define their hydrological signatures. The study area (total area of 25 000 km²) covers three karst regions of contrasted hydrometeorological settings in France: the Cévennes Mountains, the Jura Mountains, and Normandy. 120 gauging stations are available, providing streamflow time series of 10 years mean duration, analyzed together with rainfall data. Chapter 1 gives an overview of the state of the art of hydrological approaches used in this thesis. Chapter 2 provides information on the studied sites and data sets. Chapter 3 investigates karst influence on catchment hydrology by analyzing annual water budget (adaptation of Budyko and L'Vovich theories) performed at the river stream scale. Water budgets include IGF and highlight losing and gaining subcatchments. Chapter 4 quantifies karst influence at the storm-event timescale using several descriptors derived from hydrographs (water budget indices, characteristic times, diffusive wave inverse modeling simulations). Despite a great variability of karst influences, some specificities are highlighted, such as important IGFs and peakflow attenuation. Chapter 5, based on streamflow simulation using two rainfall-runoff lumped models (Gardénia and GR5H), investigates (i) the ability of conceptual models to help understanding catchments hydrological functioning and (ii) the benefits of karst-specific hydrological processes knowledge to improve rainfall-runoff simulation on such catchments. Chapter 6 presents a first typology of flood processes in two contrasted karst catchments, according to seasons and karst type (unary, binary). It is based on the development of a new method for analyzing concentration-discharge relationships, applied to electrical conductivity data. In chapter 7, the synthesis of these studies, performed at different space scales (year, storm-event) and time scales (catchment, river reach), allows drawing – by using hydrological signatures – regional patterns of karst hydrological processes, and discussing how models consider them. Recommendations are also made to extend the use of hydrological signatures as a tool for identifying karst-specific hydrological processes, and to better take them into account in flood modeling.

Résumé

Les zones karstiques sont présentes dans de nombreuses régions du globe et couvrent 20 % de la surface des terres émergées en Europe. Les propriétés des roches karstiques favorisent les échanges surface/souterrain et engendrent des processus hydrologiques spécifiques lors des crues : infiltration rapide, mobilisation d'eau souterraine, écoulements souterrains interbassins (IGF). Les bassins karstiques ont donc des réponses hydrologiques complexes, difficiles à quantifier et à prévoir. L'objectif de cette thèse est de définir et d'analyser les signatures hydrologiques des bassins karstiques, afin de proposer une typologie de leurs processus en crue, et des voies d'amélioration de leur modélisation. Les signatures hydrologiques sont des indicateurs permettant de quantifier différents aspects de la réponse hydrologique d'un bassin versant. Cette thèse comporte quatre chapitres principaux, rédigés sous forme d'articles scientifiques, dont chacun aborde un aspect de la réponse hydrologique des bassins karstiques. La zone d'étude, d'une superficie totale de 25 000 km², couvre trois régions karstiques de natures hydrométéorologiques contrastées : Cévennes, Jura, et Normandie. Elle comporte 120 stations de jaugeage, pour lesquelles des chroniques de pluie et de débit d'une durée moyenne de 10 ans sont exploitées. Les chapitres 1 et 2 présentent respectivement un état de l'art des approches utilisées dans cette thèse, et les sites d'études et données exploitées. Le chapitre 3 caractérise l'influence du karst sur l'hydrologie des bassins versant, à travers l'analyse de bilans hydrologiques annuels (adaptation des théories de L'Vovich et Budyko) réalisés à l'échelle du tronçon de rivière. Les bilans intègrent les IGFs et mettent en évidence les bassins élémentaires en pertes et en gains. Le chapitre 4 analyse cette influence à l'échelle de l'évènement de crue, à l'aide de descripteurs calculés sur les hydrogrammes (indices de bilan, temps caractéristiques, et simulations du modèle d'onde diffusante avec échanges latéraux). Malgré une forte variabilité dans les influences du karst, des spécificités sont mises en évidence, comme l'importance des IGFs, et le laminage des crues. Le chapitre 5, basé sur la simulation des débits à l'aide de deux modèles à réservoirs dédiés à la prévision (Gardénia et GR5H), analyse (i) la capacité des modèles conceptuels à renseigner sur les processus hydrologiques des bassins et (ii) l'intérêt de la connaissance des processus hydrologiques spécifiques au karst pour l'amélioration des modélisations pluie-débit sur ces bassins. Le chapitre 6 présente une première typologie des processus hydrologiques en période de crue sur deux bassins karstiques contrastés, qui tient compte de la saisonnalité et du type de karst (unaire, binaire). Il se base sur le développement d'une nouvelle méthode d'analyse des relations débit-concentration, appliquée à des données de conductivité électrique obtenues par l'instrumentation de tronçons karstiques. Dans le chapitre 7, la synthèse de ces travaux menés à différentes échelles temporelles (année, évènement) et spatiales (bassins topographiques, élémentaires) permet de dégager, via les signatures hydrologiques, des tendances régionales sur les processus hydrologiques des bassins versants à composante karstique en crue, et de discuter de leur prise en compte par les modèles. Des préconisations sont également formulées pour étendre l'usage des signatures hydrologiques comme moyen d'identification des processus hydrologiques spécifiques sur de nouveaux bassins karstiques, et pour mieux les prendre en compte dans la modélisation des crues.