



**Caractérisation de la recharge des
aquifères et évolution future en
contexte de changement climatique.
Application au bassin Rhône
Méditerranée Corse**

Rapport final

BRGM/RP- 65807-FR

Mai 2016

1.89 3740.46 -625.5

Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône Méditerranée Corse.

Rapport final

BRGM/RP - 65807 -FR
Mai 2016

Étude réalisée dans le cadre du projet de recherche du BRGM PDR14D3E64

Y. Caballero, S. Lanini, L. Zerouali, V. Bailly-Comte,
avec la collaboration de L. Cadilhac, F. Habets, T. Marguet, M. Le Lay, D. Graillet

Vérificateur :

Nom : B. Ladouche
Fonction : Hydrogéologue Senior
Date : 17/05/2016

Signature :



Approbateur :

Nom : JC. Maréchal
Fonction : Directeur D3E/NRE
Date : 20/05/2016

Signature :



Le système de management de la qualité et de l'environnement
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Mots-clés : Ressource en eau souterraine ; recharge naturelle ; modélisation ; karst ; Changement Climatique ; Rhône-Méditerranée & Corse.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Caballero, Y., Lanini, S., L. Zerouali, V. Bailly-Comte, (2016) – Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône Méditerranée Corse. Rapport final. BRGM/RP-65807-FR, 188 p., 159 ill., 3 CD.

Synthèse

La caractérisation de la recharge est un problème complexe dépendant de nombreux facteurs tels que la météorologie, le type, l'épaisseur et la réserve utile des sols, leur couverture végétale, leurs caractéristiques géomorphologiques (pente, rugosité,...) et des propriétés hydrodynamiques des formations du sous-sol. Pour obtenir une vision cohérente des flux de recharge, assortie d'une illustration de l'incertitude associée au choix des méthodes utilisées pour la calculer, il est intéressant de pouvoir comparer le plus grand nombre possible de méthodes et de comparer leurs performances.

D'un point de vue général, la recharge d'un aquifère est décrite comme le flux d'eau qui percole dans la roche pour atteindre un aquifère et constituer un apport au stock d'eau souterraine qu'il contient (de Vries and Simmers, 2002). Elle peut être diffuse ou localisée et apportée par les précipitations et l'irrigation et se présenter sous la forme d'un écoulement d'eau vertical. Elle peut aussi être apportée par des écoulements latéraux quand il s'agit d'interactions avec des lacs, des cours d'eau ou encore avec des aquifères voisins (les échanges avec d'autres aquifères pouvant être verticaux dans le cas de drainance ascendante ou descendante).

Dans le cadre de leur convention cadre de recherche et développement à coûts partagés, l'Agence de l'Eau et le Brgm ont décidé de lancer le programme de recherche « Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique », sur la période 2014-2016. L'objectif assigné à ce travail était d'estimer quel pourra être l'impact du changement climatique sur la recharge des aquifères du bassin Rhône Méditerranée & Corse (RMC), en vérifiant quelles sont les méthodes les plus adaptées et en les ajustant si nécessaire.

Ce rapport présente le résultat final des travaux entrepris pour atteindre ces objectifs. S'appuyant sur un rapport précédent (Caballero et al., 2015) présentant un état de l'art des méthodes existantes, l'outil ESPERE (Lanini et al. 2015) de mise en œuvre simultanée de plusieurs méthodes de calcul de la recharge a été construit et appliqué à neuf cas d'étude. Cela a permis de mener des exercices d'évaluation de la recharge pour des types d'aquifères situés dans des environnements différents (5 systèmes karstiques, 2 systèmes d'alluvions anciennes, 1 dans les formations de socle et 1 dans les formations molassiques) présents au sein du bassin RMC.

L'approche adoptée sur les cas d'étude, qui s'appuie sur la mobilisation de plusieurs méthodes valorisant des sources de données différentes au travers de l'outil ESPERE, présente un grand intérêt en termes d'évaluation de la recharge et des incertitudes associées à son calcul, mais aussi comme un moyen de conduire un diagnostic efficace du comportement du bassin versant et/ou système aquifère étudié. Cette approche mérite d'être poursuivie et enrichie par une expertise rigoureuse de ses performances, par exemple en la soumettant à la comparaison avec un modèle théorique (modèle parfait) qui permette de connaître avec précision tous les flux entrants et sortants d'un aquifère. Les méthodes compilées dans l'outil ESPERE pourraient aussi être utilement complétées par d'autres méthodes, comme par exemple les méthodes d'analyse de la récession des chroniques de débits proposées par Seguin (2016).

Parmi les méthodes identifiées dans ESPERE, les méthodes de bilan (hydrique) permettent d'utiliser les données climatiques pour en déduire la pluie efficace, puis la recharge. Pour cette raison, une de ces méthodes (Thornthwaite) a été implémentée pour permettre la spatialisation du calcul de la recharge à l'échelle de toutes les entités BDLISA à l'échelle du bassin RMC. Une carte de la recharge moyenne apportée par les précipitations a ainsi pu être construite

pour la période présente, en intégrant quelques-unes des sources d'incertitude associées à son calcul, comme par exemple celle du choix du ratio d'infiltration de la pluie efficace utilisé.

Grâce à cette approche, il a été possible d'explorer quelles pourraient être les incidences du changement climatique sur l'évolution future de la recharge à l'échelle du bassin RM&C. Ce travail a été réalisé en utilisant les projections climatiques réalisées par le CERFACS dans le cadre de l'exercice SCRATCH 2010 (Page et Terray, 2010). La recharge future serait ainsi globalement affectée par une baisse comprise entre -5% et -25%, essentiellement sur les régions Rhône-Alpes et Franche-Comté, avec des secteurs plus sévèrement affectés comme l'ouest de la région Languedoc-Roussillon et la Corse, pour lesquels cette diminution pourrait même atteindre 50% très localement (dans le Lauragais et la partie côtière du département de l'Aude et les régions du Nebbio, de la Balagne et de la pointe sud de la Corse notamment). Sur une bande s'étendant entre les départements du Gard, de l'Ardèche et des Alpes Maritimes, la recharge pourrait se maintenir dans une situation globalement stable par rapport à la situation présente.

Ces résultats doivent être manipulés avec précaution dans la mesure où la démarche adoptée pour les obtenir intègre beaucoup de sources d'incertitude. Ils présentent cependant l'avantage de fournir une première vision de l'évolution de la recharge future des aquifères et de leur vulnérabilité vis-à-vis du changement climatique (probablement plus importante pour les aquifères dont la recharge dépend essentiellement des précipitations que pour ceux qui sont en relation hydraulique avec des aquifères voisins). La connaissance de ce type d'information revêt une grande importance pour les gestionnaires de la ressource en eau du territoire, car elle pourrait leur permettre d'anticiper d'éventuelles situations de déficit futur.

Ce travail présente une démarche de caractérisation de la recharge à l'échelle d'un aquifère (à l'aide de l'outil ESPERE) ou d'un territoire (à l'aide d'une méthode de calcul de la recharge spatialisée), qui peut ensuite être prolongée par l'analyse de son évolution future en contexte de changement climatique. Pour rendre globalement plus opérationnelles ces approches, ce travail mérite d'être approfondi, en particulier pour :

- améliorer la prise en compte des conditions météorologiques en zone de montagne (utilisation de la base de données SPAZM d'EDF par exemple) ;
- disposer d'une quantification de la recharge à une échelle spatiale plus fine (permettant de caractériser les petits aquifères alluviaux notamment et utiliser les données disponibles sur les types de sol au 1/250 000, là où elles sont disponibles) ;
- rendre plus robuste la caractérisation de certains paramètres rentrant en ligne de compte dans les calculs (comme le stock maximal d'eau dans le sol et le coefficient d'infiltration). Pour ce dernier, la construction d'une (ou plusieurs) règle(s) de conversion entre les valeurs de l'IDPR et celles du rapport du BFI au module d'écoulement doit être poursuivie et améliorée pour être plus robuste. L'utilisation d'une version future de l'IDPR élaborée au 1/25 000 et un travail systématique de calcul du débit de base sur toutes les chroniques disponibles sur le bassin RM&C permettrait probablement d'avancer sur cette question. Un travail spécifique sur l'évolution temporelle du coefficient d'infiltration et en particulier sur sa valeur future est aussi nécessaire pour rendre son utilisation plus réaliste. Concernant la porosité efficace et pour réduire la sensibilité de la méthode WTF à ce paramètre, la possibilité de déterminer ce paramètre directement à partir des fluctuations piézométriques et de la connaissance des prélèvements selon la méthode proposée par Maréchal et al., (2006) mérite d'être testée ;
- intégrer dans les calculs l'occupation du sol (pour prendre en compte l'effet imperméabilisant des zones urbaines ou infiltrant des zones de forêt par exemple) et

la modulation de l'évapotranspiration en fonction de la végétation (à l'aide des coefficients culturaux) ;

- compléter la caractérisation spatialisée de la recharge par les précipitations par une prise en compte des autres sources contributives à la recharge que sont les apports latéraux ou les effets de drainance ;
- prendre en compte de la manière la plus robuste possible les incertitudes associées aux projections climatiques (en utilisant des projections plus récentes intégrant plusieurs scénarios d'émission de gaz à effet de serre et plusieurs méthodes de changement d'échelle et en caractérisant de manière plus détaillée les situations extrêmes) ;
- calculer les fluctuations piézométriques au pas de temps mensuel pour les utiliser en tant qu'outil de diagnostic de la dynamique saisonnière (à l'instar des filtres de débit) et tester l'intérêt d'intégrer à l'analyse l'influence des prélèvements. Ceci permettrait d'enrichir les études d'impact du changement climatique sur la recharge par la prise en compte de l'évolution future des prélèvements connus sur le bassin.
- Intégrer dans ESPERE d'autres méthodes comme la méthode Cumulative Rainfall Departure (Xu and van Tonder (2001), utilisée en contexte aride), ou encore des méthodes implémentées sur des systèmes d'information géographique (bien que généralement dédiées aux aquifères karstiques) ou encore les méthodes d'interprétation des récessions des hydrogrammes comme PART et RORA utilisées dans le travail de Seguin (2016) ;
- Pour terminer, l'utilisation des sources de données satellitaires peut aussi être explorée dans la mesure où elles peuvent être utilisées pour renseigner sur l'évapotranspiration réelle, mais aussi l'humidité des sols.

Sommaire

1. Introduction	19
1.1. CADRE DE L'ETUDE.....	19
1.2. LES DIFFERENTS TYPES DE RECHARGE CONSIDERES	20
2. ESPERE, un outil d'estimation de la recharge des aquifères	21
2.1. DESCRIPTION DE L'OUTIL	21
2.2. VALORISATION ET DIFFUSION.....	26
3. Evaluation de la recharge dans différents contextes hydrogéologiques et climatiques	27
3.1. LES SYSTEMES KARSTIQUES DES SOURCES DE LA LOUE ET DU LISON	28
3.1.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique	28
3.1.2. Le système karstique de la Loue.....	28
3.1.3. Le système karstique du Lison.....	31
3.1.4. Modélisation des systèmes karstiques de la Loue et du Lison	34
3.1.5. Estimation de la recharge	37
3.2. LE SYSTEME KARSTIQUE DES SOURCES DES GILLARDES	45
3.2.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique	45
3.2.2. La modélisation avec GARDENIA.....	48
3.2.3. Estimation de la recharge	50
3.3. LE SYSTEME KARSTIQUE DE LA FONTAINE DE VAUCLUSE	56
3.3.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique	56
3.3.2. La modélisation avec GARDENIA.....	57
3.3.3. Estimation de la recharge	59
3.4. LE SYSTEME KARSTIQUE DE LA SOURCE DU LEZ	64
3.4.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique	64
3.4.2. La modélisation avec TEMPO.....	69
3.4.3. La modélisation avec GARDENIA.....	72
3.4.4. Discussion sur les zones participant à la recharge de l'aquifère du Lez..	73
3.4.5. Estimations de la recharge.....	75
3.5. LES FORMATIONS DE SOCLE GRANITIQUE DU TARAVO (CORSE)	81
3.5.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique	81
3.5.2. Estimation de la recharge	83
3.6. LES ALLUVIONS ANCIENNES DE LA VISTRENQUE	91
3.6.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique	91

3.6.2. Modélisation hydrodynamique de la Vistrenque	92
3.6.3. Estimation de la recharge	94
3.7. LES FORMATIONS MOLASSIQUES DU BAS-DAUPHINE - BASSIN VERSANT DE LA GALAURE.....	104
3.7.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique	104
3.7.2. Estimation de la recharge	109
3.8. LES ALLUVIONS DE DIJON-SUD.....	118
3.8.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique	118
3.8.2. Modélisation hydrodynamique de la nappe de Dijon Sud.....	120
3.8.3. Estimation de la recharge	122
4. Synthèse sur la démarche d'évaluation de la recharge.....	133
4.1. INTERET DE L'APPROCHE PROPOSEE AVEC L'OUTIL ESPERE	133
4.1.1. Une évaluation de la recharge et de l'incertitude qui lui est associée	133
4.1.2. L'approche multi-méthodes : un outil de diagnostic.....	134
4.2. LIMITES DE L'APPROCHE PROPOSEE.....	136
4.3. INTERET DE L'APPROCHE POUR UN OBJECTIF DE GESTION DE LA RESSOURCE	137
4.4. DEMARCHE METHODOLOGIQUE POUR L'UTILISATION D'ESPERE	138
4.4.1. Quelles méthodes appliquer ?	138
4.4.2. Quelles méthodes pour quels aquifères ?	139
4.4.3. Quelles échelles de temps pour les variables calculées par ESPERE ?	139
4.4.4. Quelles valeurs attribuer aux paramètres ?.....	143
4.5. PERSPECTIVES	146
5. Spatialisation du calcul de la recharge à l'échelle du bassin RM&C	147
5.1. QUELLES METHODES PEUT-ON SPATIALISER ?.....	147
5.2. DESCRIPTION DE L'APPROCHE DE SPATIALISATION.....	148
5.3. PLUIE EFFICACE SUR LE BASSIN RM&C (1996-2011).....	150
5.4. TRANSFORMATION DE LA PLUIE EFFICACE EN RECHARGE	154
5.5. COMPARAISON AUX CAS D'ETUDE	166
5.6. LIMITES ET PERSPECTIVES	167
6. Analyse sommaire de l'impact du changement climatique sur la recharge....	169
6.1. LA CONSTRUCTION DE SCENARIOS CLIMATIQUES	169
6.2. LES SCENARIOS CLIMATIQUES RETENUS	170

6.3. ESTIMATION DE L'IMPACT SUR LA RECHARGE	171
6.4. LIMITES ET PERSPECTIVES	177
6.5. EVOLUTION FUTURE DE LA RESSOURCE DISPONIBLE POUR LES USAGE ET LES MILIEUX AQUATIQUES	177
7. Conclusion.....	181
8. Bibliographie	185

Liste des illustrations

Pour faire votre liste en automatique : dans l'onglet « références », « Insérer une table des illustrations », choisir l'étiquette et valider.

Illustration 1 : Page d'accueil d'ESPERE version 1.52.	22
Illustration 2 : Fenêtre de saisie des paramètres d'évolution du Kc dans ESPERE.	23
Illustration 3 : Variation typique du Kc en fonction des stades phénologiques	24
Illustration 4 : ESPERE : Exemple de présentation des résultats (méthode de Turc)	24
Illustration 5 : ESPERE : visualisation des résultats	25
Illustration 6 : ESPERE : Visualisation de l'analyse statistique des résultats	26
Illustration 7 : Source de la Loue (à gauche) et du Lison (à droite) - clichés Brgm.	28
Illustration 8 : Arrivées d'eau principales des sources de la Loue (Loue Vasque à gauche et Loue Canal à droite) - clichés Brgm.	29
Illustration 9 : Localisation des arrivées d'eau au niveau des sources de la Loue et équipement hydrologique sur les principales arrivées d'eau de Loue vasque et Loue canal, et du point intégrateur de la Loue à l'usine EDF de Mouthier (d'après (Charlier et al, 2014))......	29
Illustration 10 : Impluviums des sources de la Loue et de la Loue à Mouthier (d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©)	30
Illustration 11 : Hydrogrammes des stations des sources de la Loue ; l'hydrogramme des pertes du Doubs correspond à la simulation proposée par (Charlier et al, 2014).	31
Illustration 12 : Source du Lison (vasque instrumentée) et grotte Sarrazine à sec – clichés Brgm32	
Illustration 13 : Résurgence du Lison et instrumentation.	32
Illustration 14 : Impluvium de la source du Lison et de la Sarrazine (d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©).....	33
Illustration 15 : Hydrogrammes des stations du karst du Lison.....	34
Illustration 16 : Modèle conceptuel du karst des sources de la Loue à Ouhans.....	35
Illustration 17 : Calage du modèle sur la Loue à Mouthier sur la période 09/1998-08/2000.	35
Illustration 18 : Modèle conceptuel de la source du Lison et de la Sarrazine	36
Illustration 19 : Calage du modèle du karst du Lison sur la période 09/1993-05/1996.	37
Illustration 20 : Impluvium des systèmes karstiques de la Loue (droite) et du Lison (gauche) et mailles SAFRAN.	37
Illustration 21 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge des systèmes de la Loue (haut) et du Lison (bas) dans ESPERE.....	38
Illustration 22 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la Loue et du Lison par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k.	39
Illustration 23 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour la source de la Loue (haut) et du Lison (bas).	41
Illustration 24 : Recharges annuelles calculées avec ESPERE pour la Loue (haut) et du Lison (bas).	43
Illustration 25 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour la Loue (haut) et le Lison (bas) sur la période 1998-2011.	44

Illustration 26 : Bassin hydrogéologique de l'aquifère drainé par les sources des Gillardes en Devoluy	45
Illustration 27 : Schéma conceptuel des sous-bassins hydrologiques du système des Gillardes (Lismonde et al, 2008).	46
Illustration 28 : Vue de la source Grande Gillarde, qui se jette dans la Souloise, 50 m en contrebas.	47
Illustration 29 : Chronique de débits de la Souloise et de la pluie, mesurés à la station EDF de l'Infernet (source : C. Perret – EDF-DTG).	48
Illustration 30 : Simulation des débits de La Souloise (GARDENIA).....	49
Illustration 31 : Contribution du débit souterrain au débit total de la Souloise (simulations GARDENIA)	50
Illustration 32 : Impluvium du système karstique des Gillardes et mailles SAFRAN.	50
Illustration 33 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge des Gillardes dans ESPERE.	51
Illustration 34 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la Souloise à l'Infernet par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k.....	52
Illustration 35 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour les Gillardes.	53
Illustration 36 : Recharges annuelles calculées avec ESPERE pour les Gillardes. Pour la méthode Kessler, aucun calcul n'est fait pour la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.	54
Illustration 37 : Chroniques de débit de base simulées par les différents filtres inclus dans ESPERE.	54
Illustration 38 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour les Gillardes sur la période 1996-2011.....	55
Illustration 39 : Localisation de l'impluvium de Fontaine de Vaucluse (tirets rouge) et limites administratives, sur image satellite Landsat-7, 2006.....	56
Illustration 40 : Localisation de l'impluvium de Fontaine de Vaucluse, les formations géologiques (BD Charm-50, BRGM) sont projetées sur le modèle numérique de terrain (BD-TOPO, IGN).	57
Illustration 41 : Simulation des débits de Fontaine de Vaucluse (GARDENIA)	58
Illustration 42 : Contribution du débit souterrain au débit total de Fontaine de Vaucluse (GARDENIA).....	58
Illustration 43 : Impluvium de Fontaine de Vaucluse et mailles SAFRAN.....	59
Illustration 44 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge de Fontaine de Vaucluse dans ESPERE.	60
Illustration 45 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de Fontaine de Vaucluse par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k.....	60
Illustration 46 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour la Fontaine de Vaucluse.	61
Illustration 47 : Recharges annuelles calculées avec ESPERE pour la Fontaine de Vaucluse. Pour la méthode Kessler, aucun calcul n'est fait pour la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.	62
Illustration 48 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour Fontaine de Vaucluse sur la période 1998-2011.....	63

Illustration 49 : Localisation du système karstique de la source du Lez et schématisation de son contexte géologique et structural, ainsi que de l'extension de son bassin hydrogéologique (extrait de (Ladouche et al, 2014)).	65
Illustration 50 : coupe schématique du système karstique du Lez (extrait de (Maréchal et al, 2014)).	66
Illustration 51 : Evolution synthétique des modes d'exploitation de la ressource du Lez (extrait de (Maréchal et al, 2014)).	67
Illustration 52 : Fluctuations piézométriques dans les conduits karstiques du Lez (Lez et Claret) et du Lirou (Suquet) et dans la matrice de l'aquifère (Laudou) (extrait de (Ladouche et al, 2014)).	68
Illustration 53 : Schéma de fonctionnement hydrodynamique de la source du Lez en hautes eaux (a) et basses eaux (b) (extrait de (Maréchal et al, 2014)).	70
Illustration 54 : Résultat des simulations sur la période 1974-2010 du niveau piézométrique dans le drain du Lez (a), de la pluie efficace (b), du débit Q_n qui se serait écoulé à la source du Lez en l'absence de pompage, du débit de sollicitation du système Q_s (c), du débit résiduel Q_r à la source du Lez (d) et de la piézométrie au Suquet et au Laudou (e), (extrait de (Ladouche et al, 2014)).	71
Illustration 55 : Comparaison des débits du Lez naturalisés et des débits simulés par GARDENIA	72
Illustration 56 : Limites de l'impluvium et du bassin hydrogéologique du système karstique du Lez et schématisation de la superficie de formations calcaires dont le piézomètre du Suquet est supposé être représentatif (« bassin hydro » du Suquet).	74
Illustration 57 : Impluvium du Lez et mailles SAFRAN	76
Illustration 58 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge de la source du Lez dans ESPERE.	76
Illustration 59 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la source du Lez par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k .	77
Illustration 60 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour le système karstique du Lez.	78
Illustration 61 : Recharges annuelles calculées avec ESPERE pour le système karstique du Lez.	79
Illustration 62 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour le système karstique du Lez sur la période 1998-2011.	80
Illustration 63 : Comparaison des chroniques d'ETP de Penman-Montheith utilisée par la méthode Dingman-Penman et d'Hamon utilisée par la méthode Dingman-Hamon	80
Illustration 64 : Localisation de la vallée du Taravo en Corse, son bassin versant et contexte géologique.	81
Illustration 65 : Modèle conceptuel décrivant le milieu fissuré au sein des granites (gauche, Wyns et al., 2014) et détail d'une lame mince permettant de visualiser la fissuration provoquée par la biotite altérée (Frissant et al., 2010).	82
Illustration 66 : Potentialité des bassins versants étudiés (gauche) et détail des débits spécifiques (corrigés de la pente) obtenus par jaugeages différentiels (Frissant et al. 2010).	82
Illustration 67 : Emprise du bassin versant du Taravo sur le maillage SAFRAN (avec la superficie des mailles concernées) et cartographie de la réserve utile des sols (© BD INRA 1/1 000 000).	83
Illustration 68 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge de la Vistrenque dans ESPERE.	84

Illustration 69 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits du Taravo à la station du Pont d’Abra par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k.....	85
Illustration 70 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour le BV du Taravo.	85
Illustration 71 : Recharges annuelles calculées pour le bassin du Taravo, à partir des méthodes de bilan et de filtre de débits. Pour la méthode Kessler, pas de calcul la première année de la chronique car la méthode requiert d’utiliser les 4 derniers mois de l’année précédente.	86
Illustration 72 : Carte de l’IDPR dans le secteur du bassin du Taravo (Vert: Infiltration très majoritaire, Rouge : Ruissellement très majoritaire).....	87
Illustration 73 : Recharges annuelles calculées pour la bassin du Taravo, à partir des méthodes de bilan et de filtre de débits, pour un ratio d’infiltration de la pluie efficace de 45% (tiré de l’IDPR).....	87
Illustration 74 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour le bassin du Taravo sur la période 1998-2011.....	88
Illustration 75 : Recharges annuelles sur le bassin du Taravo toutes méthodes confondues (représentation en « box-plot » ou « boîte à moustaches », qui présentent de bas en haut, le minimum, le 1er quartile, la médiane, la moyenne (croix rouge), le 3ième quartile et le maximum, les croix bleues qui indiquent les valeurs au-delà desquelles on peut considérer que les valeurs sont anormales. La courbe représente l’évolution du cumul annuel de précipitation.	89
Illustration 76 : Recharges annuelles par méthodes pour la période 1998-2011. Représentation en « box-plot », voir légende sur l’Illustration 75.	89
Illustration 77 : Recharges annuelles pour : (Tout): toutes les méthodes et pour toutes les années de la période 1998-2011 ; (Bilan) : seulement les 3 méthodes de bilan + Turc + Surfex ; (Filtres) : seulement les méthodes de filtres. Représentation en « box-plot », voir légende sur l’Illustration 75.	90
Illustration 78 : Localisation de la nappe de la Vistrenque et du Vistre (source SMNVC, 2015). 91	
Illustration 79 : Profil géologique schématique ouest-est de la nappe de la Vistrenque et Costières (source SMNVC, 2015).....	92
Illustration 80 : Extension du domaine modélisé et conditions aux limites du modèle (Pinzelli, 2006).	92
Illustration 81 : Comparaison entre la carte piézométrique observée en aout 2006 (a) et celle simulée par le modèle de Pinzelli (b).....	93
Illustration 82 : Infiltration efficace résultante du calage du modèle de Pinzelli.	93
Illustration 83 : Emprise de la nappe de la Vistrenque (en bleu et orange) sur le maillage SAFRAN (avec la superficie des mailles concernées) et sur le bassin versant du Vistre à la station hydrométrique du Cailar (en vert et orange).	94
Illustration 84 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge de la Vistrenque dans ESPERE.	95
Illustration 85 : Carte de la réserve utile des sols (© BD INRA 1/1 000 000).....	96
Illustration 86 : Carte des valeurs de porosité de drainage obtenues par Pinzelli (2006).	96
Illustration 87 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits du Vistre à la station du Cailar par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k.....	97
Illustration 88 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour la Vistrenque.....	97

Illustration 89 : Recharges annuelles calculées pour la nappe de la Vistrenque, à partir des méthodes de bilan et de filtre de débits. Pour la méthode Kessler, pas de calcul la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers moins de l'année précédente.....	98
Illustration 90 : Chroniques piézométriques disponibles sur la nappe de la Vistrenque – les chroniques des piézomètres dont le nom est suivi d'un (2) sont projetées sur l'axe des ordonnées situé à droite.	99
Illustration 91 : Recharges annuelles calculées pour la nappe de la Vistrenque, avec les méthodes de bilan, filtres de débits et fluctuation piézométrique avec une porosité efficace de 1% (haut) et 10% (bas).	100
Illustration 92 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE sur la nappe de la Vistrenque sur la période 2002-2006, plus longue période sans lacune pour les débits.	102
Illustration 93 : Recharges annuelles toutes méthodes confondues pour les années 2006 et 2009 à 2013 . Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.....	102
Illustration 94 : Recharges annuelles par méthodes (pour les années 2006 et 2009-2013). Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.....	103
Illustration 95 : Recharges annuelles pour : (Tout): toutes les méthodes et pour toutes les années de la période 2006 et 2009-2013 confondues (en distinguant les résultats en fonction de la porosité efficace choisie) ; (Bilan) : seulement les méthodes de bilan + Turc + Surfex ; (Filtres) : seulement les méthodes de filtres et (Piézo) : seulement les méthodes de fluctuation piézométrique pour les deux cas de porosité. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.....	103
Illustration 96 : Localisation géographique du bassin molassique (contour noir) et du bassin versant de la Galaure (contour marron) à la station de Saint-Uze.	104
Illustration 97 : Histoire géologique schématisée de la mise en place du bassin molassique du Bas-Dauphiné. Modifié à partir de Cave, (2011).	105
Illustration 98 : Carte piézométrique de synthèse de l'aquifère molassique (haut) et section d'écoulement entre Peyrus et Valence (bas), montrant la remontée des flux profonds. Modifié de De La Vaissière (2006), Cave (2011) et Artelia (2012).	107
Illustration 99 : Bassin de la Galaure drainé par la station de Ste Uze.	108
Illustration 100 : Schéma de principe de la fonction de production du modèle de Artelia sur la Galaure.	109
Illustration 101 : Emprise du bassin de la Galaure sur le maillage SAFRAN (avec la superficie des mailles concernées) et cartographie de la RU sur le bassin.	109
Illustration 102 : Paramètres pour le calcul de la recharge sur le bassin de la Galaure dans ESPERE.	110
Illustration 103 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la Galaure à la station de Ste Uze par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k.	111
Illustration 104 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour le bassin de la Galaure.	111
Illustration 105 : Recharges annuelles calculées pour le bassin de la Galaure, à partir des méthodes de bilan, empiriques, de filtre de débits et de fluctuation piézométrique. Le coefficient d'infiltration de la pluie efficace utilisé est égal à 73%. Pour la méthode Kessler, pas de calcul la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers moins de l'année précédente.....	113
Illustration 106 : Carte de l'IDPR dans le secteur du bassin de la Galaure.	113

Illustration 107 : Chronique piézométrique enregistrée au piézomètre de Claveyson (07707X0144/F).....	114
Illustration 108 : Recharges annuelles calculées pour le bassin de la Galaure, à partir des méthodes de bilan (coefficient d'infiltration de la pluie efficace = 0.45 calculé avec l'IDPR), de filtre de débits et de fluctuation piézométrique (deux valeurs de porosité efficace sont comparées: 12% et 9%).....	115
Illustration 109 : Recharges moyennes mensuelles calculées sur le bassin de la Galaure sur la période 1996-2011.....	116
Illustration 110 : Recharges annuelles toutes méthodes confondues (3 de bilan, 3 de filtres de débits, Surfex et fluctuation piézométrique – porosité 12% et 2%). Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.	116
Illustration 111 : Recharges annuelles par méthode pour toutes les années de la période 2006 – 2011 (pour lesquelles toutes les méthodes ont pu être utilisées) confondues. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.....	117
Illustration 112 : Recharges annuelles pour : (Tout): toutes les méthodes et pour toutes les années de la période 2006-2011 confondues ; (Bilan) : seulement les méthodes de bilan + Surfex ; (Filtres) : seulement les méthodes de filtres et (Piézo) : la méthode de fluctuation piézométrique avec la porosité = 9%. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.	117
Illustration 113 : Localisation de la nappe superficielle et profonde des alluvions de Dijon Sud.	118
Illustration 114 : Contexte géologique en coupe nord-sud (SMAESAD, 2002), extrait de BRLi (2011c).....	119
Illustration 115 : Vue horizontale du domaine modélisé et distribution des perméabilités, BRLi (2011b).....	120
Illustration 116 : Comparaison piézométrie simulée (septembre 2008) et piézométrie observée lors de la campagne réalisée par ANTEA (septembre 2010), extrait de BRLi, (2011b).	121
Illustration 117 : Emprise de la nappe de Dijon (superficielle et profonde) sur le maillage SAFRAN (avec la superficie des mailles concernées sur la nappe superficielle).....	122
Illustration 118 : Paramètres pour le calcul de la recharge sur la nappe de Dijon dans ESPERE.	123
Illustration 119 : Réserve utile sur l'emprise de la nappe superficielle de Dijon Sud et position des piézomètres considérés dans les calculs.	124
Illustration 120 : Chroniques piézométriques pour les piézomètres de Gendarmerie et Perrigny.	124
Illustration 121 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la Sansfond à la station de Saulon-la-Rue par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k.	125
Illustration 122 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour la nappe de Dijon Sud.	126
Illustration 123 : Recharges annuelles calculées pour la nappe de Dijon Sud, à partir des méthodes de bilan, empiriques, de filtre de débits et de fluctuation piézométrique. Le coefficient d'infiltration de la pluie efficace utilisé est égal à 66%. Pour la méthode Kessler, pas de calcul la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.....	127
Illustration 124 : Recharges annuelles calculées pour la nappe de Dijon Sud, à partir des méthodes de bilan, de filtre de débits et de fluctuation piézométrique (zoom sur la période 2003-2011).....	128
Illustration 125 : Recharges moyennes mensuelles calculées sur la nappe de Dijon Sud sur la période 1996-2011.....	129

Illustration 126 : Recharges annuelles toutes méthodes confondues (3 de bilan, 3 de filtres de débits, Surfex et 2 de fluctuation piézométrique – piezo Gendarmerie et Perrigny. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.....	129
Illustration 127 : Recharges annuelles par méthode pour toutes les années de la période 2004 – 2011 (pour lesquelles toutes les méthodes ont pu être utilisées) confondues. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.....	130
Illustration 128 : Recharges annuelles pour : (Tout): toutes les méthodes et pour toutes les années de la période 2004-2011 confondues ; (Bilan) : seulement les méthodes de bilan + Surfex ; (Filtres) : seulement les méthodes de filtres et (Piézo) : la méthode de fluctuation piézométrique pour les piézomètres Perrigny et Gendarmerie. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.....	131
Illustration 129 : Valeurs moyennes de précipitation et de recharge annuelles obtenues pour les 9 cas d'étude, avec toutes les méthodes qui ont pu être mises en œuvre et sur la période 1996-2011 (avec parfois des lacunes sur les débits ou la piézométrie), en fonction des données disponibles. L'écart moyen traduit la dispersion des valeurs autour de la valeur moyenne, dont l'importance peut être évaluée en le rapportant à la valeur moyenne (en %)......	134
Illustration 130 : Comparaison des valeurs de la dispersion des recharges annuelles obtenues sur la période 1998-2011 avec les méthodes de filtre de débits pour tous les systèmes étudiés (Chaque box-plot présente la valeur obtenue pour un site et un filtre : C – Chapman, E – Eckardht, W - Wallingford).....	137
<i>Illustration 131 : ESPERE : méthodes applicables en fonction des données disponibles.....</i>	<i>138</i>
<i>Illustration 132 : ESPERE : échelle de temps des variables calculées en fonction du pas de temps des données disponibles.</i>	<i>140</i>
Illustration 133 : Schématisation de la démarche méthodologique à mettre en œuvre pour calculer la recharge avec les méthodes proposées par ESPERE. En bleu clair : chroniques à fournir en entrée, en vert : paramètres à renseigner. La démarche et les points de vigilance (numérotés entre parenthèses de 1 à 8) sont décrits dans le texte.	141
Illustration 134 : Carte de la réserve utile des sols ©INRA.	144
Illustration 135 : Spatialisation du calcul de la pluie efficace par la méthode de Thornthwaite	148
Illustration 136 : Principales étapes de spatialisation de la pluie efficace et de la recharge. ...	149
Illustration 137 : Carte des pluies efficaces moyennes calculées sur la grille SAFRAN (8x8 km) pour la période 1996-2011.....	151
Illustration 138 : Précipitations efficaces obtenues avec un calcul de bilan hydrique, valeurs normales du cumul annuel sur la période 1981-2010, Source des données: Météo-France.....	152
Illustration 139 : Comparaison des cartes de pluie efficace obtenues avec la méthode de Thornthwaite spatialisée et avec SURFEX (moyennes interannuelles sur la période 1996-2011), Source des données SURFEX : F. Habets.....	153
Illustration 140 : <u>Gauche</u> : ratio d'infiltration de la pluie efficace obtenu à partir de SURFEX (valeurs moyennes du rapport des flux d'infiltration à la pluie efficace simulée sur chaque maille, de la grille SAFRAN (8x8 km), sur la période 1996-2011) ; <u>Droite</u> : carte de l>IDPR (version 2007), sur le bassin RM&C.....	155
Illustration 141 : Table de correspondance « linéaire » entre les classes d>IDPR et % et le % de pluie efficace pris en compte pour l'infiltration ou le ruissellement (David, 2012)....	156
Illustration 142 : Proposition de table de correspondance « ajustée » entre les classes d>IDPR et les valeurs des coefficients d'infiltration - Seguin (2016).	157
Illustration 143 : Valeurs moyennes de l>IDPR et du BFI calculé avec les 3 méthodes de filtre de débit pour les 9 bassins étudiés dans le présent rapport.	157

- Illustration 144 : Relations linéaires ajustées entre l'IDPR et le BFI pour les bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, d'IDF, de Champagne, de Bretagne et du Limousin (Seguin, 2016, prismes bleus) et ceux de la présente étude (carrés rouges : systèmes karstiques et triangles verts : autres systèmes). Sur le graphe de gauche, la relation est ajustée en prenant en compte uniquement les résultats de l'étude de Seguin (2016) ; sur le graphe de droite, la relation est ajustée en prenant les résultats des deux études. 158
- Illustration 145 : Proposition de table de correspondance entre les valeurs des coefficients d'infiltration de la pluie efficace et les classe d'indice IDPR, en considérant uniquement l'étude de Seguin (2016), (colonne centrale) et en incluant les 9 bassins étudiés dans la présente étude (colonne de droite). A la différence des valeurs de l'étude de Seguin (2016), établies de manière qualitative à partir des résultats des différentes approches adoptées, les valeurs proposées dans la dernière colonne sont calculées à l'aide de l'équation présentée sur l'illustration 144 (graphe de droite). 159
- Illustration 146 : Comparaison des ratio d'infiltration de la pluie efficace obtenus à partir de l'IDPR en appliquant les tables de conversion linéaire (gauche) et ajustée (droite). 160
- Illustration 147 : Ecarts entre les valeurs de ratio d'infiltration de la pluie efficace obtenus à partir de SURFEX et IDPR en appliquant les tables de conversion linéaire (gauche) et ajustée (droite). 161
- Illustration 148 : Recharges moyennes annuelles sur la période 1996-2011 calculées à partir de la pluie efficace de Thornthwaite spatialisée en appliquant les ratio d'infiltration de SURFEX (gauche) et la table de conversion de l'IDPR ajusté (droite). 162
- Illustration 149 : Ecarts entre la recharge calculée à l'aide du ratio SURFEX et celle calculée avec l'IDPR ajusté. 163
- Illustration 150 : Gauche : Recharges moyennes annuelles sur la période 1996-2011, par entité BDLISA, sur le bassin RMC ; Droite : Incertitude associée au choix de la valeur du ratio d'infiltration (entre celui de SURFEX et celui de l'IDPR ajusté) calculée comme la moitié de la différence entre la recharge obtenue avec le ratio SURFEX et celle obtenue avec l'IDPR ajusté, ramené à la valeur de la recharge moyenne. 165
- Illustration 151 : Recharge moyenne spatialisée sur la période 1996-2011, pour le système karstique de Fontaine de Vaucluse, sur une grille de 8x8 km. En bas à droite la carte de la réserve utile. 166
- Illustration 152 : Comparaison entre le résultat des calculs de recharge spatialisée et ceux réalisés avec ESPERE sur la période 1996-2011 et sur les neuf cas d'étude. RT-S : recharge calculée avec la méthode de Thornthwaite spatialisée ; Ecart f° ration inf° : écart à la valeur moyenne en fonction du coefficient d'infiltration de la pluie efficace choisi (SURFEX ou IDPR, tel que calculé avec l'équation 1 et présenté sur l'illustration 150, droite) ; RT-E : recharge calculée avec la méthode de Thornthwaite dans ESPERE ; RB-E : recharge moyenne calculée avec les méthodes de bilan dans ESPERE ; RQ-E : recharge moyenne calculée avec les méthodes de filtre de débit dans ESPERE. (*) : la recharge moyenne calculée avec les méthodes de filtre (RQ-E) couvre la période 1998-2011 ; (**) : la recharge moyenne calculée avec les méthodes de filtre (RQ-E) couvre les périodes 2009-2011 ; (***) : la recharge moyenne calculée avec les méthodes de filtre (RQ-E) couvre les périodes 1998-2000, 2002-2006 et 2009-2011, pour cause de lacunes de données. 167
- Illustration 153 : Exemple de données de précipitations (mm/jour) couvrant la France. La figure (a) montre les données à la résolution typique d'un modèle global du climat (modèle IPSL CM4 IPCC-AR4 2.5°x 3.75°), tandis que la figure (b) montre les données désagrégées statistiquement à une résolution de 8 km (Pagé et Terray, 2010) 169
- Illustration 154 : Présentation schématique des scénarios d'émission de gaz à effet de serre (tiré de Nakicenovic and Swart,2000). 171

- Illustration 155 : Cartes des pluies efficaces moyennes annuelles simulées sur la grille de 8*8 km sur le bassin RM&C à partir de 6 scénarios climatiques régionalisés (SCRATCH 2010), sur les périodes présente et future. 172
- Illustration 156 : Anomalies de pluie efficace moyenne annuelle simulées sur le bassin RM&C entre présent et futur, pour les 6 scénarios climatiques. 173
- Illustration 157 : Carte des anomalies multi-scénarios (moyennes) de pluie efficace moyenne annuelle simulées sur la grille de 8*8 km sur le bassin RM&C, entre le présent et le futur. 174
- Illustration 158 : Gauche : carte de la recharge annuelle moyenne multimodèle calculée sur la grille de 8*8 km sur le bassin RM&C, déduite à partir de 6 scénarios climatiques régionalisés (SCRATCH 2010), pour la période future. Droite : carte de l'évolution de la recharge moyenne muti-modèles annuelle future en proportion de la recharge moyenne annuelle pour la période présente. 176
- Illustration 159 : Carte de l'état quantitatif des Masses d'Eau Souterraines (version 2013) sur le bassin RM&C (comm. pers. V Rethoré, AE RM&C). 178

1. Introduction

1.1. CADRE DE L'ETUDE

Les eaux souterraines du bassin Rhône Méditerranée et Corse (RM&C) constituent une ressource qui permet de couvrir une part importante des prélèvements totaux annuels sur le bassin Rhône Méditerranée (30%, soit 2 Milliards de m³/an) et Corse (50%, soit 20 Mm³/an), essentiellement pour l'AEP. Ce volume extrait annuellement des aquifères fournit environ 80% de l'eau potable consommée chaque année sur le bassin (Géologues et al., 2013a et b). Les eaux souterraines ont également un rôle important dans le fonctionnement des milieux naturels superficiels : soutien des débits des cours d'eau, en particulier en période d'étiage et maintien de zones humides dépendantes. S'écoulant au sein d'entités géologiques très variées, elles sont soumises à des fonctionnements hydrogéologiques contrastés et souvent mal connus.

Les changements climatiques vont affecter les processus hydrologiques dans tous les compartiments du cycle de l'eau. Concernant les eaux souterraines, c'est principalement les flux de recharge vers les nappes qui seront modifiés par l'évolution future du climat. L'augmentation de la température (et donc de la demande évaporatoire de l'atmosphère), couplée au maintien ou la diminution de la pluviométrie projetées par les scénarios climatiques actuellement disponibles (Terray and Boé, 2013), risquent de provoquer une diminution des flux de recharge vers les nappes. Cela pourrait affecter de manière négative la ressource en eau disponible, à la fois pour les usages et pour la contribution naturelle des eaux souterraines à l'alimentation des milieux aquatiques superficiels. La connaissance de l'importance de ce déficit futur est cruciale pour anticiper les éventuels déséquilibres et difficultés à venir.

La caractérisation de la recharge est un problème complexe dépendant de nombreux facteurs tels que la météorologie, le type, l'épaisseur et la réserve utile des sols, leur couverture végétale, leurs caractéristiques géomorphologiques (pente, rugosité,...) et des propriétés hydrodynamiques des formations du sous-sol. Si différentes méthodes existent pour caractériser la recharge, toutes n'ont pas la même efficacité en fonction du type d'aquifère considéré. De plus, les données nécessaires pour pouvoir mettre en œuvre ces méthodes ne sont pas toujours disponibles, ce qui peut limiter l'intérêt de leur utilisation ou rendre incertains les résultats obtenus. Ainsi, pour obtenir **une vision cohérente des flux de recharge à l'échelle du bassin, assortie d'une illustration de l'incertitude associée au choix des méthodes**, il est nécessaire d'utiliser le plus grand nombre possible de méthodes et de comparer leurs performances (Scanlon et al., 2006).

L'objectif final de ce travail est d'explorer quel pourra être **l'impact du changement climatique sur la recharge des aquifères des bassins Rhône Méditerranée et Corse**. La démarche adoptée vise à mettre en œuvre un ensemble de méthodes d'estimation de la recharge de manière simultanée, cohérente pour tous les types d'aquifères que l'on rencontre sur le bassin, permettant de valoriser au mieux les données disponibles et assortie d'une quantification des incertitudes qui leur sont associées. Cette démarche doit permettre de fournir une cartographie de la recharge pour la période présente et pour tous les aquifères du bassin RM&C. Des scénarios climatiques doivent ensuite être appliqués pour se projeter dans le futur et fournir des indications sur les ordres de grandeur et la localisation spatiale des déficits auxquels on peut s'attendre en termes de recharge.

Ce rapport présente le résultat final des travaux entrepris. S'appuyant sur un état de l'art des méthodes existantes (Caballero et al., 2015), l'outil ESPERE (Lanini et al. 2015) de mise en

œuvre simultanée de plusieurs méthodes de calcul de la recharge a été construit et appliqué à différents cas d'étude. Les dernières évolutions de cet outil seront d'abord présentées.

Comme suite à la caractérisation de la recharge sur des aquifères de type karstique (Caballero et al., 2015), des applications à des aquifères de type alluvial, sédimentaire et dans des formations de socle seront ensuite présentées. Une synthèse générale de toutes les applications et une proposition de mode opératoire de calcul de la recharge en fonction du type d'aquifère seront exposées. Ensuite, la méthode de construction adoptée pour établir une carte de la recharge sur l'ensemble du bassin sera détaillée. Enfin, après une description des scénarios climatiques utilisés pour se projeter dans le futur, l'impact des scénarios climatiques sur la recharge des aquifères du bassin RM&C sera discuté, en s'appuyant sur les résultats obtenus dans les différents cas d'étude.

1.2. LES DIFFERENTS TYPES DE RECHARGE CONSIDERES

D'un point de vue général, la recharge d'un aquifère est décrite comme le flux d'eau qui percole dans la roche pour atteindre un aquifère et constituer un apport au stock d'eau souterraine qu'il contient (de Vries and Simmers, 2002). Elle peut être diffuse sur des surfaces plus ou moins grandes et apportée par les précipitations ou l'irrigation (elle est alors qualifiée de directe). Dans ce cas, elle constitue la part des précipitations ou de l'irrigation, qui n'est ni stockée dans le sol, ni évaporée. Elle peut aussi être concentrée sur des secteurs particuliers correspondant par exemple à des zones de fracturation (elle est alors qualifiée de localisée), ou après un écoulement en surface dans des morphologies particulières du paysage comme les dolines et pertes dans les aquifères karstiques par exemple (elle est alors qualifiée d'indirecte). Dans ce cas, l'écoulement de l'eau est généralement vertical, mais il peut aussi être latéral quand il s'agit d'interactions avec les lacs, les cours d'eau ou encore avec des aquifères voisins. Dans le cas particulier de ces interactions, le sens des écoulements est contrôlé par le gradient hydraulique, qui s'exprime au travers de la différence d'altitude entre le niveau statique de l'eau stockée dans l'aquifère considéré et le niveau d'eau dans les rivières, les lacs ou les aquifères voisins. Lorsqu'ils sont orientés vers l'aquifère, ces écoulements contribuent à le recharger.

Dans la mesure où les sources et les processus mis en jeu pour recharger les aquifères sont variés, les méthodes que l'on peut mettre en œuvre pour les étudier le sont aussi (Scanlon et al, 2006). Il existe ainsi un grand nombre de méthodes d'estimation de la recharge dont une synthèse est proposée dans Caballero et al. (2015) et Seguin (2016). Dans tous les cas, l'usage de plusieurs de ces méthodes est recommandé car toutes présentent des incertitudes plus ou moins fortes, associées aux hypothèses sur lesquelles elles sont construites. Cette approche, que nous avons adoptée au travers de l'utilisation de l'outil ESPERE (cf. § 2), permet des estimations plus robustes de par la diversité des échelles temporelles et spatiales des processus que les différentes méthodes prennent en compte (Scanlon et al, 2006).

2. ESPERE, un outil d'estimation de la recharge des aquifères

Pour faciliter l'application simultanée de différentes méthodes d'estimation de la pluie efficace et de la recharge sur un bassin hydrogéologique, un outil spécifique a donc été développé sous Excel : **ESPERE** (pour **ES**timation de la **Pluie Efficace** et de la **Recharge**). Il s'agit d'une feuille de calcul MS Excel dans laquelle, en fonction des données dont il dispose, l'utilisateur peut choisir les méthodes à appliquer parmi celles qui sont implémentées : méthodes empiriques ou de bilan exploitant les données météorologiques journalières, méthodes de filtre des chroniques de débits et méthode d'analyse des variations piézométriques. En s'appuyant sur des approches variées qui valorisent des données de nature différente, ESPERE fournit à la fois une estimation de la recharge de l'aquifère et un intervalle de confiance sur les résultats. L'outil a été conçu pour limiter au maximum le nombre et le type de paramètres à fournir par l'utilisateur, de manière à pouvoir être appliqué dans un grand nombre de contexte, y compris en cas de connaissances réduites.

La version actuellement diffusée (version 1.52) permet, à partir d'un jeu de données fourni a priori au pas de temps journalier, de calculer la pluie efficace et/ou la recharge sur un bassin d'alimentation selon les méthodes suivantes :

- méthodes empiriques basées sur les données climatiques (précipitations, température) : Guttman&Zukerman (recharge annuelle), Turc (pluie efficace annuelle), Kessler (recharge annuelle) ;
- méthodes de bilan hydrologique basées sur les données climatiques (précipitations, ETP, température): Thornthwaite et Dingman (avec ou sans neige et avec deux types d'ETP) ;
- méthode exploitant les chroniques piézométriques : Water Table Fluctuation (calculée selon la procédure RISE de l'USGS) (recharge annuelle) ;
- méthodes de filtres des chroniques de débit : Wallingford (avec calcul du BFI annuel), Chapman et Eckhardt (débits de base journalier converti en recharge journalière).

Le fondement théorique des différentes méthodes implémentées est décrit dans Caballero et al., (2015).

2.1. DESCRIPTION DE L'OUTIL

La première feuille du classeur Excel ESPERE fournit à l'utilisateur un mode d'emploi et lui permet de renseigner les paramètres des différentes méthodes (Illustration 1).

L'utilisateur peut choisir les méthodes qu'il souhaite appliquer parmi celles implémentées dans ESPERE (choix essentiellement guidé par les données disponibles sur le bassin étudié). Il peut également spécifier que les résultats annuels soient exprimés par année civile ou année hydrologique. Il entre ensuite les chroniques disponibles (date, pluie, ETP, température, débit, piézométrie) au pas de temps journalier et en format libre dans les colonnes de la seconde feuille du classeur Excel. S'il dispose de résultats (pluie efficace ou recharge journalière) obtenus avec d'autres modèles (modèles globaux ou déterministes), il peut également les inclure dans une feuille spécifique d'ESPERE, afin que ces résultats puissent être inclus dans les graphiques de comparaison des méthodes. Le calcul peut ensuite être lancé et nécessite quelques secondes (en fonction de la longueur des chroniques à traiter).

Le fichier Param_Moustaches.txt doit se trouver dans le même répertoire que ce classeur Excel.

Estimation de la Pluie Efficace et de la REcharge selon différentes méthodes

Mode d'emploi

1) Si vous souhaitez utiliser des nouvelles données : initialisez la feuille de calcul en cliquant sur le bouton ci-contre puis collez les nouvelles données journalières dans l'onglet "Données" Nettoyer les données

2) Cochez les méthodes qui doivent être appliquées sur les données, et renseignez les paramètres du tableaux ci-dessous

3) Cochez la case ci-contre si vous souhaitez que les résultats soient exprimés par années hydrologiques plutôt que par années civiles Année hydrologique

4) Lancez les calculs en cliquant sur le bouton "lancer les calculs"

5) Lorsque les calculs sont terminés, vous pouvez enregistrer la simulation réalisée en cliquant sur le bouton "Sauvegarder".

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²		Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Ratio Infiltration / Pluie efficace			Pour transformer la pluie efficace en recharge (méthodes de bilan et Turc). Vaut 0 si toute la pluie efficace ruisselle, vaut 1 si toute la pluie efficace s'infiltré.
Stock maximal dans le sol (mm)	mm		Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUMax)
Latitude	°		Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman - Hamon
Porosité efficace aquifère libre (Sy)			Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²		Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré

Paramètres spécifiques

Végétation

Preise en compte du couvert végétal pour le calcul de l'ETR. Pour activer cette option et définir les paramètres, cliquer ici

BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt

BFImax	Valeurs indicatives pour BFImax (d'après Eckardt, 2005) :
k (constante de recession, comprise entre 0 et 1)	BFImax=1 : débit de source ; BFImax=0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire BFImax=0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFImax=0.25 en domaine de socle

Lancer les calculs

Prêt pour un nouveau calcul

Sauvegarder la simulation

*BRGM/D3E/SL - 2015 - ESPERE version 1.52 - Light
Contact : espere@brgm.fr

Illustration 1 : Page d'accueil d'ESPERE version 1.52.

Dans la version en cours de l'outil, les paramètres à renseigner concernent la superficie de l'impluvium et celle du bassin hydrogéologique, le coefficient d'infiltration de la pluie efficace, le stock maximal dans le sol (équivalent de la Réserve Utile maximale), la position moyenne de l'aquifère en latitude, la porosité efficace et deux paramètres utiles pour appliquer des méthodes de filtre sur les chroniques de débits, le BFImax (valeur maximale que peut prendre le paramètre BFI, cf. § 2.3.3 dans Caballero et al., 2015) et la constante de récession K. Impluvium et bassin hydrogéologique sont différenciés pour prendre en compte le fait que, pour certains aquifères, notamment ceux qui sont partiellement sous couverture imperméable, la superficie sur laquelle l'infiltration est effective (impluvium) peut être différente de celle qui est mobilisée par une source drainant l'ensemble de l'aquifère (bassin hydrogéologique). Il est ainsi possible de tenir compte du fait que les méthodes basées sur un bilan hydrologique (comme par exemple celle de Thornthwaite ou Dingman, cf. Caballero et al., 2015), s'appliquent sur l'impluvium, alors que celles valorisant les niveaux piézométriques concernent le bassin hydrogéologique.

Le coefficient d'infiltration de la pluie efficace utilisé dans l'outil permet de séparer la pluie efficace entre ruissellement et recharge (nécessaire pour les méthodes de bilan et la méthode empirique de Turc). Si l'on ne dispose pas de valeur de référence pour ce coefficient sur l'aquifère étudié, il est possible de l'obtenir à partir des résultats du schéma de surface distribué SURFEX¹ développé par Météo France ou encore à partir des informations fournies par l'IDPR (cf. § 2.4.5 dans Caballero et al., 2015).

Le stock maximal d'eau dans le sol peut être tiré de la littérature ou des données disponibles dans la base de données de l'INRA (carte au million sur la France) et moyenné sur la superficie de l'impluvium.

¹ SURFEX (<http://www.cnrm-game.fr/spip.php?article145&lang=fr>) pour Surface Externalisée (Masson et al, 2013), est la plateforme de modélisation de surface développée par Météo-France, conçue pour être couplée à des modèles atmosphériques et hydrologiques. La version à laquelle nous nous intéressons ici correspond à son application sur l'ensemble du territoire français selon une grille de 8 x 8 km.

La porosité efficace peut être tirée de la littérature ou bien approchée par des ordres de grandeur en fonction du type d'aquifère considéré.

Des ordres de grandeur pour le paramètre BFI_{max} sont fournis dans ESPERE pour la méthode de filtre des chroniques de débit (Illustration 1). La constante de récession peut être estimée à l'aide de méthodes faisant appel aux techniques de MRC (cf. § 2.3.3 dans Caballero et al., 2015), à l'aide de l'outil de calcul automatique développé par Posavec et al., (2010).

Le classeur contient une feuille par méthode implémentée pour présenter les résultats. Les résultats des calculs sont donc affichés méthode par méthode, avec rappel des données et paramètres utilisés pour le calcul et rappel succinct du principe de la méthode.

La saisie des paramètres pour la prise en compte du couvert végétal est optionnelle et se fait via une fenêtre dédiée (Illustration 2). L'évapotranspiration de référence (ET_0), calculée par la formule de Penman-Monteith (s'il s'agit de données Météo France) ou par la formule de Hamon (calculée dans ESPERE à partir de la température et de la latitude) suppose que le sol est recouvert de gazon. Pour prendre en compte l'effet d'une couverture végétale réelle, il est commode de recourir à l'approche du coefficient cultural (K_c) en posant : $ETP = K_c \cdot ET_0$ (Allen et al., 1998). Le coefficient cultural varie selon la culture (ou le couvert végétal), mais dépend également de la phase de croissance dans laquelle se trouvent les végétaux (Illustration 3). Les algorithmes de calcul de la pluie efficace implémentés dans ESPERE pour les trois méthodes de bilan tiennent compte du coefficient cultural. La variation de K_c au cours de l'année est approximée par une courbe en trapèze définie par 6 paramètres que l'utilisateur doit renseigner. Si l'utilisateur ne souhaite pas spécifier de valeurs pour ces paramètres, le coefficient K_c est par défaut constant et égal à 1.

Illustration 2 : Fenêtre de saisie des paramètres d'évolution du K_c dans ESPERE.

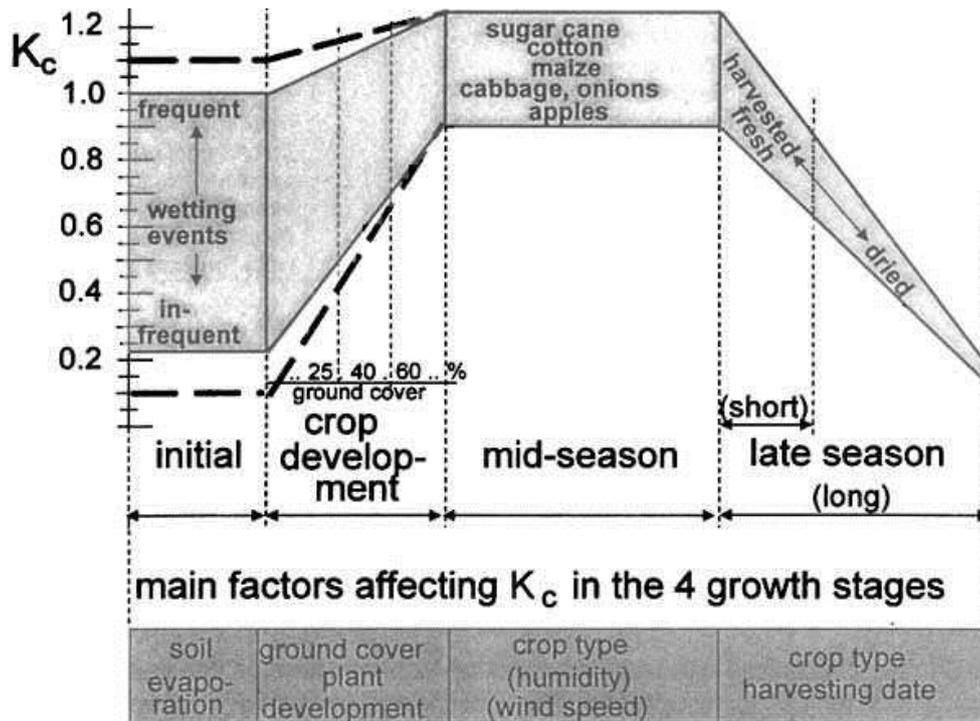


Illustration 3 : Variation typique du K_c en fonction des stades phénologiques
Source : FAO, Allen et al. 1998

Le classeur contient une feuille par méthode implémentée pour présenter les résultats. Les résultats des calculs sont donc affichés méthode par méthode, avec rappel des données et paramètres utilisés pour le calcul et rappel succinct du principe de la méthode (Illustration 4).

Données annuelles		Calculs intermédiaires	Résultats	
Année	Pluie cumulé annuel (mm)	Température moyenne annuelle (°C)	L	Pluie efficace (mm)
1987	1143.3	13.3	640.2	577.9
1988	871.4	13.8	653.5	338.9
1989	591.6	14.2	664.3	137.0
1990	739.4	14.0	660.3	235.6
1991	639.8	13.4	644.7	173.8
1992	754.0	13.5	646.6	252.4
1993	986.0	13.2	638.9	441.7
1994	1129.2	14.3	667.2	547.2
1995	864.3	13.8	654.7	332.7
1996	1601.2	13.2	638.0	1004.4
1997	1053.9	13.9	658.2	487.6
1998	640.3	13.4	643.8	174.5
1999	930.7	13.6	650.4	388.6
2000	825.4	13.7	651.8	303.7
2001	906.7	13.8	655.4	366.2
2002	1343.6	13.9	658.0	746.9
2003	1233.0	14.1	661.7	643.3
2004	831.8	13.3	641.4	314.1

Turc, L. (1954). Le bilan d'eau des sols : relation entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement. Ann. Agron., A, 491-595.

Modèle de Turc

$$R = P - \frac{P}{\sqrt{0,9 + P^2/L^2}}$$

$$L = 300 + 25T + 0.05(T)^2$$

P et T : pluie et température moyenne annuelle
R : Pluie efficace (mm/an)

Origine de la formule : si les moyennes sont calculées pour une période suffisamment longue (pas de temps pluriannuel), la variation de la rétention de l'eau dans le bassin est en général négligeable par rapport aux autres termes du bilan hydrologique. La quantité d'eau apportée par les précipitations (P) est alors égale à celle qui s'est écoulée à l'exutoire du bassin augmentée de celle qui s'est évaporée. Turc a rassemblé les données (précipitations, températures, débits à l'exutoire) de 254 bassins de caractéristiques hydro-climatiques assez variables (situés en Europe, Afrique, Amérique et Java). La formule de Turc résulte d'une corrélation de ces données.

d'après S. Mouelhi (2011). Existe-t-il une relation entre les modèles pluie-débit au pas de temps pluriannuel ? Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, vol. 24, n° 3, 2011, p. 193-206.

Illustration 4 : ESPERE : Exemple de présentation des résultats (méthode de Turc)

Une feuille du classeur regroupe les résultats de toutes les méthodes appliquées, sous forme de tableaux synthétiques à différents pas de temps (journalier, mensuel, moyenne mensuelle interannuelle, annuel). Afin de pouvoir comparer les résultats obtenus sur différents bassins ou

bien les confronter à des prélèvements par exemple, les recharges et pluie efficaces annuelles sont également converties en volume infiltré annuel.

Pour faciliter la comparaison des méthodes une visualisation des résultats est automatiquement générée sous la forme de diagrammes en barres (Illustration 5).

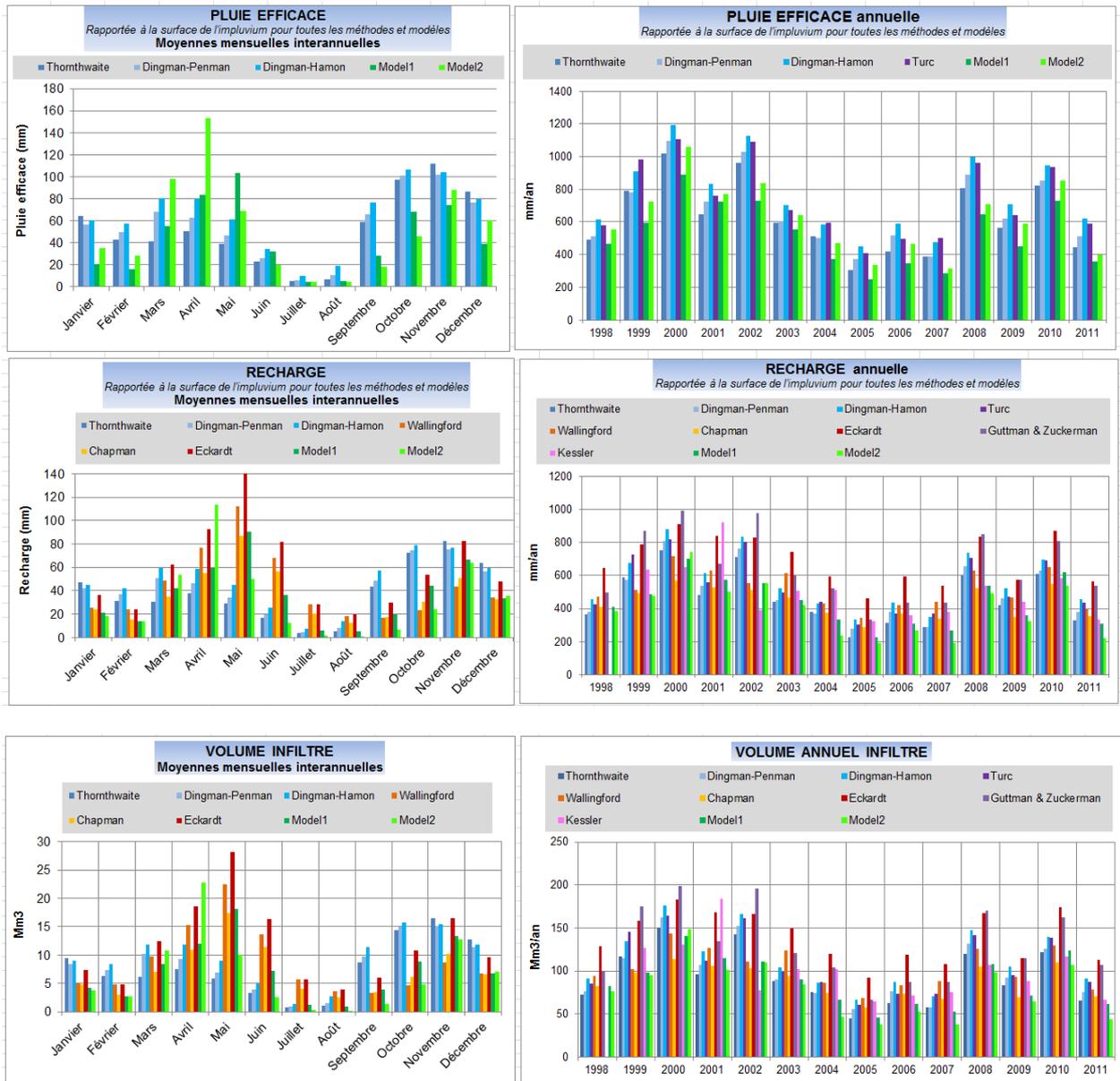


Illustration 5 : ESPERE : visualisation des résultats

Enfin, à la fin du calcul, deux feuilles sont ajoutées au classeur pour présenter, sous forme de tableau et de boîtes à moustache (BoxPlot), l'analyse statistique des volumes infiltrés annuels fournis par les différentes méthodes (Illustration 6). Cette fonctionnalité fait appel à l'application XLSTAT qui doit donc être présente sur l'ordinateur. Si cela n'est pas le cas, une version allégée d'ESPERE est également proposée, qui ne fait pas appel à XLSTAT et propose uniquement les résultats sous forme d'histogrammes sans aucun élément statistique.

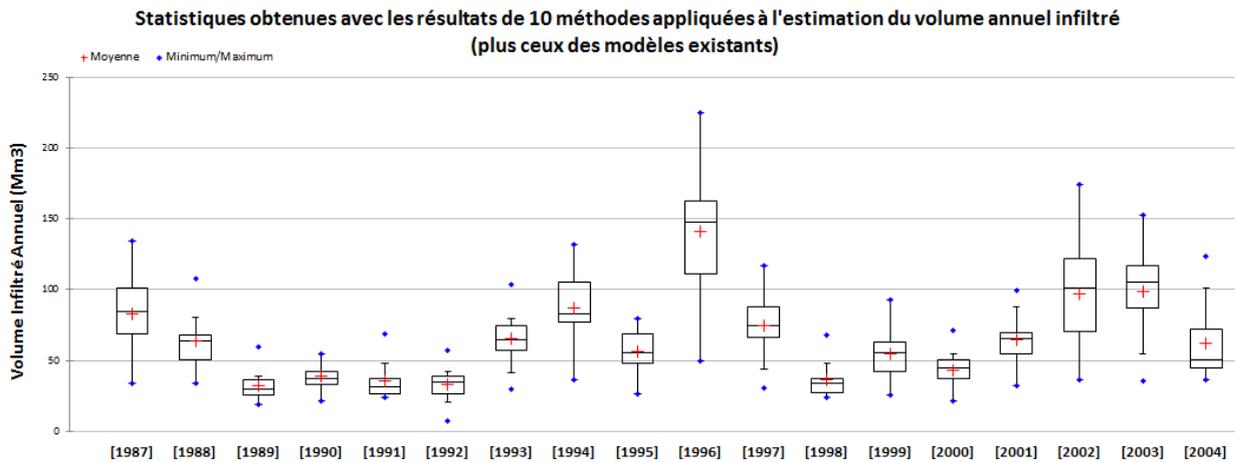


Illustration 6 : ESPERE : Visualisation de l'analyse statistique des résultats

Une fois les calculs effectués l'utilisateur a la possibilité de sauvegarder sa simulation (données, paramètres et résultats) dans un nouveau classeur avant de lancer un nouveau calcul ou de quitter ESPERE.

2.2. VALORISATION ET DIFFUSION

Un manuel utilisateur a été rédigé (Lanini et Caballero, 2015) qui, d'une part, décrit les méthodes implémentées dans ESPERE et, d'autre part, propose un guide pas à pas pour mettre en œuvre un calcul de recharge. Les difficultés et questions les plus fréquentes sont documentées. Une version courte de ce manuel est également disponible sur demande en anglais.

Afin de faciliter la diffusion d'ESPERE et les échanges avec les utilisateurs, l'adresse mail espere@brgm.fr a été créée. Depuis février 2016, les différentes versions d'ESPERE 1.5 ainsi que le manuel utilisateur sont téléchargeables sur le site web du BRGM à l'adresse suivante :

<http://www.brgm.fr/production-scientifique/logiciels-scientifiques/espere>.

Enfin, la version 1.5 d'ESPERE a fait l'objet d'une note technique dans le journal international Groundwater (Lanini et al., 2015). A ce jour, la liste de diffusion d'ESPERE concerne 26 hydrogéologues du BRGM ainsi qu'une quinzaine d'utilisateurs hors BRGM (dont 9 hors France).

3. Evaluation de la recharge dans différents contextes hydrogéologiques et climatiques

L'outil ESPERE développé pour les besoins spécifiques de ce projet regroupe ainsi plusieurs méthodes permettant d'estimer la recharge aux pas de temps journalier, mensuel et annuel. Des exercices d'évaluation de la recharge pour différents aquifères, considérés comme bien connus, ont été conduits de manière à expertiser les performances de la méthode d'évaluation de la recharge proposée par l'outil ESPERE. L'expertise est réalisée en comparant les résultats des différentes méthodes entre elles, mais aussi en les confrontant à des estimations réalisées dans le cadre des études spécifiques réalisées sur ces aquifères (généralement par modélisation). Les flux de recharge simulés dans le cadre des travaux de modélisation du schéma de surface SURFEX (Masson et al., 2013) développé par Météo France sur une grille de 8x8 km à l'échelle de la France et d'autres travaux en cours comme ceux d'IRSTEA avec le modèle J2000 appliqué au bassin du Rhône, sont également intégrés à la comparaison. Le fait que ces simulations couvrent l'ensemble du territoire du bassin du Rhône permet une caractérisation homogène de l'infiltration vers tous les aquifères testés, même s'ils n'ont pas été réalisés pour simuler la recharge mais plutôt les écoulements de surface. Lorsqu'aucune modélisation de référence n'est disponible sur l'aquifère étudié, le modèle conceptuel GARDENIA a été appliqué pour avoir un élément de comparaison.

9 bassins différents ont été étudiés, choisis pour tenter de représenter la diversité des contextes hydrogéologiques et météorologiques du bassin Rhône-Méditerranée et Corse. Il s'agit des systèmes karstiques des sources de la Loue et du Lison (25), de la source des Gillardes (38), de Fontaine de Vaucluse (84) et de la source du Lez (34), des formations de socle granitique du bassin du Taravo (Corse), des alluvions anciennes de la Vistrenque (30) et de Dijon-sud (21) et des formations molassiques du Bas-Dauphine sur le bassin versant de la Galaure (26). Les données météorologiques (précipitation, température et ETP) utilisées sont issues de la base de données SAFRAN (Vidal et al., 2010) de Météo France, disponibles sur une grille de 8x8 km sur l'ensemble de la France et pour la période 1950-2014. Les données de débit sont issues de la Banque Hydro et celles de piézométrie sont issues de la Banque ADES. Le détail des calculs et les résultats sont présentés dans ce qui suit, en reprenant la présentation des résultats sur les systèmes karstiques de Caballero et al., 2015, pour faciliter la compréhension des conclusions présentées au § 1.

3.1. LES SYSTEMES KARSTIQUES DES SOURCES DE LA LOUE ET DU LISON

3.1.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique

Les deux plus importants systèmes karstiques du Jura sont situés en tête de bassin de la Loue et de son affluent le Lison. Ils sont drainés par les deux sources de la Loue et du Lison (Illustration 7) au débit considérable (module d'environ 10 m³/s) au cœur des reculées de la Loue et du Lison.

Le Plateau de Levier constitue la zone de recharge de ces deux systèmes. C'est un plateau très vaste d'une altitude comprise entre 650 et 850 m NGF marqué par une géologie tabulaire. Ce paysage monotone cache un réseau karstique très développé qui absorbe toutes les eaux de ruissellement des cours d'eau secondaires (Ruisseau de Château Renaud sur l'impluvium du Lison par exemple). En bordure est, le Plateau est bordé par la vallée du Doubs dont une partie des débits se ré-infiltre au profit des sources de la Loue.



Illustration 7 : Source de la Loue (à gauche) et du Lison (à droite) - clichés Brgm.

Bien que ces deux sources soient instrumentées pour des mesures de débit depuis plusieurs décennies par la DREAL, la configuration complexe de leurs exutoires qui comprend différentes arrivées d'eau a nécessité une analyse critique des données de la Banque Hydro et un travail de reconstitution des débits (Charlier et al, 2014).

3.1.2. Le système karstique de la Loue

a) Description des émergences et de l'instrumentation

Les sources de la Loue émergent des calcaires du Kimméridgien à Ouhans (Illustration 8). La source principale appelée « **Loue vasque** » jaillit d'un porche et est de loin l'émergence qui

apporte le plus fort débit (Illustration 9). Elle est en partie turbinée par EDF, ce qui influence les variations du niveau d'eau à la station hydrométrique (DIREN, 1995). La métrologie est délicate à la vasque et pose des soucis récurrents de mesures des débits, ce qui ne permet pas d'utiliser à ce jour les chroniques fournies par la DREAL.

Une seconde arrivée d'eau dite « **Loue canal** » existe en contrebas. L'estimation des débits est très fiable grâce à un seuil bien contrôlé au sein du canal (Illustration 8).



Illustration 8 : Arrivées d'eau principales des sources de la Loue (Loue Vasque à gauche et Loue Canal à droite) - clichés Brgm.

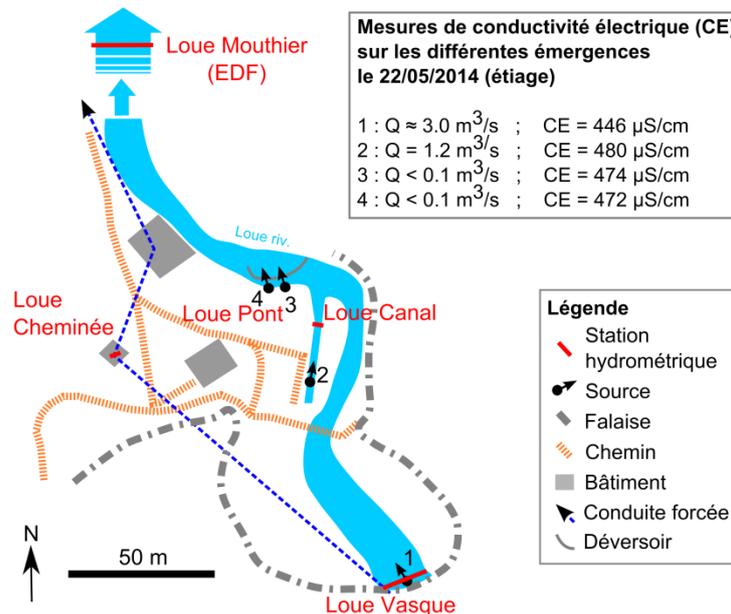


Illustration 9 : Localisation des arrivées d'eau au niveau des sources de la Loue et équipement hydrologique sur les principales arrivées d'eau de Loue vasque et Loue canal, et du point intégrateur de la Loue à l'usine EDF de Mouthier (d'après (Charlier et al, 2014)).

Deux autres arrivées d'eau mineures sont observables en aval, au Pont : « **Loue Pont** ».

Enfin, des mesures de débit sur la Loue sont réalisées par EDF au niveau de l'usine de Mouthier à partir du turbiné et du déversé, au regard de l'évolution de la cote. Compte tenu du faible volume de la retenue, la valeur calculée de la **Loue à Mouthier** est a priori représentative

du débit des sources additionné des apports latéraux avec notamment les deux sources du Pontet et du Moulin Miguet.

b) L'impluvium de la Loue à Mouthier

Le système des sources de la Loue est un système binaire comprenant une part de recharge dite diffuse sur un impluvium délimité sur une surface de 196 km² et une part de recharge localisée issue de l'infiltration des eaux du Doubs au sein d'une zone de pertes située entre Cluse-et-Mijoux et Ville-du-Pont (Illustration 10).

La Loue à l'usine EDF de Mouthier draine les sources de la Loue et les deux sources du Pontet et du Moulin Miguet, dont l'impluvium est estimé à 51,6 km² (Illustration 10). L'impluvium total de la Loue à Mouthier, hors pertes du Doubs, est de 247,6 km².

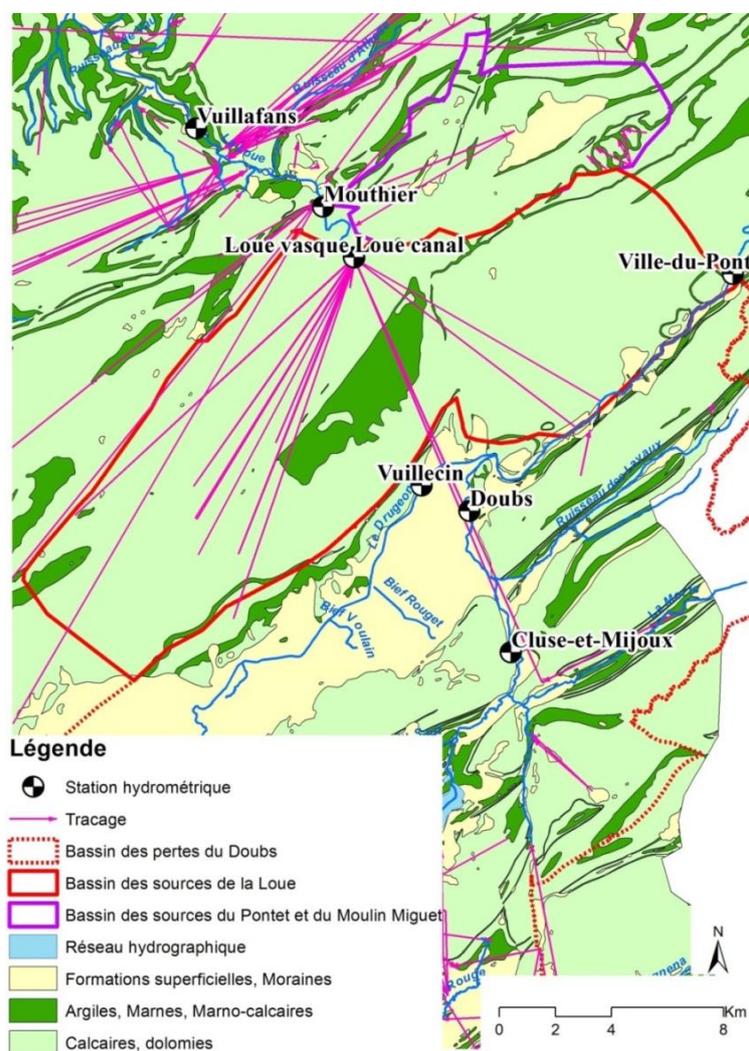


Illustration 10 : Impluviums des sources de la Loue et de la Loue à Mouthier (d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©)

c) Données disponibles

Sur un exemple d'hydrogramme (Illustration 11) pour la période de février à juin 2006, les différentes données disponibles sont présentées :

- débit à Loue vasque (débits non validés donnés à titre indicatif) ;
- débit à Loue canal ;
- débit à Loue Mouthier ;
- débit des pertes du Doubs calculé (voir (Charlier et al, 2014) pour les hypothèses de calcul).

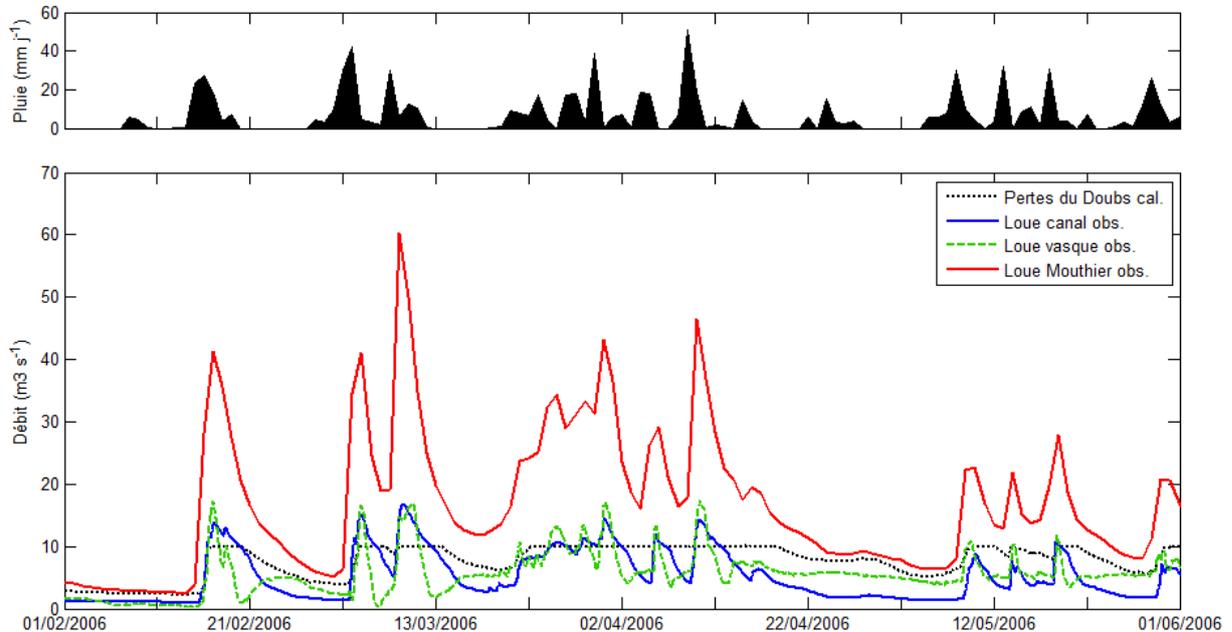


Illustration 11 : Hydrogrammes des stations des sources de la Loue ; l'hydrogramme des pertes du Doubs correspond à la simulation proposée par (Charlier et al, 2014).

On observe :

- l'importance des pertes du Doubs (estimées à partir des débits mesurés sur 4 stations hydrométriques sur le Doubs) comparée aux écoulements aux sources. En étiage le débit des pertes correspond plus ou moins au débit total d'étiage des sources. En crues, il correspond à entre 1/3 et 1/6 des débits de pointe ;
- l'incertitude sur la donnée Loue-vasque qui montre des variations drastiques des débits (assèchements sur la chronique qui ne sont pas réellement observés) ;
- des débits journaliers de la Loue à Mouthier - qui est le point le plus intégrateur des sources - très bien corrélés aux débits horaires à Loue canal.

3.1.3. Le système karstique du Lison

a) Description des émergences et de l'instrumentation

La **source du Lison** jaillit des calcaires du Jurassique moyen au niveau du faisceau salinois à Nans-sous-Saint-Anne. La source principale forme une vasque au cœur de la reculée (Illustration 12). La station de jaugeage est localisée directement à la vasque (Illustration 13) et fournit une chronique historique depuis la fin des années 1970.



Illustration 12 : Source du Lison (vasque instrumentée) et grotte Sarrazine à sec – clichés Brgm

A 300 m au nord-est, la **grotte Sarrazine** (Illustration 13) est une résurgence intermittente qui est un trop-plein du système karstique. Cette arrivée d'eau a été instrumentée en amont de sa confluence avec le Lison uniquement durant quelques années fin 1970-début 1980 lors de la thèse de (Tissot and Tresse, 1978).

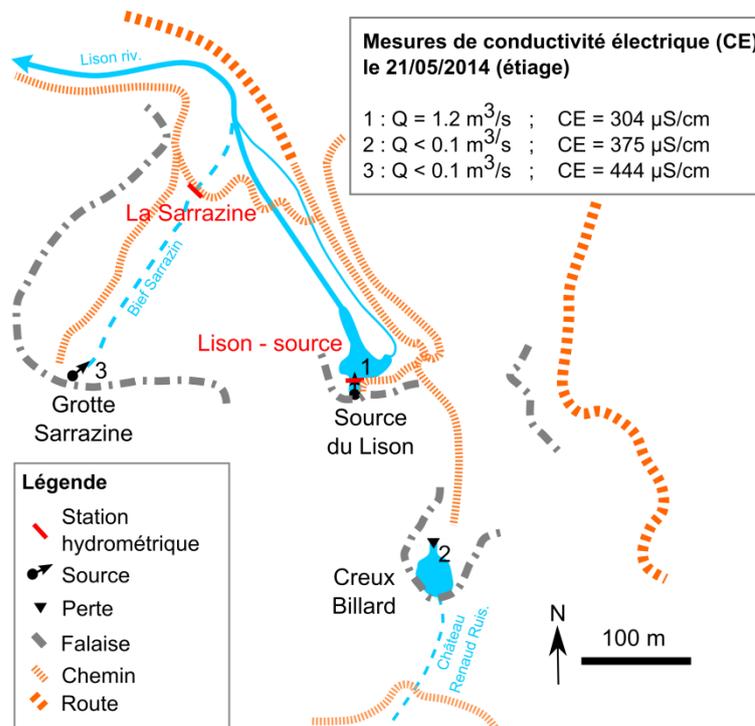


Illustration 13 : Résurgence du Lison et instrumentation.

b) L'impluvium de la source

L'impluvium de 138 km² se situe sur le faisceau salinois et le Plateau de Levier qui est morcelé en compartiments orientés nord-est sud-ouest et au sein desquels les circulations souterraines coïncident avec les points bas structuraux (Tissot and Tresse, 1978; Chauve et al, 1986).

Il se caractérise par une forte proportion de formations marneuses, notamment de l'Oxfordien (Illustration 14), qui favorisent le développement d'un réseau de surface, ce qui est rare sur les plateaux jurassiens. Deux bassins fermés collectent les ruisseaux du Muy et de la Reculée pour

- l'importance des débits du trop-plein de la grotte Sarrazine dont les débits de pointe représentent près de la moitié des débits à la source principale, soit 1/3 des débits totaux instantanés du karst du Lison.

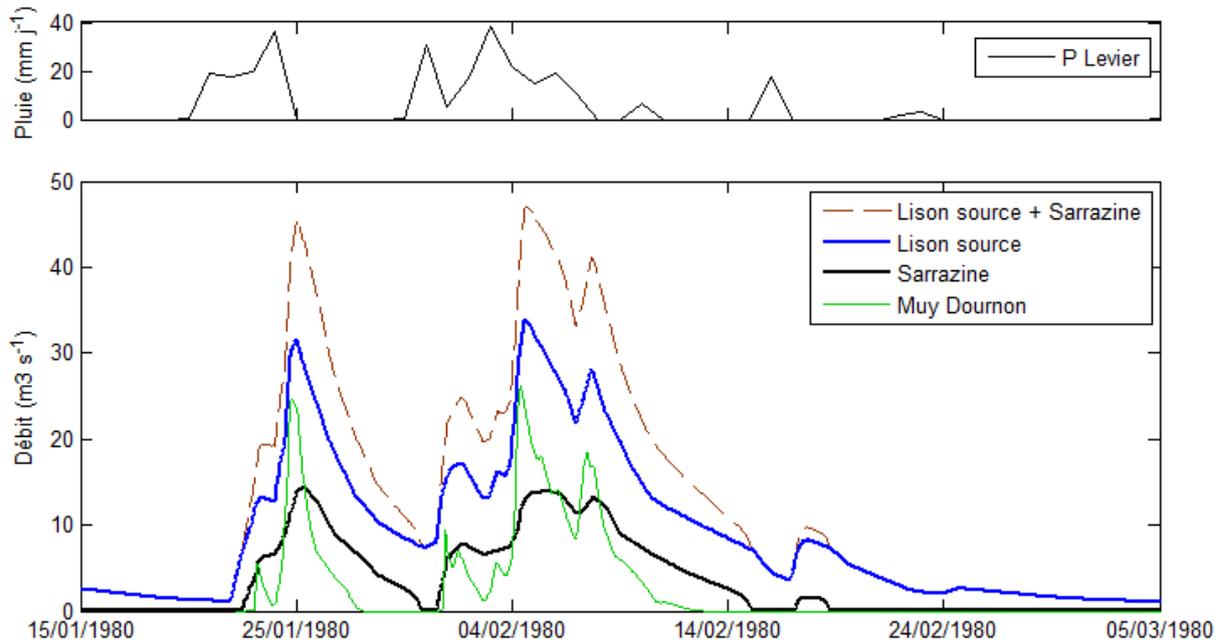


Illustration 15 : Hydrogrammes des stations du karst du Lison

Les données disponibles actuellement sont :

- les débits à la source du Lison (données DREAL) ;
- une reconstitution des débits de la Sarrazine à partir des données de débit du Lison sur la base d'une relation à hystérésis Q_{Lison} vs. $Q_{Sarrazine}$ calée sur les données de 1979 et 1980 (voir (Charlier et al, 2014) pour le détail de la méthode).

3.1.4. Modélisation des systèmes karstiques de la Loue et du Lison

d) Modélisation Pluie-Débit de la Loue à Mouthier

Un travail de modélisation a été réalisé sur ces deux systèmes karstiques, dans le cadre d'une convention entre le Brgm et le SCHAPI (Charlier et al, 2014). La structure du modèle à réservoirs construit est basée sur le schéma conceptuel du karst des sources de la Loue qui comprend une part de recharge diffuse sur le Plateau de Levier et une part de recharge localisée depuis les pertes du Doubs. Ce modèle ne différencie pas les différentes arrivées d'eau des sources de la Loue avec celles du Pontet et du Moulin Miguet. Leur contribution est mineure (sans être négligeable) car leur bassin d'alimentation représente 20% du bassin hydrogéologique de la Loue à Mouthier. Cependant, sans instrumentation sur ces sources secondaires, il n'est pas possible de déconvoluer l'hydrogramme de la Loue à Mouthier, ce qui justifie l'approche globale à ce stade.

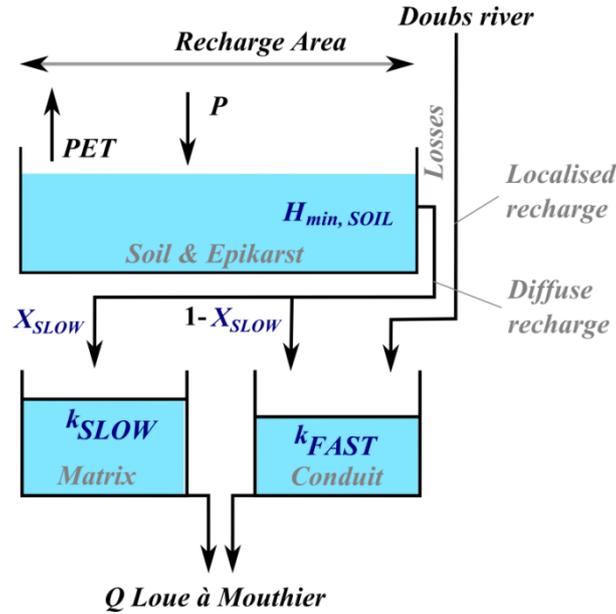


Illustration 16 : Modèle conceptuel du karst des sources de la Loue à Ouhans

Un exemple de simulation est donné sur l'illustration 17, suite à un calage sur les données 1993-1995. Globalement, on obtient de relativement bonnes performances du modèle (coefficient de Nash calculé sur la racine carrée des débits égal à 0,74, valeur optimale égale à 1). Les pics de débit apparaissent quelque peu sous-estimés, ce qui nous oriente vers un léger déficit des flux de recharge localisée. Ce déficit peut être lié 1) à la chronique de pertes du Doubs utilisée, qui potentiellement sous-estime de plusieurs m³/s le débit instantané des pertes ; 2) à une sous-estimation du bassin hydrogéologique drainé ; 3) aux perturbations du régime hydrologique lié à la fonte des neiges.

Il est intéressant de noter que le modèle simule une participation non négligeable des écoulements rapides du réservoir Conduit (FAST, en vert sur l'illustration 17) au soutien des débits d'étiage (par exemple à l'étiage 08/1999). Ceci est dû à la contribution de la chronique des pertes du Doubs qui constituent environ 1/3 du débit de base de la Loue à Mouthier.

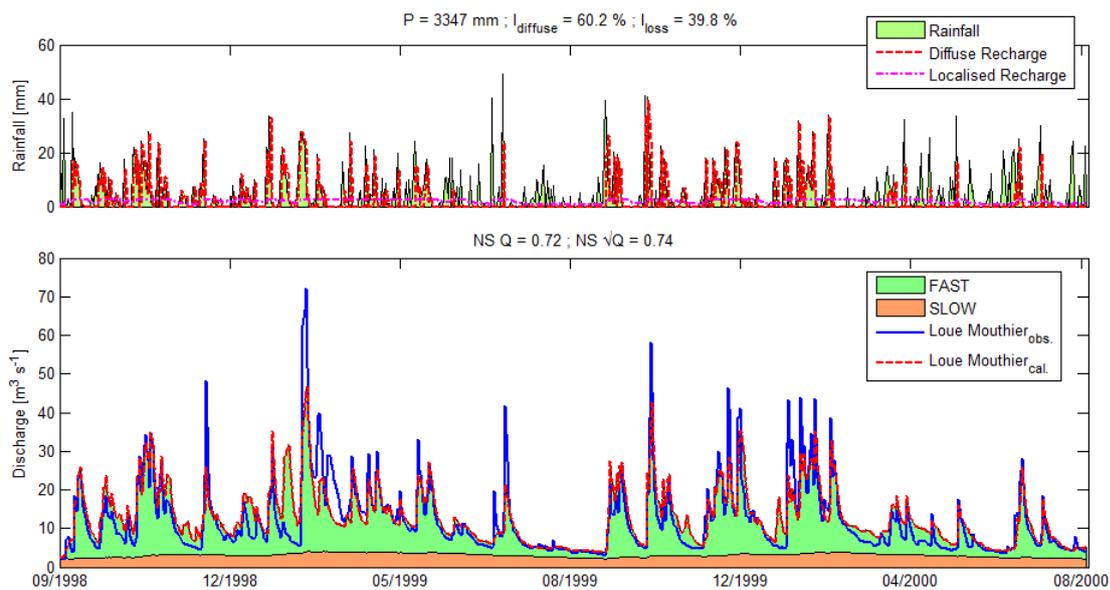


Illustration 17 : Calage du modèle sur la Loue à Mouthier sur la période 09/1998-08/2000.

e) Modélisation Pluie-Débit du Lison à Nans-sous-Sainte-Anne

Pour simuler les débits à l'exutoire du système du Lison-Sarrazine, un modèle à réservoir a été développé sur la base du schéma de fonctionnement d'un karst binaire avec trop-plein (Illustration 18).

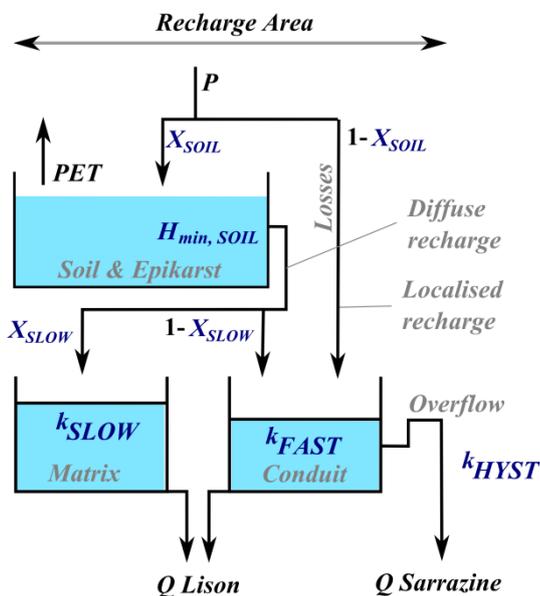


Illustration 18 : Modèle conceptuel de la source du Lison et de la Sarrazine

Le schéma conceptuel proposé considère une zone de recharge (Illustration 14) dont la superficie serait de 138 km² et qu'elle se fait de manière à la fois diffuse et localisée. La part de la pluie qui alimente la recharge diffuse à travers l'épikarst est partagée en 2 composantes : une composante rapide drainée par le réseau de conduits au Lison et à la Sarrazine et une composante lente illustrant le rôle du massif fissuré connecté au réseau.

La recharge localisée via les pertes de Dournon ou du Creux Billard notamment, est directement drainée par le réseau de conduits. Comme la Sarrazine est un trop-plein du Lison qui ne fonctionne qu'en crue, le modèle considère que son débit était principalement contrôlé par les variations du débit au Lison à partir des écoulements rapides comme le montrent la relation $Q_{Sarrazine}$ vs. Q_{Lison} (Illustration 15).

Un exemple de simulation est donné sur l'illustration 19 (calage du modèle sur les données 1993-1995). De haut en bas sont présentées i) les données d'entrée (la pluie et recharge localisée exprimée en mm par rapport à la surface du bassin hydrogéologique) et la recharge diffuse calculée, ii) les débits simulés à la source du Lison, iii) et les débits simulés à la Sarrazine. Le calage du modèle sur la source du Lison donne de bons résultats (coefficient de Nash calculé sur la racine carrée des débits égal à 0,86, valeur optimale égale à 1). L'allure des pics, comme celle des étiages sont bien reproduites. Concernant la Sarrazine, les débits simulés au pas de temps journalier montrent une bonne cohérence avec la chronique reconstituée au pas de temps horaire.

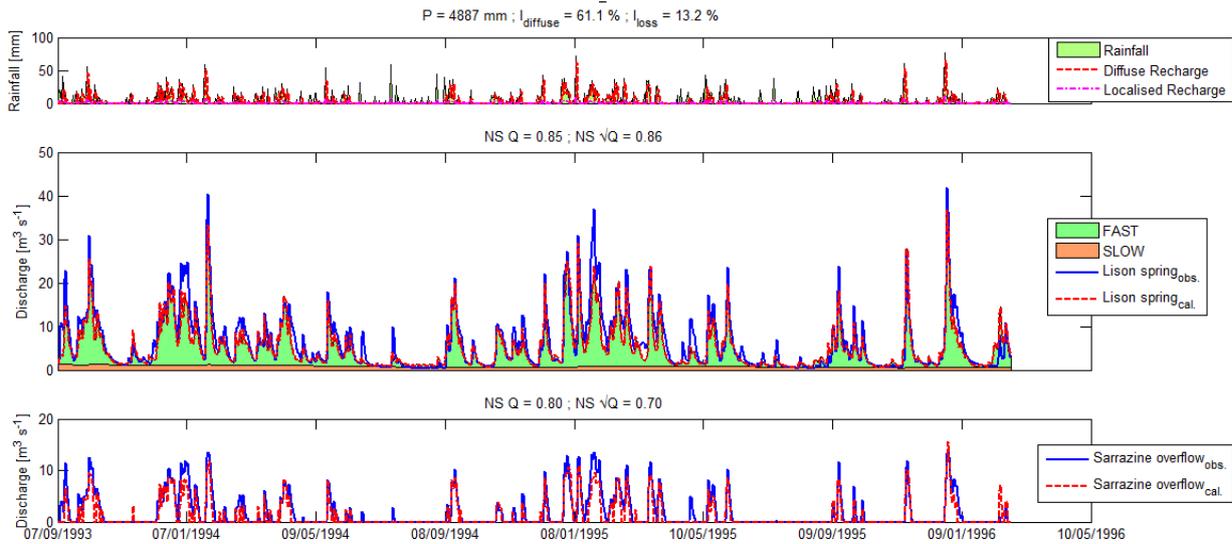


Illustration 19 : Calage du modèle du karst du Lison sur la période 09/1993-05/1996.

3.1.5. Estimation de la recharge

Données climatiques et paramétrage

Pour mettre en œuvre les calculs de recharge sur les systèmes karstiques des sources de la Loue et du Lison, on utilise les données journalières climatiques de SAFRAN. L'application de cette grille de données sur leurs impluviums respectifs, permet de repérer les numéros des mailles SAFRAN concernées (Illustration 20). Les moyennes pondérées (par la fraction de l'impluvium dans chaque maille) des précipitations et de l'ETP sont fournies en entrée aux calculs dans ESPERE et au modèle localement appliqué (cf. 3.1.4).

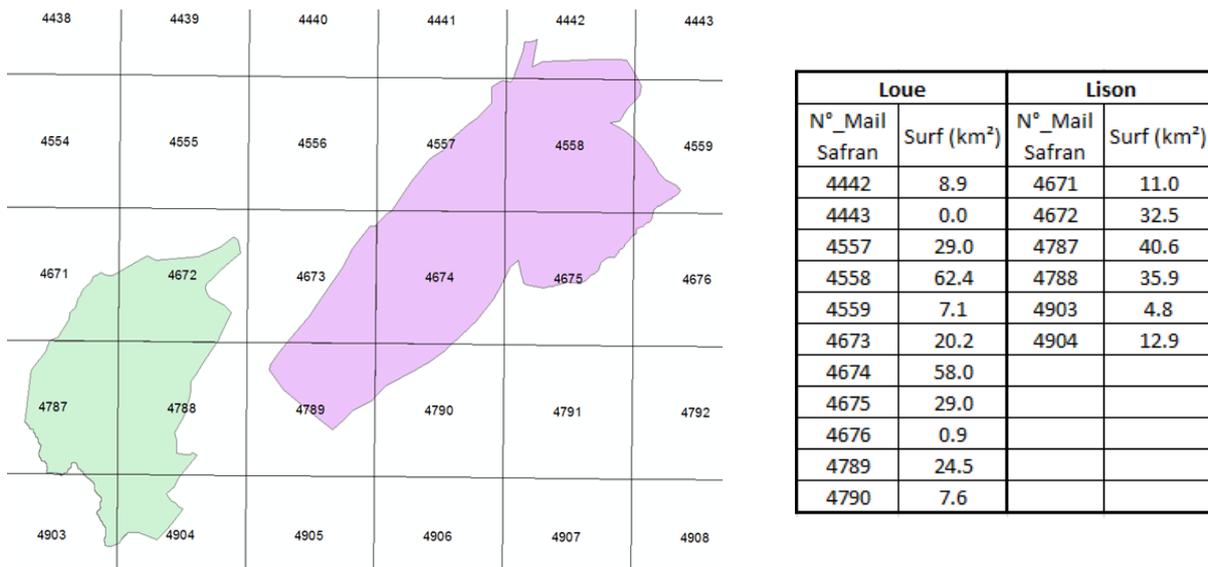


Illustration 20 : Impluvium des systèmes karstiques de la Loue (droite) et du Lison (gauche) et mailles SAFRAN.

Pour réaliser les simulations d'estimation de la recharge avec ESPERE sur le système karstique de la Loue, nous avons fixé les valeurs pour les paramètres rentrant en compte dans les calculs (Illustration 21):

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	247.6	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Coefficient d'infiltration de la pluie efficace		78%	Pour transformer les pluies efficaces (méthodes de bilan et Turc) en recharge
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	30	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUmax)
Latitude	°	46.9	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman
Porosité efficace aquifère libre (Sy)			Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²	247.6	Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Relation empirique Pluie - Recharge			
a		-1	Par défaut, la méthode empirique de Guttman & Zuckerman est appliquée. Inutile de modifier les paramètres a et B.
B	mm	-1	
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}		0.8	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (complété d'après Eckardt, 2008) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle
k (constante de recession, comprise entre 0 et 1)		0.93	

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	137.7	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Coefficient d'infiltration de la pluie efficace		76%	Pour transformer les pluies efficaces (méthodes de bilan et Turc) en recharge
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	30	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUmax)
Latitude	°	46.9	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman
Porosité efficace aquifère libre (Sy)			Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²	137.7	Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Relation empirique Pluie - Recharge			
a		-1	Par défaut, la méthode empirique de Guttman & Zuckerman est appliquée. Inutile de modifier les paramètres a et B.
B	mm	-1	
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}		0.8	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (complété d'après Eckardt, 2008) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle
k (constante de recession, comprise entre 0 et 1)		0.86	

Illustration 21 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge des systèmes de la Loue (haut) et du Lison (bas) dans ESPERE.

Les paramètres ont été qualifiés de la manière suivante :

- d'après l'état des connaissances existantes (notamment grâce aux traçages), il n'y a pas lieu de considérer de différence entre leur impluvium et leur bassin hydrogéologique ;
- nous ne disposons pas d'information nous permettant de définir la valeur du coefficient d'infiltration à partir de la littérature. Nous utiliserons donc la valeur obtenue par le calcul basé sur la simulation de SURFEX (78% pour la Loue et 76% pour le Lison) ;
- n'ayant pas encore accès à la donnée INRA à ce jour (démarche en cours) nous avons fixé la valeur du stock maximal d'eau dans le sol à 30 mm, par analogie avec d'autres systèmes karstiques proches ;
- n'ayant pas de chronique piézométrique disponible, il n'est pas nécessaire de définir de porosité efficace ;
- les débits étant considérés comme équivalents au débit des sources des systèmes karstiques drainés, on pourrait considérer qu'il n'y a pas de contribution du ruissellement superficiel au

débit. Cependant, dans le cas particulier des systèmes karstiques, une part non-négligeable du ruissellement peut se ré-infiltrer au travers de pertes et s'écouler vers la source. En conséquence, les méthodes de filtrage des débits ont été appliquées aux chroniques observées pour ne pas considérer ces apports comme participant à la recharge directe au sens strict. Cette approche est nécessaire si l'on veut pouvoir comparer de manière rigoureuse les valeurs obtenues à l'aide des méthodes utilisant les débits à celles qui utilisent les données météorologiques, dont une partie est transformée en ruissellement à l'aide du coefficient d'infiltration de la pluie efficace. Le BFI_{max} a été fixé comme étant égal à 0,8 suivant les recommandations des auteurs de la méthode et la constante de récession a été calibrée. Pour éviter d'introduire un biais lié à l'utilisateur dans les comparaisons des résultats entre cas d'étude, ceci a été fait de manière automatique. Pour ce faire, l'outil développé par Posavec et al, (2010) a permis de caler une relation exponentielle en utilisant la technique de la Master Recession Curve (MRC, cf. 2.3.3). Le résultat de cette approximation exponentielle est visible sur l'illustration 22. La valeur attribuée à la constante de récession est donc calculée avec la relation $k = e^{(-0.073)} = 0,93$ pour la Loue et $k = e^{(-0.15)} = 0,86$ pour le Lison.

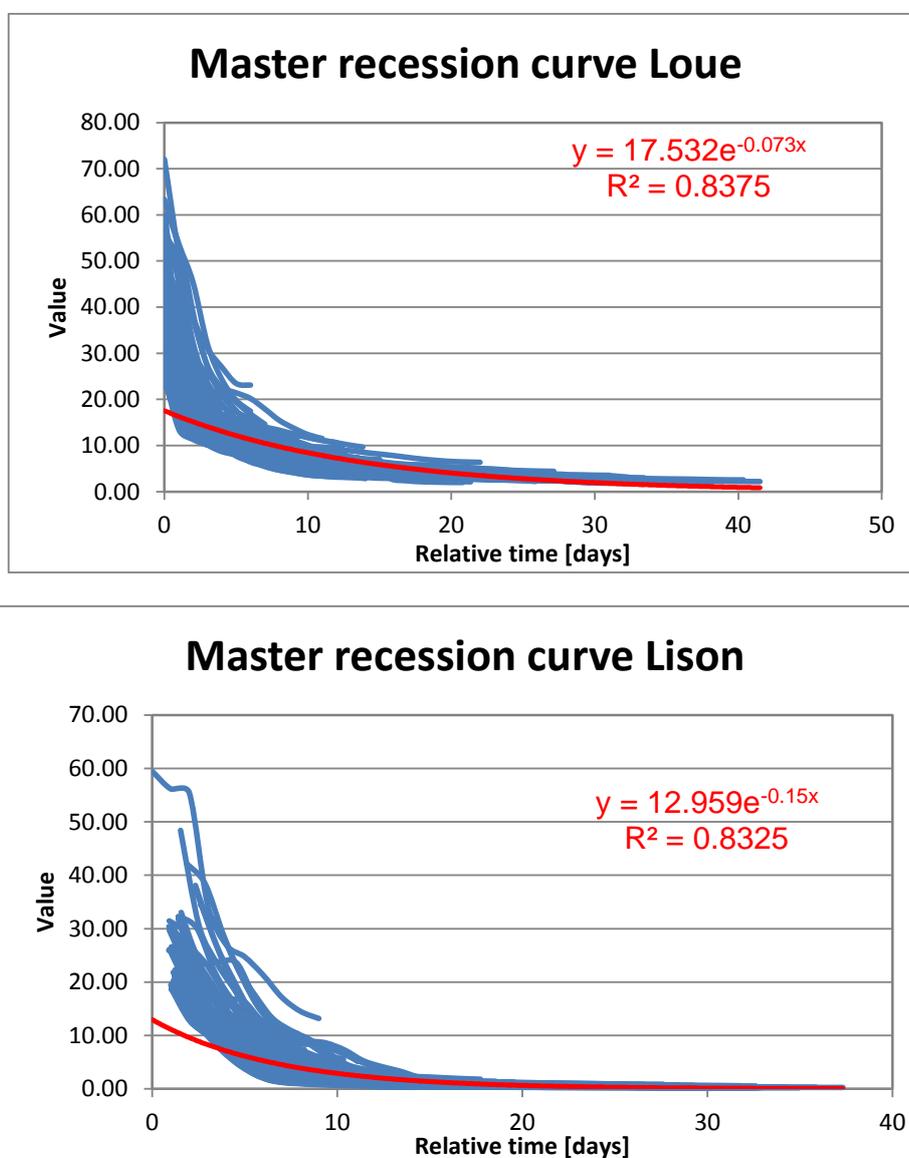


Illustration 22 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la Loue et du Lison par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k .

Estimation de la pluie efficace

Les méthodes permettant le calcul de la pluie efficace fournissent les résultats présentés sur l'illustration 23.

Sur la période considérée, les pluies efficaces simulées fluctuent grossièrement entre 400 mm et 1600 mm pour la Loue et entre 400 mm et 1400 mm pour le Lison, toutes méthodes confondues. Pour la Loue, les valeurs maximales sont celles obtenues à l'aide de la modélisation à réservoirs. Globalement, on obtient des valeurs similaires pour les deux aquifères avec les méthodes de bilan et SURFEX. Ceci est relativement logique dans la mesure où les paramètres utilisés pour les méthodes de bilan sont similaires et que les deux systèmes drainent le même plateau.

Les méthodes de bilan (Thornthwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) présentent des valeurs qui sont comprises entre celles calculées par les modèles à réservoirs et SURFEX pour la Loue. Pour le Lison, les valeurs simulées par le modèle Charlier sont particulièrement plus faibles que pour les autres méthodes. Il convient de se rappeler que le modèle Charlier intègre les pertes du Doubs pour la simulation de débits de la source de la Loue et qu'il considère une infiltration directe des précipitations, localisée au niveau des pertes, pour la simulation des débits de la source du Lison.

Parmi ces méthodes, Dingman-Penman et Dingman-Hamon fournissent des valeurs légèrement plus importantes de pluie efficace que Thornthwaite. Cela est dû à l'approche conceptuelle de la méthode de Dingman qui permet de générer un écoulement même en cas d'absence de précipitation (cf. §2.3.1 dans Caballero et al., 2015). Par contre, il apparaît que l'effet de la prise en compte de la neige, ainsi que le calcul de l'ETP avec la formule de Hamon donnent des cumuls annuels de pluie efficace plus importants. Ce point est discuté au §5.5.1 dans Caballero et al., 2015.

L'ensemble des méthodes fournissent des pluies efficaces dont l'écart moyen (valeur moyenne des écarts absolus de chaque méthode à la valeur moyenne des pluies efficaces pour les méthodes considérées) est de l'ordre de 80 mm pour la Loue et de 75 mm pour le Lison.

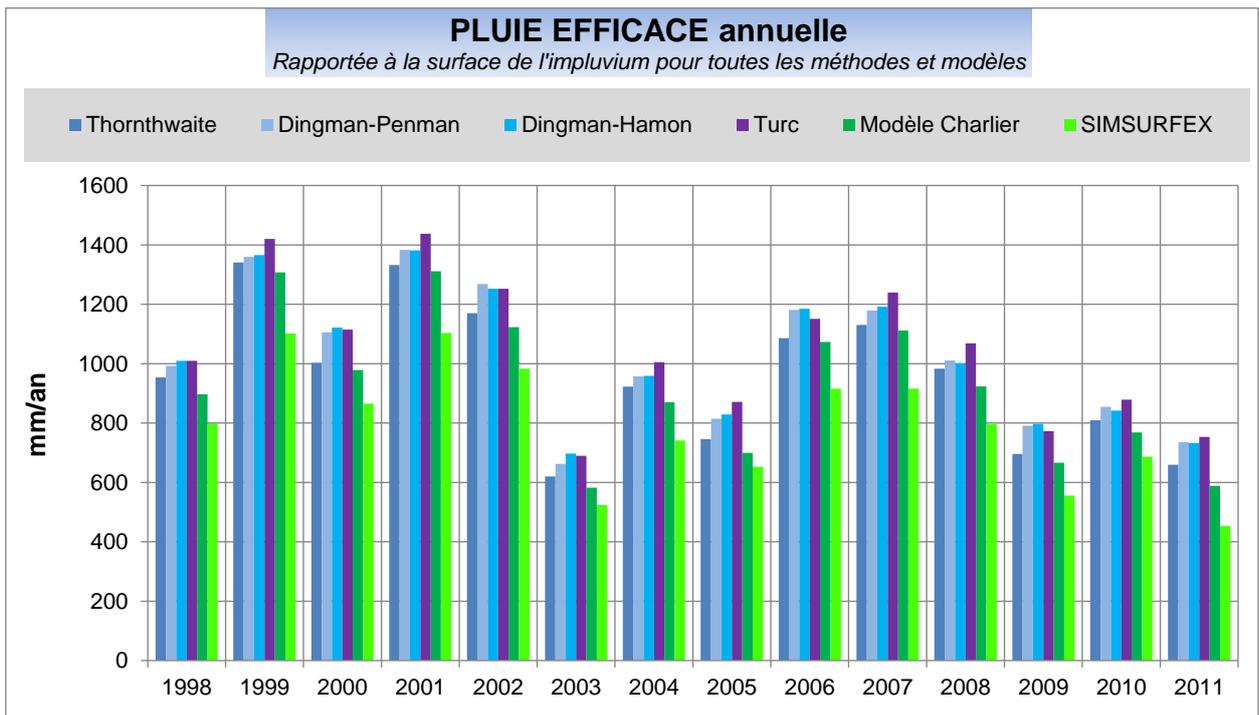
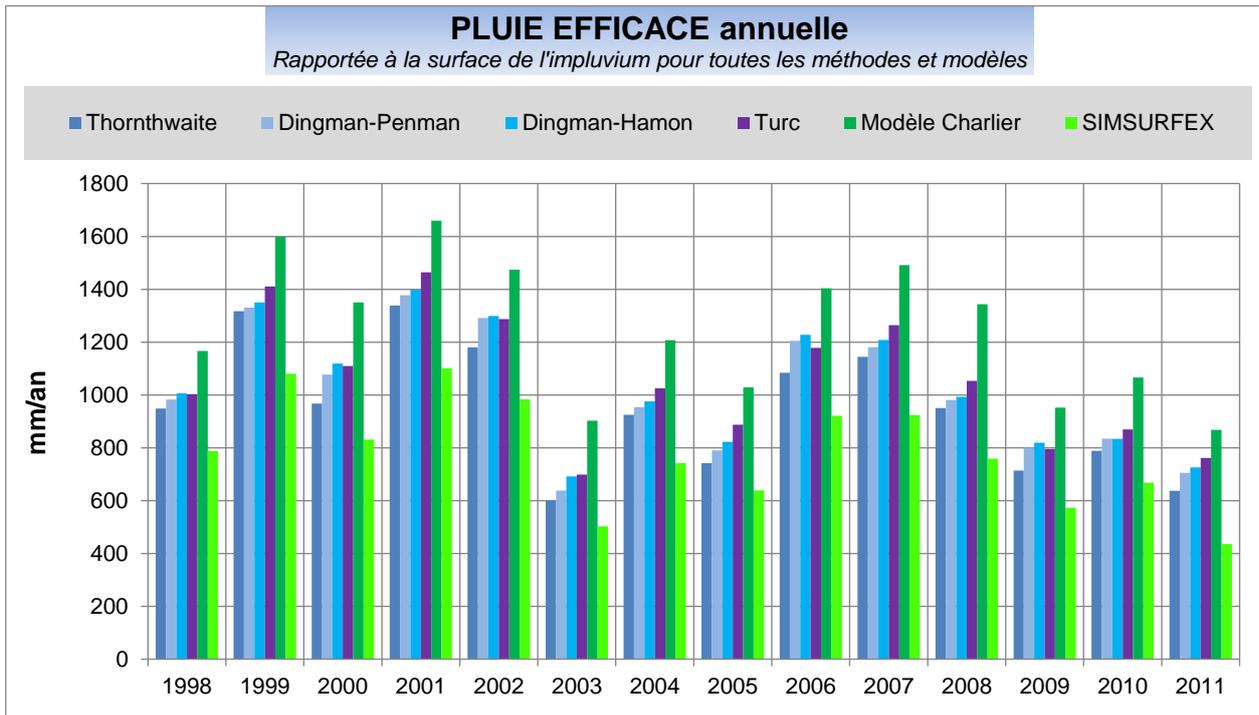


Illustration 23 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour la source de la Loue (haut) et du Lison (bas).

Estimation de la recharge

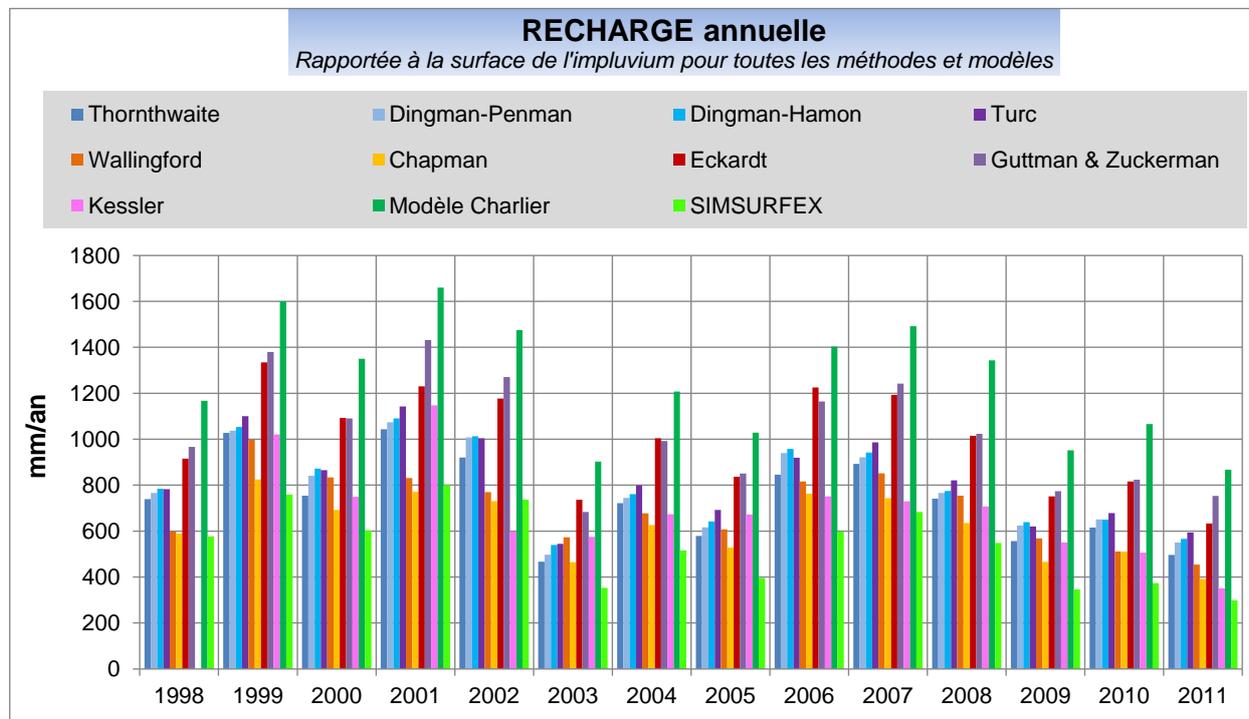
Les méthodes permettant le calcul de la recharge fournissent le résultat présenté sur l'illustration 24. Toutes méthodes confondues, la recharge fluctue grossièrement entre 300 mm et 1600 mm pour la Loue et entre 200 et 1400 mm pour le Lison. La différence de recharge

entre les deux systèmes s'explique probablement par l'apport des pertes du Doubs au système Loue. L'ensemble des méthodes fournit des recharges dont l'écart moyen (valeur moyenne des écarts absolus de chaque méthode à la valeur moyenne des recharges pour les méthodes considérées) est de l'ordre de 120 mm pour la Loue et de 150 mm pour le Lison.

Dans la mesure où les débits observés sont des débits de sources, on pourrait considérer qu'ils sont l'expression de la recharge du système. Cependant, dans les systèmes karstiques, une partie de ces écoulements résulte de l'infiltration d'écoulements de surface, via des pertes ou des fractures. Pour obtenir une valeur de recharge qui soit comparable à celles fournies par les méthodes de bilan (obtenues par l'application d'un coefficient d'infiltration de la pluie efficace), il a donc été choisi d'appliquer les méthodes de filtre aux débits des sources.

L'illustration 24 montre que les valeurs d'Eckhardt et de la formule empirique de Gutman, se situent au-dessus de l'ensemble des valeurs fournies par les autres méthodes. La valeur sensiblement plus élevée obtenue avec le modèle à réservoir est due au fait que celui-ci considère que l'ensemble de la pluie efficace recharge le système. Si cela est logique pour la Loue du fait de la non-prise en compte des captures du Doubs par les méthodes de bilan, ça l'est moins pour le Lison. Un test de calcul avec un stock maximal dans le sol de 10 mm seulement réalisé pour le Lison, n'engendre qu'une très faible augmentation de la pluie efficace. Cette situation pourrait donc s'expliquer par : 1) une sous-estimation des apports des précipitations neigeuses fournies par Safran (point déjà évoqué par (Charlier et al, 2014)) ; 2) une sous-estimation de la surface des bassins tels que délimités à ce jour sur la base des traçages, ou encore la sous-estimation des débits des pertes pour le cas particulier de la Loue.

Les filtres de Chapman et de Wallingford fournissent des valeurs qui semblent un peu sous-estimées par rapport à l'ensemble des autres (surtout sur le Lison pour Wallingford).



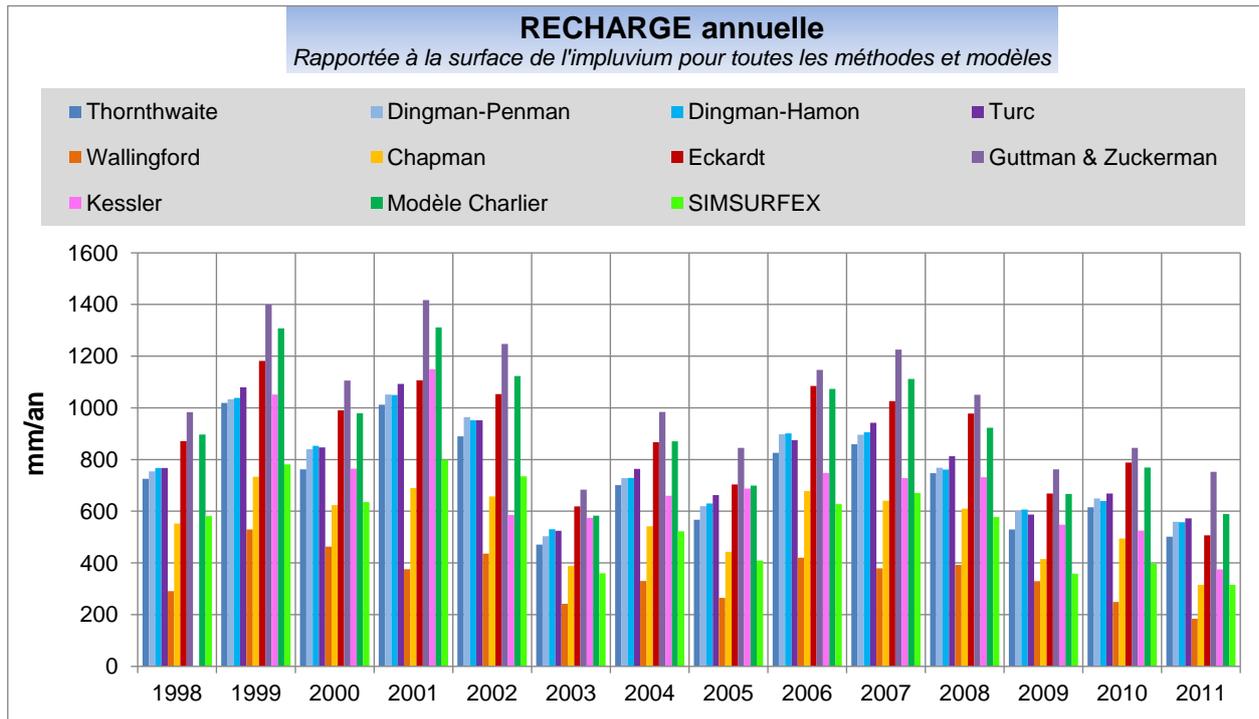


Illustration 24 : Recharges annuelles calculées avec ESPERE pour la Loue (haut) et du Lison (bas).

L'illustration 25 présente les valeurs moyennes de la recharge calculée avec toutes les méthodes disponibles au pas de temps mensuel. Bien que la recharge s'effectue essentiellement en automne jusqu'au printemps, elle n'est pas négligeable en été du fait d'une faible variabilité temporelle des précipitations au cours des cycles hydrologiques. Les valeurs obtenues à l'aide des méthodes de bilan sont inférieures à celles obtenues avec le filtre Eckhardt une bonne partie de l'année et en particulier en hiver et au printemps ce qui indique peut-être une mauvaise prise en compte de la fonte de neige même si aucun effet de stockage sur manteau neigeux n'est visible au début de l'hiver (qui serait susceptible de réduire les débits des sources). Ceci est probablement lié à l'apport des pertes du Doubs qui ne sont pas prises en compte dans les méthodes de bilan.

Pour le cas particulier du Lison, les valeurs obtenues avec Eckhardt au début du printemps montrent une dynamique qu'aucune des méthodes ni des modèles ne semble reproduire. Ceci pourrait être en lien avec une recharge par fonte nivale difficile à prendre en compte aussi bien pour les modèles utilisés que pour les autres méthodes.

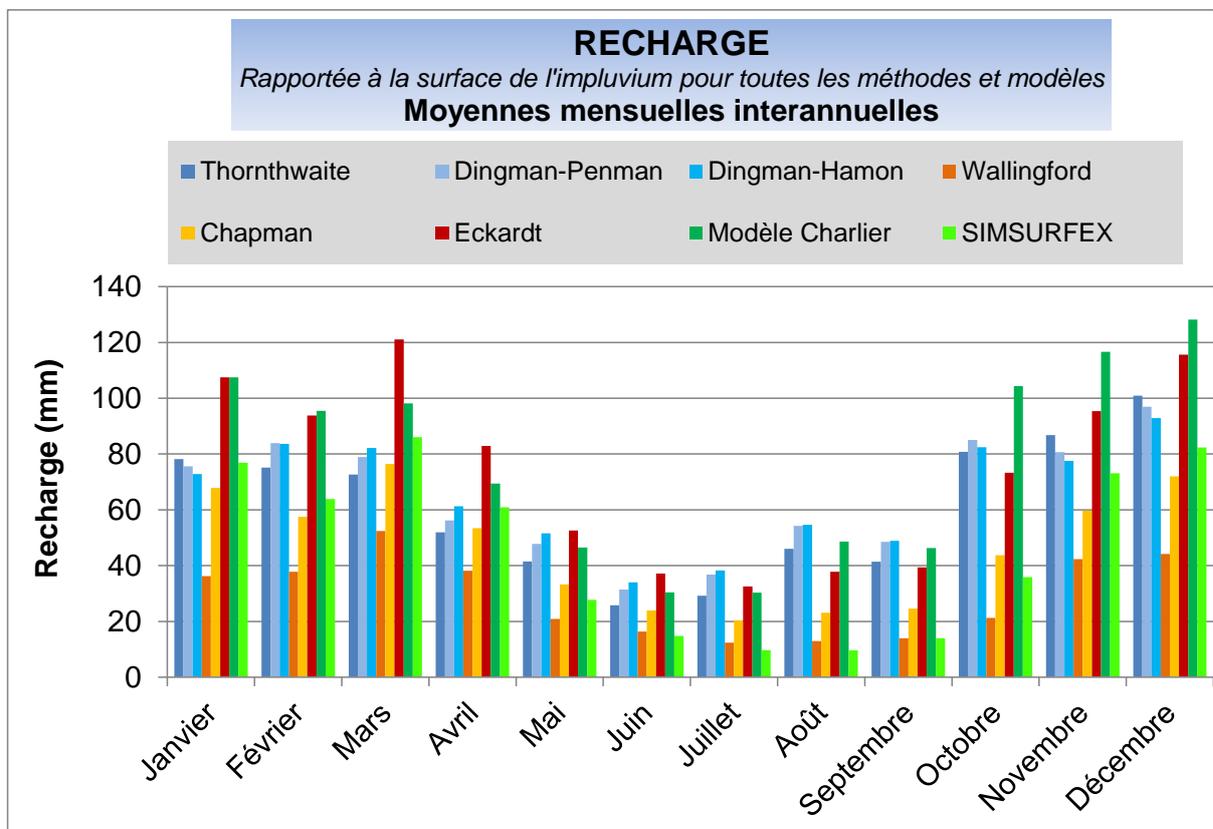
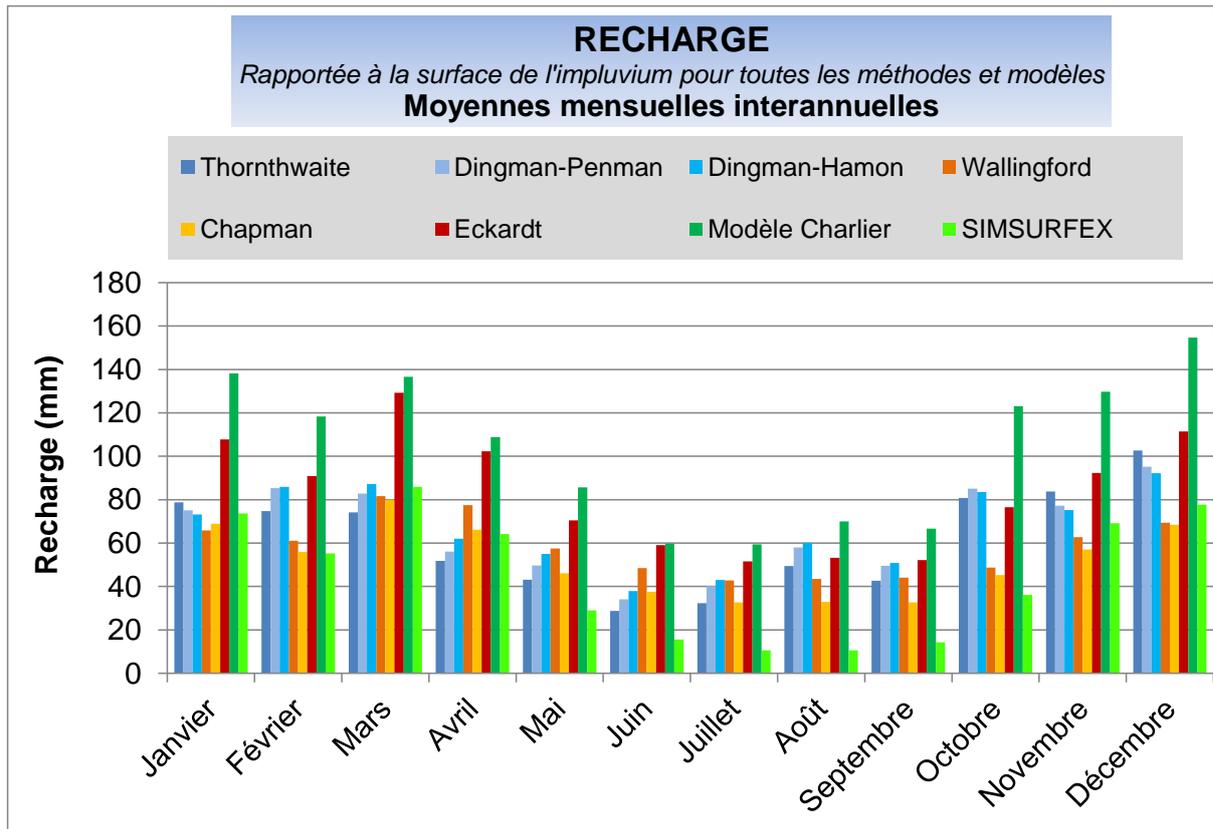


Illustration 25 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour la Loue (haut) et le Lison (bas) sur la période 1998-2011.

3.2. LE SYSTEME KARSTIQUE DES SOURCES DES GILLARDES

3.2.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique

L'ensemble de la description proposée dans cette section repose sur celle qui a été faite par (Lismonde et al, 2008).

Le massif du Devoluy, situé à la frontière entre le département des Hautes-Alpes et de l'Isère, se trouve à une dizaine de km au Nord-Ouest de Gap. Il a la forme d'une cuvette drainée du Sud vers le Nord par le cours d'eau de la Souloise (Illustration 26).

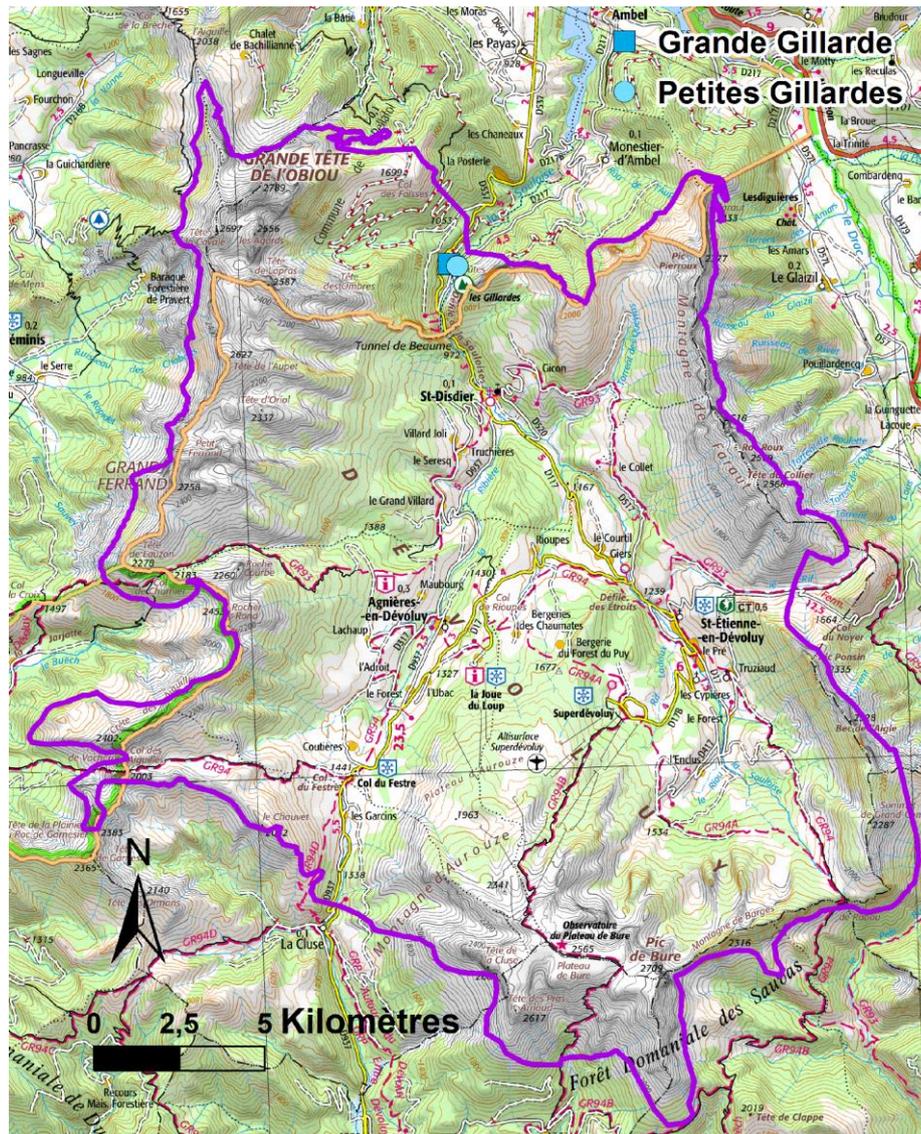


Illustration 26 : Bassin hydrogéologique de l'aquifère drainé par les sources des Gillardes en Devoluy.

Cette cuvette est formée par un grand synclinal affectant les formations calcaires du Sénonien, bordé à l'Est et au Sud par une barrière très redressée (Tête du Collier, 2568 m et pic de Bure, 2709 m) et à l'Ouest par une chaîne de hauts sommets (Grand Ferrand, Obiou, 2789 m, point culminant du Dévoluy). Les formations du Sénonien reposent sur des formations de calcaires et

marnes de l'Hauterivien. Le cœur du synclinal est recouvert par des calcaires nummulitiques, des marnes et des remplissages glaciaires imperméables (moraines de fond) tertiaires.

Un accident, constituant la partie nord du grand chevauchement de Digne, coupe le massif en deux suivant la direction Sud-Nord (Illustration 27). Il provoque le chevauchement du compartiment oriental, sur lequel coule la Souloise dans sa partie amont, sur l'occidental, siège des écoulements de la Souloise aval et de son principal affluent la Ribière. D'après Lismonde et al, (2008), le pendage des couches, contrôlé par le synclinal ramènerait les écoulements vers l'intérieur du bassin. Le caractère perméable des calcaires sénoniens favoriserait l'infiltration et l'écoulement de l'eau souterraine en son sein. Ces écoulements verticaux seraient ensuite bloqués par les formations marno-calcaires de l'Hauterivien sous-jacentes. Ces processus donnent lieu à des chenaux d'écoulement préférentiel, comme celui reconnu au Puits des Bans, qui est une galerie karstique plus ou moins verticale, de plus de 200 m de profondeur, noyée dans sa partie profonde.

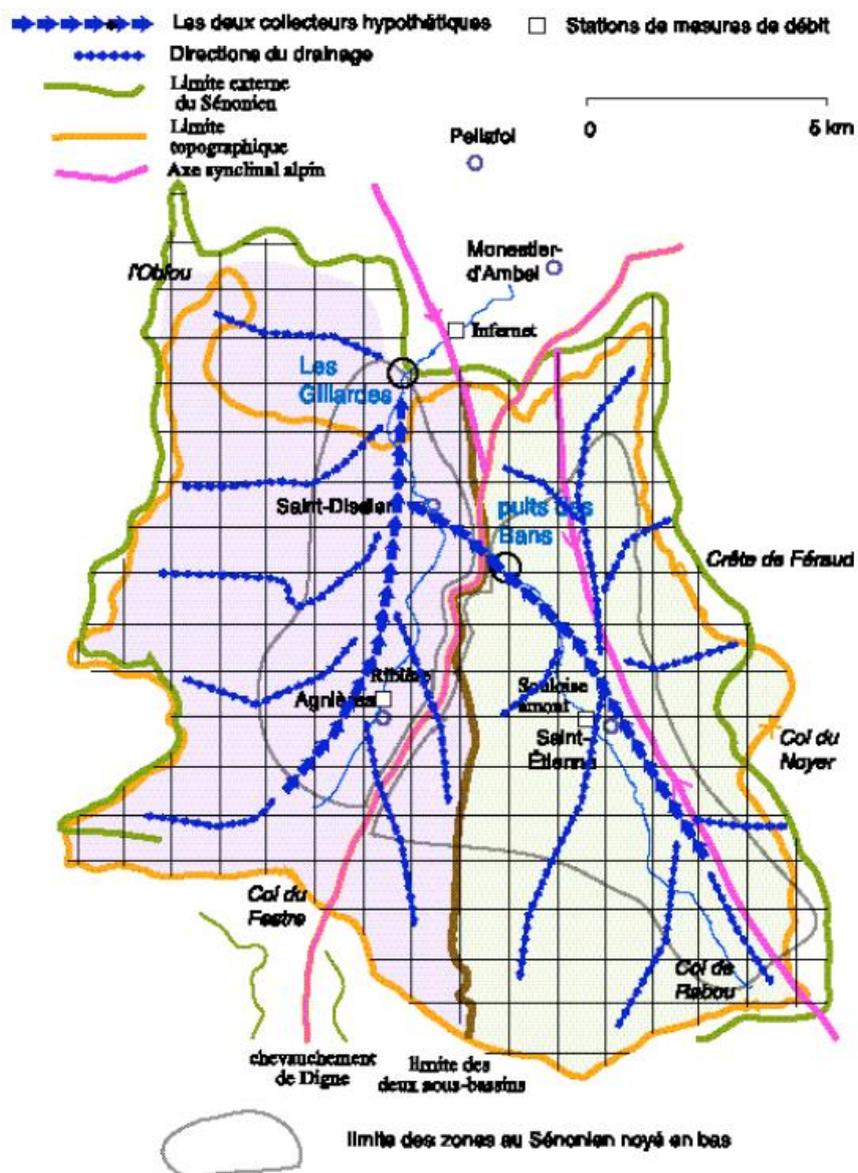


Illustration 27 : Schéma conceptuel des sous-bassins hydrologiques du système des Gillardes (Lismonde et al, 2008).

L'ensemble des écoulements souterrains sont ensuite drainés en direction du Nord pour émerger au niveau des sources des Petites et Grande Gillardes (ainsi dénommées en raison de leur importance, la grande Gillarde concentrant l'essentiel des écoulements souterrains, Illustration 28).

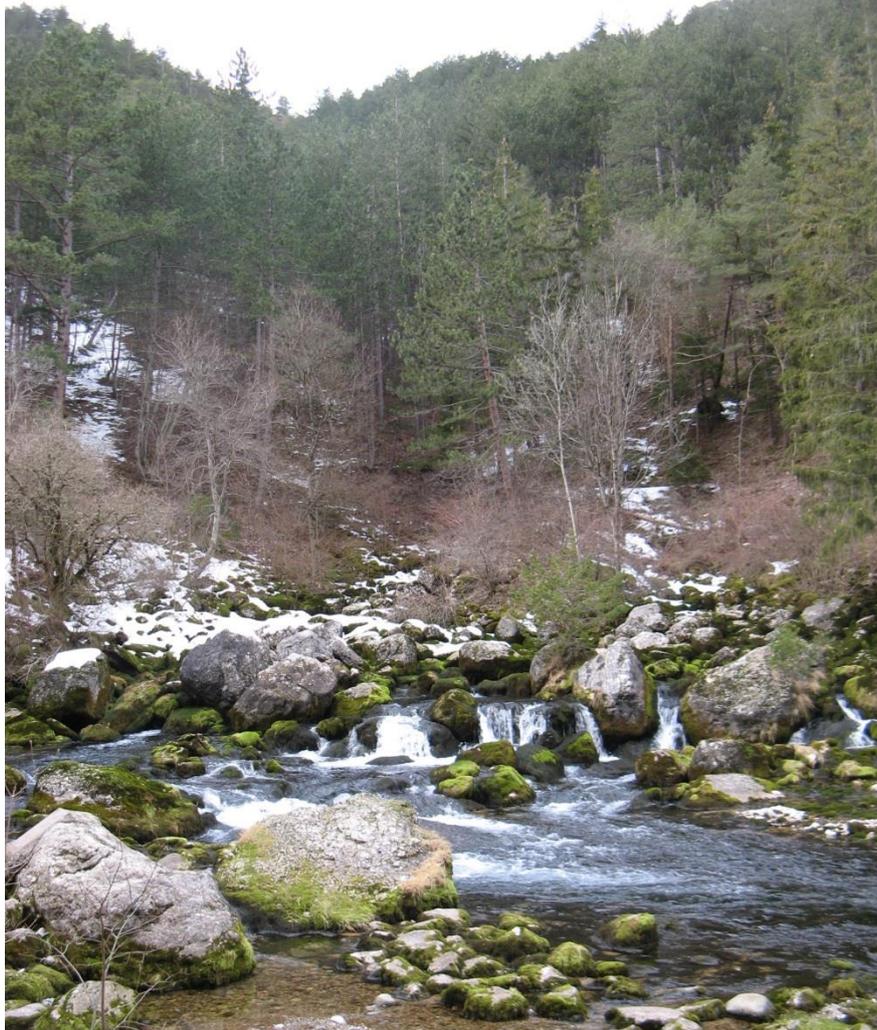


Illustration 28 : Vue de la source Grande Gillarde, qui se jette dans la Souloise, 50 m en contrebas.

Ces émergences alimentent de manière importante la Souloise qui sort alors du massif pour continuer son cours vers le Nord. Une station hydrométrique installée depuis 1969 par EDF, au lieu-dit de l'Infernet, permet d'en suivre les débits de manière continue. (Lismonde et al, 2008) considèrent que 80% des eaux de la Souloise à l'Infernet proviennent des sources des Gillardes (des mesures de conductivité électrique faites sur le terrain en février 2015 donnent un rapport de 75%). Le débit moyen de la Souloise à l'Infernet étant de l'ordre de 6 m³/s (calculé sur la base des données EDF de 1969 à 2013, Illustration 29), les sources des Gillardes apparaissent parmi les 5 sources les plus importantes au niveau national avec un débit moyen de l'ordre de 4,8 m³/s.

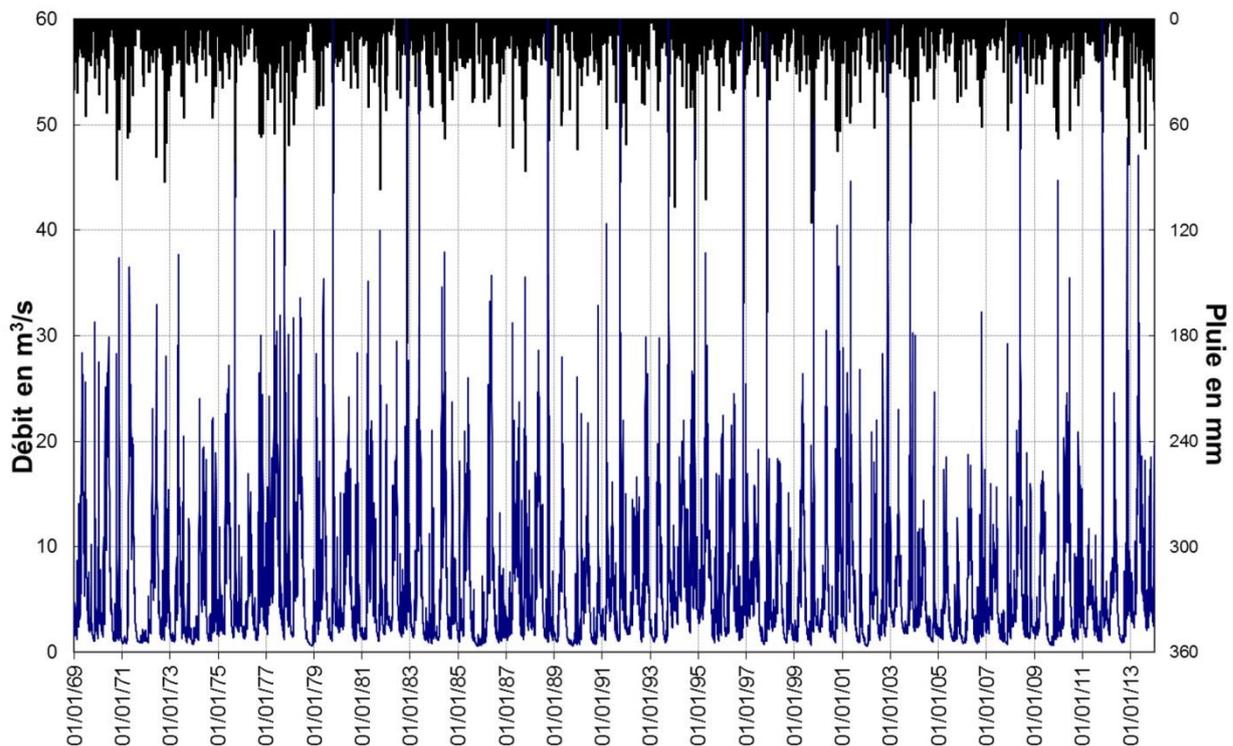


Illustration 29 : Chronique de débits de la Souloise et de la pluie, mesurés à la station EDF de l'Infernet (source : C. Perret – EDF-DTG).

Sur la base de la comparaison des débits de la Souloise à Saint-Etienne-en-Devoluy et de la Ribière, à ceux de la Souloise à l'Infernet, (Lismonde et al, 2008) considère que le coefficient d'infiltration sur le massif du Devoluy est de l'ordre de 75%. Ce coefficient est probablement plus important sur le secteur drainé par la Souloise amont (côté oriental du massif) que sur le secteur drainé par la Ribière (côté occidental du massif) puisque les débits de cette dernière représentent de l'ordre de 60% des débits de la Souloise malgré un bassin versant théoriquement plus grand.

Les connaissances hydrogéologiques sur cet aquifère sont relativement partielles. On ne connaît pas véritablement sa structure interne, même si les travaux de (Lismonde et al, 2008) tendent à montrer que le chevauchement sud-nord sépare l'aquifère en deux compartiments. D'un point de vue hydraulique, le compartiment est peut être caractérisé par le comportement observé au niveau du Puits des Bans. Celui-ci semble être le siège de variations très rapides (quelques jours) de la piézométrie sur plus de 200 m, provoquant parfois des débordements spectaculaires. Ces variations semblent bien corrélées avec celles des débits au niveau des sources, même s'il existe de petits décalages qui pourraient être liés au chevauchement.

(Lismonde et al, 2008) considèrent que la superficie de l'impluvium est de 165 km². Dans la mesure où nous avons choisi d'utiliser le référentiel commun BD-LISA dans le cadre de notre travail, nous prendrons plutôt comme référence la superficie associée à cette entité dans cette base, soit 200 km².

3.2.2. La modélisation avec GARDENIA

En l'absence de travail de modélisation de référence sur l'aquifère des sources des Gillardes, une modélisation a été rapidement mise en œuvre avec, pour données d'entrée, le forçage

SAFRAN (pluie, ETP, neige et température) et de sortie, les débits d'EDF à l'Infernet. Outre le fait de servir de « référence » pour la comparaison des estimations de recharge calculées avec ESPERE, GARDENIA permet de prendre en compte la présence de neige sur le massif et de simuler son processus de fonte.

Le modèle a été paramétré de façon à réaliser un bilan hydrologique selon un schéma avec un seul réservoir souterrain. GARDENIA gère le stock et la fonte de la neige en fonction de la température. Tous les paramètres du modèle sont calés automatiquement, sauf la surface de l'impluvium qui est imposée (200 km²). Le calage du modèle est satisfaisant avec un Nash de 0,77 sur la période de calage (1969 -1998).

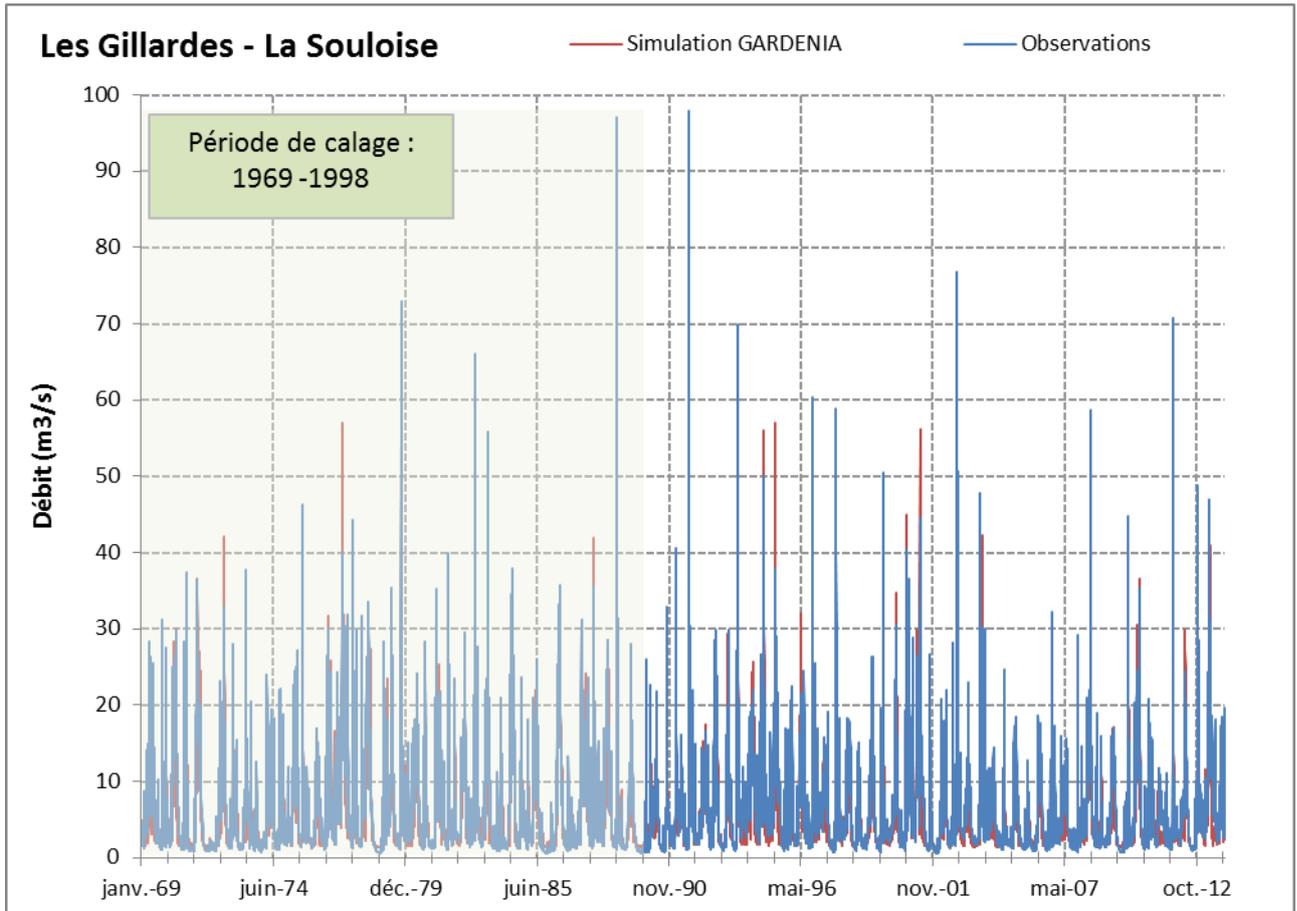


Illustration 30 : Simulation des débits de La Souloise (GARDENIA)

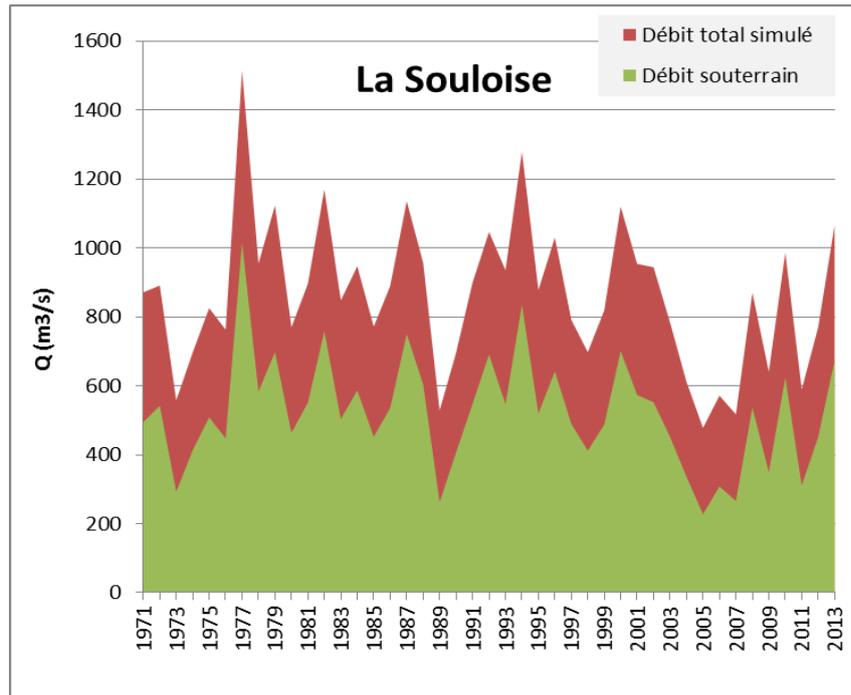


Illustration 31 : Contribution du débit souterrain au débit total de la Souloise (simulations GARDENIA)

3.2.3. Estimation de la recharge

Données climatiques et paramétrage

Pour mettre en œuvre les calculs de recharge sur le système karstique des sources des Gillardes, on utilise les données journalières climatiques de SAFRAN. Si l'on applique cette grille de données sur l'impluvium, on voit ce que celui-ci représente sur chaque maille SAFRAN (Illustration 32). Les moyennes pondérées (par la fraction de l'impluvium dans chaque maille) des précipitations et de l'ETP sont supposées représentatives du climat du système karstique et sont fournies en entrée aux calculs dans ESPERE et au modèle localement appliqué (cf. 3.2.2).

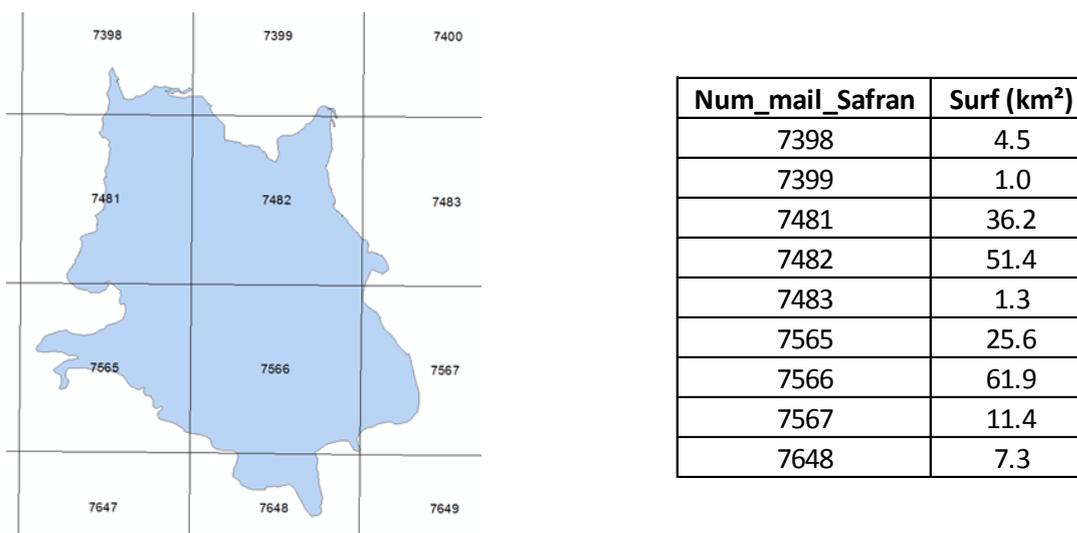


Illustration 32 : Impluvium du système karstique des Gillardes et mailles SAFRAN.

Pour réaliser les simulations d'estimation de la recharge avec ESPERE pour le système karstique des Gillardes, nous avons fixé les valeurs pour les paramètres rentrant en compte dans les calculs (Illustration 33) :

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	200	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Coefficient d'infiltration de la pluie efficace		74%	Pour transformer les pluies efficaces (méthodes de bilan et Turc) en recharge
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	30	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUMax)
Latitude	°	44.6	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman
Porosité efficace aquifère libre (Sy)			Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²	200	Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Relation empirique Pluie - Recharge			
a		-1	Par défaut, la méthode empirique de Guttman & Zuckerman est appliquée. Inutile de modifier les paramètres a et B.
B	mm	-1	
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}		0.8	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (complété d'après Eckardt, 2008) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle
k (constante de recession, comprise entre 0 et 1)		0.93	

Illustration 33 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge des Gillardes dans ESPERE.

Les paramètres ont été qualifiés de la manière suivante :

- l'aquifère étant limité par la topographie, il n'y a pas lieu de considérer de différence entre son impluvium et son bassin hydrogéologique ;
- d'après (Lismonde et al, 2008) le taux d'infiltration moyen sur le massif du Devoluy serait de 75%. Cette valeur étant très proche de celle obtenue à partir du calcul basé sur la simulation de SURFEX (74%), nous avons conservé cette dernière ;
- n'ayant pas encore accès à la donnée INRA à ce jour (démarche en cours) nous avons fixé la valeur de stock maximal d'eau dans le sol à 30 mm, par analogie avec d'autres systèmes karstiques proches ;
- n'ayant pas de chronique piézométrique disponible, il n'est pas nécessaire de définir de porosité efficace ;
- les débits observés correspondant aux débits d'un cours d'eau, les méthodes de filtrage ont été utilisées. Le BFI_{max} a été fixé comme étant égal à 0,8 suivant les recommandations des auteurs de la méthode. La constante de recession a été calibrée en utilisant un outil d'optimisation permettant de caler une relation exponentielle en utilisant la technique de la MRC (cf. §2.3.3 dans Caballero et al., 2015), à l'aide d'un outil développé par (Posavec et al, 2010). Le résultat de cette approximation exponentielle est visible sur Illustration 34. La valeur attribuée à la constante de recession est donc calculée avec la relation $k = e^{-0.074} = 0,93$.

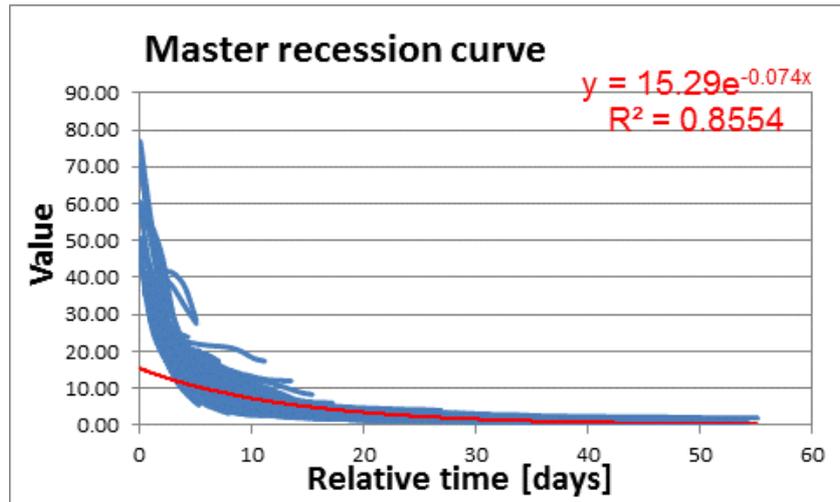


Illustration 34 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la Souloise à l'Infernet par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k .

Estimation de la pluie efficace

Les méthodes permettant le calcul de la pluie efficace fournissent le résultat présenté sur l'illustration 35. Sur la période considérée (1996-2011), elles fluctuent grossièrement entre 300 mm et 1200 mm, toutes méthodes confondues. Les méthodes de bilan (Thorntwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) présentent des valeurs qui sont généralement de l'ordre de celles calculées par GARDENIA et SURFEX (ou supérieures certaines années comme en 1996, 2002 ou 2008). Parmi ces méthodes, Dingman-Penman et Dingman-Hamon fournissent des valeurs plus élevées de pluie efficace que Thorntwaite. Cela est dû à l'approche conceptuelle de la méthode de Dingman qui permet de générer un écoulement même en cas d'absence de précipitation (cf. §2.3.1 dans Caballero et al., 2015). Par contre, il apparaît que l'effet de la prise en compte de la neige, ainsi que le calcul de l'ETP avec la formule de Hamon donnent des cumuls annuels de pluie efficace plus importants. Ce point est discuté au §5.5.1 dans Caballero et al., 2015.

L'ensemble des méthodes (hors Gardenia) fournissent des pluies efficaces dont l'écart moyen (valeur moyenne des écarts absolus de chaque méthode à la valeur moyenne des pluies efficaces pour les méthodes considérées) est en moyenne sur la période de l'ordre de 60 mm.

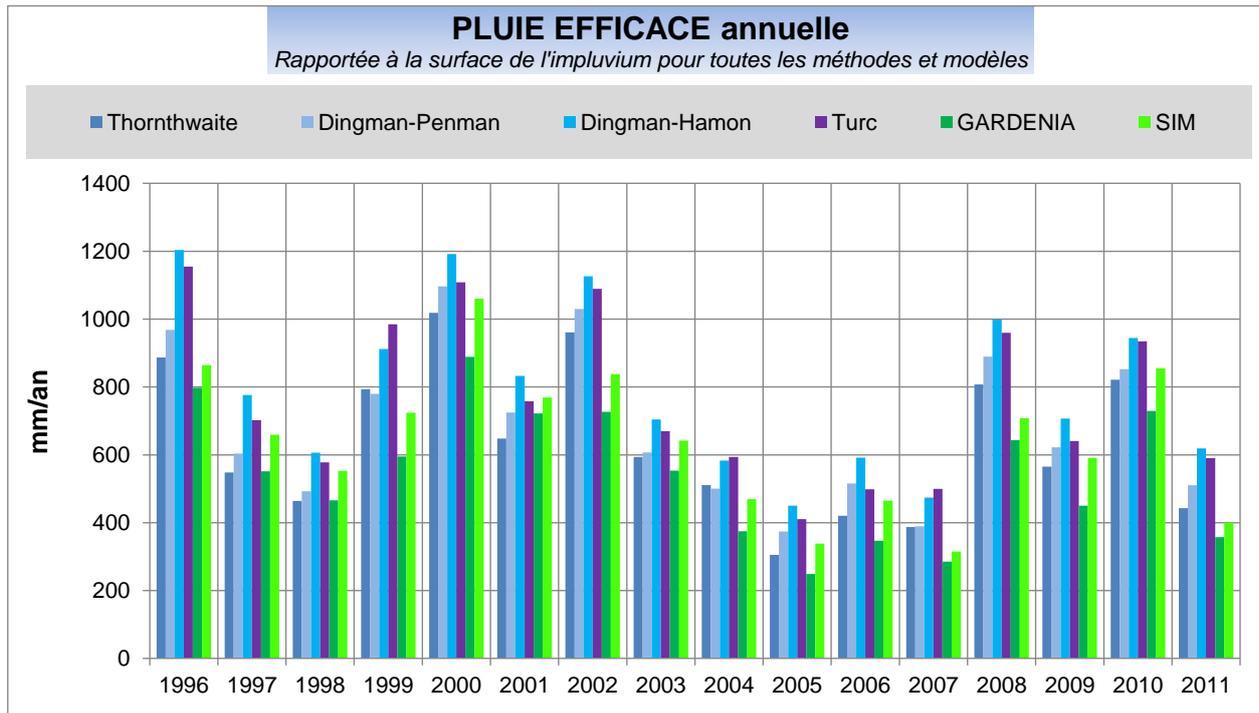


Illustration 35 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour les Gillardes.

Estimation de la recharge

Les méthodes permettant le calcul de la recharge fournissent le résultat présenté sur l'illustration 36. Pour les méthodes passant par le calcul de la pluie efficace, la recharge est calculée en utilisant le coefficient d'infiltration de la pluie efficace défini dans le paramétrage. Sur la période considérée (1996-2011), la recharge fluctue grossièrement entre 200 mm et 1000 mm toutes méthodes confondues. L'ensemble des méthodes fournissent des recharges dont l'écart moyen (valeur moyenne des écarts absolus de chaque méthode à la valeur moyenne des recharges pour les méthodes considérées) est en moyenne sur la période de l'ordre de 90 mm.

De façon générale, la formule empirique de Gutman&Zukerman et le filtre d'Eckhardt, fournissent des valeurs plus élevées que le reste des méthodes, notamment en année humide. La méthode de Gutman fournit d'ailleurs des résultats qui sortent largement du lot certaines années. En moyenne sur l'ensemble de la chronique, le débit de base calculé avec le filtre d'Eckhardt représente 80% du débit de la Souloise à l'Infernet, ce qui est cohérent avec l'état des connaissances.

Par ailleurs, la comparaison des chroniques de débit de base proposées par les différents filtres appliqués (Illustration 37) montre que les filtres Wallingford et Chapman attribuent un poids moindre au débit de base que celui d'Eckhardt. De plus, ces deux filtres distribuent de manière différente le débit de base en fonction de la saison (Wallingford supérieur à Chapman au printemps et le contraire en automne).

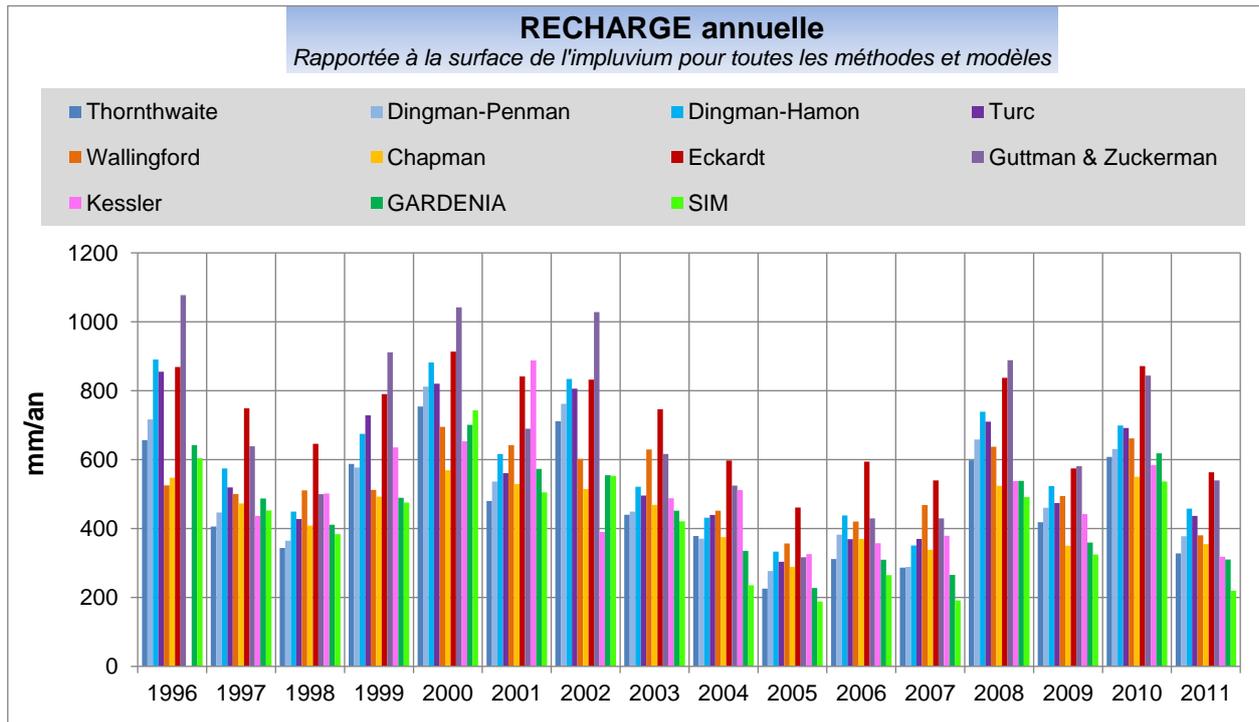


Illustration 36 : Recharges annuelles calculées avec ESPERE pour les Gillardes. Pour la méthode Kessler, aucun calcul n'est fait pour la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.

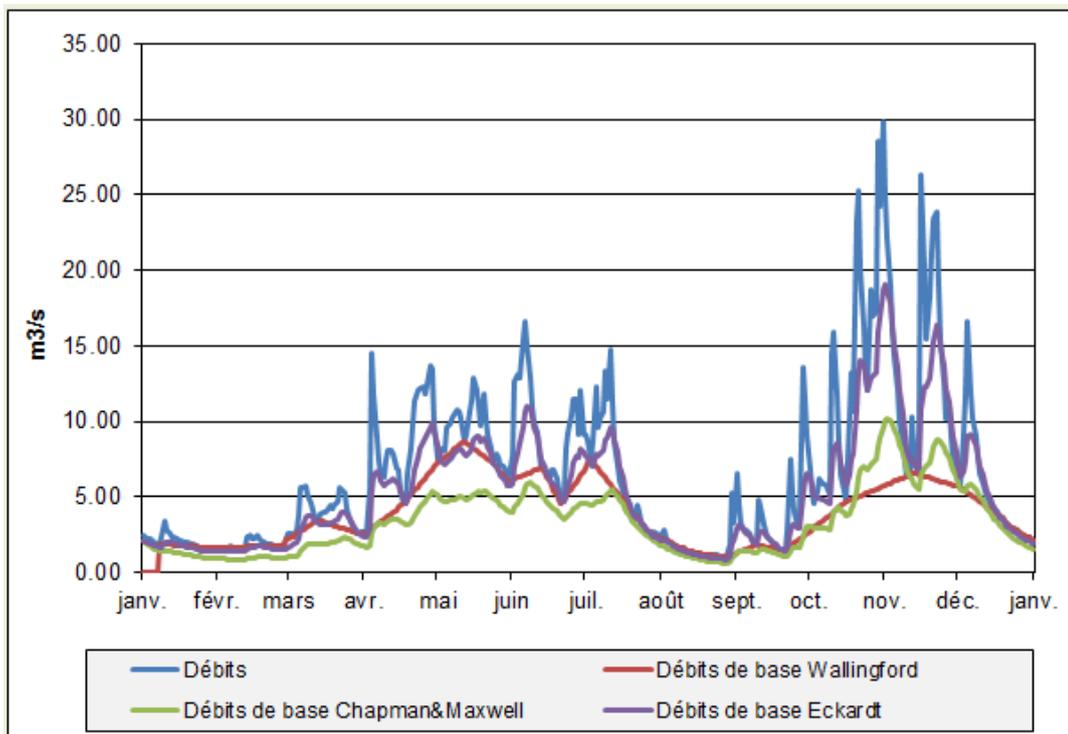


Illustration 37 : Chroniques de débit de base simulées par les différents filtres inclus dans ESPERE.

L'illustration 38 présente les valeurs moyennes de la recharge calculée avec toutes les méthodes au pas de temps mensuel. On constate que la recharge s'effectue essentiellement en automne et au printemps. La recharge calculée par les méthodes de bilan (Thornthwaite,

Dingman-Penman et Dingman-Hamon) affiche une dynamique saisonnière différente de celles calculées à partir des débits et celles des modèles pris pour référence (GARDENIA et SIM). En effet, les recharges simulées par les méthodes de bilan sont sensiblement plus importantes/faibles entre septembre et novembre/avril et juin, que celles simulées par les modèles de référence. En fait, tout se passe comme si les méthodes de bilan ne considéraient pas l'effet retardateur du manteau neigeux sur les écoulements, alors que les méthodes utilisant les débits traduisent logiquement cet effet, tout comme les modèles GARDENIA et SIM. Si cela est normal pour la méthode Thornthwaite qui n'intègre pas cette possibilité, cela est plus surprenant pour les autres méthodes de bilan. Ce point est analysé plus en détail dans le §5.5.1 de Caballero et al., 2015.

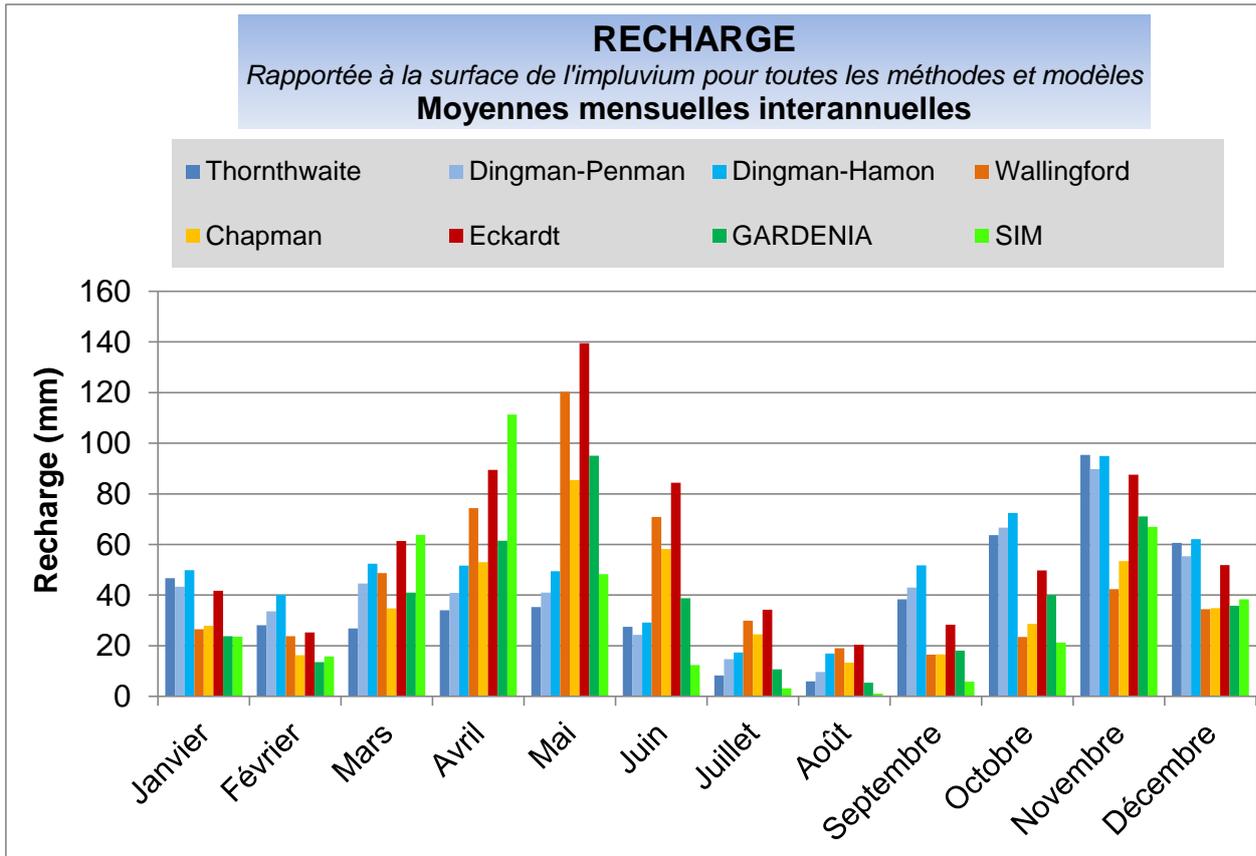


Illustration 38 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour les Gillardes sur la période 1996-2011.

3.3. LE SYSTEME KARSTIQUE DE LA FONTAINE DE VAUCLUSE

3.3.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique

Situé au Sud-Est de la France, l'hydrosystème karstique de la célèbre Fontaine de Vaucluse s'étend sur trois départements, la Drôme au Nord, le Vaucluse à l'Ouest et les Alpes-de-Haute-Provence (Illustration 39). Cette exurgence karstique est spectaculaire lorsque la vasque déborde, son débit est alors supérieur à $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Cognard-Plancq, 2006).

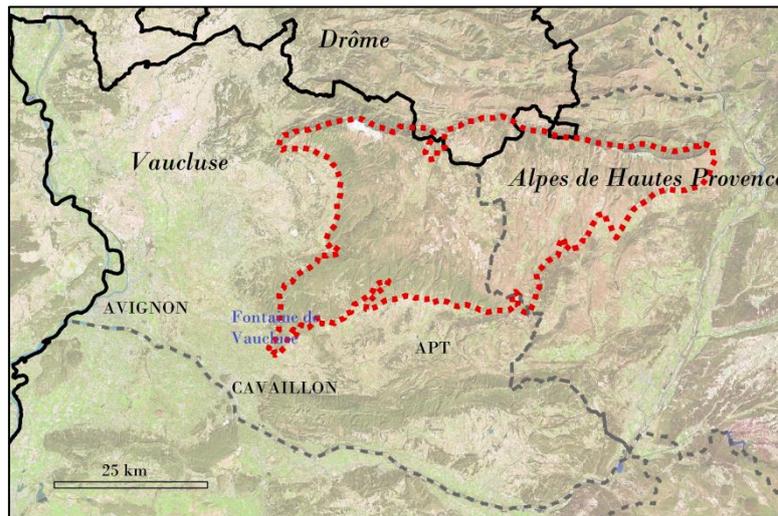


Illustration 39: Localisation de l'impluvium de Fontaine de Vaucluse (tirets rouge) et limites administratives, sur image satellite Landsat-7, 2006.

Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse s'est développé dans l'épaisse série calcaire du Crétacé inférieur dont la puissance peut atteindre 1500 m (Puig, 1987). Cette formation forme l'ossature des reliefs régionaux ce qui permet la délimitation de son impluvium à partir de la géologie (Illustration 40). L'impluvium de la Fontaine-de-Vaucluse, défini par Puig en 1987, présente une superficie d'environ 1115 km². Ce n'est cependant pas cette valeur qui sera retenue pour le présent rapport, mais plutôt celle de son contour dans la BD LISA (1317,5 km²) pour rester cohérent avec les autres cas d'étude.

Les limites est et ouest correspondent aux limites de l'extension latérale des calcaires du Crétacé, localement marquée par des failles qui mettent en contact les calcaires avec des formations peu perméables. Il est limité au Nord par le chevauchement Ventoux-Lure. Les écaillés tectoniques situées plus au Nord sont drainées par d'autres émergences (Notre-Dames-des-Anges, Font-de-Marin...). La limite sud coïncide avec l'engorgement des calcaires sous les marnes du bassin d'Apt.

La source de la Fontaine de Vaucluse est située à une altitude de 84 m NGF. L'altitude moyenne de son impluvium est de 870 m (Puig, 1987), pouvant atteindre 1909 m au sommet du Mont Ventoux et 1826 m à la Montagne de Lure. Ce relief confère à la zone non saturée de l'hydrosystème une épaisseur moyenne de 800 m. Cette puissante zone non saturée participe au stockage des eaux au sein de l'aquifère (Emblanch et al., 2003, Carrière, 2014). Puig (1987) a estimé ses réserves comme étant de l'ordre de 100 millions de m³, qui soutiennent les débits d'étiage de la Sorgue (Blavoux et al., 1992).

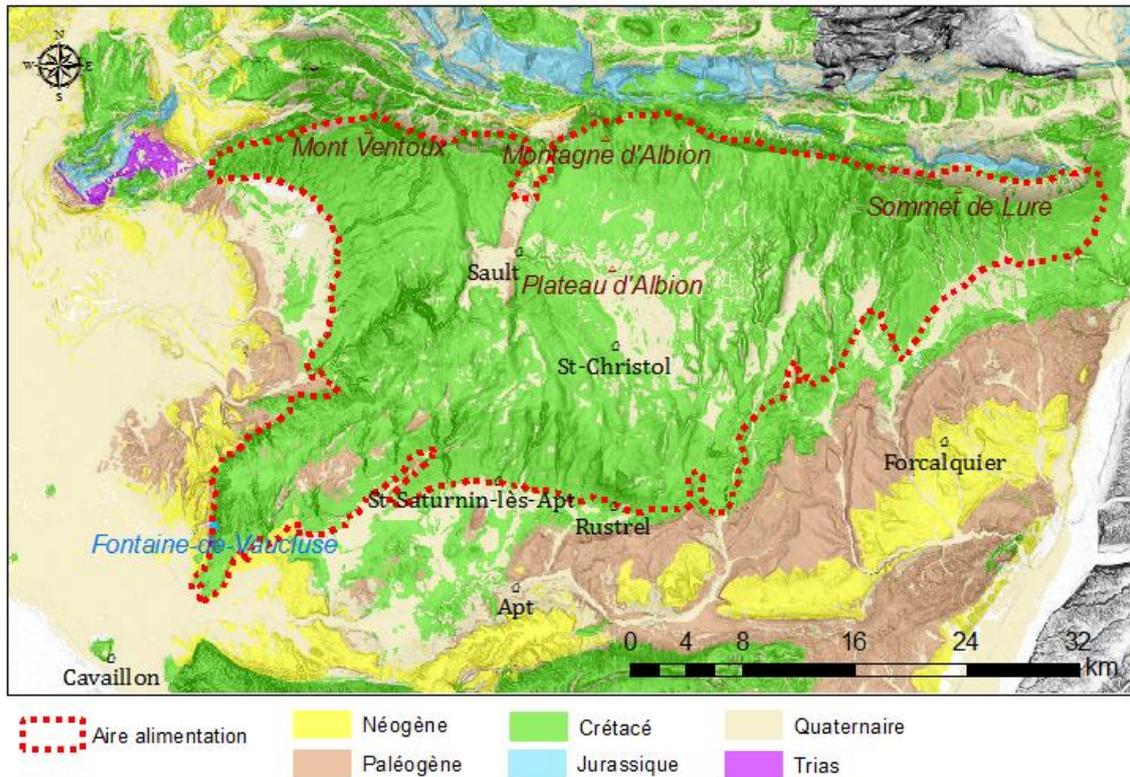


Illustration 40 : Localisation de l'impluvium de Fontaine de Vaucluse, les formations géologiques (BD Charm-50, BRGM) sont projetées sur le modèle numérique de terrain (BD-TOPO, IGN).

Le climat régional est de type méditerranéen avec des étés chauds et secs et des hivers doux et humides. Du fait des températures élevées et des faibles précipitations en période estivale, la végétation et l'aquifère souffrent d'un déficit hydrique important de juin à août (Blondel, 2008).

3.3.2. La modélisation avec GARDENIA

En l'absence de travail de modélisation de référence sur l'aquifère de Fontaine de Vaucluse (le modèle de Fleury, (Fleury et al, 2007) n'a pu être récupéré), une modélisation a été rapidement mise en œuvre avec pour données d'entrée le forçage SAFRAN (pluie, ETP, neige et température) et les débits observés à la Fontaine.

Tous les paramètres du modèle sont calés automatiquement, sauf la surface du bassin d'alimentation (impluvium) qui est imposée (1317,5 km²). Le calage du modèle est très satisfaisant avec un Nash de 0,85 sur la période de calage (Illustration 41 et Illustration 42). Le modèle construit avec GARDENIA comprend un réservoir sol, un réservoir pour la zone non saturée et un réservoir pour la zone noyée. Contrairement à la conceptualisation du système proposé par (Fleury et al, 2007), la partition entre écoulement rapide et écoulement lent varie au cours du temps (calage automatique). En revanche, la valeur du coefficient de récession de la zone noyée (qui génère l'écoulement lent) est la même que celle du modèle de Fleury et al. (0.006 j⁻¹ soit 1/(5.5 mois))

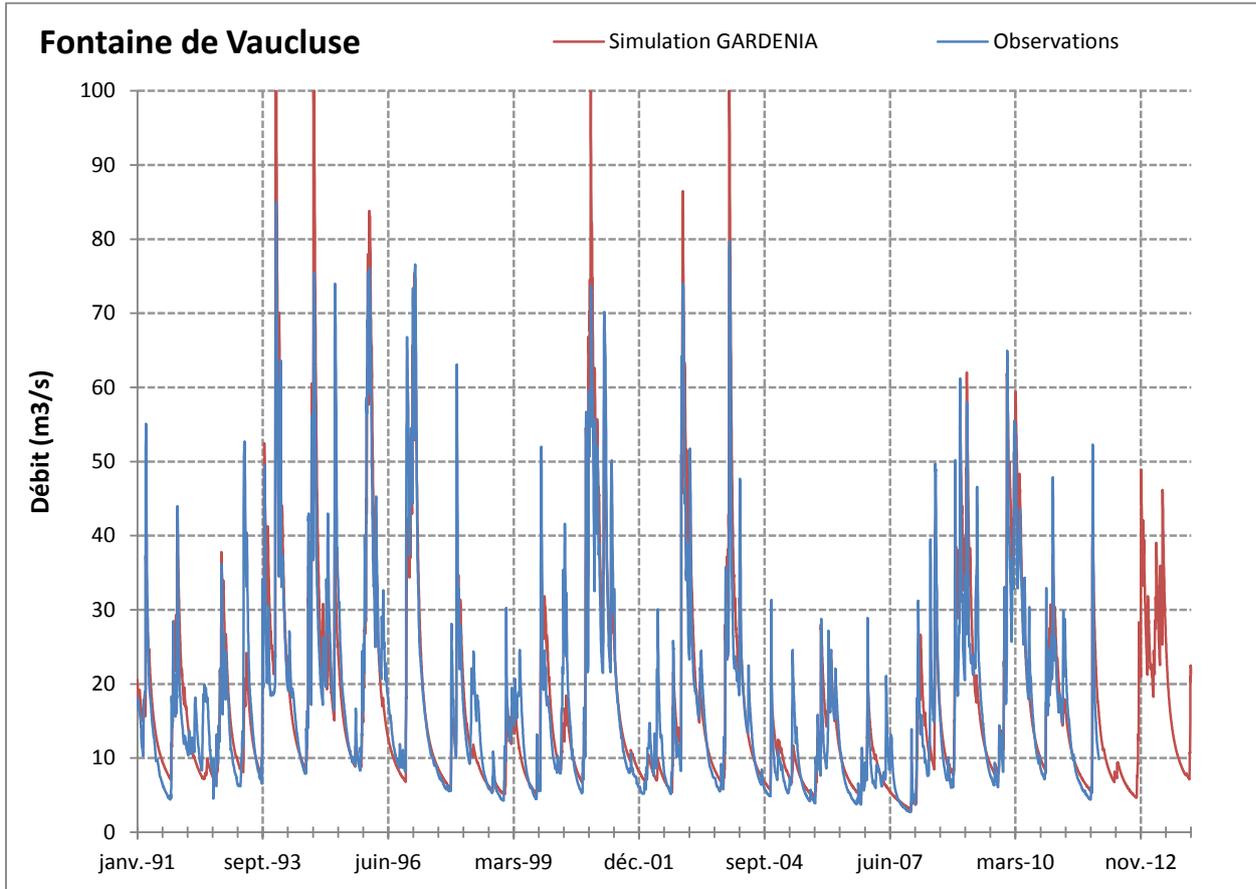


Illustration 41 : Simulation des débits de Fontaine de Vaucluse (GARDENIA)

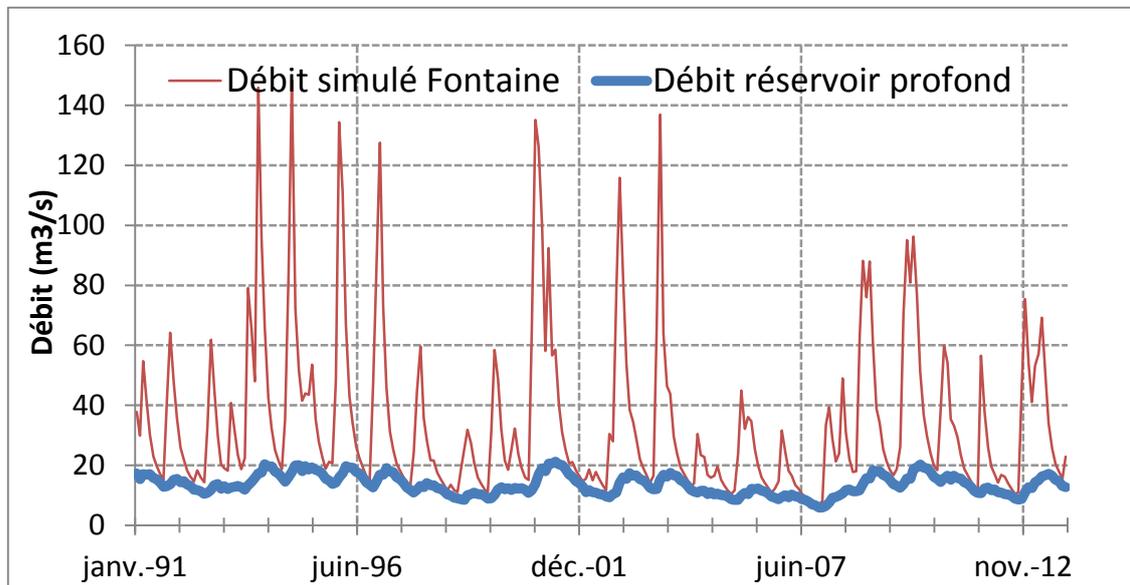


Illustration 42 : Contribution du débit souterrain au débit total de Fontaine de Vaucluse (GARDENIA).

3.3.3. Estimation de la recharge

Données climatiques et paramétrage

Pour mettre en œuvre les calculs de recharge sur le système karstique de Fontaine de Vaucluse (FdV), on utilise les données journalières climatiques de SAFRAN. Si l'on applique cette grille de données sur l'impluvium de FdV on obtient la part que celui-ci représente sur chaque maille SAFRAN (Illustration 43). Les moyennes pondérées (par la fraction de l'impluvium dans chaque maille) des précipitations et de l'ETP sont supposées représentatives du climat du système karstique et sont fournies en entrée aux calculs dans ESPERE et au modèle localement appliqué (cf. 3.3.2).

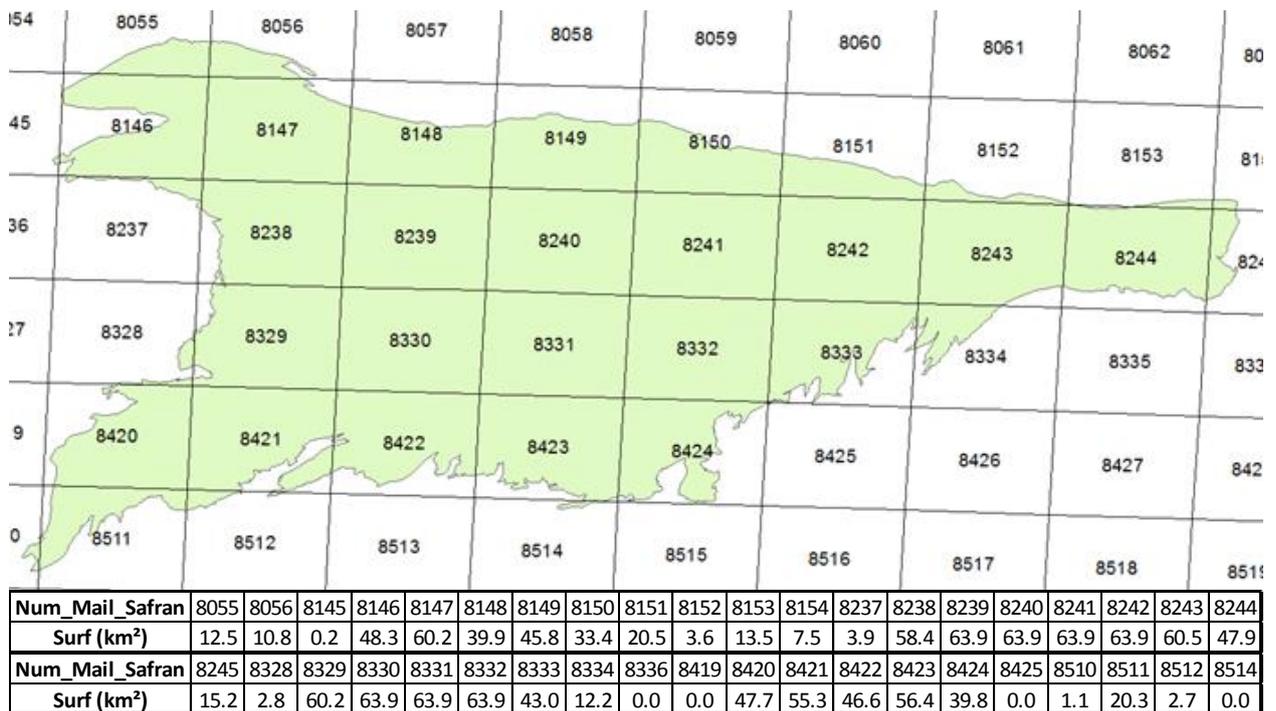


Illustration 43 : Impluvium de Fontaine de Vaucluse et mailles SAFRAN.

Pour réaliser les simulations d'estimation de la recharge avec ESPERE pour le système karstique de FdV, nous avons fixé les valeurs pour les paramètres rentrant en compte dans les calculs (Illustration 44).

Les paramètres ont été qualifiés de la manière suivante :

- l'aquifère étant limité par la topographie et la géologie, il n'y a pas lieu de considérer de différence entre son impluvium et son bassin hydrogéologique ;
- le taux d'infiltration moyen sur le plateau de Fontaine de Vaucluse serait de l'ordre de 80% selon Puig (1987). Cette valeur étant proche de celle obtenue à partir du calcul basé sur la simulation de SURFEX (76%), nous avons conservé cette dernière ;
- la valeur moyenne du stock maximal d'eau dans le sol est définie comme étant égale à 20 mm par Puig (1987) ;
- n'ayant pas de chronique piézométrique disponible, il n'est pas nécessaire de définir de porosité efficace ;

- les débits étant observés au niveau d'une source de système karstique, on pourrait considérer qu'il n'y a pas de contribution du ruissellement superficiel au débit. Cependant, dans le cas particulier des systèmes karstiques, une part non-négligeable du ruissellement peut se ré-infiltrer au travers de pertes et se retrouver au niveau de la source. En conséquence, les méthodes de filtrage des débits ont été appliquées à la chronique observée. Le BFI_{max} a été fixé comme étant égal à 0.8 suivant les recommandations des auteurs de la méthode et la constante de récession a été calibrée. Pour éviter d'introduire un biais lié à l'utilisateur dans les comparaisons des résultats entre cas d'étude, ceci a été fait de manière automatique. Pour ce faire, l'outil développé par Posavec et al, (2010) a permis de caler une relation exponentielle en utilisant la technique de la MRC (cf. 2.3.3). Le résultat de cette approximation exponentielle est visible sur l'illustration 45. La valeur attribuée à la constante de récession est donc calculée avec la relation $k = e^{(-0.014)} = 0,99$.

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	1317.5	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Coefficient d'infiltration de la pluie efficace		76%	Pour transformer les pluies efficaces (méthodes de bilan et Turc) en recharge
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	20	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RU _{max})
Latitude	°	43.9	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman
Porosité efficace aquifère libre (Sy)			Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²		Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Relation empirique Pluie - Recharge			
a		-1	Par défaut, la méthode empirique de Guttman & Zuckerman est appliquée. Inutile de modifier les paramètres a et B.
B	mm	-1	
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}		0.8	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (complété d'après Eckardt, 2008) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire
k (constante de récession, comprise entre 0 et 1)		0.99	BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle

Illustration 44 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge de Fontaine de Vaucluse dans ESPERE.

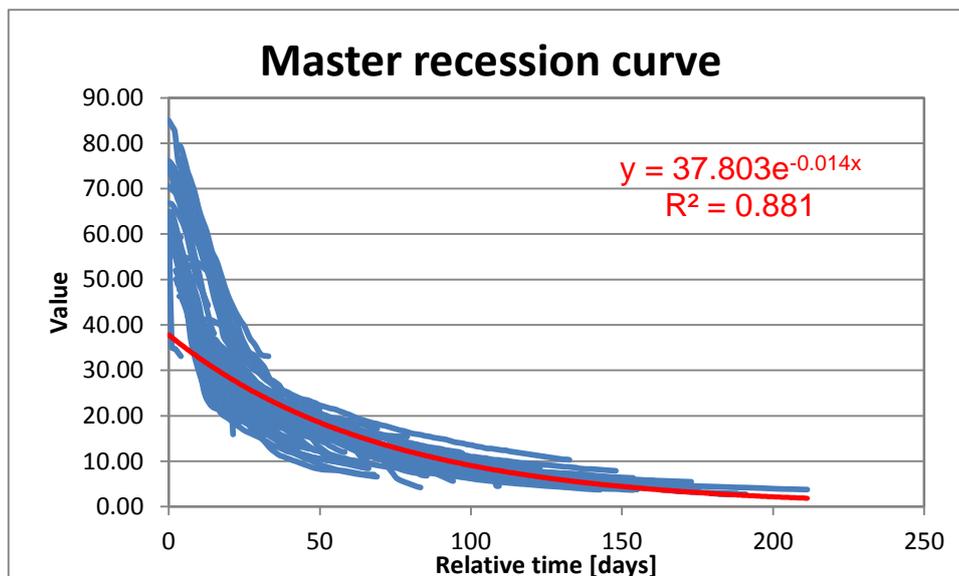


Illustration 45 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de Fontaine de Vaucluse par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k.

Estimation de la pluie efficace

Les méthodes permettant le calcul de la pluie efficace fournissent le résultat présenté sur l'illustration 46. Sur la période considérée (1998-2011), elles fluctuent grossièrement entre 100 mm et 900 mm, toutes méthodes confondues. Les méthodes de bilan (Thornthwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) présentent des valeurs qui sont plus élevées que celles de GARDENIA et SIM. Comme pour les autres cas d'étude, Thornthwaite présente toujours des valeurs plus faibles que les deux autres (approche conceptuelle de la méthode de Dingman qui permet de générer un écoulement même en cas d'absence de précipitation (cf. §2.3.1 dans Caballero et al., 2015) et de la formule de Hamon pour le calcul de l'ETP (cf. §5.5.1 dans Caballero et al., 2015)).

L'ensemble des méthodes fournissent des pluies efficaces dont l'écart moyen (valeur moyenne des écarts absolus de chaque méthode à la valeur moyenne des pluies efficaces pour les méthodes considérées) est de l'ordre de 70 mm.

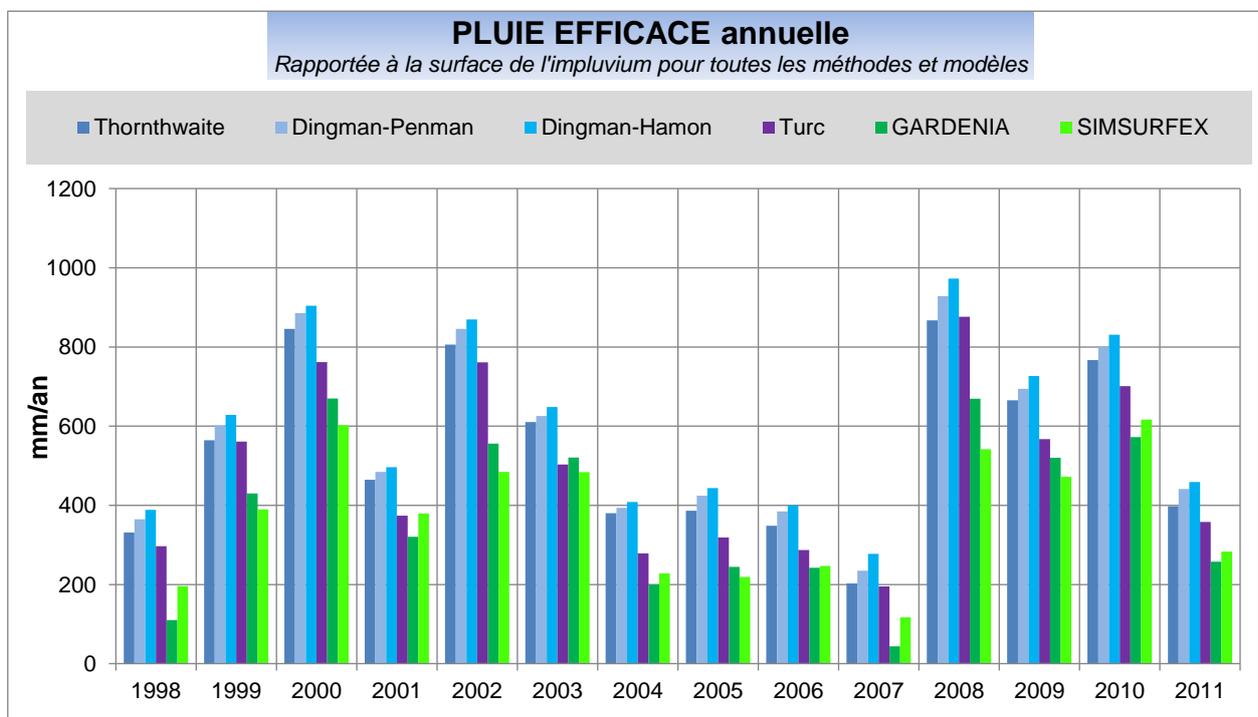


Illustration 46 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour la Fontaine de Vaucluse.

Estimation de la recharge

Les méthodes permettant le calcul de la recharge fournissent le résultat présenté sur l'illustration 47. Sur la période considérée (1998-2011), la recharge fluctue grossièrement entre 50 mm et 800 mm. L'ensemble des méthodes fournissent des recharges dont l'écart moyen (valeur moyenne des écarts absolus de chaque méthode à la valeur moyenne des recharges pour les méthodes considérées) est de l'ordre de 100 mm.

Comme pour les cas d'étude Loue et Lison, les méthodes de filtre ont été appliquées aux chroniques de débits de la source de Fontaine de Vaucluse, pour pouvoir en comparer les résultats à ceux des méthodes de bilan (obtenues par l'application d'un coefficient d'infiltration de la pluie efficace).

En dehors de la formule de Gutman&Zukerman qui semble surestimer la recharge en année humide et celle de Kessler qui produit parfois des résultats étonnants (comme en 2001), les méthodes de bilan fournissent des valeurs souvent plus élevées que les autres, notamment en 2000, 2002 et 2008. Ceci n'est probablement pas lié à la valeur affectée au paramètre stock maximal d'eau dans le sol, car un test avec une valeur fixée à 40 (valeur généralement attribuée aux autres systèmes karstiques) ne modifie pas beaucoup ce résultat. Les méthodes de filtres appliqués aux débits montrent une certaine cohérence entre les estimations de Wallingford et d'Eckhardt, mais celle de Chapman fournit généralement des valeurs bien plus faibles que les deux autres.

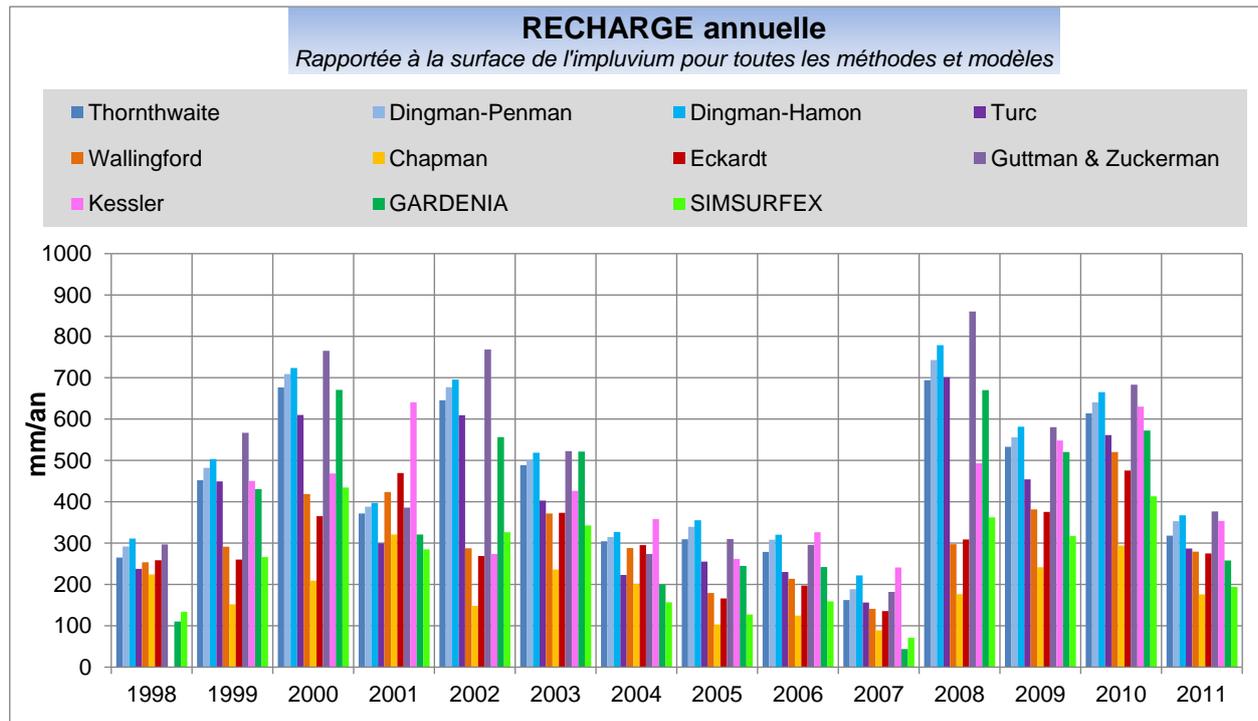


Illustration 47 : Recharges annuelles calculées avec ESPERE pour la Fontaine de Vaucluse. Pour la méthode Kessler, aucun calcul n'est fait pour la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.

L'illustration 48 présente les valeurs moyennes de la recharge calculée avec toutes les méthodes au pas de temps mensuel. La recharge s'effectue entre l'automne et le printemps. La recharge calculée par les méthodes de bilan (Thornthwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) affiche une dynamique saisonnière différente des valeurs obtenues à partir des débits et des résultats des modèles pris pour référence (GARDENIA et SIM). Les recharges qu'ils simulent sont sensiblement plus importantes entre septembre et novembre et plus faibles en février-mars et entre juin et août. Ce phénomène pourrait s'expliquer par l'importante capacité de stockage intermédiaire des écoulements souterrains, que représentent les 800 m de zone non-saturée de cet aquifère. Ainsi, les importants apports par les précipitations des mois de septembre à novembre rechargeraient l'aquifère, mais seraient probablement stockés dans la zone non saturée, puisqu'ils ne provoquent pas de forte augmentation des apports à la source. Par contre, ces apports permettraient à la source de produire des débits supérieurs à l'apport des précipitations au printemps et pendant l'été. Cependant, l'ordre de grandeur des différences entre les deux types d'estimation (bilan/filtres) semble bien plus important pendant l'automne que durant le printemps et l'été, ce qui suggère que le rôle de la zone non-saturée n'est pas simplement de stocker la recharge d'automne pour la restituer au printemps.

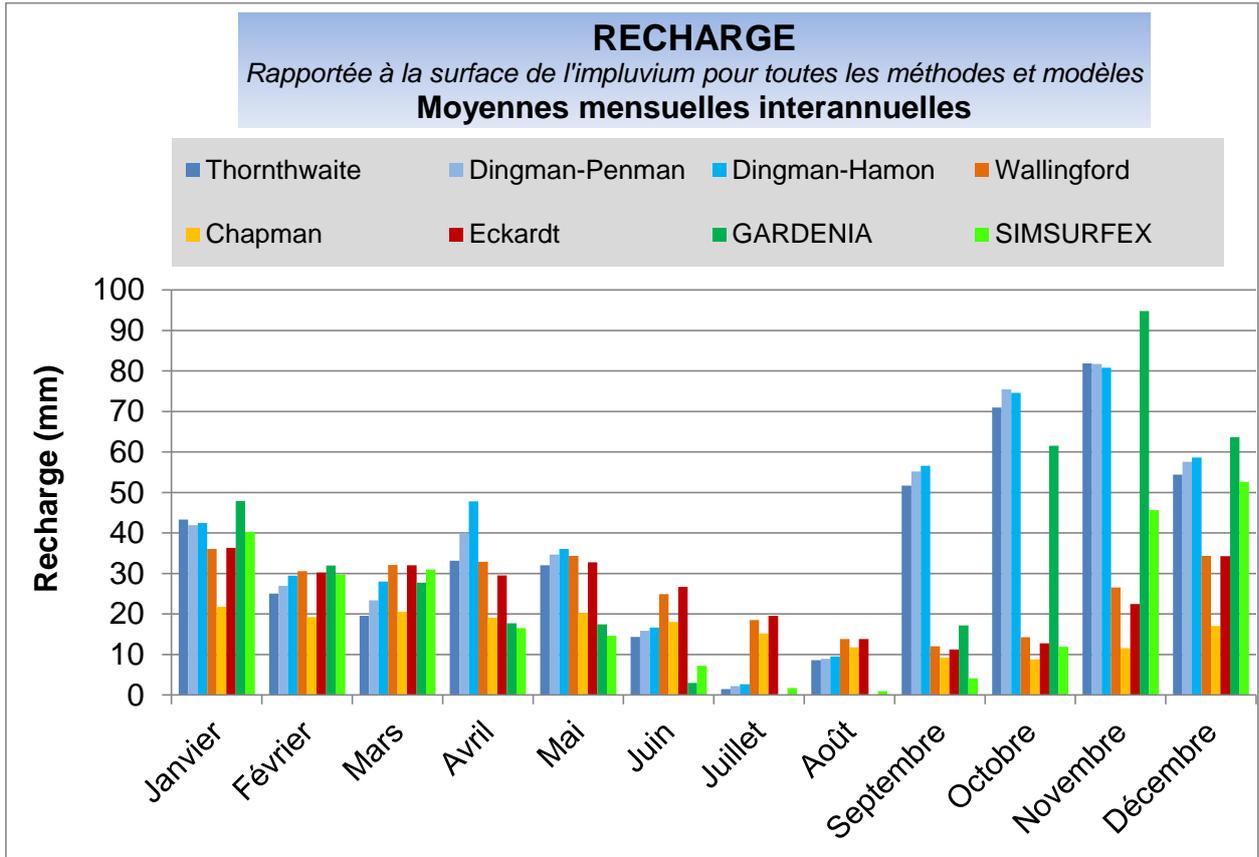


Illustration 48 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour Fontaine de Vaucluse sur la période 1998-2011.

3.4. LE SYSTEME KARSTIQUE DE LA SOURCE DU LEZ

3.4.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique

Située à une quinzaine de kilomètres au Nord de la ville de Montpellier, la source du Lez est le principal exutoire du karst des garrigues du Bas-Languedoc (Illustration 49). Le réservoir de l'aquifère du Lez est constitué de calcaires très fracturés et karstifiés, déposés lors du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Il est limité à l'Ouest par la vallée de l'Hérault, au Nord-Ouest par la faille des Cévennes, au Nord-Est par le Vidourle, à l'Est par le bassin d'effondrement oligocène de Sommières et au Sud par le pli de Montpellier (Maréchal et al, 2014). De grands accidents (faille des Matelles-Corconne, faille du Lez, faille de Saint Clément) confèrent à ce système une typologie de « karst barré », permettant la mise en fonctionnement de sources de débordement telles que la source du Lirou et la source du Lez.

La faille des Matelles joue un rôle majeur sur le fonctionnement de l'aquifère du Lez (Illustration 49). Au Nord-Ouest de cette faille et de la Source du Lez, l'aquifère est libre car le réservoir est à l'affleurement, ce qui permet une recharge directe de l'aquifère par les précipitations. Au Sud-Est de cette faille, l'aquifère devient captif, le réservoir étant sous couverture des marnes valanginiennes (Crétacé inférieur) imperméables sur lesquelles se surimposent parfois des formations calcaires et conglomératiques du Tertiaire et au sein desquelles existent des pertes karstiques qui alimentent le réservoir calcaire. Même si le réservoir est à plusieurs centaines de mètres de profondeur dans ce secteur, il affleure par endroits par le jeu de failles, telles que la faille du Lez, où se situe la source du Lez. Au Nord-Ouest de la faille des Matelles-Corconne et au Nord de la source, l'aquifère est également captif puisqu'il se trouve sous couverture des formations marneuses imperméables et des calcaires Valanginiens (Crétacé inférieur) du Causse de l'Hortus.

Le système karstique du Lez se présente donc avec une structure de karst barré, du fait de la présence des formations crétacées peu perméables. Cette structuration donne lieu à des sources, du Lez et du Lirou à l'Ouest de la source du Lez (Illustration 49), qui évacuent le trop-plein des compartiments jurassiques, en période de hautes eaux (Illustration 50).

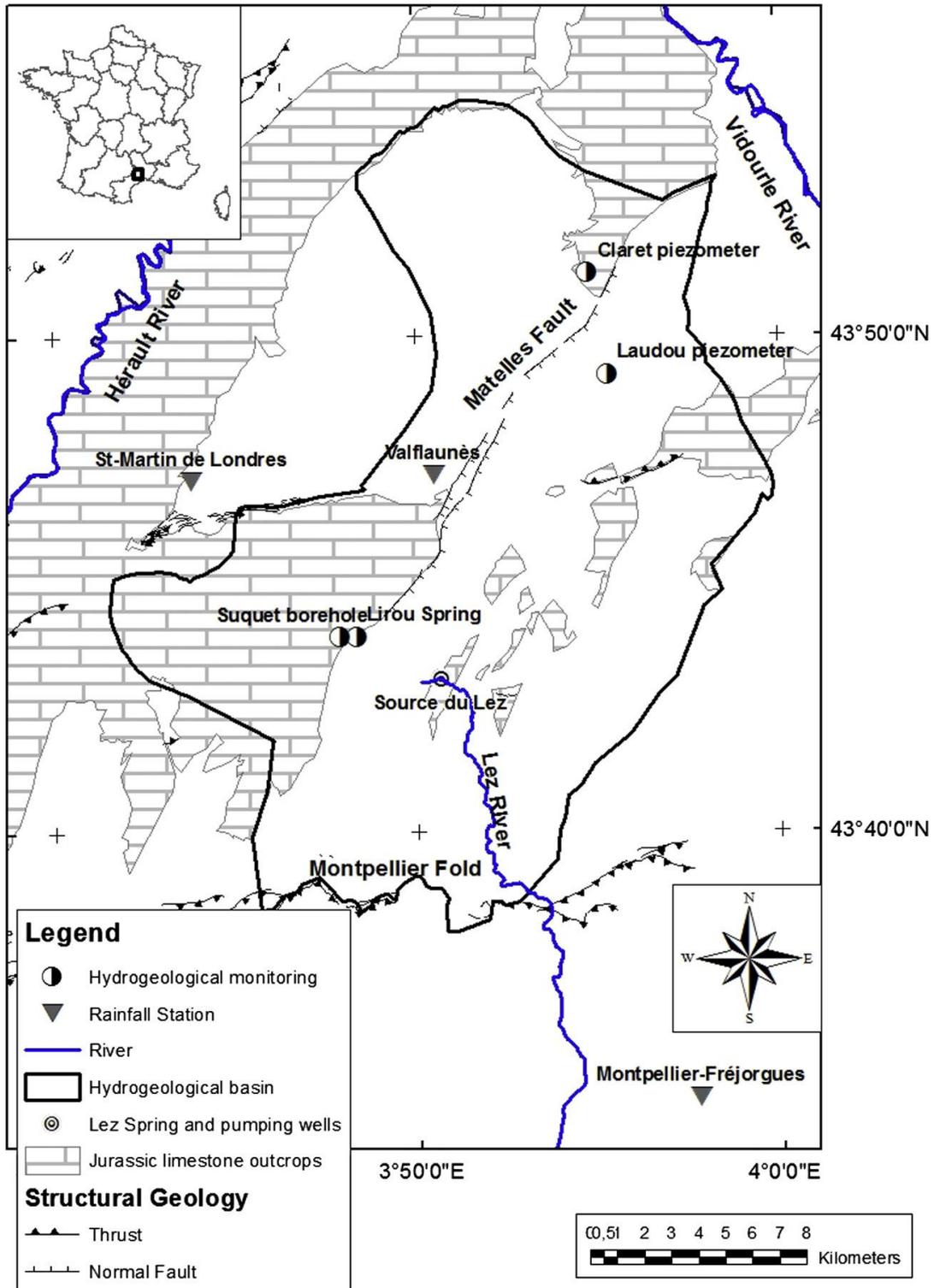


Illustration 49 : Localisation du système karstique de la source du Lez et schématisation de son contexte géologique et structural, ainsi que de l'extension de son bassin hydrogéologique (extrait de (Ladouche et al, 2014)).

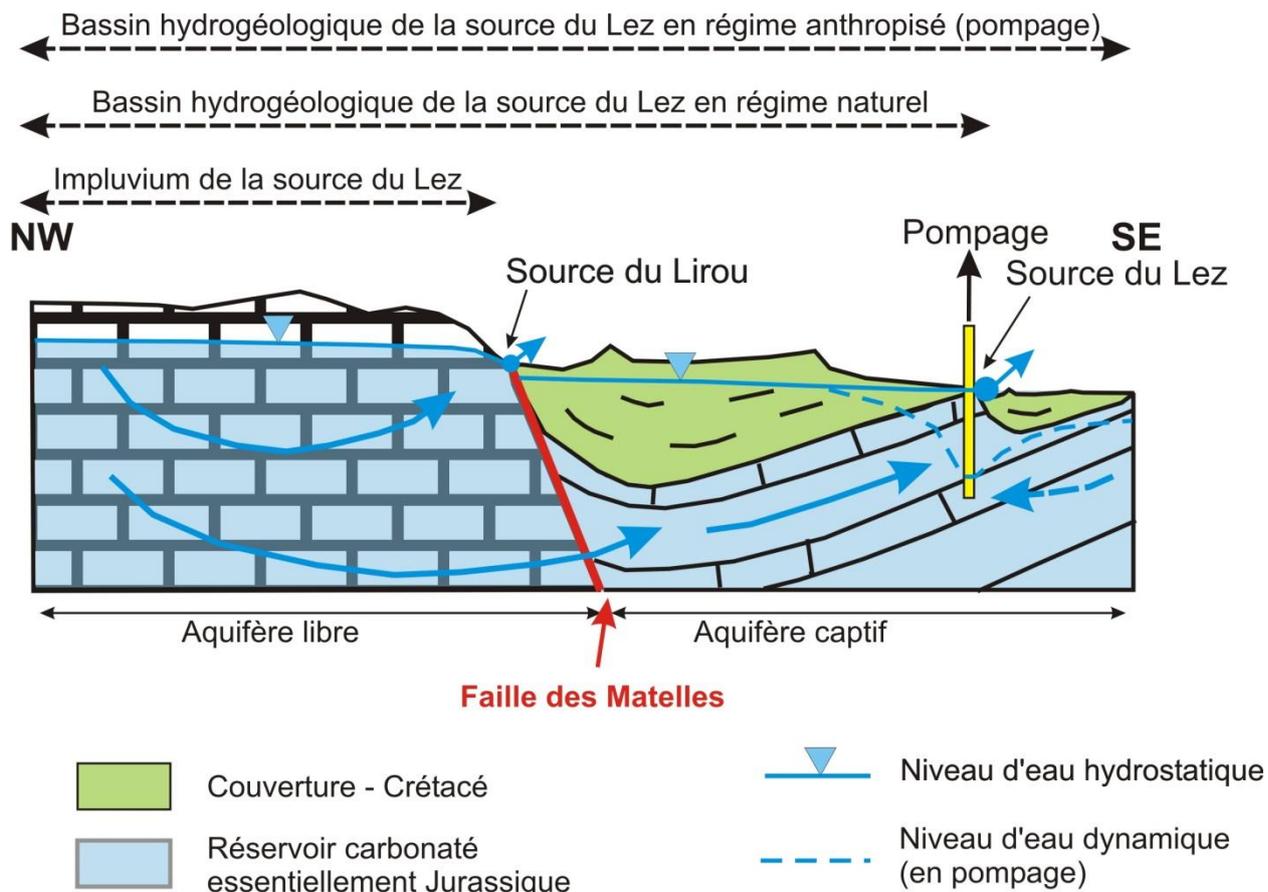


Illustration 50 : coupe schématique du système karstique du Lez (extrait de (Maréchal et al, 2014)).

L'aquifère du Lez est exploité pour alimenter la ville de Montpellier depuis le 19^{ème} siècle (Illustration 51). Jusqu'en 1968, l'eau était prélevée gravitairement au niveau de la vasque d'émergence de la source et acheminée vers Montpellier par canalisation et aqueduc. De 1968 à 1982, un dispositif de pompage a été installé dans la vasque, ce qui a permis d'augmenter la capacité de production grâce au rabattement sous le niveau d'émergence de la source. A la suite de l'exploration du réseau karstique s'enfonçant sous la zone d'émergence, des pompes ont été installées dans la partie la plus profonde explorée du drain.

Cet aquifère fait l'objet d'une « gestion active » (Avias, 1995), ce qui veut dire que les débits pompés en étiage (1200 à 1700 l/s) sont supérieurs à ceux pompés en hautes eaux (900 l/s). Ce type de gestion, qui permet de maximiser l'exploitation de l'aquifère, est rendu possible grâce à la forte capacité de recharge que possède l'aquifère, notamment grâce aux précipitations automnales. Le débit de pompage maximal est fixé à 1700 l/s, avec un niveau d'eau minimal fixé par autorisation préfectorale à 35 m NGF (le seuil de débordement de la source est situé à 65 m NGF). Un débit réservé de 160 l/s est restitué au fleuve Lez en aval de la source, lorsque celle-ci ne déborde pas.

Les débits naturels de la source du Lez n'ont jamais pu être mesurés et ne peuvent pas être reconstitués à partir des mesures, car les prélèvements de la période antérieure à la gestion active par pompage (avant 1968) ne sont pas précisément connus.

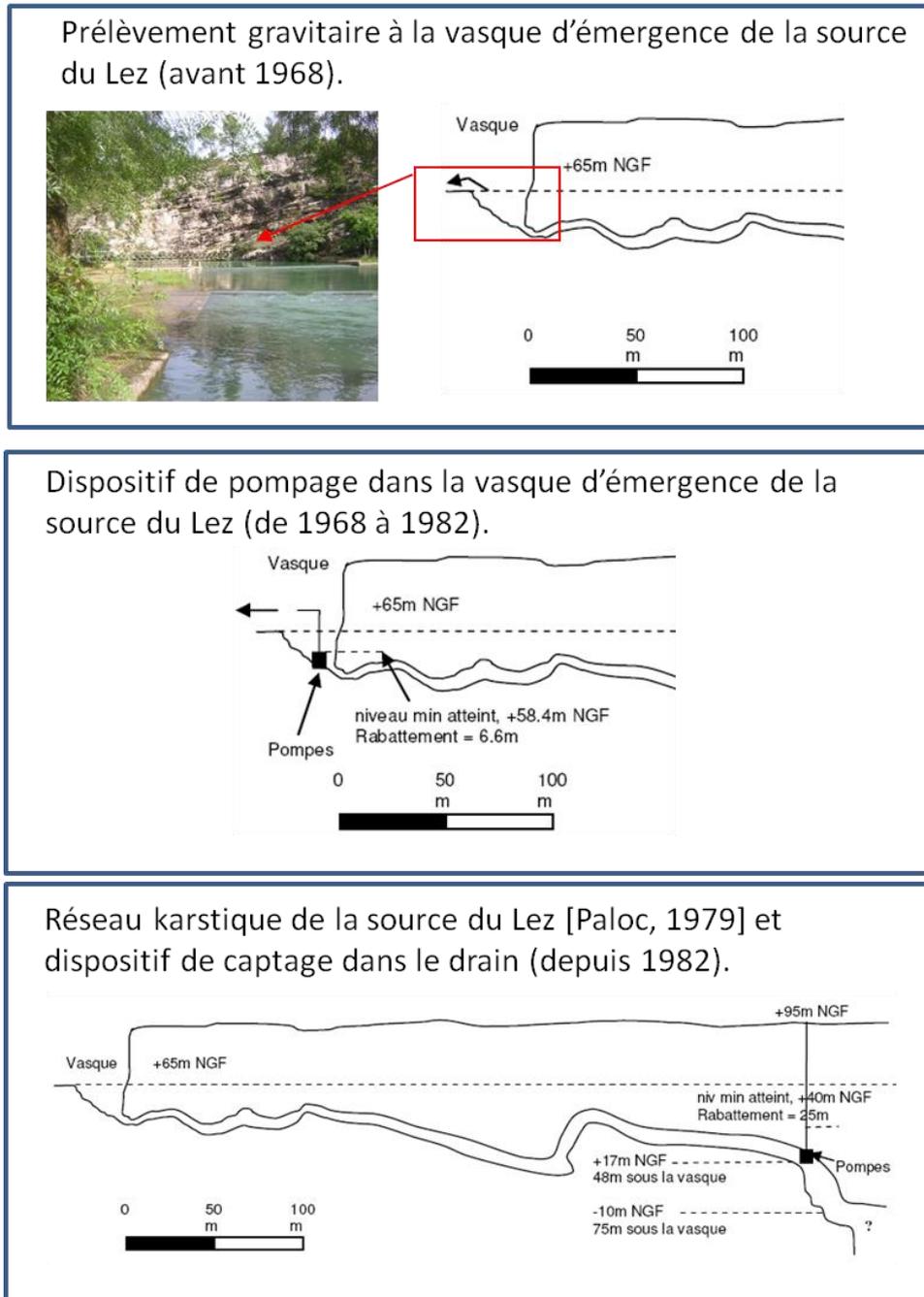


Illustration 51 : Evolution synthétique des modes d'exploitation de la ressource du Lez (extrait de (Maréchal et al, 2014)).

Le suivi de la piézométrie au niveau du forage d'exploitation de la source du Lez permet de décrire le comportement hydrodynamique du drain karstique exploité (Illustration 52). Ce comportement traduit clairement l'exploitation saisonnière du système par le pompage, avec une baisse marquée du niveau piézométrique en période estivale et une recharge rapide par les pluies automnales. L'évacuation du trop-plein facilité par les sources provoque une stabilisation du niveau piézométrique en période de hautes eaux.

Un certain nombre d'autres points d'observation piézométrique permettent de décrire le comportement hydrodynamique du système karstique dans son ensemble (Illustration 49). Le

piézomètre de Claret se situe à proximité immédiate de la faille des Matelles, qui constitue l'axe de drainage principal du système karstique. A l'est de celle-ci, le piézomètre de Laudou permet d'observer le comportement de la partie du système karstique situé sous la couverture des formations crétacées. La source du Lirou constitue l'exutoire principal du compartiment ouest de l'aquifère. Elle se situe au point d'émergence d'un drain karstique dans lequel est implanté le piézomètre du Suquet (Illustration 49), qui permet donc de décrire le comportement hydrodynamique du compartiment ouest où les formations jurassiques affleurent.

Les observations disponibles (Illustration 52) confirment que la faille des Matelles constitue un axe de drainage du système des drains karstiques, comme le montre la similitude du comportement piézométrique à Claret et à la source du Lez. Par ailleurs, il apparaît qu'en basses eaux, il existe une déconnexion hydraulique entre les compartiments situés de part et d'autre de la faille des Matelles. En effet, le niveau piézométrique observé au Suquet ne subit alors plus l'influence des pompages dans le drain de la source et se stabilise. Ceci indique que pendant cette période, les niveaux piézométriques sont indépendants, ce qui ne veut pas dire qu'il n'y a plus d'écoulements souterrains entre les deux compartiments. Le suivi au niveau de Laudou montre que le compartiment nord du système, sous couverture, est influencé par les pompages même en période de hautes eaux. Cependant, sa réponse hydrodynamique est différente de celle observée à Claret et traduit un comportement beaucoup plus inertiel de ce compartiment en comparaison des autres, qui est assimilé à celui de la matrice du système.

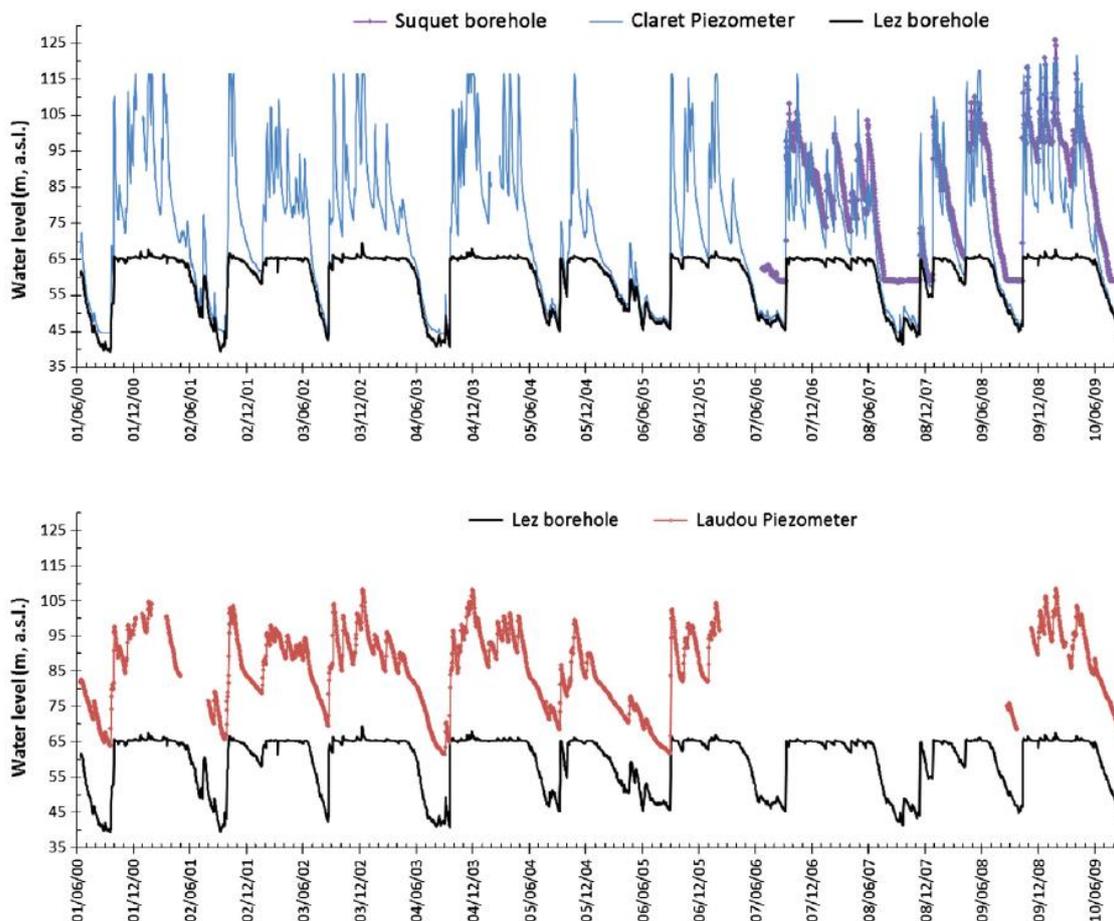


Illustration 52 : Fluctuations piézométriques dans les conduits karstiques du Lez (Lez et Claret) et du Lirou (Suquet) et dans la matrice de l'aquifère (Laudou) (extrait de (Ladouche et al, 2014)).

3.4.2. La modélisation avec TEMPO

Le projet de recherche « Gestion multi-usages des aquifères karstiques – Le Lez, son bassin versant et son bassin d'alimentation » coordonné par le Brgm et associant HSM, G-EAU, TETIS, le CERFACS et BIOTOPE a permis de modéliser le comportement de cet aquifère, pour améliorer la compréhension de son fonctionnement, en contexte de changement global.

Le travail de modélisation réalisé (Ladouche et al, 2014) a fait appel aux techniques de transformation du signal, proposées dans le logiciel Tempo (Pinault, 2001). La procédure de modélisation s'attache à simuler successivement 3 variables de débits :

- (1) le débit naturel (Q_n): débit du système karstique qui se serait naturellement écoulé à la source du Lez en l'absence de pompage ;
- (2) le débit de sollicitation des réserves (Q_s) : lorsque le débit de pompage est supérieur au débit naturel, (Q_s) désigne la part de (Q_p) qui sollicite les réserves de l'aquifère karstique ;
- (3) le débit résiduel à la source (Q_r) : c'est le débit qui s'écoule à la source en période de hautes eaux, lorsque la source déborde de son seuil (65 m, NGF).

Le fonctionnement à la source doit être décrit en considérant deux périodes différentes (hautes et basses eaux). En période de hautes eaux (Illustration 53a), on observe un débit résiduel de débordement à la source (Q_r). Les pompages ne sollicitent pas les réserves du karst et le débit pompé (Q_p) correspond à une partie du débit naturel (Q_n) qui se serait naturellement écoulé en absence de pompage. Le débit résiduel de débordement ($Q_r = Q_n - Q_p$) est uniquement observé lorsque $Q_n > Q_p$.

En basses eaux (Illustration 53b), le débit de pompage (Q_p) est supérieur au débit qui se serait naturellement écoulé en absence de pompage (Q_n). Il provoque alors le tarissement de la source ($Q_r = 0$). Lors de ces périodes, (Q_p) s'interprète comme la somme du débit qui se serait naturellement écoulé en absence de pompage (Q_n) et du débit des réserves sollicitées (Q_s): $Q_p = Q_n + Q_s$.

Le débit de sollicitation des réserves du karst (Q_s) peut être calculé au moyen de l'équation suivante :

(1)

$$\begin{aligned} \text{si } Q_p \geq Q_n \text{ alors } Q_s &= Q_n - Q_p \text{ et } Q_r = 0 \\ \text{si } Q_p < Q_n \text{ alors } Q_s &= 0 \text{ et } Q_r = Q_n - Q_p \end{aligned}$$

Le débit (Q_s) s'interprète comme la somme du déstockage des drains karstiques et de la mobilisation de l'eau de la matrice carbonatée (Maréchal et al, 2008). Les pompages mobilisent donc les réserves en eau du système karstique, peu ou pas accessibles en conditions naturelles de fonctionnement. Ce phénomène se traduit par une diminution de la charge piézométrique dans le drain karstique et un tarissement de la source ($Q_r = 0$).

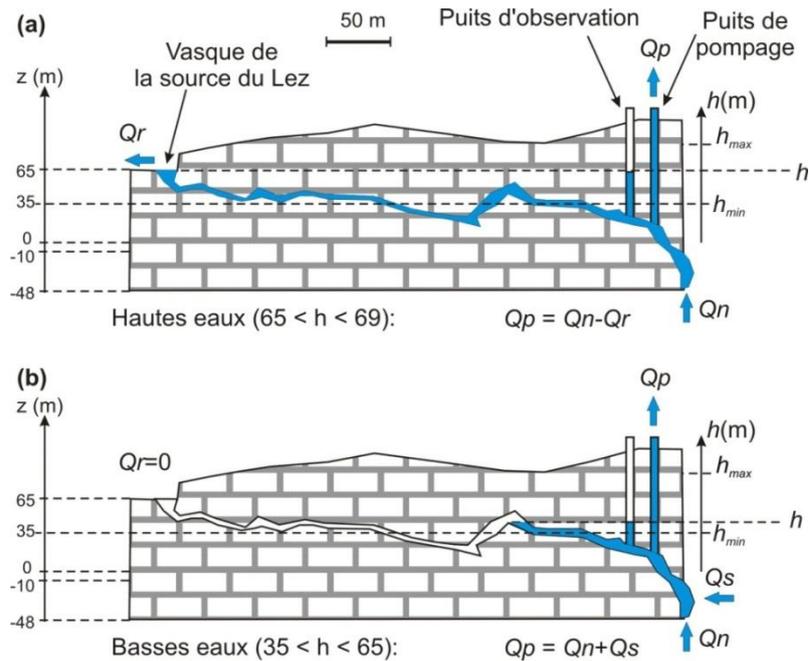


Illustration 53 : Schéma de fonctionnement hydrodynamique de la source du Lez en hautes eaux (a) et basses eaux (b) (extrait de (Maréchal et al, 2014))

Ce travail de modélisation a permis de simuler le comportement des différents compartiments décrits sur ce système karstique (Illustration 54). L'approche de modélisation mise en œuvre permet de reproduire de manière satisfaisante les évolutions journalières de piézométrie mesurée depuis 1974, avec un critère de Nash égal à 0,7 (valeur optimale égale à 1). Les évolutions calculées par le modèle sont jugées globalement satisfaisantes au cours des périodes de rabattement qui correspondent au tarissement de la source. Pour la période antérieure à 1983, le modèle a tendance à surestimer les rabattements. Le modèle conceptuel adopté dans la modélisation réalisée avec Tempo (Maréchal et al, 2014), permet d'estimer que l'essentiel de la variation piézométrique apparaît expliquée par le débit de sollicitation des réserves du karst (44%), suivi par la contribution de la recharge ayant transité dans les formations du Crétacé (35,5 %) et par la recharge des formations calcaires jurassiques (20%)

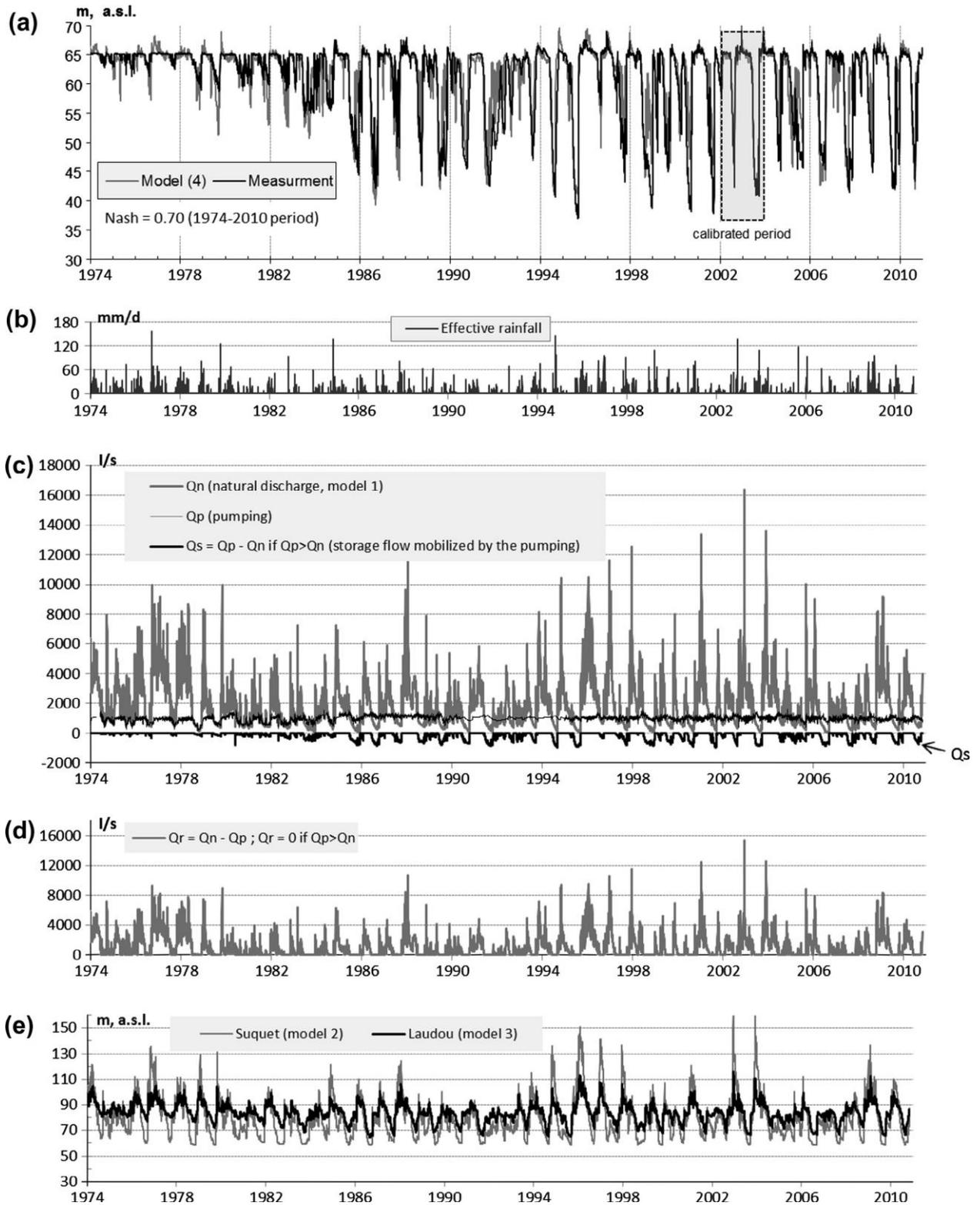


Illustration 54 : Résultat des simulations sur la période 1974-2010 du niveau piézométrique dans le drain du Lez (a), de la pluie efficace (b), du débit Q_n qui se serait écoulé à la source du Lez en l'absence de pompage, du débit de sollicitation du système Q_s (c), du débit résiduel Q_r à la source du Lez (d) et de la piézométrie au Suquet et au Laudou (e), (extrait de (Ladouche et al, 2014)).

3.4.3. La modélisation avec GARDENIA

Le modèle GARDENIA a été appliqué pour simuler le débit à la source du Lez à partir des données journalières des précipitations et d'ETP et en déduire la recharge sur cet hydrosystème. Dans ce cas particulier où le débit simulé est un débit de source (et non de cours d'eau), la totalité de la pluie efficace s'infiltré et constitue la recharge de la nappe. La partition effectuée par GARDENIA s'interprète comme la répartition de la lame d'eau infiltrée entre écoulements rapides (via les fractures et conduits en particulier) et écoulements lents (via la matrice poreuse) au sein du système karstique.

Le modèle a été calé sur la période 1987-2006, en comparant les débits journaliers simulés aux débits naturalisés fournis par le modèle TEMPO (voir §3.4.2). Les paramètres numériques ont été fixés de façon à optimiser le calage des débits (minimisation du biais sur les débits et minimisation des écarts sur le logarithme du débit pour favoriser les étiages). Le système ne connaît ni pompage ni débit extérieur alimentant l'aquifère. Les paramètres physiques du modèle (surface du bassin versant, réserve utile, temps de demi-tarissement, etc...) sont calés automatiquement par le modèle afin que les débits simulés soient les plus proches des débits naturalisés.

Les résultats obtenus sont très satisfaisants, avec un coefficient de Nash de 0,67 sur la période de calage (Illustration 55). Les débits des pointes de crues simulés apparaissent globalement très nettement supérieurs aux débits de pointes de crue mesurés. La surface d'alimentation du système karstique (impluvium efficace) estimée lors du calage est de 105 km² (ce qui correspond à peu près à la superficie des calcaires plus 17% du bassin versant des pertes). La recharge annuelle est comprise entre 225 mm/an et 1169 mm/an avec une moyenne interannuelle (sur 20 ans) de 585 mm/an.

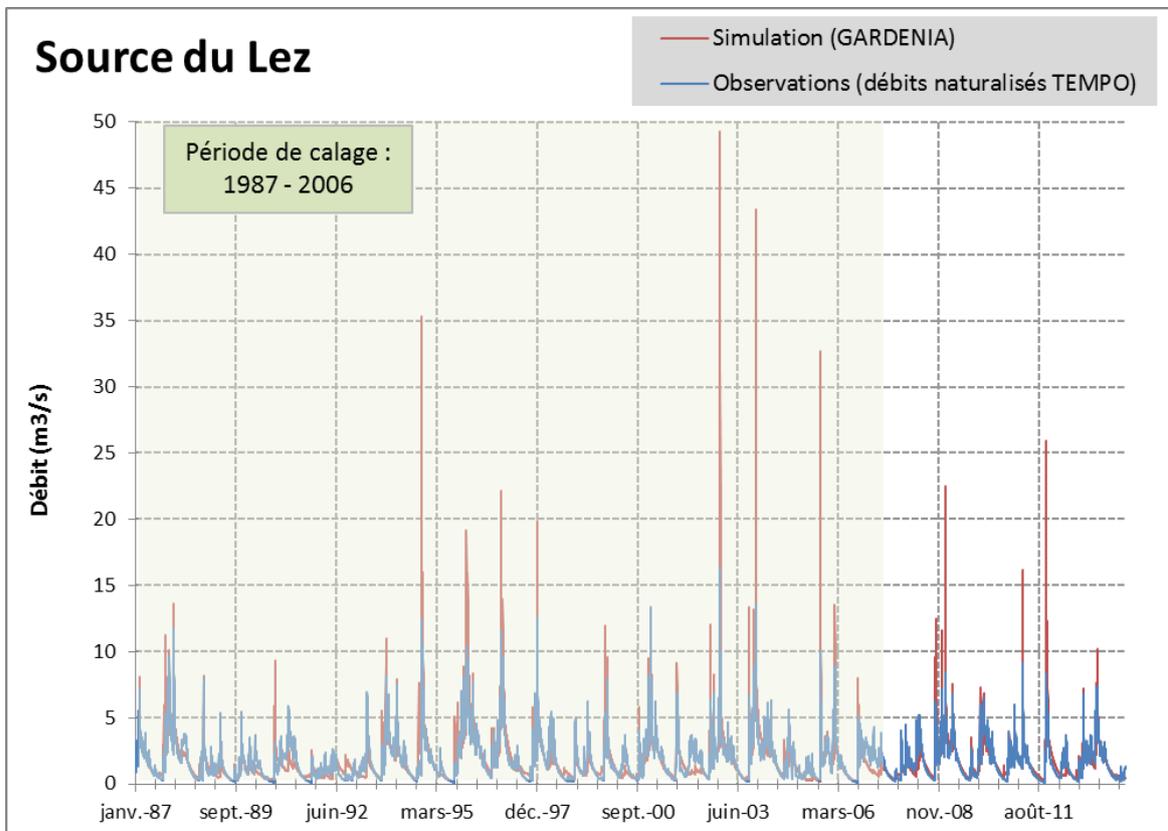


Illustration 55 : Comparaison des débits du Lez naturalisés et des débits simulés par GARDENIA

A noter que les résultats présentés ici ont été obtenus en fournissant en entrée du modèle une chronique de précipitations égales à la somme de la pluie et de la neige. Sur ce bassin où la neige est relativement rare (cumul de 137 mm en 18 ans), il apparaît que les résultats sont très proches si on ne considère que la pluie en entrée. Il en est de même si on fournit en entrée la pluie, la neige et la température et que l'on utilise la fonctionnalité « prise en compte de la neige » de GARDENIA. Selon les données fournies en entrée, les performances du calage sont inchangées et la surface estimée du bassin d'alimentation varie de moins de 1%.

3.4.4. Discussion sur les zones participant à la recharge de l'aquifère du Lez

A ce jour, la question des limites de l'aquifère du Lez et de la superficie qui participe à sa recharge reste une question discutée. En particulier, le fait qu'une partie du réservoir soit sous une couverture peu perméable (séries marneuses et marno-calcaire du Crétacé inférieur (Valanginien inférieur)) fait que l'on doit considérer des superficies d'alimentation de l'aquifère différentes, suivant la méthode de calcul de la recharge que l'on souhaite utiliser. Les récents travaux réalisés dans le cadre du projet Lez GMU (Maréchal et al, 2014) et notamment la modélisation Tempo présentée plus haut, ont permis de préciser les choses.

Dans l'approche de modélisation proposée par l'outil Tempo (ainsi que dans celle de GARDENIA), on considère que 100% de la pluie efficace calculée participe à la recharge. En d'autres termes, la partition de la pluie efficace entre ruissellement et infiltration qui a lieu dans la réalité, se reporte dans le modèle sur le calcul de la surface estimée comme participant à la recharge. Dans le cas du Lez, la modélisation Tempo considère ainsi une superficie de 117 km², sur laquelle toute la pluie efficace s'infiltrerait pour simuler correctement les différents flux au sein de l'aquifère. Dans le cas de la modélisation avec Gardenia, cette surface serait de 105,1 km².

Pour mener à bien l'exercice que nous présentons dans le cadre du présent rapport, il est donc nécessaire de tenir compte de ces différentes superficies, représentées sur l'illustration 56 et que nous décrivons dans ce qui suit.

Dans le cas du système du Lez, nous considérons que l'impluvium concerne l'ensemble des formations qui permettent à l'eau de pluie de s'infiltrer pour rejoindre la partie de l'aquifère karstique drainé par la source du Lez. Il est constitué par les calcaires du Jurassique (où l'aquifère est libre et peut être rechargé par les eaux d'infiltration), mais aussi par les bassins versants drainés par les cours d'eau, dont une partie s'infiltré ensuite dans l'aquifère au travers des pertes connues sur le terrain. Les limites de cet impluvium présentées sur l'illustration 56 sont définies sur des critères tant structuraux (failles, notamment sur le compartiment ouest) qu'hydrauliques (données de traçages et présence de sources drainant les eaux situées à l'extérieur de la limite). Sa superficie totale est de 177,4 km². Les formations calcaires jurassiques, sur lesquelles on peut considérer que la pluie efficace peut s'infiltrer en totalité, représentent une superficie de 90,3 km². Les bassins versants d'alimentation des pertes (hors Jurassique) représentent une superficie de 87,1 km². Par conséquent, on peut écrire le bilan d'infiltration de la pluie efficace suivant pour estimer le taux d'infiltration α annuel moyen sur la superficie drainée par les pertes, sur la base de la surface d'infiltration totale déterminée à l'aide de Tempo ou de Gardenia (équation 70 et 71):

$$117 \times Peff = 90,3 \times Peff + \alpha \times 87,1 \times Peff \quad (2)$$

$$105,1 \times Peff = 90,3 \times Peff + \alpha \times 87,1 \times Peff \quad (3)$$

La résolution de cette équation conduit à des valeurs de α (coefficient d'infiltration au niveau des pertes) égales à 17% pour Gardenia et 30% pour Tempo. On peut aussi estimer que le

rapport des superficies d'impluviums des modèles (117 km² pour Tempo et 105,1 km² pour GARDENIA) à celle de l'impluvium des calcaires affleurants et des bassins versants des pertes (177 km²) permet d'estimer un coefficient d'infiltration de la pluie efficace (tel que défini pour les calculs d'ESPERE) sur ce dernier. On obtiendrait alors une valeur comprise entre 60% et 65%, représentant le pourcentage de la pluie efficace qui s'infiltrerait sur les 177 km² de l'impluvium.

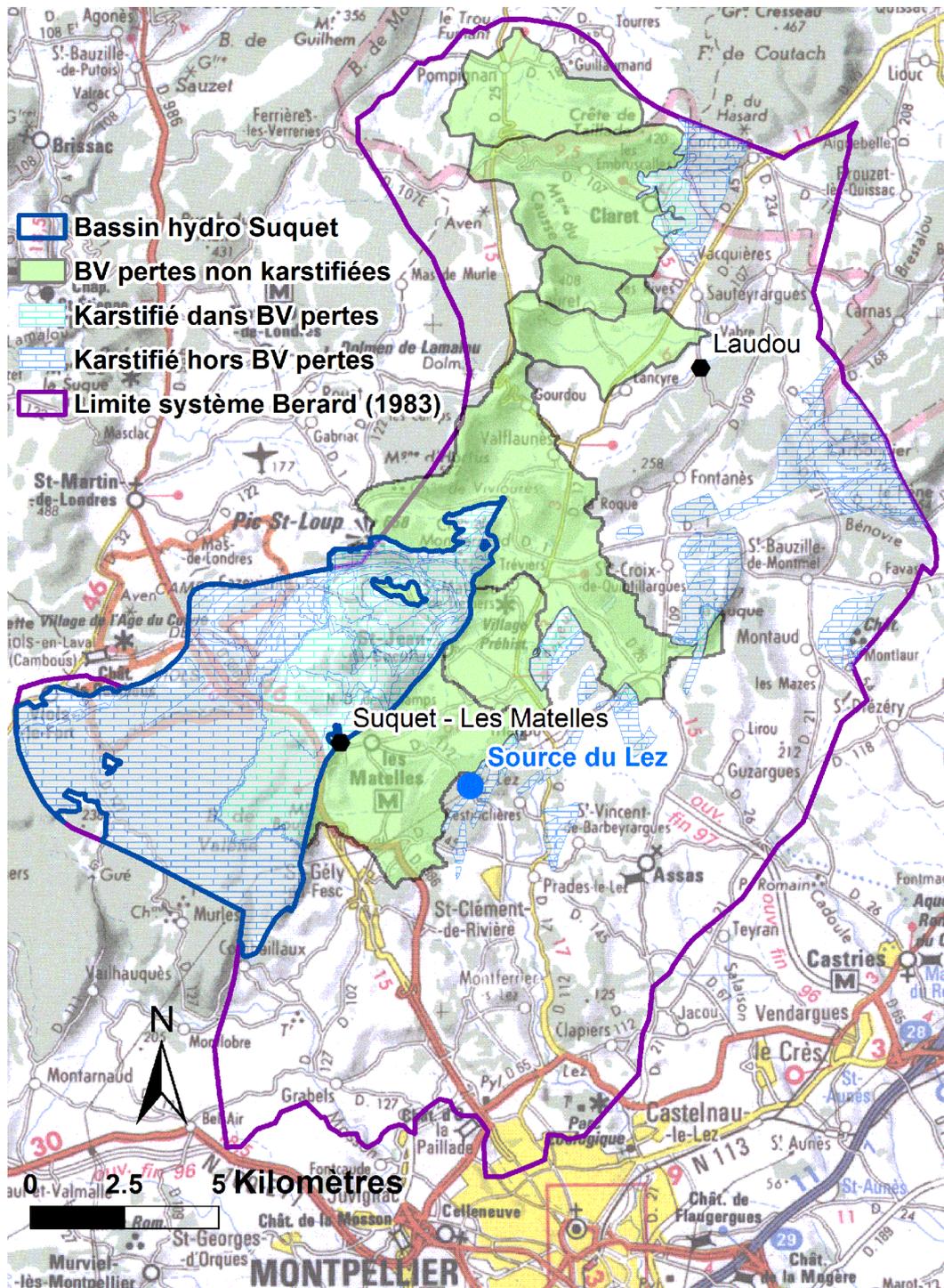


Illustration 56 : Limites de l'impluvium et du bassin hydrogéologique du système karstique du Lez et schématisation de la superficie de formations calcaires dont le piézomètre du Suquet est supposé être représentatif (« bassin hydro » du Suquet).

Si l'impluvium du système karstique est défini comme présenté plus haut, il convient de prendre en compte que cet aquifère est en réalité exploité. Cette exploitation par pompage entraîne donc un rabattement, qui se propage au sein de l'aquifère au-delà des limites de l'impluvium, sans que l'on sache véritablement jusqu'où, notamment en étiage. C'est la raison pour laquelle Bérard (1983) a défini une limite pour le système karstique du Lez (Illustration 56), en fonction des limites structurales et hydrologiques (Pli de Montpellier au sud, accidents tectoniques et traçages à l'Ouest, traçages et sources au nord et accidents tectoniques à l'Est). La superficie totale du bassin hydrogéologique ainsi défini est de 394 km².

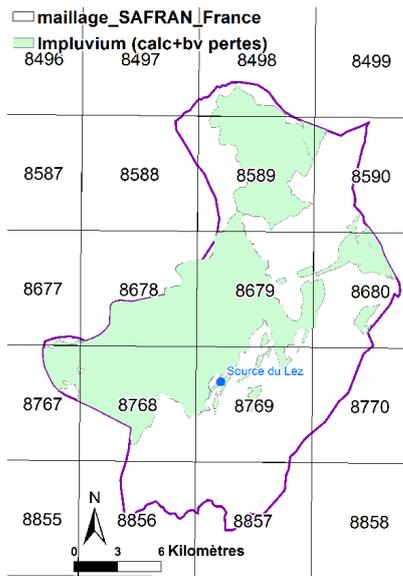
Pour nos calculs avec ESPERE, n'ayant pas la possibilité d'accéder aux débits observés à la Source du Lez (les pompages provoquent son tarissement une grande partie de l'année), nous avons fait le choix d'utiliser les débits naturels simulés par Tempo. L'impluvium rattaché à ces débits est donc celui de 177 km².

Pour l'application de la méthode WTF, nous pouvons nous appuyer sur les chroniques piézométriques disponibles au niveau des piézomètres Laudou et Suquet (Illustration 56). Le piézomètre Laudou apparaît influencé par les pompages au niveau de la source du Lez (Ladouche et al, 2014). De plus, il est représentatif du comportement de l'aquifère dans sa partie sous couverture. Aucune information n'est aujourd'hui disponible sur la superficie dont la chronique piézométrique de Laudou serait représentative. En revanche, il est admis que le piézomètre du Suquet qualifie le comportement des calcaires jurassiques situés à l'affleurement à l'ouest de la faille des Matelles, où l'aquifère est libre. Nous ferons donc l'hypothèse que ce piézomètre est représentatif de la superficie sur laquelle les calcaires affleurent sur ce secteur (64,2 km², appelée « bassin hydro » du Suquet sur Illustration 56). C'est donc cette superficie qui sera utilisée pour l'application de la méthode WTF dans ESPERE. La chronique des niveaux piézométriques observés étant très courte (2006-2009), nous utiliserons plutôt la chronique piézométrique simulée par le modèle Tempo. L'application de la méthode WTF sur des chroniques piézométriques observées dans des aquifères karstiques est hautement discutable, car elle est basée sur des hypothèses très fortes pour ce type d'aquifère (notamment la représentativité d'une mesure piézométrique ponctuelle dans un système hétérogène). Elle l'est d'autant plus que l'on utilise la chronique simulée plutôt que l'observée, pour disposer d'un échantillon d'observation suffisant pour permettre la comparaison avec les autres méthodes de calcul de la recharge. Néanmoins, il apparaissait tout de même intéressant de tester la méthode dans le cadre du présent rapport. Ses résultats sont interprétés en gardant en tête ces limitations dans le cadre des aquifères karstiques.

3.4.5. Estimations de la recharge

Données climatiques

Pour mettre en œuvre les calculs de recharge sur le bassin du Lez, on dispose des données journalières climatiques (pluie, neige, ETP et température) issues de la ré-analyse SAFRAN (Vidal et al, 2010) fournie par MétéoFrance sur une grille de 8*8 km. Si l'on applique cette grille de données sur l'impluvium du Lez (indépendamment du type de formation), on obtient la part que représente celui-ci sur chaque maille SAFRAN (Illustration 57). Les moyennes pondérées (par la fraction de l'impluvium dans chaque maille) des précipitations et de l'ETP sont supposées représentatives du climat du bassin versant et fournies en entrée du modèle.



N° maille Safran	Surface Impluvium (km ²)	Part de la surface totale (%)
8498	5,7	3%
8589	35,9	20%
8590	1,5	1%
8677	0,4	0%
8678	24,7	14%
8679	42,2	24%
8680	11,3	6%
8767	6,5	4%
8768	37,8	21%
8769	11,4	6%
	177,4	100%

Illustration 57 : Impluvium du Lez et mailles SAFRAN

Estimation de la recharge

Pour réaliser les simulations d'estimation de la recharge avec ESPERE pour le système karstique du Lez, nous avons fixé les valeurs pour les paramètres rentrant en compte dans les calculs de la manière suivante :

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	177	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Coefficient d'infiltration de la pluie efficace		65%	Pour transformer les pluies efficaces (méthodes de bilan et Turc) en recharge
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	48	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUmax)
Latitude	°	43.7	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman
Porosité efficace aquifère libre (Sy)		0.0037	Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²	64.2	Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Relation empirique Pluie - Recharge			
a		-1	Par défaut, la méthode empirique de Guttman & Zuckerman est appliquée. Inutile de modifier les paramètres a et B.
B	mm	-1	
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}		0.8	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (complété d'après Eckardt, 2008) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire
k (constante de recession, comprise entre 0 et 1)		0.98	BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle

Illustration 58 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge de la source du Lez dans ESPERE.

Les paramètres ont été qualifiés de la manière suivante :

- suivant la discussion précédente, la superficie de l'impluvium a été fixée à 177 km² et celle du bassin hydrogéologique, qui sera utilisée pour la méthode WTF avec la chronique du Suquet a été fixée à 64,2 km² ;
- suivant la discussion précédente, nous avons déterminé un coefficient d'infiltration de la pluie efficace moyen sur l'impluvium compris entre 60% et 65%. Cette valeur étant proche de celle obtenue à partir du calcul basé sur la simulation de SURFEX (65%), nous avons conservé cette dernière pour garder la cohérence avec les autres cas d'étude ;

- d'après la BD Sols de l'INRA au 1/250 000 sur la région Languedoc Roussillon, la valeur moyenne sur l'impluvium du Lez (177 km²) du stock maximal d'eau dans le sol, sur un profil de sol de 2 m est de 48 mm. Il convient de rappeler que cette valeur, qui semble importante en comparaison des ordres de grandeur retenus sur d'autres aquifères karstiques, intègre des formations peu perméables sur les bassins versants des pertes ;
- d'après (Ladouche et al, 2014), la porosité efficace des formations dont le piézomètre de Suquet est représentatif est de 0,0037 ;
- les débits étant observés au niveau d'une source de système karstique, on pourrait considérer qu'il n'y a pas de contribution du ruissellement superficiel au débit. Cependant, dans le cas particulier des systèmes karstiques, une part non-négligeable du ruissellement peut se ré-infiltrer au travers de pertes et se retrouver au niveau de la source. En conséquence, les méthodes de filtrage des débits ont été appliquées à la chronique observée. Le BFImax a été fixé comme étant égal à 0.8 suivant les recommandations des auteurs de la méthode et la constante de récession a été calibrée. Pour éviter d'introduire un biais lié à l'utilisateur dans les comparaisons des résultats entre cas d'étude, ceci a été fait de manière automatique. Pour ce faire, l'outil développé par Posavec et al, (2010) a permis de caler une relation exponentielle en utilisant la technique de la MRC (cf. 2.3.3). Le résultat de cette approximation exponentielle est visible sur l'illustration 59. La valeur attribuée à la constante de récession est donc calculée avec la relation $k = e^{(-0.022)} = 0,98$.

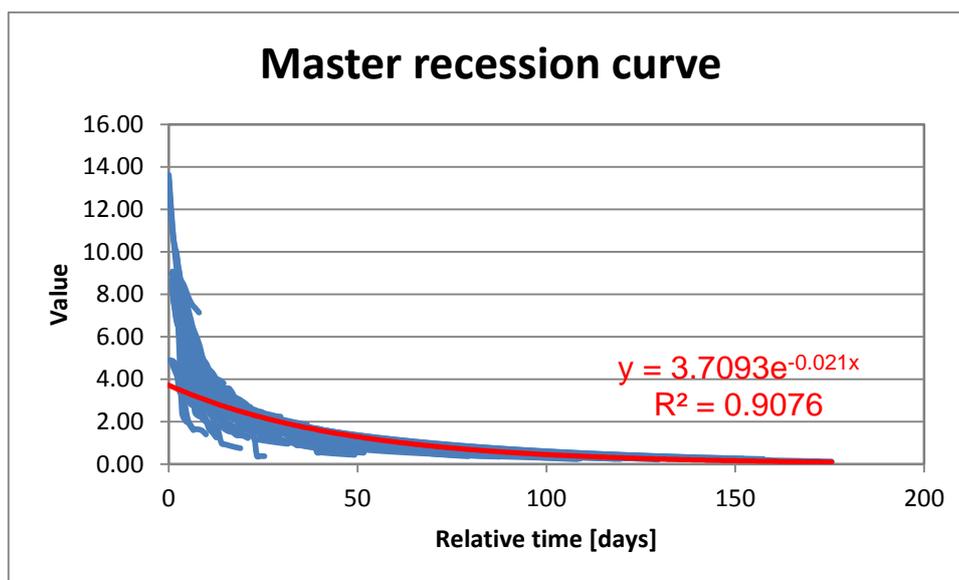


Illustration 59 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la source du Lez par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k .

Estimation de la pluie efficace

Les méthodes permettant le calcul de la pluie efficace fournissent le résultat présenté sur l'illustration 60. Pour les besoins de la comparaison, les pluies efficaces simulées par les modèles Gardenia et Tempo ont été corrigées du rapport de leur surface de modélisation (105,1 km² pour Gardenia et 117 km² pour Tempo) à la surface de l'impluvium (177 km²), sur laquelle les autres méthodes sont appliquées. Sur la période considérée, la recharge estimée fluctue grossièrement entre 50 mm et 850 mm, toutes méthodes confondues. Les méthodes de bilan (Thorntwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) présentent des valeurs qui sont généralement supérieures à celles simulées par les modèles, notamment en année humide. Parmi ces méthodes, Dingman-Penman et Dingman-Hamon fournissent des valeurs plus

élevées de pluie efficace que Thornthwaite. Cela est dû en partie à l'approche conceptuelle de la méthode de Dingman qui permet de générer un écoulement même en cas d'absence de précipitation (cf. §2.3.1 dans Caballero et al., 2015). L'effet de la neige est probablement réduit sur ce système peu soumis aux précipitations solides. Les différences entre Dingman-Penman et Dingman-Hamon sont probablement liées à la formulation de l'ETP utilisée qui n'est pas la même. Ce point est discuté au §5.5.1 dans Caballero et al., 2015.

L'ensemble des méthodes fournissent des pluies efficaces dont l'écart moyen (valeur moyenne des écarts absolus de chaque méthode à la valeur moyenne des pluies efficaces pour les méthodes considérées) est de l'ordre de 50 mm sur la période considérée.

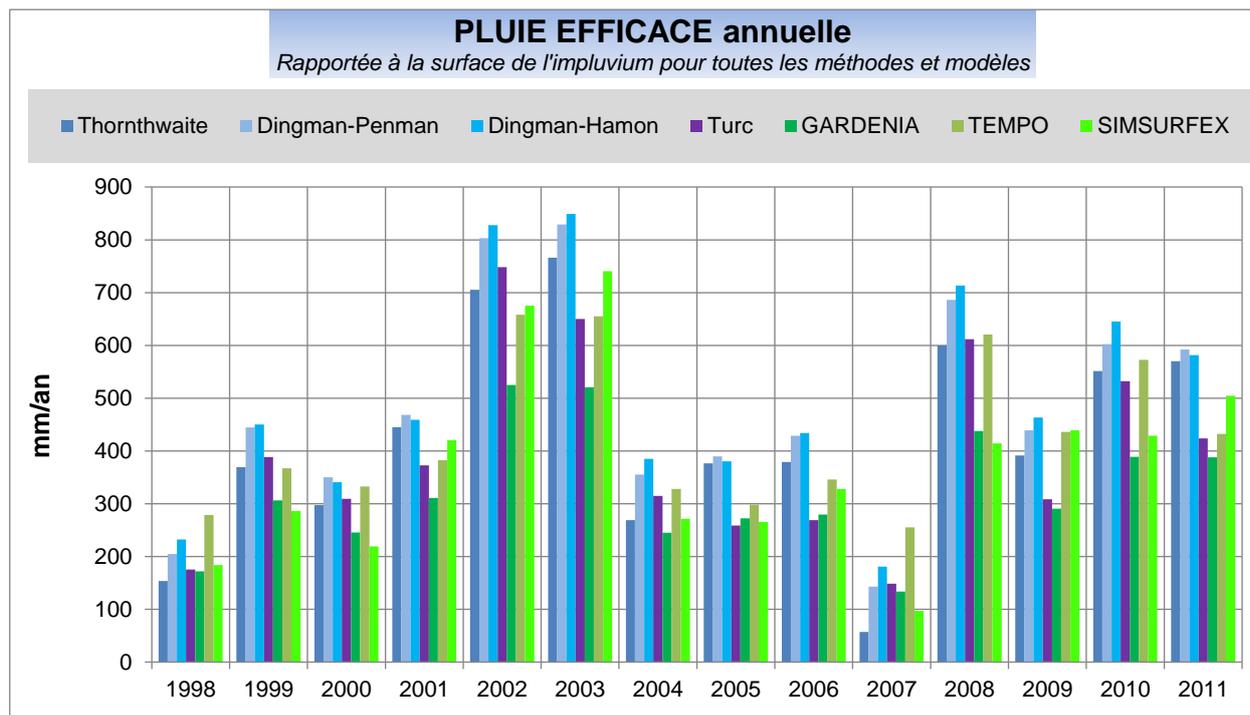


Illustration 60 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour le système karstique du Lez.

Estimation de la recharge

Les méthodes permettant le calcul de la recharge fournissent le résultat présenté sur Illustration 61. Comme pour la comparaison des pluies efficaces, toutes les recharges calculées ont été ramenées à la superficie de l'impluvium (177 km²), ce qui suppose de corriger les résultats de la méthode WTF et des modèles Gardenia et Tempo. Pour les méthodes passant par le calcul de la pluie efficace, la recharge est calculée en utilisant le coefficient d'infiltration de la pluie efficace défini dans le paramétrage. Sur la période considérée (1996-2011), la recharge fluctue grossièrement entre 30 mm et 700 mm toutes méthodes confondues. Cependant, les valeurs les plus fortes sont surtout le fait des méthodes empiriques, qui s'écartent sensiblement des résultats moyens, notamment en année humide. L'ensemble des méthodes fournissent des recharges dont l'écart moyen (valeur moyenne des écarts absolus de chaque méthode à la valeur moyenne des recharges pour les méthodes considérées) est de l'ordre de 80 mm sur la période considérée. A nouveau, cette valeur est tirée vers le haut du fait des résultats des méthodes empiriques en année humide (l'écart moyen calculé sans les méthodes empiriques est de 60 mm).

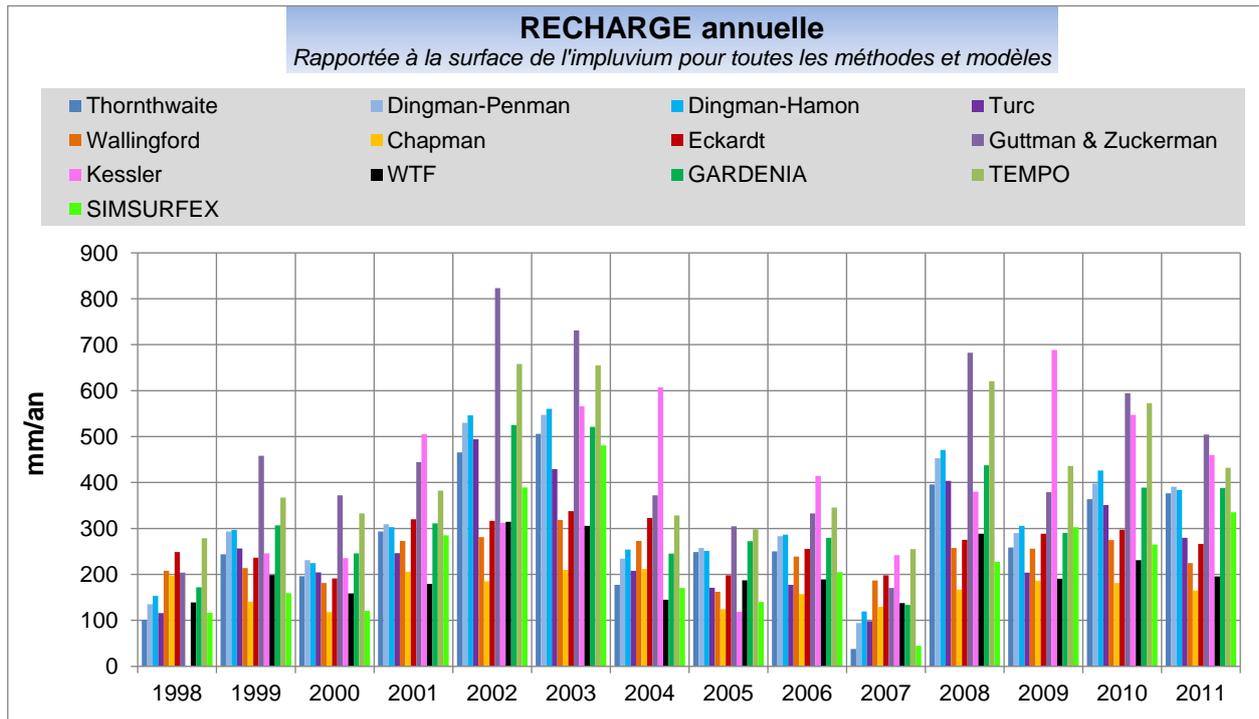


Illustration 61 : Recharges annuelles calculées avec ESPERE pour le système karstique du Lez.

L'illustration 62 présente les valeurs moyennes de la recharge calculée avec toutes les méthodes au pas de temps mensuel. On constate que la recharge s'effectue entre l'automne et le printemps. Là encore, la recharge calculée par les méthodes de bilan (Thornthwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) affiche une dynamique saisonnière différente de celles calculées avec les méthodes de filtre des débits naturels simulés par Tempo. Les recharges simulées par les méthodes de bilan sont sensiblement plus importantes (resp. plus faibles) entre septembre et décembre (resp. entre avril et août) que celles calculées à partir des débits.

Par ailleurs, on constate que si les recharges calculées avec la méthode de Dingman-Hamon sont généralement supérieures à celles calculées avec la méthode Dingman-Penman, ce n'est pas le cas pour les mois de septembre, octobre et novembre. La seule différence entre les deux méthodes réside dans la formulation de l'ETP utilisée. Alors que la méthode Dingman-Penman utilise la donnée SAFRAN qui fournit une ETP calculée selon la formulation de Penman-Montheith (P-M), la méthode de Dingman-Hamon utilise la formulation de Hamon (cf. §2.3.1 dans Caballero et al., 2015). Or, la comparaison des deux chroniques permet de montrer que si l'ETP de P-M est généralement plus élevée que celle d'Hamon sur l'ensemble de l'année, elle est aussi affectée d'une plus grande variabilité (Illustration 63). Cette caractéristique fait que les valeurs d'ETP de P-M peuvent ponctuellement être inférieures à celles d'Hamon, ce que l'on constate sur l'illustration 63. Cette forte variabilité semble donc expliquer le fait que Dingman-Hamon présente des valeurs de recharge inférieures à celles de Dingman-Penman à la même période.

Le modèle Gardenia suit une dynamique similaire à celle des méthodes de bilan, alors que Tempo affiche une dynamique différente, mais qui se distingue aussi de celle des débits. De fait, la recharge simulée par Tempo est sensiblement supérieure aux autres et notamment en hiver et au printemps. Ceci est probablement dû au fait qu'une partie de la recharge simulée par Tempo est utilisée pour compenser les prélèvements par pompage, le reste permettant d'alimenter les débits à la source (Ladouche et al, 2014). La comparaison au pas de temps annuel présentée sur l'illustration 61 confirme d'ailleurs cette hypothèse, puisque les cumuls

annuels de recharge calculés avec la méthode Tempo sont systématiquement supérieurs à ceux obtenus à l'aide des méthodes de filtre des débits (Wallingford, Chapman et Eckhardt).

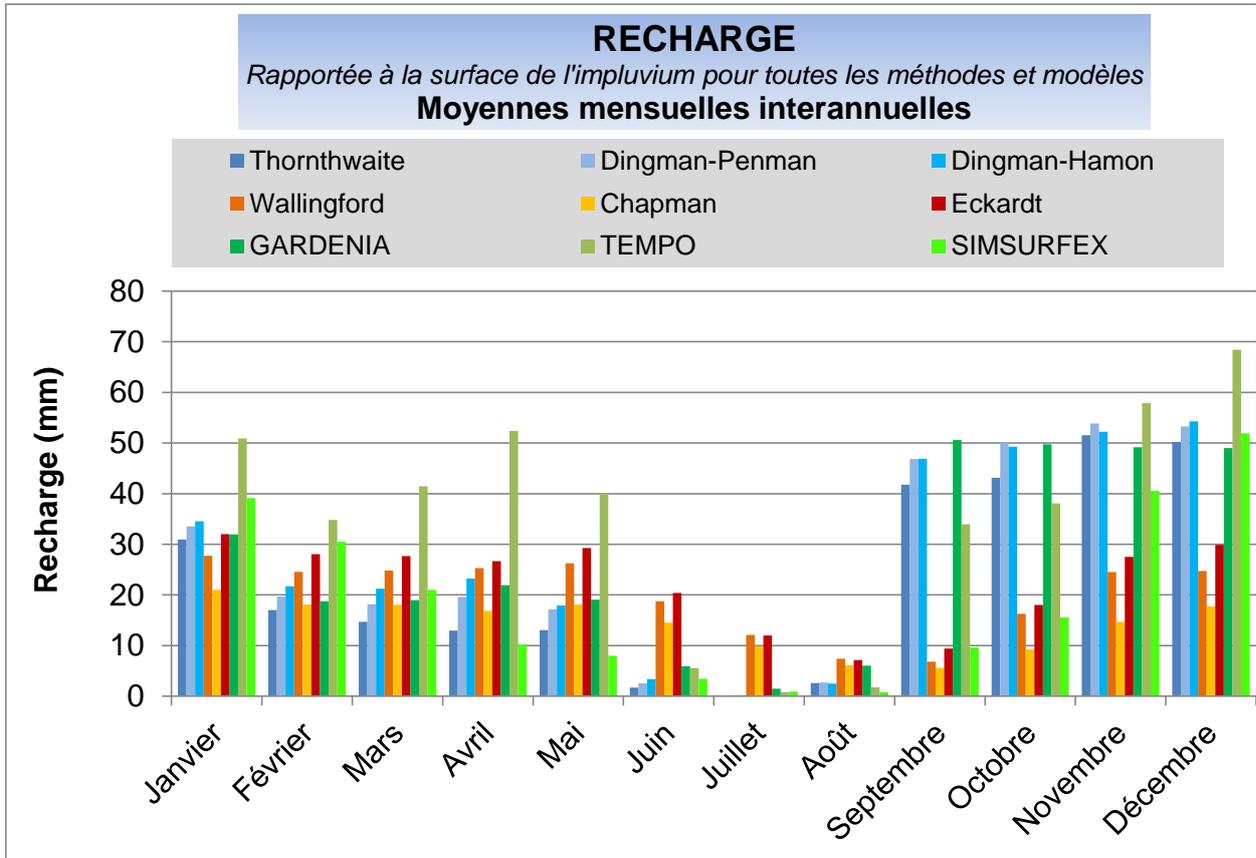


Illustration 62 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour le système karstique du Lez sur la période 1998-2011.

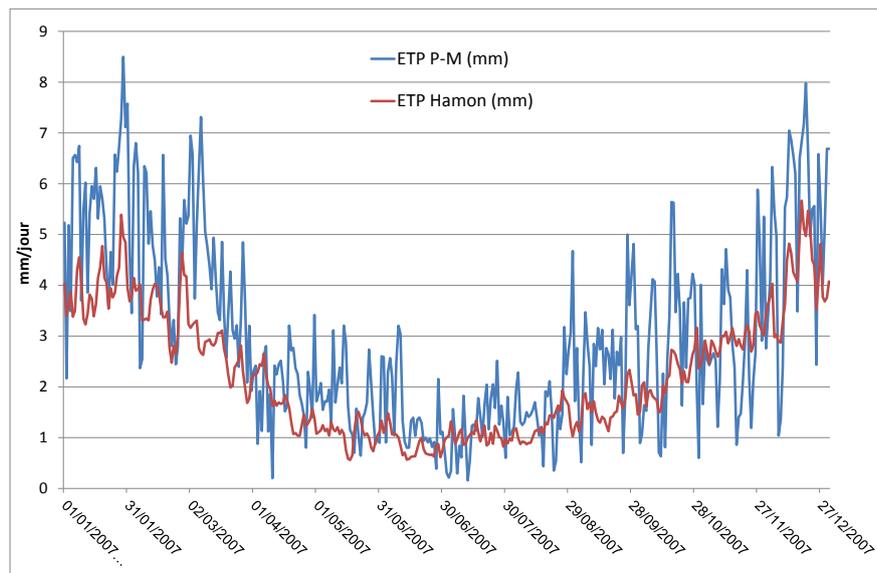


Illustration 63 : Comparaison des chroniques d'ETP de Penman-Montheith utilisée par la méthode Dingman-Penman et d'Hamon utilisée par la méthode Dingman-Hamon.

3.5. LES FORMATIONS DE SOCLE GRANITIQUE DU TARAVO (CORSE)

3.5.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique

La vallée du Taravo se trouve dans le département de Corse-du-Sud, à l'est d'Ajaccio (Illustration 64). D'une superficie de 331 km², son substratum est essentiellement constitué de monzogranites et granodiorites, comme ceux qui couvrent les 2/3 de la superficie de l'île à l'ouest.

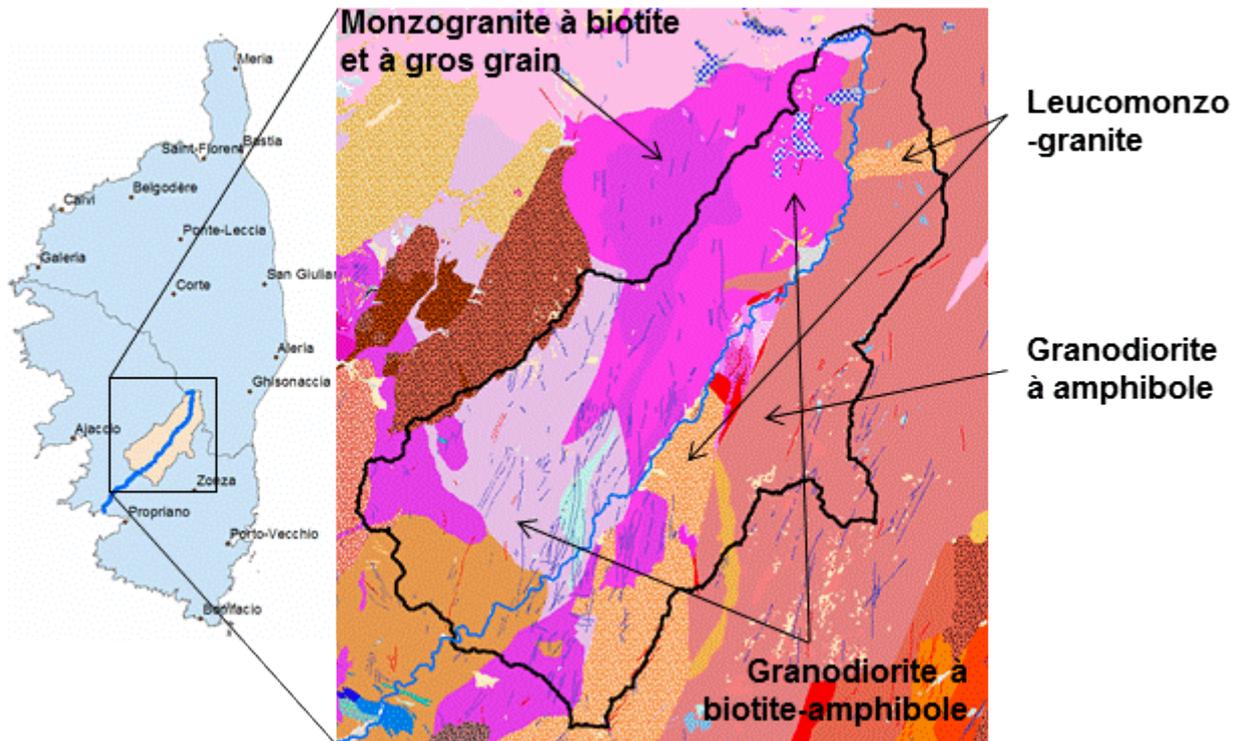


Illustration 64 : Localisation de la vallée du Taravo en Corse, son bassin versant et contexte géologique.

Le Taravo, qui draine ce bassin, prend sa source à plus de 1 800 m dans le massif du Monte Grosso et se jette en Méditerranée, au nord de Propriano. Son comportement hydrologique est suivi à la station du Pont d'Abra, commune de Zigliara (code Banque Hydro : Y8624010).

Les formations de socle granitique peuvent constituer des réservoirs intéressants pour les eaux souterraines lorsqu'elles ont subi une altération soustractive (c'est-à-dire capable d'exporter les éléments chimiques les plus solubles) suffisante pour créer un volume de porosité susceptible de stocker de l'eau. Le modèle conceptuel proposé par Wyns et al., (2004) considère en particulier que l'altération de la biotite contenue dans les granites, qui provoque un gonflement de ce minéral, peut être à l'origine de contraintes engendrant une fissuration du massif, qui lui confère une bonne partie de son caractère aquifère (Illustration 65). Ce modèle permet d'attribuer à la roche granitique des propriétés hydrauliques spécifiques (Dewandel et al., 2006). En allant de la surface en profondeur, les altérites, de composition argilo-sableuse et ayant une porosité efficace souvent comprise entre 3 et 10%, ont un rôle capacitif. L'horizon fissuré, affecté d'une fissuration sub-horizontale de densité décroissante avec la profondeur, peut localement présenter une bonne conductivité hydraulique lui assurant un rôle transmissif au sein de l'aquifère. En dessous de l'horizon fissuré, la roche saine n'est perméable que très

localement, à la faveur de fractures d'origine tectonique (qui sont historiquement les cibles recherchées pour l'implantation de forages dans ce type de contexte).

Une étude globale de caractérisation de la ressource en eau contenue dans les formations de socle granitique en Corse (Frissant et al. 2010) a identifié le bassin du Taravo comme ayant un potentiel aquifère intéressant, du fait de la présence de biotite dans la composition des roches granitiques du secteur (Illustration 64).

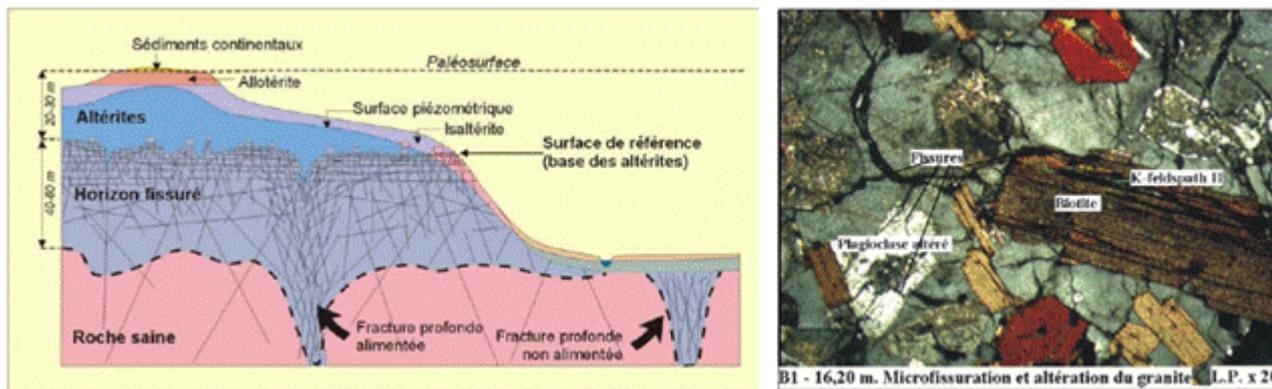


Illustration 65 : Modèle conceptuel décrivant le milieu fissuré au sein des granites (gauche, Wyns et al., 2014) et détail d'une lame mince permettant de visualiser la fissuration provoquée par la biotite altérée (Frissant et al., 2010).

Cette potentialité intéressante révélée par la présence de granites à biotite a pu être confortée par le calcul des débits spécifiques d'écoulement en plusieurs points du cours d'eau et par l'analyse de l'hydrogramme du cours d'eau à la station du Pont d'Abra. Ainsi, ces travaux ont montré que ce bassin aurait une potentialité en termes de ressource en eau souterraine, parmi les plus fortes de l'ensemble des bassins étudiés en Corse (Illustration 66).

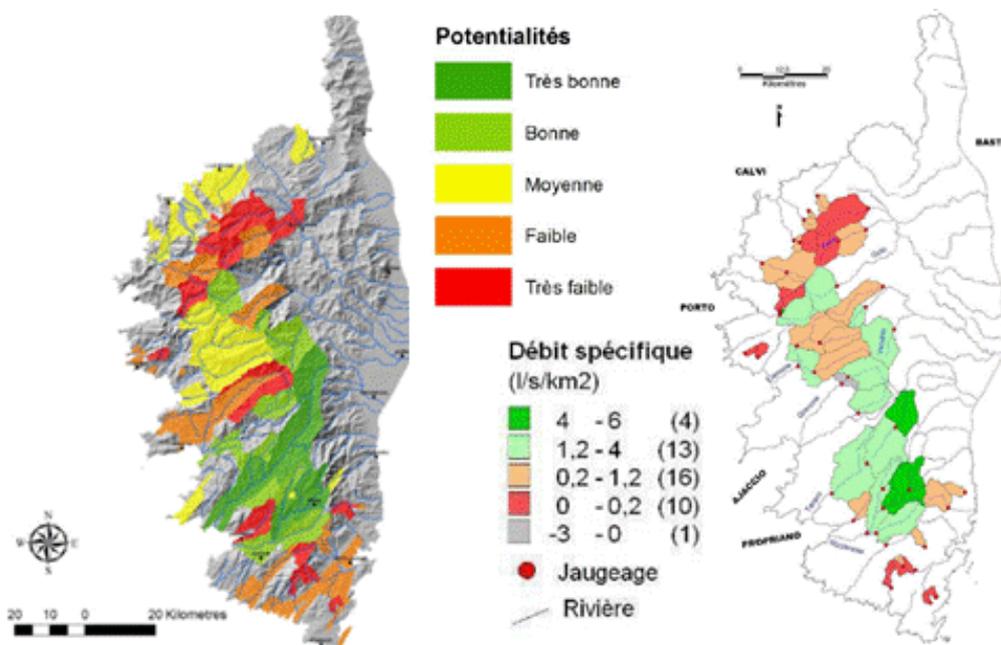
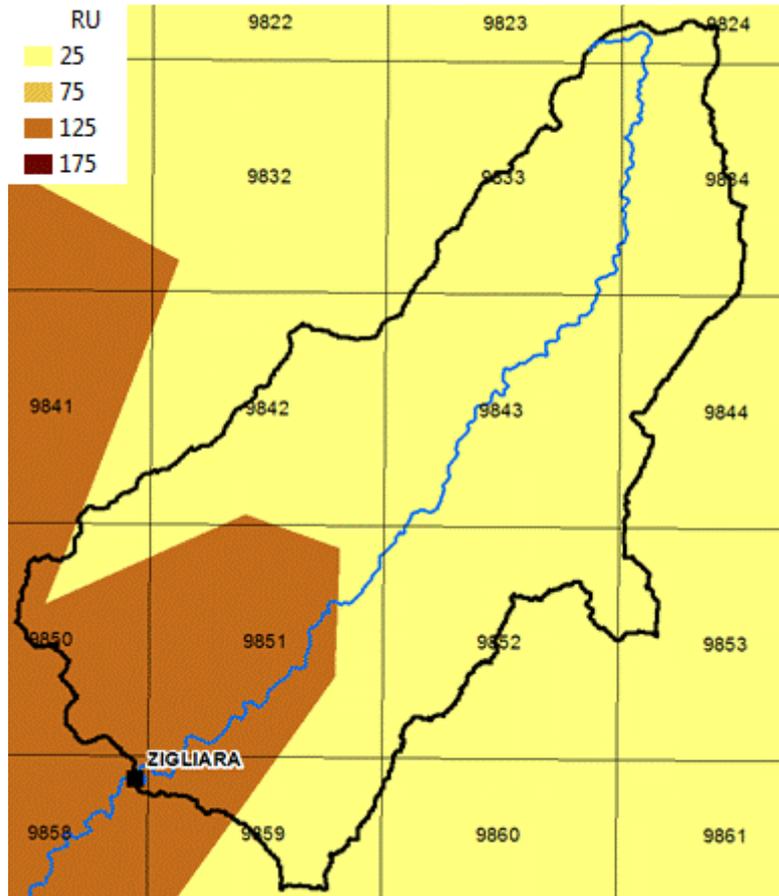


Illustration 66 : Potentialité des bassins versants étudiés (gauche) et détail des débits spécifiques (corrégés de la pente) obtenus par jaugeages différentiels (Frissant et al. 2010).

3.5.2. Estimation de la recharge

Données climatiques et paramétrage

Pour mettre en œuvre les calculs de recharge sur le bassin du Taravo, on utilise les données journalières climatiques de SAFRAN. Si l'on applique cette grille de données sur l'impluvium, on voit ce que celui-ci représente sur chaque maille SAFRAN (Illustration 67). Les moyennes pondérées (par la superficie couverte sur chaque maille) des précipitations et de l'ETP sont supposées représentatives du climat du secteur et sont fournies en entrée aux calculs dans ESPERE.



num_maille_safran	9823	9824	9833	9834	9841	9842	9843	9844	9850	9851	9852	9853	9858	9859	9860
Superficie (km ²)	1.0	4.0	33.7	29.0	2.1	37.5	63.3	11.7	24.9	63.8	35.3	3.4	0.5	21.0	0.3

Illustration 67 : Emprise du bassin versant du Taravo sur le maillage SAFRAN (avec la superficie des mailles concernées) et cartographie de la réserve utile des sols (© BD INRA 1/1 000 000).

Pour réaliser les estimations de la recharge avec ESPERE pour le bassin du Taravo, nous avons donc fixé les valeurs des paramètres rentrant en compte dans les calculs (Illustration 68) :

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	331	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Ratio Infiltration / Pluie efficace		0.81	Pour transformer la pluie efficace en recharge (méthodes de bilan et Turc). Vaut 0 si toute la pluie efficace ruisselle, vaut 1 si toute la pluie efficace s'infiltré.
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	47	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUMax)
Latitude	°	41.9	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman - Hamon
Porosité efficace aquifère libre (Sy)			Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²		Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Végétation			
Prise en compte du couvert végétal pour le calcul de l'ETR.			Pour activer cette option et définir les paramètres, cliquer ici
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}	0.25	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (d'après Eckardt, 2005) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle	
k (constante de récession, comprise entre 0 et 1)	0.94		

Illustration 68 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge de la Vistrenque dans ESPERE.

Les paramètres ont été qualifiés de la manière suivante :

- Il n'est pas nécessaire de considérer le bassin hydrogéologique, ni de définir la porosité efficace, car il n'existe pas de piézomètres disposant d'une chronique au sein du bassin ;
- Le ratio d'infiltration / pluie efficace (81% de la pluie efficace s'infiltré) a été obtenu en calculant le ratio moyen des flux de drainage par rapport à ceux de pluie efficace simulés par SURFEX sur l'emprise du maillage Safran (cf. § 4.2 dans Caballero et al., 2015) ;
- La valeur moyenne de la réserve utile du sol considérée pour les calculs des méthodes de type « bilan » est de 47 mm, obtenue à partir de la carte au 1/1 000 000^{ème} de l'INRA, (2014) et des valeurs moyennes que celle-ci attribue aux horizons pédologiques dans le secteur (Illustration 67) ;
- Pour pouvoir utiliser les chroniques de débits du Taravo à la station du Pont d'Abra avec les méthodes de filtre, le BFI_{max} a été fixé comme étant égal à 0,25 suivant les recommandations des auteurs de la méthode (Illustration 68). La constante de récession a été calibrée en utilisant un outil d'optimisation permettant de caler une relation exponentielle en utilisant la technique de la MRC (cf. § 2.3.2 dans Caballero et al., 2015), à l'aide d'un outil développé par Posavec et al, (2010). Le résultat de cette approximation exponentielle est visible sur l'illustration 69. La valeur attribuée à la constante de récession est donc calculée avec la relation $k = e^{-0.058} = 0,94$.

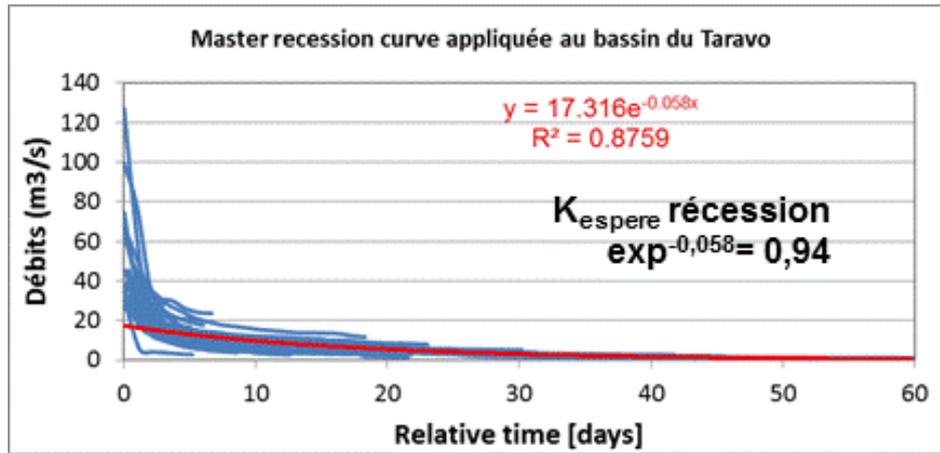


Illustration 69 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits du Taravo à la station du Pont d'Abra par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k .

Estimation de la pluie efficace

Les méthodes permettant le calcul de la pluie efficace fournissent le résultat présenté sur l'illustration 70. Sur la période considérée (1998-2011), elles fluctuent grossièrement entre 450 mm et 1400 mm par an, toutes méthodes confondues. Les méthodes de bilan (Thornthwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) présentent des valeurs qui sont généralement supérieures à celles de Turc et de SURFEX. Parmi ces méthodes, Dingman-Penman et Dingman-Hamon fournissent des valeurs de pluie efficace plus élevées que Thornthwaite. Cela est dû à l'approche conceptuelle de la méthode de Dingman qui permet de générer un écoulement même en cas d'absence de précipitation et (cf. 2.3 dans Caballero et al., 2015) et au fait que Dingman-Hamon considère l'ETP de Hamon probablement plus faible que celle de Safran dans ce secteur. L'ensemble des méthodes fournissent des pluies efficaces dont l'écart-type est en moyenne de l'ordre de 80 mm sur la période 1998-2011.

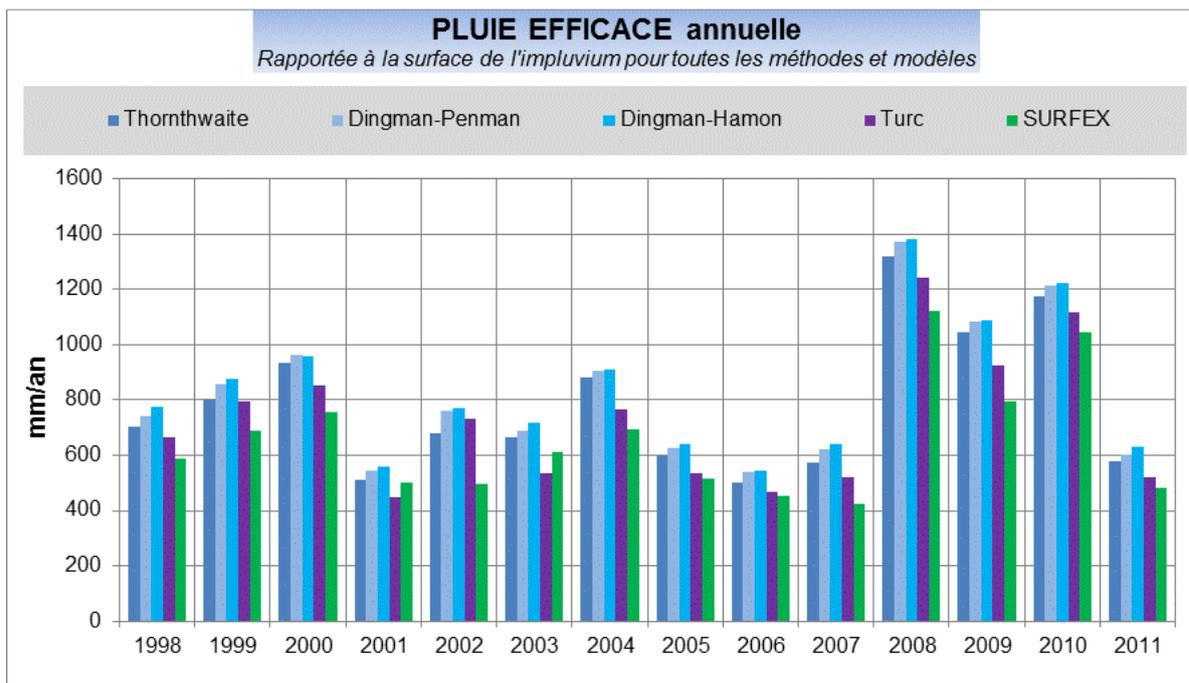


Illustration 70 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour le BV du Taravo.

Estimation de la recharge

Les recharges calculées à partir des méthodes de bilan fournissent le résultat présenté sur l'illustration 71. Pour les méthodes passant par le calcul de la pluie efficace, la recharge est calculée en utilisant le coefficient d'infiltration de la pluie efficace défini dans le paramétrage (81% de la pluie efficace journalière est considérée comme de la recharge). On constate que la méthode empirique de Guttman fournit des résultats surestimés, surtout les années humides. La méthode empirique de Kessler n'est pas toujours incohérente et les valeurs qu'elle fournit pourraient être conservées. Cependant, pour plus de cohérence, les deux méthodes empiriques ne seront pas considérées dans ce qui suit. En faisant abstraction des résultats obtenus avec ces deux méthodes, la recharge fluctue grossièrement entre 350 mm et 1100 mm toutes méthodes de bilan confondues.

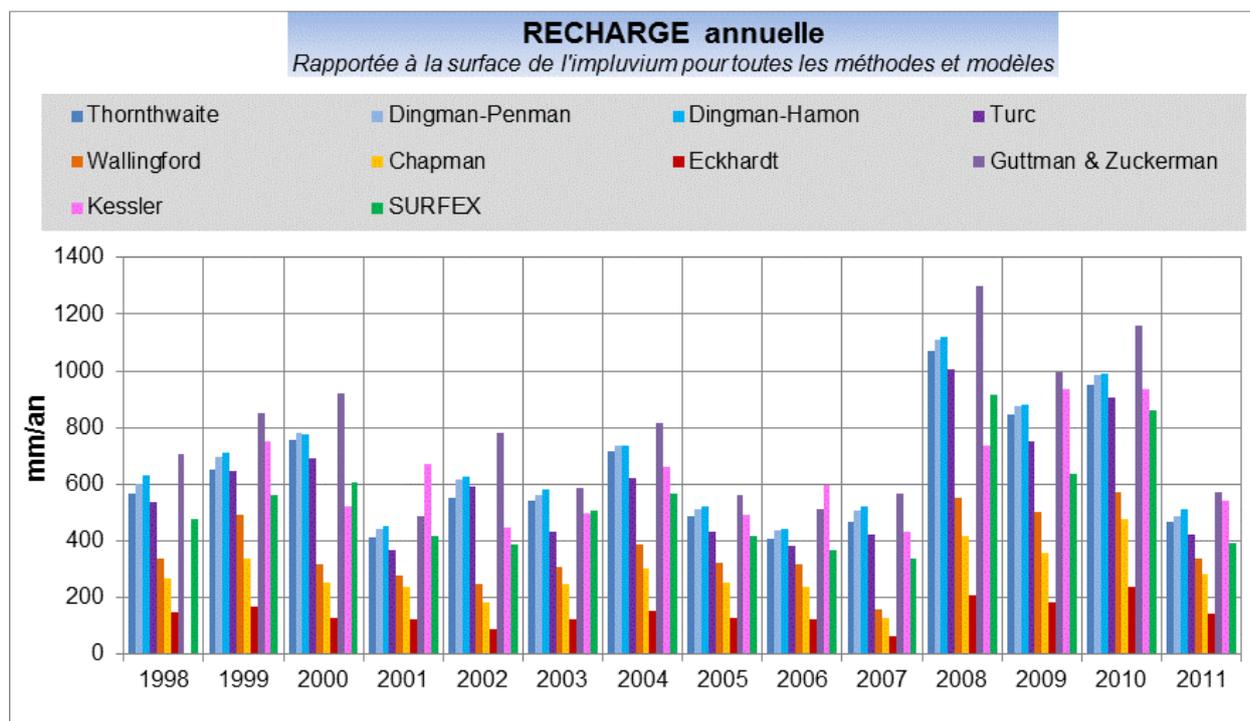


Illustration 71 : Recharges annuelles calculées pour le bassin du Taravo, à partir des méthodes de bilan et de filtre de débits. Pour la méthode Kessler, pas de calcul la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.

Les recharges calculées par les méthodes de filtre de débits apparaissent clairement plus faibles que celles obtenues avec les méthodes de bilan ou avec SURFEX. Ceci pourrait être dû à la forte valeur du ratio d'infiltration de la pluie efficace utilisé pour le calcul. En effet, d'après SURFEX, 81% de la pluie efficace se transformerait en recharge, ce qui constitue une valeur élevée. A titre de comparaison, la carte de l'InDICE de Persistance des Réseaux (IDPR, Mardhel et al. (2004) et § 2.4.5 dans Caballero et al., 2015) indique sur ce secteur une capacité à l'infiltration plutôt moyenne (Illustration 72). La valeur médiane de l'IDPR sur l'emprise du bassin du Taravo est de 1155, ce qui d'après le tableau de correspondance proposé par David (2012) (cf. Illustration 16 dans Caballero et al., 2015), représenterait un pourcentage d'infiltration de 45% de la pluie efficace. L'illustration 73 montre que les valeurs annuelles de recharge obtenues avec ce ratio semblent beaucoup plus cohérentes entre les méthodes, en dehors de SURFEX qui apparaît clairement surestimer la recharge (ce qui est logique au vu du ratio de 81% d'infiltration de la pluie efficace qu'il fournit).

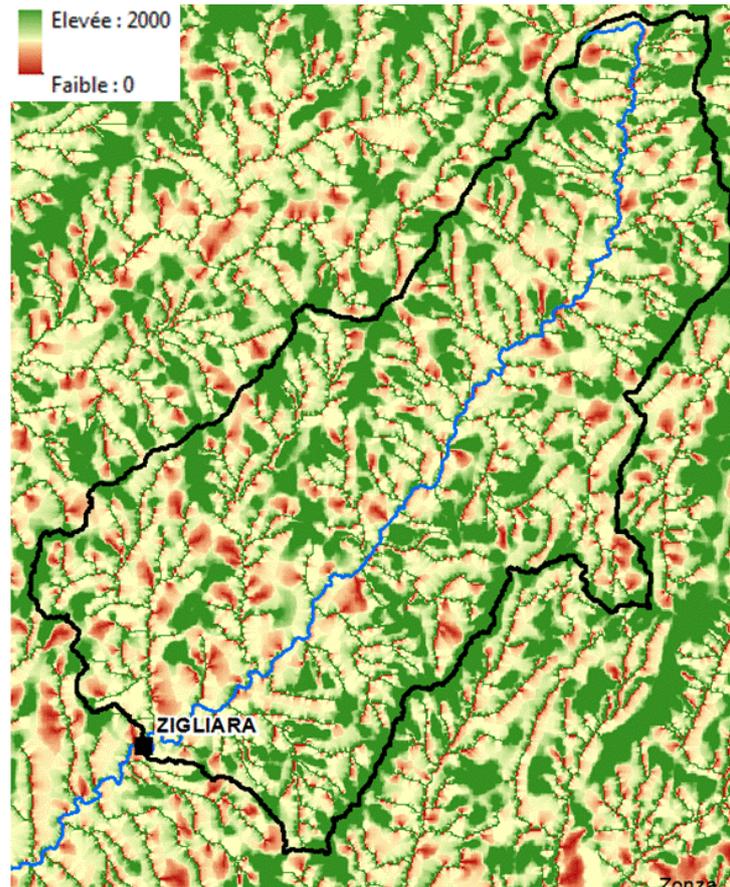


Illustration 72 : Carte de l'IDPR dans le secteur du bassin du Taravo (Vert: Infiltration très majoritaire, Rouge : Ruissellement très majoritaire)

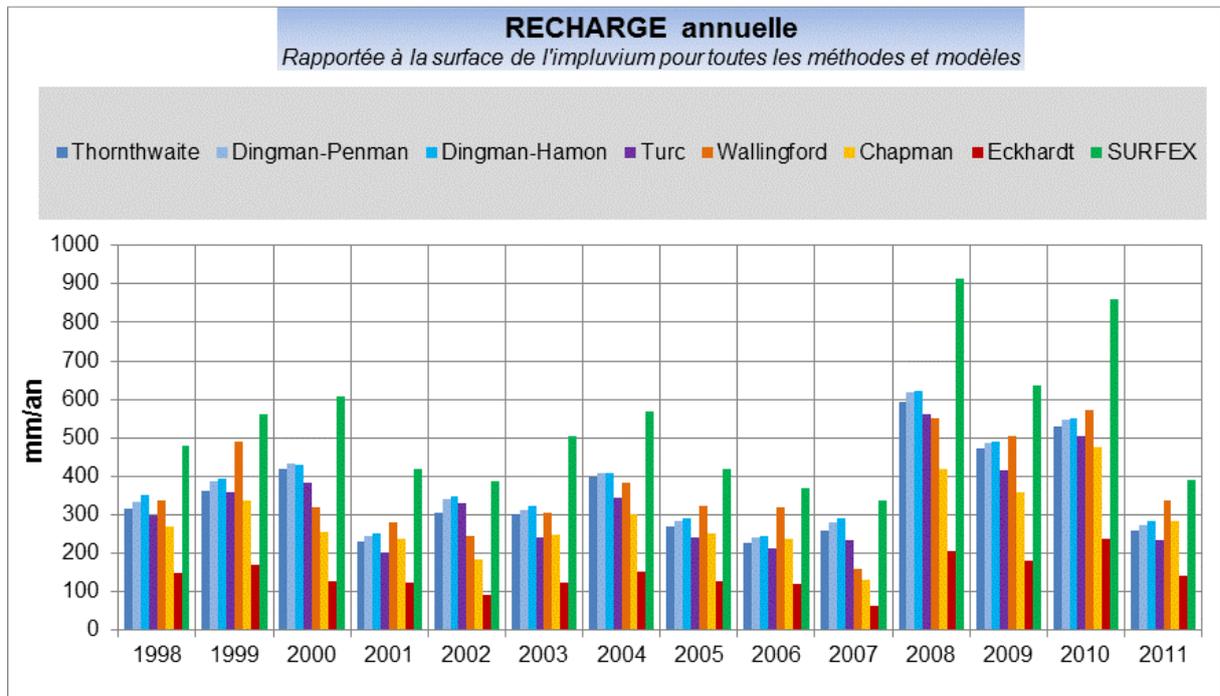


Illustration 73 : Recharges annuelles calculées pour la bassin du Taravo, à partir des méthodes de bilan et de filtre de débits, pour un ratio d'infiltration de la pluie efficace de 45% (tiré de l'IDPR).

L'illustration 74 présente les valeurs moyennes de la recharge calculée avec toutes les méthodes au pas de temps mensuel. On constate que la recharge s'effectue surtout à l'automne puis en hiver. Les méthodes de bilan sont plus réactives que Surfex, ce qui fait que ce dernier simule une recharge plus forte surtout en hiver et au printemps. La recharge calculée par les méthodes de bilan affiche une dynamique saisonnière différente de celle calculée à partir des débits. Les méthodes de filtre mettent en évidence un soutien fort des écoulements par les eaux souterraines au printemps (potentiellement en lien avec la fonte des neiges compte tenu des altitudes élevées des massifs situés dans la partie haute du bassin versant) et, dans une moindre mesure, en été.

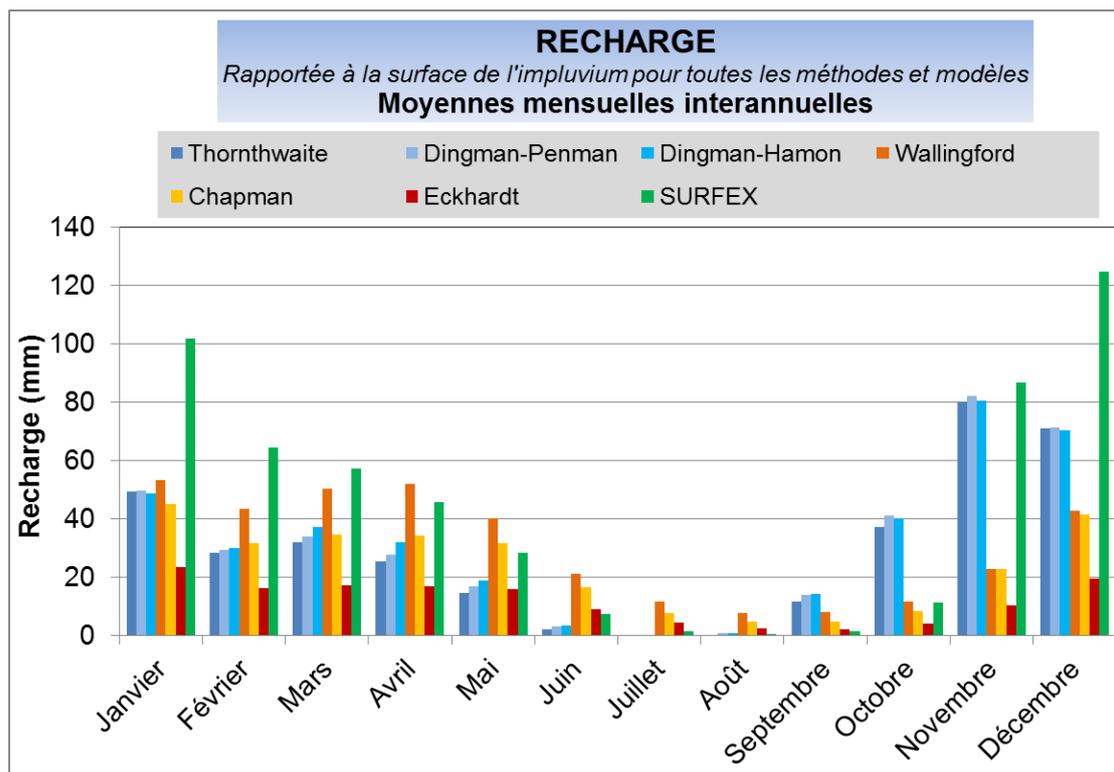


Illustration 74 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE pour le bassin du Taravo sur la période 1998-2011.

L'illustration 75 présente la dispersion des recharges annuelles calculées avec les méthodes de bilan et celles de filtres de débit pour la période 1988-2011. Malgré leur caractère potentiellement surestimé, les valeurs de recharge obtenues à partir des simulations de SURFEX ont été conservées cette analyse de la dispersion, pour une question de cohérence avec les analyses réalisées dans les autres cas d'étude (il convient cependant de noter que le fait de ne pas les intégrer influe de manière modérée sur les valeurs de recharge moyenne obtenues – au maximum 50 mm de différence - et l'importance de la dispersion).

On constate qu'il y a une assez forte variabilité interannuelle de la recharge qui peut passer de 200 à 600 mm d'une année sur l'autre entre 2007 et 2008 par exemple. Cette variabilité est logiquement le reflet de la variabilité des précipitations observées sur le bassin. Le cumul des précipitations annuelles ne contrôle cependant pas tout puisque pour deux années de pluviométrie similaire, par exemple 2005 et 2007, les dispersions peuvent être très différentes.

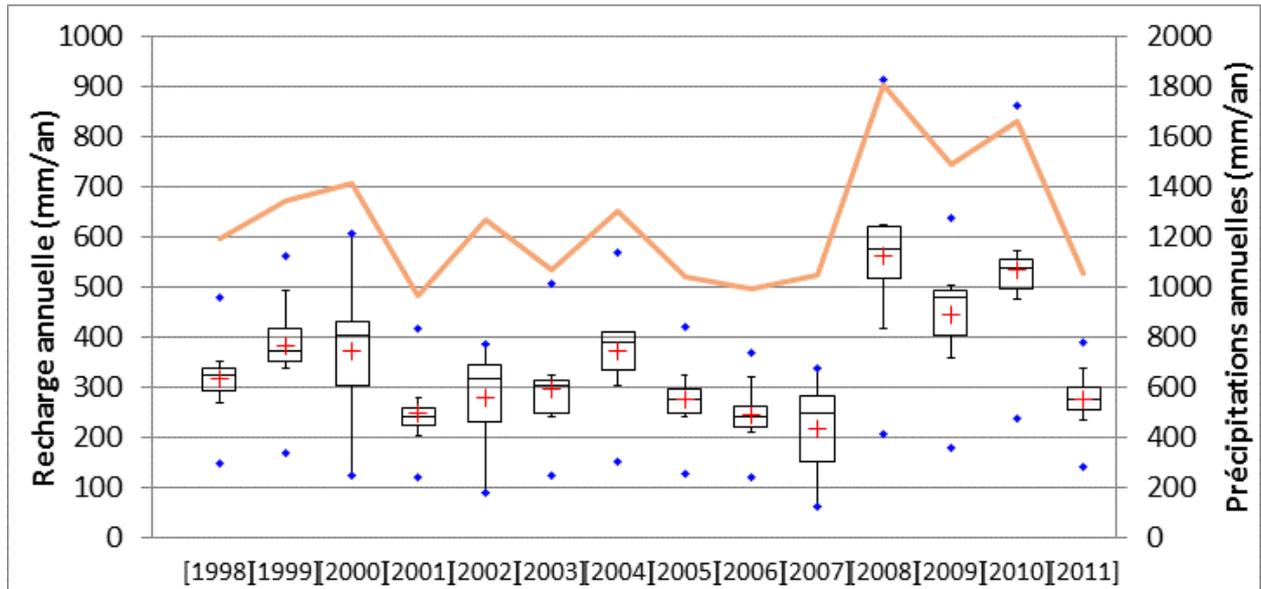


Illustration 75 : Recharges annuelles sur le bassin du Taravo toutes méthodes confondues (représentation en « box-plot » ou « boîte à moustaches », qui présentent de bas en haut, le minimum, le 1er quartile, la médiane, la moyenne (croix rouge), le 3ème quartile et le maximum, les croix bleues qui indiquent les valeurs au-delà desquelles on peut considérer que les valeurs sont anormales. La courbe représente l'évolution du cumul annuel de précipitation.

L'illustration 76 permet de mettre en évidence la sensibilité des méthodes utilisées à la variabilité évoquée précédemment. Ainsi, le filtre d'Eckhart présente une variabilité bien moindre que les autres méthodes, tout en fournissant des valeurs de recharge clairement moins élevées. Ces faibles valeurs sont liées à la valeur du BFI_{max} conseillé par l'auteur de la méthode qui est de 0.25 pour les formations de socle (Illustration 68). A l'inverse SURFEX fournit des valeurs parmi les plus élevées, mais présente aussi la plus forte dispersion.

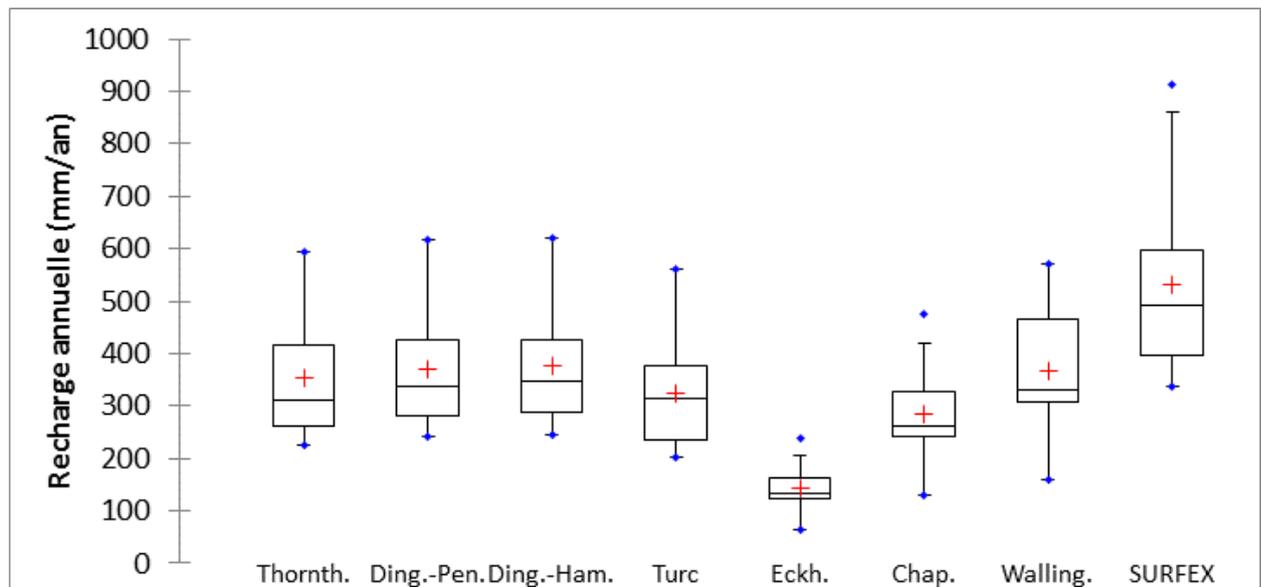


Illustration 76 : Recharges annuelles par méthodes pour la période 1998-2011. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

Enfin, l'illustration 77 présente la distribution des valeurs de recharge que l'on peut obtenir en considérant toutes les méthodes et les années étudiées. On obtient alors une recharge

moyenne toutes méthodes confondues de l'ordre de 340 mm \pm 150 mm (valeur de l'écart-type). Le même calcul en considérant uniquement les méthodes de bilan (Turc et Surfex inclus) ou de filtre fournissent respectivement des recharges moyennes de l'ordre de 390 \pm 140 mm, 260 \pm 130 mm.

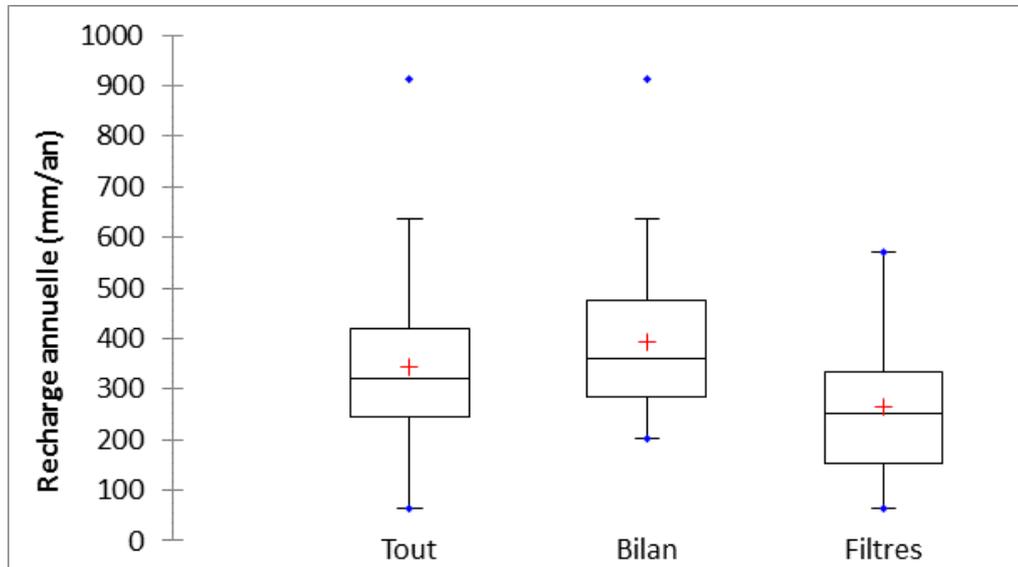


Illustration 77 : Recharges annuelles pour : (Tout) : toutes les méthodes et pour toutes les années de la période 1998-2011 ; (Bilan) : seulement les 3 méthodes de bilan + Turc + Surfex ; (Filtres) : seulement les méthodes de filtres. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

3.6. LES ALLUVIONS ANCIENNES DE LA VISTRENQUE

3.6.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique

L'aquifère de la Vistrenque se situe dans le département du Gard, au sud de Nîmes et à l'est de Lunel (Illustration 78). Il se présente sous la forme d'un couloir étroit de 5 km, allongé d'une trentaine de kilomètres, selon une direction NE-SW. Il est traversé sur toute sa longueur par la rivière Vistre, (d'où le nom de l'aquifère), qui finit sa course dans le canal du Rhône à Sète.

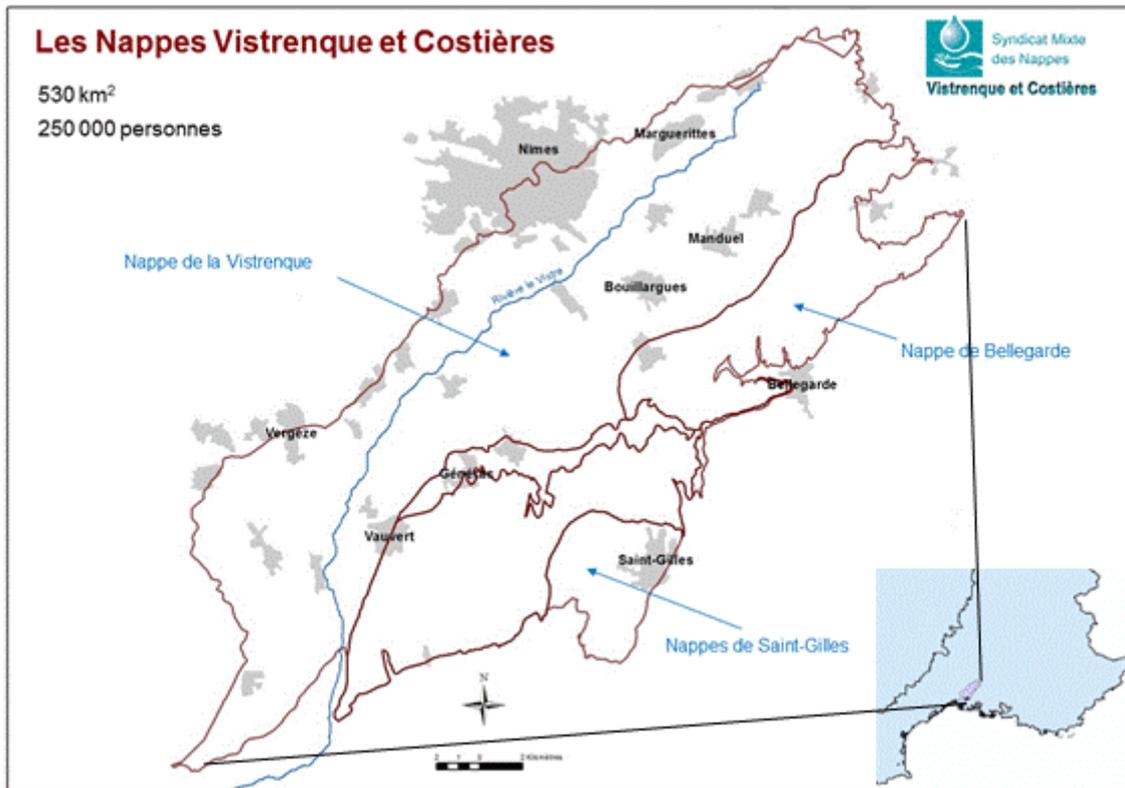


Illustration 78 : Localisation de la nappe de la Vistrenque et du Vistre (source SMNVC, 2015).

Dans ce secteur, le substratum est composé de formations carbonatées datant du crétacé, compartimenté par un réseau de failles NE-SW à NW-SE mis en place lors de l'orogénèse pyrénéenne (Pinzelli, 2006). L'ouverture du golfe du Lyon, provoqua dans le secteur le basculement de blocs le long de la faille de Nîmes, favorisant le dépôt de sédiments marins au miocène puis au pliocène (Illustration 79). Le retrait marin a ensuite donné lieu à la mise en place d'un grand fleuve (ancien Rhône), qui dépose alors des alluvions appelés cailloutis sur des épaisseurs allant de 2 à 30 m suivant les secteurs, qui reposent sur des marnes plaisanciennes imperméables qui constituent le mur de cet aquifère. Au sein de ces cailloutis, différentes nappes sont constituées en fonction des fluctuations du substratum, qui orientent l'écoulement des eaux (Illustration 78). Nous nous intéressons ici à la nappe de la Vistrenque uniquement, qui est l'entité la plus importante. D'une superficie de 325 km² d'après Pinzelli (2006), elle est donc constituée de sables, graviers et cailloutis au sein desquels s'écoule de l'eau souterraine, drainée par le Vistre au sud-ouest et alimentée par les précipitations et les flux provenant des calcaires le long de son contact avec la faille de Nîmes.



Illustration 79 : Profil géologique schématisique ouest-est de la nappe de la Vistrenque et Costières (source SMNVC, 2015).

3.6.2. Modélisation hydrodynamique de la Vistrenque

Une modélisation a été effectuée par Pinzelli (2006), qui permet d’avoir une référence de fonctionnement hydrodynamique de la nappe et de sa recharge pour l’année 2006. Le modèle a été construit à l’aide du logiciel Feflow5.2[®]. Il couvre toute l’entité Vistrenque définie dans la BDLISA. Il impose l’alimentation par les calcaires à l’ouest, intègre les principaux pompages et les principales sources et impose les relations avec le Vidourle au sud-ouest et le Vistre qui traverse l’entité (Illustration 80).

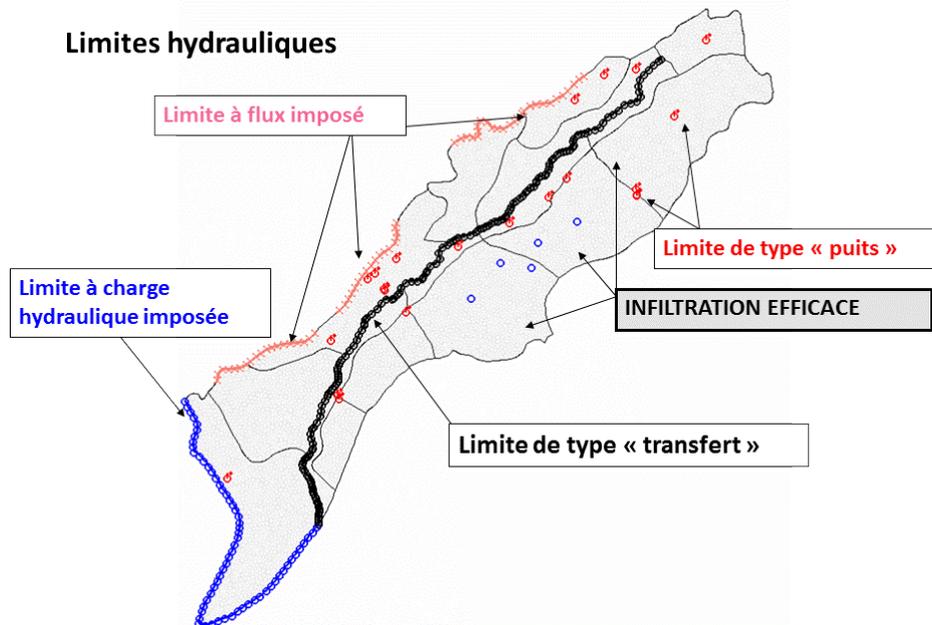


Illustration 80 : Extension du domaine modélisé et conditions aux limites du modèle (Pinzelli, 2006).

A l’issue de la phase de calibration, le modèle permet de reproduire de manière acceptable la carte piézométrique représentative de la situation en aout 2006 (Illustration 81).

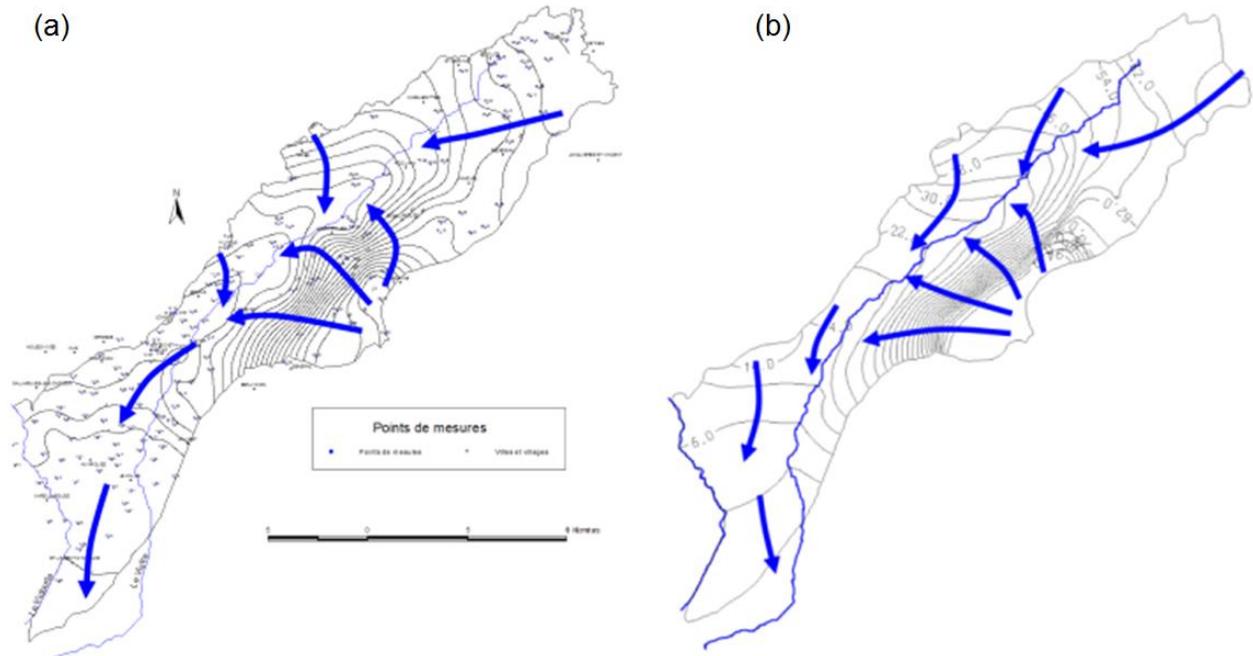


Illustration 81 : Comparaison entre la carte piézométrique observée en aout 2006 (a) et celle simulée par le modèle de Pinzelli (b).

Pour obtenir ce résultat l'infiltration efficace a été calibrée par zones sur l'ensemble de la nappe, pour obtenir le résultat final présenté sur l'illustration 82, qui montre une répartition hétérogène de la recharge par les précipitations, plus importante en rive gauche du Vistre qu'en rive droite.

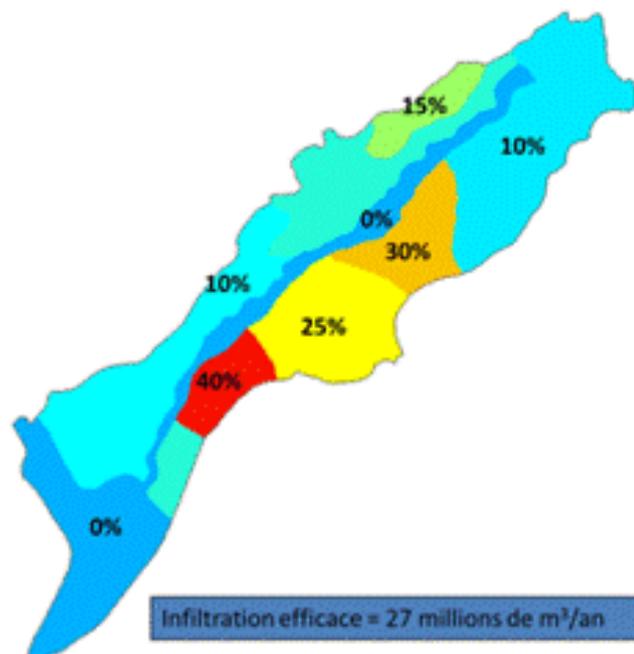


Illustration 82 : Infiltration efficace résultante du calage du modèle de Pinzelli.

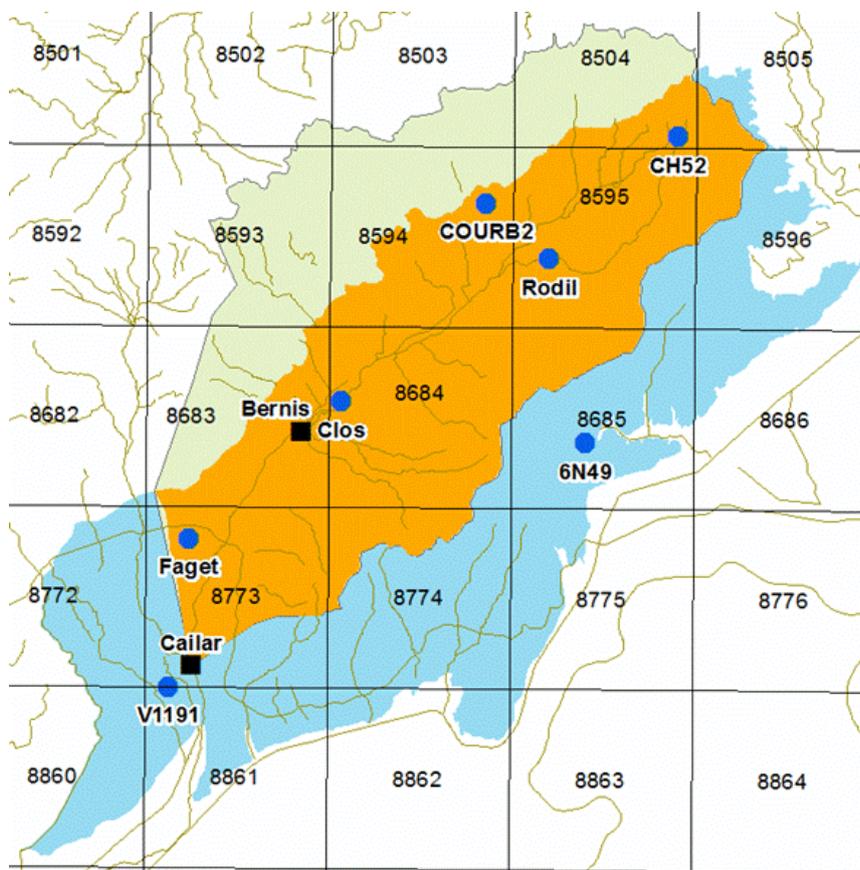
Cette calibration a donc permis de définir les ordres de grandeur des différents flux affectant le comportement de l'aquifère pour l'année 2006. Pour cette année et d'après ce modèle, la

recharge par les précipitations serait de 27 Mm³, l'apport latéral en provenance des calcaires serait de 7,8 Mm³, les prélèvements imposés sont de 8,4 Mm³, le débit sortant à l'exutoire serait de 6,3 Mm³ et le débit annuel du Vistre de 20 Mm³. Si l'on ramène ces chiffres à la surface de la nappe de la Vistrenque (325 km²), on obtient des valeurs de recharge pour 2006 de 83 mm/an et des apports en provenance des calcaires au profit de la nappe de la Vistrenque de l'ordre de 24 mm/an.

3.6.3. Estimation de la recharge

Données climatiques et paramétrage

Pour mettre en œuvre les calculs de recharge sur la nappe de la Vistrenque, on utilise les données journalières climatiques de SAFRAN. Si l'on applique cette grille de données sur l'impluvium, on voit ce que celui-ci représente sur chaque maille SAFRAN (Illustration 83). Les moyennes pondérées (par la superficie couverte sur chaque maille) des précipitations et de l'ETP sont supposées représentatives du climat du secteur et sont fournies en entrée aux calculs dans ESPERE.



num_maille	8504	8505	8594	8595	8596	8683	8684	8685	8772	8773	8774	8860	8861
Superficie (km ²)	10	5	35	55	7	28	60	12	27	60	13	15	16

Illustration 83 : Emprise de la nappe de la Vistrenque (en bleu et orange) sur le maillage SAFRAN (avec la superficie des mailles concernées) et sur le bassin versant du Vistre à la station hydrométrique du Cailar (en vert et orange).

De manière à pouvoir comparer les résultats obtenus à partir des données météorologiques (précipitations et ETP) avec ceux obtenus à partir des chroniques de débits, il a été nécessaire de restreindre la superficie de la nappe de la Vistrenque considérée. En effet, la seule station fournissant des données de débit du Vistre utilisables est celle située sur la commune du Cailar (code Banque Hydro : Y3534010), qui se trouve à l'intérieur de l'emprise de la nappe modélisée par Pinzelli. La surface approximative (la délimitation au droit de la station pouvant probablement être plus précise) de la nappe de la Vistrenque sur laquelle on considère que la recharge météorique à lieu est donc de 265 km².

Pour réaliser les estimations de la recharge avec ESPERE pour la Vistrenque, nous avons donc fixé les valeurs des paramètres rentrant en compte dans les calculs (Illustration 84) :

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	265	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Ratio Infiltration / Pluie efficace		0.66	Pour transformer la pluie efficace en recharge (méthodes de bilan et Turc). Vaut 0 si toute la pluie efficace ruisselle, vaut 1 si toute la pluie efficace s'infiltré.
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	82	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUmax)
Latitude	°	43.7	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman - Hamon
Porosité efficace aquifère libre (Sy)		0.01	Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²	265	Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Végétation			
Prise en compte du couvert végétal pour le calcul de l'ETR.			Pour activer cette option et définir les paramètres, cliquer ici
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}	0.8	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (d'après Eckardt, 2005) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle	
k (constante de recession, comprise entre 0 et 1)	0.91		

Illustration 84 : Paramètres considérés pour le calcul de la recharge de la Vistrenque dans ESPERE.

Les paramètres ont été qualifiés de la manière suivante :

- La surface de l'impluvium et celle du bassin hydrogéologique ont été considérées comme égales pour pouvoir comparer les résultats des trois types de méthodes mises en œuvre (bilan, débits - même si ceux-ci sont représentatifs d'un bassin versant de plus grande taille, cf. Illustration 83 et piézométrie) ;
- Le ratio d'infiltration / pluie efficace (66% de la pluie efficace s'infiltré) a été obtenu en calculant le ratio moyen des flux de drainage par rapport à ceux de pluie efficace simulés par Surfex sur l'emprise du maillage Safran (cf. § 4.2 dans Caballero et al., 2015) ;
- La valeur moyenne de la réserve utile du sol considérée pour les calculs des méthodes de type « bilan » est de 82 mm, obtenue à partir de la carte au 1/1 000 000^{ème} de l'INRA, (2014) et des valeurs moyennes que celle-ci attribue aux horizons pédologiques dans le secteur (Illustration 85) ;
- La définition de la porosité efficace, nécessaire pour le calcul des méthodes qui valorisent les niveaux piézométriques n'est pas aisée pour cet aquifère qui présente visiblement une grande hétérogénéité spatiale pour ce paramètre. En effet, une grande partie de la nappe est en situation de captivité d'après la carte hydrogéologique de Bayer et Poul (1975). A l'issue de son calage, Pinzelli obtient des valeurs de « porosité de drainage » (que nous rapprochons ici de la notion de porosité efficace sans réelle garantie) comprises entre 0,1 et 0,3 (Illustration 86). Cependant, ses valeurs sont calculées à partir des valeurs de perméabilité obtenues à l'issue du calage du modèle

en régime permanent et non pas à l'issue d'un calage en régime transitoire. Il n'existe donc aucune garantie que ces valeurs soient exactes. D'un autre côté, il existe très peu d'interprétation d'essais de pompage qui soient documentées en BSS sur cette nappe. Lorsqu'elles existent, elles n'ont pas été réalisées au niveau d'un piézomètre d'observation, mais au niveau du forage pompé, ce qui rend les valeurs obtenues non utilisables. Il sera donc nécessaire de réaliser plusieurs tests avec des valeurs tirées de la littérature pour ce paramètre.

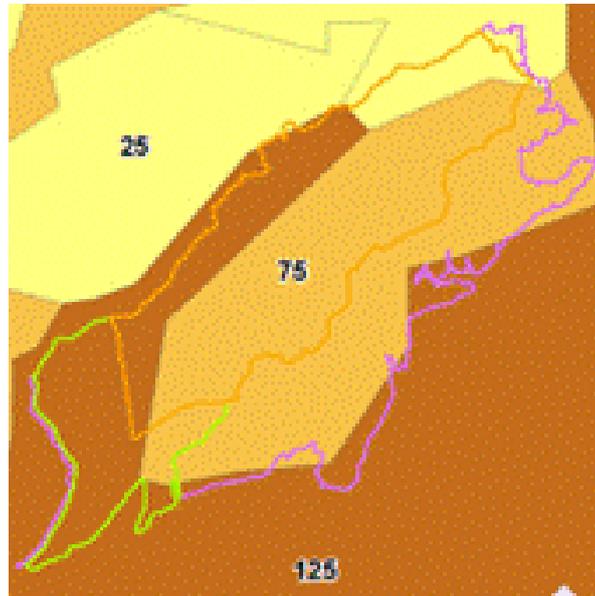


Illustration 85 : Carte de la réserve utile des sols (© BD INRA 1/1 000 000).

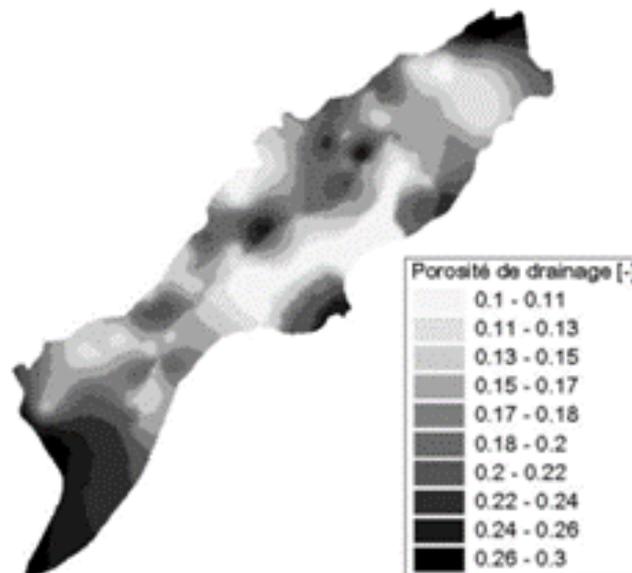


Illustration 86 : Carte des valeurs de porosité de drainage obtenues par Pinzelli (2006).

- Pour pouvoir utiliser les chroniques de débits du Vistre à la station du Cailar avec les méthodes de filtre, le BFI_{max} a été fixé comme étant égal à 0,8 suivant les recommandations des auteurs de la méthode (Illustration 84). La constante de récession a été calibrée en utilisant un outil d'optimisation permettant de caler une relation exponentielle en utilisant la technique de la MRC (cf. § 2.3.2 dans Caballero et al., 2015), à l'aide d'un outil développé par (Posavec et al, 2010). Le résultat de cette

approximation exponentielle est visible sur l'illustration 87. La valeur attribuée à la constante de récession est donc calculée avec la relation $k = e^{-0,097} = 0,91$.

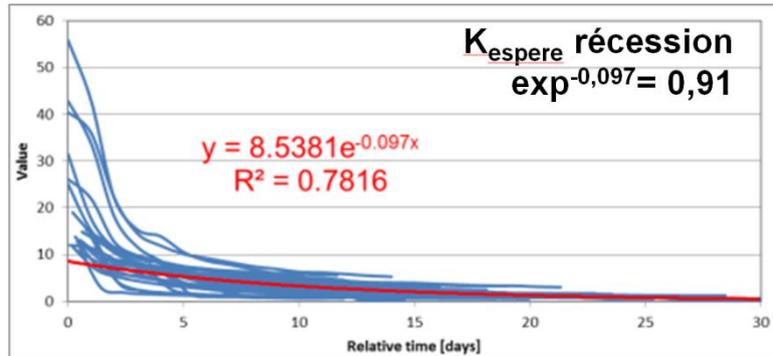


Illustration 87 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits du Vistre à la station du Cailar par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k .

Estimation de la pluie efficace

Les méthodes permettant le calcul de la pluie efficace fournissent le résultat présenté sur l'illustration 88. Sur la période considérée (1996-2011), elles fluctuent grossièrement entre 50 mm et 500 mm par an, toutes méthodes confondues. Les méthodes de bilan (Thornthwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) présentent des valeurs qui sont généralement de l'ordre de celles simulées par SURFEX. Parmi ces méthodes, Dingman-Penman et Dingman-Hamon fournissent des valeurs plus élevées de pluie efficace que Thornthwaite. Cela est dû à l'approche conceptuelle de la méthode de Dingman qui permet de générer un écoulement même en cas d'absence de précipitation et (cf. 2.3 dans Caballero et al., 2015) au fait que Dingman-Hamon considère l'ETP de Hamon probablement plus faible que celle de Safran dans ce secteur. La méthode de Turc fournit des valeurs globalement comparables aux autres, même si des différences apparaissent certaines années (2002, 2003 et 2005 par exemple). L'ensemble des méthodes fournissent des pluies efficaces dont l'écart-type est en moyenne de l'ordre de 40 mm sur la période 1998-2011.

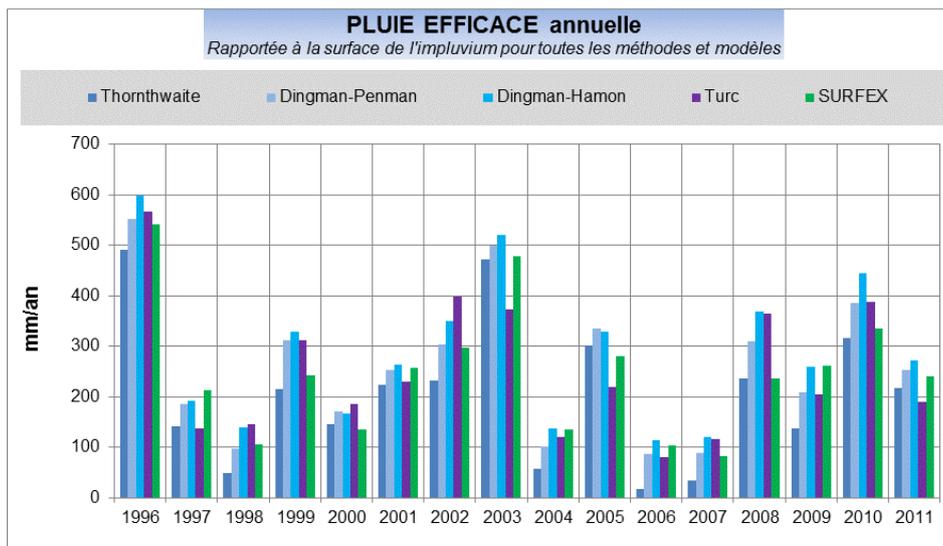


Illustration 88 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour la Vistrenque.

Estimation de la recharge

Les recharges calculées à partir des méthodes de bilan fournissent le résultat présenté sur l'illustration 89. Pour les méthodes passant par le calcul de la pluie efficace, la recharge est calculée en utilisant le coefficient d'infiltration de la pluie efficace défini dans le paramétrage (66% de la pluie efficace journalière est considérée comme de la recharge). On constate que les méthodes empiriques de Guttman et Kessler fournissent des résultats qui apparaissent fortement surestimés. Elles ne sont donc pas utilisables pour ce type d'aquifère, ce qui était attendu. En faisant abstraction des résultats obtenus avec ces méthodes (qui ne sont plus considérées dans ce qui suit), la recharge fluctuerait grossièrement entre 30 mm et 350 mm toutes méthodes de bilan confondues. Pour l'année 2006 (qui apparaît être une année particulièrement sèche sur la période considérée), la valeur moyenne de la recharge annuelle calculée en prenant les 3 méthodes de bilan, la méthode de Turc et Surfex est de 52 mm, ce qui est plus faible que les 83 mm obtenus par Pinzelli dans son modèle.

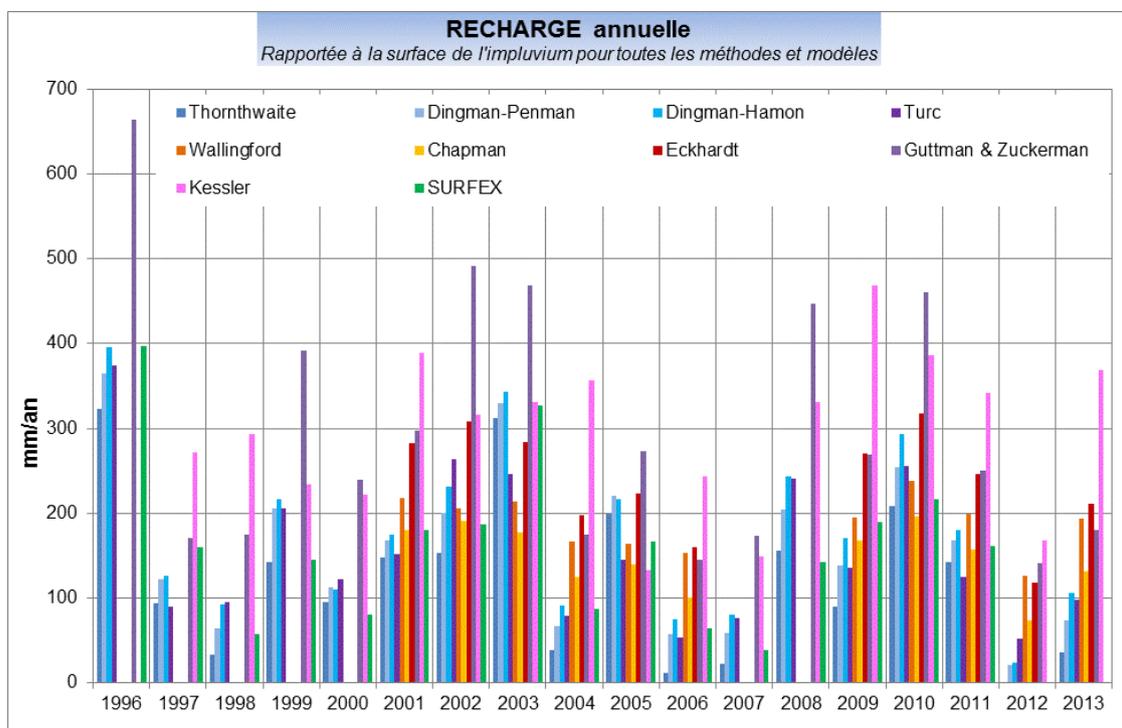


Illustration 89 : Recharges annuelles calculées pour la nappe de la Vistrenque, à partir des méthodes de bilan et de filtre de débits. Pour la méthode Kessler, pas de calcul la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.

Les recharges calculées par les méthodes de filtre de débits apparaissent souvent plus importantes que celles obtenues à partir des méthodes de bilan (même si l'on ne dispose pas de résultats issus des filtres de débits sur toute la période pour cause de lacunes dans les chroniques de débits au Cailar). A première vue, cela peut paraître logique puisque les débits observés au Cailar drainent un bassin versant qui englobe, en plus de la nappe de la Vistrenque, les calcaires situées à l'ouest (Illustration 83). Si l'on prend en compte cet apport tel que simulé dans le modèle de Pinzelli, on obtient $83+24=107$ mm, ce qui reste inférieur à la valeur moyenne de la recharge obtenue avec les méthodes de filtre en 2006, qui est de 138 mm. On voit donc que les plus fortes valeurs de recharge obtenues avec les méthodes de filtre par rapport aux méthodes de bilan ne s'expliquent probablement pas uniquement par l'apport souterrain des calcaires à la nappe de la Vistrenque (les débits du Vistre sont fortement influencés (en particulier à l'étiage) par les rejets de stations d'épuration du territoire, ainsi par

ceux de la ville de Nîmes, qui importe de l'eau depuis les alluvions du Rhône, à Comps, (Cadilhac, com. pers.)). La surestimation des méthodes de filtre n'est d'ailleurs pas systématique puisque, par exemple en 2003, la recharge estimée à partir des débits est plus faible que celle estimée par les méthodes de bilan. En effet, le cours d'eau ne draine pas la nappe sur toute une partie médiane et aval de son cours, ce qui fait qu'une partie non négligeable du flux de la nappe ne contribue pas aux débits observés au niveau de la station du Cailar (Cadilhac, com. pers.). On voit donc que plusieurs facteurs (apport des calcaires, des stations d'épuration, relations nappe-rivière) peuvent influencer les estimations de recharge obtenues à l'aide des méthodes de filtre d'une manière complexe pour l'aquifère de la Vistrenque. Pour affiner cette estimation, il apparaîtrait nécessaire de procéder à une quantification détaillée des différents processus.

Les chroniques disponibles au niveau des piézomètres existants sur la nappe de la Vistrenque pourraient être utilisées pour estimer la recharge à partir de la fluctuation des chroniques piézométriques. Du nord au sud (cf. Illustration 83), il s'agit des piézomètres CH52 (09653X0244/CH52), Courb2 (09652X0199/COURB2), Rodil (09656X0175/RODIL), Clos (09655X0265/CLOS), Faget (09914X0284/FAGET) et V11911 (09914X0391/V1191) (Illustration 90). D'après la carte hydrogéologique de Bayer et Poul (1975), seuls CH52 et Faget sont dans des secteurs où la nappe fluctue librement, le reste des piézomètres étant dans des secteurs où la nappe est semi-captive à captive. Les chroniques pour ces derniers ne peuvent donc pas être utilisés pour estimer la recharge à partir de leurs fluctuations piézométriques, puisque la méthode ne fonctionne qu'en contexte de nappe libre (cf. 2.3.2 dans Caballero et al., 2015).

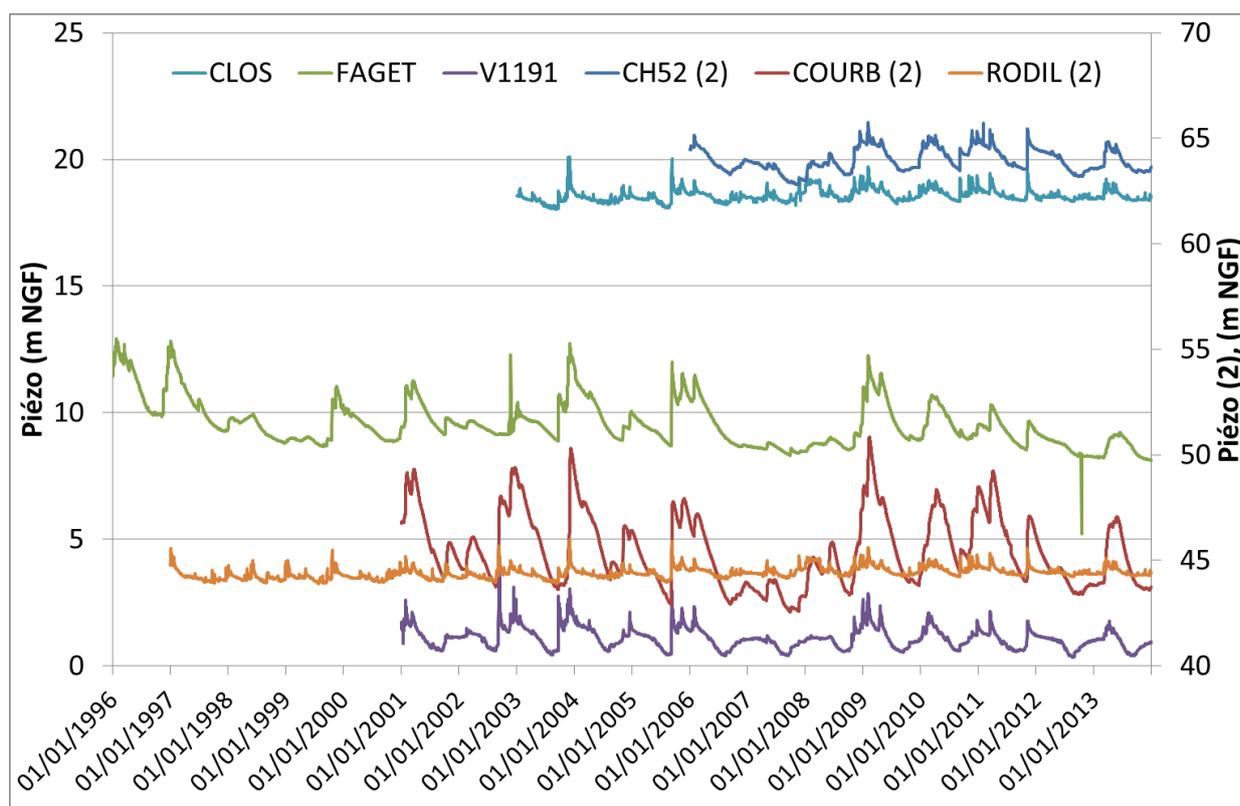


Illustration 90 : Chroniques piézométriques disponibles sur la nappe de la Vistrenque – les chroniques des piézomètres dont le nom est suivi d'un (2) sont projetées sur l'axe des ordonnées situé à droite.

Si l'on se restreint à la période 2007-2013 pour laquelle des données sont disponibles pour les piézomètres CH52 et Faget, on peut calculer la recharge en utilisant leurs fluctuations piézométriques. Il est néanmoins nécessaire de choisir la valeur à affecter au coefficient de

porosité efficace. Les ordres de grandeur de porosité efficace proposés par Castany (1982) pour des formations similaires aux cailloutis Villafranchiens, varient entre 2% pour des silts et 10% pour des alluvions (les sables et graviers ayant même des valeurs supérieures). L'illustration 91 présente le résultat du calcul si l'on utilise une valeur de 1% ou de 10% pour ce coefficient. Une porosité efficace de 1% conduit à des estimations de recharge qui semblent sous-estimées. A l'inverse, les recharges estimées avec une porosité de 10% apparaissent assez fortement surestimées en comparaison des résultats des autres méthodes.

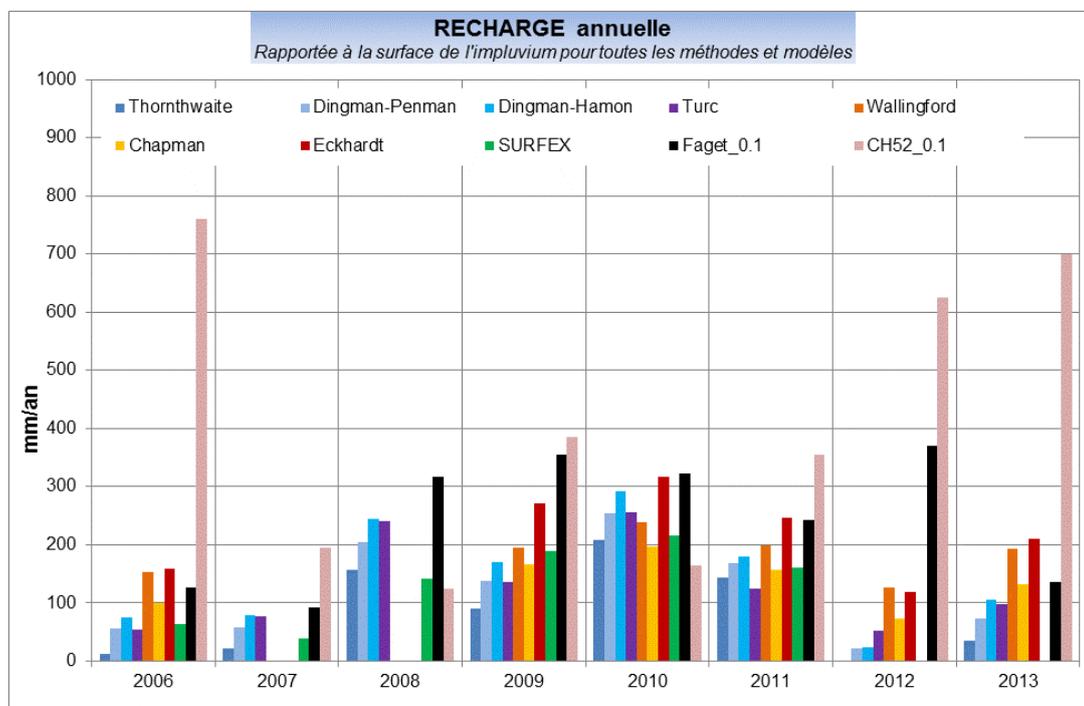
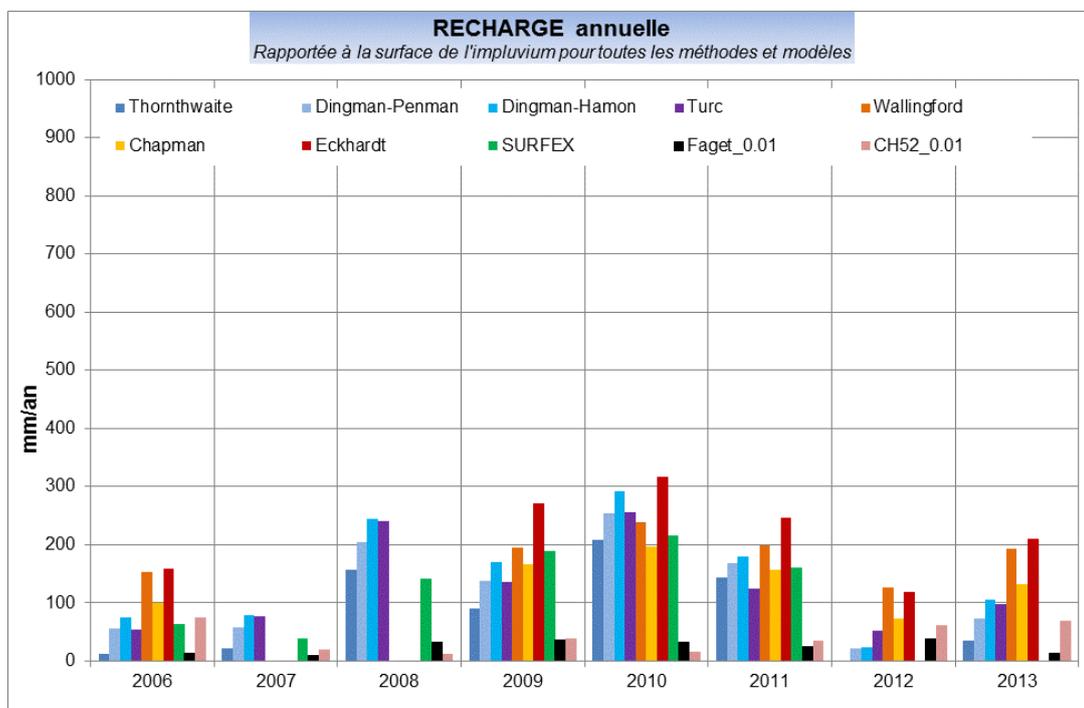


Illustration 91 : Recharges annuelles calculées pour la nappe de la Vistrenque, avec les méthodes de bilan, filtres de débits et fluctuation piézométrique avec une porosité efficace de 1% (haut) et 10% (bas).

Les recharges calculées à partir des fluctuations piézométriques peuvent être fortement influencées par les pompages (ceci pourrait être une explication pour les fortes valeurs de recharge estimées au CH52 les années plutôt sèches en comparaison des années humides). Selon le modèle de Pinzelli, les prélèvements représenteraient de l'ordre de 25 mm pour l'année 2006, chiffre qu'il apparaît difficile à valoriser au regard des incertitudes associées au choix de valeur de porosité efficace. Les apports souterrains en provenance des calcaires perturbent probablement aussi les résultats du calcul. Cependant ce signal n'apparaît pas de manière claire sur les chroniques en fonction de la position par rapport aux calcaires des piézomètres que nous avons pu utiliser.

Il apparaît ainsi que de multiples facteurs peuvent influencer les valeurs de recharge obtenues avec les méthodes de fluctuation piézométrique, la porosité efficace étant de loin celui auquel la méthode est le plus sensible. En l'absence de certitudes concernant la valeur de porosité efficace à utiliser et la représentativité spatiale des chroniques piézométriques disponibles, il apparaît raisonnable de garder les estimations faites aux deux piézomètres et pour les deux bornes considérées (1% et 10%).

L'illustration 92 présente l'évolution annuelle des valeurs moyennes de la recharge calculée avec toutes les méthodes (sauf fluctuations piézométriques car cela n'est pour l'instant pas implémenté dans ESPERE) au pas de temps mensuel. On constate que la recharge par les précipitations s'effectue essentiellement en automne et de manière marquée. Les méthodes de bilan sont plus réactives que ce qui est simulé par Surfex, mais globalement, la recharge calculée à l'aide des deux méthodes s'équilibre sur l'année. La recharge calculée par les méthodes de bilan affiche une dynamique saisonnière différente de celle calculée à partir des débits. Les méthodes de filtre mettent en évidence un soutien fort des écoulements au printemps et en été, qui est probablement une combinaison des influences des apports des stations d'épuration et des rejets de la ville de Nîmes au cours d'eau, des apports des calcaires au débit du Vistre (qui viennent s'ajouter aux apports souterrains des calcaires à la nappe) et des apports de la nappe de la Vistrenque au cours d'eau, considérés comme réduits et sectorisés dans la partie aval.

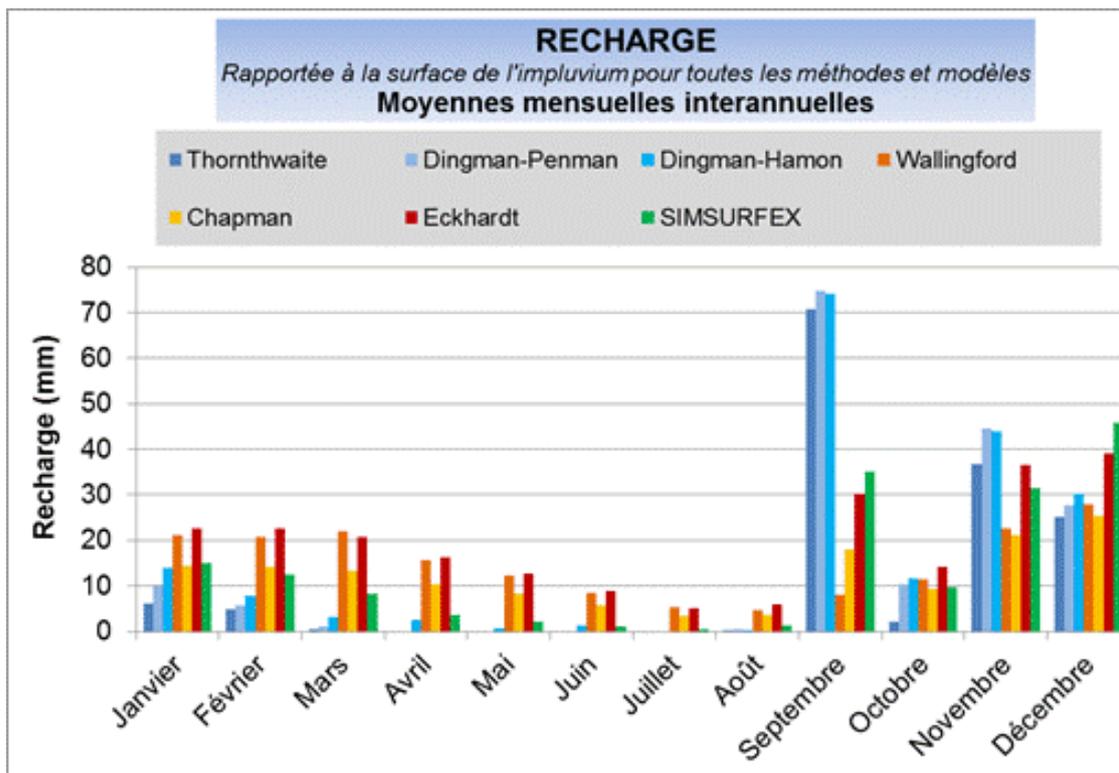


Illustration 92 : Recharges moyennes mensuelles calculées avec ESPERE sur la nappe de la Vistrenque sur la période 2002-2006, plus longue période sans lacune pour les débits.

L'illustration 93 présente la dispersion des recharges pour les années 2006 et 2009 à 2013 (années pour lesquelles on dispose de données pour toutes les méthodes), en considérant deux valeurs de porosité efficace pour la méthode de fluctuation piézométrique : 0.01 et 0.1 et en utilisant les chroniques de CH52 et de Faget. La dispersion est logiquement plus grande lorsqu'on prend des porosités de 0.1 que pour 0.01 (valeur moyenne de l'écart-type de l'ordre de 65 mm, contre 140 mm).

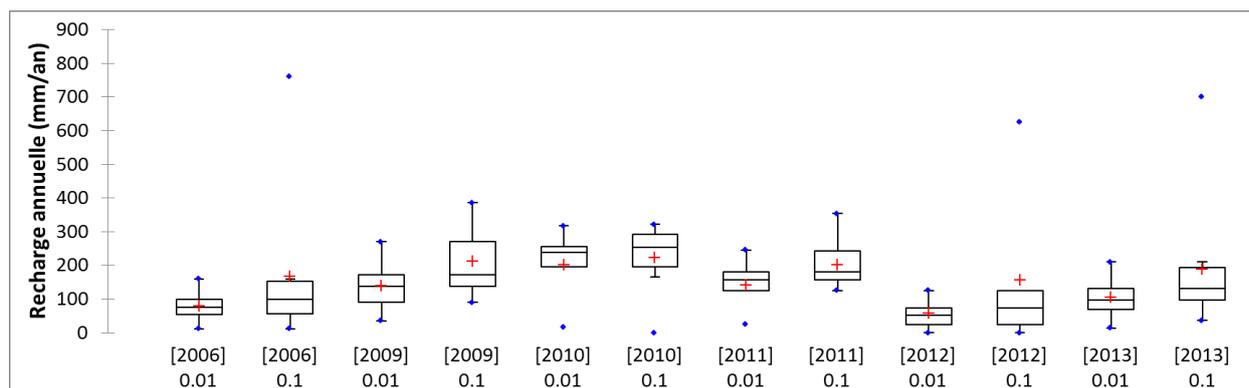


Illustration 93 : Recharges annuelles toutes méthodes confondues pour les années 2006 et 2009 à 2013. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

L'illustration 94 permet de mettre à nouveau en évidence la sensibilité de la porosité choisie sur le résultat de la méthode de fluctuation piézométrique. En dehors des résultats des méthodes de fluctuation piézométrique (dont la dispersion est logiquement liée à la valeur de la porosité considérée), on constate que c'est la méthode de Wallingford qui présente la dispersion la plus faible, les autres méthodes ayant des dispersions similaires.

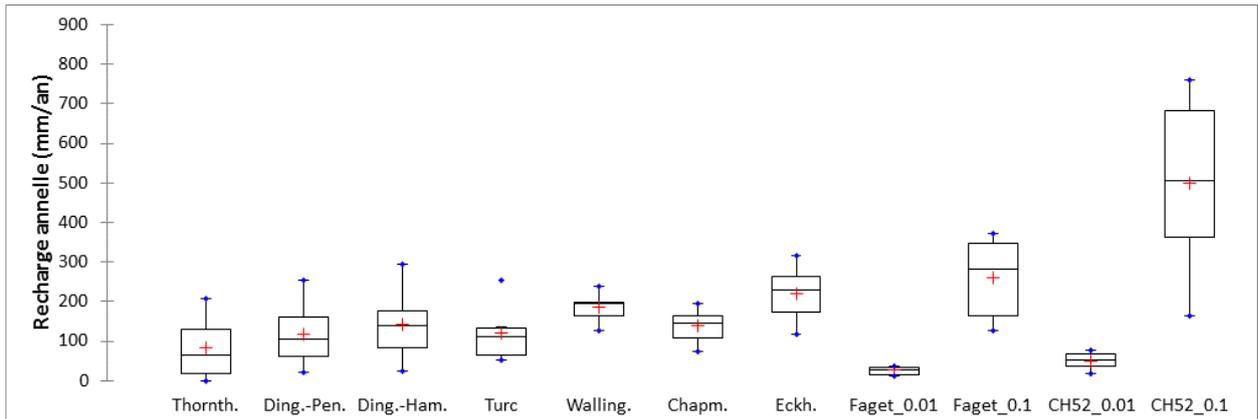


Illustration 94 : Recharges annuelles par méthodes (pour les années 2006 et 2009-2013). Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

Enfin, l'illustration 95 présente la distribution des valeurs de recharge que l'on peut obtenir en considérant toutes les méthodes et les années étudiées, suivant si l'on considère une porosité de 0.01 ou de 0.1. On obtient alors une recharge moyenne de l'ordre de $120 \text{ mm} \pm 80 \text{ mm}$ (valeur de l'écart-type) pour une porosité de 0.01 et de $190 \pm 160 \text{ mm}$, sur la période 2006 et 2009-2013 pour une porosité de 0.1, toutes méthodes confondues. Le même calcul en considérant uniquement les méthodes de bilan, de filtre ou de fluctuation piézométrique fournissent respectivement des recharges moyennes de $115 \pm 80 \text{ mm}$, $180 \pm 60 \text{ mm}$, $40 \pm 20 \text{ mm}$ (cas 0.01) et $380 \pm 205 \text{ mm}$ (cas 0.1). Enfin, si l'on calcule la recharge obtenue avec les méthodes de bilan + Turc + Surfex sur la période la plus longue disponible (1996-2011), on obtient $150 \pm 95 \text{ mm}$.

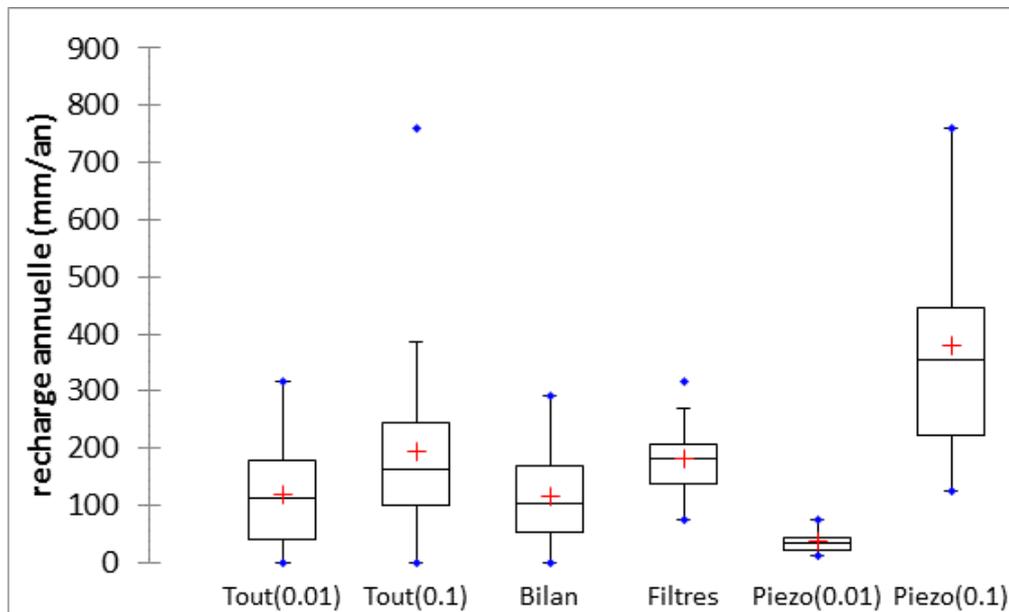


Illustration 95 : Recharges annuelles pour : (Tout): toutes les méthodes et pour toutes les années de la période 2006 et 2009-2013 confondues (en distinguant les résultats en fonction de la porosité efficace choisie) ; (Bilan) : seulement les méthodes de bilan + Turc + Surfex ; (Filtres) : seulement les méthodes de filtres et (Piézo) : seulement les méthodes de fluctuation piézométrique pour les deux cas de porosité. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

3.7. LES FORMATIONS MOLASSIQUES DU BAS-DAUPHINE - BASSIN VERSANT DE LA GALAURE

3.7.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique

Le bassin molassique du Bas-Dauphiné se situe géographiquement dans les départements de la Drôme et l'Isère, le long de la vallée du Rhône, entre Lyon au nord-ouest, Grenoble à l'est et Valence au sud. La ressource en eaux souterraines que contient ce bassin est considérée comme l'une des plus importantes de la région Rhône-Alpes. Elle est utilisée essentiellement pour des usages AEP et irrigation et a été classée dans le SDAGE 2010-2015 comme ressource majeure à préserver pour les générations futures.



Illustration 96 : Localisation géographique du bassin molassique (contour noir) et du bassin versant de la Galaure (contour marron) à la station de Saint-Uze.

De manière schématique, l'histoire géologique de la région peut se résumer ainsi : suite à l'érosion du socle métamorphique hercynien, une ouverture océanique a affecté le sud-est de la France pendant le secondaire (Illustration 97). La région a alors connu une alternance de dépôts sédimentaires secondaires depuis le Trias au Crétacé (essentiellement des marnes et calcaires). A la fin du secondaire, un épisode de rifting a provoqué des effondrements et la formation de grabbens. Durant l'Oligocène, l'érosion des massifs bordiers a provoqué l'accumulation de plus de 2000 m de sédiments, alternance de sables et d'argiles, avec d'épais niveaux de formations salifères. Au Miocène la compression Alpine a provoqué un soulèvement

à l'est. L'érosion de ces massifs calcaires à l'est et des formations de socle à l'ouest a amené des dépôts détritiques puis molassiques (alternance de conglomérats et de grès à ciment calcaire argileux) d'épaisseur pouvant atteindre jusqu'à 800 m, mais le plus souvent quelques centaines de mètres. L'origine de ces dépôts fait qu'ils sont plutôt fins et cimentés à l'est, matériaux calcaires issus des chaînes alpines en début de formation et plutôt grossier et moins grésifiés à l'ouest ayant pour origine les terrains de socle granitique de l'actuelle zone géographique du Massif Central (Cave, 2011). Ces formations furent ensuite creusées en canyon lors de la crise Messinienne, puis comblées par des marnes bleues au Pliocène. Il faut noter par ailleurs, sur cette vaste zone au pied des reliefs alpins, la mise en place de vastes épandages de cailloutis pliocènes issus du démantèlement des reliefs par les cours d'eau. Ces cailloutis aujourd'hui très altérés et inclus dans une gangue argileuse, subsistent en partie haute des reliefs (forêts de Bonnevaux et de Chambarans en particulier). Au Quaternaire, la succession de phases de creusement et d'alluvionnement sous contrôle glaciaire ont laissé trois types de dépôts alluviaux : fluvioglaciaux, terrasses anciennes et fluviales récentes (le long du Rhône notamment).

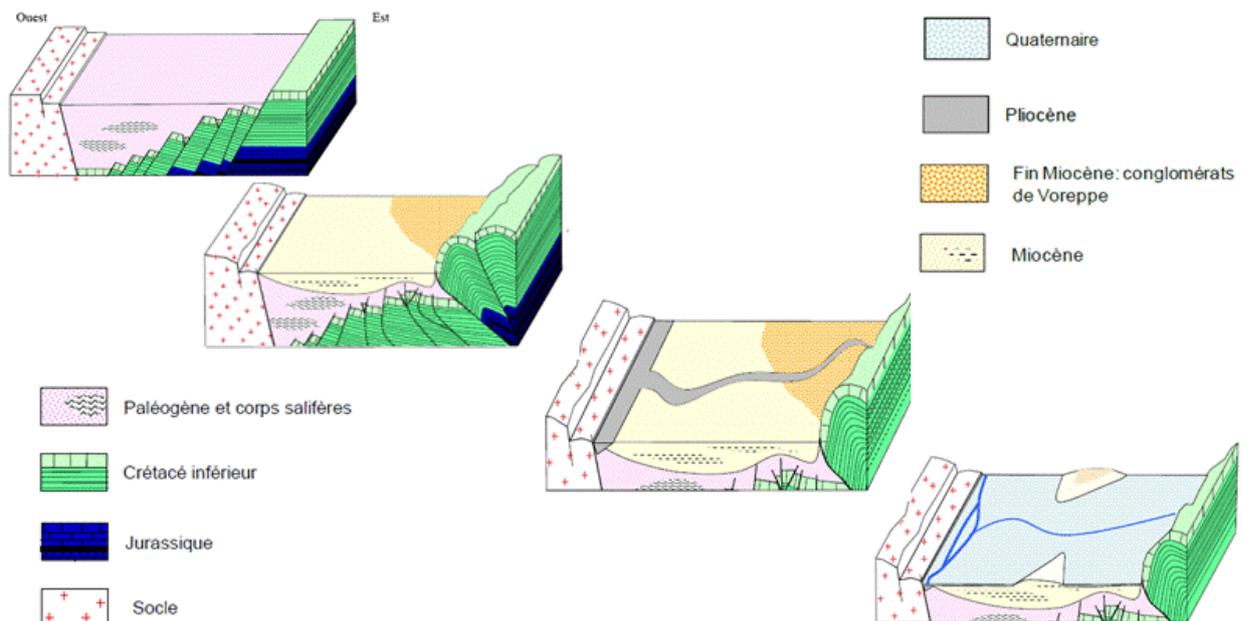
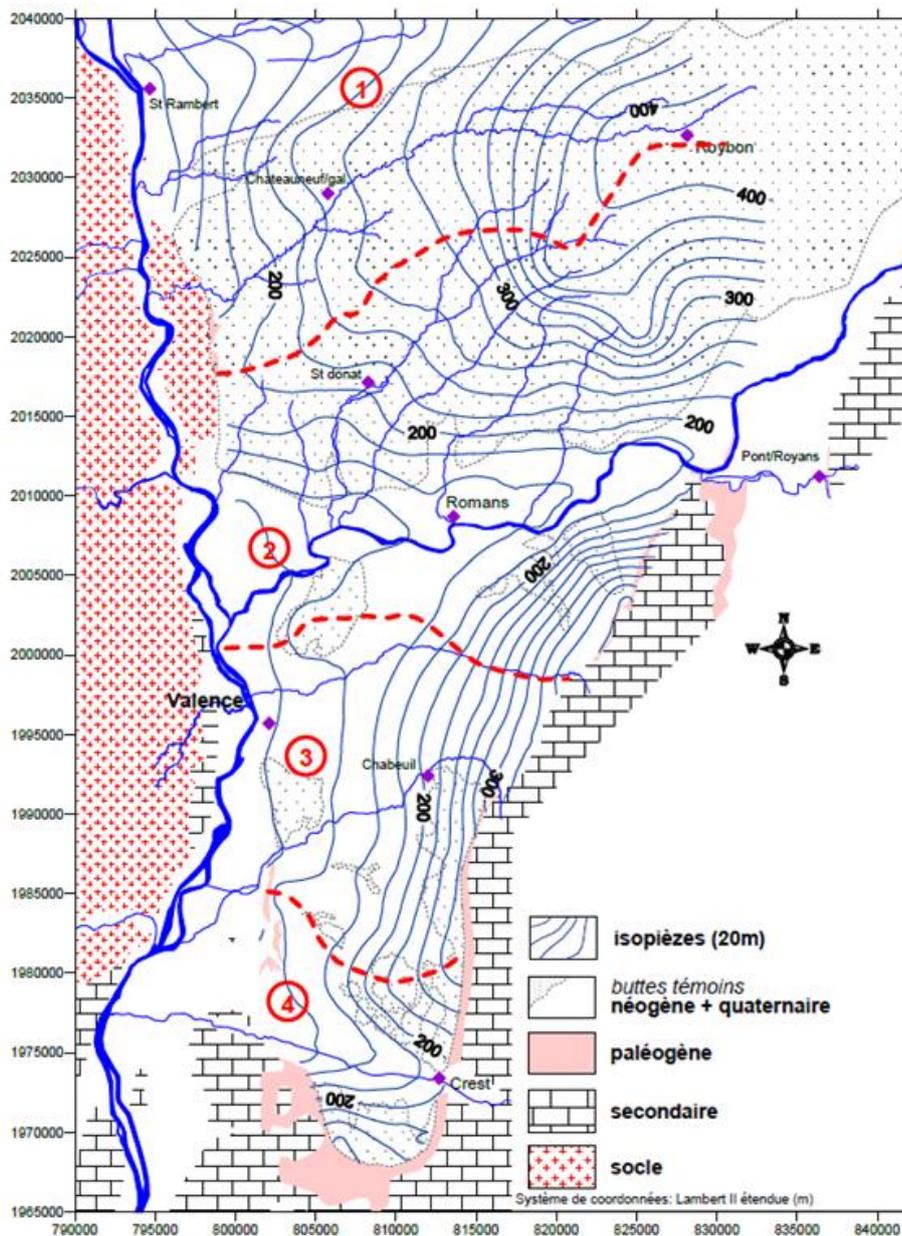


Illustration 97 : Histoire géologique schématisée de la mise en place du bassin molassique du Bas-Dauphiné. Modifié à partir de Cave, (2011).

L'entité des formations molassiques du Bas Dauphiné recouvre une superficie de 3235 km² d'après la BDLISA. Au sein de ces formations, les écoulements souterrains sont globalement orientés en direction du Rhône (Illustration 98). Les eaux s'infiltrent dans la partie est du bassin et remontent en approchant du Rhône, au contact des formations imperméables qui comblent l'ancienne ria du Rhône (argiles pliocènes) ou des terrains du socle que l'on retrouve parfois en rive gauche du fleuve, où elles participent au soutien des cours d'eau et des nappes alluviales. Ces formations ont été étudiées de manière détaillée dans le cadre de deux thèses (De La Vaissière (2006) et Cave (2011), qui ont permis de caractériser son comportement hydrodynamique (sauf dans sa partie nord-ouest qui est moins bien connue). D'après ces travaux, ces formations seraient assez réactives aux précipitations efficaces, que diverses estimations situent entre 160 et 360 mm/an suivant les méthodes (Turc, Coutagne, Thornthwaite, bilan hydrique à double réservoir et coefficient cultural) et les périodes (généralement entre 1975 et 1990 ou 2000) (Cave, 2011). Dans ce dernier travail, la pluie efficace moyenne calculée sur la période 2000-2010 est de l'ordre de 310 mm/an. Des taux d'infiltration de 90 à 95% de la pluie efficace ont conduit De La Vaissière (2006) à estimer une

recharge moyenne (pour les années 2000) comprise entre 280 et 315 mm/an en fonction du secteur géographique considéré (Cave, 2011). A cette recharge, Cave (2011) indique qu'il faut rajouter les apports d'infiltration des cours d'eau en provenance du Vercors, dont l'importance n'est pas quantifiée mais qui semble moindre au vu de la surface d'infiltration potentielle qu'offrent les formations molassiques. De plus, De La Vaissière (2006) a estimé que ces formations auraient une porosité efficace de l'ordre de $12 \pm 3\%$. Cependant, l'hétérogénéité de la formation induit des variations importantes de la porosité efficace qui diminue avec la proportion d'argiles et le degré de cimentation de la formation (Cave, 2011). Un volume total de l'ordre de 32 Mm^3 d'eau serait prélevé dans ces formations pour les différents usages (AEP, irrigation et dans une moindre mesure, pour l'industrie). Ces prélèvements représentant moins de 15% des apports estimés, l'aquifère n'est donc pas considéré comme étant surexploité, dans la mesure où il subit une pression de prélèvement que l'on peut considérer comme tout à fait acceptable.



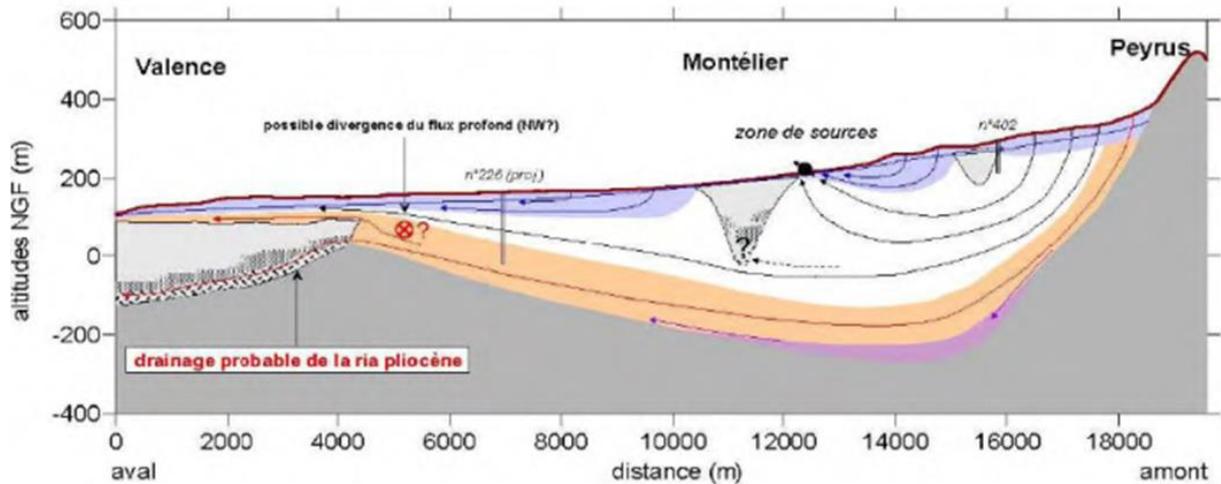


Figure 1-26 : Section d'écoulement n°3 entre Peyrus et Valence (De La Vaissière, 2006)

Illustration 98 : Carte piézométrique de synthèse de l'aquifère molassique (haut) et section d'écoulement entre Peyrus et Valence (bas), montrant la remontée des flux profonds. Modifié de De La Vaissière (2006), Cave (2011) et Artelia (2012).

Etant donnée la taille de cette entité, il n'existe pas un seul exutoire pour les écoulements qui ont lieu en son sein. Pour avoir une approche permettant de comparer le résultat de différentes méthodes de calcul de la recharge, il est donc nécessaire de travailler sur un des bassins versants qui y sont contenus et qui sont drainés par des cours d'eau qui se jettent dans le Rhône.

Le bassin de la Galaure (Illustration 96) a été choisi car il a fait l'objet d'une étude de détermination des volumes prélevables, qui permet d'avoir une assez bonne connaissance de ses caractéristiques en disposant d'une station de jaugeage bouclant le bassin versant et le bassin hydrogéologique associé (Artelia, 2012). Sur l'emprise de ce bassin versant, les formations molassiques affleurent largement, uniquement recouvertes par des formations du pliocène en tête du bassin et par des alluvions récentes de faible épaisseur le long de la partie aval du cours d'eau. La station de St Uze (code Banque hydro V3614010) permet de suivre le comportement hydrologique de ce bassin. D'après Artelia (2012), « la station est positionnée à l'amont des gorges de St Uze, ce qui fait qu'elle contrôle la majeure partie du bassin. Néanmoins, ce positionnement la rend très sensible aux résurgences de la nappe Miocène (Molasse), dont les écoulements souterrains dirigés vers l'ouest sont bloqués par le chaînon cristallin qui longe le Rhône en rive gauche à cet endroit. Ainsi, à l'étiage, le débit de la rivière passe de 150L/s à 350L/s en quelques kilomètres à l'amont de la station hydrométrique. Les mesures à la station hydrométrique ne sont donc pas une représentation directe des écoulements superficiels sur le bassin, mais intègrent une vision plus large de l'hydrologie. ». Ces remarques traduisent le fait que les chroniques de débits filtrés à partir des chroniques de débits observés à cette station, doivent probablement être représentatives de la recharge de la nappe à l'échelle annuelle.

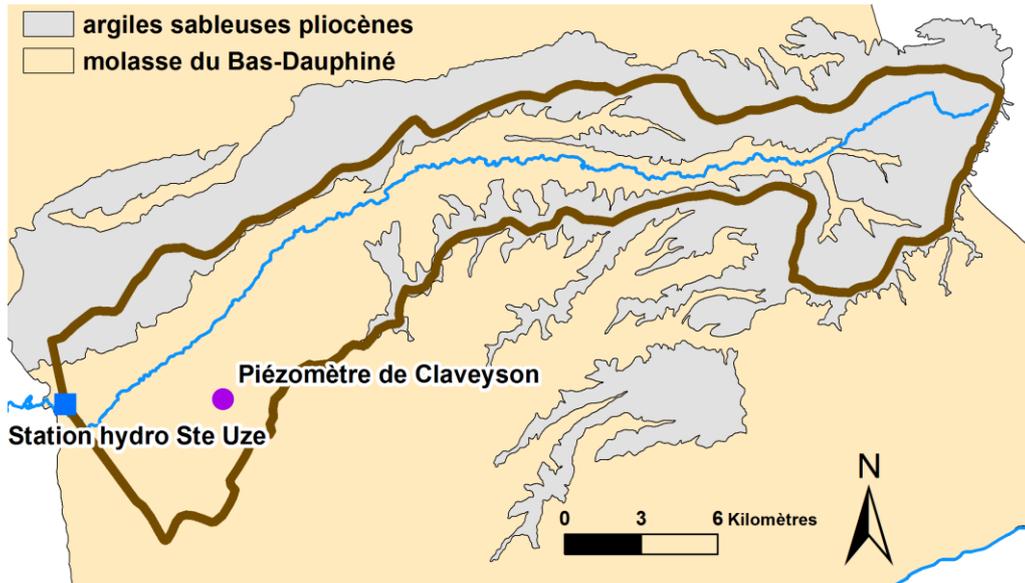


Illustration 99 : Bassin de la Galaure drainé par la station de Ste Uze.

Un piézomètre (code BSS : 07707X0144/F) est implanté sur la commune de Claveyson dans la partie aval du bassin versant.

Dans le cadre de leur étude de détermination des volumes prélevables sur la Galaure, Artelia a calibré un modèle hydrologique conceptuel semi-distribué au pas de temps journalier. Des tronçons de 1 km de long de rivière ont été sectorisés et les écoulements drainés sur le bassin versant de chaque tronçon ont été simulés par une fonction de production et routés jusqu'à l'exutoire au cours du pas de temps de calcul. La fonction de production est un modèle à 2 réservoirs (1 pour le sol et un pour la nappe) (Illustration 100). Le routage se fait selon un hydrogramme unitaire de type GR4J. Pour simuler l'impact des prélèvements en nappe sur le débit de la rivière, les auteurs ont utilisé une solution analytique tirée de la littérature et ont considéré un emmagasinement de $1.9 \cdot 10^{-2}$. Cette valeur est la moyenne de celles que De La Vaissière (2006) a obtenues à partir des interprétations d'essais de pompage qu'il a pu consulter. L'auteur les considère cependant trop influencées par le caractère captif des parties de l'aquifère dans lesquelles les essais de pompage ont été faits. Pour cette raison, il propose de considérer plutôt la porosité efficace mentionnée plus haut ($12 \pm 3\%$), correspondante aux rares essais réalisés dans des secteurs où la nappe est libre. Le modèle a été calibré pour reproduire les débits simulés à la station de Saint Uze. Aucune valeur de recharge n'est par contre mentionnée dans le rapport.

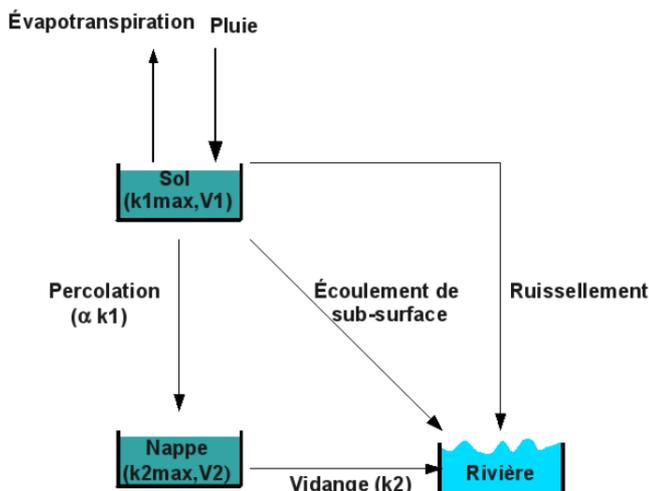
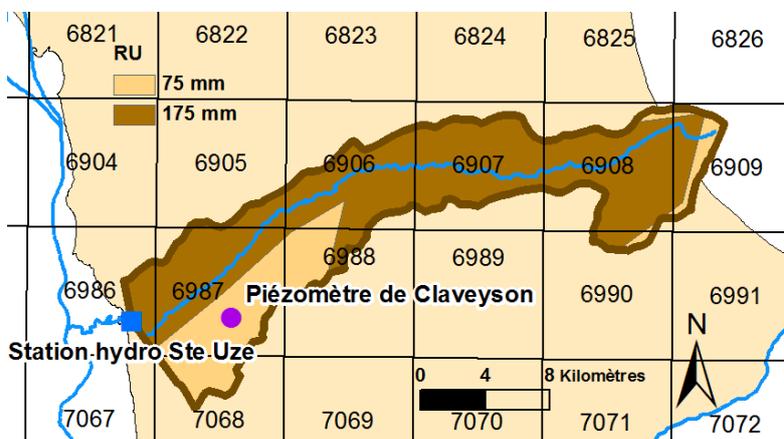


Illustration 100 : Schéma de principe de la fonction de production du modèle de Artelia sur la Galaure.

3.7.2. Estimation de la recharge

Données climatiques et paramétrage

Pour mettre en œuvre les calculs de recharge sur le bassin de la Galaure, on utilise les données journalières climatiques de SAFRAN. Si l'on applique cette grille de données sur l'impluvium, on voit ce que celui-ci représente sur chaque maille SAFRAN (Illustration 101). Les moyennes pondérées (par la superficie couverte sur chaque maille) des précipitations et de l'ETP sont supposées représentatives du climat du secteur et sont fournies en entrée aux calculs dans ESPERE.



Num maille	6904	6905	6906	6907	6908	6985	6986	6987	6989	7067
Surface (km ²)	5.7	34.7	38.4	41.8	13.1	7.0	56.1	14.3	3.5	10.1

Illustration 101 : Emprise du bassin de la Galaure sur le maillage SAFRAN (avec la superficie des mailles concernées) et cartographie de la RU sur le bassin.

Pour réaliser les estimations de la recharge avec ESPERE pour le bassin de la Galaure, nous avons fixé les valeurs des paramètres rentrant en compte dans les calculs (Illustration 102) :

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	225	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Ratio Infiltration / Pluie efficace		0.73	Pour transformer la pluie efficace en recharge (méthodes de bilan et Turc). Vaut 0 si toute la pluie efficace ruisselle, vaut 1 si toute la pluie efficace s'infiltré.
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	149	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUmax)
Latitude	°	45.2	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman - Hamon
Porosité efficace aquifère libre (Sy)		0.12	Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²	225	Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Végétation			
Prise en compte du couvert végétal pour le calcul de l'ETR.			Pour activer cette option et définir les paramètres, cliquer ici
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}	0.8	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (d'après Eckardt, 2005) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle	
k (constante de recession, comprise entre 0 et 1)	0.92		

Illustration 102 : Paramètres pour le calcul de la recharge sur le bassin de la Galaure dans ESPERE.

Les paramètres ont été qualifiés de la manière suivante :

- La surface de l'impluvium et celle du bassin hydrogéologique ont été considérées comme égales pour permettre la comparaison des trois types de méthodes mises en œuvre (bilan, débits, piézométrie) ;
- Le ratio d'infiltration / pluie efficace (73% de la pluie efficace s'infiltré) a été obtenu en calculant le ratio moyen des flux de drainage par rapport à ceux de pluie efficace simulés par Surfex sur l'emprise du maillage Safran (cf. § 4.2 dans Caballero et al., 2015) ;
- La valeur moyenne de la réserve utile du sol considérée pour les calculs des méthodes de type « bilan » est de 149 mm, obtenue à partir de la carte au 1/1 000 000^{ème} de l'INRA, (2014) et des valeurs moyennes que celle-ci attribue aux horizons pédologiques dans le secteur (Illustration 101) ;
- La porosité efficace a été prise égale à 12% suivant la proposition de De La Vaissière, (2006) ;
- Pour pouvoir utiliser les chroniques de débits de la Galaure à la station Ste Uze avec les méthodes de filtre, le BFI_{max} a été fixé comme étant égal à 0,8 suivant les recommandations des auteurs de la méthode (Illustration 102). La constante de recession a été calibrée en utilisant un outil d'optimisation permettant de caler une relation exponentielle en utilisant la technique de la MRC (cf. § 2.3.2 dans Caballero et al., 2015), à l'aide d'un outil développé par (Posavec et al, 2010). Le résultat de cette approximation exponentielle est visible sur l'illustration 103. La valeur attribuée à la constante de recession est donc calculée avec la relation $k = e^{-0.077} = 0,92$.

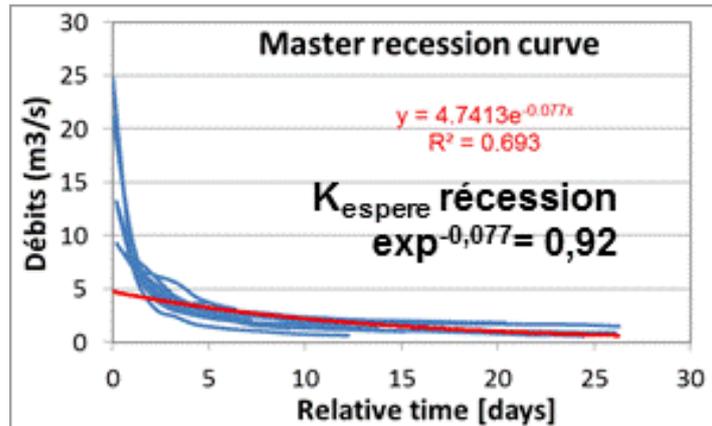


Illustration 103 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la Galaure à la station de Ste Uze par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k .

Estimation de la pluie efficace

Les méthodes permettant le calcul de la pluie efficace fournissent le résultat présenté sur l'illustration 104. Sur la période considérée (1996-2011), elles fluctuent grossièrement entre 150 mm et 700 mm par an, toutes méthodes confondues. Les méthodes de bilan (Thornthwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) présentent des valeurs qui sont généralement de l'ordre de celles simulées par SURFEX. Parmi ces méthodes, Dingman-Penman et Dingman-Hamon fournissent des valeurs parfois bien plus élevées de pluie efficace que Thornthwaite (une différence du simple au double par exemple en 2011). Cela est probablement dû à l'approche conceptuelle de la méthode de Dingman qui permet de générer un écoulement même en cas d'absence de précipitation et (cf. 2.3 dans Caballero et al., 2015), qui peut provoquer une différence importante du fait de la valeur élevée de RU. Par contre, Dingman-Hamon fournit une pluie efficace plus faible, ce qui indique que l'ETP d'Hamon est probablement plus élevée que celle de SAFRAN. La méthode de Turc fournit des valeurs qui sont globalement plus élevées que les autres méthodes. L'ensemble des méthodes fournissent des pluies efficaces annuelles dont l'écart-type est en moyenne de l'ordre de 45 mm (Turc mis à part) sur la période 1996-2011.

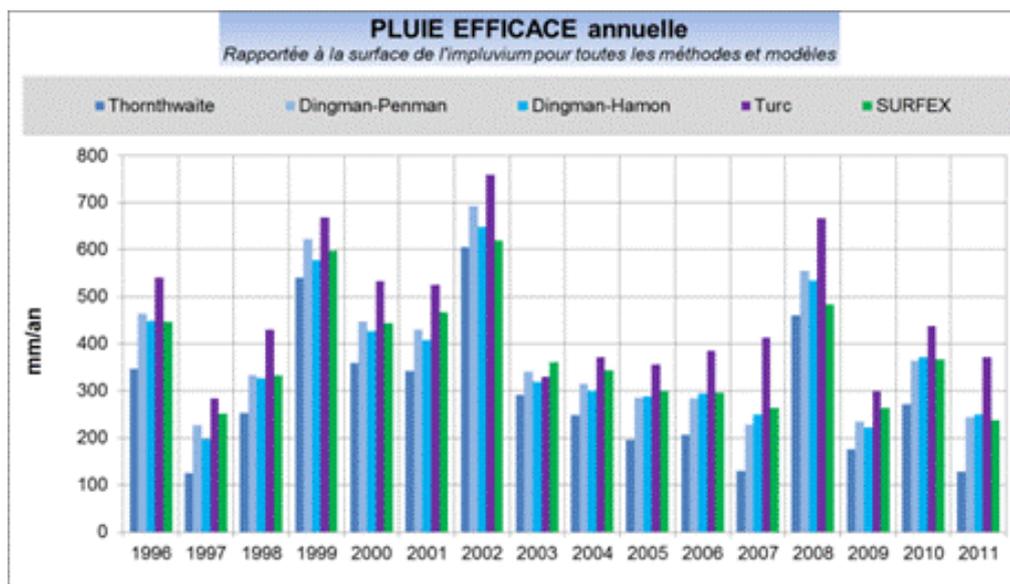


Illustration 104 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour le bassin de la Galaure.

Estimation de la recharge

Les recharges calculées à partir des méthodes de bilan fournissent le résultat présenté sur l'illustration 105. Pour les méthodes passant par le calcul de la pluie efficace, la recharge est calculée en utilisant le coefficient d'infiltration de la pluie efficace défini dans le paramétrage (73% de la pluie efficace journalière est considérée comme de la recharge). On constate que les méthodes empiriques de Guttman, Kessler et, dans une moindre mesure, Turc, fournissent des résultats fortement surestimés. Elles ne sont donc pas utilisables pour ce type d'aquifère, ce qui était attendu. En faisant abstraction des résultats obtenus avec ces méthodes (qui ne sont plus considérées dans ce qui suit), la recharge fluctue grossièrement entre 150 mm et 450 mm toutes méthodes de bilan confondues.

Les recharges calculées par les méthodes de filtre de débits apparaissent clairement plus faibles que celles obtenues avec les méthodes de bilan ou avec SURFEX. Ceci pourrait être dû à la forte valeur du ratio d'infiltration de la pluie efficace utilisé pour le calcul. En effet, d'après SURFEX, 73% de la pluie efficace se transformerait en recharge, ce qui constitue une valeur élevée. A titre de comparaison, la carte de l'InDex de Persistance des Réseaux (IDPR, Mardhel et al. (2004) et § 2.4.5 dans Caballero et al., 2015) indique sur ce secteur une capacité à l'infiltration plutôt moyenne (Illustration 106). Ce résultat paraît cohérent avec la présence sur le haut bassin du cours d'eau et sur les reliefs encadrant la vallée de placages pliocènes peu perméables.

La valeur médiane de l'IDPR sur l'emprise du bassin de la Galaure est de 1109, ce qui, d'après le tableau de correspondance proposé par David (2012) (cf. Illustration 16 dans Caballero et al., 2015), représenterait un pourcentage d'infiltration de 45% de la pluie efficace. L'illustration 108 montre que les valeurs annuelles de recharge obtenues avec ce ratio semblent beaucoup plus cohérentes avec les résultats des autres méthodes (notamment de filtres de débits dont nous avons vu plus haut qu'ils sont censés fournir une représentation assez juste de la recharge de la nappe de par la position et la qualité de la station hydrométrique de Ste Uze). Les valeurs de recharge obtenues avec SURFEX sont clairement plus élevées que celles obtenues avec l'ensemble des autres méthodes, ce qui conforte l'idée que le coefficient d'infiltration de la pluie efficace que l'on en a déduit (73%) est probablement trop important.

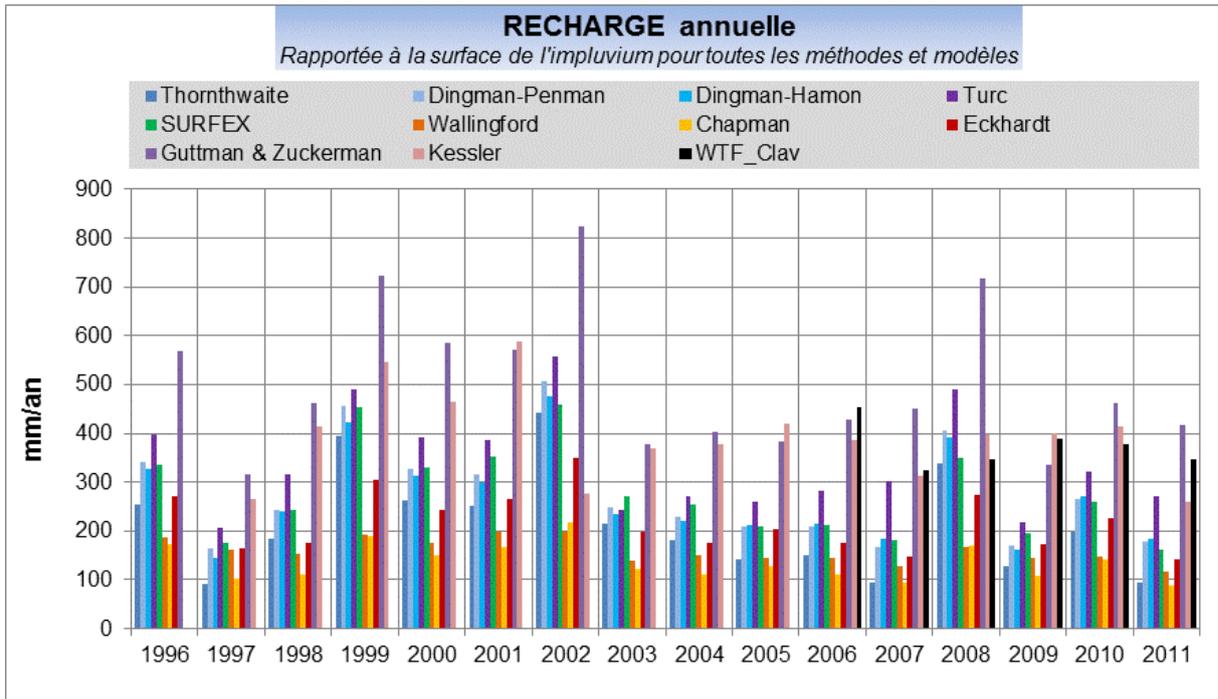


Illustration 105 : Recharges annuelles calculées pour le bassin de la Galaure, à partir des méthodes de bilan, empiriques, de filtre de débits et de fluctuation piézométrique. Le coefficient d'infiltration de la pluie efficace utilisé est égal à 73%. Pour la méthode Kessler, pas de calcul la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.



Illustration 106 : Carte de l'IDPR dans le secteur du bassin de la Galaure.

Les chroniques disponibles au piézomètre de Claveyson implanté dans les molasses peuvent être utilisées pour estimer la recharge (Illustration 107).

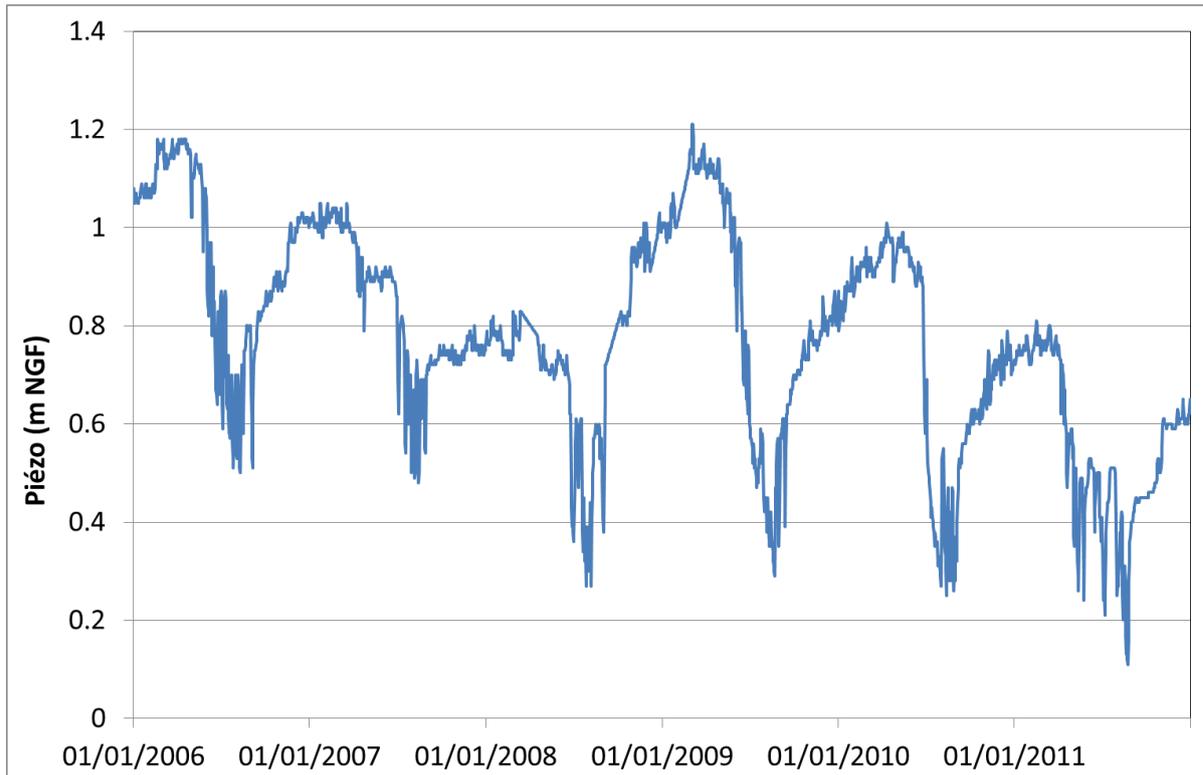


Illustration 107 : Chronique piézométrique enregistrée au piézomètre de Claveyson (07707X0144/F).

L'illustration 105 montre que la recharge estimée avec une porosité efficace de 12% est du même ordre de grandeur que celui obtenu avec les méthodes empiriques, c'est-à-dire probablement surestimé. Il n'existe pas de coupe lithologique, ni technique pour ce piézomètre qui permette de statuer sur sa situation libre ou captive. D'après De La Vaissière (2006), il ne se situe pas dans un secteur où la nappe pourrait être captive. Cependant, l'auteur indique (Fig 2-12 dans De La Vaissière (2006)) que des passées argileuses au sein de la molasse peuvent localement mettre la nappe en charge dans le secteur où le piézomètre de Claveyson est implanté. Une telle situation pourrait justifier que la porosité efficace du secteur où le piézomètre est implanté soit plus faible que celle proposée par De La Vaissière pour l'aquifère. De fait, pour simuler l'impact des prélèvements en nappe sur le débit de la rivière dans le modèle de Artelia (2012), une porosité efficace de l'ordre de 2% est utilisée.

L'illustration 108 montre que les recharges estimées à partir des chroniques piézométriques pour une porosité de 2% auraient un ordre de grandeur plus proche de celui obtenu avec les méthodes de bilan ou de débits que celui obtenu avec une porosité de 12%. Cependant, les valeurs obtenues sont plutôt plus faibles que celles obtenues avec toutes les méthodes. Or, les recharges calculées à partir des méthodes de fluctuations piézométriques sont susceptibles d'être influencées par les pompages. D'après Artelia (2012), les prélèvements souterrains recensés sur le bassin de la Galaure entre 2006 et 2009 sont de l'ordre de 6 Mm³/an en moyenne. Ramenés à la superficie du bassin, ces prélèvements représenteraient de l'ordre de 25 mm/an en moyenne sur la période 2006-2009. En théorie, cette hauteur d'eau vient s'ajouter à la recharge apportée par les précipitations, ce qui sous-entend que cette dernière serait alors encore plus faible que celle qui a été obtenue avec l'hypothèse d'une porosité à 2%.

Il est donc probable que la porosité efficace dans le secteur du piézomètre du Claveyson soit comprise entre la valeur de 2% adoptée dans l'étude d'Artelia (2012) et celle de 12% proposée par De La Vaissière. Les ordres de grandeur de porosité efficace proposés par Castany (1982)

pour des grés fissurés, auxquels on peut rapprocher les molasses, varient entre 2% et 15%. Il semble donc raisonnable d'utiliser les valeurs de 2 et de 12% pour estimer la recharge à partir des fluctuations piézométriques sur le bassin de la Galaure.

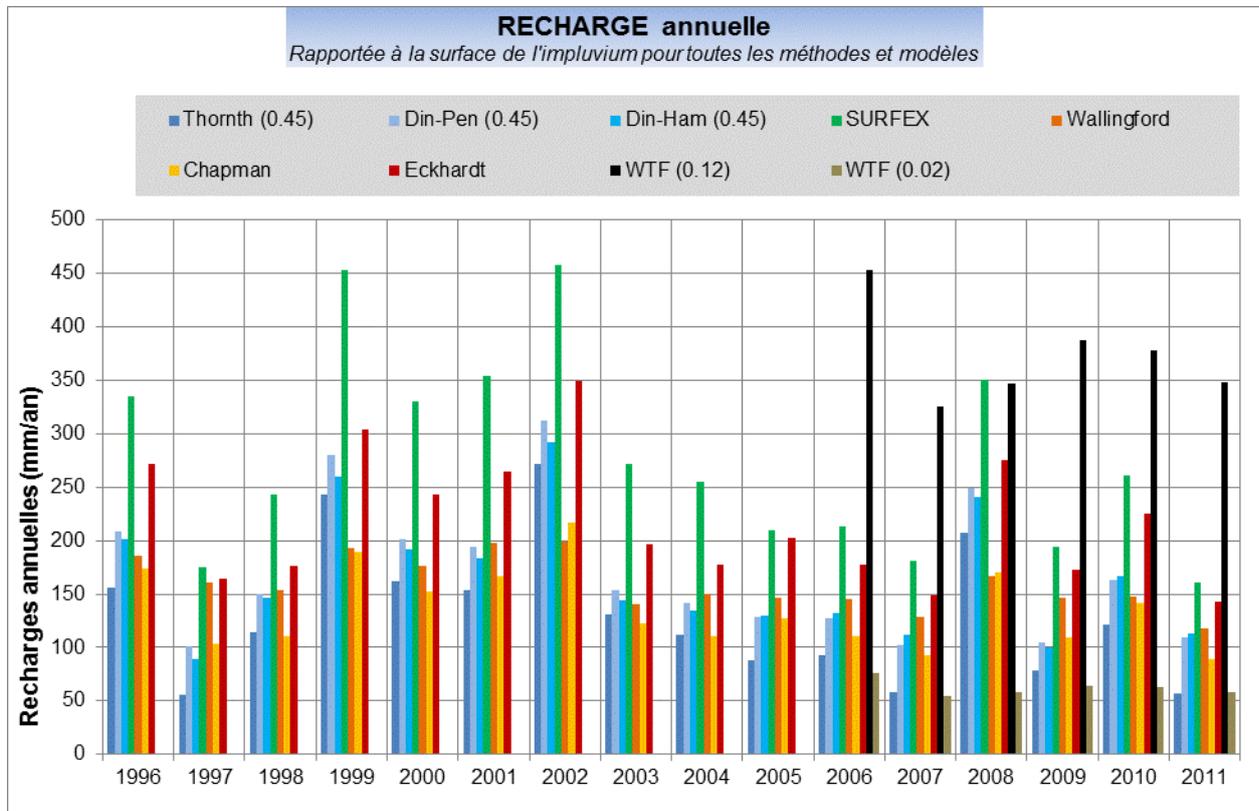


Illustration 108 : Recharges annuelles calculées pour le bassin de la Galaure, à partir des méthodes de bilan (coefficient d'infiltration de la pluie efficace = 0.45 calculé avec l'IDPR), de filtre de débits et de fluctuation piézométrique (deux valeurs de porosité efficace sont comparées: 12% et 9%).

L'illustration 109 présente l'évolution annuelle des valeurs moyennes de la recharge calculée avec toutes les méthodes (sauf fluctuations piézométriques car cela n'est pour l'instant pas implémenté dans ESPERE) au pas de temps mensuel. On constate que la recharge par les précipitations s'effectue de manière assez bien répartie entre l'automne, l'hiver et le printemps. La surestimation de Surfex mise en évidence précédemment semble avoir lieu surtout en hiver et au début du printemps. La recharge calculée par les méthodes de bilan affiche une dynamique moins différente de celle calculée à partir des débits que dans les cas d'étude précédents. Néanmoins, les méthodes de filtre marquent bien le soutien printanier et estival des écoulements de la Galaure.

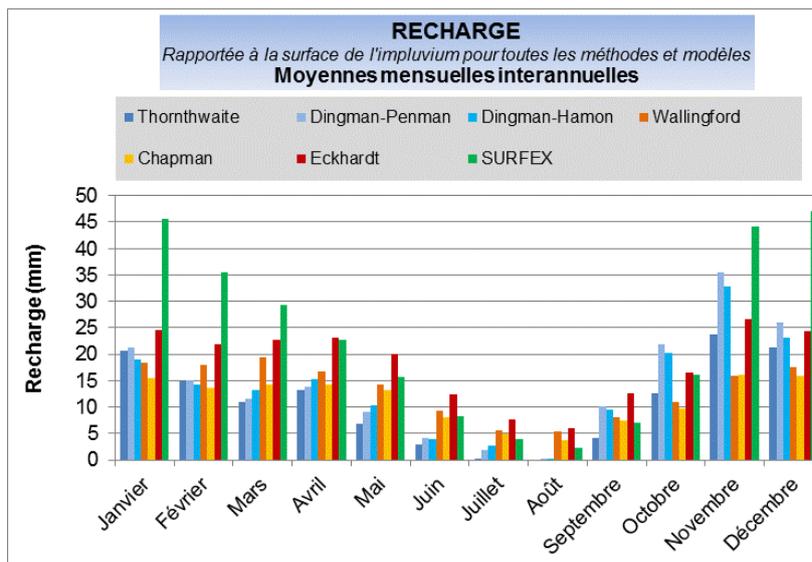


Illustration 109 : Recharges moyennes mensuelles calculées sur le bassin de la Galaure sur la période 1996-2011.

L'illustration 110 présente la dispersion des recharges toutes méthodes confondues entre 2006 et 2011 (années pour lesquelles on dispose de données pour toutes les méthodes). On constate que malgré la variabilité interannuelle et la différence de porosité considérée, la dispersion des résultats entre les méthodes reste d'un ordre de grandeur comparable (l'écart-type qui caractérise cette dispersion chaque année est de l'ordre de 85 mm en moyenne lorsque la porosité est de 12% et de 50 mm lorsqu'elle est de 2%).

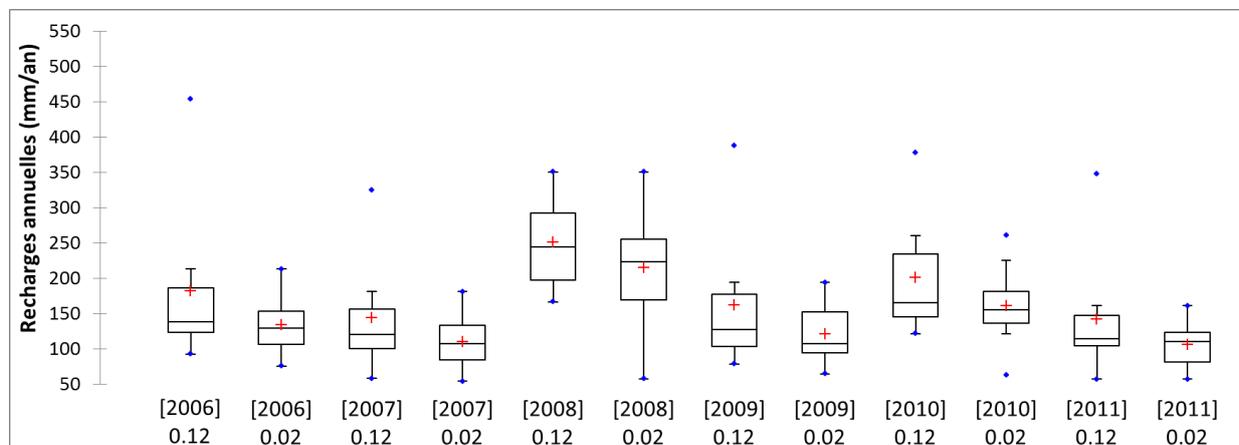


Illustration 110 : Recharges annuelles toutes méthodes confondues (3 de bilan, 3 de filtres de débits, Surfex et fluctuation piézométrique – porosité 12% et 2%). Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

L'illustration 111 permet de mettre à nouveau en évidence la sensibilité des estimations de la recharge aux méthodes choisies pour la calculer. On constate qu'en dehors du cas où la porosité est prise égale à 2%, les méthodes de bilan fournissent les estimations les plus faibles, mais qu'elles sont du même ordre de grandeur que celles obtenues avec les filtres Chapman et Wallingford. Comme il a déjà été observé, la méthode de fluctuation piézométrique encadre les résultats de toutes les autres méthodes avec les deux valeurs de porosité testées et Surfex et Eckart se trouvent en position intermédiaire (ce qui montre l'intérêt de ne pas écarter les valeurs de recharge obtenues à partir de Surfex, bien qu'elles semblent trop fortes sur l'illustration 108).

Les dispersions des méthodes de bilan, de Surfex et d'Eckhardt sont similaires et plus importantes que celles de Champan, Wallingford et la méthode de fluctuation piézométrique (dont la dispersion est logiquement liée à la valeur de la porosité considérée).

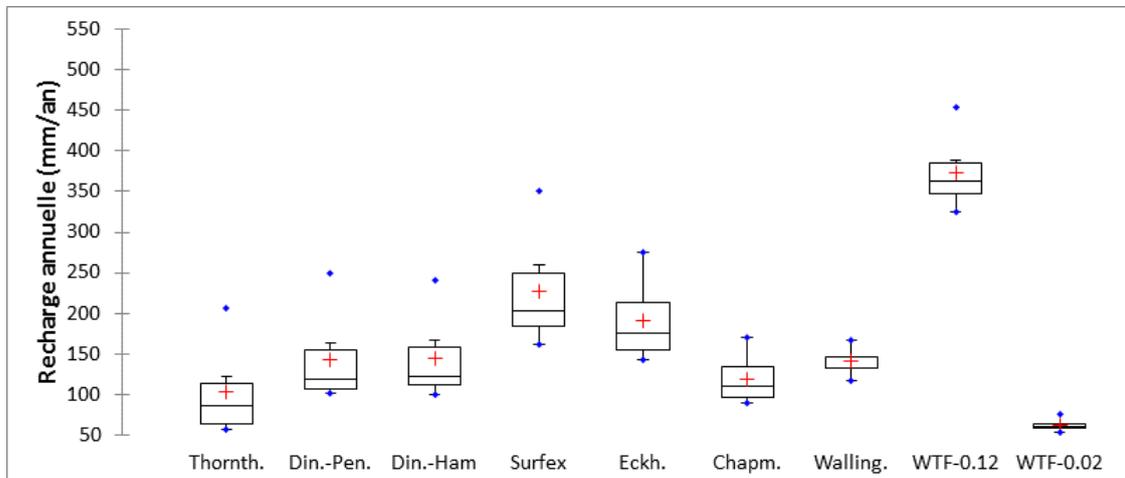


Illustration 111 : Recharges annuelles par méthode pour toutes les années de la période 2006 – 2011 (pour lesquelles toutes les méthodes ont pu être utilisées) confondues. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

Enfin, l'illustration 112 présente la distribution des valeurs de recharge que l'on peut obtenir en considérant toutes les méthodes et les années étudiées. On obtient alors une recharge moyenne de l'ordre de 180 ± 95 mm et 140 ± 65 mm (valeur de l'écart-type) respectivement pour une porosité de 12% et de 2%. Le même calcul en considérant uniquement les méthodes de bilan, de filtre ou de fluctuation piézométrique fournissent respectivement des recharges moyennes de 155 ± 70 mm, 150 ± 45 mm, 280 ± 30 mm (12%) et 60 ± 10 mm (2%). Enfin, si l'on calcule la recharge obtenue avec les méthodes de bilan + Surfex + filtres de débits sur la période la plus longue disponible (1996-2011), on obtient 180 ± 75 mm. Globalement, les valeurs obtenues apparaissent plus faibles que les estimations qui ont été proposées par De La Vaissière (2006) sur l'ensemble de l'entité molassique. Ceci est logique au vu des valeurs de porosité et de coefficient d'infiltration de la pluie efficace plus élevés que ceux qui ont été considérés dans les calculs avec ESPERE.

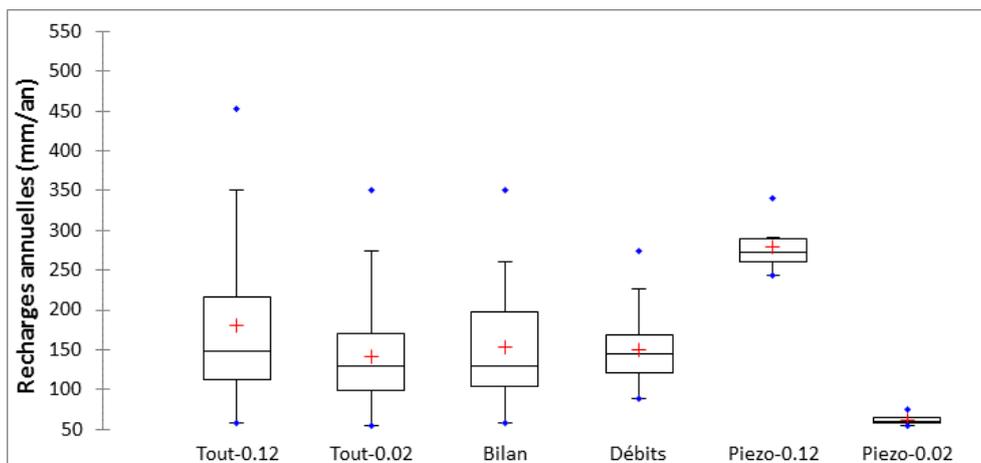


Illustration 112 : Recharges annuelles pour : (Tout) : toutes les méthodes et pour toutes les années de la période 2006-2011 confondues ; (Bilan) : seulement les méthodes de bilan + Surfex ; (Filtres) : seulement les méthodes de filtres et (Piézo) : la méthode de fluctuation piézométrique avec la porosité = 9%. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

3.8. LES ALLUVIONS DE DIJON-SUD

3.8.1. Eléments de contexte géologique et hydrogéologique

L'essentiel de la description qui suit a été tirée des rapports de synthèse produits dans le cadre de l'étude volumes prélevables de la nappe de Dijon Sud (BRLi, 2011 a, b et c). La nappe de Dijon Sud se développe dans les dépôts quaternaires anciens de la Vallée de l'Ouche, au sud de l'agglomération de Dijon, entre le canal de Bourgogne, le lac Chanoine Kir et Noiron-sous-Gevrey (Illustration 113).

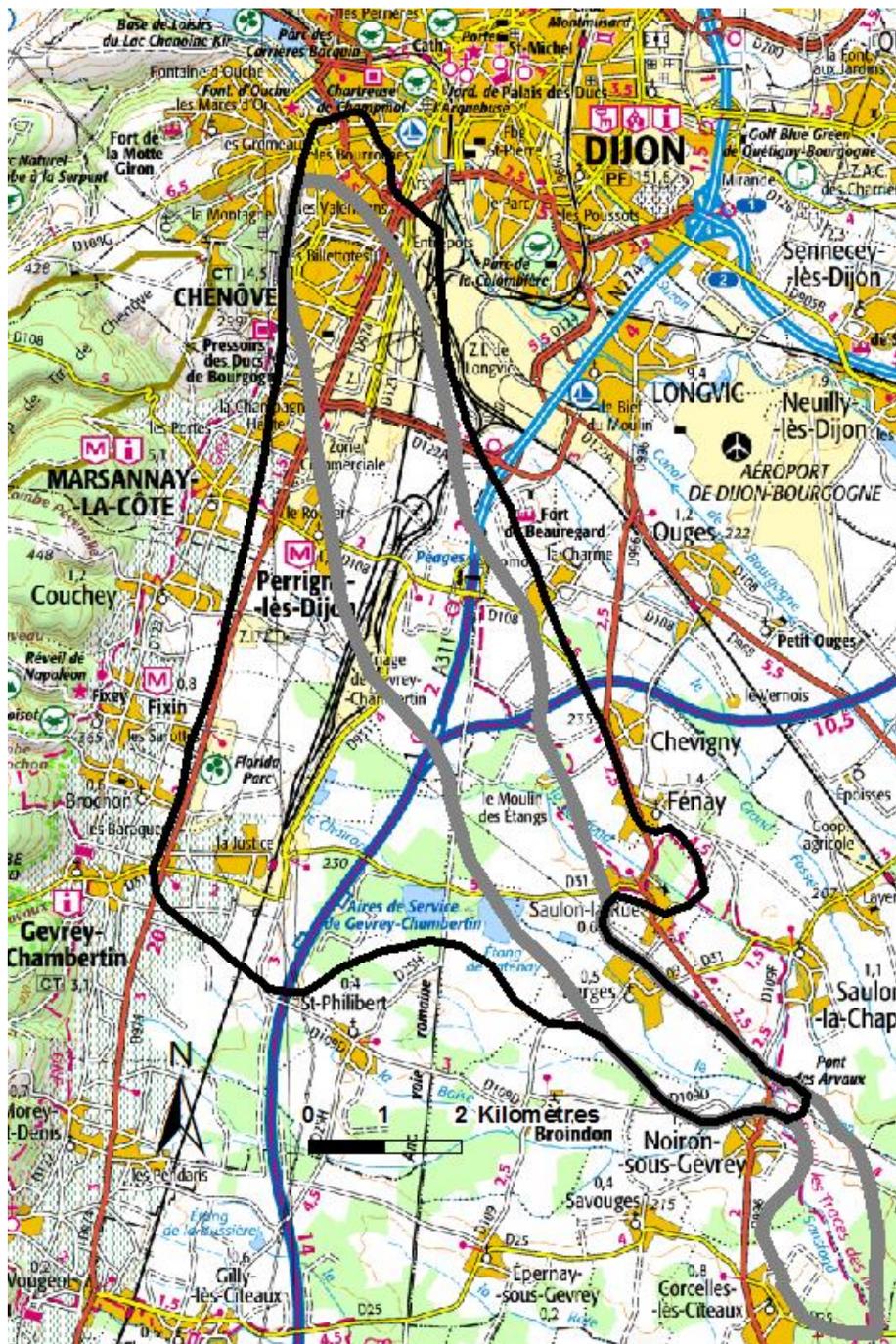


Illustration 113 : Localisation de la nappe superficielle et profonde des alluvions de Dijon Sud.

Ces dépôts alluvionnaires sont constitués d'une alternance de couches sablo-graveleuses de granulométrie variable, avec la présence d'intercalations argileuses qui en font un système hétérogène. Il est bordé à l'Ouest par les reliefs jurassiques situés dans le prolongement du flanc sud-est du vaste anticlinal correspondant au seuil de Bourgogne et à l'Est par les dépôts actuels de l'Ouche et les formations marneuses de l'Oligocène.

L'histoire géologique schématisée montre que des sédiments ont été déposés depuis le Trias moyen jusqu'au Jurassique sur le soubassement hercynien, dans une mer de type épicontinental. Les rares dépôts marins du Valanginien et de l'Albien-Cénomaniens ont été démantelés à l'Eocène supérieur, probablement suite à la compression pyrénéo-provençale. L'affaissement et la fragmentation liée à la distension Oligocène donne ensuite naissance au fossé Bressan, qui permet la sédimentation de conglomérats, poudingues, sables et marnes sur des épaisseurs de plus de 100 m au droit de Dijon. Le Miocène et Pliocène sont caractérisés par une phase de lacune sédimentaire, correspondante à une phase de calme tectonique et d'aplatissement. Au Quaternaire, des galets et de sables issus de l'érosion des massifs calcaires se déposent dans un paléo-chenal de l'Ouche, au sein des marnes Oligocènes selon un axe nord-ouest sud-est (en gris sur l'illustration 113). Ces formations représentent l'aquifère alluvial profond du système étudié et ont une épaisseur comprise entre 15 et 30 m. Des dépôts plus récents de galets et graviers à matrice sablo-argileuse ravinent et reposent directement sur les galets profonds, selon une géométrie en goutte (en noir sur l'illustration 113). Ils constituent l'aquifère alluvial superficiel du système et ont des épaisseurs comprises entre 10 et 20 m. Une couche argileuse jaune (dite couche moutarde) sépare les deux dépôts alluviaux sans pour autant que cette séparation soit continue dans l'espace, du fait des ravinelements précédant la mise en place des alluvions superficielles (Illustration 114).

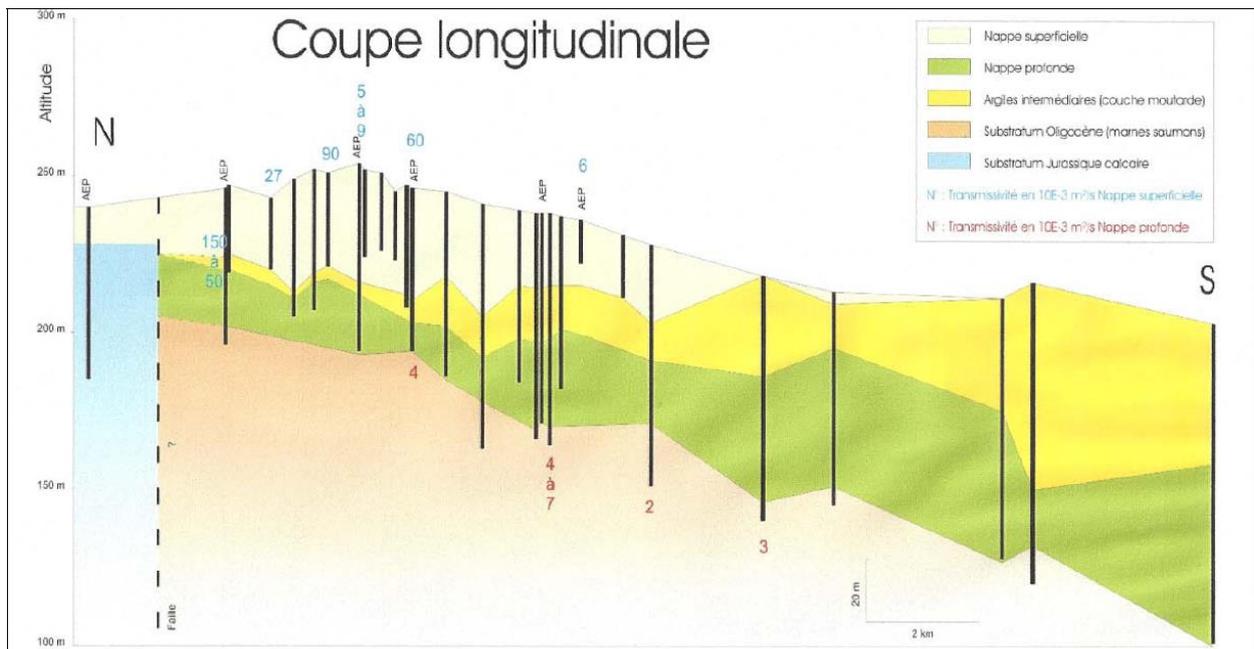


Illustration 114 : Contexte géologique en coupe nord-sud (SMAESAD, 2002), extrait de BRLi (2011c).

Les écoulements au sein des nappes superficielles et profondes sont orientés selon la direction nord-ouest sud-est et sont alimentés par les pluies, les formations calcaires à l'ouest et les alluvions modernes de l'Ouche au nord-est. La nappe superficielle est drainée au sud-est où l'on observe une série de résurgences et des zones humides, dont une partie donne naissance à la Sansfond, probablement en lien avec des alluvions qui deviennent plus fines et qui se colmatent en allant vers le sud-est. Du fait de leur différence de charges hydrauliques, les

écoulements verticaux se font essentiellement de la nappe superficielle vers la nappe profonde, bien que la piézométrie de la nappe profonde soit fortement perturbée par les prélèvements. L'exutoire de la nappe profonde est mal connu.

3.8.2. Modélisation hydrodynamique de la nappe de Dijon Sud

Dans le cadre de l'étude volumes prélevables réalisée sur la nappe de Dijon Sud, BRLi (2011b) a mis en œuvre une modélisation hydrodynamique. Les conditions aux limites du modèle sont les suivantes : limite à charge constante au nord au droit du lac Kir, des alluvions de l'Ouche et le long de la bordure calcaire à l'ouest, ainsi qu'au niveau des résurgences de la Sansfond (avec une zone de plus forte perméabilité pour drainer) ; injection d'un flux en provenance des calcaires en trois points connus pour leurs fortes venues sous-alluviales en connexion avec les circulations karstiques au sein des calcaires (Illustration 115).

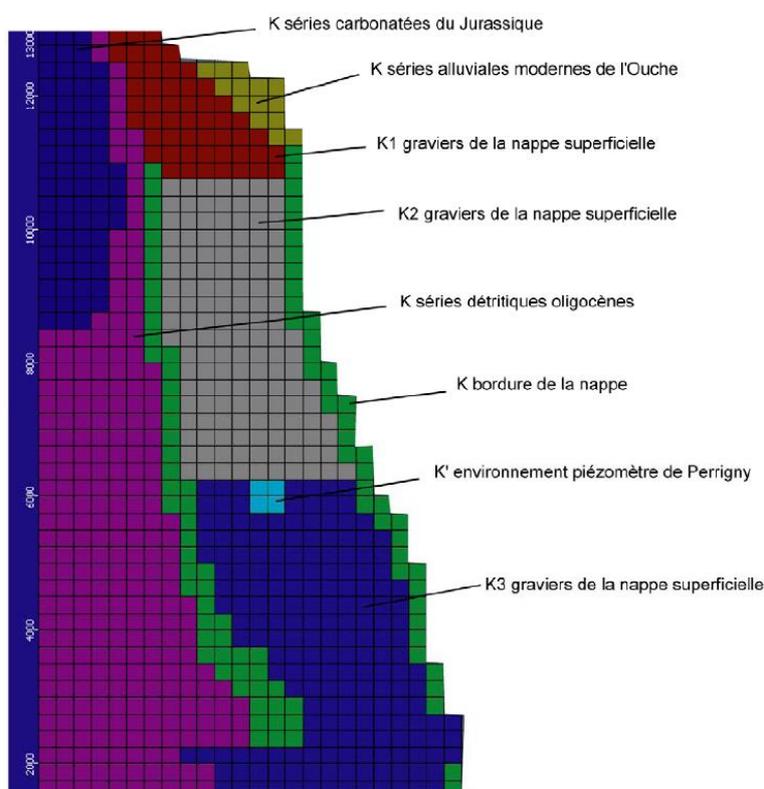


Illustration 115 : Vue horizontale du domaine modélisé et distribution des perméabilités, BRLi (2011b).

Le calage en régime permanent, puis transitoire a permis de reproduire de manière satisfaisante le comportement piézométrique de la nappe superficielle, eu égard aux nombreuses incertitudes. (Illustration 116). Le bilan hydrologique réalisé en fin de calibration permet d'estimer les principaux flux entrants et sortants du système sur la période 1987-2008. L'infiltration efficace (recharge de la nappe superficielle) est ainsi estimée en moyenne mensuelle à 200 l/s, pouvant atteindre 730 l/s, ce qui correspond respectivement à 11 et 40 mm/mois d'apport à la nappe superficielle. Les aquifères bordiers (qui intègrent les apports des alluvions modernes de l'Ouche et ceux, diffus, le long de la zone bordière calcaire à l'ouest) apporteraient entre 100 et 250 l/s, correspondant respectivement à 5 et 14 mm/mois d'apport à la nappe superficielle. Les apports localisés en provenance des karsts dans les venues d'eau sous-alluviales varient entre 10 et 250 l/s, pour une valeur moyenne de 60 l/s, correspond à un apport maximal de 14 mm/mois et moyen de 3 mm/mois à la nappe superficielle. Les

prélèvements tous usages confondus représentent à un débit mensuel qui fluctue entre 180 et 350 l/s, ce qui correspond à un prélèvement compris entre 10 et 20 mm/mois. Enfin, le débit de drainage de la nappe dans le secteur aval représente un flux de l'ordre de 25 l/s, ce qui est négligeable par rapport aux autres flux, à l'échelle de la nappe superficielle.

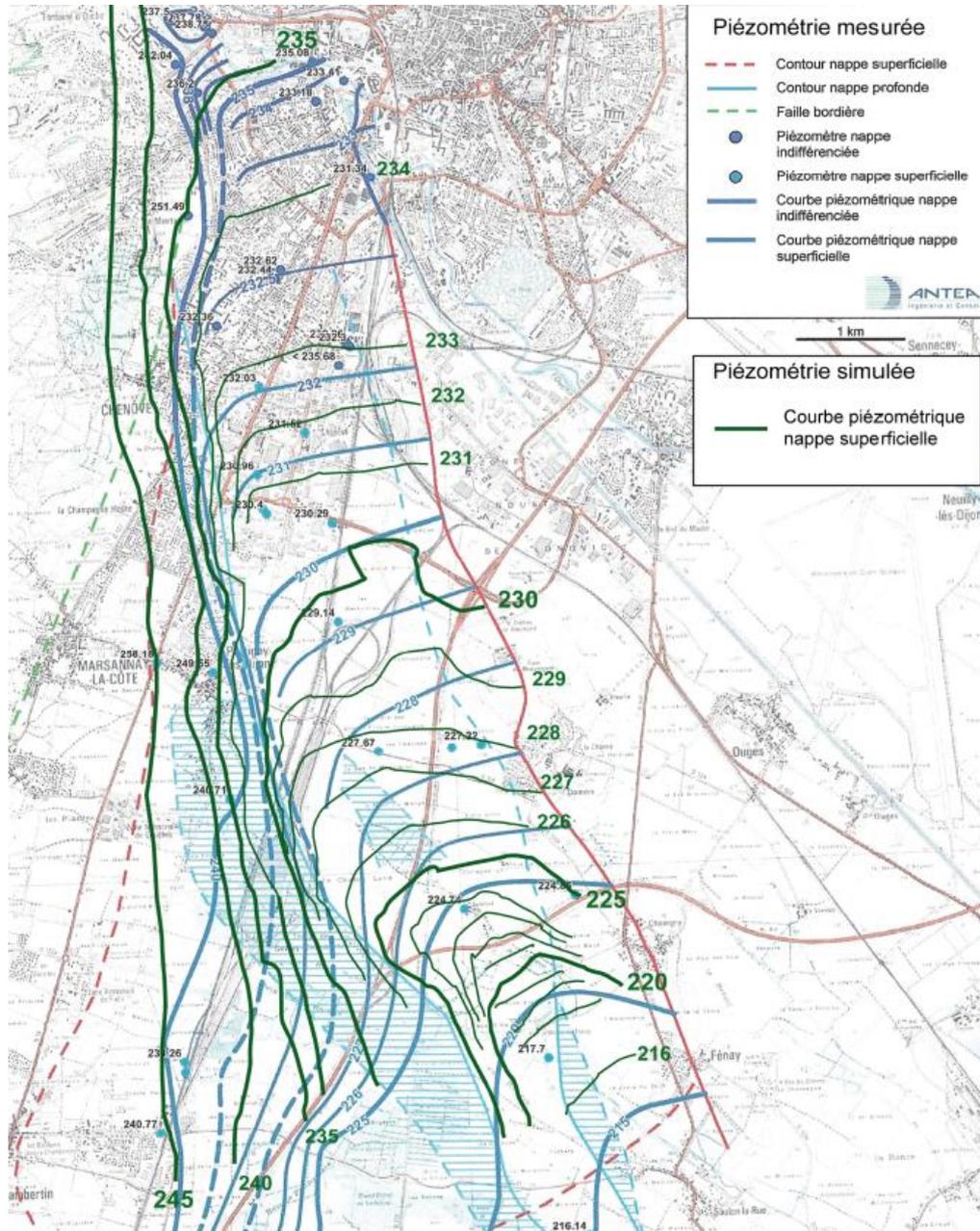


Illustration 116 : Comparaison piézométrie simulée (septembre 2008) et piézométrie observée lors de la campagne réalisée par ANTEA (septembre 2010), extrait de BRLi, (2011b).

Pour obtenir cette simulation, une chronique de pluie efficace mensuelle a été calculée en prenant les différences positives entre les valeurs mensuelles de pluviométrie et d'ETP, enregistrées à la station météorologique de Dijon Longvic. Des coefficients d'infiltration de la pluie efficace ont ensuite été estimés en fonction de l'importance de la pluie efficace (passant de 80% d'infiltration à 60% pour des pluies efficaces supérieures à 200 mm) sur l'impluvium de la nappe. L'effet d'étalement temporel de la zone non-saturée sur ces flux d'infiltration est pris

en compte en appliquant des moyennes glissantes sur 5 mois à la chronique d'infiltration efficace mensuelle. La nappe superficielle a été divisée en trois secteurs auxquels des propriétés hydrodynamiques différentes ont été affectées. Ceci a conduit à estimer une porosité efficace de respectivement 14, 12 et 1% pour les trois secteurs de la nappe superficielle définis en allant de l'amont vers l'aval (Illustration 115). L'ensemble de ces informations pourra être utilisé pour alimenter les calculs avec ESPERE ou bien être comparé aux résultats.

3.8.3. Estimation de la recharge

Données climatiques et paramétrage

Pour mettre en œuvre les calculs de recharge sur la nappe de Dijon-sud, on utilise les données journalières climatiques de SAFRAN. Si l'on applique cette grille sur l'impluvium, on voit ce que celui-ci représente sur chaque maille SAFRAN (Illustration 117). Les moyennes pondérées (par la superficie couverte sur chaque maille) des précipitations et de l'ETP sont supposées représentatives du climat du secteur et sont fournies en entrée aux calculs dans ESPERE.

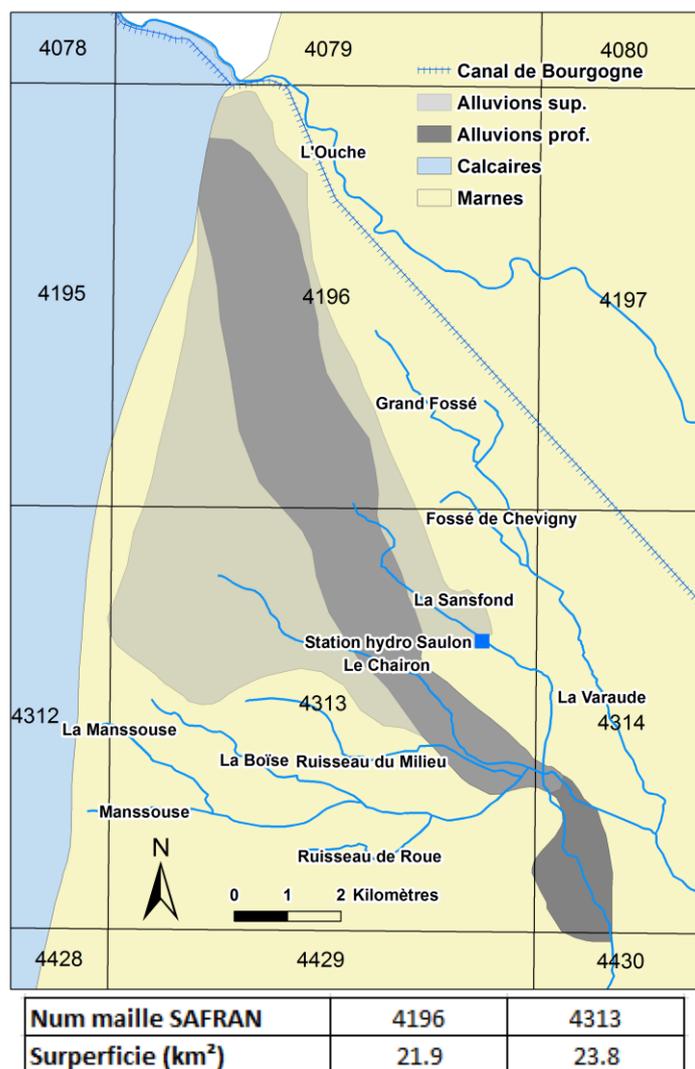


Illustration 117 : Emprise de la nappe de Dijon (superficielle et profonde) sur le maillage SAFRAN (avec la superficie des mailles concernées sur la nappe superficielle).

Pour réaliser les estimations de la recharge avec ESPERE pour la nappe de Dijon, nous avons fixé les valeurs des paramètres rentrant en compte dans les calculs (Illustration 118) :

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	45.8	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Ratio Infiltration / Pluie efficace		0.66	Pour transformer la pluie efficace en recharge (méthodes de bilan et Turc). Vaut 0 si toute la pluie efficace ruisselle, vaut 1 si toute la pluie efficace s'infiltré.
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	170	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite et Dingman (RUMax)
Latitude	°	47.18	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman - Hamon
Porosité efficace aquifère libre (Sy)		0.13	Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²	45.8	Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Végétation			
Prise en compte du couvert végétal pour le calcul de l'ETR.			Pour activer cette option et définir les paramètres, cliquer ici
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt			
BFI _{max}	0.8	Valeurs indicatives pour BFI _{max} (d'après Eckardt, 2005) : BFI _{max} =1 : débit de source ; BFI _{max} =0.8 : cours d'eau pérenne en milieu sédimentaire BFI _{max} =0.5 : petit cours d'eau en milieu sédimentaire ; BFI _{max} =0.25 en domaine de socle	
k (constante de recession, comprise entre 0 et 1)	0.96		

Illustration 118 : Paramètres pour le calcul de la recharge sur la nappe de Dijon dans ESPERE.

Les paramètres ont été qualifiés de la manière suivante :

- La surface de l'impluvium et celle du bassin hydrogéologique ont été considérées comme égales pour permettre la comparaison des trois types de méthodes mises en œuvre (bilan, débits, piézométrie) ;
- Le ratio d'infiltration / pluie efficace (66% de la pluie efficace s'infiltré) a été obtenu en calculant le ratio moyen des flux de drainage par rapport à ceux de pluie efficace simulés par Surfex sur l'emprise du maillage Safran (cf. § 4.2 dans Caballero et al., 2015). Cette valeur est plutôt plus faible que les coefficients considérés dans le modèle de BRLi (2011), qui sont de l'ordre de 80%, même si une valeur de 60% est considérée pour les pluies efficaces > 200 mm/an (cf. 3.8.2) ;
- La valeur moyenne de la réserve utile du sol considérée pour les calculs des méthodes de type « bilan » est de 170 mm, obtenue à partir de la carte au 1/1 000 000^{ème} de l'INRA, (2014) et des valeurs moyennes que celle-ci attribue aux horizons pédologiques dans le secteur (Illustration 119) ;
- La porosité efficace a été prise égale à 13% (Illustration 119) pour les calculs avec les piézomètres Gendarmerie (code BSS : 04994X0229/S) et Perrigny (code BSS : 04994X0204/S), pour lesquels des chroniques sont disponibles dans ADES (Illustration 120) et qui ont été considérés dans la modélisation de BRLi (2011b). Cette valeur a été estimée en considérant la position des piézomètres par rapport à la sectorisation de la nappe superficielle qui a été réalisée pour la modélisation BRLi en régime transitoire (moyenne des valeurs pour les secteurs 1 et 2). Les chroniques disponibles au piézomètre Raquette (code BSS : 04994X0528/FPZ), représentatif du comportement de la nappe alluviale profonde, n'ont pas été utilisées du fait du caractère semi-captif à captif de la nappe, pour lequel la méthode de fluctuation piézométrique n'est, en principe, pas adaptée ;

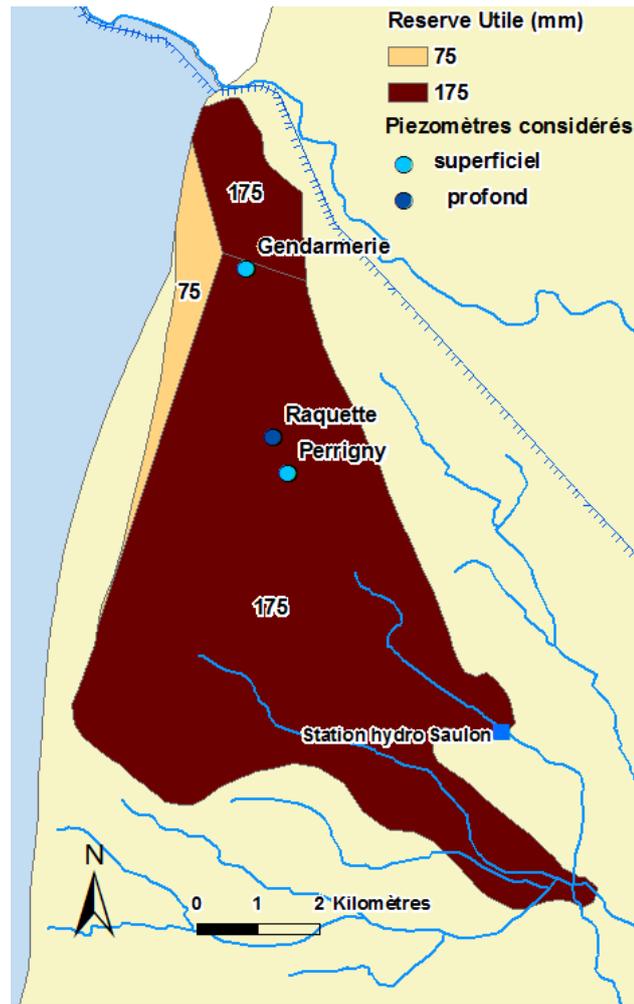


Illustration 119 : Réserve utile sur l'emprise de la nappe superficielle de Dijon Sud et position des piézomètres considérés dans les calculs.

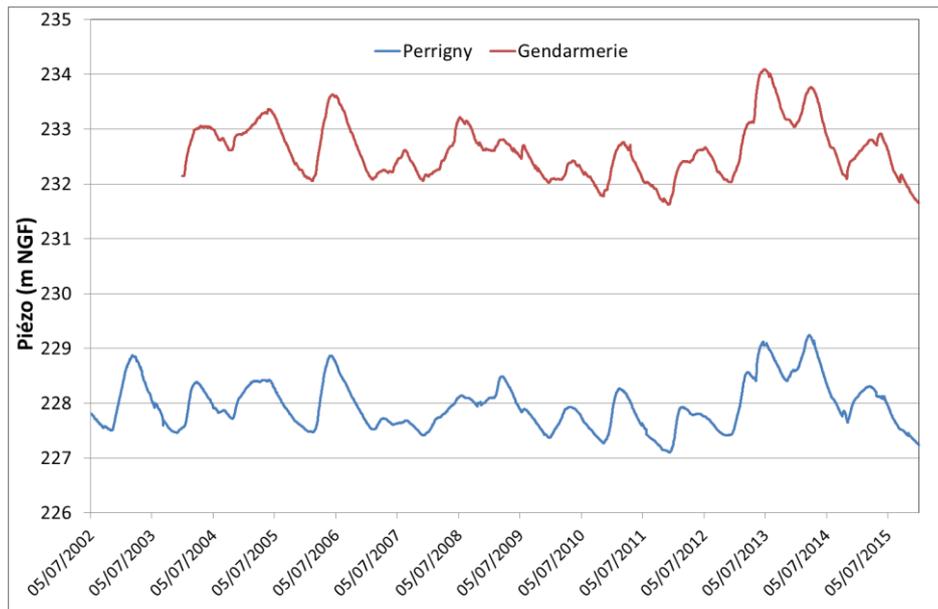


Illustration 120 : Chroniques piézométriques pour les piézomètres de Gendarmerie et Perrigny.

- Pour pouvoir utiliser les chroniques de débits de la Sansfond à la station de Saulon-la-Rue avec les méthodes de filtre, le BFI_{max} a été fixé comme étant égal à 0,8 suivant les recommandations des auteurs de la méthode (Illustration 118). La constante de récession a été calibrée en utilisant un outil d'optimisation permettant de caler une relation exponentielle en utilisant la technique de la MRC (cf. § 2.3.2 dans Caballero et al., 2015), à l'aide d'un outil développé par (Posavec et al, 2010). Le résultat de cette approximation exponentielle est visible sur l'illustration 121. La valeur attribuée à la constante de récession est donc calculée avec la relation $k = e^{-0.041} = 0,96$.

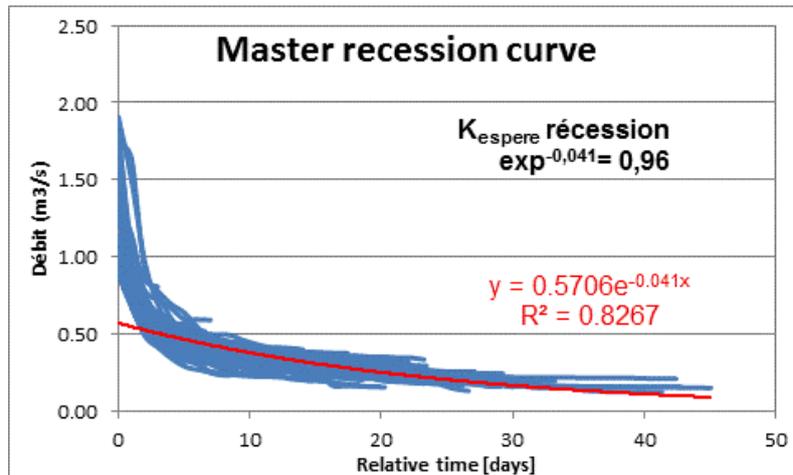


Illustration 121 : Approximation exponentielle des récessions sur la chronique de débits de la Sansfond à la station de Saulon-la-Rue par la méthode MRC pour la détermination de la constante de récession k .

Estimation de la pluie efficace

Les méthodes permettant le calcul de la pluie efficace fournissent le résultat présenté sur l'illustration 122. Sur la période considérée (1996-2011), elles fluctuent grossièrement entre 100 mm et 400 mm par an, toutes méthodes confondues. Les méthodes de bilan (Thorntwaite, Dingman-Penman et Dingman-Hamon) présentent des valeurs qui sont généralement de l'ordre de celles simulées par SURFEX (ou inférieures). Parmi ces méthodes, Dingman-Penman et Dingman-Hamon fournissent des valeurs parfois bien plus élevées que Thorntwaite (plus du double par exemple en 2007). Cela est probablement dû à l'approche conceptuelle de la méthode de Dingman qui permet de générer un écoulement même en cas d'absence de précipitation et (cf. 2.3 dans Caballero et al., 2015), qui peut provoquer une différence importante du fait de la valeur élevée de RU. Par contre, Dingman-Hamon fournit une pluie efficace plus faible, ce qui indique que l'ETP d'Hamon est probablement plus élevée que celle de SAFRAN. La méthode de Turc fournit des valeurs qui sont globalement plus élevées que les autres méthodes. L'ensemble des méthodes fournissent des pluies efficaces annuelles dont l'écart-type est en moyenne de l'ordre de 45 mm (Turc mis à part) sur la période 1996-2011.

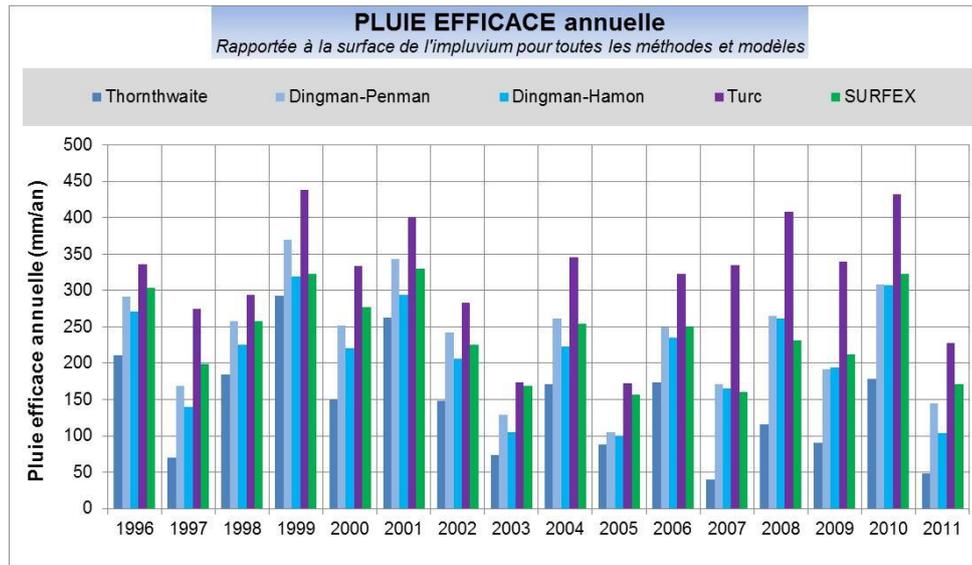


Illustration 122 : Pluies efficaces annuelles calculées avec ESPERE pour la nappe de Dijon Sud.

Estimation de la recharge

Les recharges calculées à partir des méthodes de bilan fournissent le résultat présenté sur l'illustration 123. Pour les méthodes passant par le calcul de la pluie efficace, la recharge est calculée en utilisant le coefficient d'infiltration de la pluie efficace défini dans le paramétrage (66% de la pluie efficace journalière est considérée comme de la recharge). On constate que les méthodes empiriques de Guttman, Kessler et, dans une moindre mesure, Turc, fournissent des résultats fortement surestimés. Elles ne sont donc pas utilisables pour ce type d'aquifère, ce qui était attendu. En faisant abstraction des résultats obtenus avec ces méthodes (qui ne sont plus considérées dans ce qui suit), la recharge fluctue grossièrement entre 50 mm et 200 mm toutes méthodes de bilan confondues.

Les recharges calculées par les méthodes de bilan ou avec SURFEX apparaissent être inférieures ou égales à celles obtenues avec les filtres de débit ou les fluctuations piézométriques. Ceci indique que le coefficient d'infiltration de la pluie efficace considéré (66%) a une valeur plausible, même si on pourrait être tenté de le considérer plus élevé pour être plus cohérent avec les estimations des filtres de débit. Par rapport à ces dernières, il convient cependant de rappeler que les valeurs de recharge obtenues sont estimées à partir des débits mesurés sur la rivière Sansfond, qui ne draine qu'une partie des résurgences de la nappe. Il s'ensuit que la recharge obtenue est probablement sous-estimée puisqu'une partie du flux de la nappe n'est pas considéré (le flux réel serait presque de l'ordre du double d'après BRLi (2011a)). De plus, la nappe est aussi alimentée par les alluvions modernes de l'Ouche et les apports des calcaires, dont on devrait retrouver une part dans les débits au niveau des résurgences. Les valeurs globalement plus élevées de recharge obtenues avec les filtres de débit ne sont donc pas anormales.

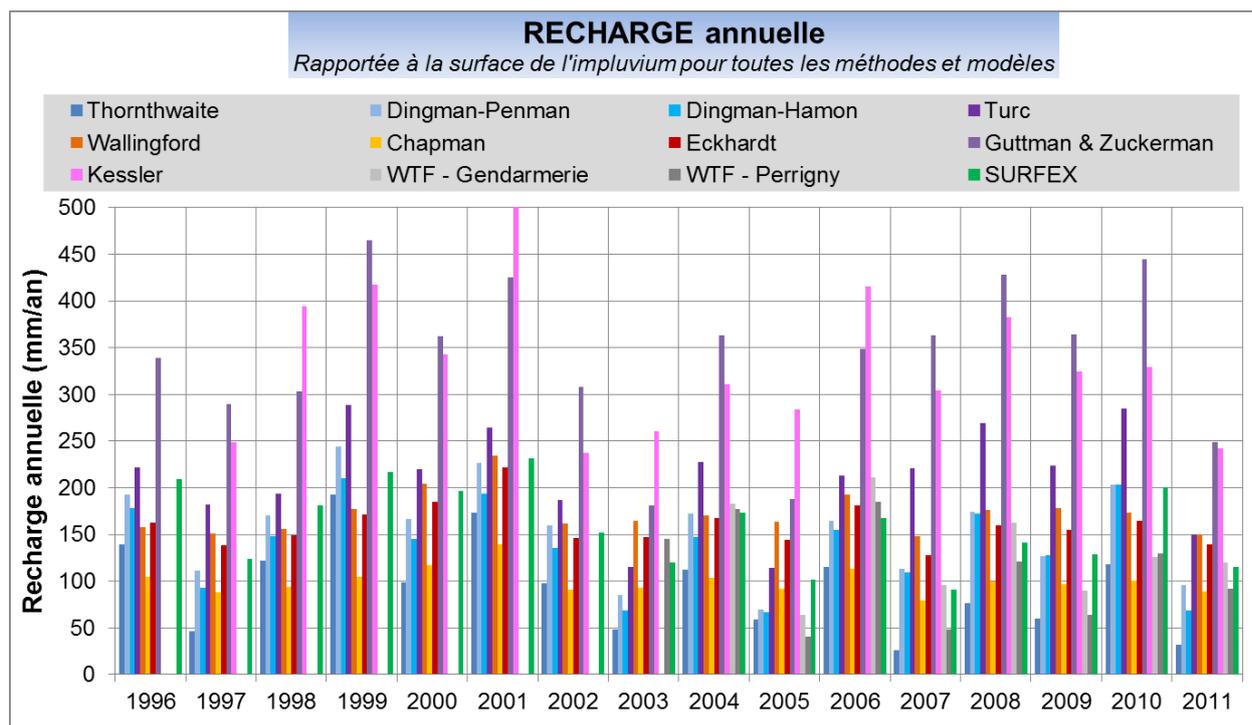


Illustration 123 : Recharges annuelles calculées pour la nappe de Dijon Sud, à partir des méthodes de bilan, empiriques, de filtre de débits et de fluctuation piézométrique. Le coefficient d'infiltration de la pluie efficace utilisé est égal à 66%. Pour la méthode Kessler, pas de calcul la première année de la chronique car la méthode requiert d'utiliser les 4 derniers mois de l'année précédente.

Les chroniques disponibles aux piézomètres de Gendarmerie et Perrigny implantés dans la nappe superficielle (Illustration 119) peuvent être utilisées pour estimer la recharge (Illustration 124). La valeur de porosité efficace considérée pour Gendarmerie et Perrigny est de 13% (nappe superficielle) (BRLi, 2011b).

Les valeurs de recharge obtenues sont soit similaires, soit supérieures/inférieures aux autres méthodes, selon les années. Cette variabilité est probablement liée à l'effet des prélèvements qui peuvent impacter le calcul par le rabattement qu'ils provoquent. Comme nous l'avons vu plus haut (cf. 3.8.2), les prélèvements (considérés de manière globale sur les nappes superficielles et profondes) peuvent représenter des hauteurs d'eau de l'ordre de 10 à 20 mm/mois, ce qui à l'échelle annuelle peut représenter de l'ordre de 150 mm/an. Les valeurs obtenues entre 2005 et 2006 sont probablement impactées par l'évolution des prélèvements car l'augmentation spectaculaire de la recharge calculée avec les fluctuations piézométriques entre les deux années est corrélée avec une hausse des prélèvements en fin d'année 2005 (BRLi, 2011b), probablement du fait de son caractère déficitaire en termes de pluviométrie. La prise en compte de la valeur absolue de ces prélèvements pour expliquer les valeurs de recharge obtenues avec les méthodes de fluctuation est cependant à éviter au vu de la sensibilité des calculs aux valeurs de porosité efficace.

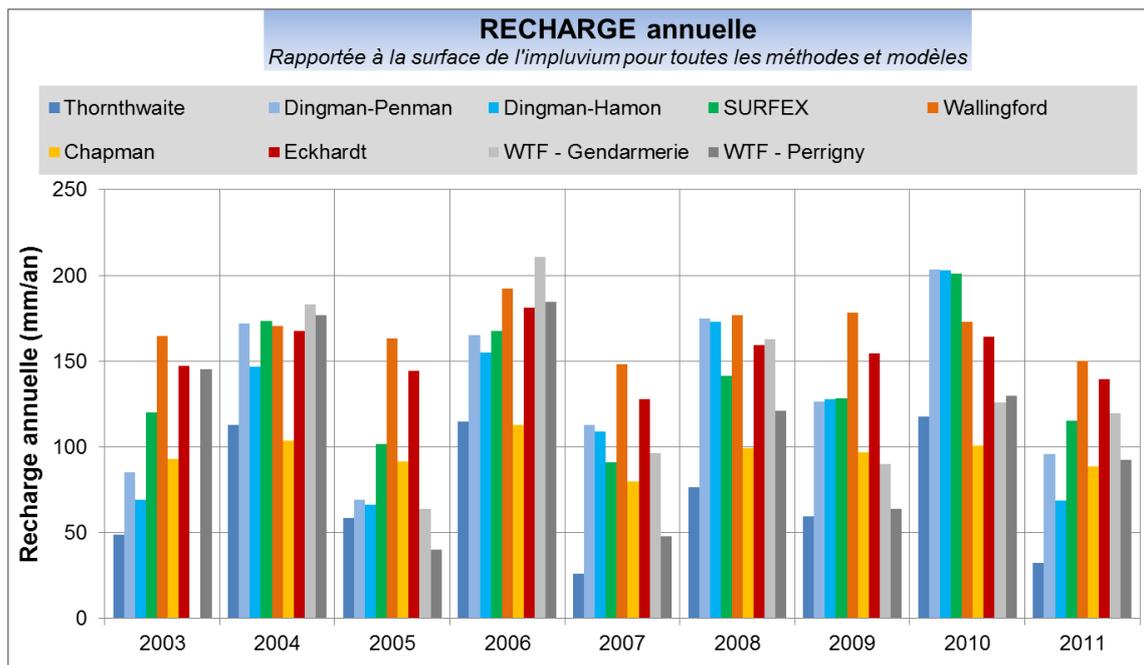


Illustration 124 : Recharges annuelles calculées pour la nappe de Dijon Sud, à partir des méthodes de bilan, de filtre de débits et de fluctuation piézométrique (zoom sur la période 2003-2011).

L'illustration 125 présente l'évolution annuelle des valeurs moyennes de la recharge calculée avec toutes les méthodes (sauf fluctuations piézométriques car cela n'est pour l'instant pas implémenté dans ESPERE) au pas de temps mensuel. On constate que la recharge par les précipitations s'effectue essentiellement en automne et hiver. Les méthodes de bilan sont comme pour les exemples précédents, plus réactives, mais SURFEX montre une inertie plus grande durant la fin de l'hiver. La recharge calculée par les méthodes de filtres de débit affiche une dynamique assez stable sur l'ensemble de l'année, qui traduit probablement l'effet de l'alimentation latérale de l'aquifère par les calcaires et les alluvions de l'Ouche, ainsi que le rôle tampon des zones humides où la Sansfond prend sa source. Il est aussi intéressant de noter que les ordres de grandeur obtenus sont globalement cohérents avec les flux d'alimentation de la nappe obtenus au terme de la modélisation de BRLi (2011b).

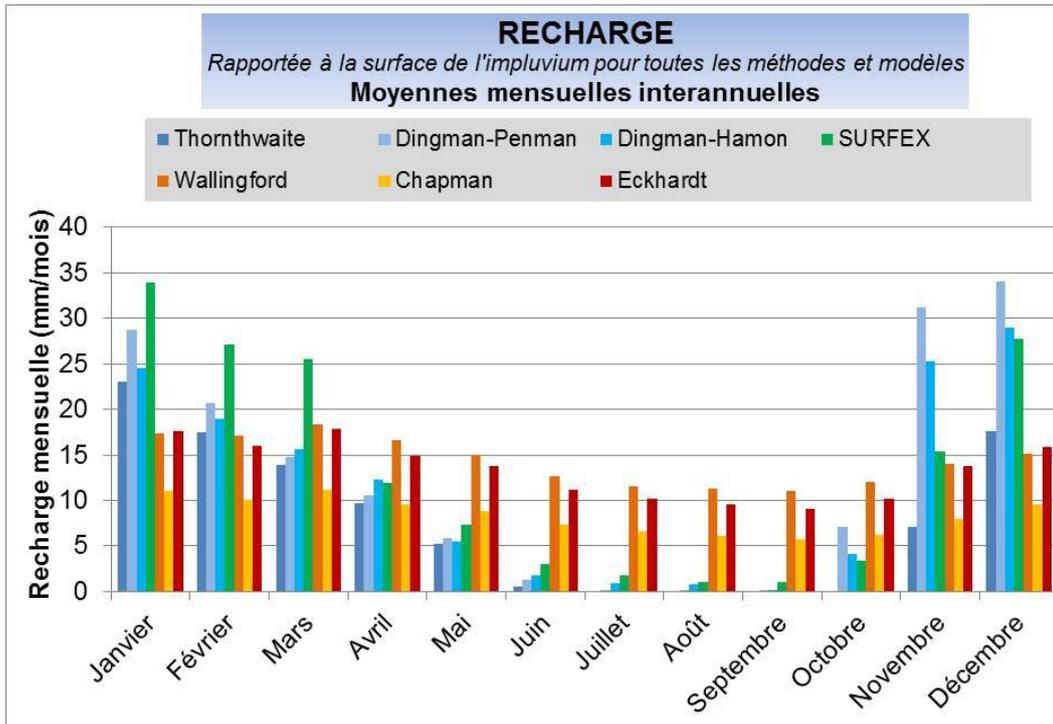


Illustration 125 : Recharges moyennes mensuelles calculées sur la nappe de Dijon Sud sur la période 1996-2011.

L'illustration 126 présente la dispersion des recharges toutes méthodes confondues entre 2004 et 2011 (années pour lesquelles on dispose de données pour toutes les méthodes). On constate une variabilité interannuelle assez marquée avec des différences en termes de recharge moyenne parfois proches de 100 mm d'une année sur l'autre (exemple entre 2005 et 2006). De même, la dispersion des résultats des différentes méthodes peut varier du simple au double (exemple entre 2009 et 2010). L'écart-type qui caractérise cette dispersion chaque année est cependant relativement constant, de l'ordre de 35 mm en moyenne sur la période.

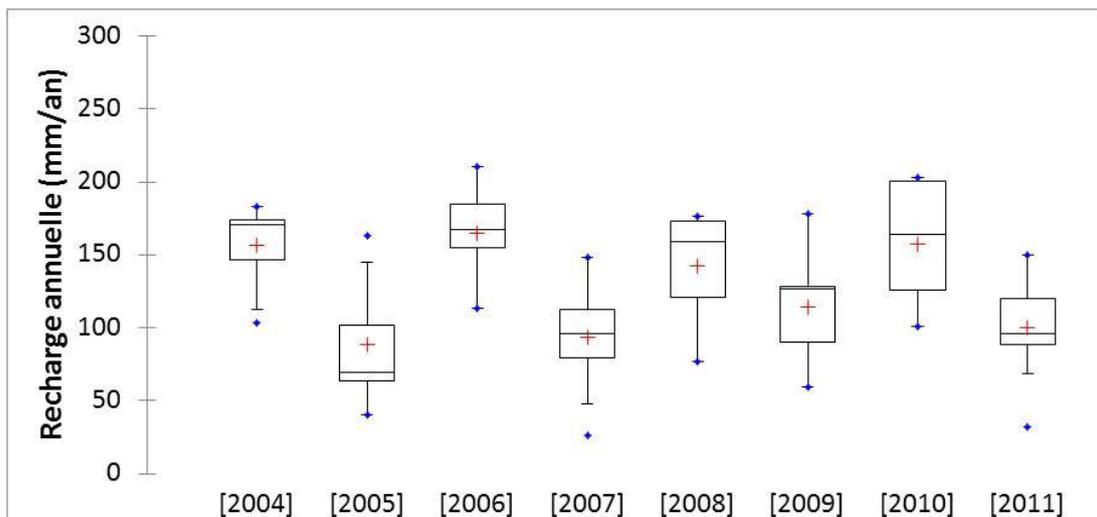


Illustration 126 : Recharges annuelles toutes méthodes confondues (3 de bilan, 3 de filtres de débits, Surfex et 2 de fluctuation piézométrique – piezo Gendarmerie et Perrigny. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

L'illustration 127 permet de mettre à nouveau en évidence la sensibilité des estimations de la recharge aux méthodes choisies pour la calculer. On constate que les méthodes de bilan fournissent des estimations similaires (en valeur moyenne et en dispersion) entre elles et proches de celles fournies par les méthodes de fluctuation piézométrique. Les méthodes de filtre présentent une dispersion très réduite, mais de fortes différences entre elles, Chapman se distinguant des deux autres par les faibles valeurs de recharge qu'elle fournit. Les méthodes de fluctuation piézométrique ont des valeurs moyennes et des dispersions proches, celle calculée au niveau du piézomètre de Perrigny fournissant des valeurs de recharge plus élevées. Si l'on considère que les méthodes de filtres sous-estiment la recharge (la station hydrométrique de la Sansfond ne capte qu'une grosse moitié des écoulements), la part manquante (de l'ordre de 100 mm/an) apparaît être de l'ordre de grandeur des apports latéraux en provenance des calcaires et des alluvions de l'Ouche estimés d'après la modélisation BRLi (2011b). Cet apport ne semble pas être visible avec les méthodes de fluctuation piézométriques, qui fournissent des valeurs qui sont du même ordre de grandeur que celles obtenues avec les méthodes de bilan.

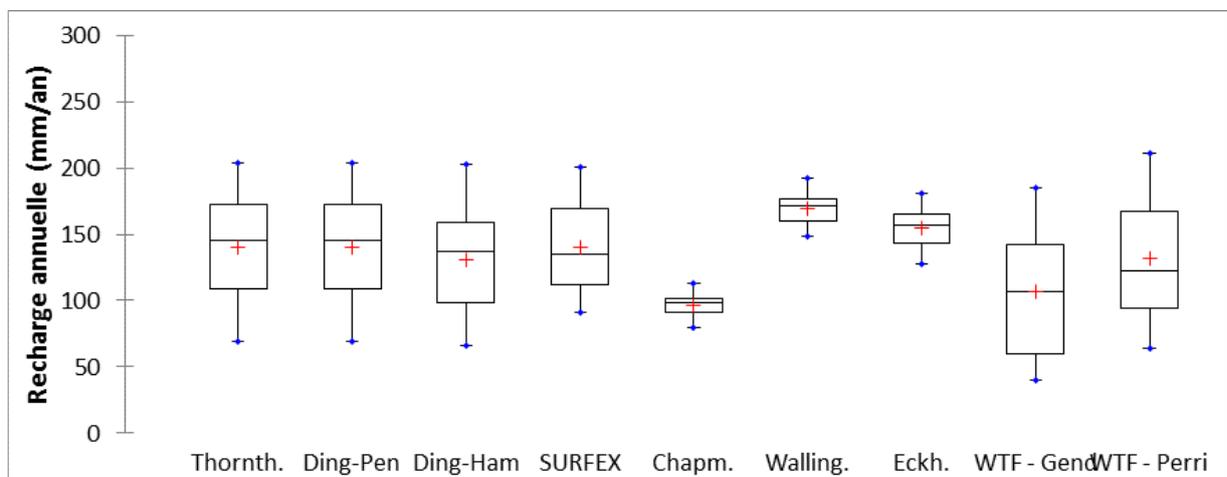


Illustration 127 : Recharges annuelles par méthode pour toutes les années de la période 2004 – 2011 (pour lesquelles toutes les méthodes ont pu être utilisées) confondues. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

Enfin, l'illustration 128 présente la distribution des valeurs de recharge que l'on peut obtenir en considérant toutes les méthodes et les années étudiées, puis par types de méthode. On constate que la dispersion est assez proche entre les types de méthode et que les valeurs moyennes le sont aussi. On obtient ainsi une recharge moyenne de l'ordre de 135 ± 40 mm (valeur de l'écart-type) en considérant toutes les méthodes ou bien seulement celles de bilan. Les méthodes de filtre fournissent une valeur très légèrement supérieure ($140 \text{ mm} \pm 35 \text{ mm}$) et celles de piézométrie une valeur plus faible ($120 \pm 50 \text{ mm}$). Globalement, ces valeurs sont très proches de celles obtenues avec le modèle de BRLi pour ce qui concerne les infiltrations efficaces (11 mm/mois en moyenne, c'est-à-dire de l'ordre de 132 mm/an). L'apport latéral complémentaire des calcaires et des alluvions de l'Ouche ne sont par contre pas visibles grâce aux autres méthodes (même si on pourrait imaginer que les méthodes de débit les repèreraient si tous les écoulements étaient effectivement captés au niveau de la station hydrométrique de la Sansfond).

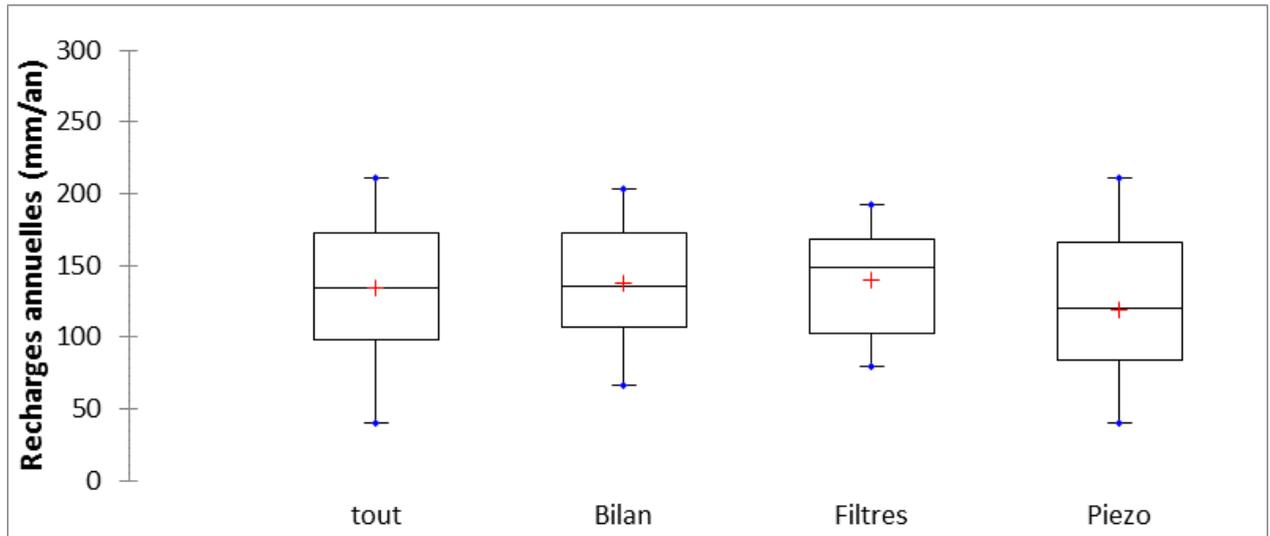


Illustration 128 : Recharges annuelles pour : (Tout) : toutes les méthodes et pour toutes les années de la période 2004-2011 confondues ; (Bilan) : seulement les méthodes de bilan + Surfex ; (Filtres) : seulement les méthodes de filtres et (Piézo) : la méthode de fluctuation piézométrique pour les piézomètres Perrigny et Gendarmerie. Représentation en « box-plot », voir légende sur l'illustration 75.

4. Synthèse sur la démarche d'évaluation de la recharge

4.1. INTERET DE L'APPROCHE PROPOSEE AVEC L'OUTIL ESPERE

4.1.1. Une évaluation de la recharge et de l'incertitude qui lui est associée

Les méthodes proposées dans l'outil ESPERE pour évaluer la recharge ont pu être testées sur neuf cas d'étude. Cinq cas d'étude concernent les systèmes karstiques (Loue, Lison, Gillardes, Fontaine de Vaucluse et Lez), les quatre autres sont dans des contextes de socle granitique (Taravo), d'alluvions anciennes (Vistrenque et Dijon Sud) et sédimentaire (molasses de la Galaure). Les résultats de ces tests montrent que la démarche parvient à retrouver des ordres de grandeur de recharge annuelle qui sont cohérents avec les connaissances disponibles sur les cas d'étude. Ainsi, l'outil ESPERE permet à l'utilisateur de choisir et mettre en œuvre un vaste panel de méthodes de calcul de la recharge pour réaliser une évaluation de la recharge qui intègre les incertitudes inhérentes à la description des réservoirs d'eau souterraine.

De manière générale, la possibilité que fournit ESPERE de mettre en œuvre plusieurs méthodes est une nécessité pour pouvoir couvrir au moins une partie de la difficulté de décrire les processus de la recharge des aquifères. En effet, celle-ci peut être apportée par les précipitations, mais aussi par des échanges latéraux avec d'autres aquifères ou par interaction (pertes) avec des cours d'eau (sans parler des effets de drainance qui n'ont pas été abordés dans ce travail). Aucune méthode ne permet de décrire tous ces phénomènes à elle seule (en dehors de la modélisation hydrodynamique distribuée que l'on ne peut envisager appliquer à l'échelle du bassin RM&C à ce stade et qui serait de toute façon limitée par le manque de connaissances sur les paramètres hydrodynamiques et les géométries des aquifères). C'est la raison pour laquelle il est nécessaire d'en utiliser plusieurs et d'en comparer les résultats.

Dans les cas étudiés, nous avons choisi d'utiliser les résultats de toutes les méthodes pour fournir une évaluation moyenne de la recharge sur une période précise, en lui associant une estimation de la dispersion des résultats des différentes méthodes (au travers de la représentation par les boîtes à moustaches). Seules les méthodes fournissant des valeurs qui s'écartent de manière indiscutable (d'un ordre de grandeur supérieur à la dispersion des autres méthodes) et systématique (tous les ans) de l'ensemble des autres valeurs obtenues sont écartées pour ce calcul. Cette solution présente l'avantage de fournir une valeur caractéristique de recharge, assortie d'une incertitude, d'autant plus grande que les processus considérés (et donc les méthodes utilisées) sont variables. L'illustration 129 montre par exemple les valeurs moyennes et les écarts moyens calculés pour les neuf cas étudiés dans ce travail.

On constate ainsi que les valeurs moyennes de recharge obtenues traduisent logiquement le contexte météorologique des aquifères étudiés, puisque les recharges les plus importantes sont obtenues là où il pleut le plus. Cependant, le rapport de l'écart moyen des recharges calculées à la valeur moyenne (EMR/Rech moy) augmente lorsque les valeurs de recharge diminuent, ce qui tendrait à indiquer que l'incertitude sur le résultat de l'évaluation est plus importante pour les systèmes faiblement rechargés que pour ceux qui le sont plus abondamment. On constate tout de même que globalement, les rapports EMR/Rech moy sont les plus élevés pour les systèmes dont les processus de recharge sont les plus complexes (cas des systèmes alluviaux bénéficiant d'une alimentation latérale) et pour lesquels le plus de méthodes (et en particulier la méthode WTF) ont été mises en œuvre. Les conclusions que l'on peut tirer de cet exercice de comparaison sont cependant de portée limitée dans la mesure où toutes les méthodes n'ont

pas été appliquées sur tous les cas d'étude (par exemple WTF n'est pas adaptée pour les systèmes karstiques et les formations de socle) et sur rigoureusement les mêmes durées (notamment du fait des lacunes affectant les chroniques de débit ou de piézométrie).

Bassin	Precip moy. (mm/an)	Recharge moy (mm/an)	Ecart Moy Rech (EMR mm/an)	EMR/Rech moy (%)
Loue	1514	750	141	19%
Lison	1514	681	173	25%
Taravo	1298	479	141	29%
Gillardes	1175	457	114	25%
Font. de Vaucluse	988	335	118	35%
Lez	978	260	92	35%
Molasses Galaure	973	204	64	32%
Vistrenque	761	165	69	42%
Dijon	794	148	45	30%

Illustration 129 : Valeurs moyennes de précipitation et de recharge annuelles obtenues pour les 9 cas d'étude, avec toutes les méthodes qui ont pu être mises en œuvre et sur la période 1996-2011 (avec parfois des lacunes sur les débits ou la piézométrie), en fonction des données disponibles. L'écart moyen traduit la dispersion des valeurs autour de la valeur moyenne, dont l'importance peut être évaluée en le rapportant à la valeur moyenne (en %).

4.1.2. L'approche multi-méthodes : un outil de diagnostic

L'utilisation d'ESPERE a donc l'avantage de fournir différentes méthodes d'estimation de la recharge, permettant de valoriser les données climatiques, hydrologiques et piézométriques disponibles, grâce notamment à SAFRAN, la Banque Hydro et ADES. L'utilisation de méthodes adaptées à chaque type de donnée (méthodes de bilan pour les données météo, de filtres pour les débits et de fluctuation pour la piézométrie) apparaît comme un atout car elles fournissent des résultats qui sont indépendants. En ce sens, l'approche fournit aussi des éléments de diagnostic du comportement de l'aquifère étudié, en fonction du pas de temps considéré.

Au pas de temps annuel, la comparaison des résultats permet de mettre en évidence la présence d'apports latéraux ou de pertes de rivière que l'on ne pourrait pas identifier au travers de l'utilisation de méthodes de bilan qui renseignent sur la part de la recharge apportée par les précipitations. Ceci est par exemple visible sur l'illustration 95 pour le cas de la Vistrenque où les recharges calculées avec les filtres de débit sont supérieures à celles calculées avec les méthodes de bilan. Elles permettent aussi de mettre en évidence l'influence des prélèvements sur la recharge, dans la mesure où le rabattement qu'ils provoquent est susceptible de permettre l'infiltration d'une plus grande quantité d'eau (on retrouve le concept de gestion active des aquifères karstiques utilisé par exemple pour le système karstique du Lez, § 5.4 dans Caballero et al., 2015), ou de solliciter l'afflux d'eau souterraine au-delà des « frontières » géologiques de l'aquifère étudié (cas des alluvions de la Vistrenque alimentées par les calcaires, cf. Illustration 91, ou de celles de la nappe de Dijon Sud, alimentées par les alluvions de l'Ouche et les calcaires, cf. Illustration 124).

Au pas de temps mensuel, des dynamiques saisonnières contrôlées par les processus hydrométéorologiques peuvent être mises en évidence, comme par exemple :

- le fait que la recharge par les précipitations soit concentrée en automne sans pour autant que cela soit visible au niveau des débits, du fait de rôle tampon important que joue la zone non-saturée sur les écoulements dans le système de Fontaine de Vaucluse (cf. illustration 99 dans Caballero et al. 2015) ou du fait de l'inertie de l'écoulement souterrain au sein des alluvions de la Vistrenque (cf. Illustration 92) ;
- le décalage provoqué par la fonte des neiges sur les écoulements pour le système des Gillardes, avec un pic de débits de base observé au printemps (cf. illustration 99 dans Caballero et al. 2015) ;
- le soutien des cours d'eau par les nappes en été qui est beaucoup plus marqué pour les systèmes alluviaux (Illustration 125) ou karstiques (cf. illustration 99 dans Caballero et al. 2015) que pour les formations de socle (Illustration 74).

Un autre intérêt de la mise en œuvre des méthodes proposées dans ESPERE est de pouvoir fournir une vision de l'évolution temporelle de la recharge sur des périodes dont la longueur dépend de la disponibilité des données. Ceci ouvre par exemple la possibilité d'étudier l'évolution de la recharge en fonction de celle du climat. Dans ce cas, les méthodes de bilan seront à privilégier à la fois parce qu'elles utilisent des données météorologiques, mais aussi parce qu'elles permettent de travailler sur des périodes longues (50 ans de chroniques grâce à SAFRAN par exemple). A ce titre, la question se pose de savoir quelle est la durée sur laquelle la recharge doit être calculée, si l'on veut se servir du résultat à des fins de gestion de la ressource d'un aquifère par exemple (cf. § 4.3) ou bien si l'on a affaire à un aquifère très inertiel qui présenterait des temps de régulation de plusieurs années (ce cas n'a pas été traité dans le présent travail). De la même manière, on peut envisager d'étudier l'impact des usages de l'eau sur la recharge au travers des prélèvements qui vont perturber les débits ou bien les niveaux piézométriques observés. Cette dernière idée est cependant plus compliquée à mettre en œuvre dans la mesure où les prélèvements sont parfois négligeables au regard des incertitudes sur les paramètres utilisés pour les calculs (notamment la porosité efficace).

Enfin, l'outil ESPERE permet de proposer une évaluation de la recharge pour n'importe quel type de système hydrogéologique y compris ceux pour lesquels on ne dispose d'aucune connaissance. En effet, le fait de pouvoir utiliser des méthodes empiriques comme Turc, Kessler ou Guttman & Zukerman (cf. 2.2 dans Caballero et al., 2015) permet (sous réserve de disposer d'au moins une chronique de précipitation et de température) une estimation de la pluie efficace (avec Turc) et de la recharge au pas de temps annuel, qui, même si elle est très grossière, fournit au minimum un ordre de grandeur de la recharge moyenne annuelle et de sa variabilité interannuelle. Les cas d'étude ont montré que s'il convient de n'utiliser Kessler et Guttman & Zukerman que sur des aquifères karstiques, les résultats fournis par ces méthodes rentrent souvent dans l'intervalle de dispersion des résultats obtenus avec les autres méthodes.

Par ailleurs, même en cas de mauvaise connaissance des caractéristiques de l'aquifère, la mise en œuvre des méthodes de bilan et, si des observations de débit ou de piézométrie sont disponibles, des méthodes de filtres ou de fluctuation piézométrique est malgré tout possible. On manipule alors des ordres de grandeur que l'on trouve relativement facilement dans la littérature pour les paramètres nécessaires aux calculs (réserve utile, porosité efficace et coefficient d'infiltration de la pluie efficace). Pour ce dernier paramètre, l'utilisation de l'IDPR peut représenter une alternative intéressante (cf., 2.4.5 dans Caballero et al., 2015 et 5.4).

4.2. LIMITES DE L'APPROCHE PROPOSEE

Si, comme nous l'avons vu, l'on peut assez facilement calculer la recharge sur n'importe quel système aquifère, les incertitudes sur certains paramètres peuvent limiter la capacité de l'approche multi-méthodes à diagnostiquer le comportement de l'aquifère. C'est en particulier le cas pour la porosité efficace (rarement disponible sur le terrain ou issue d'interprétations de pompages d'essai peu fiables ou peu représentatives) et, dans une moindre mesure, pour le coefficient d'infiltration de la pluie efficace (qui ne peut être obtenu par des mesures sur le terrain et pour lequel on ne dispose pas d'ordres de grandeurs dans la littérature). Pour le calcul du coefficient d'infiltration, le choix qui a été fait d'utiliser les simulations de SURFEX s'est avéré adapté dans certains cas (alluvions de la Vistrenque et de Dijon Sud, tous les systèmes karstiques) mais moins pour d'autres (socle granitique du Taravo, molasses de la Galauré). Dans ce dernier cas, l'IDPR a apporté une solution plus adaptée, ce qui ne signifie pas qu'il soit pertinent dans tous les cas (les valeurs obtenues pour les systèmes karstiques alpins et méditerranéens sont par exemple probablement trop faibles, cf. illustration 102 dans Caballero et al., 2015). D'une manière générale, on constate que les méthodes de fluctuation piézométrique présentent les incertitudes les plus importantes (illustrées par l'amplitude de la dispersion des résultats) et celles de filtre de débit, les plus faibles, les méthodes de bilan se plaçant en position intermédiaire (cf. Illustration 77, Illustration 95, Illustration 112 et Illustration 128).

Par ailleurs, la comparaison des résultats obtenus en termes de recharge sur différents systèmes est une question non triviale. En effet, si l'on part du principe que l'on veut prendre en compte les différentes composantes de la recharge (par les précipitations, par les apports latéraux, par les pertes,...) et que l'on veut avoir une idée de l'incertitude associée au résultat, il est nécessaire d'utiliser le maximum possible de méthodes différentes. Comme la mise en œuvre des méthodes dépend de la disponibilité des données, mais aussi de leur qualité (cf. chronique des débits de la Sansfond qui ne représente qu'une partie du débit de sortie de la nappe de Dijon Sud ou bien le fait que les méthodes sont inutilisables avec des séries présentant des lacunes), on pourra rarement comparer sur la même période, des valeurs de recharge obtenues sur plusieurs bassins, sans éliminer certaines des méthodes utilisées pour le calcul.

Ainsi par exemple, si l'on veut comparer les résultats des 9 cas d'étude traités dans ce travail, il faut, soit accepter de comparer des chiffres qui n'ont pas été obtenus avec les mêmes méthodes, soit accepter de ne valoriser qu'une partie des méthodes mises en œuvre. Pour illustrer le premier cas, rappelons que la méthode des fluctuations piézométriques n'a pas été mise en œuvre dans le socle, ni dans les karsts dans la mesure où la piézométrie en un point ne peut être raisonnablement considérée comme représentative dans ce type de système, ce qui est plus acceptable pour des alluvions et du matériel sédimentaire. Pour le second cas, si l'on choisit de n'utiliser que les résultats des méthodes de bilan ou de filtres (mises en œuvre sur tous les cas étudiés) pour la comparaison, les valeurs utilisés ne seront pas forcément représentatives de celles obtenues avec toutes les méthodes (cf. par exemple sur l'illustration 95, les différences de valeurs moyennes de recharge pour la Vistrenque entre les méthodes de bilan et de filtres, qui atteint 60 mm).

Cette question est importante si l'on veut par exemple construire une carte présentant la recharge annuelle, sur un territoire regroupant de multiples aquifères (par exemple à l'échelle du bassin RM&C). Pour traduire les différences de situation entre les régions, une telle carte doit en toute rigueur être construite en utilisant les mêmes méthodes. Nous pouvons donc exclure dans un premier temps de l'analyse, les méthodes empiriques (Kessler et Guttman & Zukerman qui ne fournissent de résultats cohérents qu'en contexte karstique, mais aussi Turc qui semble surestimer un peu la recharge). Il en sera de même avec les méthodes de

fluctuation piézométrique qui ne sont pas représentatives en contexte karstique ou de formation de socle si la densité des piézomètres n'est pas suffisante. Il ne reste donc que les méthodes de bilan et celles de filtres de débit pour construire la carte. Cependant, chaque aquifère n'est pas drainé par un cours d'eau ni équipé d'une (ou plusieurs) station (s) de jaugeage permettant de boucler le bassin hydrogéologique sur le cours d'eau ou la source (le réseau hydrométrique national n'est pas orienté vers le suivi des eaux souterraines).

Si l'on décide donc d'utiliser les méthodes de bilan et de débit pour la comparaison, on peut se demander s'il est nécessaire d'en utiliser plusieurs de chaque type. Pour les méthodes de bilan, il est préférable de mettre en œuvre les trois méthodes proposées. Thornthwaite et les deux de méthodes de Dingman couvrent en effet des processus qui tous participent à la recharge par les précipitations mais qui sont différents (fonctionnement du sol qui produit de l'écoulement (Dingman) ou pas (Thornthwaite) en l'absence de précipitations et incertitudes sur la valeur de l'ETP entre le calcul proposé par Météo France et celui proposé par Hamon). Pour les méthodes de débits, les résultats des cas d'étude montrent que les filtres ne se comportent pas toujours de la même manière suivant les systèmes étudiés (Illustration 130). Il est donc préférable là aussi de garder les trois méthodes.

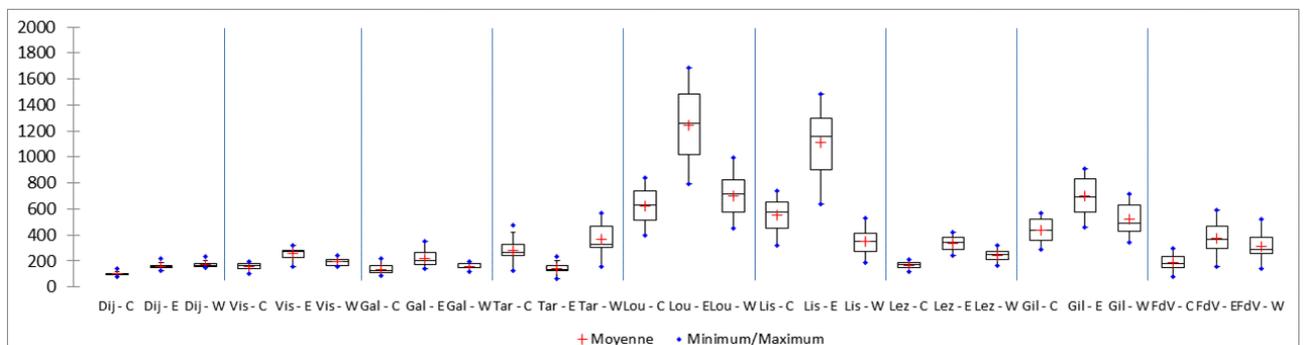


Illustration 130 : Comparaison des valeurs de la dispersion des recharges annuelles obtenues sur la période 1998-2011 avec les méthodes de filtre de débits pour tous les systèmes étudiés (Chaque box-plot présente la valeur obtenue pour un site et un filtre : C – Chapman, E – Eckardt, W – Wallingford).

Pour pouvoir utiliser les méthodes proposées par ESPERE en tenant compte des limites évoquées il apparaît nécessaire de suivre une démarche méthodologique rigoureuse (cf. 4.4).

4.3. INTERET DE L'APPROCHE POUR UN OBJECTIF DE GESTION DE LA RESSOURCE

L'approche proposée permet le calcul de la recharge d'un système aquifère avec une estimation de l'incertitude associée, dont on a décrit l'intérêt sur un plan technique dans ce qui précède. Il apparaît intéressant d'examiner l'intérêt des résultats que l'on peut obtenir pour des objectifs de gestion de la ressource.

Un gestionnaire ayant à priori besoin d'identifier une valeur de référence pour la recharge moyenne sur son aquifère, il apparaît intéressant de se poser la question de la durée sur laquelle il faut calculer cette moyenne. En effet, si l'on cherche une valeur représentative de l'état actuel du système vis-à-vis de la variabilité climatique (par exemple pour se projeter dans un climat futur), il convient de faire les calculs sur une durée d'au minimum 20 ans, pouvant aller jusqu'à 30 ans. Ceci suppose évidemment que l'on ne pourra pas utiliser toutes les méthodes (voire uniquement les méthodes de bilan), du fait de la difficulté de disposer des chroniques de débit ou de piézométrie, sans lacunes, sur une telle période. A l'inverse, le calcul sur une période de 10 ans sera probablement plus représentatif de la situation réelle de

l'aquifère vis-à-vis de son exploitation par exemple et permettra la mise en œuvre d'un plus grand nombre de méthodes. La valeur obtenue sera par contre moins représentative pour se projeter en contexte de climat futur.

Travailler sur une période de 10 ans offre par contre la possibilité de prendre en compte les prélèvements de manière plus fine, soit en utilisant les filtres de débit avec des chroniques de débit naturel (c'est-à-dire le débit observé auquel on rajoute le prélèvement connu), soit en comparant leur valeur en équivalent de hauteur d'eau aux valeurs de recharge obtenue. Cette dernière solution peut ainsi permettre de fournir des idées sur le degré de surexploitation de l'aquifère étudié. On voit par exemple pour le cas de Dijon Sud que les prélèvements représenteraient quasiment 100% de la recharge moyenne estimée, alors que pour le bassin de la Galaure ils représenteraient plutôt 20% de la recharge (ce qui n'est pas incohérent avec le fait d'avoir réalisé des études de volumes prélevables sur ce bassin, dans la mesure où la majorité des prélèvements sont en eau de surface et que cette étude préconise entre autres de les compenser par une exploitation accrue des eaux souterraines).

4.4. DEMARCHE METHODOLOGIQUE POUR L'UTILISATION D'ESPERE

4.4.1. Quelles méthodes appliquer ?

Le choix des méthodes pouvant être appliquées est conditionné par les données disponibles et le type d'aquifère auquel on s'intéresse, comme synthétisé dans le tableau ci-dessous (Illustration 131) et dans la schématisation de la démarche proposée sur l'illustration 133. Chaque type de méthode fournit directement une seule variable : la pluie efficace, la recharge ou le volume drainé. Connaissant l'une de ces trois variables, on peut calculer les deux autres moyennant la connaissance de deux paramètres qui sont le coefficient d'infiltration et la surface du bassin versant hydrogéologique (voir détails en §4.4.4).

Données disponibles (chroniques)	Méthodes applicables (parmi celles implémentées dans ESPERE)	Variable directement calculée par la méthode
Météorologiques (précipitations, ETP, neige, température)	Bilans hydrologiques (Thornthwaite, Dingman-Penman, Dingman-Hamon)	Pluie efficace
	Empiriques (Turc, Kessel, Guttman)	Pluie efficace ou Recharge
Piézométriques	Water Table Fluctuation	Recharge
Hydrométriques (débit)	Filtres mathématiques (Wallingford, Chapman, Eckardt)	Volume drainé

Illustration 131 : ESPERE : méthodes applicables en fonction des données disponibles.

4.4.2. Quelles méthodes pour quels aquifères ?

Les méthodes de bilan hydrologique, les méthodes de filtre de débit et la méthode empirique de Turc, peuvent être appliquées à tous les types d'aquifères. Si la méthode de Turc seule est utilisée, il faudra toutefois garder à l'esprit qu'elle semble surestimer la pluie efficace.

La méthode des fluctuations piézométriques est déconseillée en contexte karstique ou en formation de socle si l'on manque de piézomètres, du fait de la compartimentation et la fracturation qui affectent ce type de systèmes, qui fait que la piézométrie mesurée en un point n'est pas représentative de la distribution des charges hydrauliques sur l'ensemble du système, alors que cette hypothèse est acceptable pour des alluvions et les formations sédimentaires.

Les méthodes empiriques de Kessler et Guttman & Zukerman ont été établies en contexte karstique. Sur les cas d'étude non karstiques testés, on a observé que les résultats fournis par ces méthodes rentrent la plupart du temps dans l'intervalle de dispersion des résultats obtenus avec les autres méthodes. Il est néanmoins préférable de les réserver à l'étude de systèmes karstiques et de s'assurer de la validité de leurs résultats, en fonction du contexte hydrométéorologique (méthodes calibrées en Europe de l'Est et en Israël).

4.4.3. Quelles échelles de temps pour les variables calculées par ESPERE ?

La version actuelle d'ESPERE fonctionne au pas de temps journalier. Néanmoins, certaines des méthodes implémentées dans ESPERE peuvent théoriquement être appliquées à un pas de temps mensuel ou annuel. Si l'utilisateur ne dispose que de données mensuelles ou annuelles, il peut les convertir en données journalières (en supposant qu'elles sont uniformément réparties²) puis les utiliser dans ESPERE. Les résultats obtenus (pluie efficace, recharge ou volume drainé) ne seront toutefois valables qu'au pas de temps des données initiales. Le tableau ci-dessous rappelle les méthodes applicables et l'échelle de temps à laquelle les résultats restitués seront valables.

² Manuellement ou en utilisant un logiciel de conversion (ex : Shalimar ©BRGM)

Données	Pas de temps initial	Thornthwaite	Dingman - Penman	Dingman - Hamon	Turc	Guttman	Kessler	WTF	Filtres
Précipitations	1 jour					Recharge annuelle	Recharge annuelle		
	1 mois					Recharge annuelle	Recharge annuelle		
	1 an					Recharge annuelle			
Précipitations et ETP	1 jour	Pluie Eff. journ. mens. ann.	Pluie Eff. journ. mens. ann.			Recharge annuelle	Recharge annuelle		
	1 mois	Pluie Eff. mens. annuelle	Pluie Eff. mens. annuelle			Recharge annuelle	Recharge annuelle		
	1 an	Pluie Eff. annuelle	Pluie Eff. annuelle			Recharge annuelle			
Précipitations et Température	1 jour			Pluie Eff. journ. mens. ann.	Pluie Eff. annuelle	Recharge annuelle	Recharge annuelle		
	1 mois			Pluie Eff. mens. annuelle	Pluie Eff. annuelle	Recharge annuelle	Recharge annuelle		
	1 an			Pluie Eff. annuelle	Pluie Eff. annuelle	Recharge annuelle			
Piézométrie	1 jour							Recharge saisonnière ou annuelle	
	1 mois							Recharge saisonnière ou annuelle	
	1 an								
Débits	1 jour								Volume drainé journ. mens. ann.
	1 mois								
	1 an								

Illustration 132 : ESPERE : échelle de temps des variables calculées en fonction du pas de temps des données disponibles.

L'illustration 133 schématise la démarche méthodologique proposée pour l'utilisation des méthodes proposées dans ESPERE.

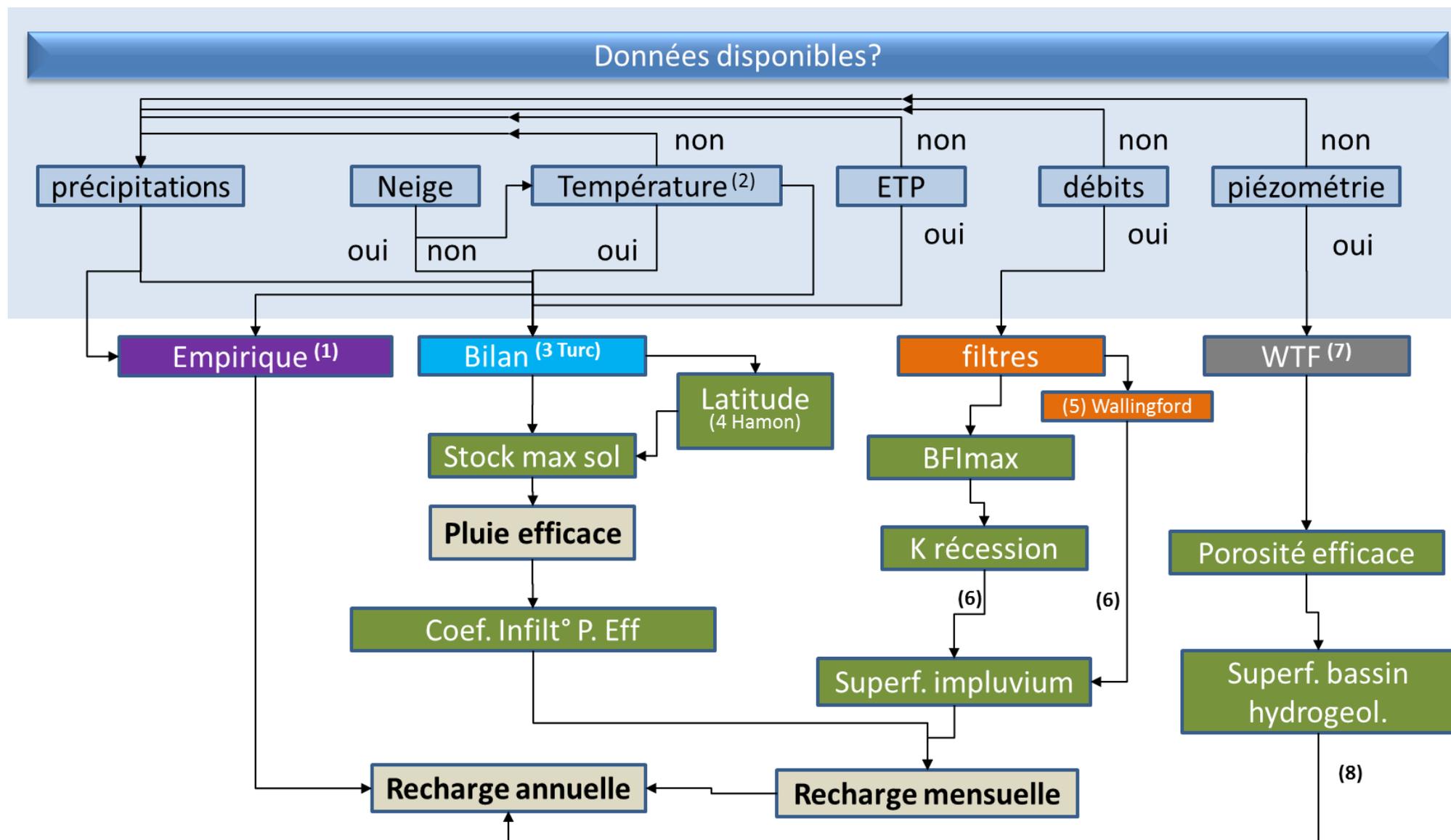


Illustration 133 : Schématisation de la démarche méthodologique à mettre en œuvre pour calculer la recharge avec les méthodes proposées par ESPERE. En **bleu clair** : chroniques à fournir en entrée, en **vert** : paramètres à renseigner. La démarche et les points de vigilance (numérotés entre parenthèses de 1 à 8) sont décrits dans le texte.

La démarche proposée peut être décrite de la manière suivante :

- Les données nécessaires aux calculs sont présentées dans la partie supérieure de l'illustration 133. Leur disponibilité doit être considérée en allant de gauche à droite, les procédures à suivre diffèrent suivant la disponibilité de la donnée (oui / non) ;
- Si l'on ne dispose que de données de précipitations (réponse non pour toutes les autres données), il est possible de mettre en œuvre les méthodes empiriques de Kessler et de Gutman&Zukerman ((1) sur l'illustration 133) et obtenir des valeurs annuelles de recharge. Par contre, ces méthodes fournissent des résultats réalistes pour les systèmes karstiques seulement et surestiment généralement fortement la recharge dans les autres contextes ;
- Si l'on ne dispose pas de données de neige, ESPERE utilise la température pour la recalculer (méthode du facteur de fonte de Dingman (Lanini et Caballero, 2015) et (2) sur l'illustration 133) ;
- Si l'on dispose de données de précipitations et de température, il est possible de mettre en œuvre la méthode de Turc pour calculer la pluie efficace ((3) sur l'illustration 133), mais aussi la méthode de bilan de Hamon ((4) sur l'illustration 133), qui recalculer l'ETP à partir de la valeur de la latitude du point considéré. Il faut garder à l'esprit que la méthode de Turc a tendance à surestimer la pluie efficace et que celle de Hamon fournit généralement des valeurs de pluie efficace plus élevées que celles des autres méthodes de bilan. Disposer de données d'ETP en plus permet de mettre en œuvre les méthodes de bilan de Thornthwaite et Dingman pour calculer la pluie efficace. La mise en œuvre des méthodes de bilan (Thornthwaite, Dingman et Hamon) nécessite de définir la valeur du paramètre de stock maximum d'eau dans le sol. A partir de la pluie efficace calculée avec les méthodes de Turc et de bilan, il est possible de calculer la recharge au pas de temps mensuel, puis annuel, en définissant la valeur du paramètre coefficient d'infiltration de la pluie efficace, qui permet de calculer la part de celle-ci qui s'infiltré ;
- Si l'on dispose de données de débit, il est possible de mettre en œuvre des méthodes de filtre (Wallingford, Champan et Eckardt) qui permettent de calculer un volume mensuel d'eau considérée comme provenant des aquifères (débit de base). Les paramètres BFImax (compris entre 0 et 1, des valeurs indicatives sont fournies dans ESPERE pour différents contextes) et K récession (compris entre 0 et 1, on peut la calculer à l'aide de l'outil d'analyse des récessions d'hydrogrammes proposé par Posavec et al., 2010) doivent être définis pour utiliser ces méthodes, sauf celle de Wallingford qui ne nécessite pas de paramètres ((5) sur l'illustration 133). Le volume d'eau d'écoulement de base est ensuite transformé en recharge mensuelle en le divisant par le paramètre surface de l'impluvium considéré. Si la superficie du bassin drainé par la station hydro est différente de celle de l'impluvium, il revient à l'utilisateur d'en tenir compte pour l'interprétation des résultats en termes de recharge (cf. cas de la Vistrenque, § 3.6.3 et (6) sur l'illustration 133) ;
- Si l'on dispose de données de piézométrie, il est possible d'utiliser la méthode de fluctuation piézométrique WTF. Il faut garder à l'esprit que cette méthode n'est pas adaptée pour les systèmes karstiques ou pour les formations de socle, où une mesure piézométrique n'est pas représentative de l'état du système ((7) sur l'illustration 133). Pour calculer une recharge annuelle, la méthode WTF nécessite de définir la valeur du paramètre porosité efficace. Si la superficie du bassin hydrogéologique est différente de celle de l'impluvium, la recharge annuelle est rapportée à la superficie de l'impluvium dans ESPERE pour permettre la comparaison avec les autres méthodes ((8) sur l'illustration 133).

4.4.4. Quelles valeurs attribuer aux paramètres ?

Les méthodes empiriques de Turc, Kessler et Guttman, ainsi que la méthode de filtre des débits de Wallingford peuvent être mises en œuvre sans renseigner aucun paramètre. Elles fournissent alors une variable unique (pluie efficace, recharge ou volume drainé) pour le bassin étudié (voir *Illustration 132*). Pour appliquer d'autres méthodes ou pour avoir accès à la recharge quelle que soit la méthode utilisée, il convient de disposer des paramètres suivants à l'échelle du bassin.

- **Latitude**

La méthode de Dingman-Hamon demande de renseigner la latitude moyenne du bassin étudié, ceci afin de calculer la longueur du jour qui intervient dans le calcul de l'ETP selon la formule de Hamon. La latitude (en °) est une donnée facile à trouver pour tous les systèmes étudiés. Elle peut facilement être obtenue sur le visualiseur d'InfoTerre par exemple (<http://infoterre.brgm.fr>).

- **Stock maximal d'eau dans le sol**

Les méthodes de bilan ne nécessitent qu'un seul paramètre : le stock maximal d'eau dans le sol que l'on peut assimiler à la réserve utile du sol (RU). Il convient donc de fournir à ESPERE une valeur moyenne de ce paramètre, généralement constatée sur le bassin étudié. En l'absence de données précises, on peut s'appuyer sur celles de la carte INRA des sols qui permettent de calculer une valeur de la RU à une résolution de 10 km (*Illustration 134*). Alternativement, on peut aussi tester des ordres de grandeur. En France métropolitaine, la RU est généralement comprise entre 25 et 225 mm.

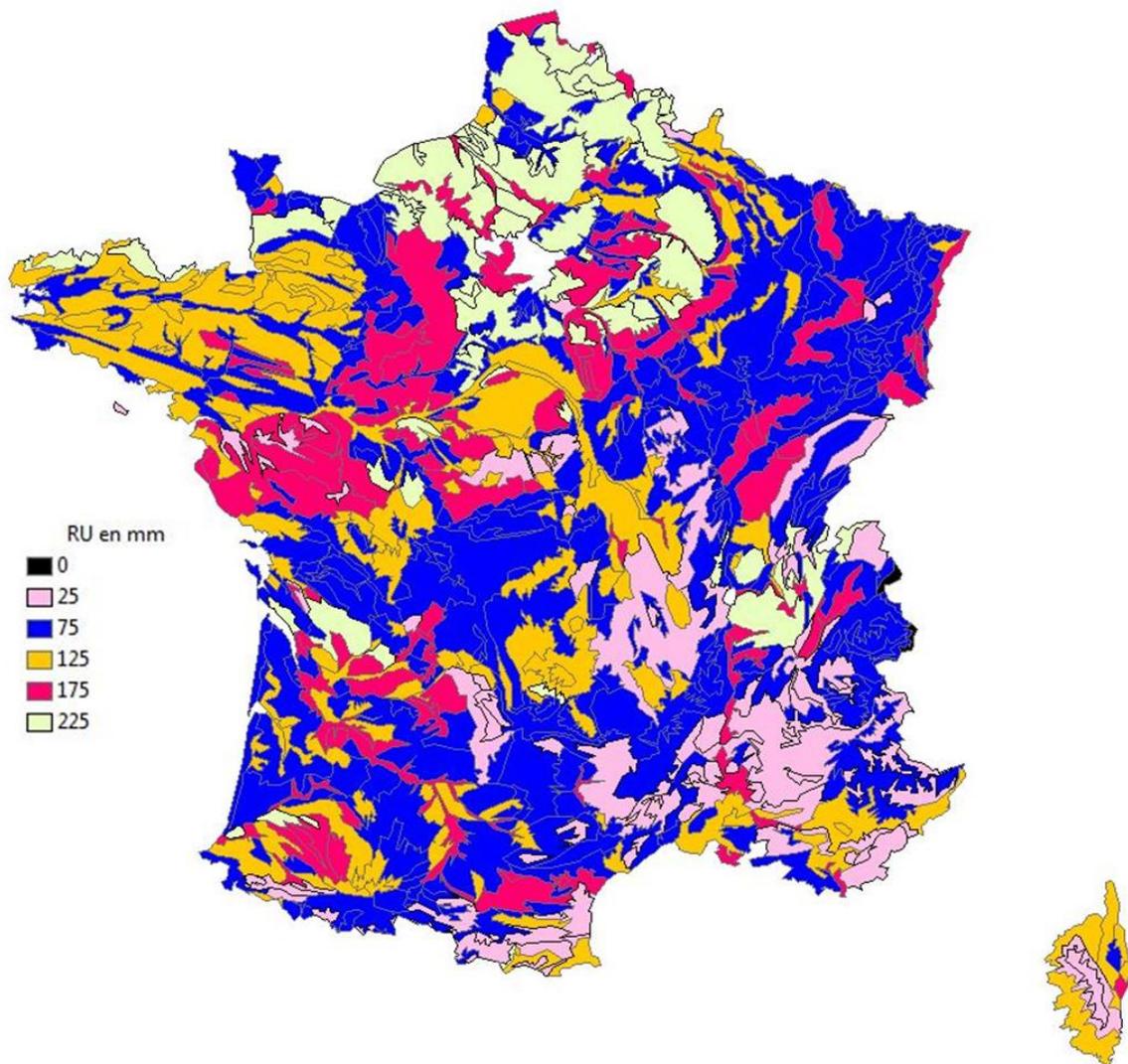


Illustration 134 : Carte de la réserve utile des sols ©INRA.

- **Ratio d'infiltration de la pluie efficace**

Les méthodes de bilan et la méthode empirique de Turc calculent la pluie efficace. Pour en déduire la recharge sur le bassin considéré, on suppose (abusivement) que la répartition de la pluie efficace entre infiltration et ruissellement est constante et indépendante de facteurs extérieurs tels que l'état de saturation du sol ou l'intensité de la pluie par exemple. Ainsi, on pose :

$$\text{Recharge} = \alpha \times \text{Pluie_efficace} \text{ avec } \alpha \text{ le ratio d'infiltration.}$$

Dans le cadre de notre travail, ce coefficient a été obtenu à l'aide des simulations de SURFEX.

En cas d'impossibilité d'accéder à ces simulations, une alternative intéressante consiste à utiliser l'IDPR, en gardant à l'esprit que les valeurs de ce ratio, que l'on peut déduire de l'IDPR, sont parfois inadaptées (cf. § 6.1 dans Caballero et al. (2015)).

- **BFI_{max}**

Eckhardt (2005) note que le BFI_{max} est un paramètre non mesurable, pour lequel il propose les valeurs guides suivantes :

- BFI_{max}= 0,8 pour des cours d'eau pérennes à régime régulier drainant des aquifères en milieu sédimentaire,
- BFI_{max}= 0,5 pour de petits cours d'eau drainant des aquifères en milieu sédimentaire,
- BFI_{max}= 0,25 pour des cours d'eau en domaine de socle.

Cependant, il peut arriver que cette valeur ne semble pas adaptée au contexte étudié (cf. exemple du Taravo pour lequel le filtre d'Eckhardt fournit des ordres de grandeur de la recharge qui sont visiblement plus faibles que ceux des autres méthodes - Illustration 76). Une solution alternative peut consister à utiliser la valeur moyenne du BFI qui est calculée par la méthode de Wallingford et qui ne nécessite pas de paramètres pour son calcul.

- **Constante de récession des débits (k)**

En l'absence de précipitations, l'hydrogramme d'un cours d'eau drainant une nappe présente une partie décroissante appelée "courbe de tarissement" ou "courbe de récession". Cette courbe est souvent bien reproduite par une loi exponentielle du type $Q(t) = Q_0 \cdot \exp(-\text{alfa} \cdot (t - t_0))$, où $k = \exp(\text{alfa})$ est la constante de récession (comprise entre 0 et 1). Pour évaluer la valeur de k à fournir à ESPERE, on peut utiliser l'application Excel de Posavec et al. (2010).

- **Porosité efficace (Sy)**

La méthode de fluctuation piézométrique (Water Table Fluctuation - WTF) basée sur l'analyse des chroniques piézométriques, utilise la porosité efficace d'aquifère libre Sy (« specific yield »). Ce paramètre peut être connu sur le bassin étudié, si des essais de pompage ont été interprétés (à condition que le rabattement interprété ait été observé dans un piézomètre et non, comme il arrive souvent, au niveau du seul puits ou forage testé), ou bien si des modélisations ont été réalisées (cas de la Vistrenque ou de la nappe de Dijon). Alternativement, il est possible de travailler avec des ordres de grandeur, comme ceux qui sont communément admis dans la littérature (complété de Castany, 1982) :

Alluvions grossières à galets	30 à 40%
Graviers	25%
Sable et graviers	20%
Sable fin, grès	10%
Graviers argileux/cimentés	5%
Craie	2 à 5%
Sable argileux	2 – 4%
Argile	<1%

Une technique consistant à appliquer la méthode WTF sur deux périodes distinctes dont une peu pluvieuse permet de calculer Sy automatiquement (Walton, 1970 ; Maréchal et al., 2006). Sa mise en œuvre dans ESPERE fait partie des perspectives de développement de l'outil.

- **Surface de l'impluvium ou du bassin hydrogéologique**

Les méthodes de filtre des débits fournissent le débit de base, qui est la part du débit du cours d'eau provenant de l'aquifère. Le cumul de ce débit de base fournit le volume drainé. Quelle que soit la méthode, la relation entre la recharge et le débit drainé est la suivante :

$$\text{Recharge} = S \times \text{Volume_drainé}$$

où S est la surface de l'impluvium pour les méthodes basées sur l'exploitation des données météorologiques ou de débits et la surface du bassin hydrogéologique pour la méthode Water Table Fluctuation. Dans la majorité des cas, on suppose que ces deux surfaces sont identiques. Mais elles peuvent parfois être différentes, par exemple lorsque l'on sait que les fluctuations piézométriques observées ne sont représentatives que d'une partie de l'aquifère étudié (cas d'un aquifère semi-captif par exemple).

4.5. PERSPECTIVES

La démarche méthodologique décrite dans ce qui précède vise à valoriser les méthodes qui sont proposées par l'outil ESPERE pour le calcul de la recharge. Il est bien évident que l'intégration à cette démarche d'autres méthodes (nouvelles ou existantes mais non testées) ou l'amélioration des performances de celles qui sont déjà implémentées ne pourra que rendre plus robuste l'évaluation de la recharge recherchée. Les points suivants d'amélioration peuvent d'ores et déjà être envisagés :

- Utilisation de valeurs de Réserve Utile (RU) calculées à une résolution plus fine qu'actuellement (10 km, base de données de l'INRA nationale) pour le paramètre de Stock Maximal d'eau dans le sol, en valorisant les cartographies des sols au 1/250 000 existantes sur un certain nombre de départements du bassin ;
- Calcul des fluctuations piézométriques au pas de temps mensuel pour les utiliser en tant qu'outil de diagnostic de la dynamique saisonnière (à l'instar des filtres de débit) ;
- Utilisation de la base de données SPAZM (SPATialisation en Zone de Montagne, (Gottardi et al., 2012) en zone de montagne, dont les cumuls pluviométriques sont probablement plus justes que ceux de SAFRAN en contexte de montagne. En effet, la donnée SPAZM est une réanalyse météorologique basée sur une spatialisation des observations prenant en compte les effets orographiques et l'influence des types de temps. Elle assimile entre autres des observations de neige pour construire les gradients altimétriques de précipitations. Cette base de données contient des champs de températures minimales et maximales, ainsi qu'un champ de précipitations à une résolution kilométrique et au pas de temps journalier.
- Estimation de la porosité efficace à partir de la piézométrie pour réduire la sensibilité des résultats aux incertitudes associées à cette variable (Maréchal et al., 2006) ;
- Utilisation du module implémenté dans ESPERE permettant de prendre en compte le type de végétation ou de culture présente sur le bassin étudié, pour moduler le calcul de l'ETP en fonction du type de végétation (à l'aide des coefficients culturaux).

Enfin, il peut être envisagé d'intégrer dans ESPERE d'autres méthodes comme la méthode Cumulative Rainfall Departure (Xu and van Tonder (2001), utilisée en contexte aride), ou encore des méthodes implémentées sur des systèmes d'information géographique (mais pour l'instant dédiées à l'utilisation sur des aquifères spécifiques comme les aquifères karstiques). Pour terminer, l'utilisation des sources de données satellitaires peut aussi être explorée dans la mesure où elles peuvent être utilisées pour renseigner sur l'évapotranspiration réelle, mais aussi l'humidité des sols.

5. Spatialisation du calcul de la recharge à l'échelle du bassin RM&C

5.1. QUELLES METHODES PEUT-ON SPATIALISER ?

L'application des méthodes proposées dans ESPERE permet d'estimer la recharge à l'échelle d'un système aquifère. Or, il apparaît intéressant d'étendre la démarche proposée pour répondre au besoin de disposer de cette information à des échelles spatiales supérieures à celle d'un seul aquifère, depuis l'échelle départementale jusqu'à l'échelle nationale. Il serait par exemple intéressant de dresser une carte décrivant la recharge sur l'ensemble du bassin RM&C, de manière à identifier les secteurs favorables ou en tension, par rapport aux prélèvements connus.

Pour un tel objectif, il pourrait être envisagé d'appliquer les méthodes contenues dans ESPERE à chacun des aquifères que l'on souhaite étudier, ce qui suppose, au minimum, d'avoir des données d'entrée (météorologiques, débitométriques, piézométriques) pour alimenter les calculs. Or, les seules données dont nous sommes sûrs de disposer sur un territoire d'une telle taille sont les données météorologiques. Les données de débit ne sont pas toujours disponibles, ou bien les stations hydrométriques ne sont pas toujours placées de manière à drainer uniquement le système aquifère étudié, ou encore les chroniques disponibles peuvent être lacunaires. Il en va de même pour les données piézométriques. De ce fait, il apparaît que seules les méthodes de bilan qui valorisent les données météorologiques peuvent être appliquées de manière systématique et sans difficulté sur un territoire contenant plusieurs systèmes aquifères.

La méthode de bilan de Thornthwaite étant la plus simple à mettre en œuvre, nous l'avons spatialisée à l'échelle du bassin Rhône-Méditerranée & Corse pour obtenir une carte de la pluie efficace. Cette approche s'est appuyée sur la base de données météorologiques SAFRAN qui couvre le bassin RM&C sur une grille de 8x8 km, celle de l'INRA permettant de renseigner le paramètre de stock maximal d'eau dans le sol (résolution 10 km) et celle de la BDLISA qui fournit les limites des entités hydrogéologiques. Elle est ainsi cohérente avec les préconisations du *Guide pressions-impacts pour la mise à jour des états des lieux DCE*¹ - Partie III : *dispositifs de caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines* (Décembre 2011).

Le guide préconise ainsi d'utiliser les pluies efficaces calculées par Météo France à l'aide de SAFRAN avec ou sans SURFEX. Pour ce qui concerne SURFEX, nous avons pu voir sur les différents cas d'étude que les pluies efficaces que ce modèle simule ne sont pas toujours en accord avec les résultats obtenus avec les autres méthodes, notamment sur les systèmes karstiques. La spatialisation de la méthode de bilan de Thornthwaite présente ainsi une alternative qui peut être comparée aux résultats des simulations de SAFRAN/SURFEX et qui, tout en étant beaucoup plus simpliste, fournit des résultats réalistes (notamment pour les systèmes karstiques).

Outre la possibilité de construire une carte à l'échelle du bassin RM&C que cette approche permet, le fait qu'elle soit alimentée par des données météorologiques offre aussi la possibilité d'explorer les effets de la situation climatique future, en utilisant des données issues des modèles de climat en entrée pour les calculs.

Pour passer de la pluie efficace calculée avec la méthode de Thornthwaite à la recharge, il est nécessaire de disposer de valeurs pour le coefficient d'infiltration de la pluie efficace à l'échelle du bassin. Pour ce faire, deux sources de données sont disponibles : le rapport des flux

d'infiltration à la pluie efficace simulé par SURFEX et la carte de l'IDPR associée à son indice d'infiltration de la pluie efficace. Ces deux sources de données sont parfois cohérentes et parfois non et leur adéquation est variable en fonction des systèmes étudiés (cf. les cas d'étude du présent rapport et le rapport de Seguin, 2016). Une analyse critique est donc nécessaire pour déterminer laquelle utiliser et dans quelles conditions (cf. 5.4).

L'approche de spatialisation décrite dans ce qui suit, permet ainsi une estimation de la recharge apportée par les précipitations uniquement. Pour enrichir cette carte et estimer la part de la recharge qui provient d'autres sources (apports latéraux, pertes, drainance,...), il est possible de travailler par grand type d'aquifère (karstique, socle, alluvial, sédimentaire). Les résultats des cas d'étude présentés au § 3 du présent rapport, peuvent ainsi être utilisés pour fournir des valeurs de recharge qui intègrent les apports, autres que ceux des précipitations (cf. § 5.5).

5.2. DESCRIPTION DE L'APPROCHE DE SPATIALISATION

Le bassin étudié est découpé en mailles de 64 km² selon la grille SAFRAN et un bilan hydrologique est réalisé sur chacune des mailles en appliquant la méthode de Thornthwaite. Seuls les flux verticaux sont donc pris en compte, les mailles sont indépendantes les unes des autres, le bilan ne considère pas d'échanges entre mailles (que ce soit du ruissellement de surface ou des écoulements souterrains). La chaîne de traitements qui a été développée pour automatiser cette spatialisation exploite à la fois les données cartographiques (emprise spatiale de l'impluvium, maillage SAFRAN, réserve utile des sols) et les chroniques météorologiques SAFRAN (données journalières de pluie, neige, température et ETP).

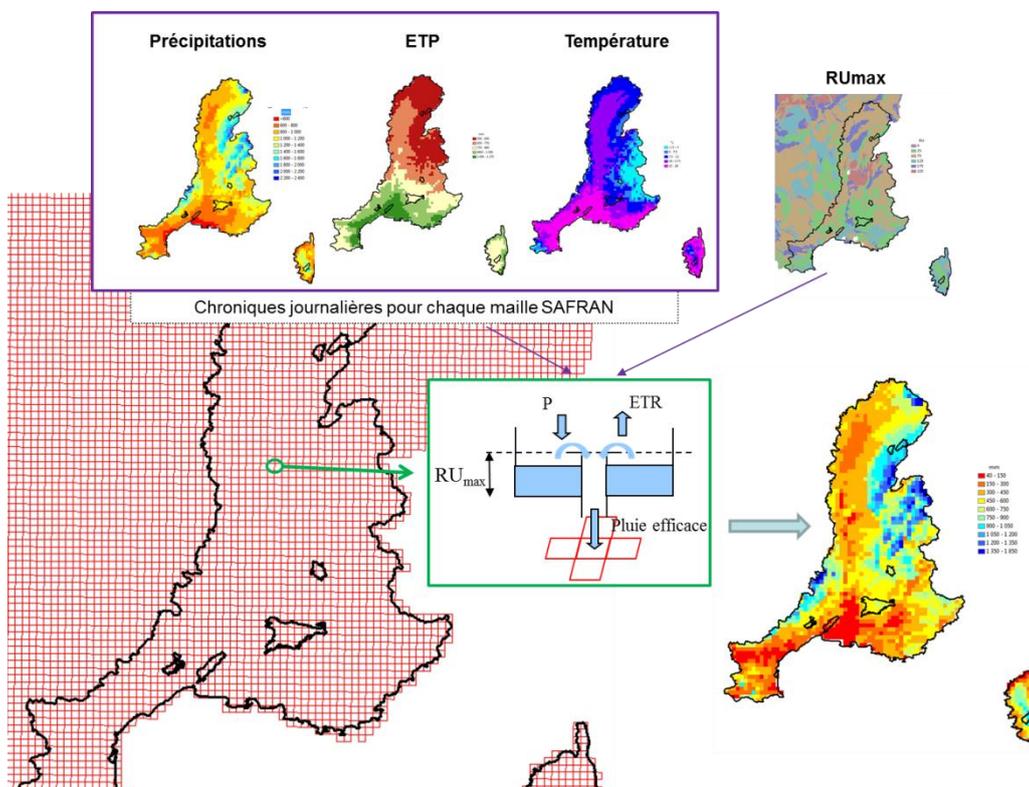


Illustration 135 : Spatialisation du calcul de la pluie efficace par la méthode de Thornthwaite

La spatialisation du calcul de la pluie efficace est réalisée à l'aide des logiciels ArcGIS (affichage, traitement et conversion des données spatiales) et Matlab (création et manipulation

de matrices 3D (x, y, temps) contenant les données météorologiques journalières pour chaque maille de l'impluvium) (Illustration 136).

Les principales étapes sont les suivantes :

- sous ArcGIS :
 - Définition des limites de l'impluvium (à partir de la carte IGN ou du MNT par exemple).
 - Choix de la zone de travail (forme rectangulaire incluant l'emprise de l'impluvium).
 - Conversion de la couche de l'impluvium, de celle des numéros de maille SAFRAN et de la carte INRA des sols (disponible sur toute la France à une résolution de 10 km) en 3 couches raster, dont l'étendue est celle de la zone de travail et avec une résolution de 8km. La couche raster de l'impluvium est composée de 1 et de valeurs nodata (en dehors de l'emprise), celle des mailles SAFRAN contient les numéros de maille (compris entre 1 et 9892 sur la France), et celle des sols les valeurs de réserve utile en mm.
 - Les couches de données rasterisées sont ensuite converties en format ascii pour pouvoir être lues par Matlab.
- sous Matlab, les procédures développées automatisent les calculs suivants :
 - si besoin, changement de la résolution des fichiers ascii pour les adapter à l'échelle spatiale choisie pour le calcul de la pluie efficace. Dans notre cas, cette étape n'a pas été nécessaire, toutes les données cartographiques ayant été exportées avec une résolution de 8km, qui est également celle à laquelle sont réalisés les calculs.
 - Lecture des fichiers (format texte) contenant les chroniques météorologiques (pluie, neige, température, ETP) au pas journalier pour chaque maille de la zone de travail ; création de matrice 3D (x,y,temps) contenant ces données.
 - Utilisation des facilités de calcul et de manipulation de matrices fournies par Matlab pour appliquer sur toutes les mailles le calcul de bilan hydrologique de Thornthwaite au pas de temps journalier (calcul de l'ETR, de la hauteur d'eau stockée dans le sol et de la pluie efficace à chaque pas de temps).
 - Pour chaque maille, calcul des moyennes annuelles et mensuelles interannuelles de la pluie efficace, puis écriture des résultats sous forme de fichiers ascii géolocalisés éditables dans ArcGIS.

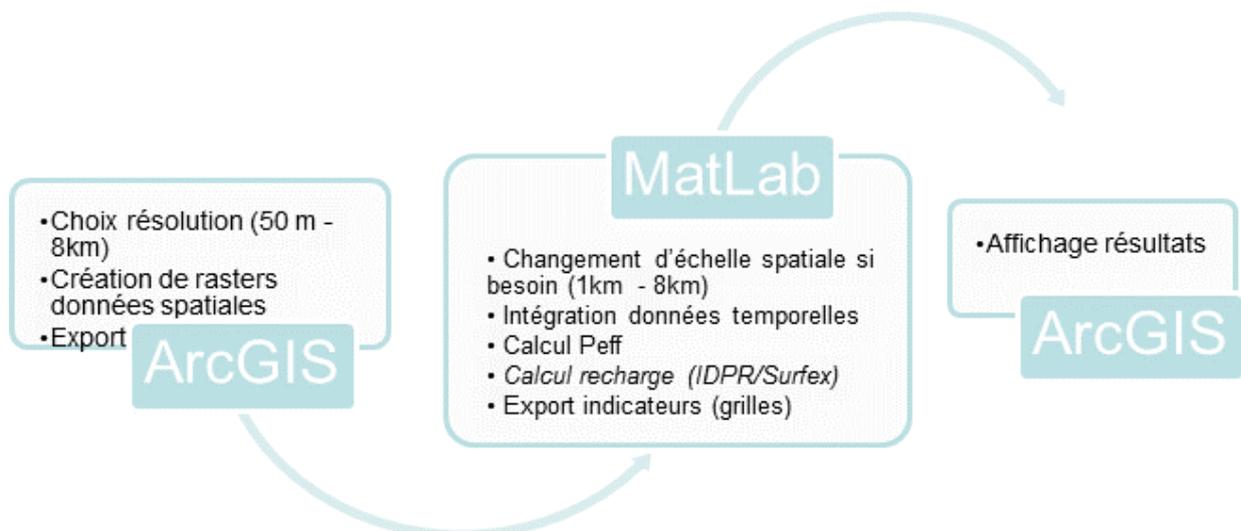


Illustration 136 : Principales étapes de spatialisation de la pluie efficace et de la recharge.

5.3. PLUIE EFFICACE SUR LE BASSIN RM&C (1996-2011)

La méthode de spatialisation permet ainsi de construire une carte de la pluie efficace à l'échelle du bassin RM&C (Illustration 137). Cette carte est similaire à celle produite par Météo France (Illustration 138), ce qui est logique car cette dernière est construite avec une méthode de bilan similaire à celle de Thornthwaite, au pas de temps décadaire. L'essentiel des différences apparaît dans les secteurs de faibles pluies efficaces (< 250 mm), probablement du fait de la prise en compte du type de végétation par l'intermédiaire de la méthode des coefficients cultureux.

Les différences avec la carte de pluie efficace que l'on obtient à partir de SURFEX sont par contre plus marquées, notamment pour les classes de pluie efficace les plus fortes (moins de pluie efficace simulée par SURFEX dans le Jura et sur les Alpes du Sud Illustration 139). Pour le secteur du Jura, ceci est probablement en lien avec la tendance de SURFEX à surestimer l'évapotranspiration réelle pour les formations carbonatées (Quintana Seguí et al, 2009). A l'inverse, dans les secteurs à faible pluie efficace (basse vallée du Rhône et plaine de la Crau par exemple), SURFEX simule des valeurs plus élevées que Thornthwaite, probablement grâce à la base physique de ce schéma de surface, qui prend en compte des processus limitant l'évapotranspiration en contexte méditerranéen.

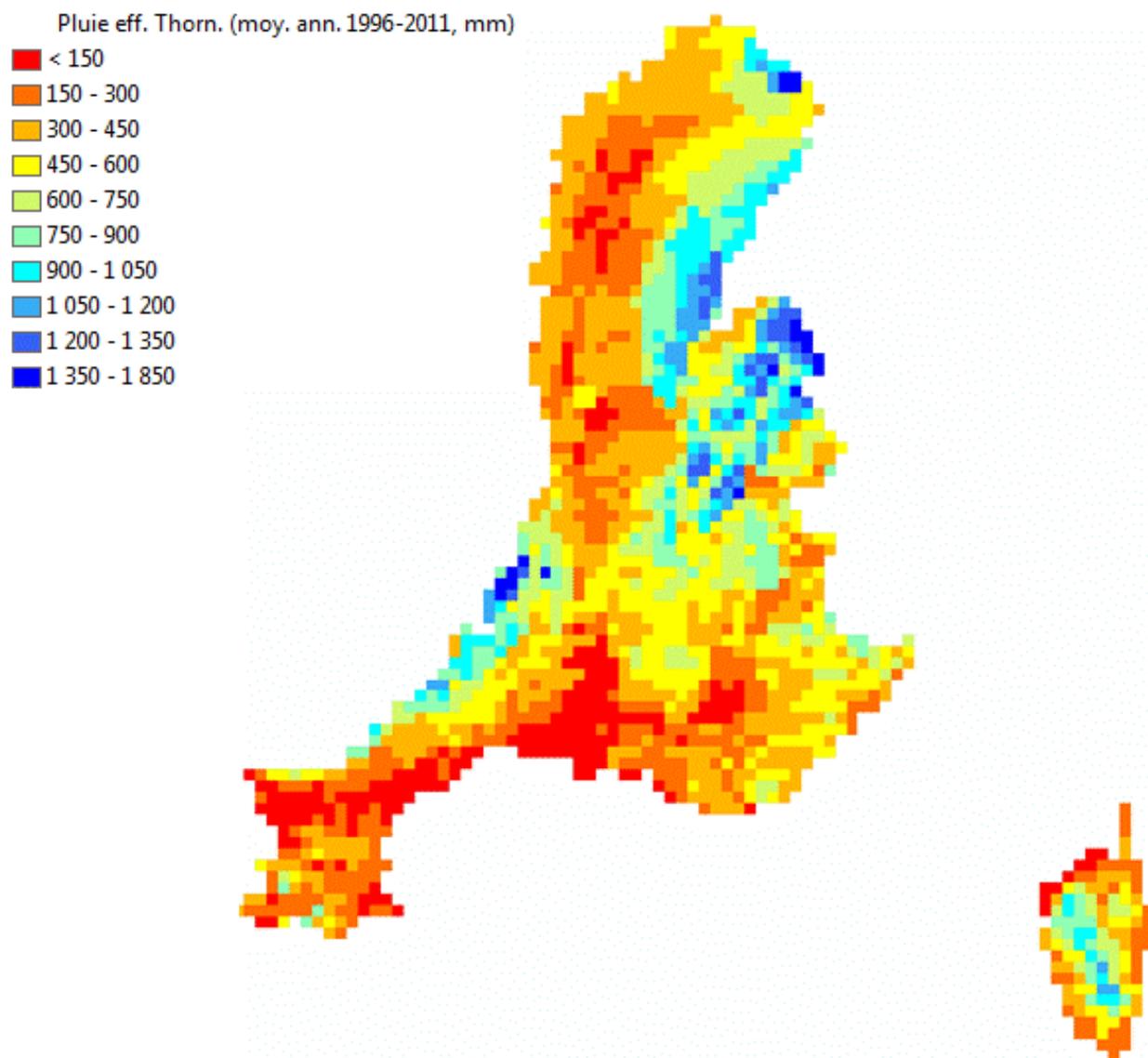


Illustration 137 : Carte des pluies efficaces moyennes calculées sur la grille SAFRAN (8x8 km) pour la période 1996-2011.

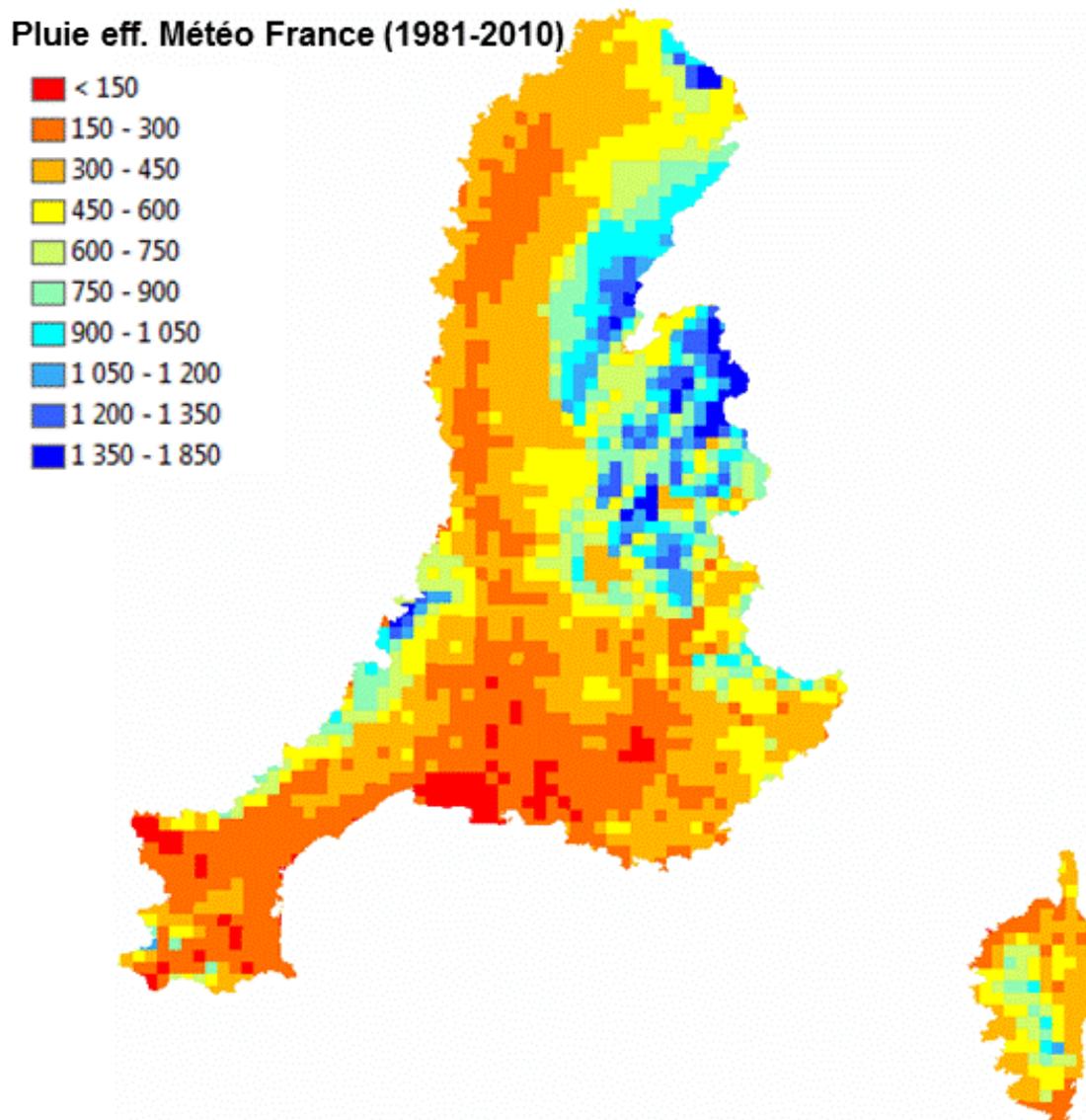


Illustration 138 : Précipitations efficaces obtenues avec un calcul de bilan hydrique, valeurs normales du cumul annuel sur la période 1981-2010, Source des données: Météo-France.

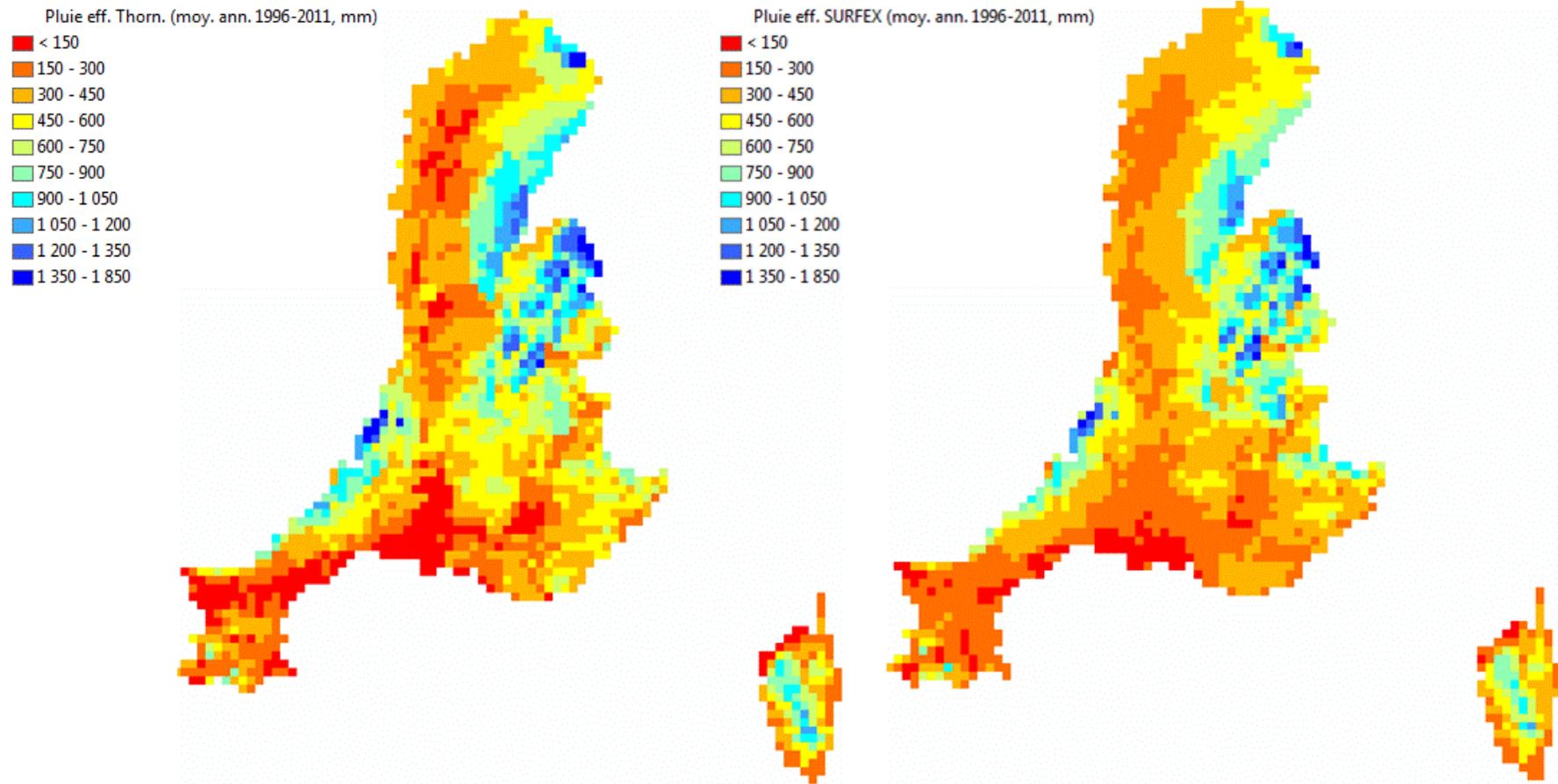


Illustration 139 : Comparaison des cartes de pluie efficace obtenues avec la méthode de Thornthwaite spatialisée et avec SURFEX (moyennes interannuelles sur la période 1996-2011), Source des données SURFEX : F. Habets.

5.4. TRANSFORMATION DE LA PLUIE EFFICACE EN RECHARGE

Pour passer de la carte de la pluie efficace construite à partir de la méthode de Thornthwaite à celle décrivant la recharge, il est nécessaire de disposer d'une carte du coefficient d'infiltration de la pluie efficace. Pour ce faire, il est possible d'utiliser deux types de sources d'information, celle issue de SURFEX et celle issue de l'IDPR.

L'illustration 140 permet de comparer la carte du ratio d'infiltration moyen de la pluie efficace que l'on obtient sur la période 1996-2011, en rapportant l'infiltration à la pluie efficace simulée par SURFEX sur chaque maille de la grille SAFRAN sur le bassin RM&C, à celle de l'IDPR. On constate que les valeurs du ratio d'infiltration de SURFEX varient majoritairement entre 0.6 et 0.8 sur le bassin et que des valeurs plus fortes ou plus faibles ne s'observent que localement.

Si la répartition spatiale du ratio d'infiltration de SURFEX apparaît grossièrement cohérente avec celle de l'IDPR (secteur nord du bassin plus infiltrant que le secteur sud), la concordance est loin d'être systématique (ce que nous avons déjà observé dans les différents cas d'étude). En particulier, on constate que SURFEX considère des ratios d'infiltration assez forts en zone de montagne malgré les pentes plus importantes. Des grosses différences apparaissent aussi localement comme dans l'extrême nord du bassin, où les deux approches diffèrent totalement, SURFEX considérant le secteur comme très infiltrant et l'IDPR affichant l'inverse, ou encore en Plaine de la Crau ou en Corse.

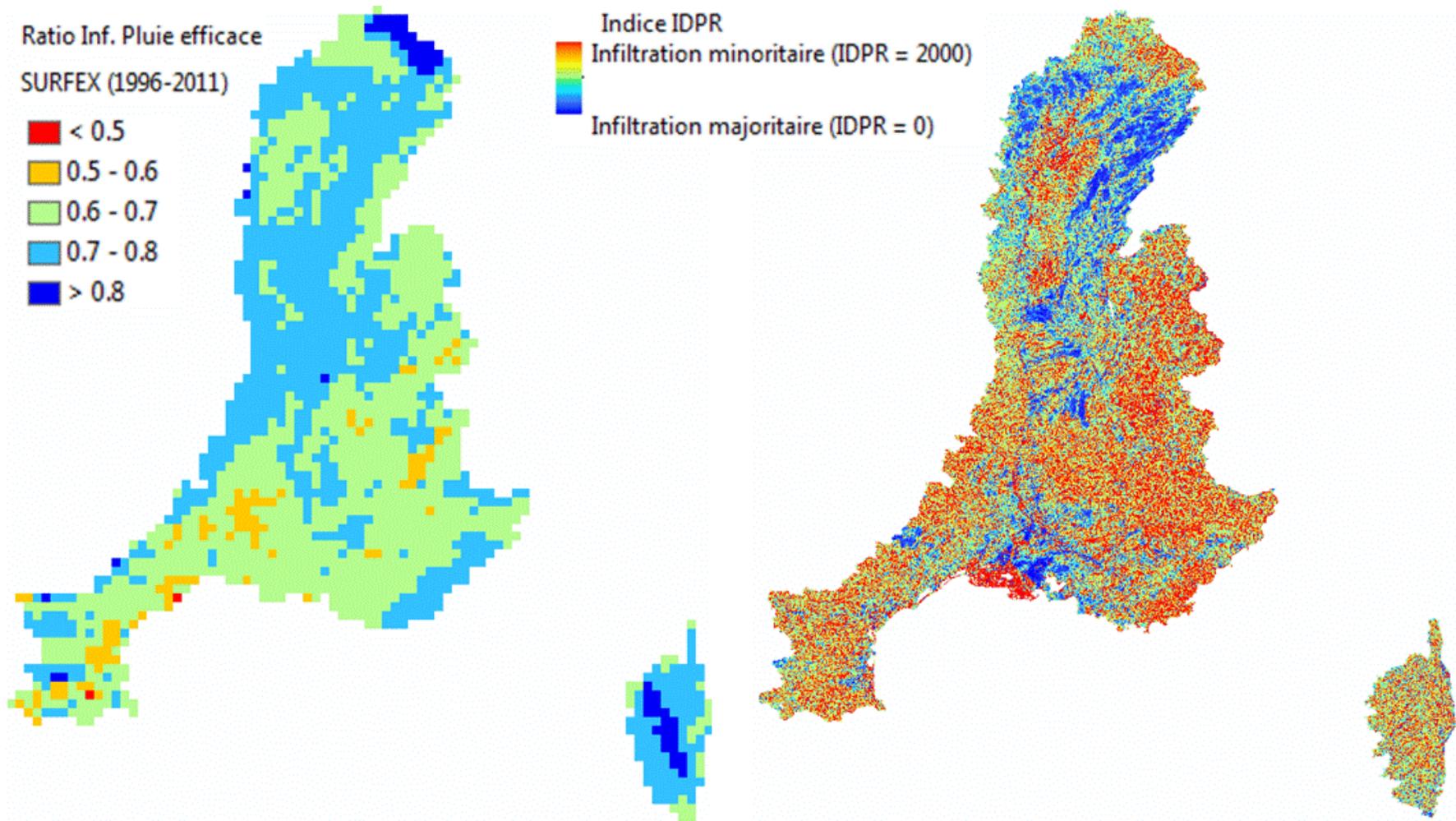


Illustration 140 : Gauche : ratio d'infiltration de la pluie efficace obtenu à partir de SURFEX (valeurs moyennes du rapport des flux d'infiltration à la pluie efficace simulée sur chaque maille, de la grille SAFRAN (8x8 km), sur la période 1996-2011) ; Droite : carte de l'IDPR (version 2007), sur le bassin RM&C.

Pour convertir les valeurs de l'indice IDPR (comprises entre 0 et 2000) en ratios d'infiltration de la pluie efficace permettant de calculer la recharge, différentes grilles de conversion de classes peuvent être utilisées. L'illustration 141 présente un exemple de table de correspondance entre les valeurs de l'indice IDPR et des ratios d'infiltration (David, 2012). Sur cette table, la répartition des classes est linéaire et les valeurs attribuées de manière arbitraire aux ratios, sans aucune validation.

Dans le cadre d'un travail réalisé sur la caractérisation de la recharge pour le compte de l'ONEMA (réalisé en synergie avec les travaux décrits dans le présent rapport), Seguin (2016) propose l'ajustement d'une relation entre la valeur de l'indice IDPR moyen obtenu et le coefficient d'infiltration de la pluie efficace calculé, pour essayer de réduire cette part d'arbitraire (Illustration 142). Cette relation permet de faire correspondre l'indice IDPR avec l'écoulement de base d'un cours d'eau drainant le bassin d'intérêt, rapporté soit au module d'écoulement, soit à la pluie efficace. Le débit de base est ici caractérisé par l'indice BFI (« Base Flow index »), qui est, pour rappel, l'indice représentant la proportion du débit du cours d'eau qui est liée au drainage de la nappe (rapport du débit de base moyen annuel au module d'écoulement). Pour construire cette relation, Seguin a déterminé le BFI en utilisant trois méthodes de décomposition d'hydrogramme (BFI-W, BFI-RORA, BFI-PART, dont les concepts sont similaires à ceux des méthodes de filtres de débits que nous avons utilisé, même si les méthodes de calcul différent) et les pluies efficaces sur 29 bassins versants.

Valeur de l'IDPR	Proportion de la pluie efficace prise en compte pour l'estimation de l'infiltration	Proportion de la pluie efficace prise en compte pour l'estimation du ruissellement
0 - 200	95%	5%
200 - 400	85%	15%
400 - 600	75%	25%
600 - 800	65%	35%
800 - 1000	55%	45%
1000 - 1200	45%	55%
1200 - 1400	35%	65%
1400 - 1600	25%	75%
1600 - 1800	15%	85%
1800 - 2000	5%	95%

Illustration 141 : Table de correspondance « linéaire » entre les classes d'IDPR et % et le % de pluie efficace pris en compte pour l'infiltration ou le ruissellement (David, 2012).

IDPR	Recharge / Pluie efficace (%)
< 400	>90 %
400 à 500	80 à 90 %
500 à 700	70 à 80 %
700 à 900	60 à 70 %
900 à 1000	50 à 60 %
1000 à 1200	40 à 50 %
>1200	<40 %

Illustration 142 : Proposition de table de correspondance « ajustée » entre les classes d'IDPR et les valeurs des coefficients d'infiltration - Seguin (2016).

Nous avons tenté d'enrichir l'échantillonnage ayant permis de proposer cette table de correspondance entre la valeur de l'indice IDPR et le ratio d'infiltration de la pluie efficace, en ajoutant les valeurs obtenues à partir de nos cas d'étude (Illustration 143). L'illustration 144 (graphe de gauche) montre la relation ajustée entre le BFI et l'IDPR obtenu par Seguin (2016) et la position des bassins étudiés dans le présent rapport. On constate qu'en dehors du système karstique de la Loue et du Lison (carrés rouges avec des valeurs d'IDPR < 600), qui se positionnent assez nettement à l'écart du reste des points considérés, les bassins étudiés dans le présent rapport s'alignent relativement correctement avec le reste des points.

Bassin	IDPR moy	BFI moy
Loue	227	62.4
Lison	585	46.5
Gillardes	1110	63.1
FontdVaucl	1095	71.4
Lez	1115	67.7
Taravo	1295	46.5
Vistrenque	918	65.9
Dijon	605	72.1
Molasses	1336	62.9

Illustration 143 : Valeurs moyennes de l'IDPR et du BFI calculé avec les 3 méthodes de filtre de débit pour les 9 bassins étudiés dans le présent rapport.

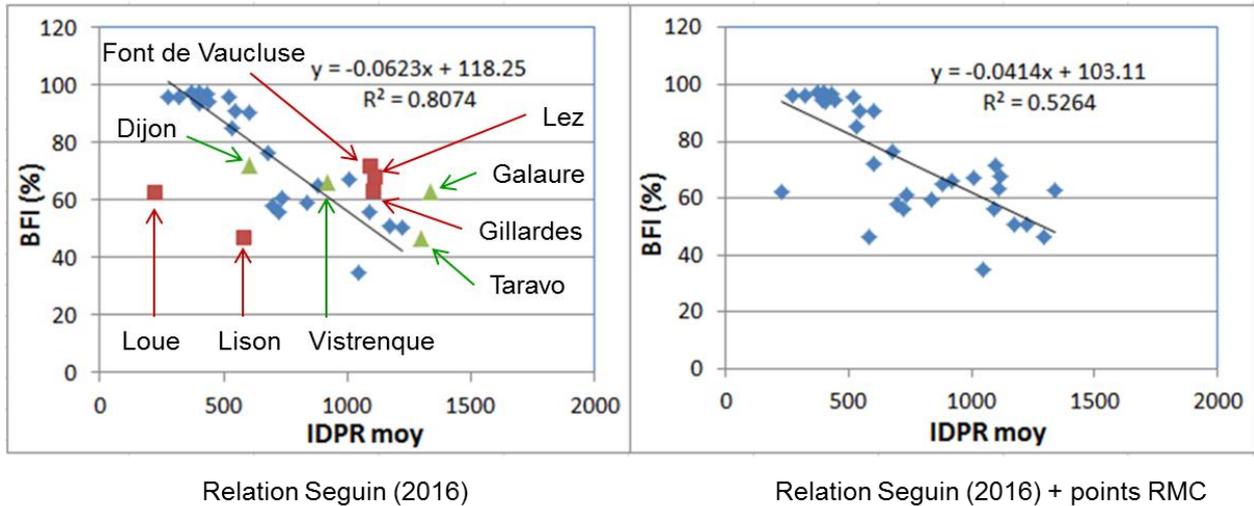


Illustration 144 : Relations linéaires ajustées entre l'IDPR et le BFI pour les bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, d'IDF, de Champagne, de Bretagne et du Limousin (Seguin, 2016, prismes bleus) et ceux de la présente étude (carrés rouges : systèmes karstiques et triangles verts : autres systèmes). Sur le graphe de gauche, la relation est ajustée en prenant en compte uniquement les résultats de l'étude de Seguin (2016) ; sur le graphe de droite, la relation est ajustée en prenant les résultats des deux études.

Concernant les systèmes karstiques (carrés rouges), les résultats sont probablement biaisés par le fait que pour certains bassins les BFI ont été calculés à partir de chroniques de débit de la source drainant le système étudié (Loue, Lison, Fontaine de Vaucluse et Lez), alors que pour Gillardès, il s'agissait de chroniques de débit de la Souloise, en aval du point d'émergence de la source (Caballero et al, 2015). Cependant, comme nous pouvons le voir sur l'illustration 144, cela n'a pas d'incidence facilement interprétable sur la position des points.

Dans la mesure où nous n'avons pas d'arguments pour garder ou écarter des points, une relation linéaire a été ajustée sur l'ensemble des points (Illustration 144, droite), qui conduit à proposer la table de correspondance présentée sur l'illustration 145. La validité de cette dernière est très discutable (notamment au regard de la qualité de l'ajustement) et doit évidemment être vérifiée de manière rigoureuse et sur un nombre de bassins représentatif. Cependant, elle présente l'avantage d'être utilisable pour transformer la pluie efficace spatialisée calculée sur le bassin RM&C, en recharge.

Classes d'IDPR	Recharge / Pluie efficace (%) Seguin (2016)	Recharge / Pluie efficace (%) Tous bassins
0-200	> 90%	99
200-400	> 90%	91
400-500	80 à 90 %	84
500-700	70 à 80 %	78
700-900	60 à 70 %	70
900-1000	50 à 60 %	64
1000-1200	40 à 50 %	58
1200-1400	<40 %	49
1400-1600	<40 %	41
1600-1800	<40 %	33
1800-2000	<40 %	24

Illustration 145 : Proposition de table de correspondance entre les valeurs des coefficients d'infiltration de la pluie efficace et les classe d'indice IDPR, en considérant uniquement l'étude de Seguin (2016), (colonne centrale) et en incluant les 9 bassins étudiés dans la présente étude (colonne de droite). A la différence des valeurs de l'étude de Seguin (2016), établies de manière qualitative à partir des résultats des différentes approches adoptées, les valeurs proposées dans la dernière colonne sont calculées à l'aide de l'équation présentée sur l'illustration 144 (graphe de droite).

L'illustration 146 permet de comparer les cartes de ratio d'infiltration de pluie efficace que l'on obtient en utilisant les tables de correspondance linéaire ou ajustée. Il apparaît ainsi que la table de correspondance ajustée conduit à des valeurs de ratio d'infiltration globalement plus élevées que la correspondance linéaire.

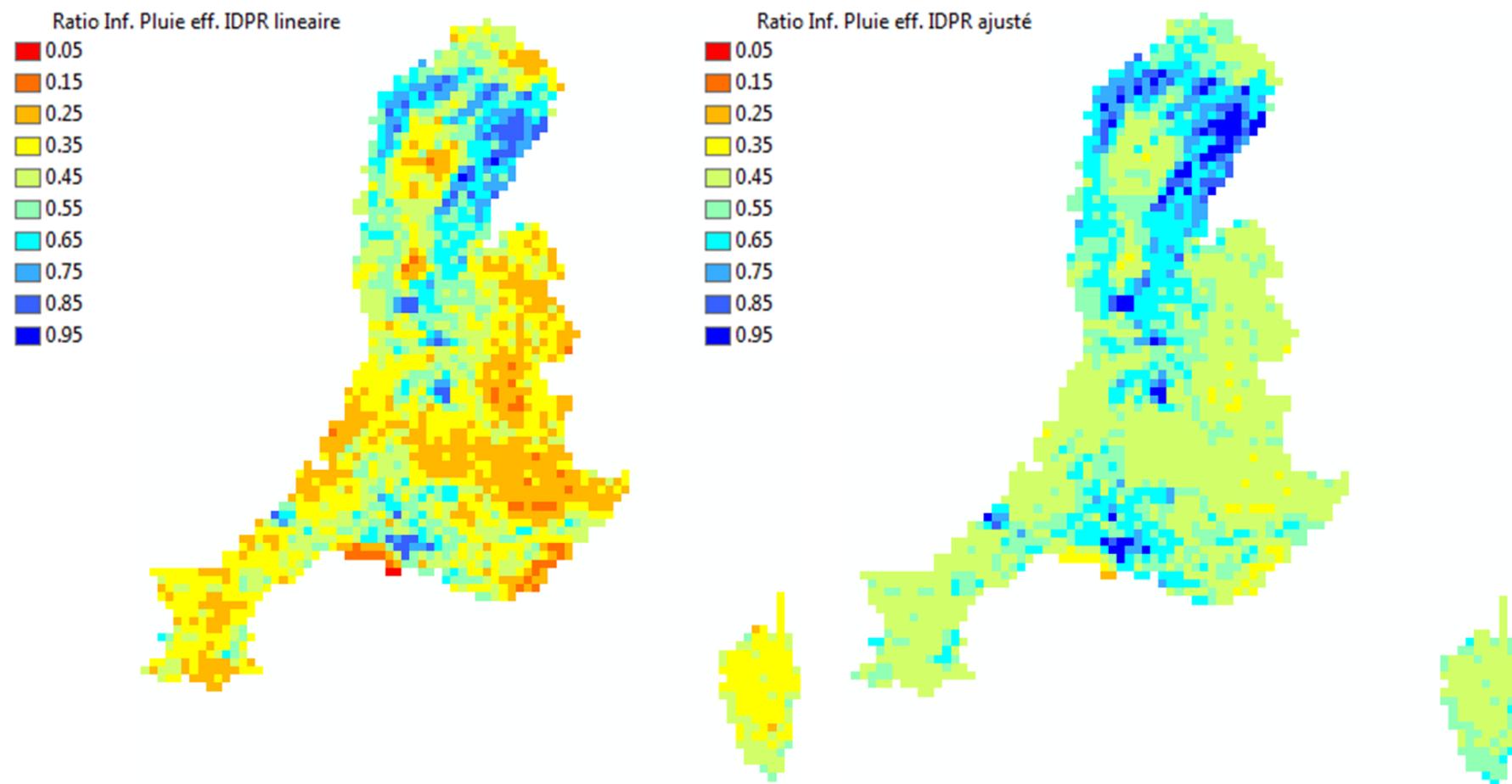


Illustration 146 : Comparaison des ratio d'infiltration de la pluie efficace obtenus à partir de l'IDPR en appliquant les tables de conversion linéaire (gauche) et ajustée (droite).

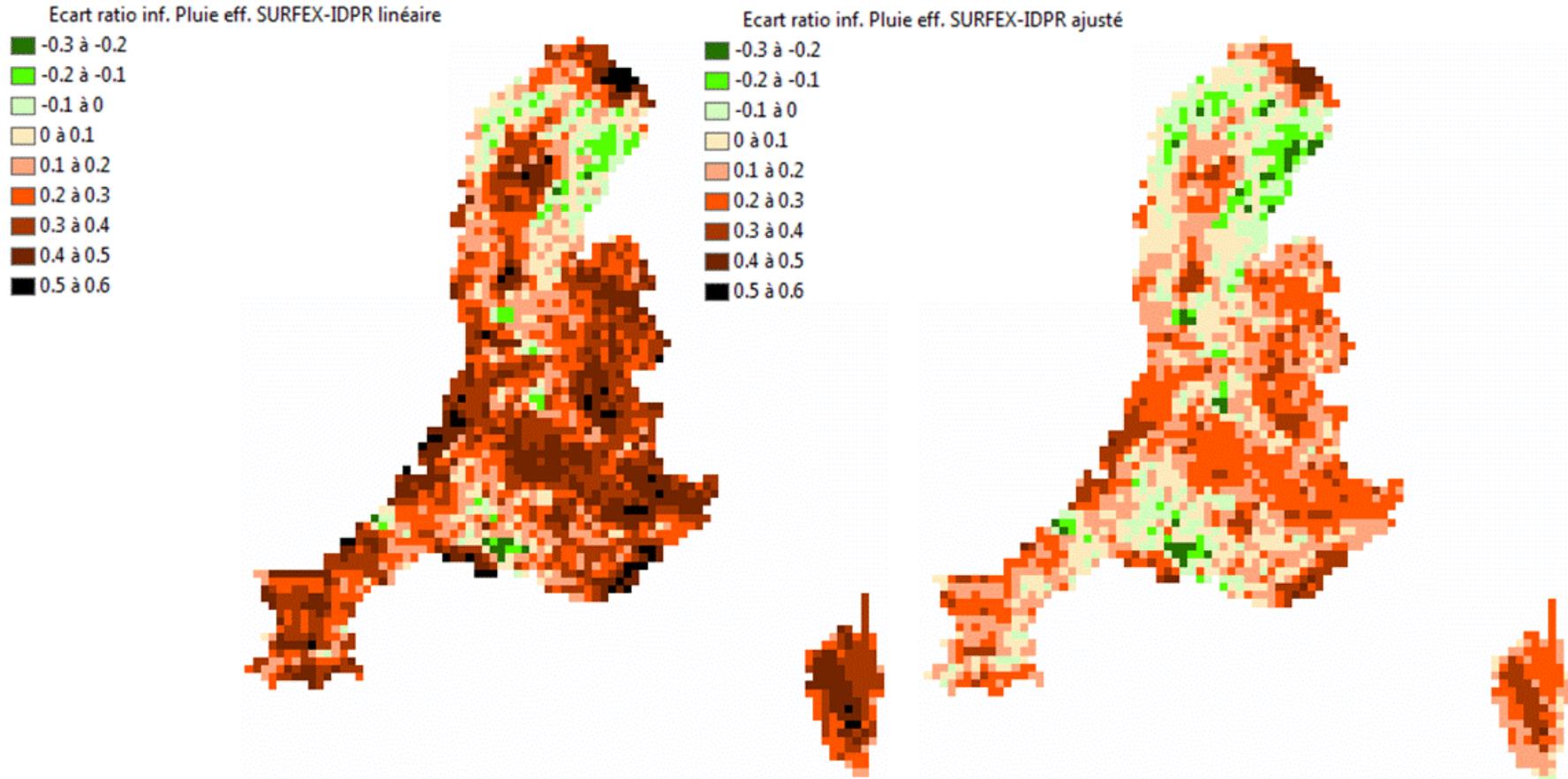


Illustration 147 : Ecart entre les valeurs de ratio d'infiltration de la pluie efficace obtenus à partir de SURFEX et IDPR en appliquant les tables de conversion linéaire (gauche) et ajustée (droite).

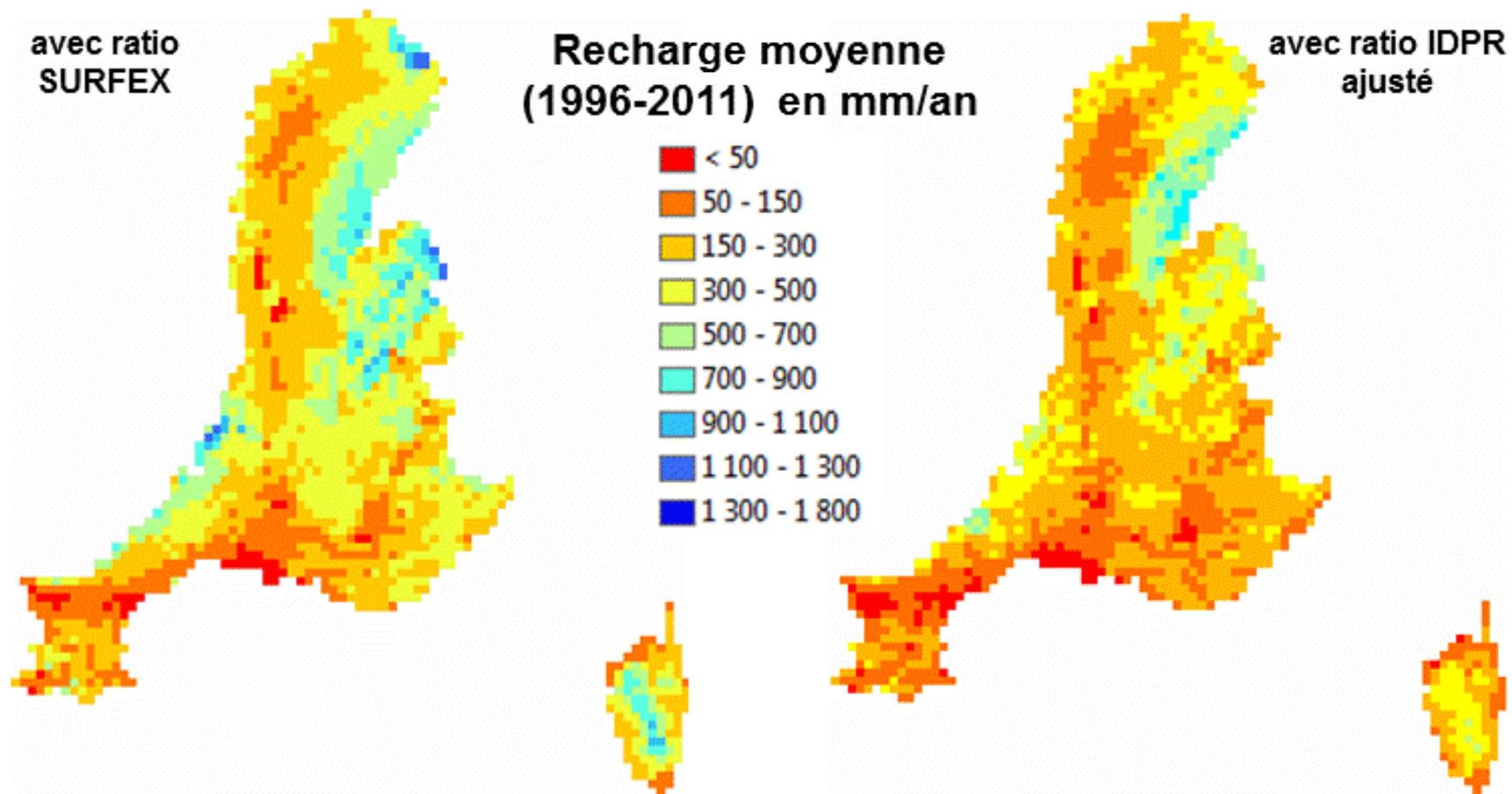


Illustration 148 : Recharges moyennes annuelles sur la période 1996-2011 calculées à partir de la pluie efficace de Thornthwaite spatialisée en appliquant les ratio d'infiltration de SURFEX (gauche) et la table de conversion de l'IDPR ajusté (droite).

De ce fait, les écarts entre les valeurs de ratio obtenues avec SURFEX et celles obtenues avec l'IDPR sont logiquement plus importants si on considère la table de conversion linéaire plutôt que la table de conversion ajustée (Illustration 147). Il apparaît donc plus intéressant d'utiliser la table de conversion ajustée pour le calcul de la recharge avec l'IDPR.

L'Illustration 148 présente le résultat du calcul de la recharge calculée avec le ratio d'infiltration de SURFEX d'une part et la table de conversion de l'IDPR ajustée d'autre part. La recharge calculée en utilisant le ratio SURFEX apparaît plus importante que celle calculée avec l'IDPR.

Les écarts les plus élevés sont observés en Corse, dans les Alpes et en bordure Cévenole où la recharge calculée avec le ratio SURFEX est plus forte de plus de 200 mm que celle que l'on obtient avec l'IDPR (Illustration 149). A l'inverse, la recharge calculée avec l'IDPR est plus forte de plus de 50 mm que celle calculée avec SURFEX dans le Jura.

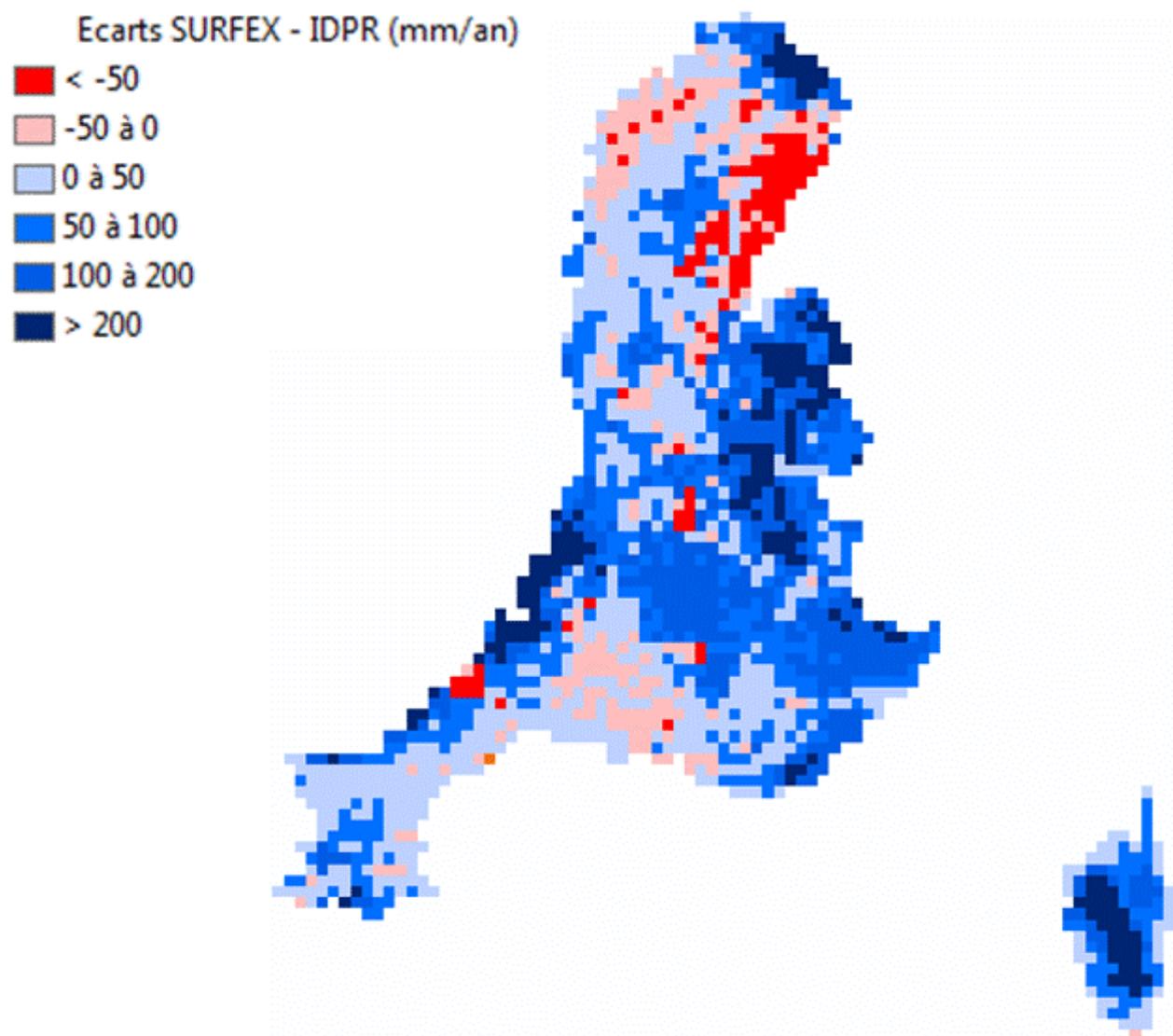


Illustration 149 : Ecarts entre la recharge calculée à l'aide du ratio SURFEX et celle calculée avec l'IDPR ajusté.

Les cas d'étude ont montré qu'il n'était pas possible de définir de manière indiscutable quel ratio d'infiltration de la pluie efficace pouvait fonctionner pour tous les types d'entité aquifère. Le ratio calculé à partir de SURFEX (rapport de l'infiltration à la pluie efficace simulée par ce modèle) a été jugé acceptable pour les formations karstiques en général, mais probablement surestimé sur le bassin du Taravo (cf. § 3.5.2) et les molasses du Bas-Dauphiné (cf. § 3.7.2). A l'inverse, l'indice IDPR est parfois apparu inadapté, notamment sur les karsts et, d'autres fois, plus cohérent (Taravo, molasses). Pour construire une carte définitive de la recharge par les précipitations sur le bassin RM&C, il apparaît donc plus prudent de considérer la valeur moyenne des recharges calculées avec les deux ratios d'infiltration de la pluie efficace.

La production d'une carte accompagnant celle de la recharge moyenne et présentant l'écart entre les recharges calculées avec chacune des méthodes, permet d'illustrer l'incertitude associée au choix de la valeur du ratio d'infiltration de la pluie efficace. Cette carte est construite en calculant la valeur absolue de la différence entre la recharge obtenue avec le ratio SURFEX et celle obtenue avec le ratio tiré de l'IDPR sur chaque maille de 8x8 km, rapportée à la valeur moyenne des recharges calculées avec les deux ratios d'infiltration de la pluie efficace (cf. équation ci-dessous) :

$$Ecart (\%) = \frac{ABS(Ecart_{SURFEX-IDPR})}{Recharge_{moy}} \quad (eq. 1)$$

Finalement, les calculs réalisés sur les mailles SAFRAN sont agrégés à l'échelle des entités BDLISA pour obtenir des valeurs moyennes de la recharge par les précipitations et de l'incertitude associée au ratio d'infiltration sur la période 1996-2011 (Illustration 150, gauche).

Cette illustration permet de mettre en évidence que les écarts liés à la valeur du coefficient d'infiltration retenu sont globalement inférieurs à 25% de la recharge sur l'ensemble du bassin (Illustration 150, droite). Seuls certains secteurs comme les contreforts cristallins ou schisteux des Cévennes, le secteur côtier du massif des Maures et de l'Esterel ou certains secteurs des Alpes du Sud, pour lesquels la valeur du ratio d'infiltration peut influencer de manière importante le calcul de la recharge (écart supérieur à 25% de la valeur moyenne de la recharge obtenue).

Il est intéressant de noter que la carte de la recharge proposée couvre toutes les entités BDLISA du bassin RM&C, y compris celles dont le code « Nature » correspond à une formation qualifiée d'imperméable selon la nomenclature de la base. Après avoir testé l'intérêt d'une éventuelle prise en compte de cette codification, il est apparu prématuré, au stade de développement de l'approche spatialisée, de considérer la recharge comme nulle sur formations considérées comme imperméables dans la BDLISA. D'une part, cela représente finalement peu de surface au regard de l'ensemble du bassin et, d'autre part, la codification de la classe « Nature » n'est pas apparue homogène sur l'ensemble du territoire.

Pour essayer d'intégrer à cette première analyse d'incertitude, celle associée à la méthode de calcul de la recharge, il est nécessaire de comparer le résultat du calcul spatialisé à ceux effectués avec les méthodes proposées dans ESPERE.

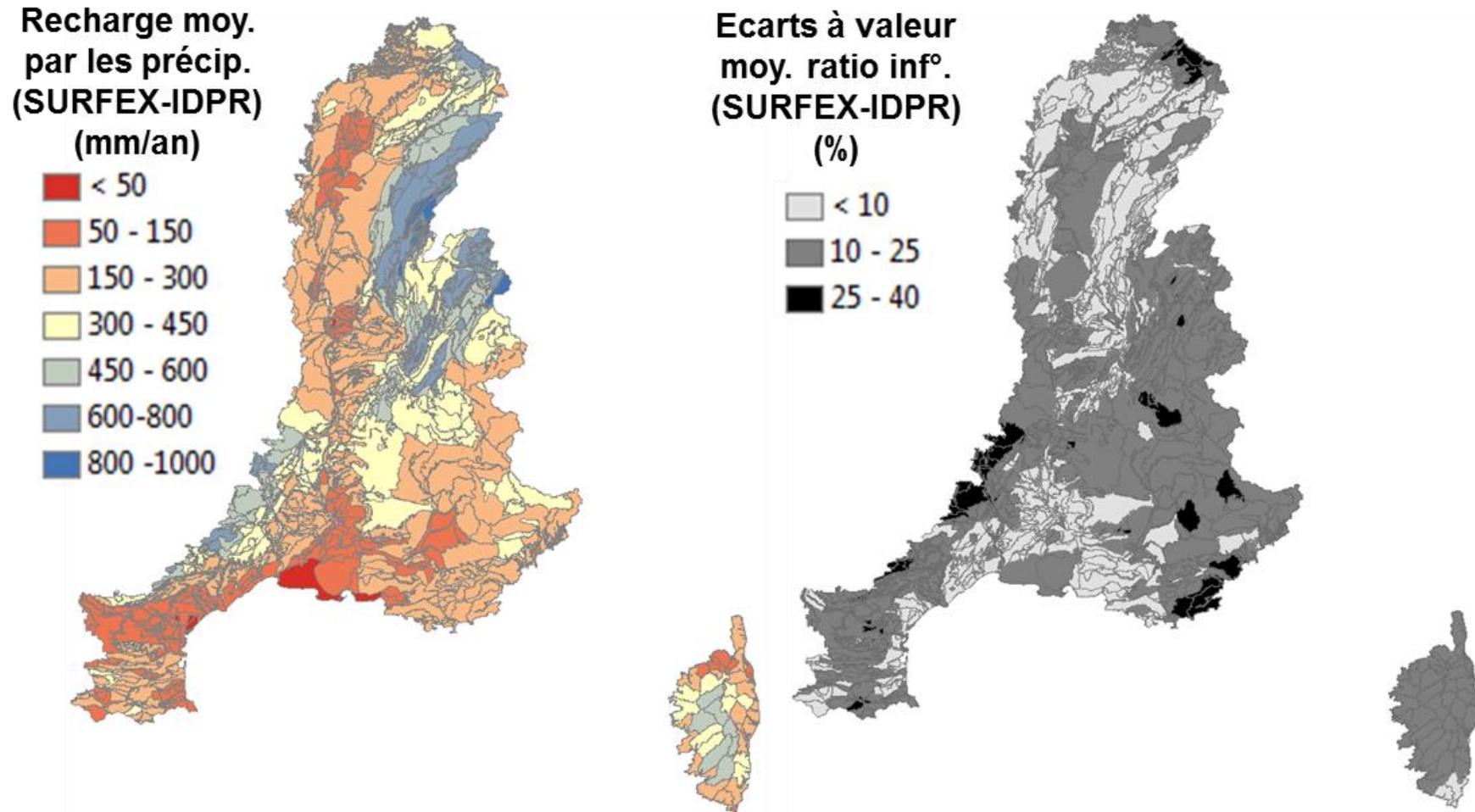


Illustration 150 : Gauche : Recharges moyennes annuelles sur la période 1996-2011, par entité BDLISA, sur le bassin RMC ; Droite : Incertitude associée au choix de la valeur du ratio d'infiltration (entre celui de SURFEX et celui de l'IDPR ajusté) calculée comme la moitié de la différence entre la recharge obtenue avec le ratio SURFEX et celle obtenue avec l'IDPR ajusté, ramené à la valeur de la recharge moyenne.

5.5. COMPARAISON AUX CAS D'ETUDE

Si la carte de la recharge à l'échelle d'un territoire contenant plusieurs systèmes aquifères, présente un intérêt pour les gestionnaires du bassin, il est aussi possible d'utiliser le résultat de la spatialisation décrite, pour illustrer la variabilité à l'échelle d'un système aquifère. L'illustration 151 représente par exemple la variabilité de la recharge sur le bassin de Fontaine de Vaucluse, qui est ici essentiellement contrôlée par celle des conditions météorologiques (la RU est considérée comme partout identique sur l'impluvium du bassin). La spatialisation de la recharge permet donc d'identifier les secteurs de pluie efficace préférentielle, qui peuvent potentiellement correspondre avec des secteurs d'infiltration préférentielle (dans la mesure où le calcul intègre le ratio d'infiltration), ce qui ouvre aussi la perspective de pouvoir travailler sur la vulnérabilité de la ressource en eau souterraine. Ce dernier point doit cependant faire l'objet d'une réflexion spécifique avec des méthodes adaptées de cartographie de la vulnérabilité.

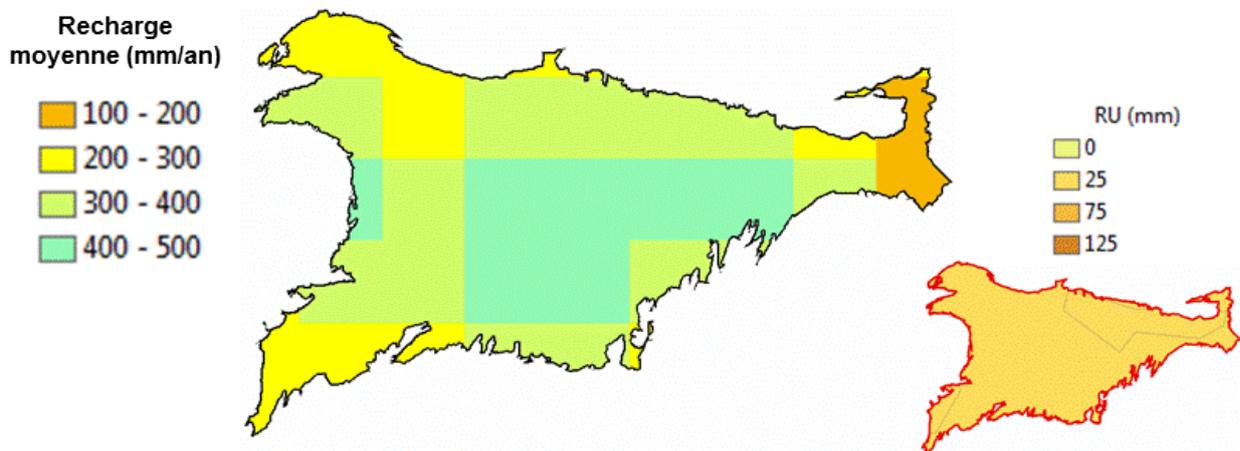


Illustration 151 : Recharge moyenne spatialisée sur la période 1996-2011, pour le système karstique de Fontaine de Vaucluse, sur une grille de 8x8 km. En bas à droite la carte de la réserve utile.

L'illustration 152 présente les différences entre la valeur moyenne de la recharge spatialisée et les résultats obtenus avec les méthodes proposées dans ESPERE sur les neuf cas d'étude. Globalement, il semble que pour les systèmes présentant des RU de faible épaisseur (karsts et socle), l'incertitude associée au choix de la méthode de bilan utilisée pour le calcul dans ESPERE (Thornthwaite, Dingman-Penman ou Dingman-Hammon, ligne « Ecart RB-E/RT-E (%) » dans le tableau de l'illustration 152) soit globalement inférieure à celle associée au choix du ratio d'infiltration (ligne « Ecart f° ratio inf° (%) » dans le tableau de l'illustration 152).

Par contre, pour les systèmes présentant des RU d'épaisseur supérieure à 100 mm (systèmes sédimentaires ou alluviaux), l'incertitude associée au choix de la méthode de bilan pour le calcul de la pluie efficace est systématiquement supérieure à celle associée au choix du ratio.

La comparaison avec les recharges calculées avec les méthodes de filtre de débits (RQ-E) montre qu'il n'est pas possible de dégager de comportement systématique par type de système étudié. En effet, la différence entre la recharge spatialisée et la recharge calculée par filtre de débits peut être positive ou négative suivant le système karstique étudié (exemple du cas des Gillardes ou elle est très largement plus faible). De même, les alluvions de la Vistrenque ou de Dijon présentent des résultats opposés alors que la recharge calculée avec les filtres de débits devrait logiquement être supérieure au calcul spatialisé.

Système aquifère	Loue	Lison*	Gillardes*	Font. Vauc.	Lez*	Molasses	Vistrenque*	Dijon	Taravo**
RT-S (mm/an)	726	657	334	344	348	250	237	85	480
Ecart f° ratio inf° (%)	11%	11%	14%	10%	7%	12%	8%	2%	19%
Ecart RB-E/RT-E (%)	5%	4%	10%	6%	9%	18%	22%	37%	4%
RQ-E (mm/an)	678	570	498	296	216	172	204	144	360
Ecart RT-S/RQ-E (%)	7%	13%	-49%	14%	38%	31%	14%	-70%	25%

Illustration 152 : Comparaison entre le résultat des calculs de recharge spatialisée et ceux réalisés avec ESPERE sur la période 1996-2011 et sur les neuf cas d'étude. RT-S : recharge calculée avec la méthode de Thornthwaite spatialisée ; Ecart f° ratio inf° : écart à la valeur moyenne en fonction du coefficient d'infiltration de la pluie efficace choisi (SURFEX ou IDPR, tel que calculé avec l'équation 1 et présenté sur l'illustration 150, droite) ; RT-E : recharge calculée avec la méthode de Thornthwaite dans ESPERE ; RB-E : recharge moyenne calculée avec les méthodes de bilan dans ESPERE ; RQ-E : recharge moyenne calculée avec les méthodes de filtre de débit dans ESPERE. () : la recharge moyenne calculée avec les méthodes de filtre (RQ-E) couvre la période 1998-2011 ; (**) : la recharge moyenne calculée avec les méthodes de filtre (RQ-E) couvre les périodes 2009-2011 ; (***) : la recharge moyenne calculée avec les méthodes de filtre (RQ-E) couvre les périodes 1998-2000, 2002-2006 et 2009-2011, pour cause de lacunes de données.*

Ces résultats illustrent les limites de l'approche proposée, dont l'ambition de caractériser un grand nombre d'incertitudes, rend plus compliquée la compréhension et la comparaison des résultats. De plus, la résolution de calcul adoptée ici (8*8 km) ne facilite pas l'analyse dans la mesure où, un nombre non négligeable d'entités BDLISA ont une superficie notablement inférieure à la résolution du calcul. Ces éléments posent des problèmes techniques de traitement à l'aide des SIG qu'il est nécessaire de résoudre en mettant en place des procédures de calcul complexes ou bien en augmentant la résolution du calcul (1*1 km par exemple) ce qui alourdit les performances de calcul.

Par ailleurs, en dehors des systèmes karstiques, le nombre de bassins testés avec ESPERE est très insuffisant pour pouvoir en tirer des conclusions systématiques par type de système.

5.6. LIMITES ET PERSPECTIVES

Un grand nombre de méthodes et d'approches différentes ont été mises en œuvre dans ce travail pour tenter de caractériser de la manière la plus fine possible les nombreuses incertitudes associées au calcul de la recharge. Cette multiplicité de méthodes constitue une limite importante pour la démarche adoptée, car elle impose l'acceptation d'un certain nombre d'hypothèses de travail pour pouvoir avancer, du fait du défaut de connaissances sur les caractéristiques hydrodynamiques détaillées des systèmes étudiés et sur les flux entrants et sortants des systèmes.

Une des hypothèses les plus fortes consiste à considérer que le ratio d'infiltration de la pluie efficace est constant dans le temps, ce qui est probablement faux dans la réalité dans la mesure où il est lié à l'état de saturation du système. Une alternative pourrait être d'utiliser le ratio que l'on peut calculer avec SURFEX, à chaque pas de temps de calcul, ce qui permettrait de prendre en compte sa variabilité temporelle. Cependant, la valeur de ce ratio est parfois apparue inadaptée et celle de l'IDPR lui a été préférée. De plus, cela poserait un problème pour pouvoir se projeter dans le futur.

La résolution spatiale de la carte de la réserve utile de l'INRA (10 km) est aussi un facteur limitant de ce travail. Il est localement possible de disposer des cartographies à l'échelle du 250 000^{ème}, mais cette donnée n'est pas disponible partout sur le bassin. Par ailleurs, les paramètres de calcul mobilisés, comme la RU, ou le coefficient d'emmagasinement, ont une

influence prépondérante sur les résultats. Il en va de même pour les prélèvements d'eau de surface ou souterraine qui viennent perturber les chroniques utilisées pour les filtres de débit ou la méthode de fluctuation piézométrique. Enfin, si la donnée SAFRAN est très utile pour sa couverture spatiale et temporelle, la validité des précipitations qu'elle renseigne sur les reliefs est remise en cause par le manque d'observations et plaide pour l'utilisation conjointe d'autres sources de données comme par exemple la base SPAZM d'EDF.

6. Analyse sommaire de l'impact du changement climatique sur la recharge

Un autre intérêt de disposer d'une méthode de calcul de la recharge alimentée par des données météorologiques est que l'on peut s'en servir pour se projeter et examiner l'impact du climat futur sur la recharge. Ce chapitre permet de l'illustrer en présentant sommairement quelques éléments sur l'impact du changement climatique sur la recharge à l'échelle du bassin RM&C.

Pour se projeter vers le climat futur, il est nécessaire d'utiliser plusieurs scénarios climatiques de manière à prendre en compte les fortes incertitudes qui sont associées à la modélisation du climat. Ces scénarios sont construits à partir des simulations de modèles climatiques de différentes institutions dans le monde, que l'on doit adapter pour être utilisables aux échelles avec des données du type de celles de la base SAFRAN.

6.1. LA CONSTRUCTION DE SCENARIOS CLIMATIQUES

La construction de scénarios climatiques à des fins d'analyse à l'échelle régionale, comme par exemple l'étude d'impact du changement climatique sur la ressource en eau d'un bassin versant ou d'un aquifère, nécessite de faire appel à des résultats de modèles de simulation du climat. Ces modèles ne permettent pas à l'heure actuelle de fournir ces résultats à des échelles spatiale et temporelle suffisamment fines pour traduire le comportement d'un système hydrologique (Illustration 153). De plus, certains processus météorologiques (comme par exemple les épisodes d'orages cévenols) se déroulent à trop fine échelle pour être résolus par les modèles de climat.

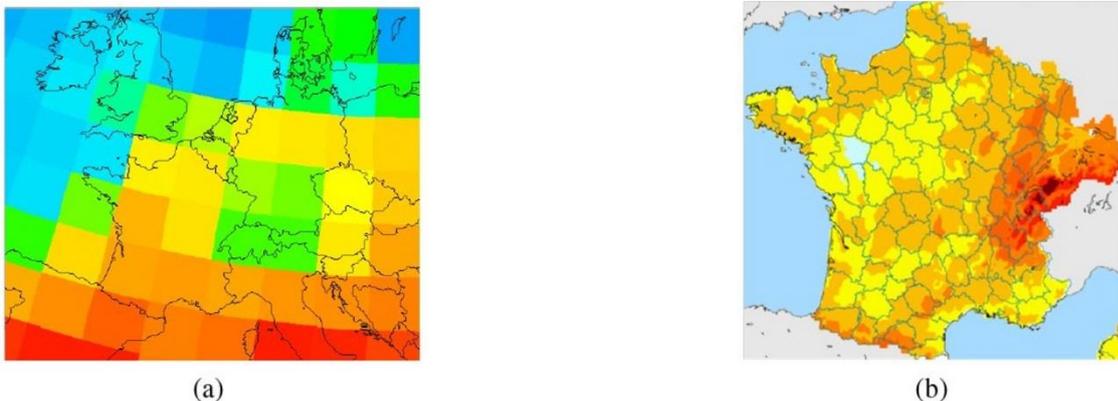


Illustration 153 : Exemple de données de précipitations (mm/jour) couvrant la France. La figure (a) montre les données à la résolution typique d'un modèle global du climat (modèle IPSL CM4 IPCC-AR4 2.5°x 3.75°), tandis que la figure (b) montre les données désagrégées statistiquement à une résolution de 8 km (Pagé et Terray, 2010)

Pour ces raisons, de nombreuses techniques dites de désagrégation, soit dynamique (modélisations des processus) et/ou statistique (recherche d'une fonction de transfert entre les variables de grande échelle et les variables locales), ont été développées pour effectuer le changement ou la descente d'échelle (*downscaling* en anglais) nécessaire pour alimenter les modèles d'impact.

Parmi ces techniques, le Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS), situé à Toulouse, a développé une méthode de désagrégation basée

sur l'utilisation du concept de « type de temps ». Ce concept a été initialement développé par Julien Boé dans le cadre de sa thèse (Boé, 2007), puis implémentée dans le logiciel DSCLIM (Pagé et al. 2009), pour répondre à la demande croissante de scénarios à l'échelle du territoire.

Des scénarios climatiques ont ainsi été produits par le CERFACS en 2008 (SCRATCH08) puis en 2010 (SCRATCH2010) sur une grille de 8x8 km (grille SAFRAN, Quintana-Segui et al. (2008)) couvrant l'ensemble du territoire français.

Les scénarios SCRATCH2010 ont été réalisés en intégrant des améliorations de la méthodologie initiale de Boé (2007) et surtout les résultats du projet ANR-SCAMPEI (<http://www.cnrm.meteo.fr/scampeii>), axé sur l'étude de l'impact des changements climatiques sur les régions de montagnes (Page et Terray, 2010).

6.2. LES SCENARIOS CLIMATIQUES RETENUS

Les simulations désagrégées de 5 modèles de climat ont été choisis parmi l'ensemble de simulations disponibles dans le cadre de SCRATCH 2010, pour leurs bonnes performances sur territoire français.

Il s'agit des modèles :

- CCCMA CGCM3.1 T63 (CCCMA - Canada) ;
- CNRM-CM3 (CNRM – Météo France) ;
- GFDL-CM2.0 (NOAA GFDL – Etats Unis) – 2 simulations différentes ;
- GISS-AOM (NASA GISS – Etats Unis) ;
- MPI-ECHAM5 (MPI – Allemagne) ;

Tous ces modèles ont été forcés avec le scénario d'émission de gaz à effet de serre A1B. Ce scénario constitue une hypothèse médiane parmi la fourchette des scénarios d'émission (Illustration 154) proposée par le GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat – www.ipcc.ch) dans le cadre de son rapport spécial SRES sur cette question (Nakicenovic and Swart, 2000).

Ces scénarios d'émission résultent de simulations faites en fonction d'hypothèses sur l'évolution future en termes de démographie, activité économique, évolution technologique, énergie, usage du sol et agriculture principalement.

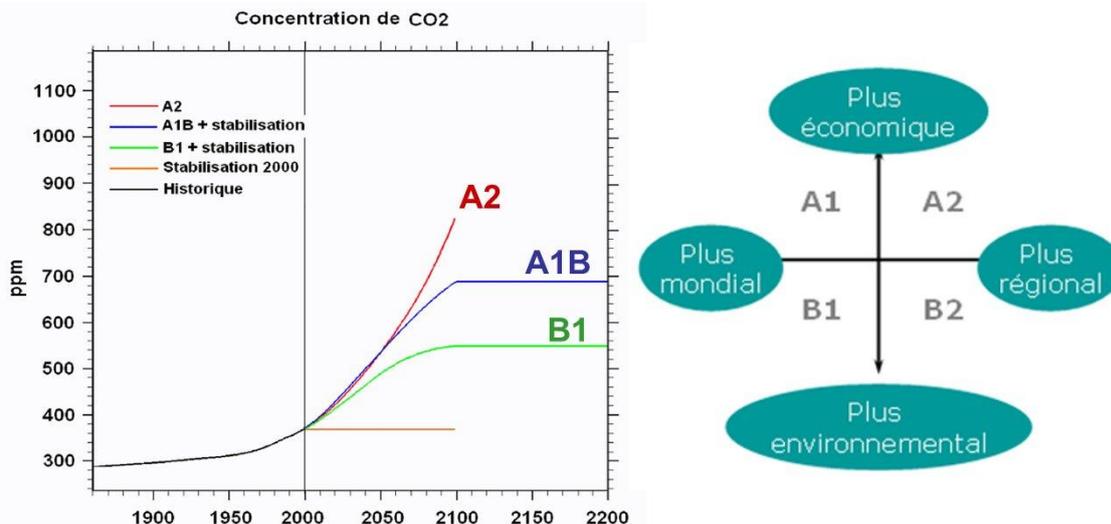


Illustration 154 : Présentation schématique des scénarios d'émission de gaz à effet de serre (tiré de Nakicenovic and Swart, 2000).

Suite au 5^{ème} rapport du GIEC (GIEC, 2013), la communauté scientifique a défini un ensemble de quatre nouveaux scénarios appelés profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP). A la différence des scénarios SRES utilisés ici, ces nouveaux scénarios ont été créés avec une prédétermination a priori de profils représentatifs d'évolution de concentration de gaz à effet de serre et de niveaux de forçage radiatif. Les simulations des modèles de climat alimentés par ces scénarios ont été réalisées et leurs résultats présentés dans le 5^{ème} rapport du GIEC. Cependant, les données désagrégées à l'échelle de la grille SAFRAN de ces simulations ne sont pas encore disponibles en aussi grand nombre que celles de SCRATCH, raison pour laquelle nous avons préféré travailler avec ces dernières. Il convient cependant de remarquer qu'à l'échelle du bassin RM&C, les différences entre les deux types de simulation (SRES et RCP) sont relativement faibles (Terray and Boé, 2013).

Les scénarios choisis couvrent deux périodes temporelles, l'une pour le présent (1971-2000) et l'autre pour le futur (2045-65), dont la durée minimale de 20 ans permet de considérer que la variabilité naturelle du climat est prise en compte dans les scénarios. L'utilisation de deux périodes simulées (présent et futur) est nécessaire pour ne pas introduire dans l'analyse de l'impact des scénarios sur la ressource en eau, le biais entre les simulations des modèles de climat et le climat réellement observé. Ainsi, la méthode de calcul de la recharge spatialisée sur le bassin RM&C a été forcée à l'aide des scénarios climatiques pour la période présente et pour la période future. L'impact du changement climatique est alors évalué de manière relative entre le présent et le futur.

Les variables climatiques utilisées sont la température et les précipitations totales (pluie et neige, bien que cette dernière soit probablement négligeable sur la zone d'étude), au pas de temps journalier.

6.3. ESTIMATION DE L'IMPACT SUR LA RECHARGE

L'illustration 155 présente les cartes de pluie efficace calculées avec la méthode de Thornthwaite spatialisée sur le bassin RM&C pour chacun des 6 scénarios climatiques et pour les périodes présente (1971-2000) et future (2045-2065). On constate que si les simulations pour la période présente sont globalement similaires, les projections futures semblent plus contrastées, avec un signal global de diminution de pluie efficace.

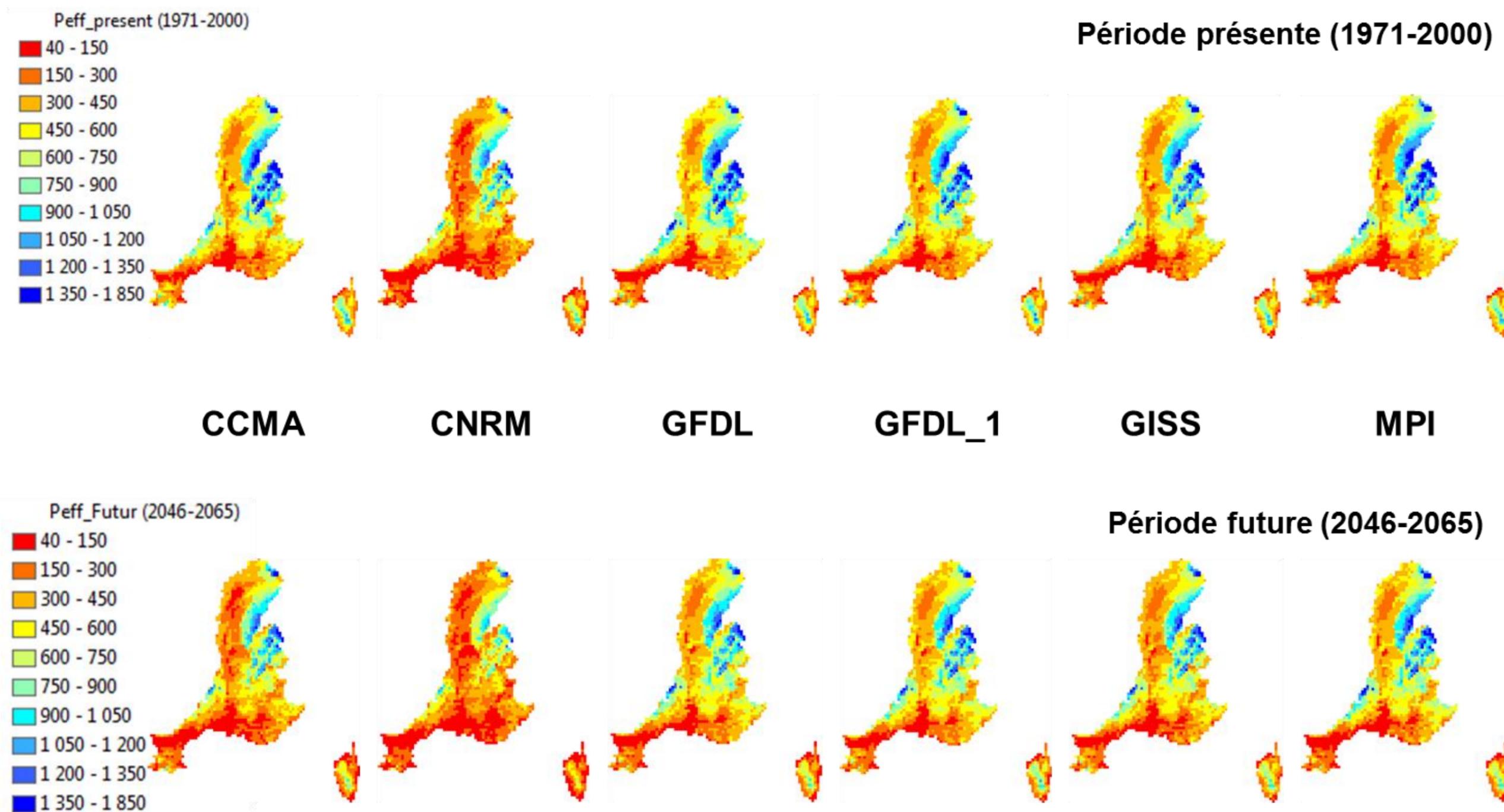


Illustration 155 : Cartes des pluies efficaces moyennes annuelles simulées sur la grille de 8*8 km sur le bassin RM&C à partir de 6 scénarios climatiques régionalisés (SCRATCH 2010), sur les périodes présente et future.

Il est ensuite possible de calculer l'anomalie de pluie efficace entre le futur et le présent pour chaque scénario (Illustration 156).

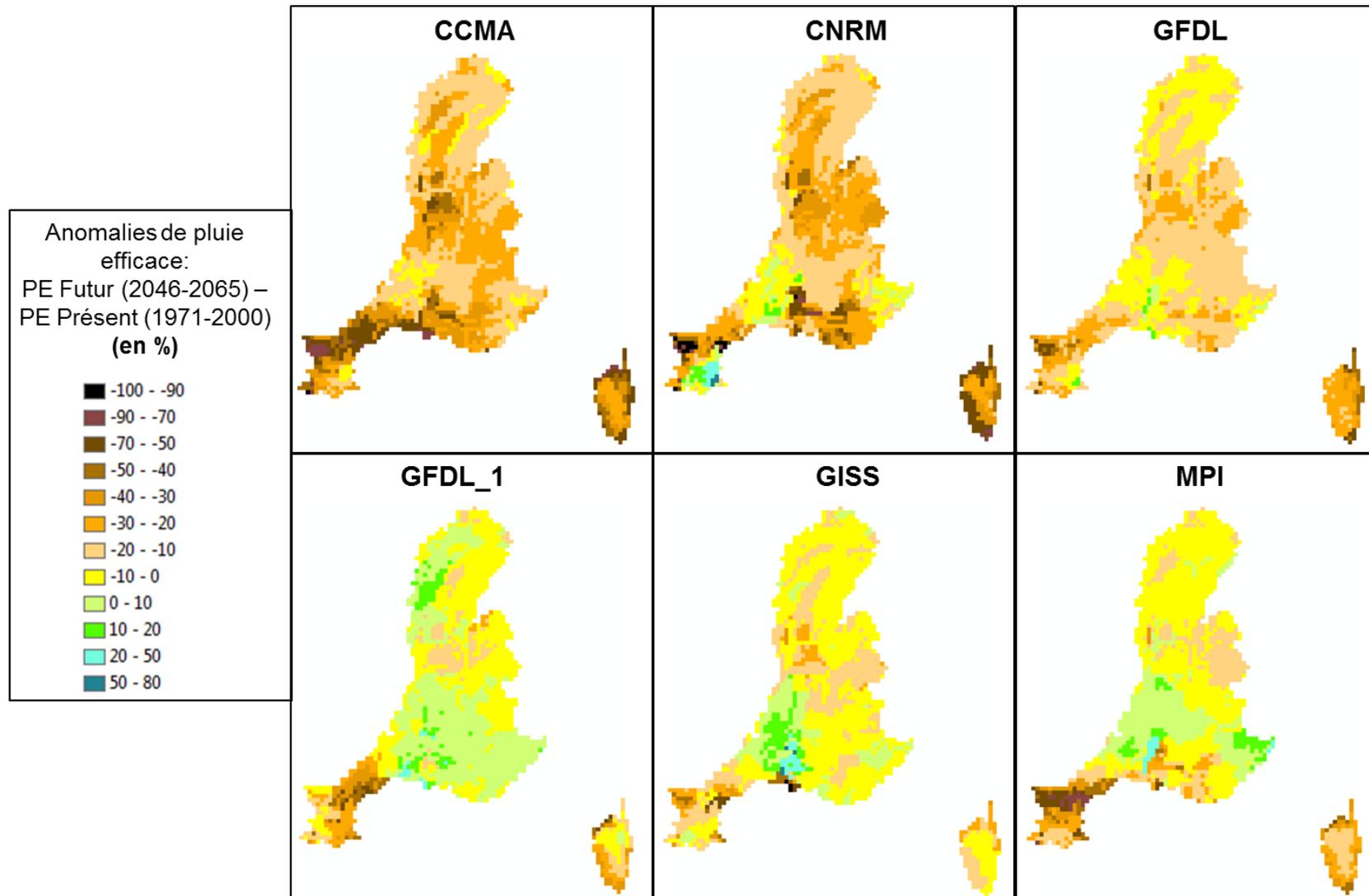


Illustration 156 : Anomalies de pluie efficace moyenne annuelle simulées sur le bassin RM&C entre présent et futur, pour les 6 scénarios climatiques.

Ces 6 cartes peuvent être ensuite agrégées pour construire une carte des anomalies multi-scénarios calculée en faisant la moyenne des 6 anomalies pour chaque maille de la grille (Illustration 157). Cette carte montre un signal marqué de diminution de la pluie efficace dans le futur puisque les valeurs d'anomalies sont comprises dans l'intervalle [-65% ; +13%] avec une valeur moyenne sur le bassin de l'ordre de -15%. En particulier, on retrouve un signal à la baisse des précipitations efficaces sur la région Languedoc-Roussillon (diminution de plus de 50% par endroits pour des scénarios comme le CCMA ou le CNRM) ou sur la Corse pour pratiquement tous les scénarios, avec un peu d'incertitude sur le département des Pyrénées Orientales où le scénario CNRM projette par exemple une augmentation. Les modèles projettent aussi une relative stabilité en termes de pluie efficace sur le transect reliant les contreforts des Cévennes, aux Alpes Maritimes.

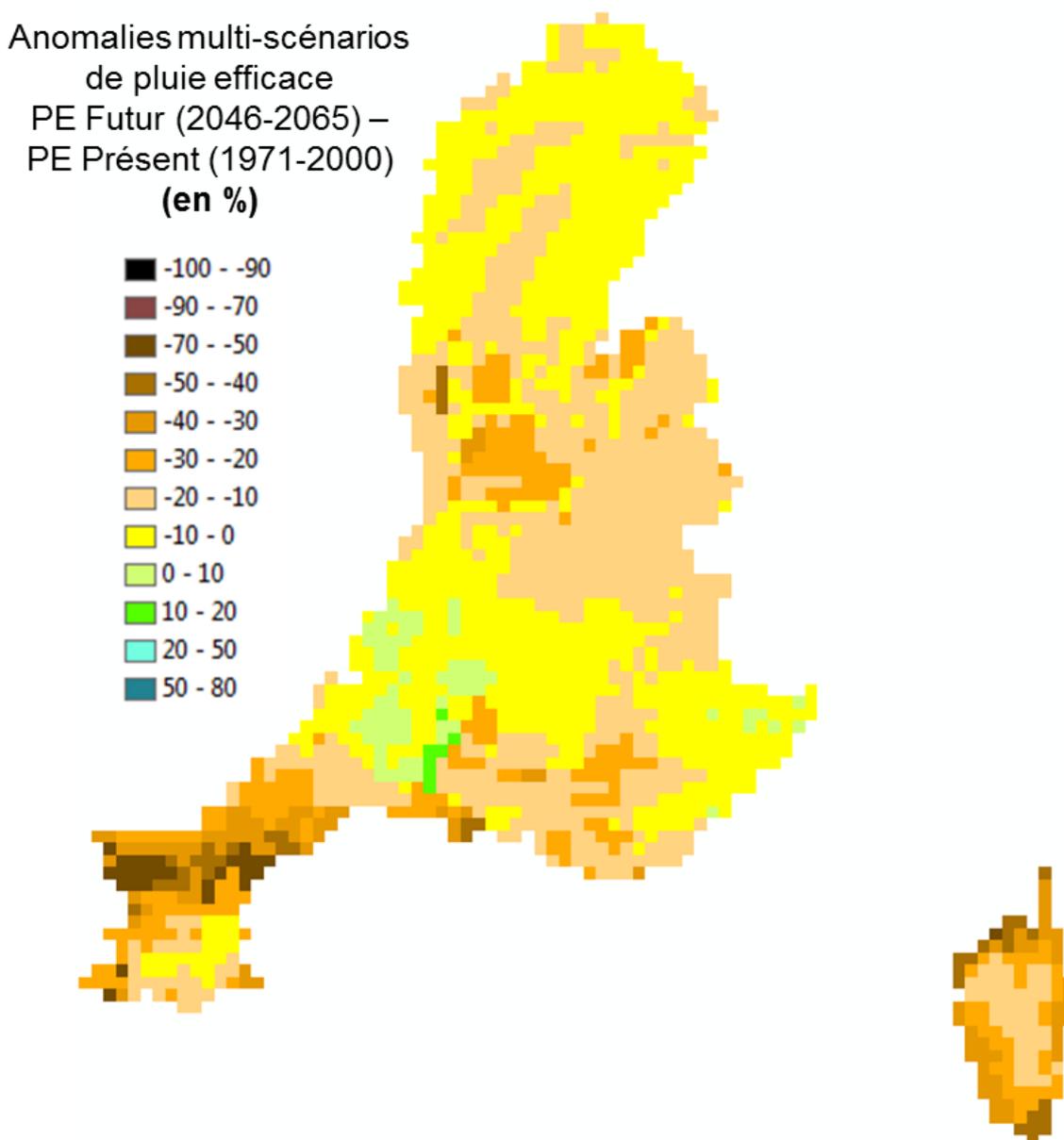


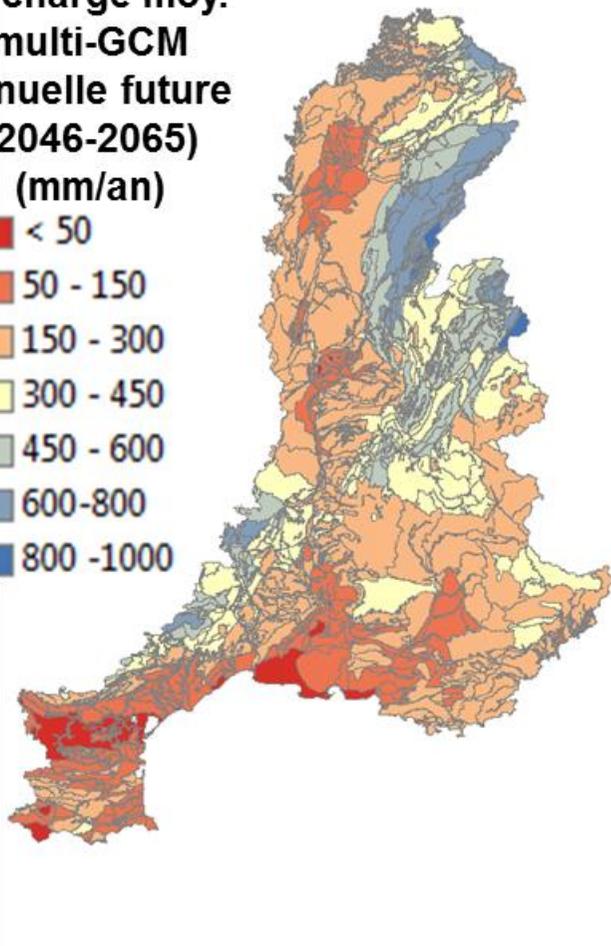
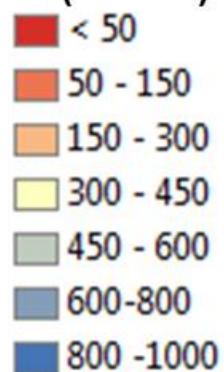
Illustration 157 : Carte des anomalies multi-scénarios (moyennes) de pluie efficace moyenne annuelle simulées sur la grille de 8*8 km sur le bassin RM&C, entre le présent et le futur.

Cette carte d'anomalies peut donc être appliquée à la carte des pluies efficaces présentée sur l'illustration 137 pour construire la carte de la recharge future, en appliquant la moyenne des deux ratios d'infiltration de la pluie efficace: SURFEX et IDPR ajusté.

L'illustration 158 présente la carte finale de la recharge moyenne annuelle future sur le bassin RM&C, ainsi que son évolution relative par rapport à la recharge moyenne annuelle calculée pour la période présente. Cette carte permet de montrer l'amplitude de la baisse de la recharge qui pourrait avoir lieu d'après les scénarios climatiques considérés sur les entités hydrogéologiques de la BDLISA du bassin. La recharge future serait ainsi globalement affectée par une baisse comprise entre -5% et -25%, essentiellement sur les régions Rhône-Alpes et Franche-Comté, avec des secteurs plus sévèrement affectés comme l'ouest de la région Languedoc-Roussillon et la Corse, pour lesquels cette diminution pourrait même atteindre 50% très localement (dans le Lauragais et la partie côtière du département de l'Aude et les régions du Nebbio, de la Balagne et de la pointe sur de la Corse notamment). Sur une bande s'étendant entre les départements du Gard, de l'Ardèche et des Alpes Maritimes, la recharge pourrait se maintenir dans une situation globalement stable par rapport à la situation présente.

Ces tendances moyennes doivent cependant être considérées avec précaution car elles résultent d'une combinaison d'incertitudes, mal quantifiées à ce stade. Elles pourraient de plus être modérées ou renforcées par l'évolution des situations extrêmes potentiellement plus fréquentes, qu'il conviendrait d'étudier plus en détail.

**Recharge moy.
multi-GCM
annuelle future
(2046-2065)
(mm/an)**



**Evolution
recharge
futur/présent
(%)**

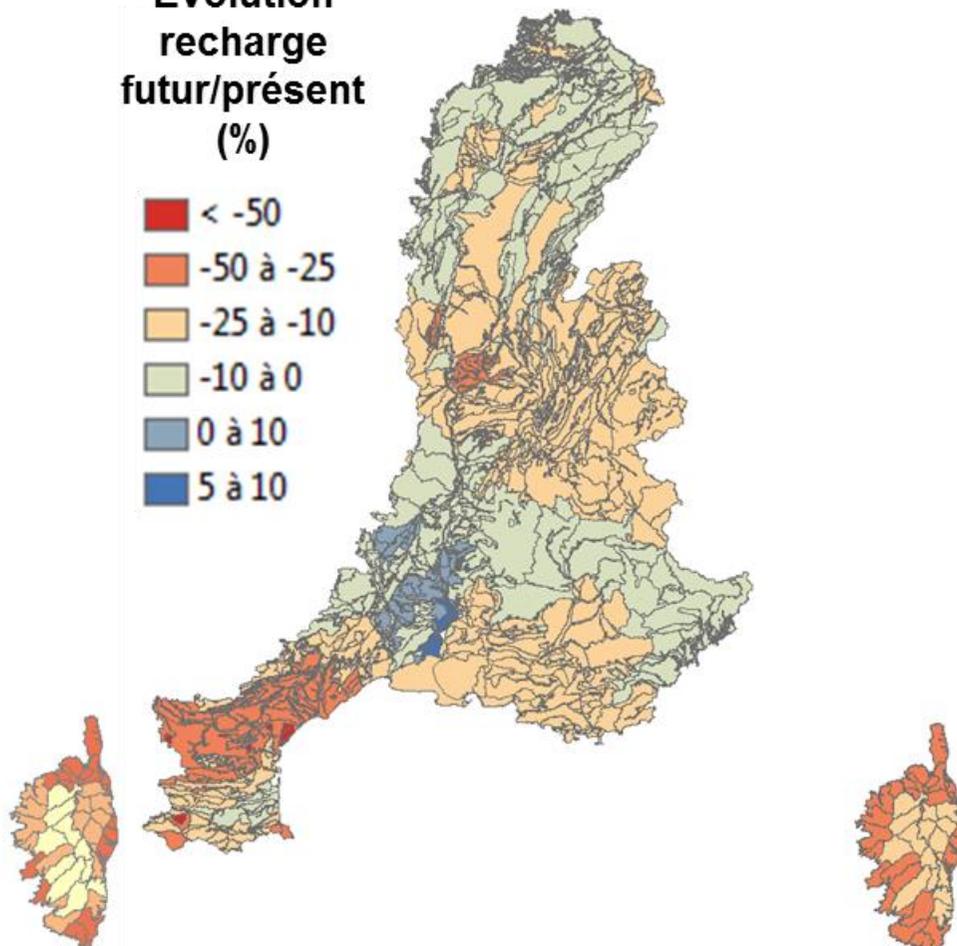


Illustration 158 : *Gauche* : carte de la recharge annuelle moyenne multimodèle calculée sur la grille de 8*8 km sur le bassin RM&C, déduite à partir de 6 scénarios climatiques régionalisés (SCRATCH 2010), pour la période future. *Droite* : carte de l'évolution de la recharge moyenne muti-modèles annuelle future en proportion de la recharge moyenne annuelle pour la période présente.

6.4. LIMITES ET PERSPECTIVES

Les résultats présentés dans ce qui précède concernant l'impact du changement climatique sur la recharge représentent une première approche de la question, qui doit être largement améliorée et approfondie. En effet, en dehors des limites classiquement mises en avant lors de toute étude de modélisation de l'impact du changement climatique (notamment l'utilisation de modèles calés dans les conditions du temps présent qui ne sont pas représentatives de la période future), les points suivants spécifiques à l'approche adoptée, doivent être gardés en tête pour améliorer la robustesse des résultats présentés :

- Les scénarios climatiques utilisés valorisent des projections climatiques qui ne sont pas les plus récentes. Même si les nouvelles projections n'apportent pas de grandes différences, il serait plus rigoureux de les utiliser ;
- La pluie efficace future a été calculée en utilisant la carte des anomalies de pluie efficace moyennées pour l'ensemble des 6 scénarios climatiques. Il serait nécessaire de prendre en compte des cartes d'anomalies extrêmes (minimum et maximum) pour pouvoir répercuter les incertitudes associées aux projections climatiques sur les résultats. D'une manière plus générale, une analyse plus poussée de ces résultats est nécessaire pour produire de l'information qui puisse réellement être utile aux gestionnaires de la ressource, tout en prenant en compte de la manière la plus exhaustive possible l'ensemble des incertitudes associées aux études d'impact du changement climatique ;
- L'utilisation des deux ratios d'infiltration de la pluie efficace (SURFEX et IDPR) permet de prendre en compte l'incertitude associée à la valeur de ce paramètre, cependant comme nous l'avons vu plus haut, le fait qu'il soit constant dans le temps et que sa valeur future soit la même qu'au temps présent représente une limite. Il pourrait être intéressant de considérer au moins sa variation saisonnière, même si cela alourdirait considérablement les calculs et rapprocherait la démarche adoptée de l'utilisation d'un modèle capable de simuler l'infiltration, ce qui réduirait l'intérêt de la démarche choisie. Cette réflexion est aussi valable pour la réserve utile utilisée dans les calculs, qui est considérée invariante dans le temps futur, alors qu'elle pourrait être impactée par l'évolution future de l'occupation du sol. Ce dernier point pourrait cependant être exploré, notamment au travers de l'utilisation de la méthode des coefficients culturaux, que l'on pourrait faire évoluer dans le futur de manière à inclure leur effet sur la pluie efficace.
- Enfin, nous n'avons pas pu considérer la question de l'évolution de la recharge observée actuellement sur les 30-40 dernières années. Cette question est importante dans la mesure où il serait peut-être possible de détecter des évolutions liées au climat dès à présent. Cependant, ce travail se doit d'intégrer plusieurs sources de caractérisation de la recharge (comme par exemple celle que l'on peut obtenir avec les méthodes de filtre de débits) pour fournir des résultats robustes et qui concernent le plus grand nombre possible de systèmes aquifères du bassin, en intégrant, si possible, l'effet des prélèvements sur les données utilisées.

6.5. EVOLUTION FUTURE DE LA RESSOURCE DISPONIBLE POUR LES USAGE ET LES MILIEUX AQUATIQUES

Les résultats présentés à l'issue de ce travail de spatialisation permettent d'apporter des éléments généraux qui peuvent être utiles pour la caractérisation de la situation future des ressources en eau souterraines, au regard des usages de l'eau et de la fonction d'alimentation des milieux aquatiques superficiels. Dans un premier temps, les valeurs de recharge par les

précipitations illustrées sur la carte proposée sur l'illustration 150, pourraient être utilement comparées à celles des prélèvements moyens sur les 10 dernières années, pour identifier les aquifères ou les masses d'eau qui se trouveraient en limite d'utilisation de la recharge apportée par les précipitations. Cet exercice permettrait de contribuer au diagnostic réalisé à l'échelle des Masses d'Eau Souterraines (MES), dans le cadre des rapportages sur leur état quantitatif, régulièrement réalisés dans le respect de la Directive Cadre sur l'Eau.

Si l'on se réfère à la situation actuelle des MES en termes d'état quantitatif (Illustration 159) on peut constater que les futures réductions de la recharge des aquifères, telles que projetées par les scénarios SCRATCH 2010 du CERFACS (Illustration 158) pourraient par exemple compliquer la situation des MES du Pliocène du Roussillon, des alluvions quaternaires de la plaine de la Marana-Casınca, de l'Aude, de l'Orb, de l'Hérault, du Garon, de l'Ozon et de la plaine de l'Ain, des calcaires et molasses Oligo-Miocènes du bassin de Castries-Sommières, d'ores et déjà en situation qualifiée de médiocre.

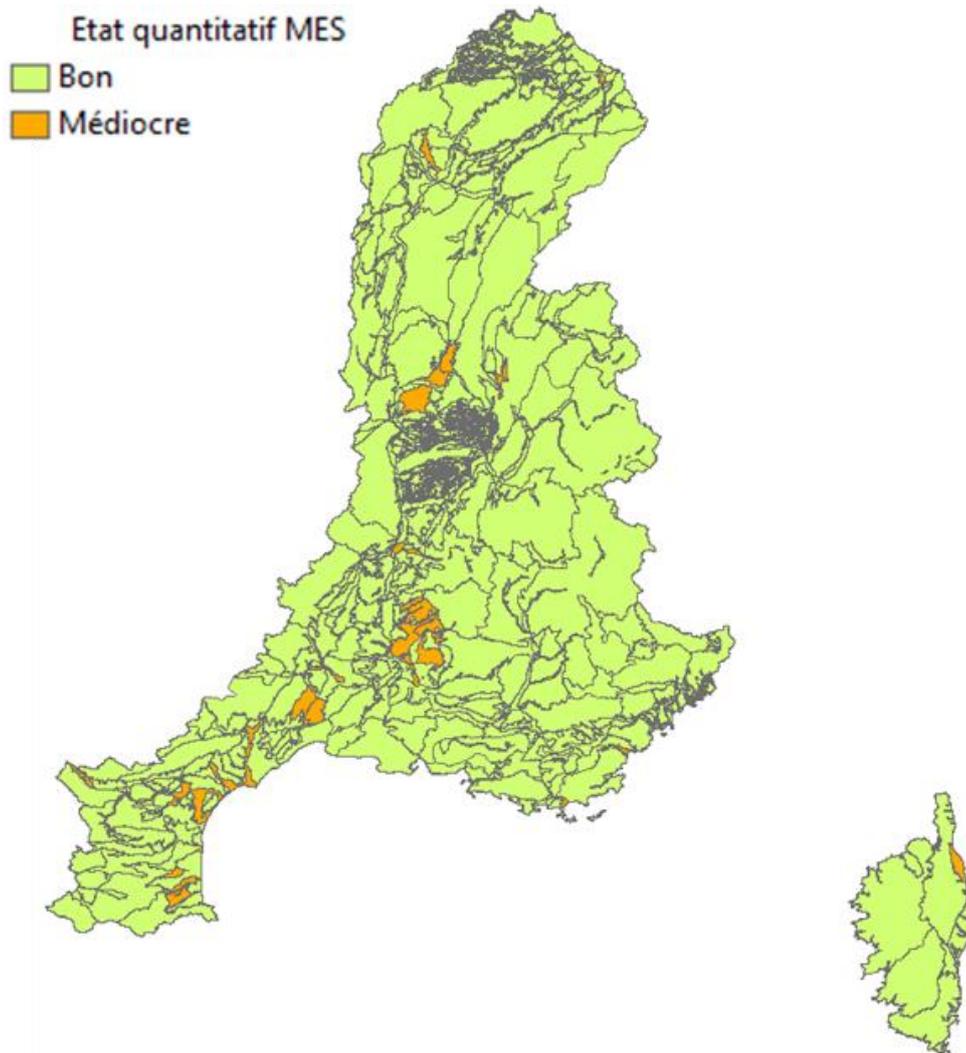


Illustration 159 : Carte de l'état quantitatif des Masses d'Eau Souterraines (version 2013) sur le bassin RM&C (comm. pers. V Rethoré, AE RM&C).

Pour les systèmes essentiellement rechargés par les précipitations (cas des systèmes karstiques ou des formations de socle), la diminution globale de la recharge projetée par les scénarios climatiques risque de se traduire par une diminution de la ressource en eau

disponible pour les différents usages. L'importance des précipitations pour leur recharge rend donc ces aquifères relativement vulnérables. C'est aussi le cas des cours d'eau et milieux superficiels qui leur sont associés et qui bénéficient de leur soutien aux écoulements en période estivale. Dans le cas particulier des systèmes karstiques dits vauclusiens, bénéficiant d'une réserve profonde (comme celui du lez à Montpellier par exemple), cette vulnérabilité peut être limitée par la forte capacité d'infiltration du système permettant de reconstituer rapidement sa réserve, même en cas de faibles précipitations.

Pour les aquifères alluviaux et sédimentaires, l'existence d'alimentations latérales ou les phénomènes de drainance, ainsi que leur caractère parfois captif, pourrait permettre de compenser un peu la diminution de la recharge projetée, rendant ainsi ce type d'aquifères potentiellement moins vulnérables au changement climatique. Il faut cependant prendre aussi en compte le fait que ces systèmes sont généralement les plus exploités (du fait de leur porosité efficace globalement plus élevée et du caractère moins aléatoire de l'implantation de forages). Il s'ensuit qu'une diminution de leur recharge, même minime, peut leur être très dommageable et représenter aussi une perturbation importante pour les écosystèmes aquatiques superficiels qui leur sont associés. D'un autre côté, l'existence d'alimentations latérales ou de phénomènes de drainance pour ce type d'aquifère, notamment sous l'effet des pompages, pourrait compenser une baisse de la recharge, dont l'impact serait alors déplacé aux aquifères voisins drainés par les pompages. La vulnérabilité des aquifères alluviaux et sédimentaires au changement climatique sera probablement insuffisamment décrite si l'on considère uniquement la recharge apportée par les précipitations et doit donc être étudiée plus en détail.

7. Conclusion

Ce rapport présente le résultat final des travaux entrepris dans le programme de recherche « Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique », sur la période 2014-2016.

S'appuyant sur un état de l'art des méthodes existantes (Caballero et al., 2015), l'outil ESPERE (Lanini et al. 2015) de mise en œuvre simultanée de plusieurs méthodes de calcul de la recharge a été construit et appliqué à neuf cas d'étude. Les exercices d'évaluation de la recharge pour des types d'aquifères situés dans des environnements différents (5 systèmes karstiques, 2 systèmes d'alluvions anciennes, 1 dans les formations de socle et 1 dans les formations molassiques) sont présentés dans ce rapport.

L'approche adoptée sur les cas d'étude, qui s'appuie sur la mobilisation de plusieurs méthodes valorisant des sources de données différentes au travers de l'outil ESPERE, présente un intérêt certain en termes d'évaluation de la recharge et des incertitudes associées à son calcul, mais aussi comme un moyen de conduire un diagnostic efficace du comportement d'un bassin versant. Les principales étapes de la démarche devant être appliquée pour optimiser la mise en œuvre de l'approche multi-méthodes proposée par ESPERE sont décrites et commentées. La démarche proposée mérite d'être poursuivie et enrichie par une expertise rigoureuse de ses performances, par exemple en la soumettant à la comparaison avec un modèle théorique (modèle parfait) qui permette de connaître avec précision tous les flux entrants et sortants d'un aquifère. Les méthodes compilées dans l'outil ESPERE pourraient aussi être utilement complétées par d'autres méthodes, comme par exemple les méthodes d'analyse de la récession des chroniques de débits proposées par Seguin (2016).

Parmi les méthodes identifiées dans ESPERE, les méthodes de bilan mobilisent des données climatiques. Pour cette raison, une de ces méthodes (Thornthwaite) a été implémentée pour permettre la spatialisation du calcul de la recharge, pour toutes les entités BDLISA affleurant sur le bassin RMC. Une carte de la recharge apportée par les précipitations a ainsi pu être construite pour la période présente, en intégrant quelques-unes des sources d'incertitude associées à son calcul, comme par exemple celle du choix du ratio d'infiltration de la pluie efficace utilisé. Là encore, la démarche doit être améliorée pour permettre une caractérisation de la recharge qui aille au-delà de la seule prise en compte des précipitations, par exemple en travaillant de manière systématique et spatialisée sur les chroniques de débit disponibles sur l'ensemble du bassin RM&C.

La spatialisation de la recharge à l'aide d'une méthode simple de bilan a permis d'explorer les impacts du changement climatique sur l'évolution future de la recharge, à l'échelle du bassin RM&C. Ce travail a été réalisé en utilisant les projections climatiques réalisées par le CERFACS dans le cadre de l'exercice SCRATCH 2010 (Page et Terray, 2010). La recharge future serait ainsi globalement affectée par une baisse comprise entre -5% et -25%, essentiellement sur les régions Rhône-Alpes et Franche-Comté, avec des secteurs plus sévèrement affectés comme l'ouest de la région Languedoc-Roussillon et la Corse, pour lesquels cette diminution pourrait même atteindre 50% très localement (dans le Lauragais et la partie côtière du département de l'Aude et les régions du Nebbio, de la Balagne et de la pointe sud de la Corse notamment). Sur une bande s'étendant entre les départements du Gard, de l'Ardèche et des Alpes Maritimes, la recharge pourrait se maintenir dans une situation globalement stable par rapport à la situation présente.

Ces résultats doivent être manipulés avec précaution dans la mesure où la démarche adoptée pour les obtenir intègre beaucoup de sources d'incertitude (certaines inhérentes aux exercices d'étude d'impact des projections climatiques - comme la difficulté des modèles de climat à simuler la situation présente et d'autres qui sont conséquentes des hypothèses de travail et des approches adoptées pour le calcul de la recharge). Ils présentent cependant l'avantage de fournir une première vision de l'évolution de la recharge future des aquifères et de leur vulnérabilité vis-à-vis du changement climatique (probablement plus importante pour les aquifères dont la recharge dépend essentiellement des précipitations que pour ceux qui sont en relation hydraulique avec des aquifères voisins). La connaissance de ce type d'information revêt une grande importance pour les gestionnaires de la ressource en eau du territoire, car elle pourrait leur permettre d'anticiper d'éventuelles situations de déficit futur.

Pour rendre globalement plus opérationnelles les approches ESPERE et calcul de la recharge spatialisée, ce travail mérite d'être approfondi, en particulier pour :

- améliorer la prise en compte des conditions météorologiques en zone de montage (utilisation de la base de données SPAZM d'EDF par exemple) ;
- disposer d'une quantification de la recharge à une échelle spatiale plus fine (permettant de caractériser les petits aquifères alluviaux notamment et utiliser les données disponibles sur les types de sol au 1/250 000, là où elles sont disponibles) ;
- rendre plus robuste la caractérisation de certains paramètres rentrant en ligne de compte dans les calculs (comme le stock maximal d'eau dans le sol et le coefficient d'infiltration). Pour ce dernier, la construction d'une (ou plusieurs) règle(s) de conversion entre les valeurs de l'IDPR et celles du rapport du BFI au module d'écoulement doit être poursuivie et améliorée pour être plus robuste. L'utilisation d'une version future de l'IDPR élaborée au 1/25 000 et un travail systématique de calcul du débit de base sur toutes les chroniques disponibles sur le bassin RM&C permettrait probablement d'avancer sur cette question. Un travail spécifique sur l'évolution temporelle du coefficient d'infiltration et en particulier sur sa valeur future est aussi nécessaire pour rendre son utilisation plus réaliste. Concernant la porosité efficace et pour réduire la sensibilité de la méthode WTF à ce paramètre, la possibilité de déterminer ce paramètre directement à partir des fluctuations piézométriques et de la connaissance des prélèvements selon la méthode proposée par Maréchal et al., (2006) mérite d'être testée ;
- intégrer dans les calculs l'occupation du sol (pour prendre en compte l'effet imperméabilisant des zones urbaines ou infiltrant des zones de forêt par exemple) et la modulation de l'évapotranspiration en fonction de la végétation (à l'aide des coefficients culturels) ;
- compléter la caractérisation spatialisée de la recharge par les précipitations par une prise en compte des autres sources contributives à la recharge que sont les apports latéraux ou les effets de drainance ;
- prendre en compte de la manière la plus robuste possible les incertitudes associées aux projections climatiques (en utilisant des projections plus récentes intégrant plusieurs scénarios d'émission de gaz à effet de serre et plusieurs méthodes de changement d'échelle et en caractérisant de manière plus détaillée les situations extrêmes) ;
- calculer les fluctuations piézométriques au pas de temps mensuel pour les utiliser en tant qu'outil de diagnostic de la dynamique saisonnière (à l'instar des filtres de débit) et tester l'intérêt d'intégrer à l'analyse l'influence des prélèvements. Ceci permettrait d'enrichir les études d'impact du changement climatique sur la recharge par la prise en compte de l'évolution future des prélèvements connus sur le bassin.

- Intégrer dans ESPERE d'autres méthodes comme la méthode Cumulative Rainfall Departure (Xu and van Tonder (2001), utilisée en contexte aride, ou encore des méthodes implémentées sur des systèmes d'information géographique (bien que généralement dédiées aux aquifères karstiques) ou encore les méthodes d'interprétation des récessions des hydrogrammes comme PART et RORA utilisées dans le travail de Seguin (2016) ;
- Pour terminer, l'utilisation des sources de données satellitaires peut aussi être explorée dans la mesure où elles peuvent être utilisées pour renseigner sur l'évapotranspiration réelle, mais aussi l'humidité des sols.

8. Bibliographie

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. United Nations Food and Agriculture Organization, Irrigation and Drainage Paper 56.
- Rome, Italy, 300 pp. Artelia (2012), Etudes d'estimation des volumes prélevables globaux, Sous bassin versant de la Galaure, Rapport final, 157 pp.
- Avias J., (1995) - Gestion active de l'exurgence karstique de la source du Lez (Hérault, France) 1957-1994, Hydrogéologie 1, 113-127
- Bayer, F et Poul, X., (1975), Carte hydrogéologique de la Vistrenque, DDAG.
- Berard, P. (1983). Etude des relations entre la source du Lez et son réservoir aquifère - Définition des unités hydrogéologiques. Montpellier, BRGM: 22 p.
- Blavoux B., Mudry J., Puig J.M. (1992). The karst system of the Fontaine de Vaucluse (Southeastern France). Environ. Geol. Water Sci. Vol. 19, No. 3, 215-225.
- Blondel T. (2008) Traçage spatial et temporel des eaux souterraines dans les hydrosystèmes karstiques par les matières organiques dissoutes. Expérimentation et application sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel – Pays d'Apt et Fontaine de Vaucluse. Thèse Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 192 p.
- Boé, J., L. Terray, F. Habets, and E. Martin (2007), Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies, Int. J. Clim., 27(12), 643– 1655, doi: 10.1002/joc.1602.
- BRLi (2011a), Etude des volumes prélevables et Identification des ressources stratégiques sur la nappe de Dijon sud - Phase 1 : Caractérisation des aquifères et recueil de données (Nappe Dijon Sud), Rapport définitif, Décembre 2011. 67 p.
- BRLi (2011b), Etude des volumes prélevables et Identification des ressources stratégiques sur la nappe de Dijon sud - Phase 3 : Impact des prélèvements et quantification des ressources existantes (Nappe Dijon Sud), Rapport définitif, Décembre 2011. 73 p.
- BRLi (2011c), Etude des volumes prélevables et Identification des ressources stratégiques sur la nappe de Dijon sud - Phase 3bis : Identification et caractérisation des secteurs stratégiques de la nappe de Dijon Sud, Rapport définitif, Décembre 2011. 51 p.
- Caballero, Y., Lanini, S., Seguin, J.-J., Charlier, J.-B., Ollivier, C. (2015) – Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône Méditerranée Corse. Rapport de fin de 1ère année. BRGM/RP-64779-FR, 159 p., 102 ill., 3 CD.
- Carrière S.D (2014) Etude hydrogéologique de la structure et du fonctionnement de la zone non saturée du karst. Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 218 p.
- Castany, G. (1982), Principes et méthodes de l'hydrogéologie, Bordas, Paris, ISBN: 2-04-011221-9

- Cave, T., (2011), Fonctionnement hydrodynamique du bassin tertiaire du Bas-Dauphiné entre la Drôme et la Varèze (Drôme et Isère, Sud-Est de la France). Etude géochimique et isotopique. Thèse de Doctorat de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse., 203 pp., tel-00818821, version 1 - 29 Apr 2013.
- 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, Rapport BRGM/RP-63844-FR
- Chauve, P., J. Mudry, P. Rosenthal, G. Tissot and P. Tresse (1986), Rôle des abaissements d'axe dans les circulations karstiques du Jura, Bull Soc Géol Fr, II(2), 329-336,
- Cognard-Plancq A. L., Gevaudan C., Emblanch C. (2006). Historical monthly rainfall-runoff database on Fontaine de Vaucluse karst system : review and lessons. In Karst, cambio climatico y aguas submediterraneas. J.J. Durán, B. Andreo, F. Carrasco (Eds.) : Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 465-475.
- David P. Y., (2012), Elaboration d'un outil de gestion des prélèvements d'eau sur le bassin de l'Avre: Phase 1: Etat de la connaissance et Phase 2: Analyse des données, BRGM/RP-60458-FR, pp. 1-204 (<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-60458-FR.pdf>).
- De La Vaissière, R. (2006), Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné Apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France). Thèse de Doctorat de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse., 279 pp.
- Dewandel B., Lachassagne P., R.Wyns, Maréchal J.C. and N.S. Krishnamurthy. (2006). A generalized hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. Journal of Hydrology, 330, 260-284, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.026.
- De Vries, J. J. and I. Simmers (2002), Groundwater recharge: an overview of processes and challenges, Hydrogeol.J., 10(1), 5-17, doi:10.1007/s10040-001-0171-7
- DIREN, (1995) - Étude du système hydrologique Doubs-Loue (pertes du Doubs – sources de la Loue). Rapport, 63p.
- Emblanch C., Zuppi G. M., Mudry J., Blavoux B., Batiot C. (2003). Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). Journal of Hydrology, 279 (1-4), 262-274.
- Fleury, P., V. Plagnes and M. Bakalowicz (2007), Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France), J. of Hydr., 345(1–2), 38-49, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.07.014>
- Frissant N., Lacquement F., Caballero Y., Vittecoq B. (2010) Cartographie de la ressource potentielle en eau souterraine dans le socle granitique de la Corse. BRGM/RP-58258-FR.
- Géologues, L. Cadilhac, V. Rethoré (2013a), Etat des lieux ressource – usages : la vision du bassin Rhône – Méditerranée. Géologues, 183, 51-59.
- Géologues, S. Orsonneau (2013b), Etat des lieux 2013 du bassin de Corse : une vision générale. Géologues, 183, 59-63.

- GIEC, (2013) : Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Gottardi, F., Charles Obled, Joël Gailhard, Emmanuel Paquet (2012), Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains, *Journal of Hydrology* 432–433, 154–167
- INRA, DoneSol version 3.4.3, US 1106 InfoSol, Orléans, Version du 1^{er} mai 2014. <https://dw3.gissol.fr/>
- Ladouche, B., J. Marechal and N. Dorfliger (2014), Semi-distributed lumped model of a karst system under active management, *J. of Hydr.*, 509, 215-230, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.017
- Lanini S., Caballero Y. (2015) – Manuel utilisateur ESPERE version 1.5. Rapport BRGM/RP-65164-FR, 31 p., 14 fig.
- Lismonde, B., L. Morel and P. Bertochio (2008), Hydrologie du Dévoluy: La Souloise, les Gillardes et le puits des Bans, *Karstologia*, 51, 33-44,
- Mardhel, V., P. Frantar, J. Uhan and A. Miso (2004), Index of development and persistence of the river networks as a component of regional groundwater vulnerability assessment in Slovenia. International conference on groundwater vulnerability assessment and mapping., Ustron, Poland, 15–18 June 2004,
- Maréchal, JC., Ladouche, B., Batiot-Guilhe, C., Borrell-Estupina, V., Caballero, Y., Cernesson, F., Dörfliger, N., Fleury, P., Jay-Allemand, M., Jourde, H., Leonardi, V., Malaterre, PO., Seidel, JL., Vion PY. (2014) Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez –synthèse des résultats et recommandations – Rapport BRGM/RP-61051-FR.
- Maréchal, J., B. Ladouche, N. Dörfliger and P. Lachassagne (2008), Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system, *Water Resour.Res.*, 44(5), W05401, doi:10.1029/2007WR006288
- Maréchal, J. C., B. Dewandel, S. Ahmed, L. Galeazzi and F. K. Zaidi (2006), Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture, *J. of Hydr.*, 329(1–2), 281-293, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.022
- Masson, V., P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, P. Brousseau, E. Brun, J. -. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire, S. Donier, K. Essaouini, A. -. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon, E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeaupin Brossier, A. Lemonsu, J. -. Mahfouf, P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy, P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet and A. Voldoire (2013), The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes , *Geosci. Model Dev.*, 6(4), 929-960, doi:10.5194/gmd-6-929-2013
- Pagé, C., L. Terray et J. Boé, (2009), Dsclim: A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology. Technical Report TR/CMGC/09/21, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS No1875, Toulouse, France

- Pagé, C. et L. Terray, (2010), Nouvelles projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21^{ème} siècle : les scénarii SCRATCH2010. Technical Report TR/CMGC/10/58, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS No1875CS, Toulouse, France.
- Pinault J. L., (2001), Manuel utilisateur de TEMPO. Logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie., n°BRGM/RP-51459-FR, pp. 1-236 (www.brgm.fr).
- Pinzelli, S., (2006), Modélisation de la nappe de la Vistrenque, Diplôme de postgrade en hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 68 p.
- Posavec, K., J. Parlov and Z. Naki, (2010), Fully Automated Objective-Based Method for Master Recession Curve Separation, *Ground Water*, 48(4), 598-603, doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00669.x
- Puig J.M. (1987) Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Thèse Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse. Document du BRGM n°180 (1990).
- Quintana Seguí, P., E. Martin, F. Habets and J. Noilhan (2009), Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France , *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, 13(2).
- Scanlon, B. R., K. E. Keese, A. L. Flint, L. E. Flint, C. B. Gaye, W. M. Edmunds and I. Simmers (2006), Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions, *Hydrol.Process.*, 20(15), 3335-3370, doi:10.1002/hyp.6335
- SDAGE, (2009), Schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux 2010-2015, Bassin Rhône-Méditerranée, <http://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/gestion/dce/sdage2009.php>
- Seguin J.J. (2016), Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes. Complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines. BRGM/RP-65635-FR, 219 p., 106 ill., 49 tabl., 6 ann.
- Terray, L. and Boé, J., (2013), Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties, *CR Geosci.*, 345, 136–149, doi:10.1016/j.crte.2013.02.003, 2013
- Tissot G. and P. Tresse (1978), Etude du système karstique du Lison et du Verneau, Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, pp. 1-134
- Vidal, J. P., E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon and J. M. Soubeyroux (2010), A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *Int.J.Climatol.*, 30(11), 1627-1644., doi:10.1002/joc.2003
- Walton, W.C. (1970), *Ground Water Resource Evaluation*. McGraw-Hill, New York, 664 p.
- Wyns R., Baltassat J-M., Lachassagne P. (2004). "Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.* 175 (1), pp. 21-34.
- Xu, G. and van Tonder, G.J. (2001), Estimation of recharge using a revised CRD method, *Water SA* Vol. 27 No. 3, 341-343, ISSN 0378-4738.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction Eau Environnement et Ecotechnologie
1039 rue de Pinville
34000 – Montpellier – France
Tél. : 04 67 15 79 62