

Flows and geochemistry spatial and temporal variability in the Cevennes tributaries of the Gardon (Gard, France) : contribution to the analysis of low water

Maxime Gillet, Pierre-Alain Ayral, Corinne Le Gal La Salle, Patrick Verdoux, Philippe Martin, Jean-Marc Domergue, Nadine Grard

▶ **To cite this version:**

Maxime Gillet, Pierre-Alain Ayral, Corinne Le Gal La Salle, Patrick Verdoux, Philippe Martin, et al.. Flows and geochemistry spatial and temporal variability in the Cevennes tributaries of the Gardon (Gard, France) : contribution to the analysis of low water. Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement, 2021, 16, pp.127-158. 10.4000/physio-geo.12810 . hal-03507102

HAL Id: hal-03507102
https://hal.science/hal-03507102

Submitted on 5 Jan 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.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

Physio-Géo
Géographie physique et environnement

Volume 16 | 2021
Varia 2021

Variabilités spatiale et temporelle des débits et de la géochimie des cours d'eau cévenols du bassin versant des Gardons (Var, France) : contribution à l'analyse des basses eaux

Flows and geochemistry spatial and temporal variability in the Cevennes tributaries of the Gardon (Gard, France): contribution to the analysis of low water

Maxime Gillet, Pierre-Alain Ayral, Corinne Le Gal La Salle, Patrick Verdoux, Philippe Martin, Jean-Marc Domergue et Nadine Grard

Édition électronique
URL : https://journals.openedition.org/physio-geo/12810
ISBN : 978-2-8218-0427-2
ISSN : 1958-573X

Éditeur
Claude Martin

Édition imprimée
Pagination : 127-158

Référence électronique
Maxime Gillet, Pierre-Alain Ayral, Corinne Le Gal La Salle, Patrick Verdoux, Philippe Martin, Jean-Marc Domergue et Nadine Grard, « Variabilités spatiale et temporelle des débits et de la géochimie des cours d'eau cévenols du bassin versant des Gardons (Var, France) : contribution à l'analyse des basses eaux », *Physio-Géo* [En ligne], Volume 16 | 2021, mis en ligne le 19 décembre 2021, consulté le 19 décembre 2021. URL : http://journals.openedition.org/physio-geo/12810

Les contenus de *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement* sont mis à disposition selon les termes de la Licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.

VARIABILITÉS SPATIALE ET TEMPORELLE DES DÉBITS ET DE LA GÉOCHIMIE DE COURS D'EAU CÉVENOLS DU BASSIN VERSANT DES GARDONS (GARD, FRANCE) : CONTRIBUTION À L'ANALYSE DES BASSES EAUX

Maxime GILLET [1, 2], **Pierre-Alain AYRAL** [2], **Corinne LE GAL LA SALLE** [1], **Patrick VERDOUX** [1], **Philippe MARTIN** [3], **Jean-Marc DOMERGUE** [3] et **Nadine GRARD** [3]

1 : Université de Nîmes, Unité propre de recherche CHROME France, 30021 NÎMES cedex 1.
Courriels : maxime.gillet@unimes.fr ; corinne.legallasalle@unimes.fr ; patrick.verdoux@unimes.fr

2 : Hydrosciences Montpellier, Université de Montpellier et IMT Mines Alès, IRD /CNRS, ALÈS.
Courriel : pierre-alain.ayral@mines-ales.fr

3 : UMR 7300 ESPACE du CNRS, Avignon Université et Université Côte d'Azur, AVIGNON et NICE.
Courriels : philippe.martin@univ-avignon.fr ; jean-marc.domergue@univ-cotedazur.fr ; nadine.grard@univ-cotedazur.fr

RÉSUMÉ : Mieux comprendre l'origine de la ressource en eau afin d'en améliorer la gestion est aujourd'hui une nécessité. Les cours d'eau de l'amont cévenol du bassin versant des Gardons, présentent des différences dans leurs débits de basses eaux. Ces écarts entre débits s'expliquent, hors des différences liées aux précipitations (orages...), par des contributions particulières des réservoirs géologiques, dans la mesure où les basses eaux correspondent globalement à un régime hydraulique non influencé (tarissement).
L'étude a été réalisée principalement durant les étés 2018 et 2019. Les débits et la minéralisation des eaux de surface et des eaux souterraines ont été suivis sur neuf sous-bassins versants. Un modèle de mélange, appliqué en complément du suivi géochimique, permet de quantifier la contribution des différentes formations aquifères et montre de fortes différences entre elles. À l'étiage, deux formations, les micaschistes noirs et les calcaires, se révèlent primordiales dans le soutien des débits : elles alimenteraient les cours d'eau étudiés à hauteur de 41 et 17 % respectivement, alors qu'elles ne couvrent que 13 et 8 % du secteur considéré. L'analyse de la contribution des différentes formations permet d'expliquer les différences de débit spécifique observées pour les cours d'eau du terrain d'étude. Ces contributions à l'étiage, couplées aux débits, permettent d'identifier les réservoirs les plus productifs, qui sont à protéger en priorité.

MOTS-CLÉS : hydrologie, étiage, géochimie, eaux souterraines, modèles de mélange (G-EMMA), approche spatiale et temporelle, Cévennes.

ABSTRACT : Flows and geochemistry spatial and temporal variability of Cevennes streams in the Gardons watershed (Gard, France): contribution to the analysis of low water
The increase in the severity of hydrological droughts in the Mediterranean basin in relation to climate change leads to the need to better understand the origin of the water resource to improve its management. The defined study area, the Cevennes upper watershed of the Gardons, presents quite significant variations in terms of low water flows. This article questions these differences and proposes to explain these variances in flows not by a rainfall difference but by a variation in the contribution of the geological reservoirs present in the different watersheds.
The study was conducted mainly during the summers of 2018 and 2019 where flows and geochemistry of surface water and groundwater were monitored in 9 watersheds. The use of mixing model in addition to this geochemical-hydrological coupling allows to quantify the contribution of the different formations and shows strong contrast between them. At low water, two formations, black micaschists and limestone, appear to be essential to sustain the flow: they would feed the streams studied to the extent of 41 and 17 % respectively, while they cover only 13 and 8 % of the considered area. The analysis of

the contribution of the respective geological formations allows to explain the observed specific discharge of the rivers in the study area. This information of contribution in low water coupled with the flow allows to identify the most productive reservoirs and could help to prioritize the protection of these in view of the scarcity of the resource that will result from climate change.

KEY-WORDS : hydrology, low flow, geochemistry, groundwater, end member mixing model (G-EMMA), spatial and temporal approach, Cevennes.

I - INTRODUCTION

Selon de nombreuses prévisions (N. WANDERS et Y. WADA, 2015 ; D. AUBÉ, 2016), les cours d'eau méditerranéens devraient être soumis dans l'avenir à de fortes pressions environnementales liées aux changements climatiques. Cela laisse entrevoir des conséquences en termes de quantité comme de qualité de la ressource en eau (K. NOSRATI, 2011 ; A. DAI, 2013 ; G. CHIOGNA *et al*., 2018). Le cas des Gardons cévenols est à cet égard un bon exemple, les besoins en eau conduisant ici à des tensions relativement fortes entre la population, les gestionnaires et les décideurs. Or celles-ci ont été exacerbées par l'ajout d'une norme déterminant un débit réservé destiné à garantir la continuité écologique (Directive Cadre sur l'Eau, 2000). Il est donc devenu nécessaire d'améliorer les connaissances sur l'état des aquifères durant les étiages, afin de permettre une gestion plus fine de la ressource en eau lors des phases de sècheresse (H.A.J. VAN LANEN *et al*., 2016).

L'étiage, au sens strict, se définit, pour une année hydrologique donnée, comme le débit moyen journalier le plus bas atteint au point d'observation (M. ROCHE, 1986). Il existe souvent une confusion entre l'étiage (au sens strict) et les basses eaux. Celles-ci correspondent à la période durant laquelle le débit est inférieur au module (C. LANG DELUS, 2011).

Si les basses eaux sont un phénomène saisonnier, partie attendue du cycle hydrologique, les sècheresses résultent, quant à elles, d'un déficit des précipitations par rapport aux conditions habituelles (V. SMAKHTIN, 2001). La sècheresse hydrologique se caractérise par une diminution particulièrement forte du niveau des eaux souterraines et des débits de surface (J.A. DRACUP *et al*., 1980 ; P. MARTIN *et al*., 2020).

Depuis les années 1980, trois grandes problématiques relatives aux basses eaux et à l'étiage ont été développées :

1/ Le calcul du débit réglementaire et la modélisation hydrologique du fonctionnement de bassins versants. Cela a conduit à un ensemble de modélisations de bassins versants jaugés ou non (K. ENGELAND et HISDAL, 2009 ; D. PARTINGTON *et al*., 2009 ; C. LANG DELUS, 2011 ; M. PFANNERSTILL *et al*., 2014 ; F. GARCIA *et al*., 2017 ; D. TREVISAN et R. PERIÁNEZ, 2016 ; L. GUO *et al*., 2019).

2/ L'impact du changement climatique sur les étiages (T. FIALA *et al*., 2010 ; I. GIUNTOLI *et al*., 2013 ; É. FOULON *et al*., 2018).

3/ Les pollutions en basses eaux (K. NOSRATI, 2011 ; G. CHIOGNA *et al*., 2018).

Malgré cela, peu d'articles traitent encore de ces minimums extrêmes. La zone méditerranéenne a été en partie étudiée (R. BART et A. HOPE, 2014 ; E. HERTIG et Y. TRAMBLAY, 2017 ; Y. AYADI *et al*., 2018), notamment sa partie française (C. CASIOT *et al*., 2009 ; C. CAETANO BICALHO *et al*., 2012 ; I. CANOVAS *et al*., 2016), mais peu d'études quantitatives ont été réalisées en se focalisant sur les eaux souterraines, comme cela a été fait dans d'autres régions

(P.G. COOK *et al*., 2006 ; I. CARTWRIGHT et U. MORGENSTEN, 2012 ; M. BLUMSTOCK *et al*., 2015).

Lors des périodes de tarissement, les eaux des cours d'eau proviennent exclusivement des réservoirs souterrains. Une approche centrée sur ces objets permet donc de s'affranchir de l'influence des eaux de surface et d'accéder aux propriétés des réservoirs souterrains, et en particulier à leurs capacités de stockage et de restitution des eaux (C.M. RICHARDSON *et al*., 2020).

Les roches schisteuses sont les plus répandues en Cévennes. Bien que généralement considérées comme imperméables et ne disposant que de très faibles capacités de stockage, elles assurent ici des débits spécifiques d'étiage qui ne sont pas particulièrement faibles (P. MARTIN *et al*., 2019). Les débits spécifiques de basses eaux diffèrent en outre entre sous-bassins proches et ayant des substrats géologiques assez similaires, aussi bien que pour chaque bassin versant d'une année à l'autre (P. MARTIN *et al*., 2019).

De nombreuses études portant sur les basses eaux en régime non influencé ont tenté d'expliquer la variabilité observée par des indices topographiques. Cette approche est recommandée pour les bassins versants ayant une forte homogénéité géologique (K.J. MCGUIRE *et al*., 2005). Dans des zones où les caractéristiques géologiques varient, les propriétés physiques des différentes formations priment sur ces indices topographiques (R.N. FARVOLDEN, 1963 ; R. FREEZE et J. CHERRY, 1979 ; V. SMAKHTIN, 2001 ; C. TAGUE et G.E. GRANT, 2004 ; B. NEFF *et al*., 2005 ; J.P. BLOOMFIELD *et al*., 2009). Cela tient en grande partie aux différences de porosité et/ou de perméabilité des roches (T. UCHIDA *et al*., 2006 ; L. PFISTER *et al*., 2017) et donc aux différences entre leurs capacités de stockage d'eau souterraine (C.M. RICHARDSON *et al*., 2020) et entre les vitesses de circulation des eaux.

Les outils de l'hydrogéochimie permettent de différencier l'origine des eaux s'écoulant en surface. Ils ont souvent été utilisés pour les crues (V.A. BROWN *et al*., 1999 ; D.A. BURNS *et al*., 2001 ; E. PETELET-GIRAUD et P. NEGREL, 2007 ; G.A. ALI *et al*., 2010 ; L. YANG *et al*., 2015 ; A. CORREA *et al*., 2017, 2019). Même les études portant sur l'année hydrologique entière, se concentrent généralement sur les périodes de crue (E. PETELET-GIRAUD *et al*., 2018).

En nous basant uniquement sur les ions majeurs, nous nous proposons d'appliquer à des échantillons d'eaux souterraines et d'eaux de surface collectés pendant les périodes estivales de 2018 et 2019, les modèles de mélange de géochimie. Ces outils, lorsqu'ils sont combinés à des mesures de débit, permettent de quantifier l'apport en eau de chacune des formations.

II - TERRAIN D'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE

1) Présentation des bassins versants étudiés

La zone d'étude est située dans les Cévennes, sur la bordure sud du Massif Central, dans le Sud-Est de la France. Elle appartient en totalité au Parc National des Cévennes (PNC), principalement à la zone d'adhésion, mais sa partie amont se trouve dans la zone cœur du Parc.

Ce territoire présente un relief de moyenne montagne. Il culmine vers 1 100 m d'altitude, alors que le point le plus bas se trouve à 117 m. Le réseau hydrographique est dense. Les principaux cours d'eau ont une orientation nord-ouest - sud-est. Dans la partie amont, marquée par un fort encaissement des vallées, les dénivelés peuvent atteindre jusqu'à 500 m.

La population est peu nombreuse (16 000 habitants pour 524 km^2), avec un gradient amont-aval, les zones aval étant plus densément peuplées.

Les cours d'eau cévenols ont tous des régimes méditerranéens avec des étiages marqués et des crues automnales violentes, dues à de forts épisodes orageux. Le choix a été fait de considérer huit sous-bassins du Gardon d'Anduze (n° 1 à 4 et 6 à 9), auxquels s'ajoute le Galeizon (n° 5), affluent du Gardon d'Alès (Fig. 1).

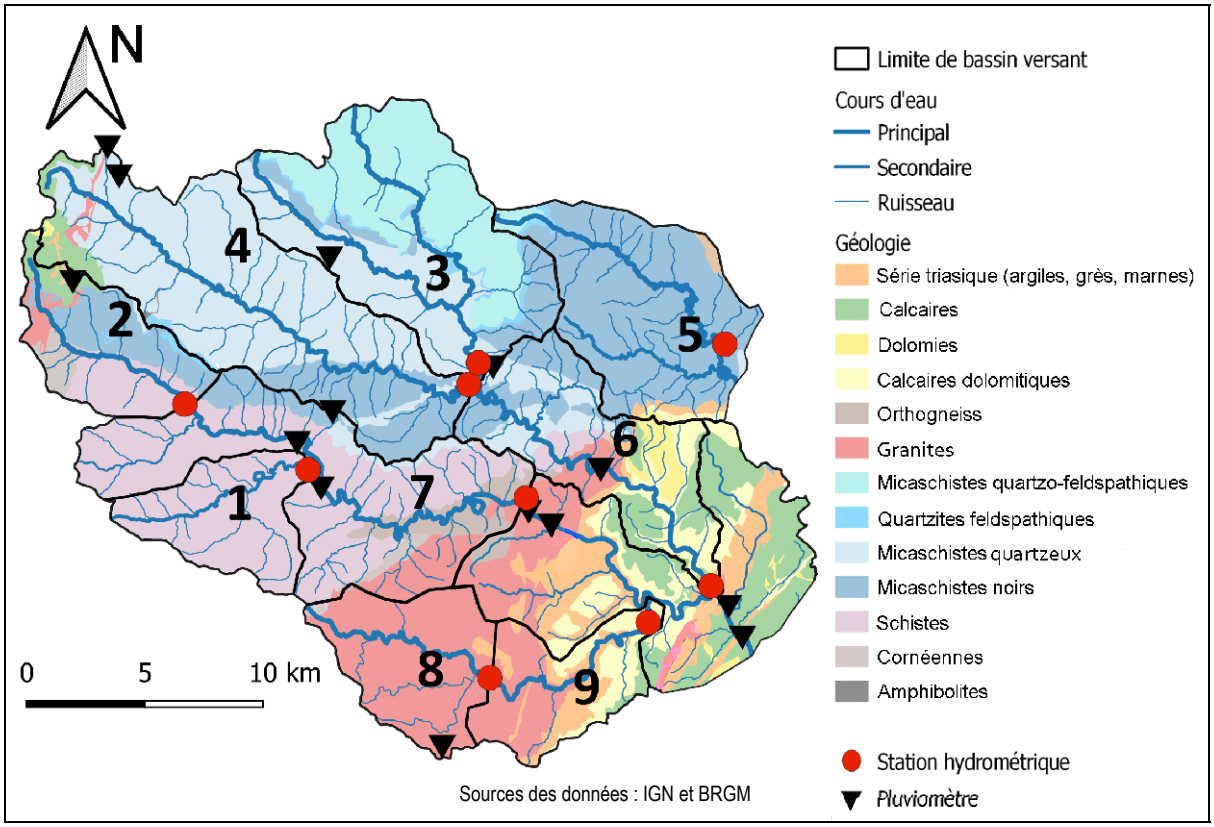


Figure 1 - Les bassins versants étudiés et leur lithologie.

Sources des données : IGN (BD topo) et BRGM (InfoTerre), bases consultées en 2018.

1 : Borgne à Saumane. 2 : Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne. 3 : Gardon de Saint-Étienne à Saint-Étienne-Vallée-Française. 4 : Gardon de Sainte-Croix à Sainte-Croix (pont du Martinet). 5 : Galeizon à l'Aube-Morte. 6 : Gardon de Mialet au camping Cévennes-Provence. 7 : Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard. 8 : Salendrinque à Lasalle. 9 : Salendrinque à Thoiras.

La présence de stations hydrométriques spécifiquement dédiées au suivi des basses eaux a conditionné le choix de ces bassins versants. Cela permet de disposer de débits cohérents sur l'ensemble des périodes étudiées. Ces stations ont été mises en place et sont gérées par Avignon Université et l'UMR 7300 ESPACE du CNRS. Elles dépendent de conventions entre

l'Établissement Public Territorial de Bassin Gardons (EPTB Gardons) et Avignon Université, et sont utilisées dans le projet HydroPop (P. MARTIN *et al*., 2019, 2020, 2021).

Sur le plan lithologique, trois grands ensembles se distinguent (Fig. 1, Tab I – F. ARNAUD, 1999 ; M. FAURE *et al*., 2009) :

- La partie schisteuse présente quatre faciès : 1/ des schistes dans la partie sud de la zone, 2/ des micaschistes quartzeux dans la partie centrale, 3/ des micaschistes quartzo-feldspathiques dans la partie nord et 4/ des micaschistes noirs qui affleurent entre les autres séries de schistes et de micaschistes.
- Dans la partie sud de la zone d'étude, des granodiorites prolongent les granites du massif de l'Aigoual. Des orthogneiss font transition entre les granodiorites et les roches schisteuses. Dans la zone amont, se trouvent des affleurements très peu étendus d'orthogranites.
- L'ensemble sédimentaire est composé principalement de calcaires et de dolomies datés du Sinémurien à l'Hettangien, auxquels s'ajoutent à la base des argiles, des grès et des marnes triasiques. Un petit causse, constitué de roches de l'Hettangien, est en outre présent à l'amont. Il correspond à l'extension méridionale des Grands Causses.

Tableau I - Superficie de chacune des formations géologiques affleurant dans chaque bassin versant.

Superficie (km^2)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	*TD*
Amphibolites	0,00	0,01	0,00	0,16	0,00	0,16	0,01	0,00	0,00	*0,17*
Calcaires	0,00	3,71	0,00	5,74	0,34	16,69	3,71	0,00	1,24	*21,98*
Dolomies	0,00	0,00	0,00	0,02	0,98	9,44	0,00	0,00	7,83	*18,25*
Granites et orthogneiss	0,00	2,57	0,00	1,14	0,00	6,38	23,00	36,42	50,10	*79,48*
Micaschistes quartzeux	0,00	0,47	26,34	73,16	0,01	114,59	3,42	0,00	0,00	*118,02*
Micaschistes quartzo-feldspathiques	0,00	0,18	46,20	0,00	2,49	46,20	0,18	0,00	0,00	*48,87*
Micaschistes noirs	0,00	12,47	10,45	20,24	56,51	43,10	18,30	0,00	0,00	*117,91*
Schistes	30,76	14,91	0,00	0,90	0,00	3,95	104,01	0,48	0,48	*108,44*
Série triasique	0,00	0,00	0,00	0,00	1,46	1,42	0,00	0,54	8,38	*11,26*
Total	*30,76*	*34,32*	*82,99*	*101,36*	*61,79*	*241,93*	*152,63*	*37,44*	*68,03*	*524,38*

TD : terrain d'étude. 1 : Borgne à Saumane. 2 : Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne. 3 : Gardon de Saint-Étienne à Saint-Étienne-Vallée-Française. 4 : Gardon de Sainte-Croix à Sainte-Croix. 5 : Galeizon à l'Aube-Morte. 6 : Gardon de Mialet à l'exutoire du bassin. 7 : Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard. 8 : Salendrinque à Lasalle. 9 : Salendrinque à Thoiras.

Les affleurements de cornéennes, d'amphibolites et de quartzites feldspathiques indiqués sur la figure 1, sont très réduits. Nous les avons donc assimilés, pour cette étude, aux roches au sein desquelles ils apparaissent : schistes, micaschistes quartzeux et micaschistes quartzo-feldspathiques respectivement.

Les bassins versants sélectionnés ont les caractères suivants :

- La Borgne (n° 1, altitude moyenne de 640 m) est un affluent du Gardon de Saint-Jean. Son bassin versant, de taille relativement faible (31 km^2), est uniquement constitué de schistes. La station hydrométrique est située en amont du village de Saumane, à l'exutoire du bassin.

- Le bassin versant du Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne (n° 2, altitude moyenne de 785 m) est également peu étendu (34 km²), mais sa lithologie est plus variée : schistes, micaschistes noirs, roches sédimentaires et petit affleurement d'orthogranites. La station hydrométrique est située à l'aval de Saint-André-de-Valborgne.
- Le bassin versant du Gardon de Saint-Étienne (n° 3 – 83 km^2, altitude moyenne de 610 m) a un substratum formé principalement de micaschistes quartzeux et de micaschistes quartzo-feldspathiques, entre lesquels s'intercalent des micaschistes noirs. La station hydrométrique est située en amont de Saint-Étienne-Vallée-Française.
- Le bassin versant du Gardon de Sainte-Croix (n° 4 – 103 km^2, altitude moyenne de 618 m) est essentiellement constitué de micaschistes quartzeux, avec des micaschistes noirs dans la partie aval. Un morceau de causse se trouve en amont, où un affleurement peu étendu de granites est également présent. Le suivi hydrométrique est réalisé à l'exutoire du bassin, à Sainte-Croix (pont du Martinet).
- Le Galeizon (n° 5, altitude moyenne de 508 m) est un affluent du Gardon d'Alès. Les micaschistes noirs sont ici largement dominants, à l'exception d'un petit affleurement de calcaires et d'un autre de micaschistes quartzo-feldspathiques en bordure du bassin. La station hydrométrique (au lieu-dit "Aube-Morte") contrôle une superficie de 62 km^2.
- Le bassin du Gardon de Mialet (n° 6, altitude moyenne de 555 m), d'une superficie de 242 km^2 au total, englobe les bassins versants des Gardons de Saint-Étienne (n° 3) et de Sainte-Croix(n° 4). En aval de leur confluence, le bassin présente successivement des micaschistes (noirs et quartzeux), des orthogneiss, des granites, puis des calcaires et dolomies. La station hydrométrique est située à l'exutoire du bassin (camping Cévennes-Provence).
- Le bassin versant du Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard (pont de Combonéral – n° 7, altitude moyenne de 609 m) englobe les bassins versants de la Borgne et du Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne. Il couvre une superficie de 154 km^2 au total. La lithologie du sous-bassin aval est majoritairement composée de schistes, mais des granites et des orthogneiss affleurent dans la partie inférieure.
- Le bassin versant de la Salendrinque amont (n° 8 – 37 km^2, altitude moyenne de 600 m) est essentiellement granitique. Des lambeaux de la série triasique (argiles et marnes) sont conservés dans la partie amont. La station de mesure est implantée immédiatement à l'aval du village de Lasalle.
- Le bassin versant de la Salendrinque (n° 9 – 68 km^2 au total, altitude moyenne de 477 m) est constitué, dans sa sous-partie aval, de granites et de roches du Trias en amont, de calcaires et de dolomies en aval. Une mine de zinc et de plomb, aujourd'hui abandonnée, a été creusée en rive droite dans la partie aval. La station hydrométrique est située près de Thoiras, à proximité de la confluence avec le Gardon de Saint-Jean.

2) Caractérisation des étiages et de la pluviosité sur les bassins

a. Données utilisées

Les valeurs de débit sont issues des stations hydrométriques, dédiées à l'observation des étiages, gérées par Avignon Université et l'UMR ESPACE. Nous en utiliserons les débits moyens journaliers (de 0h00 à 24h00 TU) calculés à partir de mesures au pas de temps de 5 minutes. Pour le calcul des débits d'étiage (pris au sens large), nous avons considéré la moyenne des débits journaliers des trois derniers jours d'un cycle.

Les données pluviométriques proviennent des bases de données de Météo-France et de la DREAL (voir Fig. 1). Treize points de mesure se trouvent sur le terrain d'étude et neuf autres

à son voisinage (moins de 20 km).

b. Analyse spatiale de la pluviométrie

Pour chaque jour (de 0h00 à 24h00), les données pluviométriques ont été interpolées spatialement, à l'aide de la méthode d'interpolation pondérée par l'inverse de la distance (D. SHEPARD, 1968). Le calcul a été réalisé par la fonction IDW (*Inverse Distance Weighting*) du paquet gstat (E.J. PEBESMA, 2004) du progiciel R. Cette interpolation permet de calculer une lame d'eau moyenne journalière par bassin versant.

3) Stratégie d'échantillonnage

Pour évaluer la contribution des différents réservoirs géologiques, deux séries de campagnes d'analyses des eaux souterraines et de surface (Fig. 2) ont été réalisées durant, les étés 2018 et 2019, entre juillet et octobre.

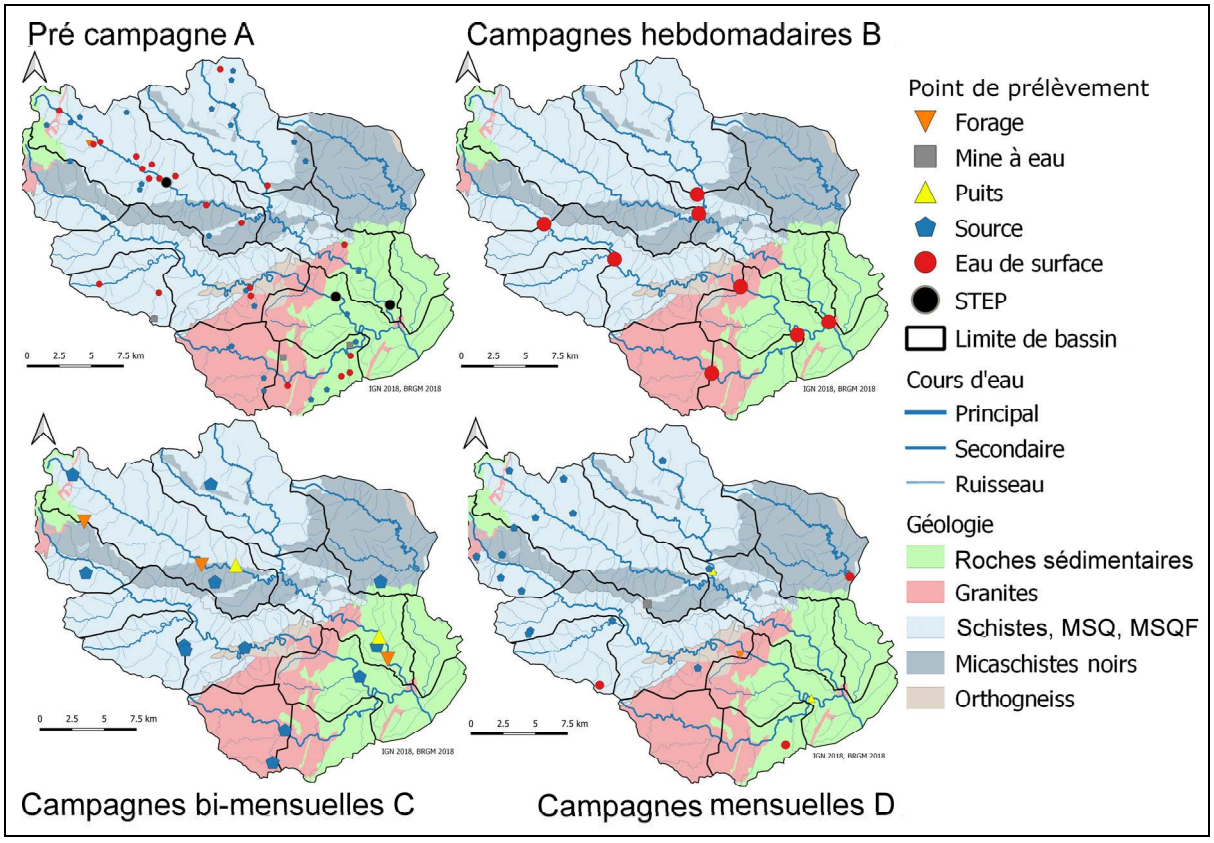


Figure 2 - Points de collecte des eaux souterraines et de surface.

MSQ : micaschistes quartzeux. MSQF : micaschistes quartzo-feldspathiques.
La taille du pictogramme est fonction de la fréquence d'échantillonnage.
Une mine à eau est un puits creusé de manière horizontale (galerie drainante) sur un versant.

Les mesures de terrain ont porté sur différents paramètres, en particulier la température, le pH, la conductivité (à 25°C) et l'alcalinité. Elles ont été réalisées avec un multimètre HACH SL1000. La température et le pH ont été déterminés à l'aide d'une sonde PHC201, la

conductivité par une sonde CDC401, et l'alcalinité grâce à des clés de mesure spécifiques (chemkeys) permettant son dosage automatique pour les gammes haute (conductivité > 400 µS/sm) et basse.

Des échantillons ont en outre été collectés dans des tubes en polyéthylène (un pour les cations et un pour les anions) après filtration sur membrane (pores de 0,25 µm). Les tubes utilisés pour les cations ont été acidifiés avec une goutte d'acide nitrique titré à 0,5 N, puis ont été stockés, ainsi que les tubes pour les anions, à 4 °C jusqu'à l'analyse.

Sur certains points de prélèvement d'eau souterraine difficiles d'accès, les opérations de terrain ont été confiées à des agents communaux. Dans ce cas, les échantillons ont été collectés dans des flacons de 250 ml, en polyéthylène à haute densité, rincés préalablement par trois fois avec de l'eau à échantillonner et en laissant le moins d'air possible. Les eaux prélevées ont été stockées au frais et transportées au laboratoire. Les paramètres physico-chimiques ont alors été mesurés avec les appareils décrits précédemment, puis une filtration a été effectuée.

Les analyses par chromatographie ionique ont été réalisées par l'un d'entre nous (Maxime GILLET) au laboratoire GIS (EA-CHROME) de l'Université de Nîmes.

Les ions majeurs (calcium, magnésium, sodium, potassium pour les cations, chlorure, sulfate, nitrate et phosphate pour les anions) ont été dosés par chromatographie ionique (930 Compact ICFlex, Methrom). La silice n'a pas été dosée. D'autres éléments (ammonium, lithium, bromure et fluorure) ont été analysés, mais ils n'ont pas été considérés pour cet article.

Avant chaque série d'analyses au chromatographe ionique, nous avons analysé deux étalons mélangeant tous les éléments à analyser, l'un avec des concentrations faibles, l'autre avec des concentrations fortes. Les résultats sur les échantillons n'ont pas été corrigés à la lumière des analyses des étalons. Mais celles-ci ont permis de s'assurer de la qualité des mesures.

La qualité des analyses s'est toujours révélée satisfaisante, l'écart sur la balance ionique n'ayant jamais dépassé 3 % (2,04 % en moyenne des valeurs absolues).

Pour les eaux de surface, quarante-deux sites ont été échantillonnés, dont huit de manière hebdomadaire (Fig. 2-A et 2-B). Les suivis hebdomadaires correspondent à des stations hydrométriques gérées par Avignon Université et l'UMR ESPACE. Le site du Galeizon (n° 5), qui a fait l'objet d'un suivi autonome par les agents de l'UMR ESPACE, n'a été échantillonné que durant l'été 2019 et seulement de manière mensuelle (Fig. 2-D). Il a donc été exclu de beaucoup de nos interprétations.

Pour les eaux souterraines, des campagnes prospectives ont été réalisées de mars à mai 2018 (Fig. 2-A). La recherche de forages a été privilégiée, mais la nature des substrats les rend très rares. Au final, cinquante-cinq sources, cinq forages, quatre puits et quatre mines à eau ont été prélevés. À partir des informations ainsi recueillies, un à trois sites représentatifs de la signature de chacune des formations géologiques principales ont été sélectionnés (voir *infra*). Ils ont fait l'objet d'un suivi bi-mensuel (Fig. 2-C).

Deux cours d'eau drainant d'anciens secteurs miniers ont également été analysés : le valat

de Calquière (bassin de la Salendrinque aval, n° 9) et le ruisseau du Crouzinal (bassin de la Borgne, n° 1). Leurs bassins versants ont un substratum sédimentaire pour le premier et schisteux pour le second. Ils ont fait l'objet de campagnes mensuelles (Fig. 2-D)

Enfin, les eaux de trois stations d'épuration (Sainte-Croix-Vallée-Française, Saint-Jean-du-Gard et Mialet) ont été analysées à titre exploratoire durant l'été 2020 (Fig. 2-A).

4) Identification des pôles géochimiques

Les points représentatifs de chaque formation géologique ont été sélectionnés après identification des pôles géochimiques. Pour cette identification, seules les eaux souterraines drainant une seule formation ont été considérées. Nous avons donc éliminé les eaux issues de zones d'alimentation complexes sur le plan lithologique. Les eaux des nappes d'accompagnement des cours d'eau ont également été écartées.

En représentant les résultats des analyses chimiques en valeurs relatives (diagramme de PIPER) ou en valeurs absolues (diagramme bipolaire), nous avons vérifié que les eaux issues d'une même formation lithologique avaient toutes la même signature géochimique. Nous avons ensuite comparé les signatures des eaux des différentes formations pour finaliser l'identification de pôles géochimiques bien distincts les uns des autres.

5) Modélisation des contributions des réservoirs

a. Choix du modèle

Pour estimer la contribution des réservoirs géologiques au débit des cours d'eau, nous avons adopté le modèle de mélange G-EMMA (*Glue-End Member Mixing Analysis* – J.R. DELSMAN *et al*., 2013), dont l'utilisation est largement recommandée en hydrologie (A.J. KOUTSOURIS et S.W. LYON, 2018 ; J. JEAN-BAPTISTE *et al*., 2020).

Ce modèle génère l'ensemble des solutions possibles permettant de résoudre un mélange en se basant sur les concentrations mesurées dans ce dernier (les eaux de surface) et sur les différents pôles géochimiques contributifs (les eaux souterraines). Pour chaque échantillon, un grand nombre de solutions est généré pour le mélange (10^8) grâce à l'algorithme de Monte-Carlo et chacune est évaluée par rapport aux concentrations observées. Les vraisemblances des contributions sont décrites par la médiane, l'interquartile et l'intervalle entre les $5^{ème}$ et $95^{ème}$ percentiles.

b. Sélection des traceurs

Dans les modèles géochimiques, les éléments mesurés permettant de différencier la signature des différents réservoirs géologiques, sont appelés "traceurs". À cet égard, les isotopes stables, fournis par les seules précipitations, ne sont pas utilisables. Il en va généralement de même du chlorure, sauf présence de cet élément dans des roches évaporitiques.

La méthode mise en œuvre pour définir les meilleurs traceurs se fonde sur les travaux de F.K. BARTHOLD *et al*. (2011) et de F. PELIZARDI *et al*. (2017). Elle utilise l'Analyse en Composante Principale (ACP) pour évaluer les corrélations entre les traceurs et les pôles géochimiques, l'objectif étant d'associer un traceur à chacun de ces pôles. Les traceurs présentant une forte explication de la variance sur l'un des quatre axes, sont sélectionnés. Idéalement, ils ne doivent pas être trop corrélés à un ou plusieurs autres traceurs, pour ne pas donner trop

d'importance à un pôle en particulier (N. CHRISTOPHERSEN, 1992 ; F.K. BARTHOLD *et al*., 2011).

c. Définition de la signature géochimique des pôles

Les valeurs retenues correspondent aux moyennes des mesures sur les eaux souterraines représentatives du pôle considéré, en traitant la campagne la plus proche temporellement de celle que l'on veut étudier sur les eaux de surface. L'avantage de cette méthode est de prendre en compte la variabilité saisonnière des concentrations.

L'incertitude accordée à cette signature est fixée par la dispersion des valeurs observée dans les eaux souterraines du pôle lors de la précampagne. À cela s'ajoute l'erreur possible d'analyse (+/- 5 %), estimée à travers les dosages réalisés sur les solutions étalons avant chaque passage d'échantillons en chromatographie ionique. Le même taux d'erreur a été admis pour le bicarbonate.

III - RÉSULTATS

1) Le différentiel de pluviosité explique-t-il les différences de débit entre bassins ?

a. Caractérisation de la pluie

Les précipitations ont été plus abondantes sur l'année civile 2018 (1544 mm) qu'en 2019 (1152 mm). La différence est liée en partie aux pluies de printemps : 507 mm en 2018, contre 317 mm en 2019, avec des écarts marqués sur les mois de mai et juin (Fig. 3). Les deux années, en revanche, montrent des cumuls estivaux semblables : 106 mm en 2018 et 116 mm en 2019. Précisons que l'année est découpée en saisons selon une base astronomique, avec un été du 21 juin au 21 septembre.

À l'échelle spatiale, les cumuls sont très légèrement supérieurs (de l'ordre de 5 %) sur les bassins amont. Aucune autre différence spatiale n'est observable pour la pluie. Pour les valeurs annuelles, les différences entre bassins versants restent inférieures à 5 % de la moyenne de la pluviosité sur l'ensemble du terrain d'étude. Seuls les mois estivaux présentent des écarts de pluviosité plus forts entre bassins versants. Ils atteignent 20 % en 2019 en raison d'orages estivaux (Fig. 3).

b. Caractérisation des débits des différents cours d'eau

Les débits fluctuent évidemment en fonction des précipitations. Cette différence se retrouve notamment dans le débit d'étiage moyen spécifique. Celui-ci est calculé sur les trois derniers jours du cycle hydrologique. En moyennant les données de l'ensemble des stations de mesure, il est de 1,4 l/s/km^2 en 2018 et de 1,0 l/s/km^2 en 2019 (Fig. 4).

Les stations hydrométriques amont, celles de la Borgne (n° 1) et des Gardons de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne (n° 2), de Saint-Étienne (n° 3) et de Sainte-Croix (n° 4), montrent chaque année des débits moyens d'étiage légèrement plus élevés que ceux des bassins dont l'exutoire est situé plus à l'aval (en moyenne des bassins et pour les deux années : 1,3 l/s/km^2, contre 1,1 l/s/km^2). Les valeurs les plus fortes ont été à chaque fois observées sur le Gardon de Sainte-Croix (n° 4) et le Gardon de Mialet (n° 6), avec en moyenne 1,7 et 1,3 l/s/km^2 respectivement. Les débits les plus faibles ont été systématiquement trouvés sur la Salendrinque amont (n° 8 – 0,5 l/s/km^2) et le Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard

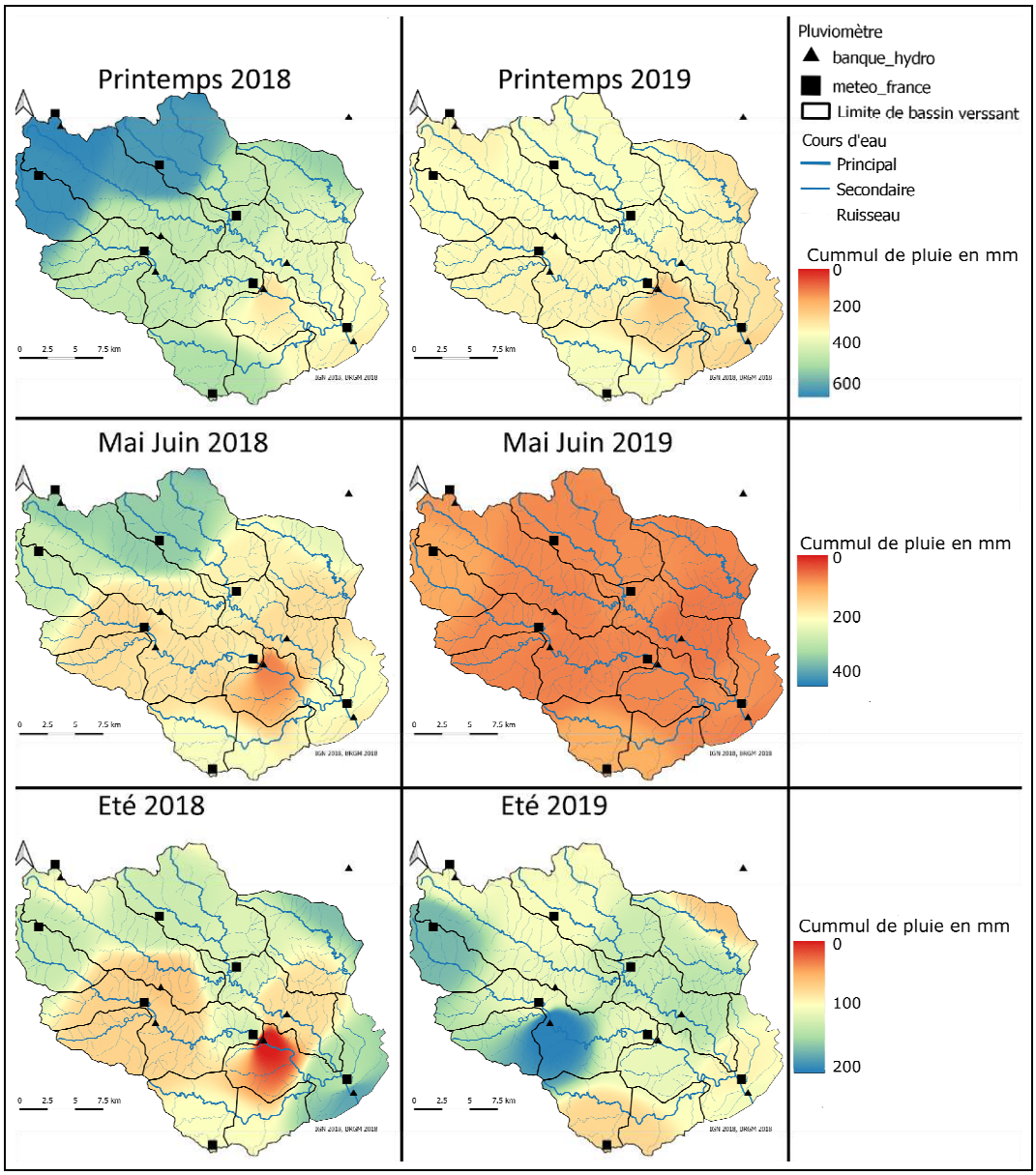


Figure 3 - Lames d'eau précipitées au printemps et en été en 2018 et 2019.

Printemps : mars, avril, mai, juin. Été : juillet, août, septembre.
Les données proviennent soit de la banque Hydro, soit de Météo-France.

(n° 7 – 0,6 l/s/km^2). Enfin, deux stations présentent une forte variabilité entre les deux années, celles du Galeizon (n° 5 – 1,6 l/s/km^2 en 2018 et 0,7 l/s/km^2 en 2019) et du Gardon de Saint-Étienne (n° 3 – 0,5 l/s/km^2 en 2018 et 1,1 l/s/km^2 en 2019).

c. Interprétation

Les débits d'étiage sont sous la double dépendance des précipitations (volume et répartition) au cours du cycle considéré et de la date de fin du cycle.

Les différences marquées entre les valeurs de 2018 et 2019 des débits moyens d'étiage s'expliquent par les écarts de pluviosité, notamment sur les mois de mai et de juin. De ce fait, au 1er juillet, la moyenne des débits moyens journaliers spécifiques de l'ensemble des stations

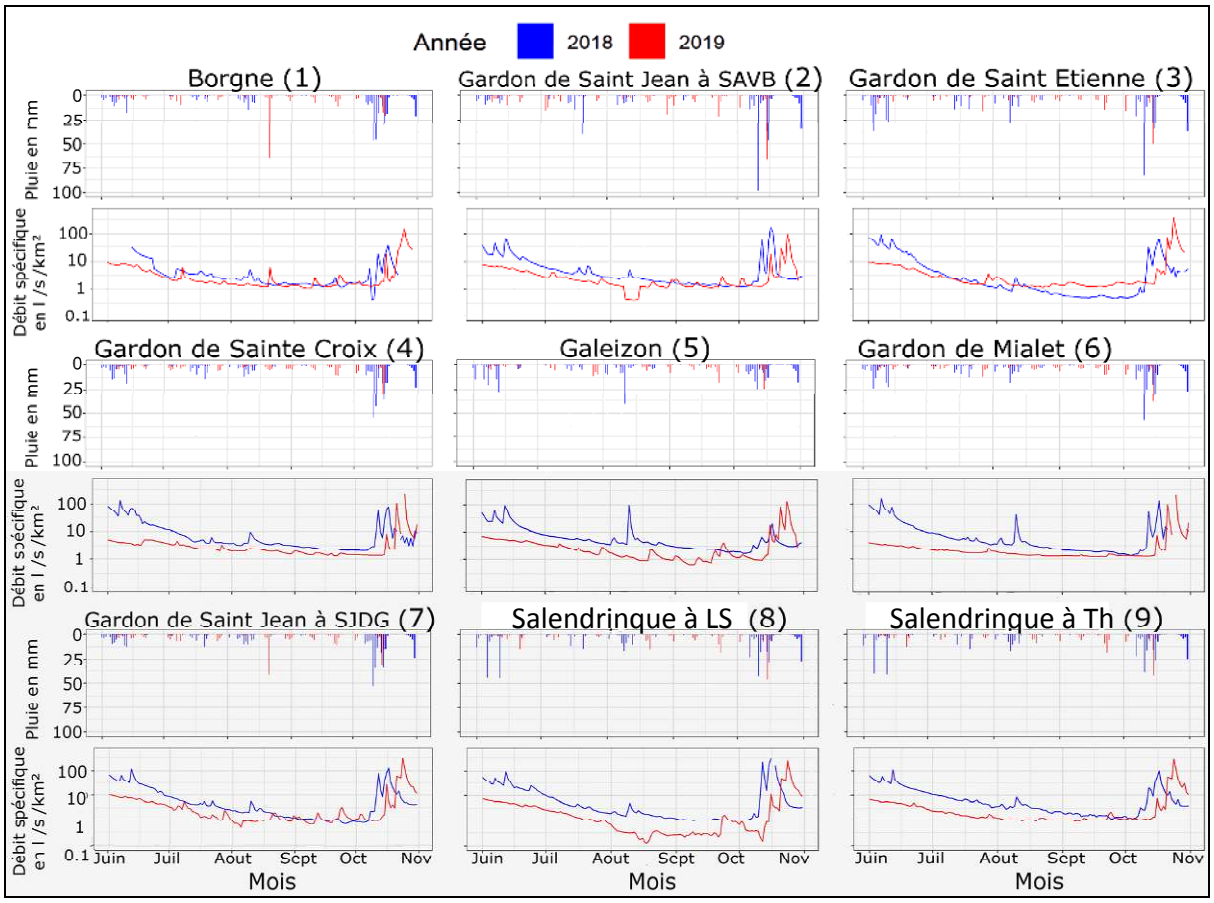


Figure 4 - Débits journaliers spécifiques de juin à novembre en 2018 et 2019.

SAVB : Saint André de Valborgne. SJDG : Saint-Jean du Gard. LS : Lasalle. Th : Thoiras

hydrométriques était de 14,8 l/s/km^2 en 2018, contre 5,5 l/s/km^2 seulement en 2019. Dans ces conditions, le début des basses eaux a été plus tardif en 2018. Toutefois, les basses eaux s'étant prolongées un mois de plus à l'automne 2018, les écarts entre les débits moyens d'étiage spécifiques des deux années ont été limités.

Les pluies n'expliquent pas les différences entre bassins versants pour les débits d'étiage. Les bassins aux débits d'étiage les plus bas n'ont pas été moins arrosés que les autres et *vice versa* pour ceux aux débits d'étiage les plus élevés. Le bassin du Gardon de Saint-Étienne (n° 3), par exemple, qui a reçu les pluies les plus abondantes en 2018 (2240 mm), présente pourtant le débit moyen d'étiage spécifique le plus faible pour cette année (0,5 l/s/km^2).

On notera cependant qu'en août 2018, une pluie journalière de 40 mm (contre 6 mm en moyenne pour les autres bassins étudiés), s'est traduite, sur le Galeizon, par un débit spécifique sensiblement augmenté durant toute la fin du cycle 2017-2018.

Pour important que soit leur rôle, les précipitations n'expliquent pas, pour l'essentiel, les différences entre les débits spécifiques des différents bassins versants en basses eaux et en étiage. Ces différences semblent liées au contexte géologique, les bassins versants à dominance de schistes (Gardons de Sainte-Croix, n° 3, et de Mialet, n° 6, par exemple) présentant alors les débits spécifiques les plus élevés, alors que les bassins largement constitués de granites fournissent des écoulements plus faibles (bassins versants du Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard, n° 7, et de la Salendrinque amont, n° 8, par exemple). L'approche hydrogéochimique réalisée va permettre d'éclairer ce constat.

2) Identification des pôles géochimiques par analyse des eaux souterraines

La première étape, l'identification de la signature géochimique propre à chacun des réservoirs s'appuie sur les analyses d'eaux souterraines (voir Fig. 2-C et 2-D) et d'eaux issues d'activités anthropiques (eaux de mine et de station d'épuration).

La différenciation des eaux a été réalisée à partir du diagramme de PIPER (Fig. 5) et du diagramme bipolaire (Fig. 6).

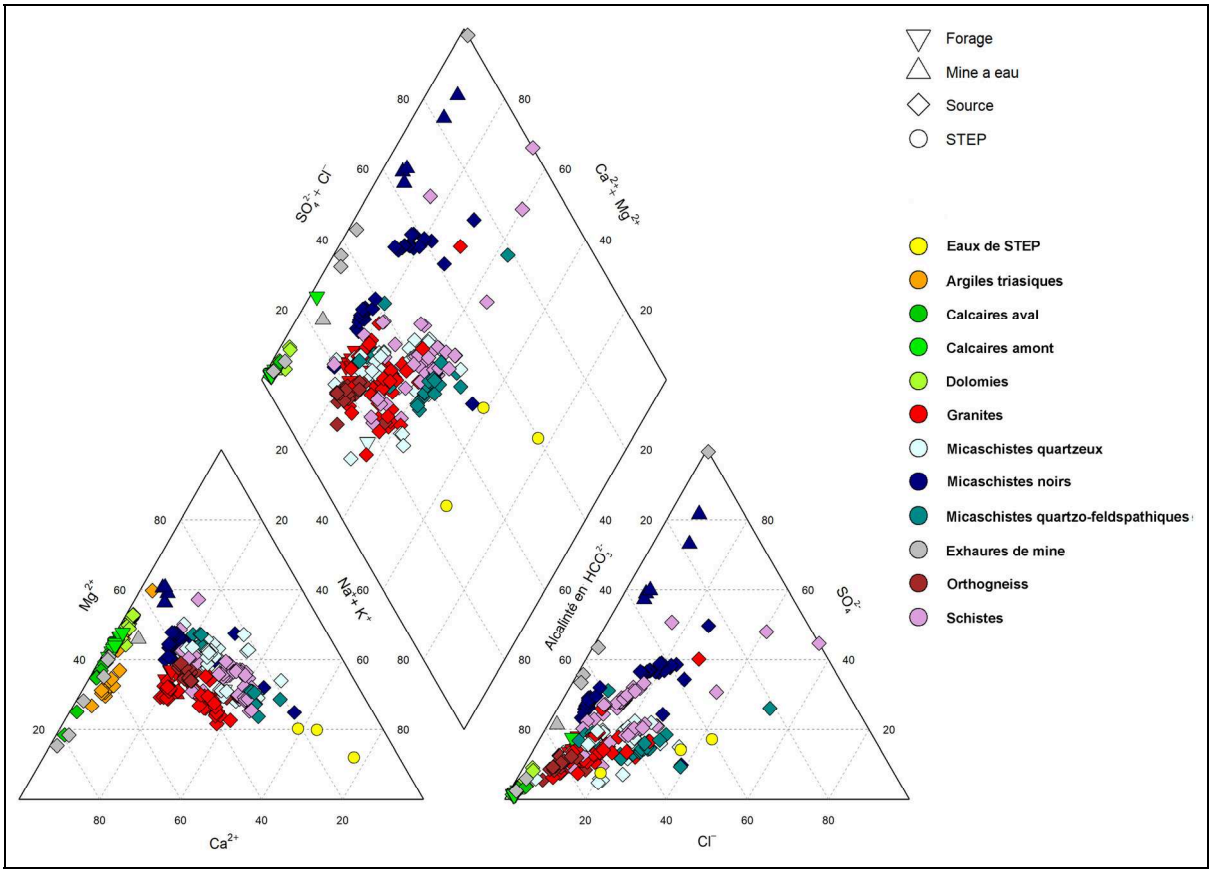


Figure 5 - Différenciation, selon la géologie, des eaux souterraines sur le diagramme de PIPER.

Les valeurs portées sur le graphique sont des pourcentages de la charge totale cationique ou anionique.

Cet examen des eaux souterraines a permis d'identifier six pôles géochimiques :

1/ Eaux des calcaires et dolomies (en nuances de vert sur les figures 5 et 6). Ces eaux sont marquées par des conductivités élevées (entre 400 et 800 µS/cm) et de fortes teneurs en calcium, en magnésium et en bicarbonate. Deux sous-faciès se distinguent :

- Les eaux du causse amont (calcaires) présentent une conductivité électrique proche de 400 µS/cm et des teneurs en sulfate inférieures à 0,1 méq/l.
- Celles issues des réservoirs situés en aval (calcaires et dolomies) ont des conductivités entre 600 et 900 µS/cm, et des teneurs en sulfate entre 0,3 et 1 méq/l.

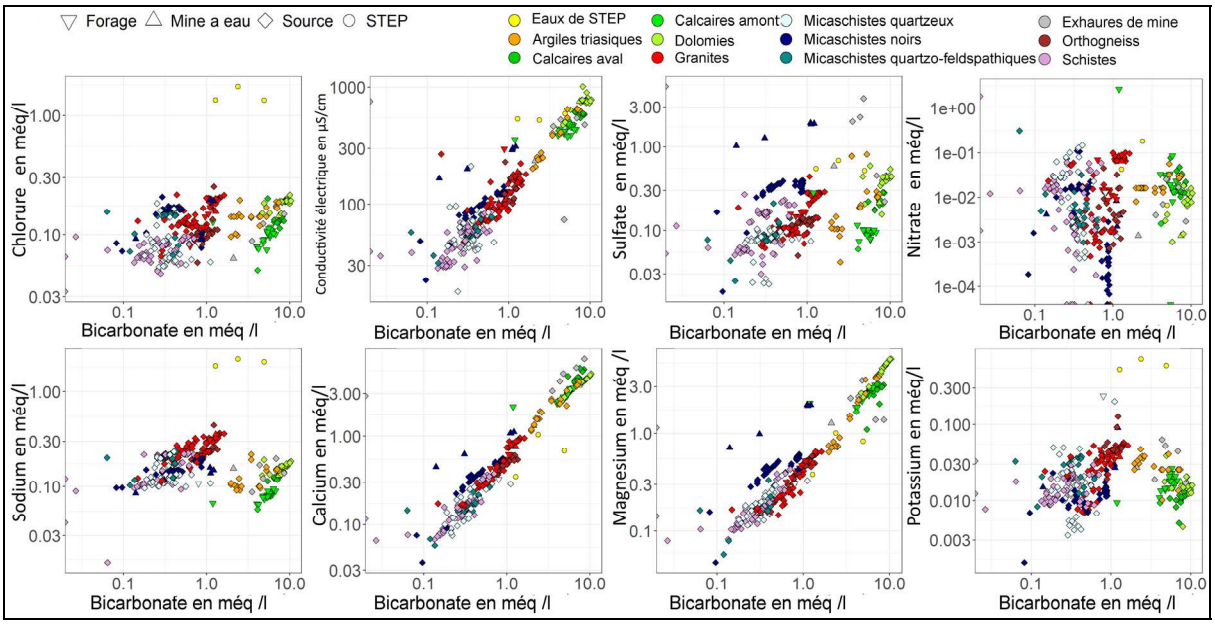


Figure 6 - Diagramme bipolaire des eaux souterraines par faciès.

2/ Eaux des granites et des orthogneiss (en rouge et marron). Leur conductivité est comprise entre 100 et 200 µS/cm. Elles présentent des teneurs en sodium et en potassium plus élevées que celles des autres eaux souterraines. Mais leur faciès apparaît cependant de type bicarbonaté-calcique.

3/ Eaux des schistes et des micaschistes quartzeux (en bleu clair et violet). Ces eaux sont très peu chargées (conductivité inférieure à 60 µS/cm) et aucun élément ne les caractérise.

4/ Eaux des micaschistes quartzo-feldspathiques (en cyan). Elles présentent les mêmes caractères que celles issues des schistes, avec cependant une plus grande richesse en sodium, chlorure et potassium.

5/ Eaux des micaschistes noirs (en bleu marine). Elles sont assez semblables aux eaux traversant les schistes, dont elles se distinguent cependant par une minéralisation plus forte (conductivité entre 90 et 150 µS/cm) et des teneurs en sulfate élevées, entre 0,3 et 1 méq/l.

6/ Eaux de la série triasique (en orange). Elles ont une conductivité assez élevée (entre 450 et 600 µS/cm) et de fortes teneurs en calcium, magnésium, bicarbonate et sulfate.

Deux autres pôles, liés aux activités anthropiques, sont également identifiables :

- Le premier correspond aux exhaures de mine (en gris). Ces eaux ont les conductivités les plus élevées (supérieures à 1500 µS/cm sur calcaires ; autour et 350 µS/cm dans la zone schisteuse) et des teneurs en sulfate de 2 à 3 méq/l.
- Le second est constitué par les stations d'épuration (en jaune). Les teneurs en sodium, en chlorure et dans une moindre mesure en sulfate sont très fortes. La conductivité est comprise entre 150 et 200 µS/cm. Les concentrations des autres éléments dépendent des eaux qui alimentent le réseau d'eau des communes (AEP). À l'exclusion des ions sodium, potassium et sulfate, les teneurs sont semblables à celles trouvées dans le cours d'eau principal au niveau des trois STEP (stations d'épuration – voir Fig. 2-A).

Ces résultats semblent cohérents avec ceux rapportés dans la littérature pour des environnements géologiques similaires (C.A.J. APPELO et D. POSTMA, 2004). Seule la teneur

élevée en sulfate des eaux issues des micaschistes noirs pose question. Cependant B. MAYER *et al*. (2010) ont rapporté des teneurs du même ordre dans des eaux issues de micaschistes à biotite dans le Vermont aux USA.

3) Application du modèle de mélange

a. Choix des traceurs utilisés

La sélection des traceurs pour différencier les pôles géochimiques en vue d'estimer les contributions des différents réservoirs à l'aide du modèle G-EMMA, a été effectuée *via* des analyses en composantes principales (ACP – Fig. 7).

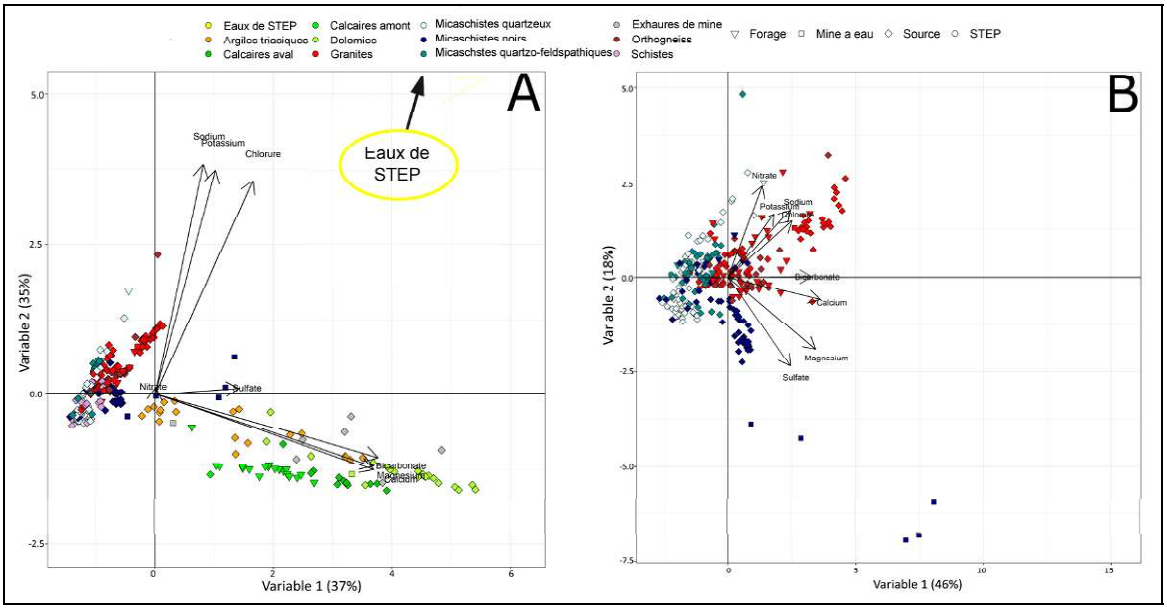


Figure 7 - Analyses en composantes principales des éléments en solution réalisées sur les eaux souterraines et les STEP (en A) et sur les seules eaux souterraines issues des roches cristallines (en B).

Le bicarbonate, le calcium et le magnésium se révèlent fortement corrélés avec l'ensemble des eaux provenant des roches sédimentaires, tandis que le sodium, le chlorure et le potassium le sont avec les eaux des stations d'épuration et des exhaures de mine.

Les eaux des granites sont corrélées avec le sodium, le potassium et le chlorure et celles provenant des micaschistes noirs avec le magnésium et le sulfate.

Les eaux issues des schistes et des micaschistes quartzeux ne sont liées à aucun traceur, du fait de leur très faible minéralisation. Elles exercent un rôle de dilution dans les mélanges.

En définitive, quatre traceurs principaux ressortent pour résoudre les équations de mélange : le magnésium (micaschistes noirs et roches calco-magnésiennes), le sodium (granites et STEP), le sulfate (micaschistes noirs, roches triasiques et exhaures de mine) et le bicarbonate (roches calco-magnésiennes) (Tab. II). Le calcium et le potassium leur ont été ajoutés pour les bassins à dominante granitique (Salendrinque et Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard), pour mieux les distinguer des STEP ou des bassins dont la partie aval a une lithologie variée (Gardon de Mialet, par exemple).

Tableau II - Définition des pôles et des traceurs utilisés pour la reconstitution des mélanges pour les cours d'eau.

Station	Pôle 1	Pôle 2	Pôle 3	Pôle 4	Pôle 5	Pôle 6	Traceurs utilisés
Borgne (1)	Schistes	Mines	STEP				Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}
G. de Saint-Jean à Saint-André (2)	Calcaires amont	Schistes	MSN	STEP			Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}
G. de St-Étienne (3)	MSQ	MSQF	MSN	STEP			Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}
G. de Sainte-Croix (4)	Calcaires amont	MSQ	MSN	STEP			Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}
Galeizon (5)	Calcaires amont	MSQ	MSN	STEP			Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}
G. de Mialet (6)	Calcaires amont	Calcaires aval	MSQ	MSQF	MSN	STEP	Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}
G. de Saint-Jean (7)	Calcaires amont	Granites	Schistes	MSN	STEP		Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}
Salendrinque amont (8)	Granites	Trias	STEP				Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}
Salendrinque aval (9)	Granites	Calcaires aval	Trias	Mines	STEP		Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}

G. : Gardon. MSQ : micaschistes quartzeux. MSQF : micaschistes quartzo-feldspathiques. MSN : micaschistes noirs. STEP : stations d'épuration.
Les dolomies sont intégrées aux calcaires aval, les orthogneiss aux granites.
Les couleurs mettent en lien les pôles et les traceurs utilisés dans les mélanges pour ces pôles.

b. Analyse de la relation entre les eaux souterraines et les eaux de surface

Pour s'assurer que les eaux prélevées dans les cours d'eau au cours des étés 2018 et 2019 étaient bien issues des pôles géochimiques mis en évidence, une analyse couplée des eaux souterraines et des eaux de surface a été réalisée. La figure 8 confirme que les concentrations des quatre principaux traceurs (SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^{+} et HCO_3^{-}) dans les eaux de surface sont bien intermédiaires entre celles mesurées dans les eaux souterraines. Cependant quelques mesures font exception, cela du fait de la contribution d'eaux de STEP (pour Na^{+}) ou d'exhaures de mine (pour SO_4^{2-}).

c. Présentation globale des résultats du modèle

Le choix a été fait de présenter les résultats à chaque date de prélèvement, donc au pas de temps hebdomadaire (Fig. 9). Ils concernent l'ensemble du bassin versant en amont de la station hydrométrique référence. Du fait de la disposition des affleurements, les eaux des dolomies et des calcaires aval ont été agrégées. En ce qui concerne les orthogneiss, nous ne disposons que d'une source, qui présente une signature géochimique identique à celle des granites : ils n'ont donc pas été considérés séparément.

Pour un cours d'eau à une date donnée, le modèle définit pour chaque pôle géochimique une gamme de contributions possibles. L'écart entre les valeurs minimum et maximum est en moyenne de 20 % environ. Cette amplitude est liée à l'hétérogénéité spatiale de la composition chimique des eaux souterraines et à l'incertitude (5 %) admise sur les analyses.

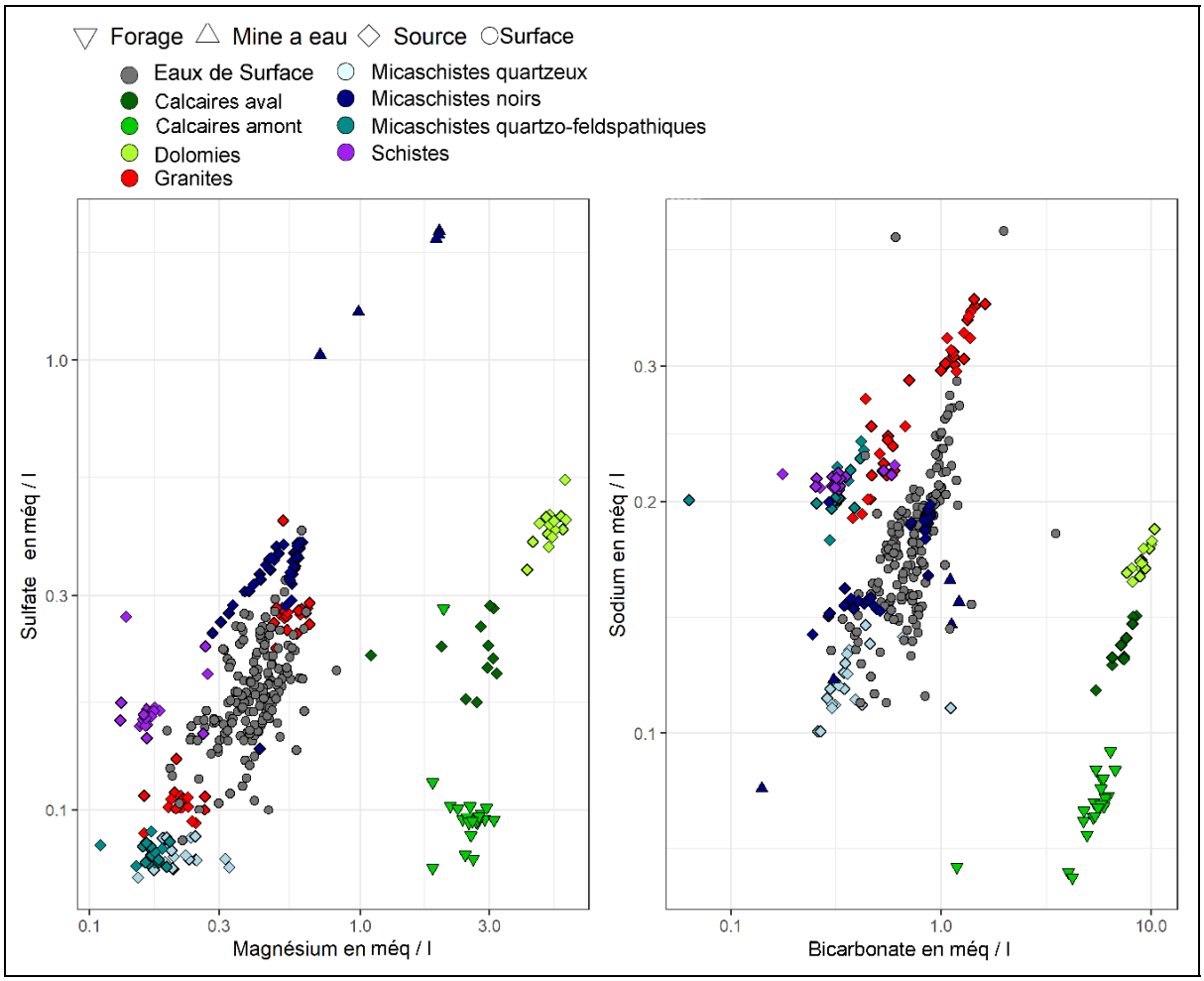


Figure 8 - Relations entre les signatures des eaux souterraines et des eaux de surface.

L'échelle des axes pour les deux graphiques est logarithmique.

L'éventail des résultats s'élargit à 30 % pour le Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne (n° 2) et à Saint-Jean-du-Gard (n° 7), du fait de la faible différence de signature géochimique entre les eaux souterraines des schistes et des granites.

La situation est pire encore dans le cas du Gardon de Saint-Étienne (n° 3), avec des écarts de 50 %, les eaux très peu minéralisées (conductivité < 60 µS/cm) issues des micaschistes quartzo-feldspathiques et des micaschistes quartzeux se distinguant difficilement à travers le seul sodium. Il en va de même pour les Gardons de Mialet (n° 6), de Sainte-Croix (n° 4) et de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne (n° 2), dont les séries schisteuses se distinguent peu les unes des autres, ce qui laisse une grande marge de liberté au modèle.

À l'inverse, les fourchettes de contributions possibles sont resserrées pour les pôles géochimiques qui se distinguent nettement des autres pôles par un marqueur présentant une forte concentration.

La comparaison des contributions près de l'étiage lors des deux étés étudiés, pourtant très différents sur le plan hydrologique, montre des résultats très proches : les variations en valeurs absolues d'une année à l'autre sont généralement de quelques pour cent et ne dépassent jamais 10 %. La droite de régression entre les données des deux années a une pente de 0,975, une ordonnée à l'origine de 0,71 et un coefficient de corrélation de 0,985.

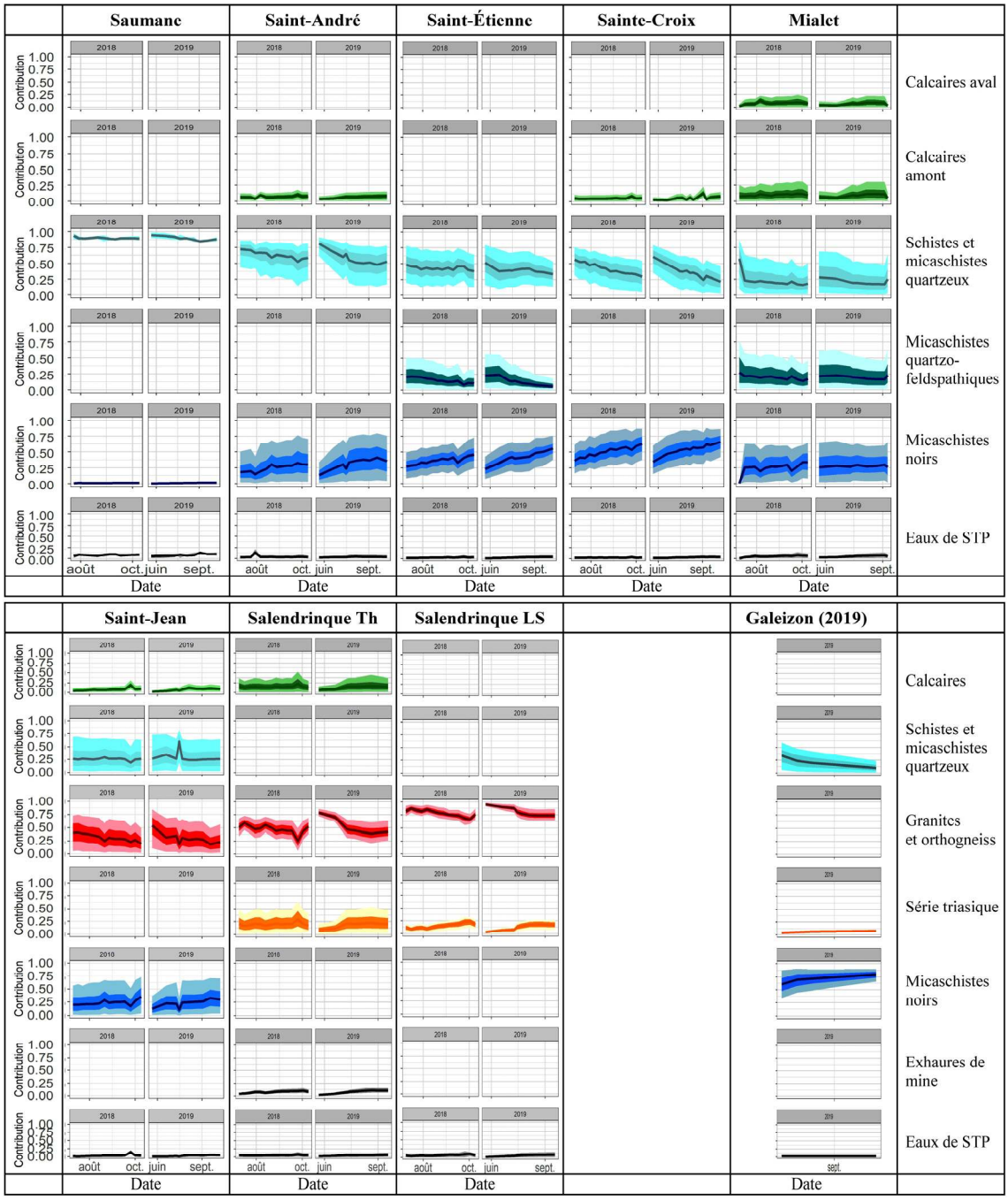


Figure 9 - Contributions relatives des différents réservoirs aux principaux cours d'eau étudiés durant les étés 2018 et 2019.

G. : Gardon. LS : Lasalle. Th : Thoiras.

Pour les stations aval (Mialet, Saint-Jean, Thoiras), les contributions intègrent l'ensemble du bassin versant considéré (aval + amont).

Les contributions sont exprimées en indice (1 correspond à 100 %). Chaque graphique possède une courbe (médiane des résultats) et deux enveloppes (une comprise entre les quartiles, l'autre entre les valeurs des extrêmes.

La figure 10 présente la relation entre la lithologie et les valeurs moyennes, sur les années 2018 et 2019, des contributions trouvées au début juillet et à l'approche de l'étiage pour chaque type de roche et chaque bassin versant. Cette relation est loin d'être serrée. La figure

soulève d'ailleurs au moins deux problèmes : les contributions élevées des schistes pour les bassins du Galeizon (n° 5), au début juillet comme près de l'étiage, et du Gardon de Mialet (n° 6), au début juillet seulement, alors que ces bassins n'ont pas, ou que très peu, de ces roches à l'affleurement.

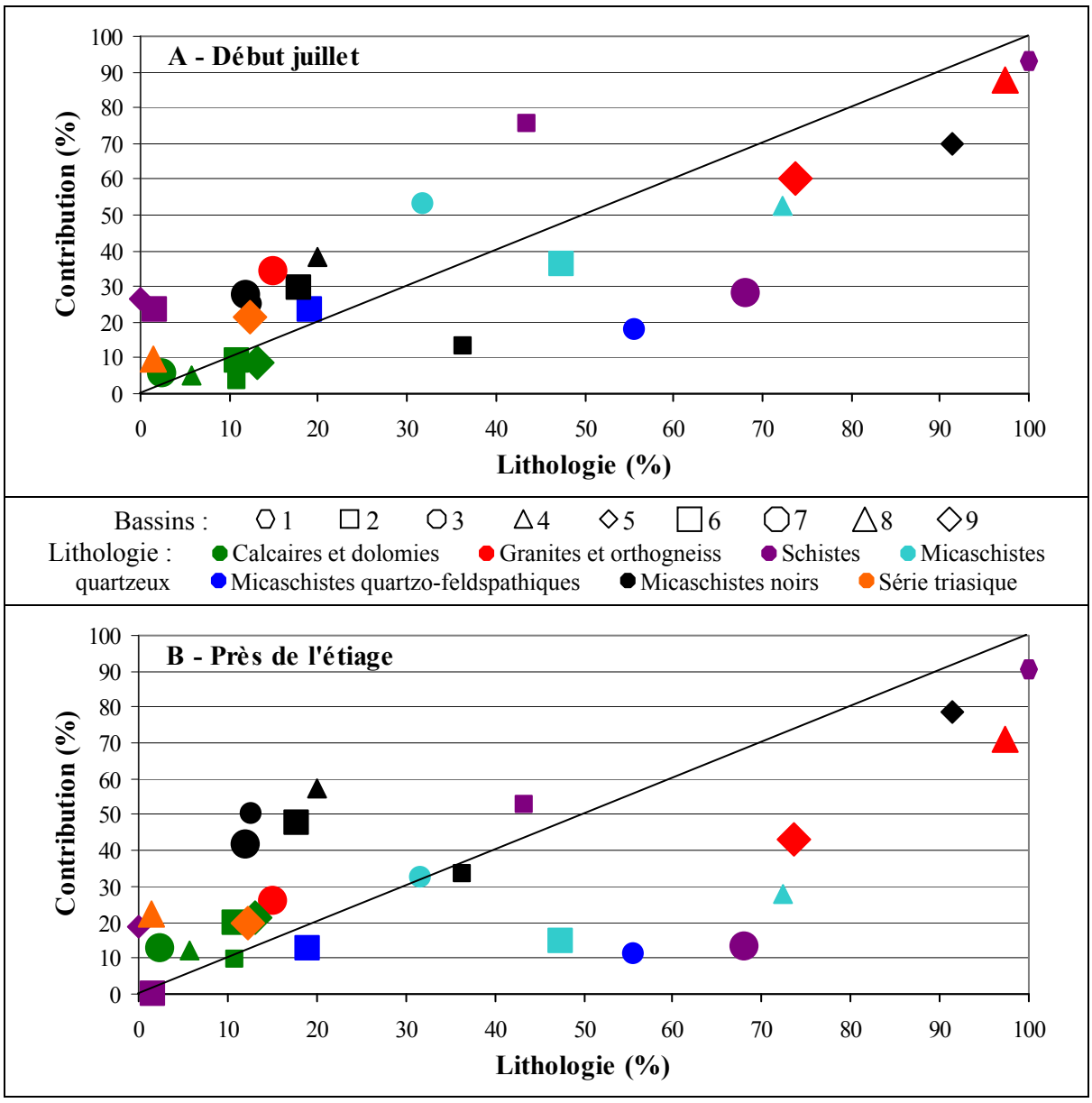


Figure 10 - Relation, pour chaque bassin versant, entre la lithologie et les contributions relatives au début de juillet (A) et près de l'étiage (B).

Au-dessus de la diagonale, les contributions sont supérieures à ce que laisse attendre la lithologie.

Pour les contributions, sont présentées les moyennes des valeurs trouvées en 2018 et en 2019, sauf pour le Galeizon étudié uniquement en 2019.

1 : Borgne à Saumane. 2 : Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne. 3 : Gardon de Saint-Étienne à Saint-Étienne-Vallée-Française. 4 : Gardon de Sainte-Croix à Sainte-Croix. 5 : Galeizon à l'Aube-Morte. 6 : Gardon de Mialet. 7 : Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard. 8 : Salendrinque à Lasalle. 9 : Salendrinque à Thoiras.

Entre le début juillet et l'approche de l'étiage, les évolutions rapportées montrent une augmentation des contributions relatives des formations calcaro-dolomitiques et, de façon encore plus spectaculaire, des micaschistes noirs. L'ensemble des évolutions est synthétisé sur la figure 11.

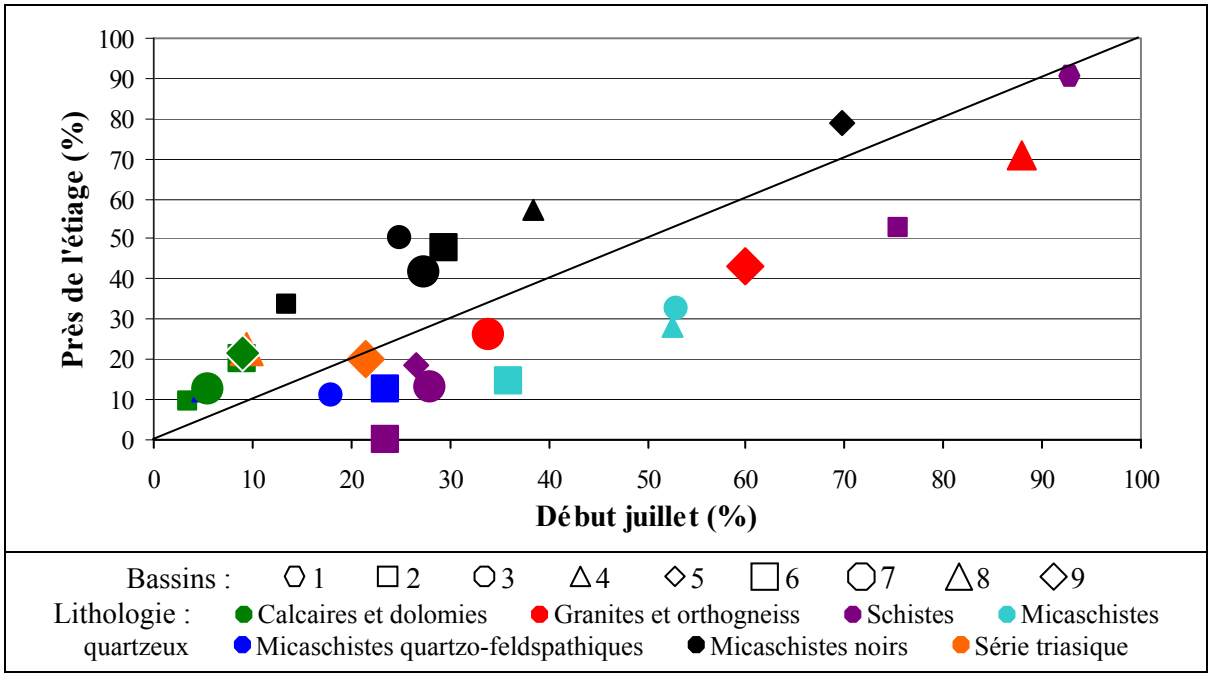


Figure 11 - Comparaison des contributions relatives trouvées au début juillet et près de l'étiage pour chacun des bassins versants.

Au-dessus de la diagonale, les contributions près de l'étiage dépassent celles au début de juillet.

Sont présentées les moyennes des valeurs de 2018 et 2019. sauf pour le Galeizon (2019 seulement).

1 : Borgne à Saumane. 2 : Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne. 3 : Gardon de Saint-Étienne à Saint-Étienne-Vallée-Française. 4 : Gardon de Sainte-Croix à Sainte-Croix. 5 : Galeizon à l'Aube-Morte. 6 : Gardon de Mialet. 7 : Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard. 8 : Salendrinque à Lasalle. 9 : Salendrinque à Thoiras.

4) Couplage de la géochimie et de l'hydrologie

a. Résultats des contributions couplées aux débits mesurés

La figure 12 montre la contribution des différents réservoirs aux débits des cours d'eau pour les années 2018 et 2019, au début de la période estivale (début juillet) et à la date des derniers relevés effectués avant l'étiage (le 3 octobre pour 2018 et le 8 septembre pour 2019). Le bassin du Galeizon (n° 5), constitué très largement de micaschistes noirs et n'ayant été échantillonné qu'à une fréquence mensuelle, et seulement en 2019, n'a pas été intégré dans les calculs pour cette section.

Comme les hydrogrammes présentés *supra* (voir Fig. 4), la figure 12 fait ressortir les fortes différences de débit entre les deux années d'étude au tout début du mois de juillet. Pour les trois stations aval (n° 6, 7 et 9 – superficie totale de 463 km^2), la somme des débits atteint alors 2,5 m^3/s en 2018 et seulement 1,0 m^3/s en 2019. Les différences s'estompent toutefois en fin de cycle : 647 l/s en 2018, 557 l/s en 2019.

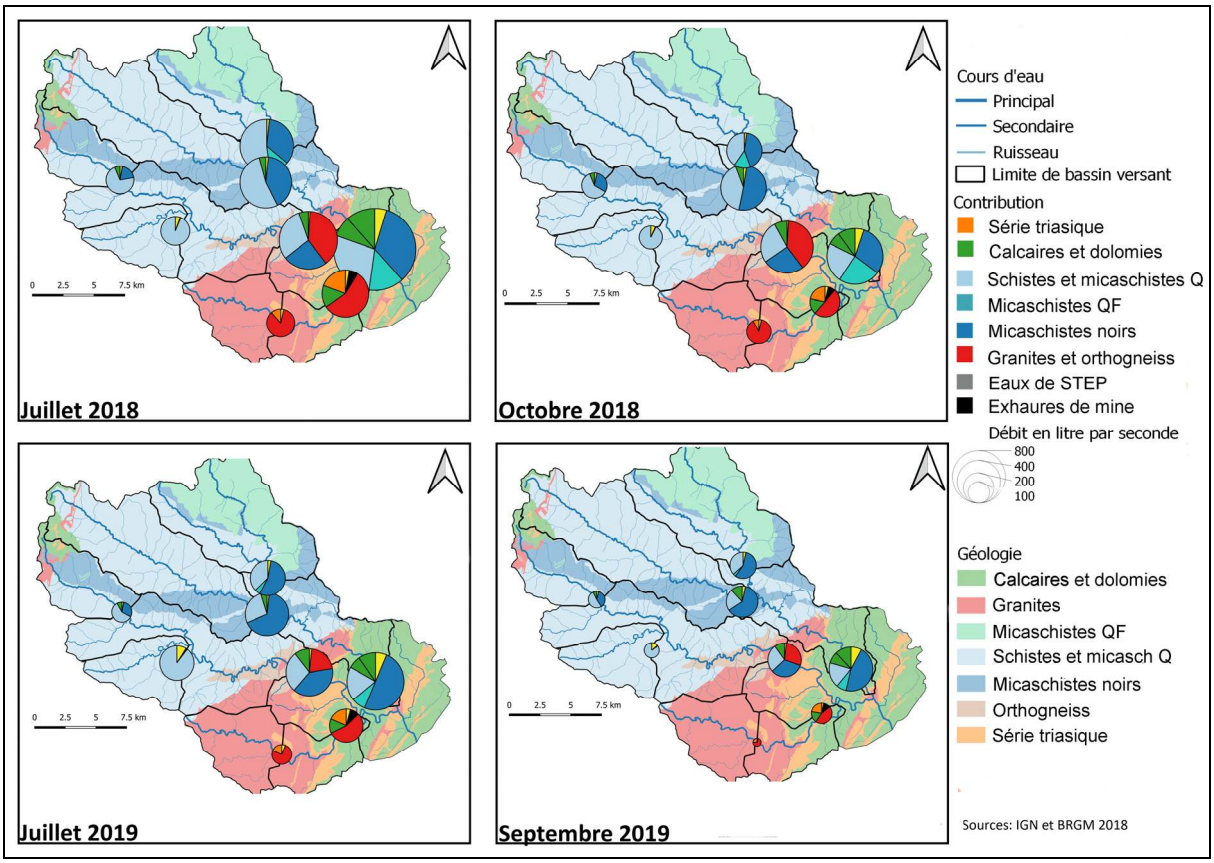


Figure 12 - Contribution des différents réservoirs aux écoulements lors de la première campagne de juillet et lors de la dernière du cycle en 2018 et en 2019.

Sources des données topographiques et géologiques : IGN (BD topo) et BRGM (InfoTerre), bases consultées en 2018.

Micasch. Q : micaschistes quartzeux. Micaschistes QF : micaschistes quartzo-feldspathiques.
La taille des disques est proportionnelle aux débits. Les valeurs représentées vont de 13 à 835 l/s.

Cette relative similarité des débits proches de l'étiage entre les deux années peut être troublante au vu du débit moyen de début juillet, deux fois plus élevé en 2018 qu'en 2019. Mais rappelons qu'en 2018, les basses eaux se sont prolongées plus longtemps en automne. De plus, certains bassins très productifs (en particulier le Gardon de Mialet, n° 6) ont maintenu un débit relativement élevé à l'approche de l'étiage 2019.

La représentation spatialisée de ces résultats permet d'identifier une dissymétrie au niveau de la production entre l'amont et l'aval.

La partie amont du terrain d'étude (bassins de la Borgne, n° 1, du Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne, n° 2, du Gardon de Saint-Étienne à Saint-Étienne, n° 3, du Gardon de Sainte-Croix à Sainte-Croix, n° 4) se révèle la plus productive durant les basses eaux estivales. Début juillet, elle a fourni 62 % (2018) et 67 % (2019) du total des eaux écoulées aux trois stations aval, alors qu'elle ne représente que 53 % de la superficie totale des bassins versants concernés. À l'approche de l'étiage, les proportions n'ont guère changé : 64 % en 2018 comme en 2019.

En comparant les résultats des deux années, on constate que si les débits sont deux fois plus faibles début juillet 2019 par rapport à 2018, les proportions d'eaux issues des différentes

formations restent très similaires (Tab. III), avec des variations d'une année à l'autre de l'ordre de 2-3 % seulement en valeurs absolues.

Tableau III - Synthèse des résultats sur les débits des cours d'eau et les contributions des ensembles lithologiques pour les stations aval sur le Gardon de Mialet, le Gardon de Saint-Jean et la Salendrinque (superficie totale de 463 km^2).

	Calcaires, dolomies	Granites et orthogneiss	S, MSQ, MSQF	MSN	Série triasique	STEP, mines	Total
Q (l/s) début juillet *	220 (301 ; 139)	375 (523 ; 227)	457,5 (641 ; 274)	613 (880 ; 346)	77,5 (124 ; 31)	47,5 (65 ; 30)	1 791 (2534 ; 1047)
% du débit total début juillet	13 (12 ; 13)	21 (21 ; 22)	26 (25 ; 26)	34 (35 ; 33)	4 (5 ; 3)	3 (3 ; 3)	-
Q (l/s) près de l'étiage *	99 (99 ; 99)	84 (83 ; 85)	129 (149 ; 109)	248,5 (274 ; 223)	17 (19 ; 15)	24,5 (23 ; 26)	602 (647 ; 557)
% du débit total près de l'étiage	17 (15 ; 18)	14 (13 ; 15)	21 (23 ; 20)	41 (42 ; 40)	3 (3 ; 3)	4 (4 ; 5)	-
Lithologie (%)	*8,4*	*17,2*	*59,0*	*13,3*	*2,1*	-	-

* : moyenne des valeurs trouvées pour 2018 et 2019.
S : schistes. MSQ : micaschistes quartzeux. MSQF : micaschistes quartzo-feldspathiques. STEP : stations d'épuration. Mines : exhaures de mine.

En moyennant les proportions trouvées pour 2018 et 2019 , il apparaît que début juillet, 81 % des eaux écoulées à l'aval (hors Galeizon, rappelons-le) sont issues des formations métamorphiques et plutoniques, qui représentent 89,4 % de la superficie du secteur concerné. Les micaschistes noirs fournissent 34 % du total (880 l/s en 2018 et 346 l/s en 2019). Les schistes, les micaschistes quartzeux et les micaschistes quartzo-feldspathiques fournissent ensemble 26 % du débit total (641 l/s en 2018 et 274 l/s en 2019), les granites 21 %, les calcaires et dolomies 13 % et la série triasique 3 %. Se singularisent particulièrement les micaschistes noirs, qui apportent beaucoup d'eau au regard de leurs affleurements (13 %), et les schistes et autres micaschistes, dont les apports sont au contraire déficitaires, ces roches constituant 59 % du secteur concerné.

En situation proche de l'étiage (dernière campagne du cycle), l'eau provient principalement des micaschistes noirs, à hauteur de 41 % (274 l/s en 2018 et 223 l/s en 2019). Les proportions d'eau venant des autres formations schisteuses (21 %) et des granites (14 %) présentent alors une baisse absolue de 5 et 7 % respectivement par rapport à début juillet. Celles venant des calcaires et dolomies montent à 17 %, alors que ces roches ne couvrent que 8,4 % de la superficie totale. Enfin, les réservoirs les moins productifs (Trias et STEP) restent dans les mêmes proportions très basses.

Au total, les micaschistes noirs, les calcaires (et dolomies) et les granites fournissent 72 % du débit total près de l'étiage, alors que ces roches n'affleurent que sur 39 % du terrain considéré. Le cas des micaschistes noirs est particulièrement spectaculaire, puisque les 13 % du terrain considéré sur lesquels ils affleurent produisent 41 % du débit total en approchant de l'étiage.

b. Débits spécifiques des différents réservoirs

Ces évaluations ont été faites sur la base de la carte géologique du BRGM (M. FAURE

et al., 2009) en divisant le débit fourni par un pôle géochimique par la superficie de l'ensemble lithologique considéré. L'approche est fortement biaisée, car elle ne tient pas compte du drainage possible d'autres roches en profondeur. Mais elle permet de prolonger l'analyse.

La figure 13 présente les débits spécifiques calculés pour les différentes formations à partir des données des huit cours d'eau échantillonnés de manière hebdomadaire.

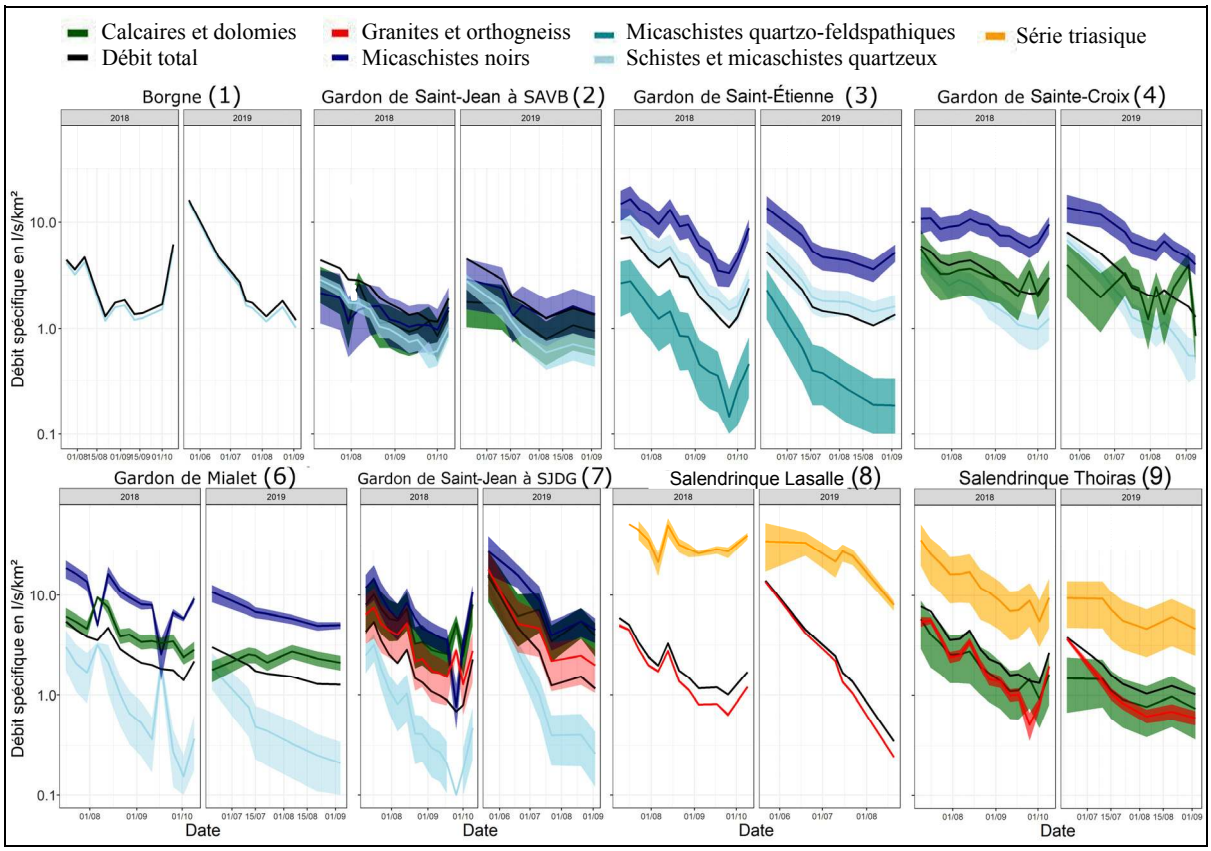


Figure 13 - Débits spécifiques des différents réservoirs calculés sur les sous-bassins du Gardon d'Anduze durant les périodes de basses eaux de 2018 et 2019.

G. : Gardon. SAVB : Saint-André-de-Valborgne. SJDG : Saint-Jean-du-Gard.

La ligne noire correspond aux débits spécifiques des cours d'eau et les autres couleurs à ceux issus des différentes roches. Pour chaque réservoir, un aplat coloré matérialise la gamme de débits spécifiques que propose le modèle et la ligne centrale correspond à la valeur médiane.

Aux formations calcaires et dolomitiques correspondent des débits spécifiques près de l'étiage entre 3 et 5 l/s/km^2 selon les bassins versants.

Les micaschistes noirs livrent des débits spécifiques similaires sur les cinq bassins où ils sont présents, supérieurs à 10 l/s/km^2 début juillet sur quatre bassins et toujours supérieurs à 5 l/s/km^2 à proximité de l'étiage.

Les débits délivrés par les micaschistes quartzo-feldspathiques sont proches de 1 l/s/km^2 début juillet. Les valeurs chutent à 0,3 l/s/km^2 à l'approche de l'étiage.

Les débits spécifiques pour la série triasique dépassent 10 l/km^2. Ils sont particulièrement forts sur la Salendrinque amont (n° 8), où cette formation est relativement peu étendue et

discontinue. Il est possible qu'elle couvre une zone plus large que celle cartographiée, ou que son érosion récente ait laissé des traces dans la formation granitique.

Les eaux issues des granites ont un débit spécifique de l'ordre de 10 l/s/km² début juillet et de 1,5 l/s/km² vers l'étiage. Les valeurs sont légèrement plus élevées sur le Gardon de Saint-Jean (n° 7) que sur la Salendrinque (n° 8 et 9).

En ce qui concerne les schistes et micaschistes quartzeux, les débits spécifiques à proximité de l'étiage avoisinent 1 l/s/km² d'après les stations amont (n° 1, 2, 3, 4) et seulement 0,5 l/s/km^2 d'après celles situées à l'aval (n° 6 et 7). Cette différence est logique au regard de la plus faible productivité du bassin dans sa partie aval mise en évidence précédemment (voir paragraphe II-1-b). Pour le Gardon de Mialet en 2018, cependant, on observe deux nettes variations inverses des courbes correspondant, l'une, aux micaschistes noirs et, l'autre, aux schistes, micaschistes quartzeux et micaschistes quartzo-feldspathiques. Ces variations sont en lien avec deux pics, inexpliqués, des teneurs en sodium dans les eaux du Gardon de Mialet. Une pollution accidentelle de l'échantillon n'est pas exclue.

L'analyse de ces débits montre une cohérence pour la plupart des formations, mais témoigne aussi de certaines limites de la méthode, notamment pour les micaschistes quartzeux et les micaschistes quartzo-feldspathiques. En effet, il a été nécessaire d'agréger ces roches sur le Gardon de Mialet, leurs signatures géochimiques étant trop peu différentes au regard des caractères des autres pôles lithologiques présents dans la partie aval de son bassin versant. Cette contrainte questionne en outre, tout simplement, sur la manière d'utiliser efficacement cette approche dans des zones présentant un très grand nombre de formations géologiques.

Le débit des cours d'eau aux quatre stations aval (y compris sur le Galeizon) a subi, en 2019, une diminution moyenne de 47 % entre le début des basses eaux et l'étiage. Les décroissances varient en fonction des réservoirs. Les écoulements issus des micaschistes quartzeux et quartzo-feldspathiques ont plus fortement baissé, de 75 et 74 % respectivement. Pour les granites et la série triasique, les diminutions (-50 % et -49 % respectivement) ont été proches de celle moyenne des cours d'eau. Les débits fournis par les calcaires et dolomies et par les micaschistes noirs, en revanche, n'ont baissé que de 41 et 42 % respectivement.

IV - DISCUSSION

1) Interprétation des résultats

À l'approche de l'étiage, plus de 75 % de la somme des débits sortant du terrain d'étude hors Galeizon sont issus des micaschistes noirs, des schistes, des autres micaschistes et des granites (et orthogneiss). Mais seuls les écoulements des micaschistes noirs subissent une baisse de débit moins marquée que celle observée sur les cours d'eau. Ils présentent d'ailleurs un fort débit spécifique tout au long de la période des basses eaux (de 10 l/s/km^2 au début, à 5 l/s/km^2 près le l'étiage). Cette formation joue donc un rôle majeur dans le soutien d'étiage sur le terrain d'étude.

Un autre réservoir joue un rôle important, celui constitué par les roches calcaires et dolomitiques. Vers la fin du cycle 2018-2019, à l'étiage particulièrement sévère, il s'est manifesté par une augmentation de la proportion des eaux qui en étaient issues, alors que les valeurs diminuaient pour toutes les autres formations.

Les débits d'étiage ont été plus faibles en 2019 qu'en 2018. Les écarts les plus marqués entre les deux années concernent les bassins dont la lithologie est à dominante schisteuse, micaschisteuse (hors micaschistes noirs) ou granitique (Borgne, n° 1, Gardon de Saint-Jean à Saint-André-de-Valborgne, n° 2, Salendrinque amont, n° 8). Les baisses ont été minimales dans les bassins ayant d'importants réservoirs calcaires ou dolomitiques (Gardon de Mialet, n° 6, Salendrinque à Thoiras, n° 9).

Les débits spécifiques d'étiage les plus élevés ont été observés sur des rivières aux bassins versants particulièrement riches en micaschistes noirs et en roches sédimentaires (Gardon de Sainte-Croix, n° 4, Gardon de Mialet, n° 6). On notera cependant, au sujet des micaschistes noirs, que si le débit spécifique d'étiage du Galeizon (constitué à 91 % de ces roches) a bien été plus fort en 2018 (1,6 l/s/km^2) qu'en 2019 (0,7 l/s/km^2), les valeurs trouvées ici sont bien inférieures aux contributions spécifiques des micaschistes noirs sur les autres bassins versants. Cela pose évidemment question, mais des observations sur des affluents du bassin versant du Gardon de Sainte-Croix constitués principalement de micaschistes noirs, ont donné des débits d'étiage supérieurs à 3 l/s/km^2. Le problème semble donc particulier au Galeizon et non lié à la méthode d'investigation (M. GILLET *et al*., 2021).

2) Discussion des résultats

La démarche adoptée part du constat que, dans certaines régions du monde, les cours d'eau écoulent des eaux souterraines en basses eaux (Y. ASANO et T. UCHIDA, 2012 ; C.M. RICHARDSON *et al*., 2020) et particulièrement dans les zones de montagnes (C.P. GABRIELLI *et al*., 2012 ; V.C. HALE et J.J. MCDONNELL, 2016). Elle requiert que le système hydrologique ne soit pas influencé par des pluies pendant les basses eaux, afin que l'expression géochimique des aquifères ne soit pas altérée par d'autres apports. Le climat méditerranéen qui prévaut sur le terrain d'étude, apporte de faibles précipitations en été, ce qui garantit que les cours d'eau sont alors presque toujours exclusivement alimentés par les aquifères.

Les résultats obtenus rejoignent les doutes émis par D. TETZLAFF et C. SOULSBY (2008) sur la validité des hypothèses hydrologiques traditionnelles, qui considèrent les zones métamorphiques en régions montagneuses comme des zones ayant des potentiels d'aquifère très limités.

Les contributions calculées pour les différents réservoirs met en évidence l'importance primordiale de deux formations, les micaschistes noirs et les roches carbonatées, dans le soutien d'étiage. Si la contribution des ensembles calcaro-dolomitiques est conforme aux attentes, celle des micaschistes noirs l'est beaucoup moins.

La contribution de cette formation, très importante en comparaison des autres réservoirs schisteux et micaschisteux, pose question. Une première hypothèse pourrait être l'altération profonde de la roche (R.W. SMITH et P. PATTON, 1981 ; S. MWAKALILA *et al*., 2002 ; J.H. WITTY *et al*., 2003), en relation avec sa richesse en biotite. Mais ces écarts pourraient peut-être également trouver leur explication dans la fracturation différentielle des roches ou dans les relations entre les plans de schistosité et la topographie (F. MARTIN *et al*., 2004), ce qui est conforté par une analyse des débits des affluents du Gardon de Sainte-Croix (M. GILLET *et al*., 2021). Les observations de terrain devront être affinées avant de conclure.

A contrario, C.M. RICHARDSON *et al*. (2020) ont observé que les substratums peu perméables peuvent accumuler des quantités d'eau importantes dans des réservoirs peu profonds, qui sont restituées rapidement en phase de tarissement. Ainsi avons-nous constaté que les granites

et les micaschistes quartzeux assuraient des débits élevés au début des basses eaux et que ceux-ci subissaient ensuite une forte diminution jusqu'à l'étiage.

La minéralisation des eaux issues des micaschistes noirs, relativement forte au vu de la cinétique lente des réactions chimiques dans les roches de socle, laisse supposer des temps de résidence relativement longs. Il aurait été intéressant de coupler notre étude à une analyse du temps de résidence des eaux souterraines. On peut toutefois supposer que les temps de séjour les plus courts concernent les eaux issues de réservoirs dont les contributions diminuent fortement entre le début et la fin des basses eaux. Les cours d'eau alimentés en grande partie par de tels réservoirs (Salendrinque amont, n° 8, et Gardon de Saint-Jean à Saint-Jean-du-Gard, n° 7) subiront plus sévèrement la variabilité hydroclimatique émergente (F. NIPPGEN *et al*., 2016 ; M.A. ZIMMER et J.P. GANNON, 2018).

V - CONCLUSION

Cette étude visant à questionner l'origine de la variabilité des écoulements spécifiques de basses eaux et d'étiage a permis de mettre en lien les différences de débit entre cours d'eau avec les différences de contribution des réservoirs géologiques.

La méthode développée dans cet article s'appuie sur un suivi hydrochimique des éléments majeurs et sur la modélisation des mélanges via le modèle G-EMMA. Celui-ci donne des résultats robustes sur l'ensemble des bassins versants étudiés, avec toutefois des limites lorsqu'une lithologie complexe rend difficile la distinction des eaux issues de certains pôles géochimiques. Or cette complexité augmente de l'amont vers l'aval sur le terrain d'étude.

Les résultats montrent que dans les conditions climatiques de l'étude (précipitations faibles en été), la variabilité des débits spécifiques d'étiage n'est pas liée à des différences de pluviosité, mais à des différences entre les capacités de stockage et de restitution des différents ensembles lithologiques.

L'analyse des résultats met en évidence les faibles contributions de certaines formations et les faibles débits des cours d'eau qui les drainent. Inversement, les réservoirs ayant des contributions fortes (roches calcaro-dolomitiques, micaschistes noirs) assurent aux cours d'eau des débits d'étiage plus élevés.

Les granites et les micaschistes quartzeux, qui assurent une forte contribution spécifique au début du mois de juillet, présentent souvent ensuite une baisse de débit proportionnellement plus rapide que celles des autres formations. Cela peut conduire à une modification dans l'origine des apports à mesure que l'on avance dans les basses eaux et que l'on approche de l'étiage.

Ces différences de comportement des réservoirs éclairent les fonctionnements hydrologiques en ces périodes de l'année.

L'analyse réalisée a permis d'identifier les zones les plus productives des bassins versants. Cependant l'absence d'une étude des temps de résidence limite l'interprétation des résultats et empêche l'estimation d'une temporalité de recharge de ces réservoirs (renouvellement saisonnier, annuel ou pluriannuel). Les informations recueillies sont cependant pertinentes pour la

compréhension des dynamiques des réservoirs en fin de cycle hydrologique et donc pour permettre de faire face à la raréfaction de la ressource en eau en été sous l'effet du changement climatique.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALI G.A., ROY A.G., TURMEL M.C. et COURCHESNE F. (2010) - Source-to-stream connectivity assessment through end-member mixing analysis. *Journal of Hydrology*, vol. 392, n° 3-4, p. 119-135.

APPELO C.A.J. et POSTMA D. (2005) - *Geochemistry, groundwater and pollution*. Édit. A.A. Balkema publishers, Leiden (Pays-Bas), 2ème édition, 683 p.

ARNAUD F. (1999) - *Analyse structurale et thermo-barométrique d'un système de chevauchements varisque : les Cévennes centrales (Massif Central français). Microstructures et mécanismes de déformation dans les zones de cisaillement schisteuses*. Édit. BRGM, Orléans, 352 p.

ASANO Y. et UCHIDA T. (2012) - Flow path depth is the main controller of mean base flow transit times in a mountainous catchment. *Water Resources. Research*, vol. 48, n° 3, p. 1-8.

AUBÉ D. (2016) - *Impacts du changement climatique dans le domaine de l'eau sur les bassins Rhône-Méditerranée et de Corse Les nouvelles incidences clé nécessitant des actions d'adaptation*. Édit. Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse, collection "Eau & connaissance", 114 p., en ligne : https://www.eaurmc.fr/upload/docs/application/pdf/2018-02/bilan_connaissances_chgtclim_2016.pdf.

AYADI Y., MOKADEM N., BESSER H., KHELIFI F., HARABI S., HAMAD A., BOYCE A., LAOUAR R. et HAMED Y. (2018) - Hydrochemistry and stable isotopes ($\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$) tools applied to the study of karst aquifers in southern mediterranean basin (Teboursouk area, NW Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, vol. 137, p. 208-217.

BART R. et HOPE A. (2014) - Inter-seasonal variability in baseflow recession rates: the role of aquifer antecedent storage in central California watersheds. *Journal of Hydrology*, vol. 519, partie A, p. 205-213.

BARTHOLD F.K., TYRALLA C., SCHNEIDER K., VACHÉ K.B., FREDE H.G. et BREUER L. (2011) - How many tracers do we need for end member mixing analysis (EMMA)? A sensitivity analysis. *Water Resources. Research*, vol. 47, n° 8, p. 2313-2327.

BLOOMFIELD JP, ALLEN D.J. et GRIFFITHS K.J. (2009) - Examining geological controls on Baseflow Index (BFI) using regression analysis: an illustration from the Thames Basin, UK. *Journal of Hydrology*, vol. 373, n° 1-2, p. 164-176.

BLUMSTOCK M., TETZLAFF D., MALCOLM I.A., NUETZMANN G. et SOULSBY C. (2015) - Baseflow dynamics: multi-tracer surveys to assess variable groundwater contributions to montane streams under low flows. *Journal of Hydrology*, vol. 527, n° 9, p. 1021-1033.

BROWN V.A., MCDONNELL J.J., BURNS D.A. et KENDALL C. (1999) - The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow. *Journal of Hydrology*, vol. 217, n° 3-4, p. 171-190.

BURNS D.A., MCDONNELL J.J., HOOPER R.P., PETERS N.E., FREER J.E., KENDALL C. et 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*, vol. 15, n° 10, p. 1903-1924.

CAETANO BICALHO C., BATIOT-GUILHE C., SEIDEL J.L., VAN EXTER S. et JOURDE H. (2012) - Geochemical evidence of water source characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer. *Journal of Hydrology*, vol. 450-451, p. 206-218.

CANOVAS I., MARTIN P. et SAUVAGNARGUES S. (2016) - Modélisation heuristique de la criticité des basses eaux en région méditerranéenne. *Physio-Géo*, vol. 10, p. 191-210.

CARTWRIGHT I. et MORGENSTERN U. (2012) - Constraining groundwater recharge and the rate of geochemical processes using tritium and major ion geochemistry: Ovens catchment, southeast Australia. *Journal of Hydrology*, vol. 475, p. 137-149.

CASIOT C., EGAL M., ELBAZ-POULICHET F., BRUNEEL O., BANCON-MONTIGNY C., CORDIER M.A., GOMEZ E. et ALIAUME C. (2009) - Hydrological and geochemical control of metals and arsenic in a Mediterranean river contaminated by acid mine drainage (the Amous River, France); preliminary assessment of impacts on fish (*Leuciscus cephalus*). *Applied Geochemistry*, vol. 24, n° 5, p. 787-799.

CHIOGNA G., SKROBANEK P., NARANY T.S., LUDWIG R. et STUMPP C. (2018) - Effects of the 2017 drought on isotopic and geochemical gradients in the Adige catchment, Italy. *Science of The Total Environment*, vol. 645, p. 924-936.

CHRISTOPHERSEN N. (1992) - Multivariate analysis of stream water chemical data: the use of principal components analysis for the end-member mixing problem multivariate analysis of stream water chemical data: the use of principal components analysis for the end-member mixing problem. *Water Resources. Research*, vol. 28, n° 1, p. 99-107.

COOK P.G., LAMONTAGNE S., BERHANE D. et CLARK J.F. (2006) - Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6. *Water Resources Management*, vol. 42, n° 10, p. 10411.

CORREA A., WINDHORST D., TETZLAFF D., CRESPO P., CÉLLERI R., FEYEN J. et BREUER L. (2017) - Temporal dynamics in dominant runoff sources and flow paths in the Andean Páramo. *Water Resources. Research*, vol. 53, n° 7, p. 5998-6017.

CORREA A., BREUER L., CRESPO P., CÉLLERI R., FEYEN J., BIRKEL C., SILVA C. et WINDHORST D. (2019) - Spatially distributed hydro-chemical data with temporally high-resolution is needed to adequately assess the hydrological functioning of headwater catchments. *Science of The Total Environment*, vol. 651, partie 1, p. 1613-1626.

DAI A. (2013) - Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change*, vol. 3, p. 52-58.

DELSMAN J.R., ESSINK G.H.P.O., BEVEN K.J. et STUYFZAND P.J. (2013) - Uncertainty estimation of end-member mixing using generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE), applied in a lowland catchment. *Water Resources. Research*, vol. 49, n° 8, p. 4792-4806.

DRACUP J.A., LEE K.S. et PAULSON E.G. (1980) - On the definition of droughts. *Water Resources. Research*, vol. 16, n° 2, p. 297-302.

ENGELAND K. et HISDAL H. (2009) - A comparison of low flow estimates in ungauged catchments using regional regression and the HBV-Model. *Water Resources Management*, vol. 23, p. 2567-2586.

FARVOLDEN R.N. (1963) - Geologic controls on ground-water storage and base flow. *Journal*

of Hydrology, vol. 1, n° 3, p. 219-249.

FAURE M., BROUDER P., THIERRY J., ALABOUVETTE B., COCHERIE A. et BOUCHOT V. (2009) - *Carte géologique de la France à 1/50000), feuille Saint-André-de-Valborgne (n° 911)*. Édit. BRGM, Orléans, avec notice, 138 p.

FIALA T., OUARDA T.B.M.J. et HLADNY J. (2010) - Evolution of low flows in the Czech Republic. *Journal of Hydrology*, vol. 393, n° 3-4, p. 206-218.

FOULON É., ROUSSEAU A.N. et GAGNON P. (2018) - Development of a methodology to assess future trends in low flows at the watershed scale using solely climate data. *Journal of Hydrology*, vol. 557, p. 774-790.

FREEZE R. et CHERRY J. (1979) - *Groundwater*. Édit. Prentice-Hall, Englewood Cliffs (USA), 604 p.

GABRIELLI C.P., MCDONNELL J.J. et JARVIS W.T. (2012) - The role of bedrock groundwater in rainfall-runoff response at hillslope and catchment scales. *Journal of Hydrology*, vol. 450-451, p. 117-133.

GARCIA F., FOLTON N. et OUDIN L. (2017) - Which objective function to calibrate rainfall–runoff models for low-flow index simulations? *Hydrological Sciences Journal*, vol. 62, n° 7, p. 1149-1166.

GILLET M., LE GAL LA SALLE C., AYRAL P.A., KHASKA S., MARTIN P. et VERDOUX P. (2021) - Identification of the contributing area to river discharge during low-flow period. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 2021, p. 1-31.

GIUNTOLI I., RENARD B., VIDAL J.P. et BARD A. (2013) - Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, vol. 482, p. 105-118.

GUO L., LIN H., FAN B., NYQUIST J., TORAN L. et MOUNT G.J. (2019) - Preferential flow through shallow fractured bedrock and a 3D fill-and-spill model of hillslope subsurface hydrology. *Journal of Hydrology*, vol. 576, p. 430-442.

HALE V.C. et MCDONNELL J.J. (2016) - Effect of bedrock permeability on stream base flow mean transit time scaling relations: 1. A multiscale catchment intercomparison. *Water Resources. Research*, vol. 52, n° 2, p. 1358-1374.

HERTIG E. et TRAMBLAY Y. (2017) - Regional downscaling of Mediterranean droughts under past and future climatic conditions. *Global Planetary Change*, vol. 151, p. 36-48.

JEAN-BAPTISTE J., LE GAL LA SALLE C. et VERDOUX P. (2020) - Use of mixing models to explain groundwater quality time and space variation in a narrowed fluctuating alluvial aquifer. *Applied Geochemistry*, vol. 121, article 104700.

KOUTSOURIS A.J. et LYON S.W. (2018) - Advancing understanding in data-limited conditions: Estimating contributions to streamflow across Tanzania's rapidly developing kilombero valley. *Hydrological Sciences Journal*, vol. 63, n° 2, p. 197-209.

LANG DELUS C. (2011) - Les étiages : définitions hydrologique, statistique et seuils réglementaires. *Cybergeo*, 22 p., en ligne : https://journals.openedition.org/cybergeo/24827.

MARTIN F., MARTIN C., LAVABRE J. et FOLTON N (2004) - Fonctionnement hydrologique des bassins versants de roches métamorphiques : exemple du bassin versant des Maurets (massif des Maures, Var, France). *Études de Géographie Physique*, vol. XXXI, p. 39-69.

MARTIN P., AYRAL P.A., CICILLE P., DIDON-LESCOT J.F., DOUGUÉDROIT A. et SAUVAGNARGUES S. (2019) - *HydroPop : de l'hydrologie populaire et participative ?*. Édit. UMR

7300 ESPACE, rapport final du projet ZABR (Agence de l'Eau), action B28, Avignon, 152 p.

MARTIN P., DI COSTANZO H. et CANOVAS I. (2020) - Aridité et sècheresse : heuristique d'une modélisation parétienne et bayésienne de la tension sur la ressource en eau dans le Sud-Est de la France. *Journal Internationnal Sciences et Technique de l'Eau et de l'Environnement*, vol. V, n° 2, p. 28-48.

MARTIN P., AYRAL P.A., DI COSTANZO H., ECREPON S., GRARD N. et RIBET L. (2021) - *L'étiage 2020 dans les Gardons amont (Cévennes). Projet pilote de suivi des débits d'étiage Rapport sur huit stations temporaires d'étiage et deux stations pérennes*. Édit. UMR 7300 ESPACE, Avignon, 59 p.

MAYER B., SHANLEY J.B., BAILEY S.W. et MITCHELL M.J. (2010) - Identifying sources of stream water sulfate after a summer drought in the Sleepers River watershed (Vermont, USA) using hydrological, chemical, and isotopic techniques. *Applied Geochemistry*, vol. 25, n° 5, p. 747-754.

MCGUIRE K.J., MCDONNELL J.J., WEILER M., KENDALL C., MCGLYNN B.L., WELKER J.M. et SEIBERT J. (2005) - The role of topography on catchment-scale water residence time. *Water Resources Management*, vol. 41, n° 5, p. 1-14.

MWAKALILA S., FEYEN J. et WYSEUREW G. (2002) - The influence of physical catchment properties on baseflow in semi-arid environments. *Journal of Arid Environments*, vol. 52, n° 2, p. 245-258.

NEFF B., DAY S. et PIGOTT A. (2005) - *Base flow in the Great Lakes Basin*. Édit. US Geological Survey, collection "Scientific investigations reports", n° 2005-5217, Reston (USA), IV + 23 p.

NIPPGEN F., MCGLYNN B.L., EMANUEL R.E. et VOSE J.M. (2016) - Watershed memory at the Coweeta Hydrologic Laboratory: the effect of past precipitation and storage on hydrologic response. *Water Resources. Research*, vol. 52, n° 3, p. 1673-1695.

NOSRATI K. (2011) - The effects of hydrological drought on water quality. *In* : *Water quality: current trends and expected climate change impacts*, Édit. AIHS Press, n° 348, actes du symposium H04 de la conférence IUGG 2011 (Melbourne, Australie), p. 51-56.

PARTINGTON D., WERNER A.D., BRUNNER P., SIMMONS C.T., DANDY G.C. et MAIER H.R. (2009) - Using a fully coupled surface water-groundwater model to quantify streamflow components. *In* : *Interfacing modelling and simulation with mathematical and computational sciences*, actes du 18th World IMACS Congress et du MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation (Cairns, Australie), p. 3102-3108.

PEBESMA E.J. (2004) - Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computer & Geosciences*, n° 7, vol. 30, p. 683-691.

PELIZARDI F., BEA S.A., CARRERA J. et VIVES L. (2017) - Identifying geochemical processes using End Member Mixing Analysis to decouple chemical components for mixing ratio calculations. *Journal of Hydrology*, vol. 550, p. 144-156.

PETELET-GIRAUD E. et NEGREL P. (2007) - Geochemical flood deconvolution in a Mediterranean catchment (Hérault, France) by Sr isotopes, major and trace elements. *Journal of Hydrology*, vol. 337, n° 1-2, p. 224-241.

PETELET-GIRAUD E., NEGREL P. et CASANOVA J. (2018) - Tracing surface water mixing and groundwater inputs using chemical and isotope fingerprints ($\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) at basin scale: the Loire river (France). *Applied Geochemistry*, vol. 97, p. 279-290.

PFANNERSTILL M., GUSE B. et FOHRER N. (2014) - Smart low flow signature metrics for an improved overall performance evaluation of hydrological models. *Journal of Hydrology*, vol. 510, p. 447-458.

PFISTER L., MARTINEZ-CARRERAS N., HISSLER C., KLAUS J., CARRER G.E., STEWART M.K. et MCDONNELL J.J. (2017) - Bedrock geology controls on catchment storage, mixing, and release: a comparative analysis of 16 nested catchments. *Hydrological Processes*, vol. 31, n° 10, p. 1828-1845.

RICHARDSON C.M., ZIMMER M.A., FACKRELL J.K. et PAYTAN A. (2020) - Geologic controls on source water drive baseflow generation and carbon geochemistry: evidence of nonstationary baseflow sources across multiple subwatersheds. *Water Resources Research*, vol. 56, n° 7, article e2019WR026577.

ROCHE M. (1986) - *Dictionnaire français d'hydrologie de surface avec équivalents en anglais, espagnol, allemand*. Édit. Masson, Paris, 288 p.

SHEPARD D. (1968) - A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Actes du colloque ACM 1968*, Édit. Association for Computing Machinery, New-York (USA), p. 517-524.

SMAKHTIN V. (2001) - Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, vol. 240, n° 3-4, p. 147-186.

SMITH R.W. et PATTON P. (1981) - *Rock type and minimum 7-Day/10-Year flow in Virginia streams*. Édit. Virginia Water Ressources Research, Bulletin 116, Blacksburg (USA), VI + 43 p.

TAGUE C. et GRANT G.E. (2004) - A geological framework for interpreting the low-flow regimes of Cascade streams, Willamette river basin, Oregon. *Water Resources Research*, vol. 40, n° 4, article W04303, 9 p.

TETZLAFF D. et SOULSBY C. (2008) - Sources of baseflow in larger catchments – Using tracers to develop a holistic understanding of runoff generation. *Journal of Hydrology*, vol. 359, n° 3-4, p. 287-302.

TREVISAN D. et PERIÁÑEZ R. (2016) - Coupling catchment hydrology and transient storage to model the fate of solutes during low-flow conditions of an upland river. *Journal of Hydrology*, vol. 534, p. 317-325.

UCHIDA T., MCDONNELL J.J. et ASANO Y. (2006) - Functional intercomparison of hillslopes and small catchments by examining water source, flowpath and mean residence time. *Journal of Hydrology*, vol. 327, n° 3-4, p. 627-642.

VAN LANEN H.A.J., LAAHA G., KINGSTON D.G., GAUSTER T., IONITA M., VIDAL J.P., VLNAS R., TALLAKSEN L.M., STAHL K., HANNAFORD J., DELUS C., FENDEKOVA M., MEDIERO L., PRUDHOMME C., RETS E., ROMANOWICZ R.J., GAILLIEZ S., WONG W.K., ADLER M.J., BLAUHUT V., CAILLOUET L., CHELCEA S., FROLOVA N., GUDMUNDSSON L., HANEL M., HASLINGER K., KIREEVA M., OSUCH M., SAUQUET E., STAGGE J.H. et VAN LOON A.F. (2016) - Hydrology needed to manage droughts: the 2015 European case. *Hydrological Processes*, vol. 30, n° 17, p. 3097-3104.

WANDERS N. et WADA Y. (2015) - Human and climate impacts on the 21st century hydrological drought. *Journal of Hydrology*, vol. 526, p. 208-220.

WITTY J.H., GRAHAM R.C., HUBBERT K.R., DOOLITTLE J.A. et WALD J.A. (2003) - Contributions of water supply from the weathered bedrock zone to forest soil quality. *Geoderma*, vol. 114, n° 3-4, p. 389-400.

YANG L., CHANG S.W., SHIN H.S. et HUR J. (2015) - Tracking the evolution of stream DOM source during storm events using end member mixing analysis based on DOM quality. *Journal of Hydrology*, vol. 523, p. 333-341.

ZIMMER M.A. et GANNON J.P. (2018) - Run-off processes from mountains to foothills: the role of soil stratigraphy and structure in influencing run-off characteristics across high to low relief landscapes. *Hydrological Processes*, vol. 32, n° 11, p. 1546-1560.

Article soumis le 2 juin 2021.
Texte rendu conforme aux demandes des réviseurs le 28 septembre 2021.
Mise en ligne après échanges avec la Direction de la revue le 19 décembre 2021.