Document public

Développement de méthodes permettant l'identification de la sensibilité des cours d'eau et la variation des emprises des zones humides liées aux prélèvements dans les eaux souterraines sur le bassin Loire-Bretagne

Rapport final

BRGM/RP-69287-FR

Novembre 2019

agence de l'eau Loire-Bretagne
Établissement public de l'État
agence.eau-loire-bretagne.fr

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Document public

Développement de méthodes permettant l'identification de la sensibilité des cours d'eau et la variation des emprises des zones humides liées aux prélèvements dans les eaux souterraines sur le bassin Loire-Bretagne

Rapport final

BRGM/RP-69287-FR
Novembre 2019

Étude réalisée dans le cadre des projets de Recherche du BRGM

S .Pinson, L. Tillier, D. Allier
B. Bourgine, O. Sedan-Miegemolle

Avec la collaboration de M. Laurencelle

Vérificateur :	**Approbateur :**
Nom : A. Brugeron	Nom : L. Gourcy
Fonction : Hydrogéologue	Fonction responsable d'unité DEPA/EVE :
Date : 07/01/2020	Date : 15/01/2020
Signature **:**	Signature **:**

Le système de management de la qualité et de l'environnement est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.
Contact : qualite@brgm.fr

Mots-clés : zone non saturée, géostatistiques, zones humides, prélèvements, eaux souterraines

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

S. Pinson, L. Tillier, D. Allier, B. Bourgine, O. Sedan-Miegemolle (2019) – Développement de méthodes permettant l'identification de la sensibilité des cours d'eau et la variation des emprises des zones humides liées aux prélèvements dans les eaux souterraines sur le bassin Loire-Bretagne. Rapport final. BRGM/RP-69287-FR, 219 p., 125 ill., tabl., 7 ann.

© BRGM, **2019**, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Pour la DCE, la définition du bon état quantitatif s'appuie sur le principe de la gestion équilibrée c'est-à-dire que les prélèvements ne doivent pas dépasser la capacité de renouvellement de la ressource disponible. Ces volumes prélevés ont l'obligation d'être dimensionnés afin de tenir compte de la nécessaire alimentation en eau des écosystèmes aquatiques de surface et des zones humides directement dépendantes de ces ressources.
Le projet de recherche « ZNS Loire-Bretagne » a été monté en partenariat avec l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne pour répondre à cette problématique en développant des méthodes permettant l'identification de la sensibilité des cours d'eau et la variation des emprises des zones humides liées aux prélèvements dans les eaux souterraines sur l'ensemble du bassin.

En partant du postulat que si l'eau est présente, elle est disponible, on peut supposer que les écosystèmes terrestres dépendants des eaux souterraines et les cours d'eau en interaction avec les eaux souterraines sont préférentiellement localisés dans les zones où la Zone Non Saturée (ZNS) est peu épaisse. Les objectifs de ce projet visent donc dans un premier temps à calculer les niveaux minimums et maximums de la ZNS en fonction du contexte hydrogéologique puis dans un second temps il s'agit de déterminer la présence ou non de relations entre les eaux souterraines (ESO) et les eaux de surface (ESU), afin de relier l'évolution des zones humides à des pressions anthropiques.
Enfin le dernier objectif consiste à identifier les cours d'eau sensibles aux prélèvements d'eau souterraine, c'est-à-dire localiser les secteurs où le débit serait devenu insuffisant pour assurer la continuité écologique ou les différents usages.

Après la rédaction d'une bibliographie étoffée et une collecte des données, des ouvrages ont été retenus pour réaliser l'interpolation afin de calculer les épaisseurs minimales et maximales de la ZNS. Ces ouvrages sont issus des bases de données ADES et BSS_EAU (niveaux piézométriques), des isopiézes tracées lors de différentes campagnes piézométriques (points de mesures et contours) et les données de la base de données de la BSS (sources et niveau piézométrique ponctuel à la foration).

Suite à l'analyse des cartes de densité des points d'eau, des données ont été produites spécifiquement pour cette étude pour densifier le réseau de points afin d'améliorer la qualité du niveau d'interpolation. Il s'agit d'utiliser les têtes de bassin du réseau hydrographique et les points issus du linéaire du réseau hydrographique.

La variabilité des données disponibles pour cette étude, que ce soit en terme d'informations ou de robustesse, nous a conduit à la création de deux lexiques (socle et sédimentaire) permettant de hiérarchiser les mesures des niveaux piézométriques et de créer ainsi un indice de fiabilité. La construction du lexique a été établi en fonction de deux paramètres : l'origine des données (fiabilité et robustesse) et les informations disponibles associées à chaque niveau piézométrique. Ces deux lexiques ont permis d'appliquer lors de la phase d'interpolation un système d'itération qui s'appuie sur la démarche suivante :

- Une première modélisation avec les données les plus fiables, puis une étude des variogrammes ;
- Ensuite on ajoute des forages et on regarde l'écart sur les altitudes de ces forages avec l'écart-type de la première modélisation. On regarde ensuite les forages dont l'écart-type dépasse deux écarts-types pour les écarter si besoin. On peut ensuite ajouter les forages triés et recaler et ainsi de suite jusqu'à n-itérations.

Les recherches bibliographiques ont mis en évidence l'efficacité connue des méthodes d'interpolation géostatistiques par rapport aux méthodes déterministes. De nombreuses interpolations ont été effectuées d'abord sur des zones tests, puis sur les trois grands domaines du bassin (sédimentaire, socle ouest et socle est) montrant un problème récurrent : celui du chevauchement de la surface interpolée des basses eaux sur celle des hautes eaux dans certains secteurs.

La multiplicité des tests a permis de proposer la meilleure adéquation entre les contraintes (hétérogénéité des données au niveau de leur nature ou de leur distribution spatiale, différents contextes hydrogéologiques…) et un calage pertinent permettant de produire des résultats le plus cohérent avec les fonctionnements hydrogéologiques connus. Ainsi deux méthodes ont été finalement choisies sur la zone d'étude : il s'agit du co-krigeage (hautes eaux, basses eaux) pour le domaine sédimentaire et un krigeage avec dérive externe (altitude de la rivière) pour les deux domaines de socle.

Le jeu de données utilisé ainsi que les méthodes d'interpolation ont généré plusieurs niveaux d'incertitudes. Pour les caractériser, nous avons défini un indice de confiance, associé à la grille de la ZNS hautes eaux, issu de la combinaison entre l'indice qualifiant l'incertitude des données interpolées et un indice basé sur la différence entre les hautes eaux et les basses eaux.

A partir de ces données interpolées, la seconde étape a consisté à qualifier un lien potentiel entre les eaux souterraines et les eaux de surfaces. Pour cela il s'agit de sélectionner les données et les indicateurs permettant de valider ou invalider ce lien. Dans le cas d'une zone aussi étendue que le bassin de Loire-Bretagne, il est apparu nécessaire de spatialiser tous ces indicateurs grâce à l'élaboration d'unités fonctionnelles (UF) qui ont été créées à partir des bassins versants topographiques et de la BDLISA[1]. Ces UF sont des unités de surface de référence utilisées pour agréger différents indicateurs tels que : l'épaisseur de la ZNS, l'IDPR[2], l'indice d'humidité des sols, la proportion de surface de l'UF recouverte par une zone humide connue et les directions d'écoulement, ...

A l'aide de la méthode de classification dite des « K-Means », les valeurs des différents indicateurs ont été regroupées en quatre classes permettant ainsi de qualifier le lien potentiel entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Ces quatre classes créées, indépendamment pour les domaines sédimentaires, socle ouest et socle, ont permis d'établir une carte des liens potentiels ESO-ESU qualifiés de fort à inexistant. Cette étape s'est accompagnée d'une phase de validation sur des secteurs tests permettant de visualiser les résultats de la carte et les comparer aux éléments de contexte qui permettent de comprendre les fonctionnements hydrologique et hydrogéologique ainsi que l'influence possible des prélèvements.

Enfin le dernier objectif était d'identifier l'impact des prélèvements sur les hydrosystèmes de surface. Une méthodologie en quatre étapes a été arrêtée pour les zones humides et une cartographie de la sensibilité aux prélèvements pour les cours d'eau a été faite sur tout le territoire d'étude.

Pour les zones humides, il s'agissait d'abord de choisir des sites selon différents critères (lien potentiel ESO/ESU, longueur des chroniques piézométriques, prélèvements et images satellites) puis de comparer chroniques piézométriques et évolution des prélèvements mensualisés par usage (période 1996 – 2018) associés à des tests de tendance sur la piézométrie et la pluie efficace.

[1] Base de Données des Limites des Systèmes Aquifères : https://bdlisa.eaufrance.fr/

[2] Indice de Développement et de Persistance des Réseaux

Enfin, les images satellites ont permis de faire des correspondances ou non et de localiser des zones où des changements sont visibles en terme de surface en eau (mise en eau ou asséchement, sur différentes périodes).

Pour les cours d'eau, un indicateur de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements, a été créé à partir de deux paramètres :

- Une zone de sensibilité autour des cours d'eau calculée à l'aide des paramètres hydrodynamiques connus : transmissivité et coefficient d'emmagasinement ;
- et la différence de sens d'écoulement souterrains entre les hautes eaux et les basses eaux.

Le niveau maximum de sensibilité sera présent là où les écoulements entre HE et BE sont différents au droit des zones et où les paramètres hydrodynamiques impliquent un fort soutirage théorique du cours d'eau vers les prélèvements. Quatre classes ont ainsi été définies selon une matrice de classification croisant les zones de sensibilité autour des cours d'eau et les différences du sens d'écoulement entre HE et BE. Les quatre sensibilités (peu sensible, faible, moyenne et forte) établis à partir des deux critères ont permis d'élaborer une carte de la sensibilité des cours d'eaux aux prélèvements sur le bassin Loire-Bretagne.

Les cartes du lien potentiel ESO-ESU et celle de la sensibilité des cours d'eaux aux prélèvements sur le bassin Loire-Bretagne permettent d'avoir une vision globale du territoire. Ce sont aussi deux outils de gestion collective et structurelle des hydrosystèmes notamment pour orienter les politiques de l'eau, faire évoluer les zonages du SDAGE[3], contribuer à la délimitation des ZRE (Zone de Répartition des Eaux), ou encore aider en cas de gestion de crise (sécheresse), ….

Compte tenu des informations utilisées et de leurs échelles de validité, les cartographies réalisées dans cette étude doivent être considérée comme indicatives. Elle ne doit pas être utilisée à une échelle inférieure à l'unité fonctionnelle et se substituer à des études plus locales.

[3] Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eau

Sommaire

1. Introduction 14

1.1. CONTEXTE DE L'ETUDE 14

1.2. LE CONCEPT DE ZONE NON SATUREE 15

1.3. LES OBJECTIFS 16

2. Bibliographie 19

2.1. METHODES D'INTERPOLATION 19
2.1.1. Les méthodes 19
2.1.2. Interpolation des surfaces piézométriques ou de l'épaisseur de la zone non saturée 20
2.1.3. Indicateurs standardisés 20

2.2. LA TELEDETECTION ET LES EAUX SOUTERRAINES 22
2.2.1. Bibliographie 22
2.2.2. Méthode GRACE 26

2.3. LES HYDROSYSTEMES DE SURFACE EN INTERACTION AVEC LES EAUX SOUTERRAINES 28

3. Collecte et traitements des données 33

3.1. RECUEIL DES DONNEES 33
3.1.1. Les référentiels 33
3.1.2. Les indicateurs géomorphologiques 35
3.1.3. Les ouvrages 37
3.1.4. Liste des données retenues pour les calculs d'interpolation de la ZNS en basses et hautes eaux 38

3.2. TRAITEMENTS DES DONNEES EXISTANTES 39
3.2.1. Données piézométriques ADES/ BSS_EAU 39
3.2.2. Isopièzes : lignes et mesures 42
3.2.3. Sources 43
3.2.4. Données de la BSS 44
3.2.5. Données BSS et IPS 45

3.3. DONNEES PRODUITES 49
3.3.1. Têtes de bassin du réseau hydrographique 49
3.3.2. Points issus du linéaire du réseau hydrographique - domaine de socle 50

3.4. LEXIQUE DES DONNEES EN FONCTION DU CONTEXTE GEOLOGIQUE 51

4. Interpolation des données 55

4.1. METHODES D'INTERPOLATION ET OUTILS 55
4.1.1. Les méthodes d'interpolation 55
4.1.2. Les outils 56
4.1.3. Les étapes de l'interpolation 56

4.2. INTERPOLATIONS SUR LA ZONE D'ETUDE 62
4.2.1. Les zones tests 64
4.2.2. Interpolation en domaine sédimentaire 67
4.2.3. Interpolation en domaine de socle 74
4.2.4. Résultats et discussions 82

4.3. CALCUL L'EPAISSEUR DE LA ZNS ET INDICE DE CONFIANCE 85
4.3.1. Calcul de l'épaisseur de la ZNS 85
4.3.2. Définition de l'indice de confiance 87

5. Lien potentiel entre les eaux souterraines et les eaux de surface 90

5.1. METHODOLOGIE 90

5.2. COMPARAISON AVEC L'ANALYSE DES INDICATEURS GEOMORPHOLOGIQUES, PEDOLOGIQUES ET HYDROLOGIQUES 91

5.3. CARTOGRAPHIE DES ZONES OU LES HYDROSYSTEMES DE SURFACE ONT UN LIEN POTENTIEL AVEC LES ESO SUR LE BASSIN DE LOIRE-BRETAGNE 99

6. Impact des prélèvements 103

6.1. IMPACT DES PRELEVEMENTS SUR LES HYDROSYSTEMES DE SURFACE EN LIEN AVEC LES ESO (ZONES POTENTIELLEMENT HUMIDES) 103
6.1.1. Indicateur de pression des prélèvements 104
6.1.2. Sites étudiés et exemple du lac de Grand Lieu 105

6.2. UNE APPROCHE MULTICRITERE POUR QUALIFIER LES ZONES DE SENSIBILITE AUX PRELEVEMENTS AUTOUR DES COURS D'EAU 112
6.2.1. Implication des paramètres hydrodynamiques 112
6.2.2. Différence entre le sens d'écoulements des HE et des BE 117
6.2.3. La carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements 118

6.3. EXEMPLES A L'ECHELLE DES BASSINS VERSANTS 119
6.3.1. Le Néal à Médréac (Bretagne) 120
6.3.2. Le Meu à Montfort-sur-Meu (Bretagne) 122
6.3.3. L'Allier à Moulins (Massif Central) 124
6.3.4. La Sauldre à Salbris (Centre) 127
6.3.5. Le Miosson à Smarves (Poitou-Charente) 129
6.3.6. Limites de l'analyse statistique et cartographique à petite échelle 130

7. Conclusion 132

8. Bibliographie 134

Liste des illustrations

Illustration 1 – Schéma conceptuel des diférents compartiments de la surface vers la ou les nappes (S..... 16

illustration 2 – Schémas illustrant deux exemples de méthodes déterministes (à gauche, pondération par l'inverse de la distance, à droite interpolation par spline de lissage, source : ARCGIS, ©ESRI) 19

illustration 3 –Exemple de construction du SPI à la station d'Orange pour le mois de mars (Seguin, 2015) 20

illustration 4 –Exemple Valeurs de l'indice SPI (Extrait de WMO, 2012) 21

illustration 5 – Classes de l'IPS (Seguin, 2015) 21

Illustration 6 – Eaux souterraines : Méthodes, avantage, inconvénients, exemples..... 23

Illustration 7 – Extrait des images du Deltares Aqua Monitor – secteur Angers (Maine et Loire-France) pour la période 1985 – 2015 25

Illustration 8 – Extrait Carte des valeurs efficaces des changements dans le stockage d'eau total en équivalent d'épaisseur d'eau (mm) par rapport aux valeurs moyennes annuelles sur le terrain dérivées de GRACE pour la période de 12 mois en 2007. 27

Illustration 9 – Catégories d'outils pouvant être utilisés pour caractériser les relations entre cours d'eau et eau souterraine (modifié de Vernoux et al. 2010) 28

Illustration 10 – Liste des principales données collectées pour le projet 33

*Illustration 11 – Liste des attributs des tronçons hydrographiques de la BD TOPO – source IGN*34

*Illustration 12 – Entités hydrogéologiques et perméabilité – référentiel BD Lisa –niveau 3 ordre 1*35

Illustration 13 – Concept de l'IDPR 36

Illustration 14 – carte de l'IDPR sur le bassin Loire-Bretagne..... 36

Illustration 15 -Ouvrages issus des bases de données ADES et BSS_EAU 37

Illustration 16 –Ouvrages (eaux souterraines) issus de la banque du sous-sol (BSS)..... 38

Illustration 17 – Exemple en champagne Berrichonne de sélection d'ouvrages en fonction de la perméabilité de l'entité hydrogéologique et appartenance à un ou des référentiels 40

Illustration 18 – Cyclicité des points ADES dans le bassin Loire-Bretagne 41

Illustration 19 – Tableau de référence du nivellement utilisé dans la BSS (source : Dictionnaire de données BSS, 2007..... 42

Illustration 20 – Points isopièzes hautes Eaux..... 43

Illustration 21 – Carte de localisation des sources dans le bassin Loire-Bretagne..... 44

Illustration 22 – Carte de localisation des points BSS sur le bassin Loire-Bretagne 45

Illustration 23 – Tableau de correspondance entre les valeurs de l'IPS et la qualification en basses eaux / hautes eaux et les périodes de retour. 46

Illustration 24 – Tableau IPS mensuel pour un piézomètre (03263X0004/FAEP, Fains la Folie) captant la nappe des calcaires de Beauce (nappe à cycles pluriannuels)...... 46

Illustration 25 – Ouvrages (ADES, BSS EAU, BSS et BSS avec IPS) présents en Champagne Berrichonne..... 47

Illustration 26 - Résultat de la qualification avec l'IPS 1 mois des 7 points de la BSS concernés sur la champagne Berrichonne..... 48

Illustration 27- Distance des points de la BSS aux points ADES sur lesquels un calcul d'IPS est possible 48

Illustration 28 – Zoom sur les têtes de bassin créées et valeur de l'IDPR médian. 49

Illustration 29 – Principe de modélisation de la surface piézométrique en domaine de socle (Wyns et al., 2004) 50

Illustration 30 – Découpage du réseau hydrographique (points) – bassin versant de la Rance (Bretagne) 50

Illustration 31- Lexique utilisé pour les données en domaine sédimentaire 53

Illustration 32 - Lexique utilisé pour les données en domaine de socle 54

Illustration 33 - Principe de la modélisation d'une carte piézométrique sous GDM. 56

Illustration 34 - Exemple d'une partie de la table des points ADES en hautes eaux 57

Illustration 35 - Schéma du fonctionnement du voisinage glissant par octant. Ici on cherche 2 points par octant maximum, 12 points retenus. 59

Illustration 36 – Exemple de Variogramme 60

Illustration 37 – Exemple de validation croisée 61

Illustration 38 – Exemple d'histogramme de l'erreur réduite en fonction du nombre de données, calculé sur la variable Z_eau par validation croisée 61

Illustration 39 – Synthèse de toutes les méthodes d'interpolation testées au cours de cette étude 63

Illustration 40 – Localisation des zones tests 64

Illustration 41 – Localisation des jeux de données basses et hautes eaux sur le bassin versant de l'Oudon 65

Illustration 42 – Grille finale interpolée avec les données Champagne Berrichonne en HE 65

Illustration 43 – Vue en 3D des surfaces interpolées en BE (gris) et HE (bleu) du bassin de l'Oudon (échelle verticale exagérée pour une meilleure visualisation de la différence entre les surfaces). 66

Illustration 44 –variogrammes de quatre zones sédimentaires normés par la variance des données 67

Illustration 45 – Nature et répartition des points selon le lexique du domaine sédimentaire 68

Illustration 46 – Exemple d'échantillonnage des valeurs piézométriques 68

Illustration 47 – Grille résultante de l'approche (1) pour le domaine sédimentaire 69

Illustration 48 – Exemple de variogramme issu du logiciel Isatis 70

Illustration 49 – Différence entre surfaces HE et BE (en mètres) – Premier co-krigeage 71

Illustration 50 – Exemple 1 d'anomalies sur les chroniques ADES 71

Illustration 51 – Exemple de deux d'anomalies sur les chroniques ADES (rose : hautes eaux et bleu : basses eaux) 72

Illustration 52 – Exemple de point ADES qui génère un BSS_IPS faux (rose : hautes eaux et bleu : basses eaux) 72

Illustration 53 – Comparaison des différences (en mètres) entre hautes et basses eaux avant (à gauche) et après corrections des données (droite) 73

Illustration 54 – Différence entre hautes eaux et basses eaux (en mètres) –Krigeage ordinaire – socle ouest 74

Illustration 55 – Différence entre hautes eaux et basses eaux –co-krigeage (HE, BE) en mètres – 75

Illustration 56 – Tableau des statistiques des deux grilles (HE et BE) pour le Co-Krigeage de la zone du socle ouest 75

Illustration 57 –Principe de modélisation de la surface piézométrique en domaine de socle et Corrélation linéaire entre le niveau piézométrique, le niveau de base des rivières et la topographie (Wyns et al., 2004) 76

Illustration 58 –Corrélation entre surface de base des rivières et cote piézométrique 76

Illustration 59 –Variogramme de la différence entre Z piézo et Z niveau de base des rivières calculée sur les points BSS, ADES, BSS EAU 77

Illustration 60 –Exemple de résultats avec la méthode « Wyns » surface ZHE (+ points rivières HE) en bleu calculé avec la méthode R. Wyns et surface ZBE (+ points rivières BE) Krigeage Ordinaire en rouge 77

Illustration 61 –Définition synthétique du krigeage avec dérive externe – source B .Bourgine .. 78

Illustration 62 –variogramme expérimental du krigeage avec dérive externe (une composante) pour le socle Ouest 78

Illustration 63 – Grilles résutats HE et BE pour le krigeage avec dérive externe (une composante) et diiférence entre les deux grilles (en mètres) – socle Ouest..... 79

Illustration 64 – Grilles résutats HE et BE pour le krigeage avec dérive externe (une composante) et différence entre les deux grilles (en mètres) – socle Est..... 80

Illustration 65 –variogramme expérimental du krigeage avec dérive externe (deux composantes) pour le socle est..... 81

Illustration 66 –Tableau comparatif des variances des résidus calculées avec une et deux composantes de dérive externe..... 81

Illustration 67 – Interpolation avec une et deux dérives externes - différence entre les deux grilles HE et BE (en mètres) – socle est 82

Illustration 68 –Méthodes choisies pour l'interpolation finale des basses et des hautes eaux sur l'emble de la zone d'étude 83

Illustration 69 –Grille finale d'interpolation au pas de 250 m - Altitude des nappes en basses eaux 84

Illustration 70 –Grille finale d'interpolation au pas de 250 m - Altitude des nappes en hautes eaux 84

Illustration 71 –Grille finale de l'épaisseur de la zone non saturée sur le bassin Loire-Bretagne en période de hautes eaux au pas de 250 m 85

Illustration 72 – Comparaison de la ZNS interpolée Loire Bretagne (droite) avec l'hydromorphie des sols (centre) et la ZNS Rennes métropole (gauche) 86

Illustration 73 –Grille finale de l'épaisseur de la zone non saturée sur le bassin Loire-Bretagne en période de basses eaux au pas de 250 m..... 86

Illustration 74 –Exemple de résultat du calcul de l'écart type normalisé pour la partie sédimentaire en hautes eaux 87

Illustration 75 –Grille de l'indice de confiance des données interpolées en hautes eaux..... 88

Illustration 76 –Grille de l'indice de confiance de la différence entre ZHE et ZBE..... 88

Illustration 77 –Tableau combinant l'indice de confiance des données interpolées avec celui de la différence entre les hautes et les basses eaux 89

Illustration 78 –Grille représentant l'indice de confiance de l'épaisseur de la ZNS en hautes eaux 89

Illustration 79 –Extraction des zones où la ZNS est inférieure ou égale à 2 m..... 90

Illustration 80 –Définition du lien ESO /ESU - Schéma de la première approche..... 91

Illustration 81 –Zoom sur la carte des directions d'écoulements ESO/ESU identiques et de la profondeur de la ZNS inférieure à 2 m 92

Illustration 82- Graphique 3D de répartition des données dans la méthode K-Means. 94

Illustration 83 - Schéma des étapes du calcul des barycentres des classes 95

Illustration 84- Tableaux synthétiques des trois domaines présentant le détail de chaque classe. 97

Illustration 85- Cartographie finale du lien potentiel entre les ESO - ESU à l'échelle de l'unité fonctionnelle sur le bassin de Loire-Bretagne. 99

Illustration 86- Cartographie finale du lien potentiel entre les ESO - ESU à l'échelle de l'unité fonctionnelle sur le bassin de Loire-Bretagne et inventaire des milieux humides. 101

Illustration 87 - Pourcentages des surfaces de milieux humides couvertes par les différentes classes de potentiel des unités fonctionnelles 101

Illustration 88- Zoom sur la zone humide du Lac de Grand Lieu et tableau de synthèse des observations. 102

Illustration 89 - Cartographie des prélèvements en fonction de l'usage et du volume prélevé 104

Illustration 90 - Volumes mensuels moyens par année et par usage sur tout le bassin Loire-Bretagne 104

Illustration 91 - Cartographie de la zone humide du lac de Grand Lieu. 105

Illustration 92 - Chronique piézométrique des ouvrages de suivi situés à proximité du lac de Grand Lieu 106

Illustration 93 - chronique du piézomètre 05086X0065/EL33 présentant tout l'historique de suivi 106

Illustration 94 - Historique de la somme des prélèvements mensuels sur le bassin versant de Grand Lieu et ajustement d'une courbe de tendance 107

Illustration 95 - Tests de tendance sur le piézomètre 05086X0065/EL33 107

Illustration 96 - Localisation des piézomètres et des mailles SAFRAN 108

Illustration 97 - Chroniques de Pluie, Pluie efficace et Niveau piézométrique sur la période commune de suivi (1995 - 2018) 109

Illustration 98 - Résultats des tests statistiques sur les pluies efficaces et sur les niveaux piézométriques 109

Illustration 99 - Résultats des tests de tendance sur le piézomètre 05086X0065/EL33 110

Illustration 100 -Evolution des changements d'eau de surface (d'après analyse des images satellites) et superposition du niveau piézométrique et de la pluie efficace (Grand-Lieu), ainsi que des courbes de tendance calculée selon la méthode de Sen 111

Illustration 101 -Cartographie des points de mesures de paramètres hydrodynamiques effectués sur le bassin de Loire-Bretagne. 113

Illustration 102 -Influence des paramètres hydrodynamiques perméabilité et coefficient d'emmagasinement sur les rabattements (source BRGM, http://sigessn.brgm.fr/spip.php?article313). 113

Illustration 103 - Cartographie des rayons d'action depuis la source d'un prélèvement en fonction des paramètres hydrodynamiques associés. 114

Illustration 104 - Cartographie Ecran de paramétrage et de visualisation du programme CONEXMIN (BRGM). 115

Illustration 105 - Cartographie des zones de sensibilité des cours d'eaux aux prélèvements dans les ESO calculées à l'aide des paramètres hydrodynamiques locaux 116

Illustration 106 - Cartographie de la différence de sens entre les écoulements des hautes eaux et des basses eaux sur le bassin de Loire-Bretagne. 117

Illustration 107 - Tableau de classification de la cartographie de sensibilité aux prélèvements 118

Illustration 108 - Cartographie finale de la sensibilité aux prélèvements sur le bassin de Loire-Bretagne 119

Illustration 109 – Liste des bassins versants étudiés 120

Illustration 110 – Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV du Néal à Médréac) 121

Illustration 111 – Carte Chronique des débits du Neal à Médréac (station hydrométrique J0626610) 121

Illustration 112 – Détection d'une tendance significative sur les QMNA du Néal à Médréac ... 122

Illustration 113– Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV du Meu à Montfort-sur-Meu) 123

Illustration 114 – Chronique des débits du Meu à Monfort-sur-Meu (station hydrométrique J7353010) 123

Illustration 115 – Pas de tendance significative sur les QMNA du Meu à Montfort-sur-Meu 124

Illustration 116 – Contexte hydrogéologique du bassin versant de l'allier à Moulins 125

Illustration 117 – Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV de l'Allier à Moulins) 125

Illustration 118 – Chronique des débits de l'Allier à Moulins (station hydrométrique K3450810) 126

Illustration 119 – Pas de tendance significative sur les QMNA de l'Allier à Moulins 126

Illustration 120 – Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV de la Sauldre à Salbris) 127

Illustration 121 – Chronique des débits de la Sauldre à Salbris (station hydrométrique K6402510 et K6402520) 128

Illustration 122 – Pas de tendance significative sur les QMNA de la Sauldre à Salbris 128

Illustration 123 – Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV du Miosson à Smarves) 129

Illustration 124 - Chronique des débits du Miosson à Smarves (station hydrométrique L2334010) 130

Illustration 125 – Tests de tendance sur la chronique de QMNA du Miosson 130

Liste des annexes

Annexe 1 Géostatistique et interpolation par la géostatistique 140

Annexe 2 Les modèles de variogrammes les plus utilisés (Chilès, 1999) 149

Annexe 3 Résultats des différents tests pour l'interpolation 152

Annexe 4 Calcul d'une erreur d'estimation de ZBE ou ZHE normalisée sur la variabilité locale 184

Annexe 5 Lien potentiel entre les ESO et les ESU, au droit des hydrosystèmes de surface connus 189

Annexe 6 Impact des prélèvements 194

Annexe 7 Détail des délivrables 210

1. Introduction

1.1. CONTEXTE DE L'ETUDE

La définition du bon état quantitatif figure à l'article R. 212-12 du code de l'environnement :
« L'état quantitatif d'une eau souterraine est considéré comme bon lorsque les prélèvements ne dépassent pas la capacité de renouvellement de la ressource disponible, compte tenu de la nécessaire alimentation en eau des écosystèmes aquatiques de surface et des zones humides directement dépendantes en application du principe de gestion équilibrée énoncé à l'article L. 211-1. »

En pratique, les objectifs à atteindre pour le bon état quantitatif sont :

- d'assurer un équilibre sur le long terme entre les volumes s'écoulant au profit des autres milieux ou d'autres nappes, les volumes captés et la recharge de chaque nappe,
- d'éviter une altération significative de l'état chimique et/ou écologique des eaux de surface liée à une baisse d'origine anthropique du niveau piézométrique,
- d'éviter une dégradation significative des écosystèmes terrestres dépendants des eaux souterraines en relation avec une baisse du niveau piézométrique,
- d'empêcher toute invasion saline ou autre liée une modification d'origine anthropique des écoulements. » *Extrait GUIDE D'EVALUATION DE L'ETAT QUANTITATIF DES MASSES D'EAU SOUTERRAINE*

Ce projet de recherche a pour objectif d'apporter des éléments de réponse à la question de l'impact potentiel des prélèvements d'eau souterraine sur le fonctionnement des cours d'eau ou des zones humides sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne.

La zone d'étude s'étend sur 155 000 km², soit sur 28 % du territoire national métropolitain, et correspond au bassin de la Loire et de ses affluents. Il concerne 10 régions, 36 départements, plus de 7 300 communes ce qui en fait un vaste territoire administratif.

Le Bassin Loire-Bretagne est parcouru par un réseau hydrographique de 135 000 km, aux caractéristiques hydrologiques très contrastées. Il présente environ 2 600 km de côtes et comporte deux massifs anciens à ses extrémités : le Massif armoricain et le Massif central séparés l'un de l'autre par la partie méridionale du bassin parisien que constitue le Val de Loire. Cette grande hétérogénéité géomorphologique se retrouve également dans ses caractéristiques géologiques.

Du point de vue hydrologique, la zone du bassin de la Loire et de ses affluents, sont alimentés principalement par deux « châteaux d'eau » localisés dans le Massif Central et les collines du Perche pour le bassin de la Maine

La Loire, qui présente une orientation nord-sud depuis sa source jusqu'à Orléans, puis est-ouest jusqu'à son estuaire, est totalement excentrée vers l'Est par rapport à son bassin.

Cinq affluents principaux, qui délimitent donc cinq grand bassins versants, alimentent la Loire. Ce sont de l'amont vers l'aval :

- l'*Allier*, qui se jette dans la Loire près de Nevers
- *le Cher* qui se jette dans la Loire à Tours
- L'*Indre* qui rejoint la Loire en aval de Tours (bassin versant limité: très peu d'affluents)
- *la Vienne* qui se jette dans la Loire en amont de Saumur

- *la Maine*, seul affluent important venant du nord, formé par la confluence de la Sarthe, du Loir et de la Mayenne, qui se jette dans la Loire à Angers.

Les autres affluents de moindre importance sont l'Arroux (Nièvre) et l'Erdre (Loire-Atlantique).

En ce qui concerne la zone bretonne, le réseau est dense en raison de son sous-sol (roches anciennes et fracturation), qui favorise le ruissellement des eaux de surface. Ce réseau se déploie sur près de 30 000 km de cours d'eau. La plupart des bassins versants bretons sont peu étendus. Ils alimentent de modestes fleuves côtiers qui se jettent directement dans l'Atlantique ou dans la Manche. Cinq d'entre eux se distinguent toutefois par leur taille, dont le bassin versant de la Vilaine (10 520 km²), couvrant à lui seul 55 % du territoire régional.

Le bassin Loire-Bretagne, se partage entre deux grands domaines géologiques. Le domaine de socle (Bretagne, Vendée et le Massif central) et le domaine sédimentaire (Bassin parisien et Bassin aquitain). Les domaines sédimentaires se composent de roches carbonatées ou siliceuses alors que le domaine de socle est composé de roches le plus souvent siliceuses, métamorphisées, fracturées et altérées. L'eau souterraine est présente dans les zones altérées de surface et dans les zones plus profondes où peut s'établir, à la faveur d'une fissuration des roches compactes, un réservoir aquifère plus profond.

Sur ce socle, certains bassins ont été remplis par des sédiments calcaires ou gréseux d'âge primaire ou tertiaire. Ces bassins représentent un enjeu intéressant au titre de l'alimentation en eau des populations. De même, certains édifices volcaniques, présents au Sud-est du bassin, renferment des réservoirs intéressants pour les mêmes usages.

1.2. LE CONCEPT DE ZONE NON SATUREE

Le terme eau souterraine s'applique essentiellement à l'eau présente dans la zone saturée du sous-sol. Les eaux de la Zone Non Saturée (ZNS), comprise entre la base du sol et la surface d'une nappe, font aussi partie des eaux souterraines sans toutefois constituer une ressource exploitable. Toutefois cette interface peut être le siège de transformations bio-physico-chimiques de composés minéraux et organiques et joue un rôle majeur. La compréhension des phénomènes chimiques et hydriques qui la caractérisent présente donc un grand intérêt pour la protection des eaux souterraines.

En dessous de la surface du sol, deux zones peuvent être identifiées de haut en bas, la zone non saturée, système à trois phases (solide, liquide, gaz) ou seule une partie des espaces lacunaires est remplie d'eau, le reste étant occupé par l'air du sol et la zone saturée, système à deux phases (solide, liquide) où tous les pores sont remplis d'eau.

La ZNS joue un rôle significatif dans le transfert et le comportement géochimique des polluants potentiels vis-à-vis des eaux souterraines et de l'épaisseur de la zone non saturée dépendra les possibilités d'échanges entre eau souterraines (ESO) et eaux de surface (ESU).

Cependant, les zones, saturée et non saturée, ne sont pas des domaines séparés mais font partie d'un système d'écoulement continu. L'épaisseur de la ZNS est variable dans le temps et dans l'espace : les niveaux des nappes fluctuent, parfois de plusieurs mètres, modifiant ainsi l'épaisseur et les caractéristiques hydrodynamiques de cette ZNS.

Deux épaisseurs de ZNS ont été définis de la manière suivante (illustration 1) :

- L'épaisseur minimum de la ZNS qui représente le niveau maximum de la surface libre
- L'épaisseur maximum de la ZNS qui représente le niveau minimum de la surface libre,

Ces deux concepts distincts d'épaisseur minimum et maximum de la ZNS permettront d'aborder la question des fluctuations de la surface libre dans le temps, en distinguant hautes eaux et basses eaux (sur des zones tests choisies), et dans l'espace (à l'échelle du bassin).

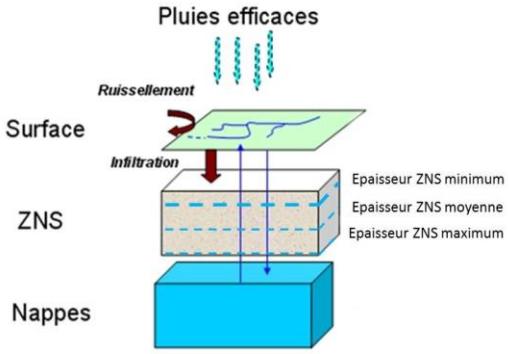


Illustration 1 – Schéma conceptuel des diférents compartiments de la surface vers la ou les nappes (S. Pinson)

Dans ce projet de recherche, l'importance de connaitre avec précision l'épaisseur de la ZNS sera montrée au travers de la problématique particulière des connaissances des relations entre eaux souterraines et eaux de surface.
En partant du postulat que si l'eau est présente, elle est disponible, on peut supposer que les écosystèmes terrestres dépendants des eaux souterraines et les cours d'eau en interaction avec les eaux souterraines sont préférentiellement localisés dans les zones où la ZNS est peu épaisse. Les prélèvements d'eau souterraine en abaissant le niveau de la surface libre, peuvent augmenter l'épaisseur de la zone non saturée et diminuer les échanges entre eaux de surface et eaux souterraine.
Le second volet de ce projet visera donc à étudier l'importance des relations entre ESO et ESU en fonction de l'épaisseur de la zone non saturée en prenant compte les prélèvements effectués sur les écosystèmes aquatiques et terrestres associés aux eaux souterraines.

1.3. LES OBJECTIFS

L'objectif principal de ce projet de recherche est de calculer les niveaux minimums et maximums de la zone non saturée en fonction du contexte hydrogéologique. Une réflexion sera menée pour estimer les incertitudes associées à cette cartographie des différentes épaisseurs de la ZNS.

La cartographie de la ZNS permettra, dans un deuxième temps, de fournir des outils pour répondre aux objectifs de la DCE sur la question de l'influence des prélèvements sur les écosystèmes terrestres et aquatiques associés aux masses d'eau souterraine, à savoir les zones potentiellement humides et les cours d'eau.

- Objectif de relier l'évolution des zones humides à une pression anthropique :
  L'évaluation des bornes de la ZNS (minimum et maximum) à différentes échelles de temps permettra de localiser les zones où les zones humides pourraient être présentes. Là où les zones humides attendues seraient effectivement absentes, la question sera d'expliquer leur disparition par une éventuelle conséquence de pression anthropique (prélèvements d'eau de surface, d'eau souterraine, aménagements du territoire, modification des cours d'eau, etc.) ou d'évolution climatique.

- Objectif d'identifier les cours d'eau sensibles aux prélèvements d'eau souterraine, c'est-à-dire dont le débit serait devenu insuffisant pour assurer sa continuité écologique ou les usages.

  La même démarche sera déployée pour les cours d'eau en identifiant les cours d'eau en interaction potentielle avec les eaux souterraines. Si tel n'était pas le cas, la question sera d'essayer de déterminer la cause de cette contradiction : prélèvements d'eau souterraine, d'eau de surface, aménagements hydrauliques, changement climatique, etc…

La finalité est de proposer si possible en fonction des résultats, une cartographie de la sensibilité des cours d'eau aux prélèvements souterrains. Elle sera principalement basée sur le calcul de la ZNS minimum en référence à la « problématique d'Oued ». L'objectif est d'estimer à quel seuil piézométrique la nappe ne contribue plus aux débits de la rivière et d'identifier les différents gradients hydrauliques.

Ces deux étapes ne seront menées que sur des zones tests en fonction de la disponibilité des données notamment les données satellitaires. Elles seront extrapolées à l'ensemble du bassin Loire-Bretagne qu'en fonction des résultats approches retenus et des données disponibles.

Sur la thématique « pression-impact » des prélèvements d'eau, l'objectif de ce projet est de développer une approche innovante du calcul de la zone non saturée qui permettra :

- D'avoir une réflexion sur l'impact des prélèvements d'eau souterraine sur les hydrosystèmes de surface (zones humides et cours d'eau) en lien avec les eaux souterraines ;
- Et de proposer une carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements.

Le projet ZNS-bassin Loire-Bretagne est un projet de recherche et de développement à l'initiative du BRGM sur une période initiale de deux ans. Un avenant de délai pour une année a été accepté, portant la durée de ce projet a trois ans.
En terme de financement 50% des couts seront portés par les ressources du BRGM (SCSP programme 172) et 50% des couts seront portés par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne.

2. Bibliographie

Une analyse bibliographique a été réalisée sur les méthodes existantes de cartographie et de caractérisation de la zone non saturée. Les méthodes géostatistiques, déterministes ainsi que la télédétection ont été passées en revue avec un travail complémentaire sur la question du lien eau de surface – eau souterraine en lien avec l'épaisseur de la zone non saturée.

2.1. METHODES D'INTERPOLATION

La cartographie de l'épaisseur de la zone non saturée à l'échelle du bassin Loire Bretagne doit être réalisée principalement à partir de données ponctuelles (niveaux d'eau dans les ouvrages). Les données surfaciques disponibles sont des données interprétées et souvent hétérogènes (cartes piézométriques locales, référentiels hydrogéologiques).

Pour disposer d'une information continue en tout point du bassin Loire Bretagne, une interpolation des niveaux d'eau à partir des mesures ponctuelles pourrait être réalisée. Au préalable, une analyse bibliographique a permis d'identifier les méthodes les plus communément utilisées en géosciences et fournissant les meilleurs résultats pour l'interpolation des niveaux d'eau souterraine.

2.1.1. Les méthodes

Deux groupes de méthodes peuvent être distinguées : les méthodes déterministes et les méthodes géostatistiques (Arnaud Michel et Emery Xavier, 2000).

Les méthodes déterministes reposent sur des propriétés purement mathématiques, sans tenir compte du phénomène physique. Les méthodes les plus utilisées en hydrogéologie sont les méthodes d'inverse de la distance, du plus proche voisin, les splines ou fonctions de base radiale, les moindres carrés et les méthodes de triangulation.

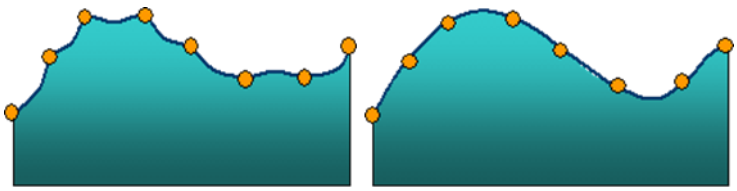


illustration 2 – Schémas illustrant deux exemples de méthodes déterministes (à gauche, pondération par l'inverse de la distance, à droite interpolation par spline de lissage, source : ARCGIS, ©ESRI)

Les méthodes géostatistiques ou stochastiques se basent quant à elles sur une analyse statistique des données et de leurs corrélations spatiales. Autrement dit, on cherche à comprendre comment les données sont structurées dans l'espace. Pour cela, un variogramme (annexe n° 1 pour sa description) est calculé, il permet d'analyser et de quantifier la continuité spatiale d'un phénomène.
Notons que les méthodes géostatistiques permettent en outre de fournir une estimation de l'erreur d'interpolation. De plus elles peuvent être multivariables, contrairement à la plupart des méthodes déterministes.

2.1.2. Interpolation des surfaces piézométriques ou de l'épaisseur de la zone non saturée

De nombreux auteurs comparent les résultats obtenus en utilisant différentes méthodes d'interpolation de la profondeur du niveau de la nappe sur leurs zones d'études (Adhikary 2014, Varouchakis 2013, Sun 2009).

Même si les méthodes déterministes comme l'inverse de la distance ou les splines peuvent donner des résultats convenables, l'utilisation de la géostatistique est de plus en plus répandue en hydrogéologie. De plus, les nouvelles techniques comme le krigeage avec dérive externe ou co-krigeage donnent des estimations plus précises (Ahmadi 2008, Bourgine 2011).

Ces techniques permettent de prendre en compte les corrélations entre la topographie et la surface piézométrique dans le cas des nappes libres (Hoeksema 1989, Chilès 1992, Goovaerts 1997, Chilès 1999, Desbarats 2002). Les différents auteurs cités ci-dessus soulignent les apports de la géostatistique par rapport à des méthodes d'interpolation « traditionnelles ».

Pour le bassin Loire Bretagne, un des objectifs est de construire une carte de l'épaisseur maximale et une carte de l'épaisseur minimale de la zone non saturée. Pour cela nous disposons de données asynchrones et une des problématiques sera de déterminer les données utilisables pour interpoler les maxima et celles utilisables pour les minima.

Noori et al. (2013) utilise l'index des précipitations standardisé (SPI) pour identifier les différentes conditions climatiques passées et les classer en trois catégories : humides, normales et sèches, puis estime, avec les techniques de géostatistiques, les niveaux de la nappe pour ces différentes conditions climatiques.

Par la suite, l'IPS et les indicateurs standardisés qui en découlent sont décrits. Ils pourront être utilisés pour qualifier les niveaux piézométriques disponibles à une date donnée (était-ce une période de hautes eaux ou de basses eaux ?).

2.1.3. Indicateurs standardisés

La plupart des indicateurs standardisés sont dérivés de l'index des précipitations standardisé (Standardized Precipitation Index, SPI), défini par McKee et al. (1993). En France le SPI est calculé par Météo-France et intégré dans les bulletins de situation hydrologique régionaux.
Le calcul du SPI est décrit dans le rapport de Vernoux et Seguin (2013). Cet indicateur est fondé sur la probabilité de précipitation sur un laps de temps donné : une loi de probabilité est ajustée à une distribution de précipitations (en général le cumul mensuel) sur une longue période (>30 ans) ; cette loi de probabilité est ensuite projetée sur une loi normale centrée réduite (Illustration 3).

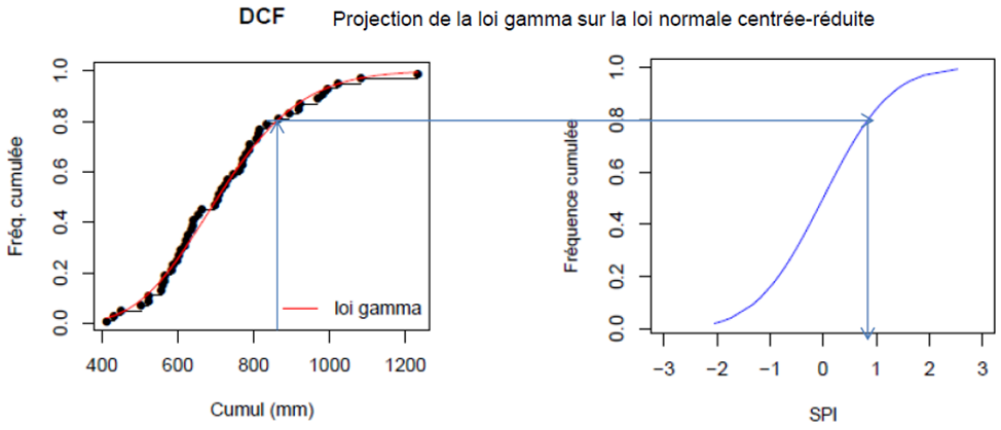


illustration 3 –Exemple de construction du SPI à la station d'Orange pour le mois de mars (Seguin, 2015)

L'indice SPI a été conçu pour quantifier le déficit (ou l'excès) de précipitations à de multiples échelles de temps. Comme il s'agit d'un indice normalisé, il peut être comparé d'une région à une autre. McKee et al. (1993) ont proposé un système de classification pour définir l'intensité d'un épisode en fonction de la valeur de l'indice (Illustration 4).

2,0 et plus	Extrêmement humide
de 1,5 à 1,99	Très humide
de 1,0 à 1,49	Modérément humide
de -0,99 à 0,99	Proche de la normale
de -1,0 à -1,49	Modérément sec
de -1,5 à -1,99	Très sec
-2 et moins	Extrêmement sec

illustration 4 –Exemple Valeurs de l'indice SPI (Extrait de WMO, 2012)

Il est également décliné en utilisant l'évapotranspiration potentielle (SPEI) et la prise en compte explicite de la neige (SMRI).

Pour les niveaux piézométriques, l'indicateur piézométrique standardisé (IPS) a été développé concomitamment en France par Vernoux et Seguin (2013), dans le but de décrire l'état des nappes à une date donnée, et Bloomfield et Marchant (2013), spécifiquement pour décrire les sécheresses hydrogéologiques (Standard Groundwater level Index, SGI). La méthodologie s'inspire directement du SPI, appliquée aux séries piézométriques ; mais la mise en œuvre est légèrement différente. S'agissant de niveaux piézométriques, le cumul glissant sur les périodes de 3 mois, 6 mois, etc. est remplacé par une moyenne glissante.

Dans Vernoux et Seguin, la distribution des données piézométriques est estimée à l'aide d'un estimateur à noyau, qui est ensuite projetée sur une loi normale centrée réduite. L'IPS obtenu est utilisé pour caractériser la situation quantitative de la ressource en eau souterraine. Il est actuellement utilisé pour réaliser le Bulletin de Situation Hydrogéologique (BSH). Il comporte 7 classes, de niveaux très bas à niveaux très hauts (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

Proposition de classification	***Valeurs de l'IPS***
Niveaux très bas	*< -1.28*
Niveaux bas	*entre -1.28 et -0.84*
Niveaux modérément bas	*entre -0.84 et -0.25*
Niveaux autour de la normale	*entre -0.25 et 0.25*
Niveaux modérément hauts	*entre 0.25 et 0.84*
Niveaux hauts	*entre 0.84 et 1.28*
Niveaux très hauts	*>1.28*

illustration 5 – Classes de l'IPS (Seguin, 2015)

Dans Bloomfield et Marchant, la distribution des données piézométriques est directement projetée sur une loi normale centrée réduite (anamorphose directe), sans ajustement préalable d'une loi de probabilité. L'index obtenu (SGI) est utilisé spécifiquement pour caractériser les sécheresses hydrogéologiques, qui correspondent par définition aux valeurs nulles ou négatives du SGI.

2.2. LA TELEDETECTION ET LES EAUX SOUTERRAINES

2.2.1. Bibliographie

La télédétection est utilisée pour la recherche et la caractérisation des eaux souterraines sur différentes thématiques: comme l'estimation de leur profondeur, leur étendue, leur porosité, la zone potentielle associée, la recharge, ou encore l'intrusion d'un biseau salé, ….

Parmi les études sur le sujet, deux rapports ont retenu l'attention, l'un date de 2007**,** Remote Sensing Applications to Groundwater présente les techniques de traitements d'images (radar, images multi-spectrales, …) ainsi que les applications pour les eaux souterraines notamment sur différents sites dans le monde et selon différents contextes hydrogéologiques (Karsts, volcanisme, ...).

Un autre rapport, plus récent, sur l'état de l'art des techniques satellitaires appliquées à l'eau a été publié en février 2019 (BRGM/RP-68673-FR) par le BRGM. Dans ce rapport, les recherches bibliographiques se sont orientées en priorité sur les domaines suivants : les eaux de surface, l'humidité du sol, l'évapotranspiration et les eaux souterraines.

Cette synthèse bibliographique ((illustration 6) s'organise ainsi selon ces principaux domaines du cycle de l'eau puis selon les différentes méthodes identifiées basées sur des techniques de traitement de données satellitaires optiques, radars, thermiques ou gravimétriques.

Chacune de ces techniques élémentaires d'observation possédant ses propres limitations d'exploitation, cette synthèse aborde également les approches synergiques, dans lesquelles deux ou plusieurs ensembles de données satellites présentant des caractéristiques d'imagerie différentes sont exploitées, apportent souvent de réelles avancées méthodologiques.

Pour chaque thématique (eau de surface, humidité du sol, évapotranspiration et eaux souterraines) un tableau synthétique permet de visualiser les avantages et les inconvénients de chaque méthode. Le tableau présenté page suivante illustre cette synthèse pour les eaux souterraines.

	Méthodes/Propriétés observées	Avantages	Désavantages	Exemples d'étude
Optique	Géomorphologie Discontinuités (failles, fractures, dykes, linéaments en général) Sources et structures hydroégologiques de surface (dolines)	Bonne résolution spatiale, plusieurs satellites disponibles, capteurs hyperspectraux prometteurs, basés sur une technologie mature	Nécessite un terrain avec un couvert végétal limité Ne peut pas être appliquer dans des périodes/zones nuageuses	(Sener, Davraz, and Ozcelik 2005; Edet *et al.* 1998; Magesh, Chandrasekar, and Soundranayagam 2012)
Thermique	Méthodes basées sur l'infrarouge thermique Température du sol Contraste de température entre deux types d'eau	Large panel de satellites offrant des résolutions allant de grossières (couverture journalière sur des couvertures régionales à globales) à fines, bonne précision des mesures de température (~0.5 °C)	Nécessité de coupler avec des données in-situ pour avoir une idée des profils thermiques verticaux ; Ne peut pas être appliqué dans des conditions nuageuses et la nuit ; les estimations des T sont sensibles à l'atmosphère de la Terre	(Deitchman and Loheide 2009; Tcherepanov, Zlotnik, and Henebry 2005)
Radar (micro-ondes)	Méthodes nombreuses (empiriques, semi-empiriques, basées physiques) Coefficient de rétrodiffusion Propriétés diélectriques Propriété de pénétration dans les couches superficielles	Résolution spatiale fine, utilisation non limitée par les nuages et / ou les conditions diurnes. Adaptée aux milieux non consolidés (efficace en milieu alluvial)	Précision du taux d'humidité du sol influencée par la rugosité de surface et la quantité de couverture végétale, résolution temporelle grossière	(Jaiswal *et al.* 2003)
Gravimétrie	Masse d'eau souterraine déduite des différences de masse d'eau totale	Données disponible dans tous les milieux	Informations unidimensionnelles pour un aquifère tridimensionnel, résolution grossière incompatible avec la gestion des ressources en eau et incapacité à résoudre les problèmes liés au pompage en eau	(Bhanja *et al.* 2017; Frappart and Ramillien 2018; Rodell, Velicogna, and Famiglietti 2009; Tiwari et al. 2011)

Illustration 6 – Eaux souterraines : Méthodes, avantage, inconvénients, exemples
Tableau extrait du rapport BRGM/RP-68673-FR

Autres références

Lors d'un colloque en 1997, D. EL HADANI présente un sujet sur la télédétection et le système d'information géographique pour la gestion et la recherche de l'eau. La télédétection est utilisée pour l'analyse des linéaments. L'expérience a montré l'intérêt de ce type de donnée pour la recherche des zones fissurées dont on a démontré le potentiel aquifère, particulièrement dans les régions du socle (Scanvic, 1983). Cette étude des linéaments permet de répondre à deux objectifs: l'orientation des campagnes de reconnaissance en définissant des zones potentiellement favorables et la sélection de sites ponctuels pour l'implantation de forages.

Plusieurs études menées dans des contextes différents ont montré l'intérêt et l'importance de l'analyse des linéaments sur les images satellite pour la prospection hydrogéologique. Dutartre et al. (1990a, b), dans une étude réalisée au Burkina Faso, ont pu définir à partir des image SPOT des règles d'interprétation répétitives dans trois domaines complémentaires: La recherche des zones fracturées, la délimitation des zones d'infiltration et l'identification des zones ayant un potentiel agronomique.

Plusieurs études menées dans des contextes différents ont montré l'intérêt et l'importance de l'analyse des linéaments sur les images satellite pour la prospection hydrogéologique. Dutartre et al. (1990a, b), dans une étude réalisée au Burkina Faso, ont pu définir à partir des images SPOT des règles d'interprétation répétitives dans trois domaines complémentaires: la recherche des zones fracturées, la délimitation des zones d'infiltration et l'identification des zones ayant un potentiel agronomique.

Différents articles présentent des traitements d'images satellites (LIDAR, SPOT, …) à différentes échelles et dans différents pays avec des objectifs variés comme la recherche de linéaments dans le socle (débits et productivité), la caractérisation des zones karstiques (R. Kheir, 2001), l'estimation de la vitesse d'infiltration dans les calcaires, l'aide à la modélisation (complément) ou encore la caractérisation de la végétation avec indice NDVI, …

Les données gravimétriques sont utilisées dans diverses études comme la caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie (S. Deville, 2013).

D'autres articles montent l'utilisation couplées de la télédétection et du SIG pour la gestion et la mise en valeur des eaux souterraines (Madan K. Jha et all, 2007) ou encore la vulnérabilité des eaux souterraines avec une approche spatio-temporelle pour la reconstruction historique de la couverture terrestre (Albuquerque, 2013) .

L'apport des données satellites radar (SAR - Altimètre) pour la gestion des stocks d'eau en zone agricole irriguée est présenté dans le mémoire de J. Maubant, où il met en exergue tout ce que l'on peut faire avec ce type de données. Ce mémoire avait un double objectif : Tout d'abord, démontrer la capacité de l'altimétrie spatiale à observer des variations de hauteur sur de petites étendues d'eau en milieu continental (<100 hectares) et dans un second temps proposer une méthode de gestion de ces petites étendues d'eau à partir de données spatiales.

Dans son mémoire, S. Rapinel (2013) montre lui tout l'intérêt de développer une méthode d'évaluation fonctionnelle des zones humides à l'échelle non plus d'une ou de quelques parcelles agricoles, mais à une échelle territoriale, afin de mettre en évidence les secteurs sur lesquels il est nécessaire de mettre en œuvre des actions pour restaurer telle ou telle fonction. A cette échelle, une démarche diagnostique des fonctions des zones humides nécessite la mise en œuvre de protocoles de caractérisation fine des zones humides, en utilisant des outils de télédétection à très haute résolution spatiale.

En ce qui concerne l'application de la télédétection pour déterminer l'épaisseur de la zone non saturée, les images satellites sont le plus souvent utilisées pour caractériser l'humidité du sol. En 2017, un article publié par H. Urqueta et al. montre que la température à la surface du sol mesurée par télédétection dans le désert d'Atacama peut être un indicateur de l'épaisseur de la zone non saturée. Pour d'autres approches il s'agit d'estimer l'infiltration qu'elle soit profonde dans des environnements calcaires non saturés à l'aide de données de lidar (K. Mahmud, 2015) ou encore la recharge des nappes souterraines. Dans cette en étude il a été mis en œuvre un nouveau développement, les capteurs de réflectométrie dans le domaine temporel (FTDR), qui permettaient de surveiller en continu le contenu en eau à des points choisis dans toute la zone vadose (Rimon et al., 2007).

L'épaisseur de la zone non saturée peut être aussi déterminée grâce à un couplage entre des traitements d'images satellites et un SIG permettant l'identification des zones de recharge des eaux souterraines comme dans le système aquifère d'Amaravathi, Tamil Nadu, Inde du Sud (Mohanavelu Senthilkumar et al., 2019).

En 2016, un article est publié concernant le changement des eaux de surface de la Terre au cours des 30 dernières années (G. Donchyts, 2016) où ils présentent un outil « le Deltares Aqua Monitor » qui détecte les changements de la terre et de l'eau dans le monde entier. Le traitement des images satellites sont analysées en terme de gains et de pertes. : la surface de la Terre a gagné 115 000 km2 d'eau et 173 000 km2 de terres au cours des 30 dernières années, y compris 20 135 km2 d'eau et 33 700 km2 de terres dans les zones côtières.

Le Deltares Aqua Monitor de la Terre (http: //aqua-monitor.deltares.nl) est un outil à l'échelle globale qui montre à une résolution de 30 m et pour une période que l'on peut choisir entre 1985 et 2015 où l'eau est convertie en terre et vice versa (illustration 7).

Illustration 7 – Extrait des images du Deltares Aqua Monitor – secteur Angers (Maine et Loire-France) pour la période 1985 – 2015

2.2.2. Méthode GRACE

Principe

GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) est une mission conjointe aux agences spatiales américaine et allemande basée sur deux satellites identiques. Ces deux satellites s'envoient en permanence des trains d'ondes électromagnétiques permettant de déterminer la distance les séparant avec une précision micrométrique. Cette distance de 150 à 300 km (ajustable par manœuvres) varie de quelques dizaines de mètres sous l'influence des irrégularités du champ de pesanteur dans lequel les satellites évoluent.

En mesurant de manière continue ces modifications de distance, les scientifiques reconstituent des cartes détaillées du champ de gravité terrestre jusqu'à une résolution spatiale de 200 km.

Ces cartes mensuelles ou décadaires du « géoïde » mettent en évidence les évolutions temporelles des masses d'eau, de neige ou de glace, voire même les déformations dues aux grands tremblements de Terre.

Applications

Article de J. Huang (2016) - Cartographie des variations de stockage des eaux souterraines avec GRACE: une étude de cas en Alberta, Canada

L'applicabilité de l'expérience GRACE (« Expérience de Récupération de la Gravité et du Climat ») pour représenter de manière satisfaisante le modèle, à petite échelle, des variations de stock d'eau souterraine (GWS) et les tendances des niveaux piézométriques observées dans les piézomètres (GWWL) est examinée dans la province canadienne de l'Alberta. Les variations de GWS sont calculées en Alberta pour la période 2002–2014 en utilisant les modèles de gravité GRACE mensuels de la publication 05 (« Release 05 », RL05) et les modèles de surface du sol du Global Land Data Assimilation System (GLDAS).

Douze cartes de variation mensuelle moyenne de stock d'eau souterraine sont générées à partir de 139 grilles de variation mensuelle afin de caractériser le modèle de variation annuel de ce stock. Ces cartes montrent qu'en général le stock d'eau souterraine augmente de février à juin, décroit de juillet à octobre et augmente légèrement de novembre à décembre. Sur la période 2002–2014, le GWS montre une tendance positive qui augmente d'Ouest en Est, avec une valeur moyenne de 12 mm/an sur la province. Les variations de stock d'eau souterraine qui en résultent sont validées en utilisant les GWWLs (piézomètres) de la province.

Dans une optique de validation, un critère de corrélation basé sur le stockage total d'eau GRACE (TWS) est introduit pour identifier les piézomètres qui représentent fidèlement les variations régionales de GWS. Seuls 36 piézomètres sont corrélés à la fois avec les TWS GRACE et les variations de GWS. Un facteur f est défini pour passer, des variations locales de GWWL aux puits ainsi identifiés, à la large échelle des variations de GWS GRACE. On en conclut que les variations de GWS peuvent être cartographiées, dans certaines situations, avec les modèles GRACE et GLDAS, ce qui démontre dans quelles conditions les variations de GWS peuvent être détectées au moyen de GRACE en Alberta.

Dans un autre article, les données issues de GRACE ont permis de quantifier le stress des eaux souterraines renouvelables avec GRACE (Richey, A. S, 2015). Les eaux souterraines constituent une source d'approvisionnement en eau de plus en plus importante dans le monde. Connaître la quantité d'eau souterraine utilisée par rapport au volume disponible est cruciale pour évaluer la

disponibilité future en eau dans les 37 plus grands systèmes aquifères du monde. Nous quantifions le stress en fonction d'un ratio d'utilisation des eaux souterraines à la disponibilité, qui est appelé le ratio de stress des eaux souterraines renouvelables.

Les changements de la capacité totale d'emmagasinement de l'eau sont étudiés à l'échelle locale au moyen de mesures de microgravité utilisant des densimètres pour déterminer la densité absolue et relative d'aquifères choisis. Les changements de la capacité totale d'emmagasinement de l'eau à l'échelle nationale est analysée d'après des mesures obtenues au moyen des satellites GRACE.

L'illustration 8 ci-après montre les changements de la capacité totale d'emmagasinement de l'eau en Amérique du Nord pour l'année 2007. Ces études, intégrées aux études sur l'eau dans le sol, contribuent à l'analyse des réserves souterraines en utilisant à la fois des observations sur le terrain et des simulations à l'aide de modèles dans le cadre du projet.

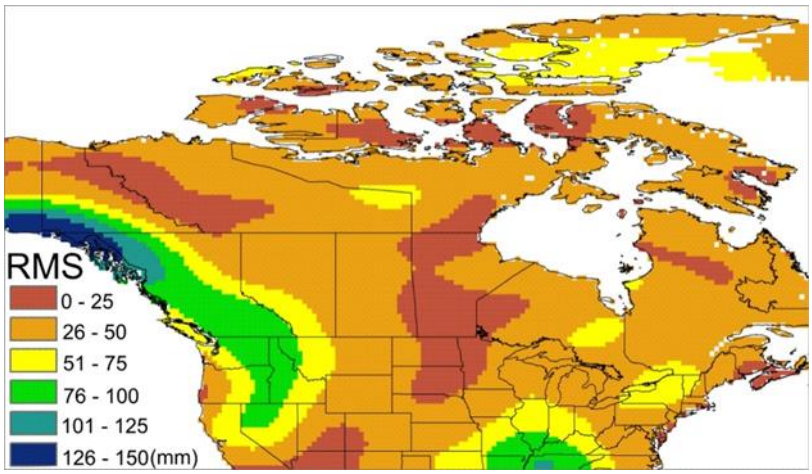


Illustration 8 – Extrait Carte des valeurs efficaces des changements dans le stockage d'eau total en équivalent d'épaisseur d'eau (mm) par rapport aux valeurs moyennes annuelles sur le terrain dérivées de GRACE pour la période de 12 mois en 2007.

Pour le calcul de l'épaisseur de la zone non saturée sur le bassin Loire-Bretagne, les résultats de la méthode GRACE ne sont pas adaptés du fait de sa résolution (200 km) et du maillage de points disponibles dans la zone d'étude.

2.3. LES HYDROSYSTEMES DE SURFACE EN INTERACTION AVEC LES EAUX SOUTERRAINES

Différentes méthodologies ont été proposées dans la littérature scientifique afin d'étudier les liens hydrodynamiques pouvant exister entre les cours d'eau ou les zones humides avec les eaux souterraines (Fleckenstein et al. 2010).
Concernant les interactions avec les cours d'eau (Woessner 2000, Sophocleous 2002), un rapport du BRGM publié en 2010 recense plusieurs catégories d'outils pouvant être utilisés pour évaluer les échanges nappe-rivière (Vernoux et al. 2010). Le tableau (illustration 9) modifié du rapport, résume ces catégories d'outils, l'échelle à laquelle ils peuvent être appliqués et quelques références liées à des applications de ces outils ou aux concepts sous-jacents. Les outils sont présentés en ordre croissant d'échelle d'application (illustration 9).

Catégorie d'outils	Echelle	Références (exemples)
Mesures d'infiltration Mesure de l'écoulement entre l'aquifère et le cours d'eau en des points spécifiques	Site spécifique	Taniguchi & Fukuo 1993 Rosenberry et al. 2016
Température Mesures des variations de températures dans les eaux et sédiments pour suivre les pertes et recharges	Site spécifique	Hatch et al. 2006 Schmidt et al. 2006 Anibas et al. 2011 Rosenberry et al. 2016
Traceurs artificiels Suivi de traceurs expressément injectés tels que la rhodamine ou l'eau lourde	Du site au tronçon de rivière	Becker & Coplen 2001 Somers et al. 2016
Traceurs hydrochimiques et environnementaux Utilisation des éléments dissous (majeurs, isotopes stables, radon, CFC) pour suivre les écoulements	Du tronçon de rivière au bassin versant	Cook et al. 2006 Massmann et al. 2008 Baskaran et al. 2009 Bertrand et al. 2014
Analyses hydrométriques Mesure des gradients hydrauliques entre l'aquifère et le cours d'eau et de la conductivité hydraulique de l'aquifère et de la zone hyporhéique	Du site au bassin versant	Baxter et al. 2003 Menció et al. 2014
Surveillance géophysique (télédétection) Utilisation de la télédétection (capteurs, images) pour localiser les connectivités	Du tronçon de rivière au bassin versant	Becker 2006 Loheide & Gorelick 2006
Bilan hydrique Utilisation des bilans d'eau pour définir la composante de recharge ou de perte	Du tronçon de rivière au bassin versant	Jolly et al. 2008 Menció et al. 2014
Modélisation numérique Simulation des écoulements basée sur des équations mathématiques	De la rivière au bassin versant voire à la région	Scibek et al. 2007 Brunner et al. 2010 Barthel & Banzhaf 2016
Analyse hydrographique Suivi du débit et détermination du débit de base	Intermédiaire à régionale	Price 2011 Rumsey et al. 2015
Etude hydrogéologique Description des écoulements, surface piézométrique, qualité des eaux souterraines, structure de l'aquifère et géomorphologie	Intermédiaire à régionale	Marani et al. 2001 Braaten & Gates 2003 Ala-aho et al. 2013 Oyarzún et al. 2014

Illustration 9 – Catégories d'outils pouvant être utilisés pour caractériser les relations entre cours d'eau et eau souterraine (modifié de Vernoux et al. 2010)

Il est à noter qu'une présentation plus détaillée des outils et des notions liées est disponible dans le chapitre 7 du rapport de 2010 et que d'autres synthèses sur ce même thème ont été publiées par ailleurs (e.g. Winter 1998, Kalbus et al. 2006, Paran et al. 2015).

Des mesures directes de l'infiltration en des points spécifiques peuvent révéler des échanges d'eau significatifs entre l'aquifère et le cours d'eau, permettant une quantification de ces flux hyporhéiques dans les cas propices, ou au moins de la détermination de la direction d'échange, autrement.
Des mesures de température acquises dans les eaux et les sédiments d'un cours d'eau ainsi que dans l'aquifère sous-jacent peuvent permettre de détecter voire quantifier les échanges hyporhéiques en des sites d'observation spécifiques.

Des méthodes géochimiques avec l'utilisation de traceurs artificiels (injectés) ou naturellement présents dans l'environnement permettent de suivre les écoulements, d'identifier les flux d'eau souterraine, de localiser les zones de recharge ou de décharge de l'aquifère et ainsi d'étudier les interactions eau de surface – eau souterraine à une échelle locale.

Les analyses hydrométriques, telles la mesure des gradients hydrauliques entre un aquifère et un cours d'eau ou l'estimation de la conductivité hydraulique de la zone hyporhéique, permettent aussi de quantifier les flux échangés, ou à tout le moins de déterminer l'occurrence et la direction des écoulements.

Le bilan hydrique d'un hydrosystème vise, quant à lui, à définir les flux entrant (recharge) et sortant (perte) de ses différents compartiments, à identifier les composantes de flux déterminantes dans son fonctionnement et enfin, lorsque possible, à apprécier la variabilité temporelle et spatiale des flux, le tout avec une attention particulière portée sur les échanges entre eaux souterraines et de surface.

La modélisation hydrogéologique (idéalement couplée surface-souterrain) tente de simuler au mieux les écoulements tant dans le milieu souterrain qu'entre celui-ci et les cours/plans d'eau de surface en se basant sur des équations mathématiques et un modèle conceptuel expliquant de façon plus ou moins simplifiée le fonctionnement de l'hydrosystème.
L'analyse hydrographique de séries temporelles de débit d'un cours d'eau permet d'estimer la contribution des eaux souterraines environnantes au débit d'un cours d'eau donné à travers le concept d'écoulement de base (base flow).

Enfin, les études hydrogéologiques s'intéressent à la surface piézométrique, aux écoulements souterrains, aux interactions entre les différents réservoirs, à la qualité des eaux souterraines, à la structure et à la géomorphologie d'un hydrosystème afin de décrire et ainsi mieux comprendre son fonctionnement global à l'échelle d'observation locale, intermédiaire, régionale voire continentale.

Concernant les interactions avec les zones humides (Brinson 1993, Winter et al. 1998, Price et al. 2005), deux autres rapports du BRGM, un premier publié en 2012 et un second en 2016, discutent des approches pouvant être utilisées afin de caractériser les échanges entre une zone humide et le système aquifère sous-jacent (Auterives et al. 2012, Brugeron et al. 2016). Les paragraphes qui suivent, basés sur le chapitre 2 du rapport de 2016, en font un résumé. Notons au passage que d'autres synthèses ont été publiées sur ce thème (e.g. Colvin et al. 2002, Acreman & Miller 2007, Jolly et al. 2008).

Les approches hydrologiques sont nombreuses. En fait, la plupart de tous les outils présentés précédemment pour caractériser les relations entre cours d'eau et eau souterraine peuvent soit

s'appliquer directement ou sinon être transposés à l'étude de la dépendance hydrogéologique des zones humides. Les approches hydrologiques incluent notamment (Brugeron et al. 2016) :

- la mesure des niveaux d'eau (eaux de surface et piézométrie de la nappe libre) puis le calcul des gradients hydrauliques afin de déduire les directions d'écoulements au droit de la zone humide ;
- le bilan hydrique, qui consiste à dresser un inventaire des flux entrant et sortant de la zone humide à l'étude pour en déduire la contribution relative des eaux souterraines ;
- l'application de la loi de Darcy afin de quantifier les flux d'eau souterraine échangés avec la zone humide, en considérant une conductivité hydraulique représentative du milieu humide étudié et la différence de charge hydraulique entre la partie supérieure du milieu humide et le milieu aquifère sous-jacent ;
- le test d'interaction entre zone humide et aquifère, qui consiste à abaisser significativement le niveau d'eau de la zone humide en-dessous de la charge hydraulique initiale de l'aquifère puis à suivre le retour à l'équilibre de la surface libre ;
- le suivi du stock d'eau dans les sédiments, qui permet d'estimer la variation du flux d'eau souterraine échangé avec la zone humide en tenant explicitement compte de la variation temporelle du volume de sédiments saturés ;
- le « filtromètre » (seepage meter), qui permet de mesurer en un point donné le flux d'eau traversant l'interface eau-sédiment vers/depuis la zone humide, ou au moins sa direction.

Les approches chimiques et isotopiques sont complémentaires aux approches hydrologiques en ce qu'elles peuvent préciser l'origine des eaux et donc la nature des flux échangés entre la zone humide et l'aquifère (Drexler et al. 1999). Ces approches comprennent notamment (Brugeron et al. 2016) :

- le bilan de masse d'un traceur, qui vient mieux contraindre les interactions entre zone humide et eau souterraine à partir de deux équations, le bilan hydrique et le bilan de masse du traceur, plutôt que la seule équation du bilan hydrique (Hunt et al. 1996) ;
- les diagrammes de mélange, une représentation graphique des concentrations des éléments dissous dans l'eau en fonction de traceurs conservatifs, qui permet d'identifier différents pôles de mélange puis de décrire les eaux échantillonnées en termes de mélanges entre ces pôles ;
- les traceurs, qui permettent de déterminer la ou les origines de l'eau présente dans la zone humide et même, pour certains (ex. le radon 222Ra), de quantifier les flux d'eau souterraine.

Les approches thermiques, quant à elles, présentent l'avantage de permettre, dans les cas propices, l'investigation de la variabilité spatiale et temporelle des flux de décharge d'eau souterraine vers la zone humide. Des profils verticaux de température construits à partir de mesures acquises par des capteurs placés à différents endroits et profondeurs dans la zone humide sont analysés par le biais de modèles analytiques ou numériques afin de déduire la composante verticale du flux d'eau aux différents endroits instrumentés.

Les approches écologiques reposent sur l'identification d'espèces végétales ou animales et d'habitats dépendants des eaux souterraines. La présence de telle espèce ou de tel habitat est utilisée à titre d'indicateur augmentant ou réduisant la probabilité que la zone humide dépende de l'aquifère. C'est en combinant plusieurs de ces bio-indicateurs (avec d'autres indicateurs décrivant l'environnement du site lorsque disponibles) qu'une conclusion est déduite quant à l'existence, probable ou improbable, d'un lien significatif entre la zone humide et l'aquifère. Dans les cas propices, les bio-indicateurs peuvent également fournir des informations sur la profondeur et la fluctuation de la surface libre, sur la localisation des zones de décharge d'eaux souterraines, la minéralisation de l'aquifère, …. Ces outils demeurent néanmoins strictement qualitatifs.

La modélisation hydrogéologique, numérique ou analytique, est une autre approche souvent utilisée dans l'étude des interactions nappe – zone humide. Mais si la modélisation

hydrogéologique peut en principe (dans le cas plus sophistiqué de modèles couplés surface-souterrain) aboutir à une estimation exhaustive des flux d'eau au sein d'un système aquifère régional et à l'interface des zones humides qui s'y trouvent, en pratique, le développement d'un modèle hydrogéologique numérique régional représentatif et suffisamment précis à l'échelle des cours d'eau et des zones humides individuels s'avère généralement beaucoup trop exigeant et trop coûteux en temps et en efforts.

Enfin, il est souligné dans le rapport de 2016 mais également dans le guide NAPROM de Paran et al. (2015) qu'il est préférable, lorsque cela est possible, de mettre en œuvre plusieurs approches de caractérisation en parallèle pour ensuite en comparer les résultats (Brugeron et al. 2016). Si les résultats convergent, cela renforce alors leur validité, tandis que s'ils divergent, cela suggère qu'une ou plusieurs des méthodes utilisées font défaut dans ce cas. En d'autres termes, la combinaison de différents outils de caractérisation est fortement recommandée.

C'est pourquoi l'approche hydrogéologique utilisée dans cette étude afin de cartographier la dépendance des cours d'eau et des zones humides aux aquifères sur un territoire de plus de 150 000 km2 repose non pas sur une modélisation hydrodynamique mais plutôt sur la cartographie régionale de la piézométrie et l'utilisation combinée de plusieurs indicateurs hydrologiques, géomorphologiques et pédologiques.

A l'instar d'autres travaux s'intéressant aux interactions eau de surface – eau souterraine à l'échelle régionale (e.g. Braaten & Gates 2003, Becker 2006, Münch & Conrad 2007, Ransley et al. 2007, Hoogland et al. 2010, Fan et al. 2013, Doody et al. 2017), c'est l'épaisseur de la zone non saturée, qui est choisie comme indicateur fondamental dans l'approche de caractérisation des liens potentiels à l'échelle régionale. Si cet indicateur est un choix particulièrement intéressant ici, c'est d'une part car il peut être estimé en tout point de la région d'étude par le biais d'outils d'interpolation, et d'autre part en raison de son interprétation aussi intuitive qu'efficace : faible épaisseur de la zone non saturée, nappe proche de la surface, lien hydrodynamique probable entre le cours d'eau ou la zone humide et l'eau souterraine.

3. Collecte et traitements des données

Suite à l'approche bibliographique et l'analyse des différentes méthodes existantes, les épaisseurs de la ZNS ont été calculées par des approches géostatistiques en utilisant des méthodes d'interpolation comme le krigeage. Cette partie est présentée et développée au paragraphe 4 suivant.
Pour réaliser les interpolations des données piézométriques de manière cohérente et au vu des différents contextes hydrogéologiques du bassin Loire-Bretagne, une collecte exhaustive des données a été réalisée où l'accent a été mis sur leur qualité et leur fiabilité.
En parallèle, des données ont été produites avec l'objectif principal de densifier le maillage pour l'interpolation. Ce recueil est complété par des indicateurs géomorphologiques (MNT, IDPR, endoréisme, …) qui constituent aussi un préalable important pour répondre aux questions sur le lien eaux souterraines / eaux de surface et l'impact des prélèvements sur les hydrosystèmes de surface.

3.1. RECUEIL DES DONNEES

Le recueil de données a été le plus exhaustif possible avec une analyse critique et des cartes de densité d'information afin de trouver des solutions pour pallier les éventuels manques. Les données récoltées concernent aussi bien les eaux souterraines que les eaux de surface ainsi que les données géomorphologiques comme le modèle numérique de terrain (MNT).

Le bilan de la collecte des données de base nécessaires pour ce projet sont regroupées dans le tableau ci-dessous (illustration 10) et décrits dans les paragraphes ci-après.

	DONNEES	TYPE	UTILISATION	SOURCE
ESO	OUVRAGES BSS	Point	Mesure/date/foration	BRGM
	OUVRAGES ADES	Point	Chroniques piézométriques	BRGM
	OUVRAGES BSS - EAU	Point	Données piézométriques	BRGM
	Référentiel captages AEP	Point		ARS
	SOURCES	Point		BRGM
	Données ADES BSS-EAU étude DGPR	Point		BRGM /DGPR
	Entités BDLISA niveau 3 ordre 1	Polygone		BRGM
	IDPR 2016 au pas de 25 m (données produites)	GRILLE	Zones de recharge et de ruissellement	BRGM
ESO/ESU	Prélèvements ESO / ESU	Point		AELB
	Zones potentiellement sujettes aux débordements de nappe	GRILLE		BRGM /DGPR
ESU	Tête de bassin (données produites)	Point	Permanent /intermittent	BRGM
	Tronçon hydrographiques	Ligne		IGN
	Contour zones humides	Polygone		AELB
	Contour Lacs	Polygone		IGN
	ONDES	Point	Mesures des assecs	ONEMA
	Enveloppes ZHumides au pas de 50 m	GRILLE		INRA
Relief	MNT(s) au pas de 25 m et 5 m	GRILLE	Calculs indicateurs morpho	IGN
	ENDOREISME au pas de 25 m (données produites)	GRILLE	Zones en creux	BRGM

Illustration 10 – Liste des principales données collectées pour le projet

3.1.1. Les référentiels

Dans les différents référentiels français relatifs au SIE (Système d'Information sur l'Eau), toutes les informations utiles au projet ont été collectées. Pour cette étude, les bases de données CARTHAGE et TOPO de l'IGN, BDLISA du BRGM, les masses d'eau souterraines ont été utilisées et décrites ci-après.

La BD CARTHAGE, ou Base de Données sur la CARtographie THématique des AGences de l'Eau et du ministère chargé de l'environnement, produite par l'IGN, contient les données complètes du réseau hydrographique français. Les entités hydrologiques sont de type vectorielle et décrit en fonction de sa nature : un cours d'eau naturel ou aménagé, un bras naturel ou aménagé, une voie d'eau artificielle (canal, …), un plan d'eau ou une ligne littorale ainsi que par son régime : permanent ou intermittent. La nature d'une entité hydrographique n'est pas constante sur toute l'entité. Par exemple, un cours d'eau naturel peut être aménagé sur une partie. La BD Carthage a une précision décamétrique et a été conçue pour être utilisée à une échelle de base allant du 1/50 000 au 1/100 000.

La BD TOPO pour le thème hydrographie est aussi une base de données produite par l'IGN qui est une description vectorielle des éléments du territoire. Ces données sont de type « vecteur » composé de polygones et de lignes. Cette base de données possède une précision métrique et permet une exploitation des données jusqu'à une échelle de 1/10 000 voire 1/5 000. Les arcs décrits dans la couche d'information et les plans d'eau ou zones larges des cours d'eau de cette base de données cartographiques décrivent la géométrie des axes hydrographiques avec les attributs décrits dans l'illustration 11 ci-dessous.

Tronçon cours d'eau	Portion de cours d'eau, réel ou fictif, permanent ou temporaire, naturel ou artificiel, homogène pour l'ensemble des attributs qui la concernent, et qui n'inclut pas de confluent.	
Topologie	Simple	
Genre	Linéaire 3D	
Attributs	ID	Identifiant du tronçon
	PREC_PLANI	Précision planimétrique
	PREC_ALTI	Précision altimétrique
	ARTIF	Artificiel
	FICTIF	Indique la nature fictive ou réel du tronçon
	FRANCHISST	Nature du franchissement
	NOM	Nom du cours d'eau
	POS_SOL	Position par rapport au sol
	REGIME	Régime des eaux
	Z_INI	Altitude du sommet initial du tronçon
	Z_FIN	Altitude du sommet final du tronçon

Illustration 11 – Liste des attributs des tronçons hydrographiques de la BD TOPO – source IGN

La BDLISA, ou Base de Données des Limites des Systèmes Aquifères, produite par le BRGM, est le référentiel hydrogéologique français et un outil national permettant de localiser les données relatives à l'eau souterraine. Ce référentiel vise à mettre à disposition, sur l'ensemble du territoire métropolitain et de l'outre-mer, une cartographie des entités hydrogéologiques.

La sélection des données s'est appuyée sur plusieurs critères relatifs à la BDLISA. L'ordre relatif est un champ attributaire de la BDLISA renseignant l'empilement de la surface vers la profondeur (sans valeur réelle de profondeur, elle se modélise par un empilement de polygones, en simili 3D) des entités hydrogéologiques. L'ordre 1 correspondant à l'entité hydrogéologique la plus superficielle. Le niveau des entités hydrogéologiques de la BDLISA variant de 1 (national) à 3 (local) permettent de définir l'échelle de la donnée. Pour cette étude, nous avons retenu celles qui se présentent dans les niveaux superficiels, caractérisées par des entités hydrogéologiques d'ordre 1 à 5, dans le niveau 3.

La sélection s'est aussi faite en fonction de la nature de l'entité hydrogéologique. Seules les points présents dans les entités hydrogéologiques ayant pour nature « unité aquifère » ou « unité semi-imperméable » ont été retenues. Dans la BDLISA, la nature de l'entité hydrogéologique définit le potentiel aquifère de celle-ci (illustration 12).

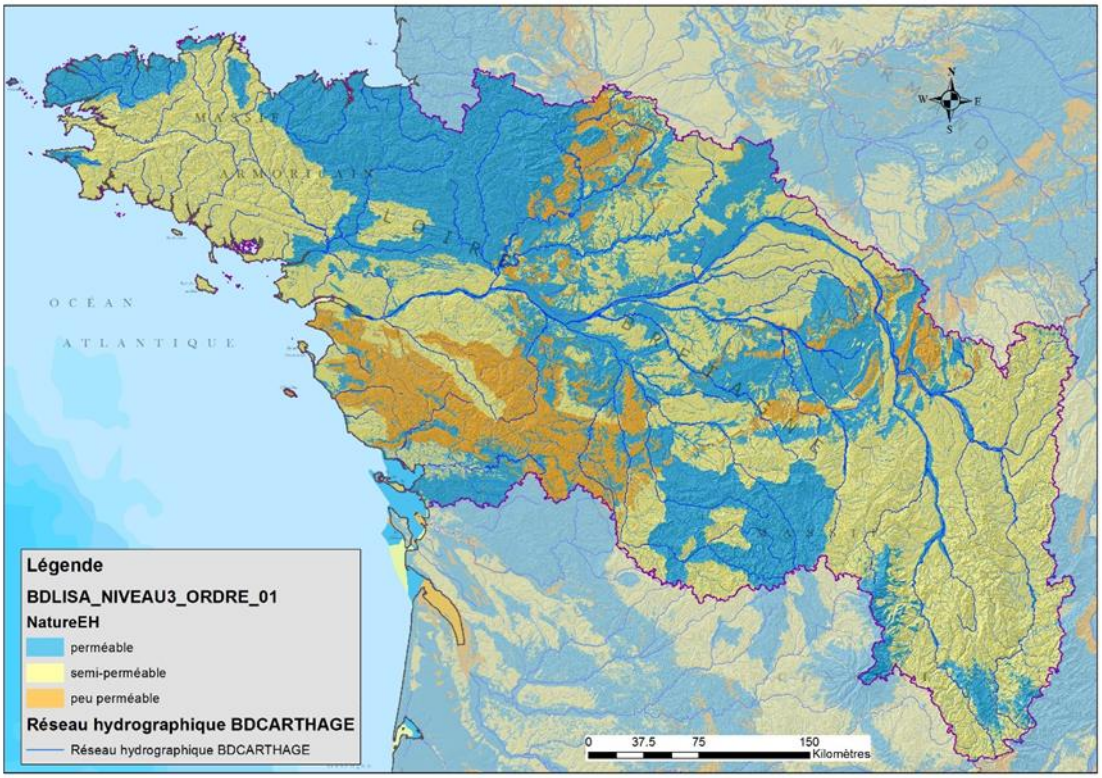


Illustration 12 – Entités hydrogéologiques et perméabilité – référentiel BD Lisa –niveau 3 ordre 1

Le référentiel des Masses d'Eau Souterraines (MESO) a été mis en place par la DCE, qui définit les masses d'eau comme un « volume distinct d'eau souterraine à l'intérieur d'un ou plusieurs aquifères » (article 5 et annexe II de la DCE). Seules les MESO de niveau 1 ont été retenues car elles caractérisent la situation à l'affleurement.

3.1.2. Les indicateurs géomorphologiques

La cartographie de l'IDPR (Indice de Développement et de Persistance des Réseaux)

L'IDPR a été créé par le BRGM (Mardhel, 2005) pour qualifier un territoire en termes de « chemins empruntés » par les eaux météoritiques. :

• elle ruisselle à la surface, se concentre dans les ruisseaux et les rivières et quitte le bassin à la faveur d'un exutoire de surface
• elle s'infiltre dans le sous-sol, se concentre dans un aquifère et quitte ce dernier par un exutoire souvent distinct de celui du réseau des rivières.

L'IDPR devient ainsi un moyen de quantifier ce rôle en comparant un réseau théorique établi selon l'hypothèse d'un milieu parfaitement homogène (indice de développement ID), au réseau naturel mis en place sous le contrôle d'un contexte géologique hétérogène (de persistance des réseaux PR). L'indice de développement et de persistance des réseaux présente une métrologie de l'écart constaté entre les deux réseaux (illustration 13). Cet indice spatial, est utilisé pour qualifier l'aptitude du milieu à laisser ruisseler ou s'infiltrer la lame d'eau météoritique (illustration14).

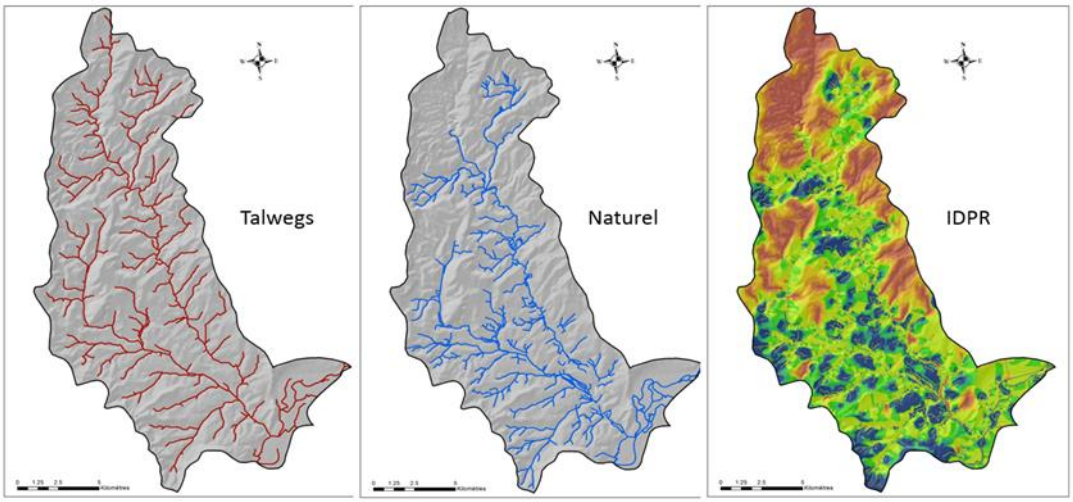


Illustration 13 – Concept de l'IDPR

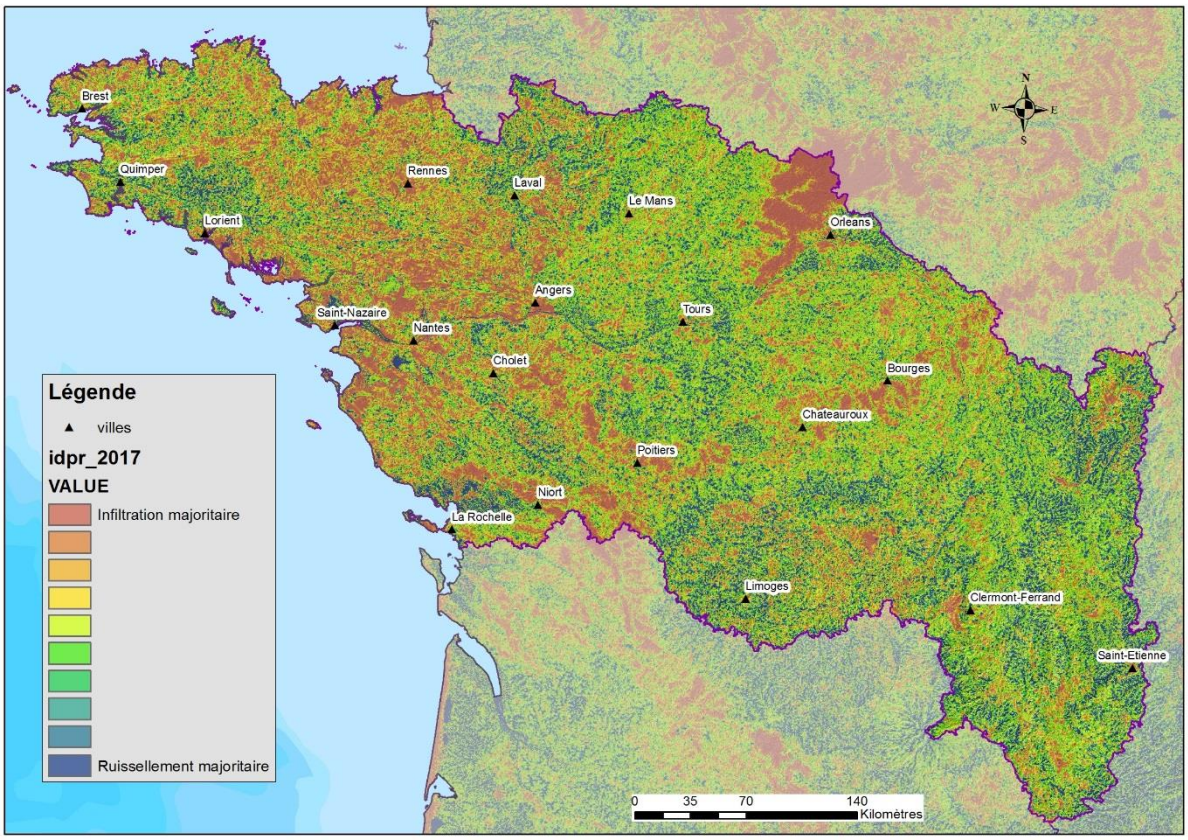


Illustration 14 – carte de l'IDPR sur le bassin Loire-Bretagne

Les modèles numériques de terrain

Il existe sur le territoire métropolitain plusieurs modèles numérique de terrain aux pas de 25 mètres (BDALTI), 5 m et 1 m (RGE ALTI), produits par l'IGN. Le MNT de la France sera préparé en deux résolutions pour cette étude.

Le choix de la précision du MNT a été adapté en fonction de la densité des informations disponibles (principalement les données piézométriques) et des zones à enjeux (fonds de vallées, zones humides, etc.). Le MNT au pas de 25m, a été ré-échantillonné au pas 250m pour l'interpolation des ZNS minimale et maximale, et le MNT au pas de 5 m a été utilisé, principalement pour la suite de l'étude qui concerne les hydrosystèmes de surface.

Les zones endoréiques

Dans le traitement des MNT, les zones endoréiques, correspondent aux pixels dont l'altitude est plus basse que les 8 pixels voisins. Ces zones provoquent l'arrêt des calculs de propagation amont-aval et ne permettent pas d'extraire correctement les réseaux.
Pour le bassin Loire-Bretagne, elles ont été calculées à partir du MNT au pas de 25 m. Ces zones en creux représentent des secteurs où les écoulements peuvent être dirigés préférentiellement (zones d'accumulation) et où l'infiltration peut être favorisée.

3.1.3. Les ouvrages

La seconde catégorie de données sera le jeu de données principal qui regroupe l'ensemble des ouvrages hydrogéologiques (puits, forages, sources, sondages, piézomètres…) et les autres types de données qui nous renseignent sur les mesures exploitables de niveaux d'eau. Il se doit d'être le plus exhaustif possible tout en restant sélectif, afin d'obtenir une densité d'information maximale en vue de l'interpolation des surfaces des ZNS minimale et maximale.

La source de données la plus importante en matière de précision, de suivi et de fiabilité est la base de données ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) qui contient toutes les données ponctuelles (ouvrages souterrains), informations quantitatives et qualitatives chronologiques, relatives au suivi des eaux souterraines (illustration 15).

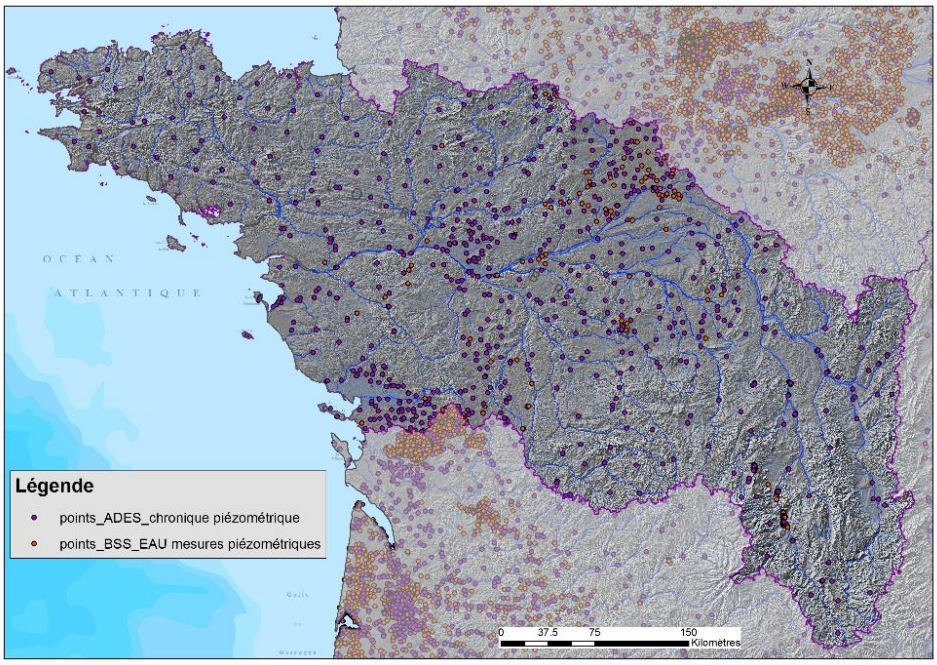


Illustration 15 - Ouvrages issus des bases de données ADES et BSS_EAU avec des chroniques piézométriques

La Banque du Sous-Sol (BSS) qui regroupe tous les ouvrages (forages, sondages, puits, sources…) souterrains est une base de données nationale, déclarative, organisée et gérée par le BRGM, Chaque ouvrage est identifié de manière unique et on recense près de 40271 points sur le bassin Loire-Bretagne (illustration 16).
Certains de ces ouvrages qui possèdent des informations relatives aux eaux souterraines sont aussi stockées dans une base de données spécifique : la BSS EAU. Les informations contenues notamment dans cette base sont le descriptif du point d'eau, l'appartenance à un référentiel (MESO et /ou BD Lisa) et les mesures des niveaux piézométriques (illustration 11).

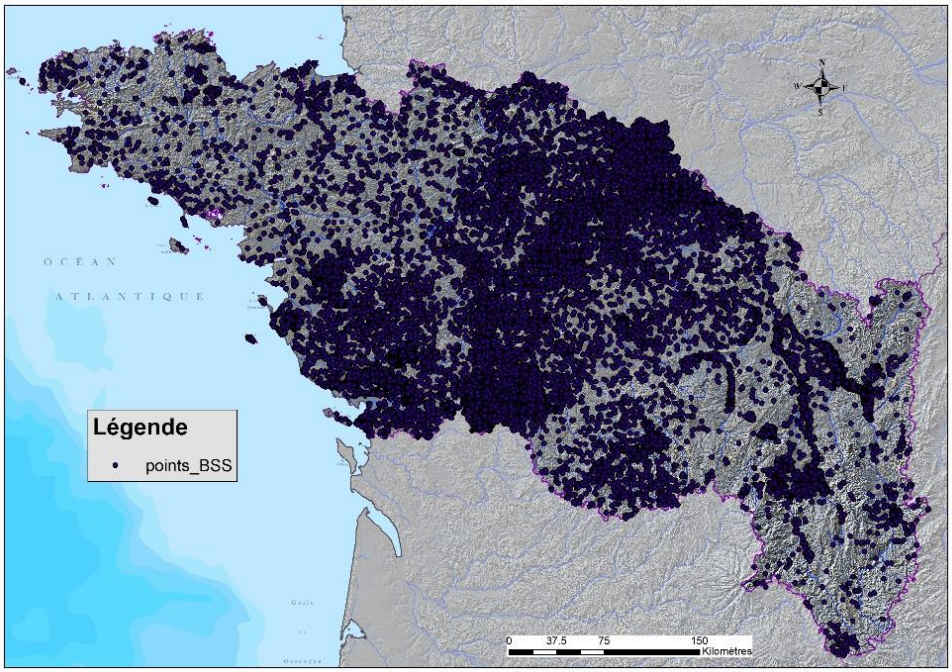


Illustration 16 – Ouvrages (eaux souterraines) issus de la banque du sous-sol (BSS)

Les données piézométriques doivent correspondre au niveau de la première nappe rencontrée en excluant les données concernant l'artésianisme. Pour cela un travail important a été réalisé pour relier une partie des données piézométrique à l'entité hydrogéologique BDLISA qui leur correspond permettant ainsi une meilleure analyse des comportements des différents aquifères dans le bassin Loire-Bretagne.
Pour densifier le jeu de données sur le bassin Loire-Bretagne, les données des isopièzes issus des différentes campagnes piézométriques (hautes eaux et basses eaux) sur les niveaux aquifères superficiels ont été récoltées auprès des différentes directions régionales du BRGM.

Les prélèvements dans les eaux de surface et souterraines sont des données issues de la base de l'Agence de l'eau Loire-Bretagne. Cette base contient les volumes prélevés entre 1998 et 2017 en fonction du type d'utilisation : AEP, industriel et agricole.

L'ensemble de ces données récoltées a permis d'élaborer des cartes de densité, illustrant les secteurs en déficit d'information sur les niveaux piézométriques. Les fonctionnements hydrogéologiques des aquifères sont très différents entre la zone sédimentaire et les zones de socle. Cette disparité se retrouve aussi dans l'acquisition des niveaux piézométriques avec une densité de points beaucoup plus faible dans le domaine de socle.

3.1.4. Liste des données retenues pour les calculs d'interpolation de la ZNS en basses et hautes eaux

Après la réalisation de la collecte des données, une liste d'ouvrages a été retenu pour réaliser l'interpolation afin de calculer les épaisseurs minimale et maximale de la zone non saturée. Les données existantes retenues sont les suivantes :

- Les données des niveaux piézométriques issues des bases de données ADES et BSS EAU ;
- Les isopièzes (points de mesures et contours) ;
- Les sources ;
- Et les données piézométriques ponctuelles issues de la base de données de la BSS

Suite à l'analyse des cartes de densité, des données ont été produites spécifiquement pour cette étude pour densifier le réseau de points pour améliorer la qualité du niveau d'interpolation. Il s'agit d'utiliser les têtes de bassin du réseau hydrographique et les points issus du linéaire du réseau hydrographique. La description de ces données est consultable au paragraphe 3.3.

3.2. TRAITEMENTS DES DONNEES EXISTANTES

Pour chaque type de niveau piézométrique (ADES, BSS Eau, BSS, sources, isopièzes, …) une analyse, un traitement et une sélection ont été réalisés avec pour objectif principal de créer un lexique avec une hiérarchisation des données afin d'optimiser l'interpolation. Pour chaque donnée, des critères de sélection ont été déterminés et modulés en fonction de leur utilisation pour le calcul de l'épaisseur de la ZNS.

3.2.1. Données piézométriques ADES/ BSS_EAU

Les ouvrages issus des bases de données ADES et BSS_EAU sont accompagnés d'un descriptif : code BSS (unique), x, y, z, profondeur de l'ouvrage, code MESO et / ou code BD Lisa. Pour l'étude, nous avons récupéré les chroniques piézométriques (nombre de mesures, date début mesure et date fin mesure) et calculé les statistiques suivantes : minimum, maximum et moyenne. Le nombre de piézomètres fait état de 736 points pour ADES et 722 points en provenance de la BSS Eau sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne.

Les critères de sélection pour élaborer le lexique et optimiser l'interpolation sont les suivants :

- L'appartenance de l'ouvrage ou non aux référentiels MESO et / ou BDLISA ;
- Le nombre de mesures piézométriques par an ;
- La cyclicité de la nappe et la durée de la période de mesure ;
- Et la qualité du nivellement de l'ouvrage.

En parallèle de ces traitements, les ouvrages possédant une altitude avec une valeur négative ont été supprimés du jeu de données, pour ne pas traiter des cas d'artésianisme, synonyme de nappe captive. Dans le cas des points en doublons entre les deux bases de données les piézomètres issus d'ADES ont été privilégiés.

Appartenance aux référentiels MESO et / ou BDLISA

L'objectif de ce critère c'est de sélectionner les ouvrages qui captent bien la première nappe rencontrée. Le « niveau 3 » des entités hydrogéologiques de la BDLISA définit l'échelle locale de la donnée et l'ordre 1 décrit l'affleurement jusqu'à l'ordre 5 si nécessaire. D'autres critères sont décrits dans cette base de données comme la nature de l'entité hydrogéologique. Ainsi seuls les points présents dans les entités hydrogéologiques ayant pour nature « unité aquifère » ou « unité semi-imperméable » ont été retenues :

- Si l'entité hydrogéologique est perméable et la nappe est libre alors le point est conservé.
- Si l'entité hydrogéologique est imperméable mais reste un intermédiaire par rapport à l'ordre 1 : le point est aussi conservé.
- Si l'entité Hydrogéologique a un ordre supérieur à 3 alors le point est supprimé du jeu de données.

En parallèle les ouvrages rattachés à une masse d'eau souterraine ont été vérifiés afin d'avoir la certitude qu'ils captent le bon niveau d'eau. L'illustration page suivante montre le résultat de la sélection sur l'appartenance à des référentiels pour l'exemple du secteur de la Champagne Berrichonne (illustration 17).

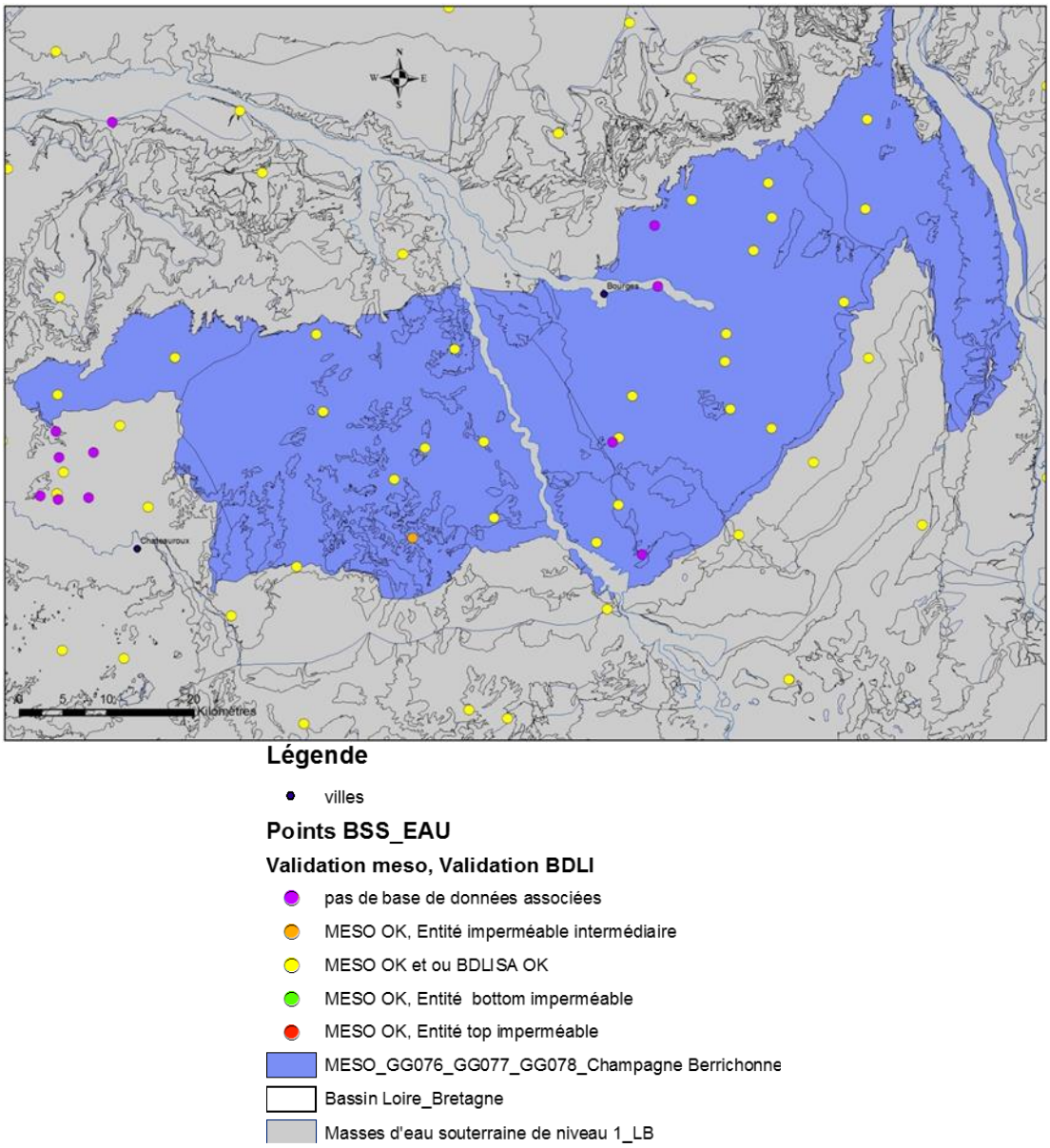


Illustration 17 – Exemple en champagne Berrichonne de sélection d'ouvrages en fonction de la perméabilité de l'entité hydrogéologique et appartenance à un ou des référentiels

Les points disposant d'informations incomplètes ou ne répondant pas avec certitude à nos critères de base, ont fait l'objet d'une analyse au cas par cas. Par exemple, de nombreux ouvrages étaient renseignés avec plusieurs entités hydrogéologiques associées, il a donc été nécessaire de les traiter et de leur attribuer la bonne entité (si comprise dans les ordres 1 à 5 maximum).

Cyclicité de la nappe et durée de la période de mesure (piézomètre ADES)

Comme les cours d'eau, mais en général de façon moins marquée, les nappes présentent en raison de la variabilité et du caractère saisonnier de la recharge, des fluctuations de leur niveau et de leur débit. A travers les chroniques piézométriques, nous distinguons plusieurs types de fluctuations :

- Les fluctuations annuelles

Dans ce cas, la recharge se produit selon un rythme annuel, avec le plus souvent la même amplitude ; néanmoins elle peut ne pas être identique d'une année à l'autre.

- Les fluctuations pluriannuelles

Dans cette famille de nappe sont classées celles qui sont caractérisées par des fluctuations saisonnières très atténuées (voire inexistantes) mais en revanche des fluctuations pluriannuelles très amples. Ce régime de fluctuation est caractéristique d'aquifères à fonction capacitive, peu transmissifs, à « effet mémoire » sur plusieurs années. –

- Les fluctuations mixtes ou Double Cycle

Cette famille est caractérisée par un régime de fluctuations piézométriques mixte, c'est-à-dire avec des fluctuations bien marquées, de forte amplitude, à la fois en fréquence saisonnière et pluriannuelle Ce type de fluctuation traduit un aquifère plus transmissif (plus fissuré et fracturé), une réalimentation plus rapide, une profondeur moindre de la nappe et une plus grande proximité des exutoires.

- Les fluctuations saisonnières :

Cette dernière famille est caractérisée par des fluctuations de très faible amplitude (de l'ordre du mètre) traduisant la proximité immédiate des exutoires et/ou la très grande transmissivité de l'aquifère. On observe ce type de fluctuations sur les piézomètres captant les nappes alluviales, ceux qui sont fortement influencés par le réseau de surface ou parfois par un milieu karstique.

La compilation de différentes études (remontées de nappe, la recherche de piézomètre de référence pour suivre le changement climatique, …) le calcul de variogrammes ont permis d'associer pour certains ouvrages du bassin Loire-Bretagne, un type de fluctuation comme le montre l'illustration 18.

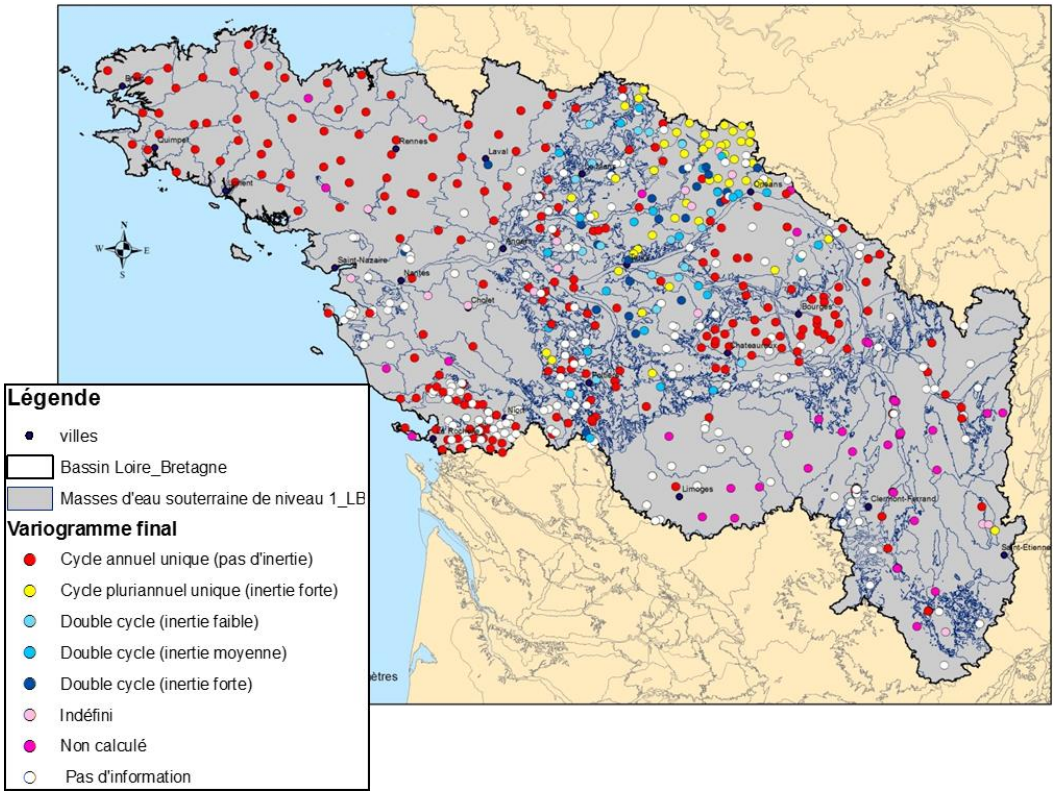


Illustration 18 – Cyclicité des points ADES dans le bassin Loire-Bretagne

A partir de ces fluctuations piézométriques, nous avons arrêté une durée de période de mesure minimale adaptée en fonction du type de cycle :

- Cycle annuel : période minimale de chronique piézométrique 5 ans
- Double cycle : période minimale de chronique piézométrique 10 ans
- Cycle pluriannuel : période minimale de chronique piézométrique 10 ans

En parallèle de ce critère pour chaque chronique piézométrique, le nombre de mesures de niveaux doit être au minimum de douze par an pour l'ensemble des points d'ADES et de la BSS Eau.

Qualité du nivellement :
L'impact de la qualité du nivellement de la tête des ouvrages ou de celui du sol est important sur la qualité de la mesure piézométrique. Nous avons constaté aussi la présence de points en doublons dans les deux bases de données (ADES / BSS_EAU) avec des nivellements quelquefois différents.

Précision de l'altitude : champ PREC_Z_OUVRAGE de la BSS En bleu les qualités de nivellement retenues comme les meilleures pour notre lexique	
Dénomination	Définition
EPD	Cote exprimée d'après un plan directeur
ENG	Cote estimée d'après le nivellement général
RNG	Cote raccordée au nivellement général
C10	Cote exprimée à 10 cm près
C150	Cote exprimée à 50 cm près
M01	Cote exprimée à 1 m près
M05	Cote exprimée à 5 m près
M10	Cote exprimée à 10 m près
M50	Cote exprimée à 50 m près
IGN	Cote estimée d'après une carte topo IGN
CMH	Cote maritime du Havre
ZCM	Zéro des cartes marines
GPS	Déterminée par mesures satellites

Illustration 19 – Tableau de référence du nivellement utilisé dans la BSS (source : Dictionnaire de données BSS, 2007

Dans les deux bases de données ADES et BSS EAU, le nivellement est qualifié en fonction d'un lexique issu de la BSS (illustration 19). Pour cette étude le choix de précision pour l'ensemble des ouvrages ADES, BSS_EAU et BSS sont ENG, RNG et C10.

3.2.2. Isopièzes : lignes et mesures

Pour densifier le jeu de données sur le bassin Loire-Bretagne, les données des isopièzes (lignes et points de mesures si possibles) issus des différentes campagnes piézométriques (hautes Eaux et basses Eaux) sur les niveaux aquifères superficiels ont été récoltées auprès des différentes directions régionales du BRGM.
Les lignes représentant les isopièzes ont ensuite été converties en points avec une distance de 500 mètres entre chaque point (illustration 20).

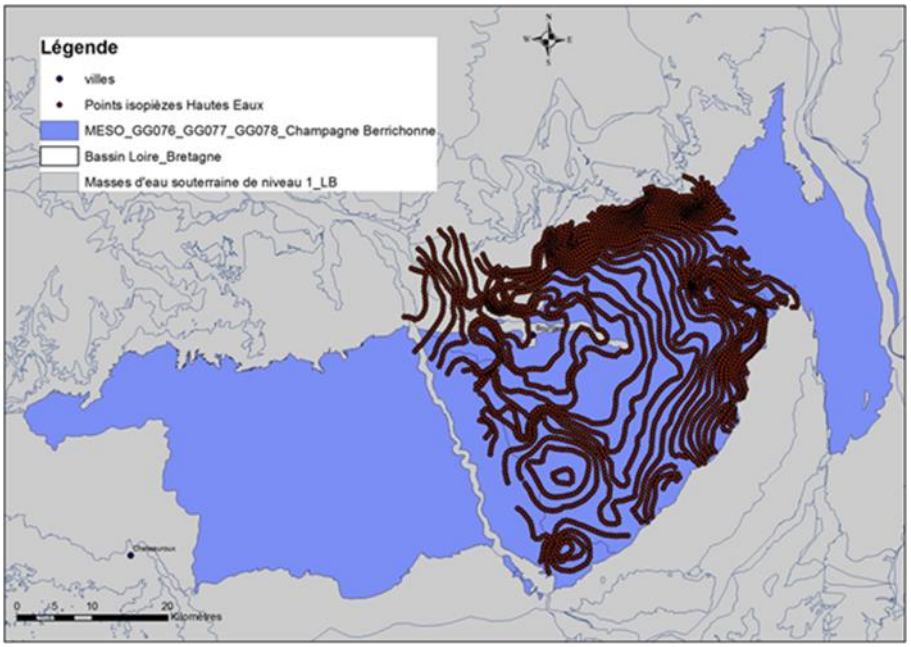


Illustration 20 – Points isopièzes hautes Eaux Champagne Berrichonne

3.2.3. Sources

6386 sources sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne ont été répertoriées avec une densité plus élevée dans la partie sédimentaire du bassin (illustration 21). Les critères de sélection testés sur ce type de donnée sont l'appartenance aux référentiels MESO et / ou BDLISA et le caractère pérenne ou intermittent des débits des sources. Après l'analyse des attributs des points « sources » il a été décidé de ne pas retenir ce critère car trop peu de sources ont ce type d'information.

En parallèle une analyse des altitudes des sols a permis de supprimer les points du jeu de données pour l'interpolation lorsque l'altitude des sols était différente de l'altitude de la source.

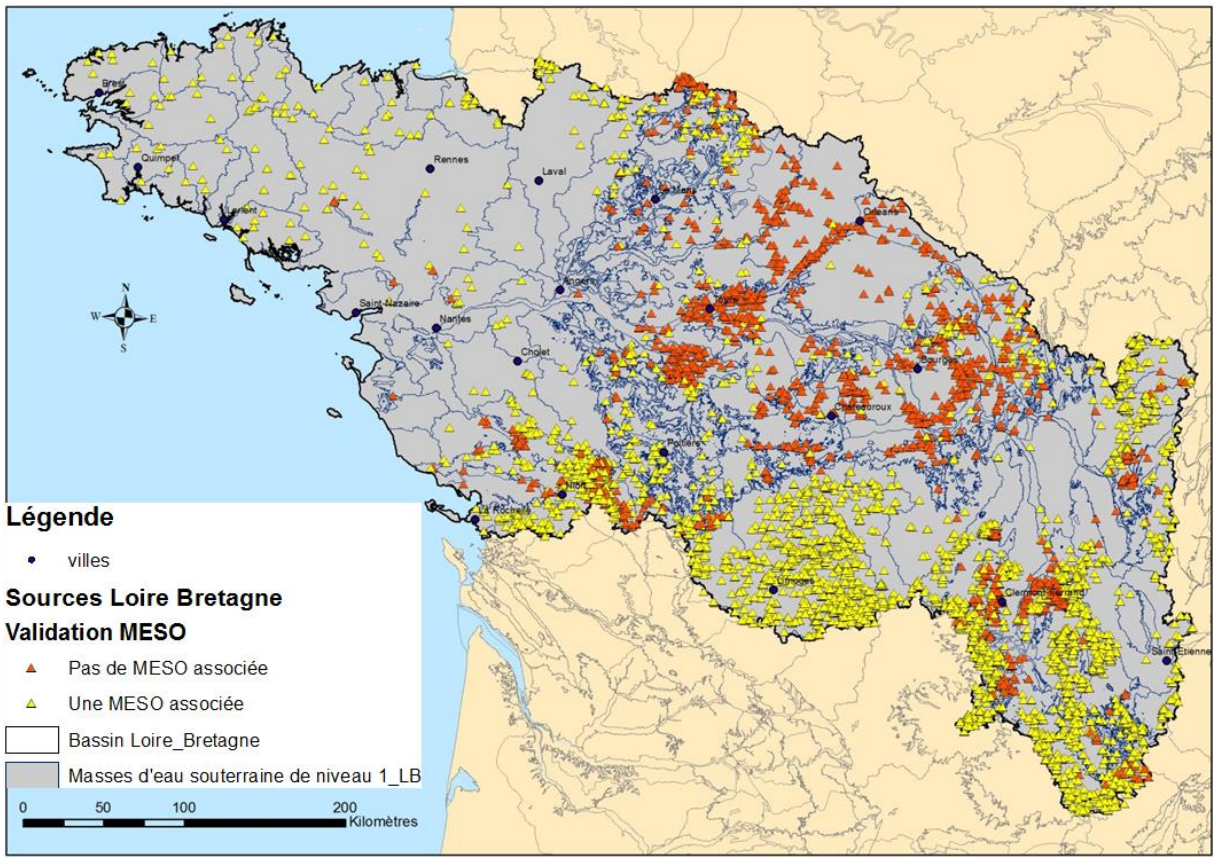


Illustration 21 – Carte de localisation des sources dans le bassin Loire-Bretagne

3.2.4. Données de la BSS

Les ouvrages (forages, piézomètres et puits) sont répertoriés dans la BSS avec des champs attributaires dont le niveau de l'eau au moment de la foration et la date de la mesure qui peuvent être utilisés pour l'interpolation. On recense 41 491 points BSS sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne. Les critères de sélection pour ces points BSS sont les suivants :

- l'appartenance aux référentiels MESO et / ou BDLISA ;
- La présence d'une coupe géologique qui permet d'identifier l'aquifère capté ;
- Le lien IPS (développé au paragraphe 3.2.5) ;
- La qualité du nivellement (cf. 3.2.1) ;

En parallèle de ces traitements, les ouvrages possédant une altitude avec une valeur négative ont été supprimés du jeu de données, pour ne pas traiter des cas d'artésianisme (nappe captive). Dans le cas où l'altitude du sol n'est pas indiquée, le point est aussi supprimé.

Après application de l'ensemble de ces critères, 30216 points BSS ont été retenus sur la zone d'étude (illustration 22).

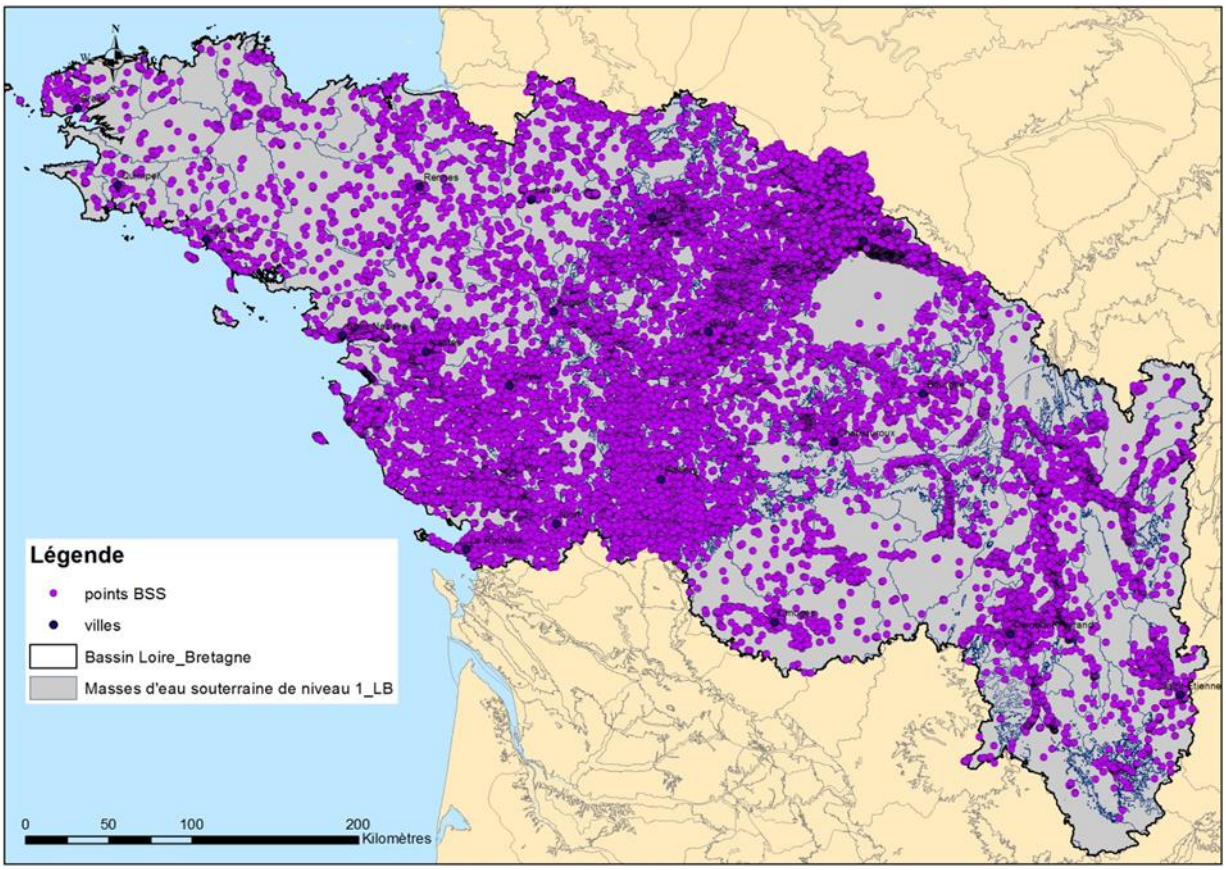


Illustration 22 – Carte de localisation des points BSS sur le bassin Loire-Bretagne

3.2.5. Données BSS et IPS

L'analyse des données associées à chaque point montre que les ouvrages de la BSS ont une seule valeur de mesure de niveau piézométrique à une date donnée. Une problématique s'est donc posée : comment qualifier cette valeur de niveau d'eau et cette date par rapport à des niveaux de basses, moyennes et hautes eaux pour l'interpolation des données. Pour répondre à cette interrogation, le calcul d'IPS (Index Piézométrique Standardisé) a été testé.

Principe de l'IPS

L'Indicateur Piézométrique Standardisé (IPS) est un mode de calcul permettant de qualifier l'écart à la moyenne des niveaux piézométriques d'une chronique (cf. 2.1.3). Il est notamment utilisé pour le Bulletin de Situation Hydrogéologique, l'IPS est disponible en ligne sur le site ADES depuis janvier 2017.

L'IPS représente l'évolution mensuelle du niveau piézométrique, au droit d'un point d'eau, comparativement aux mêmes mois des années antérieures. Autrement dit, il permet de positionner le niveau piézométrique moyen mensuel par rapport à ceux de l'ensemble de la série. Si les conditions d'application d'une approche probabiliste sont valides, il est possible d'exprimer l'IPS au travers de périodes de retour du niveau moyen mensuel observé sur un point d'eau : du plus sec (représenté sur l'Illustration 23 en rouge) au plus humide (représenté en bleu). Lorsque l'on souhaite calculer l'IPS d'un mois, 15 années (soit 15 mois) de données sont requises au minimum.
L'IPS est calculé sur plusieurs échelles de temps : 1, 6 et 12 mois.

Pour l'IPS, l'intervalle varie dans l'intervalle [-3 ; 3] (Illustration 23) avec [-3 ; -0,25[qui caractérise des niveaux bas avec une graduation descendante. L'intervalle]0,25 ; 3], des niveaux hauts avec une graduation ascendante. Entre -0,25 et 0,25, le niveau est considéré comme étant autour de la moyenne.
Le résultat est exprimé pour chaque point d'eau sélectionné sous la forme d'un tableau associé à un graphique (illustration 24) et une représentation cartographique illustrant une tendance d'évolution récente du niveau d'eau est proposée (niveau à la baisse, stable, à la hausse).

	Valeurs de l'IPS	
Qualification des niveaux	**Mini**	**Maxi**
+1.29 à +3.00 - Niveaux très hauts	1.28	3.00
+0.85 à +1.28 - Niveaux hauts	0.84	1.28
+0.26 à +0.84 - Niveaux modérément hauts	0.25	0.84
-0.24 à +0.25 - Niveaux autour de la moyenne	-0.25	0.25
-0.83 à -0.25 - Niveaux modérément bas	-0.84	-0.25
-1.27 à -0.84 - Niveaux bas	-1.28	-0.84
-3.00 à -1.28 - Niveaux très bas	-3.00	-1.28

Période de retour
> 10 ans humide
entre 5 ans humide et 10 ans humide
entre 2.5 ans humide et 5 ans humide
entre 2.5 ans humide et 2.5 ans sec
entre 2.5 ans sec et 5 ans sec
entre 5 ans sec et 10 ans sec
> 10 ans sec

Illustration 23 – Tableau de correspondance entre les valeurs de l'IPS et la qualification en basses eaux / hautes eaux et les périodes de retour.

On calcule un Index de Position (IP) pour les piézomètres ayant entre 10 et 15 ans de données, l'indicateur du niveau des nappes est uniquement représenté par la position du niveau piézométrique par rapport aux valeurs minimales et maximales mensuelles de la chronique.

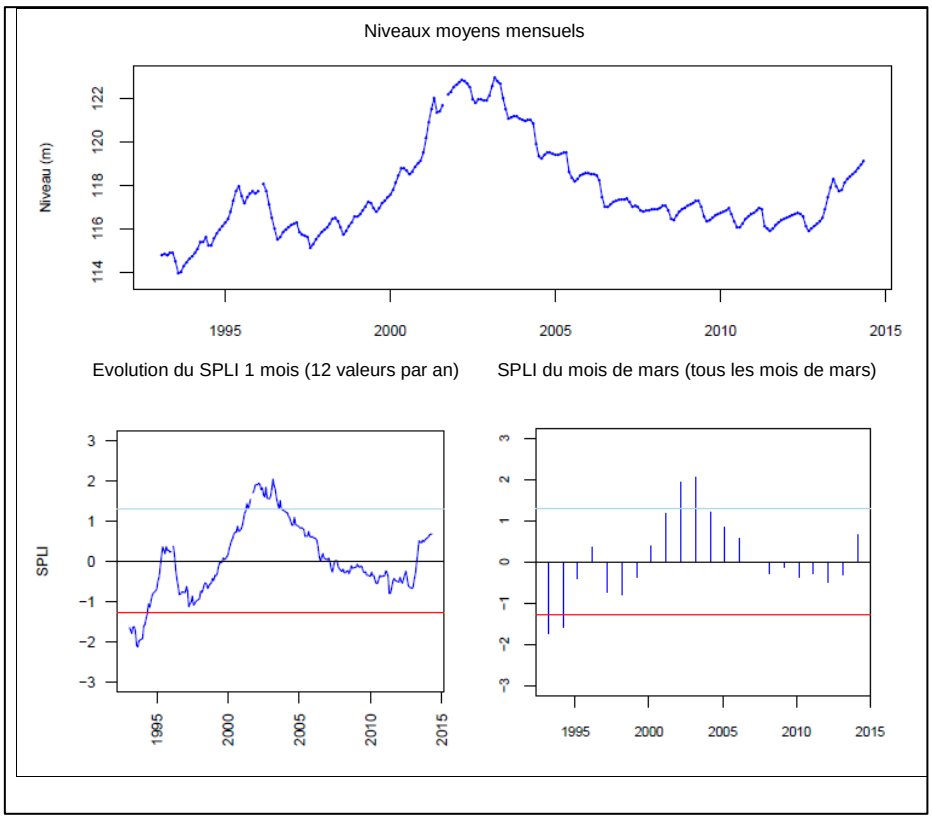


Illustration 24 – Tableau IPS mensuel pour un piézomètre (03263X0004/FAEP, Fains la Folie) captant la nappe des calcaires de Beauce (nappe à cycles pluriannuels).

Les calculs sont réalisés sans restriction sur les critères de fonctionnement hydrogéologique. Ainsi, l'indicateur est accessible même pour les piézomètres à cycle pluriannuel ou influencés

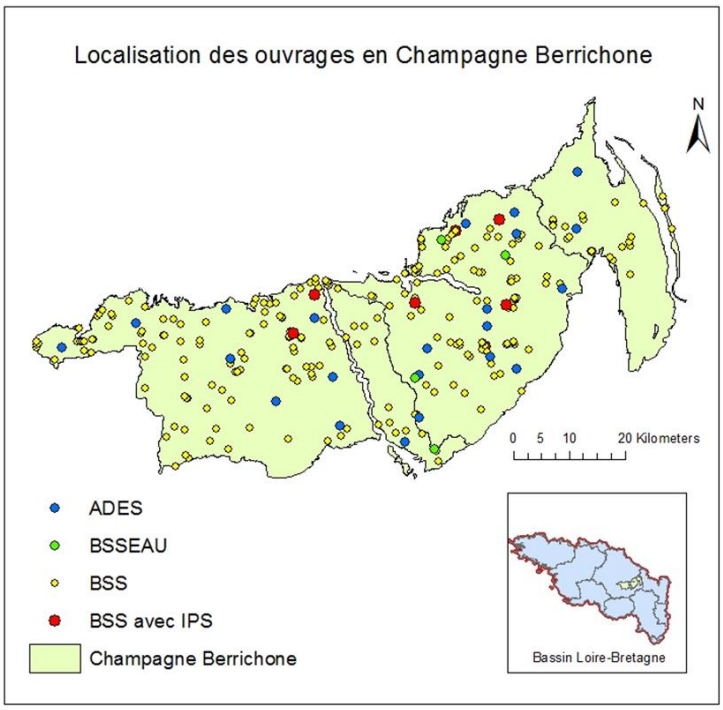
par des pompages ou par une exploitation des eaux superficielles en relation avec la ressource en eau souterraine » *source : Glossaire ADES*.

Démarche mis en œuvre pour utiliser l'IPS pour qualifier les hautes/basses eaux dans le cadre de cette étude :

1/ Sur l'entité BDLISA captée, existe-t-il un point de suivi de la nappe ? Si oui, la durée de la chronique piézométrique est-elle suffisante (15 ans) ?
2/ Si oui, peut-on calculer l'IPS, 1 mois, sur ce(s) point (s) ?
3/ Si oui, quel le niveau de la nappe à la date enregistrée pour l'ouvrage de la BSS concerné, c'est-à-dire qui est dans la même entité BDLISA et pour lequel on ne possède qu'une seule valeur de mesure du niveau piézométrique?

Utilisation de l'IPS – Exemple sur la Champagne Berrichone

Sur le secteur de la Champagne Berrichonne, 19 points ADES ont un suivi suffisamment long pour le calcul de l'IPS (illustration 25).



37 points de la BSS ont été recensés avec une appartenance aux référentiels (BDLISA et/ou MESO).

- Pour 24 d'entre eux, la valeur du niveau piézométrique est antérieure à 1980.
- Pour 6 d'entre eux, il y a une incohérence entre le point de suivi et la période de mesure.
- Pour 7 d'entre eux, ils répondent à l'ensemble de la démarche et l'IPS peut être utilisé.

Illustration 25 – Ouvrages (ADES, BSS EAU, BSS et BSS avec IPS) présents en Champagne Berrichonne

Dans l'exemple, 7 points de la BSS, qui disposaient d'une seule mesure piézométrique ont pu être utilisés. Leur niveau piézométrique a pu être qualifié de très bas (1 point), bas (3 points), modérément bas (1 point) ou modérément haut (2 points). Ces points étaient rattachés à une entité BDLISA dont les niveaux pouvaient être qualifiés par un autre point de suivi grâce à l'IPS.

				IPS moy		
CODE_BSS	date	Z eau	BDLISA	135AC05	135AC03	**Qualif. IPS**
05471X0067/FAEP	15/10/1979	149.2	135AC05	0.4		**modérément haut**
04928X0016/F	11/01/1987	150.5	135AC05	0.6		**modérément haut**
05188X0039/F2AEP	25/04/1990	122.5	135AC05	-1.2		**bas**
05206X0056/FAEP	12/10/1990	153.9	135AC05	-0.9		**bas**
05197X0061/F4AEP	29/04/1991	124.6	135AC05	-0.6		**modérément bas**
04936X0016/F5AEP	26/05/1993	162.6	135AC05	-1.6		**très bas**
05195X0081/F2	28/08/1993	121.9	135AC03		-1.0	**bas**

Illustration 26 - Résultat de la qualification avec l'IPS 1 mois des 7 points de la BSS concernés sur la champagne Berrichonne

Cette démarche a ensuite été menée sur le reste du bassin Loire Bretagne. L'indicateur IPS calculé au mois (rapporté à chaque entité hydrogéologique ou MESO le cas échéant) a été utilisé pour associer, par correspondance des dates, une valeur d'IPS aux mesures des points de la BSS.

Pour les points n'ayant pu être qualifiés via l'entité hydrogéologique de la BDLISA ou la MESO, un calcul de distance a été appliqué. Les points se situant à moins de 5 km d'un point de la base ADES, avec une mesure d'IPS correcte, ont été qualifiés à l'aide de cette dernière en période de basses ou de hautes eaux (illustration 27). Le choix de cette distance s'est fait en fonction de la taille des MESO, afin de garder une pertinence pour l'association entre les points de la BSS et les points ADES avec une valeur d'IPS.
C'est au total 3 981 points de la BSS sur environ 30 216 retenus sur l'ensemble de la zone d'étude qui ont pu être qualifiés en basses ou hautes eaux, grâce à ce calcul d'IPS sur plus de 500 chroniques piézométriques de la base ADES.

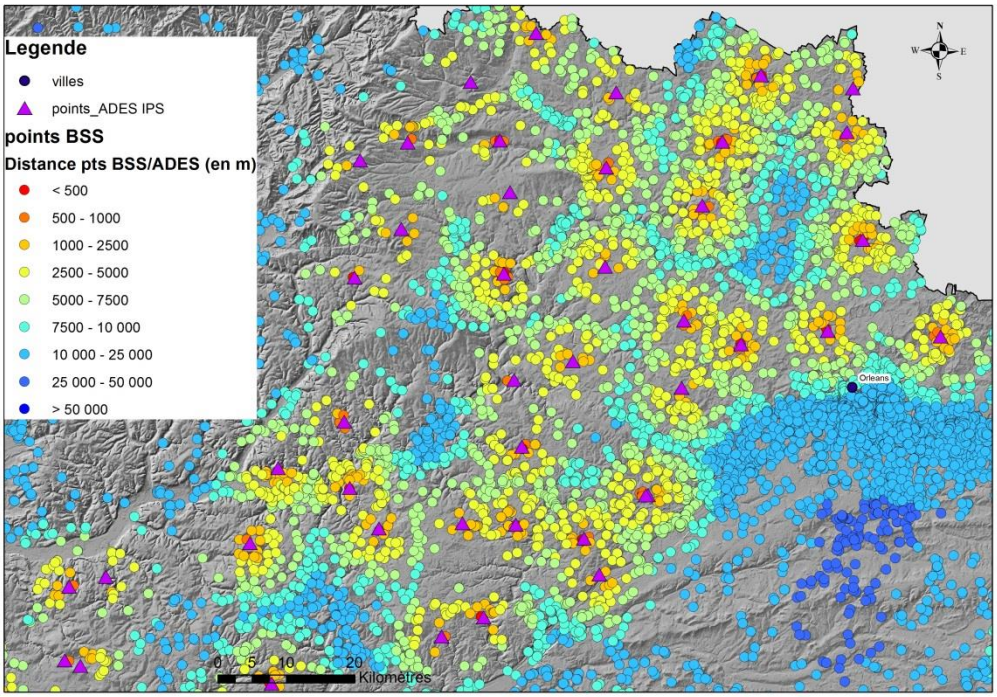


Illustration 27- Distance des points de la BSS aux points ADES sur lesquels un calcul d'IPS est possible

Si l'on prend l'exemple du point BSS 05188X0039/F2AEP, le fait de qualifier une mesure à une date ponctuelle (par exemple 24/04/1990) en fonction de la valeur de l'IPS du même mois (avril 1990) pose un problème par rapport à l'objectif de l'étude : l'IPS permet de positionner le niveau de la nappe par rapport aux autres valeurs du même mois, mais pas dans l'absolu. Ainsi la valeur de l'IPS de -1.2 indique un niveau d'avril **bas** pour cette nappe. Autrement dit, en avril 1990 le niveau moyen mensuel était bas par rapport aux autres niveaux moyens enregistrés pour des mois d'avril. Mais globalement, les niveaux du mois d'avril sont des niveaux assez hauts (fin de la période de recharge). On peut conclure de cette approche, que le niveau piézométrique à cette date d'avril 1990 n'était pas un niveau de hautes eaux, exceptionnellement haut.

Dans la suite de l'étude, les mois ont donc été aussi utilisés pour qualifier la « saisonnalité » du phénomène (période de recharge ou de vidange) puis ils ont été comparés à l'IPS.

3.3. DONNEES PRODUITES

L'analyse des cartes de densité a montré une disparité importante dans la localisation des ouvrages entre le domaine sédimentaire (densité élevée) et celui du socle (densité plus faible). Pour améliorer la qualité du niveau d'interpolation, il s'est donc avéré nécessaire de densifier le réseau de points en utilisant les têtes de bassin et les points issus du linéaire du réseau hydrographique.

3.3.1. Têtes de bassin du réseau hydrographique

Pour extraire les têtes de bassin du réseau hydrographique, nous avons utilisé le référentiel de la BD Carthage de l'IGN qui a déjà été traité avec des outils permettant de hiérarchiser le réseau. Dans un premier temps, une sélection a été établie sur des cours d'eau naturels, permanents et intermittents pour ensuite isoler les brins initiaux qui sont présents en amont des bassins versants. Dans un second temps, seuls les points qui sont à l'origine de ces brins initiaux ont été retenus afin de leur affecter les valeurs d'altitude issus du RGE de l'IGN au pas de 5 m. Ces traitements ont été appliqués aussi bien en domaine sédimentaire qu'en domaine de socle.
Pour affecter les points en basses et hautes eaux, on leur attribue une valeur médiane de l'IDPR (illustration 28) qui est un indicateur permettant de qualifier la capacité des sols à ruisseler ou à s'infiltrer. Dans notre cas, ce sont les points dont les valeurs médianes d'IDPR sont inférieures ou égales à 1000 (infiltration prépondérante) qui nous intéresse car elles indiquent une zone où une partie des pluies efficaces peuvent migrer vers la nappe et inversement les eaux souterraines ont la possibilité de venir alimenter les cours d'eau. Les points sont répartis en basses et hautes eaux de la manière suivante :

- Le point appartient à un brin intermittent et la valeur médiane de l'IDPR ≤ 1000 alors le point est qualifié en hautes eaux.
- Le point appartient à un brin permanent et la valeur médiane de l'IDPR ≤ 1000 alors le point est qualifié en basses eaux et hautes eaux.

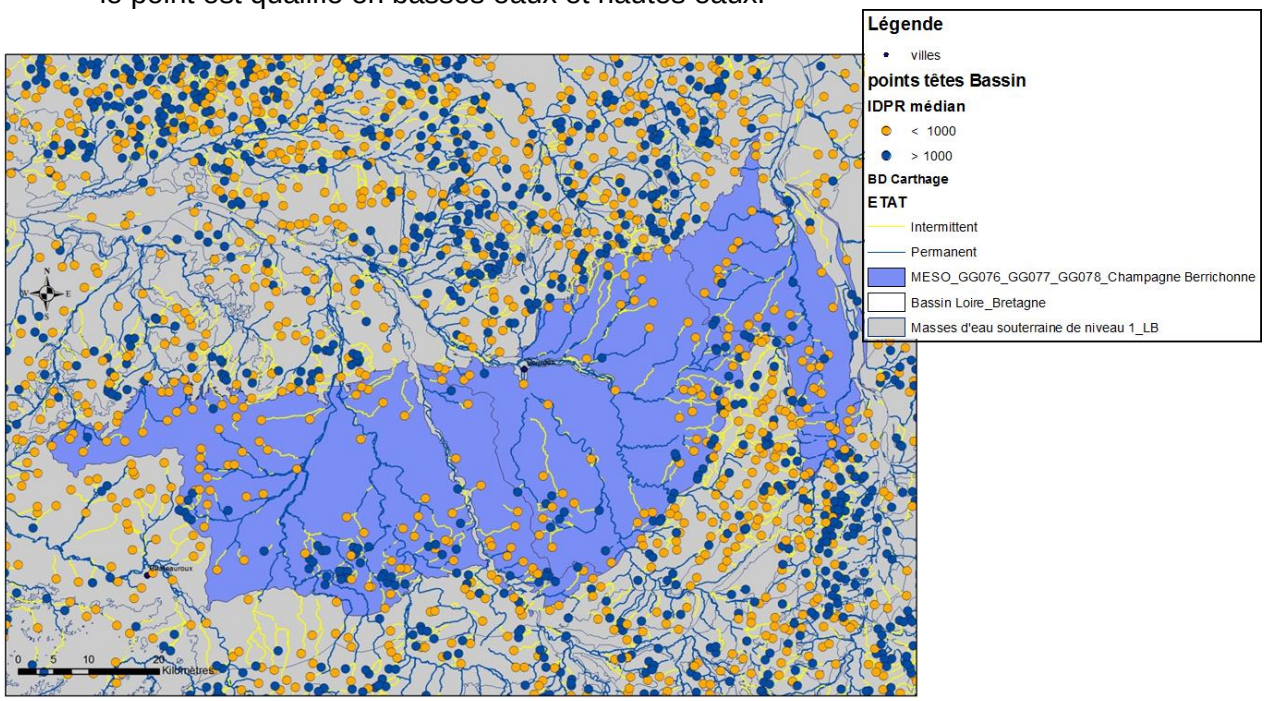


Illustration 28 – Zoom sur les têtes de bassin créées et valeur de l'IDPR médian.

3.3.2. Points issus du linéaire du réseau hydrographique - domaine de socle

En contexte de nappe libre de socle, les cours d'eau pérennes sont considérés comme des zones d'affleurement de la surface piézométrique (Illustration 29). Les rivières représentent les exutoires de la nappe et la surface piézométrique remonte sous les plateaux. La surface piézométrique est donc toujours comprise dans l'intervalle limité vers le haut par la surface topographique et vers le bas par la surface-enveloppe des rivières pérennes (ou enveloppe de la base des thalwegs).
Au droit d'une vallée humide, l'altitude de la nappe est imposée par le niveau de la rivière lorsque celle-ci est en communication hydraulique avec la nappe.

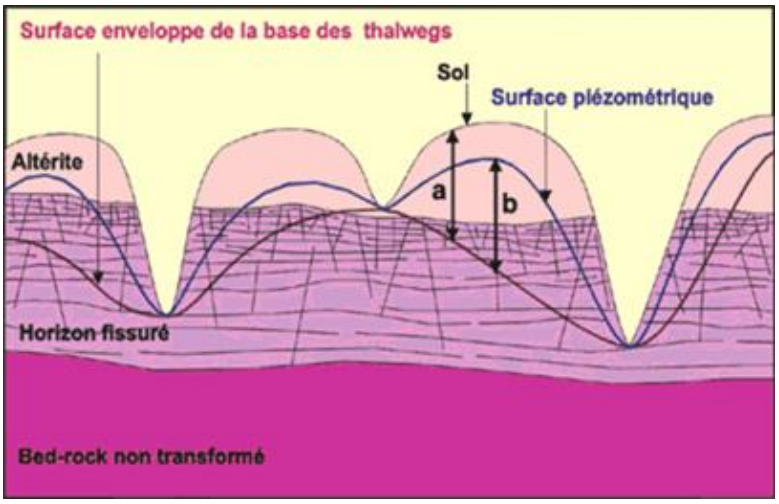


Illustration 29 – Principe de modélisation de la surface piézométrique en domaine de socle (Wyns et al., 2004)

Pour densifier le jeu de données piézométriques en domaine de socle nous avons intégré les cours d'eau comme de potentiels exutoires des nappes. Ainsi le réseau hydrographique de la BDTOPO de l'IGN a été découpé sous forme de points avec une équidistance de 500 mètres entre chaque point (illustration 30).

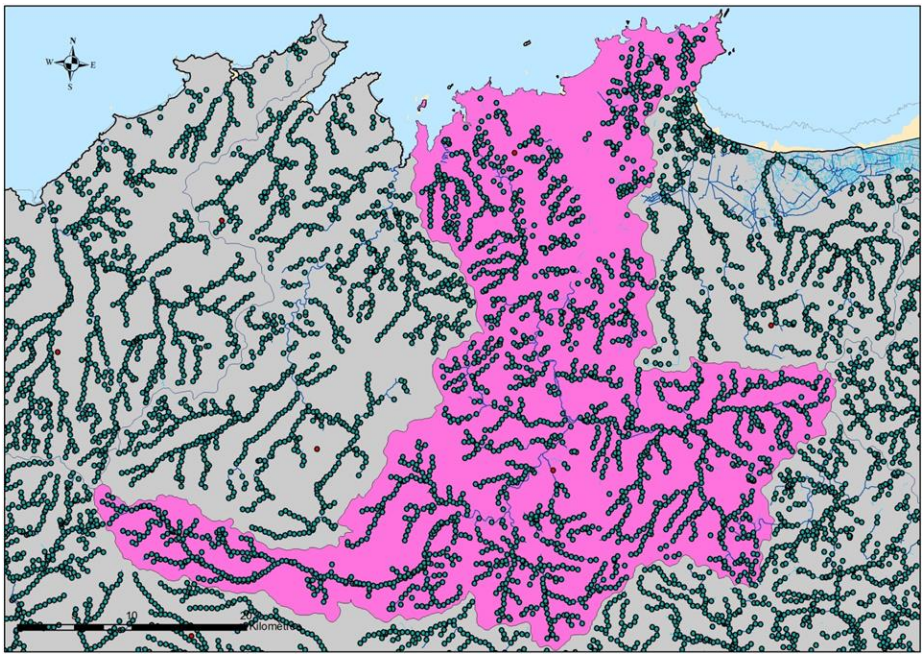


Illustration 30 – Découpage du réseau hydrographique (points) – bassin versant de la Rance (Bretagne)

3.4. LEXIQUE DES DONNEES EN FONCTION DU CONTEXTE GEOLOGIQUE

La variabilité des données disponibles pour cette étude que ce soit en terme d'informations et de robustesse, nous ont conduit à la création d'un lexique permettant de hiérarchiser les mesures des niveaux piézométriques et de créer ainsi un indice de fiabilité. En parallèle cette hiérarchisation permettra d'appliquer un concept d'itération dans l'interpolation, déjà appliqué dans les modélisations lithostratigraphiques dans la cadre de travaux en lien du RGF (Référentiel Géologique de la France).

Chaque donnée possède une quantité d'information conséquente, il est donc nécessaire d'analyser la robustesse et la fiabilité de celles-ci. Les résultats de cette analyse sont récapitulés dans deux lexiques où chaque donnée est qualifiée par une valeur, ou une qualification d'importance, allant de 1 (la plus importante) à 12 (la moins importante). Une réflexion a été menée sur des critères justes et pertinents au niveau de l'information disponible pour chaque donnée comme le nivellement ou encore le nombre de mesures par an. Cette approche permet donc, pour chaque type de donnée, d'associer un code caractérisant la qualité générale et l'ordre d'utilisation de la donnée.

En raison du contexte hydrogéologique hétérogène du bassin Loire-Bretagne (sédimentaire : grande quantité de données piézométriques et isopièzes, socle : pas ou peu d'isopièzes, faible densité générale de données), deux lexiques distincts ont été construits pour les deux grands domaines du bassin : sédimentaire (illustration 31) et socle (illustration 32).

La construction du lexique a été établi en fonction de deux paramètres : l'origine des données (fiabilité et robustesse) et les informations disponibles associées à chaque niveau piézométrique. Ces informations sont directement liées aux critères de sélection développés dans les paragraphes précédents : appartenance à un référentiel, cyclicité, nivellement, …

L'origine des données

• La source de données la plus fiable est la base de données ADES. On lui associera donc les codes 1 à 3 en fonction des informations existantes sur chaque ouvrage.

• Les isopièzes (points de mesure et courbes) sont également une source relativement fiable : attribution des codes 4 à 6.

• Les sources auront les codes 7 et 8. Les points BSS, les moins fiables, porteront les codes de 9 à 11.

• Enfin, les données produites à partir du réseau hydrographique porteront le code 12 pour les zones sédimentaires. Par contre en domaine de socle, le code 4 a été attribué aux points issus des cours d'eau puisqu'il s'agit des exutoires potentiels des aquifères (cf. paragraphe 3.3.2). Cette différence de traitement des données dans le lexique aura donc son importance lors de la mise en œuvre de l'interpolation.

Les informations disponibles

Ce sont les informations associées à chaque niveau d'eau qui vont déterminer leur code dans chaque catégorie.

• La première information importante pour un point est l'appartenance à une MESO et/ou une entité hydrogéologique de la BD LISA.

• La seconde information clé est le nivellement des points. Il est mesuré avec différents degrés de précision et seulement les plus précis (ENG, RNG, C10) remonteront dans le lexique vers le code 1.

• Pour les points ADES et les chroniques piézométriques associées, le nombre de mesures par an doit être d'au minimum 12 et la période sur laquelle s'étend la chronique doit être adaptée à la cyclicité de la nappe (5 ans pour une nappe de cycle annuel, 10 ans pour une nappe pluriannuelle).

• Concernant les isopièzes, les points de mesures hériteront du meilleur code dans sa catégorie, le 4.

• Pour les points de la BSS, si un point a pu être raccroché à une valeur d'IPS, il obtiendra un code 9 dans le lexique. Une autre information utile sera la présence d'une coupe géologique associée au point de la BSS, permettant de connaître quelle profondeur et sur quelle nappe l'ouvrage capte.

Cette hiérarchisation en douze codes sera utilisée dans un second temps pour l'interpolation des données et le calcul de l'épaisseur de la ZNS.

SEDIMENTAIRE	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)	Nb mesures (au - 12 mesures par an)	Période adaptée à la cyclicité de la nappe (annuel : 5 ans et pluriannuel : 10 ans)	Nivellement	Code lexique
ADES/BSSEAU (Meso et / ou Bdlisa)	X	X	X	X	X	1
ADES/BSSEAU (Meso et / ou Bdlisa)	X	X	X	X		2
ADES/BSSEAU						3
	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)	Validité		Nivellement	Code lexique
Isopiezes (Points de mesure)			bon			4
Isopiezes (Interprétation)			bon			5
Isopiezes (Interprétation)			doute			6
	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)		Débit (perenne/pas	Nivellement	Code lexique
Sources (Meso et / ou Bdlisa)	X	X				7
Sources						8
	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)	coupes geol	lien IPS	Nivellement	Code lexique
BSS (Meso et / ou Bdlisa)	X	X	X	X	X	9
BSS			X		X	10
BSS						11
Tetes de bassin (choix selon IDPR et Interm/Perm)						12

Illustration 31- Lexique utilisé pour les données en domaine sédimentaire

SOCLE	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)	Nb mesures (au - 12 mesures par an)	Période adaptée à la cyclicité de la nappe (annuel : 5 ans et pluriannuel : 10 ans)	Nivellement	Code lexique
ADES/BSSEAU (Meso et / ou Bdlisa)	X	X	X	X	X	1
ADES/BSSEAU (Meso et / ou Bdlisa)	X	X	X	X		2
ADES/BSSEAU						3
	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)	Validité		Nivellement	Code lexique
Points rivières (permanent / intermittent)						4
	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)	Validité		Nivellement	Code lexique
Isopiezes (Points de mesure)			bon			4
Isopiezes (Interprétation)			bon			5
Isopiezes (Interprétation)			doute			6
	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)		Débit (perenne/pas pérenne)	Nivellement	Code lexique
Sources (Meso et / ou Bdlisa)	X	X				7
Sources						8
	MESO (ordre 1)	BDLISA (ordre 1)	coupes geol	lien IPS	Nivellement	Code lexique
BSS (Meso et / ou Bdlisa)	X	X	X	X	X	9
BSS			X		X	10
BSS						11
Tetes de bassin (choix selon IDPR et Interm/Perm)						12

Illustration 32 - Lexique utilisé pour les données en domaine de socle

4. Interpolation des données

Les recherches bibliographiques ont mis en évidence l'efficacité connue des méthodes d'interpolation géostatistiques par rapport aux méthodes déterministes. Cependant, chaque cas d'interpolation est différent et nécessite de tester différentes méthodes pour finalement déterminer la plus pertinente et précise. (Adhikary P. P. and Dash Ch. J., 2014).

Ce chapitre présente ainsi une synthèse de toutes les démarches prospectives engagées lors de cette étude pour trouver le meilleur compromis entre le jeu de données disponibles, les combinaisons de méthodes d'interpolations, les incertitudes et les résultats les plus cohérents au vu des contraintes issues des différents contextes hydrogéologiques.

4.1. METHODES D'INTERPOLATION ET OUTILS

4.1.1. Les méthodes d'interpolation

Dans la majorité des cas, le krigeage est la méthode qui donne les meilleures interpolations des niveaux d'eau souterraine. Ajoutons à cela qu'il a l'avantage de pouvoir fournir une batterie de calculs géostatistiques (erreur réduite, écart-type de krigeage…) (M. Kholghi, S. M. Hosseini, 2008) permettant de réaliser des traitements géostatistiques post-interpolation comme une carte d'erreur ou encore une carte représentant un indice de confiance spatialisé de l'interpolation.

Le krigeage est une méthode géostatistique d'estimation (interpolation) basée sur le variogramme (fonction mathématique). Ses trois avantages principaux sont :

- La prise en compte de la structure du phénomène par l'intermédiaire du variogramme
- Le calcul de l'incertitude sur le résultat et la minimalisation de cette incertitude ;
- La possibilité de prendre en compte des informations externes (autre variable, dérive…).

On distingue ici trois types de krigeage :

- Le krigeage ordinaire : appelé ainsi lorsqu'il n'y a pas de dérive importante, c'est-à-dire lorsque le variogramme peut être ajusté soit par un modèle stationnaire (sphérique, cubique, exponentiel, gaussien…) soit par un modèle linéaire ou par une combinaison de ces modèles.
- Le krigeage avec dérive, présentant lui-même deux variantes pouvant être combinées :
  - ✓ Le krigeage universel : appelé ainsi lorsqu'il existe une dérive dépendant des coordonnées (cas d'une surface piézométrique ayant une forme pouvant se rapprocher d'un plan incliné, ou d'une surface courbe de degré 2, 3, …).
  - ✓ Le krigeage avec dérive externe : lorsque la dérive est donnée par une autre variable connue partout (par exemple la topographie lorsqu'on peut faire l'hypothèse que la cote piézométrique est corrélée à la topographie ou à une version lissée de la topographie)
- Le co-krigeage : utilisé pour interpoler une variable régionalisée en fonction d'une autre.

Une définition plus précise de la géostatistique et l'interpolation par la géostatistique est présentée en annexe 1.

4.1.2. Les outils

Le logiciel Suite GDM 2018 (Geological Data Management - http://gdm.brgm.fr) a été utilisé dans le cadre de cette étude. La suite GDM 2018, développée et éditée par le BRGM, est conçue pour compiler, interpoler et visualiser des données géoscientifiques, dont des données hydrogéologiques.

Le « workflow » mis en place comprend la vérification des données, la gestion des paramètres de calcul, les contrôles de cohérence entre les données, la génération automatique des interpolations des surfaces piézométriques et les restitutions graphiques en cartes des interpolations.
La gamme GDM se compose de plusieurs applications, nous utiliserons les suivantes : GDM standard edition, GDM MultiLayer et GDM ArcGIS, une extension du logiciel ArcGIS utilisant des composants GDM. GDM permet d'effectuer nos interpolations par méthodes géostatistiques avec les différents types de krigeage.

ISATIS est un logiciel de recherche/développement spécialisé en géostatistique. Il est distribué par la société Géovariances installée à Fontainebleau. Les algorithmes de géostatistique intégrés dans Isatis sont issus des recherches du Centre de Géostatistique de l'École des Mines de Paris. Ce logiciel permet beaucoup de traitements notamment :

- pour l'ajustement du variogramme, la possibilité d'ajustement automatique en mono ou en bi-variable, la possibilité de calcul du nuage variographique, la possibilité d'ajustement du variogramme à la souris, …
- et en interpolation : cokrigeage de 2 variables, krigeage avec conditions d'inégalité (en un point donné on connaît soit la valeur exacte de la variable, soit ses bornes min. et max.), cokrigeage d'une variable et de son gradient (par exemple altitude et pente).

4.1.3. Les étapes de l'interpolation

Ce paragraphe a pour objectif de décrire les différentes démarches inhérentes à l'interpolation que ce soit en terme de préparation de données, de variogramme ou de validation croisée.
Au cours de cette étude de nombreux essais pour interpoler ont été menés avec à chaque fois les mêmes étapes décrites ci-après (illustration 33).

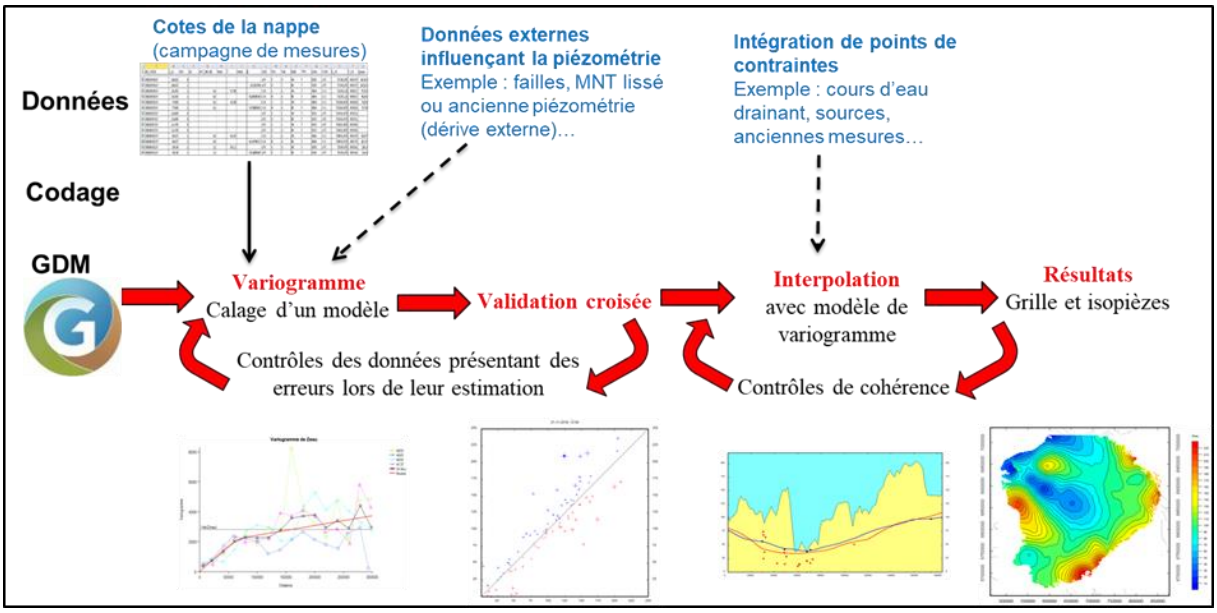


Illustration 33 - Principe de la modélisation d'une carte piézométrique sous GDM.

Préparation des données

- **Application des critères de sélection**

Pour créer le jeu des données, on applique les critères de sélection développés aux paragraphes 3.2 et 3.3 et utilisés dans les deux lexiques de données (sédimentaire et socle) :

- l'appartenance aux référentiels MESO et / ou BDLISA ;
- la présence d'une coupe géologique qui permet d'identifier l'aquifère capté ;
- la période adaptée à la cyclicité de la nappe ;
- le nombre minimal de mesures par an (12 au minimum) ;
- le lien IPS (développé au paragraphe 3.2.5) ;
- et la qualité du nivellement (cf. 3.2.1).

- **Mise en forme des données**

Pour l'interpolation des zones non saturées minimale (ZNS min) et maximale (ZNS max), une mise en forme des données a dû être réalisée. Celle-ci est nécessaire pour garder, dans la table attributaire, les informations utiles telles que la position, l'identifiant, la nature, la source, les mesures associées, le code du lexique. Ces informations sont indispensables pour le bon fonctionnement du logiciel d'interpolation Geological Data Modeling (GDM) qui a été utilisé tout au long de cette étude. Le jeu de données (illustration 29) sera scindé en deux :

- un jeu regroupant les mesures de basses eaux (BE),
- un jeu regroupant les mesures de hautes eaux (HE).

L'ensemble des données est codé avec une valeur de « Z_eau », correspondant au toit de la nappe (illustration 34).

FID	CODE_BSS	XL93	YL93	Z_sol	precision	source_pts	nature	Z_eau	epais_zns	code_lexiq	periode
0	04808X0027/N11	330728	6692200	3,81	RNG	ADES		2,04	1,77	3	TH
1	03228X0048/F	498996	6778130	59,00	EPD	ADES	FORAGE	56,39	2,61	2	TH
2	04202X0013/S9	348656	6742420	36,50	EPD	ADES	FORAGE	36,60	0,00	3	TH
3	06101X0202/SP1	416867	6596480	10,20	RNG	ADES	SONDAGE	7,63	2,57	1	TH
4	04553X0023/F	465782	6710770	46,00	EPD	ADES	FORAGE	44,58	1,42	2	TH
5	03922X0027/S1	459157	6752550	49,00	EPD	ADES		46,87	2,13	3	TH
6	03592X0056/F	513627	6768500	119,00	EPD	ADES	FORAGE	104,90	14,10	3	TH
7	03884X0502/SF7LM	365937	6754970	58,00	EPD	ADES		46,22	11,78	2	TH
8	06074X0096/F4	355160	6600470	4,26	RNG	ADES	FORAGE	2,94	1,32	1	TH

Illustration 34 - Exemple d'une partie de la table des points ADES en hautes eaux

Les sources ont été incluses dans les deux jeux de données BE et HE, celles-ci étant considérées comme pérennes par défaut.

Les points issus du réseau hydrographique (cours d'eau et têtes de bassins versants) sont également inclus dans les deux jeux, exceptés les points issus des tronçons intermittents, qui n'ont été implantés que dans le jeu de données des HE.

Les points de la BSS auxquels une valeur du SPLI est associée ont été ajoutés dans leur jeu respectif. Les autres points de la BSS ont été laissés dans les deux jeux pour être discriminés selon un principe d'itération plus tard, lors de l'interpolation

Pour les isopièzes, deux méthodes de sélection des données ont été testées pour éviter que la forte densité des points issus des isopièzes ne vienne trop influencer le calcul du variogramme expérimental :
- Soit les points ont été échantillonnés pour mieux correspondre à la densité de points de la zone et le reste des points a été réinjecté ensuite.
- Soit les points isopièzes sont réinjectés après le calcul du variogramme (cas pour l'interpolation de toute la zone sédimentaire).

L'échantillonnage des données piézométriques pour caler le variogramme s'est fait grâce à un choix aléatoire de 5000 points parmi les 40 000 points « isopièzes ». L'ensemble des points isopièzes sont réinjectés ensuite dans l'interpolation finale.
Ces deux méthodes donnent des résultats tout à fait similaires. Mais on préférera l'échantillonnage si le semi de points est très hétérogène notamment en cas de faible densité de points.

En tenant compte de la superficie et la répartition de l'ensemble des points disponibles pour l'interpolation. Le MNT de l'IGN au pas de 25m, a été ré-échantillonné au pas de 250m pour l'interpolation des niveaux piézométriques. Ce nouveau pas correspondra aussi à celui des grilles représentant l'épaisseur de la ZNS hautes et basses eaux.

Le lexique et le principe d'itération

Les lexiques en domaine sédimentaire et de socle ont été définis pour créer un indice de fiabilité pour chaque mesure de niveau piézométrique mais aussi pour appliquer un système d'itération inspiré des modélisations lithostratigraphiques du Bassin Parisien (*Thèse de Justine Briais, travaux de Carole Ortéga sur la géométrie du Ludien dans le cadre du projet Logiseq3D*). Ces modélisations ont été élaborées pour générer des modèles 3D notamment dans le cadre du programme sur le RGF. Elles s'appuient sur la démarche suivante :

- Une première modélisation (dans notre cas, calcul d'une surface piézométrique, basée sur un modèle de variogramme) est effectuée en considérant uniquement les données les plus fiables,
- Ensuite les données moins fiables sont comparées à cette première surface piézométrique. La différence entre la première surface piézométrique et les données moins fiables est comparée à l'écart-type d'interpolation prévue par le modèle de variogramme. Lorsque la différence dépasse deux fois l'écart-type d'interpolation, la donnée est vérifiée et selon le cas écartée ou conservée. On peut ensuite ajouter au jeu de données fiables les données validées par la comparaison, puis mettre à jour la surface piézométrique et réitérer les comparaisons avec les données non encore validées, ceci jusqu'à n-itérations

La procédure décrite ci-dessus a été utilisée, en l'adaptant spécifiquement pour cette étude. Dans un premier temps les niveaux piézométriques ayant un indice de fiabilité inférieur à 9, sont injectés dans le calcul du variogramme.
Ensuite, Il s'agit de récupérer dans les calculs suivants les points ayant un indice de fiabilité strictement supérieur à 9 et qui **ont moins de deux mètres d'écart entre la valeur estimée par l'interpolation et la mesure au point.** Cette méthode est réalisée pour l'ensemble des interpolations qui seront présentés ci-après pour les périodes de basses et hautes eaux. Elle permet aussi d'étoffer le semi de points avant de construire le modèle final d'interpolation.

Les paramètres de voisinage

Les paramètres de voisinage sont le préalable nécessaire à toute interpolation. Ils sont, conditionnés par la densité de l'information, leur distribution spatiale et leur structure (isotropie, anisotropie).
Nous avons opté pour celui qui offre la meilleure représentativité des données : un voisinage glissant par octant (illustration 35). Cela signifie que pour chaque point, 8 secteurs sont créés à partir du point à estimer. Un maximum de 3 points sélectionnés par octant et un total de 24 points maximum pour estimer la valeur du point d'origine ont été choisis dans les paramètres de voisinage. Le logiciel attribue un poids à chacun de ces 24 points en fonction de leur éloignement avec le point à estimer ainsi qu'en fonction de l'éloignement avec les autres données du voisinage. La dimension maximum du voisinage (rectangle à l'intérieur duquel on cherche les points dans les octants) est déterminée en fonction de la densité des données et de la taille des zones « vides » de données.

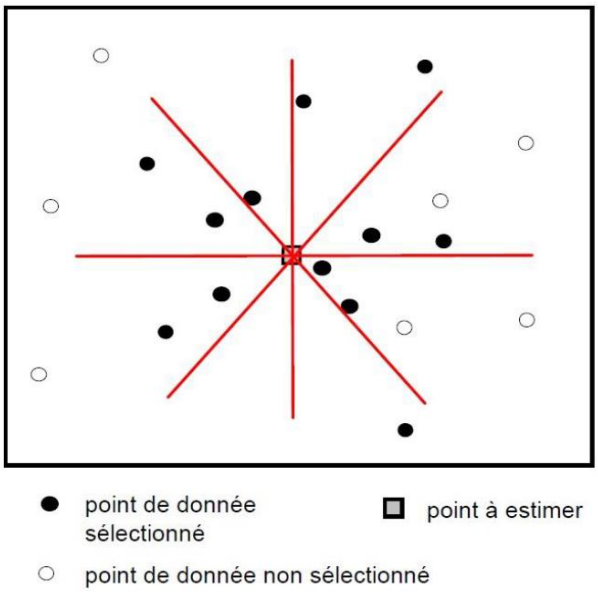


Illustration 35 - Schéma du fonctionnement du voisinage glissant par octant. Ici on cherche 2 points par octant maximum, 12 points retenus.

Un dernier paramètre est à prendre en compte, la fusion des points confondus ou très proches qui permet d'éviter de mauvaises estimations en cas de doublons. La distance pour ce paramètre est de 100 m, les grilles de résultats étant au pas de 250 m.

Le variogramme

Le variogramme permet d'évaluer la corrélation des observations en fonction de la distance qui sépare les points d'observation.
Le calage du modèle de variogramme se fait à l'aide de modèles stationnaires (sphérique, cubique, exponentielle, gaussien…), linéaire ou par une combinaison de plusieurs modèles.
Les modèles de variogrammes les plus utilisés sont décrits en annexe n°2 (Chilès, 1999).

Les composantes du modèle de variogramme (illustration 36) sont :

- Une portée : distance à partir de laquelle la variable n'est plus corrélée, elle atteint un palier ;
- Le palier : lorsqu'il est présent, on dit que la variable d'étude est stationnaire, il n'y a plus de corrélation entre les données ;
- L'anisotropie : si les valeurs du variogramme varient significativement en fonction de la direction de calcul,

Il est possible d'implanter un effet pépite, traduisant une variation rapide des mesures à faible distance (augmentation de l'ordonnée à l'origine). Lorsque le variogramme est isotrope (même comportement dans toutes les directions), le calage du modèle se fait sur la direction moyenne du variogramme expérimental.

Les autres directions de calcul ne servant ici qu'à vérifier l'existence d'une anisotropie ou d'une 'isotropie. Bien que dans la nature il existe une très grande variété d'anisotropies, en géostatistique, on ne peut modéliser aisément que les anisotropies dites « géométriques » (cas où la direction de variabilité maximale est perpendiculaire à la direction de variabilité minimale, et ou les 2 directions bissectrices ont le même variogramme) .

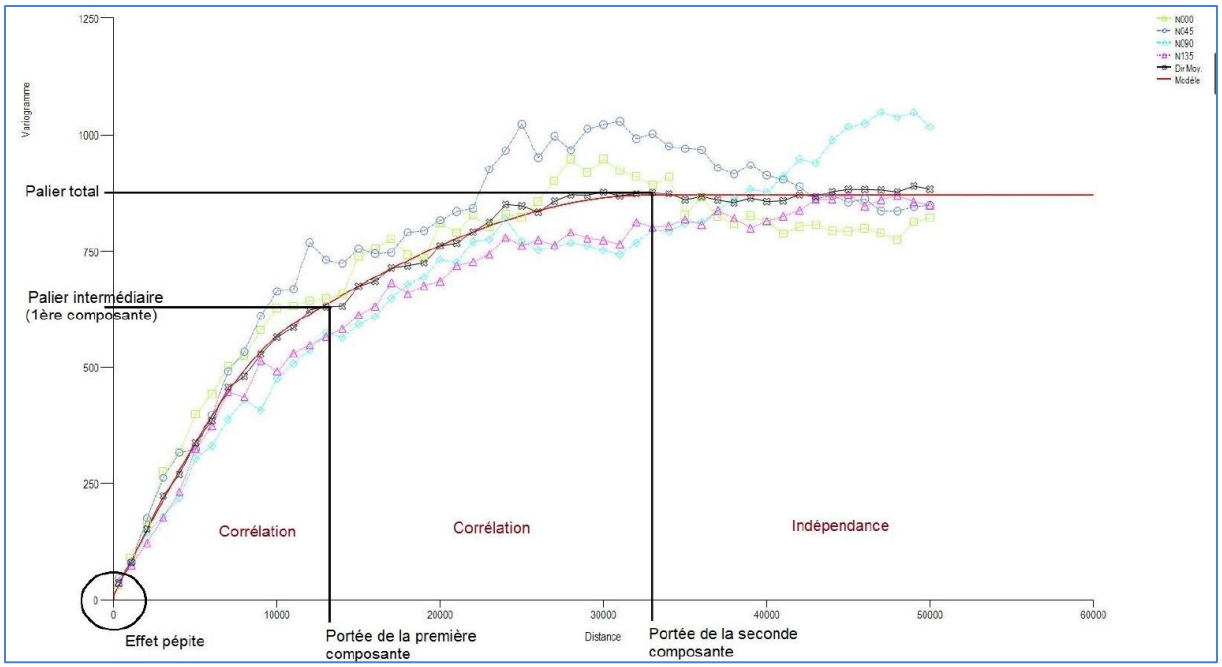


Illustration 36 – Exemple de Variogramme

La validation croisée

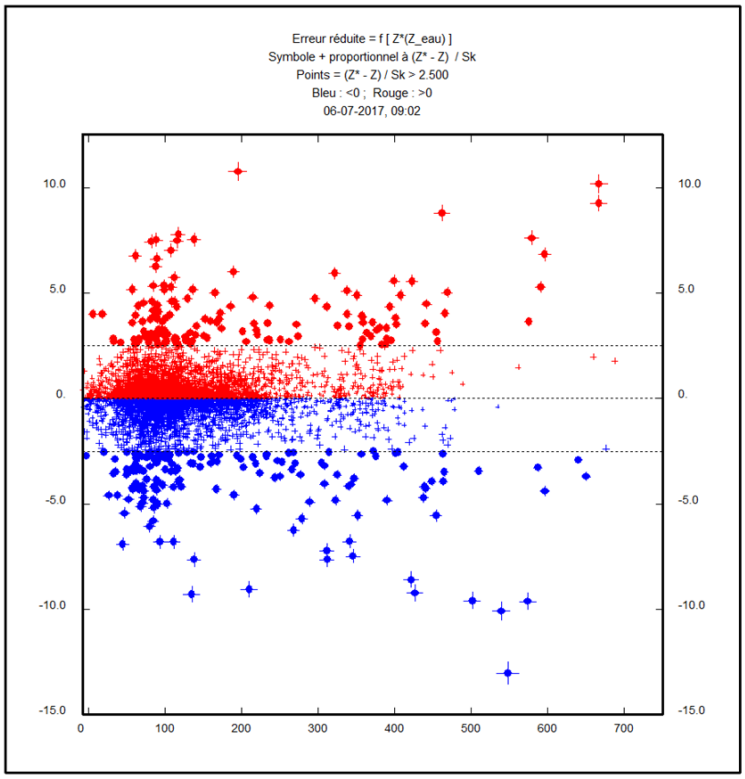
La méthode d'interpolation par krigeage avec modèle de variogramme permet de procéder à une validation des estimations par la méthode nommée « validation croisée ». La validation croisée consiste à ré-interpoler la valeur en un point de donnée « P » à partir des valeurs mesurées aux autres données, en faisant « comme si » le point « P » n'avait pas été mesuré.

Ce processus est répété pour tous les points de donnée. Pour chaque point de donnée « P » on dispose ainsi de la « vraie » valeur mesurée, de son estimation à partir de données voisines, ainsi que d'une mesure de l'erreur d'interpolation lorsque l'estimation a été effectuée par méthode géostatistique.

La validation croisée est une nouvelle vérification de la robustesse des données avec un puissant outil. La méthode produit différents indicateurs que l'on peut examiner pour juger de la qualité des résultats :

- le coefficients de corrélation Rho (Z*, Z), entre la valeur interpolée Z* et la valeur exacte Z doit être proche de 1
- l'écart-type de l'erreur réduite (Z*, Z)/Sk doit se rapprocher au plus près de 1 (Sk étant l'écart-type de krigeage)
- Le nombre de points dits « non robustes », défini par le nombre de points pour lequel l'écart-type de l'erreur réduite dépasse un certain seuil ne doit pas lui-même dépasser un certain seuil (par exemple pas plus de 6% des points avec un écart-type réduit supérieur à 2).

Cette méthode de validation croisée permet d'identifier rapidement des points erronés, sur ou sous-estimés. Une fois les points aberrants identifiés puis corrigés ou éliminés, un nouveau variogramme est calculé pour détecter les erreurs résiduelles. Le processus peut être réitéré plusieurs fois pour éliminer les erreurs.



ERR	SK	ERED	Not Robust	ERR +
-23.6557	9.88483	-2.39313		
2.1498	15.20070	0.14143		2.1498
0.5454	5.41085	0.10081		0.5454
-0.2655	5.22444	-0.05081		
3.1656	7.81729	0.40495		3.1656
-0.7438	3.45444	-0.21532		
-0.4753	5.60120	-0.08485		
19.3109	7.61130	2.53713	2.53713	19.3109
-48.9226	8.79418	-5.56307	-5.56307	
18.7336	7.66159	2.44513		18.7336
-5.5211	7.68698	-0.71824		
-8.9592	6.31348	-1.41906		
-1.4749	4.77903	-0.30862		
2.1478	4.45960	0.48162		2.1478
1.8279	4.71037	0.38805		1.8279
-6.2976	8.28700	-0.75993		
17.1131	9.53245	1.79525		17.1131
-5.8183	15.89750	-0.36599		
2.4687	9.08914	0.27161		2.4687
-0.1594	6.87812	-0.02317		
-13.3755	7.66760	-1.74442		
1.4880	7.85414	0.18946		1.4880
-1.1672	6.07205	-0.19223		
1.9810	9.07679	0.21825		1.9810
-1.0809	7.50940	-0.14394		
-4.1873	9.12305	-0.45898		
6.9196	15.93790	0.43416		6.9196
-14.4860	19.36370	-0.74810		
2.1517	9.87993	0.21779		2.1517
-1.9641	7.46060	-0.26326		
1.1735	15.91520	0.07373		1.1735
3.0587	9.73027	0.31435		3.0587
-1.2622	12.93010	-0.09762		
1.6345	8.44363	0.19358		1.6345
-62.6086	20.73570	-3.01936	-3.01936	
8.2380	8.40043	0.98067		8.2380
0.9690	4.05726	0.23883		0.9690
1.0591	4.34385	0.24382		1.0591
-16.5361	12.40100	-1.33345		
-17.0316	7.97003	-2.13696		
63.9342	12.03020	5.31448	5.31448	63.9342

Illustration 37 – Exemple de validation croisée

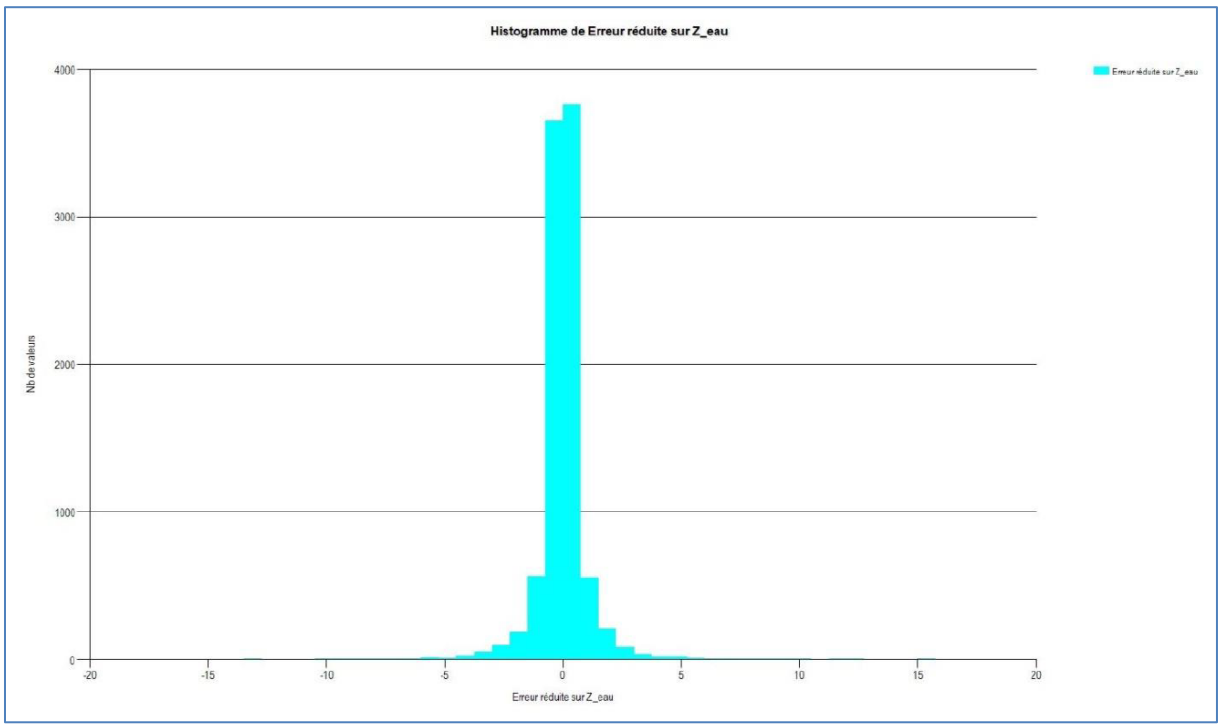


Illustration 38 – Exemple d'histogramme de l'erreur réduite en fonction du nombre de données, calculé sur la variable Z_eau par validation croisée

La variable choisie sur l'ensemble des interpolations (Z_eau) est recalculée sur chaque point de la sélection, en fonction du voisinage. La différence entre la valeur estimée et la valeur exacte est alors reportée sur différents graphiques (illustrations 37 et 38).

Ceux-ci vont mettre en évidence tous les points potentiellement erronés en les identifiant facilement. Ainsi tout point ayant une erreur supérieure à 2 mètres (valeur choisie au préalable en cohérence avec la volonté de précision par rapport à l'objet interpolé) est scrupuleusement vérifié (illustration 38).
L'avantage c'est que chaque point sur ce graphique est identifiable, permettant ainsi de revenir à la mesure brute et d'apporter si nécessaire une correction ou alors de supprimer le point.

Interpolation de la surface piézométrique avec le modèle de variogramme

Pour procéder à l'interpolation des surfaces piézométriques, une grille de calcul de maille 250 m par 250 m a été générée, identique à celle du MNT rééchantillonné.

Une fois les paramètres de voisinage ajustés, le modèle de variogramme calé, on réalise la première d'interpolation au droit des points où le champ « code lexique » est strictement supérieur à 9 (cf. chapitre 3.4). Parmi ces derniers, ceux ayant une erreur d'estimation < 2 m sont réinjectés dans le jeu de données. Ce processus est répété jusqu'à avoir récupéré un maximum de points. Selon le nombre de données, on peut réaliser jusqu'à une quinzaine d'itérations pour récupérer un maximum de points. Plusieurs tests de cohérences ont été effectués sur les données interpolées :

- Test sur les différences entre l'altitude de la topographie (Z_sol) et l'interpolation de la surface de la nappe ;
- Contrôle de la carte piézométrique avec les anciennes mesures piézométriques et correction par l'intégration de points de contrainte ;
- Et le contrôle visuel des isopièzes (limites d'alimentation, drainage, artefacts, influence éventuelle des failles, …).

Une fois cette étape aboutie, l'interpolation de la grille avec les données robustes et les points récupérés par krigeage avec le modèle de variogramme retenu est réalisée avec prise en compte de la topographie (MNT au pas de 250 m).

4.2. INTERPOLATIONS SUR LA ZONE D'ETUDE

La difficulté pour cette étude a consisté à trouver le meilleur moyen d'interpoler des données issues de différents contextes hydrogéologiques (socle et sédimentaire), de différentes natures (chroniques piézométriques, mesures ponctuelles, isopièzes, …), sur une surface équivalente à un quart du territoire métropolitain.

A cela s'ajoute le fait que ces données représentent des valeurs extrêmes (minimum et maximum) quelle que soit leur année de mesure, mélangeant ainsi des niveaux moyens avec des niveaux caractéristiques d'années sèches ou très humides.

L'objectif de cette phase d'interpolation est donc de trouver la meilleure adéquation entre ces contraintes et un calage pertinent permettant de produire des résultats les plus cohérents avec les fonctionnements hydrogéologiques connus. L'ensemble des tests qui ont été développés au cours de cette étude sont regroupés sous forme d'une synthèse présentée sur l'illustration 39 ci-après.

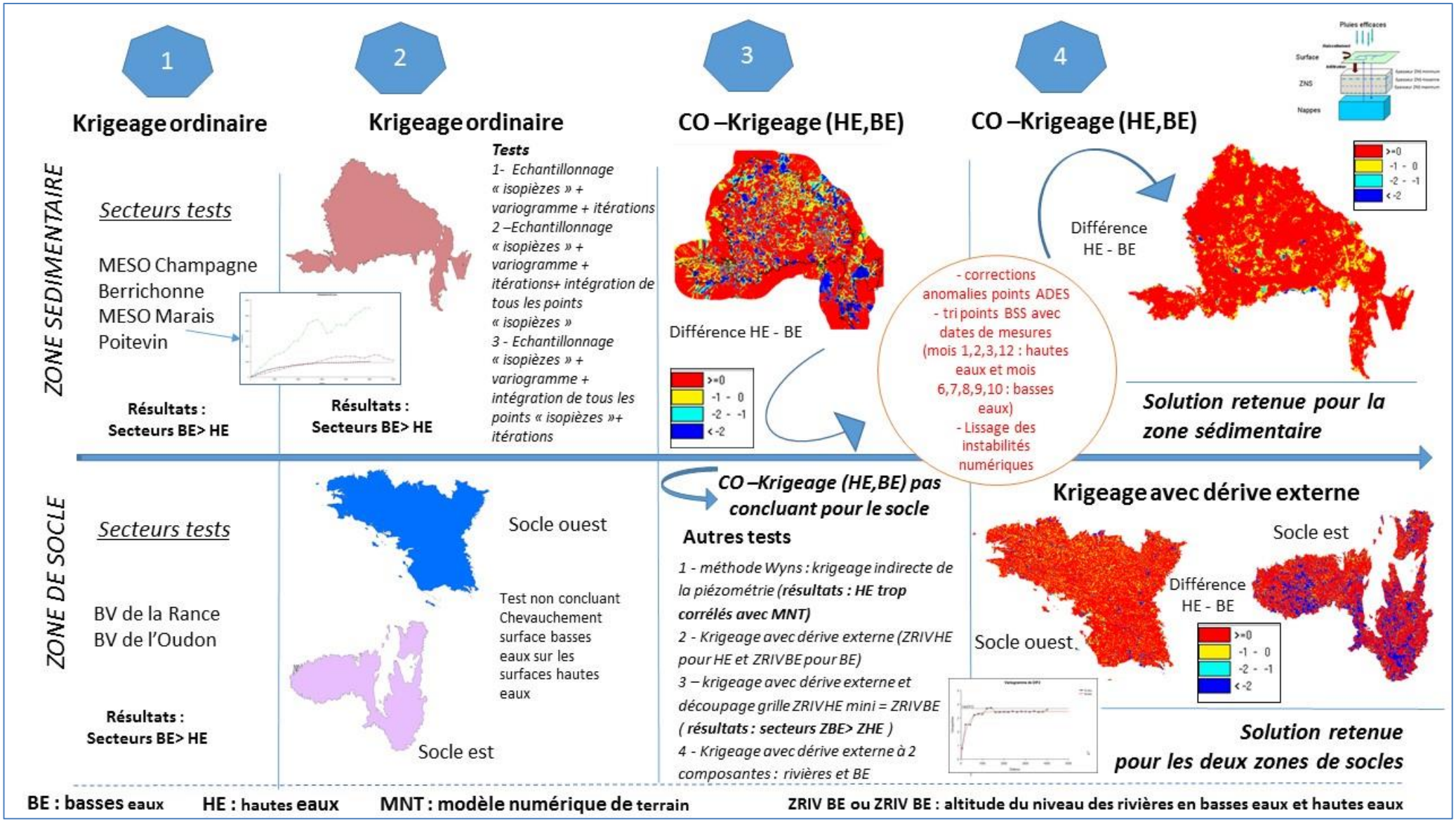


Illustration 39 – Synthèse de toutes les méthodes d'interpolation testées au cours de cette étude

L'ensemble des détails des principales interpolations sont consultables en annexe 3. Ils regroupent les informations suivantes :

- Le variogramme expérimental et le modèle de variogramme créé ;
- La validation croisée ;
- Une grille pour chaque surface piézométrique interpolée en BE et HE
- Une vue en trois dimensions des deux surfaces interpolées (BE et HE)
- Un tableau résumé regroupant des statistiques sur les points utilisés lors de l'application de notre méthode d'interpolation

4.2.1. Les zones tests

La première approche testée a consisté à interpoler des zones tests localisées dans les domaines sédimentaires et de socle pour choisir la ou les méthodes d'interpolation la ou les plus adapté(es) aux différents jeu de données respectifs de ces zones.
Pour réaliser ce calage des MESO d'intérêts, ont été choisies en accord avec l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne. Ces zones tests sont représentatives des principaux contextes hydrogéologiques (illustration 40) de la zone d'étude.
Les bassins versants de la Rance et de l'Oudon sont situés dans des terrains principalement de socle (Massif Armoricain). Les masses d'eau souterraines de la Champagne Berrichonne et du Marais Poitevin, sont localisés dans des zones sédimentaires (bordure sud du Bassin Parisien).

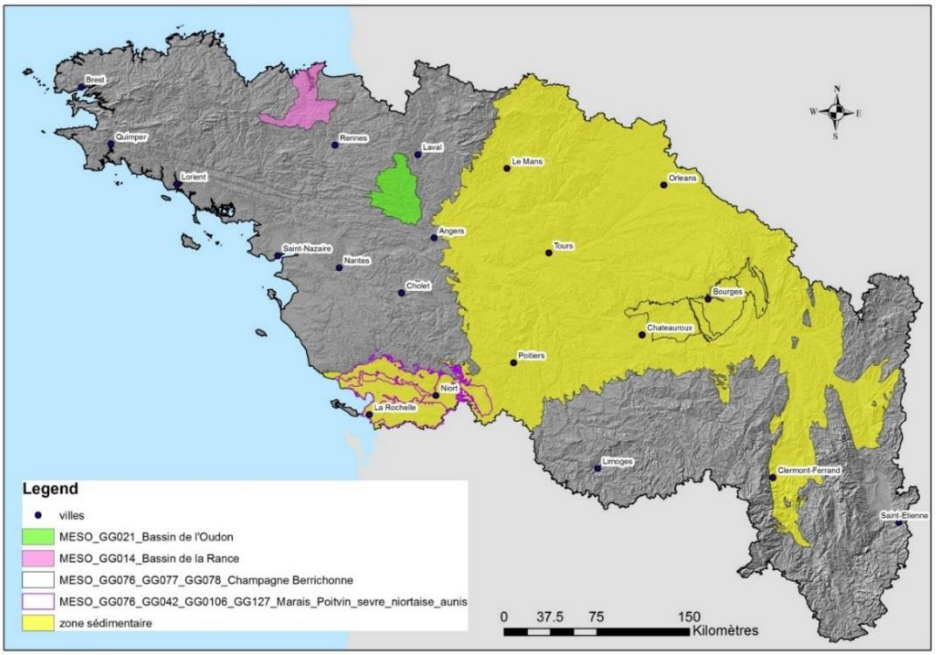


Illustration 40 – Localisation des zones tests

Des sélections géographiques ont été faites pour chaque jeu de données basses et hautes eaux comme le montre par exemple l'illustration 41 du bassin versant de l'Oudon.

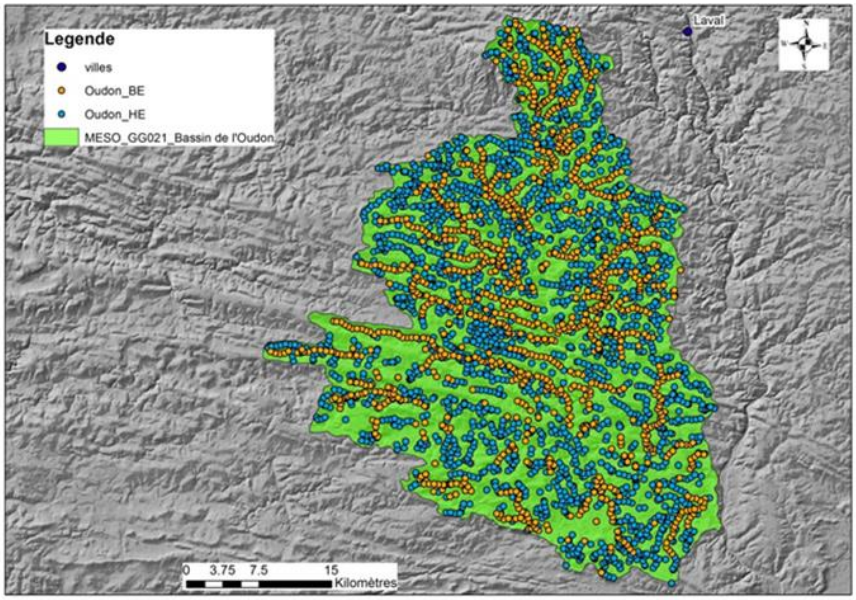


Illustration 41 – Localisation des jeux de données basses et hautes eaux sur le bassin versant de l'Oudon

Dans un premier temps, des tests d'interpolations par krigeage ordinaire avec modèle de variogramme ont été réalisés sur une zone en contexte majoritairement sédimentaire (Champagne Berrichonne), puis sur une autre localisée dans le socle (bassin versant de la Rance). Celles-ci ont très vite mis en évidence des incohérences en rapport avec la topographie et un manque de données piézométriques pour le bassin de la Rance. Les chroniques sont trop récentes par rapport aux dates de mesure d'eau des points BSS. Ce manque de données piézométriques (seulement deux ouvrages appartiennent à la base ADES) ne permettait pas d'obtenir une surface fiable, il a donc été décidé d'écarter ce secteur des tests d'interpolation.

Pour la Champagne Berrichonne, les points isopièzes ont subi un second échantillonnage afin de garder une relative homogénéité dans les données pour ne pas influencer le calcul du variogramme. Les résultats montrent que le réseau hydrographique est mis en relief et qu'aucune forte variation locale ou spatiale n'apparait entre les basses et les hautes eaux (illustration 42).

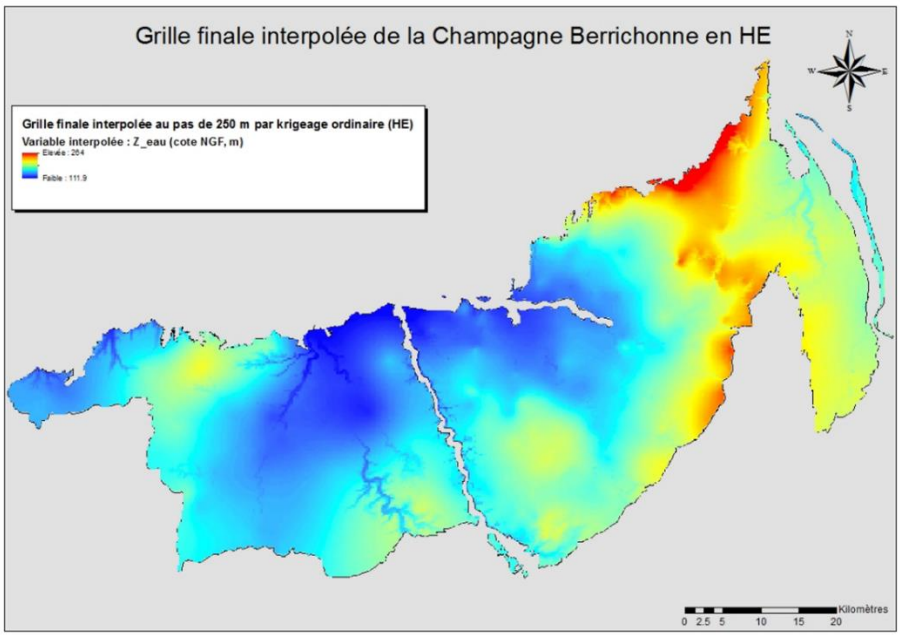


Illustration 42 – Grille finale interpolée avec les données Champagne Berrichonne en HE

Les deux premiers tests ont aussi montré qu'il était plus cohérent d'interpoler directement les surfaces piézométriques en altitude (champ Z_eau) qu'en épaisseur pour les basses et hautes eaux. Ce choix a permis également plus de facilités dans le contrôle des données.

L'interpolation du bassin de l'Oudon (contexte de socle), présente une grille très représentative de la topographie et du réseau hydrographique (illustration 43). Le poids des données issues du réseau hydrographique joue un rôle prépondérant dans l'interpolation. Une meilleure définition est observée localement, en fonction de la densité de données. Dès que la densité est moindre, la surface des basses eaux a tendance à chevaucher celle des hautes eaux.

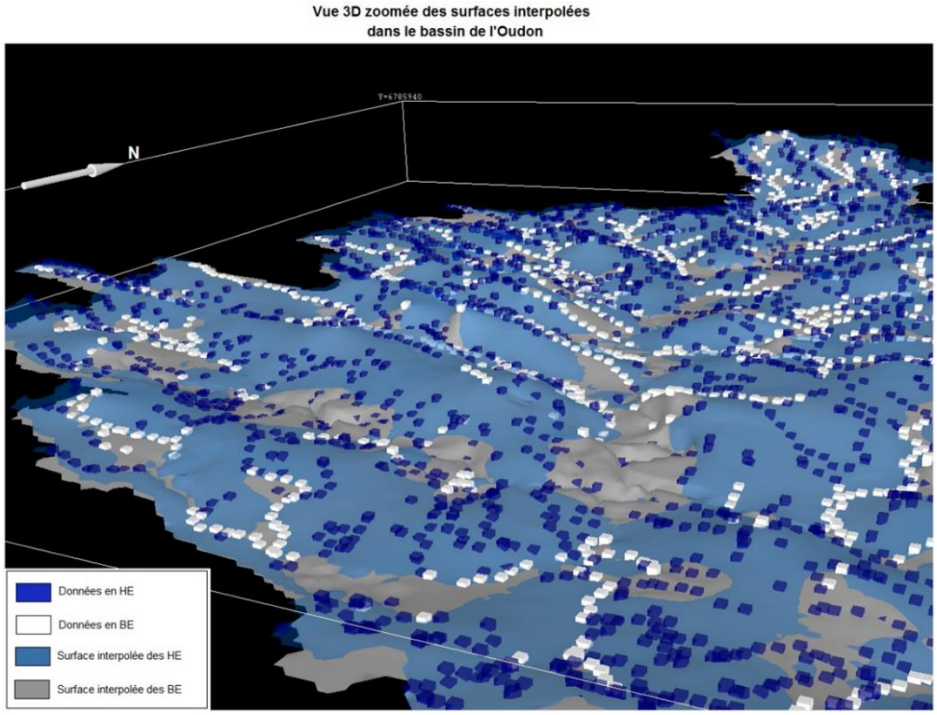


Illustration 43 – Vue en 3D des surfaces interpolées en BE (gris) et HE (bleu) du bassin de l'Oudon (échelle verticale exagérée pour une meilleure visualisation de la différence entre les surfaces).

La seconde interpolation dans le domaine sédimentaire est localisée dans le Marais Poitevin. Malgré les vérifications faites sur les données, des anomalies ou des dépressions ressortent sur les grilles interpolées, notamment sur les vues en 3D. De même que précédemment, nous observons sur ce secteur sédimentaire, un chevauchement de la surface basses eaux sur a surface hautes eaux au niveau des secteurs avec des lacunes de données principalement en hautes eaux.

Les premières interpolations montrent les difficultés d'intégrer des données de fiabilités différentes, de pallier le manque de données sur certaines zones et de limiter les effets de bordure. Les grilles produites révèlent la présence de surfaces basses eaux au-dessus de celles des hautes eaux. Au vu de ces constats, la première hypothèse d'interpoler chaque bassin versant et chaque masse d'eau ne nous paraît pas réaliste notamment pour la gestion des effets de bordure. Il est donc envisagé de choisir d'autres limites d'interpolation cohérentes avec le fonctionnement hydrogéologique des nappes présentes sur le territoire d'étude.

4.2.2. Interpolation en domaine sédimentaire

Krigeage ordinaire (et universel)

Sur les deux zones tests en domaine sédimentaire, une relative équivalence entre les variogrammes expérimentaux (illustration 44) a été constaté qui permet de légitimer un essai pour une seule interpolation sur l'ensemble du domaine. L'avantage de cette approche c'est de limiter les effets de bordure si nous devions modéliser masse d'eau souterraine par masse d'eau souterraine.

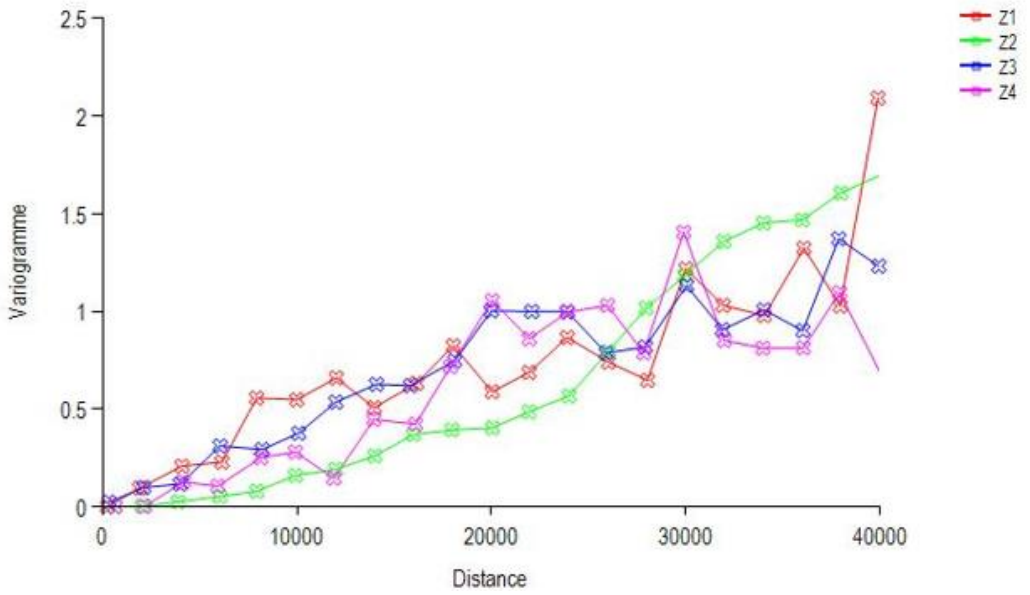
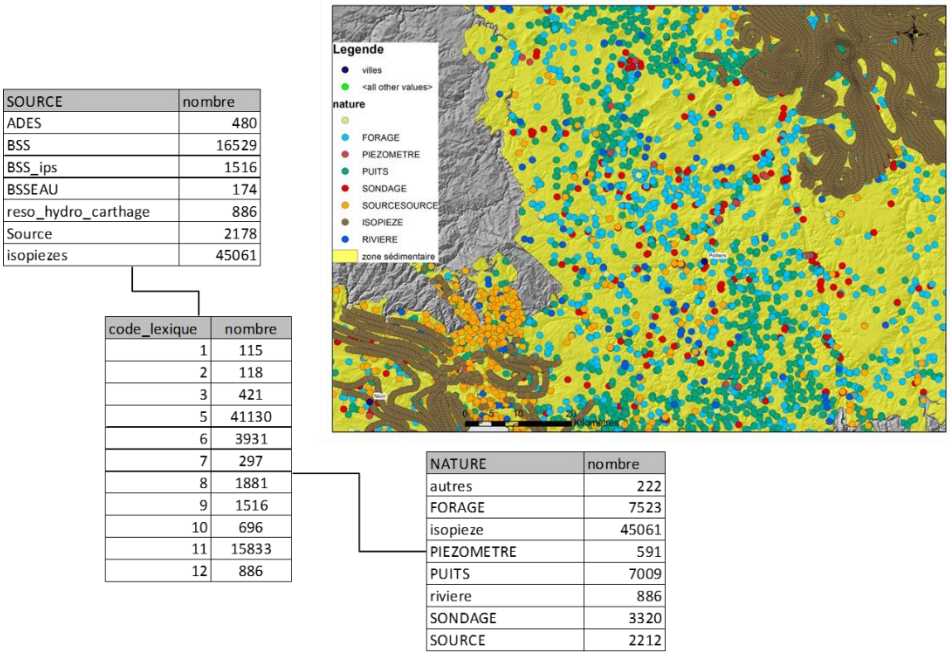


Illustration 44 –variogrammes de quatre zones sédimentaires normés par la variance des données

Pour interpoler une telle surface, un travail important a été mis en œuvre pour préparer les données à interpoler. Près de 66 824 points sont recensés en basses eaux (illustration 45) et 26 763 points en hautes eaux soit près de trois fois moins que les données disponibles pour les calculs en basses eaux.



SOURCE	nombre
ADES	480
BSS	16529
BSS_ips	1516
BSSEAU	174
reso_hydro_carthage	886
Source	2178
isopiezes	45061

code_lexique	nombre
1	115
2	118
3	421
5	41130
6	3931
7	297
8	1881
9	1516
10	696
11	15833
12	886

NATURE	nombre
autres	222
FORAGE	7523
isopieze	45061
PIEZOMETRE	591
PUITS	7009
riviere	886
SONDAGE	3320
SOURCE	2212

Illustration 45 – Nature et répartition des points selon le lexique du domaine sédimentaire

En parallèle de cette préparation des données, un échantillonnage des données piézométriques a été réalisé pour caler le variogramme afin d'avoir une meilleure représentativité de la densité générale de points et aussi de limiter leur poids dans le calcul du variogramme expérimental. Il s'agit de choisir de manière totalement aléatoire (via des outils ARCGIS) 5 000 points parmi les 40 000 points « isopièzes » présents en domaine sédimentaire. L'ensemble des points isopièzes ont ensuite été réinjectés dans le calcul de l'interpolation finale.

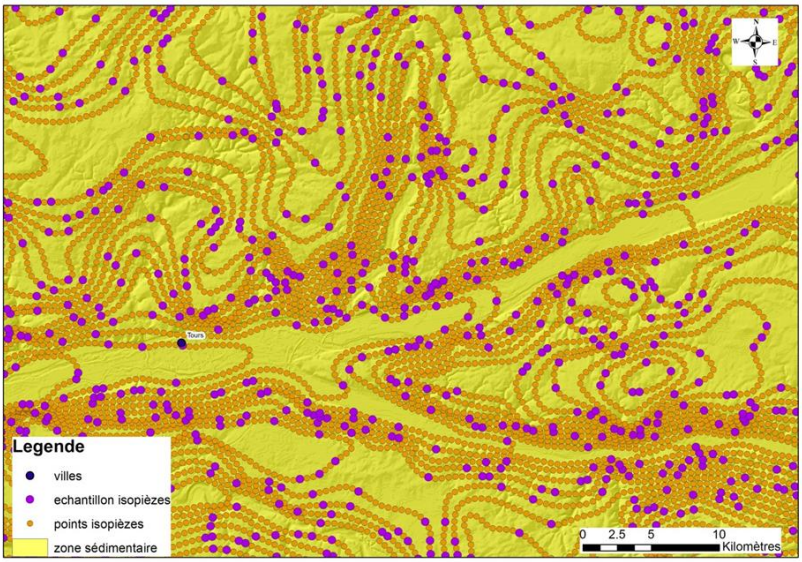


Illustration 46 – Exemple d'échantillonnage des valeurs piézométriques

Pour le calcul de l'altitude de la nappe en basses eaux, trois approches ont été testées en mixant les types de points et l'ordre dans lesquels ils sont traités :

1 – Echantillonnage points « isopièzes » + variogramme + itérations + interpolation finale (illustration 47).

2 –Echantillonnage des points « isopièzes » + variogramme + itérations+ intégration de tous les points « isopièzes » + interpolation finale

3 – Echantillonnage des points « isopièzes » + variogramme +intégration de tous les points « isopièzes » + itérations + interpolation finale

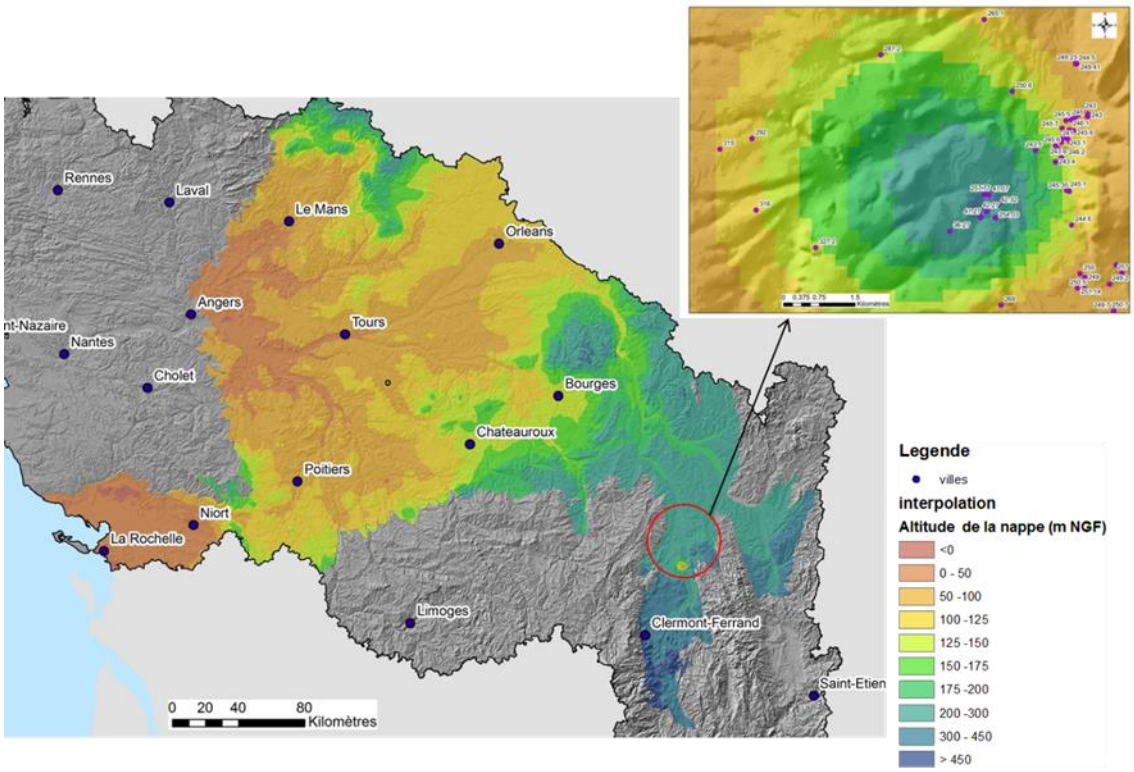


Illustration 47 – Grille résultante de l'approche (1) pour le domaine sédimentaire

Résultats

Les grilles interpolées en basses et hautes eaux présentent là encore une correspondance logique avec la topographie et le réseau hydrographique. Les résultats de cette approche par le krigeage ordinaire montre la présence de chevauchements entre les deux surfaces dus principalement à des lacunes de niveaux piézométriques en HE. Cela est très marqué sur la partie centrale de la zone sédimentaire. Pour les basses eaux, la grande quantité de points issus des isopièzes (échantillonnés en un point tous les 500 m) permet une bonne modélisation de la surface de l'altitude de la nappe.

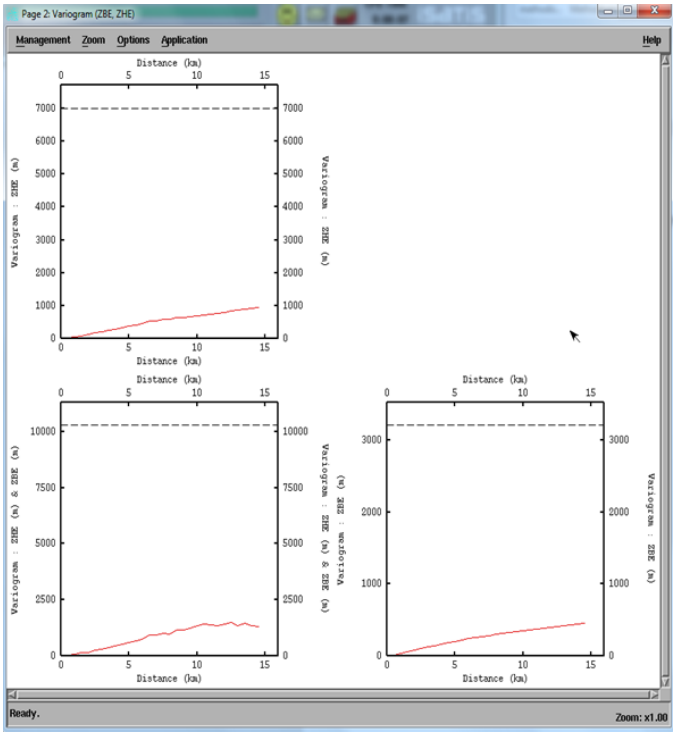
Dans ce type d'exercice nous sommes confrontés avec des données qui devraient représenter des niveaux extrêmes. Or il apparaît nettement que les isopièzes issus des campagnes basses eaux à un instant t ne correspondent pas forcément au niveau le plus bas enregistrés ponctuellement pour un secteur donné. En combinant cette explication avec une densité plus faible de niveaux interpolés en hautes eaux, on obtient des secteurs en basses eaux au-dessus des hautes eaux. Ces chevauchements sont aussi présents sur les bordures de la zone sédimentaire.

Bien que les méthodes géostatistiques par krigeage sont les meilleures options pour l'interpolation de surface d'eau souterraine, le chevauchement des surfaces créées est un véritable problème. Il est possible de supprimer le chevauchement par post-traitement cartographique, mais la fiabilité et la cohérence des surfaces créées seraient alors remises en cause. Il faut donc envisager d'autres méthodes d'interpolation comme le co-krigeage pour améliorer les résultats.

Cokrigeage (HE, BE)

Lorsque plusieurs variables sont mesurées aux mêmes points, il est possible d'utiliser les corrélations entre ces variables pour améliorer l'estimation de l'une d'entre elles. Une application classique de cette propriété est le problème d'interpoler le toit (sommet) et la base d'une formation dans le domaine de la géologie. On pourrait interpoler séparément et en monovariable le toit, la base et l'épaisseur de la formation. Les deux estimations de la base obtenues, soit directement, soit en calculant la différence « toit estimé – épaisseur estimée », ne seront pas les mêmes. Au contraire, si l'on avait effectué un co - krigeage, les estimations auraient coïncidées pour les deux approches.

Pour cette étude, il s'agit donc d'interpoler les hautes eaux en utilisant aussi les basses eaux pour améliorer l'estimation des hautes eaux en utilisant le logiciel ISATIS.

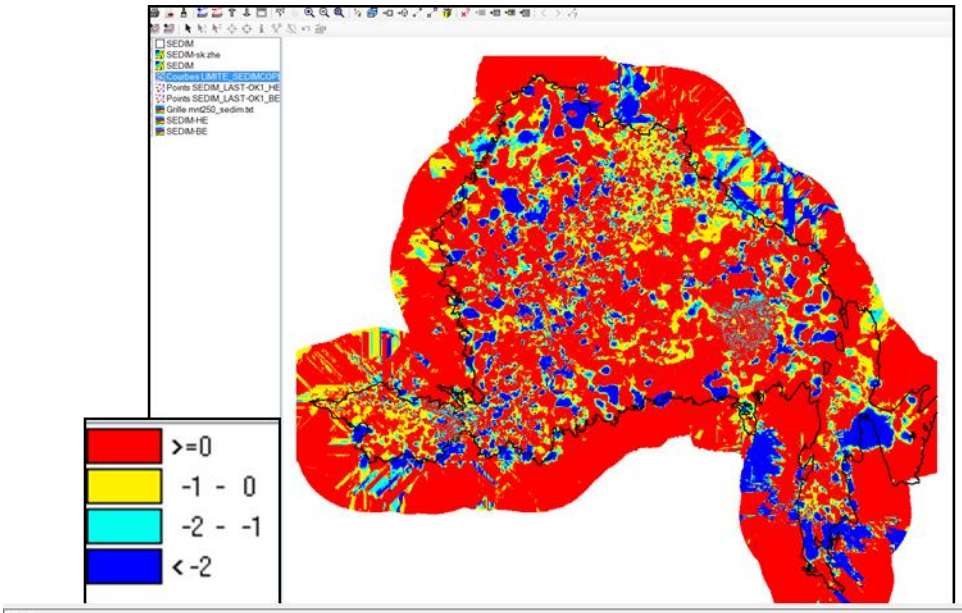


Au préalable, les données sont à nouveau mises en forme pour être compatible avec ce logiciel et avant le lancement des itérations.

Les données les plus fiables sont injectées pour le calcul du variogramme expérimental automatique (illustration 48), puis le calage est effectué avant de lancer proprement dit l'interpolation par co-krigreage.

Illustration 48 – Exemple de variogramme issu du logiciel Isatis

Les résultats de ce premier test avec la méthode du co-krigeage montre à nouveau des chevauchements entre les deux surfaces basses et hautes eaux (illustration 49). Ils mettent en exergue des problèmes de bordures et des secteurs où une analyse plus fine a montré la présence d'anomalies dans les données initiales. Ces données ont été par la suite corrigées (cf paragraphe suivant).



ZHE

	Nom	Nom étendu	Descriptif	Usage	Unité	Effectif	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type
1	ZHE	ZHE	Altitude	ALTI	M	2010996	-12.36	768.90	163.93800	128.98600
2	ZHES	SK ZHE	ZHES	UNDF	UNDF	2010994	1.50	55.07	21.85700	14.46300
3	ZBE	ZBE	ZBE	UNDF	UNDF	2011012	-15.07	769.02	161.75700	126.98100
4	ZBES	SK ZBE	ZBES	UNDF	UNDF	2011012	0.00	38.97	15.93160	10.33570
5	DIFF	DIFF	DIFF	UNDF	UNDF	2010996	-45.18	70.22	2.18096	5.92739
6	DIF2	DIF2	DIF2	UNDF	UNDF	202253	-45.18	-2.00	-5.31238	4.53431

Illustration 49 – Différence entre surfaces HE et BE (en mètres) – Premier co-krigeage

Etape de Correction des données (valable pour les domaines sédimentaire et socle)

L'analyse des résultats du co-krigeage a montré la présence d'anomalies dans les niveaux piézométriques injectés dès le départ dans le processus d'interpolation. A partir de ce constat tous les points dont la différence entre la valeur hautes eaux et la valeur basses eaux était inférieure ou égal à 2 m (seuil d'incertitude) ont été visualisés un par un. Cela représente une vérification de près de 1500 points (1000 points BSS et 480 points ADES). Les principales anomalies sont décrites ci-après.

Corrections sur les piézomètres ADES

Les anomalies dans les chroniques ADES sont dues principalement à des dérives de capteurs, des problèmes de nivellement, d'une méconnaissance sur le bon niveau capté ou encore des données mal saisies (illustration 50).

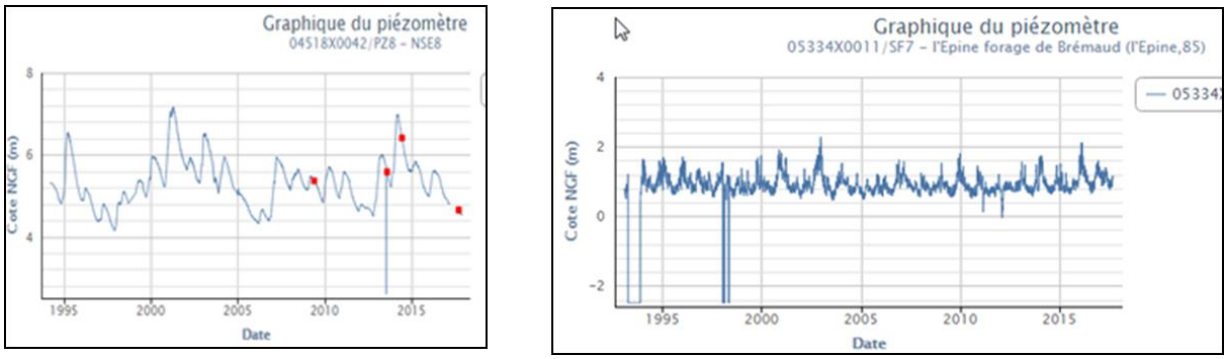


Illustration 50 – Exemple 1 d'anomalies sur les chroniques ADES

Dans le deuxième exemple en illustration 51, les basses et les hautes eaux sont plus basses que la normale. En réalité, le piézomètre observé ne capte pas le niveau le plus affleurant mais celui des sables cénomaniens captifs sous craie).

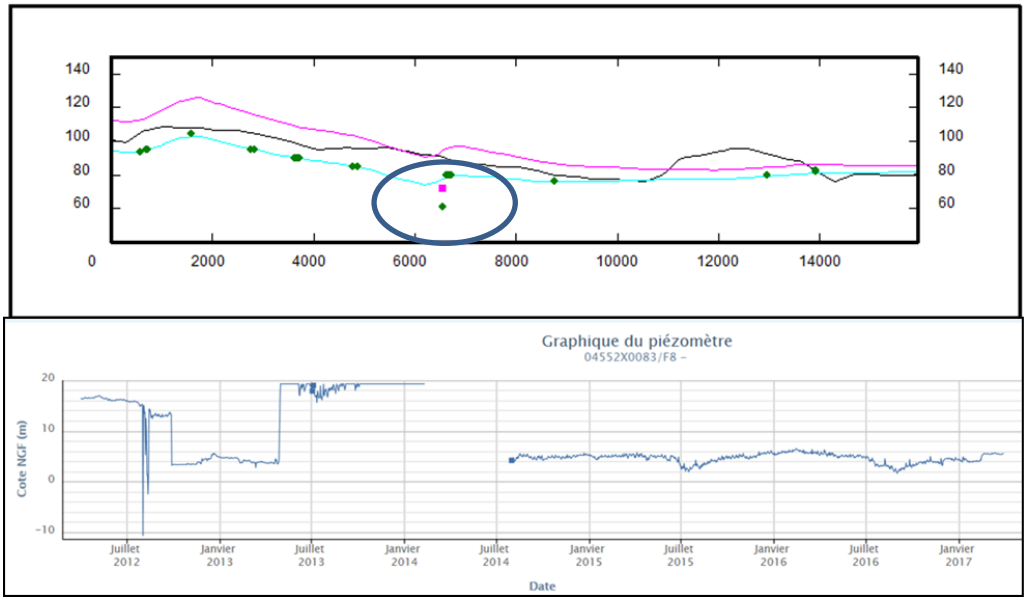


Illustration 51 – Exemple de deux d'anomalies sur les chroniques ADES (rose : hautes eaux et bleu : basses eaux)

Suite à ces vérifications, l'ensemble des mesures erronées ont été supprimées et le report des erreurs a été effectué auprès de la banque d'ADES.

Correction des points avec IPS

Les erreurs dans ADES ont engendré également un bon nombre d'erreurs dans l'association de l'IPS aux points BSS (illustration 52) et donc forcément lors de la récupération de points BSS par itération. Dans l'exemple ci-dessous le points ADES est trop profond ce qui a généré des BSS_ips faux. Toutes les valeurs IPS ont été vérifiées et recalculées si nécessaire.

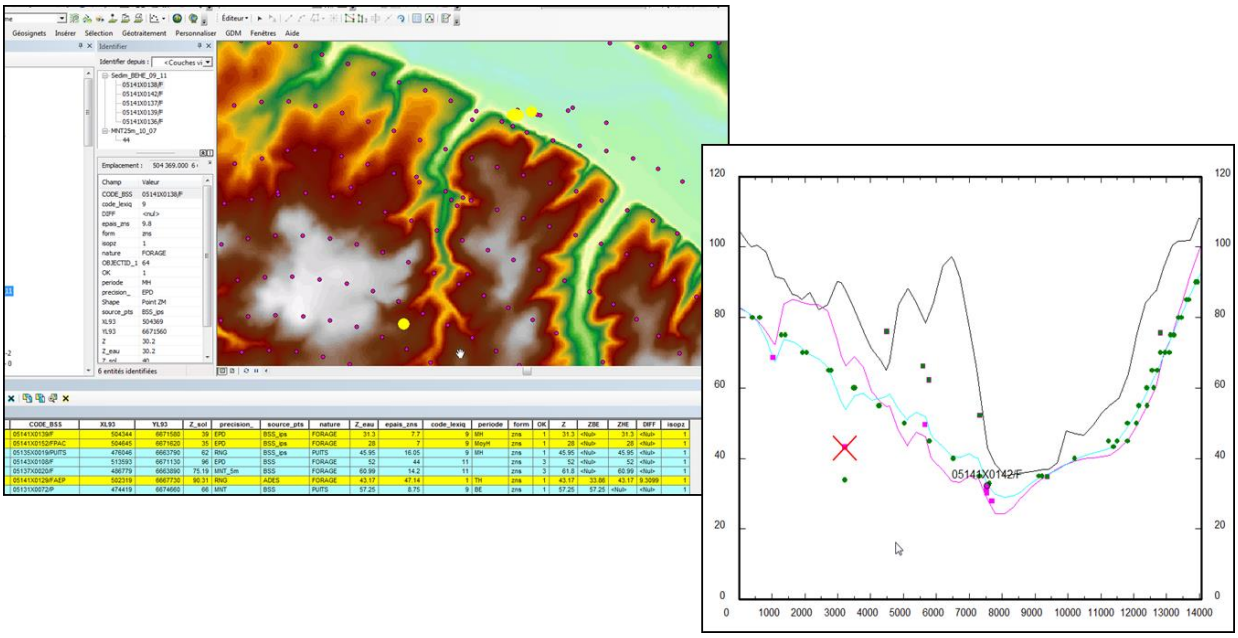


Illustration 52 – Exemple de point ADES qui génère un BSS_IPS faux (rose : hautes eaux et bleu : basses eaux)

L'analyse au cas par cas et la correction/suppression du jeu de données des points ADES est une action nécessaire et cruciale pour améliorer les interpolations.

Au final, les points sont inclus dans deux catégories : BE ou HE. Hors, le SPLI les qualifie selon sept catégories. Une discrimination de ces sept catégories peut être envisagé pour ne garder que les mesures en niveau très bas (TB) ou très haut (TH), écartant ainsi les mesures qualifiées autour de la moyenne (-0,25 < SPLI < 0,25). C'est une piste d'amélioration qui n'a pas été testée au cours de cette étude.

Corrections sur les points de la BSS

La méthode permettant d'affecter des périodes basses et hautes eaux aux points de la BSS grâce au calcul de l'IPS a montré ces limites. En regardant les différentes chroniques piézométriques représentatives des différents aquifères, Il a donc été décidé d'affecter ces périodes basses et hautes eaux en fonction du mois de la mesure :

- Pour les basses eaux, il s'agit des mois juin, juillet, août, septembre et octobre ;
- Pour les hautes eaux, il s'agit des mois janvier, février, mars et décembre ;
- Et pour les moyennes eaux, il s'agit des mois avril, mai et novembre.

Les points qualifiés en « moyennes eaux » sont injectés dans les deux calculs pour les surfaces basses et hautes eaux.

En parallèle la distance de fusion entre deux points est passée de 50 à 200 m permettant de lisser certaines instabilités numériques et deux points fictifs ont été ajouter afin de pallier un gros manque de données au niveau du bassin versant de la Maine (partie sédimentaire).

Après toutes ces corrections, le calcul par co - krigeage des surfaces hautes et basses eaux a été relancé avec une nette amélioration des résultats comme le montre l'illustration 53.

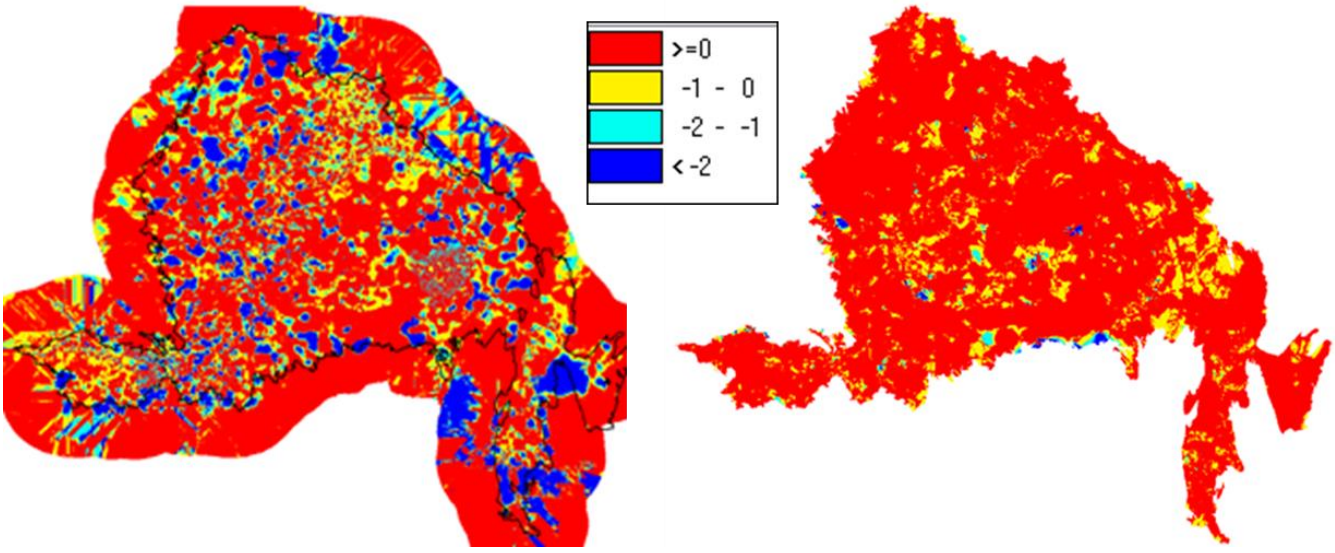


Illustration 53 – Comparaison des différences (en mètres) entre hautes et basses eaux avant (à gauche) et après corrections des données (droite)

Des chevauchements entre les deux surfaces restent présents mais en nombre plus restreint et les plus souvent localisés sur les bordures de la zone sédimentaire. Pour la partie

sédimentaire, le co - krigeage après les itérations constitue donc meilleur compromis pour produire les surfaces caractérisant les hautes et les basses eaux.

4.2.3. Interpolation en domaine de socle

Krigeage ordinaire (et universel)

La même démarche a été appliquée pour le socle avec des zones tests puis deux grands secteurs traités pour l'interpolation. Il s'agit de la zone socle ouest qui représente le Massif Armoricain et la zone socle est, le Massif Central.

On retrouve le même type de résultats avec un réseau hydrographique très présent, un équilibre entre les densités de points des basses et des hautes eaux. Néanmoins on retrouve les mêmes problèmes de chevauchements de surface avec des secteurs en basses eaux qui sont supérieurs aux hautes eaux (illustration 54).

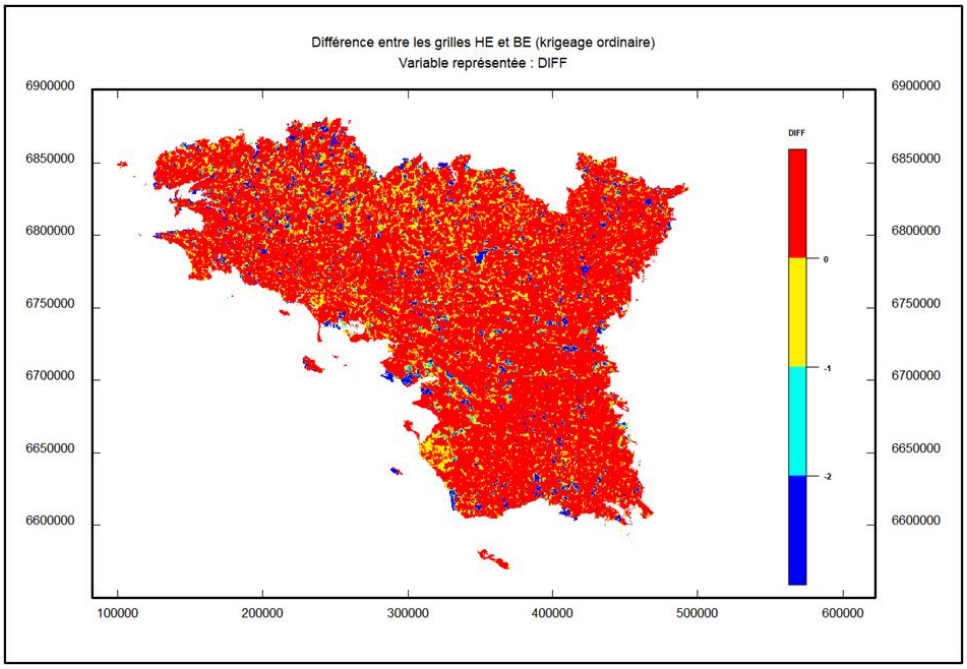


Illustration 54 – Différence entre hautes eaux et basses eaux (en mètres) –Krigeage ordinaire – socle ouest

Co-Krigeage avec Isatis pour le Socle Ouest et le Socle Est

Comme pour le domaine sédimentaire, il s'agit d'appliquer la méthode du Co-krigeage qui applique le principe suivant : lorsque plusieurs variables sont mesurées aux mêmes points, il est possible d'utiliser les corrélations entre celles-ci pour améliorer l'estimation de l'une d'entre elles. Cela aura aussi pour effet de contraindre la surface interpolée d'une variable par une (ou plusieurs) autre(s).

Pour le socle les deux variables utilisées pour cette interpolation sont les hautes eaux avec les basses eaux. Les premiers tests sur le domaine du socle ouest ne sont pas très concluants comme l'indique la grille de la différence entre les hautes et les basses eaux (illustration 55 page suivante).

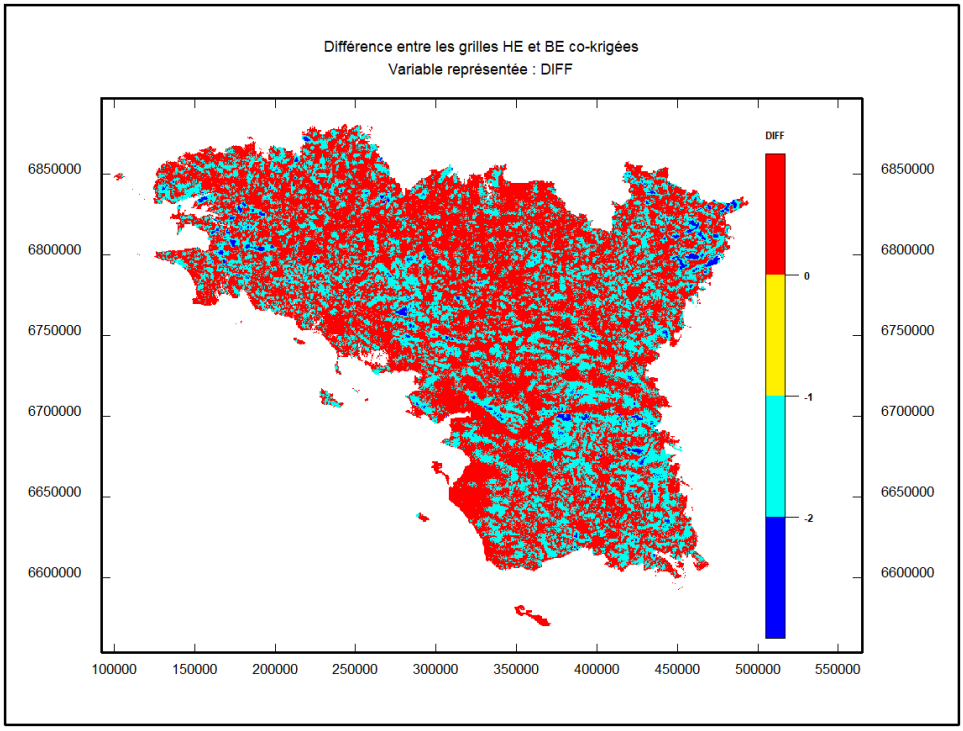


Illustration 55 – Différence entre hautes eaux et basses eaux –co-krigeage (HE, BE) en mètres – Socle ouest

Les différents résultats établis sur la partie du socle Ouest montre que par cette méthode nous n'améliorions pas les zones de chevauchements, au contraire leur nombre augmente par rapport à la méthode d'interpolation par krigeage ordinaire. Les valeurs statistiques calculées sur les deux grilles (hautes et basses eaux) montrent que la valeur moyenne des basses eaux est supérieure à celle des hautes eaux (illustration 56). Le co-krigeage n'est vraiment pas adapté à ce type de données pour le socle.

Nom	Nom étendu	Descriptif	Usage	Unité	Effectif	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type
ZHE	ZHE	ZHE	UNDF	UNDF	854 575	-9	376	82.33540	60.0286
ZBE	ZBE	Altitude	ALTI	M	854 575	-10	382	82.69420	60.1946
DIFF	DIFF	DIFF	UNDF	UNDF	854 575	-9	80	-0.35879	1.1993

Illustration 56 – Tableau des statistiques des deux grilles (HE et BE) pour le Co-Krigeage de la zone du socle ouest

Suite à ces résultats, il a donc été décidé d'essayer d'autres méthodes d'interpolation et de ne pas interpoler la zone du socle « Est » avec ce type d'approche.

Test Krigeage selon l'approche de la méthode R. Wyns

Cette méthode testée en domaine de socle consiste à réaliser une interpolation indirecte de la piézométrie. Dans cette méthode on exploite le fait que la différence « Cote piézo – Surface de base des rivières » est liée linéairement à la différence « Cote Topographique - Surface de base des rivières » comme le montre les deux illustrations suivantes.

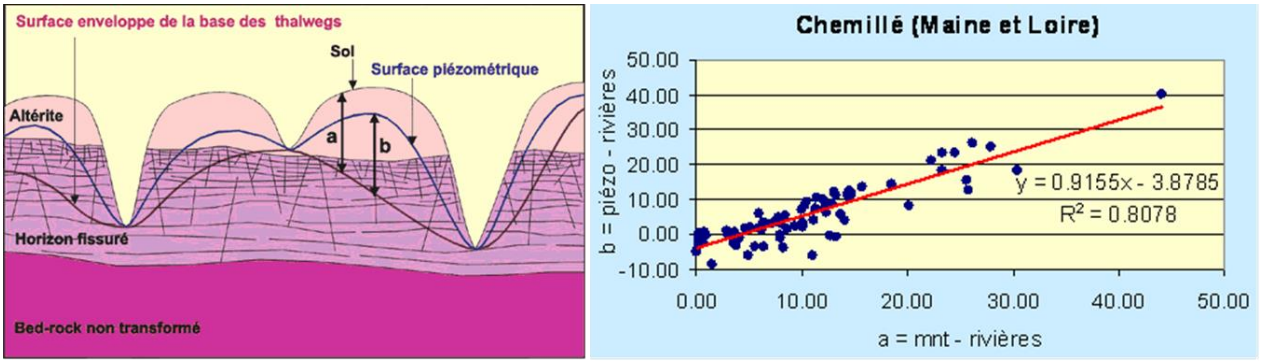


Illustration 57 –Principe de modélisation de la surface piézométrique en domaine de socle et Corrélation linéaire entre le niveau piézométrique, le niveau de base des rivières et la topographie (Wyns et al., 2004)

L'avantage de cette méthode réside dans le fait que la surface piézométrique doit respecter les données en passant uniquement par les points d'observation. Son inconvénient est qu'elle est assez fragile numériquement lorsque le système d'équation mis en œuvre est mal conditionné notamment lorsque les données sont réparties de façon très hétérogène, ce qui est le cas dans notre étude.

Dans ce cas présent, la corrélation entre la surface de base des rivières et la cote piézométrique est très bonne (illustration 58).

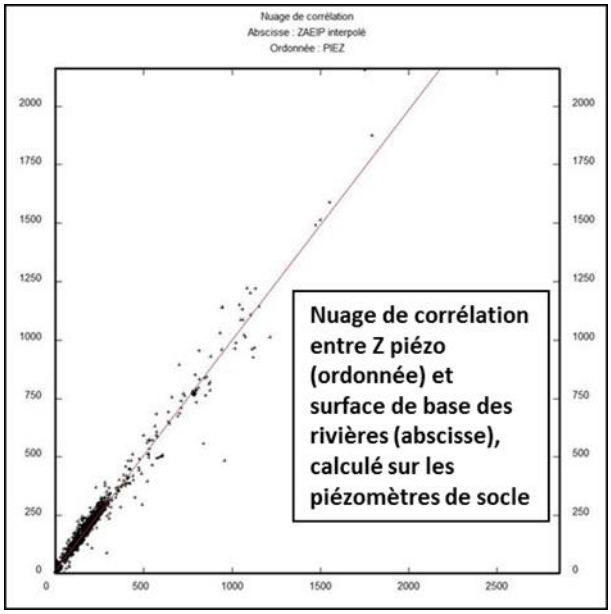


Illustration 58 –Corrélation entre surface de base des rivières et cote piézométrique

Toutefois le variogramme de la différence entre ces deux variables (illustration 59) montre que la corrélation spatiale entre ces deux variables est assez faible dès 5 km de distance (le variogramme atteint déjà 75% de son palier à cette distance).

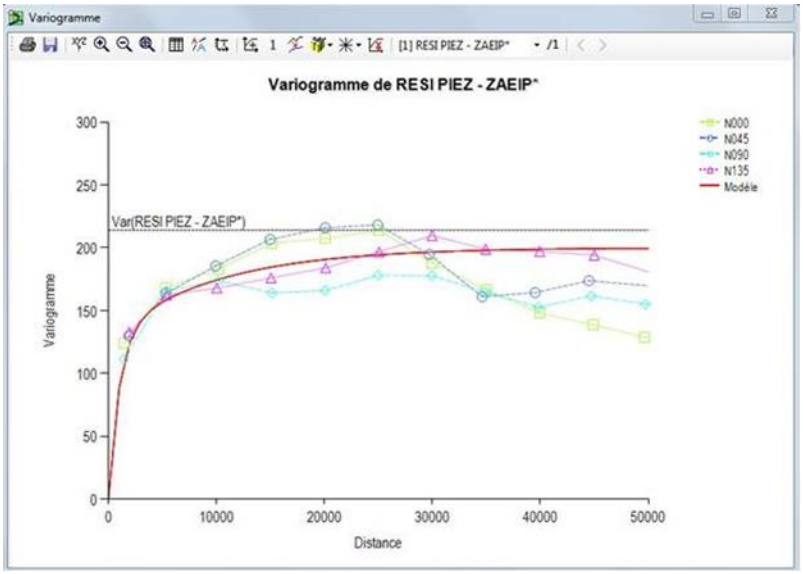


Illustration 59 –Variogramme de la différence entre Z piézo et Z niveau de base des rivières calculée sur les points BSS, ADES, BSS EAU

Ceci montre qu'il est difficile d'interpoler cette variable avec une précision « raisonnable » dès lors qu'il n'y a pas une donnée de piézomètre à moins de quelques kilomètres de distance. Les résultats de cette approche montrent que les hautes eaux sont trop corrélées à la topographie (illustration 59 et 60). La méthode n'a pas été retenue pour l'interpolation en domaine de socle.

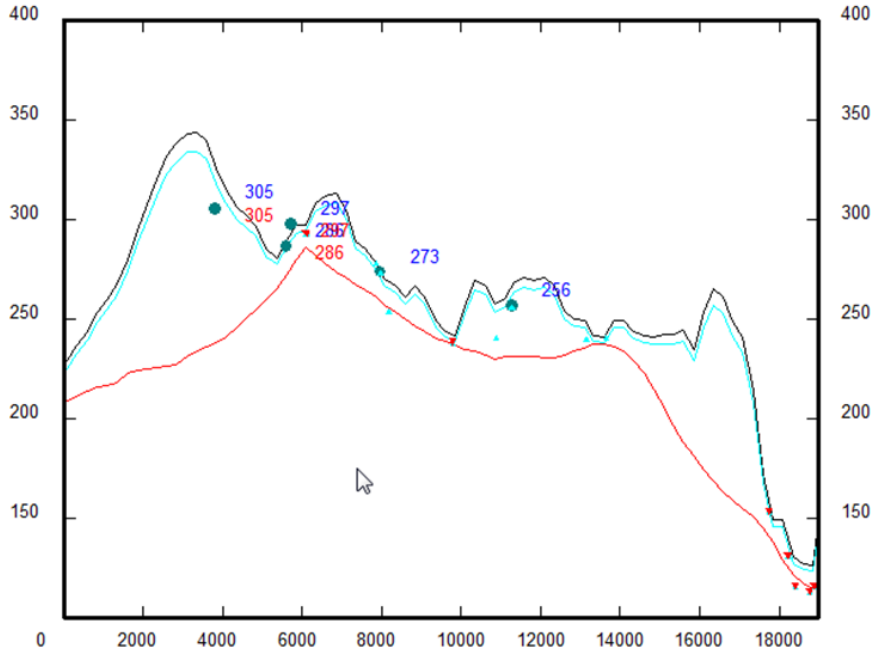


Illustration 60 –Exemple de résultats avec la méthode « Wyns » surface ZHE (+ points rivières HE) en bleu calculé avec la méthode R. Wyns et surface ZBE (+ points rivières BE) Krigeage Ordinaire en rouge

Test : Krigeage avec une dérive externe

Dans un modèle avec dérive externe, un paramètre sert d'ébauche à la cartographie d'un autre paramètre (illustration 61). Un exemple typique est celui d'une campagne sismique où les données des profils, nombreuses, donnent une image détaillée du toit en temps sismique, et où les mesures en forage, rares, permettent de caler ces temps et de les transformer en profondeurs (le calage se fait localement, et incorpore implicitement une variation de la vitesse moyenne).

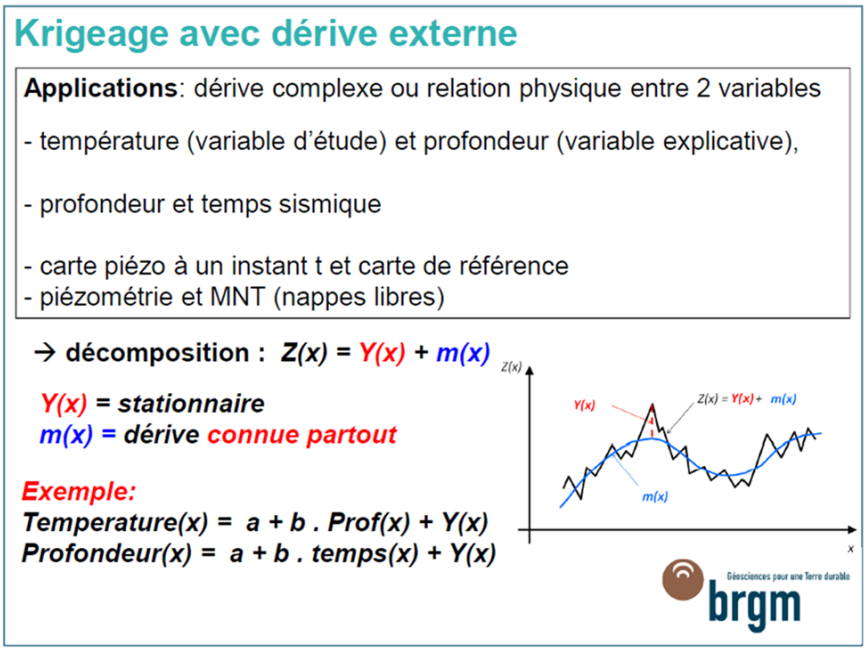


Illustration 61 –Définition synthétique du krigeage avec dérive externe – source B .Bourgine

Dans le cas de notre étude, la relation physique entre les deux variables est établie entre l'altitude de la nappe et l'altitude du niveau des rivières. Il s'agit de transcrire le contrôle de la piézométrie par le niveau des rivières qui est typique dans nos domaines de socle.
Le variogramme est calculé par contre sur la différence entre l'altitude de la nappe en hautes eaux et basses eaux (ZHE /ZBE) / et l'altitude des rivières en hautes eaux / basses eaux (ZRIVHE / ZRIV BE).

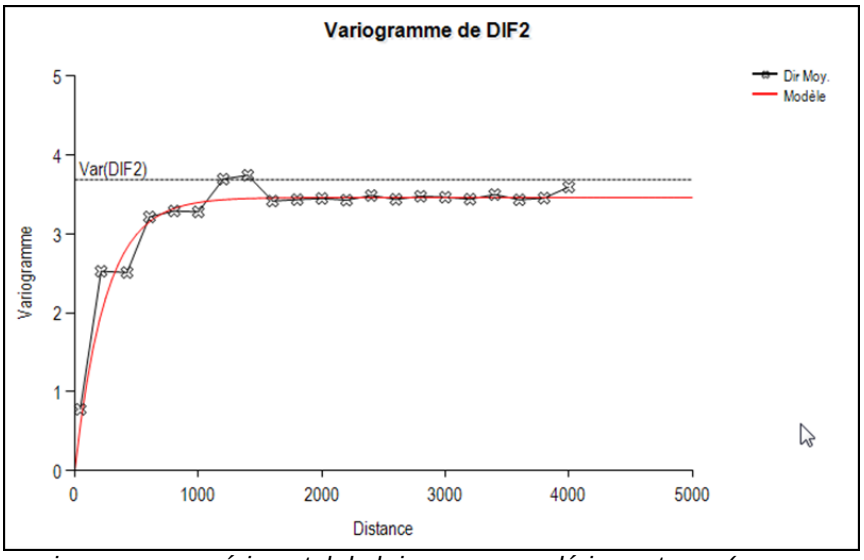


Illustration 62 –variogramme expérimental du krigeage avec dérive externe (une composante) pour le socle Ouest

Pour que le krigeage avec dérive externe soit "applicable" avec de bonnes chances de réussite, il faut que le résidu n'ait pas trop d'effet de pépite et ait une portée suffisamment grande. Dans le cas du variogramme expérimental présenté ci-dessus, la portée du variogramme est relativement faible (1000 m) cela n'affecte pas le krigeage car le densité des données interpolées est élevée (environ 130 000 points) et que leur écartement moyen est inférieur à 1000 m . La variance du résidu est de 3.68 (la variance est égale à l'écart type au carré) alors que pour le socle « Est » sa valeur atteint 243.62.

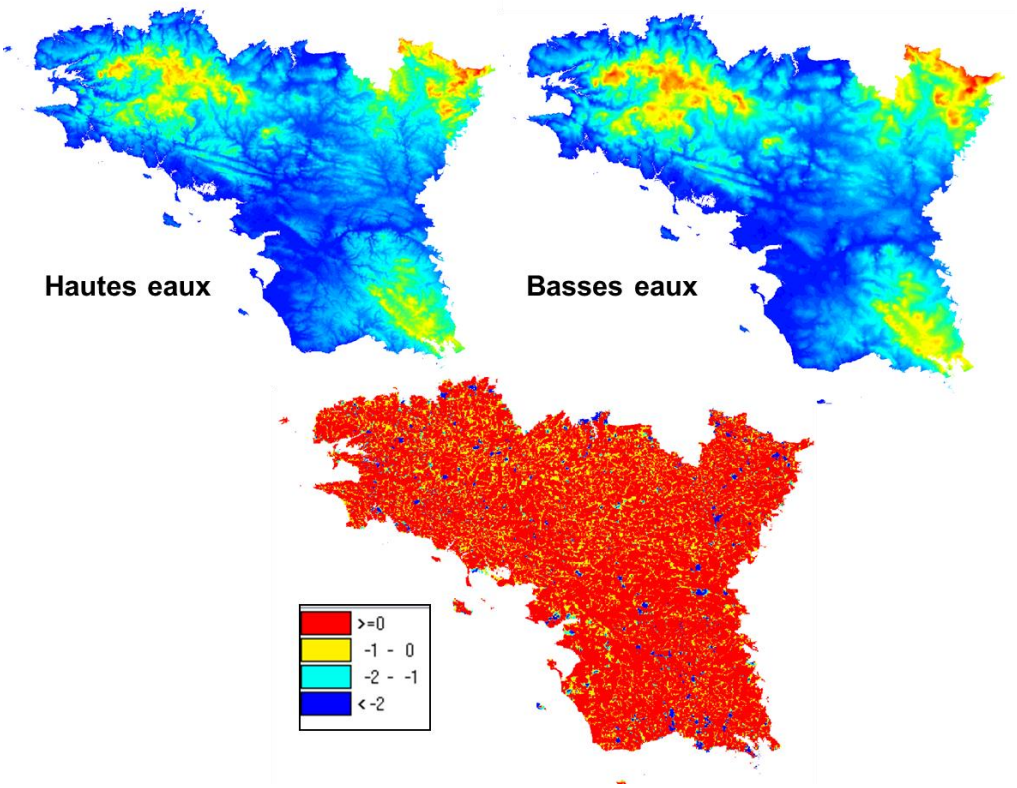


Illustration 63 – Grilles résutats HE et BE pour le krigeage avec dérive externe (une composante) et diiférence entre les deux grilles (en mètres) – socle Ouest

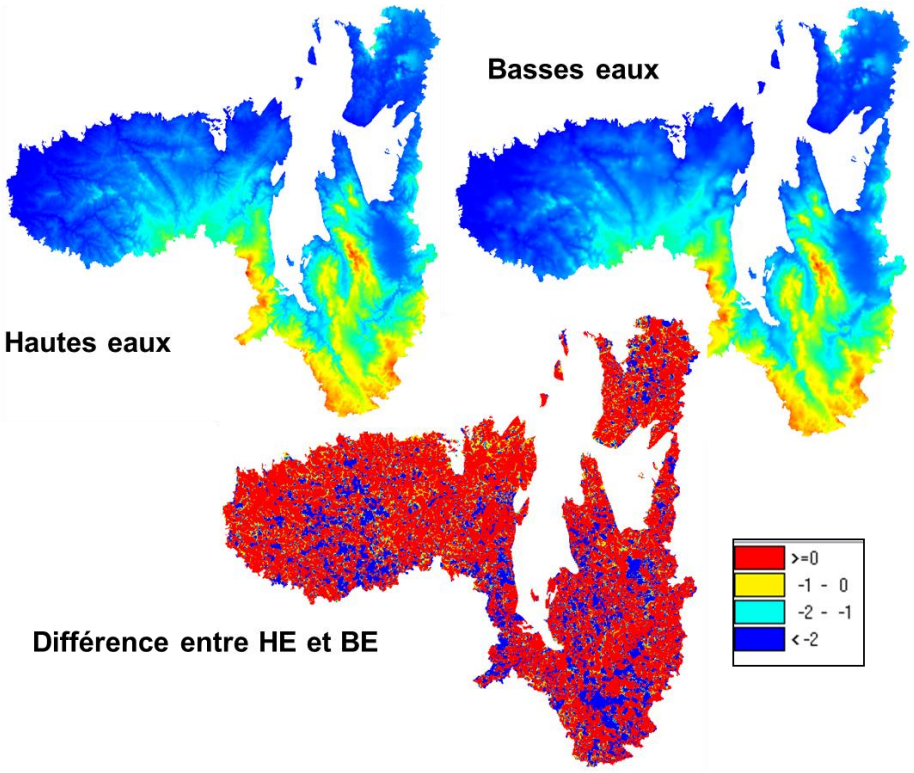


Illustration 64 – Grilles résutats HE et BE pour le krigeage avec dérive externe (une composante) et différence entre les deux grilles (en mètres) – socle Est

Les résultats présentés page précédente (illustrations 63 et 64) indiquent malgré une portée assez faible pour les deux zones de socle que la méthode fonctionne bien pour le socle Ouest avec beaucoup moins de chevauchements aberrants entre les deux surfaces interpolées. Par contre pour le socle « Est », la variance est élevée (243.68) et les zones où la surface des basses eaux est supérieure à celle des hautes eaux, sont nombreuses (secteurs bleus clairs et foncés) et réparties sur l'ensemble de ce domaine. Cette différence en domaine de socle est due principalement à la densité des données qui est beaucoup plus faible au niveau du socle « Est ».

Test Krigeage avec dérive externe à deux composantes :

Pour essayer d'améliorer les résultats établis avec le krigeage avec une dérive externe, nous avons tenté d'utiliser la même méthode d'interpolation mais cette fois-ci, en pratiquant une dérive externe avec deux composantes : altitude de la rivière (ZRIV, même que la dérive externe à une composante) et altitude des nappes en basses eaux (ZBE en plus). Le variogramme (illustration 65) est toujours calculé sur la différence entre l'altitude des nappes et celle de la rivière que ce soit en basses et en hautes eaux.

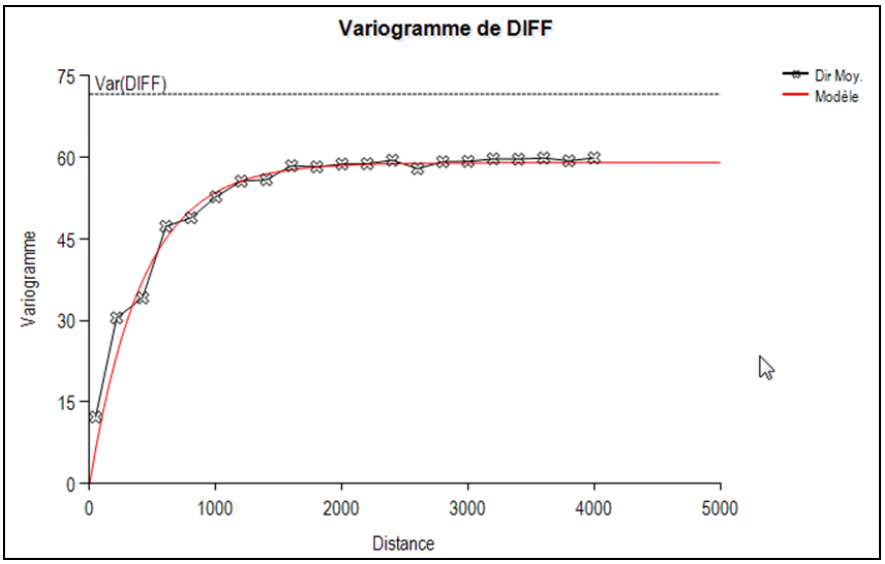


Illustration 65 –variogramme expérimental du krigeage avec dérive externe (deux composantes) pour le socle est

Si la variance du résidu calculé avec dérive externe à deux composantes est supérieure à celle calculée pour une dérive externe à une composante alors la composante ajoutée dégrade la corrélation et est donc contre-productive.
A l'inverse, si la variance du résidu calculé avec dérive externe à deux composantes est inférieure à celle calculée pour une dérive externe à une composante, alors la composante ajoutée augmente la corrélation et est donc productive.

	Paramètres	Dérive externe à une composante (Z rivières)	Dérive externe à deux composantes (Z rivières et Z basses eaux)
Socle OUEST	Variance du résidu	3.68	3.28
Socle EST	Variance du résidu	243.62	71.56

Illustration 66 –Tableau comparatif des variances des résidus calculées avec une et deux composantes de dérive externe

Sur Socle Ouest (illustration 66) on voit qu'il ne semble pas vraiment y avoir d'intérêt à rajouter une deuxième composante de dérive externe puisque la variance des résidus ne baisse presque pas, et le variogramme non plus.
Sur Socle Est on voit une forte diminution de la variance, ce qui montre que la piézométrie y est beaucoup plus corrélée au relief que dans Socle Ouest. Néanmoins la variance reste vingt fois plus forte que celle dans Socle Ouest. Ce qui signifie qu'on peut avoir malgré tout de grandes différences entre la piézométrie et le relief ou les rivières sur le socle « Est ».

L'objectif de cette nouvelle méthode (à deux variables) était de limiter les chevauchements de surface ZBE/ZHE, mais aucune amélioration notable n'est réellement constatée comme le présente l'illustration 67 ci-dessous.

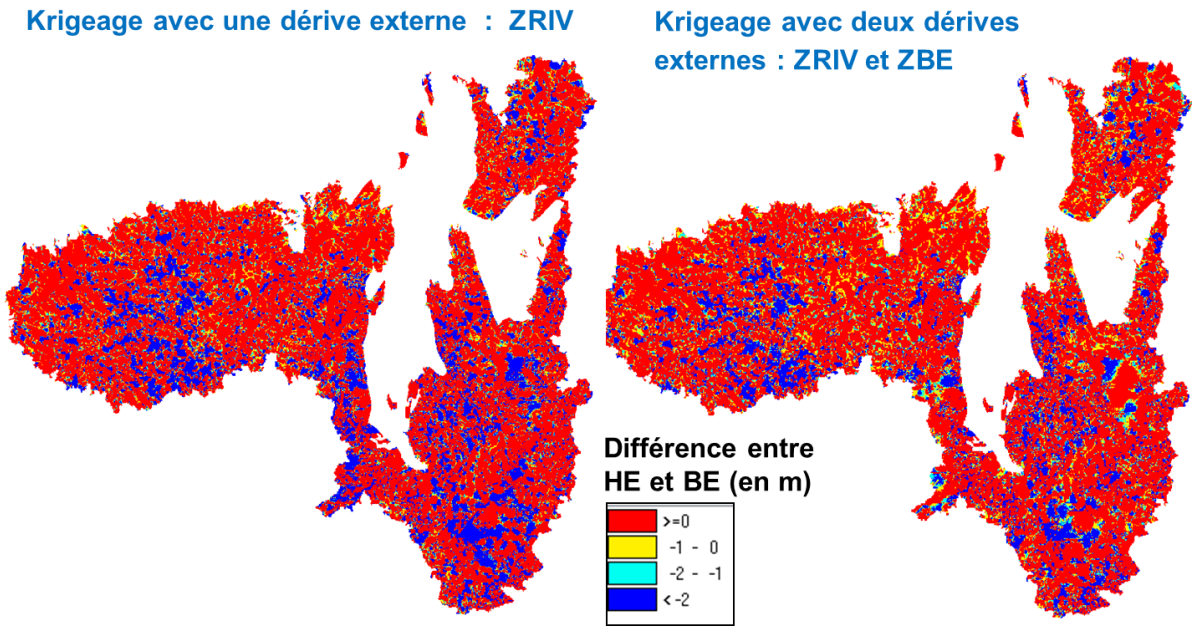


Illustration 67 – Interpolation avec une et deux dérives externes - différence entre les deux grilles HE et BE (en mètres) – socle est

Les résultats des différentes interpolations pour les deux domaines de socle reflètent bien un comportement des nappes totalement différent entre le Massif armoricain et le Massif Central, sans doute à cause du relief bien plus plat en Bretagne et du caractère peut-être plus altéré du socle. La plus faible densité des données interpolées dans le socle Est peut aussi expliquer les différences d'interpolation entre les deux parties du socle.

4.2.4. Résultats et discussions

Le double contexte géologique du bassin Loire-Bretagne a complexifié le choix des méthodes d'interpolation. Bien que les méthodes géostatistiques par krigeage semblent les meilleures options pour l'interpolation de l'altitude des nappes, le chevauchement des surfaces (HE et BE) créées a été un problème récurrent sur l'ensemble des méthodes éprouvées.

Ce chevauchement des surfaces s'explique presque à chaque fois par une extrapolation du logiciel en bordure de zone ou par un problème de densité de données pour une des deux surfaces BE ou HE. Il serait possible de le supprimer par post-traitement cartographique, mais la fiabilité et la cohérence des surfaces créées seraient alors remises en cause.

Outre les méthodes d'interpolation, la fiabilité des données joue un rôle prépondérant dans la validité des résultats produits. La création d'un lexique, la vérification des données manuellement ainsi que par méthode géostatistique (validation croisée) et l'application du principe des itérations, ont permis de trouver le meilleur compromis entre la production rigoureuse de jeux de données les plus fiables possibles et la production de grilles cohérentes avec le fonctionnement hydrogéologique de cette zone d'étude.
Certaines valeurs se situent à la limite de la marge d'erreur (deux mètres d'écarts entre valeur observée et la valeur simulée) ce qui peut jouer sur les résultats. Un choix de marge d'erreur plus contraignant aurait eu pour impact une forte discrimination des points et des jeux de données plus clairsemés. L'équilibre entre la marge d'erreur choisie et la quantité de données utilisée semble approprié à cette étude.

Enfin, il ne faut pas négliger l'impact des prélèvements dans les eaux souterraines car une nappe peut être artificiellement portée à un niveau très bas localement, créant ainsi une forte anomalie dans la grille interpolée.

Suite aux nombreux tests d'interpolation réalisés deux méthodes ont été finalement choisies sur la zone d'étude (illustration 68). Il s'agit du co - krigeage (hautes eaux, basses eaux) pour le domaine sédimentaire et du krigeage avec dérive externe (altitude de la rivière) pour les deux domaines de socle. Les grilles résultantes de l'altitude des nappes en basses et hautes eaux sont présentées page suivante (illustrations 69 et 70).

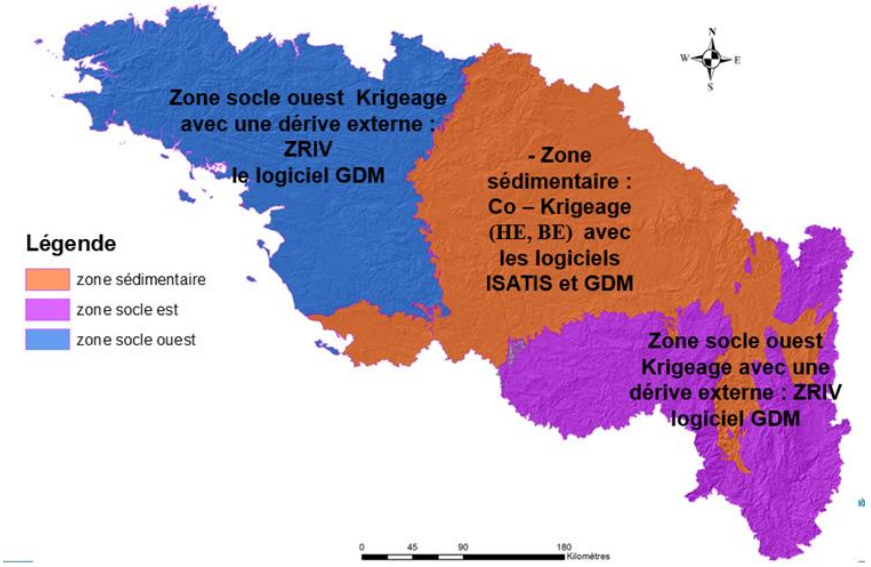


Illustration 68 –Méthodes choisies pour l'interpolation finale des basses et des hautes eaux sur l'emble de la zone d'étude

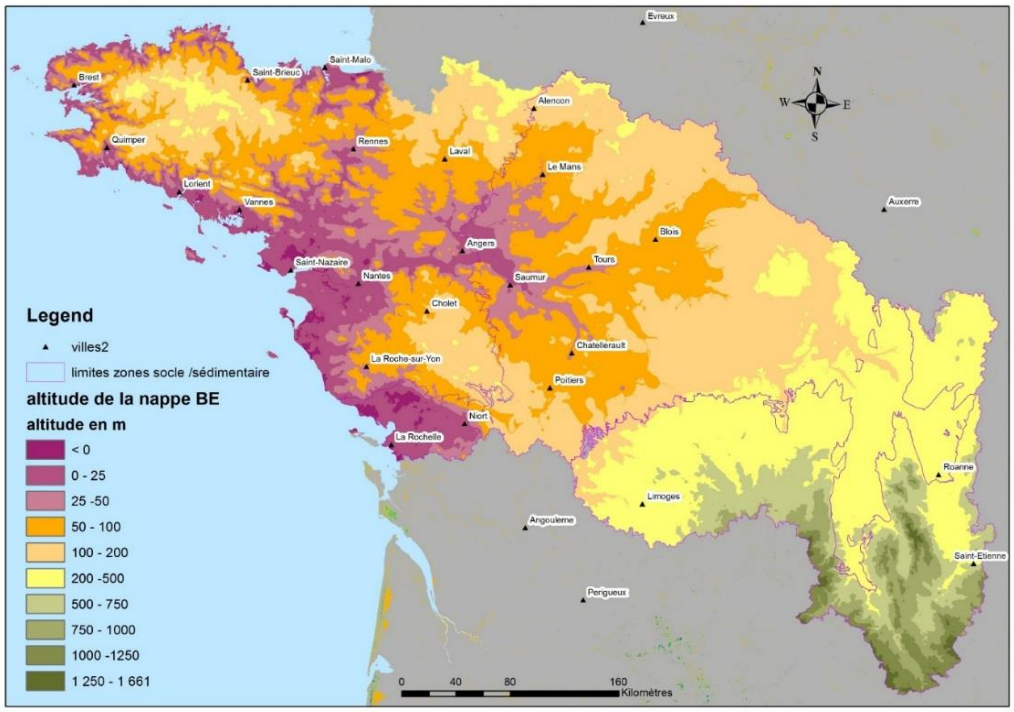


Illustration 69 –Grille finale d'interpolation au pas de 250 m - Altitude des nappes en basses eaux

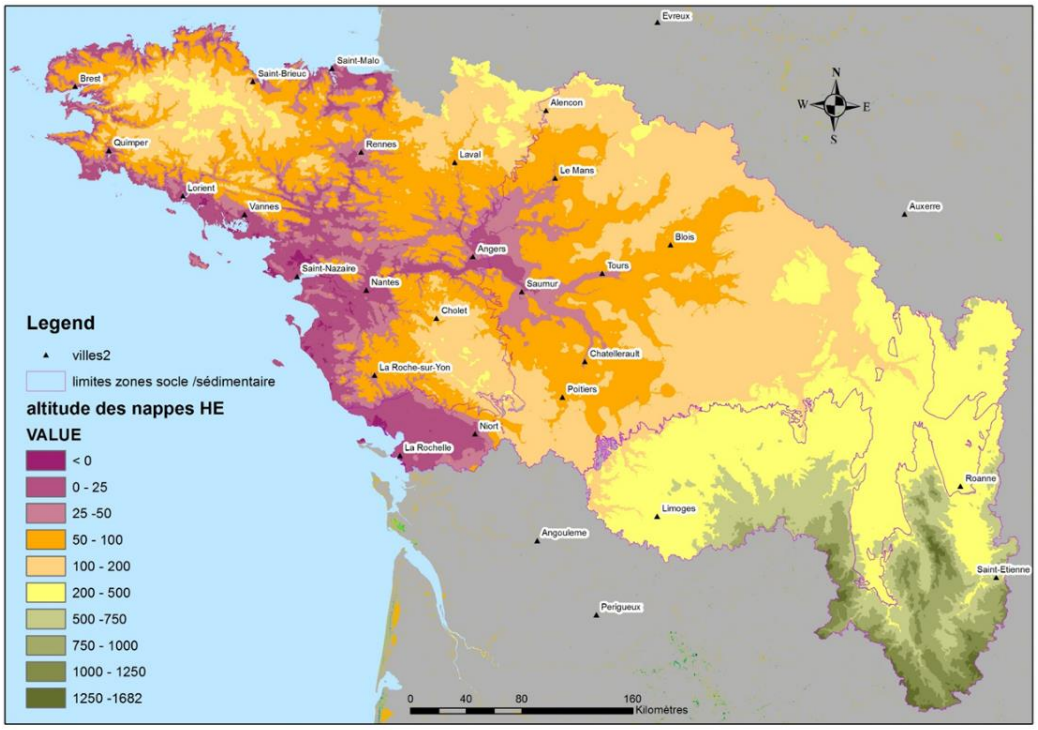


Illustration 70 –Grille finale d'interpolation au pas de 250 m - Altitude des nappes en hautes eaux

4.3. CALCUL L'EPAISSEUR DE LA ZNS ET INDICE DE CONFIANCE

4.3.1. Calcul de l'épaisseur de la ZNS

Pour calculer l'épaisseur de la zone non saturée en hautes eaux, il suffit de soustraire aux altitudes du sol, déduites du MNT au pas de 250 m (MNT IGN au pas de 25 m ré-échantillonné au pas de 250 m pour les besoins de l'étude), les valeurs des altitudes en hautes eaux fournies par l'interpolation (illustration 69). Le résultat est une grille au pas de 250 m qui représente pour chaque pixel l'épaisseur de la zone non saturée exprimée en mètres (Illustration 71).

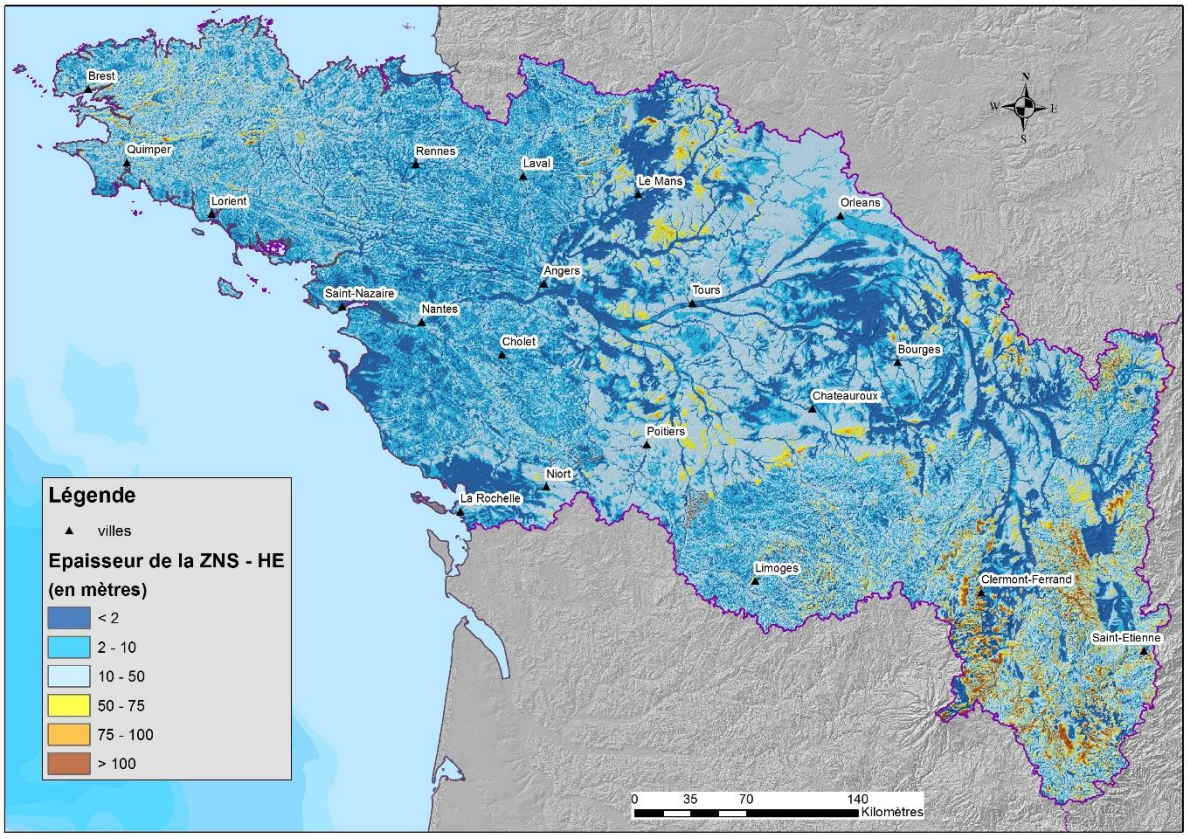


Illustration 71 –Grille finale de l'épaisseur de la zone non saturée sur le bassin Loire-Bretagne en période de hautes eaux au pas de 250 m

Si on compare cette carte de la ZNS établie pour le bassin Loire-Bretagne avec d'autres cartes à différentes échelles, on constate que les secteurs où la nappe est proche de la surface sont localisées au même endroit (illustration 72).
La carte de la ZNS au pas de deux mètres établie pour Rennes Métropole dans le cadre du projet PHOEBUS (rapport RP-68599-FR) permet aussi de voir la cohérence d'ensemble entre les deux cartes et aussi tout l'intérêt de travailler à des échelles plus locales en fonction de la thématique recherchée. Un travail plus fin apporte énormément de nuances et de précisions nécessaires pour hiérarchiser les enjeux à l'échelle d'un territoire comme celui de Rennes Métropole.
La carte de l'INRA sur l'hydromorphie des sols dessine les mêmes grandes enveloppes que celles décrites par la carte de la ZNS hautes eaux au pas de 250 m sur l'exemple présenté page suivante.

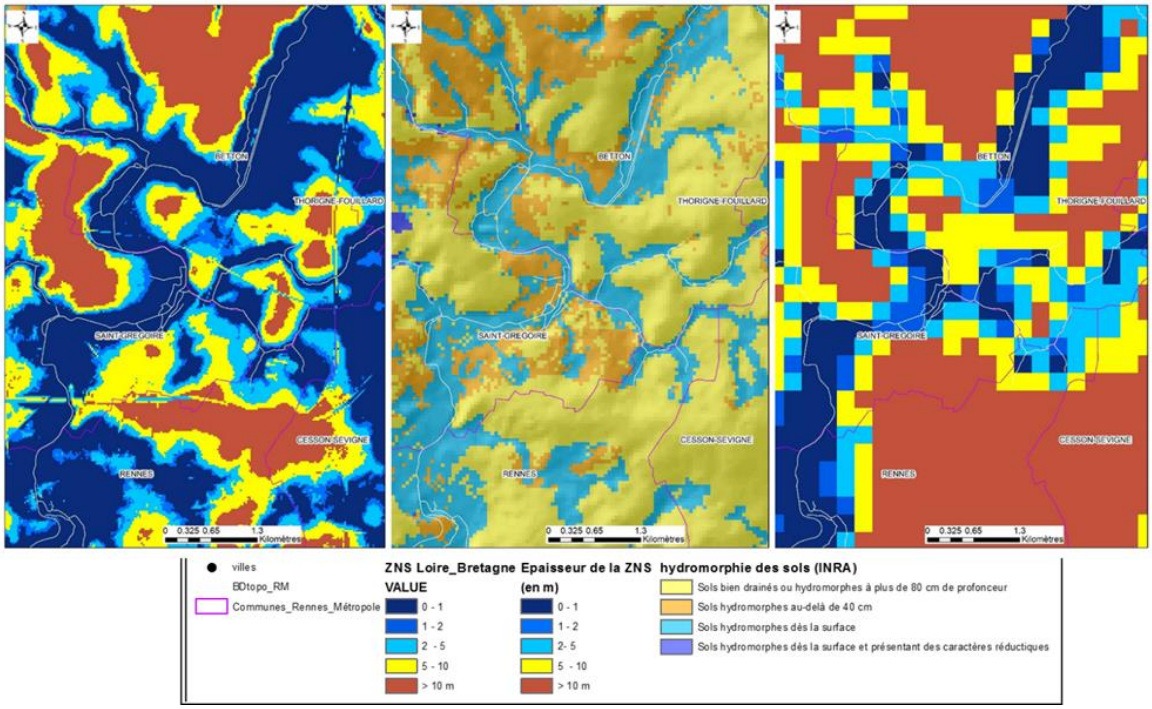


Illustration 72 – Comparaison de la ZNS interpolée Loire Bretagne (droite) avec l'hydromorphie des sols (centre) et la ZNS Rennes métropole (gauche)

La carte de l'épaisseur de la ZNS basses eaux (illustration 73) est obtenue en soustrayant au MNT de l'IGN ré-échantillonné au pas de 250 m, les valeurs de la grille de l'altitude des nappes en basses eaux calculée par interpolation.

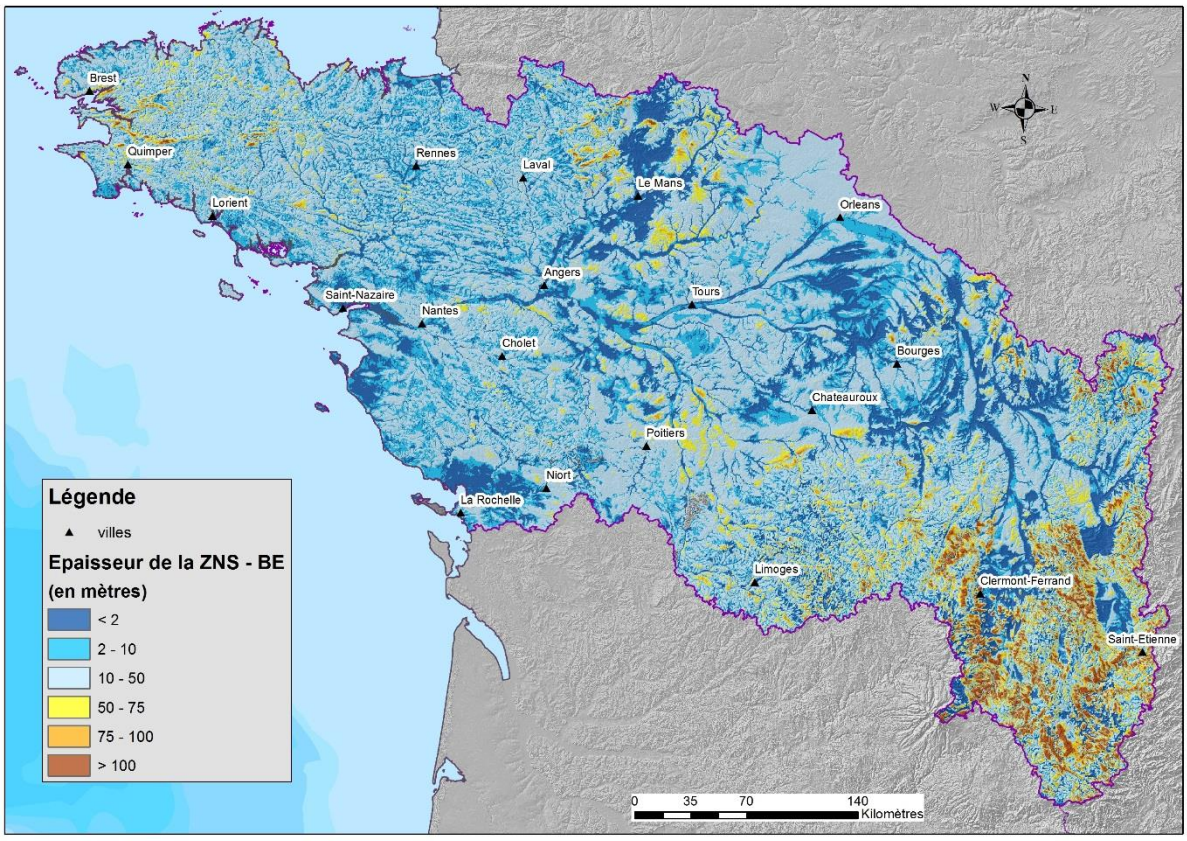


Illustration 73 –Grille finale de l'épaisseur de la zone non saturée sur le bassin Loire-Bretagne en période de basses eaux au pas de 250 m

4.3.2. Définition de l'indice de confiance

Les jeux de données utilisées ainsi que les méthodes d'interpolation ont généré plusieurs niveaux d'incertitudes. Pour les caractériser, un indice de confiance a été défini en combinant l'indice qualifiant l'incertitude des données interpolées et un indice basé sur la différence entre les hautes eaux et les basses eaux. La grille finale de l'épaisseur des hautes eaux est un paramètre essentiel pour la suite de notre étude notamment sur les thèmes des liens eaux souterraines /eaux de surface. L'objectif est donc de fournir une grille de la ZNS hautes eaux associée à une grille qualifiant la qualité de la donnée interpolée pour chaque pixel.

Calcul d'un indice de confiance pour les données hautes eaux

- **L'indice de confiance des données interpolées HE**

Pour estimer l'indice sur les données interpolées, la méthode utilisée s'appuie sur le principe d'un calcul d'une erreur d'estimation de ZBE ou ZHE normalisée sur la variabilité locale. Toute la démarche pour ce calcul sur l'écart type normalisé est présentée en annexe n°4 pour la partie sédimentaire.

L'illustration suivante présente le calcul de l'écart type normalisé permettant de donner un indice de confiance des données interpolées en tenant compte des variations locales.

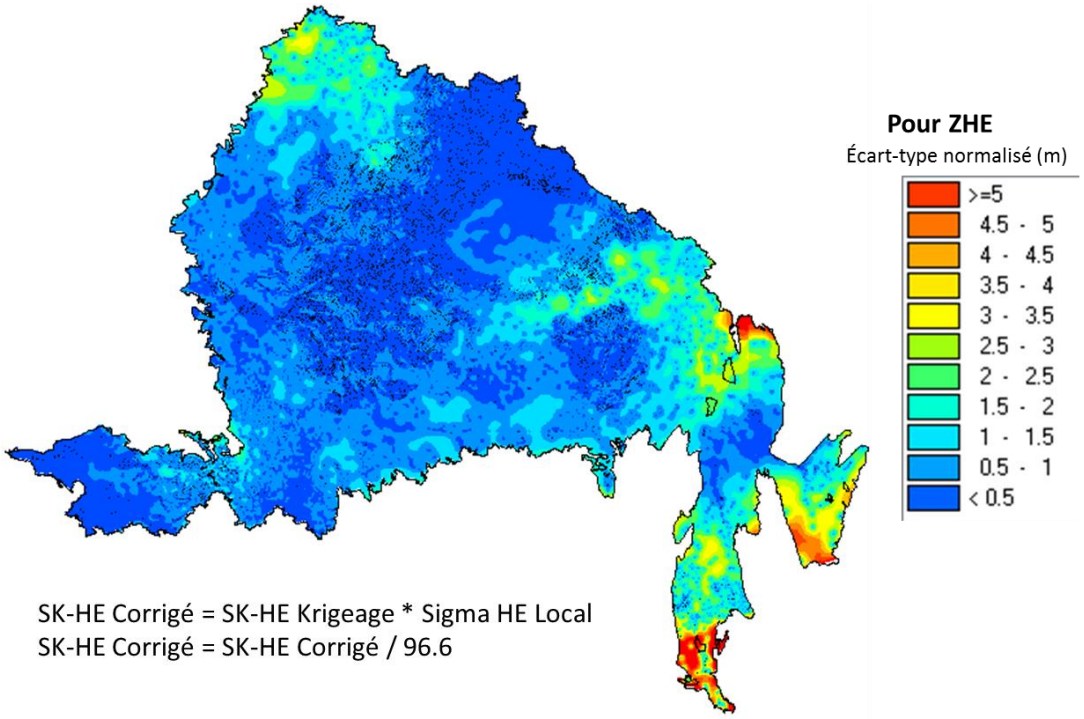


Illustration 74 –Exemple de résultat du calcul de l'écart type normalisé pour la partie sédimentaire en hautes eaux

A partir des valeurs de l'écart type normalisé, une classification est élaborée pour qualifier l'indice de confiance des données interpolées de la manière suivante :

- Si écart type normalisé compris entre 0 et 1 mètre alors bonne confiance ;
- Si écart type normalisé compris entre 1 et 2 mètres alors confiance moyenne ;
- Si écart type normalisé compris entre 2 et 5 mètres alors confiance médiocre ;
- et si écart type normalisé >5 m alors mauvaise confiance.

Cette classification aboutie à une grille au pas de 250 m dont l'illustration (75) est présentée page suivante.

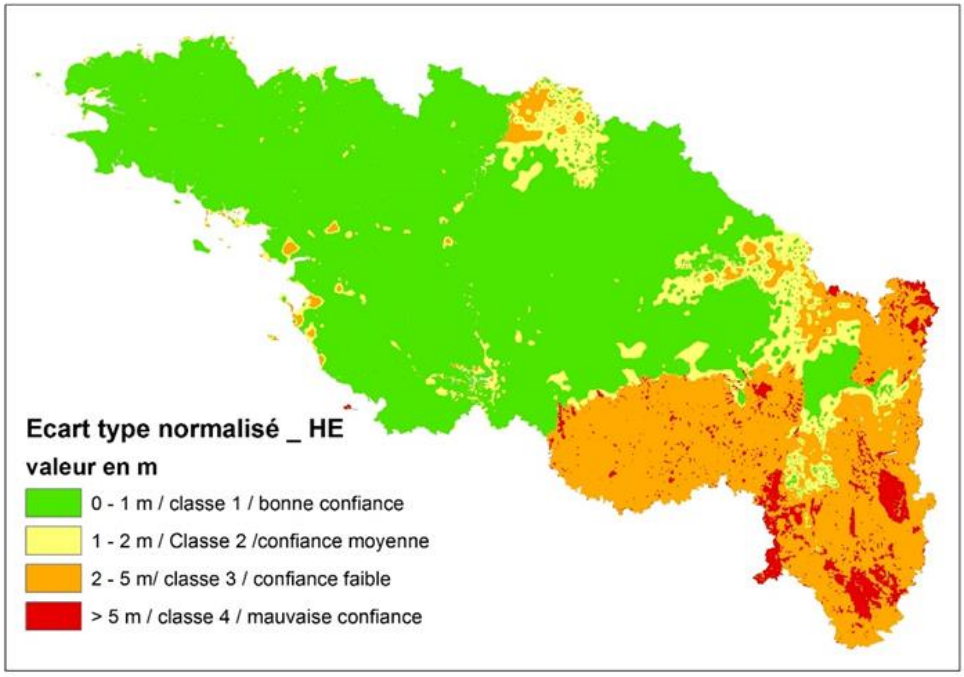


Illustration 75 –Grille de l'indice de confiance des données interpolées en hautes eaux

- **Indice de confiance de la différence entre ZHE et ZBE**

Cet indice est calculé en établissant la différence entre la grille hautes eaux et celle des basses eaux. Comme pour l'indice précédent une classification est établie à partir des valeurs des écarts constatés permettant de construire la grille ci-dessous (illustration 76).

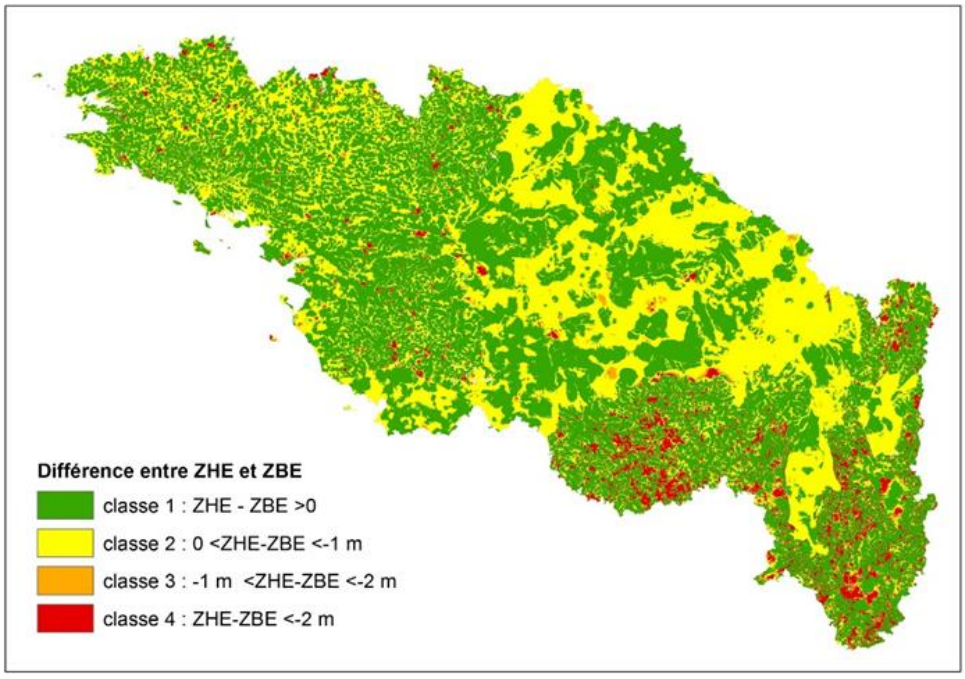


Illustration 76 –Grille de l'indice de confiance de la différence entre ZHE et ZBE

La classification arrêtée pour caractériser cet indice est la suivante :

- Classe 1 : Altitude des hautes eaux supérieure à celle des bases eaux ;
- Classe 2 : la différence entre les deux altitudes comprises entre 0 et 1m ;
- Classe 3 : la différence entre les deux altitudes comprises entre -1 et -2 m ;
- Classe 4 : la différence entre les deux altitudes inférieure à -2 m ;

Pour combiner les deux indices décrits précédemment, un tableau à double entrée (illustration 77) est généré pour visualiser toutes les combinaisons possibles entre les deux paramètres.

		Indice différence HE-BE			
		1	2	3	4
Indice de confiance (écart-type)	1	1	2	3	0
	2	2	2	3	0
	3	3	3	3	0
	4	4	4	4	0

Illustration 77 –Tableau combinant l'indice de confiance des données interpolées avec celui de la différence entre les hautes et les basses eaux

A partir des différentes combinaisons des deux indices, cinq classes ont été déterminées pour qualifier la fiabilité des données interpolées en hautes eaux :

- Classe 0 : les données ne sont pas utilisables (BE>HE)
- Classe 1 : Bonne confiance dans les données interpolées
- Classe 2 : Confiance moyenne dans les données interpolées
- Classe 3 : Confiance faible dans les données interpolées
- Classe 4 : Mauvaise confiance dans les données interpolées

En appliquant ces cinq classes, on obtient une grille au pas de 250 m représentant l'indice de confiance de l'épaisseur de la ZNS en hautes eaux obtenue par interpolation (illustration 78).

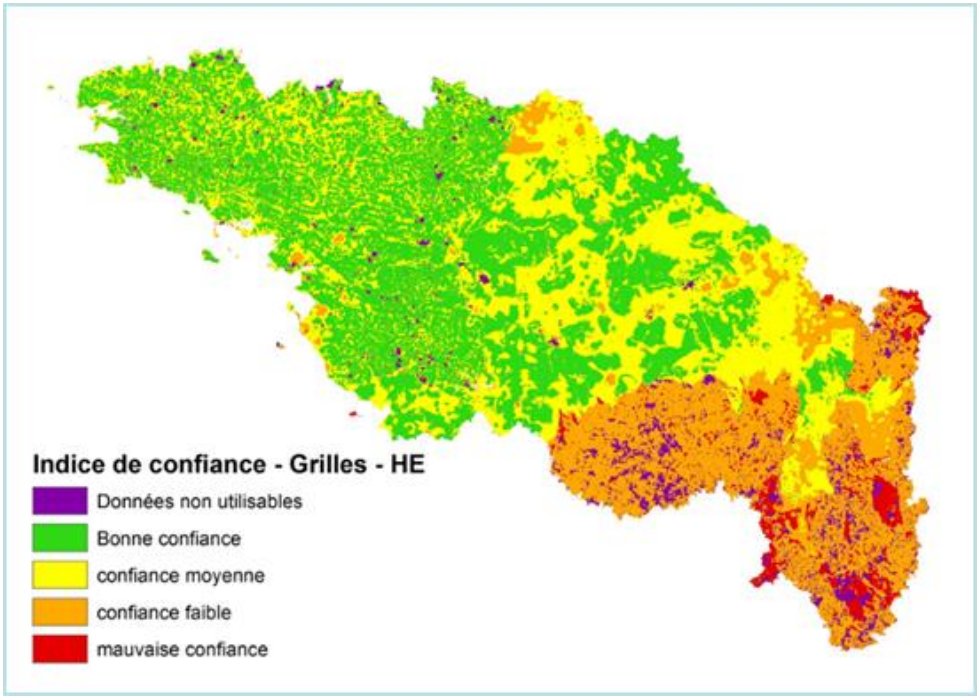


Illustration 78 –Grille représentant l'indice de confiance de l'épaisseur de la ZNS en hautes eaux

L'ensemble des grilles finales (altitudes de la nappes et épaisseur de la nappe en hautes et basses eaux, indice de confiance) sont décrites dans la partie sur les délivrables disponible en annexe n°7.

5. Lien potentiel entre les eaux souterraines et les eaux de surface

5.1. METHODOLOGIE

L'objectif de cette étape est d'utiliser le calcul de l'épaisseur de la ZNS en hautes eaux pour identifier dans un premier temps les zones où les eaux souterraines peuvent interagir avec les hydrosystèmes de surface (zones humides, cours d'eau, ...) c'est-à-dire là où la surface libre est peu profonde, et où la ZNS est peu épaisse.

Sur le bassin Loire-Bretagne, l'épaisseur de ZNS hautes eaux (ZNS minimale) a été déterminée par interpolation (cf. chapitre précédent) ainsi qu'un indice de confiance permettant d'avoir une information complète sur sa fiabilité.

A partir de la bibliographie et après une classification de la ZNS minimale un choix de seuil a été arrêté pour définir une « ZNS peu épaisse », critère essentiel pour définir les contours des hydrosystèmes concernés. Cette approche a été complétée par une analyse des convergences et des divergences avec d'autres indicateurs ou délimitations existants.

Ainsi la valeur retenue pour une ZNS qualifiée de peu épaisse est de 2 mètres. D'après Michelot (2003), il est nécessaire que la nappe phréatique soit remontée jusqu'à la « root zone », ou zone des racines, pour que les eaux souterraines aient une influence sur un milieu humide de surface. Un post-traitement SIG a permis d'extraire l'extension des zones où la ZNS hautes eaux est inférieure à 2 m (illustration 79).

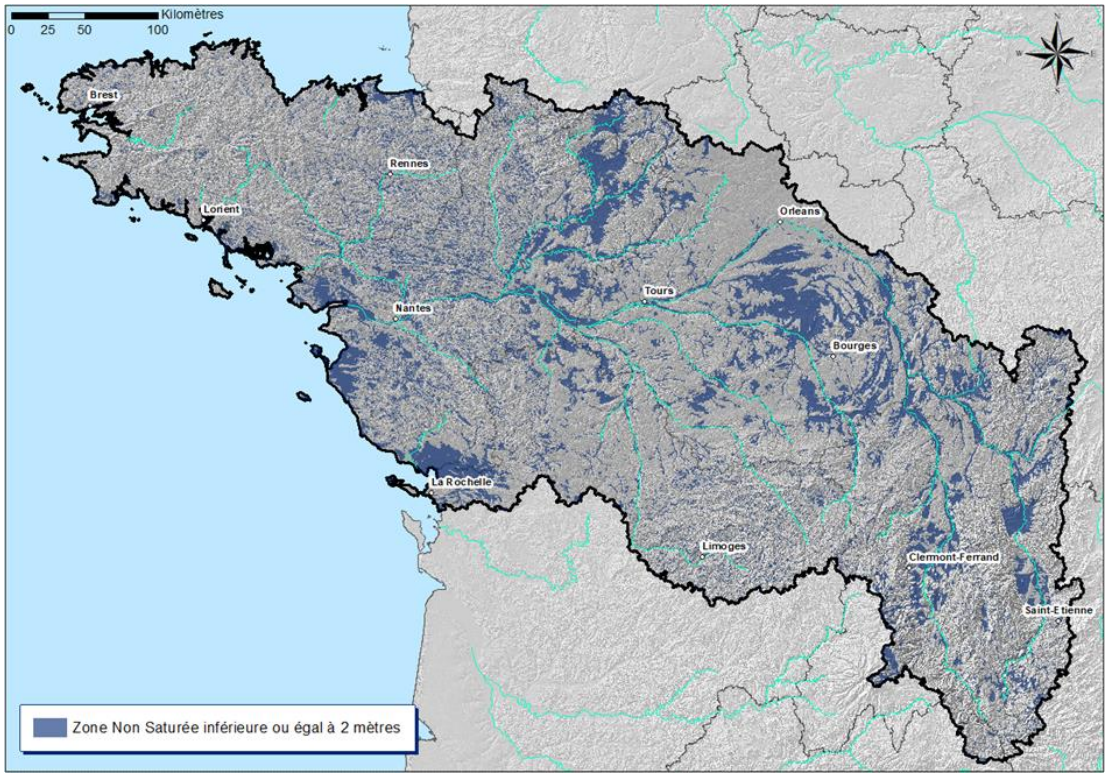


Illustration 79 –Extraction des zones où la ZNS est inférieure ou égale à 2 m

5.2. COMPARAISON AVEC L'ANALYSE DES INDICATEURS GEOMORPHOLOGIQUES, PEDOLOGIQUES ET HYDROLOGIQUES

A l'aide de traitements géomatiques, des extensions spatiales (polygones) où la ZNS est inférieure à 2 mètres ont été modélisées, ainsi que des extensions spatiales regroupant l'intégralité des milieux humides connus (inventaire du bassin Loire- Bretagne, Corine Land Cover, NATURA 2000).

A partir de celles-ci, seul les polygones dont l'aire est au minimum égale à 25 Ha ont été retenus. Ce choix a été fait pour rester cohérent avec l'échelle d'utilisation de la grille ZNS calculée (au pas de 250 m) et des différents indicateurs utilisés. Une échelle plus petite n'aurait pas de sens étant donnée les échelles des données et leurs marges d'erreur.

Une première approche (illustration 80) consiste à croiser les extensions spatiales correspondantes à une ZNS inférieur à 2 m et à la présence de milieux humides. Pour chaque cas définis, on définit la présence ou non de lien possible en les eaux souterraines et les eaux de surface. Pour chaque extension, il lui est ensuite attribué des données statistiques des différents indicateurs recensés sur leur surface.

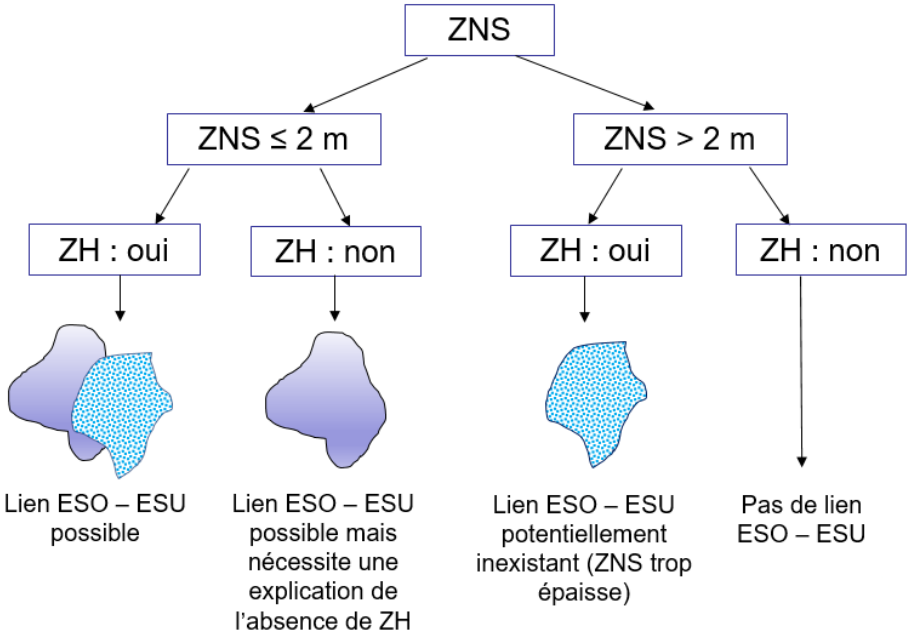


Illustration 80 –Définition du lien ESO /ESU - Schéma de la première approche

Les indicateurs recensés pour chaque contour de zones humides sont les suivants :

- L'IDPR ;
- L'Indice d'humidité topographique des sols (WETNESS, Tarboton, 1997) ;
- L'Influence de l'intermittence (rapport des IDPR : calculé avec le réseau hydro permanent/calculé avec réseau hydro permanent + intermittent) ;
- La couverture lithologique très peu perméable issue du croisement des données de la carte d'aléa retrait-gonflement des argiles, de la cartographie des sols GTR pour le RTE (Sedan & al. 2017),
- La présence de sources ;
- La Longueur des tronçons de failles ;

- La direction des écoulements d'eau souterraine par rapport aux écoulements d'eau de surface est obtenue en comparant l'orientation de chaque pixel de la grille de l'altitude des eaux souterraines en hautes eaux avec l'orientation des pixels du modèle numérique de terrain pour les eaux de surface. Cette donnée est produite spécialement pour cette étude à l'échelle du bassin Loire-Bretagne et peut être aussi conditionnée en fonction de l'épaisseur de la ZNS comme le montre l'exemple présentée ci-dessous (illustration 81). La carte complète est disponible en annexe n°5.

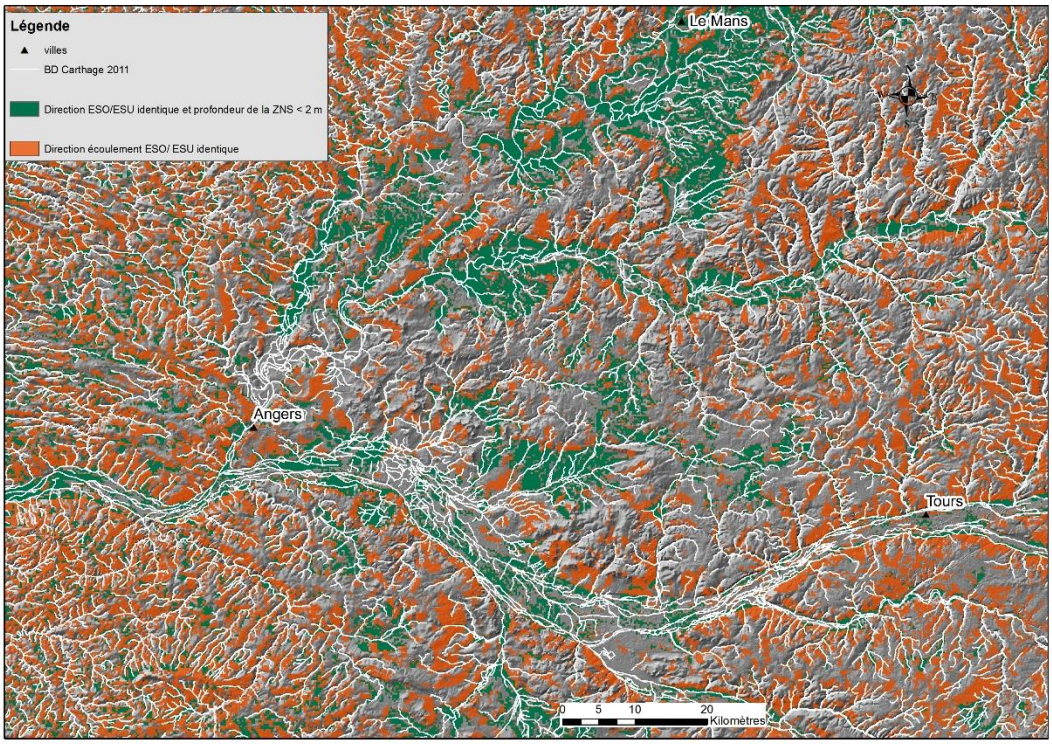


Illustration 81 –Zoom sur la carte des directions d'écoulements ESO/ESU identiques et de la profondeur de la ZNS inférieure à 2 m

Lors de l'exécution de cette première approche, plusieurs verrous se sont présentés :

- Il existe plusieurs fonctionnements possibles au sein d'une même zone humide ;
- Les traitements géomatiques avec ce type de données sont lourds et chronophages, avec des fichiers résultats très volumineux et donc difficile à manipuler ;
- les notions de temporalité et d'incertitude sur l'extension des ZH ne sont pas prises en compte.
- et les différentes échelles spatiales des données complexifient la cohérence de l'approche.

Pour lever ces verrous, une seconde approche a été envisagée. Une nouvelle extension spatiale hydrogéologiquement cohérente et compatible avec tous les infos SIG à utiliser a dû être créée. Il s'agit des unités fonctionnelles (UF) sur lesquelles seront incrémentées les données statistiques des différents indicateurs.
Celles-ci ont été élaborées à partir du croisement entre les contours des entités hydrogéologiques de niveau 3 et d'ordre 1 de la BD LISA et des bassins versants issus des talwegs calculés dans le cadre du calcul de l'IDPR. Ces unités fonctionnelles découpent le bassin Loire-Bretagne selon 157 466 polygones d'une superficie moyenne de 1 km^2.

Les données statistiques agrégées à l'échelle de la surface de ces unités fonctionnelles sont les suivantes :

- La surface couverte par une ZNS inférieure à 2 m ;
- La surface couverte par un milieu humide connu ;
- L'épaisseur de la ZNS (médiane, moyenne, min, max) ;
- L'IDPR (médiane, moyenne, min, max) ;
- L'indice d'humidité topographique des sols (médiane, moyenne, min, max) ;
- L'Influence de l'intermittence (moyenne, min, max) ;
- La surface couverte par une lithologie très peu perméable ;
- La quantité de sources ;
- La longueur cumulée des tronçons de faille ;
- La proportion d'écoulement ESO – ESU de même direction combinée à une ZNS inférieure à 2 mètres.

L'objectif étant de mettre en évidence un lien potentiel entre les ESO et les ESU, il est nécessaire de classer UF en fonction des données agrégées à leur échelle. Par exemple, une UF qui a une valeur médiane d'IDPR inférieure à 500 (majoritairement infiltrant) possède un potentiel d'échange ESO – ESU plus fort qu'une UF avec un IDPR médian supérieur à 1500 (majoritairement ruissellement).

L'hétérogénéité des données ne permet pas d'effectuer une simple classification du potentiel lien ESO – ESU par paliers définis par classement quantitatif ou qualitatif sur l'ensemble des données statistiques calculées sur les UF. Pour cette raison, la classification va se faire en deux temps :

- Une classification statistiques (méthode K-Means) des UF en fonction de données indispensables à la caractérisation du lien potentiel ;
- Puis l'ajout des autres données statistique à ces classes (K-Means) pour caractériser le lien potentiel.

Pour la première étape, une méthode de regroupement (clustering) doit être mise en place. Deux clustering sont possibles : les regroupements hiérarchiques ou les regroupements par partition. C'est la classification statistique dite du K-Means qui semble être la plus adaptée avec le principe du clustering d'objets en fonction d'une ou plusieurs variables. Cette méthode « par partition » va regrouper les objets dans des classes, sans chevauchement de celles-ci. Elle est plus adaptée au nombre d'objets volumineux (157466 polygones à traiter dans notre étude) mais a un inconvénient : la nécessité d'avoir un nombre de classe imposé dès le départ.

Le clustering hiérarchique est quant à lui moins pertinent car il est moins adapté à un grand nombre d'objets et il est coûteux en temps de calcul.

Les variables essentielles à la discrimination des UF en différentes classes de lien potentiel ESO – ESU sont nombreuses dans les données acquises. Il est nécessaire de choisir judicieusement lesquelles seront utilisées pour la classification :

- L'épaisseur de la ZNS est une donnée indispensable. Plus elle est faible, plus le lien potentiel ESO – ESU est possible.
- L'IDPR est également une donnée pertinente. En effet, une formation superficielle majoritairement infiltrant présentera un lien potentiel ESO – ESU plus fort qu'une formation majoritairement ruisselante.
- L'indice d'humidité des sols (TWI) permet d'avoir une idée sur la présence ou non de milieux humide de manière quantitative.
- Une couverture très peu perméable peut également limiter la possibilité d'échange entre ESO et ESU.

- L'influence de l'intermittence est un paramètre issu du rapport entre deux IDPR (l'un est calculé avec le réseau hydrographique permanent d'une part, et l'autre est calculé avec le réseau permanent et intermittent d'autre part). Cet indicateur permet de localiser les zones où l'intermittence joue un rôle soit par une saturation des sols et un ruissellement, soit par une alimentation par les ESO. Comme l'IDPR est déjà utilisé ce paramètre risque d'être redondant et de ne pas discriminer des classes mais doit plutôt être utilisé dans un second temps pour comprendre certains phénomènes au droit des zones humides.
- La quantité de source ainsi que la longueur cumulée des tronçons faillés sont corrélés et trop représentatifs du domaine de socle pour être une variable discriminante quant au lien potentiel ESO – ESU.
- La contribution des ESO aux écoulements de surface est également un paramètre apportant une information sur un potentiel lien ESO – ESU. Mais de par la nature des données, il n'est pas judicieux de l'associer de manière quantitatif aux UF et donc de l'utiliser dans la classification.

Des tests de classifications par la méthode K-Means ont montré qu'il y avait une nette différenciation des variables en fonction du contexte hydrogéologique de socle ou sédimentaire. La classification est donc faite indépendamment pour le socle Ouest, le socle Est et le domaine sédimentaire. De même, ces tests ont révélé que la prise en compte de l'influence de l'intermittence et de la couverture par des lithologies argileuses n'influençaient pas la discrimination des classes. Le nombre de variable utilisé se résume à trois variables : l'épaisseur de la ZNS, IDPR et le TWI.

La classification se déroule selon les étapes suivantes :

1/ Une caractérisation des UF avec les trois paramètres : épaisseur ZNS, IDPR, TW.I. ;

2/ Une normalisation de ces trois variables pour harmoniser les poids ;

3/ Un calcul des « distances » entre les UF (illustration 82);

4/ Une minimisation de la variance à l'intérieur des groupes selon la formule : =∑_1^n⁡〖(n¦1) d^² (UFi→UFcentroïde)〗 .

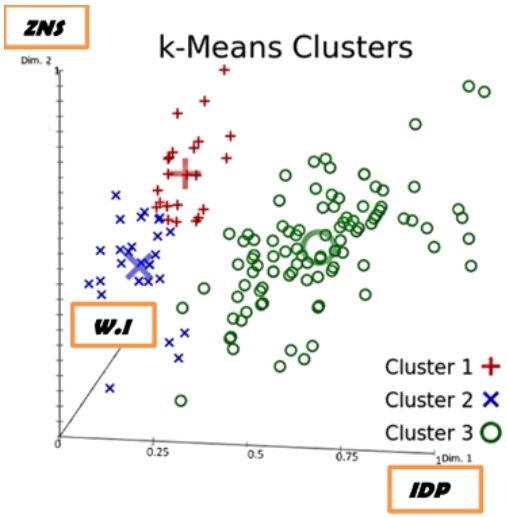


Illustration 82- Graphique 3D de répartition des données dans la méthode K-Means.

Le processus est itératif permet de modifier la position du barycentre de chaque classe au fur et à mesure de l'agrégation des données en fonction des variables choisies (illustration 83).

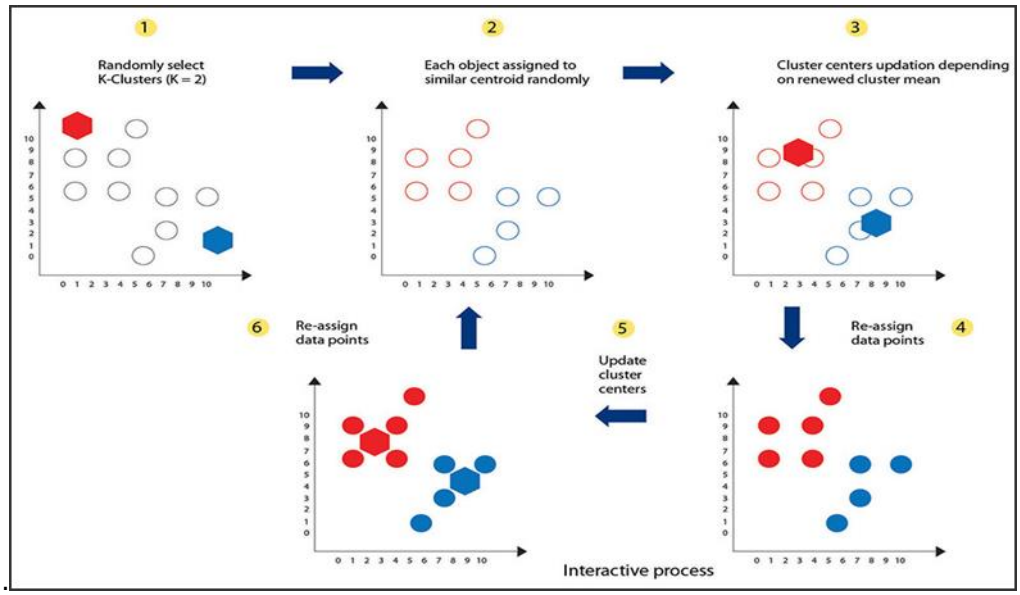


Illustration 83 - Schéma des étapes du calcul des barycentres des classes

Quel que soit les tests, le nombre de classes converge toujours vers quatre. Lorsque la classification est faite avec un nombre plus élevé de classes en entrée, il est toujours possible de les rassembler pour finalement obtenir 4 classes.

La seconde étape consiste à mettre en parallèle des classes K-Means d'autres statistiques de données sur les UF, pour qualifier le potentiel lien ESO – ESU. Les résultats obtenus sont synthétisés dans des tableaux suivants (illustration 84) et selon les trois secteurs : le domaine sédimentaire, le domaine socle ouest et le domaine socle est.

Domaine : SOCLE EST

CLASSES K-Means	Signification des variables			Proportion de ZH		Moy des % de surface peu perméable	Moy intermitt sur les UF	Sources	Long. Faille (m)	Ecoulements (% moy)	Lien potentiel ESO-ESU
	Variable	Valeur	Signification	Moyenne	Nombre UF Catégo A ou C et proportion						
1	Méd ZNS (m)	14.50	Inférieur à la moyenne	8.3	863	6.8	0.87	455	3120775	14	Potentiel moyen
	Méd IDPR	471.00	Plutôt infiltrant								
	Méd WET	610.00	Humide								
	Qté d'UF	5503	**17.16**		15.68						
2	Méd ZNS (m)	12.36	Très inférieur à la moyenne	8.1	1531	10.4	0.75	825	6724926	13.3	Potentiel fort
	Méd IDPR	1023.00	Intermédiaire, Ruissellant et Infiltrant								
	Méd WET	592.00	Humide								
	Qté d'UF	9901	**30.87**		15.46						
3	Méd ZNS (m)	32.11	Très épaisse	14.9	2625	3.6	0.77	1467	10082240	6.9	Pas de potentiel
	Méd IDPR	1009.00	Intermédiaire, Ruissellant et Infiltrant								
	Méd WET	402.00	Peu humide								
	Qté d'UF	10833	**33.78**		24.23						
4	Méd ZNS (m)	21.10	Moyenne	10.2	894	7.6	0.61	571	4593691	7.7	Potentiel faible
	Méd IDPR	1804.00	Très ruissellant								
	Méd WET	480.00	Humide								
	Qté d'UF	5832	**18.19**		15.33						
	Somme UF SOCLE EST	32069									
	Moy med ZNS	21									

Domaine : SOCLE OUEST

CLASSES K-Means	Signification des variables			Proportion de ZH		Moy des % de surface peu perméable	Moy intermitt sur les UF	Sources	Long. Failles	Ecoulements (% moy)	Lien potentiel ESO-ESU
	Variable	Valeur	Signification	Moyenne	Nombre UF Catégo A ou C et proportion						
1	Méd ZNS (m)	4.77	Faible épaisseur	8.9	2335	11.1	1.21	59	4572934	20.7	Potentiel fort
	Méd IDPR	287.00	Très infiltrant								
	Méd WET	777.00	Très Humide								
	Qté d'UF	12520	**27.93**		18.65						
2	Méd ZNS	13.85	Supérieur à la moyenne	3.9	1834	5.1	0.86	352	10615860	5.6	Pas de potentiel
	Méd IDPR	984.00	Intermédiaire, Ruissellant et Infiltrant								
	Méd WET	550.00	Humide								
	Qté d'UF	13238	**29.53**		13.85						
3	Méd ZNS (m)	8.21	En dessous de la moyenne	4.5	1996	11.2	0.86	164	8148617	12.5	Potentiel moyen
	Méd IDPR	720.00	Plutôt infiltrant								
	Méd WET	690.00	Humide								
	Qté d'UF	15465	**34.50**		12.91						
4	Méd ZNS (m)	10.73	Moyenne	5.6	436	7.3	0.69	69	2125973	8.2	Potentiel faible
	Méd IDPR	1736.00	Très ruissellant								
	Méd WET	614.00	Humide								
	Qté d'UF	3608	**8.05**		12.08						
	Somme UF SOCLE OUEST	44831									
	Moy ZNS	9									

Domaine : SEDIMENTAIRE

CLASSES K-Means	Signification des variables			Proportion de ZH (%)		Moy des % de surface peu perméable	Moy intermitt sur les UF	Sources	Long. Faille (m)	Ecoulements (% moy)	Lien potentiel ESO-ESU
	Variable	Valeur	Signification	Moyenne	Nombre UF Catégo A ou C et proportion (%)						
1	Méd ZNS (m)	7.80	supérieur moyenne	27.6	6965	24.5	0.7	281	702305	22.9	Potentiel fort
	Méd IDPR	785.00	Intermédiaire, mais plutôt Infiltrant								
	Méd WET	942.00	Très humide								
	Qté d'UF	19647	**24.61**		35.45						
2	Méd ZNS (m)	13.25	supérieur moyenne	11.7	5157	26.8	0.66	1046	3089375	15.3	Potentiel moyen
	Méd IDPR	815.00	Intermédiaire, mais plutôt Infiltrant								
	Méd WET	736.00	Assez humide								
	Qté d'UF	29380	**36.81**		17.55						
3	Méd ZNS (m)	18.77	supérieur moyenne	6.7	2634	26.6	0.72	1122	4136991	13	Potentiel faible
	Méd IDPR	950.00	Intermédiaire, Ruissellant et Infiltrant								
	Méd WET	566.00	Humide								
	Qté d'UF	23318	**29.21**		11.30						
4	Méd ZNS (m)	23.14	Très supérieur moyenne	11.8	1203	32.6	0.43	288	606519	9.5	Pas de potentiel
	Méd IDPR	1755.00	Très ruissellant								
	Méd WET	697	Humide								
	Qté d'UF	7477	**9.37**		16.09						
	Somme UF SEDIMENTAIRE	79822									
	Moy ZNS	14.4									

Illustration 84- Tableaux synthétiques des trois domaines présentant le détail de chaque classe.

5.3. CARTOGRAPHIE DES ZONES OU LES HYDROSYSTEMES DE SURFACE ONT UN LIEN POTENTIEL AVEC LES ESO SUR LE BASSIN DE LOIRE-BRETAGNE

A partir des tableaux précédents, quatre classes de lien potentiel sont décrites avec des valeurs et une qualification associée du lien potentiel ESO/ESU : fort, moyen, faible et pas de potentiel.

Le potentiel fort regroupe les UF dont les paramètres sont les plus favorables pour qu'un lien ESO – ESU existe. C'est-à-dire une épaisseur de la ZNS la plus faible, une valeur d'IDPR infiltrant, un TWI décrivant un sol plutôt humide, des écoulements souterrains surface majoritairement de même direction que ceux de surface.

Le potentiel moyen correspond aux UF dont les paramètres précédemment cités sont moins favorables à un lien potentiel ESO – ESU, mais il reste tout de même possible.

Le potentiel faible concerne les UF dont les paramètres sont assez défavorables à des interactions ESO – ESU. La ZNS est trop profonde, l'IDPR indique une majorité de ruissellement, l'humidité des sols est plus faible, les proportions d'écoulements souterrains de même direction que ceux de surfaces sont les aussi plus faibles.

Le potentiel inexistant (ou pas de potentiel) regroupe les UF dont les résultats statistiques des variables sont beaucoup trop éloignés de ce qui caractérise une interaction ESO – ESU.

Ces classes ont permis d'élaborer la carte du lien potentiel entre les eaux souterraines et les eaux souterraines présentée ci-dessous (illustration 85) .

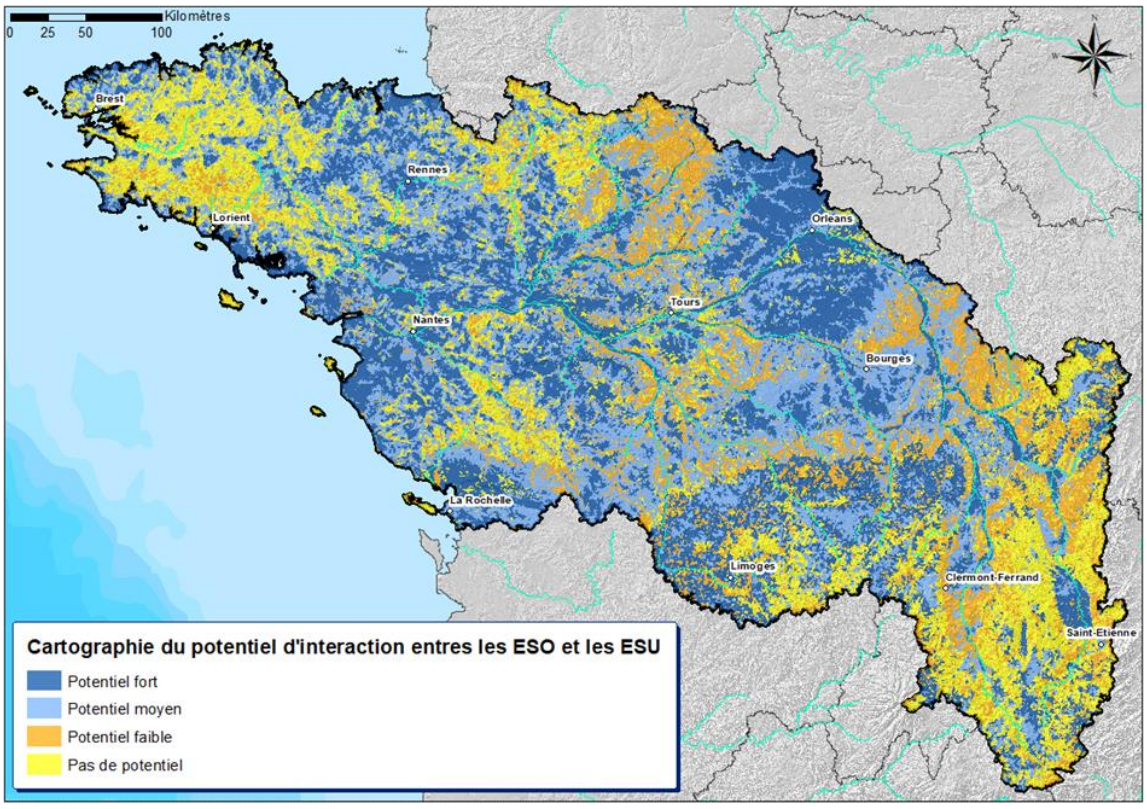


Illustration 85- Cartographie finale du lien potentiel entre les ESO - ESU à l'échelle de l'unité fonctionnelle sur le bassin de Loire-Bretagne.

Avec cette cartographie, il est ainsi possible de visualiser rapidement la potentialité du lien ESO – ESU en fonction du contexte hydrogéologique, à l'échelle du bassin Loire-Bretagne comme à une échelle plus locale.

Quelques remarques concernant les traitements et les limites d'utilisation de cette classification :

- Les surfaces en eau (UF avec une valeur d'IDPR = 2000 et un TWI = 1000) n'ont pas été prises en compte dans la classification K-Means pour ne pas biaiser les statistiques en laissant des valeurs extrêmes.

- La classification a été réalisée dans les trois domaines (socle Ouest, socle Est et sédimentaire) décrit dans les chapitres précédents de manière indépendante.

- Les classes de lien potentiel ont été qualifiées les unes par rapport aux autres et de manière indépendante pour chacun des trois domaines.

- Il faut noter que la classification se base sur des moyennes ou médianes agrégées sur des UF. Ces valeurs statistiques sont ensuite réutilisées pour calculer les barycentres des classes, qui sont des centres de gravité ou plus communément des extensions de la notion de moyenne arithmétique pondérée.

- Enfin au vu de la méthode décrite dans ce paragraphe, l'échelle d'utilisation de ces informations est au maximum celle des UF.

Pour valider cette carte, nous avons travaillé à différentes échelles en superposant dans un premier temps les unités fonctionnelles avec l'inventaires des milieux humides, puis dans un second temps en zoomant sur des secteurs connus permettant aussi de repérer les hydrosystèmes de surface pour lesquels il pourrait être intéressant de faire une analyse plus profonde.

Potentiel ESO/ESU et inventaire des milieux humides

Si on compare la carte finale du lien potentiel entre les ESO - ESU à l'échelle de l'unité fonctionnelle sur le bassin de Loire-Bretagne avec l'inventaire des milieux humides compilés pour cette étude (illustration 86), on constate les mêmes types de comportements dans le domaine sédimentaire et dans celui du socle « ouest ». En effet, la plupart des milieux humides sont cohérents avec les secteurs où une majorité d'UF ont un lien potentiel élevé entre ESO/ESU. Néanmoins si on regarde à une échelle plus locale ces potentiels cohabitent aussi avec des secteurs où le potentiel et faible.

Dans la partie socle « est » du bassin Loire-Bretagne, la répartition est inversée avec plus d'UF qui ont avec un lien potentiel ESO/ESU faible, et localement on constate la présence à l'intérieur des milieux humides, des UF à lien potentiel fort.

En ce qui concerne les cours d'eau, les UF sont souvent caractérisées par un lien potentiel ESO/ESU fort sur l'ensemble de la zone d'étude.

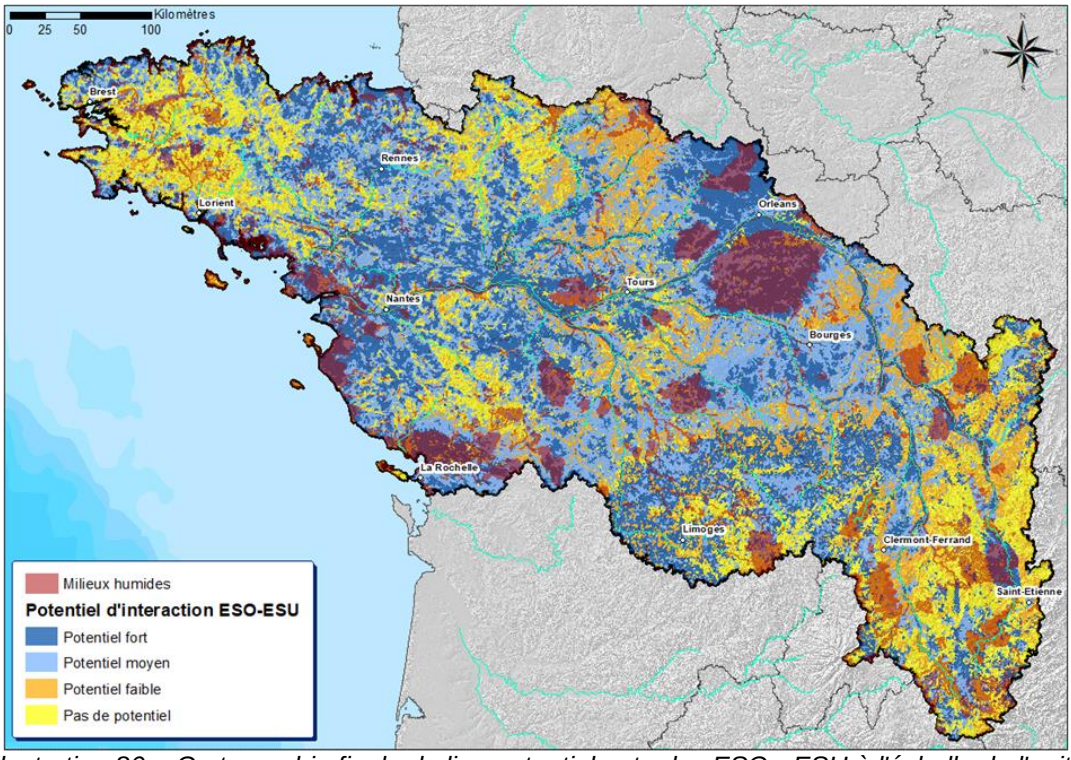


Illustration 86- Cartographie finale du lien potentiel entre les ESO - ESU à l'échelle de l'unité fonctionnelle sur le bassin de Loire-Bretagne et inventaire des milieux humides.

Les statistiques réalisées sur les milieux humides montrent que près de 68 % des surfaces sont caractérisées par des potentiels (lien ESO/ESU) moyen et fort (illustration 87), confortant ainsi notre méthode.

Classes de potentiel	Surface de milieux humides couvert (%)
Pas de potentiel	17.29537651
Potentiel faible	10.50995083
Potentiel moyen	24.10166835
Potentiel fort	45.77017495
Surface hors UF	2.322829359

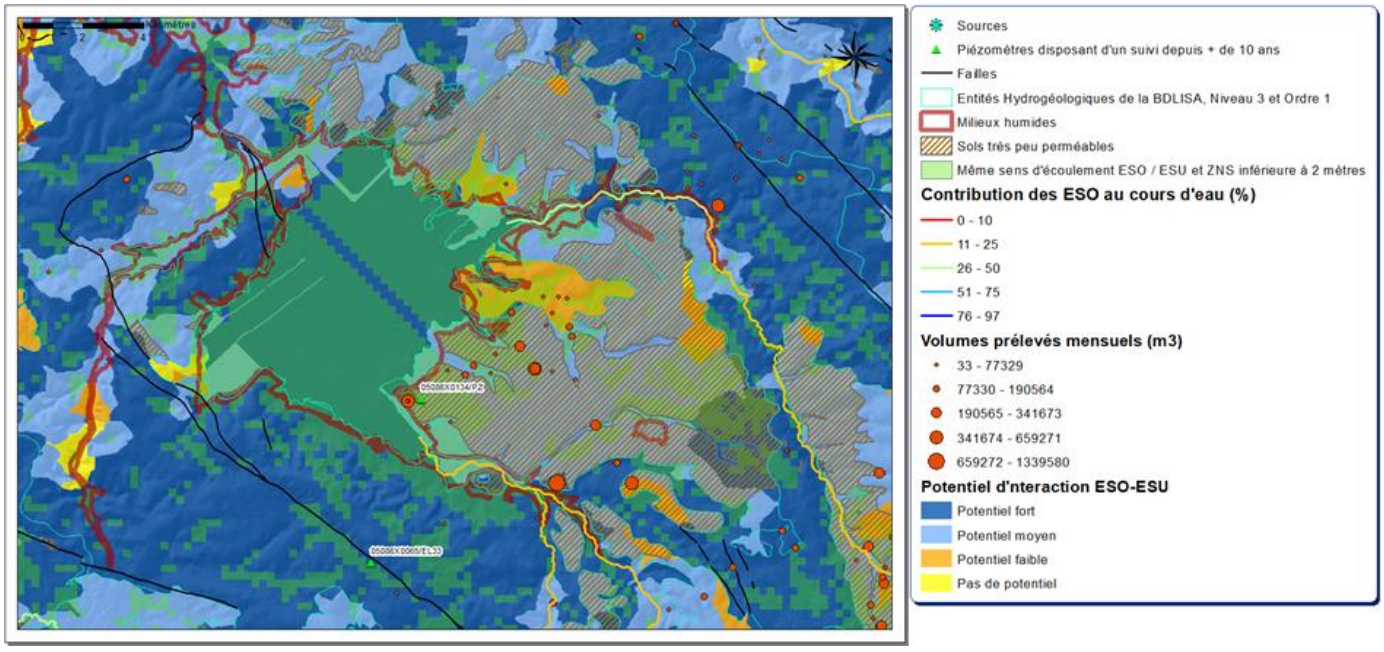
Illustration 87 - Pourcentages des surfaces de milieux humides couvertes par les différentes classes de potentiel des unités fonctionnelles

Validation Potentiel ESO/ESU sur des secteurs tests

L'objectif de cette partie est de zoomer sur des secteurs connus pour visualiser les résultats de la carte et les comparer aux éléments de contexte qui permettent de comprendre les fonctionnement hydrologique et hydrogéologique ainsi que l'influence possible des prélèvements (préalable au chapitre suivant qui traite de l'impact des prélèvements sur les hydrosystèmes).

Le lac de Grand Lieu est connu pour être soutenu par les eaux souterraines (Rouxel, 2003), ce qui en fait un bon exemple pour valider le potentiel lien ESU – ESO décrit par les UF. Différents masques de données y sont superposés pour permettre d'expliquer le comportement observé.

Les potentiels observés sont très majoritairement forts sur les UF correspondantes à l'extension du milieu humide (illustration 88). Les prélèvements sont situés en amont du lac (Est, Sud-Est), en léger surplomb du lac (la topographie plonge vers l'Ouest, Nord-Ouest).



Résumé des observations	Milieux Humides	Interactions potentielles ESO – ESU	Piézomètres	Prélèvements	Contribution ESO au réseau hydrographique	Réseau de failles	Influence théorique des prélèvements actuels sur le milieu humide
Lac de Grand Lieu	Couverture lac et pourtour	Fortes	2 piézomètres avec suffisamment de données	Quantité non négligeable et concentrés au Sud-Est	Moyenne	Non déterminant	Assez forte considérant le drainage d'Est en Ouest

Illustration 88- Zoom sur la zone humide du Lac de Grand Lieu et tableau de synthèse des observations.

La zone humide du lac de Grand Lieu est un bon exemple de visualisation cartographique des éléments sélectionnés. La compréhension de cette zone humide sera développée dans le chapitre 6, permettant de prendre en compte l'impact des prélèvements. D'autres exemples illustrant ces tendances sont disponibles en annexe n°6.

La carte finale du lien potentiel entre les ESO - ESU à l'échelle de l'unité fonctionnelle sur le bassin de Loire-Bretagne ainsi que les couches associées sont décrites dans l'annexe n°7 sur les délivrables de cette étude.
Compte tenu des informations utilisées et de leurs échelles de validité, cette cartographie doit être considérée comme indicative. Elle ne doit pas être utilisée à une échelle inférieure à l'unité fonctionnelle et se substituer à des études plus locales.

6. Impact des prélèvements

L'accroissement des besoins en eau liés à des usages de plus en plus intensifs (production d'eau potable, irrigation, usages industriels, hydroélectricité) entraîne la multiplication des prélèvements dans le milieu aquatique. Cette situation, associée à une succession d'épisodes de sécheresse ces dernières années, impacte le débit des rivières et peut conduire à des étiages sévères des cours d'eau et à des baisses du niveau des eaux souterraines qui menacent le bon fonctionnement des milieux aquatiques et la pérennité de la ressource en eau.

L'objectif de ce travail est d'identifier les cours d'eau sensibles aux prélèvements d'eau souterraine, c'est-à-dire dont le débit serait devenu insuffisant pour assurer sa continuité écologique ou les usages.

La même démarche que sur les zones humides sera déployée pour les cours d'eau en identifiant les cours d'eau en interaction potentielle avec les eaux souterraines. Si tel n'était pas le cas, la question sera d'essayer de déterminer la cause de cette contradiction : prélèvements d'eau souterraine, d'eau de surface, aménagements hydrauliques, changement climatique, etc…

La finalité est de proposer une cartographie de la sensibilité des cours d'eau aux prélèvements souterrains. Elle sera principalement basée sur le calcul de la ZNS minimum en référence à la « problématique d'Oued », c'est-à-dire d'estimer à quel seuil piézométrique la nappe ne contribue plus aux débits de la rivière.

6.1. IMPACT DES PRELEVEMENTS SUR LES HYDROSYSTEMES DE SURFACE EN LIEN AVEC LES ESO (ZONES POTENTIELLEMENT HUMIDES)

Afin de mettre en évidence l'impact potentiel des prélèvements sur les hydrosystèmes de surface, une méthodologie d'analyse des données piézométriques, de prélèvements connus et d'évolution géographique des parcelles plus ou moins humides est proposée. Cette méthodologie est proposée sur des secteurs test. Elle se réalise en quatre étapes :

- 1ère étape :

Choix du site selon différents critères : un lien potentiel ESO – ESU plutôt fort (chapitre 5), un site disposant d'un piézomètre avec au moins 10 années de chroniques (entre 1996 et 2019), des données de prélèvements, et une couverture d'images satellites sur les années concordantes avec la chronique piézométrique et les prélèvements.

- 2ème étape :

Visualisation des chroniques piézométriques et de l'évolution des prélèvements mensualisés par usage (période 1996 – 2018).

- 3ème étape :

Réalisation de tests de tendance sur la piézométrie et la pluie efficace.

- 4ème étape :

Correspondance et localisation des zones où des changements sont visibles en terme d'eau de surface (mise en eau ou asséchement, sur différentes périodes).

6.1.1. Indicateur de pression des prélèvements

Les données de prélèvements utilisées ici sont issues de la base de donnée déclarative utilisée par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, de 1996 à 2017 (illustration 89). Cependant, les données ne sont pas exhaustives, tous les prélèvements ne sont pas déclarés souffrent d'une incertitude non quantifiable. Par ailleurs, les données de 1996 et de 1997 ne sont pas exploitables (manque de fiabilité) et sont donc exclues de l'analyse suivante.

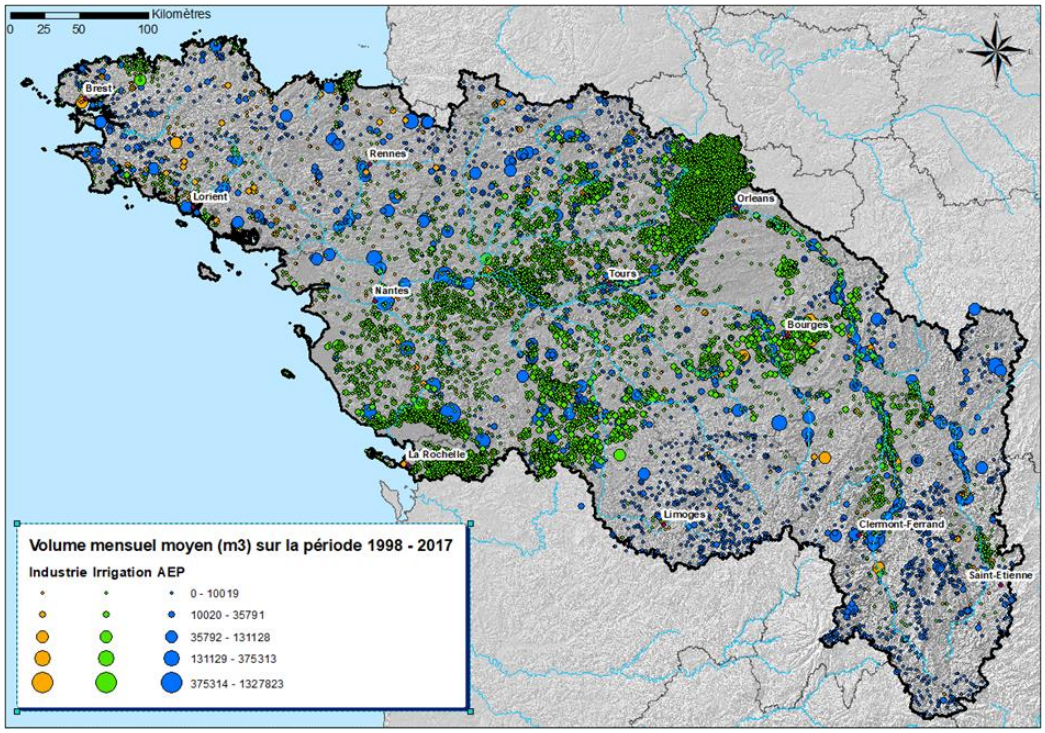


Illustration 89 - Cartographie des prélèvements en fonction de l'usage et du volume prélevé Ramené au mois.

En terme de volume, les prélèvements destinés à l'Alimentation en Eau Potable (AEP) sont les plus importants, suivis de près de ceux destinés à l'irrigation (IRR). Enfin, les moins importants en terme de volume, sont ceux destinés à l'industrie (IND) (illustration 90).

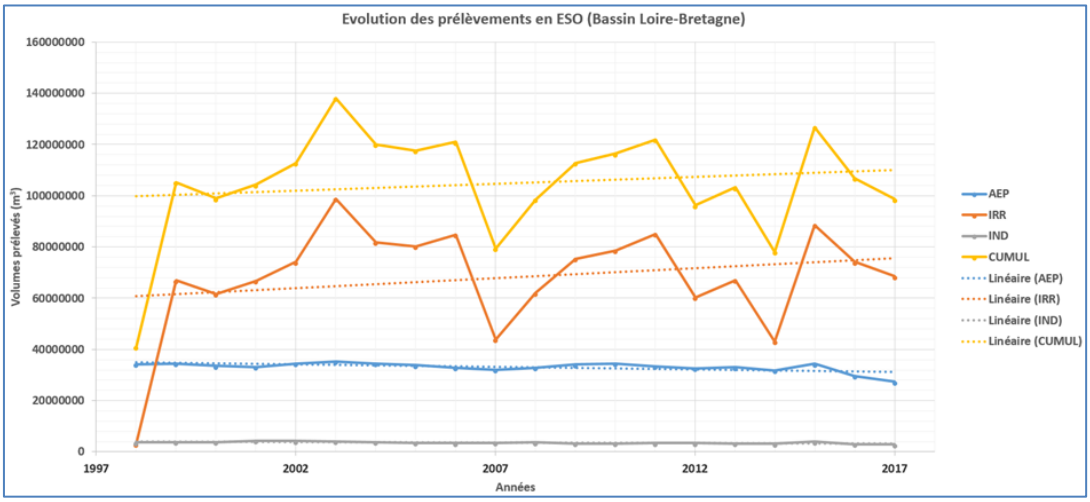


Illustration 90 - Volumes mensuels moyens par année et par usage sur tout le bassin Loire-Bretagne

Pour calculer un indicateur de la pression au point de prélèvement et pouvoir comparer les volumes prélevés sans avoir à regarder l'usage, les volumes annuels ont été ramenés à un volume mensuel en faisant ces hypothèses :

$$Vm(AEP) = Va(AEP)/12 \qquad Vm(IND) = Va(IND)/12 \qquad Vm(IRR) = Va(IRR)/4$$

avec Vm : Volume menusuel et Va : Volume annuel.

Les volumes pour l'irrigation sont en effet essentiellement répartis sur les mois de juin, juillet, août et septembre (cf. travaux en cours sur le SIGES Bretagne Phase 3, à partir des données agricoles, obtenues auprès de la DRAAF, de l'AGRESTE et des chambres d'agriculture).
La carte ci-dessus (Illustration 89) représente cet indicateur de pression, il s'agit du Vm moyen sur la période 1998 – 2017.

6.1.2. Sites étudiés et exemple du lac de Grand Lieu

Lors de 1ère étape décrite au paragraphe 5.3, quatre sites ont été sélectionnés : le lac de Grand Lieu, la zone Natura 2000 des Monts d'Arrée centre et est, la zone Natura 2000 du marais de Vilaine et la zone nature 2000 de la Forêt d'Anjou et de Touraine.
Les trois autres étapes ont été appliqués au lac de Grand Lieu est décrit ci-après. Pour les autres sites, les quatre étapes sont décrites en annexe n°6.

Etape 1

D'après ROUXEL (2006) et la carte piézométrique réalisée en 2005-2006, le lac est alimenté par les eaux souterraines. Les unités fonctionnelles au sein de zone humide sont toutes qualifiées en potentiel d'interaction fort (illustration 91). Cette zone humide est donc un site idéal pour observer les éventuels impacts des prélèvements

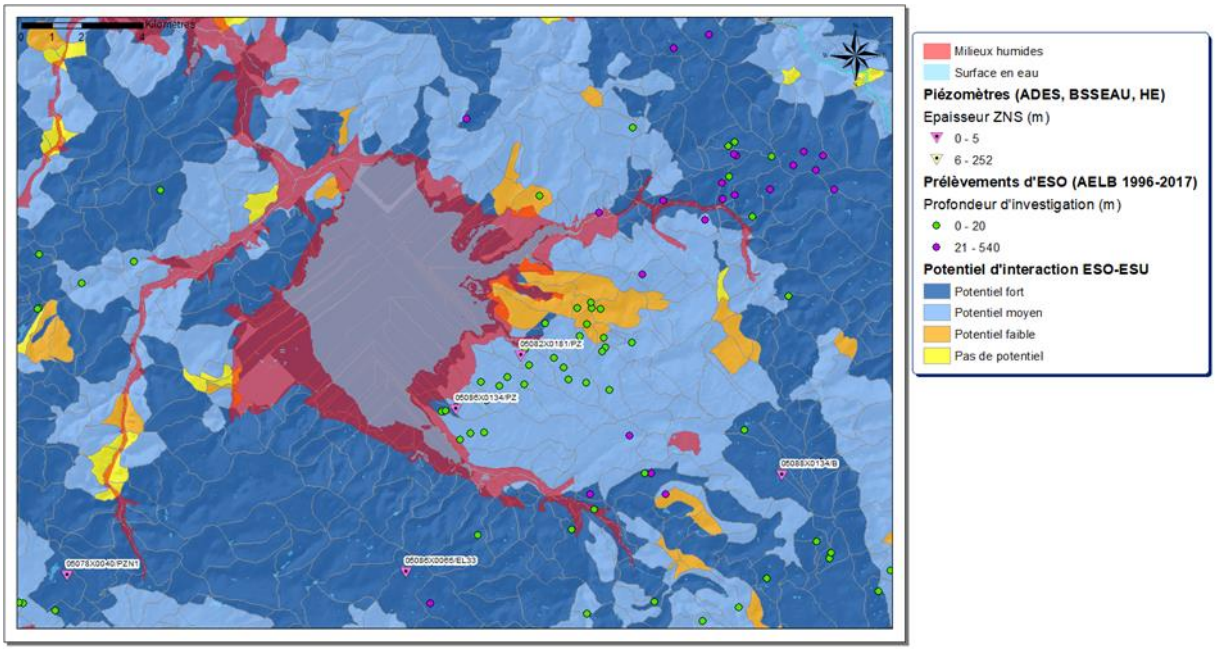


Illustration 91 - Cartographie de la zone humide du lac de Grand Lieu.

.

Etape 2

Au niveau de la piézométrie, trois piézomètres se trouvent au sud-est de la zone humide (la nappe se situe à une faible profondeur).
Les deux plus au Nord sont rattachés aux « Sables de l'Yprésien en Ile et Vilaine, Loire-Atlantique Et Vendée (Bassin Loire-Bretagne) – code BDLisa113AF05 ». Ils ne sont suivis que depuis 2019.
Le piézomètre 05086X0065/EL33 est rattaché à l'entité « Socle Métamorphique dans les bassins versants de La Boulogne (De Sa Source Au Lac De Grand-Lieu (Inclus)), L'Acheneau (de Sa Source À La Loire (Non Inclus)), et L'Ognon – code BDLisa175AI01 ».

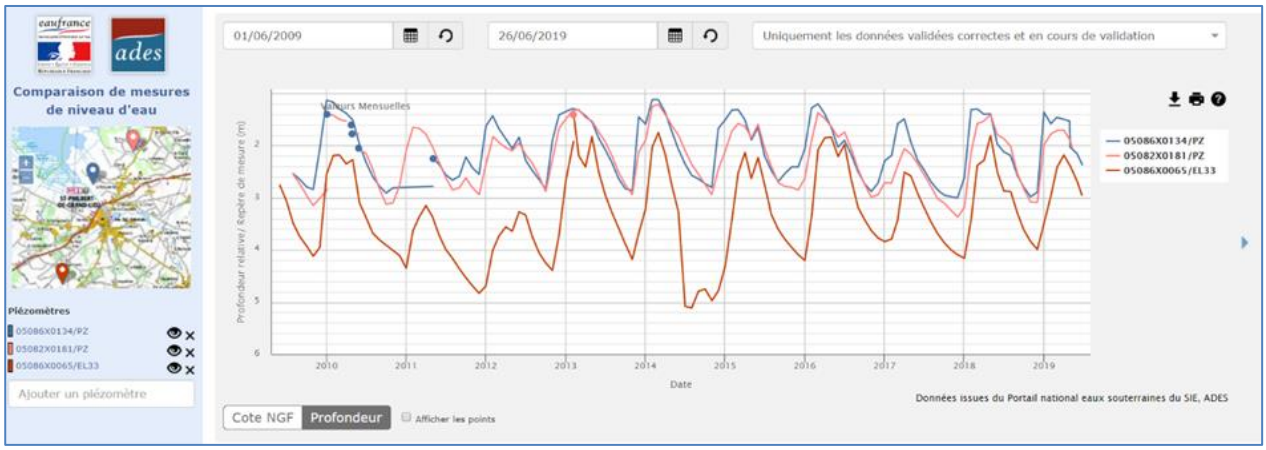


Illustration 92 - Chronique piézométrique des ouvrages de suivi situés à proximité du lac de Grand Lieu

Le piézomètre 05086X0065/EL33 a un historique de suivi (Département Loire Atlantique) suffisant (au moins 10 ans) pour effectuer les tests de tendance (illustration 93).

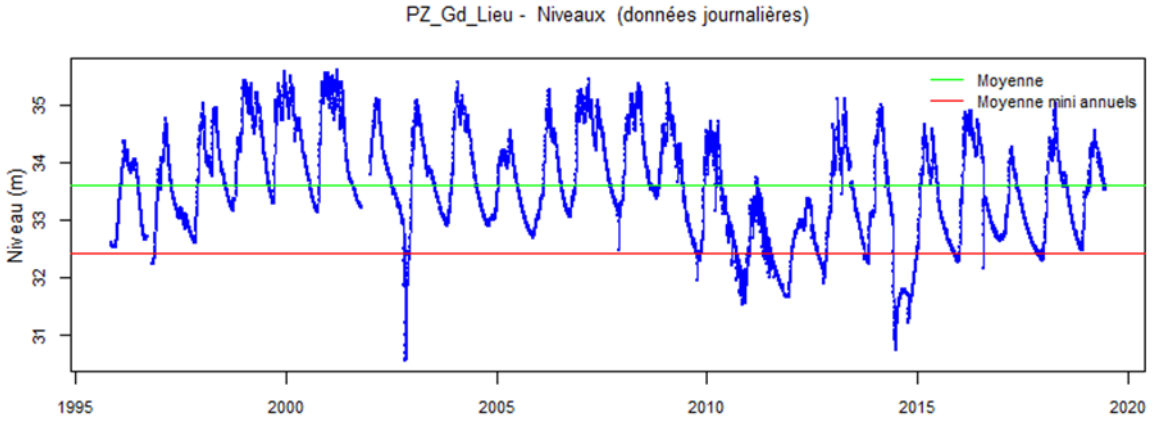


Illustration 93 - chronique du piézomètre 05086X0065/EL33 présentant tout l'historique de suivi

- **Tendance sur les prélèvements:**

En prenant la somme des prélèvements en eau souterraine sur le bassin versant de Grand Lieu, il semble y avoir une tendance à la hausse de 1999 à 2017 (illustration 94). Toutefois, l'incertitude sur les volumes prélevés est forte et ils sont peut-être simplement mieux bancarisés depuis 2009.

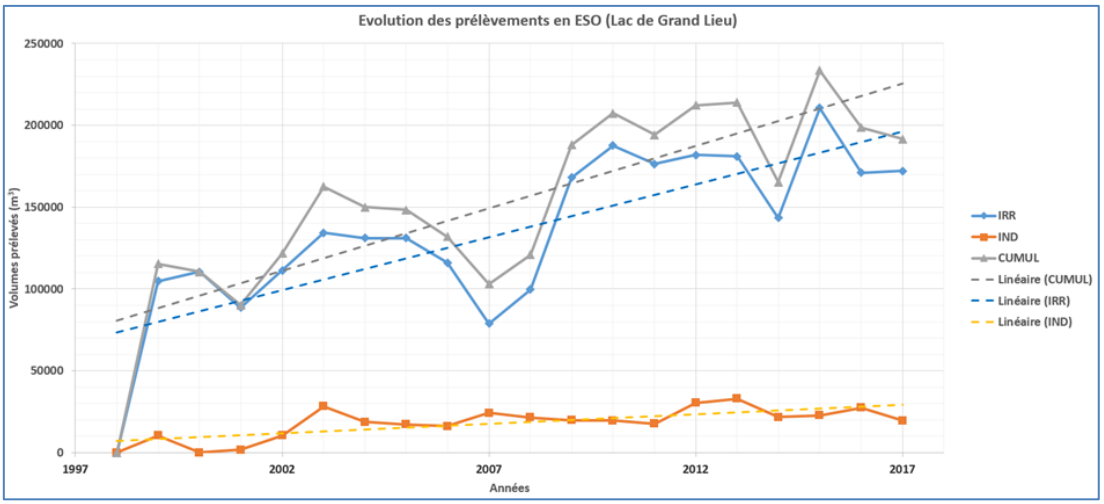


Illustration 94 - Historique de la somme des prélèvements mensuels sur le bassin versant de Grand Lieu et ajustement d'une courbe de tendance

Etape 3

Les tests de tendance ont pour objectif de vérifier la validité de l'hypothèse de stationnarité faite sur un échantillon de données (ici respectivement le cumul annuel de pluies efficaces et le niveau piézométrique moyen annuel). Le test utilisé est le test de Mann Kendall.

- **Tests de tendance sur la piézométrie:**

La tendance significative (Pvalue < 0.1) est à la baisse (médiane annuelle du niveau piézométrique sur la période 1998-2018) – (illustration 95).

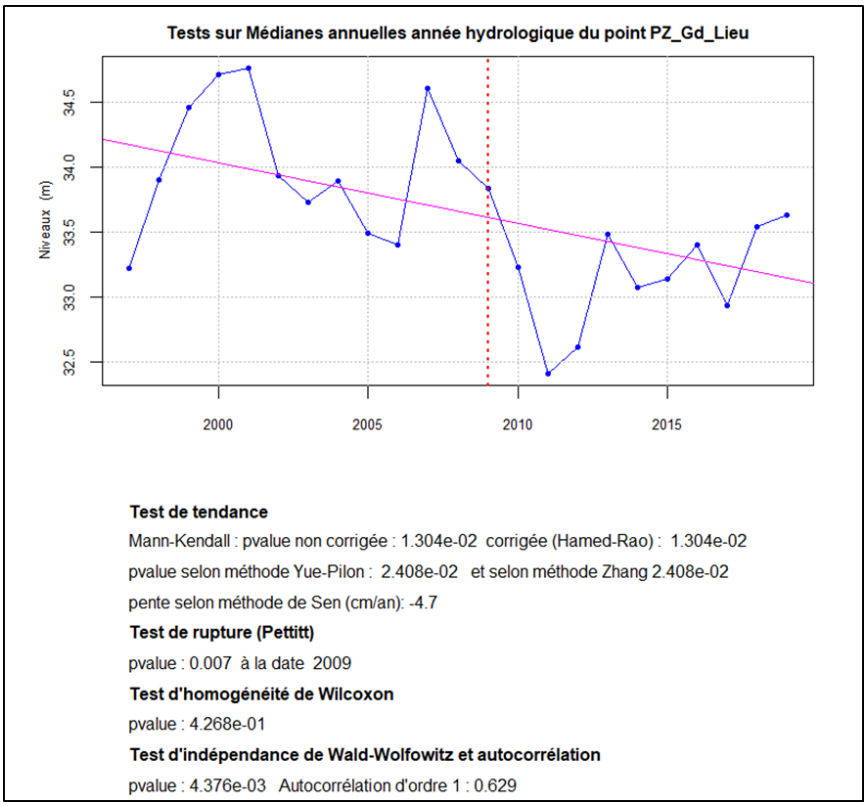


Illustration 95 - Tests de tendance sur le piézomètre 05086X0065/EL33

- **Tests de tendance sur la plus brute et la pluie efficace**

Pour la pluie efficace, les données utilisées sont celles du modèle SAFRAN (Météo France) : Précipitation journalière et ETP journalières du 01/08/1959 au 31/07/2018, sur la maille 4481 (maille sur laquelle se situe le piézomètre étudié – illustration 96). L'hypothèse prise pour le calcul de pluie efficace est une capacité en eau des sols de 100 mm (cette hypothèse a peu d'influence sur la suite car l'objectif n'est pas de calculer un bilan). Le calcul de la pluie efficace se fait au pas de temps journalier par la méthode de bilan de Thorntwaite.

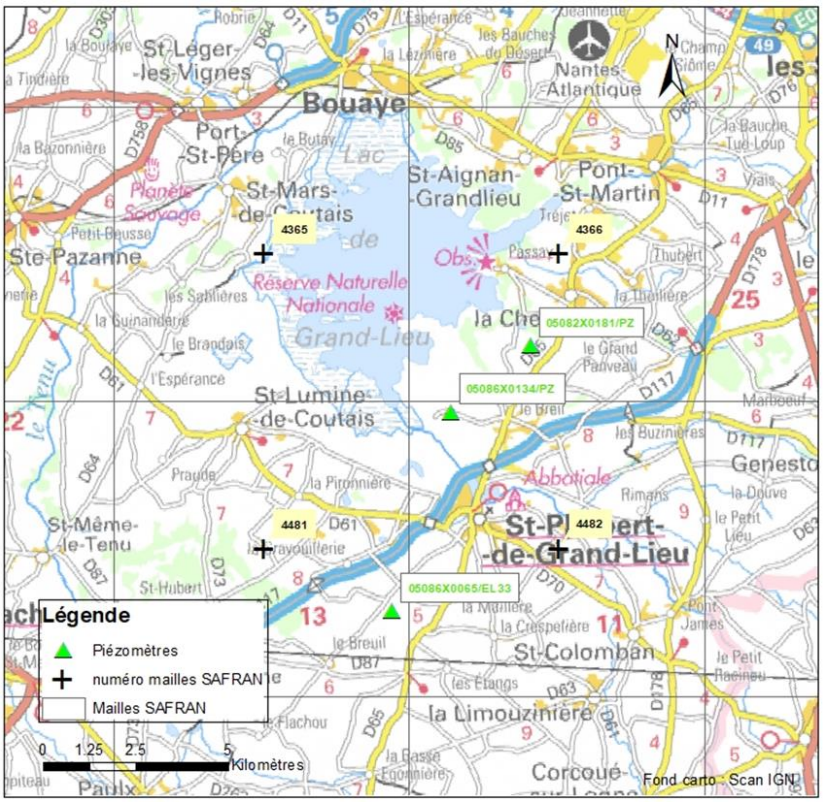


Illustration 96 - Localisation des piézomètres et des mailles SAFRAN

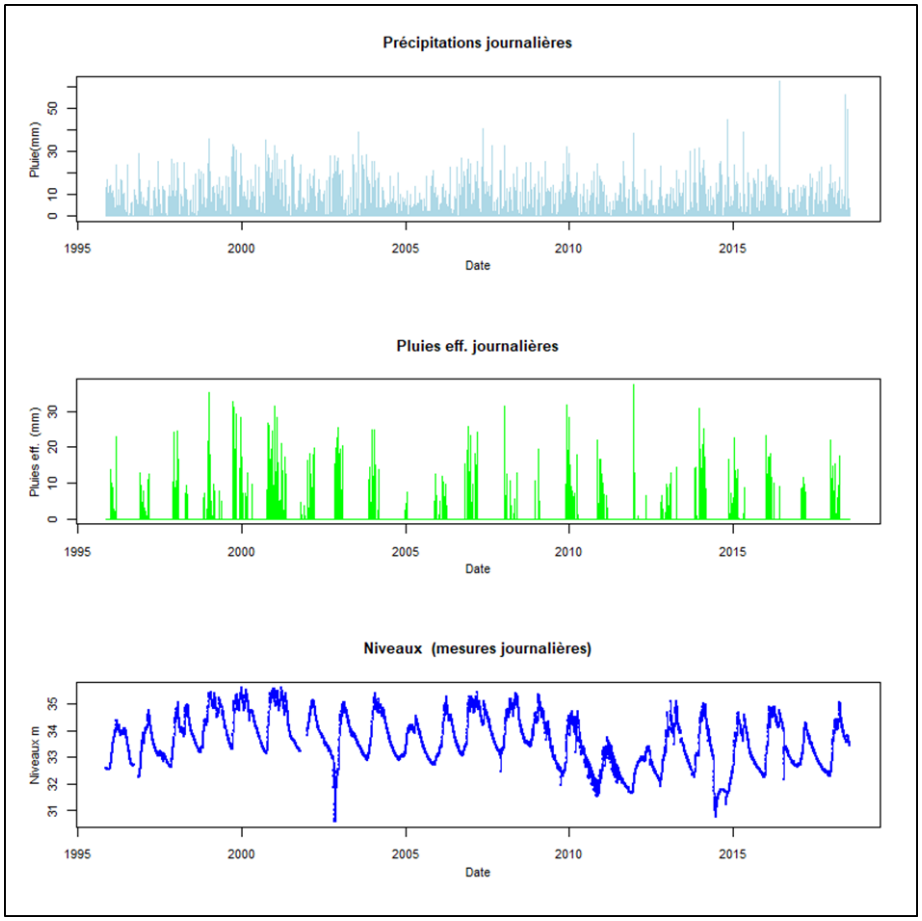


Illustration 97 - Chroniques de Pluie, Pluie efficace et Niveau piézométrique sur la période commune de suivi (1995 - 2018)

L'hypothèse de stationnarité sur le cumul annuel de pluie efficace est jugée crédible, autrement dit le test de tendance de Mann Kendall ne permet pas de mettre en évidence une tendance significative à la baisse sur la Pluie efficace (pvalue > 0.1).

Par contre, l'hypothèse est rejetée pour la médiane annuelle du niveau piézométrique sur la période 1998-2018 (pvalue < 0.1), autrement dit d'après le test de Mann Kendall, une tendance significative à la baisse peut être mise en évidence sur le piézomètre situé à proximité du lac de Grand Lieu (illustrations 98 et 99).

	Variable	Autocorrelation	Test	Valeur	Unité	pvalue	Rejet_H0_10
1	Pluies eff.	0.378	Mann_Kendall	-3.5875	mm/an	0.128	Non
2			Pettitt	2002		0.205	Non
3			Wilcoxon			0.193	Non
4	Niveaux	0.612	Mann_Kendall	-0.0478	m/an	0.011	Oui
5			Pettitt	2008		0.01	Oui
6			Wilcoxon			0	Oui

Illustration 98 - Résultats des tests statistiques sur les pluies efficaces et sur les niveaux piézométriques

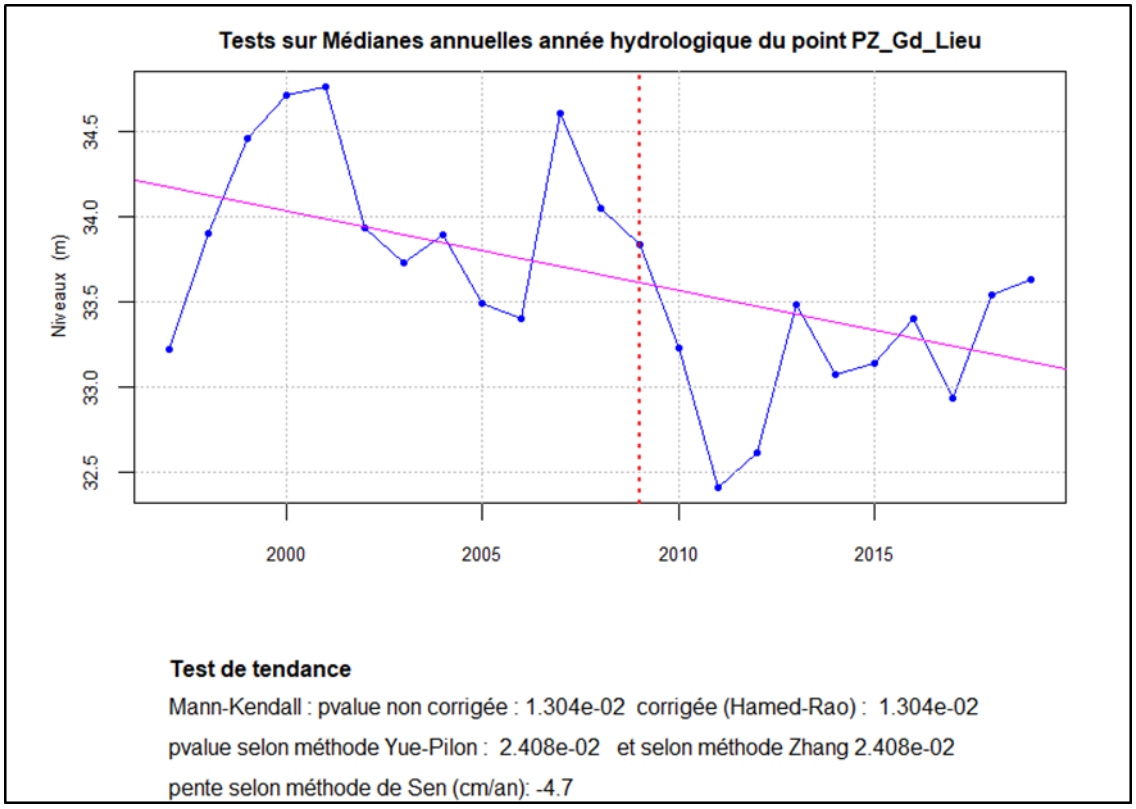


Illustration 99 - Résultats des tests de tendance sur le piézomètre 05086X0065/EL33

Etape 4

Le niveau piézométrique mesuré à proximité du lac de Grand-Lieu présente une tendance à la baisse, bien visible sur la chronique depuis les années 2000. Or la pluie efficace ne présente pas de tendance similaire. Cette baisse semblerait donc liée aux prélèvements présents sur le bassin versant.
De plus, les liens ESU-ESO sont très importants sur la zone d'étude. La baisse de la piézométrie pourrait donc se traduire par une modification de la surface en eau de la zone humide. L'analyse des images satellites permet de confirmer cette hypothèse (illustration 100).

Ces images sont issues de l'outil « Deltares Aqua Monitor » qui détecte les changements de la terre et de l'eau dans le monde entier. Le traitement des images satellites sont analysées en terme de gains et de pertes pour une période que l'on peut choisir entre 1985 et 2015.

Sur l'Illustration page suivante, la figure en haut à gauche montre une augmentation de la surface en eau entre 1996 et 2000 sur le bassin versant de Grand Lieu. La figure en haut à droit montre a contrario une diminution de cette surface entre 2001 et 2018, période sur laquelle les niveaux piézométriques sont aussi en baisse.

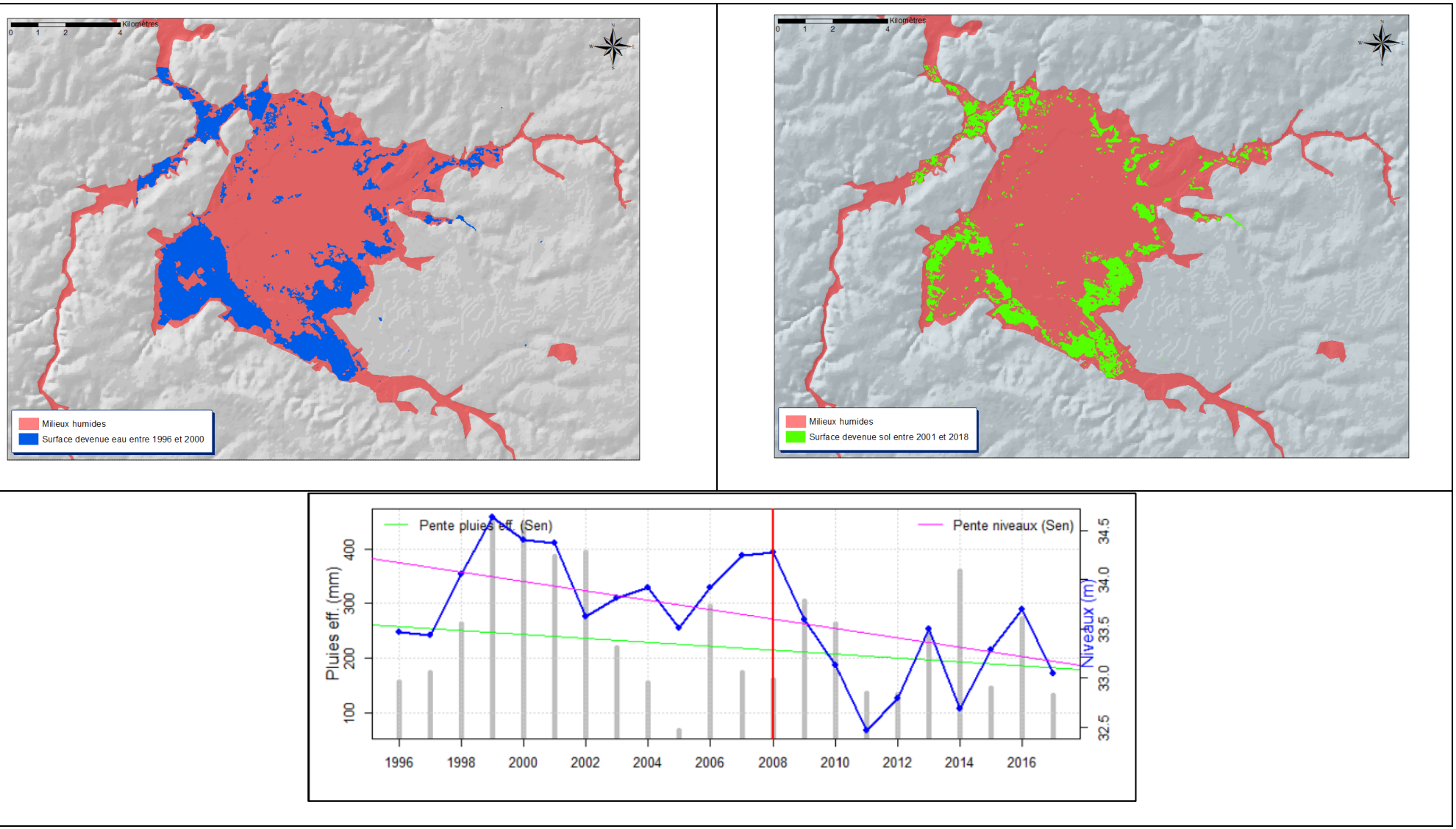


Illustration 100 -Evolution des changements d'eau de surface (d'après analyse des images satellites) et superposition du niveau piézométrique et de la pluie efficace (Grand-Lieu), ainsi que des courbes de tendance calculée selon la méthode de Sen

6.2. UNE APPROCHE MULTICRITERE POUR QUALIFIER LES ZONES DE SENSIBILITE AUX PRELEVEMENTS AUTOUR DES COURS D'EAU

Pour créer un indicateur de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements, deux paramètres seront pris en compte ici :

- Une zone de sensibilité autour des cours d'eau calculée à l'aide des paramètres hydrodynamiques connus : transmissivité et coefficient d'emmagasinement (Illustration 101),
- et la différence de sens d'écoulement souterrains entre les hautes eaux et les basses eaux qui est une approche prospective (Illustration 103).

Le résultat final permettra de visualiser un zonage du bassin Loire-Bretagne avec différents degrés de sensibilité. Le niveau maximum de sensibilité sera présent là où les écoulements entre HE et BE sont différents au droit des zones et où les paramètres hydrodynamiques impliquent un fort soutirage théorique du cours d'eau vers les prélèvements

6.2.1. Implication des paramètres hydrodynamiques

Théoriquement, dans le cas où les eaux souterraines soutiennent les eaux de surface (plan d'eau, zone humide, cours d'eau…), chaque volume prélevé est un préjudice pour le réseau superficiel. La sensibilité des cours d'eau aux prélèvements dépendra du type d'aquifère associé. En effet, un aquifère peu capacitif, avec des réserves et une extension relativement faible, comme certains aquifères de socle ou de petits aquifères alluvionnaires seront plus sensibles aux prélèvements. A contrario, les nappes contenues dans des aquifères de réserves notables (comme les aquifères de milieux poreux des grands bassins sédimentaires) pourront soutenir fortement les débits d'étiage des cours d'eau.

Pour cartographier l'impact des prélèvements sur les cours d'eau, une première approche consiste à calculer le rayon d'action d'un ouvrage à partir des données de transmissivité (T) et du coefficient d'emmagasinement (S) connues (Illustration 101). Il s'agit de modéliser un cercle théorique autour du point de prélèvement, lorsque les paramètres hydrodynamiques sont connus (Illustration 103).

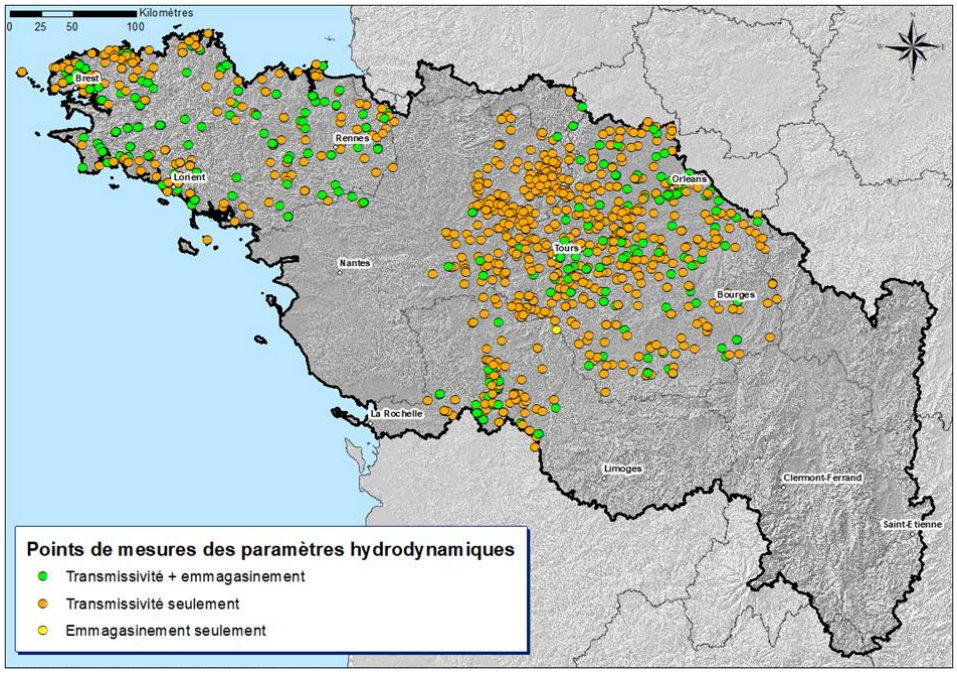


Illustration 101 -Cartographie des points de mesures de paramètres hydrodynamiques effectués sur le bassin de Loire-Bretagne.

Plusieurs hypothèses de départ sont à prendre en compte pour permettre l'utilisation de formules de Theis et Jacob :

- La perméabilités horizontales et verticales uniformes,
- L'épaisseur uniforme de l'aquifère,
- La formation infiniment étendue,
- Une nappe non réalimentée,
- Et une pénétration totale de l'aquifère par le puits de captage.

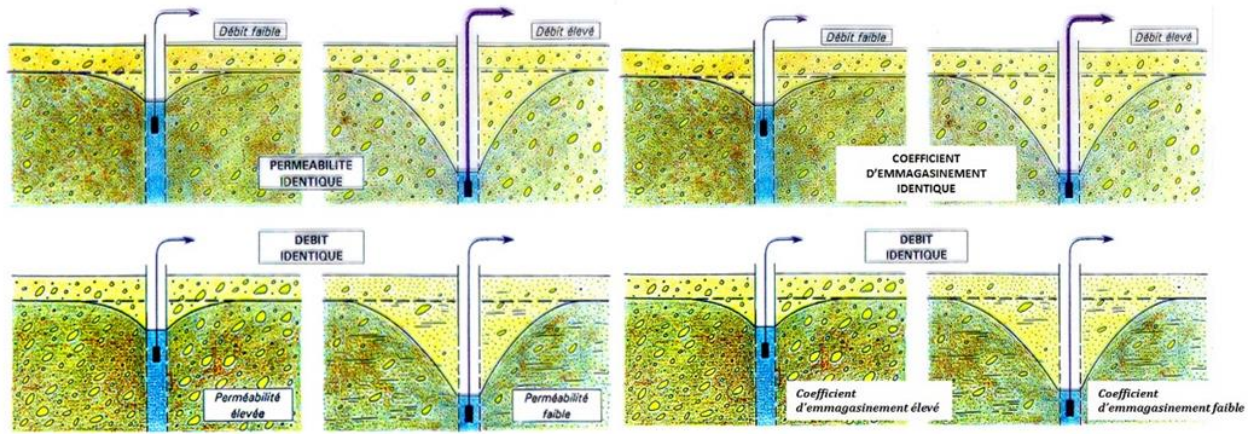


Illustration 102 -Influence des paramètres hydrodynamiques perméabilité et coefficient d'emmagasinement sur les rabattements (source BRGM, http://sigessn.brgm.fr/spip.php?article313).

Dans la réalité, ces conditions ne peuvent pas être minutieusement suivies pour la totalité des données disponibles. Elles seront donc utilisées comme hypothèses maximisant l'impact des prélèvements sur une période de 3 mois de stress hydrique.

L'utilisation des paramètres hydrodynamiques se fait à une échelle locale, de l'aquifère. L'utilisation de ces données est un exercice difficile dont la représentativité est discutable à l'échelle du bassin Loire-Bretagne. Mais ces calculs permettent tout de même de visualiser, sur une base théorique maximisant les effets de prélèvements, un rayon d'impact autour de ceux-ci.

Dans un premier temps, les paramètres hydrodynamiques mesurés sur un ouvrage sont étendus à l'Unité Fonctionnelle. Pour chaque prélèvement situé sur des UF alors qualifiées par une transmissivité et un coefficient d'emmagasinement, le rayon d'action est calculé à l'aide de la formule de Theis pour une durée de pompage de 3 mois pour simuler un scénario pessimiste estival :

$$R(t)=2\cdot\sqrt{(Tt/S)}$$

Avec :

R(t) = rayon d'action de l'ouvrage

T = Transmissivité

t = temps

S = coefficient d'emmagasinement

Les résultats obtenus sont représentés sur l'Illustration 13, ils ne sont pas exploitables pour deux raisons :

Ils indiquent pour la plupart des rayons d'action bien trop grands et au-delà même de l'étendue d'une UF. Les hypothèses de base permettant d'appliquer la formule de Theis ne sont probablement pas respectés et peuvent être à l'origine de cette incongruité. Les données sont insuffisantes pour couvrir une surface acceptable.

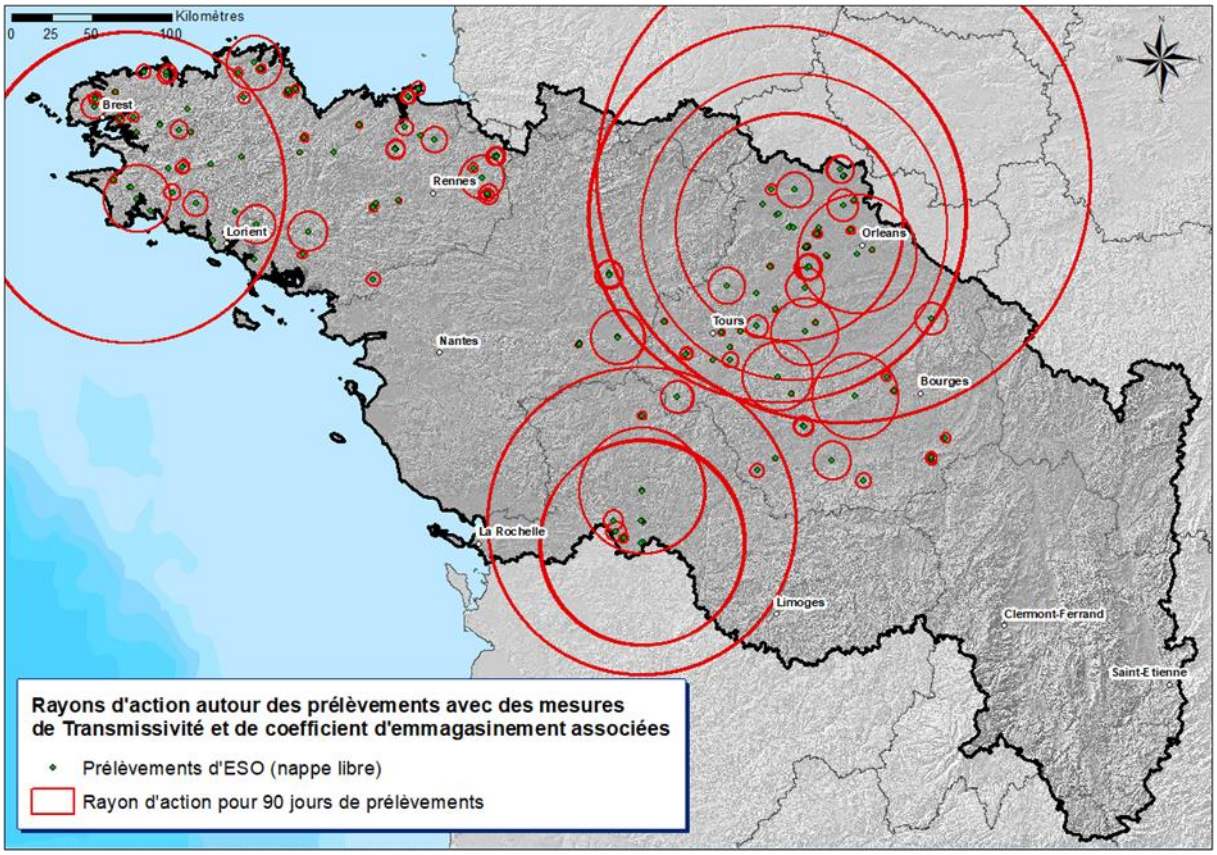


Illustration 103 - Cartographie des rayons d'action depuis la source d'un prélèvement en fonction des paramètres hydrodynamiques associés.

Pour caractériser l'impact des prélèvements sur les cours d'eau, une seconde approche consiste à créer des enveloppes d'influences autour de ces derniers à partir des données de transmissivité (T) et du coefficient d'emmagasinement (S) connues. On ne considère pas ici les points de prélèvements existants, mais on étudie l'impact potentiel d'un nouveau prélèvement.
Le programme CONEXMIN (BRGM) est un outil permettant de calculer l'influence d'un pompage en nappe alluviale sur le débit d'un cours d'eau. Il permet de connaître la part du volume prélevé venant du cours d'eau en fonction de la distance entre ce dernier et le point de prélèvement (Illustration 104).

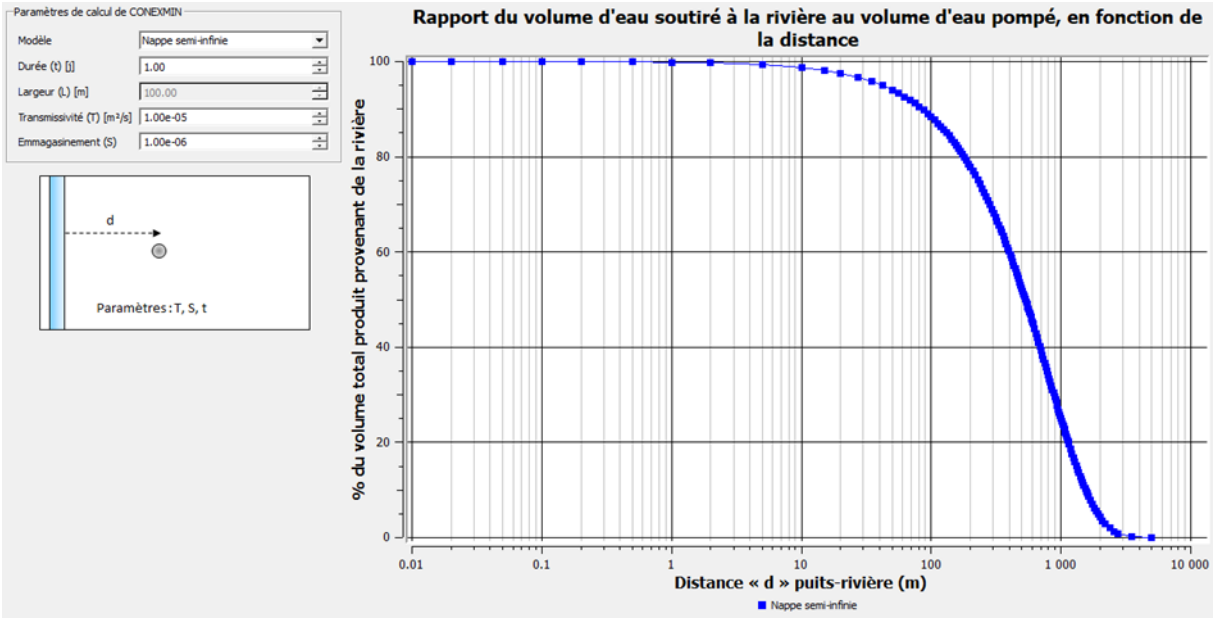


Illustration 104 - Cartographie Ecran de paramétrage et de visualisation du programme CONEXMIN (BRGM).

Les hypothèses de bases restent les mêmes que pour l'approche précédente et la durée de pompage est toujours fixée à 90 jours. Les enveloppes d'influences représenteront trois distances :

- Distance à laquelle 10% des prélèvements sont issus du cours d'eau
- Distance à laquelle 25% des prélèvements sont issus du cours d'eau
- Distance à laquelle 50% des prélèvements sont issus du cours d'eau

Les paramètres de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement ne couvrent pas l'ensemble du bassin Loire-Bretagne (illustration 101). Etant donnée la trop forte hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques propres aux aquifères et lithologies sur le bassin Loire Bretagne, une interpolation de ces paramètres à cette échelle n'a pas de sens et ne donne pas un résultat cohérent et juste.

Autre difficulté, le programme ne permet pas de systématiser la lecture des résultats de distance entre le cours d'eau et le point de prélèvement.
Pour contourner ces verrous, il est possible de travailler sur des sous-ensembles plus généraux. Intuitivement, l'unité spatiale adéquate est l'entité hydrogéologique de la BDLISA. Comme précisé précédemment, il n'est pas envisageable de calculer les trois enveloppes pour chaque entité. Des sous-ensembles sont créés à partir de la lithologie dominante, de la nature de l'entité hydrogéologique (perméabilité) et du milieu (porosité).

Au total, 33 sous-ensembles ont été créés. Les paramètres hydrodynamiques (transmissivité et coefficient d'emmagasinement) sont moyennés sur les 23 sous-ensembles comportant des données. Comparativement aux intervalles de mesures trouvés en bibliographies (Aquifère & eaux souterraines, BRGM édition), les valeurs moyennes calculées sont concordantes.
Pour rester cohérent avec les hypothèses de départs, les enveloppes sont calculées sur les cours d'eau naturels et permanents (tronçons hydrographiques de la BD Carthage), traversant les sous-ensembles caractérisés par des paramètres hydrodynamiques (Illustration 105).

Du fait des hypothèses de départ (milieu continu et infini) et selon les gammes de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement, les enveloppes théoriques peuvent avoir une extension disproportionnée sur certains sous-ensembles. Il est nécessaire de contraindre ces enveloppes par une distance maximale avec une cohérence hydrogéologique. Ainsi, pour les enveloppes dépassant les 1500 mètres, il y a deux possibilités de limite maximale :

- Les unités fonctionnelles dont le centroïde se trouve à une distance maximale de 1500m du tronçon hydrographique concerné ou directement 1500 m,
- Et une limite fixée à 1500 mètres dans le cas où l'extension de l'unité fonctionnelle limite dépasse 1500 mètres.

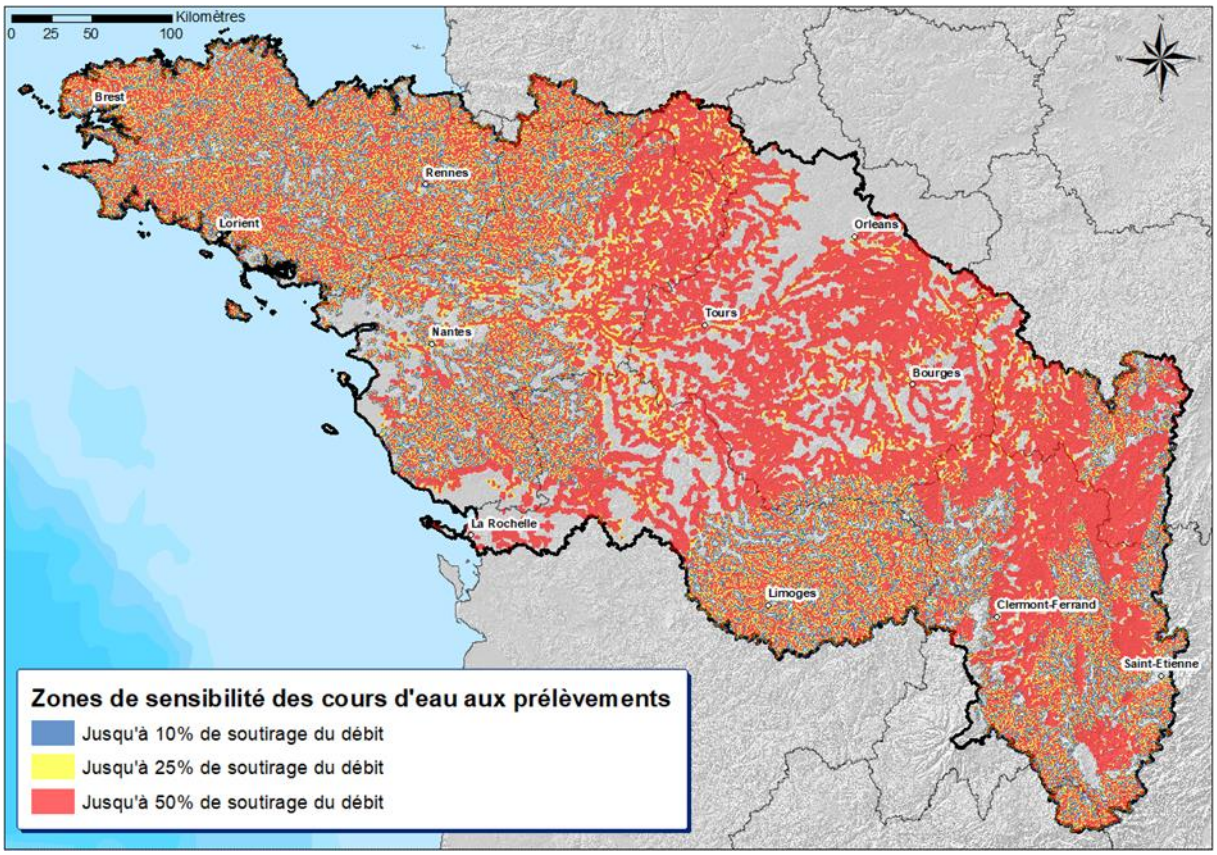


Illustration 105 - Cartographie des zones de sensibilité des cours d'eaux aux prélèvements dans les ESO calculées à l'aide des paramètres hydrodynamiques locaux

La cartographie de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements est à utiliser avec beaucoup de précaution. Il faut prendre en compte ces nombreux biais :

- Au niveau du massif armoricain, les entités hydrogéologiques sont issues des bassins versants, au sein desquels se trouvent plusieurs lithologies différentes. Ces bassins versants présentent différents types de lithologies. En leur sein, les paramètres hydrodynamiques sont donc représentatifs de la lithologie dominante.
- Le choix de 1500 mètres comme valeur maximale pour les enveloppes créées a été fait pour rester cohérent avec les hypothèses maximisantes de départ et avec la réalité hydrogéologique des unités fonctionnelles. Cette valeur arbitraire semble être un bon compromis cartographique, mais n'est pas étayée par des études locales.

o Les valeurs moyennes de coefficients d'emmagasinement et surtout des transmissivités établies pour les 33 sous-ensembles peuvent différer très significativement des valeurs locales qui seraient obtenues en faisant un pompage d'essai. L'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques est telle que la carte produite peut donner des résultats très imprécis dans certains secteurs.

6.2.2. Différence entre le sens d'écoulements des HE et des BE

A partir des interpolations des surfaces piézométriques hautes eaux et basses eaux, il est possible de de modéliser le sens des écoulements à partir des grilles d'altitudes.

La différence entre les HE et les BE permet de cibler les secteurs où les écoulements souterrains sont modifiés en fonction du niveau de la nappe. Dans un secteur proche d'un cours d'eau par exemple, la nappe peut soutenir le débit du cours d'eau en HE et inversement en BE, c'est le cours d'eau qui vient soutenir la nappe. En cas de prélèvement dans celle-ci, il y a donc soutirage du débit du cours d'eau. La cartographie de l'Illustration 106 montre cette différence d'écoulements entre les HE et les BE.

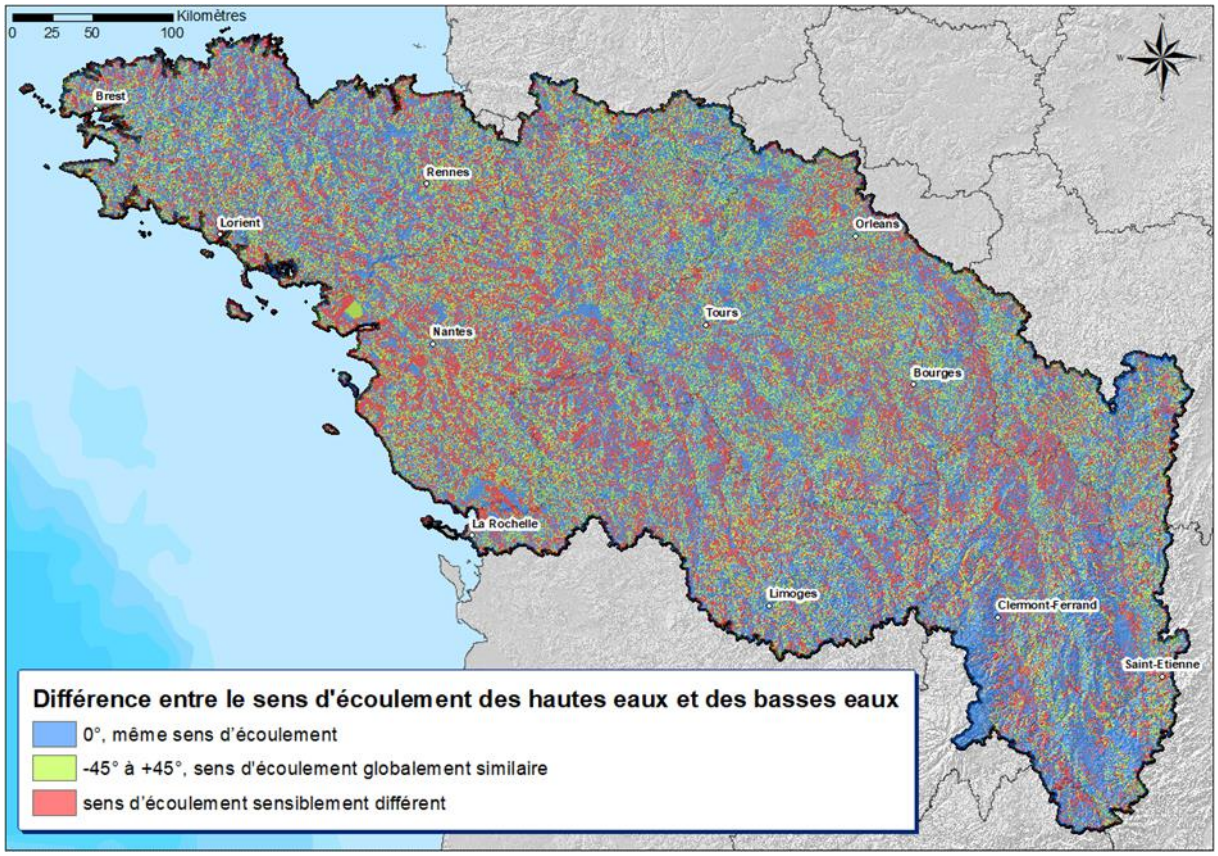


Illustration 106 - Cartographie de la différence de sens entre les écoulements des hautes eaux et des basses eaux sur le bassin de Loire-Bretagne.

Cet indicateur est issu d'une approche prospective réflexions,

6.2.3. La carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements

La carte de sensibilité finale (illustration 108), réunissant les paramètres « sensibilité des cours d'eau aux prélèvements » et « différence du sens des écoulements souterrains entre HE et BE », a été construite de la manière suivante :

- Pour les zones de sensibilité des cours d'eau :
  - Attribution des valeurs 1, 2 et 3 pour respectivement 10%, 25% et 50% de soutirage du débit lors d'un prélèvement situé dans la zone,
  - Attribution de la valeur 0 hors zone.
- Pour la différence du sens d'écoulement :
  - Attribution des valeurs 1, 2 et 3 pour respectivement « 0° même sens d'écoulement », « -45° à +45° sens d'écoulement globalement similaire » et « sens d'écoulement sensiblement différent ».
  - La différence est calculée sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne, il n'y a pas de valeur « no data ». Cependant, un masque des zones correspondantes aux données non utilisables de l'interpolation sera appliqué.

Cette cartographie utilise l'interpolation des surfaces HE et BE. Il faut donc tenir compte des marges d'erreur et la fiabilité locale qui les accompagnent, ainsi que des zones avec des données non utilisables.

Quatre classes sont extraites et cartographiées selon une matrice de classification présentée illustration 107.

- Rouge : Sensibilité forte
- Jaune : Sensibilité moyenne
- Bleu clair : Sensibilité faible
- Bleu foncé : Très peu de sensibilité
- Gris foncé : Données non utilisables

La dernière classe symbolise les zones où les données sont « non utilisables » à l'issue de l'interpolation de la surface piézométrique des hautes eaux (chapitre 4- paragraphe 4.3.2), à partir de laquelle sont calculés les sens d'écoulement.

Matrice de classification		Différence d'écoulement entre les HE et les BE		
		1	2	3
Enveloppes de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements	0	1	2	3
	1	2	3	4
	2	3	4	5
	3	4	5	6

Illustration 107 - Tableau de classification de la cartographie de sensibilité aux prélèvements

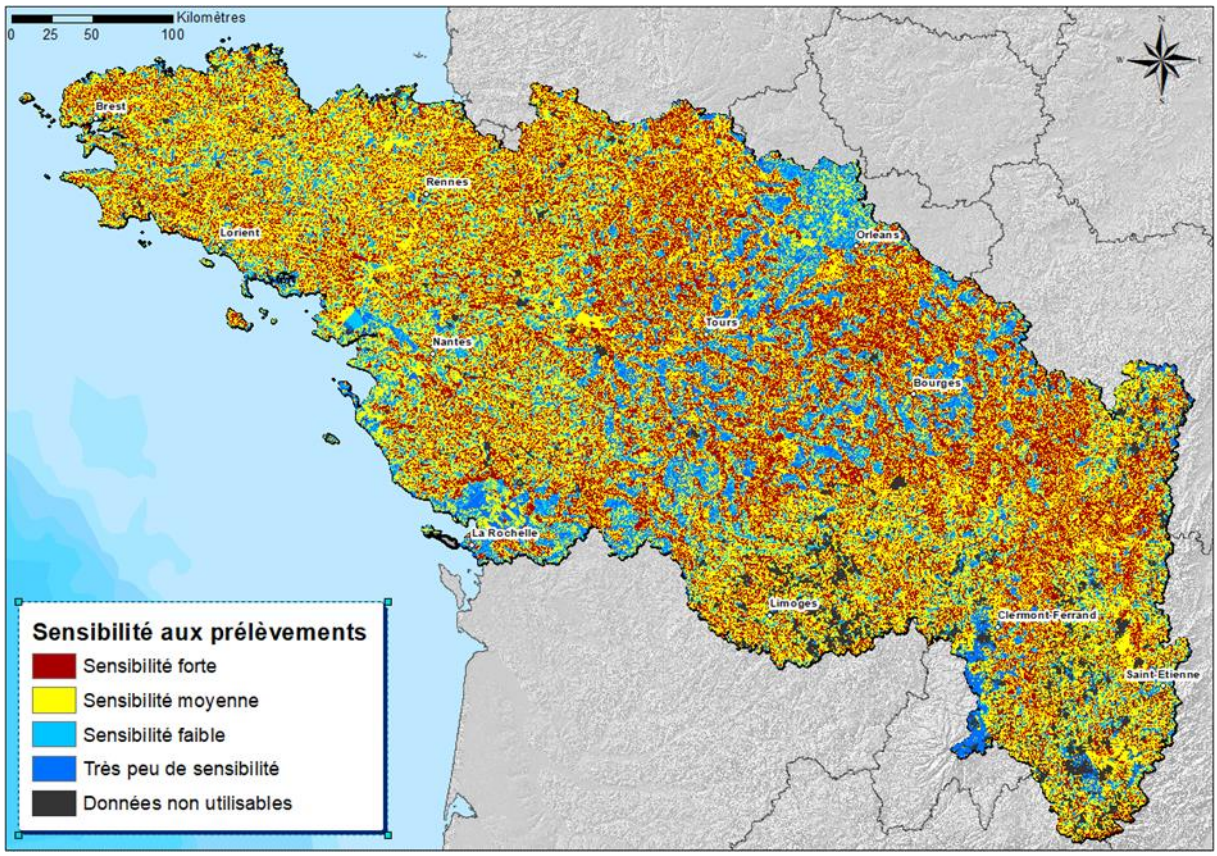


Illustration 108 - Cartographie finale de la sensibilité aux prélèvements sur le bassin de Loire-Bretagne

Compte tenu des informations utilisées et de leurs échelles de validité, cette cartographie doit être considérée comme indicative. Elle ne doit pas être utilisée à une échelle inférieure à l'unité fonctionnelle et se substituer à des études plus locales.

6.3. EXEMPLES A L'ECHELLE DES BASSINS VERSANTS

A l'aide de la carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements établie précédemment et de l'indicateur de pression des prélèvements, différents types de bassins versants ont été sélectionnés :

- Type A : Cours d'eau sensible aux prélèvements (d'après la cartographie) et sur lesquels une pression existe (présence effective de prélèvements dans le bassin versant),
- Type B : Cours d'eau sensible aux prélèvements et soumis à une aucune pression (pas de prélèvements répertoriés dans la base de données),
- Type C : les pressions (prélèvements recensés) s'exercent sur des zones a priori peu sensibles à l'intérieur du bassin versant.

Un autre critère a été pris en compte : la présence d'une station hydrométrique disposant d'une chronique d'une durée minimale de 30 ans (durée requise pour mener à bien une analyse statistique).

Les bassins versants étudiés sont listés ci-dessous :

TYPOLOGIE	Cours d'eau	Station hydrométrique	Période de suivie
A	Le Néal à Médréac	J0626610	1968-2019
A	L'Allier à Moulins	K3450810	1968-2020
B	L'Aron à Grand-Fougeray	J7214010	1968-2019
B	Le Meu à Montfort-sur-Meu	J7353010	1968-2019
C	La Sauldre à Salbris	K6402520	1971-2019
C	Le Miosson à Smarves	L2334010	1989-2019

Illustration 109 – Liste des bassins versants étudiés

En première approche, une analyse statistique des débits des cours d'eau a été mise en œuvre pour détecter des tendances ou des ruptures dans les séries.

Nota bene : Cette analyse n'est pas suffisante pour étudier l'impact des prélèvements sur les cours d'eau, mais les volumes prélevés étant en général peu connus (faible historique), il n'était pas envisageable dans le cadre de cette étude globale de faire des bilans plus précis. Si les données le permettent, une modélisation hydrodynamique pourrait permettre d'analyser les bilans (entrées / sorties) à l'échelle du bassin versant et ainsi de quantifier plus précisément l'importance des prélèvements.

6.3.1. Le Néal à Médréac (Bretagne)

Le Néal est une rivière de Bretagne, affluent droit de la Rance, l'entité BDLISA majoritaire au sein du bassin versant est l'entité 173AE01 « Socle sédimentaire et plutonique dans le bassin versant de la Rance de sa source à la mer ».

D'après la cartographie de la sensibilité des cours d'eau aux prélèvements établie précédemment, le Néal a une sensibilité forte. Cela s'explique par les propriétés hydrodynamiques des entités BDLISA dans le domaine de socle (transmissivité et coefficient d'emmagasinement assez faibles). Les prélèvements à proximité du cours d'eau auront ainsi un impact important sur le débit de celui-ci. Il y a 4 points de prélèvements répertoriés sur le bassin versant, tous les 4 étant pour l'usage AEP (illustration 110).

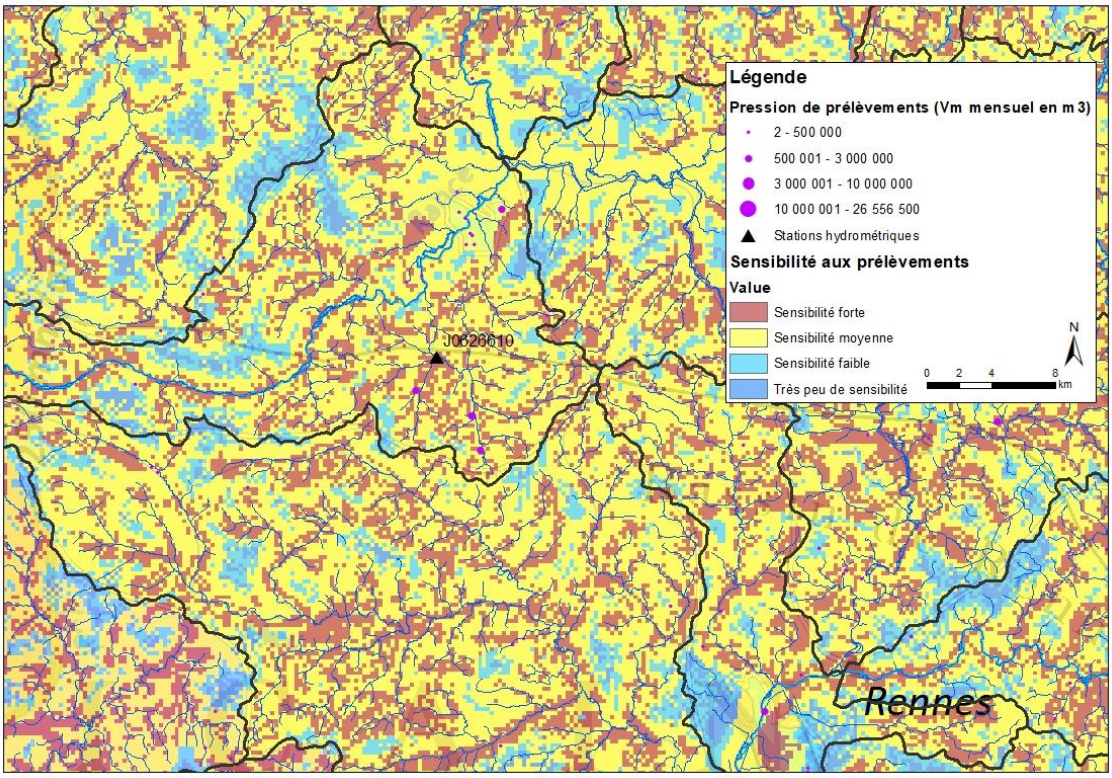


Illustration 110 – Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV du Néal à Médréac)

Le débit du Néal est suivi depuis le 23/11/1967 (illustration 111) Il est téléchargeable sur le site internet de la Banque Hydro (http://www.hydro.eaufrance.fr/).

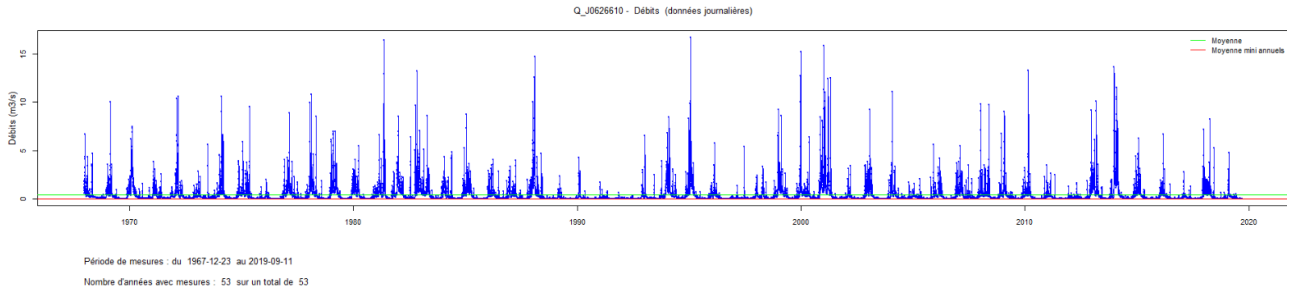


Illustration 111 – Carte Chronique des débits du Neal à Médréac (station hydrométrique J0626610)

Les minimums annuels des débits mensuels (QMNA) ont été calculés pour les 53 années de suivi et des tests de tendances ont été mis en œuvre sur les QMNA.

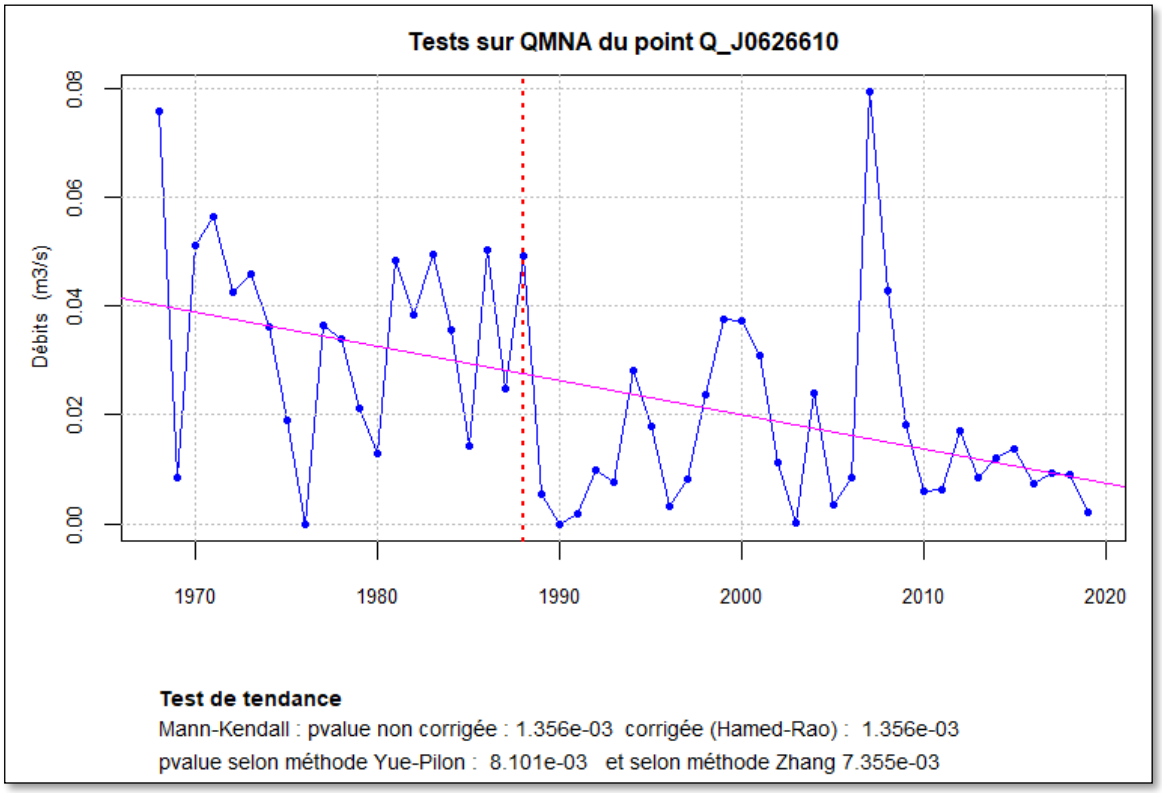


Illustration 112 – Détection d'une tendance significative sur les QMNA du Néal à Médréac

L'hypothèse de stationnarité du test de Mann-Kendal est rejetée pour les minimums annuels des débits moyens mensuels sur la période 1968-2019 (pvalue < 0.1), une tendance significative à la baisse a pu être mise en évidence (illustration 112).

Cette tendance est probablement liée aux prélèvements, le débit du Néal étant très faible, sa sensibilité aux prélèvements est vraisemblablement très forte. Toutefois faute de données précises sur l'historique des volumes prélevés, seule une étude locale approfondie pourrait confirmer cette hypothèse.

6.3.2. Le Meu à Montfort-sur-Meu (Bretagne)

Ce bassin versant se situe dans le même contexte hydrogéologique (entité 174AA03 « Socle sédimentaire ancien dans le bassin versant du Meu et ses affluents ») et est aussi classé en zone de sensibilité forte. A la différence du Neal, il n'y a pas de prélèvements répertoriés sur le bassin versant du Meu à Montfort-sur-Meu (illustration 113).

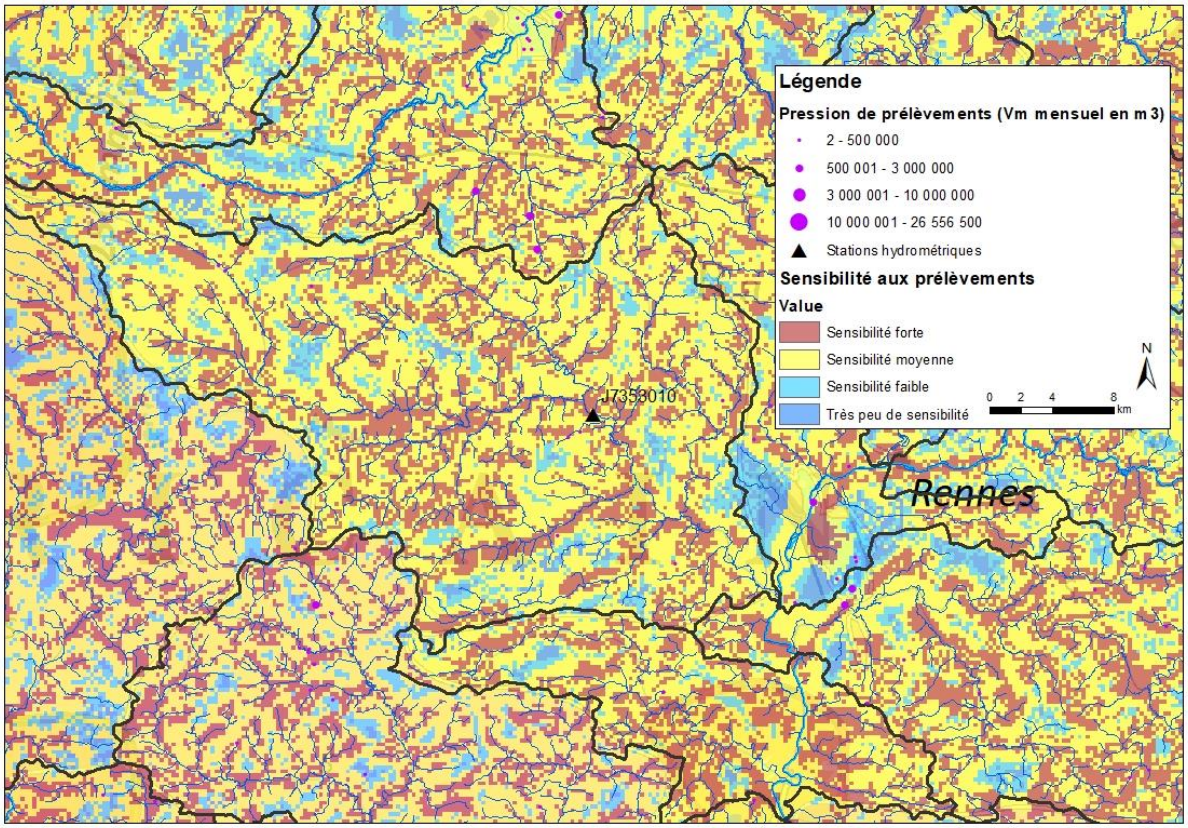


Illustration 113– Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV du Meu à Montfort-sur-Meu)

Le débit du Meu est suivi depuis le 25/09/1968 (illustration 114). Sa chronique est téléchargeable sur le site internet de la Banque Hydro (http://www.hydro.eaufrance.fr/).

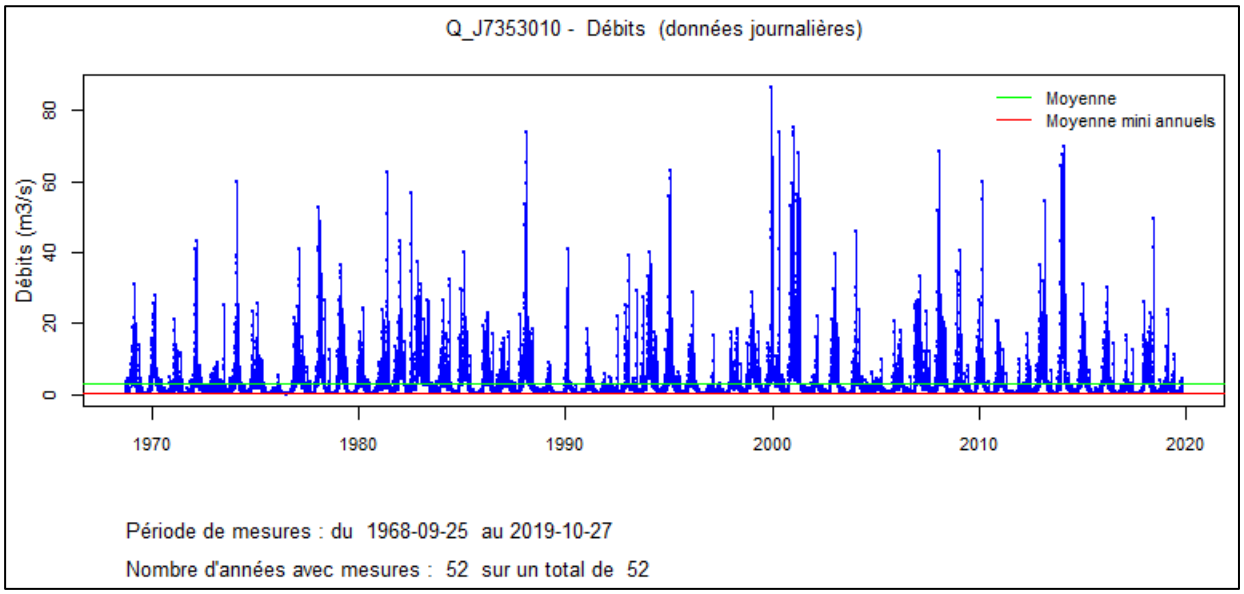


Illustration 114 – Chronique des débits du Meu à Monfort-sur-Meu (station hydrométrique J7353010)

Les minimums annuels des débits mensuels (QMNA) ont été calculés pour les 52 années de suivi et des tests de tendances ont été mis en œuvre sur les QMNA.

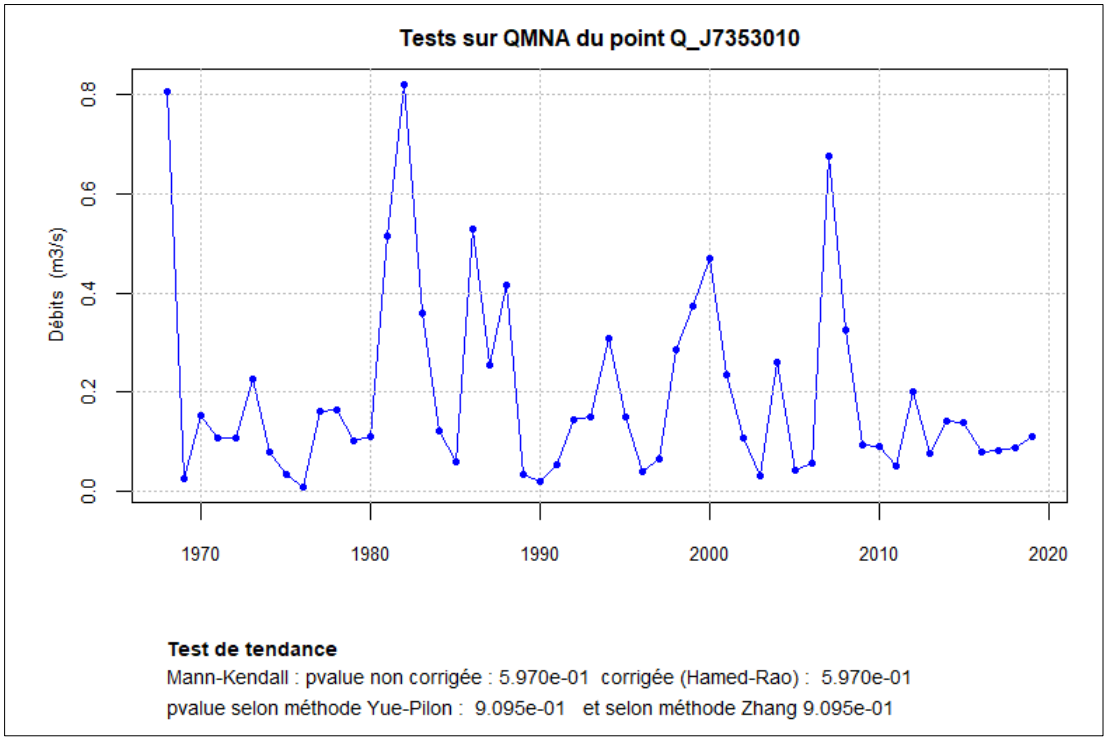


Illustration 115 – Pas de tendance significative sur les QMNA du Meu à Montfort-sur-Meu

Aucune tendance significative à la baisse n'a été mise en évidence sur les débits moyens mensuels minimums (illustration 115).

Les résultats obtenus sont les mêmes pour l'Aron à Grand-Fougeray (J7214010). Ces résultats sont cohérents (pas de prélèvements sur ces deux bassins).

6.3.3. L'Allier à Moulins (Massif Central)

Le bassin versant de l'Allier à Moulins a une superficie de 12 980 km². Il est représenté sur l'illustration 116 ci-dessous avec en fond la carte hydrogéologique de la France au millionième (en jaune, la plaine alluviale de l'Allier, en vert les Sables et argiles du Mio-Pliocène de type Limagne, en rose les formations de socle du Massif Central).

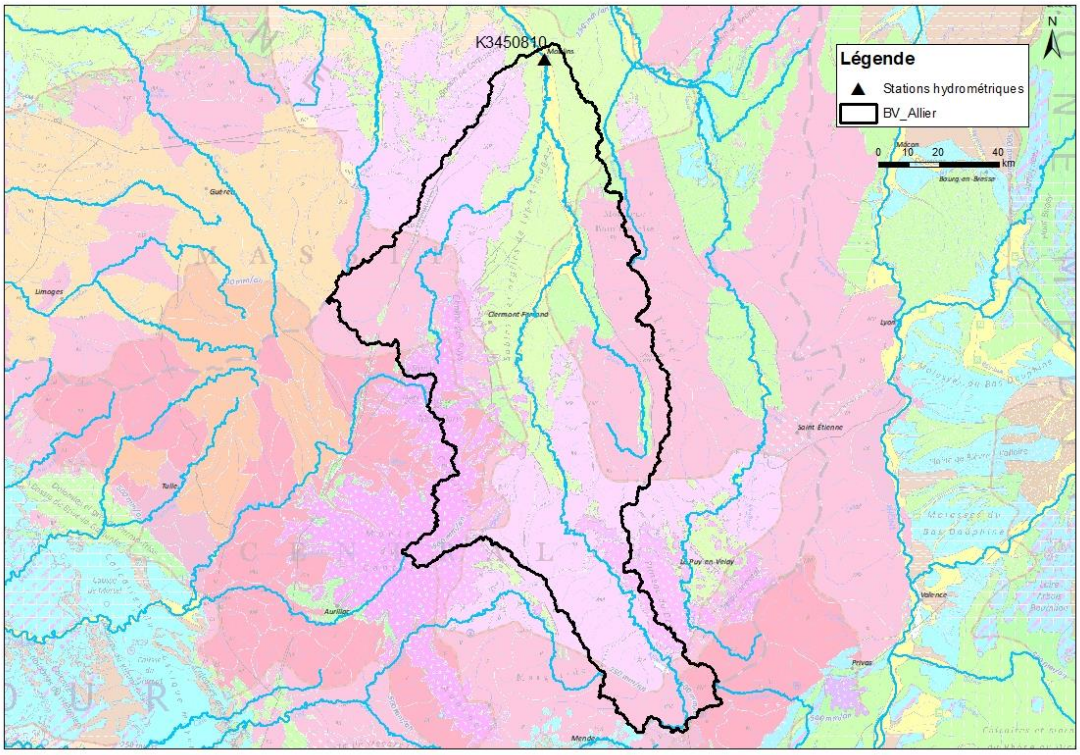


Illustration 116 – Contexte hydrogéologique du bassin versant de l'allier à Moulins

Il est classé en zone de sensibilité forte et de nombreux prélèvements sont répertoriés sur le bassin versant, essentiellement dans la nappe alluviale (illustration 117).

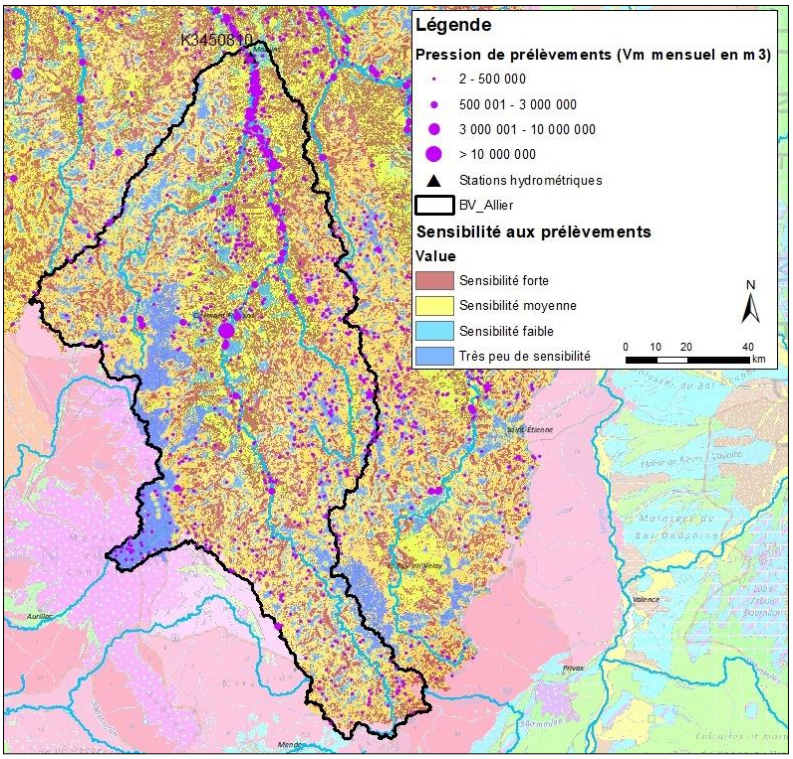


Illustration 117 – Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV de l'Allier à Moulins)

Le débit de l'Allier est suivi depuis le 01/01/1968 (illustration 118). Sa chronique est téléchargeable sur le site internet de la Banque Hydro (http://www.hydro.eaufrance.fr/).

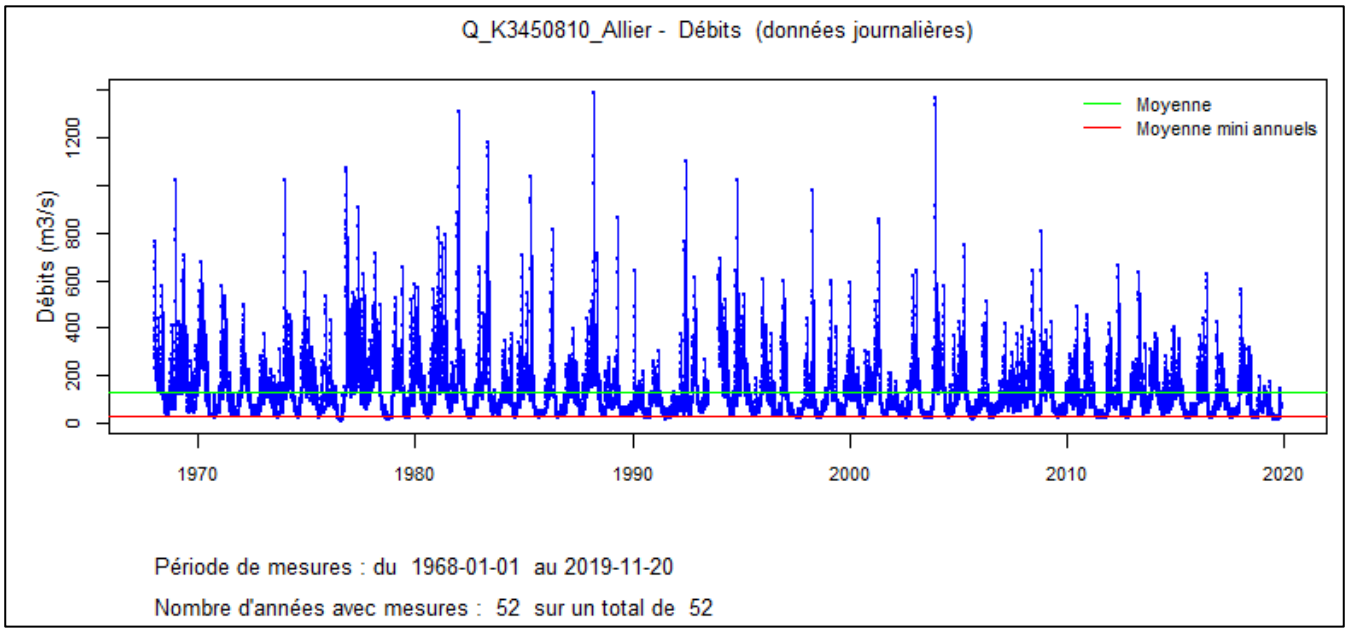


Illustration 118 – Chronique des débits de l'Allier à Moulins (station hydrométrique K3450810)

Les minimums annuels des débits mensuels (QMNA) ont été calculés pour les 52 années de suivi et des tests de tendances ont été mis en œuvre sur les QMNA.

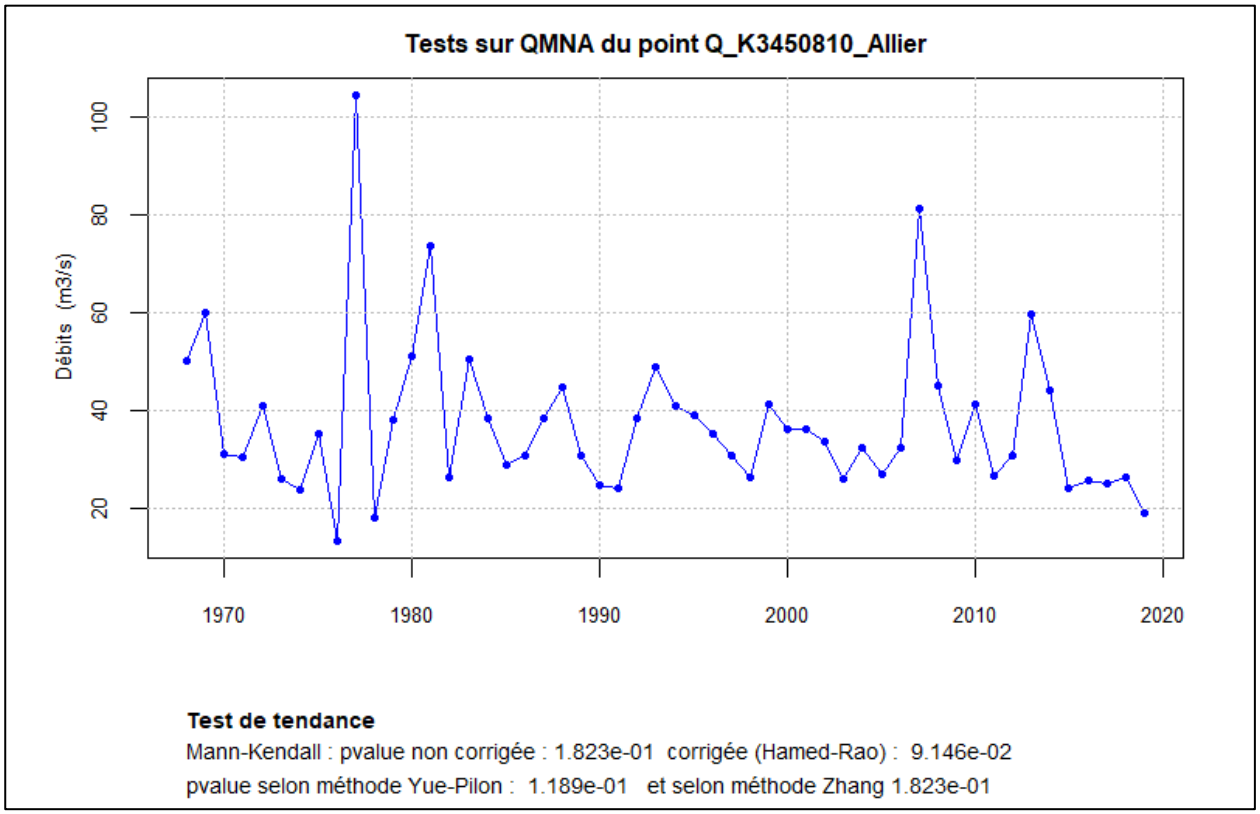


Illustration 119 – Pas de tendance significative sur les QMNA de l'Allier à Moulins

Malgré un nombre important de prélèvements à proximité du cours d'eau, aucune tendance significative à la baisse n'a été mise en évidence sur les débits moyens mensuels minimums de l'Allier (illustration 119). Les débits de l'Allier sont importants, ce qui probablement atténue sa sensibilité. L'analyse statistique de la chronique de débits ne permet pas de mettre en évidence des changements dans la chronique (rupture, tendance, augmentation des assecs, …). Mais pour estimer l'impact réel des prélèvements sur les débits de l'Allier, une analyse approfondie des entrées/sorties serait nécessaire.

6.3.4. La Sauldre à Salbris (Centre)

Le bassin versant de la Sauldre à Salbris présente une assez forte hétérogénéité hydrogéologique. Les nappes captées et prélevées sont essentiellement :

- Les Sables et argiles de Sologne du Miocène au Pliocène inférieur du Bassin parisien,
- La Craie du Séno-Turonien du Sancerrois libre.

D'après la carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements, la pression quantitative s'exerce essentiellement dans des zones où la sensibilité est faible (illustration 120).

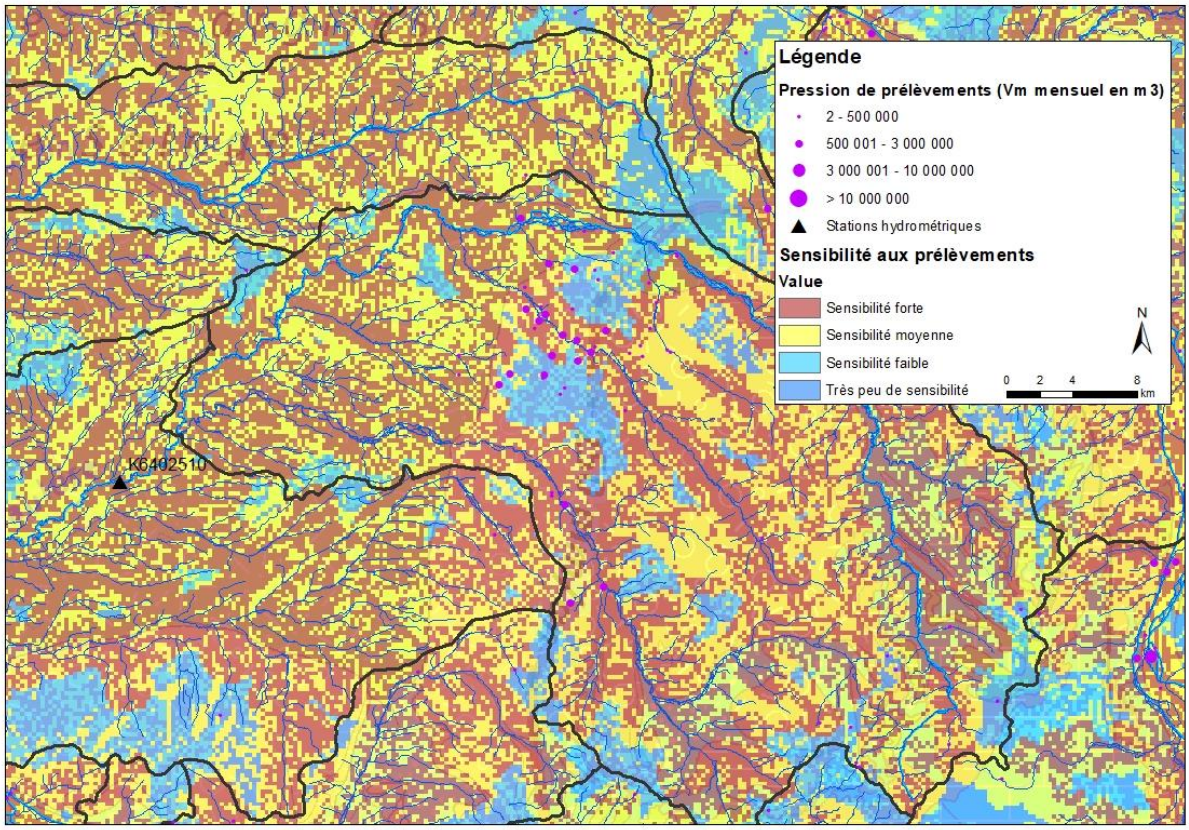


Illustration 120 – Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV de la Sauldre à Salbris)

Le débit de la Sauldre est suivi depuis le 01/01/1968 (illustration 121). Il est téléchargeable sur le site internet de la Banque Hydro (http://www.hydro.eaufrance.fr/).

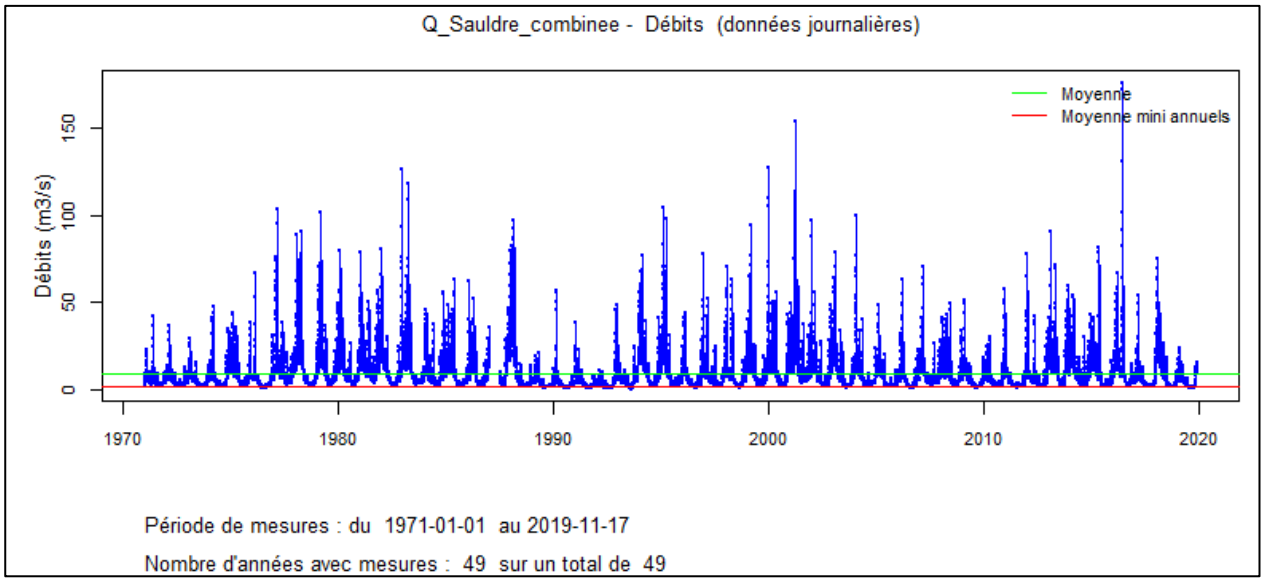


Illustration 121 – Chronique des débits de la Sauldre à Salbris (station hydrométrique K6402510 et K6402520)

Les minimums annuels des débits mensuels (QMNA) ont été calculés pour les 49 années de suivi et des tests de tendances ont été mis en œuvre sur les QMNA.

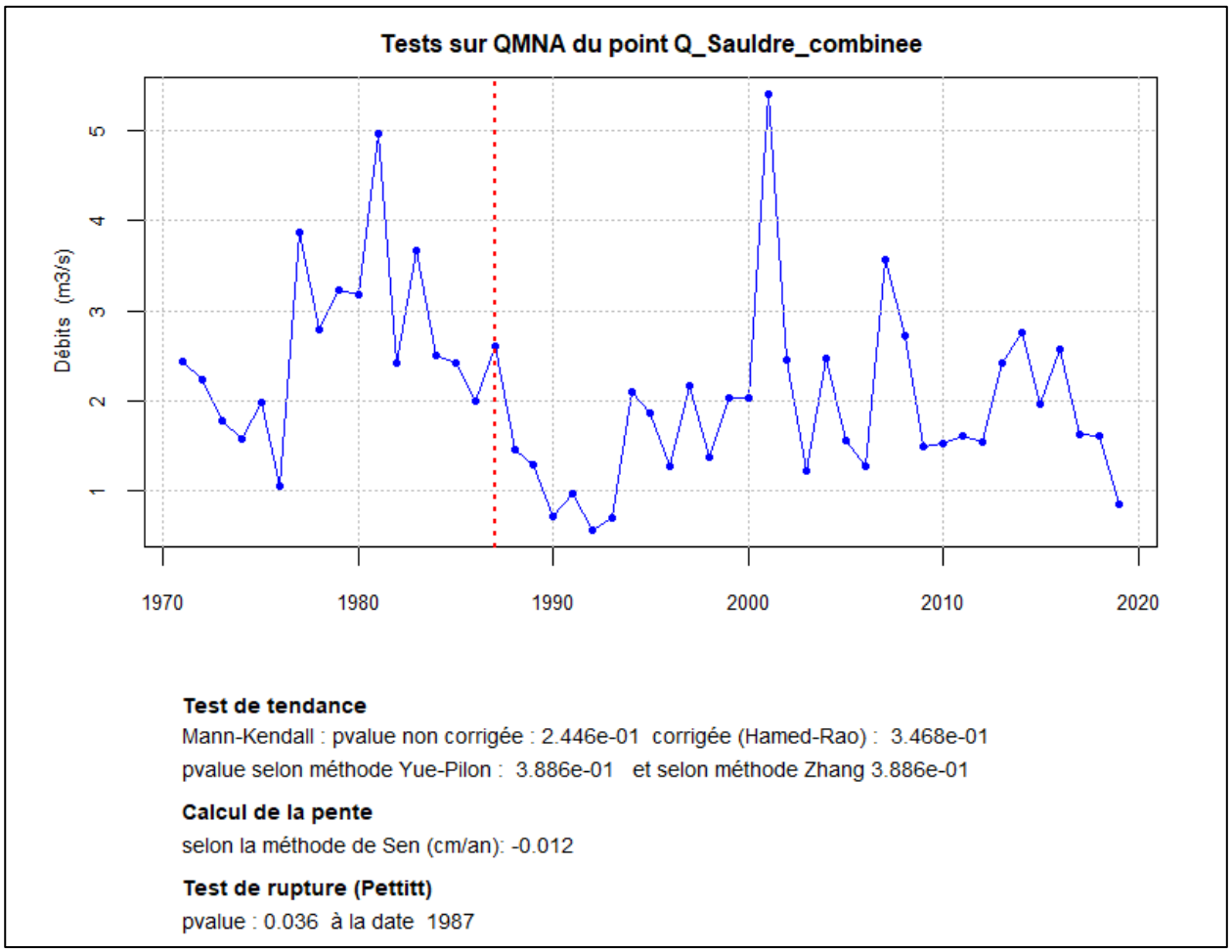


Illustration 122 – Pas de tendance significative sur les QMNA de la Sauldre à Salbris

Malgré quelques prélèvements à proximité du cours d'eau, aucune tendance significative à la baisse n'a été mise en évidence sur les débits moyens mensuels minimums de la Sauldre (illustration 122), une rupture (test de Petitt) est toutefois mise en évidence en 1987.

6.3.5. Le Miosson à Smarves (Poitou-Charente)

Le dernier exemple est celui du Miosson à Smarves, au sud de Poitiers (illustration 123).

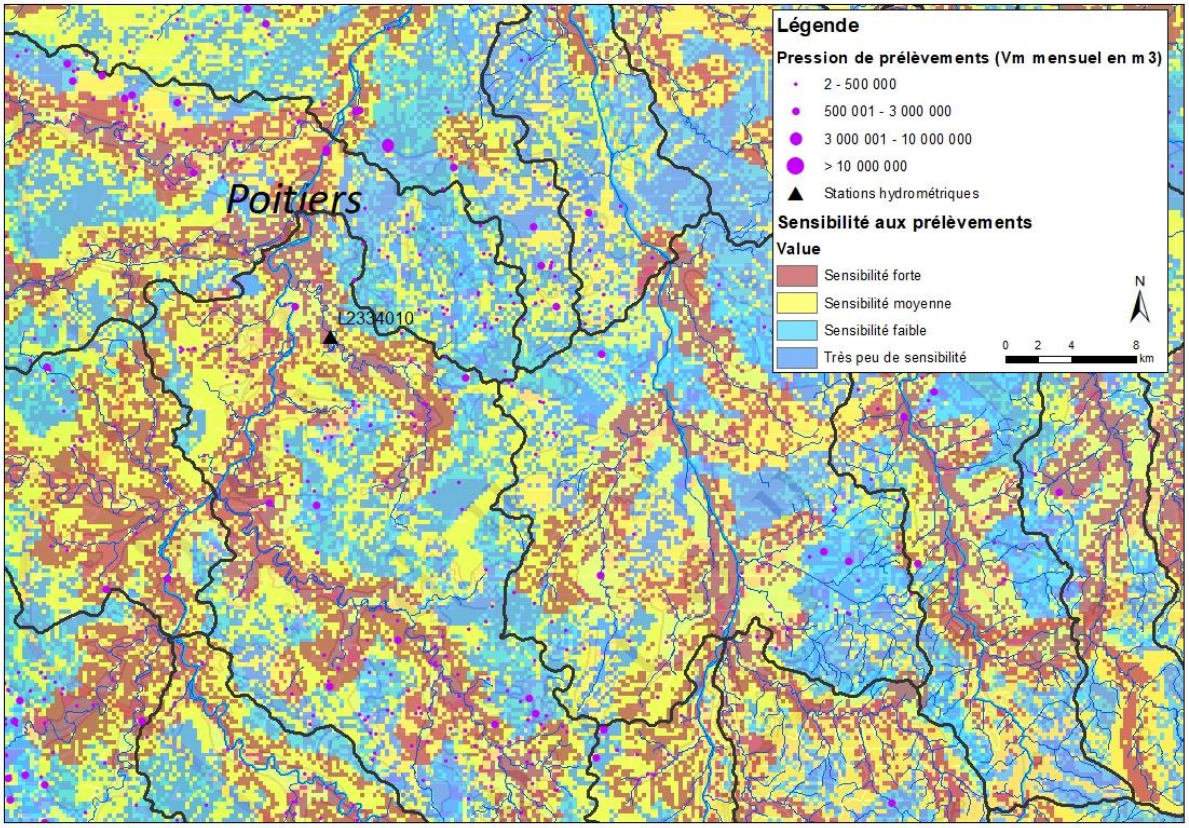


Illustration 123 – Carte de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements (BV du Miosson à Smarves)

La nappe captée est celle des calcaires et marnes du Dogger du bassin versant du Clain libres. Comme dans l'exemple précédent, les ouvrages de prélèvements sont a priori situés dans des zones dont la sensibilité est plus faible (vis-à-vis du cours d'eau).

Le débit du Miosson est suivi depuis le 01/01/1989 (illustration 124).

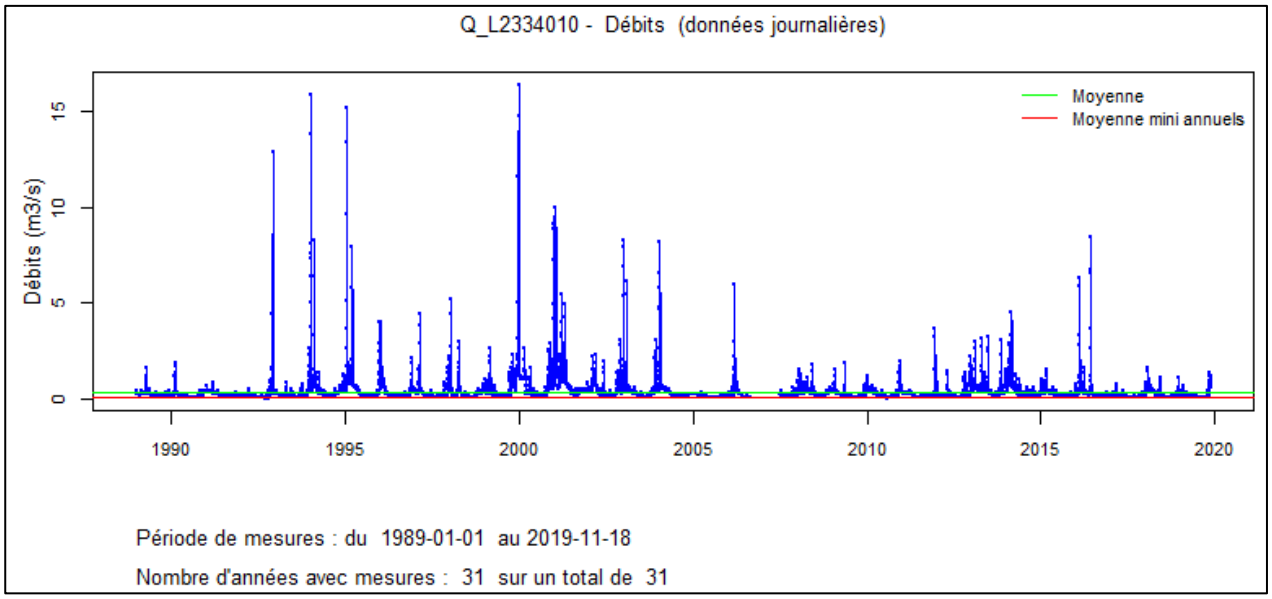


Illustration 124 - Chronique des débits du Miosson à Smarves (station hydrométrique L2334010)

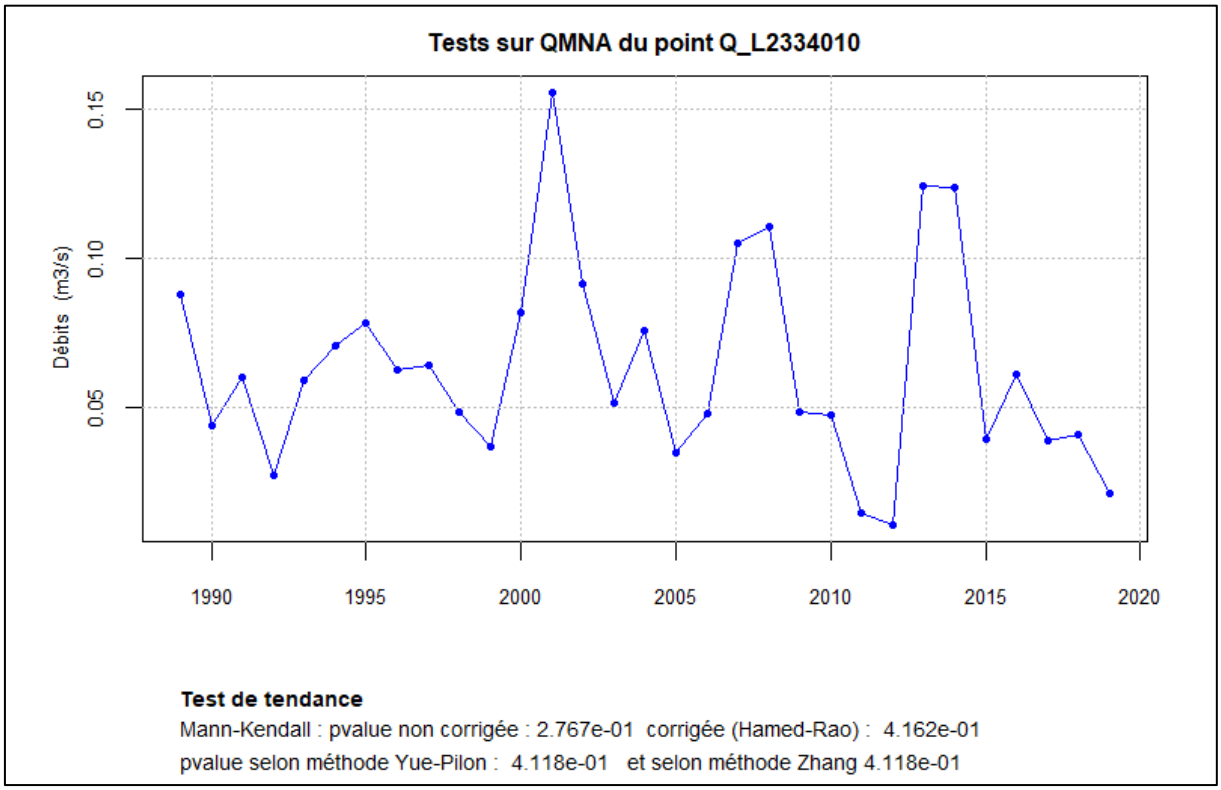


Illustration 125 – Tests de tendance sur la chronique de QMNA du Miosson

Il n'y a pas de tendance à la baisse du débit moyen mensuel minimum (QMNA), ce qui est cohérent avec la carte de sensibilité (illustration 125).

6.3.6. Limites de l'analyse statistique et cartographique à petite échelle

Les exemples décrits ci-dessus permettent d'illustrer les différents types de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements. Mais cette analyse comporte des limites :

- Faute de données harmonisées sur le bassin Loire Bretagne, n'ont pas été pris en compte les débits des cours d'eau, les paramètres hydrodynamiques locaux et la configuration hydrogéologique (présence d'une formation imperméable, configuration des ouvrages de prélèvements, etc…).
- De même le mode de prélèvements n'est pas connu (continu ou discontinu / durée, …) et l'historique des volumes prélèves est très lacunaire.

Tous ces facteurs peuvent avoir une influence non négligeable sur l'impact des prélèvements sur le débit des cours d'eau. Cette approche ne peut pas remplacer une étude locale et les bilans issus des modélisations.

7. Conclusion

Le projet de recherche « ZNS Loire-Bretagne » a été monté en partenariat avec l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne pour répondre à la problématique posée par la DCE, sur la définition du bon état quantitatif et sur le principe de la gestion équilibrée c'est-à-dire que les prélèvements ne doivent pas dépasser la capacité de renouvellement de la ressource disponible. Les objectifs de ce projet étaient de développer des méthodes permettant l'identification de la sensibilité des cours d'eau et la variation des emprises des zones humides liées aux prélèvements dans les eaux souterraines sur l'ensemble du bassin.

Le premier objectif était de calculer l'épaisseur de la ZNS en hautes et basses eaux sur le bassin de Loire-Bretagne avec la meilleure précision possible. Le double contexte géologique du bassin Loire-Bretagne a complexifié le choix des méthodes d'interpolation. Bien que les méthodes géostatistiques par krigeage semblent les meilleures options pour l'interpolation de l'altitude des nappes, le chevauchement des surfaces (HE et BE) créées a été un problème récurrent sur l'ensemble des méthodes éprouvées.

La multiplicité des tests d'interpolation a permis de proposer la meilleure adéquation entre les contraintes (hétérogénéité des données au niveau de leur nature ou de leur distribution spatiale, différents contextes hydrogéologiques…) et un calage pertinent permettant de produire des résultats les plus cohérents avec les fonctionnements hydrogéologiques connus. Ainsi deux méthodes ont été finalement choisies sur la zone d'étude : il s'agit du co-krigeage (hautes eaux, basses eaux) pour le domaine sédimentaire et un krigeage avec dérive externe (altitude de la rivière) pour les deux domaines de socle.

Outre les méthodes d'interpolation, la fiabilité des données joue un rôle prépondérant dans la validité des résultats produits. La création d'un lexique, la vérification des données manuellement ainsi que par méthode géostatistique (validation croisée) et l'application du principe des itérations, ont permis de trouver le meilleur compromis entre la production rigoureuse de jeux de données les plus fiables possibles et la production de grilles cohérentes avec le fonctionnement hydrogéologique de cette zone d'étude.

Malgré cela certaines valeurs se situent à la limite de la marge d'erreur (deux mètres d'écarts entre valeur observée et la valeur simulée) ce qui peut jouer sur les résultats. Un choix de marge d'erreur plus contraignant aurait eu pour impact une forte discrimination des points et des jeux de données plus clairsemés. L'équilibre entre la marge d'erreur choisie et la quantité de données utilisée semble approprié à cette étude.

Le second objectif de l'étude était de fournir des outils pour répondre aux objectifs de la DCE sur la question de l'influence des prélèvements sur les écosystèmes terrestres et aquatiques (zones humides et cours d'eau) associés aux masses d'eau souterraine. La cartographie des unités fonctionnelles accompagnée d'une proposition de méthode statistique (classification K-means) en fonction du contexte hydrogéologiques (socle et sédimentaire) a permis de qualifier le lien potentiel entre les eaux souterraines (ESO) et les eaux de surface (ESU) sous forme de quatre classes (lien inexistant à fort).

Pour valider cette carte, nous avons travaillé à différentes échelles en superposant dans un premier temps les unités fonctionnelles avec l'inventaire des milieux humides qui montrent des

résultats cohérents. Puis, dans un second temps, des zooms ont été réalisés sur des secteurs connus permettant aussi de repérer les hydrosystèmes de surface pour lesquels une analyse plus profonde a été menée notamment en commençant à intégrer les prélèvements.

De la même façon, la cartographie de sensibilité des cours d'eau aux prélèvements a été produite en combinant deux critères : une zone de sensibilité autour des cours d'eau calculée à l'aide des paramètres hydrodynamiques (transmissivité et coefficient d'emmagasinement) et la différence de sens d'écoulement souterrain entre les hautes eaux et les basses eaux. La carte résultante permet de visualiser un zonage du bassin Loire-Bretagne avec différents degrés de sensibilité. Le niveau maximum de sensibilité sera présent là où les écoulements entre HE et BE sont différents au droit des zones et où les paramètres hydrodynamiques impliquent un fort soutirage théorique du cours d'eau vers les prélèvements.

Bien que l'ensemble des méthodes développées est robuste au niveau de la cohérence hydrogéologique, les résultats sont à nuancer au regard des incertitudes accumulées des données et des calculs géostatistiques, ainsi que de l'échelle d'utilisation des données produites. La principale limite étant la présence et la qualité des données disponibles, qui conditionnent la bonne mise en œuvre des méthodes et la fiabilité du produit final.

Le calcul des épaisseurs de la ZNS et des altitudes des nappes s'avère crucial car il constitue une donnée fondamentale pour l'ensemble de cette étude mais peut également être utilisé dans d'autres thématiques comme le risque inondation, les écoulements souterrains, la cartographie des bassins versants souterrains, ...

Les deux cartes produites dans le cadre de cette étude sont des outils d'orientation et planification pour les futures politiques de l'eau à l'échelle du bassin, pour la prise de décision en gestion de crise (sécheresse et inondation) ou encore pour faire évoluer les zonages du SDAGE et les délimitations des ZRE (zone de répartition des eaux). Compte tenu des informations utilisées et de leurs échelles de validité, cette cartographie doit être considérée comme indicative. Elle ne doit pas être utilisée à une échelle inférieure à l'unité fonctionnelle et se substituer à des études plus locales.

8. Bibliographie

Bibliographie sur les méthodes d'interpolation et les indicateurs standardisés

Adhikary, P. P. and Dash, C. J. (2014). Comparison of deterministic and stochastic methods to predict spatial variation of groundwater depth. Applied Water Science, pages 1–10.

Ahmadi, S. H. and Sedghamiz, A. (2008). Application and evaluation of kriging and cokriging methods on groundwater depth mapping. Environmental Monitoring and Assessment, 138(1):357–368.

Arnaud Michel, Emery Xavier. 2000. Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes géostatistiques. Paris : Hermès, 221 p. ISBN 2-7462-0138-0

Bloomfield J.P., Marchant B.P. (2013) – Analysis of groundwater drought building on the standardised precipitation index approach, Hydrology and Earth System Sciences, 17, 4769–4787

Bourgine B., Pédron N. (2011) Piézométrie des systèmes aquifères : outils de cartographie et optimisation de réseaux de surveillance – Année 2. BRGM/RP-60153-FR, 85 p., 39 fig., 6 tab.,1 ann.

Chilès, J.P. (1992). The use of external-drift kriging for designing a piezometric observation network. In: Bárdossy, A., Editor, , 1992 Geostatistical Methods: Recent Developments and Applications in Surface and Subsurface HydrologyProceedings of an International Workshop at Karlsruhe, Germany, July 17–19, 1990, UNESCO, Paris, pp. 11–20 161 p.

Chilès, J.P., Delfiner, P. (1999). Geostatistics: Modelling Spatial Uncertainty, Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics, 695 p

Desbarats, A., Logan, C., Hinton, M., and Sharpe, D. (2002). On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model. Journal of Hydrology, 255(1â€“4):25 – 38.

Goovaerts, P. (1997). Geostatistics for Natural Resources Evaluation, Oxford University Press, New York

Hoeksema, R. J., Clapp, R. B., Thomas, A. L., Hunley, A. E., Farrow, N. D., and Dearstone, K. C. (1989). Cokriging model for estimation of water table elevation. Water Resources Research, 25(3):429–438.

McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist (1993) - The relationship of drought frequency and duration of time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Jan17-23, 1993, Anaheim CA, pp.179-186.

Noori, S. M. S., Ebrahimi, K., Liaghat, A., and Hoorfar, A. (2013). Comparison of different geostatistical methods to estimate groundwater level at different climatic periods. Water and Environment Journal, 27(1):10–19.

Sun, Y., Kang, S., Li, F., and Zhang, L. (2009). Comparison of interpolation methods for depth to groundwater and its temporal and spatial variations in the minqin oasis of northwest china. Environmental Modelling & Software, 24(10):1163 – 1170.

Varouchakis, E. A. and Hristopulos, D. T. (2013). Comparison of stochastic and deterministic methods for mapping groundwater level spatial variability in sparsely monitored basins. Environmental Monitoring and Assessment, 185(1):1–19.

Vernoux J.F., Seguin J.J. (2013) - Établissement d'un réseau de référence piézométrique pour le suivi de l'impact du changement climatique sur les eaux souterraines - (année 3) et essai de détermination d'un index piézométrique standardisé. Rapport BRGM/RP-61807-FR

Bibliographie sur la télédétection et les eaux souterraines

BOU KHEIR R., 2001, et al. - Apport de la télédétection pour la modélisation de l'érosion hydrique des sols dans la région côtière du Liban.

Chandrasekhar, M. G.,et al., 1992 - Remote sensing for rural water supply in India. Seminars of the United Nations Programme Space Applications, vol. 3.

Deville. S., -2013 -Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2013.Français. tel-00829346

Dutartre, P., Goachet, E. & Pointet, T. (1990a) Implantation de forages d'eau en milieux fissurés. Une approche intégrée de la télédétection et de la géologie structurale

EL HADANI D., - 1997 - Remole Sensing and Geographic lnformalion Systems for Design and Operation of Water Resources Systems (Proceedings of Rabat Symposium S3, April 1997). IAHS Publ. no. 242, 1997

Hohmann A., Selles A. (2019) - Synthèse bibliographique sur les techniques satellitaires appliquées à l'eau. Rapport final. BRGM/RP-68673-FR, 60 p., 10 fig., 4 tabl., 1 ann.

Huang. J, et al– (2016) Mapping groundwater storage variations with GRACE: a case study in Alberta, Canada

Madan K. Jha · Alivia Chowdhury · V. M. Chowdary , Stefan Peiffer. – Groundwater management and development by integrated remote sensing and geographic information systems: prospects and constraints. 2007 - Water Resource Manage

Mahmud, G. et al., - 2015 Estimation of deep infiltration in unsaturated limestone environments using cave lidar and drip count data

Maubant., J.,- 2013 - Apport des données satellites radar (SAR-Altimètre) pour la gestion des stocks d'eau en zone agricole irriguée. Engineering Sciences

Albuquerque M. T. D. & G. Sanz & S. F. Oliveira & R. Martínez-Alegría & I. M. H. R. Antunes; - Spatio-Temporal Groundwater Vulnerability Assessment - A Coupled Remote Sensing and GIS
Approach for Historical Land Cover Reconstruction. – 2013 - Water Resource Manage

Rapinel. S -2012- Contribution de la télédétection à l'évaluation des fonctions des zones humides: de l'observation à la modélisation prospective. Histoire. Université Rennes2.

Richey, A. S., B. F. Thomas, M.-H. Lo, J. T. Reager, J. S. Famiglietti, K. Voss, S. Swenson, and M. Rodell (2015), Quantifying renewable groundwater stress with GRACE, Water Resour. Res., 51, 5217–5238, doi:10.1002/ 2015WR017349.

SCANVIC (J.Y.), 1983.- Utilisation de la télédétection dans les Sciences de la Terre.- Manuels et méthodes, n°7, éd. BRGM

Senthilkumar M., et al, (2019) dentifying groundwater recharge zonesusing remote sensing & GIS techniques inAmaravathi aquifer system, Tamil Nadu,South India

Thomas, B. F., F. W. Landerer, D. N. Wiese, and J. S. Famiglietti (2016), A comparison of watershed storage trends over the eastern and upper Midwestern regions of the United States, 2003–2015, Water Resour. Res., 52, 6335–6347, doi:10.1002/ 2016WR018617.

Urqueta H.,(2017) Land surface temperature as an indicator of the unsaturated zone thickness: A remote sensing approach in the Atacama Desert

REMOTE SENSING APPLICATIONS to GROUNDWATER (A.M.J. Meijerink
With contributions by D. Bannert, O. Batelaan, M.W. Lubczynski, T. Pointet / IHP-VI, Series on Groundwater No.16)

Bibliographie sur les hydrosystèmes de surface en interaction avec les eaux souterraines

Acreman M.C., Miller F. 2007. Hydrological impact assessment of wetlands. Dans: The global importance of groundwater in the 21st Century: proceedings of the International Symposium on Groundwater Sustainability. National Groundwater Association Press, Ohio, USA. Ragone S., Hernandez-Mora N., de la Hera A., Bergkamp G., McKay J. (éditeurs).

Ala-Aho P., Rossi P.M., Kløve B. 2013. Interaction of esker groundwater with headwater lakes and streams. *Journal of hydrology* 500: 144–156.

Anibas C., Buis K., Verhoeven R., Meire P., Batelaan O. 2011. A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater – surface water interaction. *Journal of Hydrology* 397(1–2): 93–104. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.11.036.

Auterives C., Allier D., Pinson S. 2012. Proposition d'une méthodologie d'identification des liens eau souterraine et écosystèmes terrestres. Rapport final. BRGM/RP-61677-FR. 85 pages, 46 illustrations, 5 tableaux.

Barthel R., Banzhaf S. 2016. Groundwater and surface water interaction at the regional-scale: a review with focus on regional integrated models. *Water resources management* 30(1): 1–32.

Baskaran S., Ransley T., Brodie R.S., Baker P. 2009. Investigating groundwater – river interactions using environmental tracers. *Australian Journal of Earth Sciences* 56(1): 13–19.

Baxter C., Hauer F.R., Woessner W.W. 2003. Measuring groundwater – stream water exchange: new techniques for installing minipiezometers and estimating hydraulic conductivity. *Transactions of the American Fisheries Society* 132(3): 493–502.

Becker M.W., Coplen T.B. 2001. Use of deuterated water as a conservative artificial groundwater tracer (Technical Note). *Hydrogeology Journal* 9: 512–516. doi:10.1007/s100400100157.

Becker M.W. 2006. Potential for satellite remote sensing of ground water (Review paper). *Ground Water* 44(2): 306–318.

Bertrand G., Siergieiev D., Ala-Aho P., Rossi P.M. 2014. Environmental tracers and indicators bringing together groundwater, surface water and groundwater-dependent ecosystems: importance of scale in choosing relevant tools. Environmental Earth Sciences 72(3): 813–827.

Braaten R., Gates G. 2003. Groundwater – surface water interaction in inland New South Wales: a scoping study. *Water Science and Technology* 48(7): 215–224.

Brinson M.M. 1993. A hydrogeomorphic classification for wetlands. Wetlands Research Program Technical Report WRP-DE-4. Prepared for U.S. Army Corps of Engineers. 101 p.

Brugeron A., Auterives C., Renaud C. 2016. Approche exploratoire des liens entre référentiels hydrogéologique et hydrographique: état de l'art sur les méthodes de caractérisation des échanges « eau souterraine / eau de surface » et réflexions sur l'organisation de la donnée. Rapport final. BRGM/RP-65541-FR. 112 pages, 47 illustrations, 8 tableaux, 1 annexe.

Brunner P., Simmons C.T., Cook P.G., Therrien R. 2010. Modeling surface water – groundwater interaction with MODFLOW: some considerations. *Ground Water* 48: 174–180. doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00644.x.

Colvin C., Le Maitre D., Hughes S. 2003. Assessing terrestrial groundwater dependent ecosystems in South Africa. Final report no. 1090-2/2/03 to the Water Research Commission. 128 p.

Cook P.G., Lamontagne S., Berhane D., Clark, J.F. 2006. Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6. *Water Resources Research* 42(10): W10411.

Doody T.M., Barron O.V., Dowsley K., Emelyanova I., Fawcett J., Overton I.C., Pritchard J.L., Van Dijk A.I.J.M., Warren G. 2017. Continental mapping of groundwater dependent ecosystems: a methodological framework to integrate diverse data and expert opinion. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 10: 61–81.

Drexler J.Z., Bedford B.L., Scognamigilio R., Siegel D.I. 1999. Fine-scale characteristics of groundwater flow in peatland. *Hydrological Processes* 13: 1341–1359.

Fan Y., Li H., Miguez-Macho G. 2013. Global patterns of groundwater table depth. *Science* 339(6122): 940–943.

Fleckenstein J.H., Krause S., Hannah D.M., Boano F. 2010. Groundwater-surface water interactions: new methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources* 33(11): 1291-1295.

Hatch C.E., Fisher A.T., Revenaugh J.S., Constantz J., Ruehl C. 2006. Quantifying surface water – groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: method development. *Water Resource Research* 42: W10410. doi:10.1029/2005WR004787.

Hoogland T., Heuvelink G.B., Knotters M. 2010. Mapping water-table depths over time to assess desiccation of groundwater-dependent ecosystems in the Netherlands. *Wetlands* 30(1): 137–147.

Hunt R.J., Krabbenhofl D.P., Anderson M.P. 1996. Groundwater inflow measurements in wetland systems. *Water Resources Research* 32(3): 495–507.

Jolly I.D., McEwan K.L., Holland K.L. 2008. A review of groundwater – surface water interactions in arid/semi-arid wetlands and the consequences of salinity for wetland ecology. *Ecohydrology* 1: 43–58. doi:10.1002/eco.6

Kalbus E., Reinstorf F., Schirmer M. 2006. Measuring methods for groundwater – surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences* 10: 873–887.

Loheide S.P., Gorelick S.M. 2006. Quantifying stream – aquifer interactions through the analysis of remotely sensed thermographic profiles and in situ temperature histories. *Environmental science & technology* 40(10): 3336–3341.

Marani M., Eltahir E., Rinaldo A. 2001. Geomorphic controls on regional base flow. *Water Resources Research* 37(10): 2619–2630.

Massmann G., Sültenfuß J., Dünnbier U., Knappe A., Taute T., Pekdeger A. 2008. Investigation of groundwater residence times during bank filtration in Berlin: a multi-tracer approach. *Hydrological Processes* 22(6): 788–801.

Menció A., Galán M., Boix D., Mas-Pla J. 2014. Analysis of stream – aquifer relationships: a comparison between mass balance and Darcy's law approaches. *Journal of hydrology* 517: 157–172.

Münch Z., Conrad J. 2007. Remote sensing and GIS based determination of groundwater dependent ecosystems in the Western Cape, South Africa. *Hydrogeology Journal* 15(1): 19–28.

Oyarzún R., Barrera F., Salazar P., Maturana H., Oyarzún J., Aguirre E., Alvarez P., Jourde H., Kretschmer N. 2014. Multi-method assessment of connectivity between surface water and shallow groundwater: the case of Limarí River basin, north-central Chile. *Hydrogeology Journal* 22(8): 1857–1873.

Paran F., Arthaud F., Novel M., Graillot D., Piscart C., Marmonier P., Lavastre V., Travi Y., Cadilhac L. 2015. Caractérisation des échanges nappes/rivières en milieu alluvionnaire : guide méthodologique. Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse (AERMC), Zone Atelier Bassin du Rhône (ZABR), Groupe de Recherche Rhône-Alpes sur les Infrastructures et l'Eau (GRAIE). 178 p.

Paran et al. 2015. NAPROM Guide technique Interactions nappe/rivière Des outils pour comprendre et mesurer les échanges , 106 pages.

Price J.S., Branfireun B.A., Waddington J.M., Devito K.J. 2005. Advances in Canadian wetland hydrology, 1999–2003. *Hydrological Processes* 19(1): 201–214.

Price K. 2011. Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: a review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 35(4): 465–492.

Ransley T., Tottenham R., Sundaram B., Brodie R. 2007. Development of method to map potential stream – aquifer connectivity: a case study in the Border Rivers Catchment. Bureau of Rural Sciences, Canberra.

Rosenberry D.O., Briggs M.A., Delin G., Hare D.K. 2016. Combined use of thermal methods and seepage meters to efficiently locate, quantify, and monitor focused groundwater discharge to a sand-bed stream. *Water Resourse Research* 52: 4486–4503. doi:10.1002/2016WR018808.

Rumsey C.A., Miller M.P., Susong D.D., Tillman F.D., Anning D.W. 2015. Regional scale estimates of baseflow and factors influencing baseflow in the Upper Colorado River Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 4: 91–107.

Schmidt C., Bayer-Raich M., Schirmer M. 2006. Characterization of spatial heterogeneity of groundwater – stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale. *Hydrology and Earth System Sciences* 10: 849–859.

Scibek J., Allen D.M., Cannon A.J., Whitfield P.H. 2007. Groundwater – surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology* 333: 165–181. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.08.005.

Sedan O., Schomburgk S., R. Quique (2015) – RAPPORT CONFIDENTIEL – Vulnérabilité des nappes d'eau souterraines et des eaux superficielles au droit des postes et des liaisons souterraines à huile électrique à haute et très haute tension BRGM/RC-65334-FR, 95 p., 54 ill., 8 ann., 1 DVD.

Somers L.D., Gordon R.P., McKenzie J.M., Lautz L.K., Wigmore O., Glose A.M., Glas R., Aubry-Wake C., Mark B., Baraer M., Condom T. 2016. Quantifying groundwater – surface water interactions in a proglacial valley, Cordillera Blanca, Peru. *Hydrological Processes* 30(17): 2915–2929.

Sophocleous M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10(1): 52-67.

Taniguchi M., Fukuo, Y. 1993. Continuous measurements of ground-water seepage using an automatic seepage meter. *Ground Water* 31(4): 675–679.

Vernoux J.F., Lions J., Petelet-Giraud E., Seguin J.J., Stollsteiner P. 2010. Synthèse bibliographique sur les relations entre eau souterraine, eau de surface et écosystèmes en lien avec la DCE. Rapport final. BRGM/RP-57044-FR. 207 pages, 91 illustrations, 1 annexe.

Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L. 1998. Ground water and surface water: a single resource. *U.S. Geological Survey Circular* 1139, Denver, Colorado.
Woessner W.W. 2000. Stream and fluvial plain groundwater interactions: rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38 (3): 423–429

Autres références

Bourgine B. (1996) - Potentiel d'application de la géostatistique en géoingénierie (France). Rap. BRGM R 39049, 70 p, 26 fig, 1 ann

Dewandel B. (2018) – Méthodes analytiques d'estimation de l'impact quantitatif d'un prélèvement en nappe sur un cours d'eau – Problématique et solutions mathématiques. Rapport final. BRGM/RP-67566-FR, 106 p., 43 fig., 2 tabl., 1 annexe.

Michelot J.-L. (2003) – Les zones humides et l'eau – Cahier thématique, 64 p.

Pinson. S, Allier D, Stollsteiner P, Mardhel. V, Wuilleumier. A, (2010) - Etude de la contribution des eaux souterraines aux écoulements totaux des Masses d'eau de surface sur le bassin Loire-Bretagne Rapport final. Rapport BRGM RP-57608-FR, 164 p, 135 illustrations, 3 annexes

Pinson S., Bault V., (2019) – Profondeur des entités Hydrogéologiques et évaluation des cOntraintes à l'infiltration des Eaux pluviales urBaines sUr le territoire de RenneS Métropole Projet PHOEBUS. Rapport final. BRGM/RP-68599-FR, 74., 45 ill., 3 ann.

Rouxel E., Baudoin V., Loislard M. (2006) – Cartographie de la piézométrie, Bassin sédimentaire de Grand-Lieu (44) – Rapport final – Rapport BRGM/RP-54732-FR, 59p, 14 illustrations et 5 annexes.

Annexe 1

Géostatistique et interpolation par la géostatistique

Géostatistique et interpolation par la géostatistique

Définition

La géostatistique est une discipline dont l'objectif est l'étude des phénomènes « régionalisés », c'est-à-dire présentant une certaine « structure » dans l'espace (x,y,z) ou dans le temps. Par « structure » on entend la corrélation spatiale d'une variable entre deux points de mesure à l'intérieur d'une zone d'étude ou au même point en deux instants différents. Ainsi la cote piézométrique en un point A d'un aquifère est en général peu différente de la cote piézométrique en un point B très proche (au même instant) : les deux côtes piézométriques sont très « corrélées ». On comprend aisément que cette corrélation diminue lorsque la distance entre les points A et B augmente. A la limite, on conçoit qu'il y ait des cas où ces cotes piézométriques soient indépendantes l'une de l'autre lorsque les points sont suffisamment éloignés.

La cote piézométrique ou encore les formations lithologiques présentent un comportement global que l'on pourrait modéliser par une approche déterministe, néanmoins elles présentent aussi des variations et des irrégularités locales qui échappent à toute représentation fonctionnelle simple et qu'il est plus rigoureux de modéliser par une approche probabiliste.

La géostatistique est une théorie et une méthodologie, fondée sur l'analyse statistique des corrélations spatiales, pour étudier les variables dites régionalisées c'est à dire dont l'évolution dans l'espace (et/ou le temps) présente un caractère à la fois aléatoire et structuré.

Deux raisons majeures justifient la mise en œuvre d'une approche géostatistique :

- Elle permet de caractériser la variabilité spatiale du phénomène que l'on étudie, à savoir le comportement des formations retenues. L'outil utilisé est **le variogramme** qui synthétise la structure de la variable. Pour une direction donnée, il indique comment varie l'écart des valeurs prises en 2 points X et X+h en fonction de la distance h. Il renseigne sur les anisotropies éventuelles et sur le degré de régularité de la variable.

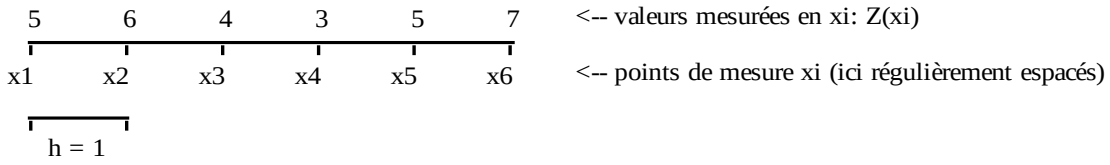
- Elle permet de résoudre le problème de l'interpolation optimale, c'est à dire de l'estimation optimale d'une valeur Z(xo) inconnue à partir des informations disponibles. L'interpolateur utilisé est le **krigeage**, seule technique qui fournit simultanément la valeur estimée et l'erreur associée caractérisée par l'écart-type de krigeage.

Le variogramme

Dans un phénomène naturel comme la topographie ou la cote piézométrique, les cotes mesurées en différents points, bien que variables d'un point à l'autre, ne sont pas indépendantes de leur localisation. La différence de cote Z entre deux points x et x + h est d'autant plus faible que la distance h qui les sépare est petite. D'un point de vue statistique, il y a une corrélation spatiale entre les données. Cette corrélation est d'autant plus forte que les points expérimentaux sont

rapprochés et que le phénomène est continu et régulier. Pour quantifier le degré de corrélation spatiale, ou plutôt la détérioration de cette corrélation avec la distance, la géostatistique fait appel à la fonction variogramme $\gamma(h)$. Cette fonction donne, en fonction de la distance h qui sépare deux points, la valeur moyenne de $1/2[Z(x+h)-Z(x)]^2$.

La *Figure 1* illustre ce calcul.



On note ***Z*** la variable d'étude. Le **variogramme expérimental** est défini par :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2}.\frac{\sum_{i=1}^{N(h)}[Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2}{N(h)}$$

avec :

x_i et x_{i+h}	=	désigne les coordonnées de 2 points de donnée séparés par une distance *h*
h	=	distance entre x_i et x_{i+h}
N(h)	=	nombre de couples de points distants de *h*
$\gamma(h)$	=	variogramme à la distance h
$Z(x_i)$	=	valeur mesurée au point x_i (épaisseur, accumulation, teneur, …)
$Z(x_{i+h})$	=	valeur mesurée au point x_{i+h}

Le variogramme à la distance *h* correspond donc à la demi-moyenne des carrés des différences entre valeurs mesurées à une interdistance *h*.

Application à l'exemple 1D ci-dessus :

à la distance h=1 (5 couples de points distants de la distance 1) :

$\gamma(1)$ = 1/2 Moyenne$[Z(x_{i+1})-Z(x_i)]^2$

= 1/2 $[(Z(x_2)-Z(x_1))^2 + (Z(x_3)-Z(x_2))^2 + \dots + (Z(x_6)-Z(x_5))^2] / 5$

= 1/10 . $[(6-5)^2 + (4-6)^2 + \dots + (7-5)^2] = 1.4$

à la distance h=2 (4 couples de points distants de la distance 2) :

$\gamma(2)$ = 1/2 Moyenne$[Z(x_{i+2})-Z(x_i)]^2$

= 1/2 $[(Z(x_3)-Z(x_1))^2 + (Z(x_4)-Z(x_2))^2 + (Z(x_5)-Z(x_3))^2 + (Z(x_6)-Z(x_4))^2] / 4$

= 1/8 . $[(4-5)^2 + (3-6)^2 + (5-4)^2 + (7-3)^2] = 3.375$

etc…

Figure 1 : Définition et exemple de calcul du variogramme expérimental

Interprétation du variogramme

Le variogramme est d'abord un outil d'analyse des phénomènes naturels. En effet, l'allure et le comportement du variogramme expérimental fournissent une image synthétique des principaux traits structuraux du phénomène étudié :

- **Continuité à l'origine.** En principe Z(x) et Z(x+h) sont égaux quand h tend vers 0. En pratique toutefois, ceci n'est pas toujours vérifié. En effet il peut exister une discontinuité apparente à l'origine, qui peut être liée soit à une erreur de mesure, soit à des variations à « petites distances », en tout cas à des distances inférieures à la maille d'échantillonnage. Cette discontinuité à l'origine est appelée « effet de pépite ». Elle traduit la part de variabilité du phénomène que l'on ne peut expliquer soit en raison de la maille d'échantillonnage, qui ne permet pas de mettre en évidence des variabilités locales, soit en raison d'erreurs de mesure. La figure A (b) ci-dessous montre un exemple d'effet de pépite.

- **Continuité spatiale au-delà de l'origine**, traduite par les observations suivantes :
  - **portée** (distance de corrélation), phénomène stationnaire - *Figure 2* (a) ci-dessous ; classiquement la valeur du variogramme est plus faible à l'origine : Z(x) et Z(x+h) sont voisins quand h est faible, donc la valeur du variogramme est faible, et augmente quand la distance augmente. Au bout d'une certaine distance entre points de mesure, la différence entre Z(x) et Z(x+h) n'augmente plus statistiquement, car les points ne sont plus corrélés. Cette distance limite est appelée portée (distance maximale jusqu'à laquelle des points peuvent être corrélés). A partir de cette distance, la valeur du variogramme se stabilise autour d'un palier,
  - **anisotropie,**
  - **imbrication d'échelles de variabilité,**
  - **absence de portée finie** - *Figure 2* (b) ci-dessous, dérive ou tendance régionale, phénomène non stationnaire.

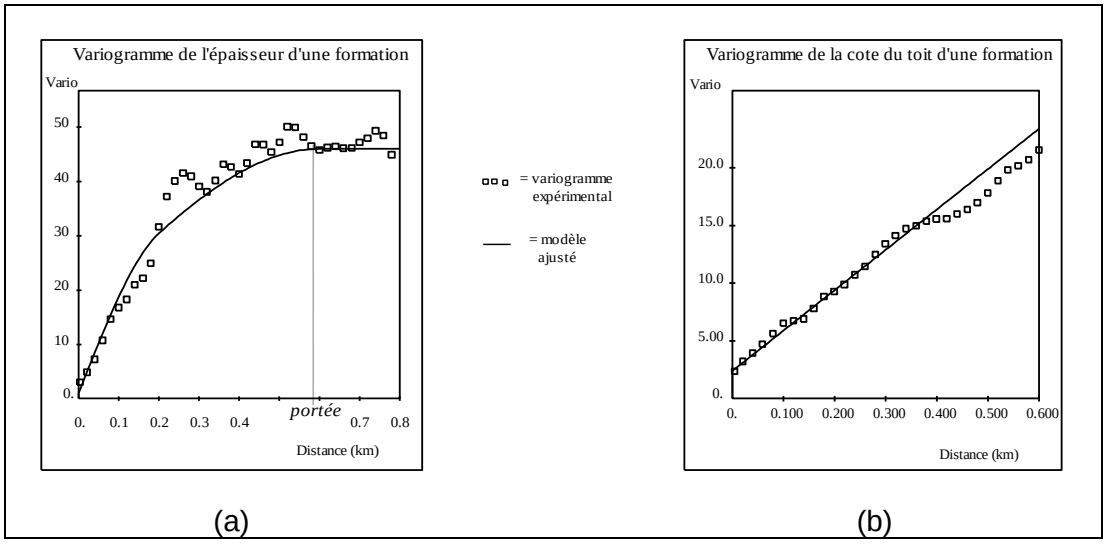


Figure 2: Exemples types de variogrammes : (a) : variable stationnaire avec portée visible, (b) : variable non stationnaire, sans portée.

Le krigeage

Le krigeage est la méthode d'interpolation spécifique à la géostatistique. Par rapport aux autres méthodes d'interpolation automatique, les algorithmes du krigeage reposent sur une interprétation du phénomène à travers l'étude variographique préalable.

Le krigeage présente un double intérêt :

- Il remplace le dessin par un calcul qui permet d'estimer en tout point la valeur la plus probable du paramètre étudié. Cette interpolation prend en compte :
  - la densité et la répartition des données sur le domaine étudié,
  - la plus ou moins grande continuité spatiale modélisée par le variogramme,
  - les diverses erreurs de mesure et incertitudes associées aux données.
- Il quantifie l'incertitude qui entache toute valeur interpolée. Cette incertitude, qui est une mesure de la qualité locale de la carte obtenue, est essentielle dans tous les projets où les risques encourus doivent être connus, et minimisés le cas échéant par de nouvelles mesures.

Formalisme du krigeage « ordinaire »

Le krigeage est une méthode d'interpolation linéaire qui permet d'obtenir une estimation non biaisée et dont l'erreur d'estimation est minimale.

Le krigeage le plus utilisé est le « krigeage ordinaire ».

La variable d'étude est notée *Z*. La valeur interpolée au point x_0, notée $Z^*(x_0)$, est alors :

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1,n} \lambda_i Z(x_i)$$

(avec la condition $\sum_{i=1,n} \lambda_i = 1$)

$Z^*(x_0)$ est donc une combinaison linéaire des données de base $Z(x_i)$ mesurées aux points x_i.

Les λ_i sont les poids respectifs (ou pondérateurs) attribués à chaque donnée $Z(x_i)$.

Ces poids sont calculés sous contrainte que leur somme soit égale à 1 (pour des conditions de non biais) et sous contrainte d'être en accord avec la structure spatiale mise en évidence par le variogramme, de façon à ce que l'erreur d'interpolation soit minimale. Lorsqu'on interpole la valeur en un point x, le poids attribué aux données environnantes sera d'autant plus fort que cette donnée est proche, tout en tenant compte de la densité de données, de leur disposition vis-à-vis des anisotropies, etc.…

Le système d'équation permettant d'obtenir les poids de krigeage est donné *Figure 3*.

$$\sum_{j=1,n} \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_i, x_0) \qquad \forall i \text{ (n équations)}$$

$$\sum_{i=1,n} \lambda_i = 1$$

n	=	nombre d'informations disponibles
i, j	=	indices des points de mesure ; i et j varient de 1 à n
x_i, x_j	=	points de mesure
x_0	=	point à estimer
λ_i (ou λ_j)	=	pondérateur (ou poids) affecté à la valeur mesurée en x_i
μ	=	paramètre de Lagrange
$\gamma(x_i,x_j)$	=	valeur du variogramme $\gamma(h)$ pour h=distance entre x_i et x_j
$\gamma(x_i,x_0)$	=	valeur du variogramme $\gamma(h)$ pour h=distance entre x_i et x_0,

Enfin la variance de l'erreur d'estimation, appelée **variance d'estimation** ou **variance de krigeage**, vaut :

$$\sigma_k^2 = \sum_{i=1,n} \lambda_i \gamma(x_i, x_0) + \mu$$

Dans les expressions ci-dessus on voit que dans le krigeage interviennent :

- les positions des informations x_i par rapport au point à estimer x_0, par le biais des valeurs de $\gamma(x_i,x_0)$;
- la répartition des informations entre elles, par le biais des valeurs de $\gamma(x_i,x_j)$;
- la fonction structurale variogramme γ.

Figure 3: Equations du krigeage ordinaire

Le krigeage offre trois avantages principaux par rapport aux autres méthodes d'interpolation :

- il prend en compte la structure du phénomène, à travers le variogramme : il se base donc sur une fonction d'interpolation « objective », c'est-à-dire mesurée sur les données, et non « subjective » = choisie arbitrairement,
- il permet le calcul de l'erreur d'interpolation (ou plus précisément la variance de cette erreur) : c'est actuellement la seule méthode d'interpolation qui permet cela,
- il permet d'intégrer des variables secondaires, corrélées à la variable d'étude, connues soit aux points de données, soit exhaustivement sur une grille. On peut ainsi prendre en compte le fait que la cote piézométrique est dans certains cas (nappes libres) corrélée à la cote topographique. Dans le cas où on utilise plusieurs variables corrélées, disponibles aux points de mesure, on parle de « co-krigeage ». Dans le cas où on utilise une variable connue de façon exhaustive, on utilise une technique appelée « krigeage avec dérive externe ».

Co-krigeage, krigeage « universel » et krigeage avec « dérive externe »

Les formules du krigeage ordinaire peuvent se généraliser au cas multivariable (prise en compte d'une ou plusieurs autres variables mesurées en quelques points), ainsi qu'au cas où on introduit une dérive liée à un polynôme dépendant des coordonnées (krigeage dit « universel ») ou d'une fonction corrélée connue en tout point de mesure ainsi que sur la grille à calculer (krigeage avec dérive externe).

Le but de ce document n'étant pas d'exposer en détails toute la théorie géostatistique, le lecteur est invité à se reporter à l'excellent ouvrage de Chilès (1999, ré-édité en 2012), dans lequel ces méthodes sont exposées et illustrées.

Validation croisée

Le principe de la validation croisée est illustré *Figure 4*.

La validation croisée permet de contrôler que le modèle géostatistique est pertinent et de détecter d'éventuelles singularités dans les données.

La validation croisée consiste, pour chaque point de donnée, à l'enlever temporairement et à ré-estimer sa valeur à partir des données voisines. On obtient alors au point qui a été enlevé :

- la valeur réelle $Z(x)$
- la valeur estimée (interpolée) à partir des points voisins : $Z^*(x)$
- l'écart-type d'estimation $\sigma_k(x)$ si on a utilisé un modèle géostatistique.

Ce processus est répété pour tous les points x où la variable est connue : on re-estime la valeur en ce point à partir des autres données en faisant comme s'il n'existait pas.

On peut alors calculer en tout point qui disposait d'une mesure :

- l'erreur d'estimation $Err(x) = Z^*(x) - Z(x)$, et dans le cas d'une estimation par modèle géostatistique :

- l'erreur réduite : $Ered(x) = \frac{Err(x)}{\sigma_k(x)}$

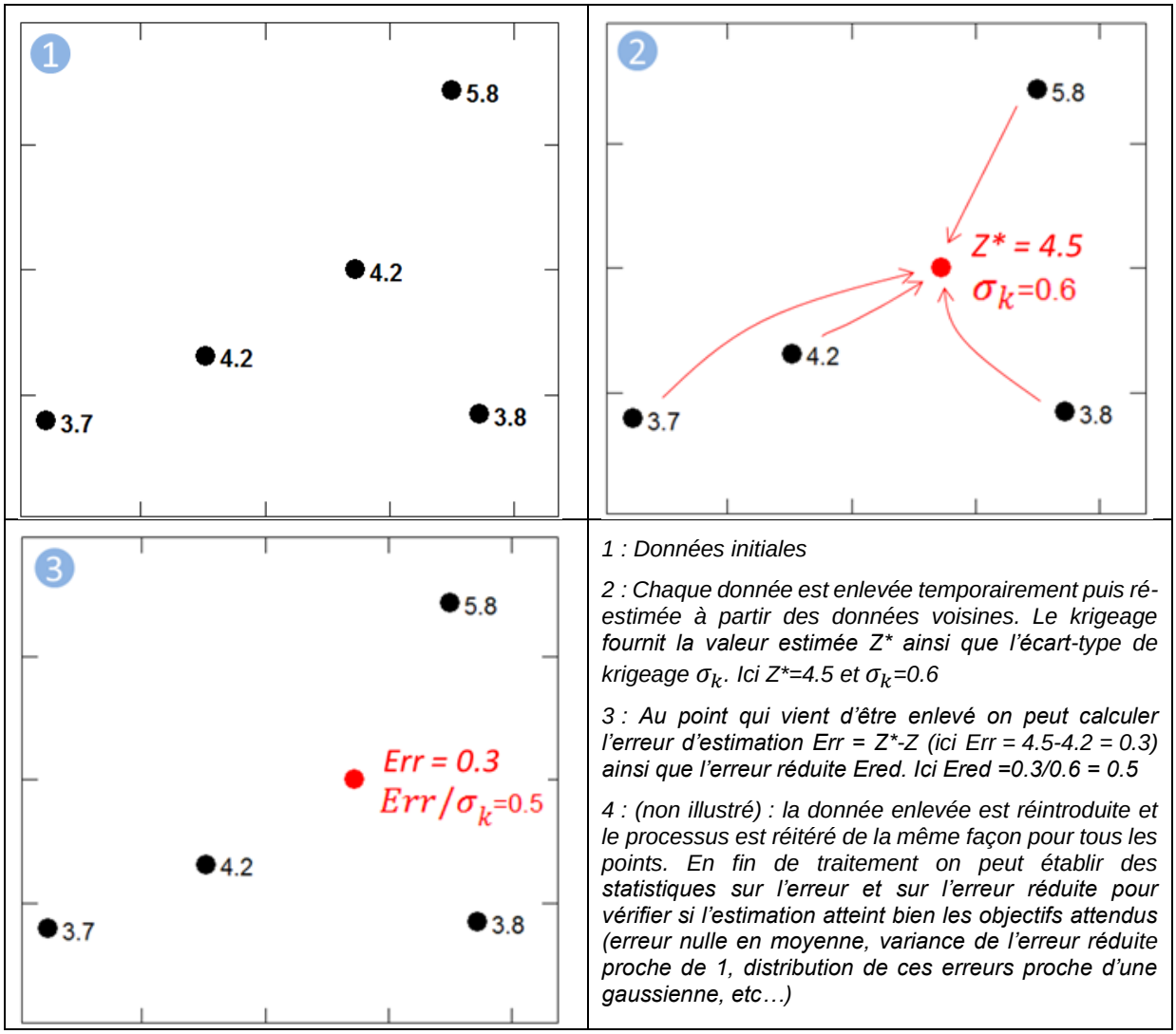
Les résultats de la validation croisée sont fournis sous forme de statistiques et de cartes :

- ✓ statistiques sur les erreurs et les erreurs réduites : moyennes, nuages de corrélation, histogrammes
- ✓ cartes des erreurs $Err(x)$ ou carte des erreurs réduites $Ered(x)$ faisant apparaître les points mal re-estimés
- ✓ nuages de corrélation $(Z^*(x) \quad ; \quad Z(x))$
- ✓ nuages de corrélation $(Z^*(x) \quad ; \quad Err(x))$ ou $(Z^*(x) \quad ; \quad Ered(x))$

La variable $Ered(x)$, appelée « erreur réduite », se rapproche d'une distribution gaussienne de moyenne nulle et de variance 1.

En ré-itérant la re-estimation de chaque donnée par les données voisines, on peut calculer l'histogramme de $Ered(x)$ et vérifier s'il se rapproche d'une loi gaussienne centrée normée.

Les points présentant une valeur de $Ered(x)$ s'éloignant du standard gaussien sont des points qui doivent être examinés car potentiellement liés à des erreurs (erreur de mesure, de localisation), ou à un comportement localement différent de la variable d'étude : il convient alors de vérifier et le cas échéant corriger la donnée de base. Lorsque la donnée est correcte et que le problème vient d'un mauvais calage du modèle géostatistique, ce modèle peut être amélioré ou recalculé localement.



1 : Données initiales

2 : Chaque donnée est enlevée temporairement puis ré-estimée à partir des données voisines. Le krigeage fournit la valeur estimée Z ainsi que l'écart-type de krigeage σ_k. Ici Z*=4.5 et σ_k=0.6*

3 : Au point qui vient d'être enlevé on peut calculer l'erreur d'estimation Err = Z-Z (ici Err = 4.5-4.2 = 0.3) ainsi que l'erreur réduite Ered. Ici Ered =0.3/0.6 = 0.5*

4 : (non illustré) : la donnée enlevée est réintroduite et le processus est réitéré de la même façon pour tous les points. En fin de traitement on peut établir des statistiques sur l'erreur et sur l'erreur réduite pour vérifier si l'estimation atteint bien les objectifs attendus (erreur nulle en moyenne, variance de l'erreur réduite proche de 1, distribution de ces erreurs proche d'une gaussienne, etc…)

Figure 4 : Principe de la validation croisée

Annexe 2

Les modèles de variogrammes les plus utilisés (Chilès, 1999)

Les modèles de variogrammes les plus utilisés (Chilès, 1999)

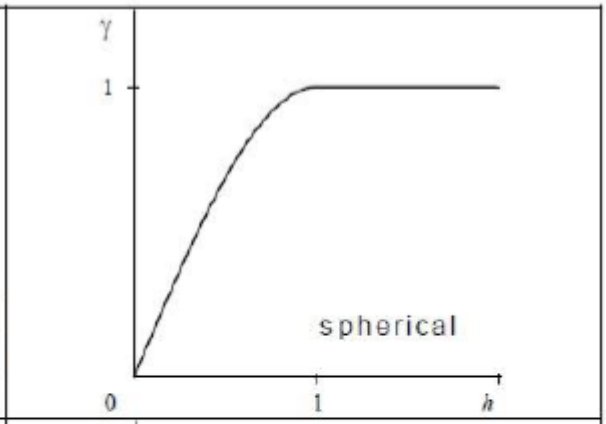
Modèle sphérique

$$\gamma(h) = C.\left(\frac{3}{2}.\frac{h}{a} - \frac{1}{2}.\frac{h^3}{a^3}\right) \quad \text{si} \quad h \le a$$

$$\gamma(h) = C \quad \text{si } h \ge a$$

C est le palier, a la portée

Ce variogramme est linéaire à l'origine, de pente $3C/2a$. La portée pratique, distance à laquelle on atteint 95% du palier est égale à $0.81a$



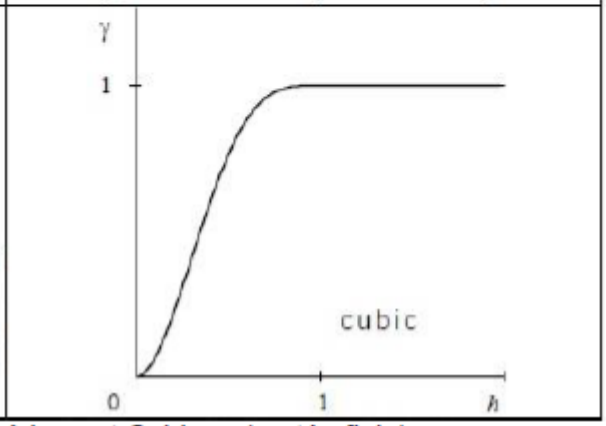
Modèle cubique

$$\gamma(h) = C.\left(7.\frac{h^2}{a^2} - \frac{35}{4}.\frac{h^3}{a^3} + \frac{7}{2}.\frac{h^5}{a^5} - \frac{3}{4}.\frac{h^5}{a^5}\right)$$

si $h \le a$

$\gamma(h) = C$ si $h \ge a$

Ce variogramme présente un comportement parabolique à l'origine, et une portée à la distance a. La portée pratique, distance à laquelle on atteint 95% du palier est égale à $0.69a$



Modèles de variogramme – Sphérique et Cubique (portée finie)
Les modèles sont tracés pour un palier et un paramètre d'échelle unitaires.

Modèle puissance

$$\gamma(h) = \omega . h^{\alpha} \qquad 0 < \alpha < 2$$

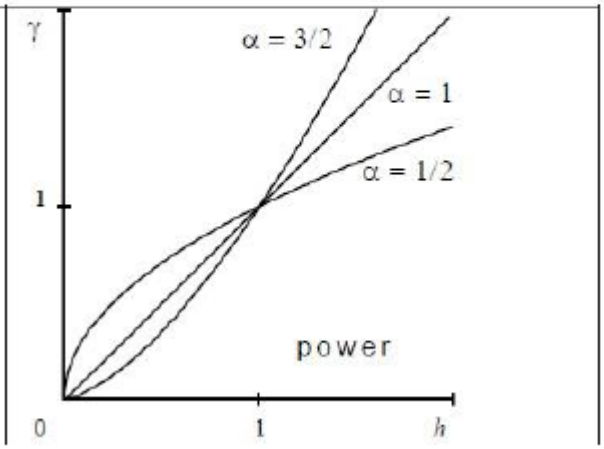
ω est un coefficient multiplicateur

Lorsque $\alpha = 1$, on obtient le :

Modèle linéaire

$$\gamma(h) = \omega . h$$

(ω représente la pente)



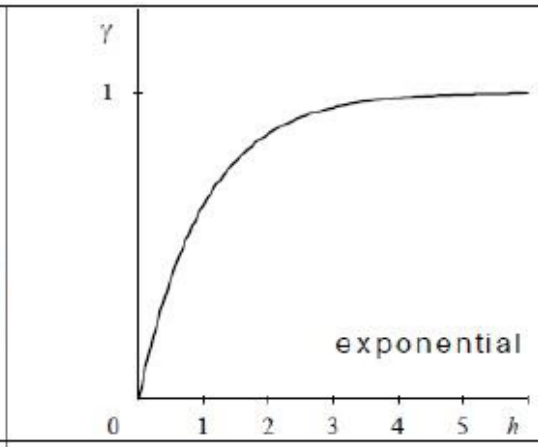
Modèles de variogramme – Puissance et Linéaire
Les modèles sont tracés pour un paramètre ω=1.

Modèle exponentiel

$$\gamma(h) = C.\left(1 - \exp(-\frac{h}{a})\right)$$

(C palier, a paramètre d'échelle)

Ce modèle a un comportement linéaire à l'origine. Il présente un palier asymptotique. La portée pratique, distance à laquelle on atteint 95% du palier est égale à $3a$.



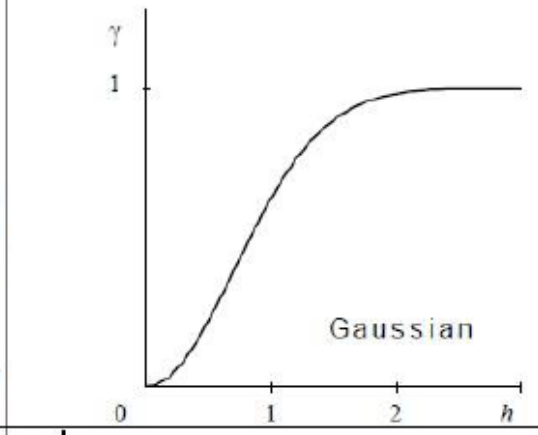
Modèle gaussien

$$\gamma(h) = C.\left(1 - \exp(-\frac{h^2}{2a^2})\right)$$

(C palier, a paramètre d'échelle)

Ce modèle a un comportement parabolique à l'origine. Il présente un palier asymptotique. La portée pratique, distance à laquelle on atteint 95% du palier est égale à $2.45a$.

(on trouve aussi ce modèle avec h^2/a^2 *au lieu de* $h^2/2a^2$, dans ce cas la portée pratique est $1.73a$).

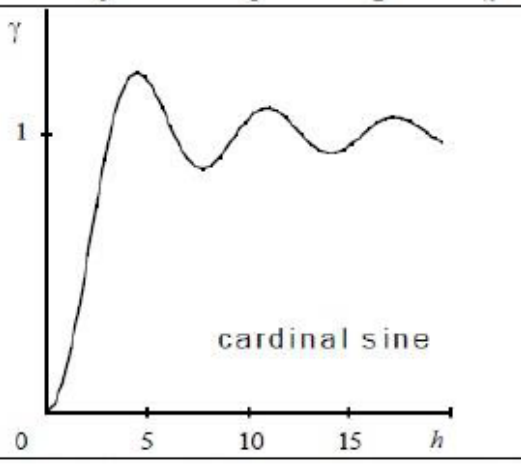


Modèle sinus cardinal

$$\gamma(h) = C.\left(1 - \frac{\sin\left(\frac{h}{a}\right)}{\frac{h}{a}}\right)$$

(C palier, a paramètre d'échelle)

Utilisé pour les « effets de trous » liés à une pseudo-périodicité de la variable d'étude.

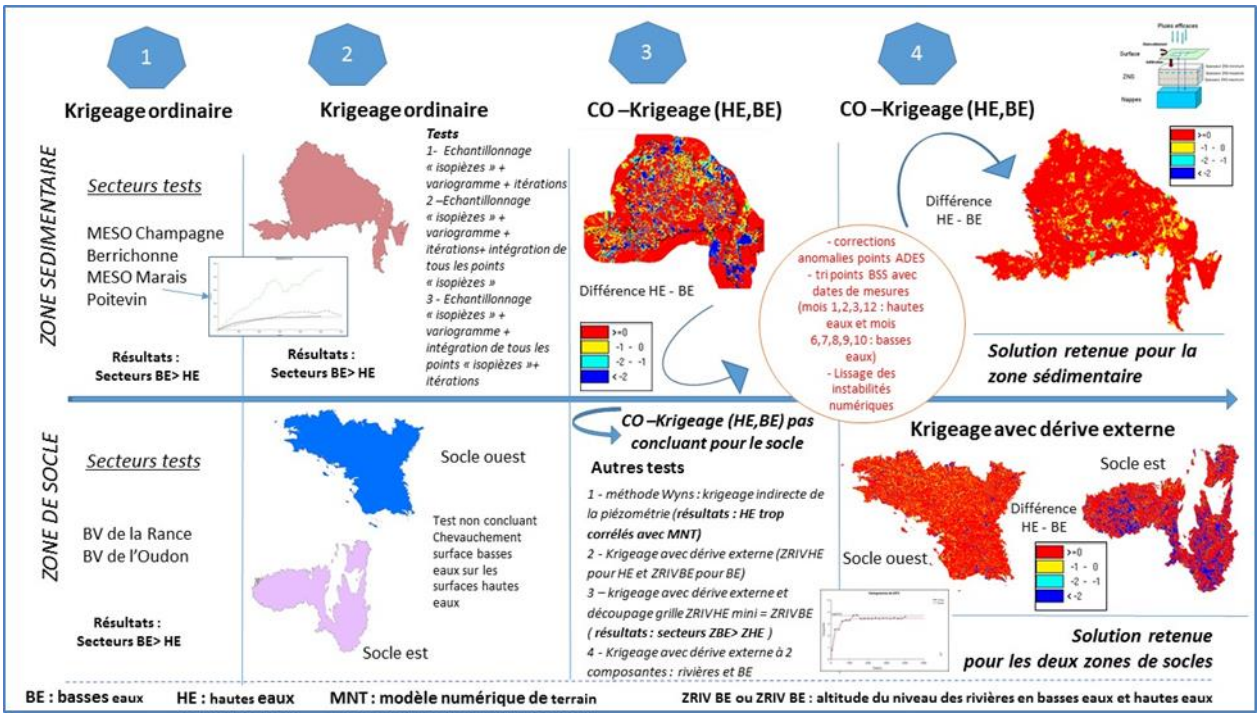


Modèles de variogramme – Exponentiel, Gaussien, Sinus cardinal (portée infinie)
Les modèles sont tracés pour un palier et un paramètre d'échelle unitaires.

Annexe 3

Résultats des différents tests pour l’interpolation

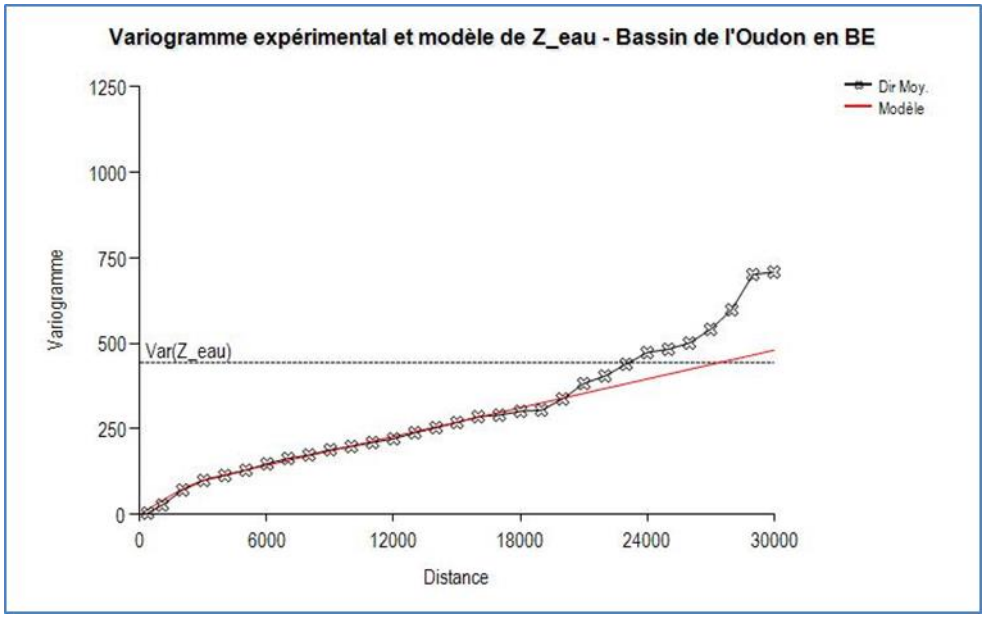
Synthèse des différents tests réalisés pour l'interpolation des altitudes des nappes en hautes eaux et basses eaux



1 – Interpolation des zones tests

Le bassin versant de l'Oudon - *Les basses eaux*

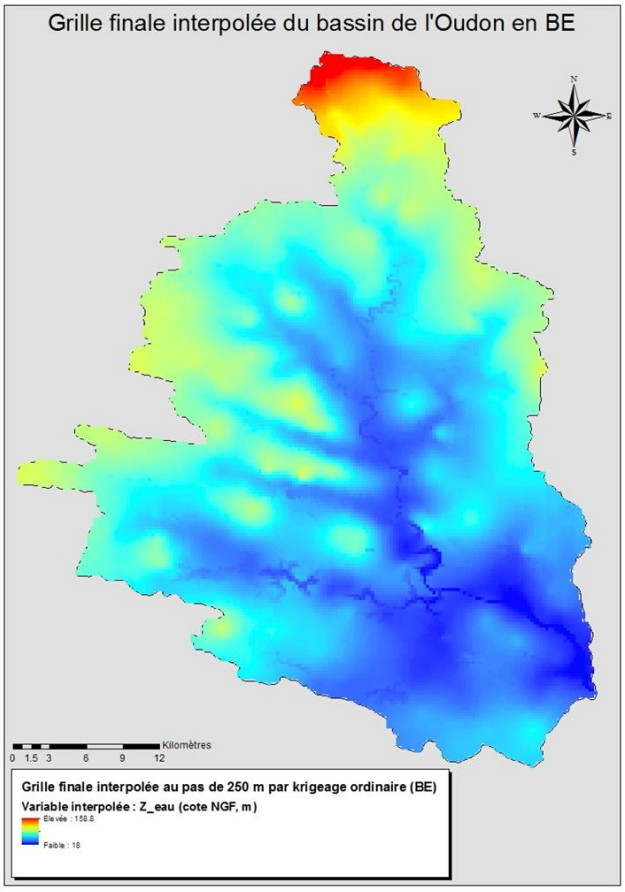
Le modèle de variogramme pour les BE a été construit avec une composante sphérique de palier 60 et de portée 3500, une composante linéaire de facteur d'échelle 0.014, sans anisotropie (milieu isotropique).



Modèle de variogramme retenu pour l'interpolation du Bassin de l'Oudon en BE

Résultats de la validation croisée pour la variable : Z_eau en BE					
Statistiques sur les erreurs :					
	NB	Mini	Maxi	Moy	Sigma
Erreur brute	1126	-41.827	19.374	-0.28496	3.1694
Erreur réduite	1126	-6.316	3.593	-0.03	0.586
Rho(Z*,Z)	0.988				
Rho(Z*,ERR)	-0.069				
Rho(Z*,ERED)	-0.067				
Nb NON robustes	7	au seuil de :	2.5		
Nb NON estimées	0				

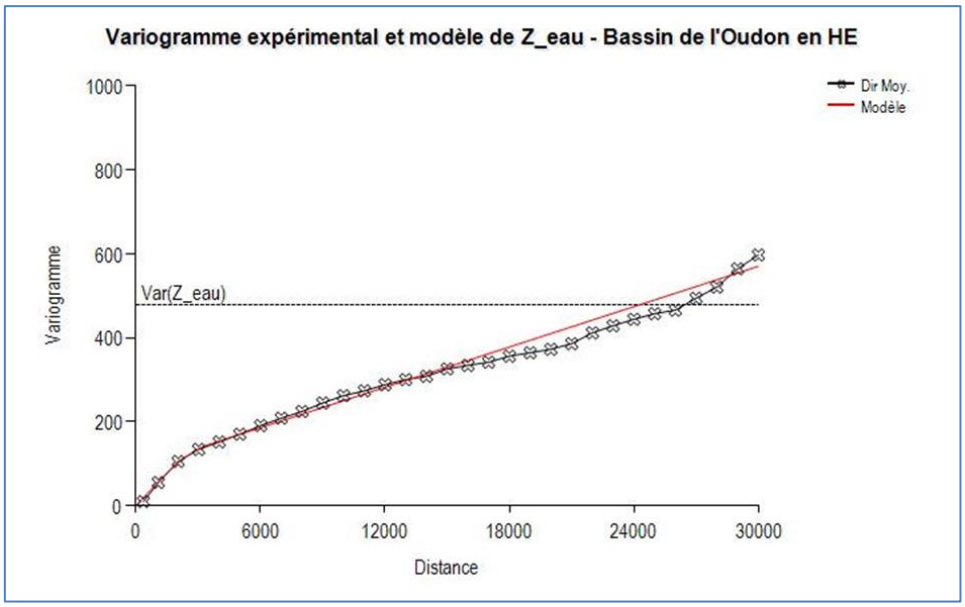
Résultats statistiques de la validation croisée pour le bassin de l'Oudon en BE



Grille finale interpolée avec les données du bassin de l'Oudon en BE

Le bassin versant de l'Oudon - *Les hautes eaux*

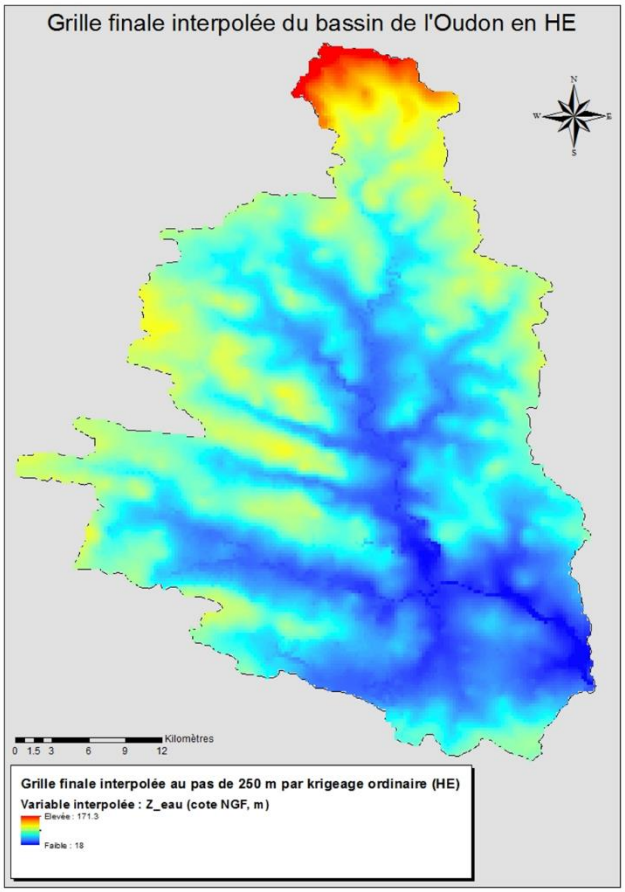
Le modèle de variogramme pour les HE a été construit avec une composante sphérique de palier 90 et de portée 3500, une composante linéaire de portée 0.016, sans anisotropie (milieu isotropique).



Modèle de variogramme retenu pour l'interpolation du Bassin de l'Oudon en HE

Résultats de la validation croisée pour la variable : Z_eau en HE					
Statistiques sur les erreurs :					
	NB	Mini	Maxi	Moy	Sigma
Erreur brute	3120	-18.517	26.951	-0.19395	3.1681
Erreur réduite	3120	-3.487	4.961	-0.015	0.632
Rho(Z*,Z)	0.989				
Rho(Z*,ERR)	-0.081				
Rho(Z*,ERED)	-0.071				
Nb NON robustes	20	au seuil de :	2.5		
Nb NON estimées	0				

Résultats statistiques de la validation croisée pour le bassin de l'Oudon en HE



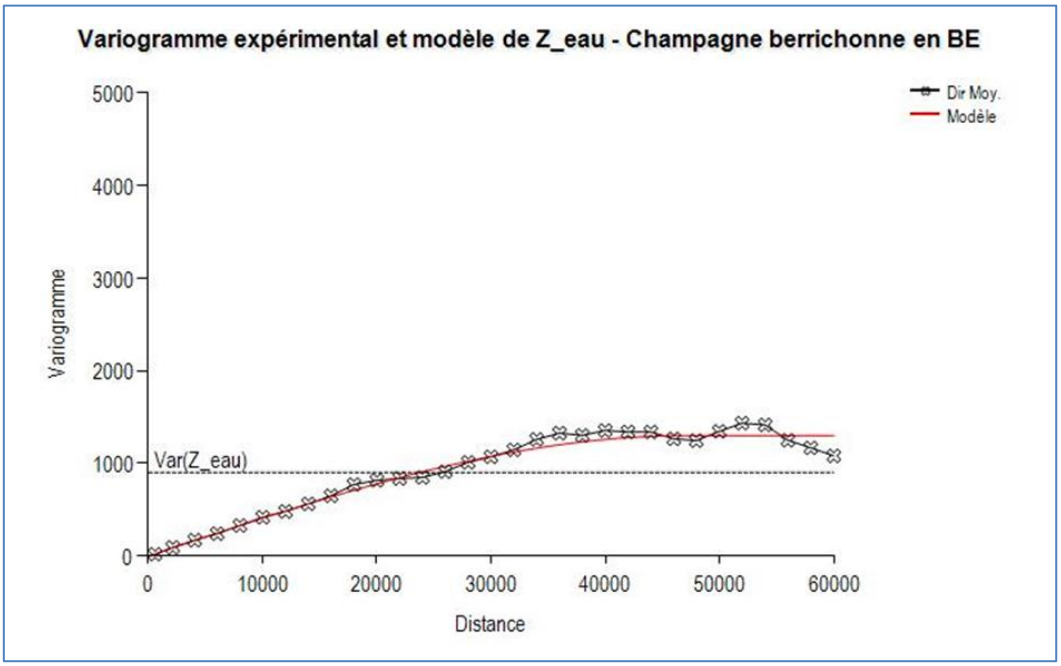
Grille finale interpolée avec les données du bassin de l'Oudon en HE

Après l'ensemble des itérations, l'interpolation s'est faite avec plus de 90% des données présentes sur le bassin de l'Oudon. Les itérations ont permis de récupérer environ 2% des points totaux en BE et un peu plus de 5% en HE.

Statistiques bouclage interpolation Oudon BE		
Nombre de points total	1278	
Nombre de points avec SPLI associé	5	
Itérations	**Nombre de points utilisés**	**Nombre de points récupérés**
1er interpolation (grille)	1126	
2e itération	1150	24
3e itération	1152	2
4e itération	1152	0
Interpolation finale	1152	
Taux de points utilisé (%) et somme	90.14084507	26
Statistiques bouclage interpolation Oudon HE		
Nombre de points en sélection	3566	
Nombre de points avec SPLI associé	5	
Itérations	**Nombre de points utilisés**	**Nombre de points récupérés**
1er interpolation (grille)	3120	
2e itération	3317	197
3e itération	3317	0
Interpolation finale	3317	
Taux de points utilisé (%) et somme	93.01738643	197

La Champagne Berrichonne - *Les basses eaux*

Le modèle de variogramme pour les BE a été construit avec une composante sphérique de palier 1300 et de portée 47000, sans anisotropie (milieu isotropique).



Modèle de variogramme retenu pour l'interpolation de la Champagne Berrichonne en BE

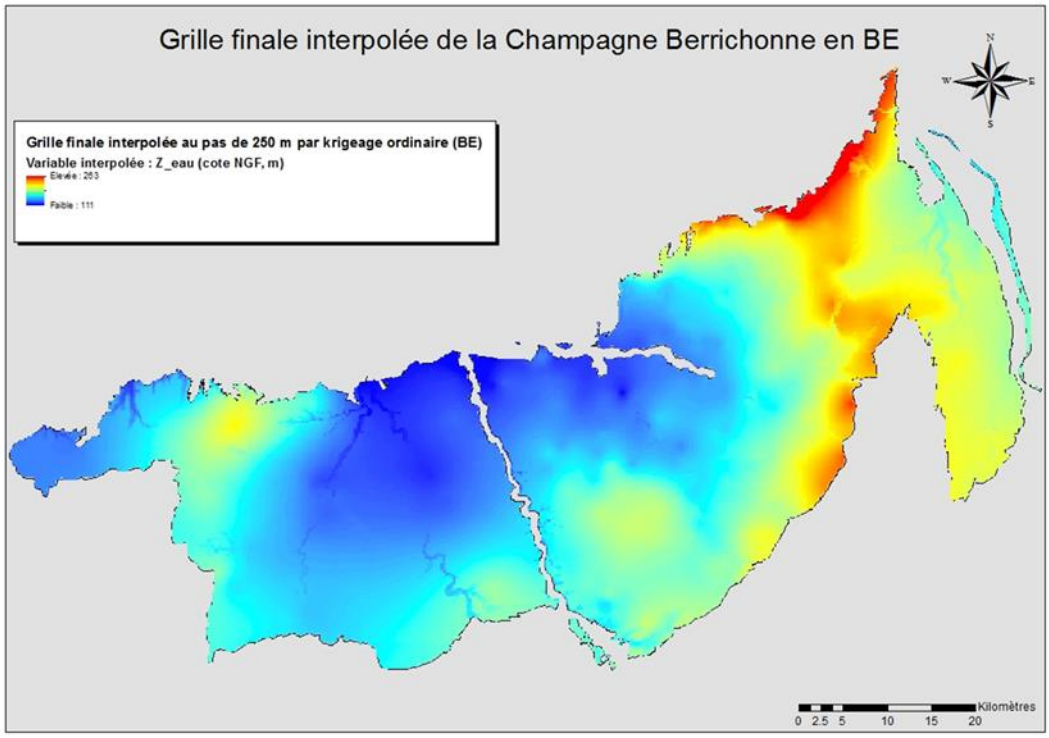
Résultats de la validation croisée pour la variable : Z_eau en BE

Statistiques sur les erreurs :

	NB	Mini	Maxi	Moy	Sigma
Erreur brute	1112	-83.016	40.329	-0.0070369	4.586
Erreur réduite	1112	-7.499	3.38	-0.001	0.618

Rho(Z*,Z)	0.988				
Rho(Z*,ERR)	-0.036				
Rho(Z*,ERED)	-0.036				
Nb NON robustes	8	au seuil de :	2.5		
Nb NON estimées	0				

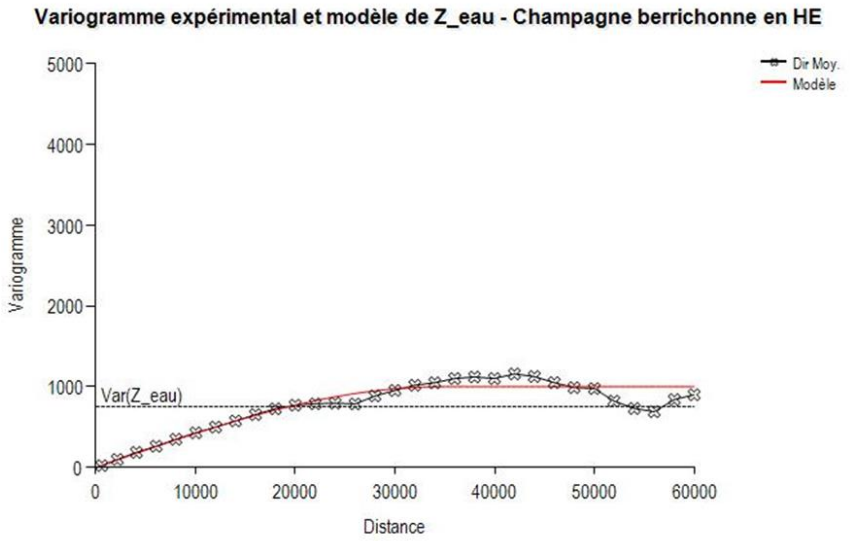
Résultats statistiques de la validation croisée pour Champagne Berrichonne en BE



Grille finale interpolée avec les données Champagne Berrichonne en BE

La Champagne Berrichonne - *Les hautes eaux*

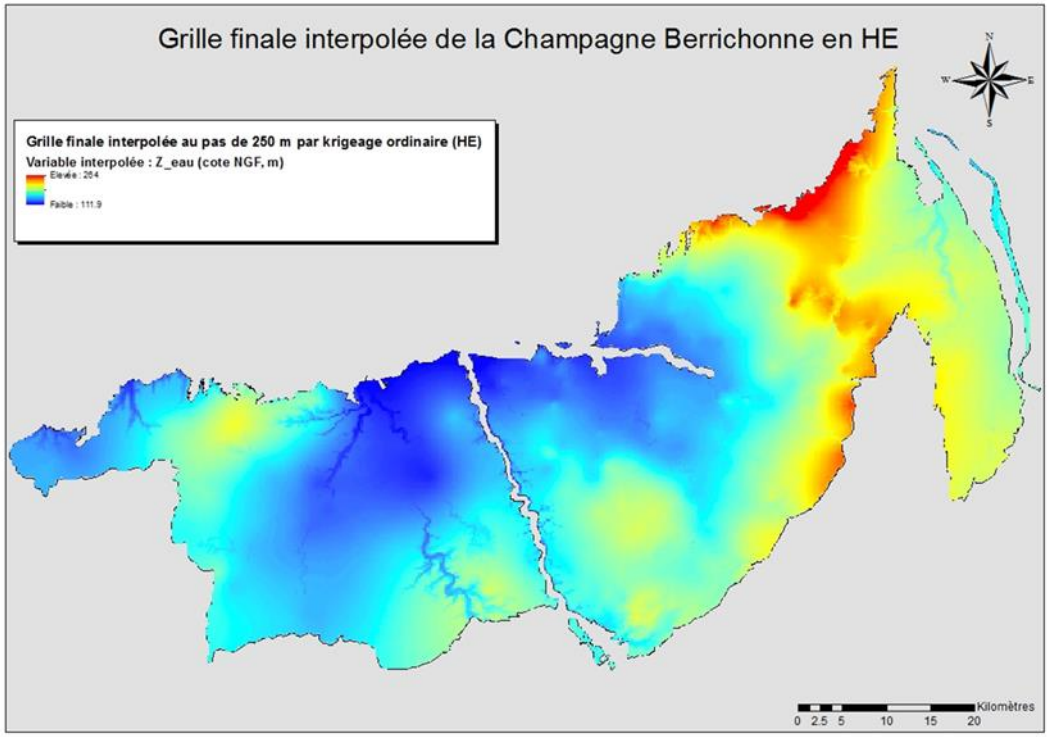
Le modèle de variogramme pour les HE a été construit avec une composante sphérique de palier 1000 et de portée 34500, sans anisotropie (milieu isotropique).



Modèle de variogramme retenu pour l'interpolation du Bassin de l'Oudon en HE

Résultats de la validation croisée pour la variable : Z_eau en HE					
Statistiques sur les erreurs :					
	NB	Mini	Maxi	Moy	Sigma
Erreur brute	1110	-27.814	43.722	-0.035667	4.1407
Erreur réduite	1110	-7.589	7.191	0.007	0.711
Rho(Z*,Z)	0.988				
Rho(Z*,ERR)	-0.01				
Rho(Z*,ERED)	-0.008				
Nb NON robustes	15	au seuil de :	2.5		
Nb NON estimées	0				

Résultats statistiques de la validation croisée pour le bassin de l'Oudon en HE



Grille finale interpolée avec les données du bassin de l'Oudon en HE

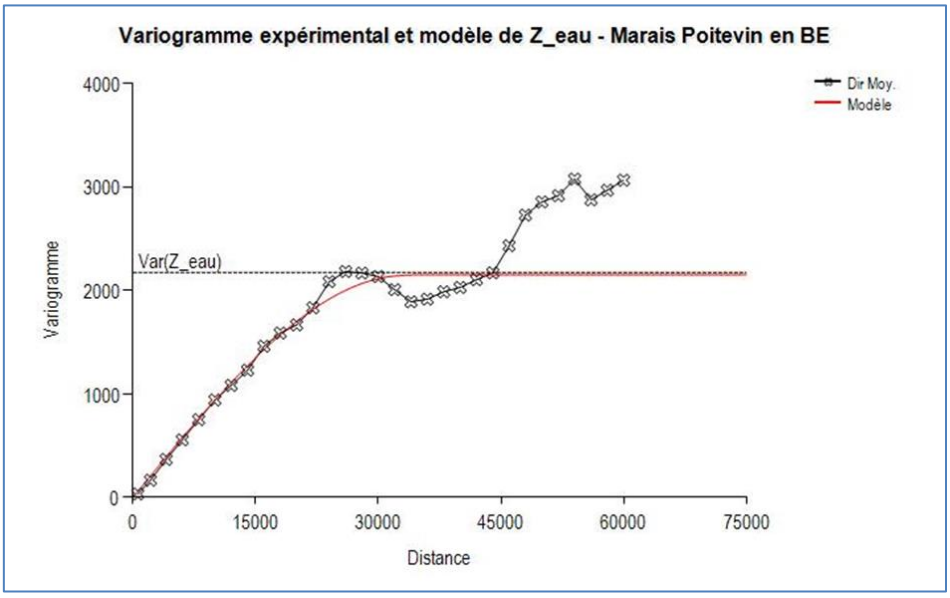
Après l'ensemble des itérations, l'interpolation des deux surfaces s'est faite avec plus de 80% des données présentes sur la Champagne Berrichonne. Les itérations ont permis de récupérer environ 8% des points totaux en BE et un peu plus de 10% en HE.

Statistiques bouclage interpolation Berry échant aléa BE		
Nombre de points total	1425	
Nombre de points avec SPLI associé	5	
Itérations	**Nombre de points utilisés**	**Nombre de points récupérés**
1er interpolation (grille)	1111	
2e itération	1223	112
3e itération	1235	12
4e itération	1235	0
Interpolation finale	1235	
Taux de points utilisé (%) et somme	86.66666667	124

Statistiques bouclage interpolation Berry echant aléa HE		
Nombre de points total	1605	
Nombre de points avec SPLI associé	2	
Itérations	**Nombre de points utilisés**	**Nombre de points récupérés**
1er interpolation (grille)	1110	
2e itération	1273	163
3e itération	1284	11
4e itération	1285	1
5e itération	1285	0
Interpolation finale	1285	
Taux de points utilisé (%) et somme	80.0623053	175

Le Marais Poitevin - *Les basses eaux*

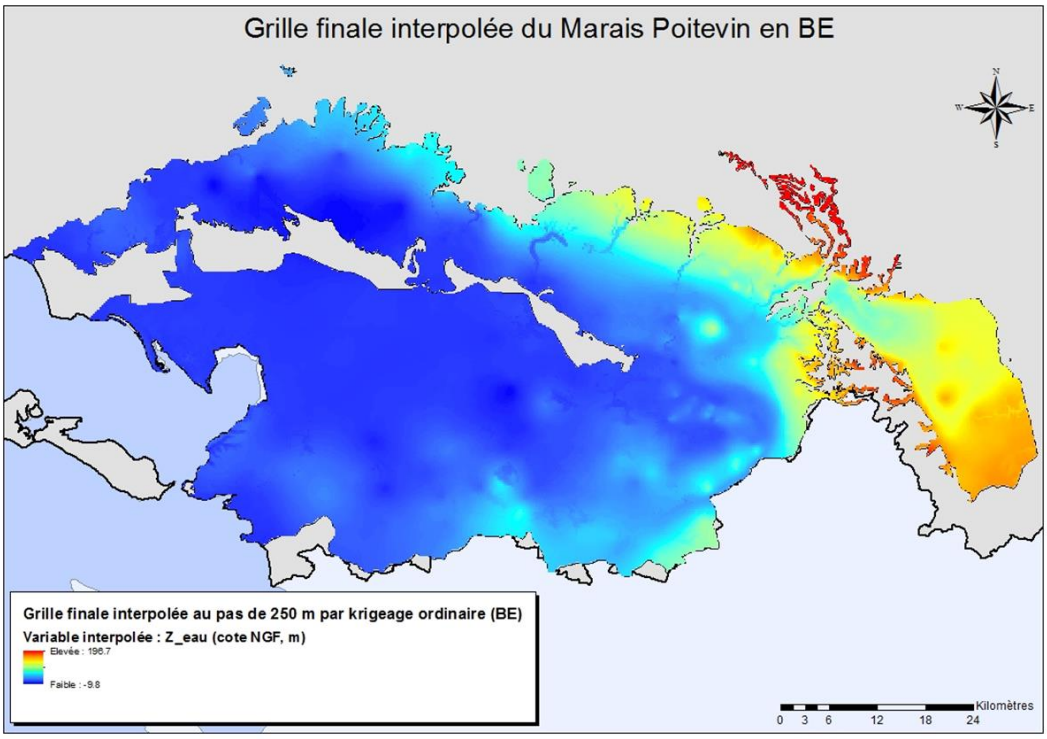
Le modèle de variogramme pour les BE a été construit avec deux composantes sphériques respectivement de palier 1050 et 1100, de portée 35 000 et 32 000, sans anisotropie (milieu isotropique).



Modèle de variogramme retenu pour l'interpolation du Marais Poitevin en BE

Résultats de la validation croisée pour la variable : Z_eau en BE					
Statistiques sur les erreurs :					
	NB	Mini	Maxi	Moy	Sigma
Erreur brute	573	-56.701	41.074	-0.054709	9.2952
Erreur réduite	573	-5.275	3.805	-0.018	0.921
Rho(Z*,Z)	0.986				
Rho(Z*,ERR)	0.006				
Rho(Z*,ERED)	0.033				
Nb NON robustes	14	au seuil de :	2.5		
Nb NON estimées	0				

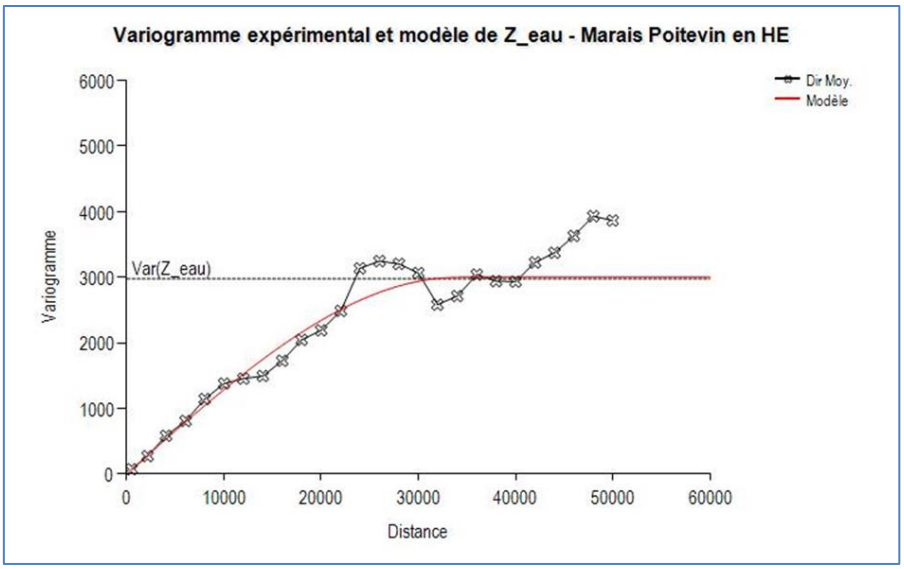
Résultats statistiques de la validation croisée du Marais Poitevin en BE



Grille finale interpolée avec les données du Marais Poitevin en BE

Le Marais Poitevin - *Les hautes eaux*

Le modèle de variogramme pour les HE a été construit avec deux composantes sphériques respectivement de palier 1500 et 1500, de portée 35000 et 33000, sans anisotropie (milieu isotropique).



Modèle de variogramme retenu pour l'interpolation du Marais Poitevin en HE

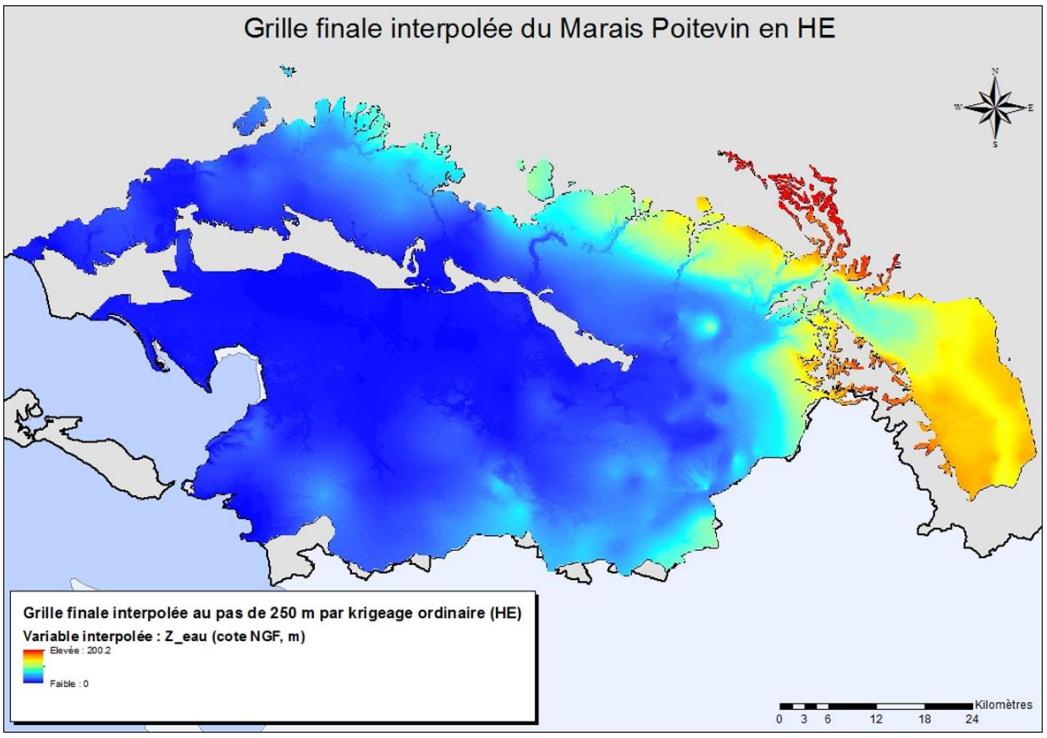
Résultats de la validation croisée pour la variable : Z_eau en HE

Statistiques sur les erreurs :

	NB	Mini	Maxi	Moy	Sigma
Erreur brute	1619	-53.945	38.861	-0.12287	7.0435
Erreur réduite	1619	-10.134	8.709	-0.012	0.989

Rho(Z*,Z)	0.987				
Rho(Z*,ERR)	0.013				
Rho(Z*,ERED)	0.01				
Nb NON robustes	53	au seuil de :	2.5		
Nb NON estimées	0				

Résultats statistiques de la validation croisée du Marais Poitevin en HE



Grille finale interpolée avec les données du Marais Poitevin en HE

Après l'ensemble des itérations, l'interpolation s'est faite avec seulement 60% des données présentes en BE et 56% en HE. Les itérations ont permis de récupérer une quantité importante de données : 45% des points totaux en BE et un peu plus de 41% en HE.

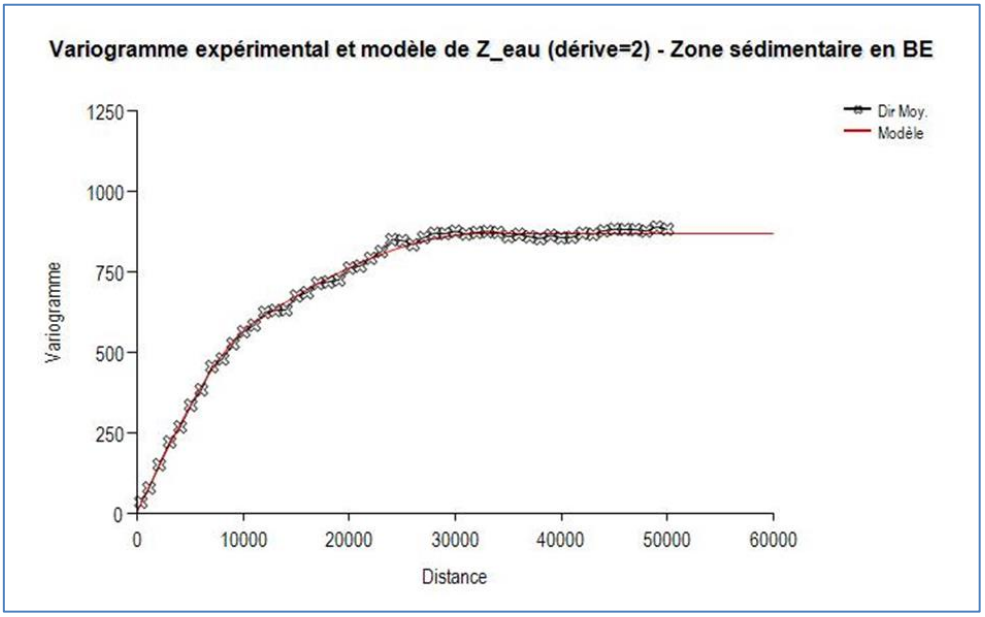
Statistiques bouclage interpolation Marais poitvin BE		
Nombre de points total	3802	
Nombre de points avec SPLI associé	7	
Itérations	**Nombre de points utilisés**	**Nombre de points récupérés**
1er interpolation (grille)	572	
2e itération	2039	1467
3e itération	2200	161
4e itération	2256	56
5e itération	2290	34
6e itération	2313	23
7e itération	2313	0
Interpolation finale	2313	
Taux de points utilisé (%) et somme	60.83640189	1741

Statistiques bouclage interpolation Marais poitvin HE		
Nombre de points total	3968	
Nombre de points avec SPLI associé	24	
Itérations	**Nombre de points utilisés**	**Nombre de points récupérés**
1er interpolation (grille)	605	
2e itération	2028	1423
3e itération	2134	106
4e itération	2178	44
5e itération	2204	26
6e itération	2225	21
7e itération	2228	3
8e itération	2233	5
9e itération	2236	3
10e itération	2236	0
Interpolation finale	2236	
Taux de points utilisé (%) et somme	56.35080645	1631

2 – Krigeage ordinaire / universel

Zone sédimentaire – Basses eaux

Seul résultat obtenu par krigeage universel (application d'une dérive de degré 2), le modèle de variogramme pour les BE a été construit avec deux composantes sphériques respectivement de palier 325 et 535, de portée 11000 et 32800, un effet pépite de 10, sans anisotropie (milieu isotopique). Ce modèle est calé sur un variogramme expérimental avec une dérive de degré 2.



Modèle de variogramme retenu pour l'interpolation de la zone sédimentaire en BE.

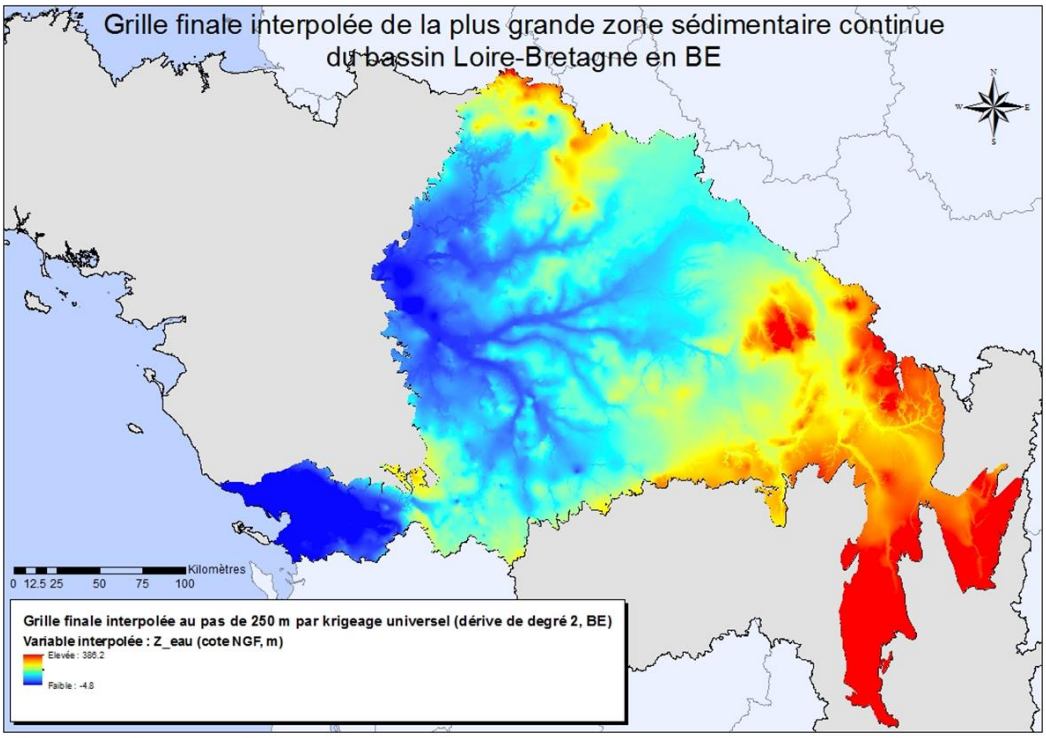
Résultats de la validation croisée pour la variable : Z_eau en BE

Statistiques sur les erreurs :

	NB	Mini	Maxi	Moy	Sigma
Erreur brute	9327	-243.14	185.42	-0.02277	11.069
Erreur réduite	9327	-13.11	15.607	6.46E-05	1.061

Rho(Z*,Z)	0.988				
Rho(Z*,ERR)	0.037				
Rho(Z*,ERED)	0.023				
Nb NON robustes	327	au seuil de :	2.5		
Nb NON estimées	0				

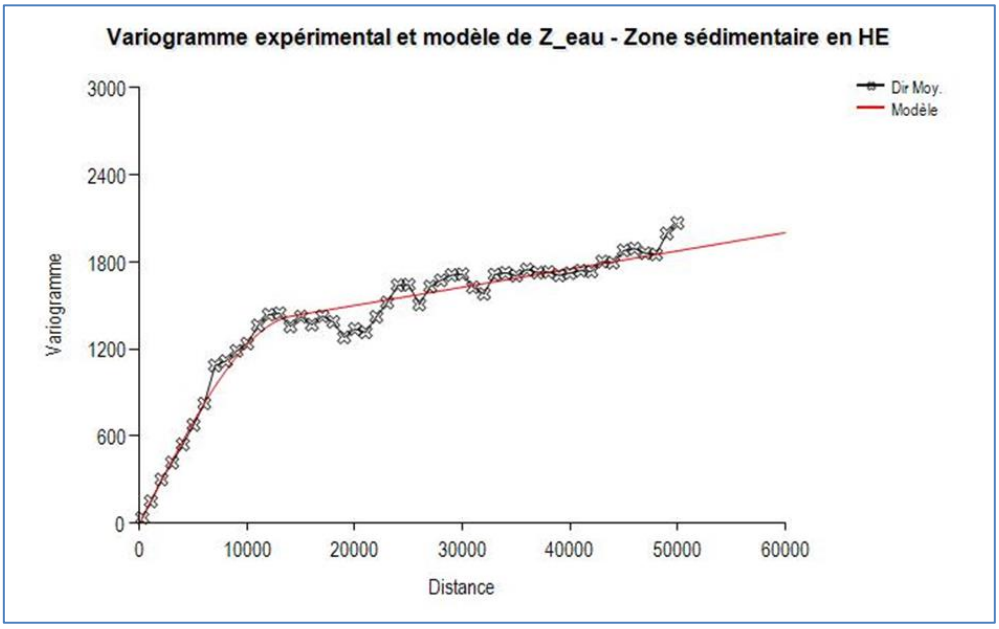
Résultats statistiques de la validation croisée pour la zone sédimentaire en BE



Grille finale interpolée de l'altitude de la nappe avec les données de la zone sédimentaire en basses eaux

<u>Zone sédimentaire – Hautes eaux</u>

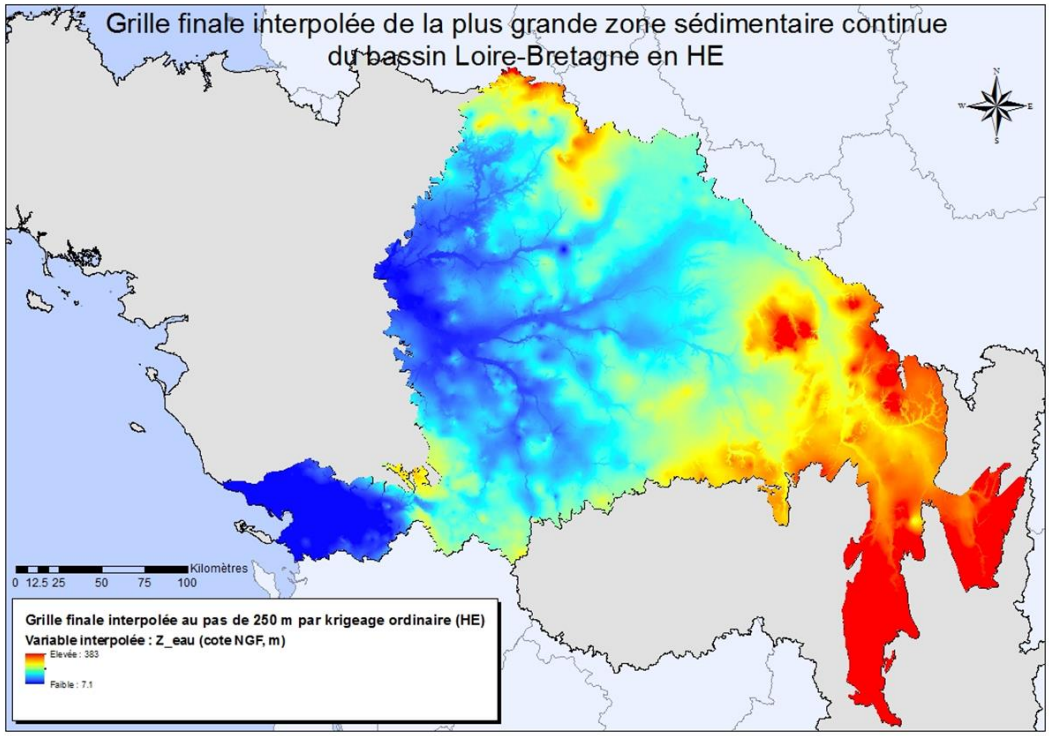
Le modèle de variogramme pour les HE a été construit avec une composante sphérique de palier 1250 et de portée 14100, une composante linéaire de facteur d'échelle 0.0125, sans anisotropie (milieu isotropique).



Modèle de variogramme retenu pour l'interpolation de la zone sédimentaire en HE.

Résultats de la validation croisée pour la variable : Z_eau en HE					
Statistiques sur les erreurs :					
	NB	Mini	Maxi	Moy	Sigma
Erreur brute	3945	-227.03	171.51	-0.1141	15.913
Erreur réduite	3945	-9.864	11.852	-0.005	1.081
Rho(Z*,Z)	0.986				
Rho(Z*,ERR)	0.025				
Rho(Z*,ERED)	0.023				
Nb NON robustes	139	au seuil de :	2.5		
Nb NON estimées	0				

Résultats statistiques de la validation croisée pour la zone sédimentaire en HE



Grille finale interpolée de l'altitude de la nappe avec les données de la zone sédimentaire en hautes eaux

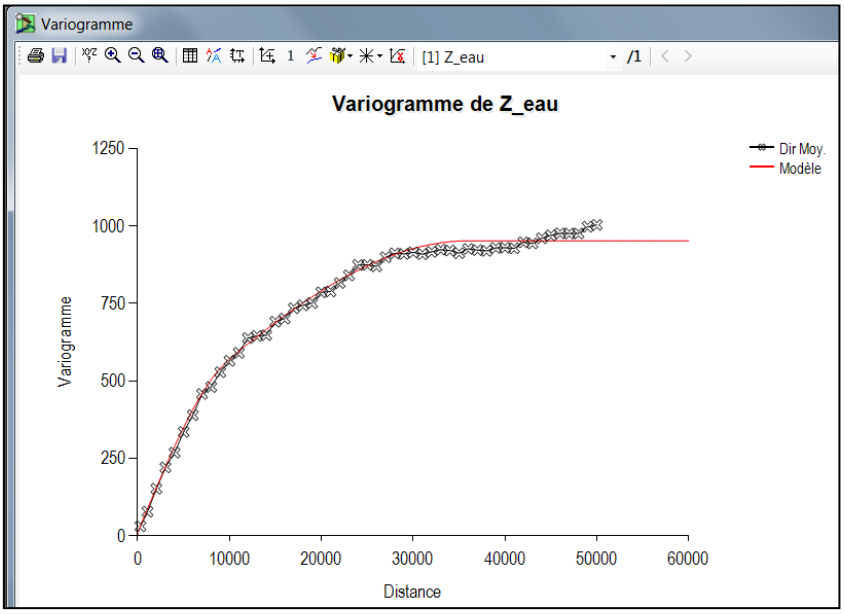
Après l'ensemble des itérations, l'interpolation s'est faite avec seulement 80% des données présentes en BE et 47% en HE. Les itérations ont permis de récupérer 7% des points totaux en BE et un peu plus de 13% en HE. Les BE bénéficient d'un jeu de 40061 points issus des courbes isopièzes contre 4271 pour les HE, bien moins fournies.

Statistiques bouclage interpolation Sédimentaire BE		
Nombre de points total	62936	
Nombre de points avec SPLI associé	1518	
Itérations	**Nombre de points utilisés**	**Nombre de points récupérés**
1er interpolation (grille)	9324	
2e itération (+isopz)	49339	40015
3e itération	50033	694
4e itération	50256	223
5e itération	50354	98
6e itération	50418	64
7e itération	50441	23
8e itération	50450	9
9e itération	50454	4
10e itération	50455	1
Interpolation finale	50455	
Taux de points utilisé (%) et somme	80.16874285	41131

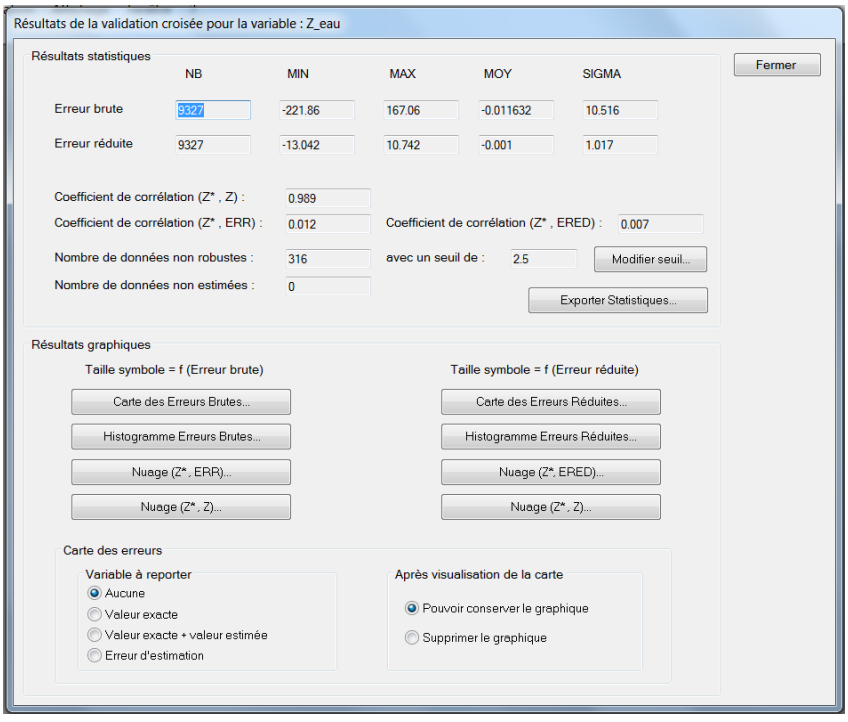
Statistiques bouclage interpolation Sédimentaire HE		
Nombre de points en sélection	29513	
Nombre de points avec SPLI associé	1109	
Itérations	**Nombre de points utilisés**	**Nombre de points récupérés**
1er interpolation (grille)	3924	
2e itération (+isopz)	12114	8190
3e itération	13067	953
4e itération	13454	387
5e itération	13667	213
6e itération	13789	122
7e itération	13855	66
8e itération	13915	60
9e itération	13940	25
10e itération	13962	22
11e itération	13975	13
12e itération	13977	2
Interpolation finale	13977	
Taux de points utilisé (%) et somme	47.35879104	10053

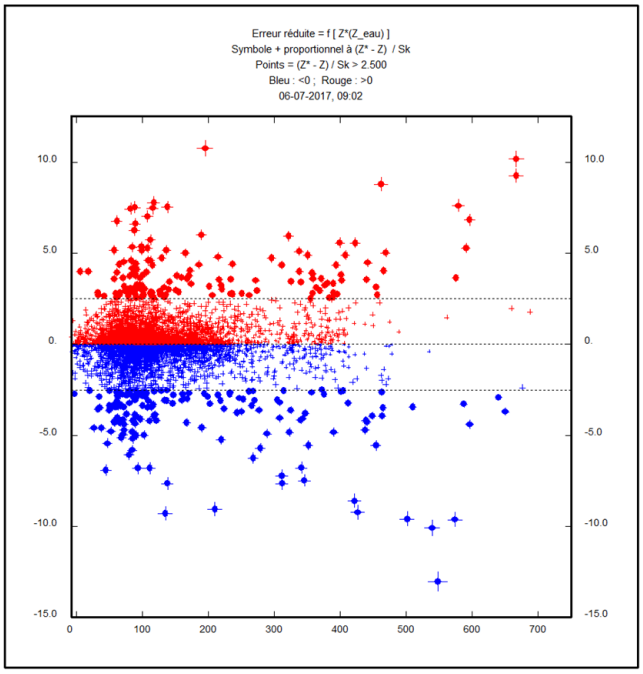
Trois approches testées avec l'échantillonnage des points des isopièzes :

Variogramme



Validation croisée

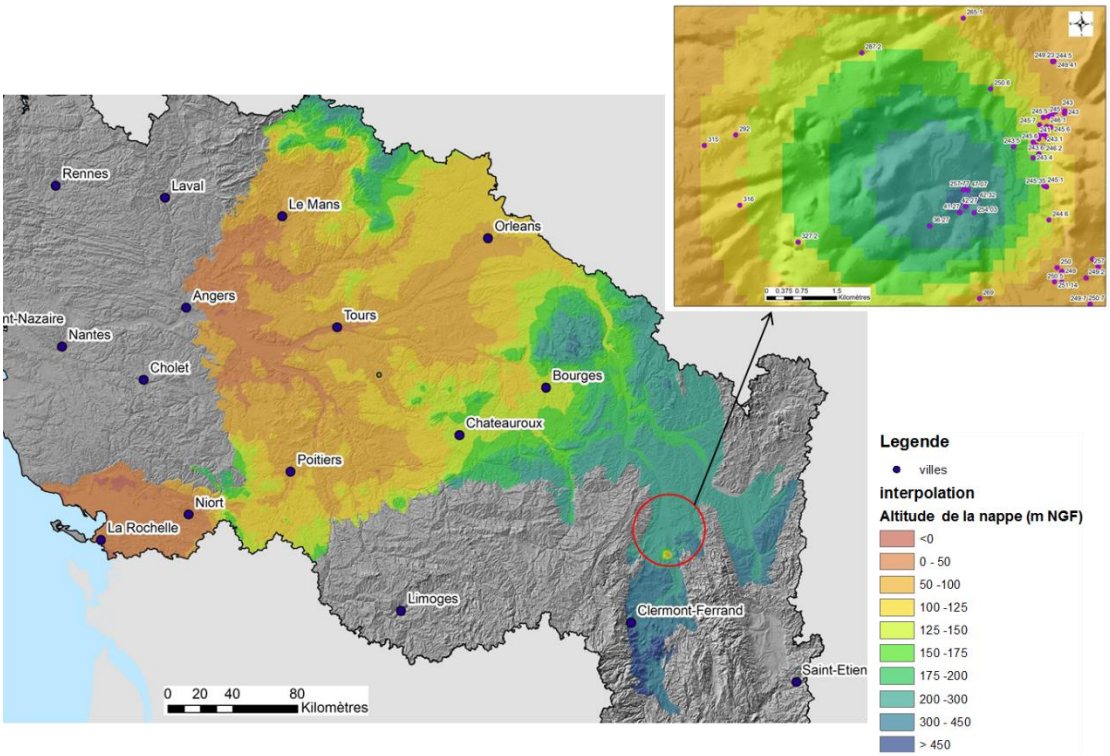




ERR	SK	ERED	Not Robust	ERR +
-23.6557	9.88483	-2.39313		
2.1498	15.20070	0.14143		2.1498
0.5454	5.41085	0.10081		0.5454
-0.2655	5.22444	-0.05081		
3.1656	7.81729	0.40495		3.1656
-0.7438	3.45444	-0.21532		
-0.4753	5.60120	-0.08485		
19.3109	7.61130	2.53713	2.53713	19.3109
-48.9226	8.79418	-5.56307	-5.56307	
18.7336	7.66159	2.44513		18.7336
-5.5211	7.68698	-0.71824		
-8.9592	6.31348	-1.41906		
-1.4749	4.77903	-0.30862		
2.1478	4.45960	0.48162		2.1478
1.8279	4.71037	0.38805		1.8279
-6.2976	8.28700	-0.75993		
17.1131	9.53245	1.79525		17.1131
-5.8183	15.89750	-0.36599		
2.4687	9.08914	0.27161		2.4687
-0.1594	6.87812	-0.02317		
-13.3755	7.66760	-1.74442		
1.4880	7.85414	0.18946		1.4880
-1.1672	6.07205	-0.19223		
1.9810	9.07679	0.21825		1.9810
-1.0809	7.50940	-0.14394		
-4.1873	9.12305	-0.45898		
6.9196	15.93790	0.43416		6.9196
-14.4860	19.36370	-0.74810		
2.1517	9.87993	0.21779		2.1517
-1.9641	7.46060	-0.26326		
1.1735	15.91520	0.07373		1.1735
3.0587	9.73027	0.31435		3.0587
-1.2622	12.93010	-0.09762		
1.6345	8.44363	0.19358		1.6345
-62.6086	20.73570	-3.01936	-3.01936	
8.2380	8.40043	0.98067		8.2380
0.9690	4.05726	0.23883		0.9690
1.0591	4.34385	0.24382		1.0591
-16.5361	12.40100	-1.33345		
-17.0316	7.97003	-2.13696		
63.9342	12.03020	5.31448	5.31448	63.9342

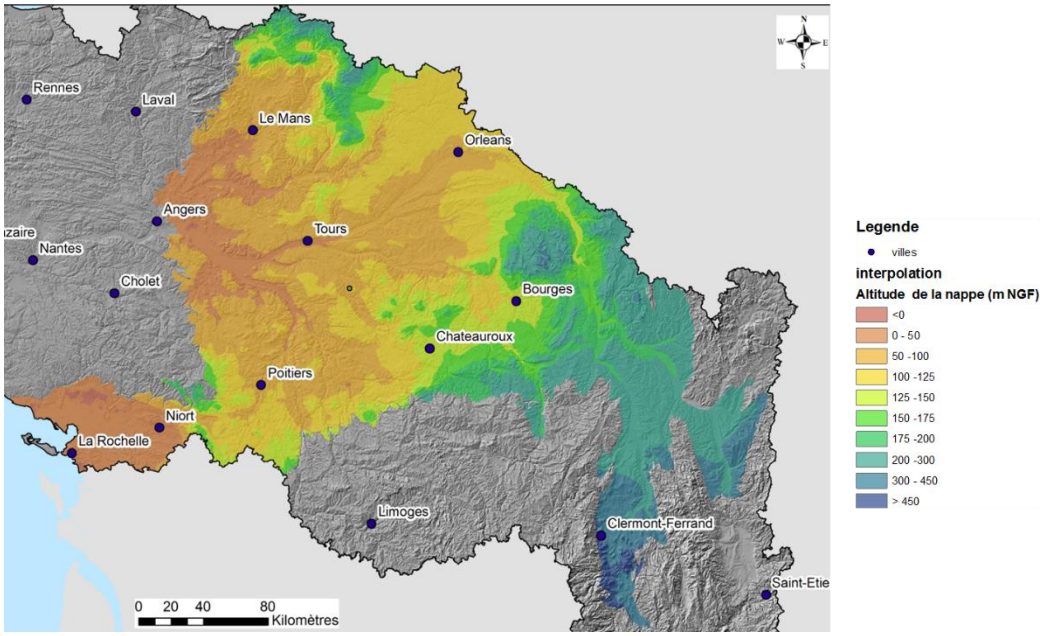
Statistiques bouclage interpolation Sédimentaire (all_izp) BE		
Nombre de points total	66824	
Nombre de points avec IPS associé	1516	
Itérations	**Pts utilisés**	**Nombre de pts récupérés**
1er interpolation (grille)	9327	
2e itération	44651	4590 (Ispz non comptés)
3e itération	45306	655
4e itération	45531	225
5e itération	45609	78
6e itération	45639	30
7e itération	45655	16
8e itération	45664	9
9e itération	45667	3
10e itération	45668	1
11e itération	45669	1
12e itération	45671	2
Interpolation finale	45671	
Taux de points utilisé (%)	68.34520532	
Statistiques bouclage interpolation Sédimentaire (echant_izp) BE		
Nombre de points total	26763	
Nombre de points avec IPS associé	1516	
Itérations	**Pts utilisés**	**Nombre de pts récupérés**
1er interpolation (grille)	9327	
2e itération	13791	4464
3e itération	14530	739
4e itération	14800	270
5e itération	14887	87
6e itération	14923	36
7e itération	14935	12
8e itération	14939	4
9e itération	14940	1
10e itération	14941	1
11e itération	14942	1
12e itération	14944	2
13e itération	14949	5
14e itération	14957	8
Interpolation finale	14957	
Taux de points utilisé (%)	55.88685872	

1 – Echantillonnage points « isopièzes » + variogramme + itérations + interpolation finale (Basses eaux)



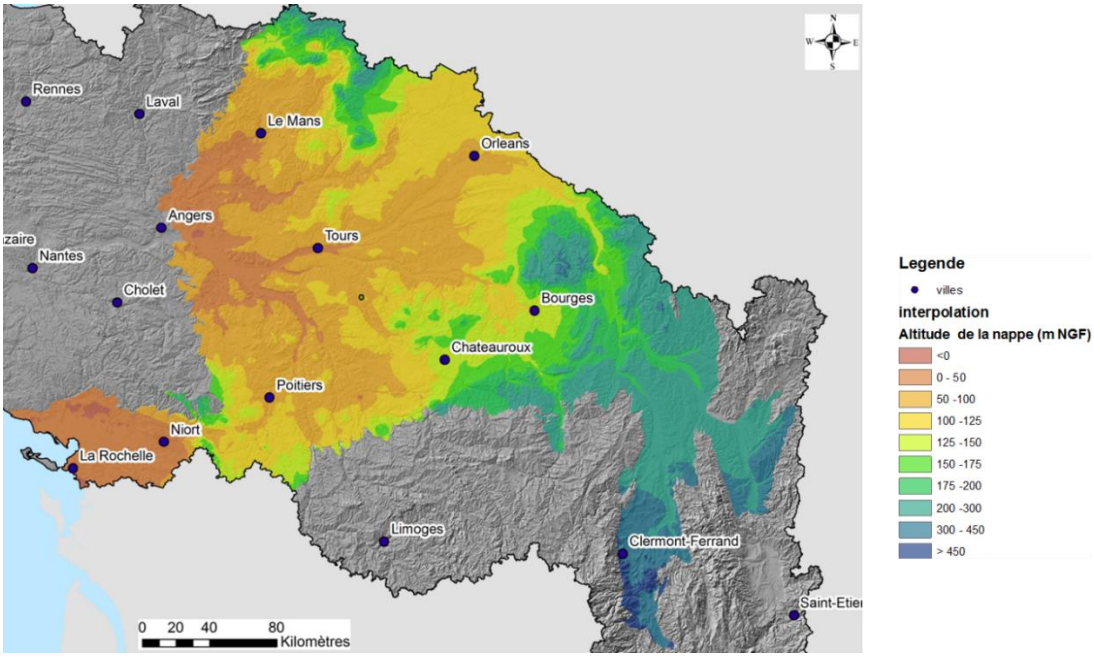
Altitude de la nappe en basses eaux (test 1)

2 – Echantillonnage points « isopièzes » + variogramme + itérations+ intégration de tous les points « isopièzes » + interpolation finale (basses eaux)



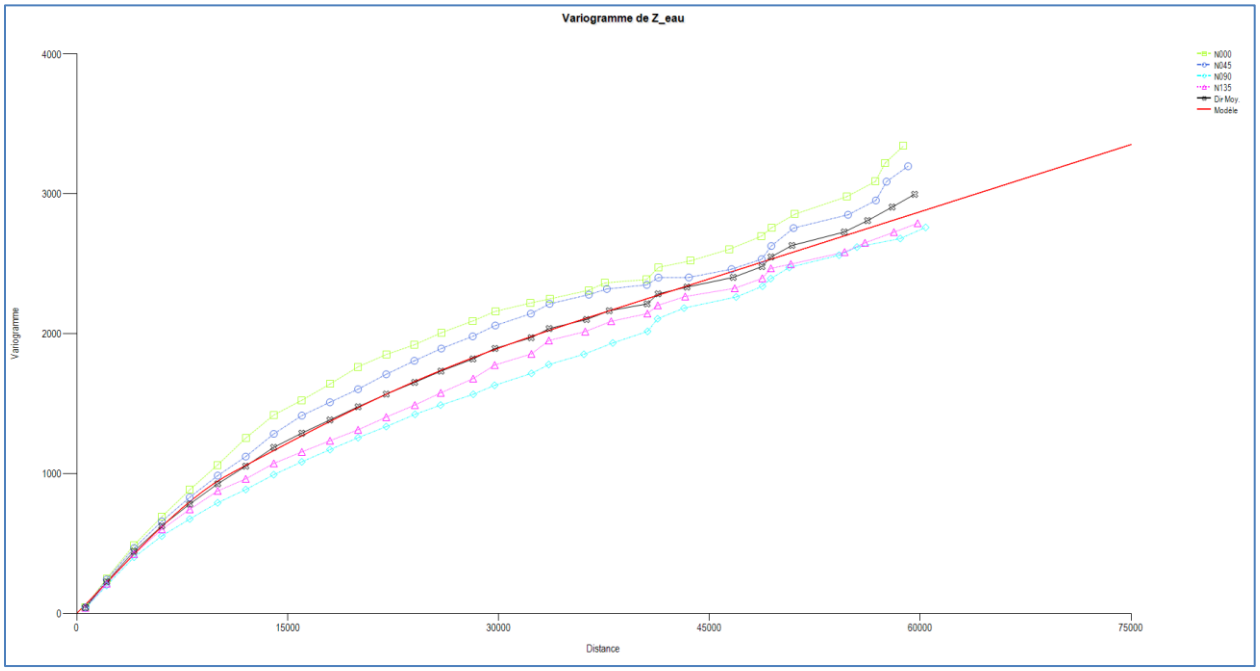
Altitude de la nappe en basses eaux (test 2)

3 - Echantillonnage « isopièzes » + variogramme +intégration de tous les points « isopièzes » itérations + interpolation finale (basses eaux)

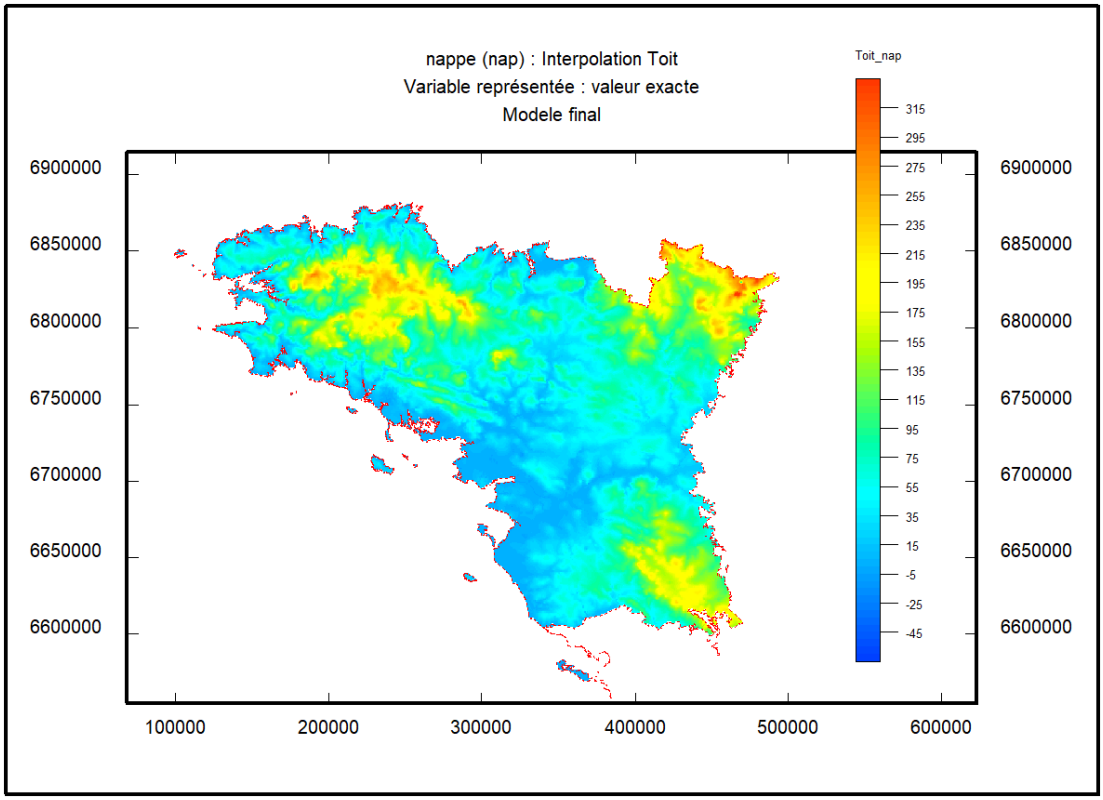


Altitude de la nappe en basses eaux (test 3)

<u>Zone socle ouest – basses eaux</u>

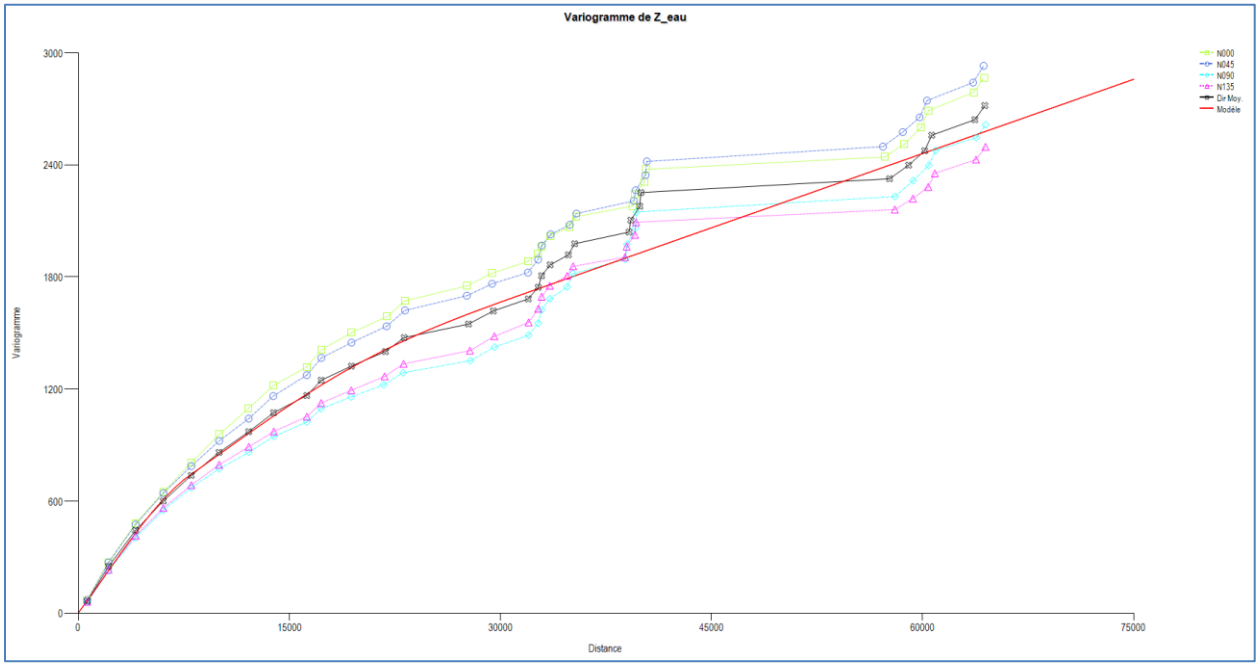


Variogramme du krigeage ordinaire basses eaux socle ouest

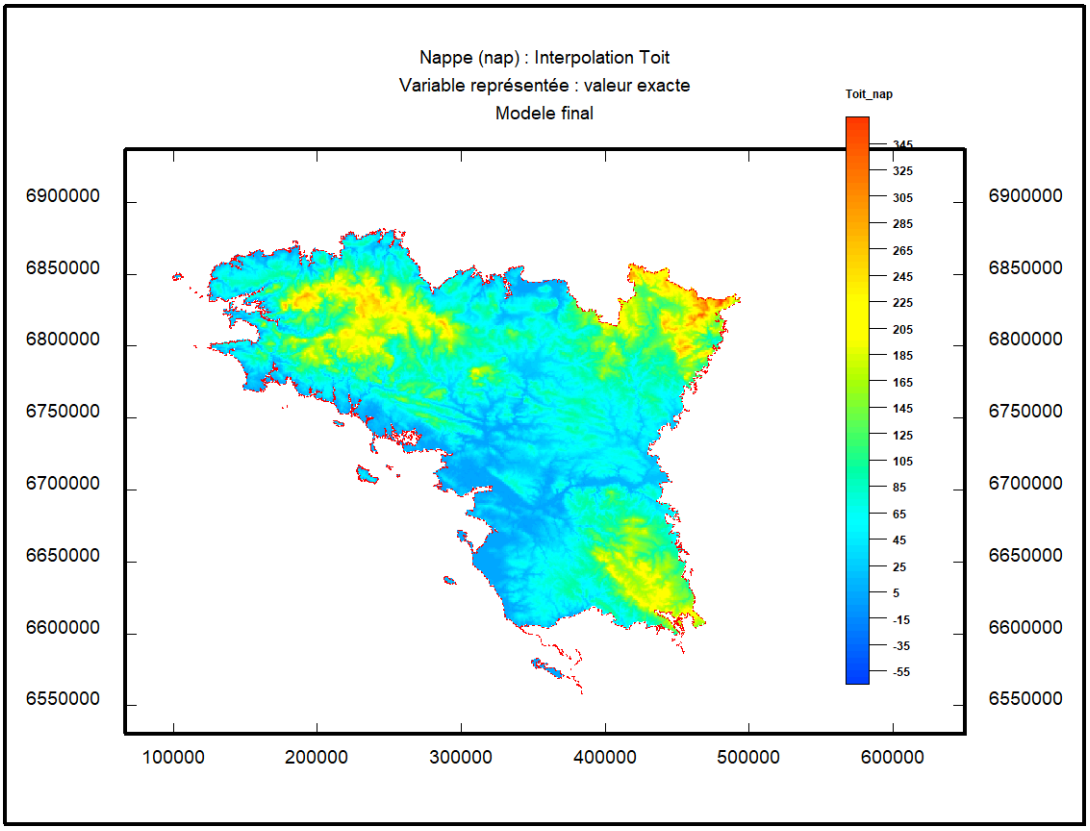


Interpolation des altitudes de la nappe en basses eaux socle ouest

Zone socle ouest – hautes eaux

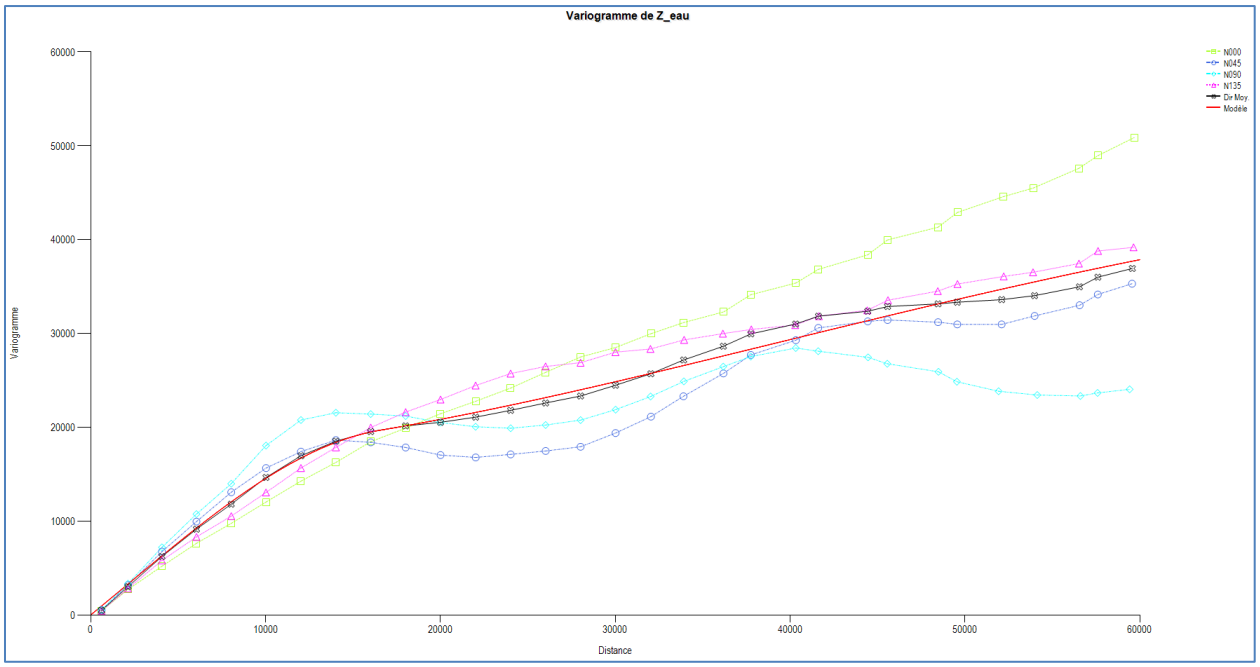


Variogramme du krigeage ordinaire hautes eaux socle ouest

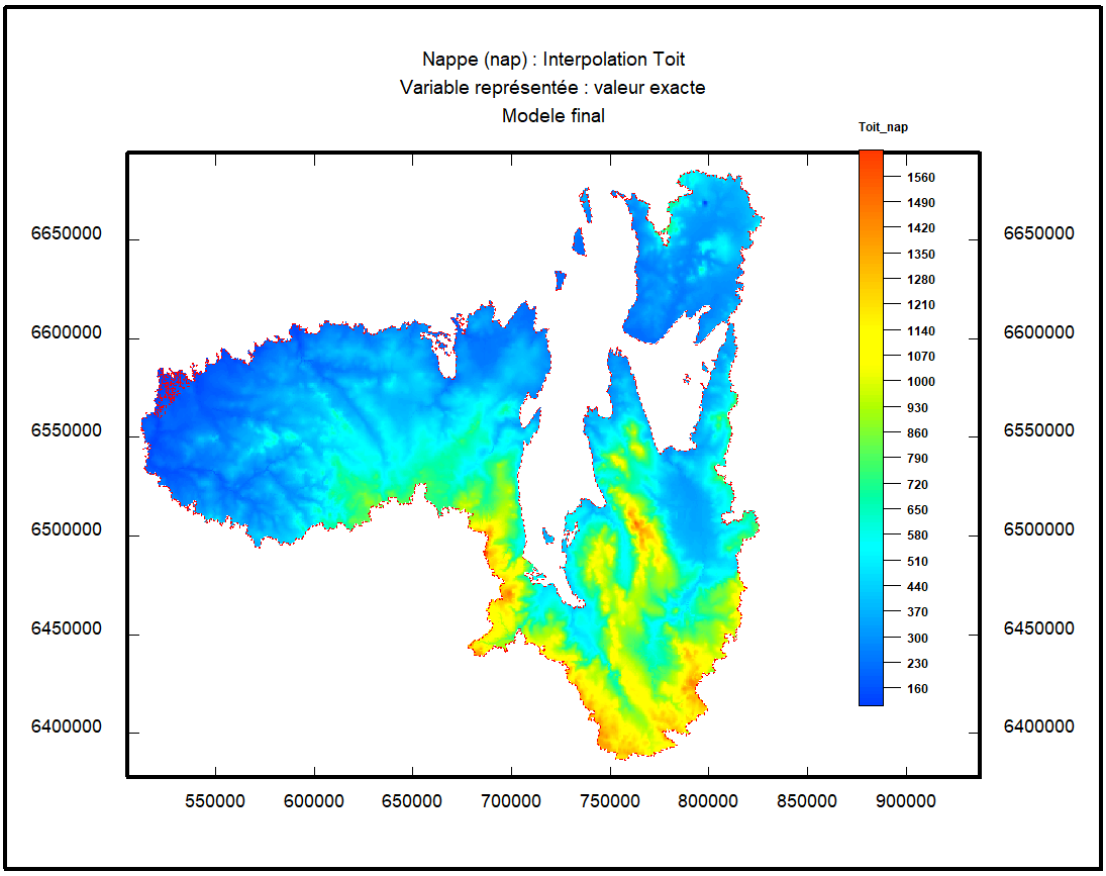


Interpolation des altitudes de la nappe en hautes eaux socle ouest

Zone socle est – basses eaux

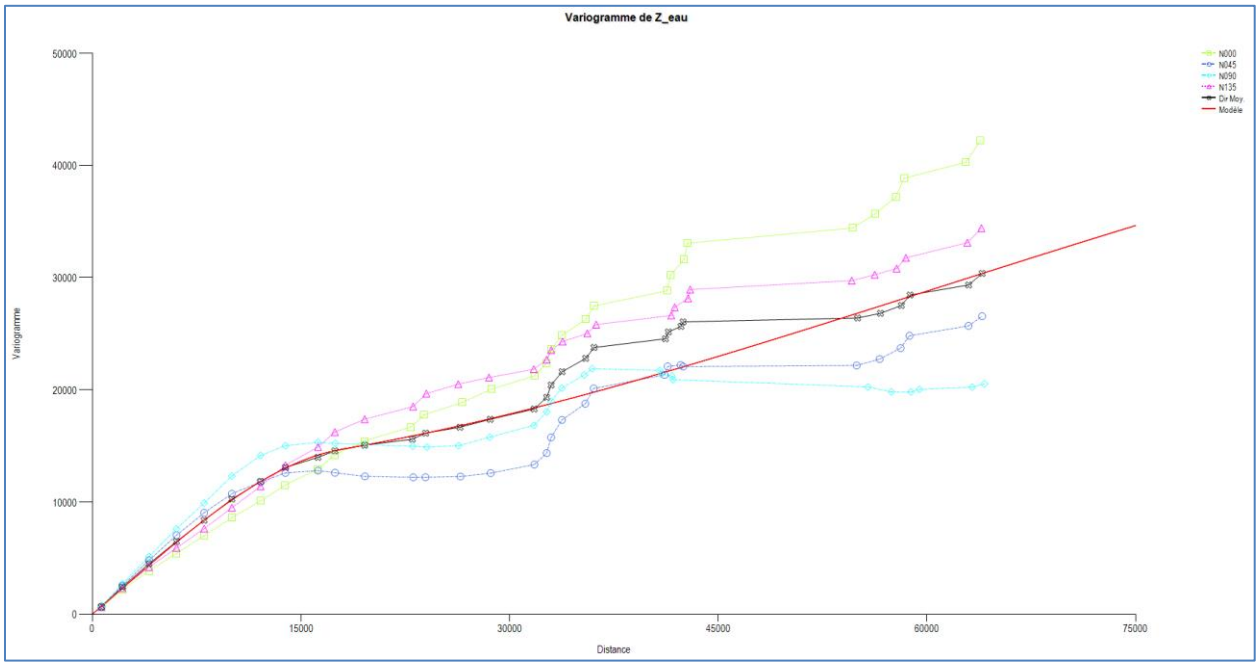


Variogramme du krigeage ordinaire basses eaux socle est

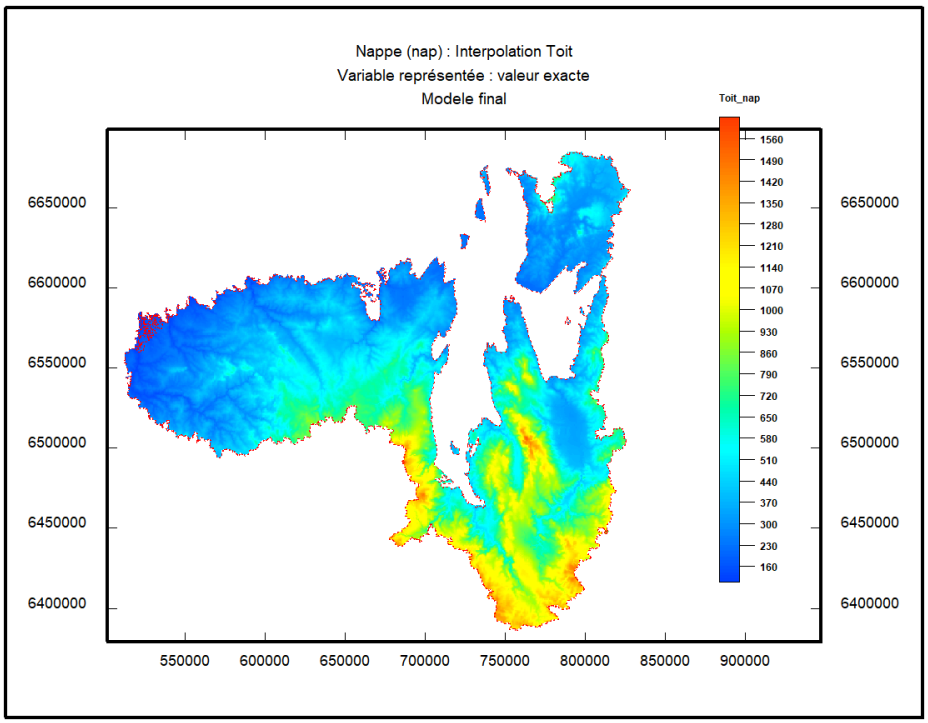


Interpolation des altitudes de la nappe en basses eaux socle est

Zone socle est – hautes eaux



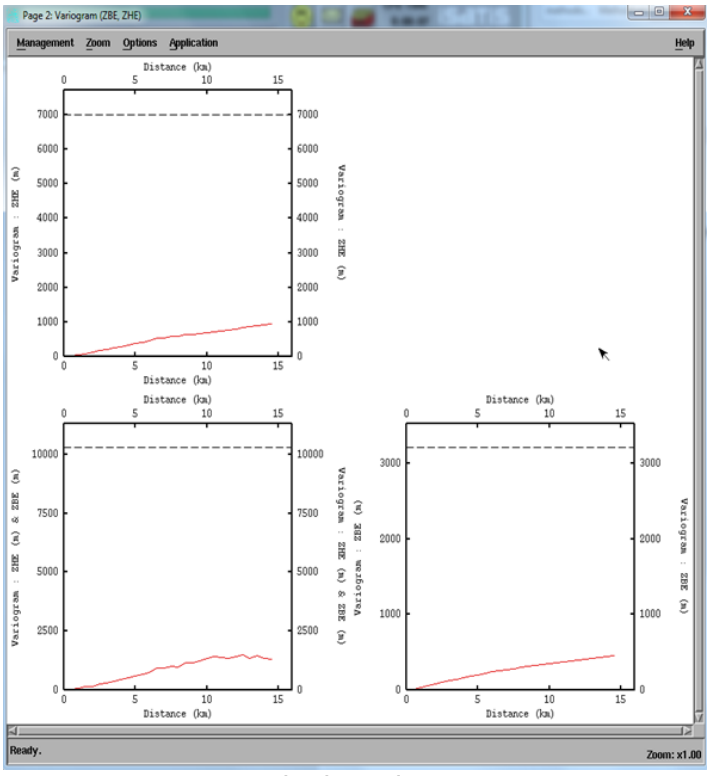
Variogramme du krigeage ordinaire hautes eaux socle est



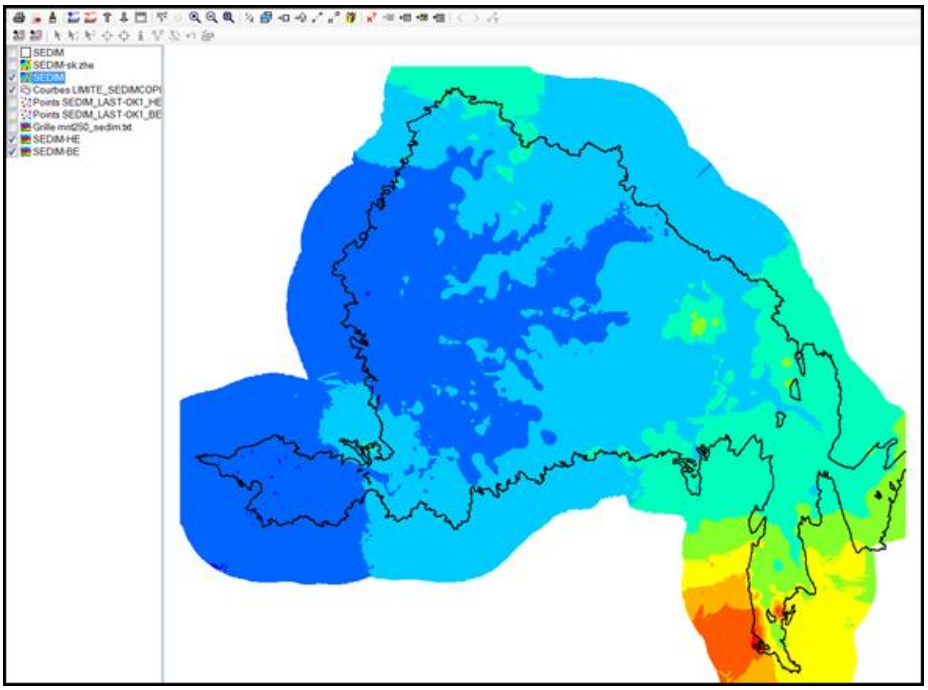
Interpolation des altitudes de la nappe en hautes eaux socle est

3– Co-KRIGEAGE

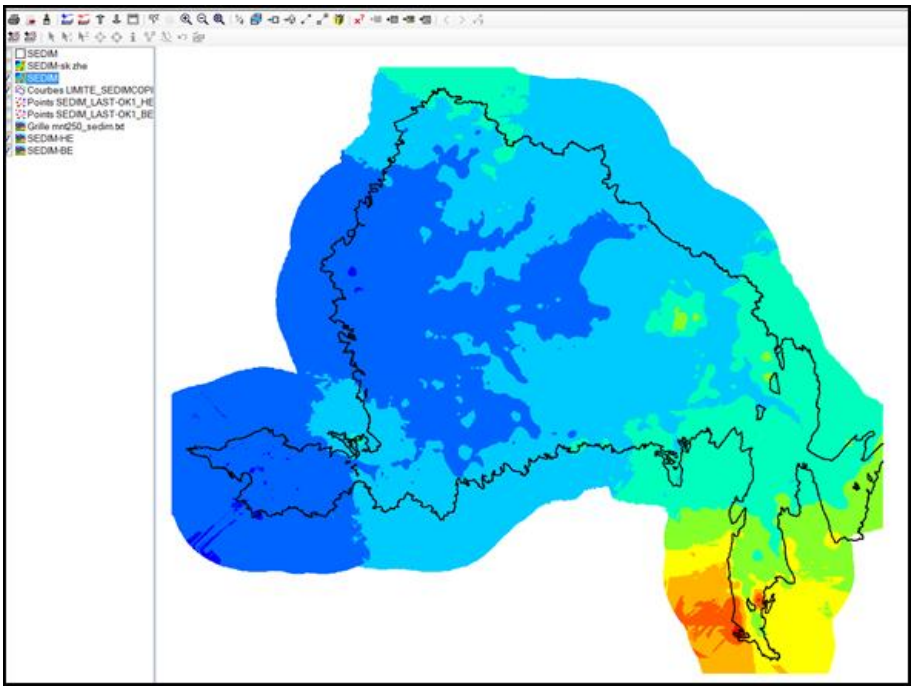
Zone sédimentaire – 1er co-Krigeage



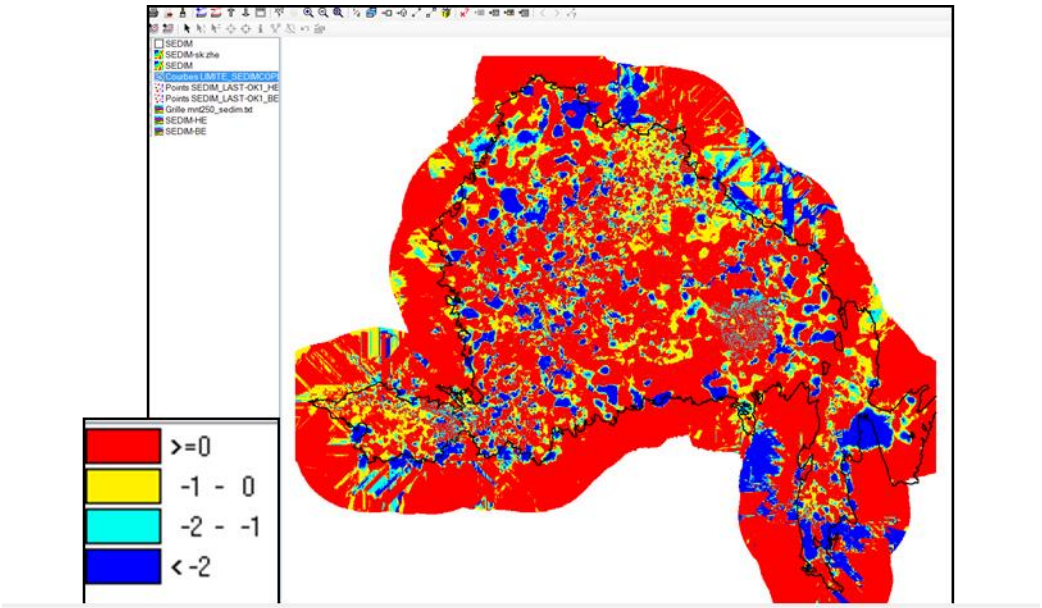
Exemple de variogramme



Résultats interpolation des HE avec Ysatis



Résultats interpolation des BE avec Ysatis

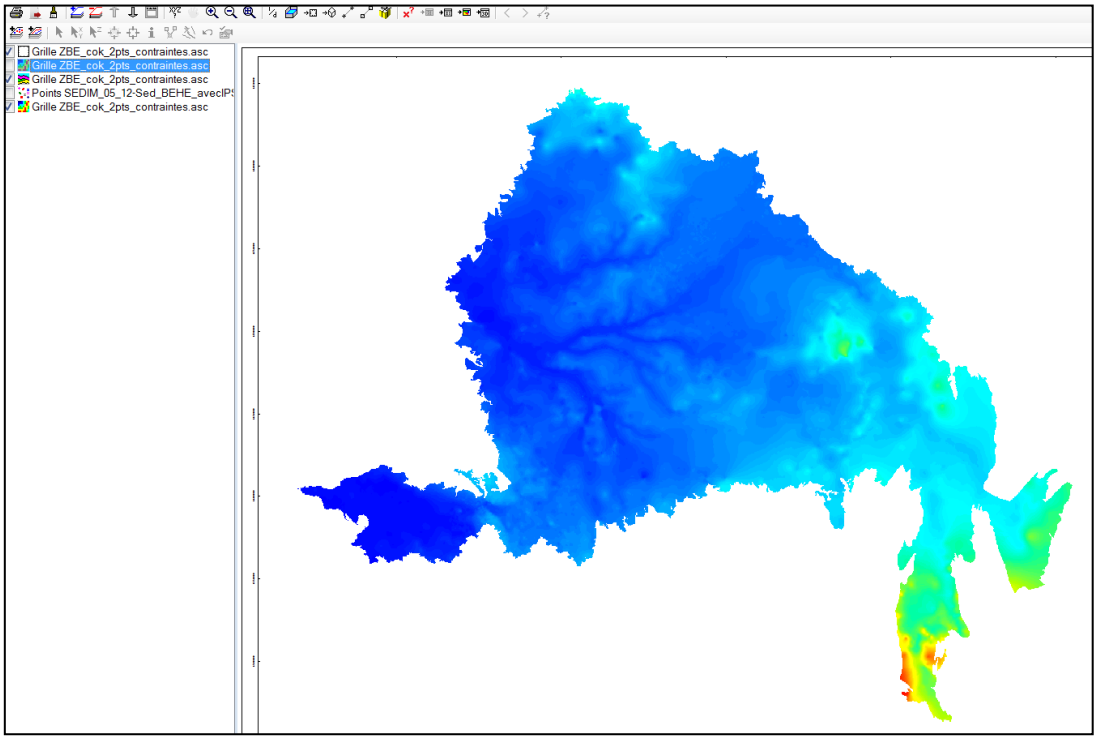


ZHE

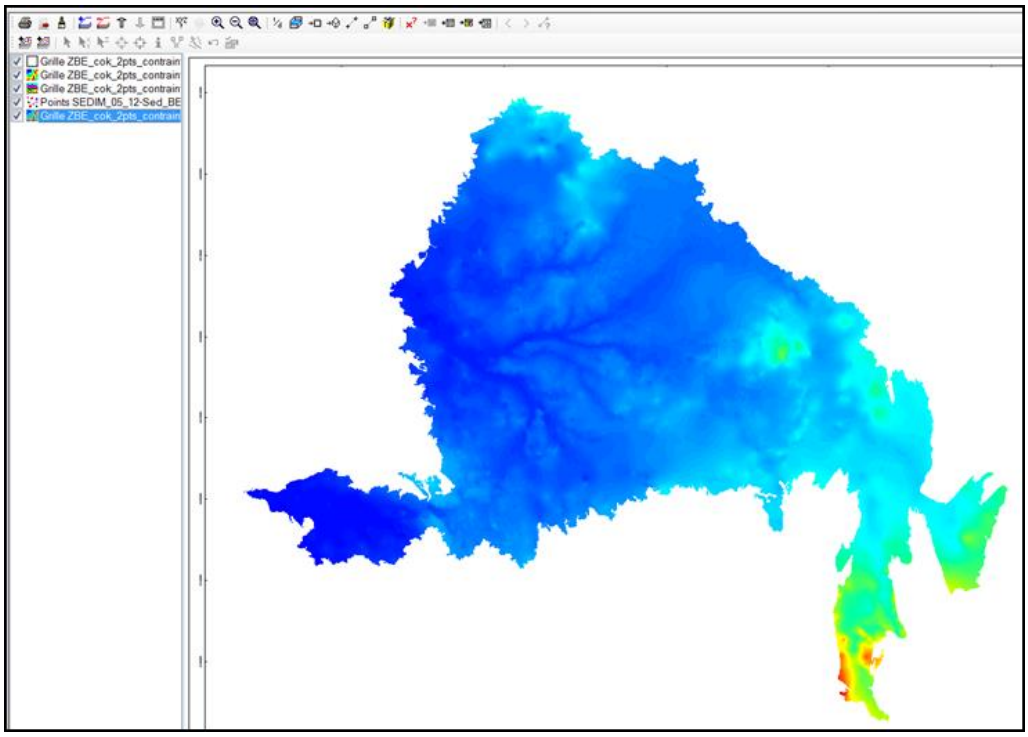
	Nom	Nom étendu	Descriptif	Usage	Unité	Effectif	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type
1	ZHE	ZHE	Altitude	ALTI	M	2010996	-12.36	768.90	163.93800	128.98600
2	ZHES	SK ZHE	ZHES	UNDF	UNDF	2010994	1.50	55.07	21.85700	14.46300
3	ZBE	ZBE	ZBE	UNDF	UNDF	2011012	-15.07	769.02	161.75700	126.98100
4	ZBES	SK ZBE	ZBES	UNDF	UNDF	2011012	0.00	38.97	15.93160	10.33570
5	DIFF	DIFF	DIFF	UNDF	UNDF	2010996	-45.18	70.22	2.18096	5.92739
6	DIF2	DIF2	DIF2	UNDF	UNDF	202253	-45.18	-2.00	-5.31238	4.53431

Différence entre hautes eaux et basses eaux

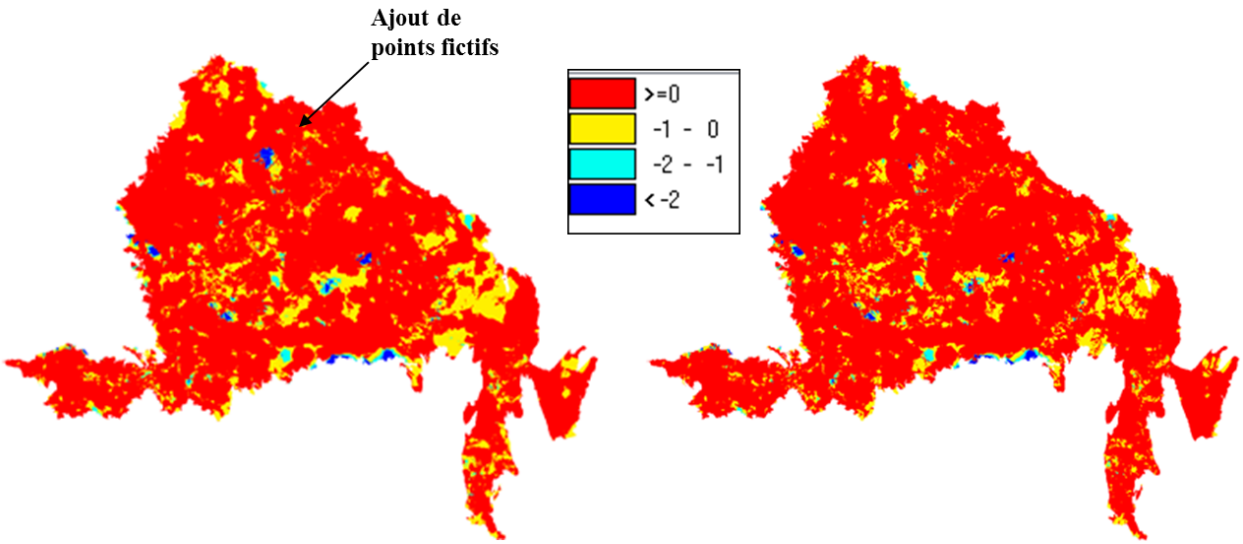
Zone sédimentaire – 2ième co-Krigeage



Résultats interpolation des BE avec Ysatis – deuxième calcul

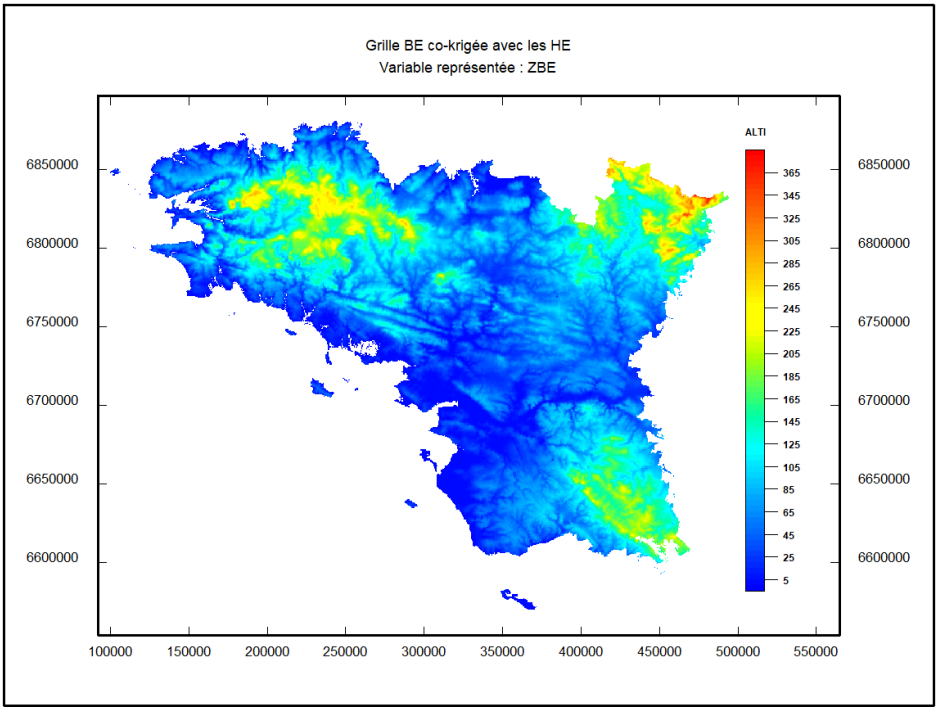


Résultats interpolation des HE avec Ysatis – deuxième calcul



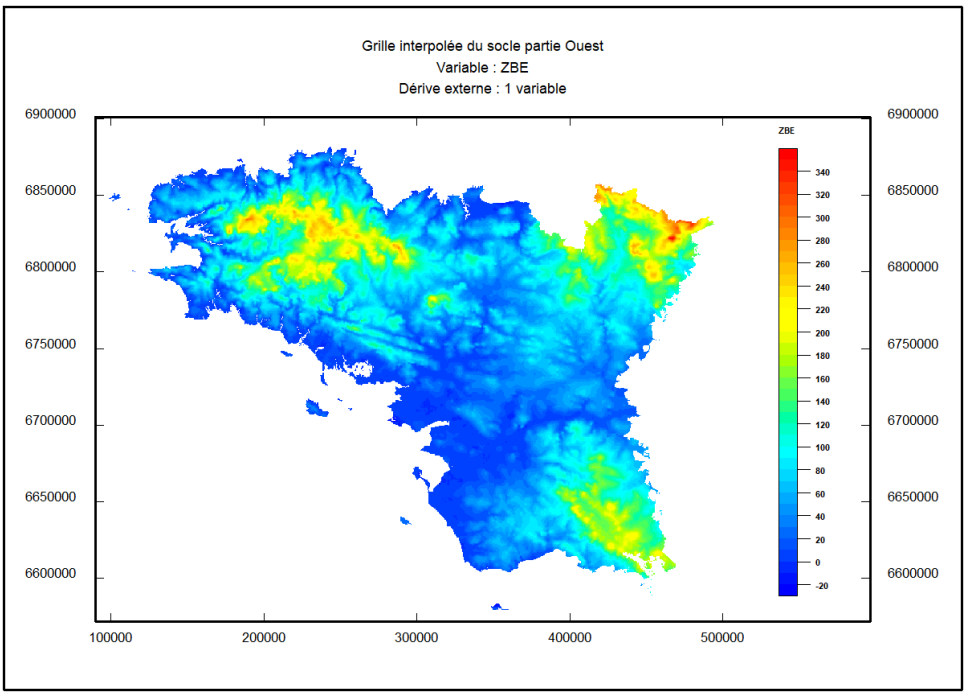
Différence entre hautes eaux et basses eaux après correction des données (gauche) et après ajout de deux points fictifs (droite)

Zone socle Ouest - Co-Krigeage

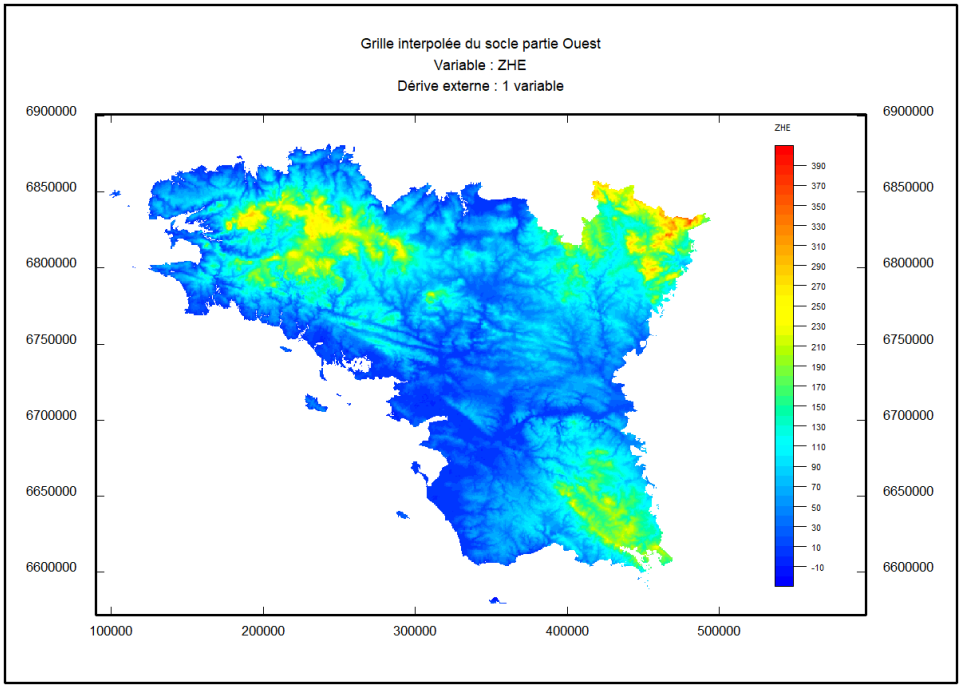


4 – Krigeage avec dérive externe – socle

Socle ouest – une dérive externe

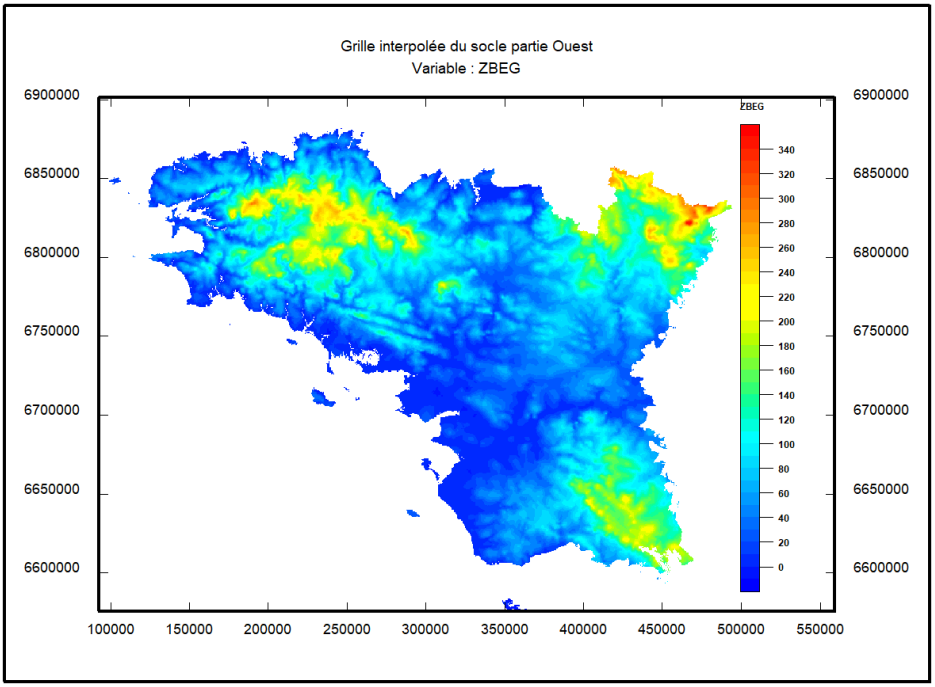


Interpolation des altitudes de la nappe en basses eaux socle ouest

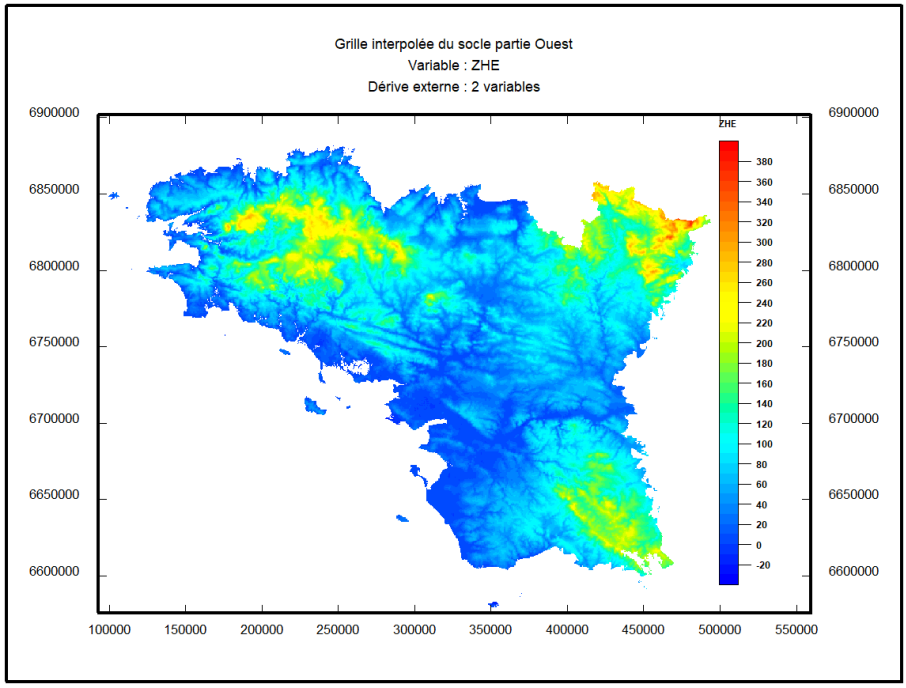


Interpolation des altitudes de la nappe en hautes eaux socle ouest

Socle ouest – deux dérives externes

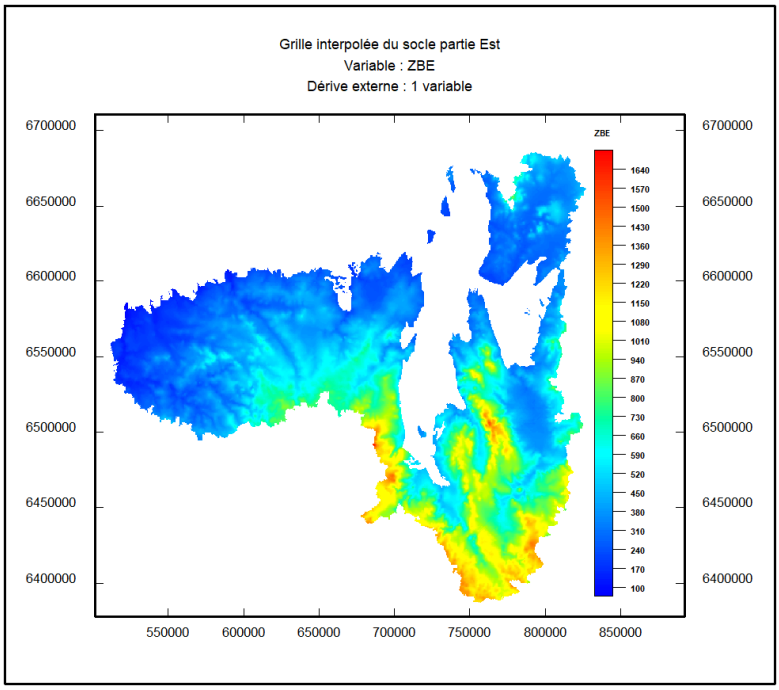


Interpolation des altitudes de la nappe en basses eaux socle ouest

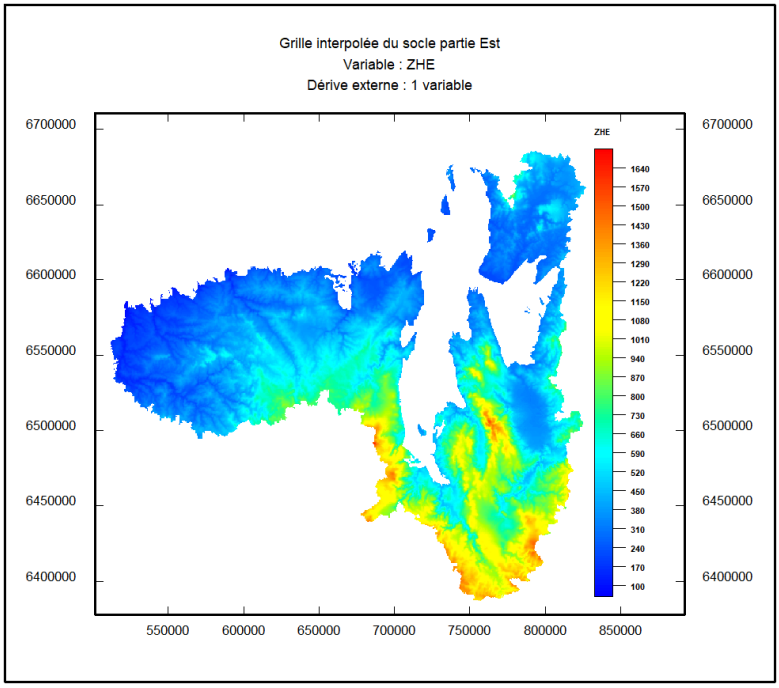


Interpolation des altitudes de la nappe en hautes eaux socle ouest

Socle est – une dérive externe

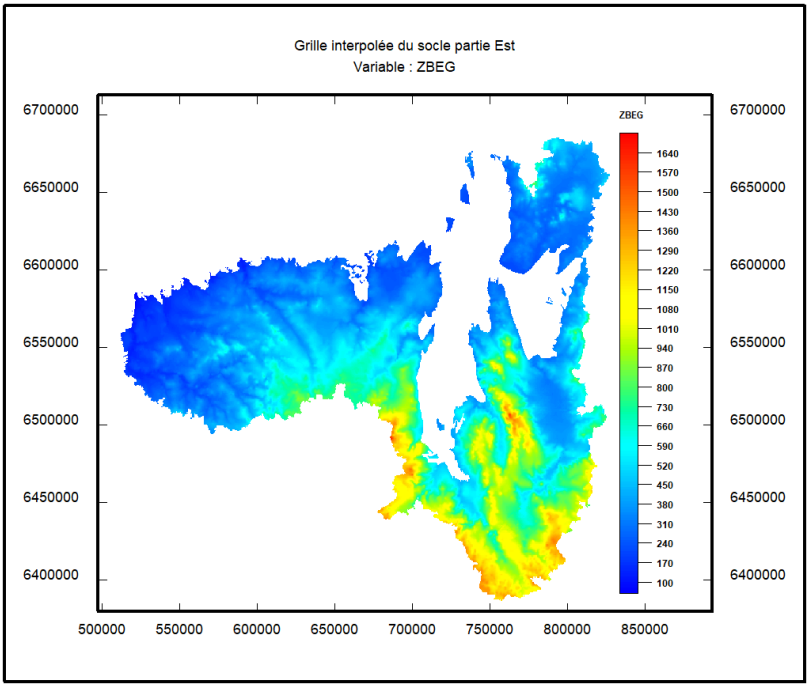


Interpolation des altitudes de la nappe en basses eaux socle est

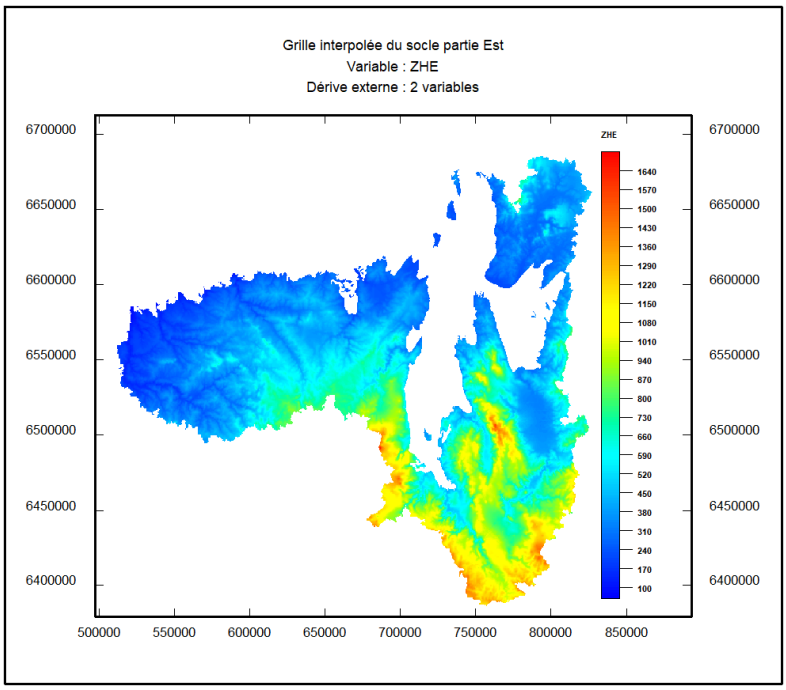


Interpolation des altitudes de la nappe en hautes eaux socle est

Socle est – deux dérives externes



Interpolation des altitudes de la nappe en basses eaux socle est



Interpolation des altitudes de la nappe en hautes eaux socle est

Annexe 4

Calcul d’une erreur d’estimation de ZBE ou ZHE normalisée sur la variabilité locale

Calcul d'une erreur d'estimation de ZBE ou ZHE normalisée
Sur la variabilité locale
Calcul d'un indice de confiance pour la partie sédimentaire – B. Bourgine

1/ Co-krigeage de ZHE et ZBE avec un variogramme « global »

- Variogramme calculé sur les points ayant à la fois ZBE et ZHE connus, en enlevant sources et têtes de bassin
- Les données retenues pour le calcul du variogramme « global » ont une variance σ^2_{global} donc un écart-type σ_{global}
- L'interpolation utilise le variogramme global. En sortie pour chaque nœud de grille on obtient un écart-type de krigeage $\sigma_{Cok(x,y)}$

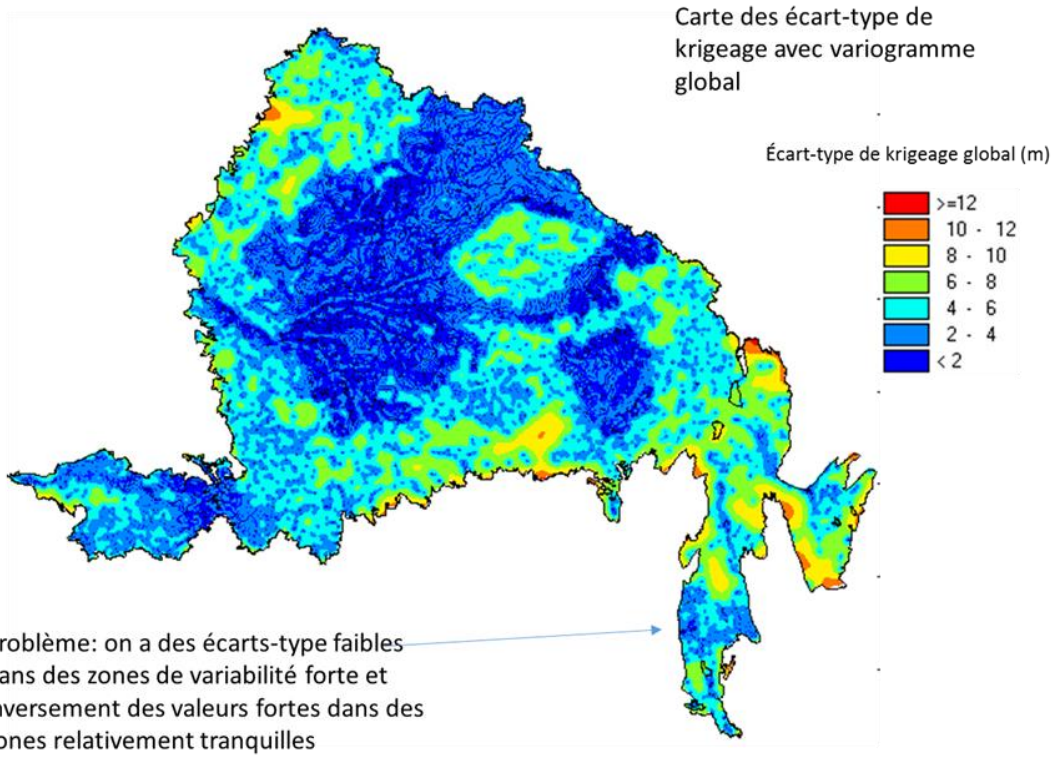
2/ Calcul d'une grille de variance locale sur grille grossière (20km)
3/ interpolation de la variance locale au droit de la grille de restitution (250m)

- En sortie pour chaque nœud de grille on obtient un écart-type local $\sigma_{loc(x,y)}$

4/ Normalisation de l'écart-type de co-krigeage en fonction du rapport entre variance globale et variance locale (ou en fonction des écarts-type):

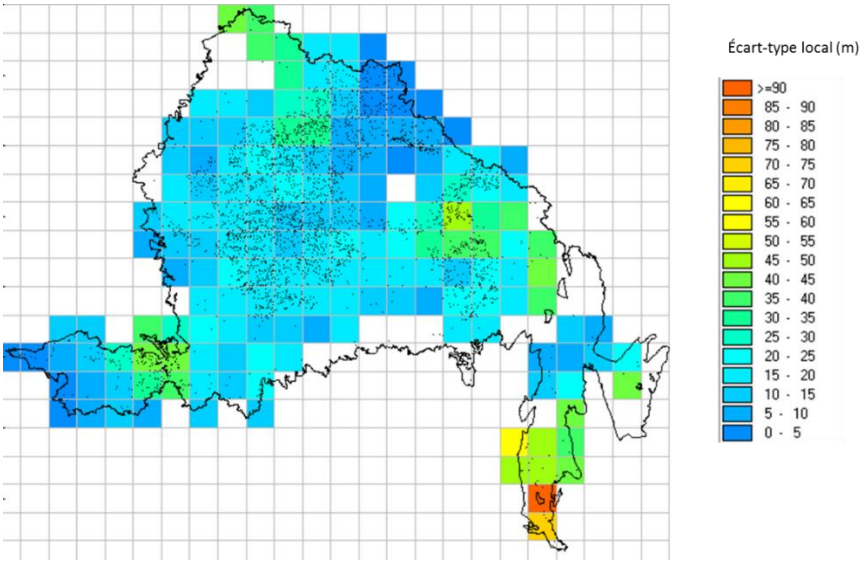
- Calcul de l'écart-type normalisé: $\sigma_{norm(x,y)} = \sigma_{Cok(x,y)} \frac{\sigma_{loc(x,y)}}{\sigma_{global}}$
- À partir de cet écart-type normalisé on peut définir un **indice de confiance**

1/ Co-krigeage de ZHE et ZBE avec un variogramme « global

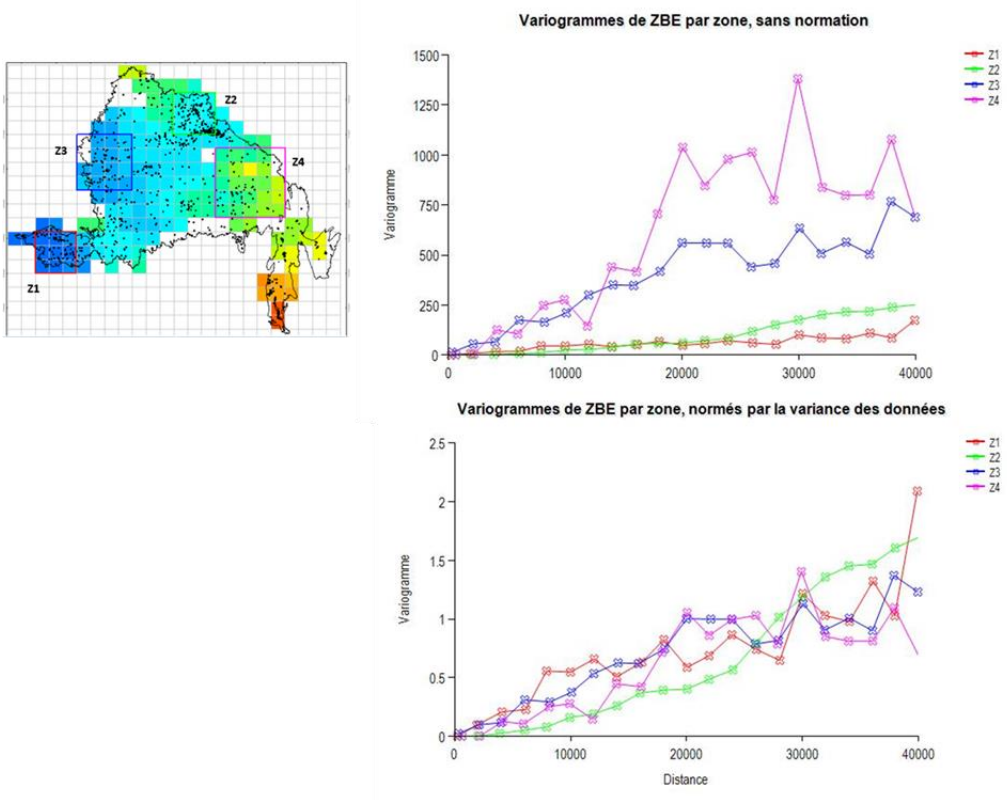


2/ Calcul grille de variance locale sur mailles de 20*20km

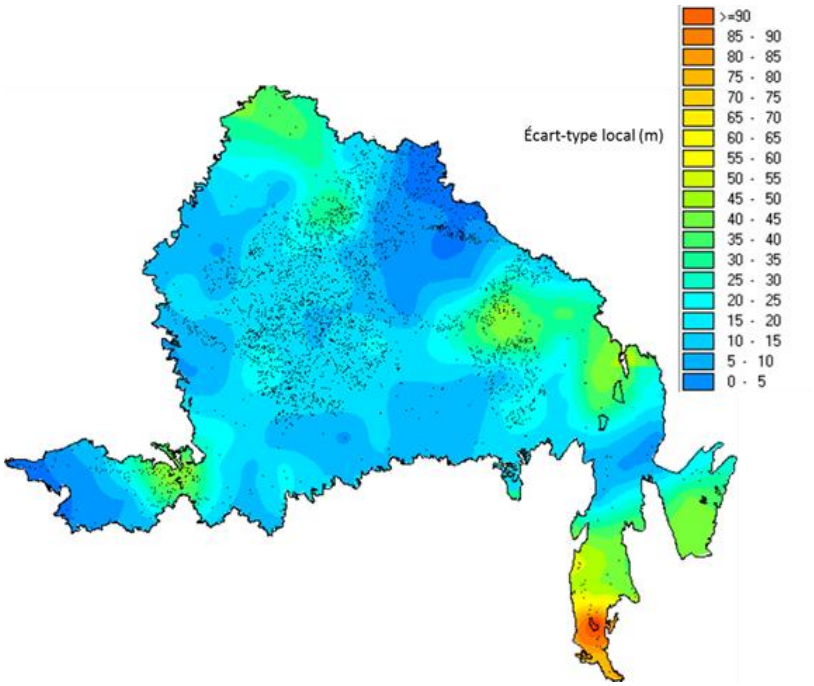
Au centre de chaque maille de 20km*20km, on calcule l'écart-type des points tombant dans la maille plus la bordure de 5km pour lisser le calcul. L'Ecart-type est calculé si au moins 30 points sont présents dans ce périmètre.



Ensuite on compare des variogrammes bruts et normés sur différentes zones choisies dans des gammes de « variabilité » différentes (la zone sud est exclue du calcul). Les données prises en compte sont les points avec ZBE et ZHE connus simultanément (piézomètres) et les sources et têtes de bassin sont exclues. On voit clairement que les variogrammes normés par la variance des données sont très proches contrairement aux variogrammes « bruts ».



3/ Interpolation de la variance locale sur grille finale (250m)

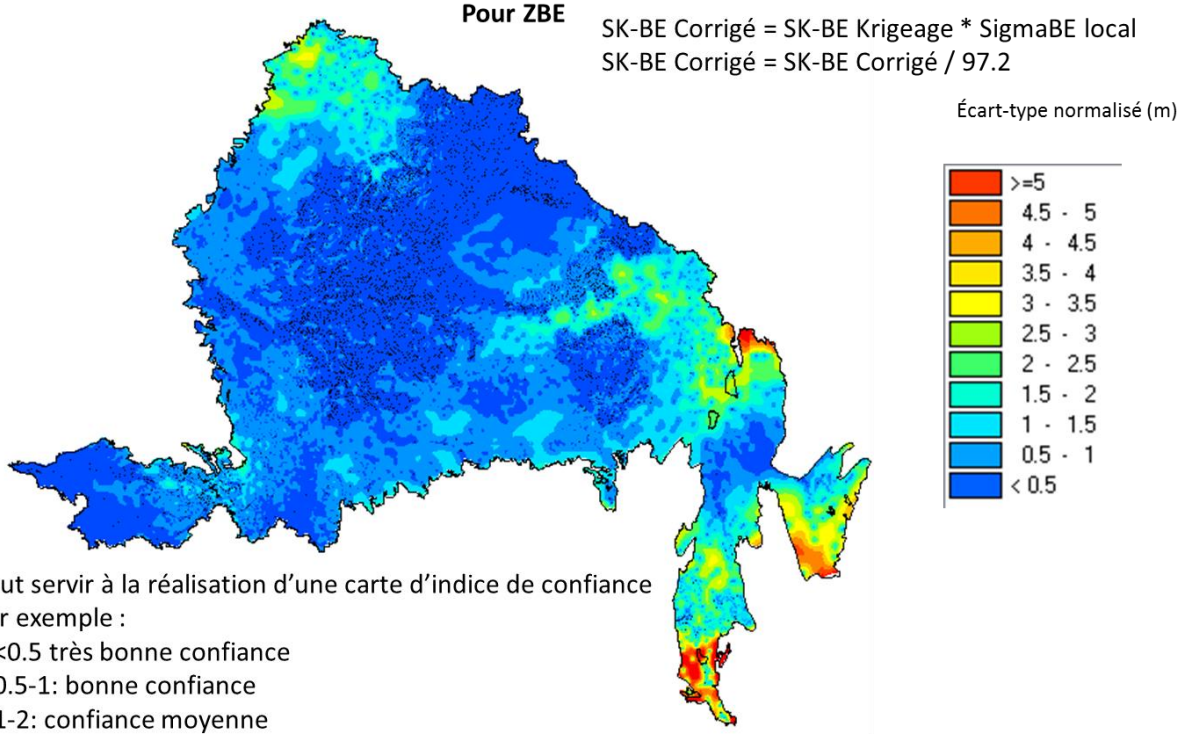


Les grilles sont quasi identiques pour ZHE et ZBE (ZBE montré ci-dessus).

4/ Normalisation de l'écart-type de krigeage en fonction de la variabilité locale sur grille finale (250m)

Pour ZBE

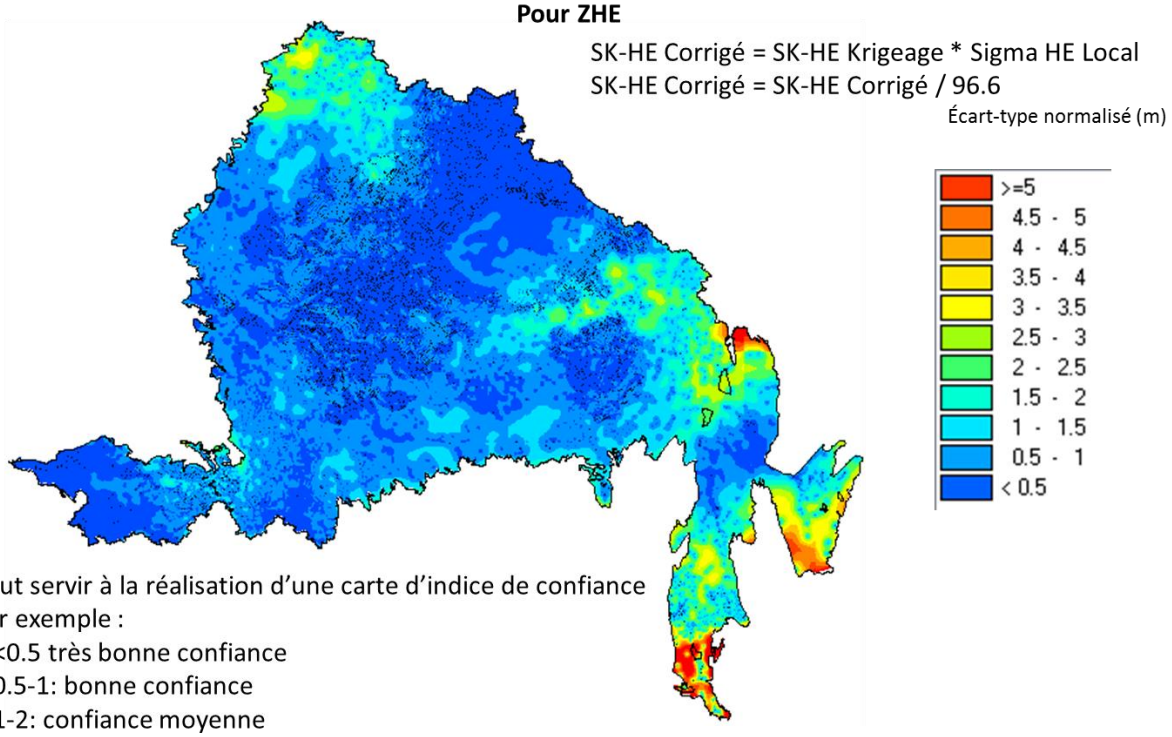
SK-BE Corrigé = SK-BE Krigeage * SigmaBE local
SK-BE Corrigé = SK-BE Corrigé / 97.2



→ Peut servir à la réalisation d'une carte d'indice de confiance
→ Par exemple :
<0.5 très bonne confiance
0.5-1: bonne confiance
1-2: confiance moyenne
2-5: confiance médiocre
>5 mauvaise confiance

Pour ZHE

SK-HE Corrigé = SK-HE Krigeage * Sigma HE Local
SK-HE Corrigé = SK-HE Corrigé / 96.6

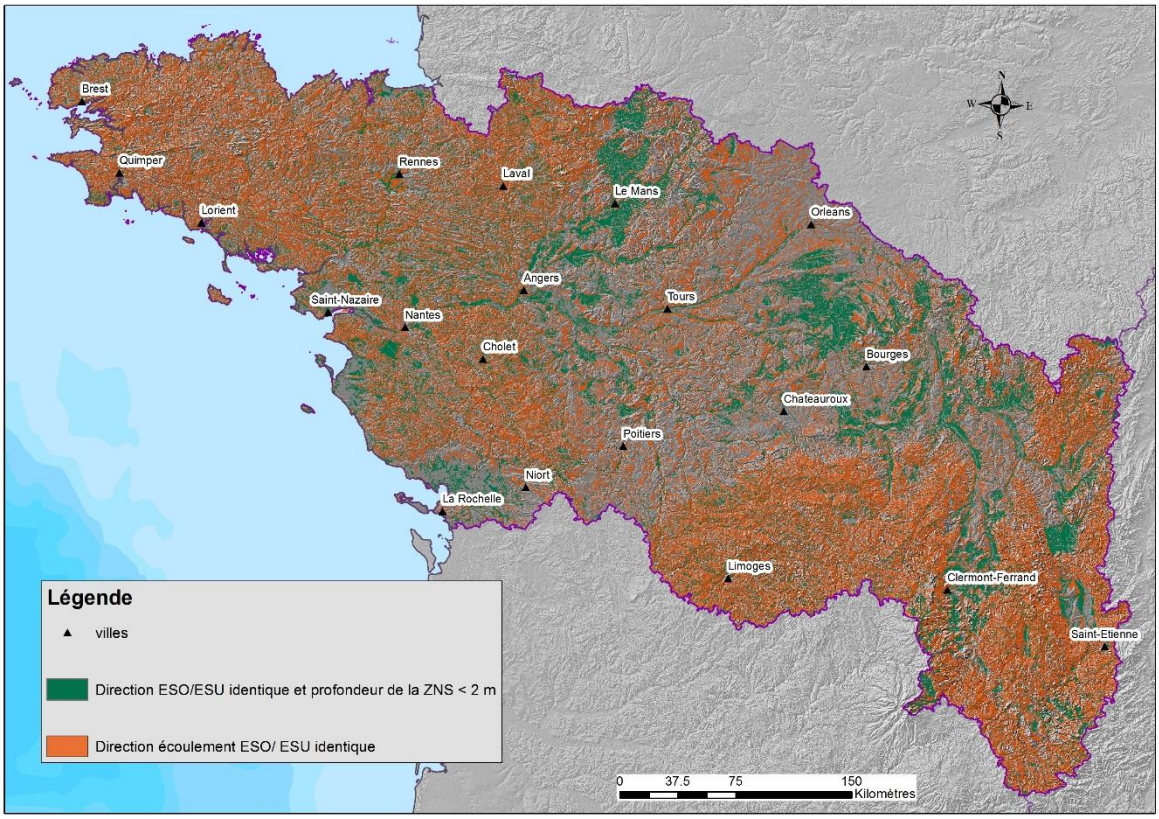


→ Peut servir à la réalisation d'une carte d'indice de confiance
→ Par exemple :
<0.5 très bonne confiance
0.5-1: bonne confiance
1-2: confiance moyenne
2-5: confiance médiocre
>5 mauvaise confiance

Annexe 5

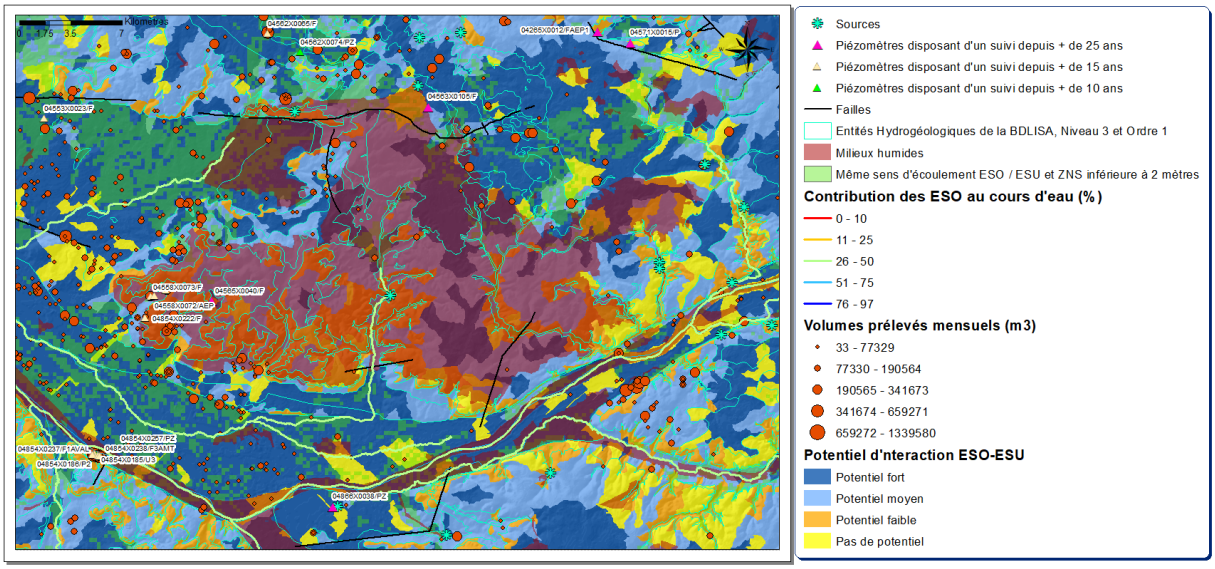
Lien potentiel entre les ESO et les ESU, au droit des hydrosystèmes de surface connus

Carte des directions d'écoulements ESO/ESU identiques et de la profondeur de la ZNS inférieure à 2 m



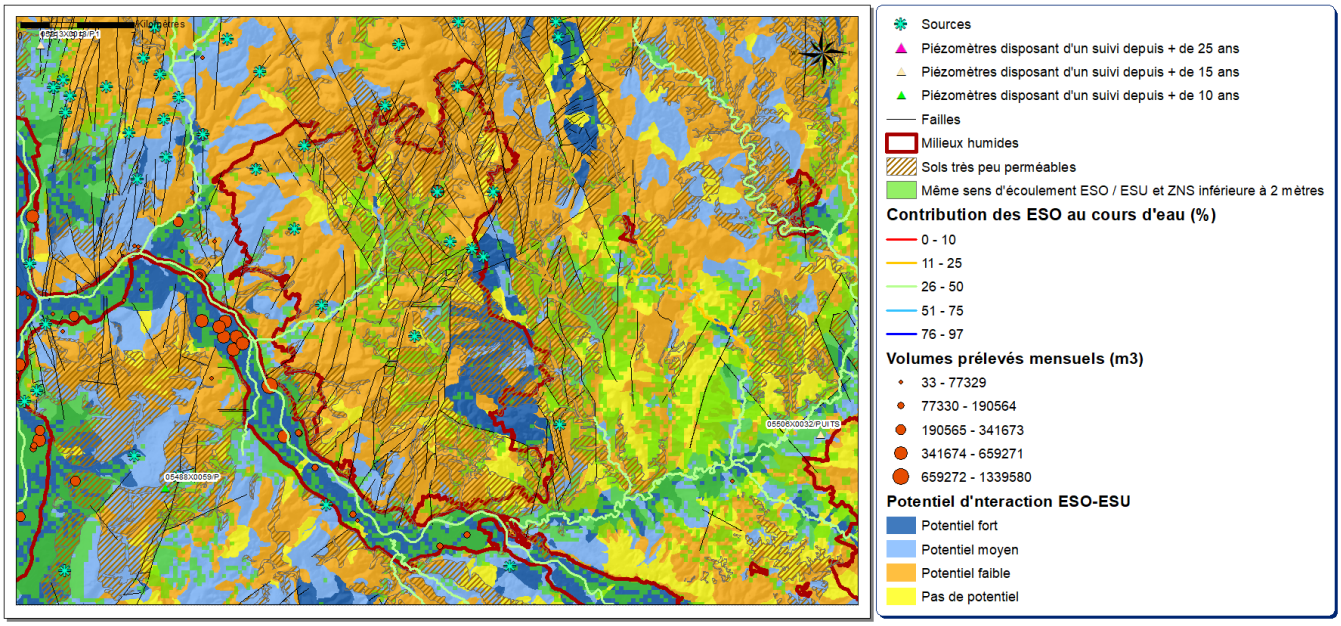
Exemples pour la validation de la carte du lien potentiel ESO/ESU

Forêts d'Anjou et de Touraine (Domaine sédimentaire)



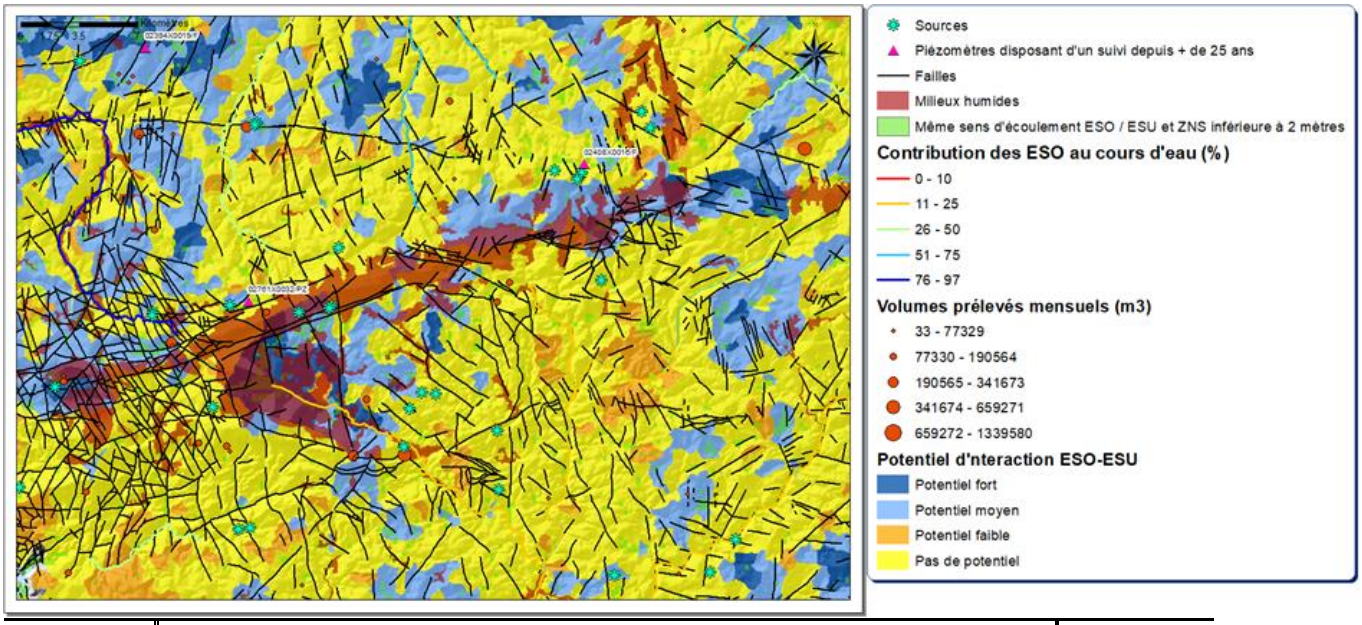
Résumé des observations	Milieux Humides	Interactions potentielles ESO – ESU	Piézomètres	Prélèvements	Contribution ESO au réseau hydrographique	Réseau de failles	Influence théorique des prélèvements actuels sur le milieu humide
Forêts Anjou et Touraine	Etendue mais avec une couverture humide faible	Moyennes, localement fortes	Plusieurs piézomètres à l'Ouest de la zone	Quantité non négligeable et concentrés sur l'Ouest de la zone	Moyenne	Non déterminant	Assez forte malgré un potentiel faible explicable par une ZNS épaisse.
	Même sens d'écoulement ESO – ESU						
	Localisé à une petite partie au Nord-Ouest						

Bocage, forêts et milieux humides des Amognes (domaine sédimentaire)



Résumé des observations	Interactions potentielles ESO – ESU	Piézomètres	Prélèvements	Contribution ESO au réseau hydrographique	Couverture par des sols très peu perméables	Réseau de failles	Influence théorique des prélèvements actuels sur le milieu humide
Milieux humides des Amognes	Faibles	Aucun piézomètres sur zone	Très peu au niveau de la zone humide	Moyenne haute	Importante	Important	Infime : Le réseau de failles doit drainer en profondeur. Ce qui doit augmenter l'épaisseur de la ZNS, et diminuer le potentiel lien entre les ESO et les ESU.
	Même sens d'écoulements ESO – ESU	**Sources**					
	Localisé à la source du cours d'eau	Nombreuses					

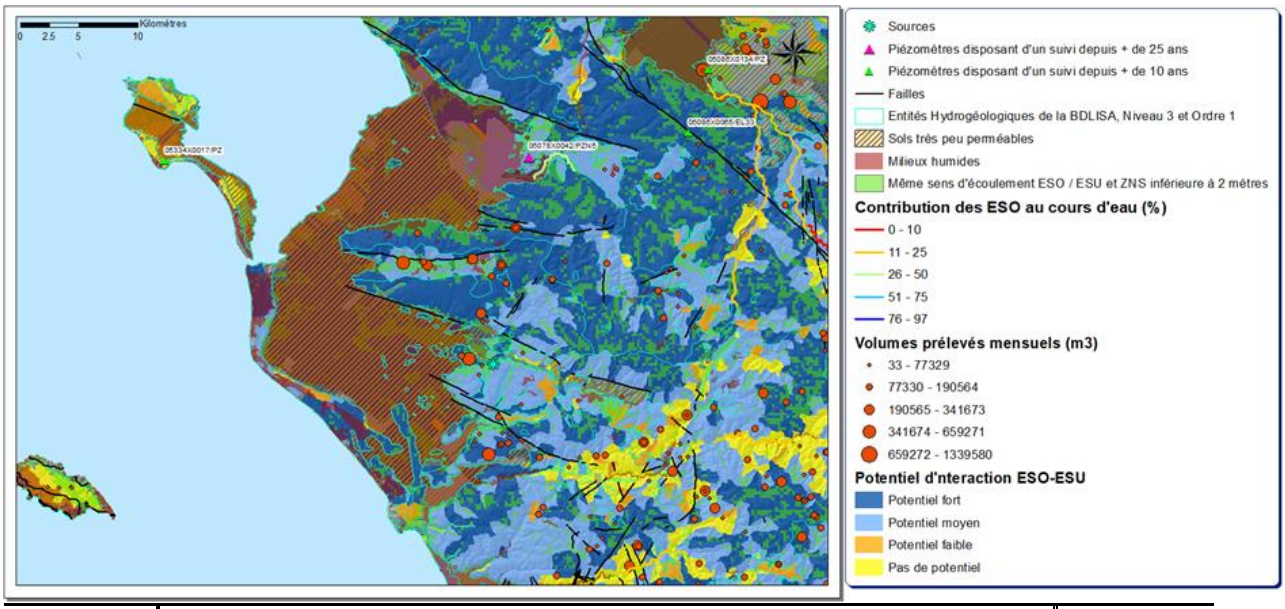
Monts d'Arrée (domaine socle ouest)



Résumé des observations	Interactions potentielles ESO – ESU	Piézomètres	Prélèvements	Contribution ESO au réseau hydrographique	Couverture par des sols très peu perméables	Réseau de failles	Influence théorique des prélèvements actuels sur le milieu humide
Monts d'Arrée	Moyennes	2 piézomètres disponibles	Très peu au niveau de la zone humide	Quasi inexistante	inexistante	Important	Infime : Le réseau de failles doit drainer en profondeur.
	Même sens d'écoulements ESO – ESU	**Sources**					

	Localisé à la source du cours d'eau	Quantité non négligeable	Ce qui doit augmenter l'épaisseur de la ZNS, et diminuer le potentiel lien entre les ESO et les ESU.

Marais breton, baie de Bourganeuf (socle ouest)



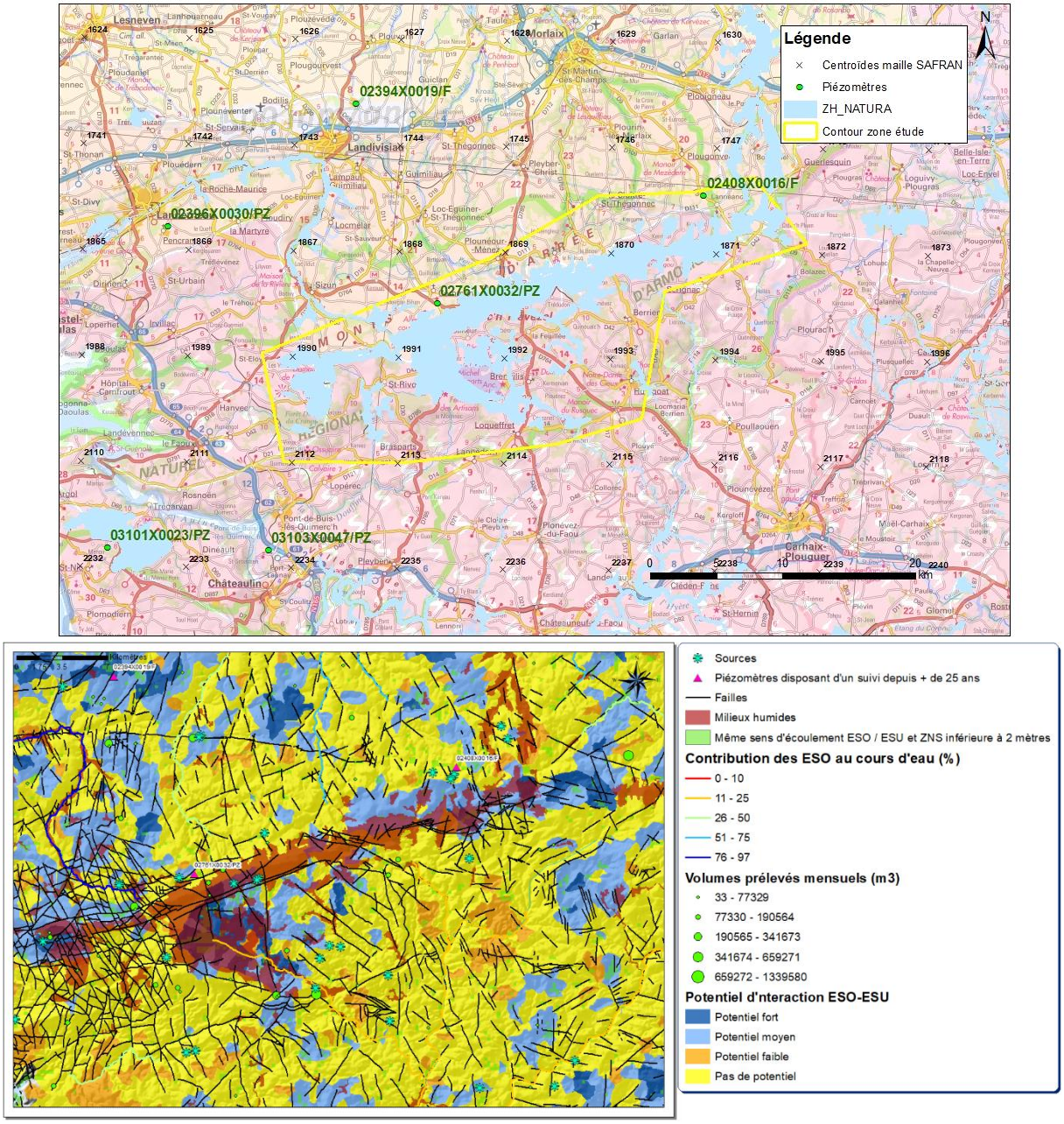
Résumé des observations	Interactions potentielles ESO – ESU	Piézomètres	Prélèvements	Contribution ESO au réseau hydrographique	Couverture par des sols très peu perméables	Réseau de failles	Influence théorique des prélèvements actuels sur le milieu humide
Marais breton, baie de Bourganeuf	Fortes	Un seul piézomètre excentré	Relativement nombreux au centre	Pas de cours d'eau avec cette information	Recouvre entière le milieu humide	Faible mais peut-être décisif	Faible : Le fort potentiel (faible ZNS et indice WET élevé) s'oppose à la totale couverture très peu perméable et des écoulements ESO-ESU différents.
	Même sens d'écoulements ESO – ESU	**Sources**					
	Peu sur l'extension du marais	Une seule					

Annexe 6

Impact des prélèvements

Monts d'Arrée centre et est, NATURA 2000

Etape 1 :

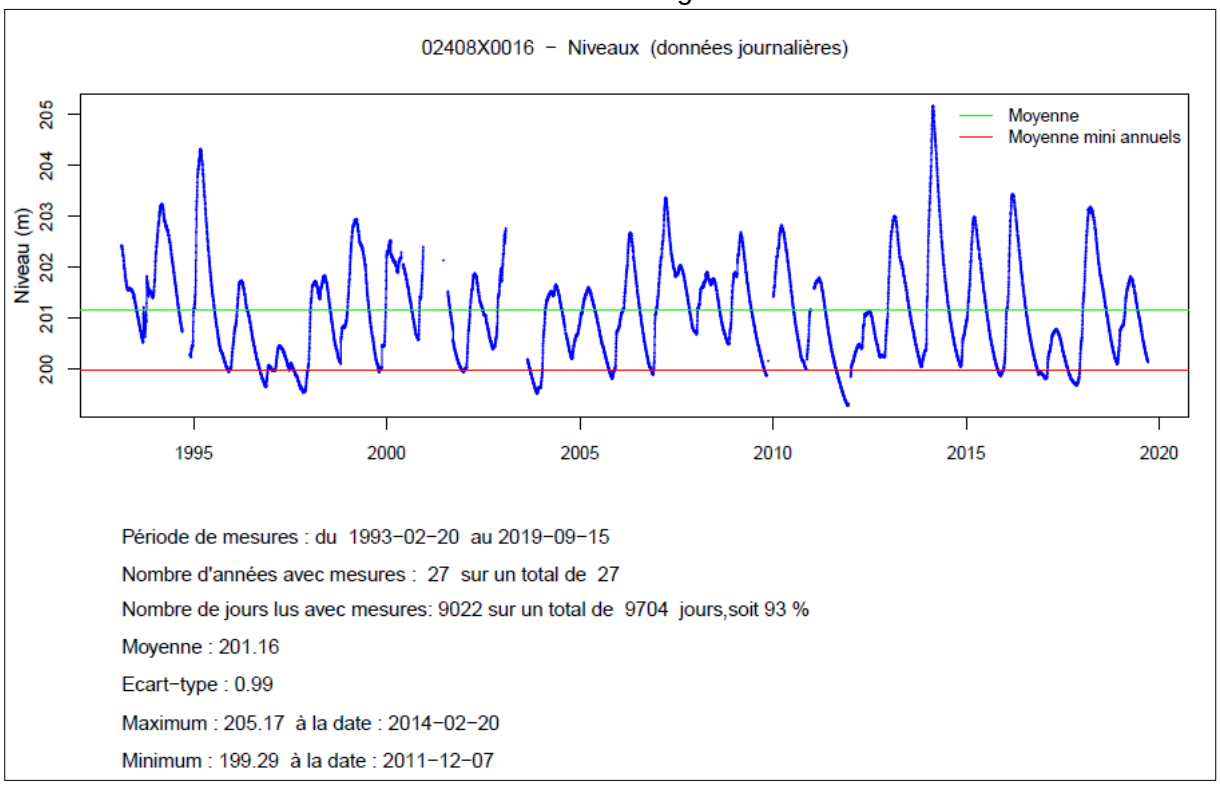


Cartographies de la zone d'étude des Monts d'Arrée.

Les Monts d'Arrée sont à cheval sur des UF à potentiel moyen ou absent. Cependant, la zone du réservoir de Saint-Michel au niveau de l'ancienne centrale nucléaire de Brennilis comporte des UF au potentiel fort. Deux piézomètres sont disponibles et les prélèvements se situent au nord de la zone de l'ancienne centrale nucléaire.

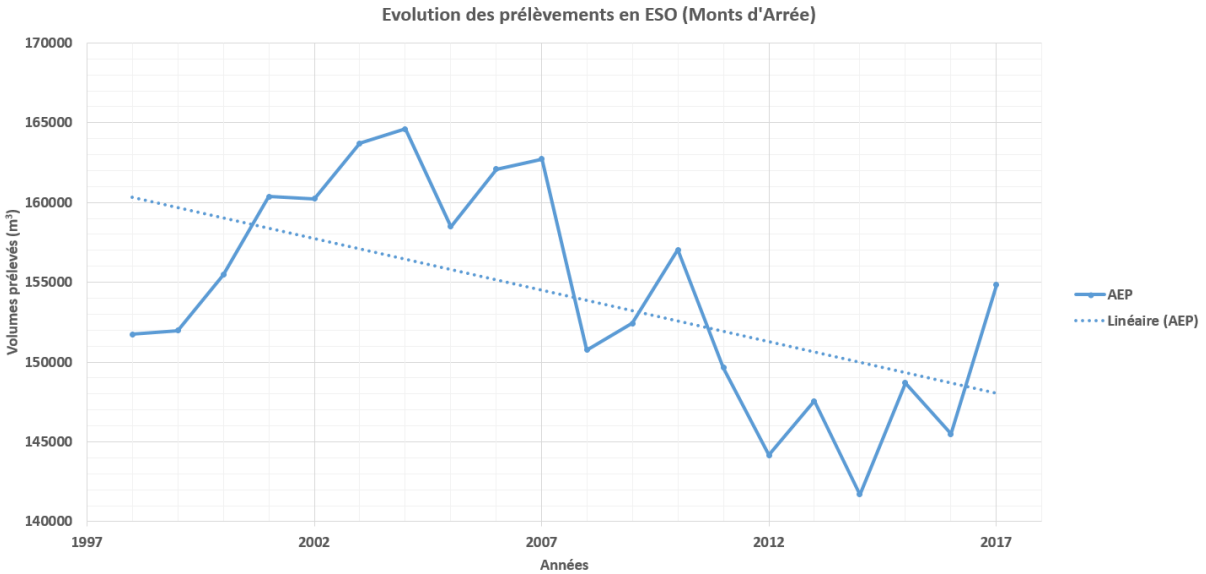
Etape 2 :

Au niveau piézométrique, seule la chronique du piézomètre 02408X0016/F dispose d'un historique suffisant pour réaliser les tests de tendance. L'ouvrage est rattaché à l'entité BDLISA 189AE02 Socle Métamorphique Dans Les Bassins Versants Du Jarlot De Sa Source À La Mer Et Côtiers – situé sur la commune de Plougonven.



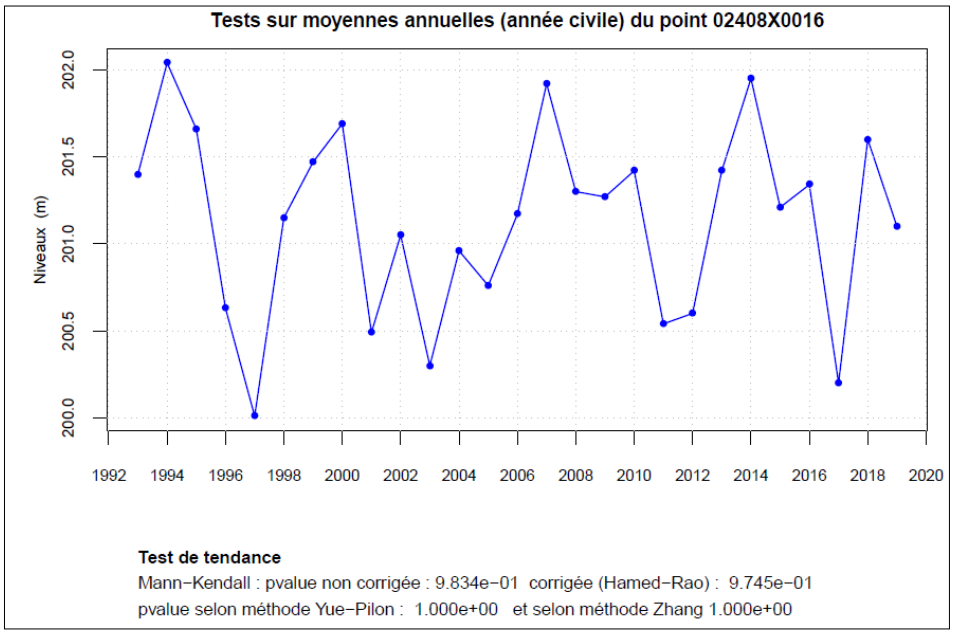
Chronique piézométrique de l'ouvrage 02408X0016/F.

La zone ne comprend que des prélèvements pour l'alimentation en eau potable. Ils montrent une tendance à la baisse.



Courbe d'évolution du volume mensuel prélevé entre 1998 et 2017 sur les Monts d'Arrée et ajustement d'une courbe de tendance.

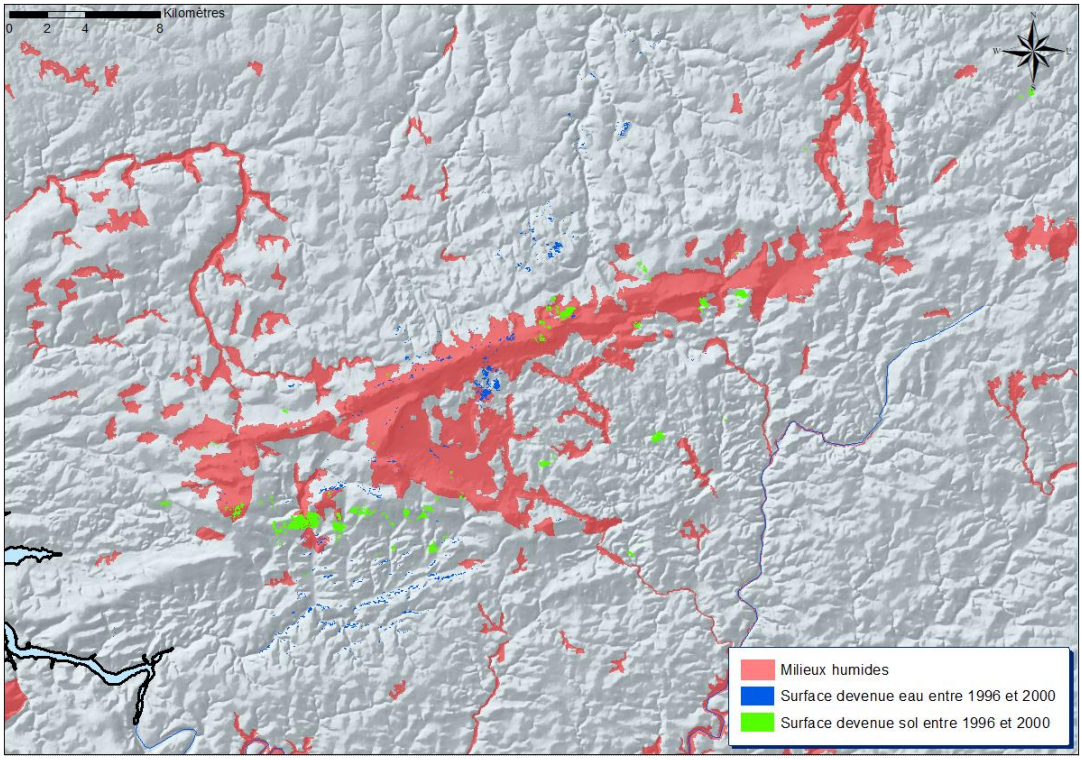
Etape 3 :

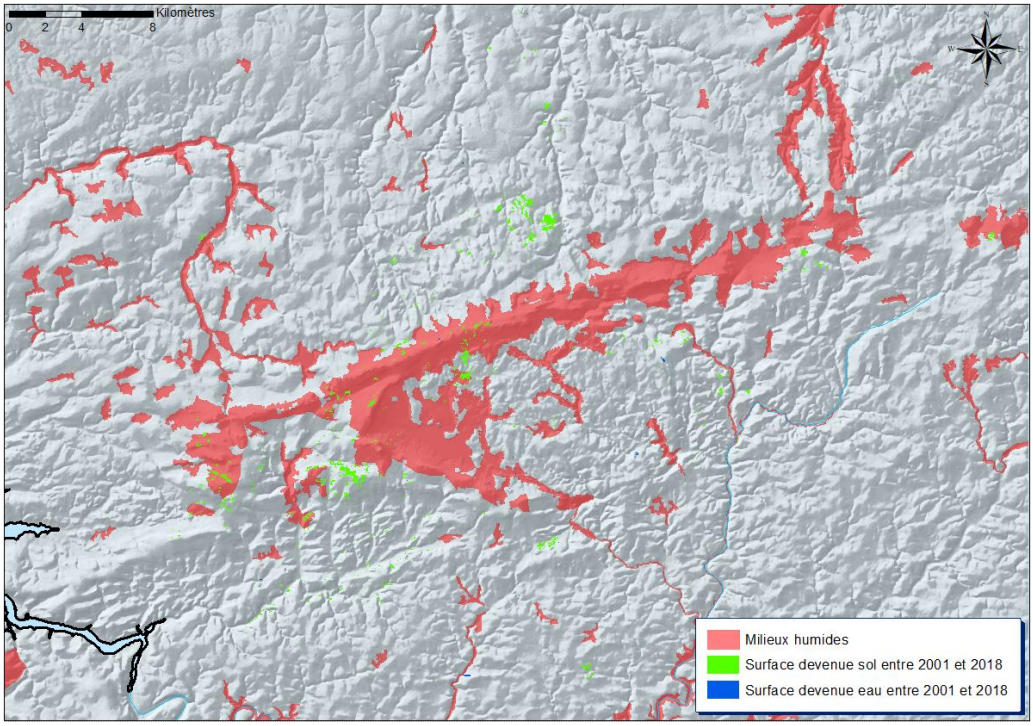


Tests de tendance sur la piézométrie.

pValue > 0.1 => pas de tendance significative sur la période 1993-2019

Les images satellites ne montrent pas de changements nets mis à part très localement au centre des Monts d'Arrée. Seulement, l'éloignement du piézomètre de cette zone et l'absence de tendance ne permet de conclure quand à un éventuel impact des prélèvements sur cette zone.

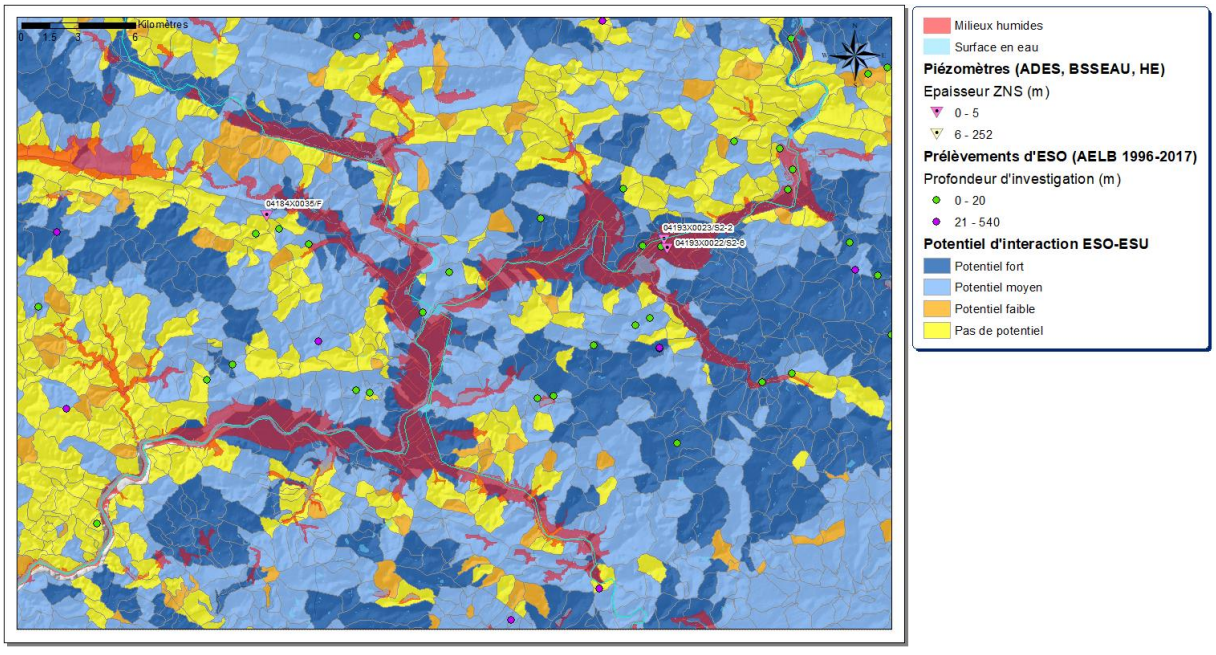




Marais de Vilaine, NATURA 2000

Etape 1 :

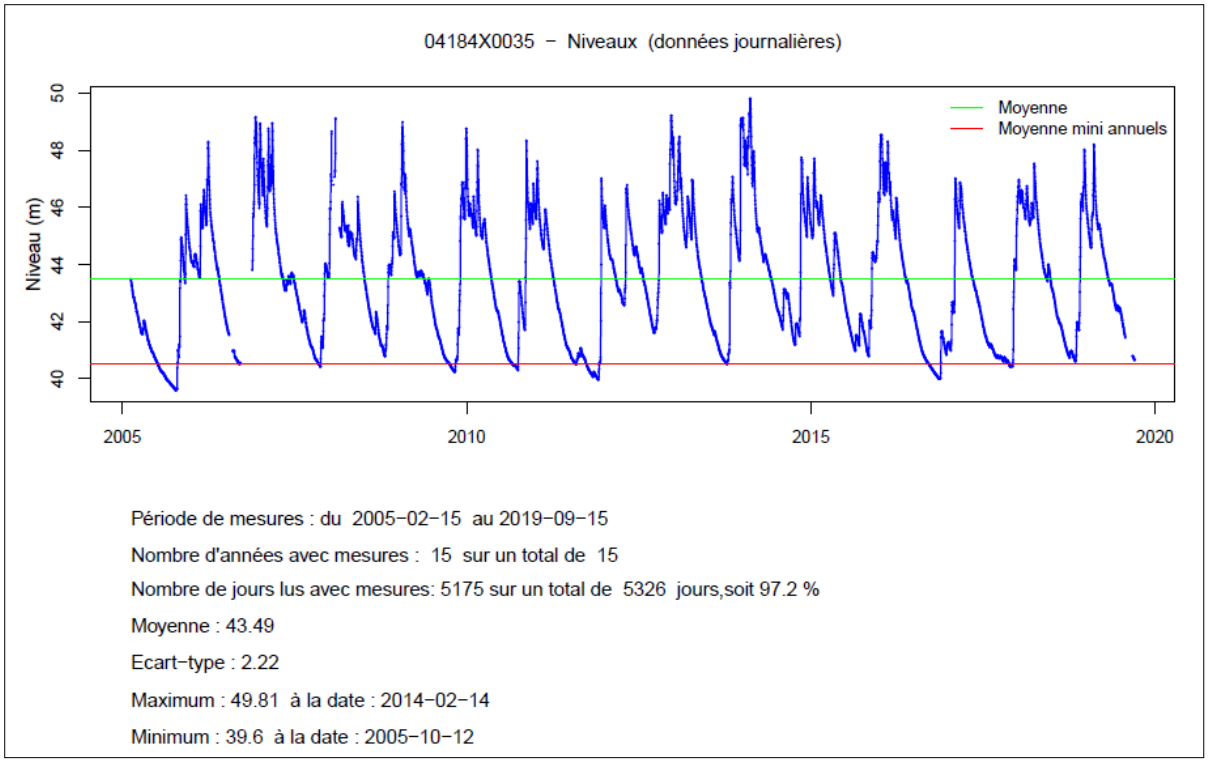
Le Marais de Vilaine présente une bonne couverture d'UF au potentiel fort, des prélèvements de part et d'autre du marais et en amont. Il peut être intéressant de pousser l'analyse sur cette zone humide.



Etape 2 et 3 :

Au niveau de la piézométrie, 2 chroniques (avec un historique assez faible) sont retenues pour effectuer des tests de tendance.

- 1ère chronique 04184X0035/F, 15 années d'historique :



: Chronique piézométrique de l'ouvrage 04184X0035/F

Tests de tendance

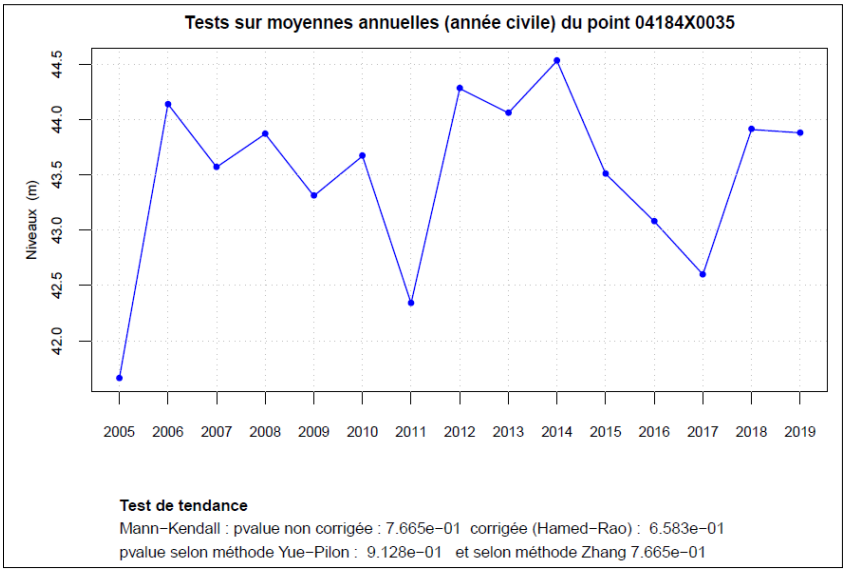
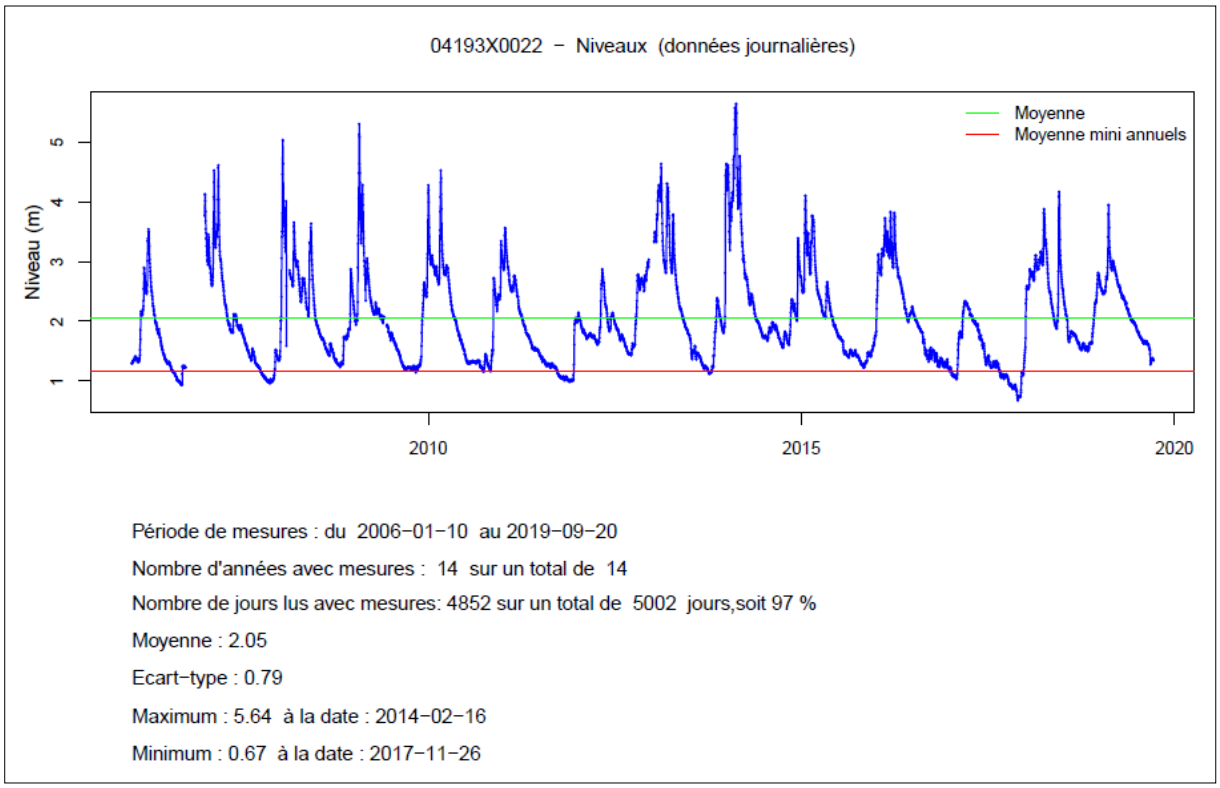


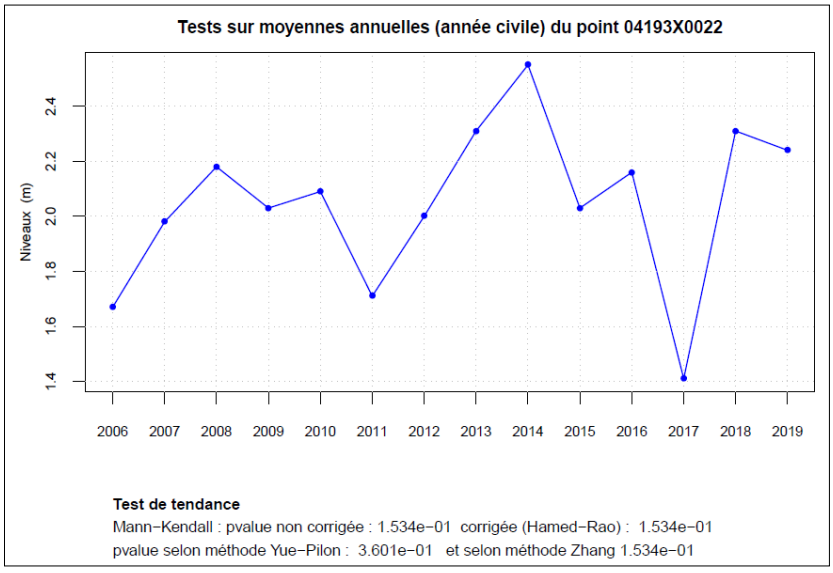
Illustration 6 : Test de tendance sur l'ouvrage 04184X0035/F.

pValue > 0.1 => pas de tendance significative sur la période 2005-2019

2ème chronique : 04193X0022/S2, 14 ans de suivi



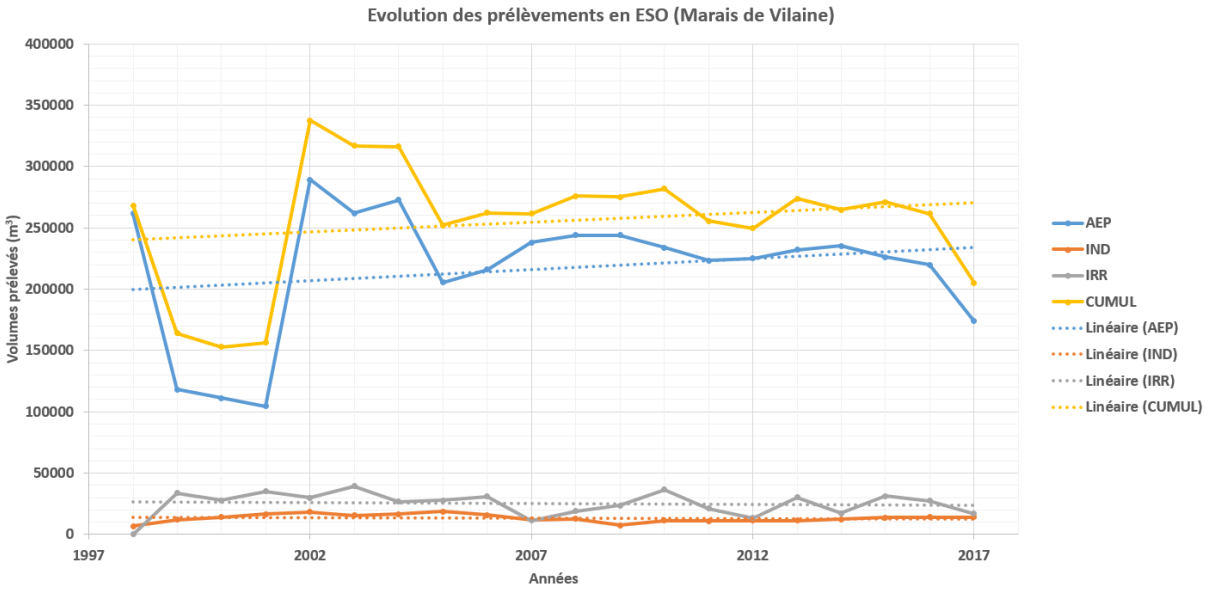
Tests de tendance : pValue > 0.1 => pas de tendance significative sur la période 2004-2019



Test de tendance sur l'ouvrage 04193X0022/S2.

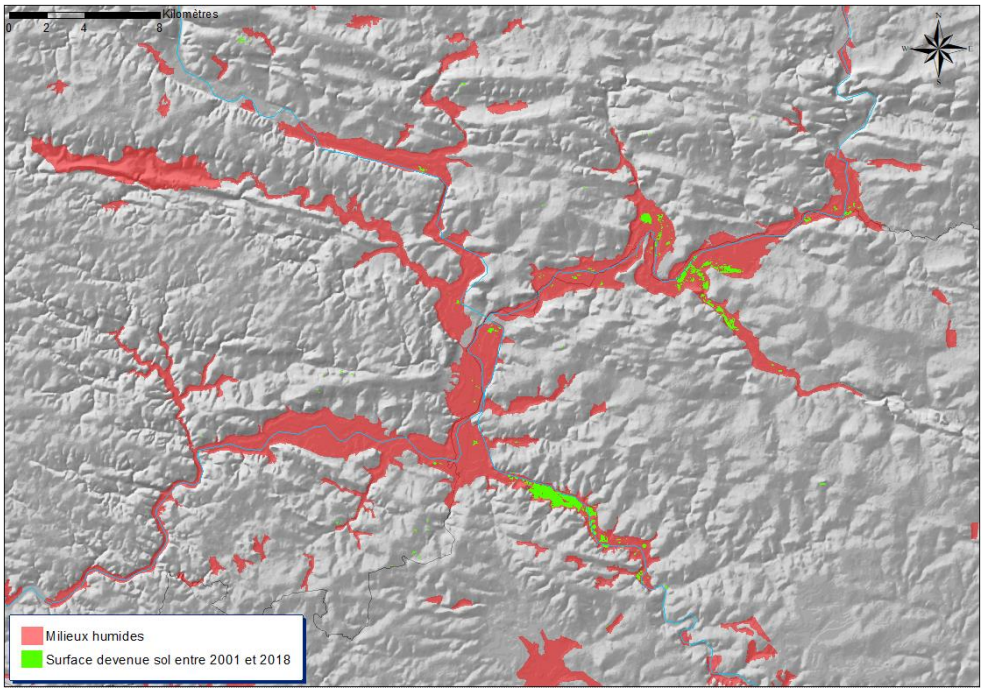
Chronique piézométrique de l'ouvrage 04193X0022/S2

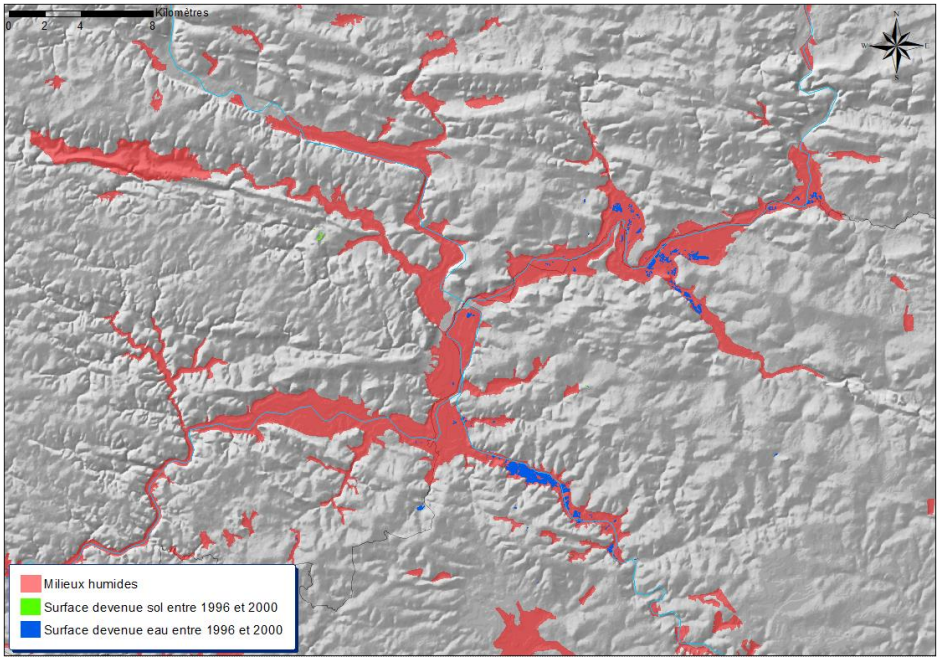
En volume, les prélèvements sont nettement dominés par l'AEP. Une légère augmentation est détectée sur la période de mesure.



Courbe d'évolution du volume mensuel prélevé entre 1998 et 2017 sur le marais de Vilaine et ajustement d'une courbe de tendance.

Les images satellites montrent peu de variations sur les surfaces en eau. On notera un changement au nord-ouest du marais, où des surfaces en eau passent en sol à partir des année 2000. La localisation correspond aussi à la présence de points de prélèvements. Mais aucune tendance piézométrique n'a pu être décelé pour relier ces prélèvements à cette observation.

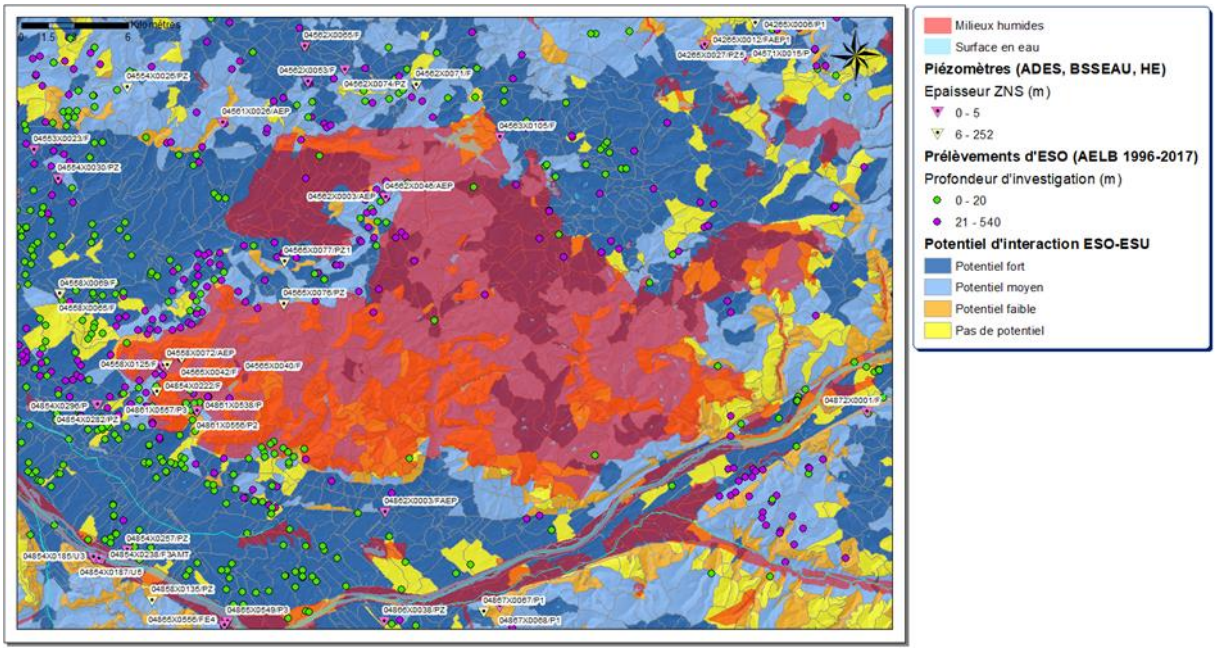




Evolution des changements d'eau de surface entre 1996 – 2000 et 2001 – 2018 sur le Marais de Vilaine.

Forêt d'Anjou et de Touraine, NATURA 2000

Etape 1 :



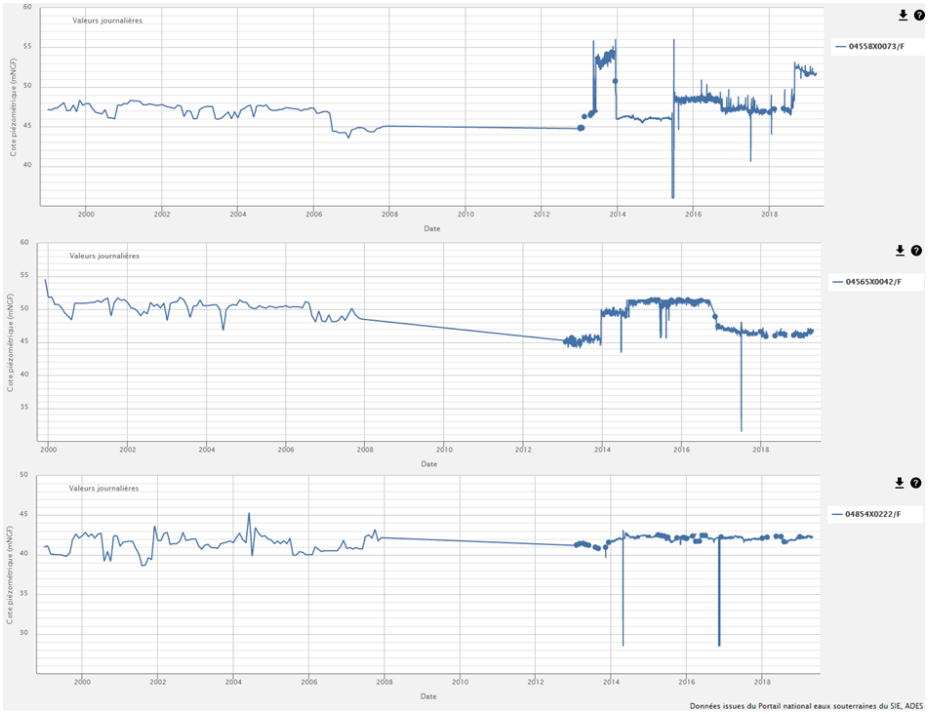
Cartographies de la zone d'étude des forêts d'Anjou et de Touraine

La zone Natura 2000 du lac du Rillé et des forêts d'Anjou et de Touraine (Illustration 22) présente un potentiel d'interaction ESO – ESU contrasté : plutôt fort sur la partie Nord et plutôt faible sur la partie Sud/Sud-Ouest, où se trouve la majorité des prélèvements. Ces zones de forêts n'ont pas une forte couverture de surface immergée, mais sont potentiellement un lieu d'échange entre les ESO et les ESU.

Etape 2 :

Parmi tous les piézomètres disponibles sur zone, 4 d'entre eux possède suffisamment d'historique de mesures (AEP dans la craie Séno-Turonien) :

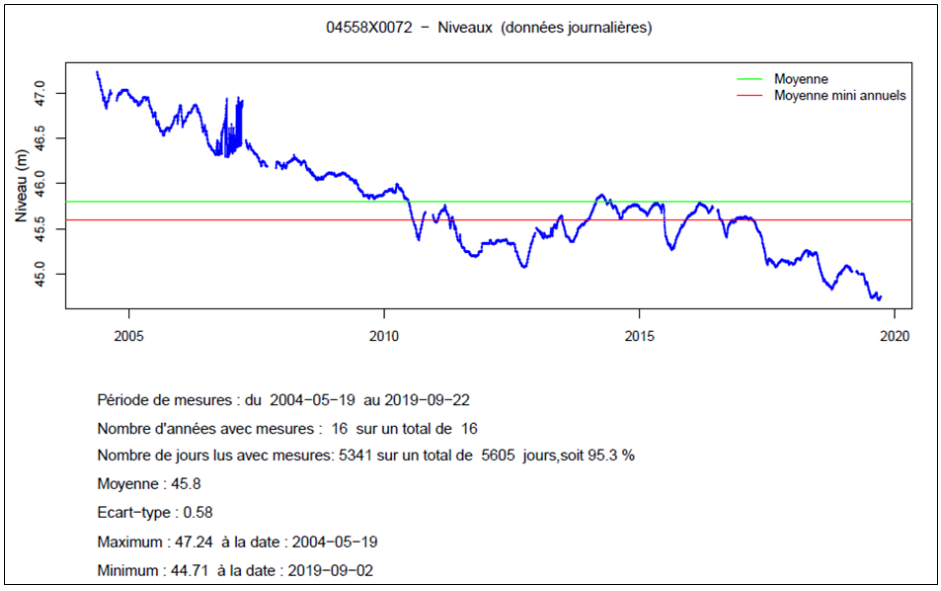
- 3 piézomètres dont les chroniques sont inexploitables (très influencées), mais cohérentes entre elles : 04558X0073/F, 04565X0042/F, 04854X0222/F.



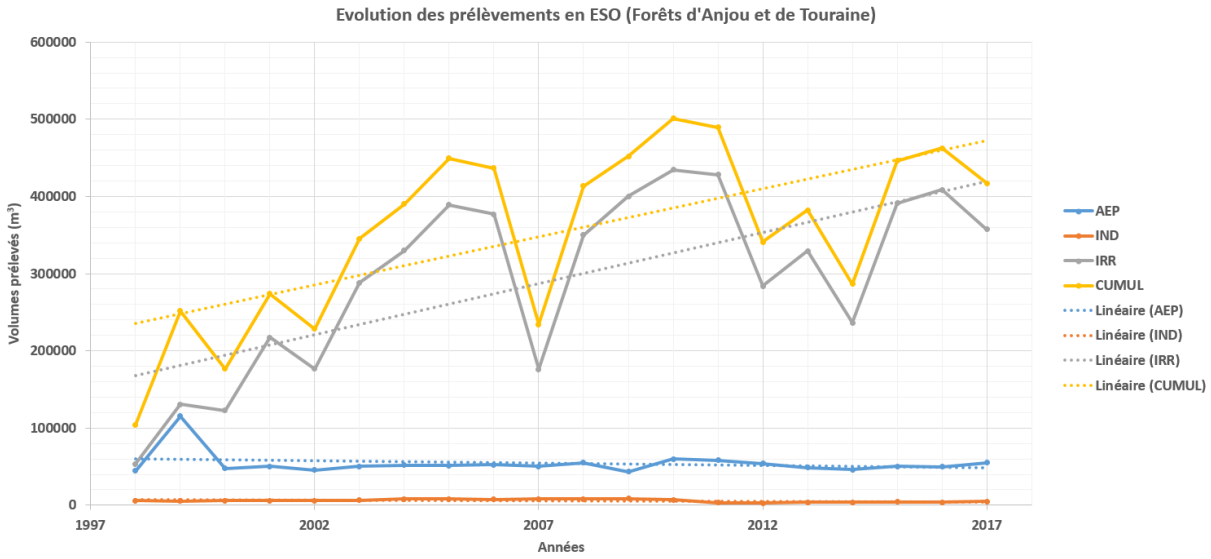
Chroniques piézométriques des ouvrages 04558X0073/F, 04565X0042/F et 04854X0222/F

- 1 piézomètre avec une chronique très visuelle et exploitable : [04558X0072/AEP]

Sur cette dernière chronique, on trouve 16 années d'historique. L'ouvrage est rattaché à l'entité BDLISA 121AB07 - Craie Micacée Et Tuffeau Du Turonien Moyen À Inférieur, Bassin De La Loire Du Cosson À La Maine (Bassin Loire-Bretagne), situé sur la commune de Neuillé.



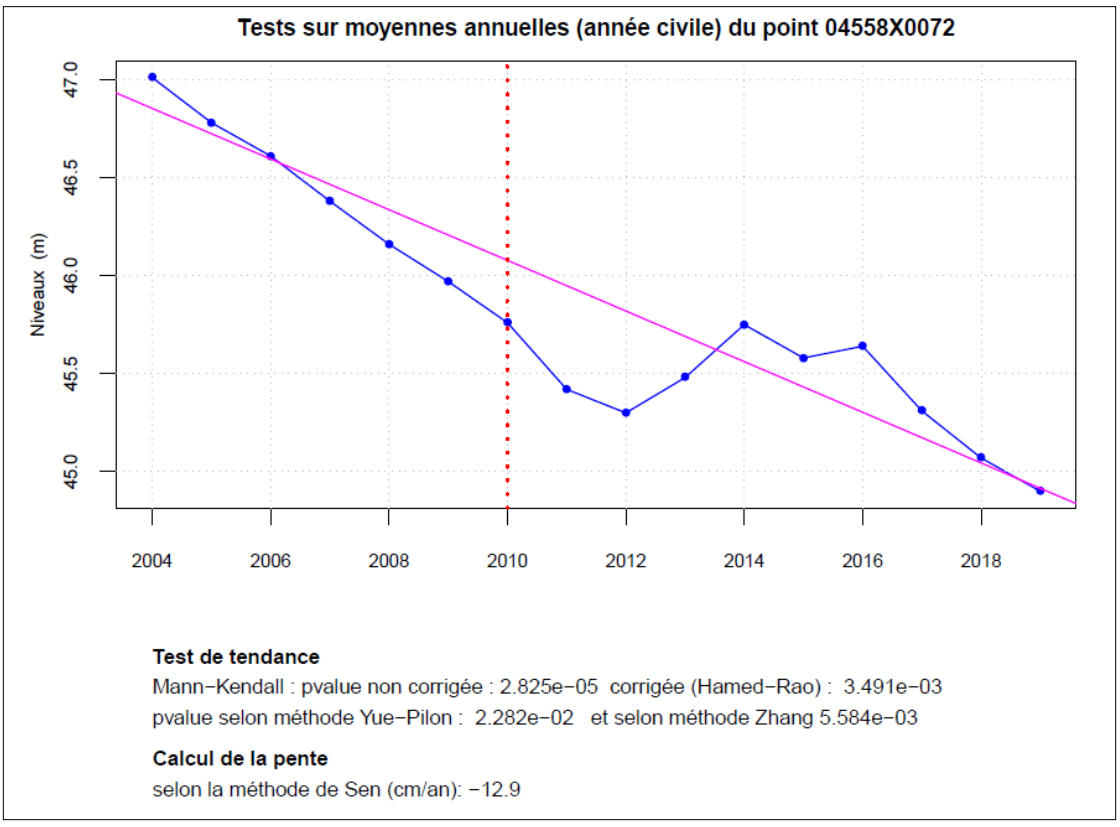
Un nombre assez conséquent de prélèvements sont présents en pourtour (majoritairement à l'Ouest) de la zone. D'un point de vue quantitatif, la majorité des prélèvements est destiné à l'irrigation, une part non négligeable à l'AEP et enfin un part plus modeste à l'industrie. Le cumul des usages par année est largement influencé par les prélèvements destinés à l'irrigation, avec une tendance à la hausse.



Courbe d'évolution du volume prélevé entre 1998 et 2017 dans al zone des forêts d'Anjou et de Touraine et ajustement d'une courbe de tendance.

Etape 3 :

Tests de tendance

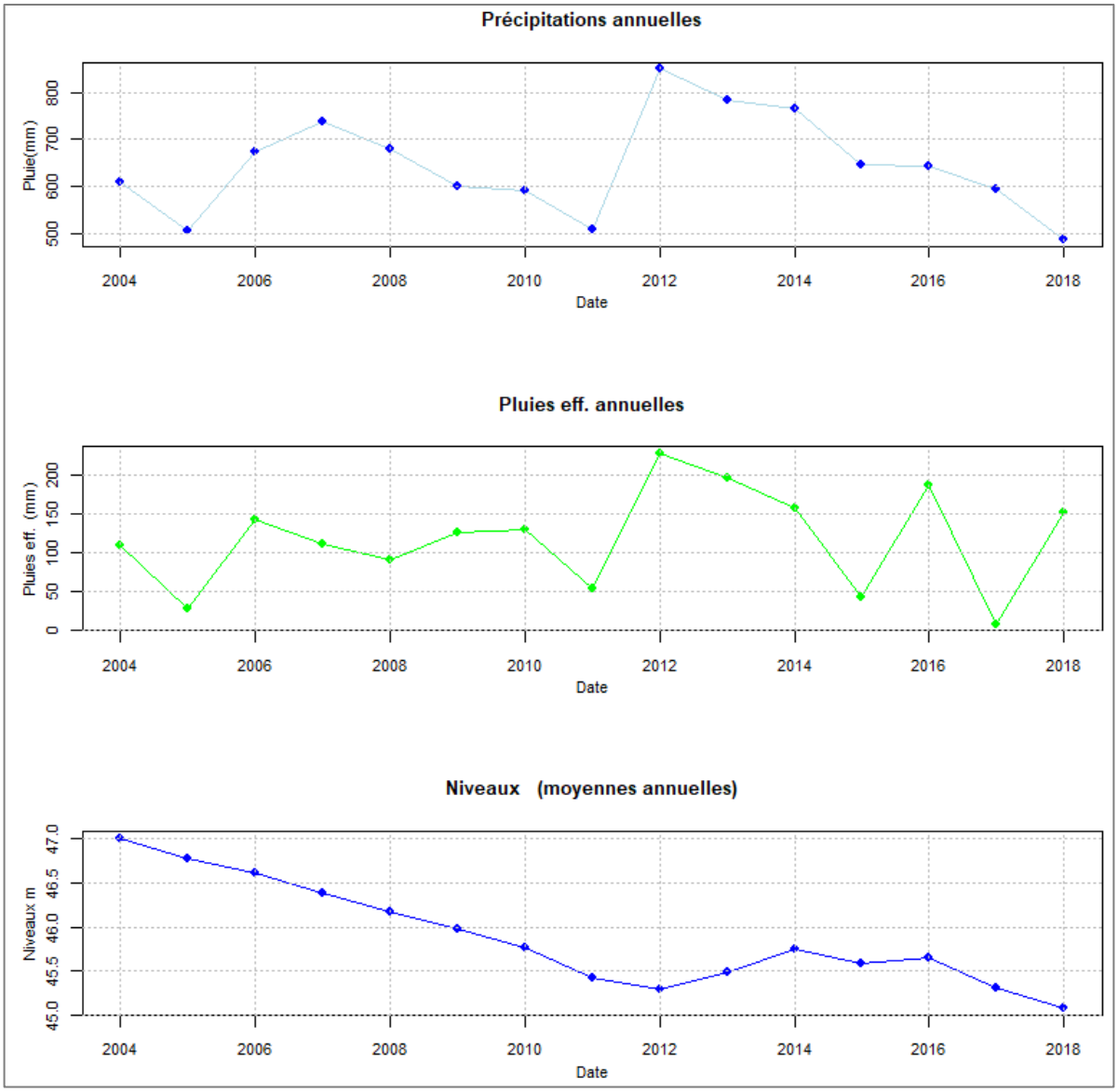


Tests de tendance sur le piézomètre 04558X0072/AEP.

pValue < 0.1 => tendance significative sur la période 2004-2019, pente de la tendance estimée à -13 cm/an d'après la méthode de Sen.

Tests de tendance (climatologie)

Les données utilisées sont celles du modèle SAFRAN (Météo France) : Précipitation journalière et ETP journalières du 01/08/1959 au 31/07/2018, sur la maille 4031 (maille sur laquelle se situe le piézomètre étudié). L'hypothèse prise pour le calcul de pluie efficace est une capacité en eau des sols de 100 mm (cette hypothèse a peu d'influence sur la suite, nous ne faisons pas ici de bilan). Le calcul de la pluie efficace se fait au pas de temps journalier par la méthode de bilan de Thorntwaite.



Pluie brute, pluie efficace et niveau piézométrique (au pas de temps annuel, sur la période commune 2004-2018)

Le test de tendance de Mann Kendall ne permet pas de mettre en évidence une tendance significative sur la pluie efficace (pvalue > 0.1).

Résultats des tests statistiques sur les pluies efficaces et sur les niveaux piézométriques

Variable	Autocorrelation	Test	Valeur	Unité	pvalue	Rejet_H0_10
Pluies eff.	-0.249	Mann_Kendall	4.1	mm/an	0.76	Non
		Pettitt	2011		0.999	Non
		Wilcoxon			0.534	Non
Niveaux	0.699	Mann_Kendall	-0.1188	m/an	0.026	Oui
		Pettitt	2010		0.023	Oui
		Wilcoxon			0.002	Oui

Etape 4 :

Les courbes de tendance montrent que la dérive observée sur les niveaux piézométriques n'est pas imputable à une diminution de la recharge pluviométrique (illustration 29). La tendance à la baisse du niveau piézométrique n'est pas visible sur les images satellites (Illustration 29), c'est la limite de cet exercice sur ces zones de forêts, où il y a peu de surface immergée**.**

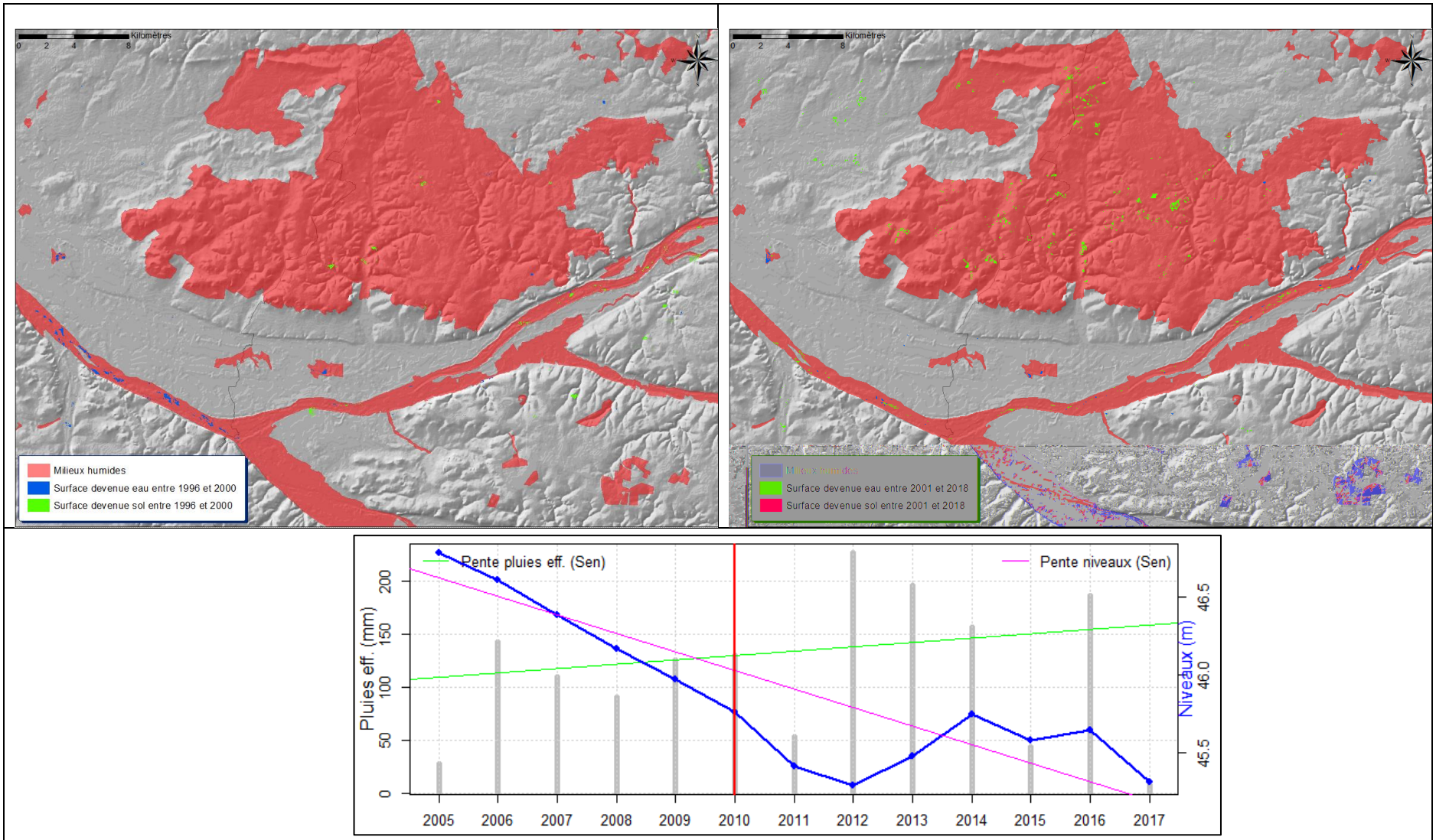


Illustration 7 : Evolution des changements d'eau de surface et superposition du niveau piézométrique (en bleu) et de la pluie efficace (en gris), ainsi que des courbes de tendance calculées selon la méthode de Sen.

Annexe 7

Détail des délivrables

Points thème : données utilisées pour l'interpolation

1	Sedim_BEHE_05_12.shp	.shp	
2	SocleE_BE.shp	.shp	
3	SocleE_HE.shp	.shp	
4	SocleO_BE.shp	.shp	
5	SocleO_HE.shp	.shp	

FID	ID de l'entité
CODE_BSS	Identifiant Unique : code BSS, ou code isopièze unique créé
XL93	Coordonnées X en LAMBERT 93
YL93	Coodronnée Y en LAMBERT 93
Z_sol	Cote NGF du sol (m) au droit de l'ouvrage
precision	Précision de la mesure de la cote NGF du sol (m)
source_pts	Base de données d'origine du points : ADES, BSS EAU, BSS, isopièze, sources
nature	Nature du point : Piézomètre, forage, puit, isopièze, source, rivières
Z_eau	Cote NGF (m) de la mesure effectuée
epais_zns	Epaisseur de la Zone Non Saturée au droit du point
code_lexiq	Code de classification attribué au point issu du lexique créé
periode	Période du niveau d'eau mesuré
OK	Nombre d'itération avec récupération du point : 1 = points fiable de base, 2 à 8 = numéro de l'itération qui récupère le point
ZBE	Cote NGF du niveau de Basse Eau mesurée au droit du point si elle existe
ZHE	Cote NGF du niveau de Haute Eau mesurée au droit du point si elle existe

Polygones thème : Zones humides

Fichiers	**Nom**	**Extension**	**Commentaire**
1	Correspondance_ZH_InvAELB.shp	.shp	Correspondace ZH sélectionnées pour l'étude et ZH de l'inventaire AELB.
2	ZH_invCLC_500m2.shp	.shp	
3	ZH_NATURA_500m2.shp	.shp	
4	ZH_NATURA_Inv_CLC_LB.shp	.shp	

FID	ID de l'entité	
Shape_Length	Géométrie des polygones	Périmètre
Shape_Area		Aire
ZH_KEY	Identifiant unique du polygone généré pour l'étude	
FID_ZH_NAT	Identifiant des polygones du shape "ZH_NATURA_Inv_CLC_LB.shp"	
FID_ZHUM_I	Identifiant des polygones de l'inventaire des ZH fourni par l'AELB	
gid	Champ issu de l'inventaire des ZH fourni par l'AELB	
zh_fma_id	Champ issu de l'inventaire des ZH fourni par l'AELB	
zh_part_id	Champ issu de l'inventaire des ZH fourni par l'AELB	
zh_nom	Champ issu de l'inventaire des ZH fourni par l'AELB	

FID	ID de l'entité	
Id	Champ issu de l'inventaire des ZH fourni par l'AELB	
covZNS_m2	Informations statistiques par polygone : ZNS inférieur à 2 m	Proportion du polygone recouverte (%)
SurfZNS_m2		Surface du polygone recouverte (m²)
INVCLC_KEY	Identifiant unique du polygone généré pour l'étude	
Shape_Leng	Géométrie des polygones	Périmètre
Shape_Area		Aire
IDPR_med	Informations statistiques par polygone	Médiane de l'IDPR
INTERMITT_		Moyenne de l'intermittence
WER_moy		Moyenne de l'indice d'humidité des soles
SLOPE_moy		Pente moyenne

Points thème : les sources

1	Sources_LB.shp	.shp	

OBJECTID	ID de l'entité	
id_nat_bss	ID de la source dans la BSS	
indice	Code BSS	
designatio	Désignation	
code_natio	Code BSS et désignation	
x_wgs84	Coordonnées géographiques	Coordonnées X en WGS 84
y_wgs84		Coordonnées XYen WGS 84
x_l93		Coordonnées X en Lambert 93
y_l93		Coordonnées Y en Lambert 93
z_sol	Cote NGF (m) du sol au droit du point	
type_sourc	Type de source	
regime_hyd	Régime : pérenne ou intermittent	
amenagee	Aménagement de la source : Oui ou Non	
mes_debit	Mesure de débit : Oui ou Non	
date_modif	Date de modification	

Polygones thème : Enveloppes des paramètres hydrodynamiques

Fichiers	**Nom**	**Extension**
1	Sensibilite_CdE_param_hydrodyna_LB.shp	.shp
Commentaire	Chaque polygone représente l'enveloppe correspondant	
	à une proportion de soutirage théorique des ESU des cours d'eau lors de prélèvements dans les ESO	

FID	ID de l'entité	
OBJECTID_1	ID de l'entité issu du raster	
RAST	Proportions 10, 25 ou 50 (%)	
Shape_Length	Géométrie des polygones	Périmètre
Shape_Area		Aire

Polygones thème : Bassins versants de surface et souterrains

Fichiers	**Nom**	**Extension**	**Commentaire**
1	BV_ESU_LB.shp	.shp	
2	BV_sout_LB.shp	.shp	

FID	ID de l'entité
Id	ID de l'entité issu du raster
gridcode	Valeur issue du raster
surf1	Surface (km²)

Polygones thème : Différence de direction d'écoulement entre basses et les hautes eaux

Fichiers	Nom	Extension	Commentaire
1	Diff_Ecoulem_HE_BE_LB.shp	.shp	

FID	ID de l'entité	
OBJECTID	ID de l'entité issu du raster	
gridcode	Valeur issue du raster	
Shape_Length	Géométrie des polygones	Périmètre
Shape_Area		Aire

Polygones thème : unités fonctionnelles

Fichiers	Nom	Extension	Commentaire
1	UF_LB_2019_09_07.shp	.shp	
2	UF_LB_2019_09_07.lyr	.lyr	Symbologie ArcGIS

CodeEH	Informations concernant l'EH de la BD LISA rattachée à l'UF	Code de l'Entité Hydrogéologique
OrdreAbsEH		Ordre absolu de l'EH
OrdreRelEH		Ordre relatif de l'EH
NiveauEH		Niveau d'utilisation de l'EH
LibelleEH		Description de la lithologie de l'EH
InclusEH		EH de niveau 2 (mère)
EtatEH		Etat de l'EH
NatureEH		Nature de l'EH
MilieuEH		Type de milieu de l'EH
ThemeEH		Thème de l'EH
OrigineEH		Origine de la construction de l'EH
surf	Surface du polygone (Km²)	
UF_KEY	Identifiant unique de l'UF	
Med_ZNS	Informations statistiques par UF concernant l'épaisseur de la ZNS	Médiane
Moy_ZNS		Moyenne
Min_ZNS		Minimum
Max_ZNS		Maximum
STD_ZNS		Ecart-type
Med_IDPR	Informations statistiques par UF concernant l'IDPR	Médiane
Moy_IDPR		Moyenne
Min_IDPR		Minimum
Max_IDPR		Maximum
STD_IDPR		Ecart-type
Moy_INTERM	Informations statistiques par UF concernant l'Intermittence	Moyenne
Min_INTERM		Minimum
Max_INTERM		Maximum
STD_INTERM		Ecart-type
Med_WET	Informations statistiques par UF concernant l'indice d'humidité des sols	Médiane
Moy_WET		Moyenne
Min_WET		Minimum
Max_WET		Maximum
STD_WET		Ecart-type
Surf_ZNS2m	Informations statistiques par UF concernant la profondeur de la ZNS	Surface de l'UF recouverte (m²)
Surf_ZNSprof		Surface de l'UF recouverte (m²)
Prop_ZNS2m		Proportion de l'UF recouverte (%)
Prop_ZNSprof		Proportion de l'UF recouverte (%)
Surf_ZH	Informations statistiques par UF concernant les zones et milieux humides	Surface de l'UF recouverte, toutes zones humides (m²)
Prop_ZH		Proportion de l'UF recouverte, toutes zones humides (%)
Surf_NATURA		Surface de l'UF recouverte, milieux humides NATURA2000 (m²)
Prop_NATURA		Proportion de l'UF recouverte, milieux humides NATURA2000 (%)
Surf_INVCLC		Surface de l'UF recouverte, zones et milieux humides inventaire AELB et CLC (m²)
Prop_INVCLC		Proportion de l'UF recouverte, zones et milieux humides inventaire AELB et CLC (%)
Surf_Argile	Informations statistiques par UF concernant les sols très peu perméables	Surface de l'UF recouverte (m²)
Prop_Argile		Proportion de l'UF recouverte (%)
Domaine	Le domaine auquel appartient l'UF	Sédimentaire, Socle EST ou Socle OUEST
NB_SOURCES	Quantité de sources présentes sur l'UF, Nombre unitaire	
NBRE_FAILLE	Informations statistiques par UF concernant les failles	Nombre de faille traversant l'UF
LENGTH_FAILLE		Longueur cumulée des failles sur l'UF
POTENT_3VAR	Classes de potentiels	
Shape_Length	Géométrie des polygones	Périmètre
Shape_Area		Aire
Surf_Ecoul	Informations statistiques par UF des écoulements : ESO et ESO de même sens ET ZNS <= 2 m	Surface de l'UF recouverte (m²)
Prop_Ecoul		Proportion de l'UF recouverte (%)

Rasters (Grilles)

Fichiers	Nom	Extension	Commentaire	Champ Valeur
1	sensi_prel	ESRI GRID	Carte_sensibilite_finale	1 à 6. 6 étant la valeur représentant la plus forte sensibilité, 1 la plus faible
2	sensib_prel_FINAL.tif	.tif		
3	diff_ec_hebe	ESRI GRID	Diff_ecoulements_HE_BE	0 = mêmes écoulements; 1 = +/- 45°, globalement mêmes écoulements; 2 = Au-delà de 45°, écoulements sensiblement différents
4	Diff_ecoulement_HEBE.tif	.tif		
5	ecoul_eso_be	ESRI GRID	Ecoulements_ESU_ESO	Direction d'écoulement du pixel
6	ecoul_eso_be.tif	.tif		
7	ecoul_eso_he	ESRI GRID		
8	ecoul_eso_he.tif	.tif		
9	ecoul_esu	ESRI GRID		
10	ecoul_esu.tif	.tif		
11	wet_100m_lb	ESRI GRID	Humidite_sols_LB	0 à 1000. 0 = le moins humide; 1000 = le plus humide
12	wet_100m_LB.tif	.tif		
13	idpr_25m_lb	ESRI GRID	IDPR_LB	0 à 2000. 0 = inflitration majoritaire; 2000 ruissellement majoritaire
14	IDPR_25m_LB.tif	.tif		
15	IDPR_25m_LB.lyr	.lyr		
16	intermi25m_lb	ESRI GRID	Intermittence_LB	
17	Intermittence_25m_LB.tif	.tif		
18	Alti_be_lb.tif	.tif	Interpolations_ZNS	Altitude de la nappe, cote NGF (m)
19	alti_he_lb.tif	.tif		
20	Epaisseur de la Zone Non Saturée (BE).lyr	.lyr		Symbologie ArcGIS
21	Epaisseur de la Zone Non Saturée (HE).lyr	.lyr		
22	ind_confiance	ESRI GRID		0 à 4. 0 = données non utilisables; 1 = bonne confiance; 4 = mauvaise confiance
23	ind_confiance.tif	.tif		
24	prf_lb_bev2	ESRI GRID		Profondeur de la nappe par rapport au sol (m)
25	prf_lb_hev2	ESRI GRID		
26	prof_ZNS_BE.tif	.tif		
27	prof_ZNS_HE.tif	.tif		
28	ecoul_zns	ESRI GRID	Meme_ecoul_ZNS2m	Profondeur de la nappe par rapport au sol (m)
29	ecoul_zns2m.tif	.tif		
30	sensi_cdeau	ESRI GRID	Sensibilite_cours_d_eau	Proportion d'ESU soutirée au cours d'eau (%)
31	Zones_sensib_prel.tif	.tif		

Rowid / OID	ID de la valeur unique
VALUE	Valeur
COUNT	Nombre de pixel par valeur

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