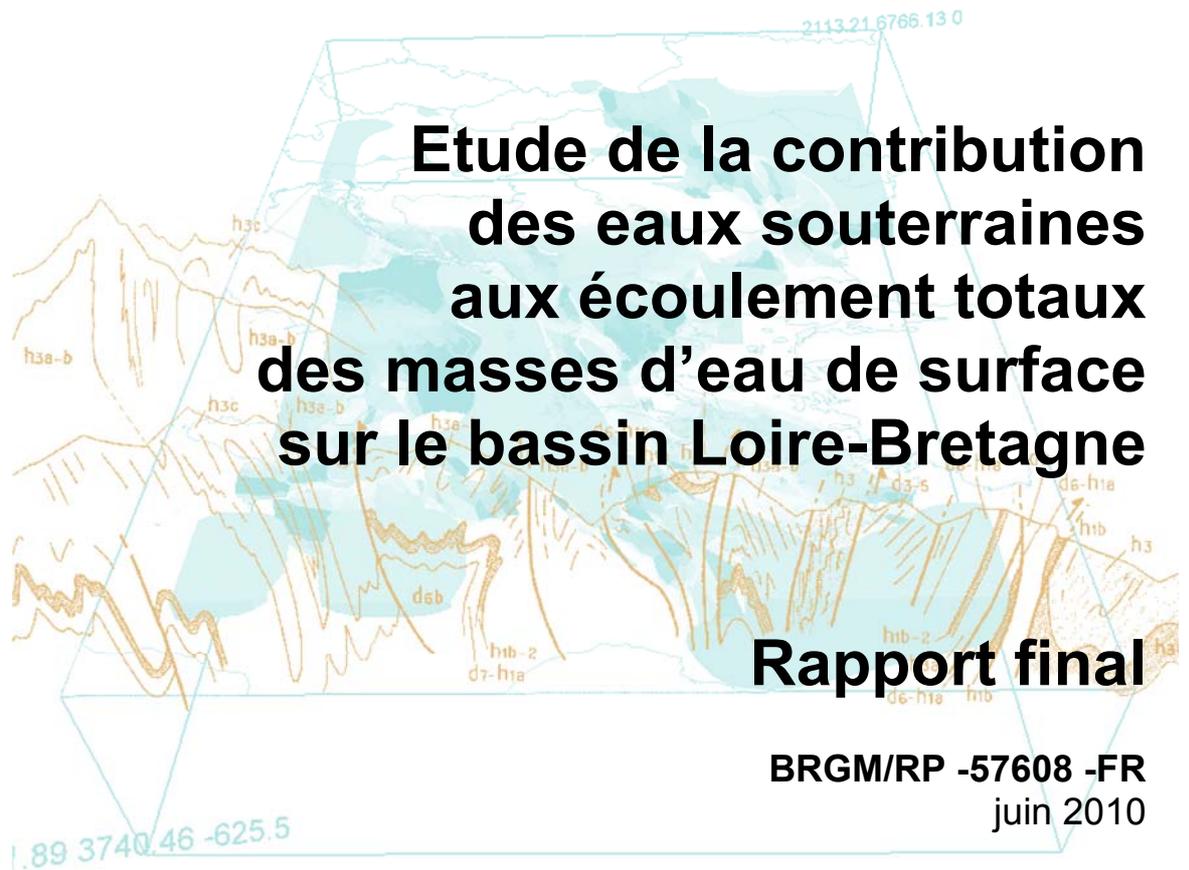


Document public



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Etude de la contribution des eaux souterraines aux écoulements totaux des masses d'eau de surface sur le bassin Loire-Bretagne

Rapport final

BRGM/RP-57608-FR
juin 2010

S.Pinson, D. Allier, V. Mardhel, P. Stollsteiner, A. Wuilleumier

Vérificateur :

Nom : H. Machard de Gramont

Date : 08/10/2010



Approbateur :

Nom : J.J Seguin

Date : 15/10/2010



Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.



Mots clés :

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

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

Synthèse

Les eaux superficielles et les eaux souterraines ne sont que des étapes dans le long cheminement de la goutte d'eau, qui va de la pluie vers le sol, puis du sol vers le sous-sol et retourne tout ou partie, après un certain laps de temps, vers l'exutoire des bassins versants.

Les relations entre les deux réservoirs que constituent d'une part les aquifères et d'autre part les eaux de surface sont complexes. En effet ils peuvent être soit en prise directe (c'est le cas du karst), soit s'autoréguler l'un l'autre (cas des nappes alluviales et des zones humides) soit encore contribuer à l'amplification de phénomènes extrêmes (inondations). Même si leur fonctionnement – et donc leur apport quantitatif – est décalé notamment par rapport au phénomène de ruissellement, les eaux souterraines contribuent de manière importante sinon exclusive au soutien d'étiage des cours d'eau.

En raison même de cette complémentarité, il est apparu nécessaire de quantifier la contribution moyenne des eaux souterraines aux eaux de surface, en réalisant cette étude pilote sur le bassin Loire-Bretagne.

Le projet proposé applique, à l'échelle de l'ensemble des masses d'eau du bassin Loire Bretagne, une approche novatrice permettant d'évaluer la contribution moyenne des eaux souterraines aux écoulements de surface. Cette étude comporte les étapes suivantes :

- Une approche qualitative, ultérieurement transposable à d'autres lieux du territoire, accompagnée de la définition d'une typologie;
- Une approche quantitative adaptée au contexte spécifique du bassin versant
- Une valorisation par les mesures de l'approche qualitative;
- Une évaluation du comportement des eaux souterraines dans leur contribution au débit et à la qualité des cours d'eau, avec un test sur le paramètre nitrates.

Cette étude s'appuie sur une combinaison de méthodes innovantes (IDPR, GARDENIA et TEMPO) relatives à la compréhension des mécanismes qui sont à l'origine des relations nappes-rivières. La démarche analytique constitue un gain de puissance pour la connaissance et pour la gestion des eaux souterraines.

La typologie des bassins versants a été réalisée à partir d'indicateurs hydrologiques (l'indice de compacité, la densité de drainage...) et par des indicateurs géomorphologiques reconnus -comme l'IDPR- et d'autres plus novateurs comme le Indice potentiel d'humidité du sol (Wetness ou TWI), la rugosité.... Cette classification des bassins versants a permis de mieux comprendre leur fonctionnement mais aussi de mieux appréhender les relations nappes – rivières.

L'aboutissement de cette approche qualitative est une classification selon 10 grands types de bassins versants soit à partir des paramètres hydrologiques, soit à partir des paramètres géomorphologiques.

Pour ce qui concerne la partie quantitative, 140 Bassin versants répartis sur l'ensemble du Bassin Loire-Bretagne ont été modélisés grâce aux logiciels TEMPO et GARDENIA. Cette approche a surtout permis d'estimer, pour ces bassins versants, un pourcentage de ce qu'on a appelé le « lent simulé ».

Ce terme correspond à la contribution moyenne des eaux souterraines au débit de la rivière, calculée à l'aide des fonctions de transfert issues du calage des modèles

Les données issues des modélisations ont été ensuite croisées avec les données qualitatives, afin de rechercher des corrélations simples :

- pour le domaine sédimentaire, entre l'IDPR et le lent simulé ;
- pour le domaine de socle, entre le QMNA5, le débit moyen et le lent simulé.

Ces relations ont finalement permis de calculer la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières sur l'ensemble des bassins versants non modélisés mais possédant une station de jaugeage et ainsi de couvrir la plus grande partie de la zone d'étude.

Pour l'ensemble des bassins, l'étude menée fournit des cartes des bassins versants et des masses d'eau de surface qui mettent en évidence notamment les zones les plus contributives, comme la Beauce (nappe de grande extension et à fort effet mémoire), le seuil du Poitou, l'arc Jurassique, ou encore certains petits bassins versants volcaniques du Massif Central.

Les cartes des résultats calculés par les méthodes décrites précédemment, constituent des indicateurs à l'échelle du Bassin Loire Bretagne, de la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières. Néanmoins pour des approches à des échelles plus précises, il sera nécessaire d'initier et de réaliser des études locales.

Enfin, des relations ont été recherchées entre d'une part les données sur la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières et d'autre part les données de qualité des cours d'eau et des nappes, et plus précisément avec le paramètre « nitrates ».

Cette démarche est innovante puisqu'il s'agit d'évaluer des corrélations possibles entre des écoulements nappes-rivières et la qualité de l'eau des deux réservoirs.

Ce travail sur la qualité des eaux montre d'ailleurs qu'il existe une bonne corrélation entre l'IDPR et la concentration des nitrates dans les eaux souterraines

Il fait apparaître une fois de plus que le transfert des nitrates est un phénomène complexe, en particulier difficile à appréhender par une simple corrélation entre la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières et la qualité observée dans les deux réservoirs.

L'ensemble de cette étude ouvre de nombreuses perspectives à développer dans la compréhension du fonctionnement des nappes, des rivières et de leurs interactions que ce soit en termes de gestion qualitative ou quantitative.

Sommaire

1. Le bassin Loire-Bretagne.....	15
1.1. CONTEXTE HYDROLOGIQUE DU BASSIN LOIRE-BRETAGNE.....	15
1.2. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN LOIRE-BRETAGNE.....	19
1.2.1. Le domaine du socle	21
1.2.2. Le domaine sédimentaire	25
Le Bassin Aquitain	28
1.2.3. Evolutions piézométriques tous aquifères confondus	30
2. Analyse du territoire et des fonctions de transferts des eaux – Approche qualitative	33
2.1. LES INDICATEURS.....	33
2.1.1. Caractérisation des bassins versants.....	33
2.1.2. La réserve utile du sol	39
2.1.3. La Zone Non Saturée (ZNS).....	41
2.1.4. TWI - Indice potentiel d'humidité du sol.....	46
2.1.5. L'indice de rugosité.....	49
2.2. LE VARIOGRAMME : OUTIL STATISTIQUE	51
2.2.1. Principe du variogramme.....	51
2.2.2. Les premiers résultats	53
2.2.3. Les battements moyens	56
2.3. MISE A JOUR DE L'IDPR.....	59
2.3.1. Le réseau hydrographique.....	59
2.3.2. Définition de l'IDPR (Indice de Développement et Persistance des Réseaux), morphologie vs morphogenèse,	60
2.3.3. Couches d'informations nécessaires	62
2.3.4. Mise à jour du calcul de l'IDPR.....	64
2.3.5. IDPR et Zones de débordement ou d'assèchement potentiels	67
2.3.6. Corrélation entre IDPR et densité de drainage.....	69
2.3.7. IDPR et distribution des volumes des pluies efficaces	70
2.4. TYPOLOGIE DES BASSINS VERSANTS.....	73
2.4.1. Typologie des bassins versants en fonction de la nature des masses d'eau souterraines	73
2.4.2. Typologie des bassins versants en fonction des indicateurs hydrologiques.....	76

2.4.3. Typologie des bassins versants en fonction des indicateurs géomorphologiques	82
3. Analyse de la contribution des eaux souterraines aux débits du réseau hydrographique (Approches par modélisation globale)	88
3.1. DESCRIPTION DES LOGICIELS DE MODELISATION	88
3.1.1. Tempo	89
3.1.2. Gardenia	93
3.2. CHOIX DES BASSINS VERSANTS A MODELISER	95
3.2.1. Bilan de l'existant	95
3.2.2. Critères de sélection	96
3.2.3. Cartes	99
3.3. COLLECTE, CONTROLE ET MISE EN FORME DES DONNEES	100
3.3.1. Pas de temps	100
3.3.2. Données d'entrées	100
3.3.3. Données climatologiques	100
3.3.4. Données hydrométriques et piézométriques	101
3.4. CALAGES DES MODELES	103
3.5. VALIDATION	103
3.6. ESTIMATION DES CONTRIBUTIONS MOYENNES DES EAUX SOUTERRAINES AUX DEBITS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE	105
3.7. LIMITES D'UTILISATION DES MODELES	105
3.8. EXEMPLES DE MODELISATIONS	106
3.8.1. La Smagne :	106
3.8.2. La selle	112
3.8.3. La Claise	115
3.8.4. La Conie	118
4. Calcul de la contribution des eaux souterraines	122
4.1. PRINCIPAUX RESULTATS SUR LE COMPORTEMENT DES BASSINS VERSANTS	122
4.1.1. Conclusion de l'approche qualitative	122
4.1.2. Résultats des modélisations – approche quantitative	123

4.2. COMPARAISON DE L'APPROCHE QUALITATIVE ET QUANTITATIVE (TEMPO, GARDENIA).....	124
4.2.1. Calcul de la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières à partir de l'IDPR_U.....	124
4.2.2. Conclusion sur le rôle des eaux souterraines.....	129
5. Test et croisement avec les analyses chimiques	137
5.1. BILAN SUR LA QUALITE DES EAUX DE SURFACES ET DES EAUX SOUTERRAINES	137
5.1.1. Conductivité et pH	137
5.1.2. L'indice échange base.....	141
5.2. LES NITRATES	143
5.2.1. Qualité des eaux de surface et des eaux souterraines	143
5.2.2. Croisement des données nitrates avec les résultats sur la contribution moyenne.....	150
5.2.3. Bassin versant test	155
6. Conclusion	159

Liste des illustrations

Figure 1 – Le bassin hydrographique Loire - Bretagne	15
Figure 2 – Pluie moyenne (1973-2002) sur le Bassin Loire Bretagne – Source J.C Schérer	16
Figure 3 – Masses d'eau de surface et stations de la Banque Hydro	18
Figure 4 – Les régions géologiques du bassin Loire - Bretagne.....	19
Figure 5 – Schéma conceptuel des différents gisements d'eaux souterraines	20
Figure 6 : Les domaines de socle et sédimentaire localisés sur le bassin Loire - Bretagne.....	21
Figure 7 : Massif Armoricaïn – Carte géologique au 1/1 000 000 (extrait)	22
Figure 8 –Le Massif Central dans le bassin Loire Bretagne - Extrait de la carte géologique au 1/1000 000.....	24
Figure 9 –Le bassin parisien dans le bassin Loire Bretagne Extrait de la carte géologique au 1/1000 000.....	25
Figure 10: Coupe schématique du Bassin Parisien entre le Massif Armoricaïn et la plaine d'Alsace d'après Cavelier, Mégnien, Pomerol et Rat (1980)	26
Figure 11: Les principaux aquifères du Bassin Parisien – Source : « Aquifères et eaux souterraines »	27
Figure 12 –Le bassin aquitain dans le bassin Loire Bretagne Extrait de la carte géologique au 1/1 000 000.....	28
Figure 13 : Carte de la France karstique - source Marsaud B (1997)	29
Figure 14: Evolutions piézométriques et amplitude de la ZNS moyenne sur les piézomètres du réseau ADES	32
Figure 15: La densité de drainage des bassins versants Hydro.....	34
Figure 16 : Les indices de compacité des bassins versants Hydro	35
Figure 17 : Des méandres sur la rivière de l'Huisne	36
Figure 18 : Extrait du calcul de la sinuosité des cours d'eau sur le bassin Loire Bretagne.....	37
Figure 19 : sinuosités des cours d'eau rapportées aux bassins versants	37
Figure 20 : Exemple de calcul de la pente maximale des cours d'eau sur le bassin Loire Bretagne	38
Figure 21 : Pentes des cours d'eau rapportées aux bassins versants	38
Figure 22 : Répartition de la réserve utile du sol selon les UTS Source : INRA.....	39
Figure 23 : Répartition de la réserve utile moyenne du sol à l'échelle des bassins versants HYDRO	40
Figure 24 : Points de mesure de la nappe de la craie séno - turonienne.....	41

Figure 25 : Isopièzes de la nappe de la craie séno-turonienne.....	42
Figure 26 : isopièzes de la nappe du Dogger.....	42
Figure 27 : Epaisseur moyenne de la ZNS pour le bassin Loire Bretagne (pas de 250m).....	43
Figure 28 : Les unités fonctionnelles du Bassin Loire-Bretagne	44
Figure 29 - cartes de l'épaisseur moyenne de la zone non saturée par unités fonctionnelles et par masses d'eau	45
Figure 30 : Grille de calcul du Twi (50X50 m) sur le bassin Loire Bretagne.....	46
Figure 31 : Corrélation entre le TWI et la géologie sur le bassin Loire Bretagne	47
Figure 32 : Corrélation entre le TWI et la réserve utile du sol au niveau des bassins versants (HYDRO).....	48
Figure 33 : Corrélation entre le TWI l'épaisseur moyenne de la ZNS des bassins versants (HYDRO).....	48
Figure 34 : Méthodes courantes de calcul de la rugosité, LSRI, TRI et VRM	49
Figure 35 : Grille de calcul de la rugosité (50X50 m) sur le bassin Loire Bretagne.....	50
Figure 36 : Corrélation entre rugosité et Indice potentiel d'humidité du sol.....	50
Figure 37 - chronique piézométrique et calcul du variogramme	51
Figure 38 – exemple de Variogramme	52
Figure 39 – répartition des piézomètres retenus pour le calcul du variogramme	52
Figure 40 – variogrammes et rapport des amplitudes Ra.....	53
Figure 41 – variogrammes et types de famille de piézomètres.....	55
Figure 42 – Le battement moyen des nappes calculé à partir du variogramme	56
Figure 43 – corrélation entre battement moyen et famille de piézomètres.....	57
Figure 44 – Distance des piézomètres aux cours d'eau les plus proches.....	58
Figure 45 – profondeur des piézomètres susceptibles d'être en relation avec les cours d'eau	58
Figure 46 – Calcul de l'IDPR en Loire – Bretagne (version 2006)	59
Figure 47 – Les réseaux hydrologiques et de talwegs dans le Bassin Loire - Bretagne.....	61
Figure 48 : Réseau hydrologique extrait de BD Carthage IGN.....	62
Figure 49 : Réseau de talwegs.....	63
Figure 50 : Les pentes du Bassin Loire-Bretagne	64
Figure 51 : Prise en compte des pentes dans le calcul de l'IDPR	64
Figure 52 : IDPR Permanent et IDPR Universel à l'échelle des unités fonctionnelles.....	66
Figure 53 : Répartition des eaux de précipitation dans le sol – Duchaufour, 1997	67
Figure 54 : Les zones de débordements ou d'assèchements potentiels.....	68

Figure 55 : corrélation entre IDPR et densité de drainage.....	69
Figure 56 : Les pluies efficaces moyennes (1973 -2002) –C. Schérer.....	70
Figure 57 : Lamme d'eau ruisselante moyenne pour les unités fonctionnelles.....	72
Figure 58 : Lamme d'eau infiltrante moyenne pour les unités fonctionnelles	72
Figure 59 : Répartition des bassins versants en fonction des natures de MES souterraines.....	73
Figure 60 : Typologie des bassins versants en fonction des masses d'eaux souterraines.....	75
Figure 61 : paramètres utilisés pour la typologie en fonction des indicateurs hydrologiques	76
Figure 62 : Typologie des bassins versants en fonction des indicateurs hydrologiques	78
Figure 63 : classes 1 et 7.....	79
Figure 64 : Graphique des classes et des valeurs des indicateurs.....	79
Figure 65 : classes 3, 4, 5 et 6.....	80
Figure 66 : classes 2, 8, 9 et 10.....	81
Figure 67 : paramètres utilisés pour la typologie en fonction des indicateurs géomorphologiques.....	82
Figure 68 : Typologie des bassins versants en fonction des indicateurs géomorphologique.....	84
Figure 69 : classes 1, 2, 3 et 5.....	85
Figure 70 : corrélation pour les classes 1, 2, 3 et 5 entre la pluie efficace et le QMNA5 spécifique	85
Figure 71 : classes 4 et 6.....	86
Figure 72 : classes 7, 8, 9 et 10.....	87
Figure 73 : corrélation pour les classes 7,8 ,9 et 10 entre pluie efficace et QMNA5 spécifique.....	87
Figure 74 : Représentation schématique des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant.....	88
Figure 75: Les modèles construits avec TEMPO sont du type "boîte noire"	89
Figure 76 : Exemple de fonctions de transfert.....	90
Figure 77 : Décomposition de la chronique de débit proposée par TEMPO et répartition mensuelle de ces 3 composantes	91
Figure 78 : Exemple avec seulement 2 composantes.....	92
Figure 79 : Principe du modèle hydrologique GARDENIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique (Schéma classique)	94
Figure 80 : Localisation des modélisations existantes dans le bassin Loire- Bretagne.....	95
Figure 81 : Localisation des stations de jaugeage dans le bassin Loire-Bretagne	96

Figure 82 : Localisation des stations de jaugeage dans le bassin Loire-Bretagne	97
Figure 83 : Localisation des 140 bassins versants modélisés.....	98
Figure 84 : Exemple de fiche descriptive du bassin versant du Scorff.....	99
Figure 85 : Fiche descriptive du bassin versant de la Smagne	106
Figure 86: Cote NGF du piézométrique 05858X0203/S (m).....	107
Figure 87 : Modélisation du niveau de la nappe avec GARDENIA (Smagne)	108
Figure 88 : Modélisation du débit de la Smagne avec GARDENIA	108
Figure 89 : Modélisation du débit de la Smagne avec TEMPO.....	109
Figure 90 : Composantes du débit modélisé de la Smagne : moyennes mensuelles 1998-2007	110
Figure 91 : Spatialisation du ratio Infiltration/Ruissellement.....	111
Figure 92 : Fiche descriptive du bassin versant de la Selle	112
Figure 93 : Modèle TEMPO pluie/débit de la Selle.....	113
Figure 94 : Composantes du débit modélisé de la Selle à la Celle-en-Morvan : moyennes mensuelles 1990-2007	114
Figure 95: Fiche descriptive du bassin versant de la Claise.....	115
Figure 96 : Résultats du calage du niveau piézométrique sur la Claise	116
Figure 97 : Résultats du calage du débit de la Claise.....	117
Figure 98 : Fiche descriptive du bassin versant de la Conie	118
Figure 99: Calages GARDENIA sur la Conie (avec les prélèvements)	120
Figure 100 : Représentation schématique de l'écoulement de la nappe des calcaires de Beauce selon les isopièzes des hautes eaux 2002.....	121
Figure 101 : Résultats des modélisations	123
Figure 102 : Représentation des domaines pour les corrélations IDPR et pourcentage du lent simulé	124
Figure 103 : droite de régression entre IDPR et "lent" simulé en domaine sédimentaire	125
Figure 104 : droite de régression entre IDPR et lent simulé en domaine de socle.....	125
Figure 105 : contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières (en %) – bassins versants	126
Figure 106 : contribution moyenne des eaux souterraines aux débits rivières(en %) – Masses d'eau de surface	127
Figure 107 : Modèle conceptuel des propriétés physiques des roches dans le domaine de socle	129
Figure 108 : résultats pour le Massif central en fonction du pourcentage des masses d'eau souterraines présentes dans chaque bassin versant.	130
Figure 109 : résultats pour le Massif Armoricain	131
Figure 110 : Bassins versants de surface et aquifère de Beauce.....	132

Figure 111 : IDPR moyen et contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières par classe.....	133
Figure 112 : pluies efficaces et contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières pour les classes 7 et 8	135
Figure 113 : Conductivité moyenne ($\mu\text{S}/\text{cm}$) dans les eaux de surface	138
Figure 114 : Conductivité moyenne ($\mu\text{S}/\text{cm}$) dans les eaux souterraines	138
Figure 115 : Corrélation entre conductivité moyenne eaux souterraines et eaux de surface dans les bassins versants et IDPR_U	139
Figure 116 : pH moyen des eaux de surface dans les bassins versants	140
Figure 117 : pH moyen des eaux de surface dans les bassins versants	140
Figure 118 : L'indice échange base dans les eaux souterraines	141
Figure 119 : L'indice échange base dans les eaux de surface.....	142
Figure 120 : concentration moyenne des nitrates en mg/l dans les eaux de surface (stations qualité).....	144
Figure 121 : concentration moyenne des nitrates en mg/l dans les eaux de surface rapportée.....	144
Figure 122 : concentration moyenne des nitrates en mg/l dans les eaux souterraines (piézomètres)	145
Figure 123 : concentration moyenne des nitrates en mg/l dans les eaux de surface rapportée aux bassins versants / Période (1978 – 2009)	145
Figure 124 : carte d'occupation des sols du bassin Loire –Bretagne (Corine Land Cover 2003).....	147
Figure 125 : comparaison IDPR_U et résultats de l'interpolation des teneurs moyennes en nitrates	148
Figure 126 : rapport pour chaque bassin versant entre la concentration moyenne en nitrates dans les eaux souterraines et celle des eaux de surface.....	150
Figure 127 : comparaison des concentrations moyennes mensuelles de la turbidité et des nitrates dans les eaux souterraines et les eaux de surface.	151
Figure 128 : comparaison des concentrations moyennes mensuelles de la turbidité et des nitrates dans les bassins versants à dominante socle et à dominante sédimentaire.....	151
Figure 129 : Comparaison Ratio des concentrations moyennes en nitrates dans les eaux de surface avec lent simulé.....	152
Figure 130 : Valeurs des concentrations moyennes de nitrates d'origine souterraine dans les eaux de surface.....	153
Figure 131 : comparaison de la concentration calculée des nitrates d'origine souterraine dans les eaux de surfaces avec celle observée dans les eaux souterraines.....	154
Figure 132 : Le bassin versant de la Sèvre Niortaise de Chambon.....	155
Figure 133 : chronique piézométrique du point 06104X0014/C32	156

Figure 134 : Evolution des teneurs en nitrates (2000-2008) pour le piézomètre 06104X0014/c32.....156

Figure 135 : Evolution des teneurs en nitrates (2000-2008) pour les qualitomètres eaux de surface et eaux souterraines.....157

Liste des tableaux

Tableau 1 – résultats du calcul du variogramme.....51

Tableau 2 – Pourcentages retenus pour le calcul du ruissellement et de l'infiltration.....71

Tableau 3 – Tableau synthétique de la valeur moyenne des indicateurs par type de bassin versant.....74

Tableau 4 – Résultats de la classification des bassins versants selon les indicateurs hydrologiques77

Tableau 5 – Résultats de la classification des bassins versants selon les indicateurs géomorphologiques83

Liste des annexes

Les annexes sont consultables sous la forme d'un rapport complémentaire.

Annexe 1 Fiches descriptives des bassins versants modélisés

Annexe 2 Résultats des modélisations Gardénia

Annexe 3 Résultats des modélisations Tempo

1. Le bassin Loire-Bretagne

1.1. CONTEXTE HYDROLOGIQUE DU BASSIN LOIRE-BRETAGNE

Le bassin Loire-Bretagne (Figure 1) 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.

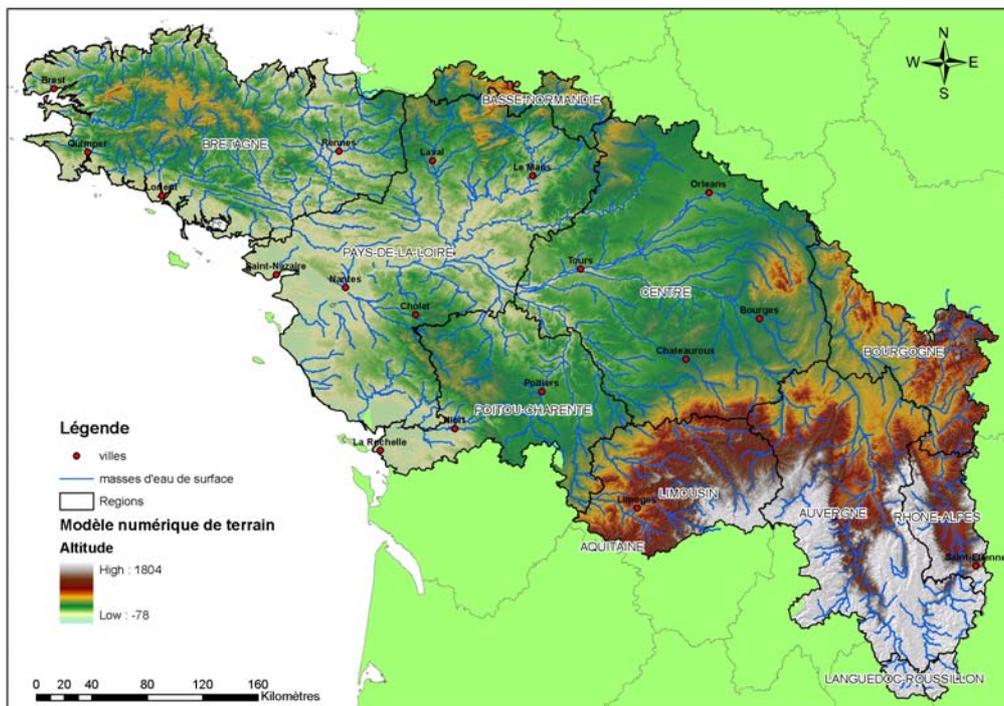


Figure 1 – Le bassin hydrographique Loire - Bretagne

➤ Cinq secteurs géographiques principaux :

- **La moyenne montagne et les hauts plateaux** (pointe Sud-Est et Est du bassin) qui comportent des altitudes qui varient entre - 850 à 1 900 m. Cette zone correspond à une grande partie des Départements du Puy de Dôme, de la Haute-Loire, et à une petite partie de la Nièvre et de la Saône et Loire).

La Loire ainsi que la majeure partie de ses grandes rivières affluentes y ont leur source: Allier, Cher, Vienne /Creuse.

- **Les plateaux** qui correspondent à des zones de transition entre la montagne et la Plaine avec des altitudes de 400 à 800 m (soit les départements de la Haute-Vienne, de la Creuse, de l'Allier, de la Nièvre).

- **La vallée de la Loire et les plaines** (*partie centrale*) qui correspondent notamment à la Plaine et au seuil du Poitou, à la Champagne Berrichonne, à la Touraine, à la Sologne,...

Dans cette zone, les altitudes varient le plus souvent entre 0 et 200 m.

- **Une zone de collines** (*Nord-Ouest du bassin*) composée des départements de la Sarthe, d'une partie de la Mayenne, de l'Eure et Loir et de l'Orne (200 à 400 m d'altitude). C'est dans ce secteur que les rivières qui alimentent la Maine prennent leur source.
- **La Bretagne** (*partie Ouest du Bassin*) où l'on distingue à la fois des Monts (*partie Ouest du Finistère- Monts d'Arrée*), et des plateaux ou des dépressions (*bassin de Rennes*). L'absence de hautes montagnes s'explique par l'ancienneté des roches qui constituent le sol breton. Les altitudes oscillent entre 0 et 350 mètres.

➤ Climatologie

Les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 500 mm et 2200 mm (figure 2), créant ainsi des situations très contrastées sur le bassin avec à la fois des influences océaniques, continentales et méditerranéennes.

Les plus fortes précipitations sont observées sur les deux extrémités du bassin, au niveau des massifs montagneux anciens (Massif Armoricain et Massif Central). Sur la zone bretonne, la frange littorale est plus arrosée que l'arrière-pays. On constate aussi que les larges plaines, traversées par la Loire sont soumises à des apports pluviométriques plus faibles, de l'ordre de 500 à 900 mm.

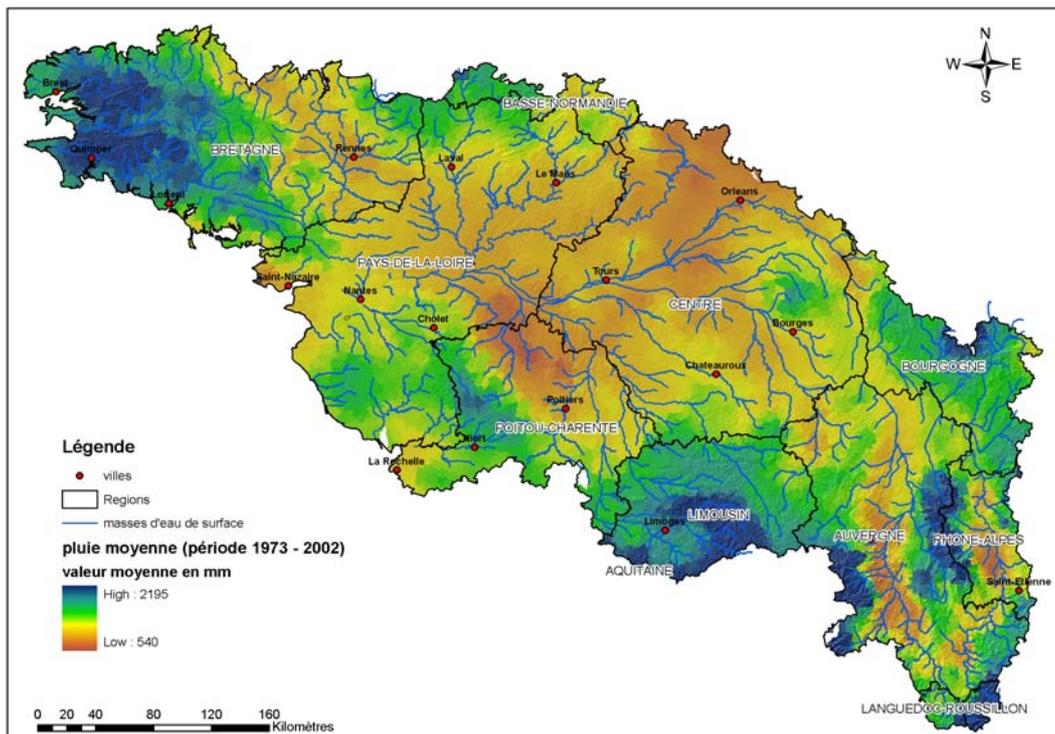


Figure 2 – Pluie moyenne (1973-2002) sur le Bassin Loire Bretagne – Source J.C Schérer

➤ Hydrologie

Le bassin de la Loire et de ses affluents, est alimenté principalement par deux « châteaux d'eau » :

- *le Massif Central* et plus particulièrement la Haute-Loire (Allier et affluents), les Monts d'Auvergne (affluents de l'Allier), la Creuse / Haute-Vienne (Vienne et affluents) et le sud ouest du Morvan.

- *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 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 importants sont l'Arroux (Nièvre) et l'Erdre (Loire-Atlantique).

Le réseau hydrographique breton est dense en raison de son sous-sol (roches anciennes le plus souvent imperméable), 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.

Les stations de jaugeage

En mesurant la hauteur de l'eau sur une rivière en un point précis (station de mesure), on peut calculer le débit de la rivière en ce point. Cette mesure peut être effectuée soit à intervalles réguliers (une fois par jour, par semaine, par mois...), soit de manière continue.

Sur les lacs, cette mesure de hauteur sert aussi à connaître l'évolution du volume dans le lac dans le temps.

La banque nationale **HYDRO** stocke les mesures de hauteurs d'eau en provenance de 3 500 stations de mesures (dont 2 400 sont actuellement en service) et permet de calculer les débits instantanés, journaliers et mensuels sur un très grand nombre de rivières françaises.

Sur la Banque Hydro, on dénombre 612 stations de jaugeage réparties sur l'ensemble du Bassin Loire-Bretagne (voir figure n°3 ci-dessous). Mais l'acquisition des données sur ces stations de mesures n'est pas homogène sur l'ensemble du bassin que ce soit en termes de pas de temps ou de qualité de la donnée.

Les masses d'eau de surface

La définition des types naturels de masses d'eau des cours d'eau est effectuée en croisant d'une part ce que l'on appelle les « hydro-écorégions » et d'autre part la structure du réseau hydrographique. Cela conduit à distinguer:

- des masses d'eau de cours d'eau principaux, représentées de façon linéaire,
- des masses d'eau de très petits cours d'eau, rassemblés en groupe homogène et représentées de façon surfacique.

Pour les masses d'eaux côtières, le croisement des critères hydrologiques (panache d'eau douce, marnage, profondeur et surface découverte à marée basse, vitesse des courants, exposition à la houle, mélange vertical des eaux, temps de résidence) et sédimentaires (nature des sédiments) a permis de caractériser 18 masses d'eau différentes à l'échelle nationale, dont 12 sont représentées sur le bassin Loire-Bretagne.

Les masses d'eau de transition quant à elles, correspondent aux estuaires.

Sur l'ensemble du Bassin Loire Bretagne, on distingue 730 masses d'eau de surface répartie de manière assez homogène sur l'ensemble du territoire (Figure n°3).

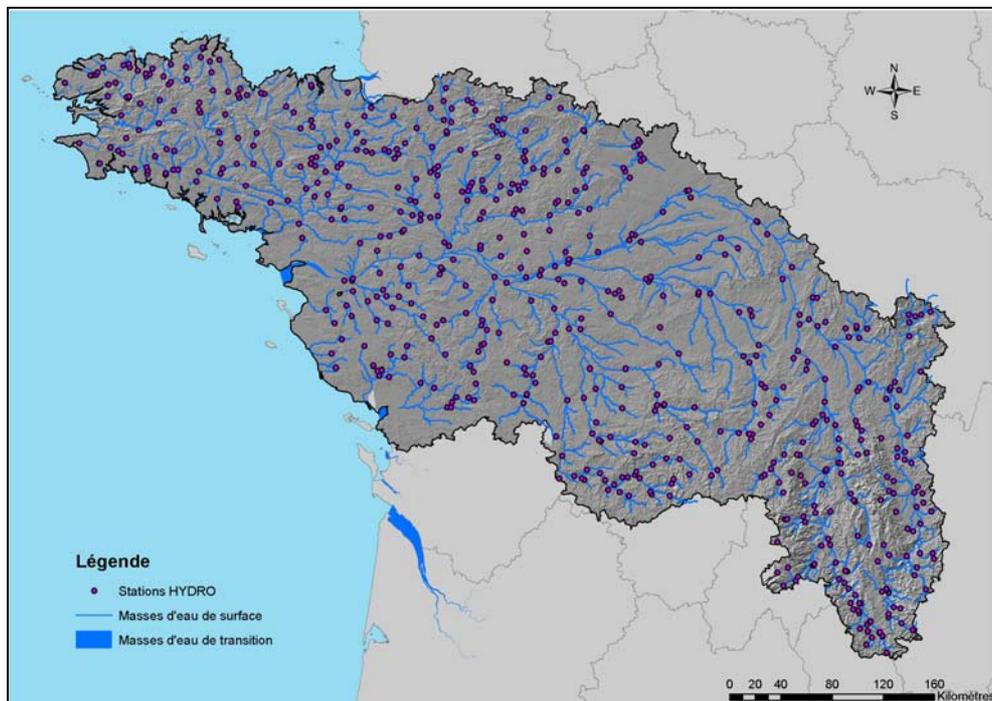


Figure 3 – Masses d'eau de surface et stations de la Banque Hydro

1.2. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN LOIRE-BRETAGNE

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).

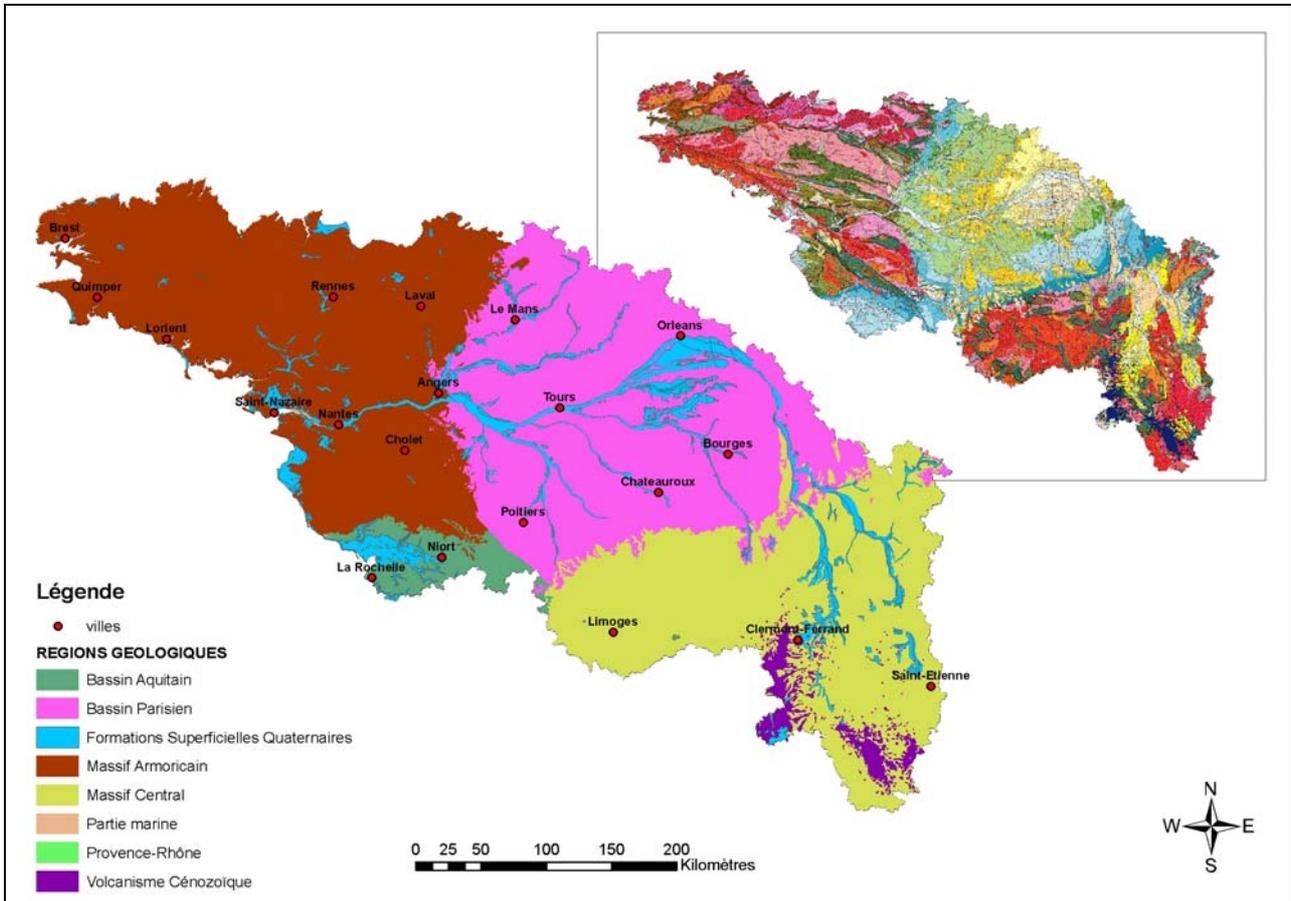


Figure 4 – Les régions géologiques du bassin Loire - Bretagne

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.

Le bassin Loire - Bretagne contient les grands types de gisements d'eau souterraine que l'on rencontre sur le territoire national :

- des aquifères de socle, en général de petite extension ;
- des aquifères sédimentaires avec nappes libres, d'extension variable ;
- des aquifères sédimentaires avec nappes captives ;
- des aquifères alluviaux ¹ ;
- et des zones karstiques

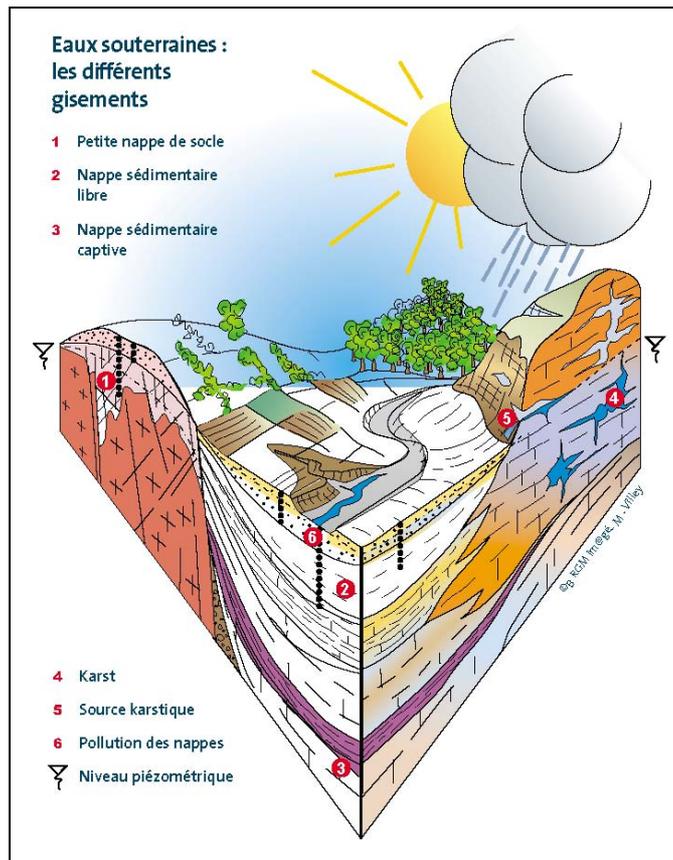


Figure 5 – Schéma conceptuel des différents gisements d'eaux souterraines

Les masses d'eau

Les masses d'eau souterraines ont été réparties selon les cinq types géologiques présents dans le bassin à savoir : i) les réservoirs à dominante sédimentaire non alluviale, ii) les réservoirs alluviaux, iii) les réservoirs imperméables, iv) les réservoirs de socle et v) les réservoirs volcaniques.

Dans le Bassin Loire-Bretagne, on distingue 143 masses d'eau de niveau 1. A l'exception de « l'intensément plissé », tous les domaines hydrogéologiques y sont représentés (Figure n°6 ci-dessous).

Sur ces 143 unités, on identifie :

- 71 masses d'eau qui présentent un risque de non atteinte du bon état qualitatif en 2015,
- 59 masses d'eau qui ne présentent aucun risque qualitatif,
- et 13 masses d'eau pour lesquelles il n'a pas été possible de faire une estimation fiable de leur état en 2015 (source Agence de l'Eau Loire Bretagne - 2004).

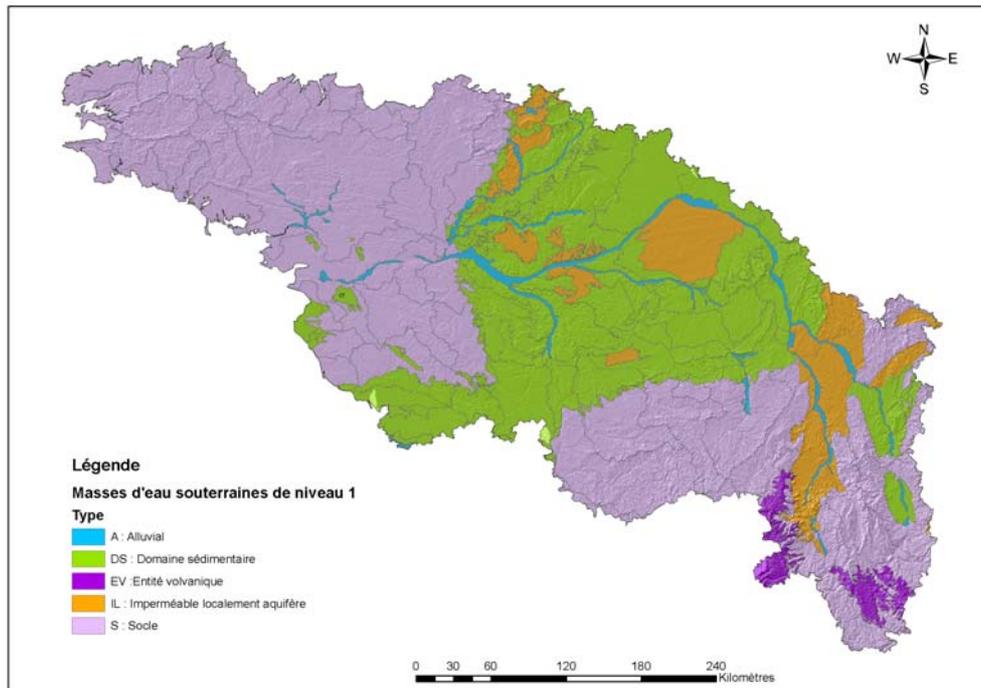


Figure 6 : Les domaines de socle et sédimentaire localisés sur le bassin Loire - Bretagne

1.2.1. Le domaine du socle

Principales caractéristiques des eaux souterraines en contexte de socle

Le Massif Armoricain est l'un des deux grands massifs anciens français. Il est principalement constitué de terrains cristallins (granites, gneiss, micaschistes...) et accessoirement de terrains sédimentaires (calcaires, grès...).

Tronçon affleurant de la chaîne varisque qui a été érigée au cours du Paléozoïque, il y a 300 millions d'années, le Massif Armoricain est organisé en deux blocs structuraux majeurs : les blocs nord et sud-armoricains. Ces derniers sont séparés par le cisaillement sud-armoricain qui prend en écharpe la région d'ouest en est, depuis la Roche-Bernard jusqu'au sud de Cholet en passant par Nantes.

Au cours de son évolution, le massif est resté à l'écart des grandes zones de tectonique active telles la collision alpine ou l'ouverture de l'Atlantique et n'a donc subi que des influences mineures. De ce fait et suite à une intense érosion, une couverture sédimentaire constituée de carbonates de plate-forme, de marnes et de sables d'âge secondaire et tertiaire s'est déposée sur ses marges, en liaison avec le développement des grands bassins marins (le bassin de Paris à l'est et le bassin d'Aquitaine au sud).

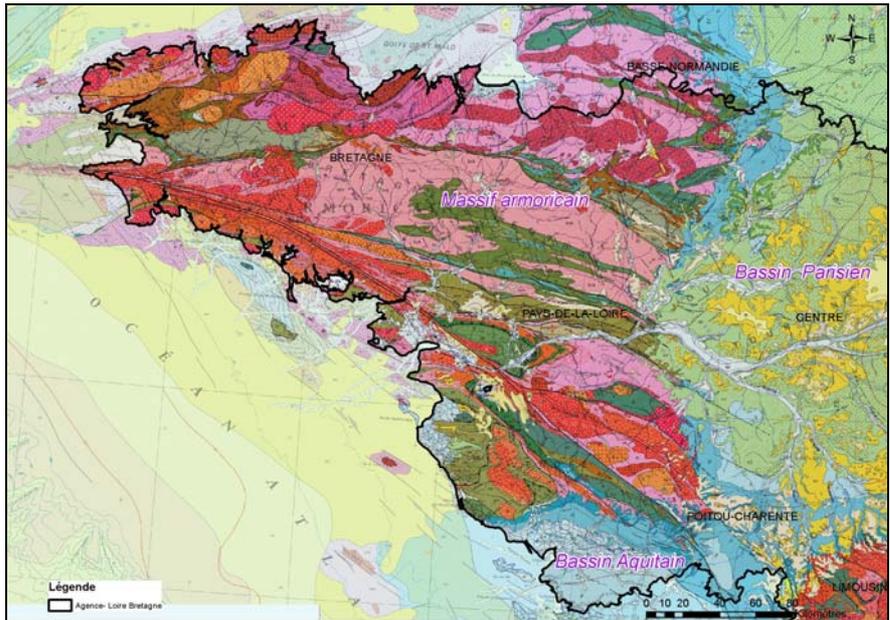


Figure 7 : Massif Armoricain – Carte géologique au 1/1 000 000 (extrait)

Enfin, les ajustements tectoniques, associés à la mise en place des Alpes, ont initié au sein même du massif, de nombreux petits bassins tertiaires.

Les roches magmatiques et métamorphiques qui constituent l'essentiel du Massif Armoricain sont globalement peu favorables aux circulations aquifères importantes. Une étude réalisée en 1999 sur les formations de socle de Vendée a en effet montré que le pourcentage de forages dont le débit était supérieur ou égal à 10 m³/h variait de 3 à 33 % en fonction de la lithologie. Le débit moyen de 25 % des meilleurs forages situés dans les formations les plus productives ne dépasse pas quant à lui 40 m³/h.

Dans les terrains de socle, la productivité des aquifères est en fait étroitement liée à la présence d'altérites et au degré de fracturation des niveaux sous-jacents.

Les altérites qui se caractérisent par une forte porosité et une faible perméabilité constituent un réservoir qui alimente l'horizon fissuré par drainage. Ce dernier est généralement beaucoup plus perméable en raison de l'interconnexion des fissures qui favorise la circulation des eaux souterraines. C'est dans la partie supérieure de cet horizon que les venues d'eau sont les plus importantes. Enfin les réservoirs d'eau souterraine en domaine de socle sont étroitement liés aux limites des bassins versants de surface dont ils partagent les limites et héritent en grande partie de leurs caractéristiques.

Capacité d'infiltration

Le bassin versant constitue la principale unité de surface sur laquelle les investigations en matière d'hydrogéologie ont été menées. En effet, l'approche de la sensibilité du sous-sol au ruissellement et à l'infiltration peut être menée sur un bassin versant en caractérisant la capacité du sous-sol à infiltrer. Cette capacité est obtenue en croisant la perméabilité des roches et la profondeur de la nappe.

Cette capacité du sous-sol à infiltrer est d'autant plus forte que l'épaisseur de la zone non saturée est importante (la nappe étant profonde la possibilité d'emmagasinement est importante) et que la perméabilité des formations géologiques est notable (les débits souterrains permettant de reconstituer la capacité d'accueil de l'aquifère entre deux périodes de recharge).

Relations des eaux souterraines avec les eaux de surface

La participation des eaux souterraines à l'écoulement total d'un cours d'eau peut être estimée à l'aide d'une modélisation globale réalisée à l'échelle du bassin versant (objet de cette étude).

Cette modélisation permet de décomposer le débit journalier mesuré au droit d'une station hydrométrique en une composante rapide (ruissellement) et une composante lente (apport des aquifères). Ceci permet de connaître la quantité d'eau souterraine drainée par le cours d'eau. En été lors de l'étiage la participation des eaux souterraines au débit de la rivière peut atteindre 100 %.

En l'état actuel des connaissances, en domaine de socle, un système aquifère est à la fois un réservoir capable d'emmagasiner des volumes plus ou moins importants d'eau provenant des pluies infiltrées, et un conducteur permettant les écoulements souterrains et la vidange progressive du réservoir vers ses exutoires naturels que sont les rivières.

En domaine de socle (notamment en Bretagne) ces deux fonctions sont le plus souvent séparées :

- Le rôle de réservoir (fonction « capacitive ») est assuré principalement grâce à l'altération de la roche en place, développée depuis la surface sur, parfois, plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur,
- L'eau souterraine circule surtout (en terme de volume relatif à l'échelle du bassin) par le réseau de fissures et fractures existant plus bas, dans la roche « saine » ou moins atteinte par l'altération.

Les eaux souterraines sont donc situées au sein de deux aquifères superposés et en contact permanent : celui des altérites et celui du milieu fissuré.

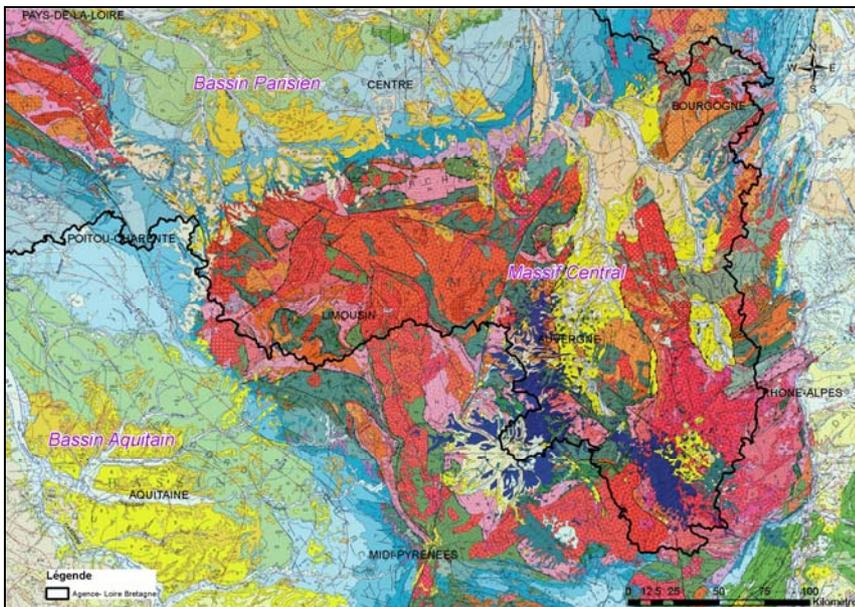
Mais certains auteurs ont démontré qu'un niveau intermédiaire - où la roche subit une altération qui fait notamment gonfler les biotites, ce qui crée un éclatement et une foliation horizontale - est aussi un réservoir mais ne correspond pas à l'appellation classique "d'altérites" surtout composées d'argiles et d'oxydes.

Le massif central

Le sous-sol de la Bretagne est donc constitué de roches dures anciennes dites de « socle ». Ces roches sont présentes dans le Massif armoricain mais également dans le Massif central.

Le Massif central, qui comprend principalement l'Auvergne et le Limousin (Figure n°8), est considéré comme le « château d'eau » du Centre de la France car il donne naissance à de nombreux cours d'eau tels que la Loire et ses affluents.

La géologie du massif central se caractérise essentiellement par trois zones structurales majeures qu'on retrouve aussi dans la décomposition du relief: un socle aplani, des dépôts sédimentaires en plaine et des édifices volcaniques.



Le socle ancien est constitué par une épaisse série de roches métamorphiques (gneiss et micaschistes). Des intrusions granitiques se sont produites à travers cette série métamorphique, constituant les formations de la chaîne hercynienne.

Au Tertiaire, la mise en place des Pyrénées et des Alpes (entre 40 et 70 Ma) va soulever le vieux massif, provoquant la formation de grands fossés (plaine de Limagne, Forez). L'érosion ensuite, comble progressivement les fossés.

Figure 8 –Le Massif Central dans le bassin Loire Bretagne - Extrait de la carte géologique au 1/1000 000

Ces fossés se remplissent de sédiments lacustres divers : schistes, argiles, marnes, calcaires ;...

A la fin du Tertiaire, c'est la mise en place de larges nappes d'alluvions détritiques sur le Nord de la région.

Le trait géologique dominant du massif central est constitué par le volcanisme, contrecoup des plissements alpins, avec des montées intrusives de magmas à travers les sédiments marno-calcaires (plateau basaltique de Gergovie), l'érection de grands édifices de laves, cinérites et brèches (Cantal) et au Quaternaire, la mise en place de la chaîne des Puys.

La ressource en eau souterraine est le reflet du contexte géologique et pluviométrique. Au niveau du massif central, on distingue quatre types principaux d'aquifères :

- Les formations de socle (Limousin et 50 % de l'Auvergne) ont un fonctionnement hydrogéologique uniforme avec des émergences au cœur des thalwegs, par débordement de nappe d'arènes à la faveur de failles ou de fractures. Les débits sont de l'ordre de quelques dixièmes de litres à quelques litres par seconde.
- Les formations sédimentaires (fossés d'effondrement comblés par des éléments détritiques fins) ne sont pas propices à d'importantes ressources souterraines de par la nature des matériaux qui sont le plus souvent imperméables ; malgré cela on dénote quelques aquifères reconnus

mais d'une grande hétérogénéité. Sur les bordures des bassins, les terrains calcaires fracturés laissent apparaître des sources, des fonctionnements karstiques et des remontées parfois hydrothermales.

- Les formations volcaniques offrent un paysage hydrogéologique varié entre les formations imperméables du Cantal et les formations très perméables de la chaîne des Puys.
- Les zones alluviales pratiquement cantonnées à la vallée de l'Allier correspondent à des formations de graves de faible épaisseur avec de fortes interrelations nappes – rivières. Ce système alluvial constitue néanmoins la plus grande partie de l'alimentation des deux départements du Puy de Dôme et de l'Allier.

1.2.2. Le domaine sédimentaire

Le bassin parisien

Le Bassin parisien est un bassin sédimentaire, constitué par l'empilement de couches alternativement meubles et cohérentes qui se relèvent à sa périphérie, formant des cuestas ou des boutonnières.

Il comprend l'ensemble des terrains post paléozoïques qui s'appuient sur le Massif armoricain à l'ouest, le Massif central au sud, les Vosges à l'Est et le massif ardennais au nord-est. Il est largement ouvert vers le nord de la France, où le bassin belge en est la continuation naturelle, et vers la Manche.

Le centre du Bassin de Paris se caractérise par des plateaux sub-horizontaux, des buttes allongées selon une direction nord-ouest/sud-est, des vallées larges, à versants raides et concaves.

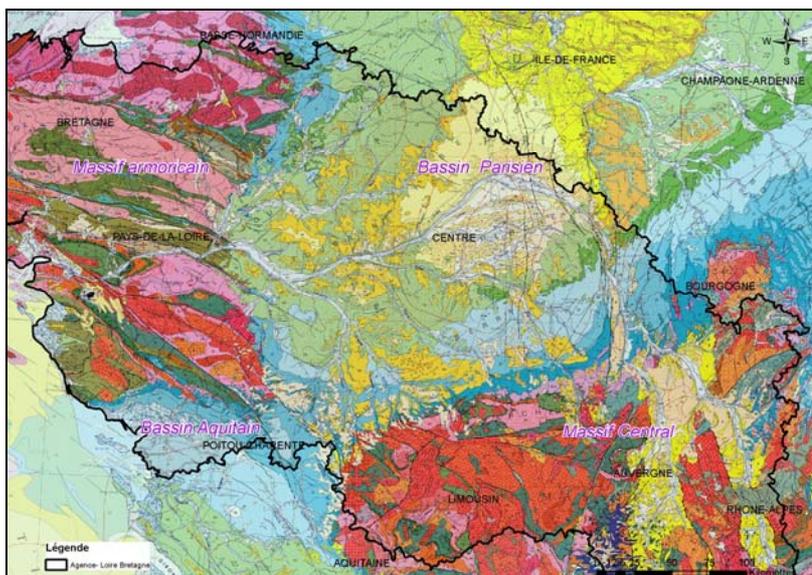


Figure 9 –Le bassin parisien dans le bassin Loire Bretagne Extrait de la carte géologique au 1/1000 000

Le bassin de Paris présente des altitudes modestes, ne dépassant pas souvent les 250 mètres à l'exception des bordures septentrionales et orientales.

Les paysages morphologiques qui le caractérisent découlent de son histoire géologique, ils en sont synchrones ou postérieurs (voir figure n°10 ci-dessous).

Le Bassin parisien se constitue dès le Permien, il y a environ 295 millions d'années, mais il ne recouvre son véritable aspect qu'à partir du Trias, il y a 245 millions d'années à l'Ere secondaire.

- Du Lias au Crétacé moyen, la mer gagne vers l'est sur les domaines germaniques ou alpins.
- A partir du Crétacé supérieur, le Bassin parisien est en communication avec le nouvel océan Atlantique par le seuil du Poitou ou par la Manche et la Mer du Nord.
- Au Paléogène, soit au début de l'Ere tertiaire, il y a 65 millions d'années, la surrection du dôme de l'Artois ferme le bassin vers le nord.

Le retrait de la mer stampienne des Sables de Fontainebleau à l'Oligocène, écarte définitivement la mer du Bassin parisien en général.

De cette histoire géologique subsistent des sédiments de lithologie contrastée où dominent en alternance, calcaires ou grès, d'une part, marnes, argiles ou sables, d'autre part. Les couches sont dans l'ensemble inclinées vers le centre du bassin, formant la cuvette parisienne avec des ondulations et des dislocations localement importantes.

Puis, des formations superficielles élaborées sous des climats d'abord chauds (allant de l'hyper-humide à l'aride) devenant plus frais (tempérés chauds au Pliocène et peut-être au Quaternaire ancien, tempérés ou froids au Quaternaire) témoignent de l'histoire continentale du Bassin parisien dès le début du Tertiaire à sa périphérie et au Miocène inférieur (il y a environ 23,5 millions d'années) pour la partie centrale, après l'assèchement du lac de Beauce. Enfin des formations superficielles héritées de deux types sont présentes:

- autochtones : altérites, paléosols, des formations résultant d'altération comme les argiles à silex, les meulières,
- allochtones (qui proviennent donc de substrats étrangers au Bassin parisien et qui furent transportées) : épandages fluviaux du Massif Central notamment, dépôts éoliens du Quaternaire (moins de 2 millions d'années) à l'origine des limons loessiques, dont seront issus les sols bruns.

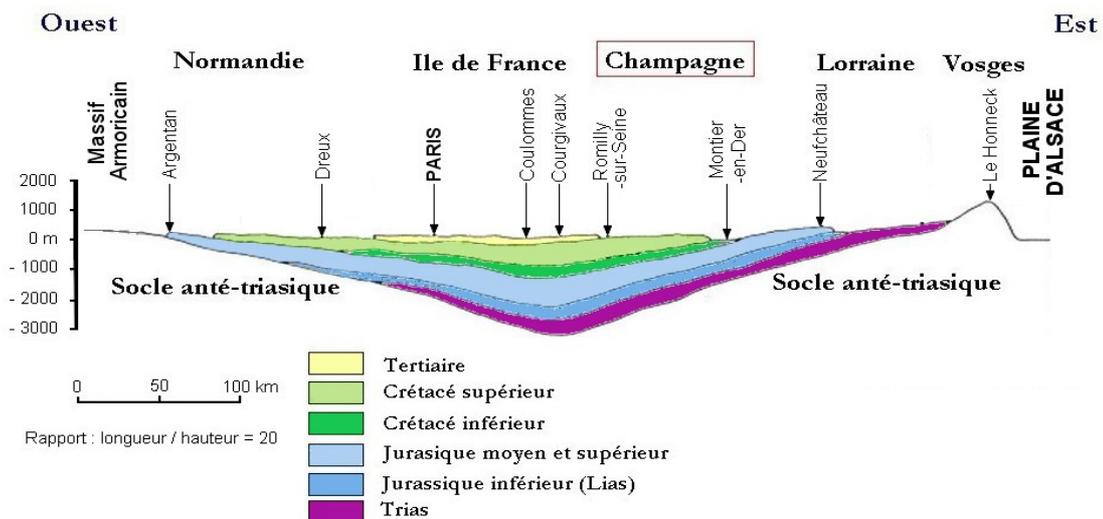


Figure 10: Coupe schématique du Bassin Parisien entre le Massif Armoricain et la plaine d'Alsace d'après Cavalier, Mégnién, Pomerol et Rat (1980)

Le Pliocène supérieur et surtout le quaternaire ancien (-3,4 millions d'années) ont été presque partout la période fondamentale pour la mise en place des formes structurales. En effet, les contrecoups des mouvements agitant le massif des Alpes ont entraîné une remontée générale du Bassin parisien d'environ 200 mètres, assurant ainsi une intense érosion facilitée par le climat tropical chaud et humide.

Ainsi, une longue sédimentation et une intense érosion aboutissent à la formation de quatre grands plateaux : le plateau de Beauce ; le plateau de Brie ; le plateau de la Plaine de France (le Parisis) et le plateau du Vexin.

Les principaux aquifères du bassin parisien

Les bassins sédimentaires renferment les principales ressources en eau du fait de leur porosité (grains, ciment et pores).

Le bassin de Paris comporte plusieurs types d'aquifères (voir figure 11 ci-dessous) :

- Des aquifères étendus monocouches à nappe libre de type siliceux (grès vosgiens) ou le plus souvent carbonaté (calcaires jurassiques, craie, grands plateaux du Tertiaire). Les variations locales de faciès, de fracturation, de topographie et d'altération jouent un rôle important dans les caractéristiques hydrogéologiques, notamment dans le degré de karstification. Ce type de couche possède des liens étroits avec les cours d'eau ainsi que des échanges avec les alluvions.

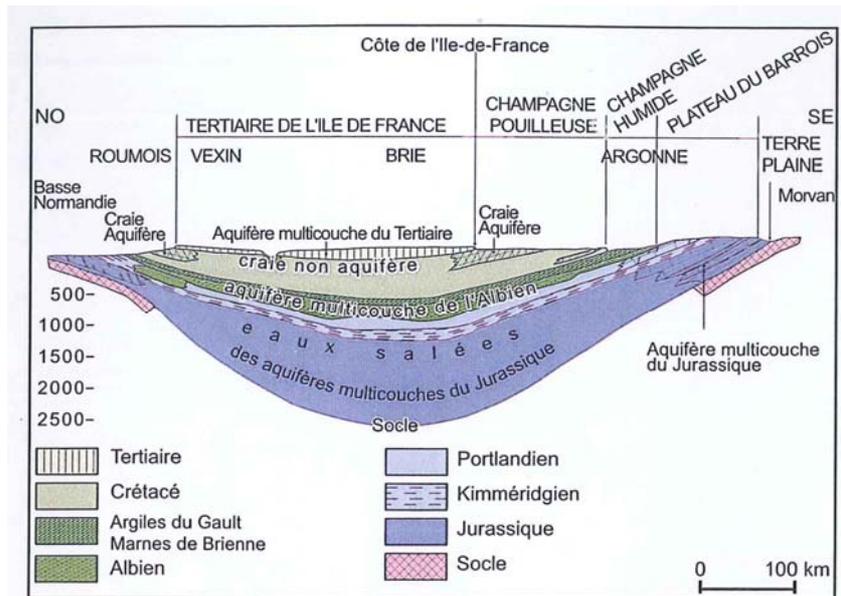


Figure 11: Les principaux aquifères du Bassin Parisien – Source : « Aquifères et eaux souterraines »

- Des aquifères captifs profonds qui sont très étendus jusqu'au centre du bassin.

On distingue les quatre principaux aquifères multicouches suivants :

- La nappe de la craie du Séno-turonien et faciès cénomanien sableux
- La nappe des sables verts de l'Albien et Néocomien
- La nappe des calcaires du Jurassique moyen et inférieur
- La nappe des grès vosgiens du Trias inférieur

Au niveau du bassin Loire-Bretagne, l'un des principaux aquifères est le système aquifère des calcaires de Beauce, qui constitue l'un des plus importants aquifères de France et s'identifie au plateau calcaire compris entre la Loire au Sud, le Loing à l'est, la Cisse, le Loir et l'Eure à l'Ouest, soit une superficie de 7500 km².

Dans le bassin du Loir, ces calcaires occupent le quart nord-est. Ils surmontent la craie à l'est du Loir et se développent vers l'est et la région de la Beauce jusqu'à atteindre 190 à 200 mètres d'épaisseur au centre du plateau. Ce calcaire est intensément fracturé, parfois karstique. Il constitue un aquifère continu très transmissif, où les circulations restent rapides. La nappe de Beauce, située dans un système multicouche reposant pour partie sur la craie et surmontée d'une zone non saturée importante (jusqu'à 60m), **s'écoule vers le sud** avec une faible composante vers le Loir en limite d'affleurement.

On distingue aussi la Sologne, qui s'étend sur la Boucle septentrionale de la Loire sur près de 4000 km². Il s'agit d'une dépression où se sont accumulés depuis le Trias, des dépôts sédimentaires.

Le Bassin Aquitain

Le seuil du Poitou désigne la limite séparant le bassin Parisien du Bassin Aquitain, ce dernier composant le second grand ensemble sédimentaire concernant le territoire de l'étude. Vendée, Vienne et Deux-Sèvres sont les principaux départements inclus en totalité ou pour partie dans le périmètre du Bassin Loire Bretagne.

En Vendée, les aquifères sont composés de formations sédimentaires qui se répartissent entre le Bassin Aquitain et le Bassin Parisien

Ces formations sédimentaires sont le plus souvent fortement perméables et renferment notamment des nappes libres exploitées pour l'Alimentation en Eau Potable.

Les eaux souterraines des formations sédimentaires crétacées proches de l'estran ont tendance à devenir saumâtres du fait de l'intensification des pompages.

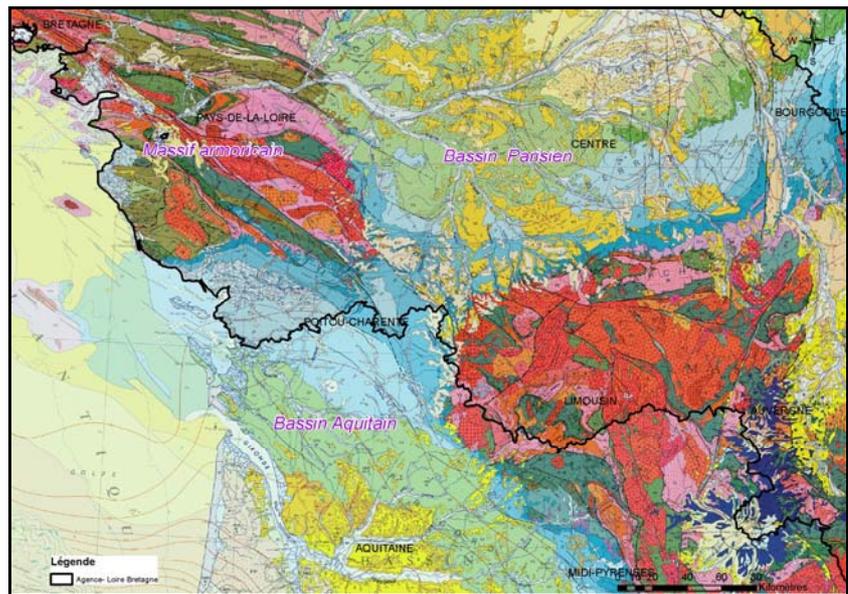


Figure 12 –Le bassin aquitain dans le bassin Loire Bretagne Extrait de la carte géologique au 1/1 000 000

De potentialité beaucoup plus restreinte (quelques m³/h au plus) les formations de socle offrent une ressource liée au degré de fracturation de ce réservoir. Elles sont peu utilisées en AEP mais permettent toutefois l'alimentation de puits ou forages individuels. Ces nappes, directement influencées par la pluviométrie sont exposées aux pollutions diffuses.

En Vendée, les terrains sédimentaires de couverture recèlent aussi d'importantes ressources en eau. A Noirmoutier et dans le Marais Breton, la nappe d'eau salée contenue dans les calcaires lutétiens et les sables cuisins (Eocène), utilisée pour l'aquaculture, est sollicitée par des ouvrages peu profonds (10 à 15 m) dont le débit est compris entre 50 et 200 m³/h.

Plus au sud dans la plaine de Luçon, les calcaires du Dogger et du Lias (Jurassique) font l'objet de prélèvements importants, en particulier pour l'irrigation.

Au niveau des bassins tertiaires, la porosité et la perméabilité des formations éocènes (formations carbonatées plus ou moins détritiques), oligocènes (calcaires et marno-calcaires) et pliocènes (sables et graviers) autorisent des prélèvements de l'ordre de 200 m³/h mais confèrent une grande vulnérabilité aux aquifères.

Les alluvions

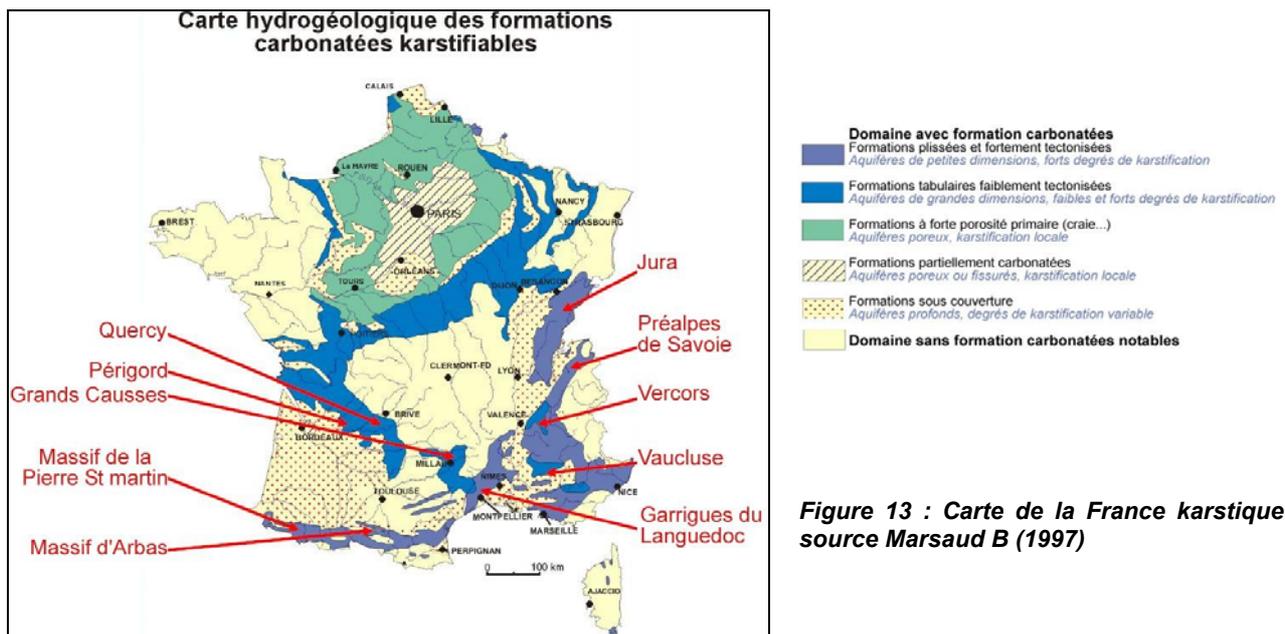
L'aquifère des nappes alluviales est représenté par des sables et graviers occupant le lit majeur des grandes vallées (Loire, Allier...).

Les nappes alluviales sont peu épaisses, et leur régime est très influencé par celui des cours d'eau. À la différence de nappes profondes comme celles des calcaires de Beauce, leur inertie est faible : en cas de sécheresse de printemps ou d'été, elles sont beaucoup plus fragiles que les nappes profondes ; elles sont en revanche plus rapides à se reconstituer au moment des pluies automnales.

Leur amplitude piézométrique est de l'ordre de 2 à 3 mètres sans variation pluriannuelle notable. En règle générale, le niveau de la nappe est étroitement contrôlé par le cours d'eau.

Les Karsts

La karstification est un ensemble de processus d'érosion effectués par l'eau souterraine qui se charge en CO₂ essentiellement produit dans les sols. Ce gaz se transforme en acide dans l'eau et dissout les roches carbonatées en particulier lorsqu'elles sont fracturées. Ces vides forment des aquifères dits « karstiques » dans lesquels l'eau peut circuler très rapidement, s'accumuler et émerger par l'intermédiaire de sources dont le débit moyen peut atteindre plusieurs m³/s.



Comme nous le montre la Figure 13 ci-dessus, le bassin Loire Bretagne possède en son centre des zones carbonatées susceptibles de renfermer des aquifères karstiques :

- des formations tabulaires carbonatées faiblement fissurées qui correspondent à la bordure jurassique du Bassin Parisien, ces aquifères de grandes dimensions, peuvent avoir de faibles à forts degrés de karstification.
- Des formations poreuses avec des karstifications locales
- Des formations sous couverture avec des karstifications variables comme dans le Val d'Orléans avec la nappe des calcaires de Beauce qui est aussi en relation étroite avec la nappe alluviale sus-jacente.

1.2.3. Evolutions piézométriques tous aquifères confondus

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 on classe 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

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.

Les paragraphes précédents, ont montré de manière succincte la diversité et la complexité du bassin Loire-Bretagne. Il est notamment caractérisé par sa grande taille (155 000 km²) et par la présence de contextes hydrogéologiques variés: il contient à la fois des aquifères sédimentaires, des nappes alluviales, des aquifères de socle et des niveaux aquifères volcaniques (uniquement dans le Massif Central). Cette diversité de comportements hydrogéologiques se retrouve aussi dans l'allure des fluctuations piézométriques comme le montre la figure n°14.

La Zone Non saturée

La Zone Non Saturée (ZNS) est déterminée par les variations de ces fluctuations piézométriques.

Pour chaque piézomètre, la ZNS moyenne a été calculée à partir d'une grille au pas de 250 m (cf. paragraphe 2.1.3).

Il en ressort :

- Rapportés aux niveaux maximums enregistrés, ces écarts montrent les lieux de possible débordement des nappes lorsque l'épaisseur de la ZNS est faible ou nulle. Comme le montre la carte, il s'agit principalement de nappes alluviales, des zones de marais breton, ainsi que certaines nappes captives (artésianisme).
- On constate globalement que les épaisseurs de ZNS les plus élevées se situent dans le Massif central et dans le domaine sédimentaire (Bassin Parisien en grande majorité).
- On observe une gradation Nord – Sud des valeurs de ZNS dans le Massif Armoricaïn, avec au Nord des valeurs généralement plus faibles qu'au Sud.
- On distingue des valeurs différentes dans les deux zones de socles avec des valeurs plus élevées dans le Massif Central (dues principalement aux aquifères volcaniques) que dans le Massif Armoricaïn.

Le calcul de l'amplitude moyenne des niveaux des nappes dans les piézomètres du bassin Loire Bretagne sera traité au paragraphe 2.2.

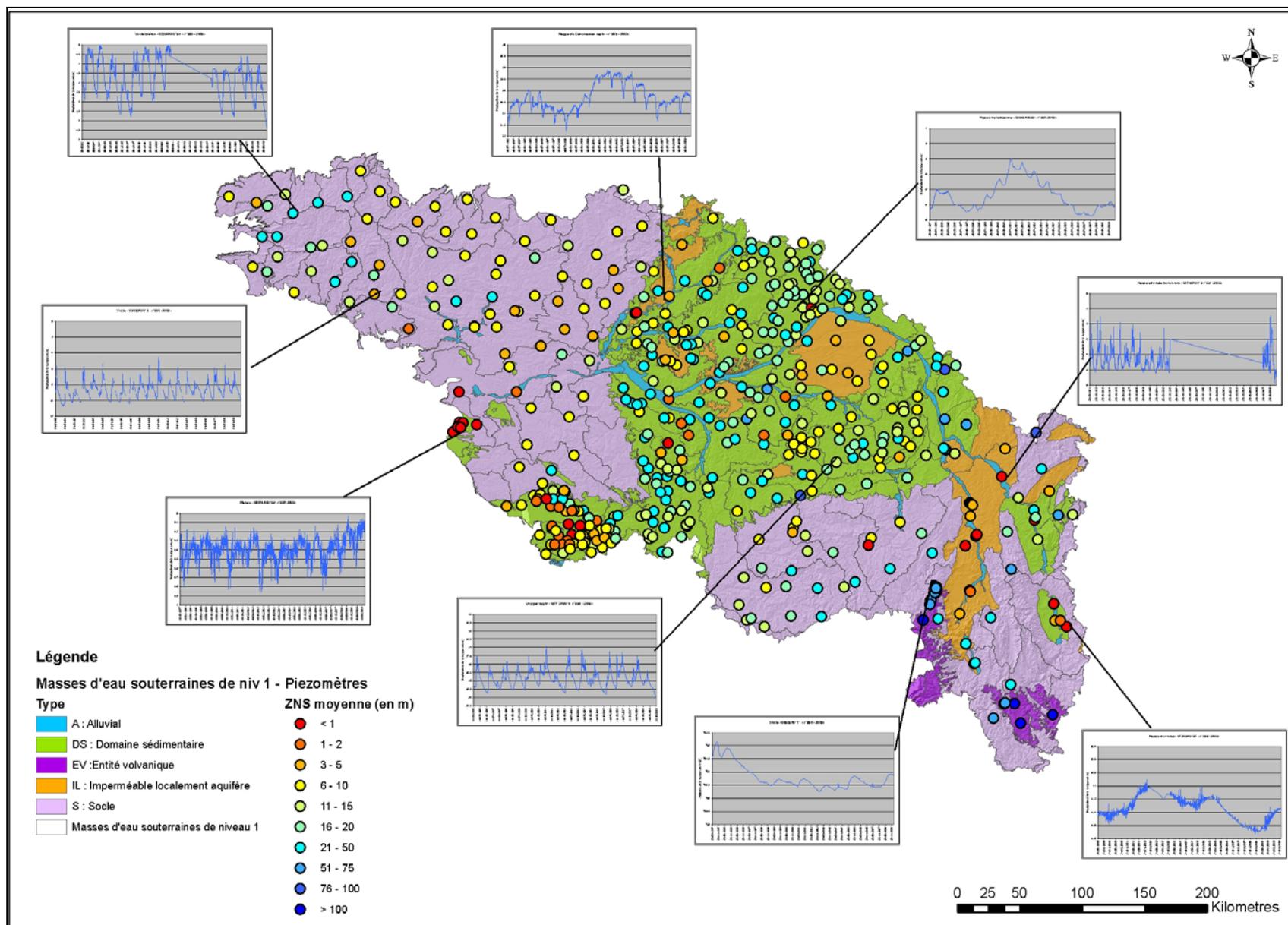


Figure 14: Evolutions piézométriques et amplitude de la ZNS moyenne sur les piézomètres du réseau ADES

2. Analyse du territoire et des fonctions de transferts des eaux – Approche qualitative

L'analyse de la première réponse de l'ensemble « sol + sous-sol », est basée sur une approche qualitative qui se fonde sur une démarche d'analyse aisément transposable en tout lieu du territoire, en réalisant une typologie des bassins versants.

Cette classification des bassins versants permettra de comprendre leur fonctionnement mais aussi de mieux appréhender les relations nappes-rivières.

Cette phase de l'étude va nous permettre d'estimer la perméabilité verticale des terrains, de distinguer les zones les plus infiltrantes des zones les plus ruisselantes, et de caractériser les bassins versants grâce au développement d'indicateurs spatiaux ou cartographiques.

2.1. LES INDICATEURS

2.1.1. Caractérisation des bassins versants

La densité de drainage

La densité de drainage (le rapport des linéaires de cours d'eau à la surface considérée) est un indicateur du rôle des couches géologiques superficielles sur l'infiltration de l'eau de pluie dans le sol, et par voie de conséquence sur le ruissellement de l'eau qui ne s'est pas infiltrée.

Avec :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

D_d : densité de drainage [km/km²] ;

L_i : longueur de cours d'eau [km] ;

A : surface du bassin versant [km²].

L'analyse de la densité du réseau sur le bassin Loire-Bretagne montre que s'il n'y a pas de concordance évidente entre les grands axes hydrographiques et la géologie, il n'en va pas de même à l'échelle des bassins élémentaires où la densité de drainage, paramètre essentiel du fonctionnement hydrologique, est largement conditionnée par la nature des roches (voir figure n° 15).

Aux densités élevées supérieures à 0.9 km/km² dans les terrains cristallins du Massif Armoricaïn, du Massif central et du Morvan s'opposent les densités faibles, de l'ordre de 0.5 km/km² des régions sédimentaires avec, dans le nord-est de la Beauce, un secteur sans écoulement apparent.

En revanche la densité de drainage traduit bien les variations de relief entre les zones de plaines et les zones d'altitudes plus marquées, ces dernières favorisant la multiplication du réseau hydrographique.

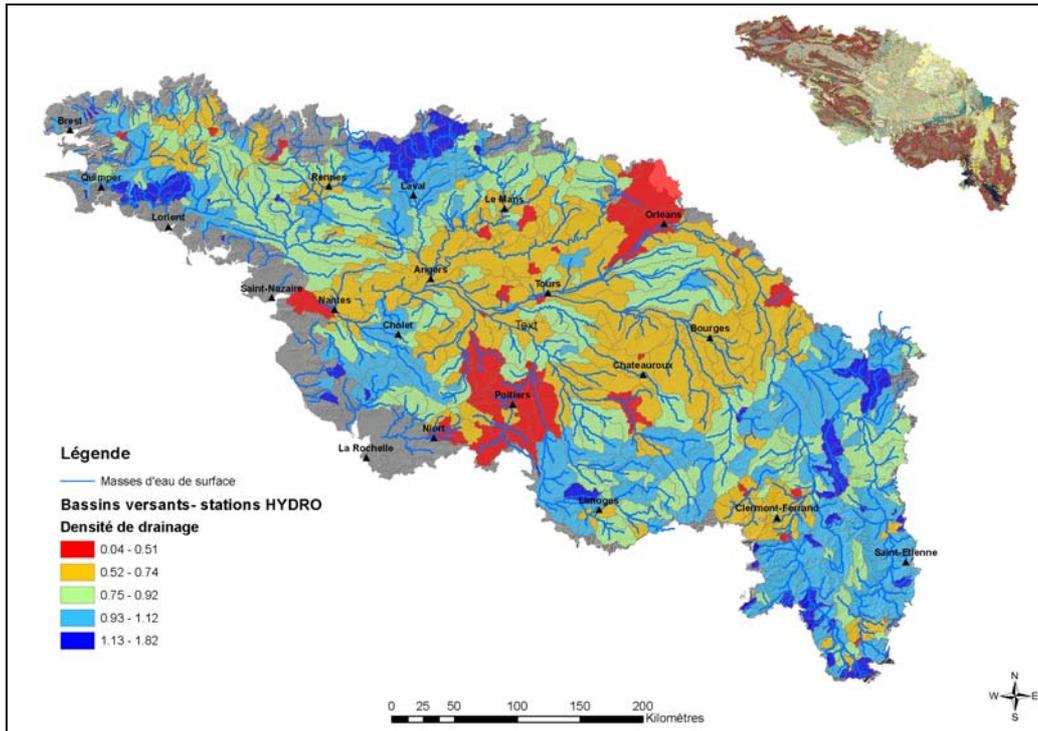


Figure 15: La densité de drainage des bassins versants Hydro

L'Indice de compacité

La forme d'un bassin versant influence celle de l'hydrogramme de crue à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, un bassin versant de forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de *temps de concentration*.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple l'*indice de compacité de Gravelius* (1914) K_G , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle de même surface.

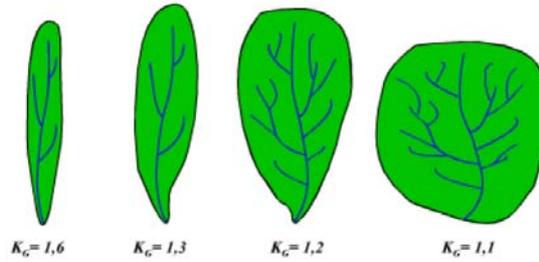
$$K_G = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

K_G est l'indice de compacité de Gravelius,

A est la surface du bassin versant [km^2],

P est le périmètre du bassin [km].

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface.



Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée, tel qu'illustré par la figure ci dessous.

L'indice de compacité permet l'évaluation globale du réseau de drainage. Plus l'indice de Gravelius est faible, plus le temps de concentration des eaux vers l'exutoire sera court.

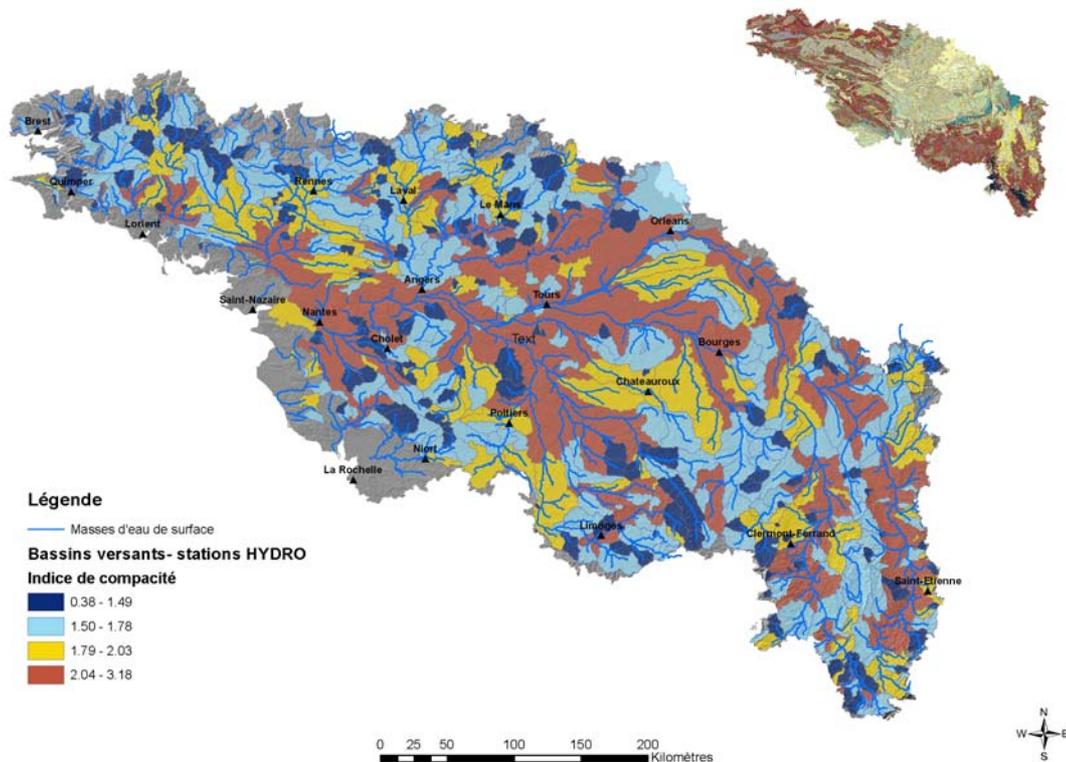


Figure 16 : Les indices de compacité des bassins versants Hydro

Sur le bassin Loire-Bretagne, le calcul de l'indice de compacité (calculé selon la méthode de Gravelius, voir figure n°16) met en évidence l'axe hydrographique prédominant que constitue la vallée de la Loire et les bassins versants de ses principaux affluents, surtout dans sa partie centrale, qui montrent des valeurs d'indice de compacité élevés et donc des temps de transfert des eaux vers l'exutoire très longs.

Ces valeurs sont la plupart du temps supérieures à 1,5 dans les bassins versants en domaine sédimentaire, à l'exception des zones de transition entre le Bassin Parisien et le Massif Armoricain, comme le bassin de la Maine ou encore celui de l'arc Jurassique qui ont des indices de compacité moins élevés, correspondant à des temps de concentration plus faibles.

Dans les terrains de socle, la situation est plus contrastée avec :

1. Au niveau du Massif Armoricain, une sectorisation Nord-Sud des indices de compacité, avec au nord des bassins versants plus compacts, des temps de concentration plus faibles alors qu'au sud d'une ligne Quimper-Rennes, les bassins versants ont une morphologie plus allongée entraînant une augmentation des temps de concentration.

2. Dans le Massif Central, les variations des valeurs de cet indice, reflètent assez bien les contrastes géologiques :

- Les bassins versants à dominante « édifice volcanique » ont de faibles indices, la plupart du temps inférieur à 1.4 ;
- les bassins versants à dominante « socle » ont des indices, compris entre 1.5 et 1.8.
- et les bassins versants à dominantes « Alluviale, sédimentaire » ont des indices plus élevés, globalement supérieurs à 1.8.

La pente et la sinuosité des cours d'eau

La morphologie des cours d'eau (pente, sinuosité,...) correspond à la forme que les rivières adoptent en fonction des conditions climatiques et géologiques (nature du sol, débit, etc.). Leur aspect évolue ainsi d'amont en aval mais également de façon transversale.

La pente du fond de vallée renseigne sur l'énergie du cours d'eau et notamment sur sa capacité de mobilisation et de transport des sédiments.

La sinuosité d'un cours d'eau ou d'un tronçon de cours d'eau s'évalue en rapportant la longueur réelle à la distance en ligne droite entre le point amont (A) et le point aval (B)

A partir du réseau « Carthage » de l'IGN et grâce à des traitements automatiques sur ARCGIS, nous avons calculé les éléments suivants :

- la pente maximum (tous les 100 mètres)
- la sinuosité calculée entre deux vertex* (exclusion des valeurs nulles) : elle est égale au rapport entre la distance euclidienne et la distance « vraie »).

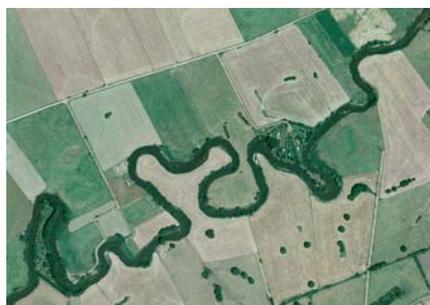
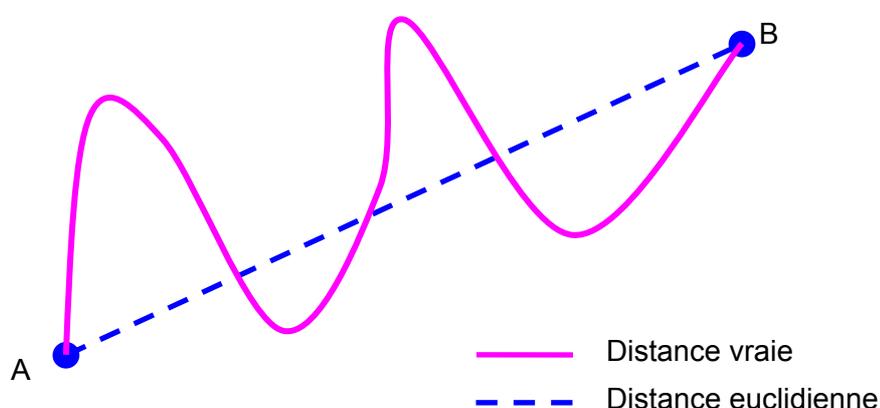


Figure 17 : Des méandres sur la rivière de l'Huisne



$$AB = \text{Distance « vraie »} - \text{Distance euclidienne}$$

* Les entités sont définies par un ou plusieurs **sommets** (vertex) et chaque sommet est localisé en X, Y et éventuellement en Z (altitude).

La sinuosité du cours d'eau calculée par vertex

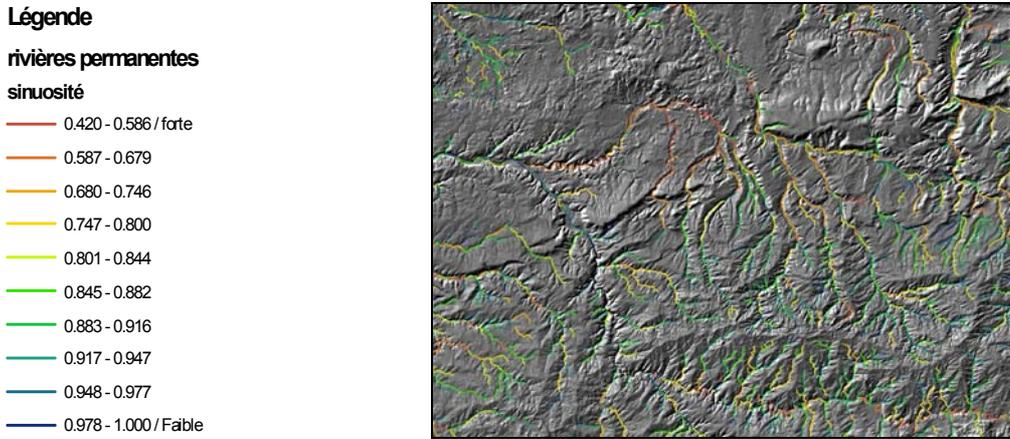


Figure 18 : Extrait du calcul de la sinuosité des cours d'eau sur le bassin Loire Bretagne

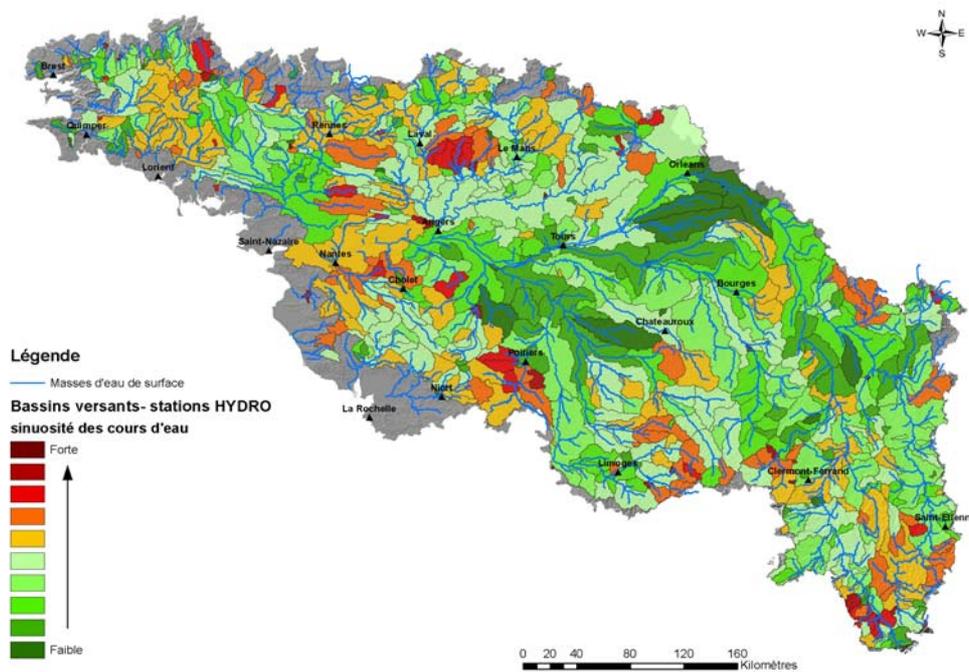


Figure 19 : sinuosités des cours d'eau rapportées aux bassins versants

Le calcul de la sinuosité par traitement automatique sous ARCGIS, rapporté à l'échelle des bassins versants, n'est pas satisfaisant, car le résultat est trop lissé et les différences d'amplitude entre les différents bassins est trop faible pour pouvoir bien les différencier.

Contrairement aux autres indicateurs, les valeurs de la sinuosité des cours d'eau sur le bassin Loire-Bretagne ne sont donc pas aussi discriminantes pour la compréhension du fonctionnement des bassins versant comme le montre la figure n°19 ci-dessus.

On constate néanmoins que La Loire et ses principaux affluents sont caractérisés par une sinuosité faible et que dans les zones de transition entre le socle et le sédimentaire, cette sinuosité augmente.

La pente maximale du cours d'eau a été calculée au pas de 100 mètres

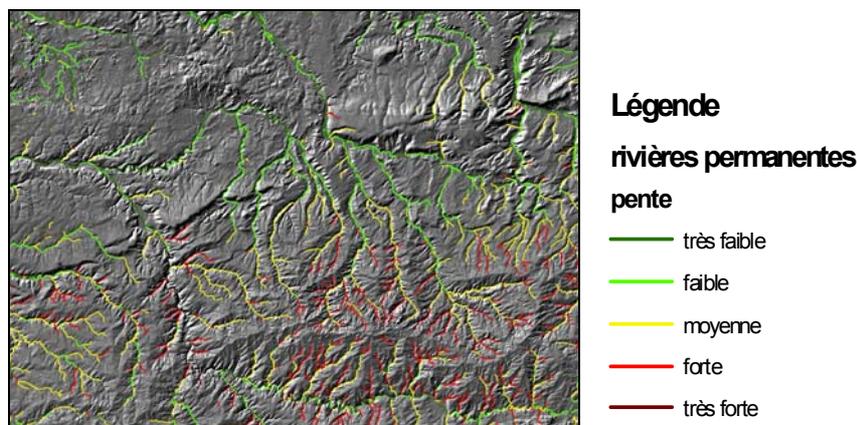


Figure 20 : Exemple de calcul de la pente maximale des cours d'eau sur le bassin Loire Bretagne

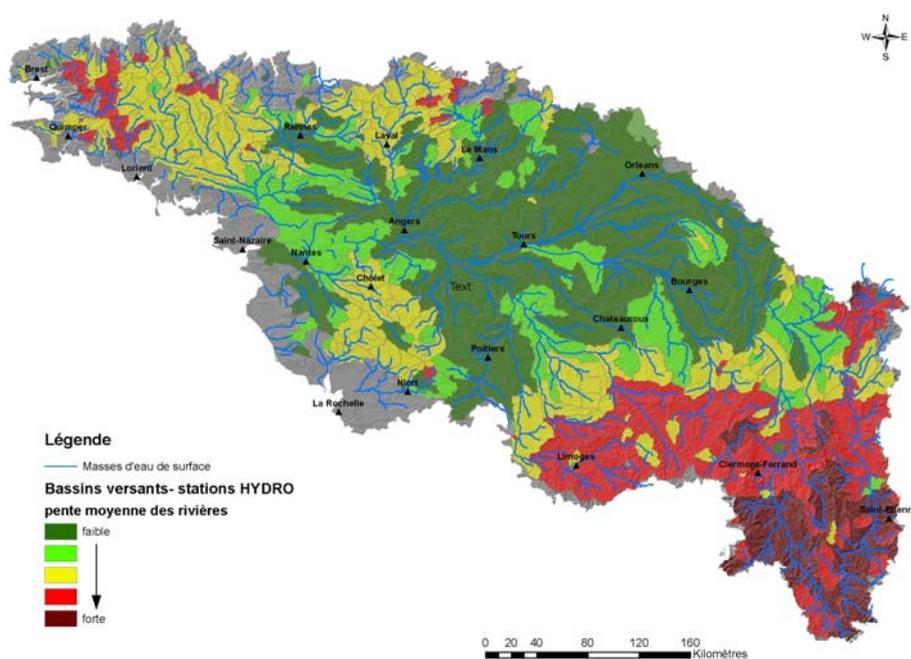


Figure 21 : Pentes des cours d'eau rapportées aux bassins versants

La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin. Elle est donc en relation directe avec le temps de concentration. Cette variable influence donc le débit maximal observé. Une pente abrupte favorise et accélère l'écoulement superficiel, tandis qu'une pente douce ou nulle donne à l'eau le temps de s'infiltrer, entièrement ou en partie, dans le sol.

La pente des cours d'eau calculée par tronçon de 100 m, rapportée à l'échelle des bassins versants, est conforme à la répartition des reliefs sur l'ensemble du bassin Loire- Bretagne avec un gradient très net entre les zones de reliefs du massif central et les plaines situées au centre et à l'aval du réseau hydrographique de la Loire.

2.1.2. La réserve utile du sol

La réserve utile du sol correspond à la quantité maximale d'eau que le sol peut stocker et qui est utilisable pour les plantes. Cette réserve utile dépend directement de la texture du sol.

Cette quantité d'eau pour un horizon (exprimée en mm) est calculée de la manière suivante :

(Teneur en eau à la capacité du champ – Teneur en eau au point de flétrissement) X épaisseur de l'horizon

Les teneurs en eau sont estimées par une fonction « pédotransfert » qui tient compte de la texture du sol. Pour le sol, on somme cette quantité par horizon pour tous les horizons situés entre la surface et la profondeur maximale d'enracinement.

La profondeur maximale d'enracinement est égale à 140 cm si le sol ne présente pas d'obstacle à l'enracinement, sinon elle est égale à la profondeur de l'obstacle. Ce calcul tient aussi compte de la présence importante de cailloux qui limite le volume et donc diminue la réserve utile.

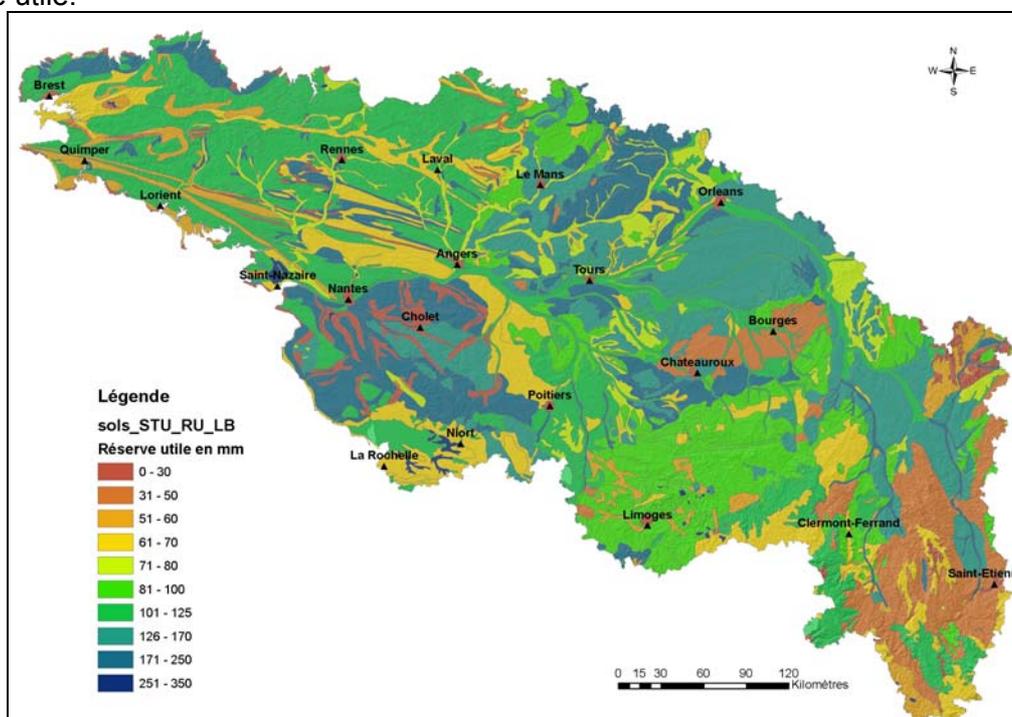


Figure 22 : Répartition de la réserve utile du sol selon les UTS Source : INRA

La réserve utile du sol (RFU) est une donnée calculée par UTS (unités typologiques des sols) de la carte des sols de France au 1/ 1 000 000 par l'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique).

Dans ce type d'approche, il n'y a pas de notion de moyenne, ni de période puis qu'elle ne tient pas compte de données climatiques. C'est essentiellement une caractéristique du sol. Pour connaître la quantité présente dans un sol à un instant t, il faut combiner cette donnée avec les données climatiques par un bilan hydrique où le réservoir maximal du sol correspond à la réserve utile.

L'analyse de la répartition de la RFU sur l'ensemble du bassin Loire Bretagne, montre que ses valeurs sont maximales dans les sols des zones à dominante sédimentaire, avec une exception notable dans le secteur de Bourges à Châteauroux.

Au contraire, les plus faibles valeurs de réserve utile sont le plus souvent localisées dans le Massif Central, à l'exception des plaines tertiaires.

A l'exception de la bordure Nord de la Bretagne et des zones de grandes failles Ouest-Est, les valeurs de réserve utile sur l'ensemble du Massif Armoricain restent comprises entre 80 et 125 mm.

Sur le bassin Loire-Bretagne chaque bassin versant des stations HYDRO a été caractérisé par sa valeur moyenne de réserve utile, comme la montre l'illustration ci-dessous (Figure 23).

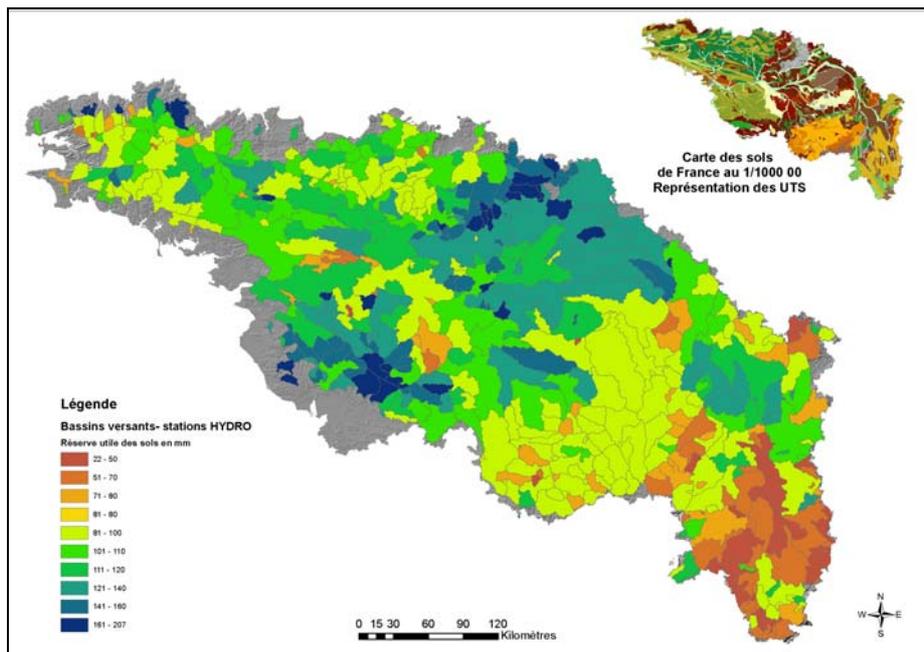


Figure 23 : Répartition de la réserve utile moyenne du sol à l'échelle des bassins versants HYDRO

2.1.3. La Zone Non Saturée (ZNS)

Le calcul de l'épaisseur de la zone non saturée s'est effectué en deux étapes :

1^{ère} étape : une carte des niveaux moyens des eaux souterraines a été réalisée, sur l'ensemble du territoire d'étude ¹ Ces niveaux sont exprimés en altimétrie NGF².

2^{ème} étape : l'épaisseur de la zone non saturée a été déduite de la comparaison entre ces niveaux moyens et l'altitude du sol (obtenue par le Modèle Numérique de Terrain).

Carte des niveaux d'eau moyens

Une base de données spécifique a été créée pour réaliser une carte des niveaux d'eau moyens en domaine sédimentaire. Elle contient l'ensemble des points d'eau décrits dans la Banque de données du Sous-Sol (BSS) et pour lesquels ont été mesurés des niveaux d'eau lors de la réalisation des ouvrages (forages, puits et sondages).

Pour ce faire, 22961 « points d'eau statiques » ont été extraits de la banque de données du sous-sol (B.S.S). Ils possèdent en général une seule valeur de profondeur d'eau. La distribution spatiale de ces points présente une forte hétérogénéité liée à la nature des formations géologiques.

Ces points, majoritairement présents en domaine de sédimentaire sont accompagnés de quelques ouvrages en domaine de socle.

Lors de la réalisation de la carte de vulnérabilité intrinsèque des eaux souterraines dans le bassin Loire Bretagne en 2004, un premier calcul de ZNS avait été réalisé.

Les différentes cartes piézométriques existantes ont également été utilisées. Depuis l'étude de vulnérabilité citée précédemment, deux cartes piézométriques ont été réalisées sur le bassin Loire –Bretagne, en 2004 et 2008 pour mettre à jour le calcul de la ZNS

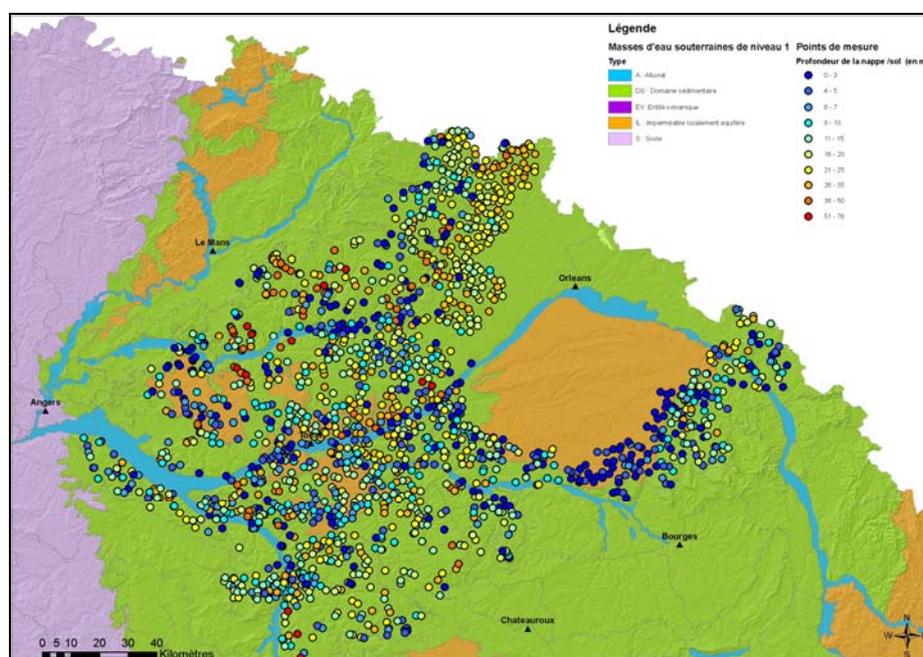


Figure 24 : Points de mesure de la nappe de la craie séno - turonienne

¹ Ce ne sont pas des cartes piézométriques au sens strict, car l'interpolation des niveaux d'eau est effectuée sur la totalité du territoire d'étude, sans distinction des différentes nappes existantes.

² Nivellement Général de la France

- La carte piézométrique « basses eaux » de la nappe de la craie Séno-turonienne réalisée en 2008 dans le cadre de la convention Agence de l'Eau Loire-Bretagne / BRGM à partir de 1763 points de mesures (voir figure 24 et 25).

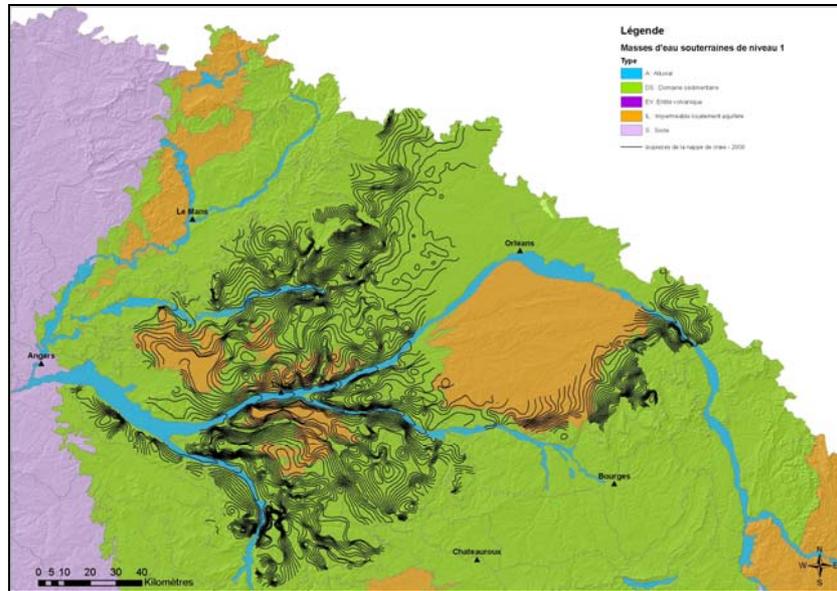


Figure 25 : Isopièzes de la nappe de la craie séno-turonienne

- La carte piézométrique « Hautes et basses eaux » de la nappe du Dogger au Sud Ouest du Bassin Loire Bretagne.

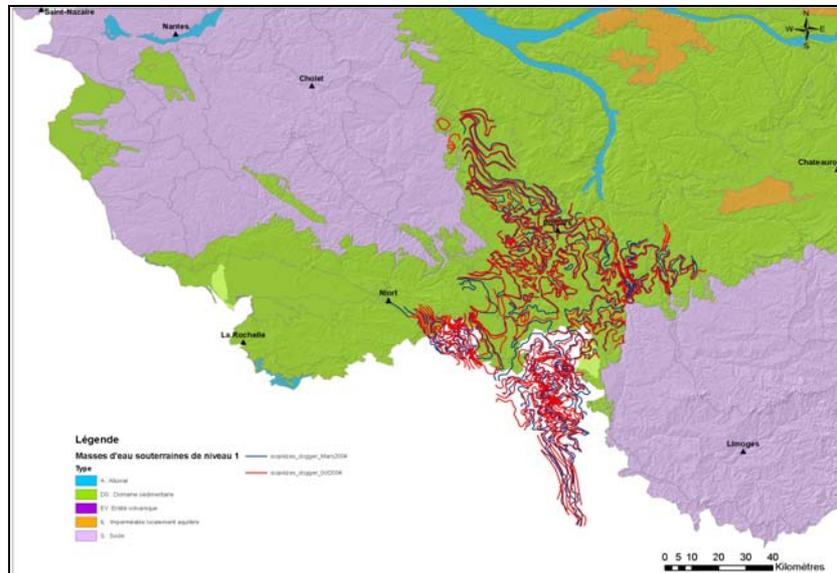


Figure 26 : isopièzes de la nappe du Dogger

A partir de cet ensemble d'informations et afin de restreindre le champ d'investigation aux premiers aquifères rencontrés, un filtrage des données a été effectué de la façon suivante:

- Exclusion des points décrivant un niveau d'eau statique à une profondeur excédant 90 mètres (au-delà on le considère comme appartenant à une nappe profonde pouvant être captive) ;

- Exclusion des points décrivant des phénomènes d'artésianisme qui correspondent à des nappes captives ;

La densification du semis de point a été effectuée pour le domaine sédimentaire uniquement et sur la base des unités fonctionnelles définies dans le paragraphe suivant. La densification du semis de point a pour objectif de limiter les effets d'une interpolation automatique des valeurs piézométriques dans des zones de faible densité d'information.

Epaisseur de la zone non saturée

L'épaisseur de la ZNS est calculée à partir du niveau d'eau moyen obtenu précédemment et du modèle numérique de terrain (différence entre la cote altimétrique et le niveau d'eau).

La figure ci-après présente la cartographie ainsi obtenue de l'épaisseur moyenne de la ZNS.

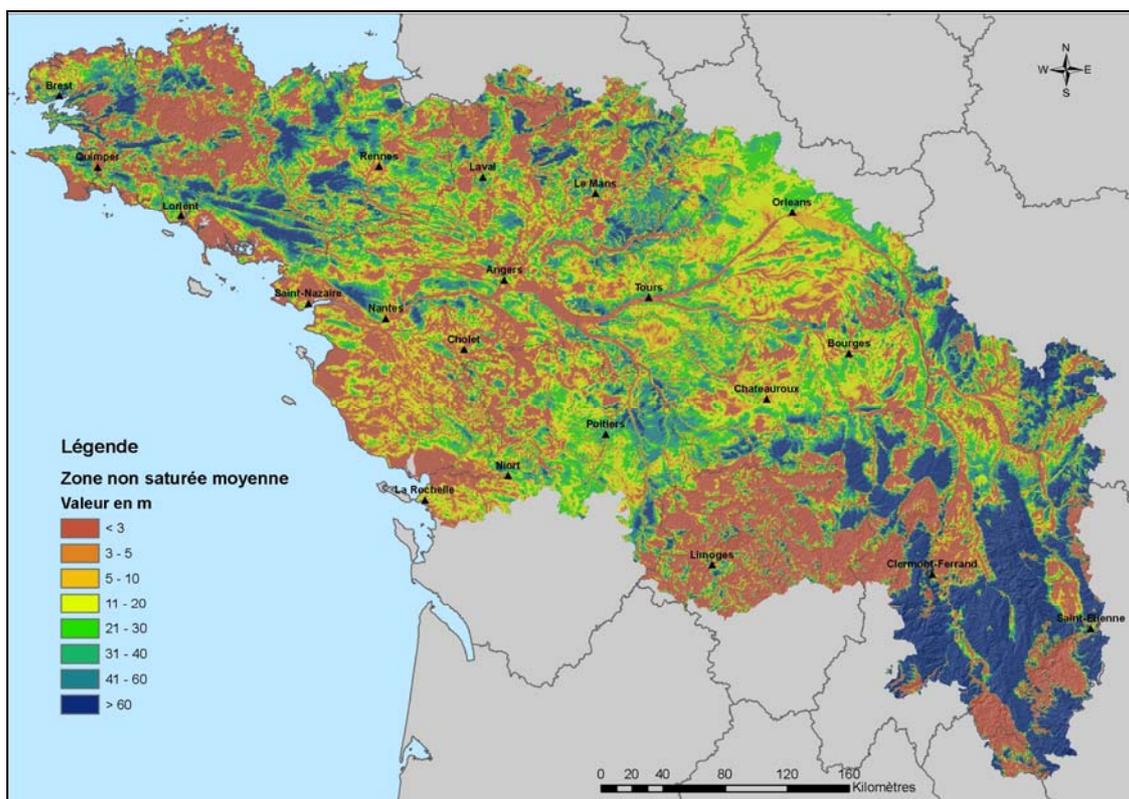


Figure 27 : Epaisseur moyenne de la ZNS pour le bassin Loire Bretagne (pas de 250m)

L'épaisseur de la ZNS est calculée sous la forme d'une grille au pas de 50m. Elle est ensuite rapportée aux unités fonctionnelles et aux masses d'eau souterraines dans les cartes page suivante.

Mise à jour des unités fonctionnelles

Depuis 2004, le référentiel cartographique des eaux souterraines de la France (BDRHF-V1) évolue vers une version V2, qui prend en compte notamment une codification mieux adaptée, une méthodologie de découpage homogène sur l'ensemble du territoire, trois niveaux de représentation, une meilleure cartographie des aquifères captifs et multicouches,...

Pour intégrer, les évolutions de la BDRHF-V2, nous avons donc effectué un nouveau découpage des unités fonctionnelles en tenant compte des éléments suivants:

- des bassins versants hydrographiques ;
- des masses d'eau souterraines de niveau 1 ;
- des formations géologiques (1/1 000 000) ;
- de la BDRHF-V1 ;
- et de la BDRHF-V2 quand elle a été finalisée

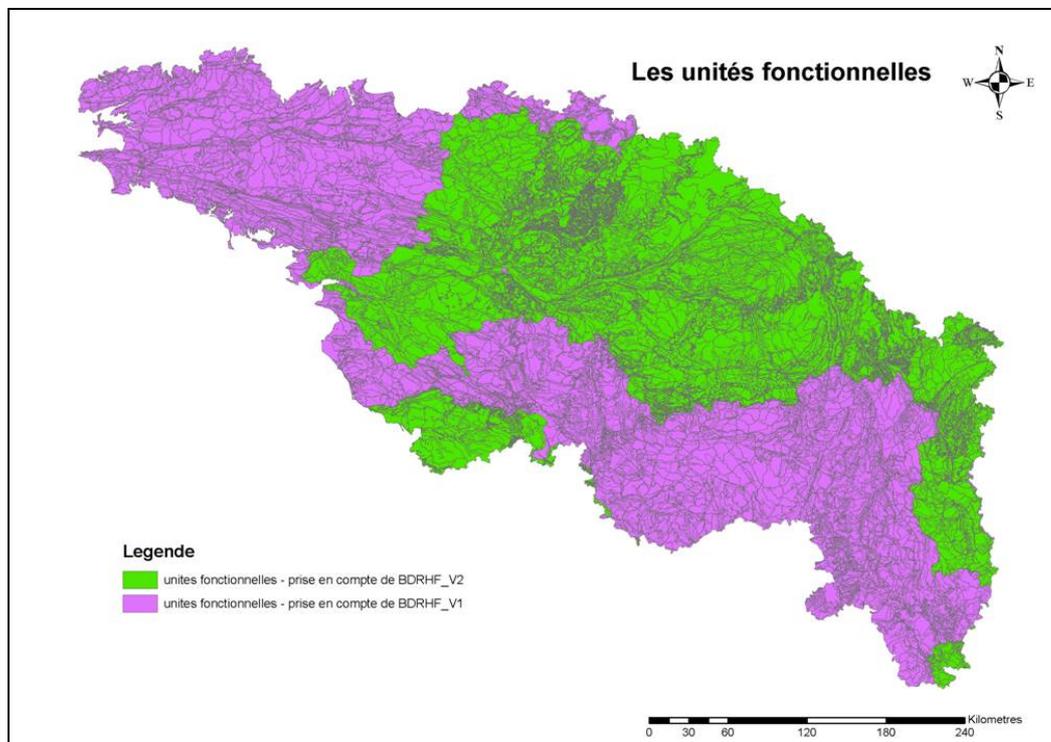


Figure 28 : Les unités fonctionnelles du Bassin Loire-Bretagne

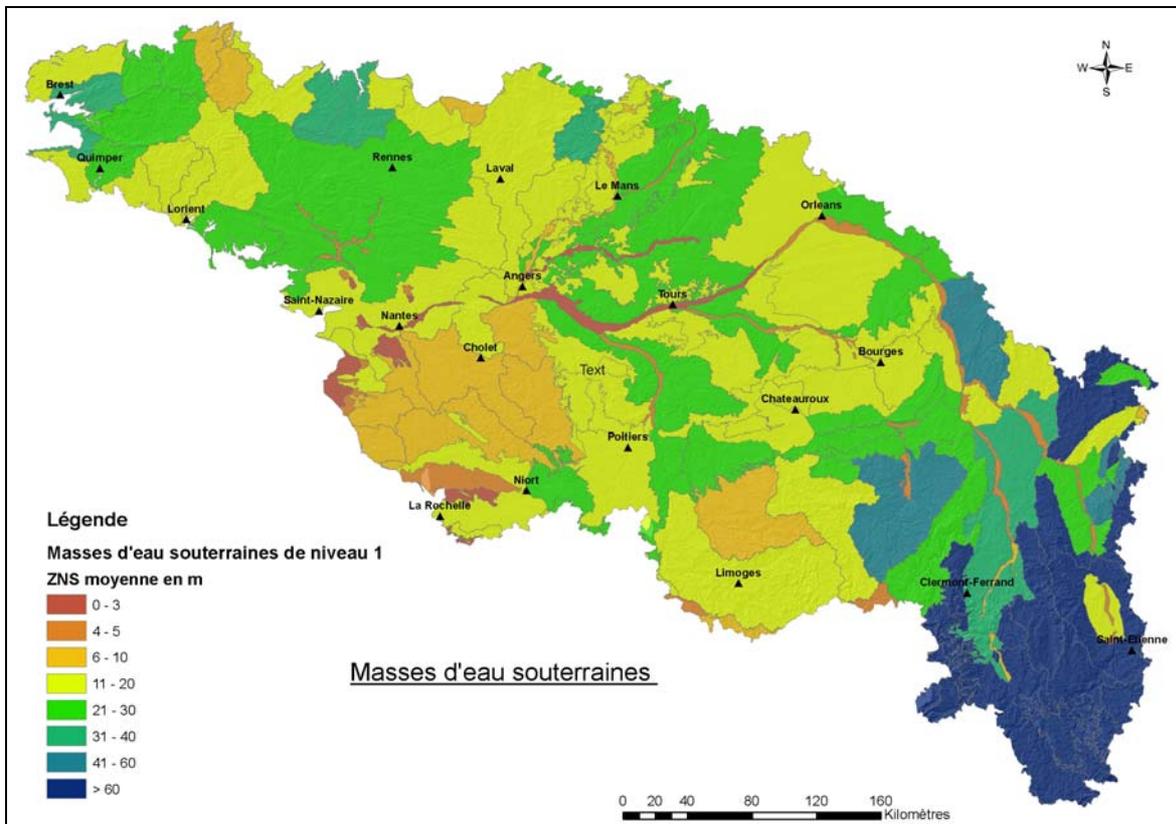
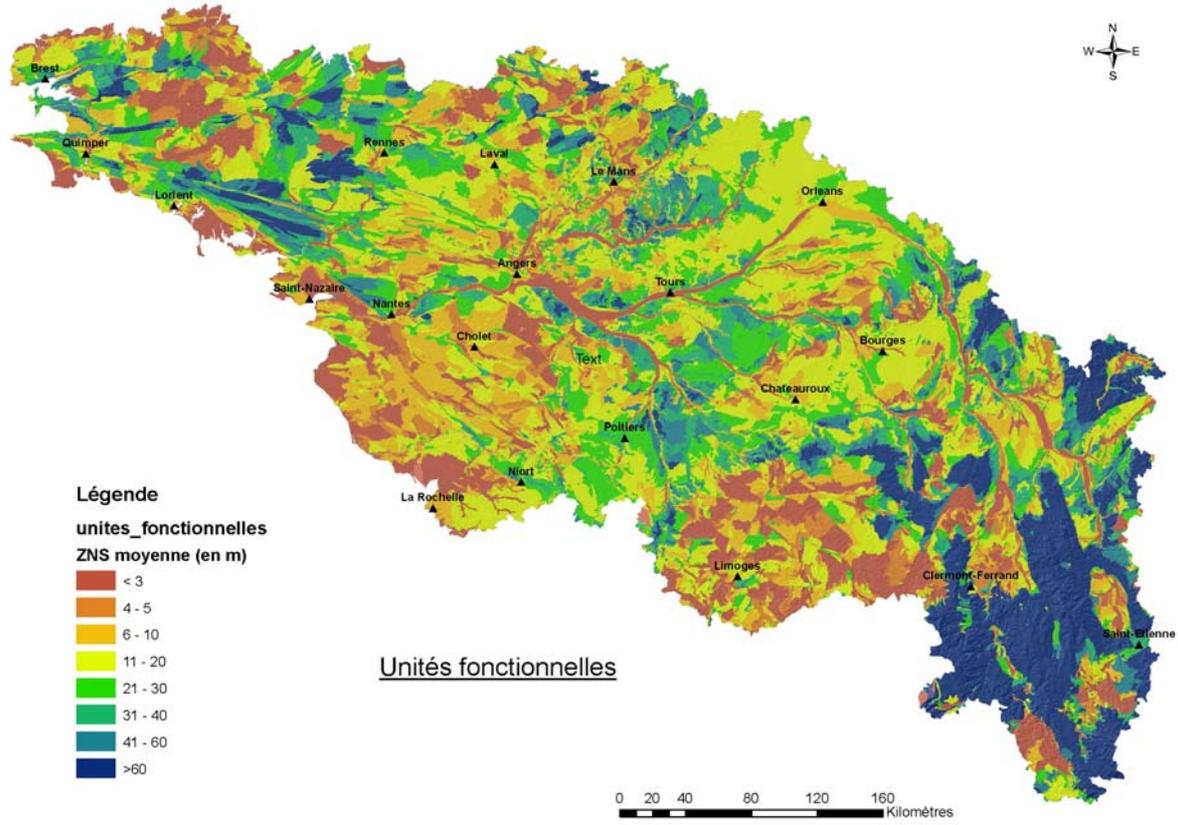


Figure 29 - cartes de l'épaisseur moyenne de la zone non saturée par unités fonctionnelles et par masses d'eau

2.1.4. TWI - Indice potentiel d'humidité du sol

Ce que l'on appelle « l'index topographique d'humidité du sol » (TWI), combine le secteur de contribution amont local et la pente. Il est utilisé généralement pour mesurer l'effet de la topographie sur les processus hydrologiques.

Il est employé couramment pour mesurer/évaluer la distribution spatiale des états d'humidité et exige seulement que les données d'altitude utilisées soient bien réparties sur l'aire d'étude.

Le modèle calculé est indépendant du temps et compose une représentation statique du paysage.

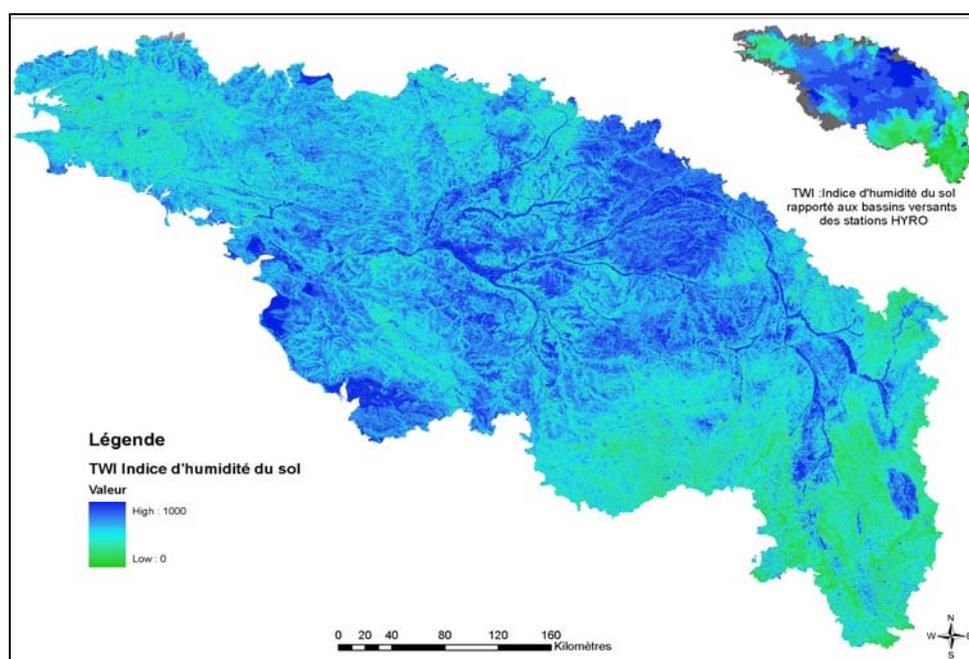


Figure 30 : Grille de calcul du Twi (50X50 m) sur le bassin Loire Bretagne

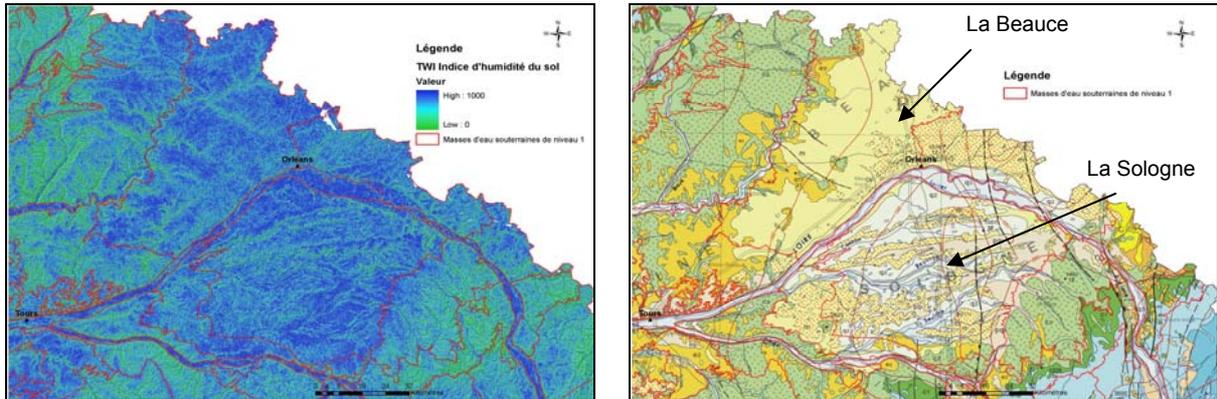
Le TWI est un calcul d'humidité du sol réalisé par des traitements automatiques sous ARCGIS. Il est basé sur deux paramètres essentiels, déduits du Modèle Numérique de Terrain : i) la pente et ii) les zones d'accumulation.

La gamme de valeurs du TWI est comprise entre 0 (moins humide) et 1000 (plus humide).

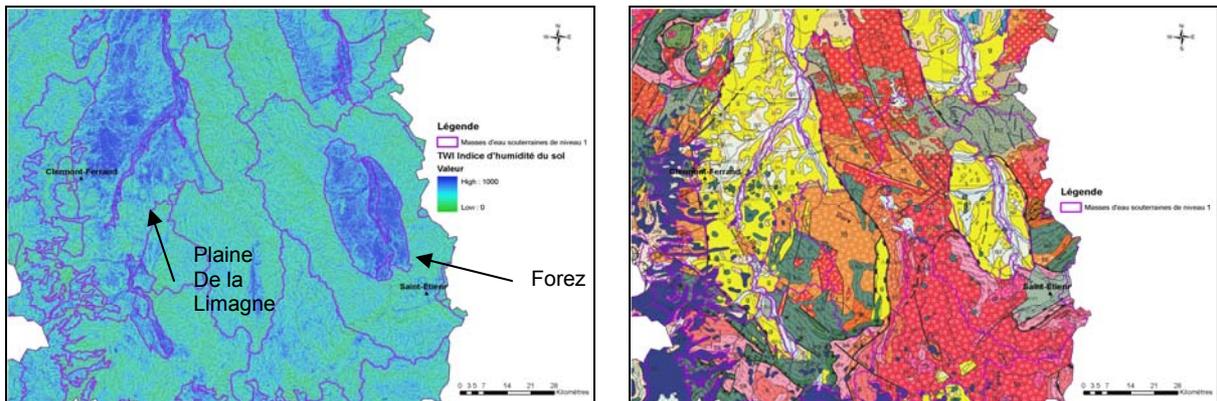
Le calcul du TWI sur l'ensemble du Bassin Loire –Bretagne montre :

- que les secteurs les plus humides sont localisés majoritairement dans le domaine sédimentaire, comprenant notamment l'arc du Jurassique moyen et inférieur, la Beauce, la Sologne...
- que les nappes alluviales associées aux différents cours d'eau, comme la Loire, ou les grandes zones de marécages, sont bien marquées et correspondent à un indice potentiel d'humidité du sol du même ordre que ceux calculés dans le domaine sédimentaire.
- qu'en Bretagne, la situation est plus contrastée avec une zone centrale plus sèche que les zones périphériques du Nord et de l'Ouest.
- que le Massif Central est globalement plus sec que l'ensemble du bassin Loire Bretagne avec quelques exceptions comme la plaine de la Limagne ou du Forez (plaines tertiaires) dont l'indice potentiel d'humidité du sol est très élevé.

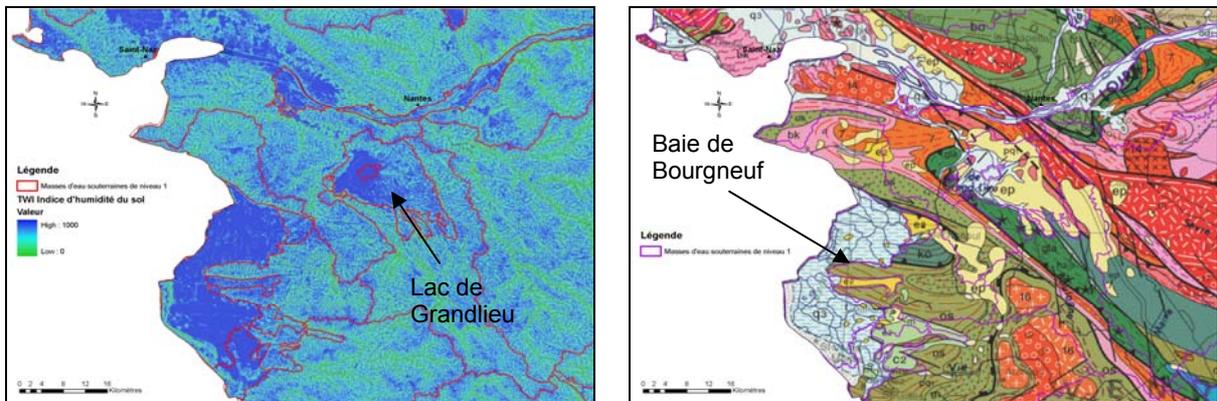
Il existe une très bonne corrélation entre la géologie et le TWI comme le montrent les figures page suivante.



De chaque côté de la Loire, on identifie deux unités avec une indice d'humidité du sol élevé : au Nord, la Beauce est recouverte en surface des dépôts détritiques argilo-sableux du Mio-Pliocène ; au sud de la Loire, la Sologne où les terrains sont sableux et le plus souvent constitués d'une argile compacte imperméable, est couverte en grande partie par des forêts et des secteurs marécageux (nombreux étangs).



L'indice potentiel d'humidité du sol redessine bien les contours des fossés d'effondrement de la plaine de la Limagne et du Forez remplis par des sédiments tertiaires, séparés par les terrains d'origine volcanique.



La zone de la Baie de Bourgneuf est considérée comme une surface marécageuse à drainage naturel et artificielle avec une altitude voisine du niveau de la mer. On distingue bien au centre le Lac de Grand Lieu et ses zones humides associées et au nord les zones alluviales de la Loire.

Figure 31 : Corrélation entre le TWI et la géologie sur le bassin Loire Bretagne

Si on rapporte les valeurs moyennes de l'Indice Potentiel d'humidité du sol (TWI) ainsi que celles de la réserve utile des sols (source INRA) aux bassins versants, on constate une très bonne corrélation entre les deux paramètres, qui se répartissent globalement de la même manière sur le territoire d'étude, comme le montre le graphe ci-dessous.

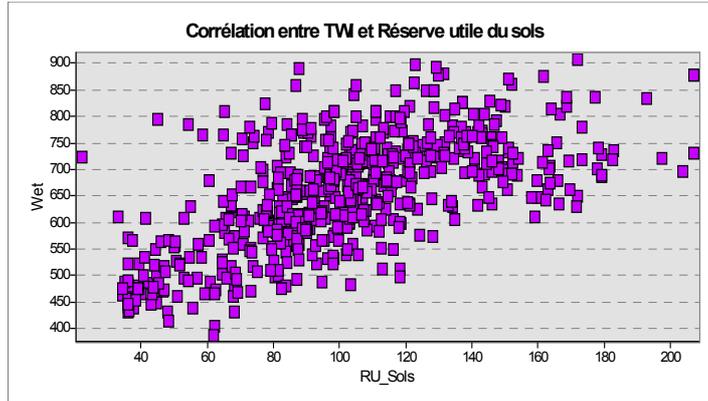
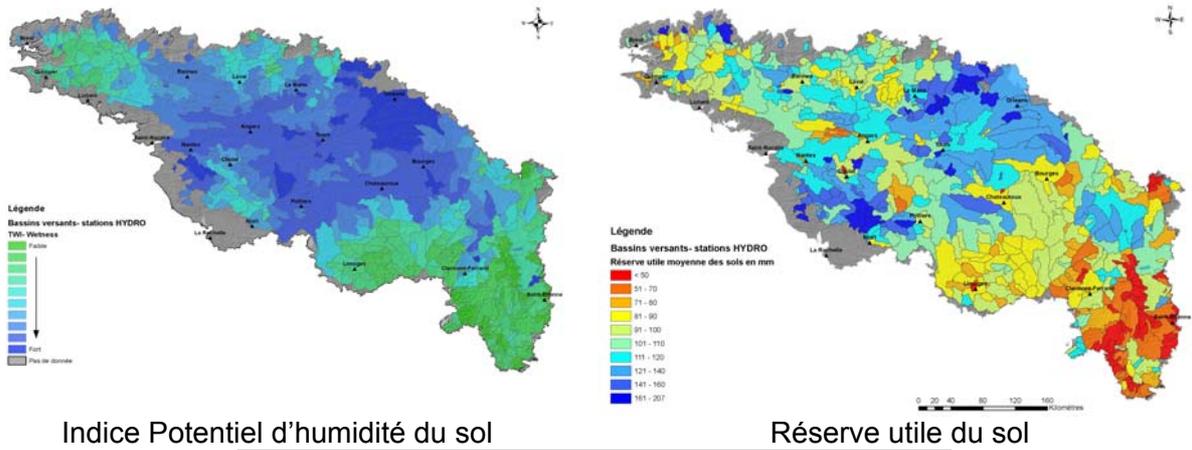


Figure 32 : Corrélation entre le TWI et la réserve utile du sol au niveau des bassins versants (HYDRO)

Il existe aussi une relation entre l'épaisseur moyenne de la zone non saturée et l'indice potentiel d'humidité du sol dans les bassins versants de types «sédimentaire» et dans ceux de type «imperméable localement aquifère» comme le montre le graphique de la Figure 33.

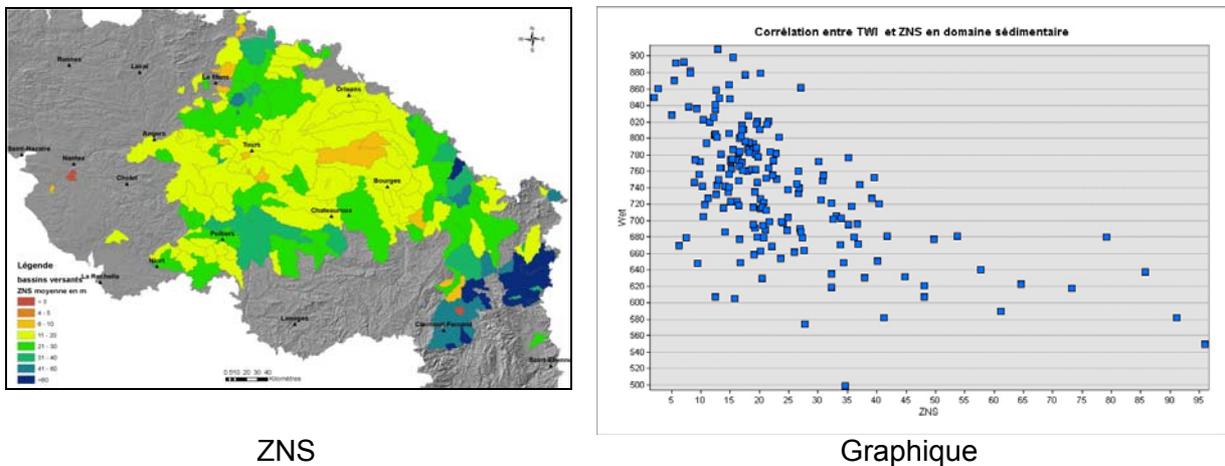


Figure 33 : Corrélation entre le TWI l'épaisseur moyenne de la ZNS des bassins versants (HYDRO)

2.1.5. L'indice de rugosité

Le calcul de « l'indice de rugosité » permet de caractériser les différents types de reliefs.

La notion qualitative de rugosité des terrains est difficile à appréhender (un terrain inégal, raide rocheux, rocheux cassé et raide, etc.). Il existe différentes méthodes de calcul de rugosité, deux sont courantes (LSRI et TRI), la troisième - VRM - retenue dans le cadre de cette étude a été développée en 2005 selon une approche naturaliste récente³.

La première (LSRI) exploite la densité des courbes isohypses dans un secteur donné. Les valeurs d'index sont basses dans les secteurs plats (a), tandis que les valeurs d'index sont hautes dans les secteurs où les courbes sont rapprochées les unes des autres (fortes pentes homogène b (d'orientations similaires) et hétérogènes c (d'orientations variées)).

La seconde (TRI) utilise la somme des variations d'altitude dans un secteur donné comme index de la rugosité de terrain. De la même manière que précédemment, les valeurs d'index sont basses dans des secteurs plats (a) mais plus importantes dans les deux secteurs de fortes pentes homogène b (d'orientations similaires) et hétérogènes c (d'orientations variées).

Les méthodes LSRI (Land Surface Ruggedness Index) et TRI (Terrain Ruggedness Index) ont donc pour inconvénient d'être fortement corrélées avec la pente. De sorte qu'ils ne peuvent clairement distinguer des terrains de pente forte mais homogène (glacis) de terrains de pente forte et de direction hétérogène.

Une mesure idéale de rugosité devait incorporer la variabilité à la fois dans l'aspect et la direction de la pente. C'est la solution proposée par la troisième méthode (VRM pour Vector Ruggedness Measure) qui emploie la dispersion dans les trois dimensions des vecteurs orthogonaux aux facettes du Modèle Numérique du Terrain (MNT).

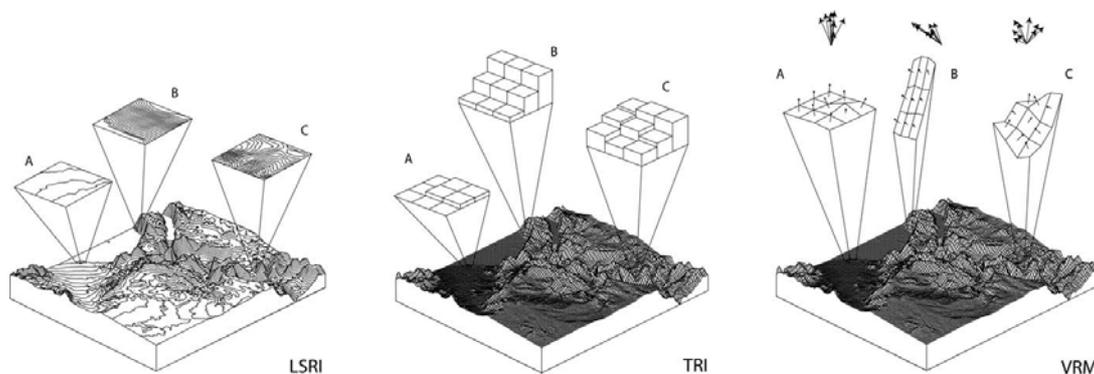


Figure 34 : Méthodes courantes de calcul de la rugosité, LSRI, TRI et VRM

La mesure de rugosité par les vecteurs (VRM) mesure donc la rugosité des terrains en mesurant la dispersion des vecteurs orthogonaux sur la surface de terrain.

³ Quantifying Landscape Ruggedness for Animal Habitat

Analysis: A Case Study Using Bighorn Sheep in the Mojave Desert J. MARK SAPPINGTON,1,2 Department of Biological Sciences, 4505 Maryland Parkway, University of Nevada Las Vegas, Las Vegas, NV 89154-4004,

USA ; KATHLEEN M. LONGSHORE, United States Geological Survey, Western Ecological Research Center, 160 N. Stephanie Street, Henderson, NV 89074, USA ; DANIEL B. THOMPSON, Department of Biological Sciences, 4505 Maryland Parkway, University of Nevada Las Vegas, Las Vegas, NV 89154-4004, USA

Les valeurs de VRM sont basses dans les secteurs plats (a) et dans les zones à la fois de pentes élevées mais de directions homogènes. Elles sont élevées dans les secteurs qui sont raides et « rugueux » à fortes pentes et d'orientations variées.

L'application du calcul de la rugosité (Méthode VRM) au bassin Loire-Bretagne donne les résultats bruts suivants.

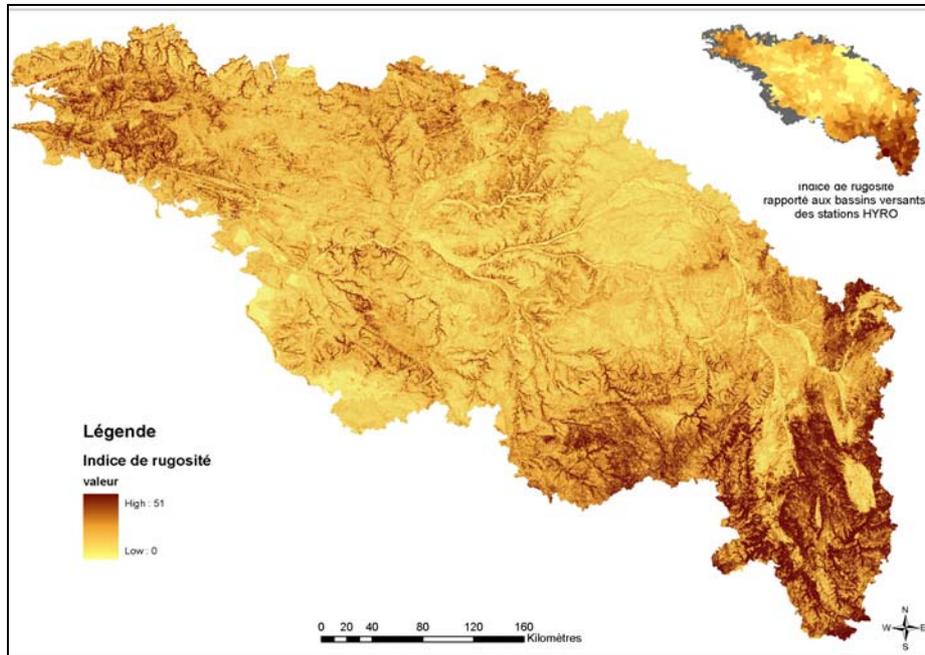


Figure 35 : Grille de calcul de la rugosité (50X50 m) sur le bassin Loire Bretagne

Comme le montre, la figure ci-dessous, le calcul de rugosité permet de bien reproduire la répartition du relief ainsi que le degré d'encaissement des vallées sur l'ensemble de la zone d'étude.

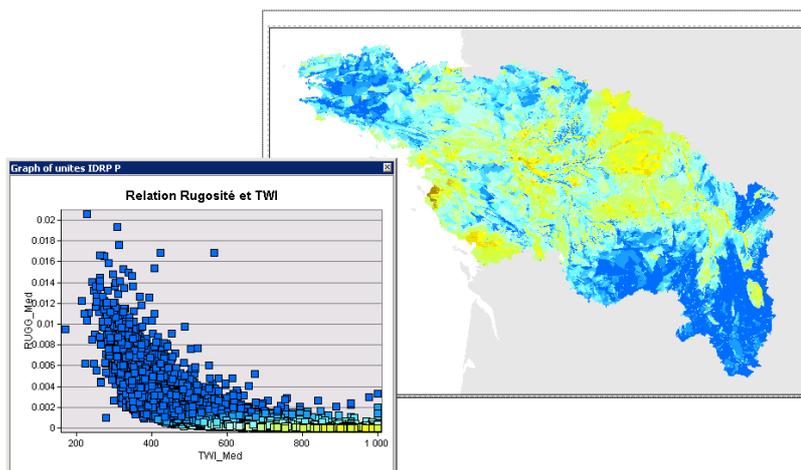


Figure 36 : Corrélation entre rugosité et Indice potentiel d'humidité du sol

Il y a une bonne relation entre l'indice (statique) d'humidité des sols et la rugosité des terrains naturels. Les deux paramètres utilisent comme variables de base la pente pour l'un et le Modèle numérique de terrain pour l'autre, ce qui explique la cohérence entre les deux.

2.2. LE VARIOGRAMME : OUTIL STATISTIQUE

Le variogramme temporel n'est pas fréquemment utilisé en hydrogéologie bien qu'il soit un outil d'analyse intéressant. Il permet :

- de représenter fidèlement les cycles saisonniers des piézomètres qui mesurent les niveaux d'une nappe à comportement saisonnier ou mixte.
- également de révéler « l'effet mémoire » des nappes
- de trouver des corrélations entre piézomètres et de définir des « familles » en termes de comportement ou d'influence.

2.2.1. Principe du variogramme

Lorsqu'il s'agit d'analyser des niveaux de nappes, les variogrammes sont réalisés à partir de chronique piézométrique de la manière suivante :

- Pour un écart Dt de jours fixé ($date1 - date1$, $date1 - date2, \dots$), on relève toutes les variations de niveaux piézométriques obtenues entre deux points écartés de Dt sur la chronique
- La moyenne de ces variations Dh_i (en valeur absolue) donne l'ordonnée du point du variogramme situé à l'abscisse Dt .

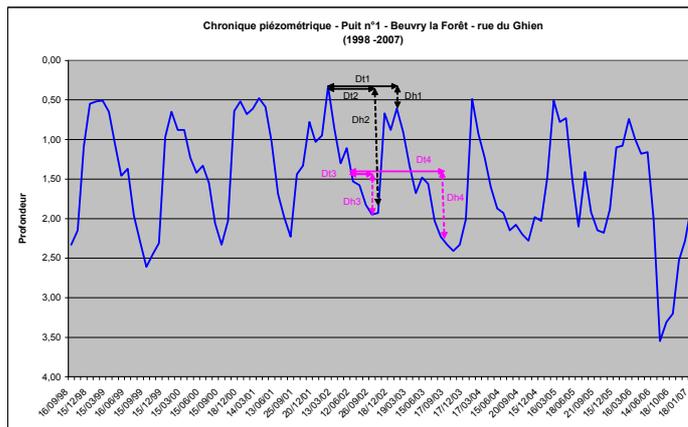


Figure 37 - chronique piézométrique et calcul du variogramme

- En faisant varier Dt de 0 d'un pas de temps adapté à la chronique (dans le cas de notre étude nous utilisons un pas de 30 jours), on obtient un variogramme.

NUMPOINT	Dt (jours)	Ecart_max	Ecart_moy	couples
1	0	1,06000006	0,29380952	42
1	30	1,65999997	0,4647619	85
1	60	1,83999991	0,54559524	85
1	90	2,36999989	0,76056074	108
1	120	2,55999994	0,97282608	93
1	150	2,80999994	0,98325	81
1	180	2,46999979	1,00597825	93
1	210	2,56999993	0,97447916	97
1	240	2,46000004	0,88084337	84
1	270	2,38999987	0,78898875	90
1	300	2,0999999	0,62637362	92
1	330	1,75999999	0,47411764	86
1	360	2,13999987	0,43409638	84

Tableau 1 – résultats du calcul du variogramme

A noter que le Dt (en jours) = 0 correspond à tous les écarts de temps inférieurs à 30 jours.

- On obtient un variogramme expérimental simplifié⁴ du piézomètre

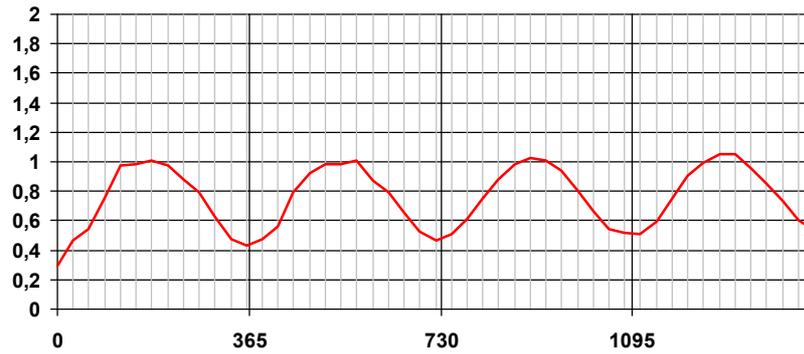


Figure 38 – exemple de Variogramme

Le variogramme a été calculé sur les piézomètres Loire-Bretagne quelle que soit la profondeur des ouvrages.

Les chroniques piézométriques utilisées pour le calcul du variogramme expérimental sont issues de la base de données ADES au 26 mars 2009. Dans ADES, les mesures sont qualifiées par plusieurs champs notamment la qualité de la mesure et la continuité de la mesure.

Pour le calcul du variogramme sur les piézomètres nous avons appliqué les conditions suivantes :

- Le code « qualité de la mesure » doit être égal à 1 (mesure qualifiée de correcte)
- Le code « continuité » doit être égal à 2 (pas d'interruption dans la chronique).

Nous avons ainsi constitué un jeu de données correspondant à 558 piézomètres répartis sur l'ensemble de la zone d'étude comme le montre la figure-ci-dessous.

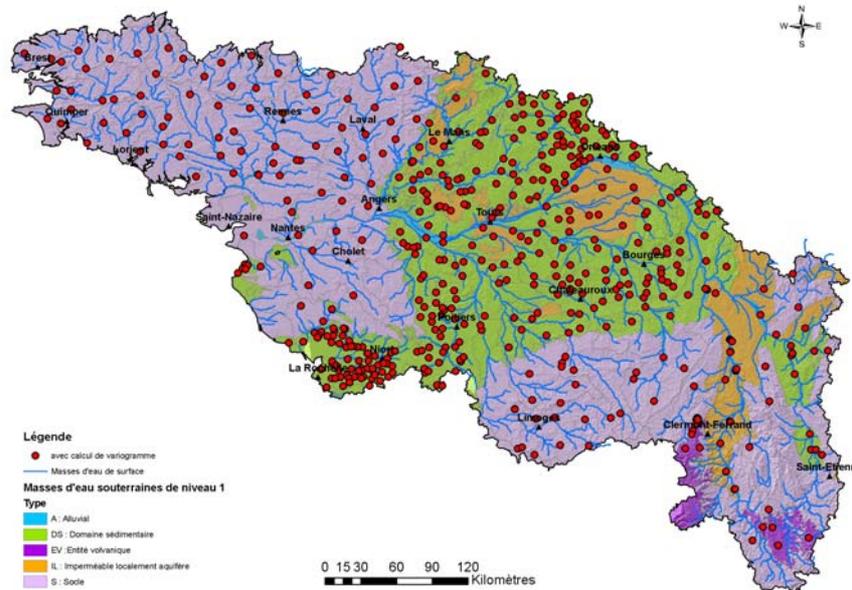


Figure 39 – répartition des piézomètres retenus pour le calcul du variogramme

⁴ Le variogramme expérimental présente en ordonnée la demi-moyenne des écarts quadratiques $\gamma(h) = \frac{1}{2} E[Z(X) - Z(X+h)]^2 = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(X_i) - Z(X_i+h)]^2$, dans le cadre de cette étude, seule la moyenne des écarts est représentée

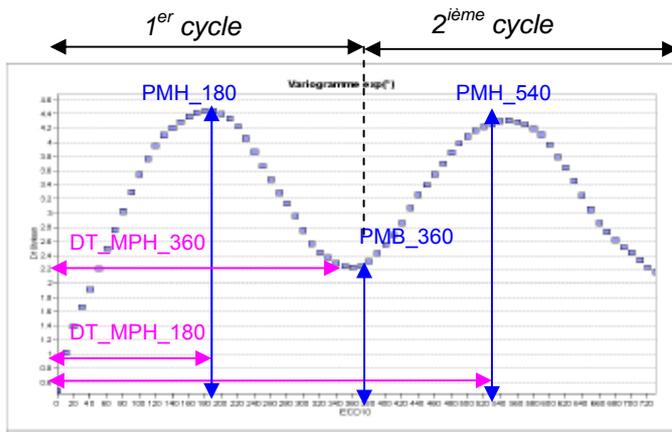
2.2.2. Les premiers résultats

Ce variogramme expérimental est assimilable à un demi-battement de nappe.

On obtient surtout des familles de variogrammes qui correspondent à des comportements particuliers.

Le variogramme représente fidèlement les cycles saisonniers des piézomètres captant une nappe à comportement saisonnier ou mixte (c'est-à-dire avec des fluctuations bien marquées, de forte amplitude, à la fois en fréquence saisonnière et pluriannuelle).

Les écarts à 1 an, 2 ans, 3 ans... sont toujours des minima relatifs ce qui signifie que deux relevés de hauteur de nappes espacés d'un nombre entier d'années ont une forte probabilité d'être proche (Figures suivantes).



Amplitudes :

- PMH_180 : amplitude maxi pour un demi-cycle (180 jours)
- PMB_360 : amplitude mini à 360 jours (fin 1^{er} cycle)
- PMH_540 : amplitude maxi à 540 jours (2^{ème} cycle)

Temps :

- DT_MPH_180 : Période en jours pour atteindre l'amplitude maxi la première année (demi-cycle)
- DT_MPH_540 : Période en jours pour atteindre l'amplitude moyenne la plus haute au cours du 2^{ème} cycle.

Pour mieux distinguer les comportements, il a été utilisé pour chaque piézomètre, les variables d'amplitudes calculées pour les deux premiers cycles, en établissant notamment le rapport entre l'amplitude maxi du deuxième cycle (PMH_540) et celle du premier cycle (PMH_180) (voir figures ci-dessus).

Le rapport (PMH540/PMH180), noté « Ra » dans la suite de l'étude, est représenté pour l'ensemble des piézomètres Loire-Bretagne sur la figure ci-dessous.

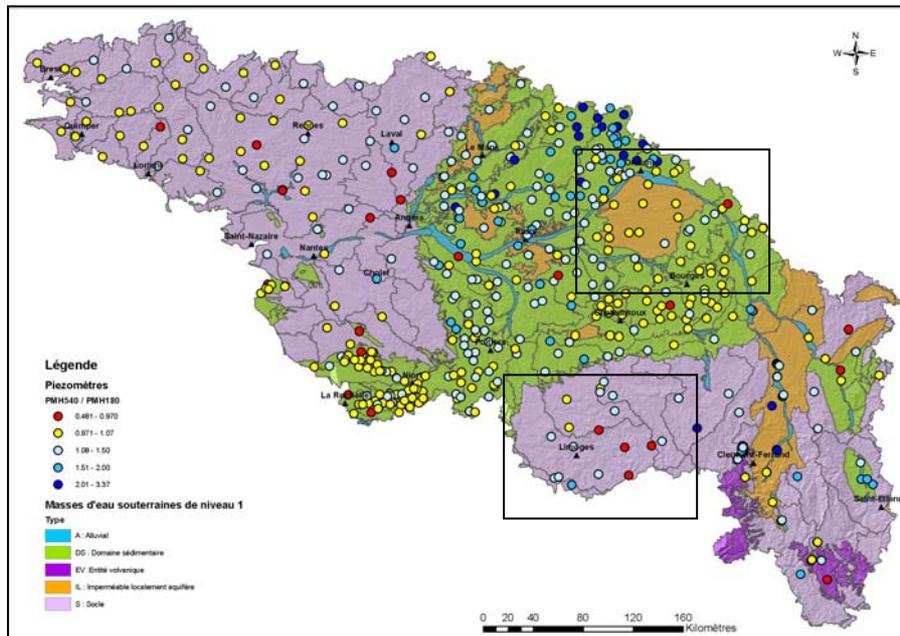
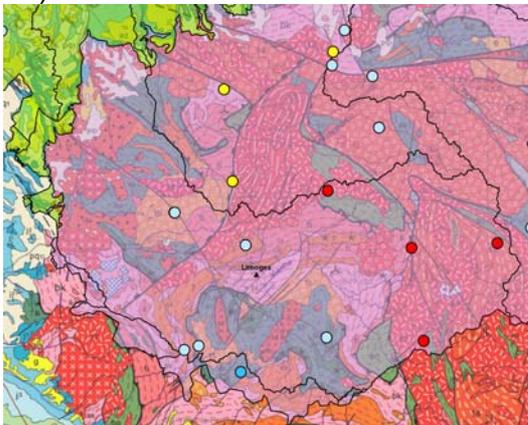
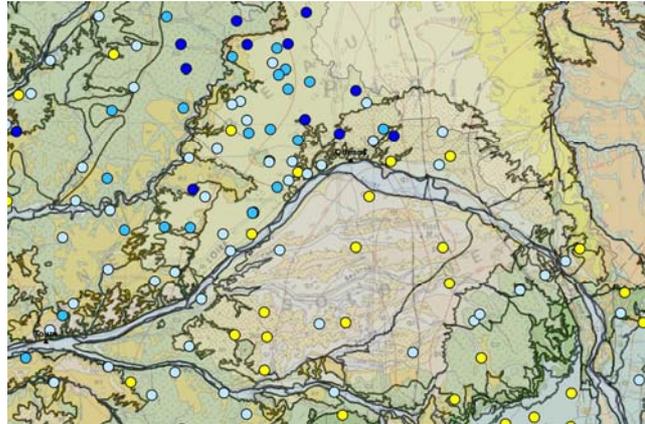


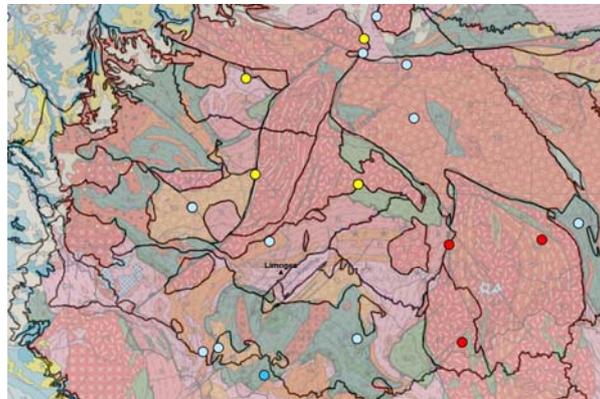
Figure 40 – variogrammes et rapport des amplitudes Ra

Le calcul de ce rapport nous permet de montrer que la plupart du temps, les piézomètres contenus dans une même masse d'eau, ont un comportement relativement homogène en terme de variogramme, comme nous le montre la figure ci-contre dans le Val de Loire, où on distingue bien la différence entre les Calcaires tertiaires libres de Beauce au Nord de la Loire ($Ra > 1$) et les Sables et argiles miocènes de Sologne (Ra proche de 1).



A l'inverse, sur certaines masses d'eau, on distingue des comportements différents comme dans le Limousin, dans la masse d'eau 4057 (Massif central – Bassin de la Vienne) du principalement à la nature du socle complexe et différente entre l'ouest et l'est de cette zone comme le montre la figure ci-contre.

Si on ajoute les contours de la BDRHF-V1, on observe bien les différentes unités aquifères dont les comportements sont retranscrits via le rapport « Ra ».



Le rapport (PMH540/PMH180), noté « Ra »

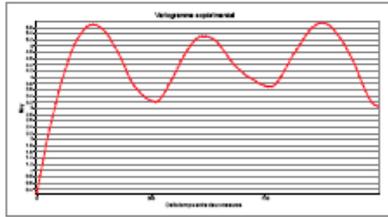
Légende

Piezomètres

PMH540 / PMH180

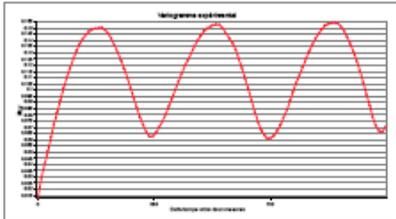
- 0.481 - 0.970
- 0.971 - 1.07
- 1.08 - 1.50
- 1.51 - 2.00
- 2.01 - 3.37

En résumé, sur l'ensemble des piézomètres de Loire-Bretagne, 3 grandes familles de comportements apparaissent, telles que décrites ci-après.



Ra < 1 (rouge sur la carte)

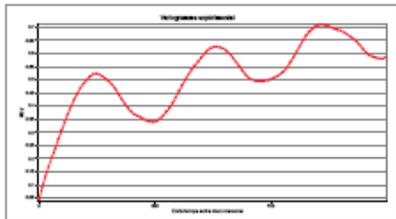
Pas d'effet mémoire, une diminution de l'amplitude dès le deuxième cycle. (nappe trop sollicitée et non contrôlée par le réseau de surface), ou phénomène de karst avec des temps de transfert très courts.



Ra = 1 ou très proche de 1 (jaune sur la carte)

Fonctionnement cyclique avec un retour à chaque fois à l'état initial. Cela correspond dans certains cas à une nappe peu profonde et/ou à un contrôle du réseau de surface.

On retrouve ce type de comportement dans les nappes alluviales.



Ra > 1 (bleu sur la carte)

Effet mémoire qui peut être continu sur certains ouvrages et un cumul des effets liés à la recharge (cas aussi de nappes superposées en liaison hydraulique).

Cela correspond aussi à des nappes à forte inertie (craie par exemple).

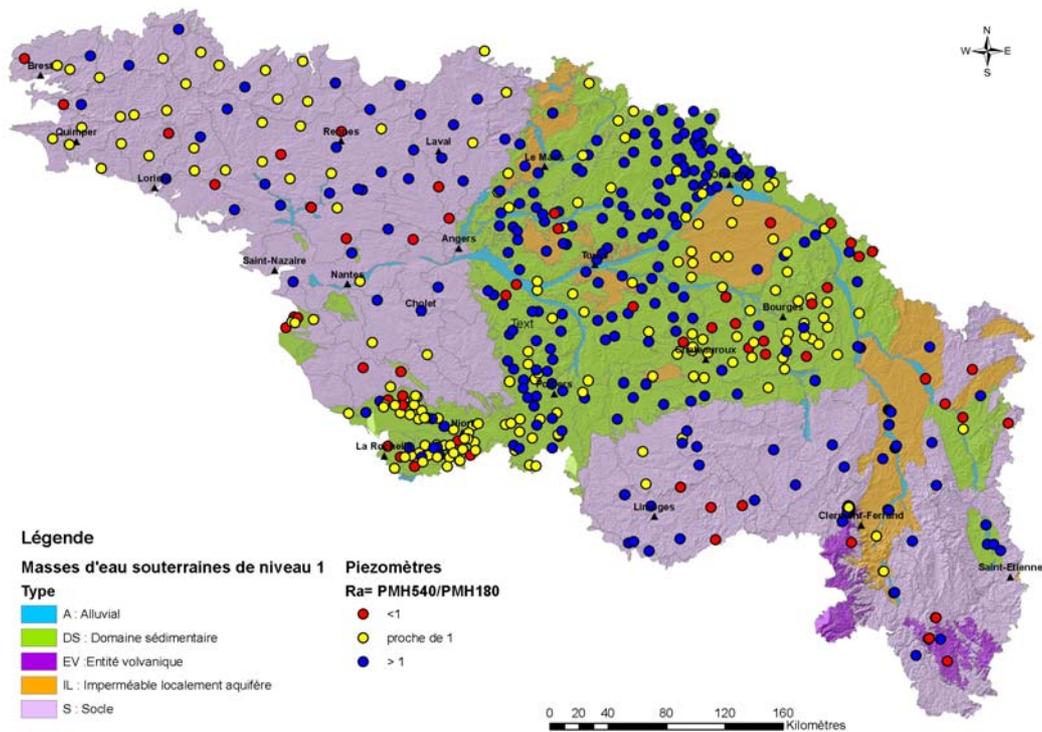


Figure 41 – variogrammes et types de famille de piézomètres

Les nappes à forte inertie et à effet mémoire important ($Ra > 1$) ont une forte capacité régulatrice ainsi que des réactions amorties et différées dans le temps. Cela s'explique le plus souvent par :

- la taille et la puissance de l'aquifère ;
- les paramètres hydrodynamiques comme la perméabilité et le coefficient d'emmagasinement ;
- et la densité de drainage.

2.2.3. Les battements moyens

La période hivernale pour les nappes d'eaux souterraines est le plus souvent synonyme de recharge car les précipitations sont les plus importantes, les températures et l'évaporation sont plus faibles et enfin la végétation sommeille et ne prélève donc pratiquement pas d'eau dans le sol. A l'inverse durant l'été la recharge des nappes est faible ou nulle.

Ainsi on observe que le niveau des nappes s'élève rapidement en automne et en hiver, jusqu'au milieu du printemps. Il décroît ensuite en été pour atteindre son minimum au début de l'automne. On appelle « battement de la nappe » (ou amplitude) la variation de son niveau au cours de l'année.

Pour calculer le battement moyen des nappes, nous avons utilisé dans cette étude les résultats du variogramme expérimental, car il est assimilable à un demi-battement.

Les variations piézométriques constatées sur le bassin Loire-Bretagne, tous aquifères confondus, montrent une distribution de l'amplitude moyenne des battements annuels qui varient entre 0.5 m et 35 m (cf. figure 42).

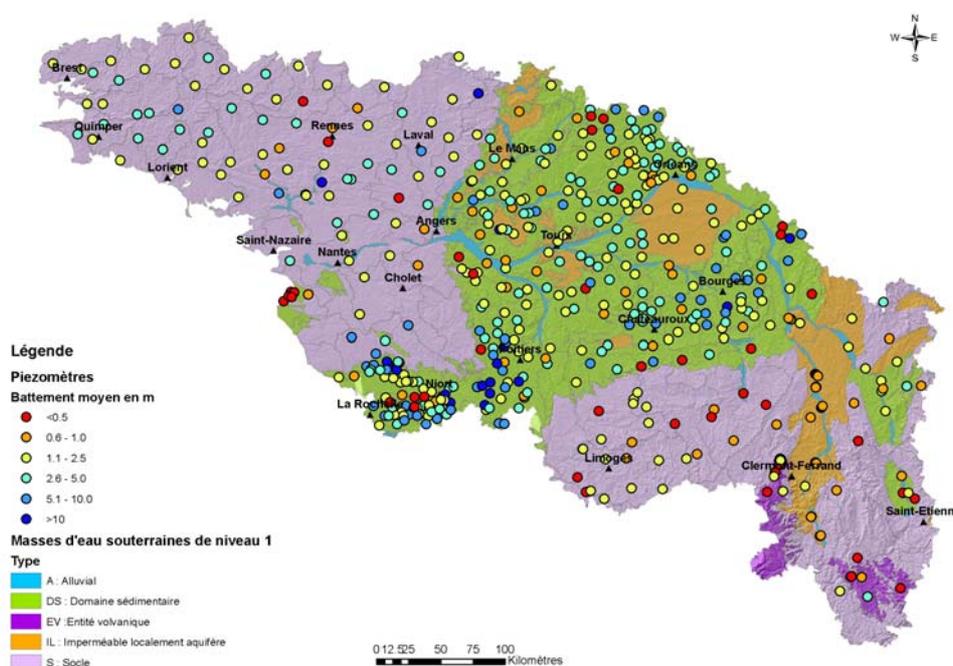


Figure 42 – Le battement moyen des nappes calculé à partir du variogramme

Les valeurs du battement moyen, calculées à partir du variogramme expérimental sur le bassin Loire-Bretagne, se répartissent sur la zone d'étude de la manière suivante :

- des battements moyens supérieurs à 5 m sur l'arc Jurassique du Bassin Parisien en passant par le Berry, le seuil du Poitou et le secteur de la Rochelle.
- une répartition différente des valeurs de battements moyens dans le massif Armoricaïn avec des valeurs plus importantes dans la partie centrale que sur sa périphérie.
- des battements de nappes dans le Massif Central globalement inférieurs à ceux du Massif Armoricaïn.

Si on corrèle le type de famille de piézomètres avec le niveau du battement moyen, on observe que dans le bassin Loire-Bretagne les nappes à effet cumulatif et à forte inertie ($R_a > 1$) ont un battement moyen inférieur à une dizaine de mètres.

Cela correspond principalement à la Beauce, une partie du bassin du Loir, quelques piézomètres de l'arc Jurassique et certains points situés sur le bassin tertiaire de la Limagne.

Cela traduit la forte capacité de ces aquifères à amortir et réguler les niveaux d'eau. Dans le cas du Massif central, ce phénomène est couplé à une densité de drainage élevée.

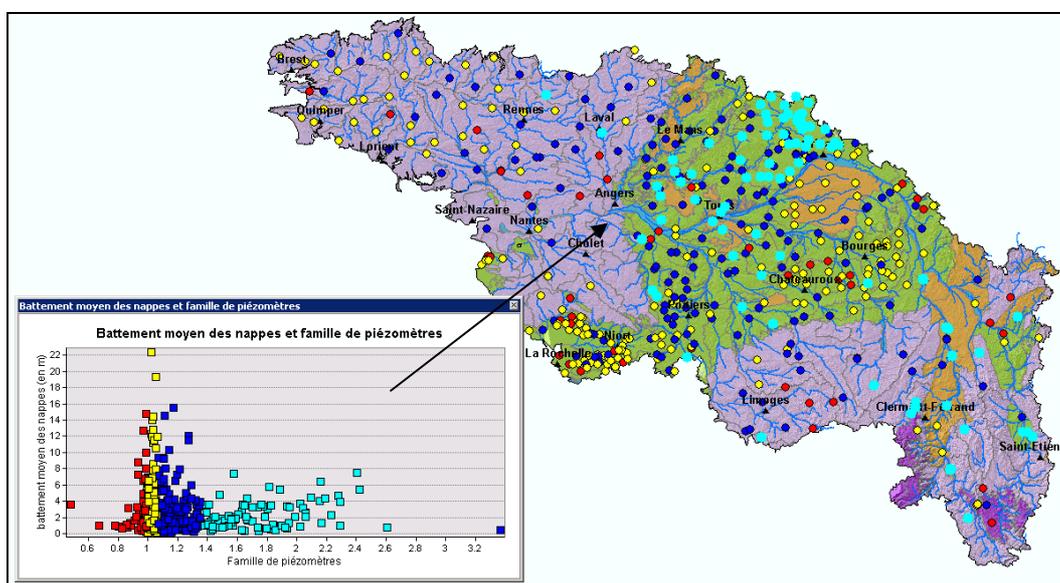


Figure 43 – corrélation entre battement moyen et famille de piézomètres

Il est à noter que les piézomètres dont le comportement est cyclique et saisonnier (R_a proche de 1), ont des battements moyens qui évoluent entre 20 cm et 15 mètres, à l'exception de deux points situés dans le Poitou qui atteignent une vingtaine de mètres.

Dans l'objectif de mieux comprendre les interactions nappe-rivière, l'étude s'est focalisée sur les piézomètres qui pourraient être contrôlés par un réseau de surface (R_a proche de 1) :

- dont les battements moyens sont inférieurs à 5 m (si les piézomètres sont en étroite relation avec la rivière, on admet que le cours d'eau ne peut avoir une lame d'eau supérieure à 5 m dans la zone d'étude) ;
- et qui sont localisés à proximité d'un cours d'eau.

Pour répondre à cette dernière contrainte, nous avons donc pour chaque piézomètre évalué sa distance avec le cours d'eau le plus proche. Les résultats sont présentés page suivante.

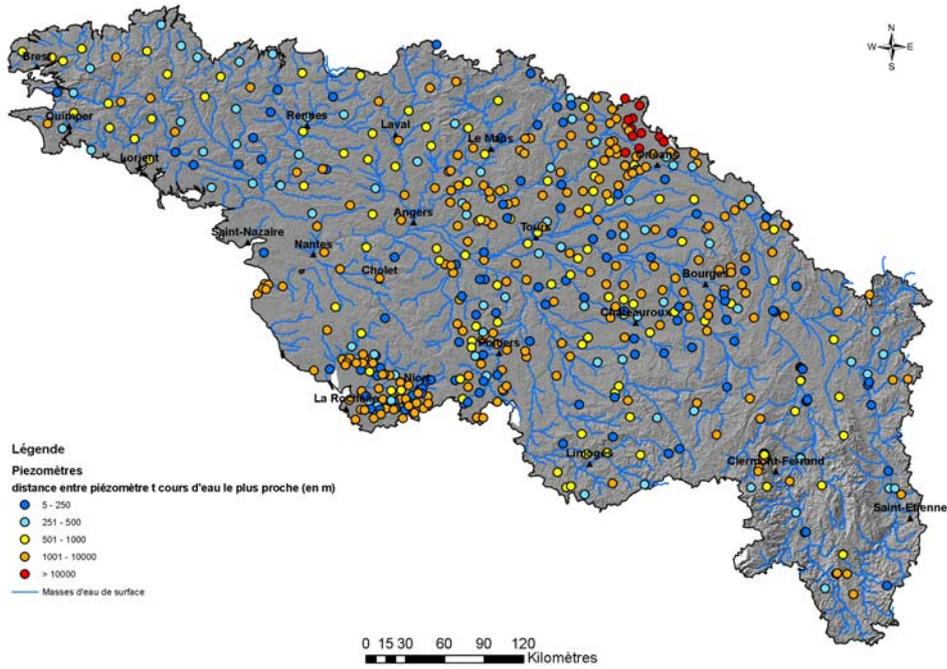


Figure 44 – Distance des piézomètres aux cours d'eau les plus proches

Seuls les piézomètres du Nord de la Beauce sont localisés à plus de 10 kilomètres d'une rivière. Si on applique les contraintes décrites précédemment :

- un comportement cyclique (ou saisonnier) des piézomètres (R_a proche de 1) ;
- un battement moyen de la nappe inférieur ou égal à 5 m ;
- et les cours d'eau situés à moins de 500 m du piézomètre (le réseau hydrographique utilisé est la BD carthage).

On obtient comme le montre la figure ci-dessous, 91 points d'eau répondant à ces critères.

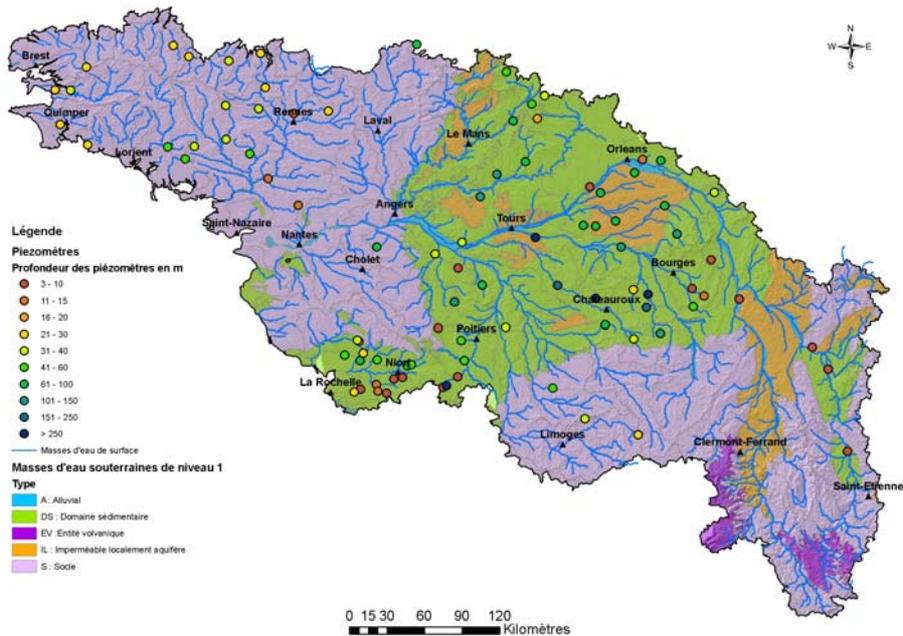


Figure 45 – profondeur des piézomètres susceptibles d'être en relation avec les cours d'eau

2.3. MISE A JOUR DE L'IDPR

Un premier calcul de l'IDPR sur le bassin Loire-Bretagne a été réalisé en 2006 (figure ci-dessous) dans le cadre de l'étude sur la carte de la vulnérabilité simplifiée des eaux souterraines du bassin Loire Bretagne (Rapport BRGM/RP-54553-FR).

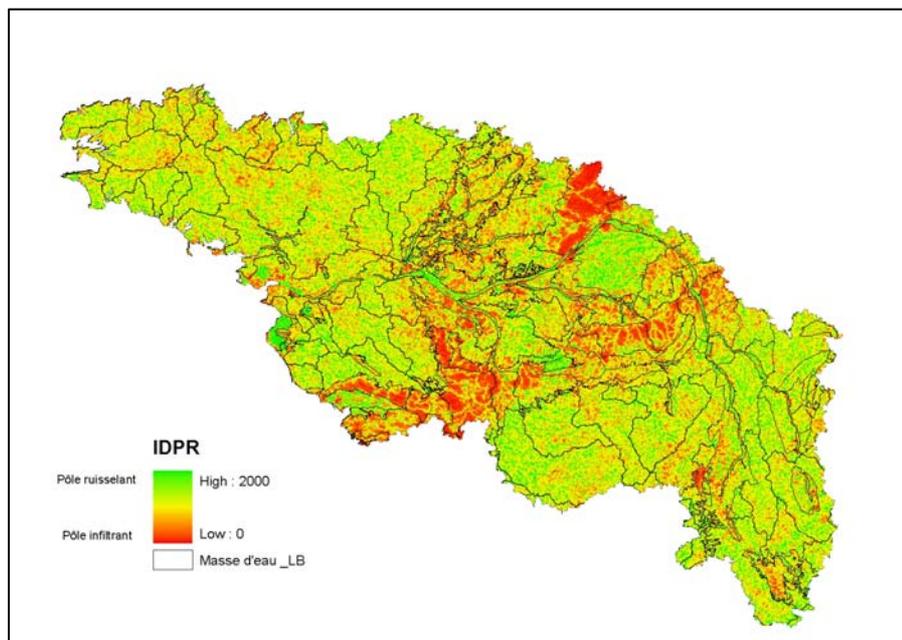


Figure 46 – Calcul de l'IDPR en Loire – Bretagne (version 2006)

2.3.1. Le réseau hydrographique

"Le réseau hydrographique correspond à tout écoulement linéaire concentré sur la surface topographique qu'il transforme progressivement. Il représente un état du cycle de l'eau, celui de l'écoulement qui suit le chemin le plus facile, minimisant sans cesse leur entropie »⁵.

En 1972, Robert Prud'homme, un des précurseurs français en matière d'analyse des réseaux hydrographiques, montre l'intérêt de ces types d'analyse pour les études géologiques, car : "les caractères du réseau hydrographique sont extrêmement dépendants au cours de leur évolution de l'état du bassin versant". Il ajoute : "les trois paramètres dont les variations nous semblent les plus importantes dans l'étude des réseaux hydrographiques sont la topographie, les structures géologiques et la composition lithologique du sous-sol". Prud'homme expérimente donc l'analyse cartographique des réseaux hydrographiques et donne un certain nombre de corrélations très pertinentes. Kim Woo-Gwan, poursuit ces travaux et approfondit l'analyse des réseaux hydrographiques.

Dans les années 1990, Deffontaines insiste sur l'intérêt du réseau hydrographique pour une approche morpho-structurale : "Le réseau hydrographique est principalement modifié par la lithologie et la fracturation". En parallèle, Riazanoff propose des méthodes automatiques

⁵Deffontaines (B.) (1990), *Développement d'une méthodologie morphonéotectonique – Analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des MNT*, Thèse, Université Paris VI, 225 pages, 1990.

d'extraction et d'analyse de réseaux hydrographiques, en faisant apparaître quelques corrélations qui ouvrent les portes à une analyse automatisée et informatique du réseau hydrographique.

Les travaux de ces différents auteurs montrent que le tracé du réseau hydrographique résulte d'interactions complexes. Si l'eau par nature est incompressible et s'écoule par le chemin le plus court du point haut (sommet, crête,...) au point bas (mer, lac, fleuve...), durant son parcours les conditions de son cheminement influent sur son tracé. Parmi ces facteurs, les causes d'origines uniquement géologiques sont nombreuses :

La lithologie : elle intervient par sa nature physique : épaisseur, perméabilité, etc., et sa nature chimique : sensibilité à la dissolution, phénomènes de cristallisation, etc.

La structure : les alternances géologiques, les discordances, les déformations affectent la lithosphère, modifient la topographie et façonnent le réseau hydrographique.

La pente régionale : définie par un sens, une direction puis une inclinaison, elle est un élément déterminant dans l'orientation et l'organisation des cours d'eau.

D'autres facteurs interviennent, résultant d'une combinaison de contraintes de nature diverse ; leur importance diffère selon l'échelle à laquelle on observe le réseau hydrographique (on ne mentionnera pour mémoire que le rajeunissement et l'eustatisme).

Ainsi, au delà de sa morphologie, le réseau hydrologique par sa morphogenèse suppose la recherche d'éventuelles corrélations entre la forme du réseau hydrographique et la nature du sous-sol. Celle-ci a suscité un grand nombre de travaux et l'hypothèse principale qui les sous-tend suppose que les réseaux hydrographiques conservent, dans leurs formes, la signature de phénomènes endogènes ou exogènes.

2.3.2. Définition de l'IDPR (Indice de Développement et Persistance des Réseaux), morphologie vs morphogenèse,

Les travaux cités précédemment montrent qu'au-delà de l'objet géographique, le réseau hydrographique peut être appréhendé comme un objet morpho structural dont la genèse montre des corrélations entre causes et forme.

L'IDPR s'intéresse à ces corrélations et met en exergue celles qui sont supposées d'ordre géologique. Arbitrairement, cette approche minimalise les autres facteurs et cela même si le climat (paléoclimat), la végétation, l'action de l'homme ont un rôle important dans l'évolution du tracé des cours d'eau. Ainsi dans l'hypothèse d'un milieu parfaitement homogène, de perméabilité nulle, seule la pente et la morphologie des reliefs guident la mise en place des cours d'eau.

La recherche des talwegs⁶ ou lignes de plus grande pente qui par la gravité, rassemblent les eaux de ruissellement, doit donc conduire à la reproduction du réseau hydrographique. Dans la réalité, ce réseau hydrographique théorique diffère du réseau naturel et cette différence traduit la complexité du milieu naturel. L'idée qui sous-tend l'IDPR découle donc du postulat suivant,

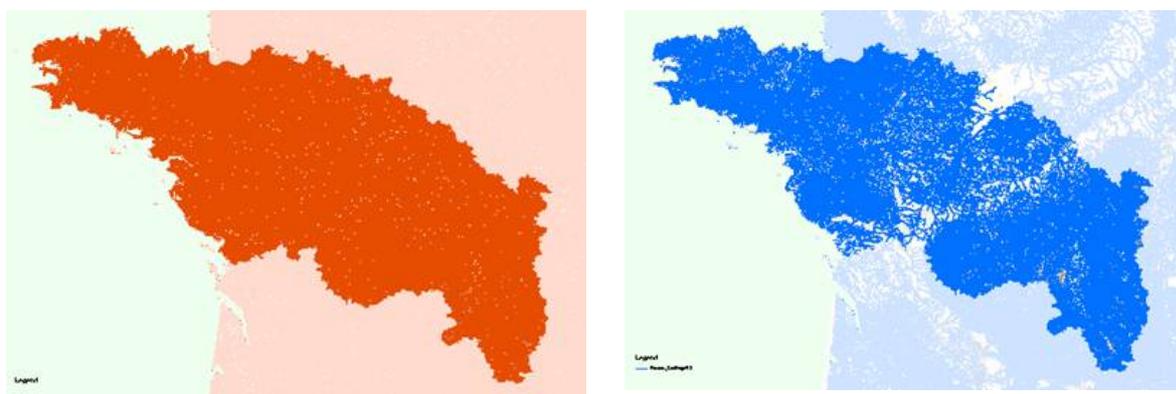
Si l'organisation du réseau de drainage, des talwegs, dépend du modelé des terrains naturels; si l'organisation du réseau hydrographique dépend du contexte géologique qui le supporte : alors l'écart entre le réseau des talwegs et le réseau hydrographique traduit l'influence du milieu souterrain. Ainsi, un bassin formé de matériaux très

⁶ Talweg est un mot allemand signifiant : chemin de la vallée

perméables aura en général un réseau hydrographique de densité faible comparativement à la densité des talwegs calculés.

A l'inverse, des bassins formés de roches imperméables mais meubles et érodables, des marnes par exemple, présenteront souvent un réseau hydrographique de densité plus élevée.

L'IDPR devient ainsi un moyen de quantifier indirectement la fonction de transfert des eaux météoritiques depuis la surface vers le sous-sol. Il compare 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**).



Réseau de talwegs

Réseau hydrologique naturel

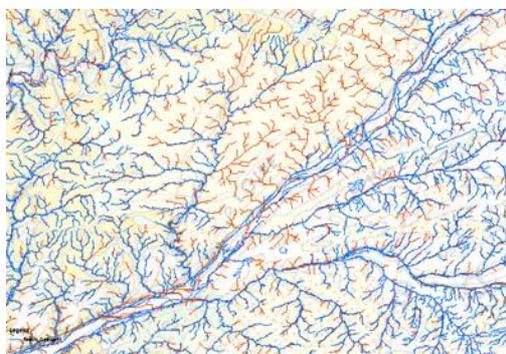


Figure 47 – Les réseaux hydrologiques et de talwegs dans le Bassin Loire - Bretagne

Il présente une métrologie de l'écart constaté entre les deux réseaux et rend compte du rôle du milieu souterrain dans l'établissement du réseau hydrologique et va alors être exploité pour approcher de manière indirecte, la capacité intrinsèque des terrains à laisser infiltrer ou ruisseler les eaux de surface.

2.3.3. Couches d'informations nécessaires

L'IDPR propose de réunir l'approche d'automatisation de l'analyse des réseaux hydrographique avec les travaux de digitalisation des réseaux naturels.

Le réseau naturel

Le réseau hydrologique naturel, utilisé dans la démarche de calcul de l'IDPR provient des données de la BD CARTHAGE IGN©. Les attributs exploités pour l'analyse sont l'état et la nature des cours d'eau.

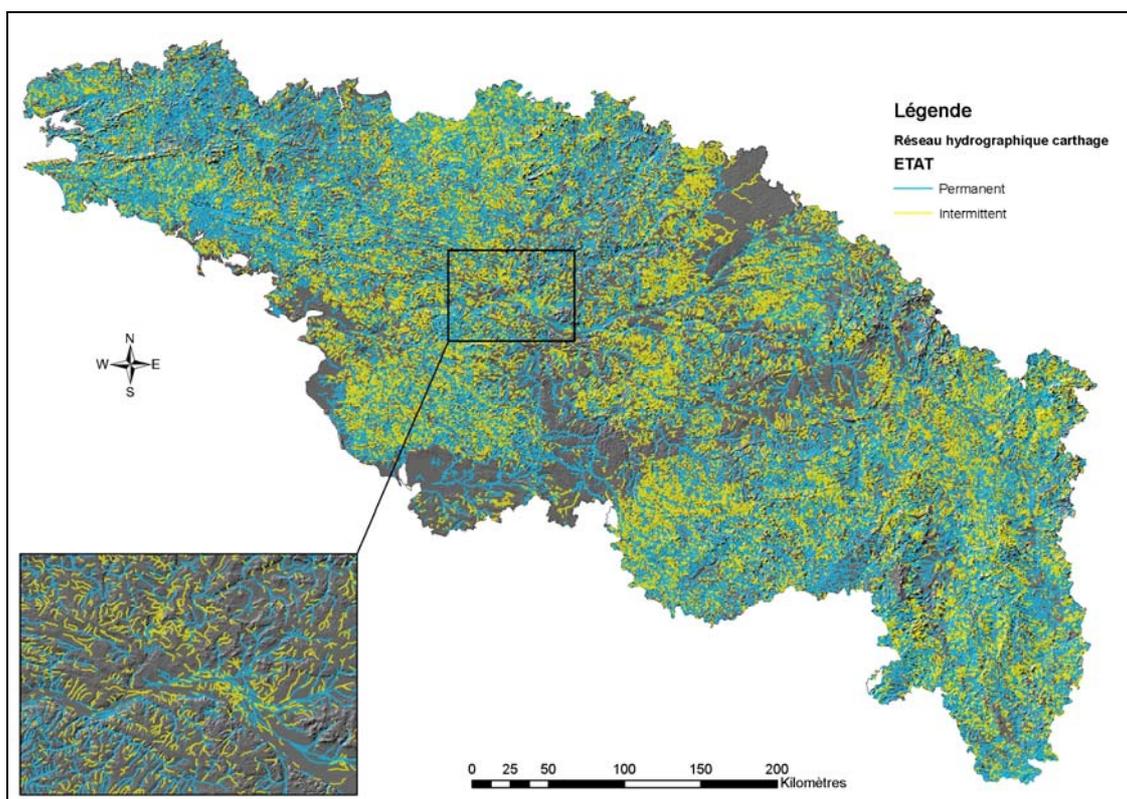


Figure 48 : Réseau hydrologique extrait de BD Carthage IGN

Le réseau théorique

Le réseau théorique des écoulements est fondé sur l'analyse des talwegs. Il s'établit à partir du modèle numérique de terrain (MNT) au pas de 50m. Si ce dernier est précis, il reste des dépressions pour lesquelles aucun exutoire n'est possible ou des zones planes pour lesquelles la détermination d'un talweg s'avère impossible et il est nécessaire de traiter ces zones afin de rétablir l'écoulement potentiel.

Pour les zones en dépression, l'hypothèse suivante guide les corrections, *l'eau s'écoule en surface et s'il y a une dépression naturelle, l'eau remplit préalablement celle-ci avant de*

continuer sa route vers l'aval. Une première technique de traitement suppose que ces dépressions résultent d'artéfacts ne représentant aucune forme réelle⁷.

De ce fait, il suffit de procéder à leur comblement après en avoir déterminé l'exutoire : c'est la technique dite du « bouche-trous ». Une seconde technique⁸ vise à déterminer l'exutoire de la dépression puis à inverser le chemin d'écoulement entre le fond de la dépression et celui-ci en rétablissant la continuité du réseau. Enfin, une dernière méthode consiste à identifier une zone d'altitude forte entre deux dépressions et à creuser cette zone de façon à ce que l'eau de la dépression s'écoule en aval.

A l'usage, ces techniques offrent toutes des résultats comparables. L'algorithme de traitement des dépressions n'influence pas de manière significative le réseau obtenu par extraction automatique, en revanche, c'est au niveau des modifications du MNT que se situent les différences essentielles, en effet, si la seconde technique indiquée est sans effet sur les altitudes, les deux autres vont modifier le MNT et fournir une indication quant à la qualité des données initiales et/ou la nature des reliefs observés (dolines, zones endoréiques, etc...).

Par souci de simplification des outils mis en œuvre, la première méthode est celle retenue pour le processus de calcul de l'IDPR.

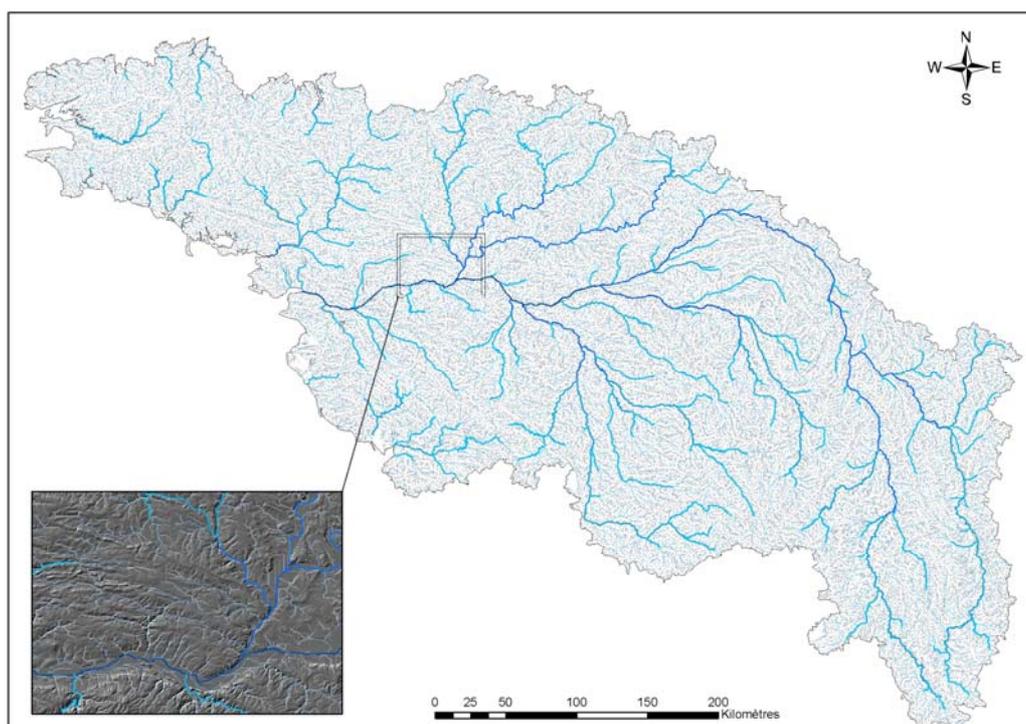


Figure 49 : Réseau de talwegs

⁷ Jenson, S.K, et Domingue, J.O., 1998, Extracting topographic structures from digital elevation data for geographic information system analysis. Photogrammetric engineering and remote sensing, pp 1593-1600.

⁸ Fairfield, J. et Leymarie, P., 1991, Drainage networks from grid Digital Elevation Models. Water resources Research, pp 709-717.

Les pentes

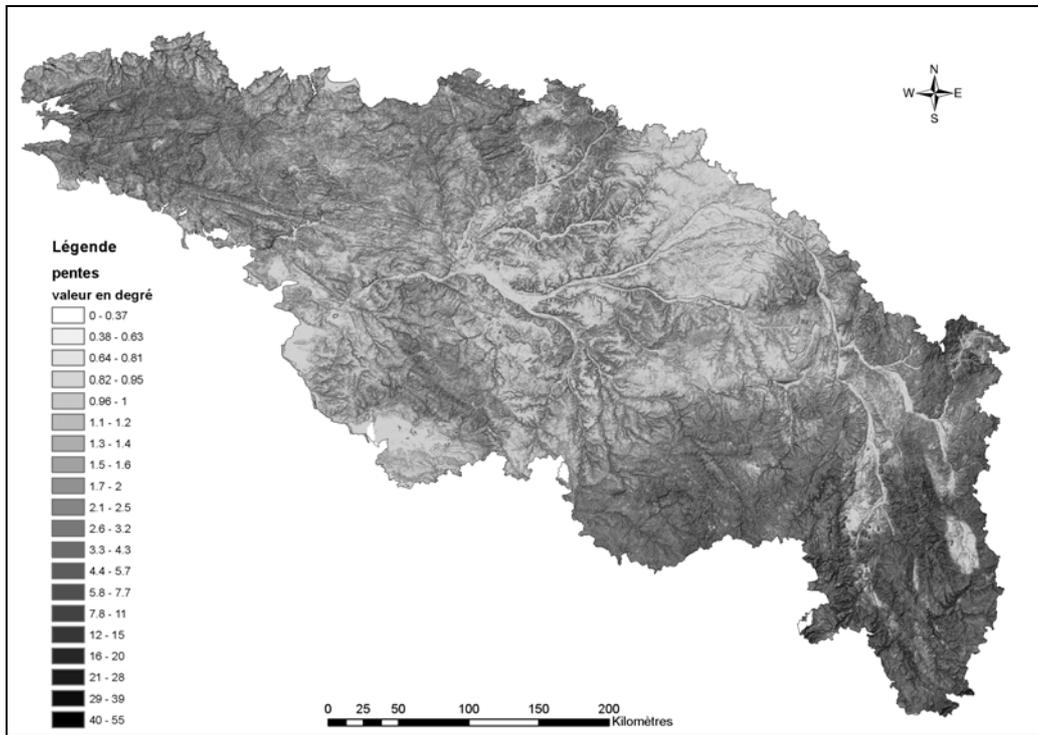


Figure 50 : Les pentes du Bassin Loire-Bretagne

2.3.4. Mise à jour du calcul de l’IDPR

Les données de base essentielles au calcul de l’IDPR sont : le tracé du réseau hydrographique de surface et le modèle numérique de terrain. Il est évident que la qualité du calcul est étroitement dépendante de la qualité et de la précision de ces données.

Le calcul de l’indice résulte du rapport, pour tout point de l’espace étudié, entre :

- La distance au plus proche cours d’eau réel,
- La distance au plus proche cours d’eau calculé.

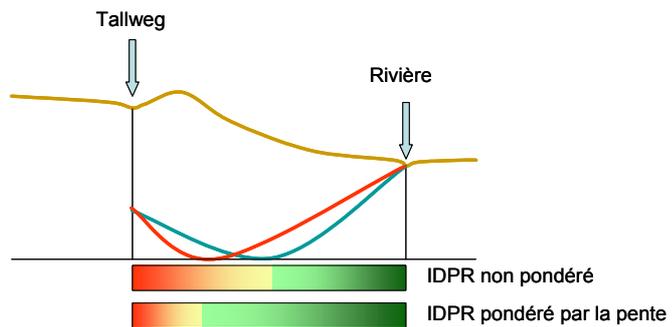


Figure 51 : Prise en compte des pentes dans le calcul de l’IDPR

En pondérant, le calcul de l’IDPR par les pentes, cela nous permet de mieux prendre en compte le réseau hydrographique dans les zones planes notamment les zones alluviales.

Les résultats

L'IDPR résulte du rapport entre la distance au plus proche cours d'eau réel et la distance au plus proche talweg calculé, il varie selon une échelle comprise entre 0 et n, et est arbitrairement ramené à une gamme de 0 à 2000.

IDPR < 1000 : Infiltration majoritaire par rapport au ruissellement superficiel. L'eau ruisselant sur les terrains naturels rejoint un axe de drainage défini par l'analyse des talwegs sans que celui-ci ne se concrétise par l'apparition d'un axe hydrologique naturel.

IDPR = 1000 : Infiltration et ruissellement superficiel de même importance. Il y a conformité entre la disponibilité des axes de drainage liés au talweg et les écoulements en place.

IDPR > 1000 : Ruissellement superficiel majoritaire par rapport à l'infiltration vers le milieu souterrain. L'eau ruisselant sur les terrains naturels rejoint très rapidement un axe hydrologique naturel sans que la présence de celui-ci soit directement justifiée par un talweg.

Un IDPR voisin ou égal à 2000 traduit une stagnation transitoire ou permanente des eaux, menant à deux interprétations différentes. Si la nappe est proche de la surface des terrains naturels, (cours d'eau et zones humides), le terrain est saturé et l'eau ne s'infiltré pas. Si la nappe est profonde, le caractère ruisselant peut démontrer une imperméabilité des terrains naturels.

On pose l'hypothèse que des valeurs d'IDPR supérieures à 2000 sont majoritairement assimilables à des milieux humides.

Cette mise à jour de l'IDPR a été complétée par une nouvelle approche basée sur la qualification du caractère pérenne ou temporaire du réseau hydrographique de la BD-Carthage 2008.

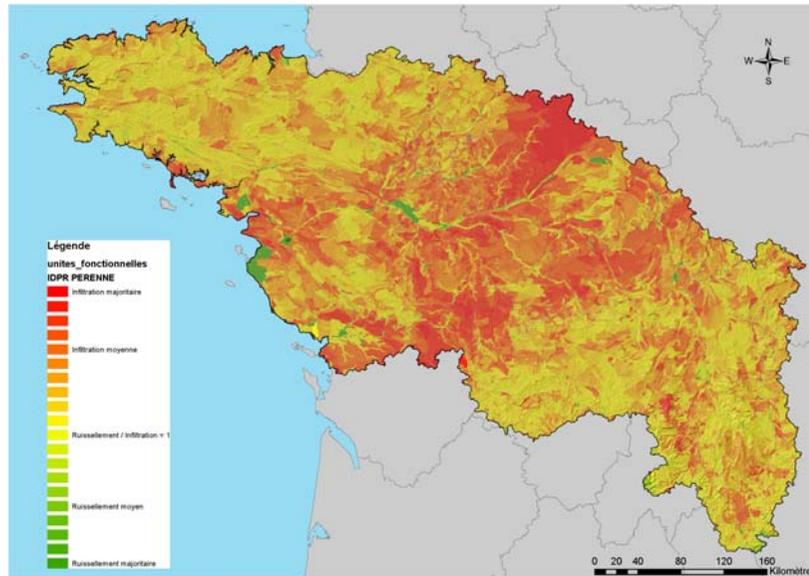
Ainsi deux calculs ont été réalisés :

- un calcul de l'IDPR_P uniquement sur le réseau hydrographique pérenne de la BD Carthage de l'IGN,
- et un calcul IDPR_U (universel) basé sur les réseaux hydrographiques pérenne et temporaire de la BD Carthage de l'IGN©.

Les résultats des traitements effectués via ARCGIS, se présentent sous forme de grilles au pas de 50 m

Les unités fonctionnelles sont supposées d'un comportement hydrogéologique homogène. Parce qu'elles résultent de l'intersection de couches d'informations géographiques issues de référentiels communément exploités (masses d'eau souterraine, entités hydrogéologiques, ...) elles constituent le moyen d'associer les résultats de l'IDPR à des objets aisément manipulables dans les systèmes d'informations couramment constitués dans le domaine de l'Eau.

Les résultats de deux versions de l'IDPR ont donc été rapportés par unités fonctionnelles (voir les cartes page suivante).



IDPR_P **(Indice de Développement et de Persistance des Réseaux Permanent)**

Cet IDPR a été calculé en comparant le réseau de talwegs issu du Modèle numérique de terrain (MNT) avec le réseau hydrographique permanent issu de la BD Carthage de 2008.

IDPR_U **(Indice de Développement et de Persistance des Réseaux Universel)**

Cet IDPR a été calculé en comparant le réseau de talwegs, issu du Modèle Numérique de Terrain (MNT), avec le réseau hydrographique permanent et temporaire issu de la BD Carthage de 2008.

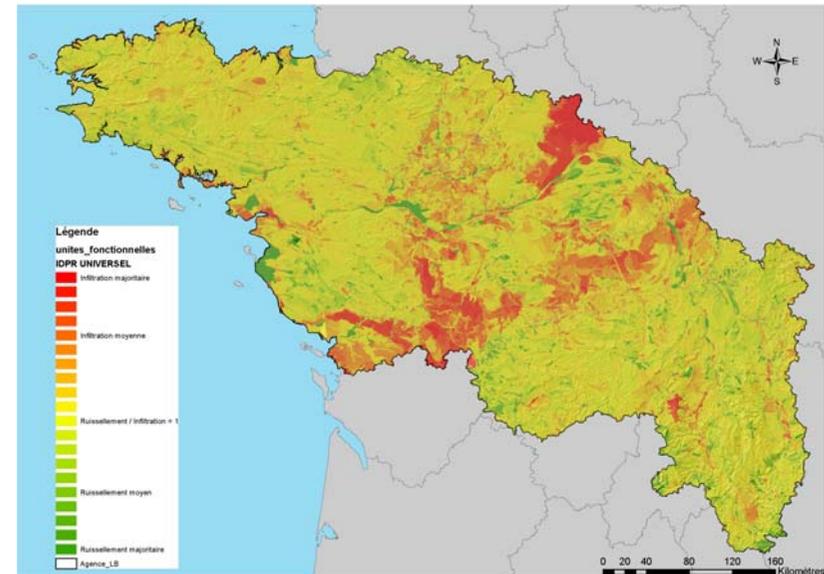


Figure 52 : IDPR Permanent et IDPR Universel à l'échelle des unités fonctionnelles

2.3.5. IDPR et Zones de débordement ou d'assèchement potentiels

L'approche du calcul de l'IDPR en fonction de la nature du réseau hydrographique, nous a aussi permis de développer une nouvelle méthode pour qualifier les zones de débordement et d'assèchement potentiels.

Le réseau hydrographique est l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant où ils sont organisés, hiérarchisés en un réseau qui concentre les eaux des rus dans les ruisseaux, celles des ruisseaux dans les rivières et celles des rivières dans les fleuves.

Cet ensemble de canaux de drainage naturels, sont soit permanents soit temporaires. Ils transfèrent les eaux provenant du ruissellement ou restituées par les nappes souterraines, soit sous forme de sources, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau.

Le phénomène au niveau des sols est complexe comme nous le montre la figure ci-dessous. En effet les sources principales de l'eau dans le sol sont d'une part les précipitations et d'autre part l'eau souterraine. Les pluies qui tombent à la surface du sol se subdivisent de la manière suivante :

- L'eau de ruissellement, superficielle, qui n'est pas constante et n'affecte que les surfaces en pente (même faible) soumises à des pluies intenses.
- L'eau de gravité, entraînée par la pesanteur, circule dans les pores du sol. Lorsque la quantité d'eau augmente, que la pente est très faible ou nulle et que la perméabilité du sol décroît en profondeur, il peut se créer une nappe perchée temporaire.
- L'eau retenue est celle qui au cours de l'infiltration des pluies occupe les pores fins et très fins du sol. Les forces capillaires et d'absorption sont souvent assez élevées pour s'opposer aux forces de gravité.

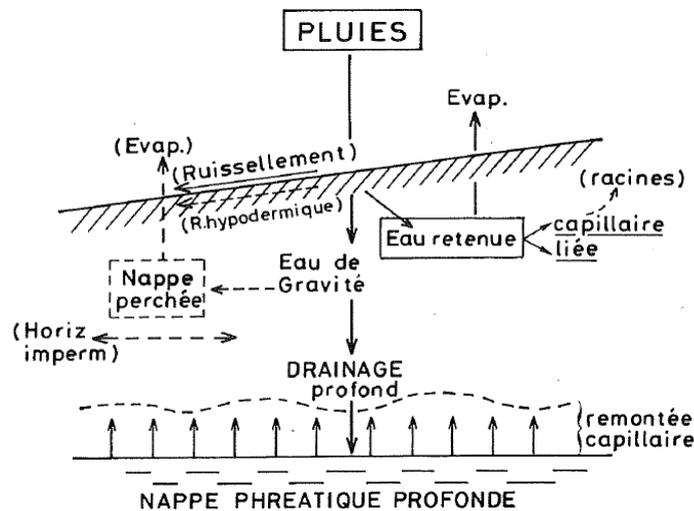


Figure 53 : Répartition des eaux de précipitation dans le sol – Duchaufour, 1997

Détermination de l'écart entre les deux types d'IDPR

Cette démarche s'appuie aussi sur le fait qu'un talweg à sec, mobilise à un moment t, une quantité d'eau qui donnera naissance dans les zones d'accumulation préférentielles à un réseau hydrographique temporaire.

Cette mise en eau se produit sous l'impulsion d'une conjonction d'un ou de plusieurs phénomènes complexes et quelquefois synchrones qu'on peut résumer de la manière suivante :

- un ruissellement est provoqué par la saturation des sols et/ou par l'intensité des précipitations
- et des remontées des eaux souterraines par l'intermédiaire de petites nappes perchées ou par des aquifères plus profonds qui déversent leur trop plein via notamment des sources ou par de manière plus diffuse en alimentant des zones humides.

L'IDPR étant un moyen de quantifier indirectement la fonction de transfert des eaux météoritiques depuis la surface vers le sous-sol, nous avons décidé de comparer les valeurs des deux IDPR calculés dans le paragraphe précédent.

La qualification pérenne ou non pérenne des axes hydrologiques a été analysée pour différencier une réponse IDPR en fonction d'un état de saturation moyen du milieu

En effet, la forme du réseau hydrographique, sa caractéristique (persistante ou temporaire) constitue des éléments clefs pour indiquer si le bassin versant est plus ou moins perméable ou filtrant. Il permet d'aboutir à une cartographie des zones qui vont contribuer au ruissellement et à l'infiltration.

L'écart entre les deux IDPR (IDPR_U et IDPR_P) nous permet donc de différencier les zones qui vont être concernées par un débordement ou selon le cas de figure un assèchement potentiels. L'écart entre les deux IDPR a été effectué sur les grilles au pas de 50 m et ensuite rapporté à l'échelle des unités fonctionnelles (voir la figure n°48 ci-dessous)

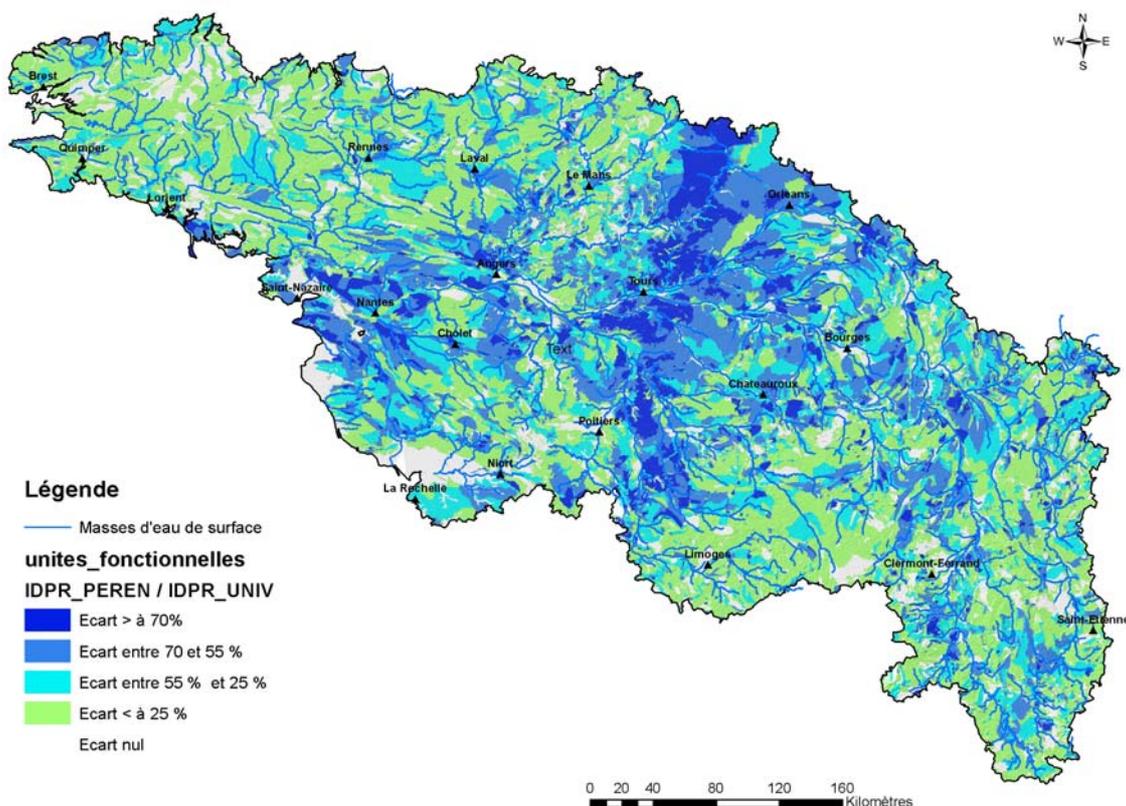


Figure 54 : Les zones de débordements ou d'assèchements potentiels

Les résultats de ce calcul montrent que les zones potentielles de débordement ou d'assèchement (zones bleues foncées sur la carte) sont localisées principalement dans les aires de contact entre les formations sédimentaires et le socle, ainsi qu'au niveau des grands systèmes aquifères où le battement de la nappe est important.

2.3.6. Corrélation entre IDPR et densité de drainage

Cette étude ayant pour objectif la compréhension des relations nappe-rivière, nous avons utilisé des indicateurs tels que la densité de drainage et l'IDPR, deux approches bien distinctes pour qualifier la capacité ou non d'infiltration.

En effet, la densité de drainage des bassins versants de surface s'évalue en faisant le rapport entre la longueur des chenaux et la surface du bassin versant. L'IDPR quant à lui, est basé sur une métrologie des écarts entre le réseau thalwegs et le réseau naturel.

Pour les comparer, on a affecté à chaque bassin versant de surface la moyenne des valeurs de l'IDPR issues de la grille au pas de 50 m.

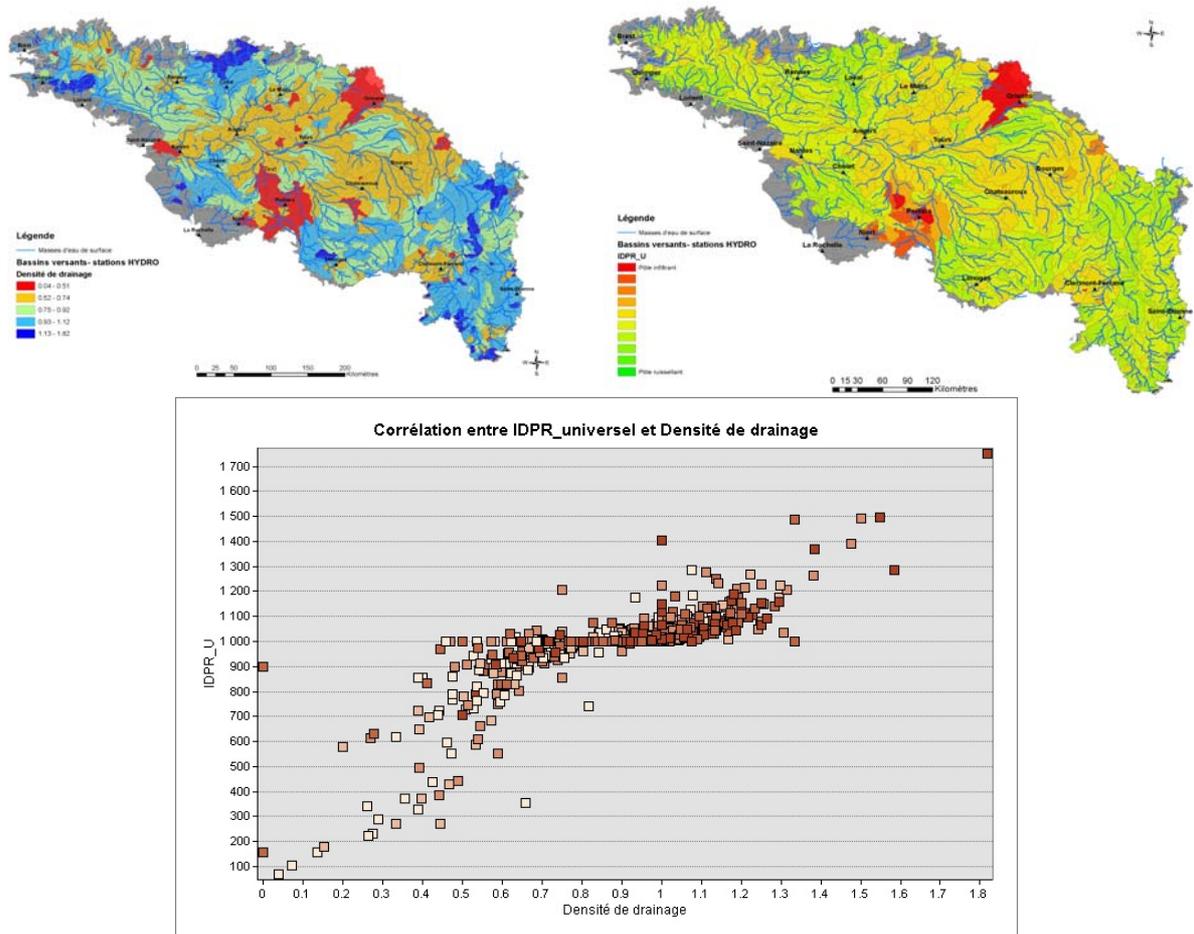


Figure 55 : corrélation entre IDPR et densité de drainage

On constate une très bonne corrélation entre les deux paramètres, qui se comportent globalement de la même manière sur le territoire d'étude, comme le montre le graphe ci-dessus.

2.3.7. IDPR et distribution des volumes des pluies efficaces

Il est intéressant de coupler les pluies efficaces et l'IDPR pour évaluer la distribution de la recharge relative. Le calcul présenté dans ce paragraphe, est un des développements possibles du concept d'IDPR.

Les pluies efficaces sont les pluies totales diminuées de l'évapotranspiration réelle et de la quantité d'eau stockée dans le sol, appelée réserve en utile du sol ou RU). Ce bilan classique de l'estimation des pluies efficaces permet aussi de calculer la part des précipitations disponibles pour l'écoulement superficiel et l'infiltration vers la nappe:

$$P^{eff} = P - ETP - [\Delta S]$$

- Avec
- P^{eff} : Pluie efficace (= Ruissellement + Infiltration en profondeur)
 - P : Précipitations
 - ETP : Evapotranspiration potentielle
 - $[\Delta S]$: Variation du stock d'eau dans le sol durant le pas de temps qui dépend elle-même de la RU : la « réserve utile » ou capacité maximale en eau du sol.

Les valeurs des pluies efficaces, utilisées dans notre étude, ont été calculées sur l'ensemble du territoire français, et elles ont été réalisées par le Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable et de la Mer sur les bases suivantes :

- Une période de calcul entre 1973 et 2002 ;
- des mailles communales soit 36 685 mailles ;
- Un calcul par pas de temps mensuel suivant le modèle de Turc avec une RFU = 1/3 RU, une valeur de RU disponible par canton (gamme de 25 à 260 mm);
- Les données utilisées proviennent de 2500 postes pluviométriques, 1000 postes thermométriques et 150 postes mesurant l'insolation.

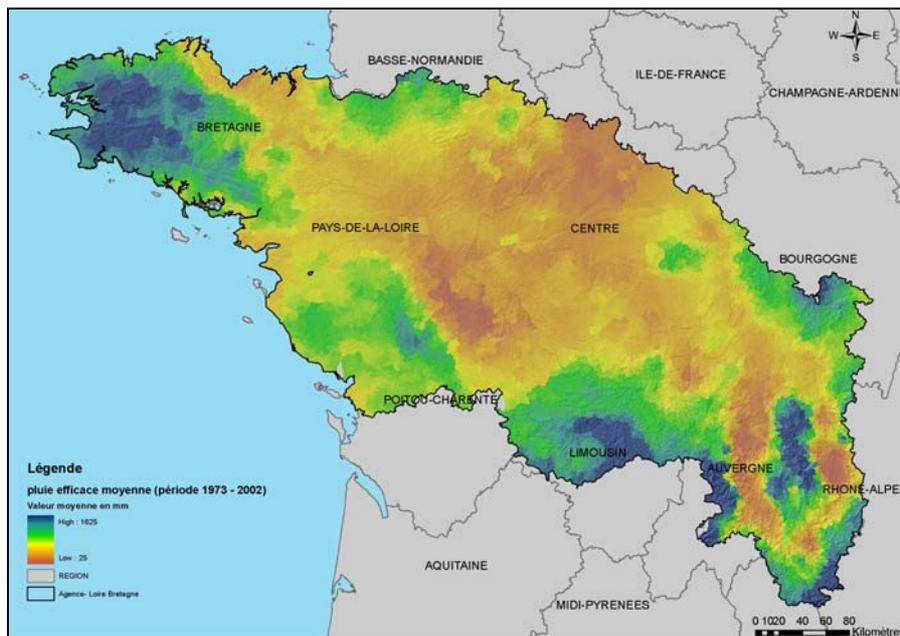


Figure 56 : Les pluies efficaces moyennes (1973 -2002) –C. Schérer

L'Indice de Développement et de Persistance des Réseaux (IDPR, cf §2.3.43), développé par le BRGM dans le cadre d'études de vulnérabilité des nappes, est utilisé ici pour évaluer le fractionnement de cette pluie efficace entre ruissellement et infiltration.

La répartition de la pluie efficace entre infiltration et ruissellement se fait en fonction de la classe IDPR des zones, selon les pourcentages présentés dans le tableau suivant.

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

Tableau 2 – Pourcentages retenus pour le calcul du ruissellement et de l'infiltration

Ainsi selon la valeur de l'IDPR de chaque unité fonctionnelle de la zone d'étude et la pluie efficace (en mm), nous avons appliqué le pourcentage correspondant pour la partie infiltrante ou la partie ruisselante. Nous avons évalué ainsi pour chaque unité une lame d'eau ruisselante et une autre infiltrante. Les résultats sont présentés page suivante.

On observe une très forte dualité entre :

- la zone centrale du bassin Loire Bretagne, constituée en majorité par le domaine sédimentaire du bassin parisien qui est peu arrosée (moyenne des précipitations efficaces faible sur les trente dernières années) et aussi très infiltrant (valeur de l'IDPR souvent inférieur à 1000).

- et les zones extrêmes du bassin Loire Bretagne constituées par l'Est de la Bretagne et une partie du Massif Central qui sont peu infiltrantes mais où l'IDPR n'est pas discriminant (souvent autour de 1000 pour la Bretagne et supérieur à 1000 dans certaine zones du Massif central). Ce sont aussi des zones de relief plutôt élevé, qui cumulent des précipitations élevées, et des fortes capacités à la fois de ruissellement et d'infiltration.

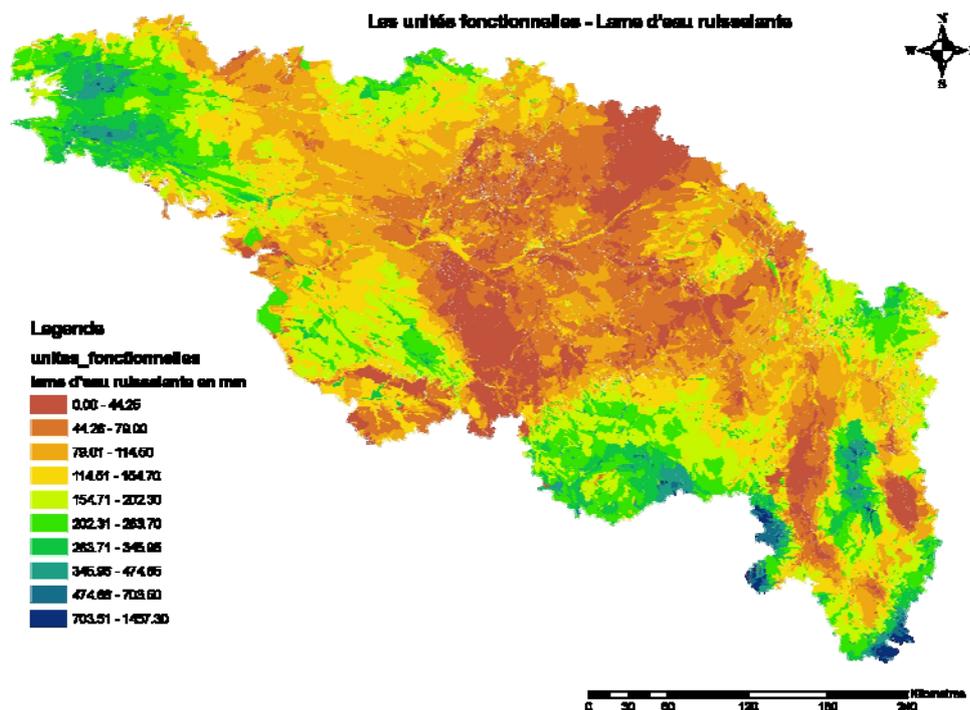


Figure 57 : Lamme d'eau ruisselante moyenne pour les unités fonctionnelles

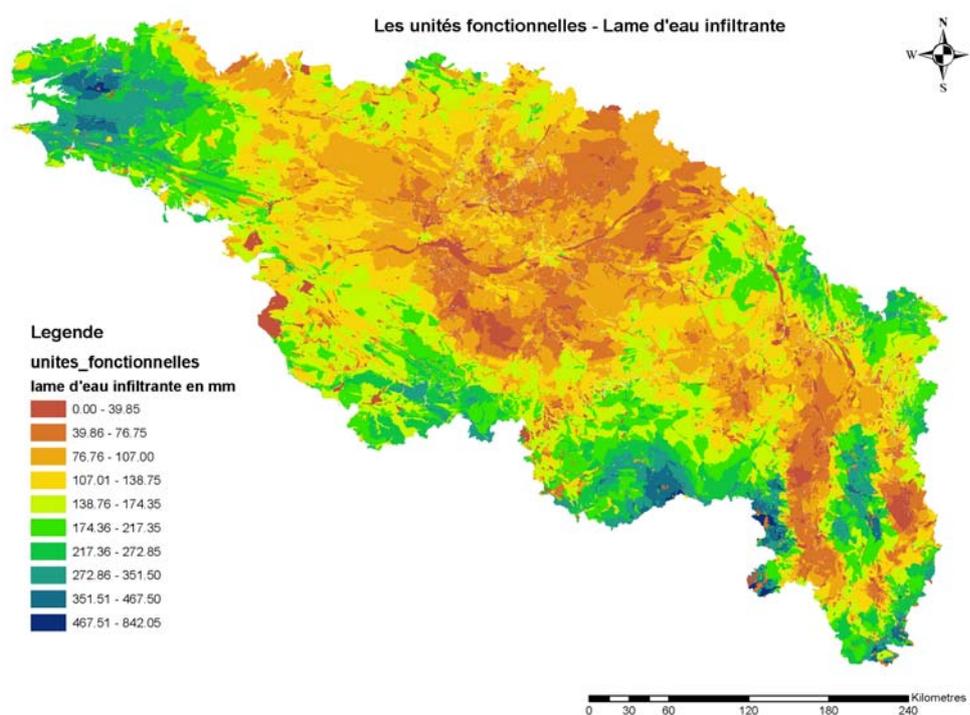


Figure 58 : Lamme d'eau infiltrante moyenne pour les unités fonctionnelles

2.4. TYPOLOGIE DES BASSINS VERSANTS

La transformation de la pluie en écoulement (aussi bien superficiel que souterrain) s'effectue au sein d'un bassin versant, dont le fonctionnement dépend de conditions climatiques locales, de ses caractéristiques physiques propres (topographie, géologie, nature et occupation du sol), mais aussi de sa forme, qui influence aussi les caractéristiques des écoulements.

Le calcul des indicateurs morphologiques décrits dans les paragraphes précédents, ont permis de réaliser une typologie des 562 bassins versants correspondant aux stations de la banque Hydro. Cette approche a pour but d'identifier différentes classes de bassins versants en fonction de leur caractérisation et de définir des types de comportements.

2.4.1. Typologie des bassins versants en fonction de la nature des masses d'eau souterraines

Dans un premier temps, chaque bassin versant a fait l'objet d'une analyse typologique en croisant bassins versants et masses d'eau souterraines, en fonction des pourcentages de surface de chaque type de masse d'eau, selon la classification suivante :

- A : Alluvial
- DS : Domaine sédimentaire
- EV : entité volcanique
- IL : imperméable localement aquifère
- S : socle

Ainsi par exemple des bassins versants constitués à 100% de domaine sédimentaire sera noté « DS100 », ou encore constitué de plus de 50 % en domaine de socle, avec de l'alluvial et de l'imperméable localement aquifère, sera noté « S50ILA ».

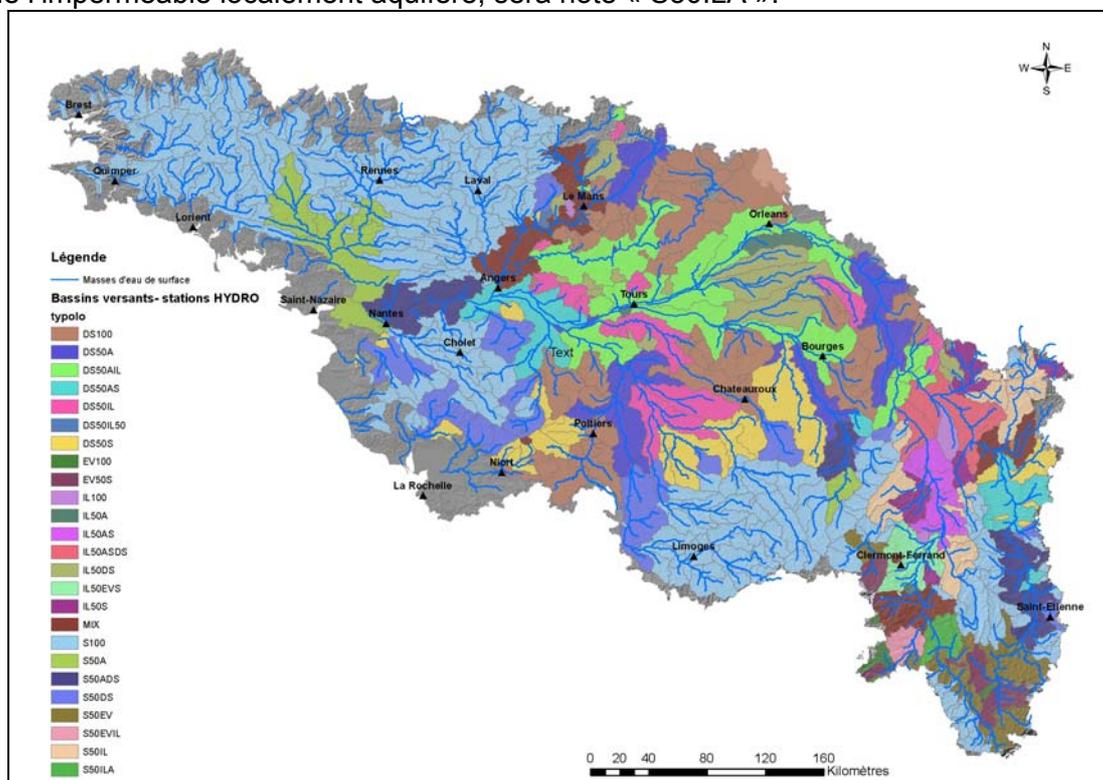


Figure 59 : Répartition des bassins versants en fonction des natures de MES souterraines

L'ensemble des descriptions, avec le nombre de bassins versants concernés, sont disponibles dans le tableau ci-dessous. Pour les 25 types de bassins versants, chaque indicateur y est représenté par sa valeur moyenne..

nbre BV	Description	Peff	Ru sols	QMNA5	sinuosité	DD	Pente riv	IC	Surf BV	pente BV	IDPR U	ZNS	Rugosité	wetness
15	S50EV	393	59	1.67	0.897	1	0.07	1.7	195	17	1059	139	3.6	497
15	S50IL	377	65	0.63	0.9	1.1	0.04	1.65	195	12.61	1051	114	2.34	530
12	EV50S	460	92	1.09	0.87	0.8	0.059	1.56	126	14.8	938	145	2.49	548
6	EV100	690	113	0.3	0.894	1	0.07	1.58	53	14.2	1061	145	1.56	567
329	S100	387	94	0.47	0.89	0.9	0.022	1.56	132	6.9	1036	47	1	627
4	S50ADS	182	91	41.25	0.9	0.9	0.03	2	1085	7.37	1004	64	1.4	649
7	IL50S	235	90	0.7	0.896	0.9	0.018	1.78	202	6.1	1002	30	0.75	665
24	S50DS	285	116	0.84	0.9	0.9	0.017	1.72	281	4.9	1037	24.2	0.66	667
4	IL50AS	178	112	20	0.901	0.9	0.02	2.13	406	5.3	1030	50	0.82	693
6	S50A	252	99	54.18	0.9	0.7	0.014	1.98	730	4.06	959	31.7	0.49	706
23	DS50S	239	115	4.8	0.88	0.7	0.012	1.68	295	4.1	818	26.3	0.49	709
18	DS50A	167	109	21.5	0.9	0.6	0.007	1.67	351	3.67	831	26.5	0.365	726
4	DS50AS	172	108	36.4	0.906	0.8	0.015	2.11	1044	4.27	983	31	0.52	729
71	DS100	169	127	1.71	0.9	0.6	0.007	1.55	209	2.76	792	21.2	0.21	734
16	DS50IL	203	122	1.65	0.89	0.7	0.008	1.68	296	3.42	959	19.5	0.28	739
4	IL100	201	123	0.16	0.89	0.9	0.07	1.4	128.5	2.7	1086	11.3	0.15	745
16	DS50AIL	183	116	34.7	0.91	0.6	0.007	1.94	696	2.82	857	19.6	0.23	765
16	IL50DS	194	114	0.29	0.906	0.8	0.006	1.61	278	2	967	13.4	0.14	799
4	IL50A	118	140	4.98	0.92	0.5	0.008	1.56	135	3	860	31.7	0.25	820
2	S50ILA	200	57	6	0.9	1	0.06	1.9	331	15.09	1017	182	3.33	507
2	S50EVIL	808	93	0.88	0.909	1	0.097	1.53	246	19.9	1218	224	4.81	493
2	IL50ASDS	226	121	24.5	0.92	0.94	0.012	2.2	1099	3.78	1018	23.8	0.38	713
2	IL50EVS	176	93	7.65	0.894	0.6	0.027	2.06	652	7.8	935	57	1.26	660
2	DS50IL50	198	97	0.04	0.895	0.7	0.014	1.4	93	4.1	939	23	0.39	683
11	MIX	294	108	7.39	0.907	0.9	0.028	1.87	481	7.6	999	68	1.3	648

Tableau 3 – Tableau synthétique de la valeur moyenne des indicateurs par type de bassin versant

Peff : Pluie efficace (en mm)

Ru sols : réserve utile du sol (en mm)

QMNA5 : débit moyen annuel sec de récurrence 5 ans (en m³/s)

Sinuosité (sans unité)

DD : Densité de drainage (km/km²)

Pente_riv : pente maxi de la rivière par vertex

IC : Indice de compacité

Surf_BV : surface du bassin versant en km²

Pente_BV : pente du bassin versant en %

IDPR_U : IDPR universel (sans unité)

ZNS : zone non saturée (en m)

Rugosité : sans unité

TWI : sans unité

A partir de ces valeurs moyennes, une classification a été réalisée grâce la méthode d'analyse statistique du k-means (XLSTAT) avec les conditions suivantes :

- Critère de classification : Déterminant(W)

- Les paramètres retenus : Wetness (ou TWI), Rugosité, ZNS, IDPR_U, Pluie efficace et réserve utile du sol.

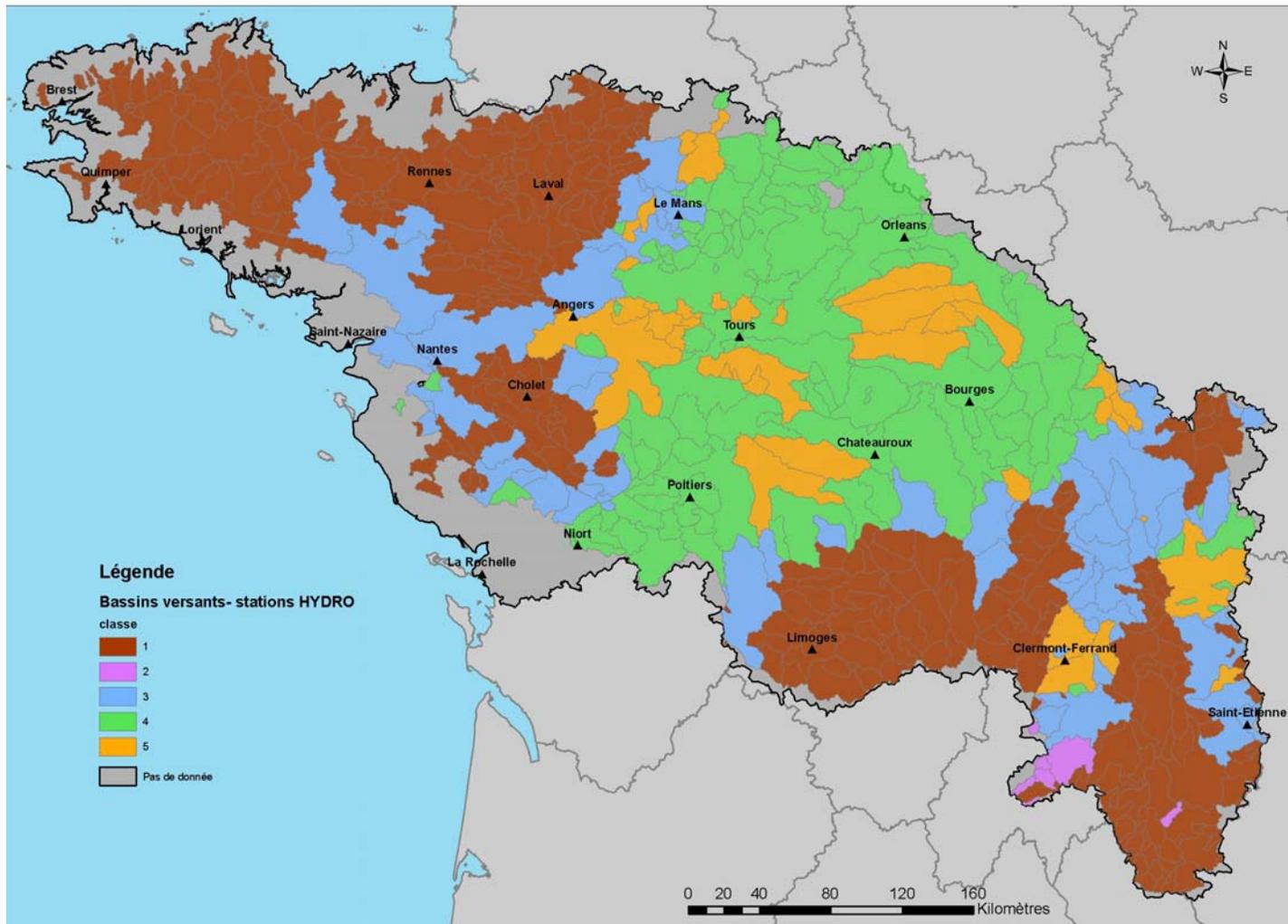
Il en résulte cinq classes, réparties sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne.

En parallèle, les valeurs moyennes de QMNA5 spécifique de chaque station Hydro ont été également utilisées pour compléter l'analyse. En effet, le QMNA5 représente le débit des rivières à l'étiage, et dans la majorité des cas ce débit d'étiage est assuré principalement par l'apport des eaux souterraines. Dans d'autres cas il peut être influencé par une alimentation artificielle (retenue, station d'épuration,...)

Lorsque la classification obtenue est comparée au QMNA5 Spécifique moyen de chaque classe, on constate que les classes 3 et 4 ont les valeurs les plus élevées. Il s'agit du domaine sédimentaire, des zones de transition (seuil du Poitou, franges du Bassin Parisien) et des secteurs imperméables.

Au contraire, les zones de QMNA5 spécifique plus faibles sont celles du socle et quelques zones imperméables mais localement aquifère comme la Sologne.

Cette méthodologie est intéressante mais insuffisante car elle reproduit bien la géologie de la zone d'étude mais ne permet pas de bien discriminer les zones de socle ou encore les zones de transition.



Observation	Classe	Qmna5 specif
S50EV	1	0.006
S50IL	1	
EV50S	1	
S100	1	
S50ILA	1	
EV100	2	0.020
S50EVIL	2	
S50ADS	3	0.031
IL50S	3	
S50DS	3	
IL50AS	3	
S50A	3	
IL100	3	
IL50ASDS	3	
MIX	3	
DS50S	4	0.021
DS50A	4	
DS100	4	
DS50AIL	4	
IL50A	4	
DS50AS	5	0.010
DS50IL	5	
IL50DS	5	
IL50EVS	5	
DS50IL50	5	

Figure 60 : Typologie des bassins versants en fonction des masses d'eaux souterraines.

2.4.2. Typologie des bassins versants en fonction des indicateurs hydrologiques

Pour améliorer la compréhension des fonctionnements des bassins versants, une nouvelle typologie a donc été développée, basée uniquement sur des indicateurs hydrologiques :

- La densité de drainage qui est une première approche du niveau d'infiltration ;
- L'indice de compacité qui permet d'appréhender les temps de concentration ;
- La sinuosité des cours d'eau ;
- La pente moyenne des cours d'eau, qui détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire ;
- La pente moyenne des bassins versants, qui donne une indication sur le temps de parcours du ruissellement direct.

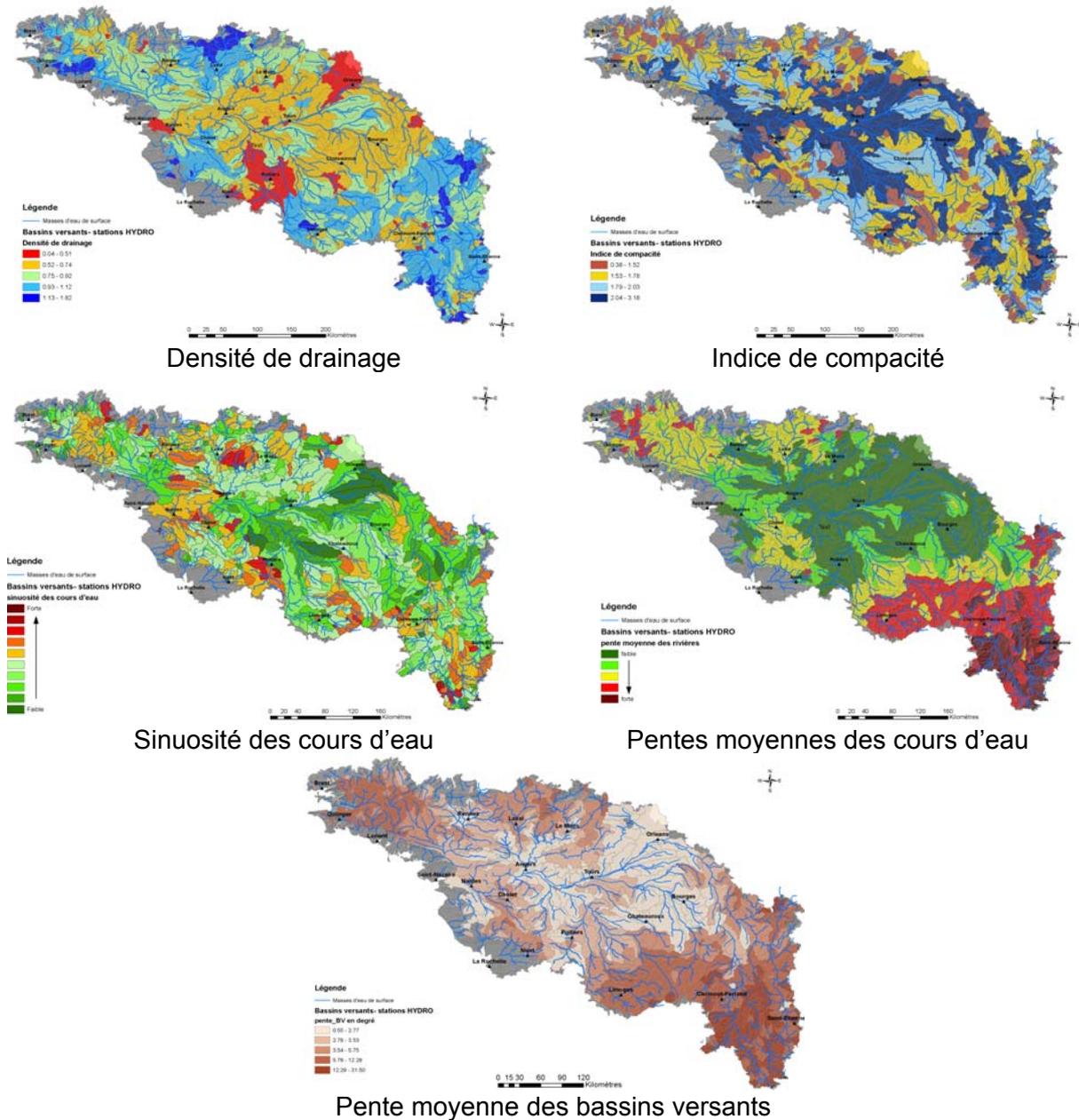


Figure 61 : paramètres utilisés pour la typologie en fonction des indicateurs hydrologiques

Les valeurs des indicateurs décrits dans les paragraphes précédents ont été rapportées à chaque bassin versant sous forme de moyenne.

A partir des valeurs de chaque bassin versant, nous avons réalisé une nouvelle classification a été réalisée grâce à la méthode d'analyse statistique du k-means (XLSTAT) avec les conditions suivantes :

- Critère de classification : Déterminant(W)

- Les paramètres retenus : Indice de compacité (Icomp), Densité de drainage (DD), la pente des rivières (pente_riv) et la pente moyenne du bassin versant (pente_BV)

Mais après plusieurs tentatives de classification le critère « sinuosité des rivières » n'a plus été retenu, car ce paramètre n'est pas assez discriminant sur l'ensemble de la zone d'étude.

L'analyse aboutit ainsi à 10 classes réparties sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne, et les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous et sur la figure page suivante.

Dans un second temps, comme pour la première approche sur la typologie des masses d'eau, la moyenne des QMNA5 spécifiques* a été calculé pour chaque classe.

*Le QMNA5 spécifique permet de comparer les débits des bassins versants les uns aux autres en s'affranchissant de leur taille et il représente les débits des rivières à l'étiage.

Classe	IComp	DD	pente_riv	pente_BV	QMNA5spe
1	1.670	0.793	0.010	3.083	0.774
2	1.564	1.056	0.072	18.882	2.780
3	1.635	0.910	0.014	4.504	1.048
4	1.554	0.913	0.019	6.010	1.348
5	1.641	0.890	0.024	7.691	1.820
6	1.599	0.881	0.031	9.846	1.537
7	1.784	0.650	0.006	1.767	0.580
8	1.653	0.949	0.052	15.206	2.040
9	1.575	1.210	0.109	23.974	2.380
10	1.630	0.922	0.040	12.237	2.160

IC : Indice de compacité

DD : Densité de drainage (km/km²)

Pente_riv : pente maxi de la rivière par vertex

Pente_BV : pente du bassin versant en %

QMNA5spe : en m³/s/km²

Tableau 4 – Résultats de la classification des bassins versants selon les indicateurs hydrologiques

Cette méthodologie de classification fait apparaître des familles de bassins versants dont les comportements hydrologiques sont les suivants :

Classes 1 et 7

Ces bassins versants sont caractérisés par :

- Des pentes moyennes de bassins versants et de rivières peu élevées, entraînant un faible ruissellement direct sur le bassin versant et une vitesse de transfert de l'eau vers l'exutoire peu importante, propices donc à des phénomènes d'infiltration.

- caractéristiques confirmées par des valeurs de densité de drainage faibles, et des indices de compacité élevés, qui se corrélient avec des temps de transfert de l'eau très longs au sein de ces mêmes bassins versants.

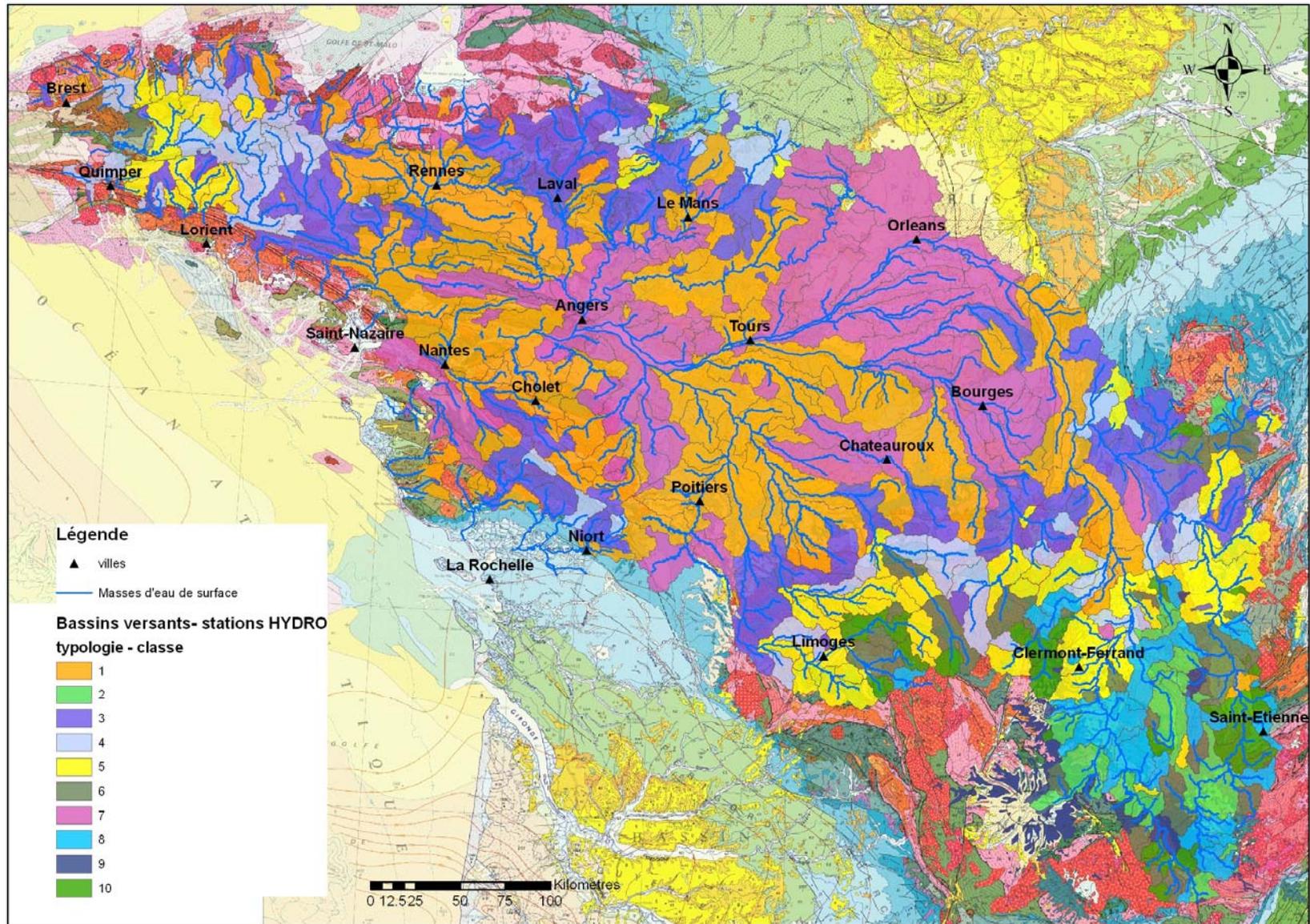


Figure 62 : Typologie des bassins versants en fonction des indicateurs hydrologiques

Ces deux classes se répartissent sur certains petits bassins au Nord de la Bretagne, une partie du bassin de la Vilaine, sur l'ensemble du domaine sédimentaire, sur certaines zones de transition entre le bassin Parisien et le socle et enfin sur quelques bassins versants dans la plaine de la Limagne (cf. figure ci-dessous).

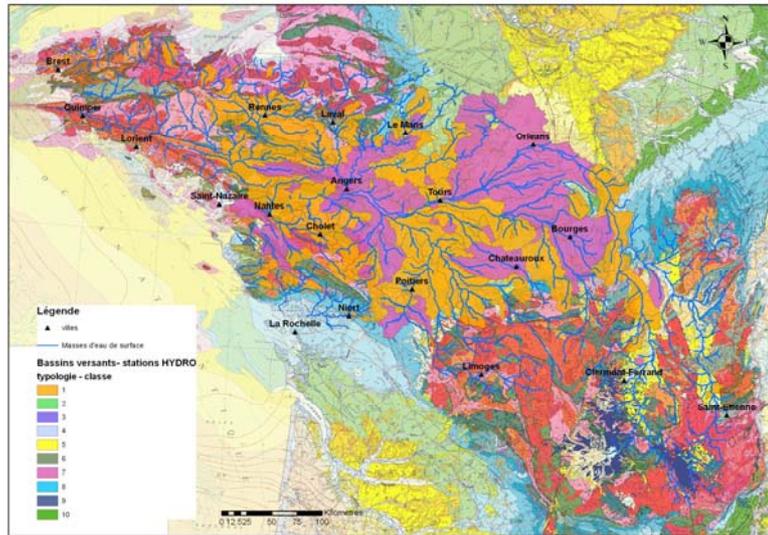


Figure 63 : classes 1 et 7

Les valeurs moyennes du QMNA5 spécifique pour ces deux classes sont relativement faibles. Ce qui traduit un faible soutien des nappes à l'étiage.

Classes 3, 4, 5 et 6

L'ensemble de ces classes sont représentatives de bassins versants intermédiaires entre les deux classes décrites précédemment (1 et 7) et les classes 2, 8, 9 et 10 correspondant au sud du Massif central.

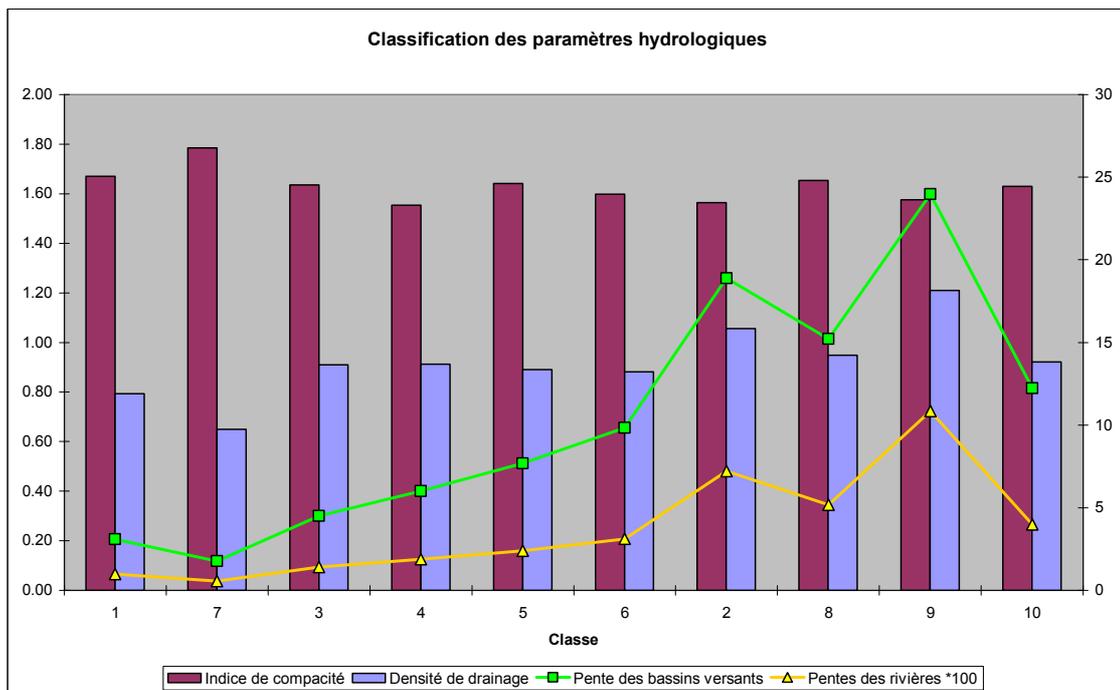


Figure 64 : Graphique des classes et des valeurs des indicateurs

Pour ces quatre classes, les bassins versants ont sensiblement les mêmes indices de compacité, indiquant des temps de rassemblement des eaux vers l'exutoire plutôt moyens, si on les compare aux autres classes.

De la même manière, les valeurs de densité de drainage de ces classes indiquent une répartition homogène entre des capacités de ruissellement et d'infiltration. Néanmoins, elles sont plus importantes que les valeurs des classes 7 et 1 ; et inférieures aux zones du Massif central caractérisées par de fortes pentes et des cumuls de précipitations élevés.

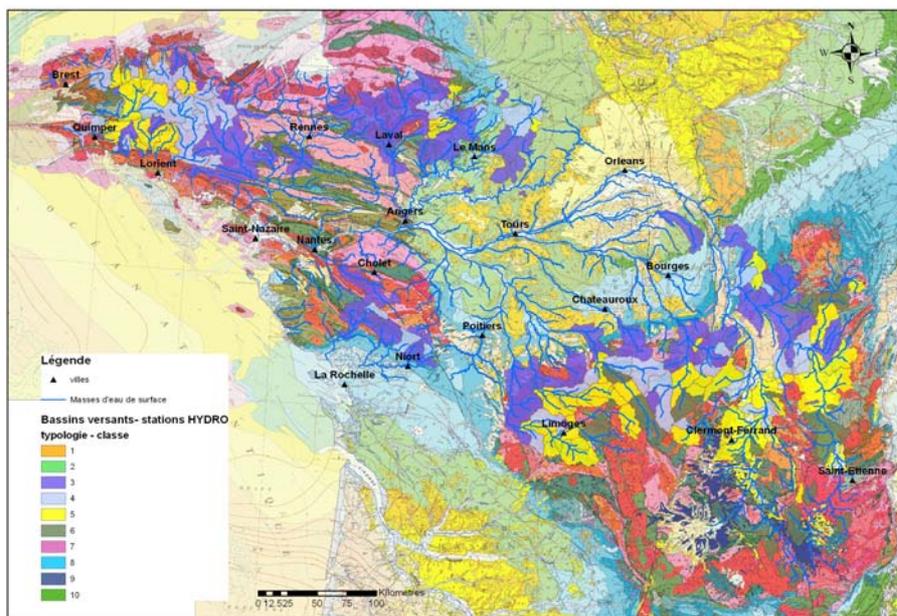


Figure 65 : classes 3, 4, 5 et 6

Si on continue l'analyse de ces quatre classes, on observe une hiérarchisation en fonction des pentes du bassin versant et des rivières (cf. Graphique page précédente).

Ainsi, les zones en limite entre le socle et le Jurassique (classe 3 sur la figure ci-dessus) et la classe 4 limitrophe possèdent des valeurs de pentes plus faible, entraînant un ruissellement moins important et des temps de transfert de l'eau vers l'exutoire plus faibles que les classes 5 et 6, centrées principalement sur des terrains du socle.

On retrouve ces deux comportements distincts pour les deux séries de classes (3-4 et 5-6), au niveau du QMNA5 spécifique où les valeurs restent néanmoins élevées.

Cela se vérifie notamment pour la classe 5 qui correspond à l'est de la Bretagne, secteur où les valeurs du ruissellement et de l'infiltration sont élevées du fait des fortes précipitations (voir paragraphe sur les précipitations efficaces et l'IDPR).

Classes 2, 8, 9 et 10

L'ensemble des bassins versants de ces classes sont localisés essentiellement dans le Massif central, sur des zones de socle plus précisément à l'amont du bassin de la Loire, à l'exception d'une partie du bassin du Forez situé sur des sédiments du Tertiaire (remplissage des fossés d'effondrement).

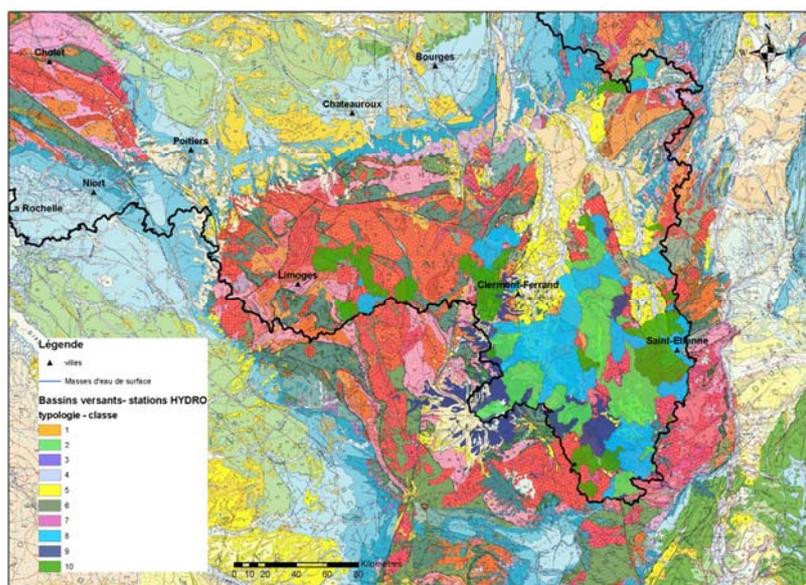


Figure 66 : classes 2, 8, 9 et 10

La classe 9 comporte peu de bassins versants, mais rassemble les valeurs les plus fortes de pentes et de densité de drainage. Ce sont des bassins localisés sur la bordure ouest, du bassin de la Loire, en liaison avec des terrains marqués par une activité volcanique ancienne.

Les autres classes (2, 8 et 10) se distinguent par une baisse progressive des valeurs de l'ensemble des indicateurs, en particulier des pentes et de la densité de drainage.

Seul l'indice de compacité a des valeurs sont faibles et constantes sur l'ensemble des bassins versants des classes 2, 9 et 10, à l'exception de la classe 8. Plus il est faible, plus le temps de concentration des eaux vers l'exutoire sera court.

En résumé, ces bassins versants sont caractérisés par un fort ruissellement (densité de drainage élevée), des temps de rassemblement des eaux vers l'exutoire courts (pentes fortes et indices de compacité faibles).

Néanmoins, les valeurs de débits d'étiage sont les plus hautes par rapports aux autres classes car il s'agit de secteurs géographiques où les précipitations efficaces sont importantes tout au long de l'année et jouent un rôle non négligeable dans le soutien des débits des cours d'eau.

2.4.3. Typologie des bassins versants en fonction des indicateurs géomorphologiques

Pour compléter la compréhension des fonctionnements des bassins versants, une nouvelle typologie basée en partie sur des indicateurs géomorphologique a été ensuite développée:

- La pluie efficace moyenne
- la réserve utile du sol qui est la quantité maximale d'eau que le sol peut stocker et qui est disponible pour les plantes ;
- La ZNS moyenne donne un aperçu de la proximité des nappes ;
- L'IDPR universel qualifie la capacité des sols à s'infiltrer ou à ruisseler.
- L'indice potentiel d'humidité du sol ;
- La rugosité moyenne permet d'appréhender indirectement le relief et les pentes.

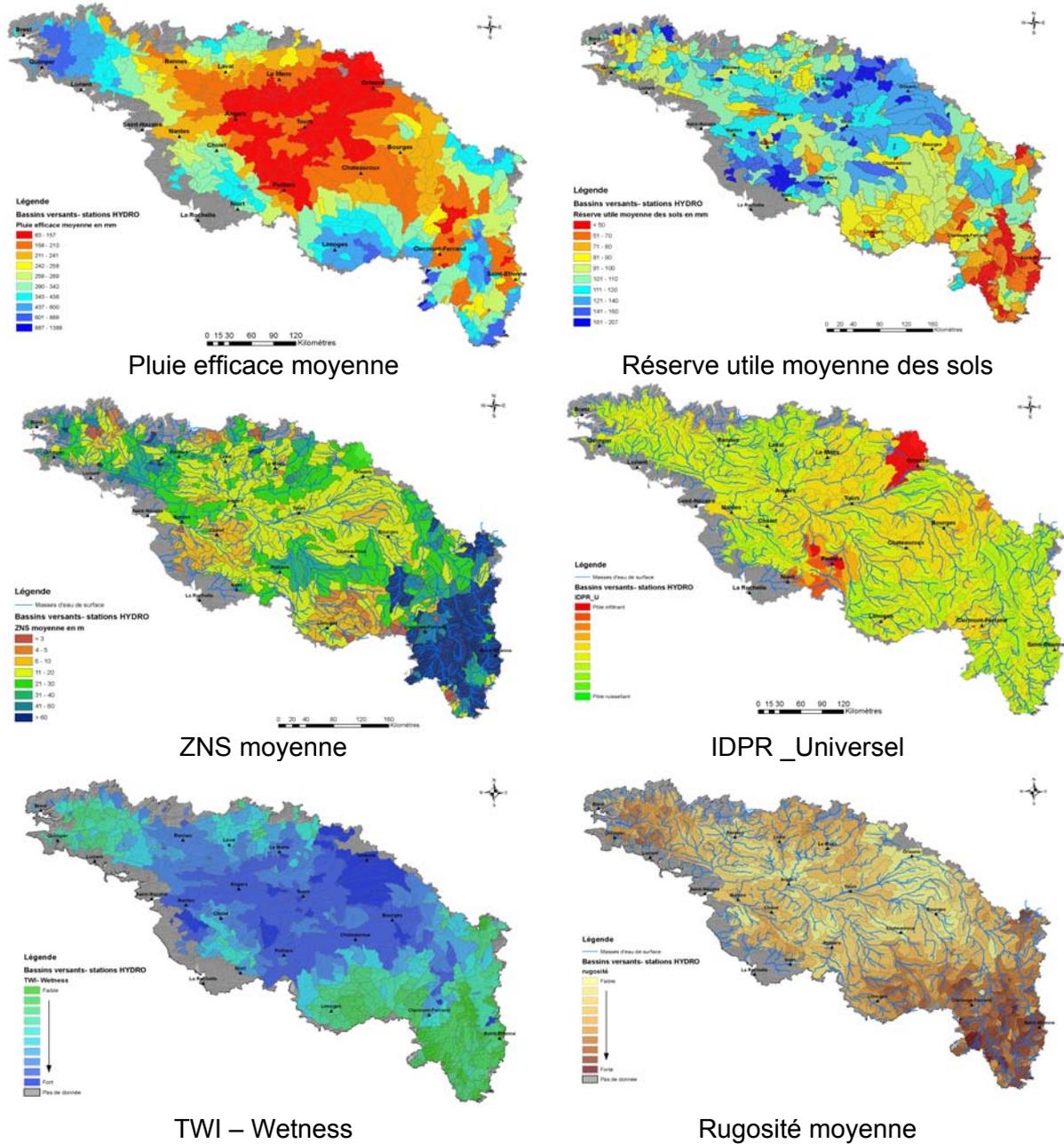


Figure 67 : paramètres utilisés pour la typologie en fonction des indicateurs géomorphologiques

Pour chaque bassin versant les valeurs des indicateurs sont issues soit de grille de calcul au pas de 50 m, soit de polygones. Ils ont été utilisés sous forme de moyenne (voir paragraphes précédents sur les descriptifs de chaque indicateur).

A partir de ces valeurs pour chaque bassin versant, une classification a été réalisée grâce à la méthode d'analyse statistique du k-means (XLSTAT) avec les conditions suivantes :

- Critère de classification : Déterminant(W)
- Les indicateurs retenus : Wetness (ou TWI), Rugosité, ZNS, IDPR_U, Pluie efficace et réserve utile du sol.

On parvient ainsi à 10 classes réparties sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne et les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous et sur la figure page suivante.

Le QMNA5 représente le débit des rivières à l'étiage. Le QMNA5 spécifique permet de comparer les débits des bassins versants les uns aux autres en s'affranchissant de leur taille. Nous avons calculé la moyenne des QMNA5 spécifique des bassins versants pour chaque classe.

Classe	Nbre_BV	rug	Wet	ZNS	RU_sols	P_eff_30_LB	IDPR_U	QMNA5specif
1	168	0.363	698.716	21.550	112.528	246.350	1013.494	0.660
2	123	1.000	607.679	22.402	95.433	404.164	1009.488	1.510
3	54	1.283	587.234	27.753	87.070	633.776	1016.889	2.780
4	116	0.200	774.572	19.867	124.988	162.569	914.578	0.800
5	29	0.487	671.859	19.503	112.098	346.179	1240.069	1.260
6	30	0.345	757.663	26.403	105.161	183.410	416.000	1.020
7	54	2.790	526.019	>60	67.977	244.410	1036.019	1.280
8	26	2.749	498.559	>60	52.362	465.752	1042.077	1.580
9	10	3.080	479.843	>60	58.972	721.226	1083.200	3.400
10	6	4.068	480.091	>60	95.721	1105.504	1348.500	5.820

Peff : Pluie efficace (en mm)

Ru sols : réserve utile du sol (en mm)

QMNA5specif : en m³/s/km²

Nbre BV : nombre de bassin versant dans la classe

IDPR_U : IDPr universel (sans unité)

ZNS : zone non saturée (en m)

Rugosité : sans unité

Wetness : sans unité

Tableau 5 – Résultats de la classification des bassins versants selon les indicateurs géomorphologiques

Si on observe les premiers résultats de cette classification on constate globalement, par rapport à la première approche basée sur la géologie :

- une meilleure différenciation du Massif armoricain en trois zones (classes 1, 2, 3);
- une distinction très nette de comportements entre les deux massifs anciens (classes 7, 8, 9, 10 présentes uniquement dans le Massif Central) ;
- des zones de transition entre le sédimentaire et le socle mieux appréhendées, avec des nuances sur certaines têtes de bassins versants (classes 1 et 5) ;
- et un domaine sédimentaire relativement homogène, avec l'apparition d'un comportement spécifique pour la nappe de la Beauce et le seuil du Poitou (classe 6 et 4).

Si on regarde en détail, les caractéristiques de chaque classe, plus exactement leurs similitudes et leurs différenciations en terme de comportement, on obtient les résultats suivants :

Classes 1, 2, 3 et 5

Les bassins versants appartenant à ces quatre classes sont majoritairement localisés en zone de socle principalement dans le Massif Armoricain ainsi que sur la bordure nord du Massif Central avec une partie du Limousin.

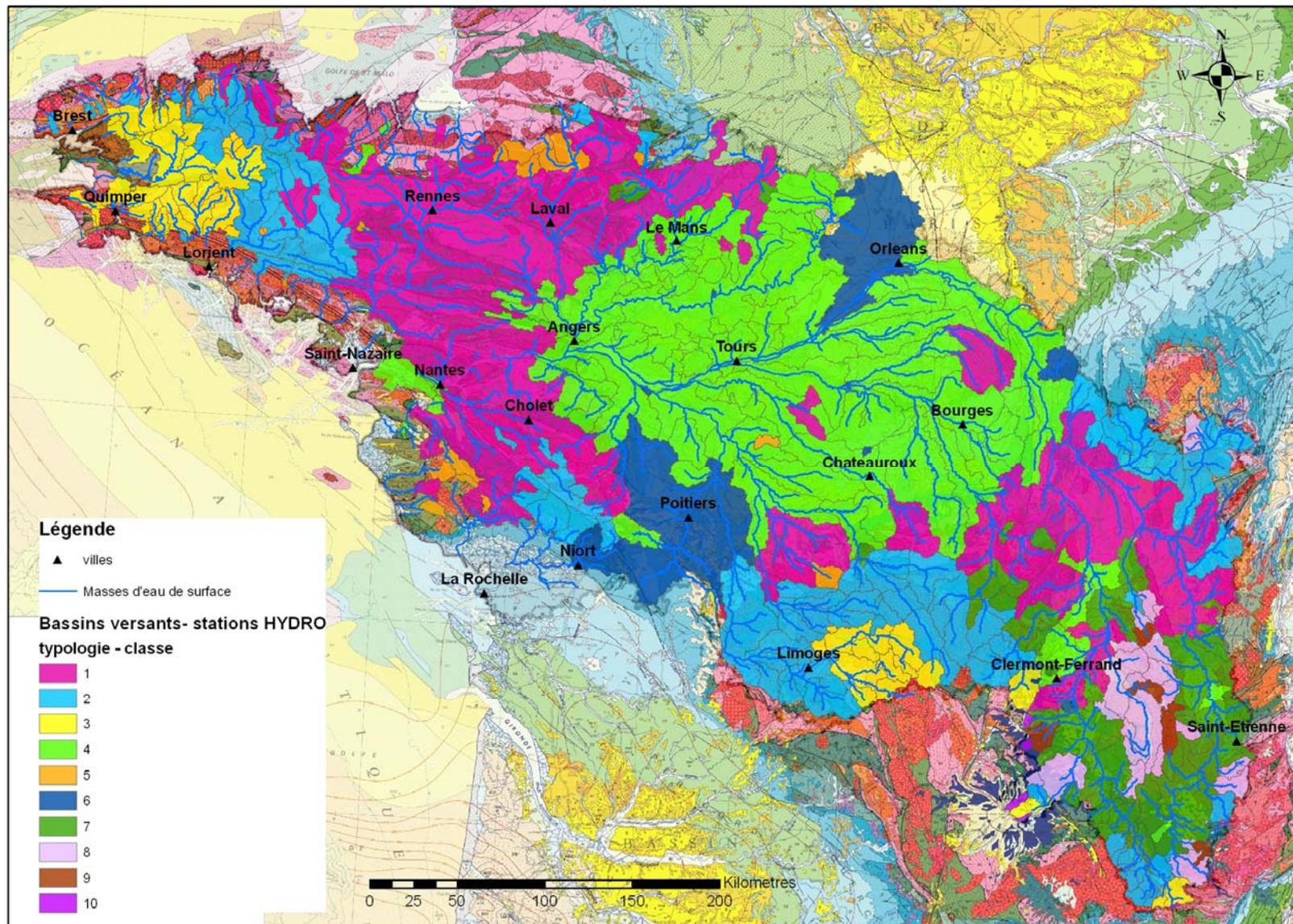


Figure 68 : Typologie des bassins versants en fonction des indicateurs géomorphologique

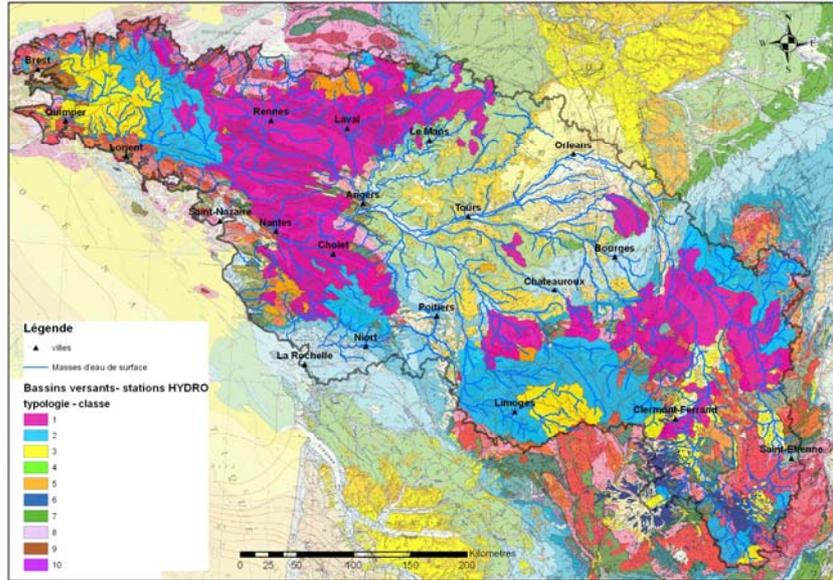


Figure 69 : classes 1, 2, 3 et 5

Le Massif Armoricain (classes 1, 2 et 3)

- Les classes 2 et 3 appartiennent totalement au domaine de socle. La classe 1, quant à elle, correspond à des zones majoritairement schisteuses et aussi aux zones de transition avec le bassin Parisien.

On peut noter pour les trois classes que les valeurs des indicateurs géomorphologiques des bassins versants augmentent progressivement d'Est en Ouest :

- les pluies efficaces sont multipliées par trois,
- les reliefs sont contrastés entre des zones de plaines à l'est et la chaîne des Monts d'Arrée et les Montagnes Noires (rugosité de plus en plus élevée) à l'ouest,
- la ZNS est de plus en plus élevée à mesure qu'on se rapproche de l'extrémité de la Bretagne.

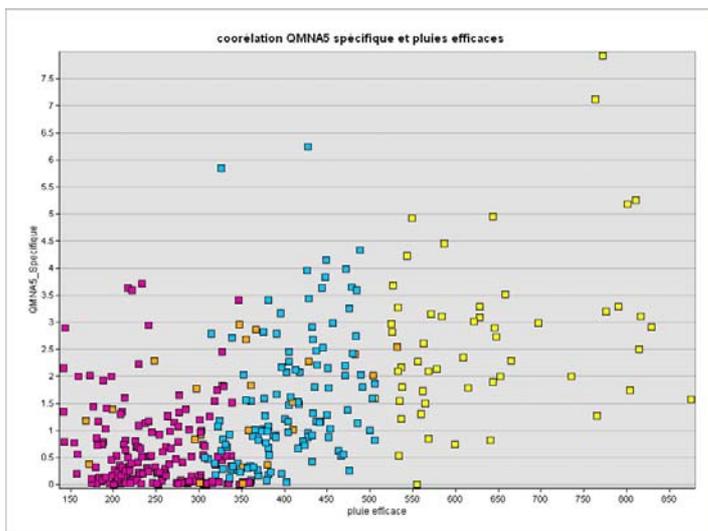


Figure 70 : corrélation pour les classes 1, 2, 3 et 5 entre la pluie efficace et le QMNA5 spécifique

Pour l'ensemble des trois classes, le QMNA5 spécifique augmente de la même manière que les indicateurs décrits précédemment car on a une conjonction entre une taille réduite des bassins versants, les volumes disponibles et la quantité de pluies efficaces comme le montre le graphique ci-dessous.

A l'inverse, plus on se dirige vers l'ouest de la Bretagne, plus la réserve utile du sol et l'indice d'humidité du sol diminuent.

Enfin la valeur de l'IDPR pour ces trois classes se situe autour de 1000, c'est à dire que l'infiltration et le ruissellement superficiel sont de même importance. Il y a conformité entre la disponibilité des axes de drainage liés au talweg et les écoulements en place.

La classe 5 est une population particulière de bassins versants, qui se comportent globalement comme la classe n°1 décrite précédemment. Malgré cela, elle est peu représentative (5 % des bassins versants) et se différencie par une plus grande proximité des nappes avec la surface, une rugosité assez faible mais une forte capacité de ruissellement. Ces bassins versants sont localisés dans des zones de socle majoritairement à l'exception près et correspondent le plus souvent à des têtes de bassin.

Le Massif Central (1, 2, 3 et 5)

Nous retrouvons les 4 classes précédentes mais avec une répartition beaucoup plus hétérogène. Comme le Massif armoricain, les classes 2 et 3 sont représentatives des zones de socle majoritaire comme une partie du bassin de la Vienne.

Classes 4 et 6

Ces deux classes sont représentatives en grande majorité du domaine sédimentaire dans l'ensemble du Bassin Loire – Bretagne avec les caractéristiques similaires suivantes :

- des pluies efficaces très faibles ;
- des reliefs de plaines avec des vallées peu encaissées (indice de rugosité et pentes faibles) ;
- des bassins versants très infiltrants (IDPR faible) ;
- un indice d'humidité du sol et une réserve utile du sol très élevés.

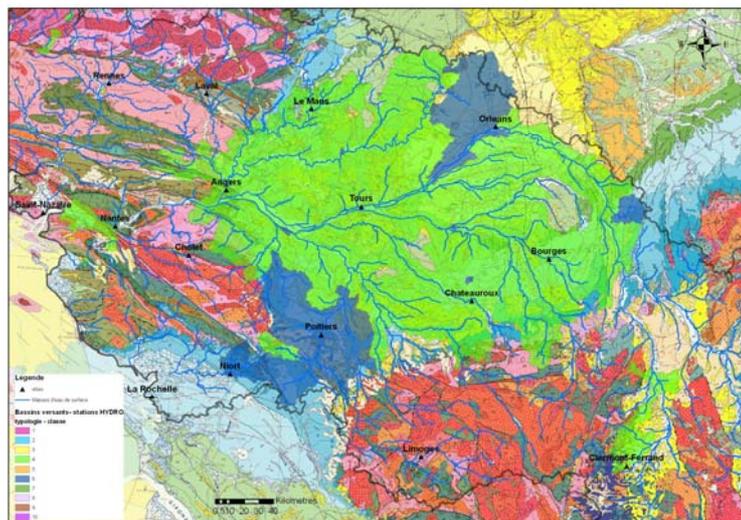


Figure 71 : classes 4 et 6

En ce qui concerne les différences, on constate une réserve utile élevée avec une nuance pour la classe 6 qui est plus faible que celle de la classe 4.

De la même manière, les nappes sont plus profondes dans le secteur du seuil du Poitou et de la Beauce (classe 6) que dans les autres bassins versants (classe 4).

Enfin, le QMNA5 spécifique est faible pour les deux classes. Néanmoins, du fait de la faiblesse des précipitations et de la capacité importante de ces bassins versants à laisser l'eau s'infiltrer, cela nous permet déjà d'appréhender le rôle non négligeable des eaux souterraines dans le soutien d'étiage.

Classes 7, 8, 9 et 10

Ces quatre classes sont réparties uniquement dans le Massif central comme le montre la figure ci-dessous.

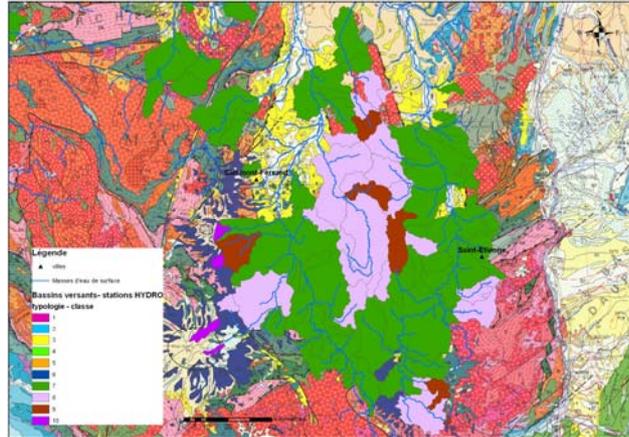


Figure 72 : classes 7, 8, 9 et 10

On constate des similitudes pour les 4 classes avec une zone non saturée moyenne élevée, un indice d'humidité du sol faible et un indice de rugosité élevé. Globalement, ces bassins versants sont caractérisés par un fort relief entraînant un ruissellement superficiel important. Ce qui explique aussi les fortes valeurs de QMNA5 spécifique.

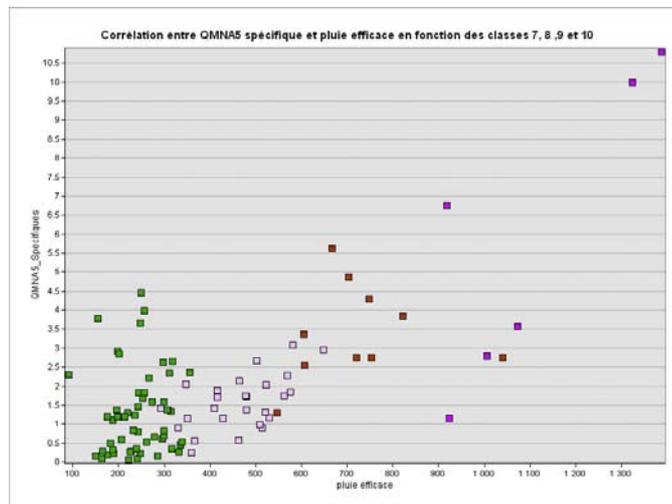


Figure 73 : corrélation pour les classes 7, 8, 9 et 10 entre pluie efficace et QMNA5 spécifique

Cette tendance au ruissellement se confirme avec des réserves utiles faibles et un IDPR avec des valeurs supérieures à 1000. Cette tendance se retrouve pour les 4 classes à l'exception de la classe 10, qui possède une réserve utile largement supérieure aux autres car la pluie efficace est 2 à 5 fois supérieure à celle des autres classes.

La classe 10 représente les bassins versants liées aux édifices volcaniques et correspond à des valeurs de relief, d'IDPR, de rugosité, de pluie efficace, de ZNS et de QMNA5 spécifique les plus fortes de tous les bassins versants, mais ils sont peu représentatifs de la zone d'étude (ils correspondent à moins de 1 % des bassins versants).

3. Analyse de la contribution des eaux souterraines aux débits du réseau hydrographique (Approches par modélisation globale)

3.1. DESCRIPTION DES LOGICIELS DE MODELISATION

La compréhension d'un hydrosystème peut être facilitée par la mise en œuvre d'un modèle. Les modèles utilisés et décrits ci-après sont des modèles globaux de deux types : modèle global à "réservoirs" d'une part (logiciel Gardénia), modèle global "boîte noire" d'autre part (logiciel Tempo).

Les logiciels de modélisation TEMPO (Pinault, 2007) et GARDENIA (Thiery, 2003), développés par le BRGM, sont utilisés dans le domaine de l'hydro(géo)logie (hydrologie et hydrogéologie) pour modéliser et éventuellement prévoir des **niveaux de nappes et/ou des débits à l'exutoire d'un bassin versant**. Ils permettent de modéliser le fonctionnement d'un hydrosystème, tel que celui schématisé sur la Figure 74.

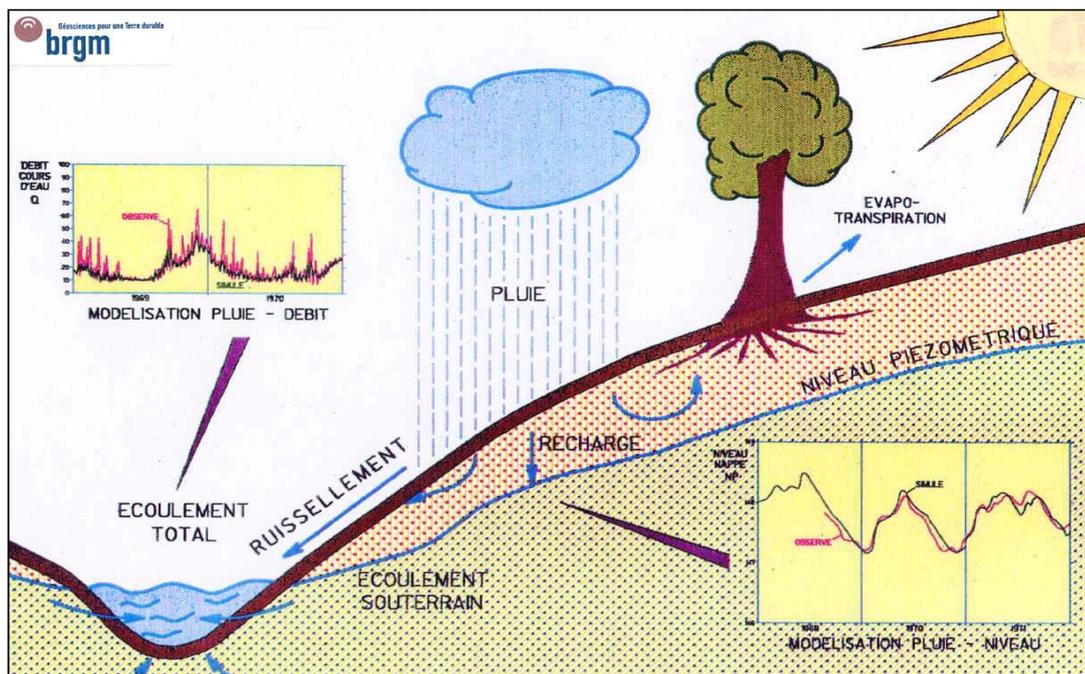


Figure 74 : Représentation schématique des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant

Ils permettent de simuler le cycle de l'eau, depuis les précipitations sur le bassin versant jusqu'au débit à l'exutoire d'une rivière (ou d'une source) ou au niveau ponctuel d'un aquifère (niveau piézométrique).

Ces modèles sont globaux, car ils considèrent des «données d'entrée» globales sur le bassin, pluie et évapotranspiration potentielle, et en sortie, le débit à l'exutoire et/ou le niveau piézométrique en un point de la nappe sous-jacente.

3.1.1. Tempo

• Fonctionnement du modèle

TEMPO, logiciel destiné au traitement et à la modélisation des séries temporelles en hydrogéologie ainsi qu'en hydrogéochimie, est le fruit d'un savoir-faire dans le domaine du traitement du signal ainsi que des techniques d'inversion et de régularisation utilisées dans différentes disciplines, dont la géophysique.

A la différence des modélisations réalisées à l'aide de "modèles maillés", qui tiennent compte explicitement des équations décrivant les écoulements, une modélisation globale avec TEMPO ne nécessite pas la connaissance des caractéristiques physiques de l'hydrosystème, comme par exemple les perméabilités et les coefficients d'emmagasinement de l'aquifère avec leur variabilité spatiale.

La liaison entre "entrée" et "sortie" est assurée par l'intermédiaire d'une fonction qui caractérise globalement l'hydrosystème (et qui permet de s'affranchir de tous les paramètres inconnus du bassin superficiel et souterrain).

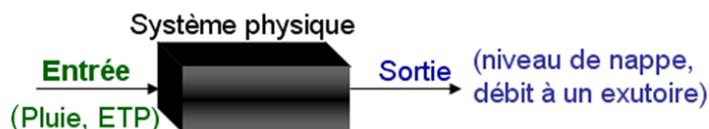


Figure 75: Les modèles construits avec TEMPO sont du type "boîte noire"

La fonction recherchée doit reproduire le fonctionnement de l'hydrosystème, c'est-à-dire sa réponse aux épisodes pluvieux (élévation du niveau de la nappe, augmentation du débit à l'exutoire, ..). La sortie calculée (niveaux ou débits) doit s'ajuster au mieux sur la série de mesures en reproduisant en particulier:

- **les déphasages:** il y a généralement une réaction différée de l'hydrosystème aux épisodes pluvieux, le "temps retard" étant plus ou moins important en fonction des caractéristiques du bassin (taille, topographie, densité de drainage, paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sous-jacent);
- **les amplitudes de fluctuations;**

La fonction recherchée est appelée **fonction de transfert**.

Dans le contexte hydrogéologique des bassins versants étudiés, plusieurs fonctions de transfert ont été introduites traduisant un écoulement "lent" dans l'aquifère et un écoulement "rapide" sur le bassin versant. En effet, une pluie de durée et d'intensité suffisante, en période hivernale par exemple (où l'ETP est faible), va induire:

- une élévation du niveau de la nappe (due à la part infiltrée de la pluie), hausse de niveau qui se manifesterà avec un certain temps de retard, fonction des caractéristiques de l'aquifère;
- une augmentation du débit du cours d'eau, due à la fraction de la pluie qui va ruisseler (la réaction du bassin superficiel à la pluie sera plus rapide que celle de la nappe) et à la contribution éventuelle de la nappe (contribution qui sera, elle, différée).

Les fonctions de transfert appropriées sont de forme : Gaussienne * Exponentielle (cf Figure 76), et sont décrites en annexe n°2.

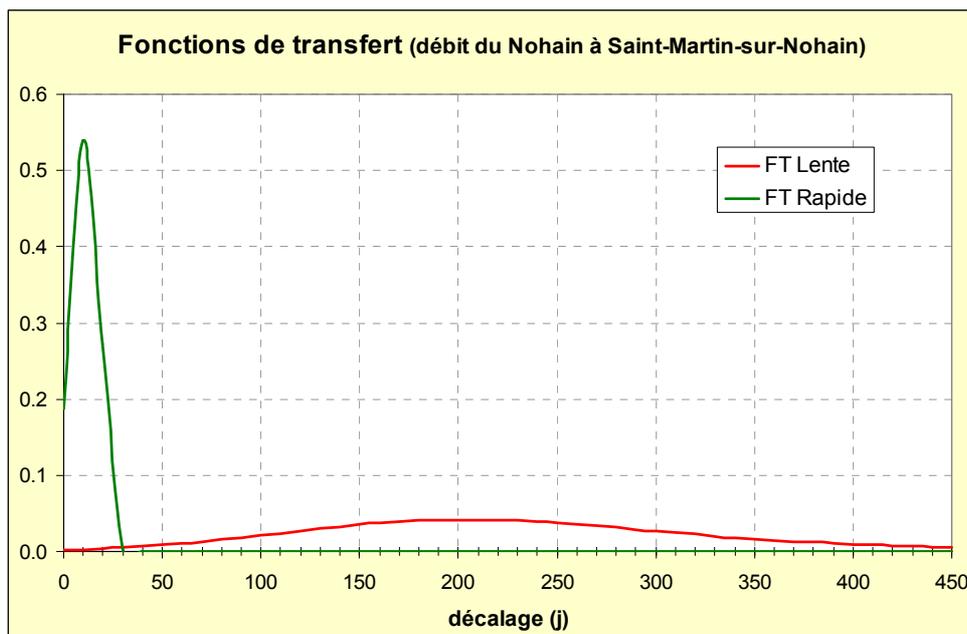


Figure 76 : Exemple de fonctions de transfert

• Modèles utilisés pour chaque bassin versant

Pour chaque bassin versant étudié, pour lesquels il existe un piézomètre représentatif, deux types de modèles ont été mis en place :

- Le premier permet de décrire la réponse du "niveau piézométrique" aux "épisodes pluvieux",
- Le second relie la "chronique de débit" (à l'exutoire) à deux entrées : (1) "climatologique" (P,ETP) et (2) "piézométrique".

TEMPO propose une décomposition du débit en tant que sous-produit du calage de la chronique de débit. Cette décomposition s'établit en trois composantes, intitulées dans la suite : lente, intermédiaire et rapide.

La composante lente traduit en général les écoulements souterrains (de l'infiltration à l'exutoire. dans le cas d'une modélisation "directe pluie-débit", du piézomètre à l'exutoire dans le cas d'une modélisation pluie-niveau-débit). La composante rapide peut être interprétée comme le ruissellement.

La composante intermédiaire réunit les signaux présents dans le débit qui ne peuvent être interprétés par les composantes lente et rapide. Elle peut donc correspondre à un ruissellement différé ou une composante souterraine plus rapide que celle caractérisée par la chronique piézométrique placée en connexion du débit (composante karstique par exemple). Son interprétation est donc délicate et ne peut se faire qu'au cas par cas, en se basant notamment sur la connaissance locale des hydrosystèmes.

Les illustrations suivantes présentent des exemples de décomposition de la chronique de débit.

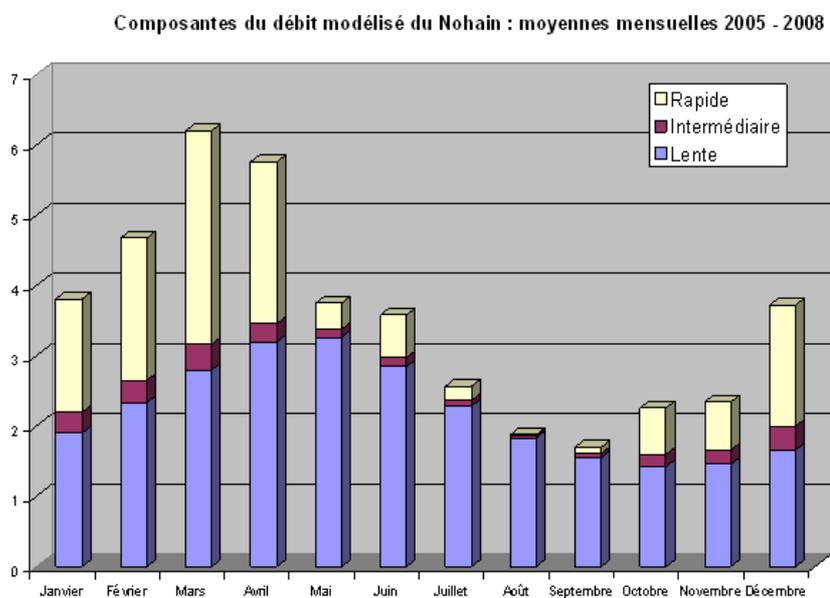
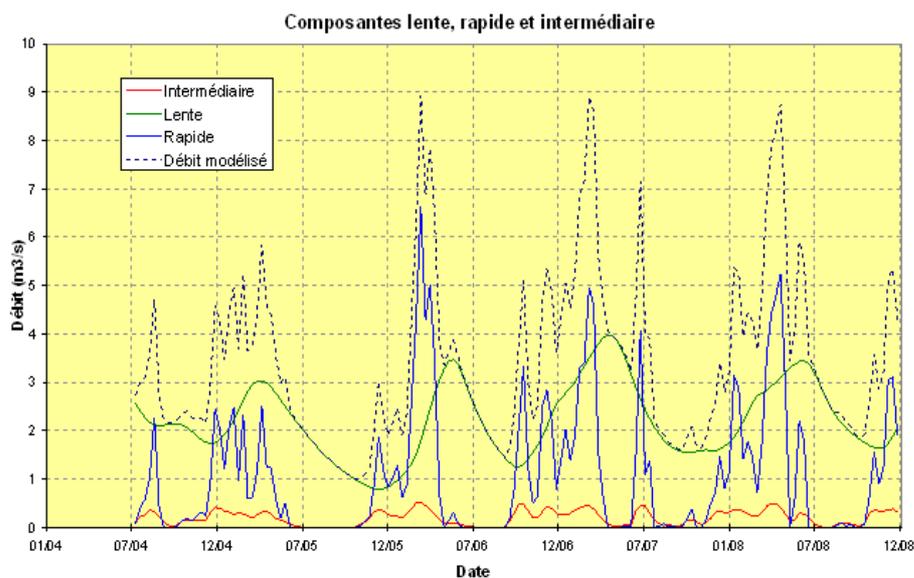


Figure 77 : Décomposition de la chronique de débit proposée par TEMPO et répartition mensuelle de ces 3 composantes

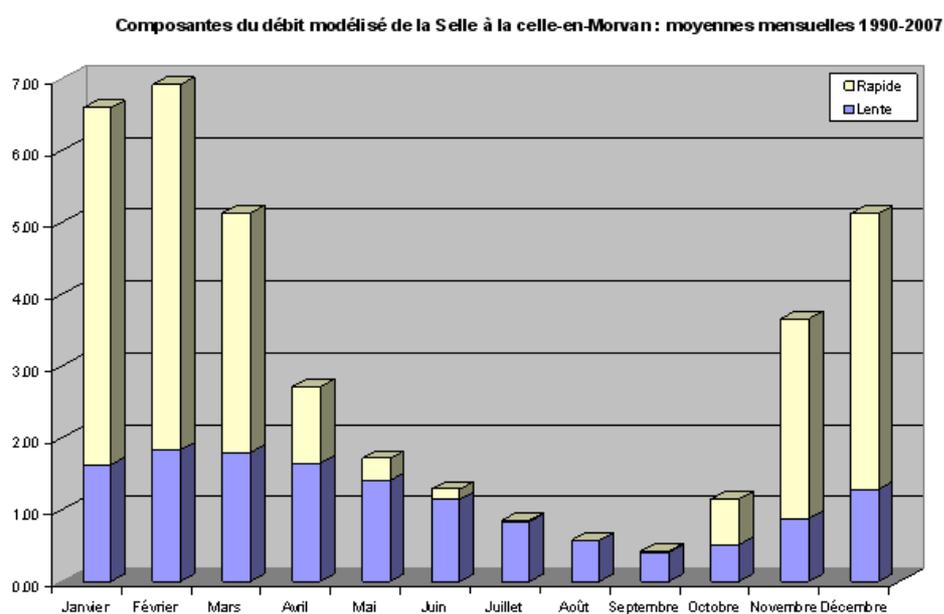
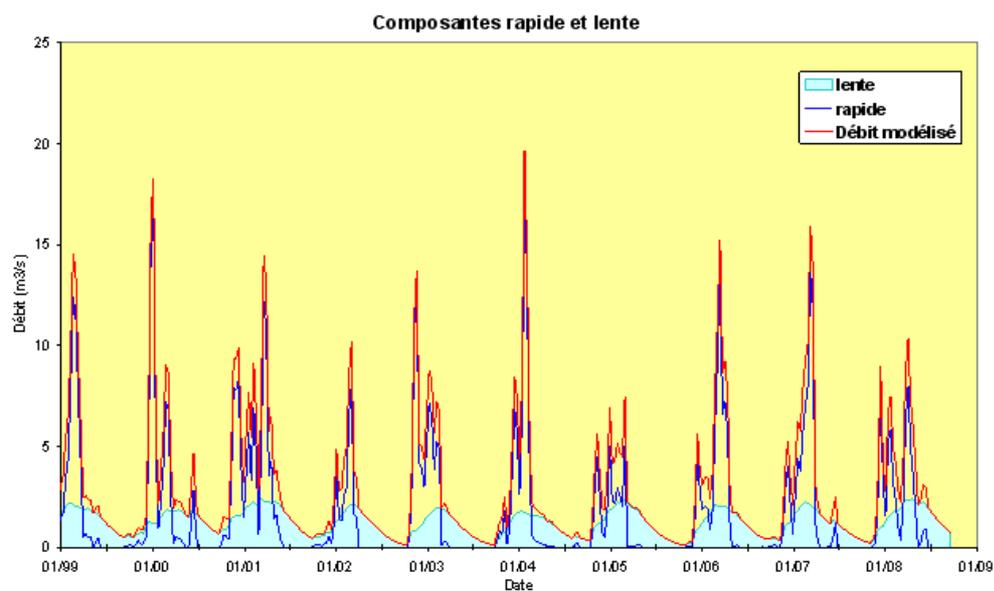


Figure 78 : Exemple avec seulement 2 composantes

3.1.2. Gardenia

GARDENIA simule le cycle de l'eau par plusieurs réservoirs en cascade.

• Fonctionnement du modèle

Plusieurs schémas hydrauliques peuvent être utilisés :

- le schéma type GARDENIA au sens strict avec son module de production propre. Plusieurs configurations sont possibles avec notamment 1 ou 2 réservoirs souterrains. Dans la présente étude ces deux configurations ont été testées. Dans la configuration à 1 réservoir souterrain, les 3 réservoirs représentent respectivement et schématiquement :
 - la zone superficielle du sol sujette à la reprise par évaporation ;
 - la zone non saturée siège des écoulements rapides (ruissellement et composante rapide des écoulements karstiques) ;
 - la zone saturée siège des écoulements lents de l'aquifère ;
- le schéma mixte type GARDENIA avec le module de production type GR4 ;
- le schéma type GR4 développé par Edijatno et Michel (1989).

Les échanges entre les réservoirs sont définis par des fonctions de transfert faisant intervenir une dizaine de paramètres globaux (réserve utile, temps de tarissement, etc.) définis pour un bassin versant ou une entité homogène au sein d'un bassin versant.

Pour initialiser l'état de remplissage des réservoirs, il est nécessaire, en modélisation hydrologique globale, de prendre en compte une période d'initialisation. Celle-ci doit être d'autant plus longue que l'inertie ou « mémoire » de l'aquifère est grande. Cela suppose de disposer de chroniques de pluie et d'ETP sur une période aussi longue que possible antérieurement à la période de calage.

Le calage du modèle consiste à ajuster au mieux les données d'entrée (pluie, ETP) et les données de sortie (débit et/ou niveau piézométrique) avec un jeu de paramètres aussi réaliste que possible, calé sur l'exploitation de l'ensemble des données disponibles. Ce calage s'effectue par une méthode semi-automatique. L'utilisateur fournit un jeu de paramètres initiaux, donne des bornes de variations plausibles pour chacun d'eux et indique ceux qui doivent être optimisés. L'optimisation concomitante des différents paramètres est effectuée selon un algorithme non-linéaire adapté de la méthode de Rosenbrock. Le logiciel teste des valeurs de ces paramètres jusqu'à trouver un jeu fournissant la meilleure adéquation entre séries calculées et observées. Ce calage s'effectue sous le contrôle de l'utilisateur qui peut le contraindre, notamment par la fixation des valeurs de certains paramètres ou de bornes plausibles.

Une fois calé, le modèle peut être utilisé pour :

- Calculer les différents termes du bilan hydrologique en permettant notamment, dans une certaine mesure, de différencier les deux composantes de l'écoulement :
 - celle rapide que l'on peut assimiler au ruissellement superficiel et à la composante rapide des écoulements karstiques ;
 - celle lente que l'on peut assimiler à la composante lente des écoulements souterrains, c'est à dire à la contribution des aquifères au débit des rivières.
- Simuler des débits et/ ou des niveaux résultant d'épisodes climatiques exceptionnels. Ces simulations permettent le dimensionnement d'ouvrages tels que retenues pour l'irrigation, aménagements de sources, fondations de bâtiments, niveaux de sous-sol, dimensionnement d'ouvrages hydrauliques pour l'évacuation des crues ou pour la régulation des débits (barrages), etc. ;

- Faire une extension de débits ou de niveaux piézométriques sur une longue période pendant laquelle on ne possède pas de mesures, à partir, par exemple, de différents scénarios climatiques ;
- Émettre une prévision de débits et/ ou de niveaux piézométriques. Il est possible de prolonger une série observée jusqu'à une certaine date à partir de scénarios de précipitations prévisionnels pour les semaines ou mois futurs (sécheresses, périodes de hautes eaux) ;
- Reconstituer des valeurs manquantes dans une chronique de débits (rivière ou source), et/ou de niveau piézométrique (nappe). Les séries ainsi complétées peuvent être utilisées dans d'autres calculs ou modélisations.

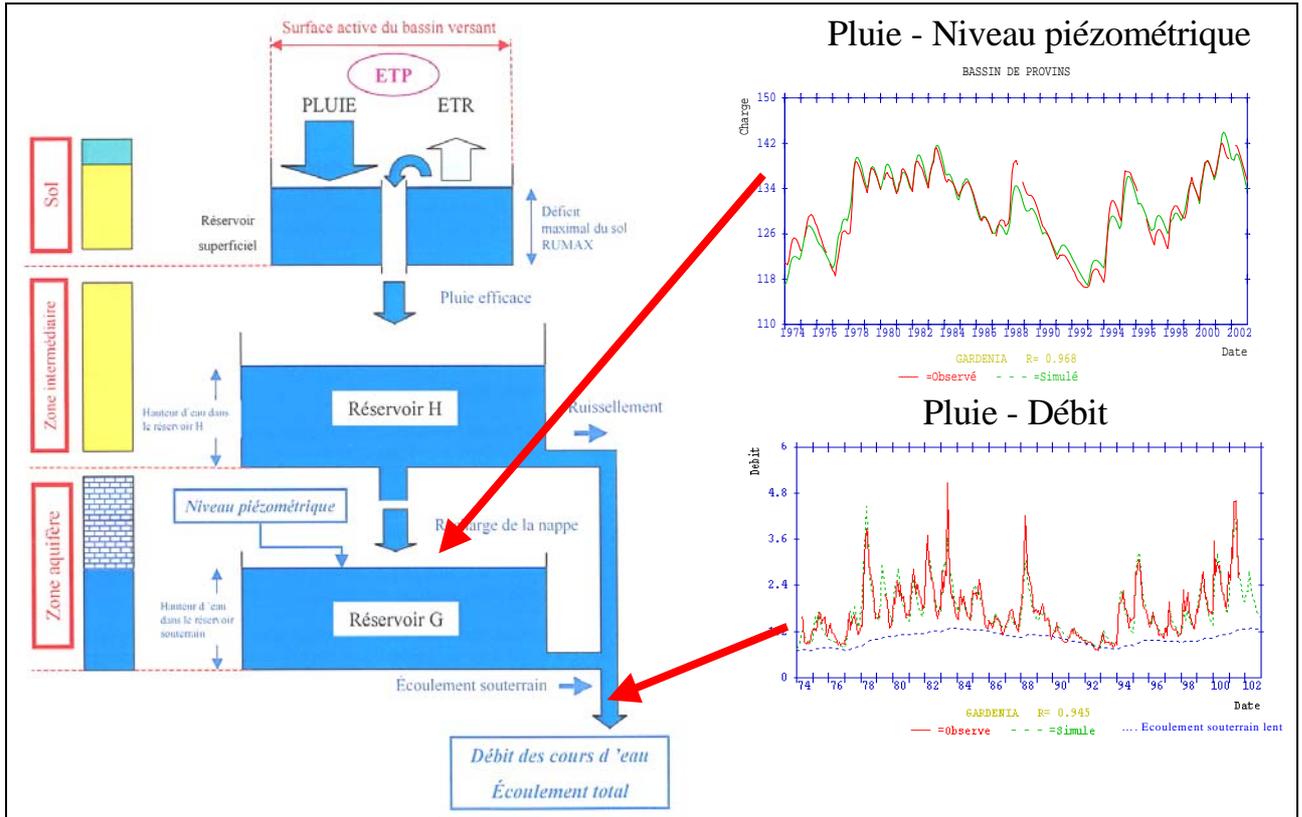


Figure 79 : Principe du modèle hydrologique GARDENIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique (Schéma classique)

Les équations du bilan hydrologique global pluie – débit sont détaillées en annexe n°2.

3.2. CHOIX DES BASSINS VERSANTS A MODELISER

Le choix des bassins versants à modéliser a été effectué avec l'objectif de disposer d'informations reposant sur un nombre limité, voire unique, de masses d'eau, de données hydrométriques sur une période minimale, et de disposer simultanément d'une chronique piézométrique sur cette même masse d'eau.

3.2.1. Bilan de l'existant

Au préalable, nous avons réalisé une analyse et un bilan des modélisations globales déjà effectuées sur des bassins versants de la zone d'étude au moyen des logiciels TEMPO et /ou GARDENIA.

Les modélisations répondant aux critères de sélection, définis ci-après, ont été intégrées et leurs résultats utilisées dans le cadre de cette étude. L'illustration ci-dessous localise les 96 bassins versant retenus. Ils sont principalement issus des études suivantes :

- Etude « SILURES » (Bretagne)
- Etude sur les bassins versants contentieux (Bretagne)
- Etude sur le bassin versant de la Maine (Pays-de-Loire)

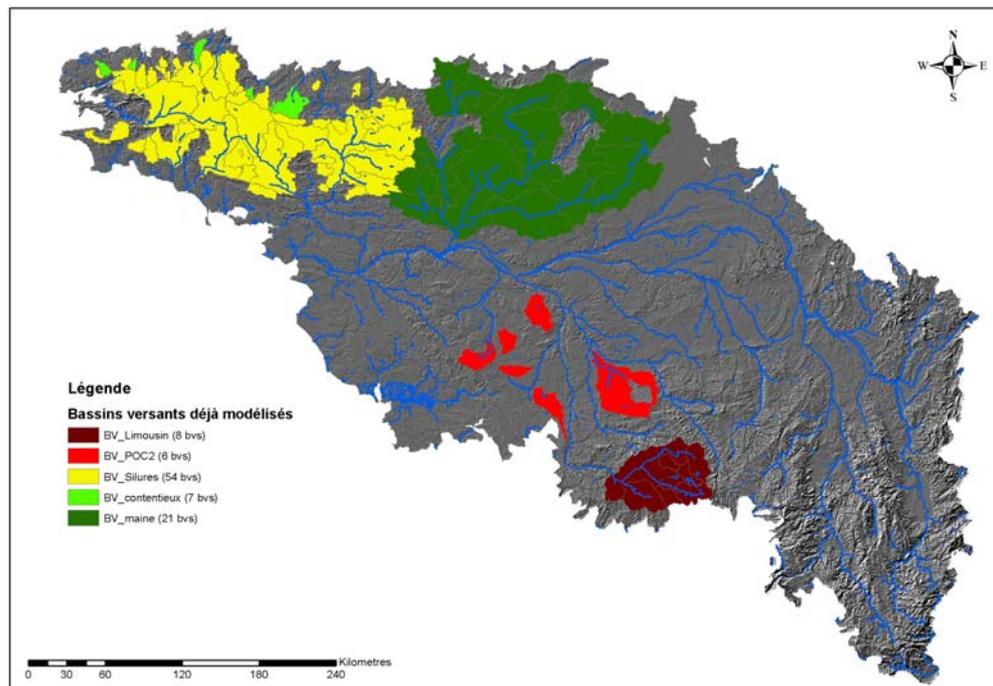


Figure 80 : Localisation des modélisations existantes dans le bassin Loire-Bretagne

3.2.2. Critères de sélection

En mesurant la hauteur de l'eau sur une rivière en un point précis (station de mesure) et à l'aide d'une courbe de tarage, déterminée au moyen de jaugeages, on peut calculer le débit de la rivière. Cette mesure peut être effectuée soit à intervalles réguliers (une fois par jour, par semaine, par mois...), soit de manière continue. Sur les lacs, cette mesure de hauteur sert à connaître l'évolution du volume du lac dans le temps.

La banque nationale **HYDRO** stocke les mesures de hauteurs d'eau en provenance de 3 500 stations de mesures (dont 2 400 sont actuellement en service) et fournit ainsi, après calculs, les débits instantanés, journaliers et mensuels sur un très grand nombre de rivières françaises. Dans la Banque Hydro, on dénombre ainsi 578 stations de jaugeage réparties sur 107 masses d'eau dans le Bassin Loire-Bretagne (voir figure ci-dessous).

L'acquisition de ces données n'est toutefois pas homogène sur l'ensemble du bassin, que ce soit en termes de pas de temps ou de qualité de la donnée.

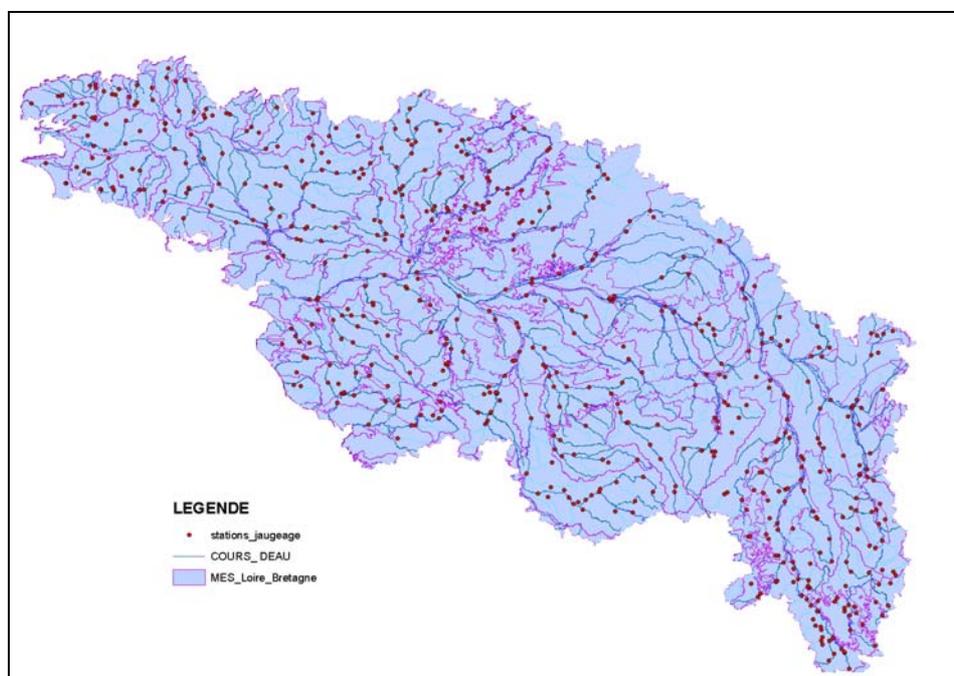


Figure 81 : Localisation des stations de jaugeage dans le bassin Loire-Bretagne

La première étape préalable à la construction d'un modèle hydrogéologique consiste à vérifier la qualité et la représentativité des données disponibles.

L'analyse critique des données est faite selon différents critères: durée de la chronique, représentativité des stations de jaugeage et des piézomètres, cohérences des données météo (pluies, ETP) ...

Après avoir éliminé les bassins versants à «données douteuses», la sélection a été réalisée en utilisant les critères suivants :

- taille du bassin versant inférieure à 2500 km² ;
- longueur de la chronique des débits d'une durée supérieure ou égale à 20 ans ;
- fiabilité de la courbe de tarage des stations en période d'étiage (source : gestionnaire des stations hydrométriques). Les informations ont été récoltées auprès de l'ensemble des gestionnaires (DIREN) via l'envoi d'un questionnaire précis.

- présence, si possible, d'un ou de plusieurs piézomètres présentant des chroniques assez longues et non interrompues
- répartition homogène par masse d'eau et par secteur géographique,
- existence d'au moins une station pluviométrique jugée représentative du bassin versant (Météo – France)

A partir de ces critères, 44 bassins versants ont été retenus sur l'ensemble du bassin Loire-Bretagne (voir figure ci-dessous), pour réaliser des modélisations soit avec le logiciel TEMPO, soit avec GARDENIA au cours de cette étude.

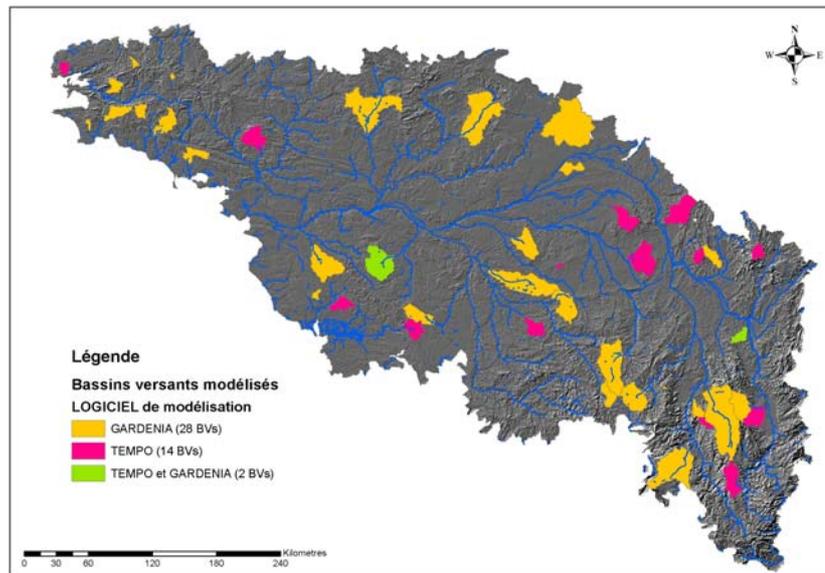


Figure 82 : Localisation des stations de jaugeage dans le bassin Loire-Bretagne

In fine cette étude permettra de disposer de 140 bassins versants modélisés, répartis sur l'ensemble du bassin comme le montre la figure de la page suivante.

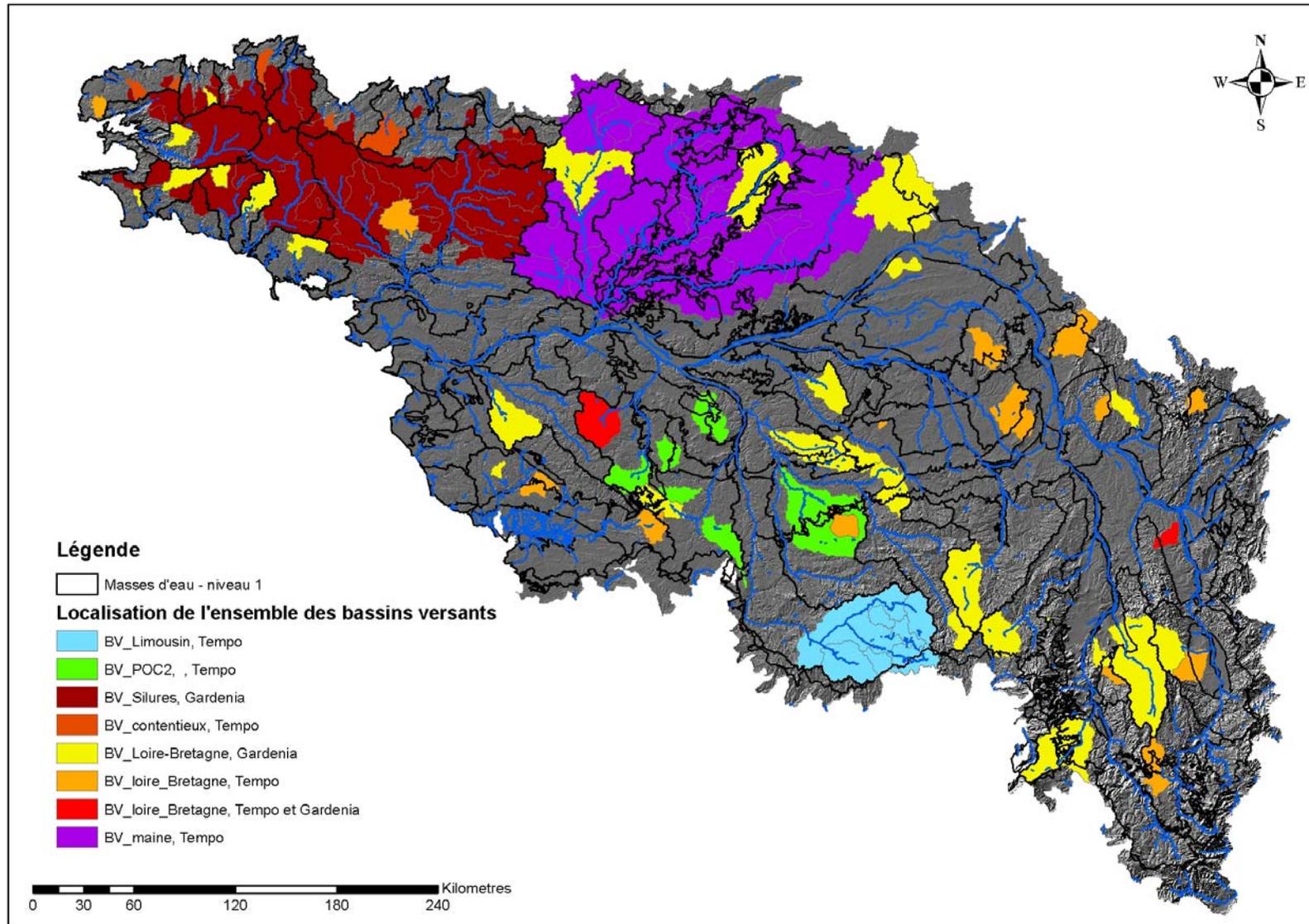


Figure 83 : Localisation des 140 bassins versants modélisés

3.2.3. Cartes

Pour l'ensemble des 44 bassins versants retenus pour la modélisation soit par Tempo, soit par Gardénia, nous avons élaboré une fiche descriptive de chaque bassin qui reprend les éléments suivants : la station et ses caractéristiques (piézomètres présents dans le bassin versant, station météo,...), un extrait du MNT, une carte des pentes, l'extrait de la carte géologique au 1/50 000, la carte des masses d'eau concernées et une carte des précipitations annuelles.

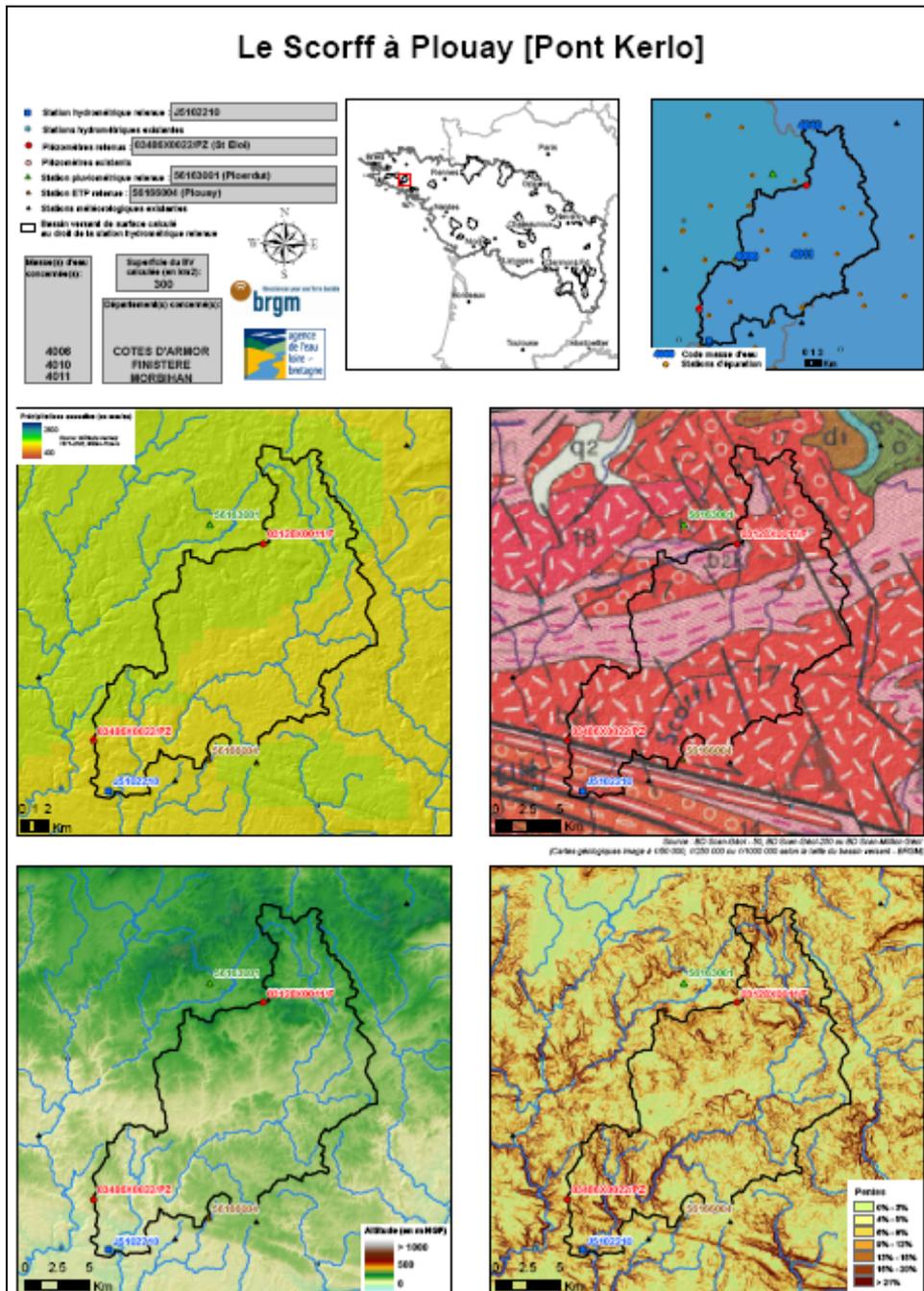


Figure 84 : Exemple de fiche descriptive du bassin versant du Scorff

L'ensemble des 44 fiches descriptives est consultable en annexe n°1

3.3. COLLECTE, CONTROLE ET MISE EN FORME DES DONNEES

3.3.1. Pas de temps

En raison de l'objectif de l'étude et du nombre de bassins et d'années à traiter, le pas de temps décadaire a été choisi.

3.3.2. Données d'entrées

La phase de collecte et de contrôle des données est essentielle pour assurer la validité des résultats des modélisations. Elle comprend l'analyse du système hydrologique étudié, afin d'identifier ses conditions aux limites (prélèvement pour l'alimentation en eau potable, apports et/ou sorties souterraines, etc.). Elle est réalisée d'après l'analyse des cartes géologiques et hydrogéologiques et la consultation des études régionales ou locales réalisées sur le secteur.

Dans cette étude, on a cherché à recueillir les données sur la période la plus longue possible, afin d'intégrer les fluctuations climatiques interannuelles et pouvoir disposer d'une période d'initialisation suffisamment longue.

Une analyse critique des données de base a été effectuée de façon à identifier les lacunes d'observations et les erreurs grossières ou systématiques de données.

Les données de base ont été acquises auprès des organismes suivants :

- climathèque Météo-France pour les données climatologiques ;
- banque Hydro du Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable et de la Mer, pour les données de débits,
- ADES, la banque nationale d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, pour les données piézométriques.

3.3.3. Données climatologiques

Les calages (c'est-à-dire la vérification des résultats de la modélisation sur des points particuliers disposant de chroniques de données fiables) ont été réalisés à partir des stations pluviométriques et climatologiques situées dans le bassin versant à modéliser ou, à défaut, les stations les plus proches du bassin.

Ces stations ont toutefois été choisies en fonction de leur éloignement des bassins versants à modéliser et de leur altitude (la plus proche possible de l'altitude moyenne du bassin versant) tout en favorisant les stations permettant de fournir une chronique complète des données pluviométriques et d'évapotranspiration potentielle de Penman-Monteilh sur l'ensemble de la période de simulation souhaitée.

L'utilisation de chroniques de données comprenant des données manquantes reconstituées peut induire des biais (séries non homogènes) fortement préjudiciable aux calages des modélisations. Lorsqu'il n'a pas été possible d'obtenir des séries complètes (principalement au niveau des données d'évapotranspiration potentielle) les séries ont été complétées soit en effectuant une correction d'échantillonnage (utilisation de la méthode des doubles cumuls) soit en prolongeant la série par les valeurs décadales moyennes interannuelles et en n'utilisant cette période que pour l'initialisation du modèle, le calage proprement dit étant réalisé sur la période de chroniques complètes.

• Facteur correctif sur les pluies

Pour les bassins versants d'altitude, un facteur correctif constant a été appliqué sur la pluviométrie décadaire lorsque la pluviométrie annuelle moyenne du poste le plus proche était foncièrement différente de la pluviométrie moyenne du bassin versant obtenue à partir de la carte des isohyètes interannuelles établie par Météo France. Celle-ci est calculées selon la méthode AURELHY (Analyse Utilisant le RELief pour l'HYdrométéorologie, Bénichon et Le Breton, 1986).

• Facteur correctif sur l'ETP

De même, pour les bassins versants d'altitude, un facteur correctif constant a été appliqué sur l'ETP décadaire lorsque l'ETP annuelle moyenne du poste le plus proche était foncièrement différente de la moyenne du bassin versant obtenue à partir des valeurs des différents postes principaux collectés.

Nota Bene : S'il on ne s'intéresse pas expressément au bilan, il est à noter qu'il est possible de modéliser correctement les écoulements d'un bassin versant avec des valeurs de pluie et/ou d'ETP inférieures ou supérieures (différentes ?) aux valeurs réelles du bassin versant, à condition que la répartition annuelle soit proportionnellement correcte. Les facteurs correctifs sur les pluies et l'ETP n'ont été utilisés que pour les modèles hydrologiques GARDENIA.

3.3.4. Données hydrométriques et piézométriques

Il existe sur le bassin Loire Bretagne de nombreuses stations hydrométriques en activité gérées par les Directions Régionales de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL). La sélection des stations hydrométriques a été faite à l'aide des informations fournies par les DREAL (qualité de la courbe de tarage, qualité des jaugeages en étiage, nombre de mesures, station influencée ou non, etc.) et disponibles dans la banque HYDRO.

Les piézomètres ont été choisis selon les critères suivants: contexte hydrogéologique, allure de la courbe de la chronique de données piézométriques, nombre et fiabilité des mesures.

L'ouvrage choisi doit être le plus « représentatif » du comportement de l'hydrosystème, qu'il soit situé dans ou au voisinage du bassin versant.

Le tableau suivant détaille les stations de mesure utilisées.

Etude de la contribution des eaux souterraines aux écoulements totaux des MES sur le bassin Loire-Bretagne

N°	BV	Dept	Masse d'eau	N° station	Station hydrologique	Station pluvio.	ETP	Piezomètre
1	Aber Ildut	29	4001	J3323020	Brélès [keringar] 1978-03	Plourin 1980 - 29208001	Brest Guipavas 1980-2008	Plourin 1993-02385X0046/PZ
2	Pont l'Abbé	29	4003	J4124420	Plonéour-Lanvern (Trémillec) 1984-00	Pluguffan 1966- 29216001	Pluguffan 1980-2008	Landudec 1993-03454X0070/F
3	Odet	29	4004	J4211910	Ergué-Gabéric (Tréodet) 1982-00	Edern 1987- 29048003	Pluguffan 1980-2008	Kervalennou 03107X0008/F
4	Inam	56	4006	J4734010	Faouët (Pont Priant) 1981-01	Guiscriff 1980-2008 56081001	Plouay 1993-2006	Ploerdut 1993- 03128X0011/F
5	Douffine	29	4007	J3834010	Saint Segal 1980-03	Brennilis 1980-2008 29018001	Saint Segal 1993-2008	St Hernin 1993- 03114X0023/F
6	Jarlot	29	4008	J2603010	Plougouven 1984-99	Morlaix 1976-2008 29151001	Pleyber-Christ	Plougouven 1993-02408X0016/F
7	Blavet	22	4010	J5202110	Kérien (Kerlouet) 1981-01	Bulat 1990 - 2008 22023001	Kerpert 1994-2008	Bieuzy 1990-03493X0013/F
8	Scorff	56-29	4011	J5102210	Plouay (Pont Kerlo) 1956-00	Ploerdut 1993-2008 56163001	Plouay 1993-2006	St Eloi 03486X0022/PZ
9	Loc'h	56	4012	J6213010	Brech 1970-01	Grandchamp 1989-2008 56067002	Pontivy 1994-2008	Grandchamp 1989-03851X0021/S2
10	Aff	56-35	4015	J8632410	Quelneuc 1968-01	Guer 1989-2008 56075001	Ploermeil 1993-2008	Guer 1989-03871X0016/F
11	Vonne	86	4063	L2253010	Cloué 1970-2008	Lusignan 1966- 86139001	Poitiers	Cagnoche - 05896X0058/CAGNOC
12	Sèvre Niortaise	79	4062	N4010610	Azay le Brûlé (Pont de Ricou) 1971-	Niort 79191005	Niort	Saint Gelais - 06104X0014/C32
13	Maine	44	4027	M7453010	Remouillé 1976-	Nantes 1990-2008 44020001	Nantes 1990-2008	Brouzils 05366X0035
14	Marillet	85	4030	N3304120	Saint florent des Bois 1985-	La Roche Sur Yon 85191003	La Roche Sur Yon	Les Ajoncs 05625X0036/F
15	Argenton	79	4032	L8343010	Massais 1969-	Glenay 79134001	Niort	aucun
16	Smagne	85	4042	N3222010	Sainte Pexine 1968-	La Roche Sur Yon 85191003	La Roche Sur Yon	Corpe 1993-05858X0203/S
17	Anglin	36	4056	L5511910	Prissac 1972-	Chaillac 36035001	Poitiers	Bazelat - 06162X0008/F5
18	Claise	36	4087	L6202030	Grand Pressigny 1973-	Poitiers 1990-2008 86027001	Poitiers 1983-2008	Corpe 1993-05422X0015/F
19	Vouzance	3	4046	K1414010	St Leger sur Vouzance 1997-	St Didier en Donjon 1998-3226001	Vichy	pas de piezo
20	Selle	71	4043	K1284810	La Celle en Morvan 1969-	Petite Verrière 1975-71349001	Nevers	pas de piezo
21	Lignon du Forez	42	4048	K0753210	Boen 1978-	Noirétable- 42159001	Gueret	pas de piezo
22	Alagnon	43	4049	K2593010	Lempdes 1968-	Autrac- 43014001	Le Puy Loudes	pas de piezo
23	Sioulet	63	4050	K3273010	Miremont 1986-	Montel de Gelat 1936-63237001	Clermont Ferrand	pas de piezo
24	La Doré	63	4051	K2981910	Dorat 1991-	Paslières 1982- 63271001	Clermont Ferrand	pas de piezo
25	Joron	63	4051	K2714010	Beauregard l'évêque 2001-	Fayet le Chateau- 63157001	Clermont Ferrand	Martres -07174X0178/P1
26	Tardes	23	4053	K5183010	Evaux les Bains 1921-2008	Gouzon 1958- 23093001	Gueret	Les gouttes de Bord 06432X0059/P1
27	Rozeille	23	4055	L4033010	Moutier Rozeille 1959-	Neoux 1946- 23142001	Gueret	Aubusson 2003-06668X0007/F3
28	Canne	58	4060	K1764020	Saint Gratien Savigny 1996-	Anzely - 58006001	Nevers	Montaron 2003-05506X0032/puits
29	Nohain	58	4061	K4094010	Saint Martin sur Nohain 1970-	La Charité sur Loire 1974-58059011	Nevers	04943X0003/S Garchy
30	Bouzanne	36	4074	L4653010	Velles 1969-	Jeu les Bois 1958-36089001	Chateauroux	Arthon 1994-05707X0009/FAEP2
31	Trégonce	36	4075	K7217501	Vineuil	Levroux - Trégonce - 36093002	Chateauroux	Vineuil - 05443X0079/F
32	Yevre	18	4077	K5552300	Savigny en Septaine 1987-	Farges en Septaine 1923-18092001	Bourges	Vornay 1979-05471X0070/P1
33	La petite Sauldre	18	4084	K6373020	Ménétreol sur Sauldre 1971-1985 / 1996-2008	Chapelle d'Angillon 1949-18047001	Bourges	Aubigny sur Nere 1993-04623X0053/F
34	Indrois	37	4086	K7433030	Genillé 1977-	Ecueille 1931- 36069001	Romorantin	Villeloin Coulange - 05162X0008/P
35	Lignon de Chamazel	42	4091	K0773220	Poncins 1992-	Noirétable- 42159001	Saint Etienne	St Galmier 1999-07208X0197/F1C
36	L'Ardoux	45	4094	K4443010	Lailly en val 1987-	Ligny le Ribault 1973-45182001	Romorantin	Chaumont sur Tharonne 1994-04302X0101/F
37	l'Ambene	63	4099	K2774010	Charbonnières les Varennes 1985-	Pontgibaud- 63285001	Clermont Ferrand	Charbonnières les Varennes 1985-06696X0024/F
38	Borne Occidentale	43	4100	K0253020	Espaly Saint Marcel 1987-	Le Puy Loudes 1984-43062001	Le Puy Loudes	Cayres 2000-08153X0052/P1
39	Ixeure	58	4129	K1914510	La Fermeté 1968-	Anlezy 1949- 58006001	Nevers	pas de piezo
40	Ailloux	63	4134	K2644010	Manglieu 1987-	Sauxillanges 1972-63415001	Clermont Ferrand	pas de piezo
41	Doré	63	4143	K2871910	Tours sur Meymont 1939-	Ambert 1871- 63003003	Clermont Ferrand	pas de piezo
42	L'Huisne	72	4081	M0421510	Montfort le Gesnois 1983-	Alencon	Alencon	Trizay 1994-02896X0013/F2
43	Conie	27	4092	M1073010	Conie Molitard 1969-	Chateaudun 28198001	Chartres Champhol	Piezo indicateur de Beauce
44	Mayenne	72	4018	M3340910	L'Huisserie 1971-	Alencon 61001001	Alencon	Commer 2003-03201X6016/PZ2

3.4. CALAGES DES MODELES

C'est la phase de calage, réalisée sur les mesures observées, qui permet d'obtenir la fonction de transfert, entre la pluie, le niveau piézométrique et le débit. Cette phase de calage du modèle est réalisée automatiquement par les logiciels (TEMPO et GARDENIA) sous contrôle de l'utilisateur.

La modélisation des relations pluie/débit, pluie/niveau ou pluie/niveau/débit, avec GARDENIA, fait intervenir une dizaine de paramètres globaux (réserve utile, temps de tarissement, etc.) définis pour un bassin versant. Ces paramètres doivent être ajustés sur une période d'observation commune des pluies et des débits (ou/et des niveaux).

Dans les deux types de modélisation, les paramètres de calage sont optimisés afin de simuler au mieux les débits d'étiage et/ou les niveaux piézométriques sur la période commune de suivi et obtenir un coefficient d'ajustement maximal, ceci sans volonté d'explicitement physiquement les paramètres.

Une fois calés, les modèles permettent d'identifier les composantes eau-surface et eau-souterraine. Les résultats des calages sont présentés, pour chaque bassin versant, en annexe.

Les coefficients d'ajustement sont détaillés dans le tableau suivant pour chaque nouvelle modélisation, effectuée dans le cadre de cette étude. Le coefficient R est égal à la racine de Nash. Le coefficient de Nash est défini par :

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n [Q_i^{\text{obs}} - Q_i^{\text{sim}}]^2}{\sum_{i=1}^n [Q_i^{\text{obs}} - \overline{Q}^{\text{obs}}]^2}$$

Q^{obs} est la série observée

Q^{sim} est la série simulée

$\overline{Q}^{\text{obs}}$ est la moyenne de la série observée

n est le nombre de valeurs dans les séries

3.5. VALIDATION

Il s'agit d'une étape importante permettant de vérifier la qualité du calage. Elle consiste à confronter les valeurs simulées à celles observées pour une période non utilisée durant la phase de calage, préalablement réservée pour cette étape.

Lorsque le calage est jugé satisfaisant, sa qualité peut être appréciée visuellement (en superposant les valeurs calculées par le modèle et les données observées) mais aussi à l'aide de critères quantitatifs, comme le critère de Nash par exemple, ou des paramètres statistiques (écarts-type, moyennes durant l'étiage, moyenne des erreurs absolues, écart-type des écarts, etc.).

Etude de la contribution des eaux souterraines aux écoulement totaux des MES sur le bassin Loire-Bretagne

N°	BV	Dept	Masse d'eau	N° station	Station hydrologique	Gardenia : R Débit	Gardenia : R Niveau	Tempo : R Débit	Tempo : R Niveau
1	Aber Ildut	29	4001	J3323020	Brèlès [keringar] 1978-03	0.94	0.88	0.95	0.94
2	Pont l'Abbé	29	4003	J4124420	Plonéour-Lanvern (Trémillec) 1984-00	0.92	0.86		
3	Odet	29	4004	J4211910	Ergué-Gabéric (Tréodet) 1982-00	0.96	0.89		
4	Inam	56	4006	J4734010	Faouët (Pont Priant) 1981-01	0.95	0.94		
5	Douffine	29	4007	J3834010	Saint Segal 1980-03	0.93	0.91	0.91	0.86
6	Jarlot	29	4008	J2603010	Plougouven 1984-99	0.94	0.92		
7	Blavet	22	4010	J5202110	Kérien (Kerlouet) 1981-01	0.95	0.83	0.94	
8	Scorff	56-29	4011	J5102210	Plouay (Pont Kerlo) 1956-00	0.91	0.87		
9	Loch	56	4012	J6213010	Brech 1970-01	0.90	0.83	0.93	0.74
10	Aff	56-35	4015	J8632410	Quelneuc 1968-01	0.91	0.85	0.89	0.86
11	Vonne	86	4063	L2253010	Cloué 1970-2008	0.92	0.93		
12	Sèvre Niortaise	79	4062	N4010610	Azay le Brûlé (Pont de Ricou) 1971-	0.92	0.91		
13	Maine	44	4027	M7453010	Remouillé 1976-	0.92	0.88	0.91	0.81
14	Marillet	85	4030	N3304120	Saint florent des Bois 1985-	0.94	0.91	0.88	0.90
15	Argenton	79	4032	L8343010	Massais 1969-	0.92			
16	Smagne	85	4042	N3222010	Sainte Pexine 1968-	0.94	0.94	0.87	0.90
17	Anglin	36	4056	L5511910	Prissac 1972-				
18	Claise	36	4087	L6202030	Grand Pressigny 1973-	0.75	0.38	0.74	0.85
19	Vouzance	3	4046	K1414010	St Leger sur Vouzance 1997-	0.83		0.69	
20	Selle	71	4043	K1284810	La Celle en Morvan 1969-			0.81	
21	Lignon du Forez	42	4048	K0753210	Boen 1978-	0.85			
22	Alagnon	43	4049	K2593010	Lempdes 1968-	0.81			
23	Sioulet	63	4050	K3273010	Miremont 1986-	0.85			
24	La Doré	63	4051	K2981910	Dorat 1991-	0.84			
25	Joron	63	4051	K2714010	Beauregard l'évêque 2001-	0.83	0.46		
26	Tardes	23	4053	K5183010	Evaux les Bains 1921-2008				
27	Rozeille	23	4055	L4033010	Moutier Rozeille 1959-	0.84	0.90		
28	Canne	58	4060	K1764020	Saint Gratien Savigny 1996-	0.88	0.76		
29	Nohain	58	4061	K4094010	Saint Martin sur Nohain 1970-	0.91	0.94	0.84	0.92
30	Bouzanne	36	4074	L4653010	Velles 1969-	0.91	0.90		
31	Trégonce	36	4075	K7217501	Vineuil			0.95	0.69
32	Yevre	18	4077	K5552300	Savigny en Septaine 1987-	0.89	0.79		
33	La petite Sauldre	18	4084	K6373020	Ménétreol sur Sauldre 1971-1985 / 1996-2008			0.89	0.81
34	Indrois	37	4086	K7433030	Genillé 1977-	0.90	0.95		
35	Lignon de Chamazel	42	4091	K0773220	Poncins 1992-	0.81	0.85	0.76	
36	L'Ardoux	45	4094	K4443010	Lailly en val 1987-	0.90	0.83		
37	l'Ambene	63	4099	K2774010	Charbonnières les Varennes 1985-	0.77	0.79	0.74	0.84
38	Borne Occidentale	43	4100	K0253020	Espaly Saint Marcel 1987-	0.84	0.78	0.87	
39	Ixeure	58	4129	K1914510	La Fermeté 1968-			0.85	
40	Ailloux	63	4134	K2644010	Manglieu 1987-			0.75	
41	Doré	63	4143	K2871910	Tours sur Meymont 1939-	0.84		0.79	
42	L'Huisne	72	4081	M0421510	Montfort le Gesnois 1983-	0.85	0.86		
43	Conie	27	4092	M1073010	Conie Molitard 1969-				
44	Mayenne	72	4018	M3340910	L'Huisserie 1971-	0.87	0.80		

3.6. ESTIMATION DES CONTRIBUTIONS MOYENNES DES EAUX SOUTERRAINES AUX DEBITS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Une fois calés, les modèles peuvent être exploités pour **la prévision**. Les scénarios à simuler sont alors fonction des objectifs assignés au départ à l'étude : évaluation de l'impact de scénarios climatiques, recherche d'une configuration optimale de prélèvements permettant de respecter des contraintes, prévision d'un état piézométrique face à une demande en eau accrue, ...

Ici, les modèles sont utilisés (après calage) pour décomposer l'écoulement global (la pluie efficace) en :

- "écoulement rapide" (le ruissellement en général)
- et en "écoulement lent " qui transite dans les nappes souterraines.

Il faut toutefois être prudent dans l'interprétation de cette décomposition, dont **on ne peut pas toujours garantir qu'elle représente une solution unique**.

La part relative des écoulements lents aux exutoires des principaux bassins versants retenus sera comparée par la suite aux résultats de l'approche qualitative.

Ces croisements permettront de dégager sur l'ensemble du bassin versant Loire Bretagne, des informations quantitatives sur les relations nappe/rivière.

3.7. LIMITES D'UTILISATION DES MODELES

Si les caractéristiques physiques des bassins versants modélisés changent (extension des réseaux de drainage, couverture végétale, ...) et si les prélèvements sont sensiblement modifiés, l'utilisation du modèle sera faussée. En effet, pour ces modèles, les paramètres issus du calage dépendent des caractéristiques du bassin et des activités qui s'y déroulent. Si ces caractéristiques changent, le modèle ne sera plus calé.

De plus, les modèles sont d'autant plus représentatifs et fiables que les données sont homogènes et mesurées avec précision. Dans cette étude, à l'échelle du bassin Loire Bretagne, les données n'ont pu être finement analysées. Pour chaque bassin versant, une visite sur le terrain et des contacts avec les personnes responsables des mesures hydrométriques seraient nécessaires pour préciser la représentativité et la précision des mesures.

En outre sur certains bassins, un certain nombre de données ne sont pas disponibles (niveau de la nappe, volumes prélevés).

Pour pallier à ces insuffisances, il a souvent fallu émettre des hypothèses, cela réduisant cependant la précision des résultats et la fiabilité des décompositions des débits (part lente, part rapide,...).

L'amélioration de l'estimation de la contribution des eaux souterraines au débit des rivières (« Part lente ») passe donc obligatoirement par l'amélioration de la qualité de l'ensemble des données nécessaires à la modélisation et à leur disponibilité en temps opportun.

3.8. EXEMPLES DE MODELISATIONS

Les exemples suivants illustrent la diversité et l'hétérogénéité des données et des résultats disponibles d'un bassin versant à un autre. Pour interpréter rigoureusement les résultats de modélisations, des études plus approfondies « au cas par cas » seraient parfois nécessaires.

3.8.1. La Smagne :

La Smagne (Vendée) est un affluent du Lay en rive gauche. La nappe du Lias inférieur l'alimente par l'intermédiaire de nombreuses sources.

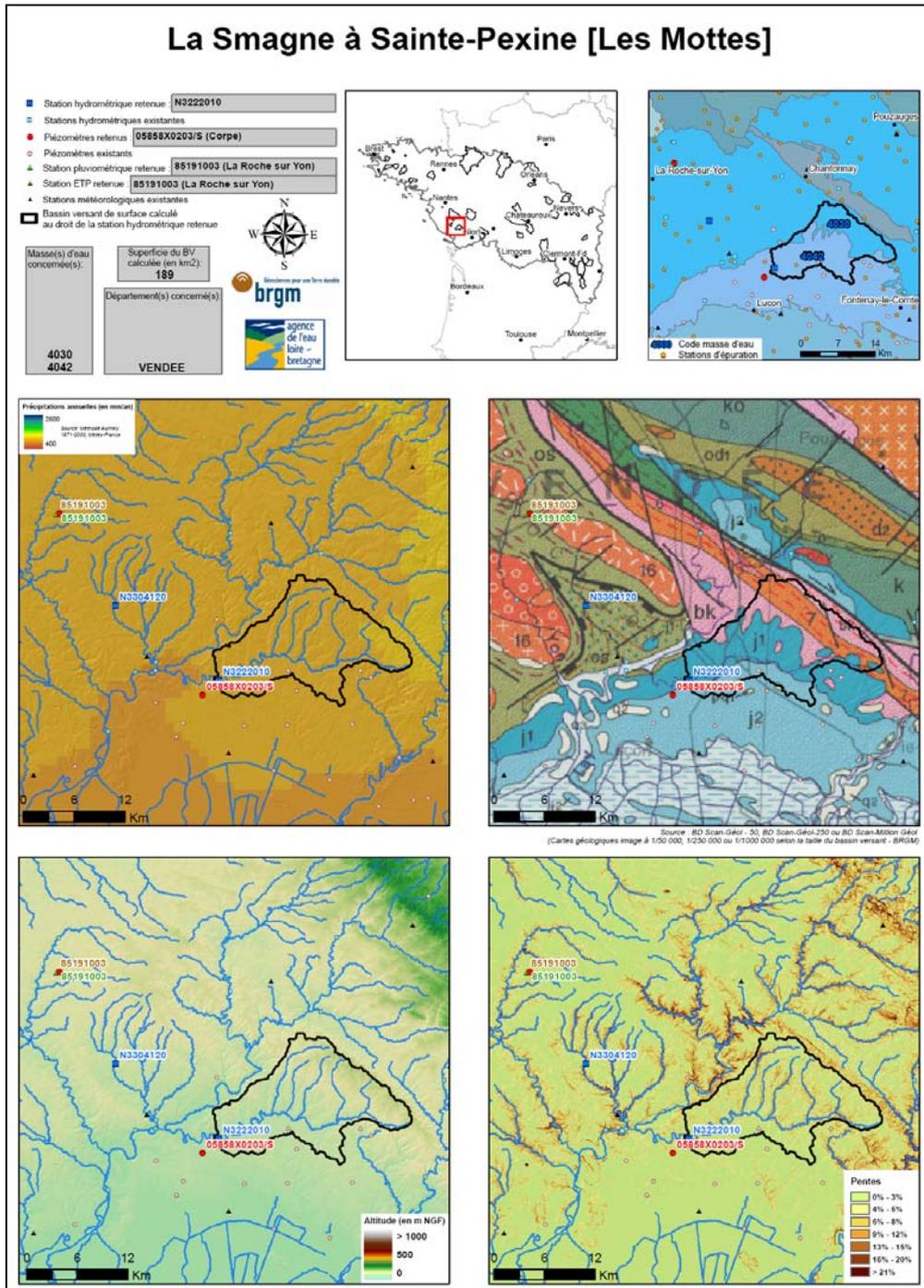


Figure 85 : Fiche descriptive du bassin versant de la Smagne

a) Collecte, contrôle et mise en forme des données

Le débit de la Smagne est mesuré à Sainte-Pexine [Les Mottes], depuis le 01/12/1967. Le bassin versant topographique au droit de la station de mesure couvre une superficie de 180km².

Il n'y a pas d'ouvrage piézométrique directement sur l'emprise du bassin versant topographique.

Mais à proximité de la station hydrométrique, le forage de la Chaume (à Corpe - n°05858X0203/S), capte les calcaires et marnes du Lias et du Dogger libre du Sud-Vendée. Cet ouvrage mesure le niveau de la nappe, depuis le 01/01/1993. La chronique piézométrique est représentée ci-dessous, elle montre l'influence des pompages saisonniers.

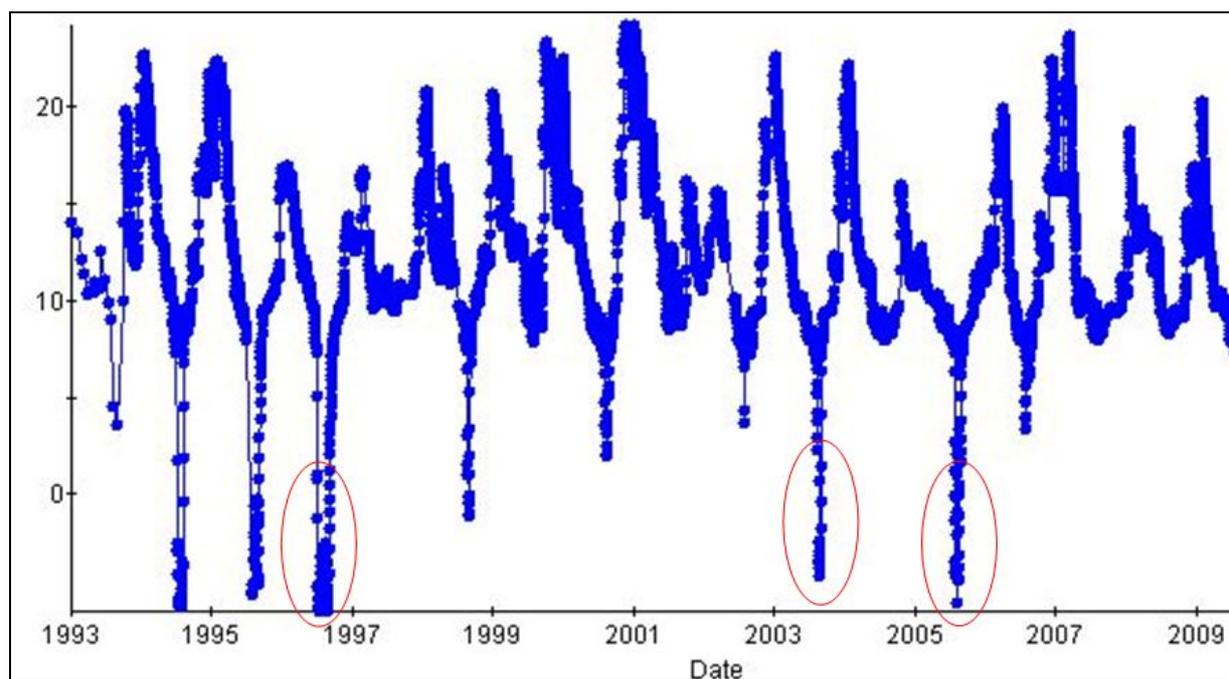


Figure 86: Cote NGF du piézométrique 05858X0203/S (m)

Ce sont les données de ce piézomètre qui ont été choisies, car il semble représentatif du contexte hydrogéologique. Etant donné qu'il est influencé, les données sur les volumes prélevés ont été collectées et mises en forme, pour être intégrées aux modélisations.

Les données météorologiques choisies sont celles de la station située à La Roche sur Yon.

b) Calage des modèles et validation.

Pour ce bassin, les modélisations des niveaux et des débits à l'exutoire ont été faites avec, en parallèle, les deux logiciels TEMPO et GARDENIA.

La double modélisation pluie/ débit et pluie/ niveau GARDENIA s'effectue en un seul calage en introduisant comme entrées :

- la pluie et l'ETP,
- les niveaux mesurés sur le piézomètre représentatif de la nappe,
- les débits observés à la station,
- les prélèvements.

Les graphiques ci-après illustrent les résultats du calage avec les niveaux et débits observés et simulés.

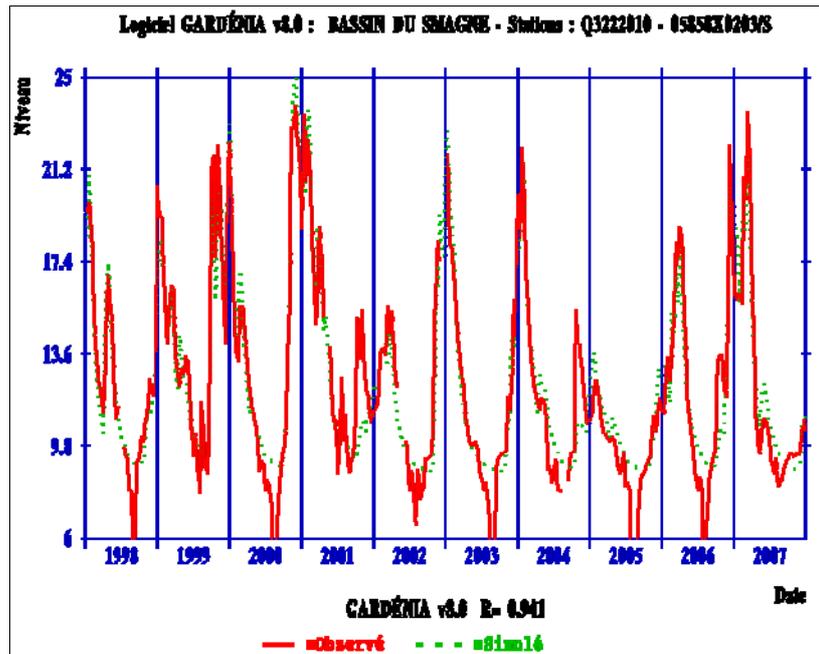


Figure 87 : Modélisation du niveau de la nappe avec GARDENIA (Smagne)

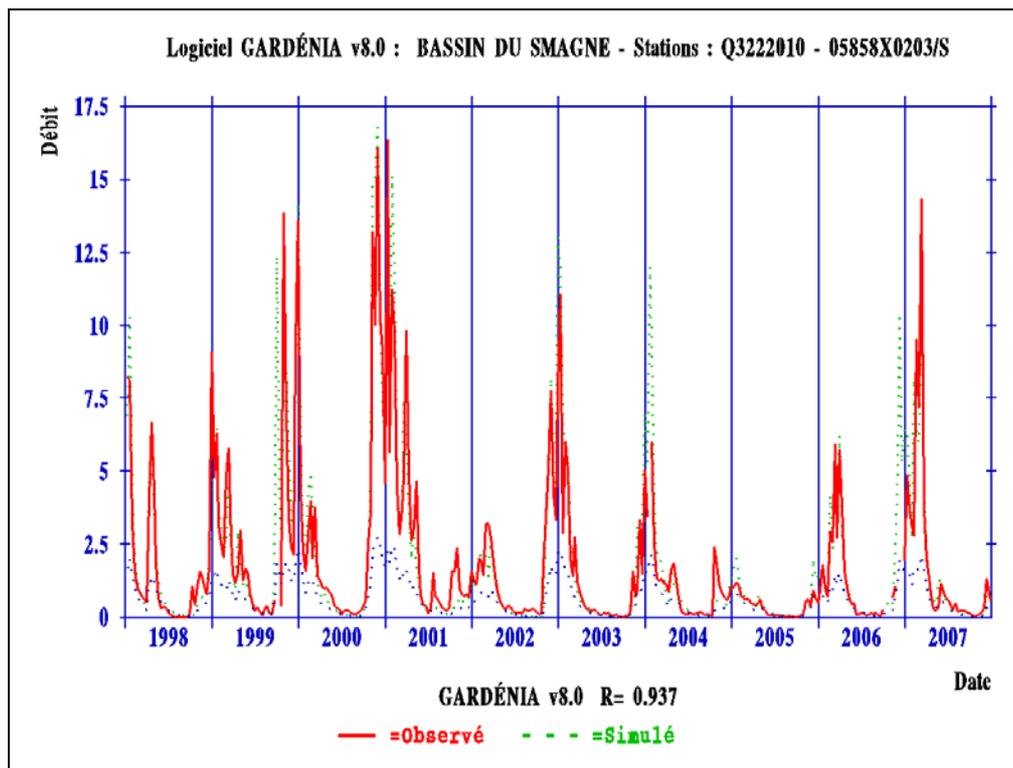


Figure 88 : Modélisation du débit de la Smagne avec GARDENIA

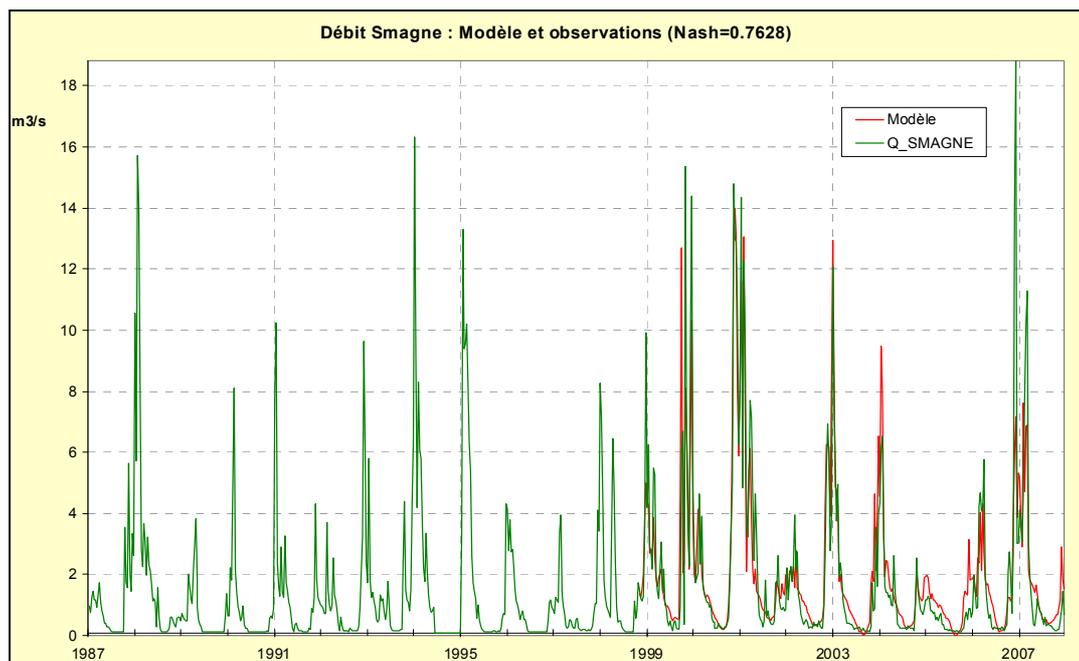


Figure 89 : Modélisation du débit de la Smagne avec TEMPO

Les deux modèles (TEMPO et GARDENIA) retranscrivent fidèlement les variations du débit, les à-secs en étiage et les pics hivernaux. L'intégration des prélèvements a permis d'améliorer nettement les calages.

c) Exploitation des modèles.

Les deux modélisations donnent la fonction de transfert permettent de passer du niveau de la nappe au débit à l'exutoire et à la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières.

Cette contribution moyenne se situe entre 40% et 45% (« part lente » du débit) du débit total.

La décomposition des débits moyens mensuels modélisés, proposée par TEMPO, en quatre composantes est présentée ci-dessous :

- La composante lente, qui est le fruit de la connexion de la chronique du piézomètre avec celle du débit.
- La composante rapide, qui peut être interprétée comme le ruissellement.
- La composante intermédiaire (ruissellement différé), qui est ici négligeable.
- La composante liée aux prélèvements, qui correspond à une sortie de débit.

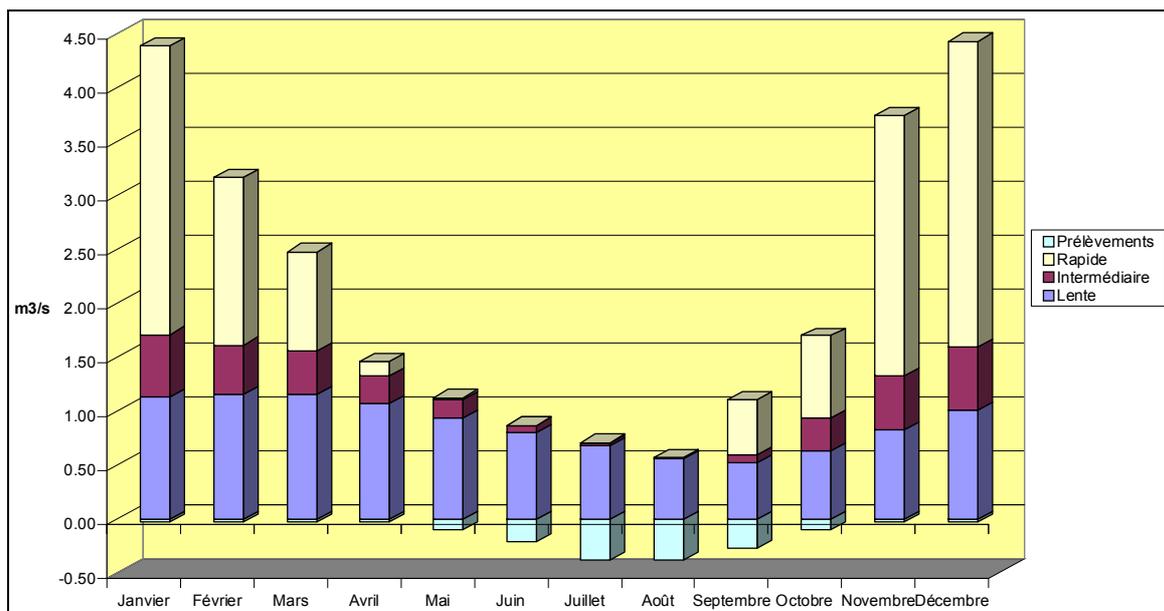


Figure 90 : Composantes du débit modélisé de la Smagne : moyennes mensuelles 1998-2007

Les résultats obtenus paraissent en accord avec ce que l'on peut attendre intuitivement du contexte hydrogéologique et de l'influence des prélèvements sur ce bassin.

Le soutien du débit par la nappe tout au long de l'année, est compris entre 0.5 m³/s et 1m³/s (en débit moyen mensuel). Durant l'été, la rivière est principalement alimentée par le drainage de la nappe des calcaires et des marnes du Lias inférieur.

d) Conclusions.

Nous disposons sur ce bassin d'un jeu de données fiables et représentatives. Les calages des modèles TEMPO et GARDENIA sont satisfaisants et la décomposition Lent / Rapide semble cohérente.

La contribution moyenne des eaux souterraines se situe entre 40 et 45% du débit total.

Toutefois, la visualisation du ratio Infiltration/Ruissellement avec l'IDPR sur ce bassin montre un contraste très net entre la rive gauche de la Smagne (infiltration dominante sur les calcaires et marnes du Jurassique) et la rive droite (dominée par du ruissellement sur les schistes et orthogneiss granitiques du Cambrien).

Les écoulements « lents » et « rapides » sur ce bassin sont donc inégalement répartis sur le bassin et les résultats des modèles, bien que jugés fiables, ne peuvent pas rendre compte de cette disparité spatiale.

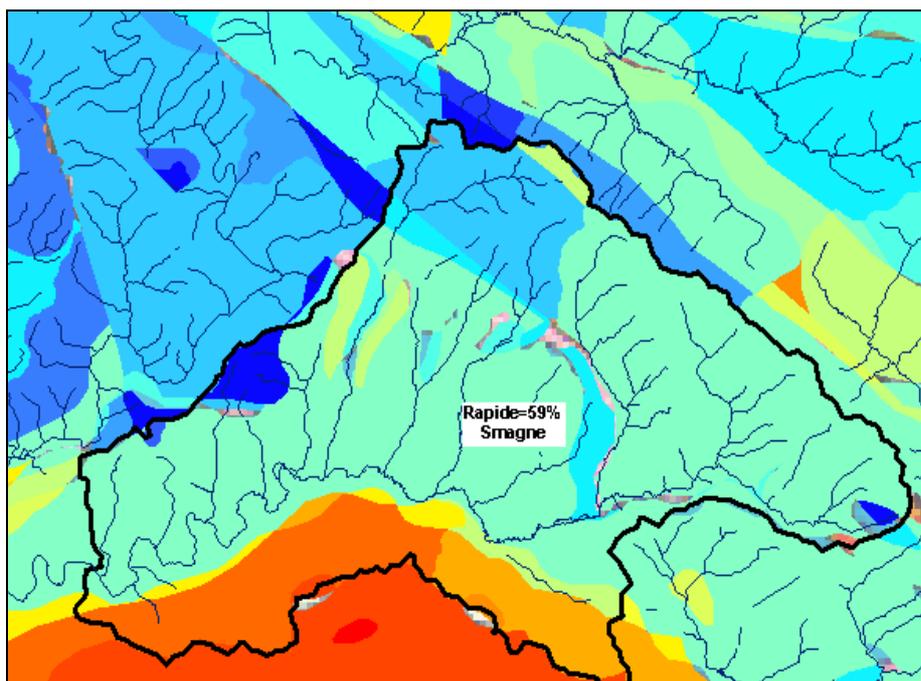


Figure 91 : Spatialisation du ratio Infiltration/Ruissellement

3.8.2. La selle

La Selle (ou Celle) coule dans le département de Saône-et-Loire, dans la zone de socle du massif du Morvan. C'est un affluent rive droite de l'Arroux.

Le bassin versant de la Selle est bien arrosé, la pluviométrie moyenne annuelle est d'environ 1300 mm (moyenne établie à partir de la grille AURELHY de Météo France).

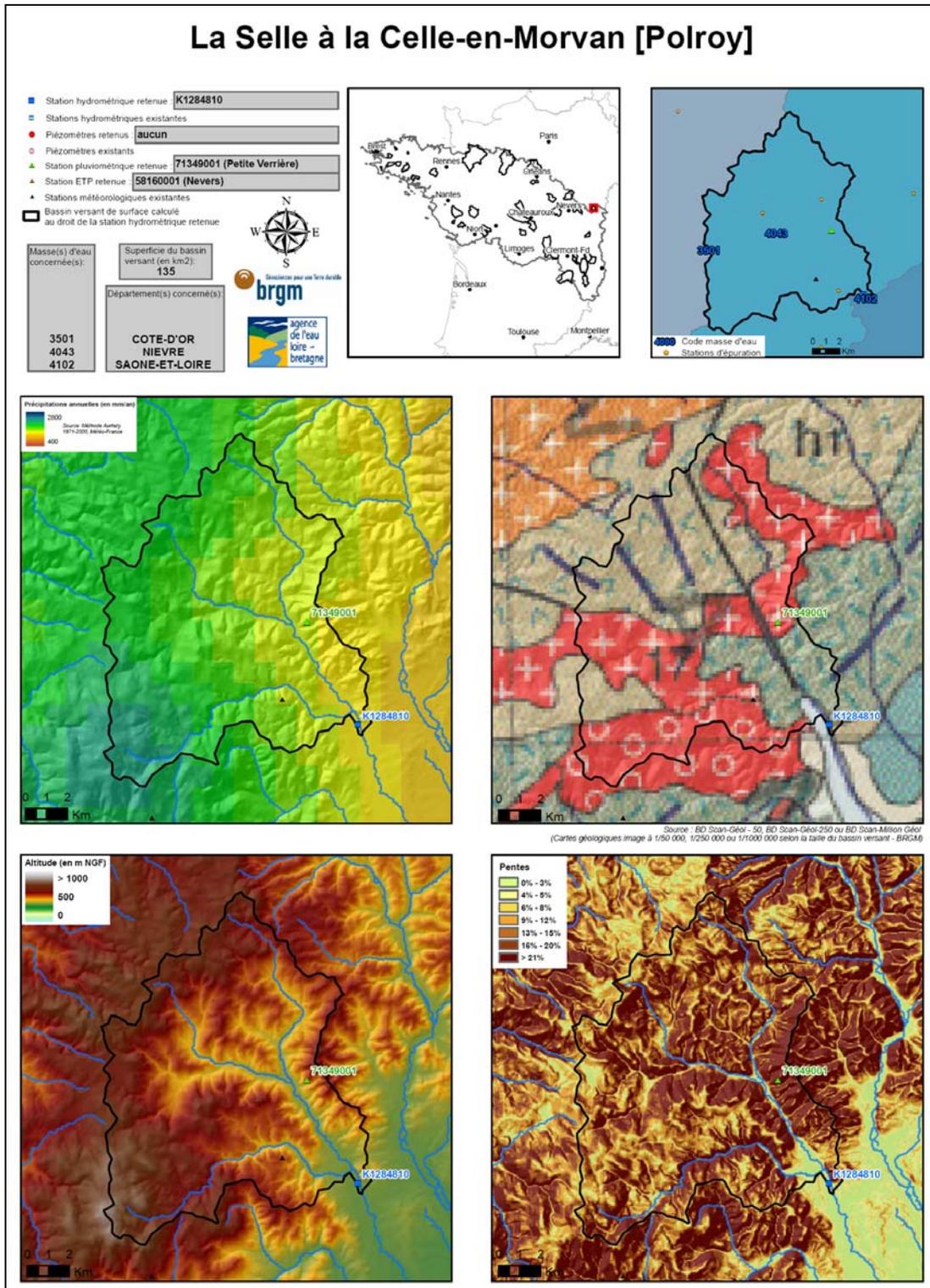


Figure 92 : Fiche descriptive du bassin versant de la Selle

a) Collecte, contrôle et mise en forme des données

Le débit de la Selle est mesuré à la Celle-en-Morvan [Polroy], depuis le 01/09/1969. Le bassin versant topographique au droit de la station de mesure couvre une superficie de 138 km².

Il n'y a pas d'ouvrage piézométrique directement sur l'emprise du bassin versant topographique ni à proximité du BV.

b) Calage des modèles et validation.

Le modèle Pluie/Débit réalisé avec le logiciel TEMPO restitue assez fidèlement les fluctuations du débit. Ne disposant pas de chroniques piézométriques pour ce bassin, aucune modélisation du niveau de la nappe n'a été réalisée.

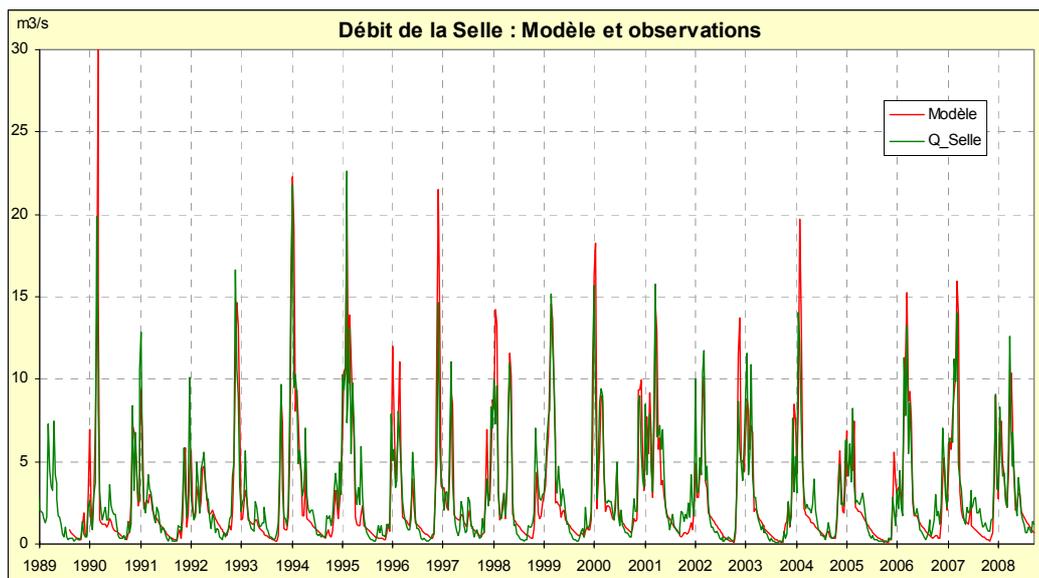


Figure 93 : Modèle TEMPO pluie/débit de la Selle

c) Exploitation des modèles.

La décomposition du débit en composantes lente et rapide paraît cohérente.

Mais le niveau de nappe n'est pas connu et donc la modélisation n'intègre pas de composante liée à la chronique d'un piézomètre. La réponse du débit aux épisodes climatiques est traduite par deux fonctions de transfert :

- la première simule l'augmentation, rapide, du débit du cours d'eau, due à la fraction de la pluie qui va ruisseler ;
- la deuxième est liée à l'écoulement lent dans l'aquifère.

Cette décomposition donne une contribution moyenne des eaux souterraines aux débits de la Selle à la Celle-en-Morvan comprise entre 35 et 40%.

d) Conclusion

En l'absence de données piézométriques sur ce bassin, les relations nappe/rivière sont mal connues. La participation des eaux souterraines au débit de la rivière est alors donnée par une simple modélisation Pluie/Débit. Le calage et la décomposition du débit semblent satisfaisants, sans être toutefois validés par la piézométrie.

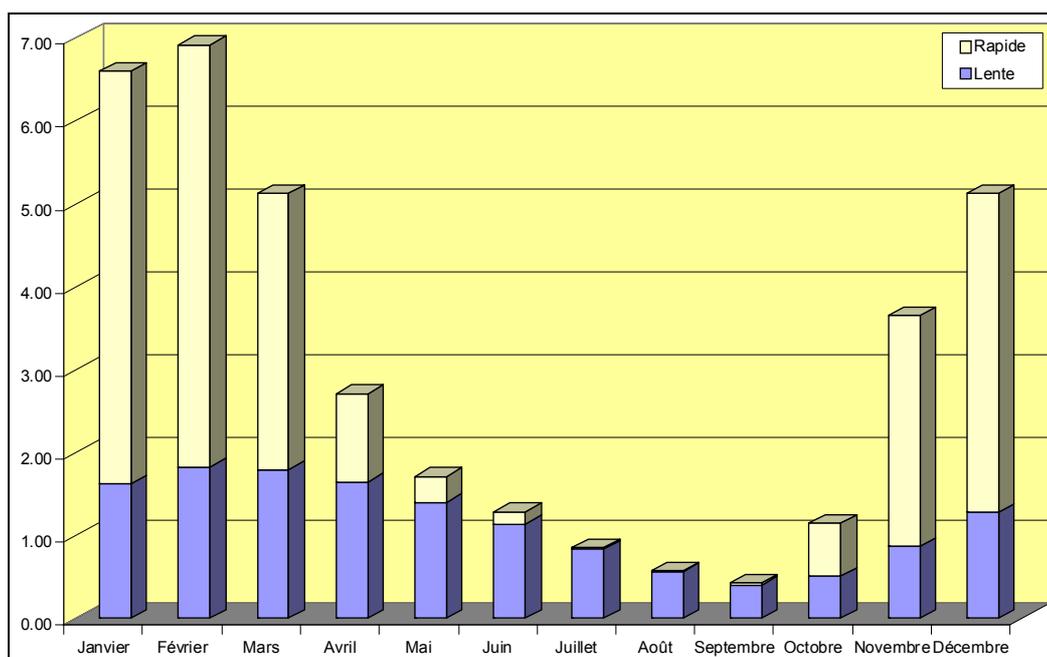


Figure 94 : Composantes du débit modélisé de la Selle à la Celle-en-Morvan : moyennes mensuelles 1990-2007

3.8.3. La Claise

La Claise est un affluent de la Creuse, elle traverse les départements de l'Indre et de l'Indre-et-Loire.

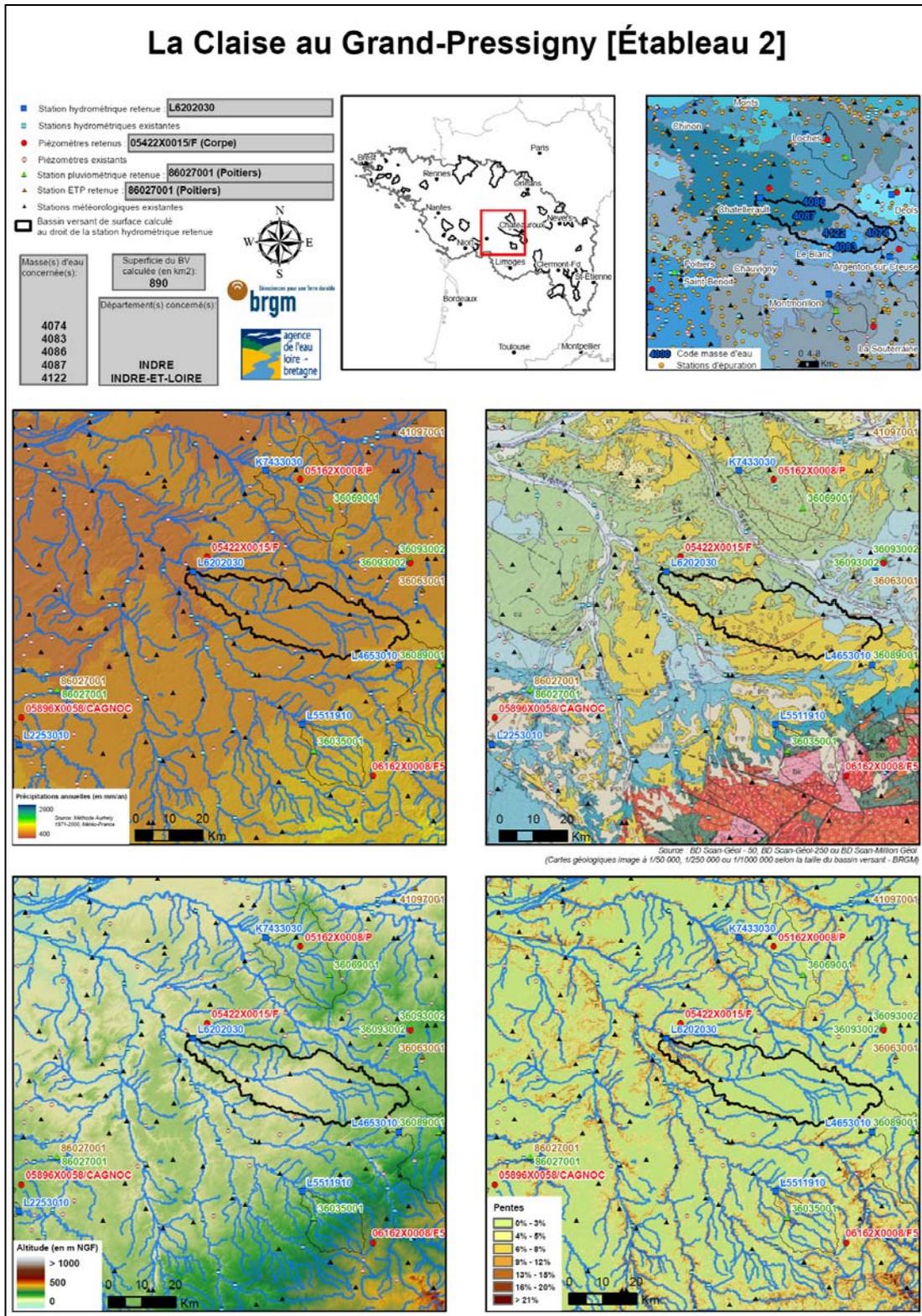


Figure 95: Fiche descriptive du bassin versant de la Claise

a) Collecte, contrôle et mise en forme des données

Le débit de la Claise est mesuré au Grand-Pressigny [Étableau 1], depuis le 09/03/1977. Le bassin versant topographique au droit de la station de mesure couvre une superficie de 897km².

L'ouvrage piézométrique choisi est celui qui capte la Craie du Séno-Turonien, sur la commune de la Celle-Guenand (n° BSS : 05422X0015/F), à l'aval du bassin. La craie est l'aquifère majoritaire dans ce secteur. D'autres piézomètres sont situés dans le bassin versant, mais ils captent les sables du Cénomaniens ou même en profondeur, les calcaires du Jurassique. Ces deux réservoirs sont moins productifs.

b) Calage des modèles et validation.

Lors la phase de calage, il n'a pas été possible de reproduire fidèlement les fluctuations du niveau de la nappe mesurées par le piézomètre.

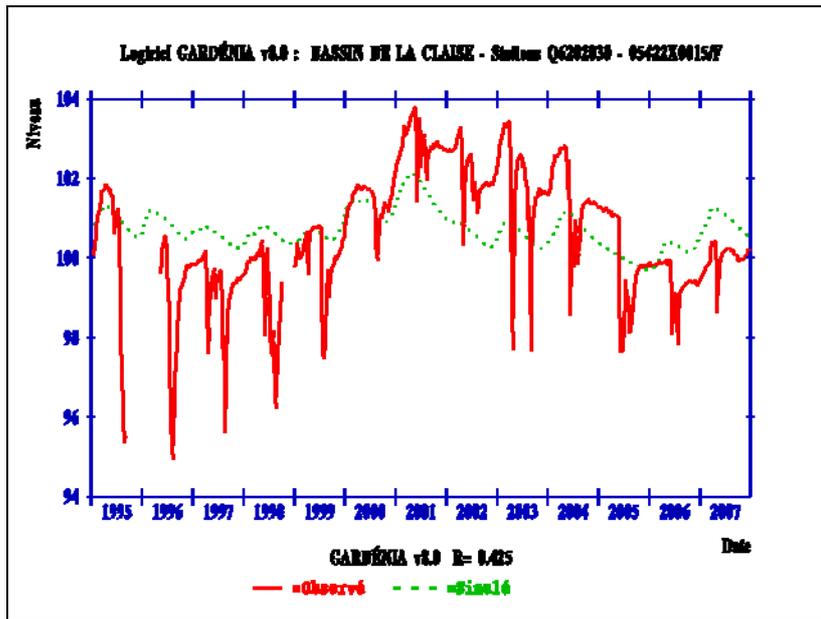


Figure 96 : Résultats du calage du niveau piézométrique sur la Claise

En effet pour ce bassin, les modélisations ont été faites à la fois avec les deux logiciels TEMPO et GARDENIA, mais dans les deux cas, le calage n'a pas été satisfaisant. Les données brutes du piézomètre semblent être de mauvaise qualité, malgré un pas de temps de mesure journalier et un assez long historique.

Une meilleure connaissance des pompages sur ce bassin serait aussi souhaitable.

Quant aux résultats du calage des débits, ils ne sont pas non plus concluants.

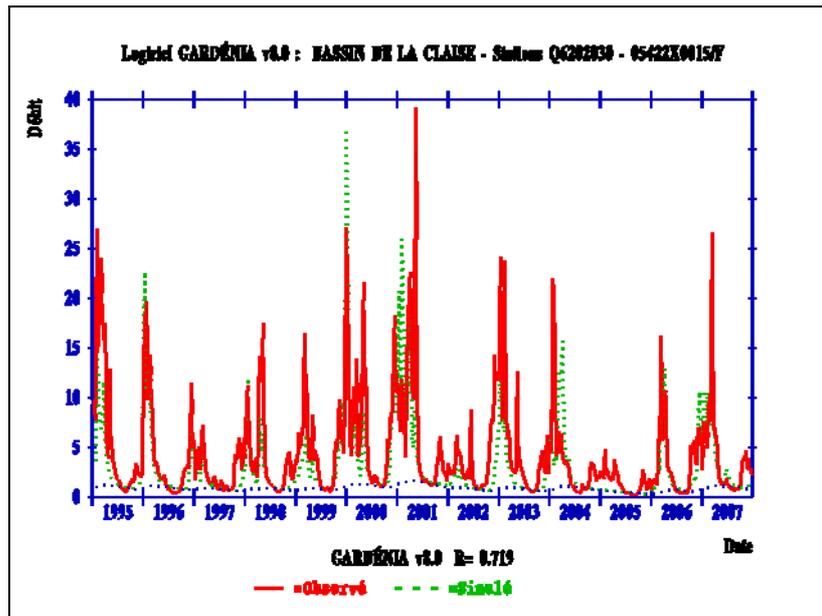


Figure 97 : Résultats du calage du débit de la Claise

Pourtant différents tests de calage ont été réalisés : modèle Pluie/Débit sans intégrer le niveau piézométrique, modèle Pluie/Niveau avec les mesures d'autres piézomètres... Mais ces tests n'ont pas apporté d'améliorations sensibles.

c) Conclusion

Il n'est pas possible, avec les données de ce bassin, de réaliser une modélisation (TEMPO ou GARDÉNIA).

Une étude hydrogéologique approfondie serait nécessaire sur ce bassin, pour comprendre et quantifier les échanges nappe/rivière.

La décomposition Lent / Rapide ne peut être validée.

3.8.4. La Conie

La Conie est un affluent en rive gauche du Loir. La rivière prend sa source dans l'ouest du département du Loiret, à Villeneuve-sur-Conie.

Le bassin versant de la Conie s'est développé dans les calcaires de Beauce quiaffleurent sur plus des 3/4 du territoire.

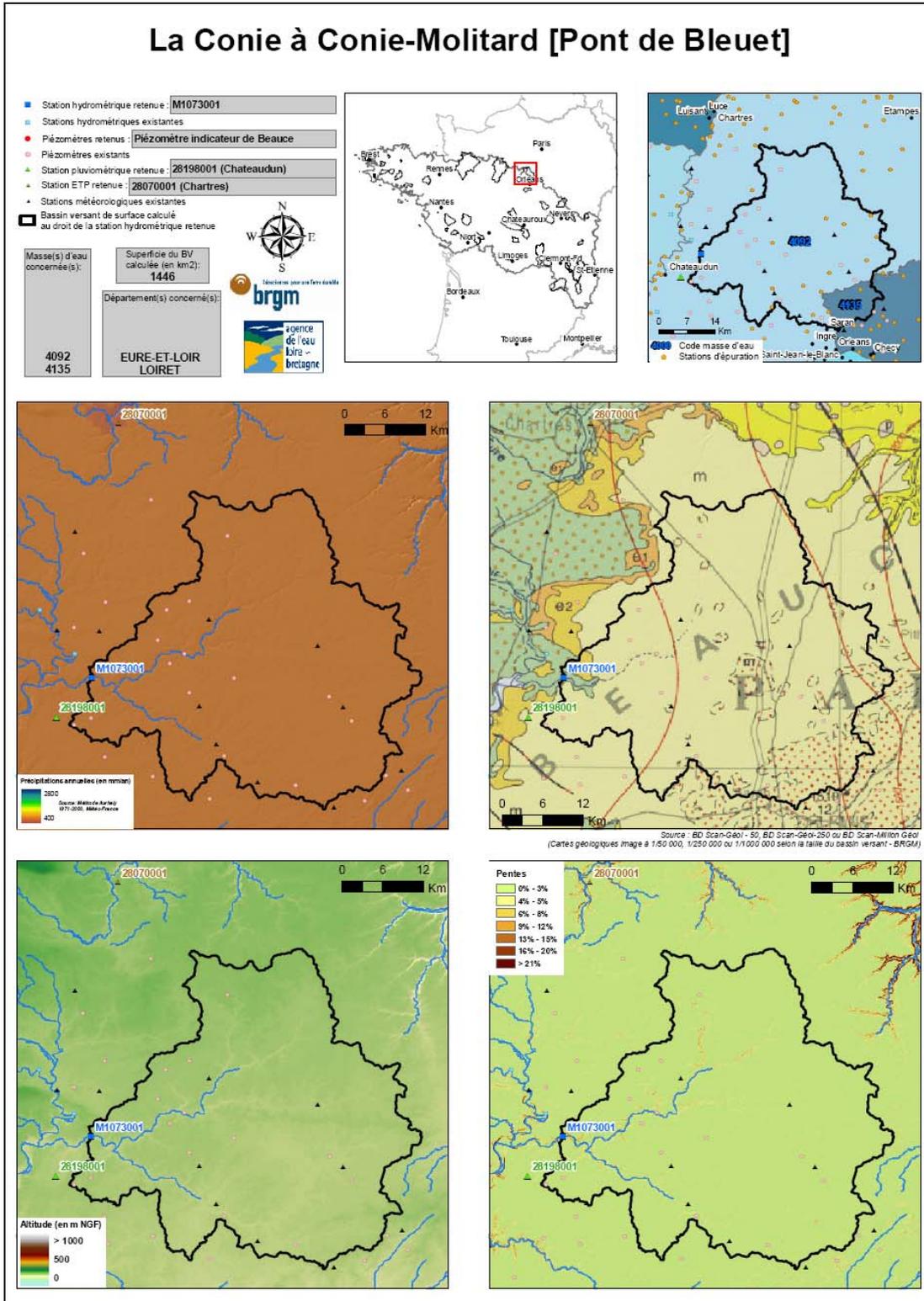


Figure 98 : Fiche descriptive du bassin versant de la Conie

a) Collecte, contrôle et mise en forme des données

Le débit de la Conie est mesuré par la station hydrométrique de Conie-Molitard (Pont-de-Bleuet) (code HYDRO : M1073001), depuis le 01/08/1996. Le bassin versant de la Conie à cette station est de 1450 km² (source : Banque HYDRO).

Il existe une autre station hydrométrique située dans le bassin versant : Conie-Molitard / Valainville (code Hydro : M1073010), située à l'aval de Conie-Molitard (Pont-de-Bleuet) et sur laquelle des données ont été acquises entre 1970 et 1985.

Plusieurs piézomètres captent les calcaires du Beauce dans ce secteur : Lutz-en-Dunois (indice national : 03614X0001/PAEP), Fains-la-Folie (03263X0004/FAEP), Cormainville (03266X0009/P), Bonneval (03254X0103/F).

Il existe par ailleurs l'indicateur piézométrique de Beauce centrale, qui combine les niveaux de cinq piézomètres et qui est utilisé pour la gestion volumétrique de la ressource en eau). Les données reconstituées sont disponibles du 29/10/1974 au 31/07/2008.

Compte tenu de la longueur de sa chronique et de son caractère très inertiel, semblable à ce qui est observé dans la chronique de débit, c'est l'indicateur de Beauce qui est utilisé dans la modélisation.

Les prélèvements sur le bassin versant de la Conie ont aussi été pris en compte pour la modélisation du débit.

b) Calage des modèles et validation.

La modélisation du niveau piézométrique avec TEMPO n'est pas satisfaisante. La relativement courte chronique hydrométrique (12 ans) et l'existence d'un drainage de la nappe vers la Loire peuvent expliquer les raisons pour lesquelles un modèle de traitement du signal (type TEMPO) ne parvient pas à reproduire le fonctionnement de cet hydrosystème.

Les prélèvements sur le bassin versant de la Conie ont été pris en compte au pas de temps mensuels lors du calage GARDENIA réalisé sur la période 1998 -2007 (cf haut de la Figure 99).

Ce calage a été ensuite utilisé pour simuler la période 1970-1997 et comparer les débits et niveaux simulés et observés. (cf bas de la Figure 99). Afin de réaliser cette simulation, les débits pompés antérieurs à 1998 ont été considérés comme constant et égaux à la moyenne de 1998/2007.

Ces graphiques permettent de constater que les variations de débits et de niveaux sont bien simulées tant en calage que sur la période de validation (1970-1997) même s'il semble exister par moment un décalage entre les niveaux observés et simulés.

Le graphique ci-contre montre que l'évolution générale du débit est semblable à celle du niveau de la nappe de Beauce. Les amplitudes des variations annuelles sont beaucoup plus fortes lors des périodes de hautes eaux. Ceci s'explique par l'accroissement du bassin versant souterrain lorsque la nappe est haute (partie de la nappe qui s'écoule vers la Conie, apport des branches amont intermittentes).

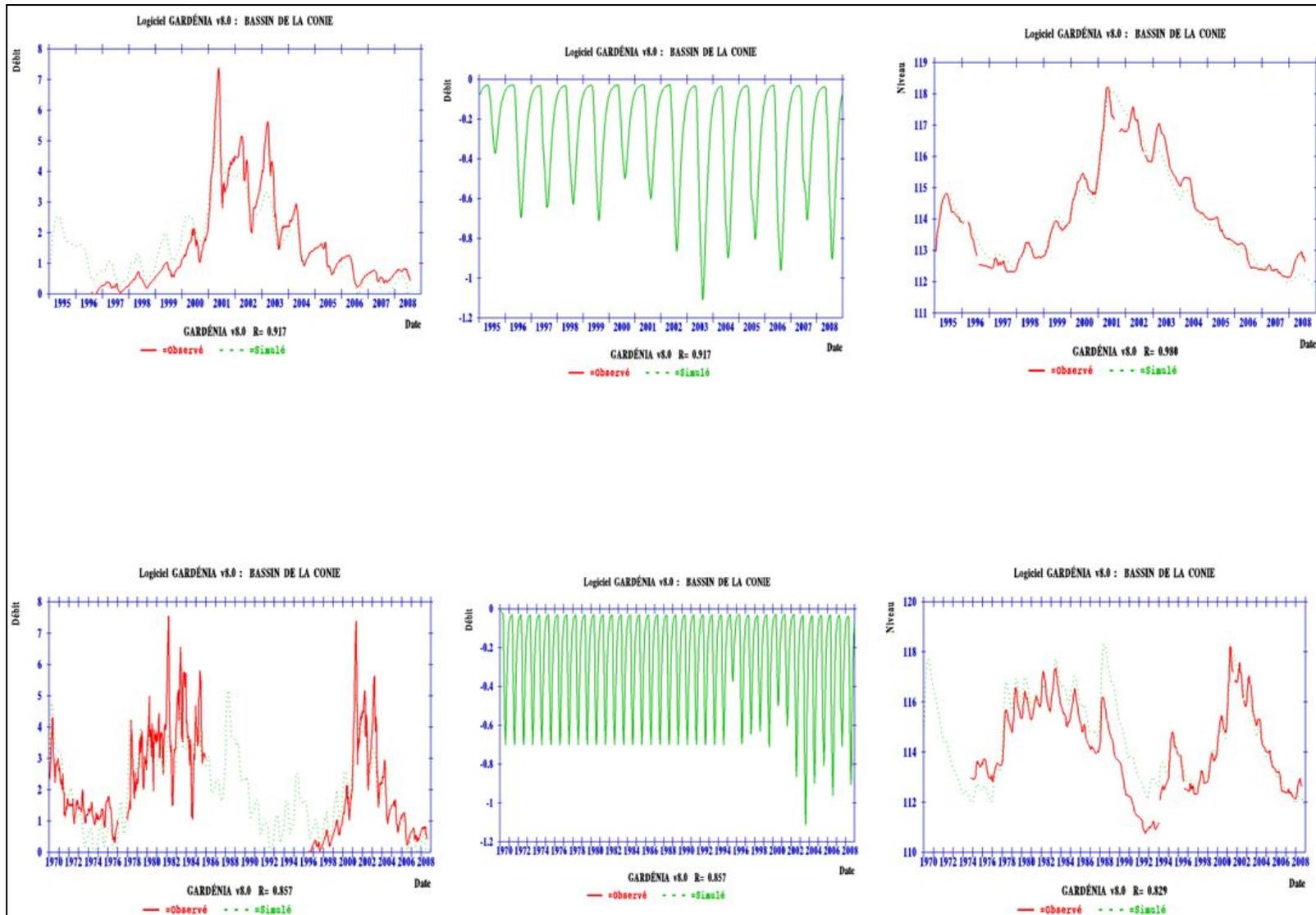


Figure 99: Calages GARDÉNIA sur la Conie (avec les prélèvements)

c) Exploitation des modèles.

Sur ce bassin, l'infiltration est très largement prépondérante et la restitution de l'eau en surface ne se fait que très peu à l'amont de la station hydrométrique de Pont-de-Bleuet. Les basses eaux interviennent en août et les hautes eaux en avril. Le niveau de la nappe est plus élevé que celui des rivières qui l'entourent, le débit de la Conie est fortement soutenu par la nappe tout au long de l'année.

La composante lente est donc très forte, ce qui est confirmé par la modélisation.

d) Conclusion

Si la modélisation GARDENIA donne des résultats intéressants, il est nécessaire de bien connaître l'hydrosystème pour les interpréter,

Ainsi les cartes piézométriques de hautes eaux (2002) et de basses eaux (1994) montrent un écoulement de la nappe dirigé du Nord vers le Sud (drainage par la Loire). Ceci engendre un écart important entre le bassin versant de surface et le bassin versant souterrain. La figure ci-dessous (basée sur les isopièzes des hautes eaux 2002) représente schématiquement cet écoulement⁹.

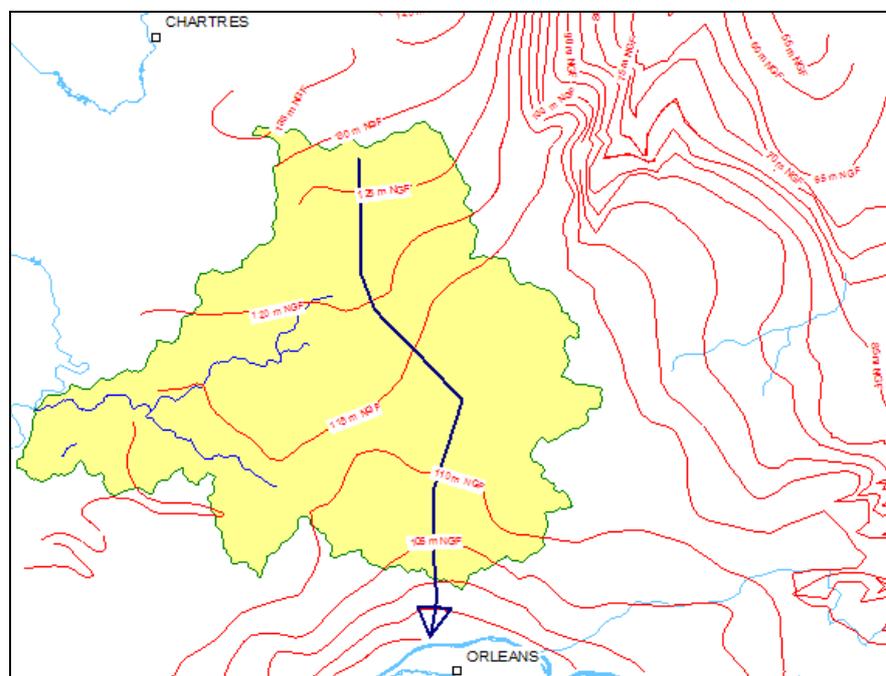


Figure 100 : Représentation schématique de l'écoulement de la nappe des calcaires de Beauce selon les isopièzes des hautes eaux 2002

Ainsi, chaque bassin modélisé est un cas particulier. Les résultats issus des modélisations doivent être interprétés avec prudence. Les décompositions en composantes lentes et rapides, issues des modèles TEMPO et GARDENIA, sont, dans le chapitre suivant, confrontées aux autres paramètres (IDPR, et QMNA5 spécifique).

⁹ La Conie a été étudiée dans le rapport BRGM/RP-56690-FR : Asfirane F., Willeumier A., Allier D., Verjus P. (2008) – Bassin Seine-Normandie : estimation des volumes disponibles pour les prélèvements.

4. Calcul de la contribution des eaux souterraines

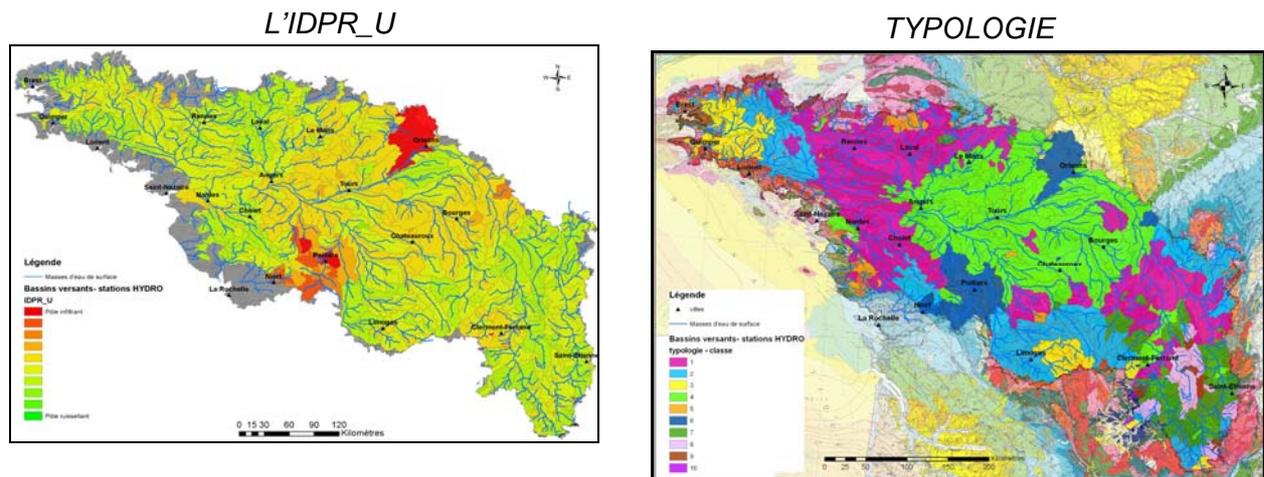
L'objectif de ce quatrième chapitre, est d'évaluer la contribution des eaux souterraines au débit des rivières sur tout le bassin Loire – Bretagne.

Dans un premier temps il s'agira de croiser les données calculées par les modélisations avec les données qualitatives, et de rechercher des corrélations simples. Dans un second temps, la (ou les) relations trouvée(s) sera(ont) appliquée(s) à l'ensemble des bassins versants non modélisés mais possédant une station de jaugeage.

4.1. PRINCIPAUX RESULTATS SUR LE COMPORTEMENT DES BASSINS VERSANTS

4.1.1. Conclusion de l'approche qualitative

L'IDPR est un des indicateurs « phares » de l'analyse qualitative. Il permet de hiérarchiser les capacités d'infiltration et de ruissellement sur les 618 bassins versants disposant d'une station hydrométrique.



Conjointement au calcul de l'IDPR, des indicateurs hydrologiques (densité de drainage, pente des cours d'eau,...) et géomorphologiques (Rugosité, TWI...) ont été calculés afin d'améliorer la connaissance du bassin Loire-Bretagne.

En effet c'est une vaste zone d'étude composée d'un réseau hydrographique aux caractéristiques hydrologiques très contrastées, et qui se définit aussi par une grande hétérogénéité tant du point de vue géologique que géomorphologique. Les indicateurs spatiaux permettent de souligner ces différences et ainsi de mieux cerner les types d'interactions entre réservoir souterrain et écoulements de surface.

Comme décrite aux paragraphes précédents, l'analyse de ces indicateurs nous a permis aussi de qualifier le territoire d'étude selon 10 classes avec des comportements différenciés selon des indicateurs géomorphologiques tels que : l'IDPR, la rugosité, le Wetness, l'épaisseur moyenne de la Zone non saturée, la pluie efficace moyenne et la réserve utile du sol.

4.1.2. Résultats des modélisations – approche quantitative

Les modélisations décrites au paragraphe 3 ont permis de calculer, le pourcentage de contribution moyenne des eaux souterraines aux eaux de surface pour 44 bassins versants en réalisant des modélisations TEMPO et GARDENIA.

A ces résultats, s'ajoutent les modélisations existantes dans le bassin Loire. Les résultats de 140 bassins versants ont ainsi été retenus sur l'ensemble de la zone d'étude comme nous le montre la figure ci-dessous.

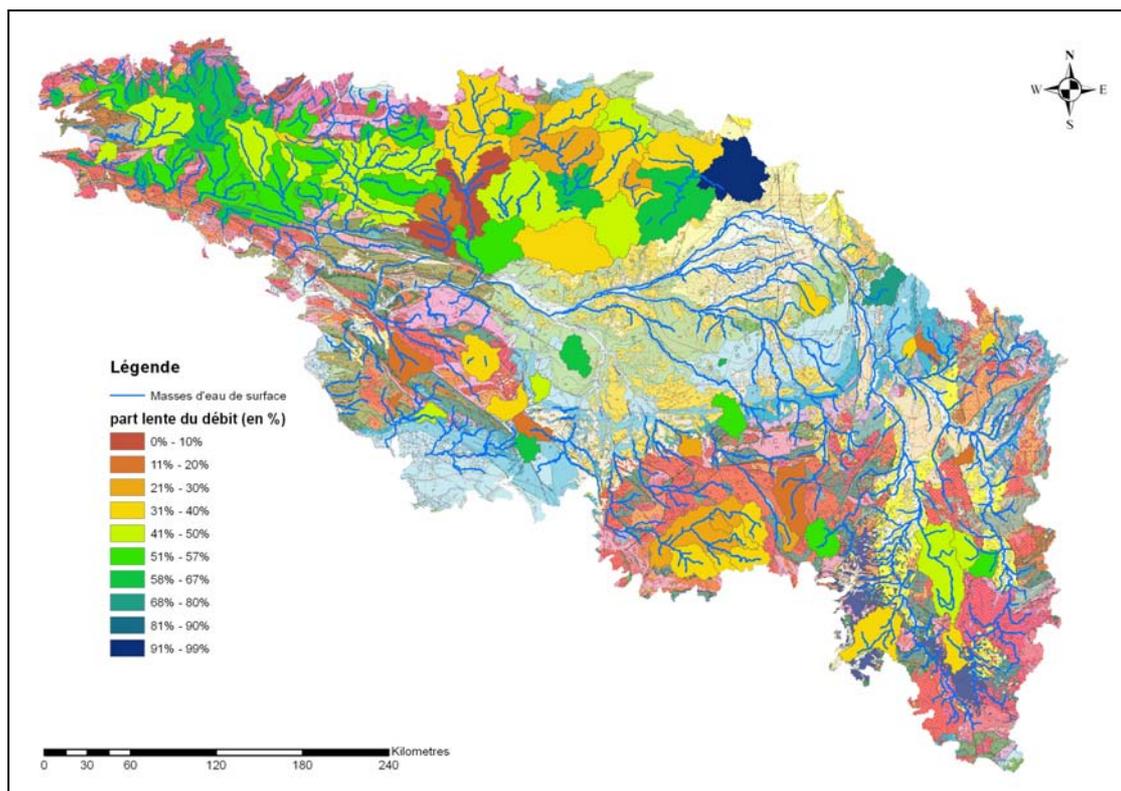


Figure 101 : Résultats des modélisations

4.2. COMPARAISON DE L'APPROCHE QUALITATIVE ET QUANTITATIVE (TEMPO, GARDENIA)

L'objectif est de trouver une relation entre les résultats des indicateurs et les résultats des contributions moyennes des eaux souterraines aux eaux de surfaces calculés via les modélisations précédentes.

Les données utilisées sont les suivantes :

- Donnée issue de la modélisation : % débit lent * issu de TEMPO / GARDENIA
- Indicateurs : IDPR_U, Wetness, rugosité, QMNA5.....

** Rappel : La part lente ou lent simulée correspond à la contribution moyenne des eaux souterraines au débit de la rivière, calculée à l'aide des fonctions de transfert issues du calage des modèles.*

4.2.1. Calcul de la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières à partir de l'IDPR_U

Après plusieurs tentatives de corrélations entre le pourcentage de lent simulé et les valeurs de l'IDPR, sur l'ensemble de la zone d'étude, Il a été décidé de travailler par grands domaines.

En effet, des difficultés sont apparues pour établir une corrélation dans les bassins versants de type S « socle » car l'IDPR n'est pas assez discriminant (valeur centrée autour de 1000). Ainsi, la zone d'étude a été partagée en deux secteurs :

- le domaine sédimentaire : c'est-à-dire les bassins versants pour lesquels le domaine sédimentaire représente plus de 50 % de leur superficie et les bassins versants classés majoritairement en « Alluvial » et « Imperméable localement aquifère ».
- et dans le domaine de socle, les bassins versants retenus sont ceux dont les superficies sont supérieures ou égales à 50 % en domaine de socle. A ceux –ci s'ajoutent les bassins versants d'origine volcanique (composante que l'on retrouve uniquement dans le Massif central).

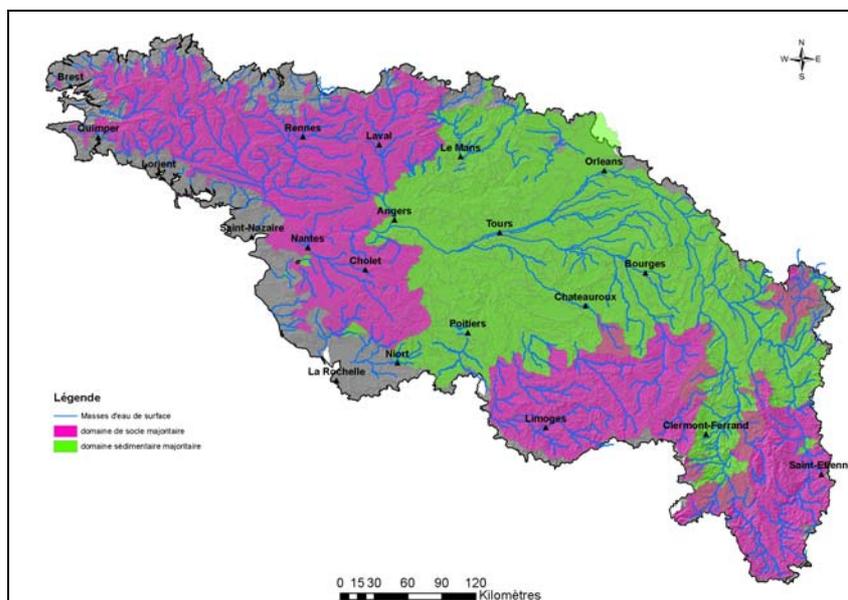


Figure 102 : Représentation des domaines pour les corrélations IDPR et pourcentage du lent simulé

Dans un second temps, des corrélations ont été recherchées pour chaque grande zone définie dans le paragraphe précédent. Il s'est avéré qu'il existe effectivement une relation entre les valeurs de l'IDPR médian et le pourcentage de "lent" simulé pour chaque bassin versant, mais uniquement pour ceux appartenant au domaine sédimentaire.

● **Domaine sédimentaire**

Pourcentage de Débit lent = f (IDPR médian) avec un coefficient de détermination $R^2=0,8242$

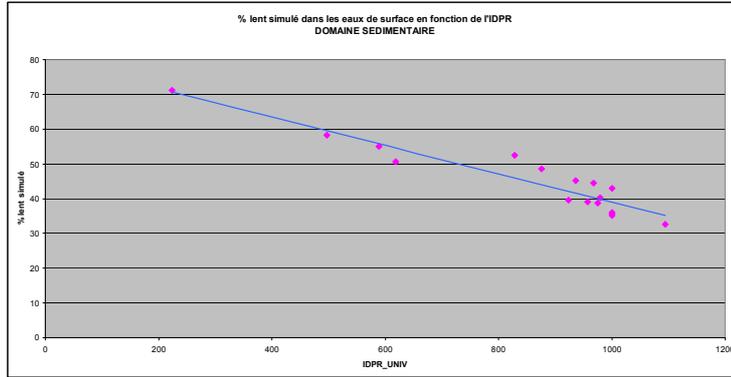


Figure 103 : droite de régression entre IDPR et "lent" simulé en domaine sédimentaire

Pour les autres bassins versants situés en domaine de socle, il n'existe pas de corrélation avec l'IDPR_U mais une relation a été mise en évidence entre le "lent" simulé et le rapport (QMNA5/QMoyen).

● **Domaine Socle**

Pourcentage de Débit lent = f (QMNA5/QMoyen)

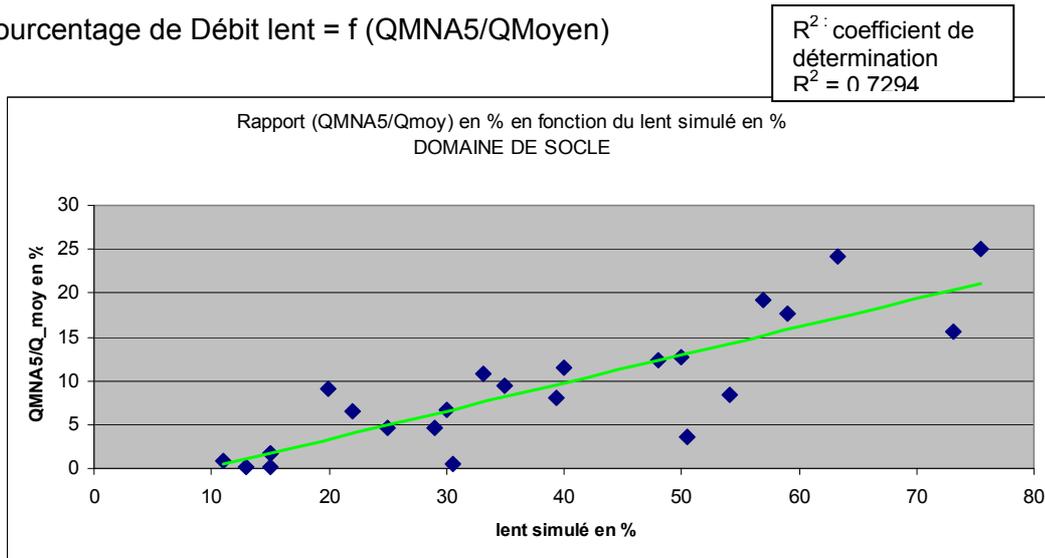


Figure 104 : droite de régression entre IDPR et lent simulé en domaine de socle

Ainsi pour l'ensemble des bassins versants non modélisés, les deux relations décrites ci-avant ont été appliquées. Elles nous ont permis de calculer de ce fait, la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières.

Les résultats à l'échelle des bassins versants et à celle des masses d'eau de surface sont présentés sous forme de cartes, aux pages suivantes.

Nous attirons l'attention, que ces cartes de résultats calculés par les méthodes décrites précédemment, constituent des indicateurs, à l'échelle du Bassin Loire Bretagne, de la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières. Pour des approches à des échelles plus grandes, il sera nécessaire de réaliser des études complémentaires.

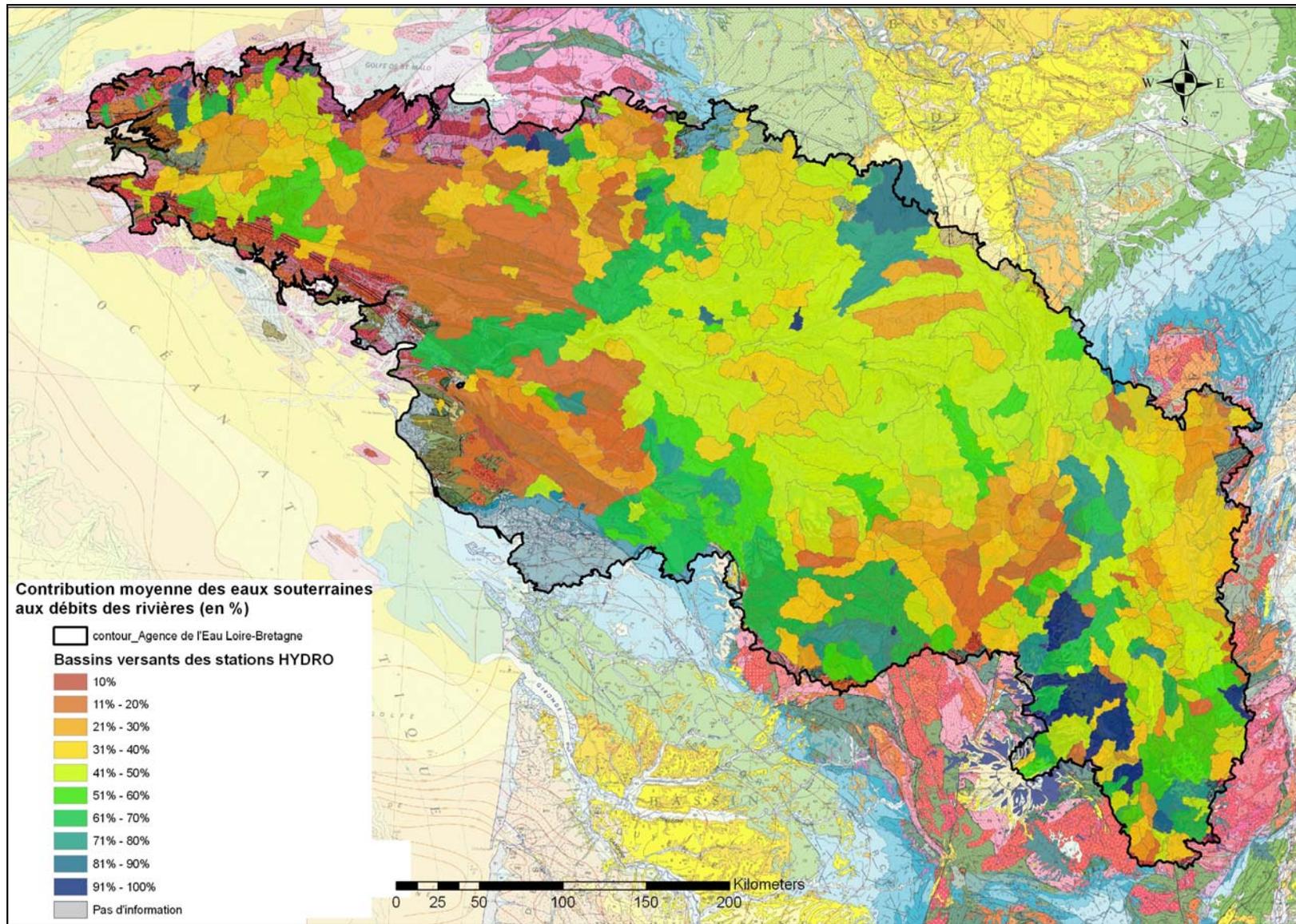


Figure 105 : contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières (en %) – bassins versants

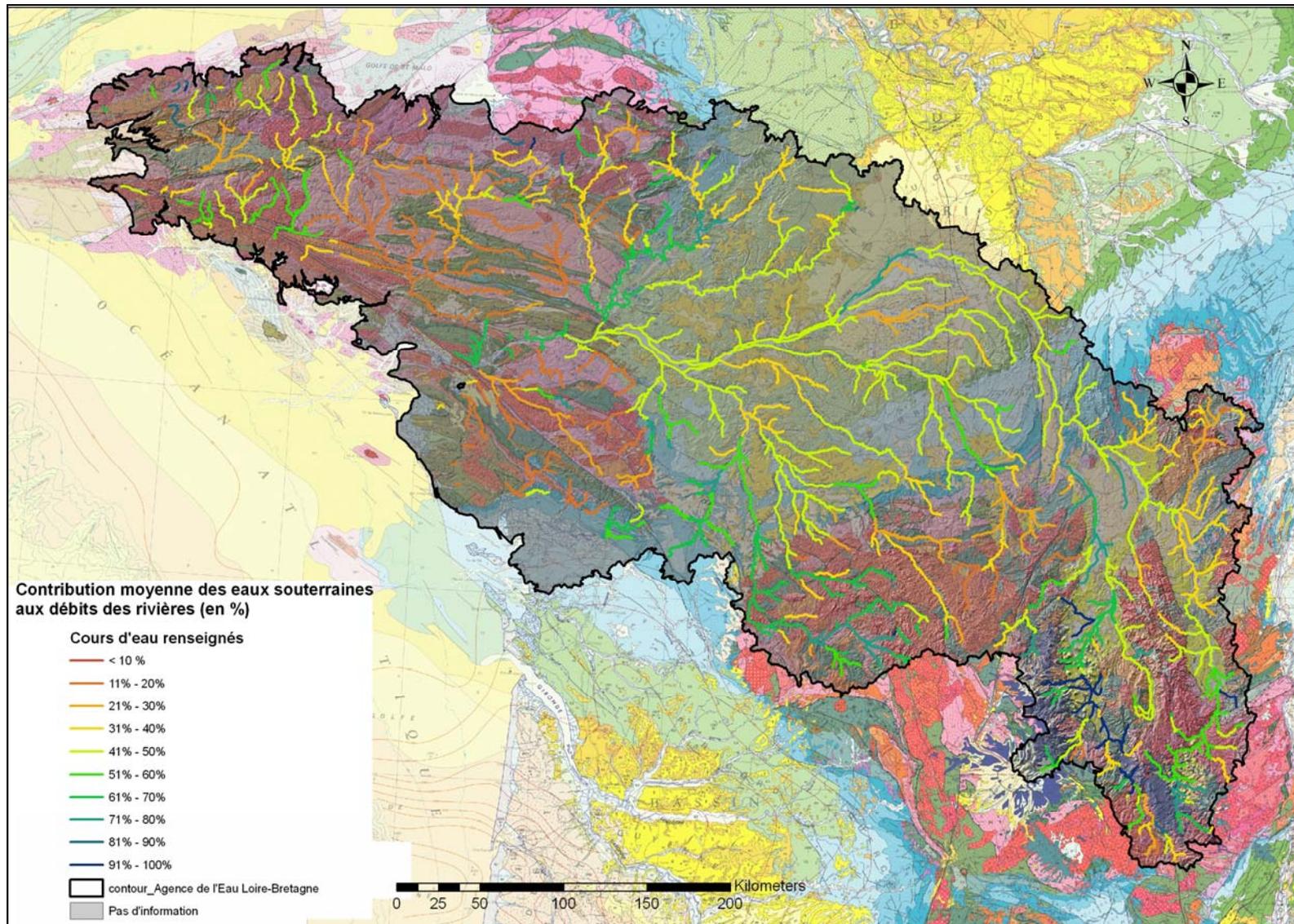


Figure 106 : contribution moyenne des eaux souterraines aux débits rivières(en %) – Masses d'eau de surface

4.2.2. Conclusion sur le rôle des eaux souterraines

La contribution moyenne des eaux souterraines au débit des rivières varie considérablement au sein du bassin Loire-Bretagne.

➤ Le socle

Rappels

Un modèle conceptuel des propriétés physiques des roches en contexte de socle altéré a été élaboré ces dernières années, dans le cadre de projets de Recherche du BRGM. Il est représenté de manière schématique sur la figure ci-dessous.

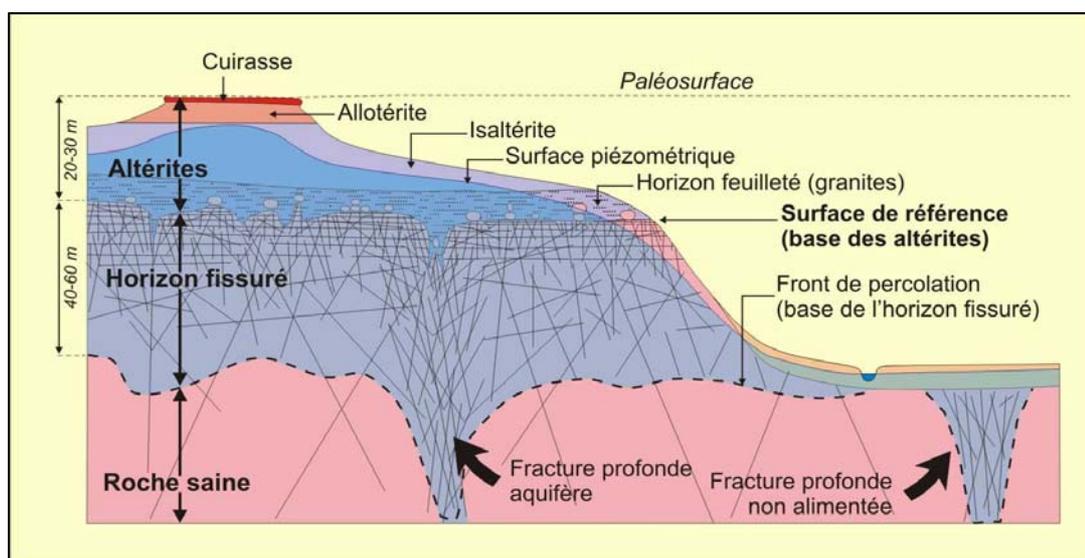


Figure 107 : Modèle conceptuel des propriétés physiques des roches dans le domaine de socle

Ainsi, au concept antérieur de petits aquifères isolés et non connectés, de géométrie principalement verticale, se substitue un concept d'aquifère continu, multicouche, principalement horizontal. Cet aquifère multicouche résulte des modifications de propriétés physiques acquises par les roches lors de l'altération météorique au cours de longues périodes d'émersion.

La description de ce modèle permet de distinguer un profil d'altération type comprenant de haut en bas sous les sédiments continentaux pénécotemporains de l'altération, les horizons suivants :

- **Une cuirasse latéritique** (du niveau du sol à quelques mètres de profondeur) rarement préservée, par suite de la troncature du profil par l'érosion (non représenté sur la figure ci-dessus)
- **Des allotérites** (de quelques mètres à une dizaine de mètres), c'est-à-dire une altérite caractérisée par une réduction de volume par rapport à la roche mère initiale ; la texture de la roche mère n'est pas préservée
 - En contexte schisteux il s'agit d'une argile imperméable
 - En contexte granitique, il s'agit d'une arène argileuse à faible perméabilité et à faible porosité efficace
- **Des isalterites** (plusieurs dizaines de mètres), c'est-à-dire une altérite iso volumique où la texture de la roche initiale est préservée Les éléments chimiques évacués par dissolution

sont remplacés par des vides. Il en résulte une porosité importante permettant à cet horizon de jouer un rôle capacitif vis à vis des eaux d'infiltration. En contexte schisteux cet horizon à dominante silto-argileuse, est faiblement perméable bien que très poreux. En contexte granitique il correspond à une arène sableuse beaucoup plus perméable.

- **Une zone fissurée** (40 a 70 m) : cet horizon situé dans la partie supérieure du substratum, est caractérisée par une très forte fissuration dont intensité décroît vers le bas. La partie supérieure de cet horizon fissuré (en moyenne les 15 premiers mètres) constitue un aquifère à perméabilité significative, alimenté par les isaltérites sus-jacentes lorsqu'elles sont conservées.

Dans les zones de socle, cette contribution peut être négligeable sur certains bassins notamment en Bretagne sur terrains schisteux alors qu'elle peut dépasser 80% sur certains bassins versants dans le Massif Central.

Le Massif Central

En croisant les bassins versants avec les masses d'eau souterraines, une approche très simplifiée de la géologie a été obtenue pour chaque bassin versant ; en fonction des pourcentages des surfaces de chaque type de masse d'eau souterraine selon la classification suivante :

- A : Alluvial
- DS : Domaine sédimentaire
- EV : entité volcanique
- IL : imperméable localement aquifère
- S : socle

Ainsi nous obtenons, par exemple, des bassins versants qui ont a plus de 50 % de leur surface en domaine de socle, qu'une partie appartient à de l'alluvial et qu'autre soit de l'imperméable localement aquifère : ils seront identifiés comme « S50ILA ».

Si on rapporte pour chaque type de bassin versant, les résultats de la part lente des débits, de l'IDPR, du QMNA5 spécifique et des précipitations efficaces moyennes, on obtient le graphique ci-dessous.

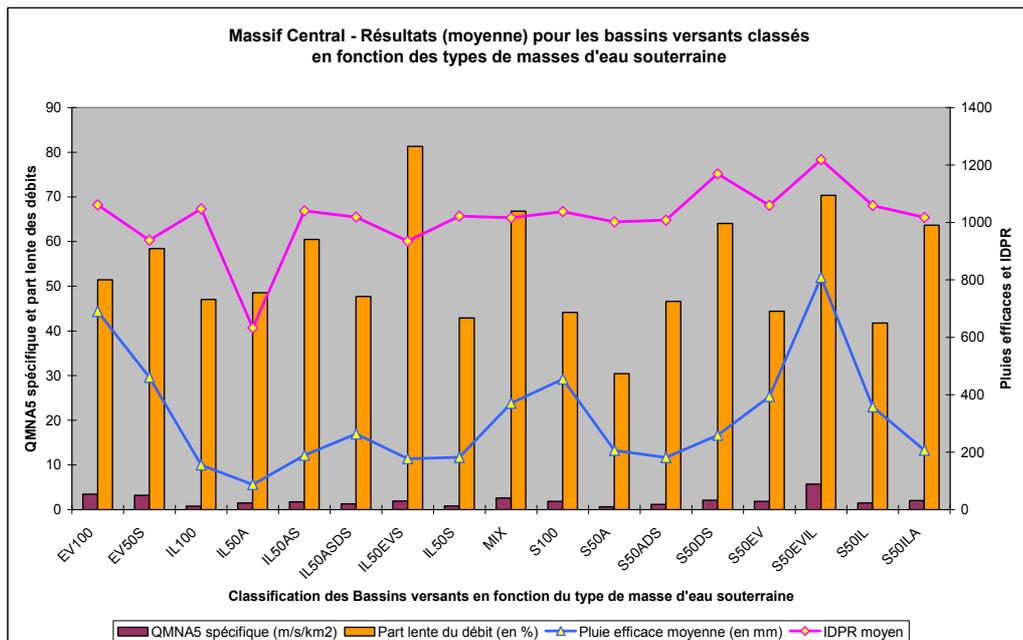


Figure 108 : résultats pour le Massif central en fonction du pourcentage des masses d'eau souterraines présentes dans chaque bassin versant.

Pour ce qui concerne le Massif central, les contributions des eaux souterraines les plus élevées se trouvent dans les bassins versants composés à la fois de terrains volcaniques, de socle et d'imperméable localement aquifère comme le montre le graphe ci-dessus. Il s'agit de zones où les nappes soutiennent les rivières grâce à la présence de niveaux d'altérations, d'éboulis assez perméables (zones volcaniques) qui donnent naissance à des sources, et de systèmes de fractures qui permettent le transfert des eaux (socle).

Pour ces bassins versants, l'IDPR n'est pas discriminant car il est souvent proche de 1000 (parts égales pour l'infiltration et le ruissellement), à l'exception des bassins versants « S50EVIL » qui ont un pôle « ruisselant » marqué, des précipitations efficaces élevées et donc un débit d'étiage non négligeable. Le soutien d'étiage dans ce cas, n'est pas forcément dû aux eaux souterraines mais plutôt dû à une alimentation via des précipitations élevées et bien réparties dans le temps (volumes).

Le massif armoricain

Les résultats des contributions moyennes des eaux souterraines aux débits des rivières, montrent la présence de différents comportements au sein du Massif Armoricain (voir figure ci-dessous) :

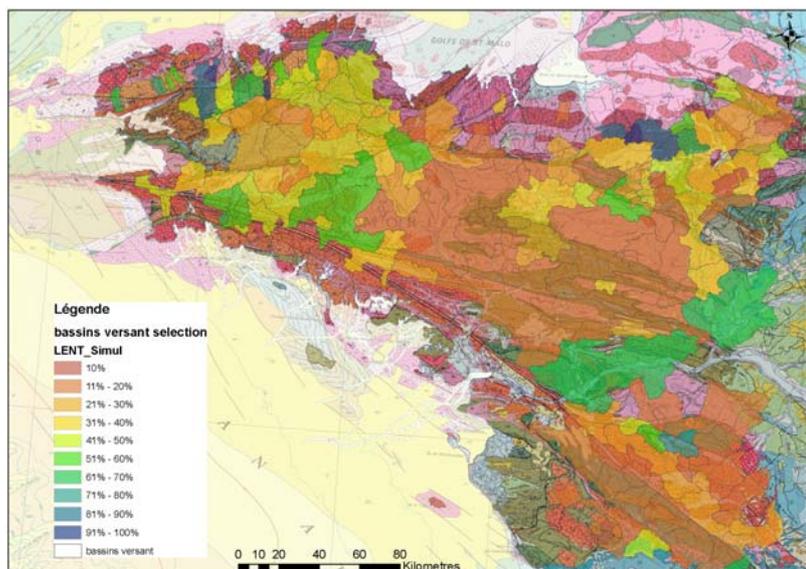


Figure 109 : résultats pour le Massif Armoricain

- De faibles contributions des nappes aux débits des rivières dans la partie centrale du Massif armoricain. Cela correspond en fait à des zones schisteuses faiblement perméables (Bassin versant de la Vilaine, Petite Maine en Vendée,....) où donc le soutien d'étiage est très faible.
- Dans les zones granitiques situées, sur la bordure nord du Massif armoricain, des contributions assez élevées dans les zones granitiques situées, sur la bordure nord du Massif armoricain, (bassin versant de l'Airon, l'Horn, L'Elorn,...). En effet, dans ces zones il existe dans la partie supérieure de l'horizon fissuré (en moyenne les 15 premiers mètres) un aquifère à perméabilité significative, alimenté par les altérites sus-jacentes lorsqu'elles sont conservées. D'ailleurs, la majorité des puits fermiers sont alimentés par cet aquifère, une partie des sources de versant peuvent aussi se situer également dans cet horizon.
- des contributions intermédiaires (40 à 60%) sur les bassins versants des bordures nord et sud, comme le sud du Blavet, le Scorff, Ces bassins versants ont la particularité d'avoir une pluviométrie importante, peu de prélèvements et d'avoir une hydrogéologie contrastée entre des granites assez perméables et des terrains composés de schistes, de grès et de migmatites moins favorables à l'alimentation des rivières par les eaux souterraines.

- Le cas particulier de la basse vallée de la Loire qui recoupe le cisaillement sud-Armoricain. La contribution moyenne des eaux souterraines aux débits de la Loire s'y évalue à 50 ou 60 %. Cette contribution est due principalement au système alluvial complexe qui évolue selon la profondeur, l'éloignement par rapport au fleuve, la constitution des deux niveaux d'alluvions répertoriés (supérieurs et inférieurs), la présence de paléo-chenaux ou encore la proximité de la mer quand on s'approche de l'embouchure.

➤ **Le domaine sédimentaire**

Pour la partie sédimentaire, cette contribution est assez conforme à l'image attendue de l'approche qualitative si l'on envisage l'hypothèse d'une contribution des eaux souterraines en fonction de la perméabilité des formations rencontrées.

Les plus fortes valeurs de contribution sont localisées au niveau de la Beauce et du seuil du Poitou alors que les plus faibles valeurs concernent une partie de la Sologne, la zone aval de l'Indre,...

L'IDPR moyen ramené à la surface du bassin versant permet une hiérarchisation des stations conforme aux résultats des modélisations. Le Loir, dont les écoulements lents souterrains sont importants, circule dans des terrains dont l'indice IDPR est faible, donc supposés perméables et susceptibles de renfermer un aquifère, la perméabilité des terrains ayant une influence sur les écoulements de surface en favorisant l'infiltration.

En l'occurrence ce bassin soutient les étiages. A l'opposé l'Oudon présente une part faible d'écoulement différé, il s'écoule également sur des terrains dont l'Indice IDPR est élevé, donc où le ruissellement est plus important.

Une partie des eaux souterraines des aquifères reconnus rejoint les eaux du bassin versant de surface et peut être comptabilisée à l'exutoire. Il en existe une partie qui échappe à ce bilan car les bassins versants de surface ne sont pas, en règle générale, superposables aux bassins versants souterrains.

C'est par exemple le cas des eaux de l'aquifère de Beauce qui alimentent une partie importante du bassin versant du Loir ainsi que de la Loire (voir figure ci-dessous).

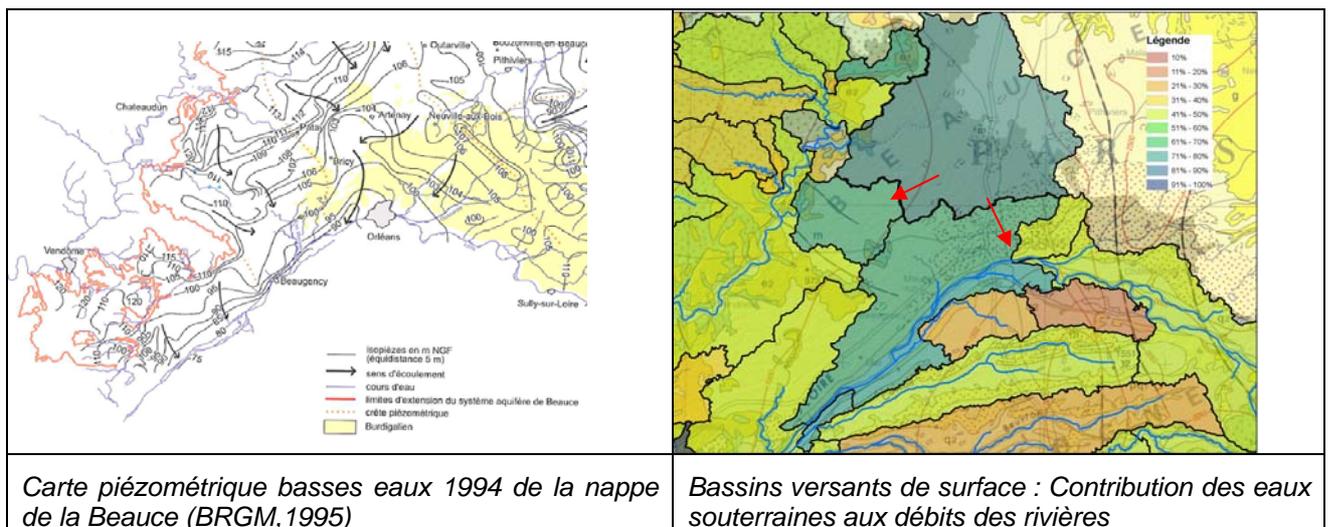


Figure 110 : Bassins versants de surface et aquifère de Beauce

➤ Résultats et typologie des bassins versants

La comparaison des résultats de l'étude à la classification réalisée à partir des indicateurs géomorphologiques est présentée sur le voir graphique ci-dessous:

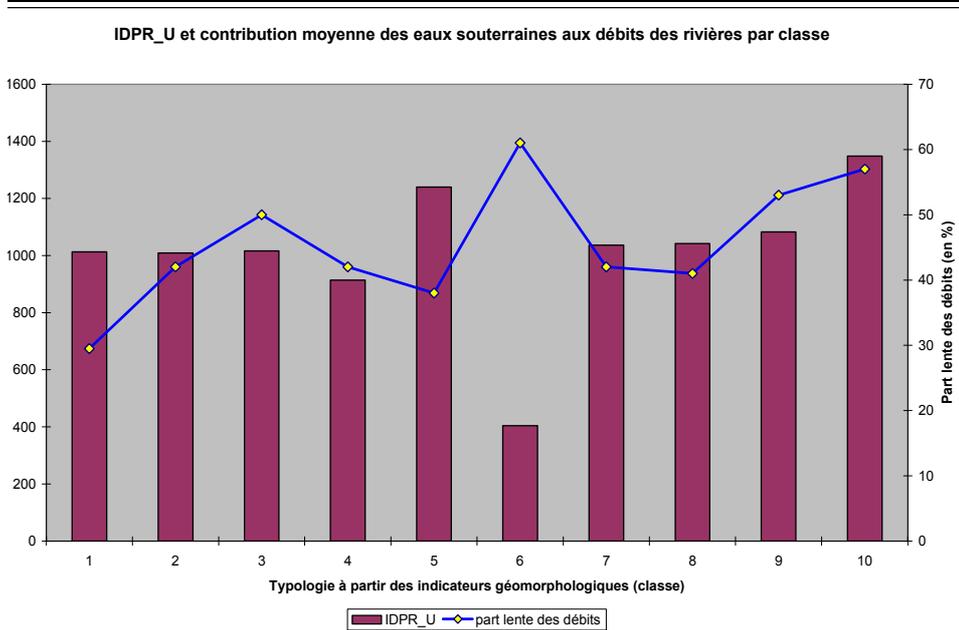
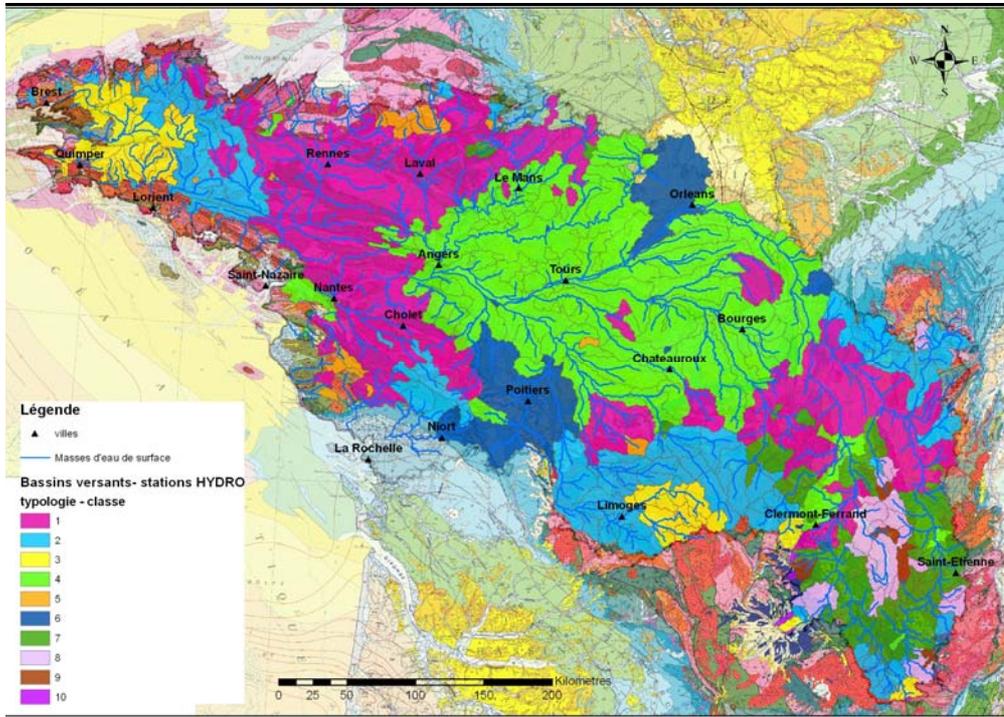


Figure 111 : IDPR moyen et contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières par classe

Classes 1, 2 et 3

Les valeurs de l'IDPR pour ces trois classes se situent autour de 1000 (la part ruisselante est donc aussi importante que la part infiltrante).

Pour l'ensemble de ces trois classes, que ce soit dans le Massif Central ou le Massif armoricain, on constate une augmentation progressive des indicateurs géomorphologiques des bordures du Bassin parisien vers les zones de socle.

Cette évolution des paramètres se retrouve aussi dans les indicateurs hydrologiques comme les pentes (ruissellement et vitesse de transfert). On peut donc résumer le fonctionnement de ces bassins versants comme une conjonction entre la taille des bassins versants (plutôt réduite), les volumes disponibles et le rôle très important des pluies efficaces (répartition temporelle et quantité).

De ces 3 classes, la classe n°3 se distingue avec des pourcentages de contribution moyenne supérieure à 50 % à l'exception des bassins versants comme L'Aulne, le Kergouat, l'Hyerès... localisés sur des terrains formés de schistes et de grès (formation paléozoïques sédimentaires).

Dans le Massif central, seuls les bassins versants, implantés sur des roches cristallines, comme le Taurion ou le bassin amont de la Vienne ont des valeurs supérieures à 60 %.

Classe 5

Les bassins versants de cette classe sont localisés en tête de bassin et appartiennent en grande majorité au socle. La contribution moyenne des eaux souterraines pour cette classe est de l'ordre de 40 %. Ce sont des bassins versants avec des valeurs d'IDPR qui caractérisent des terrains à ruissellement majoritaire.

Classes 4 et 6

Ces deux classes correspondent à des bassins versants caractérisés par :

- des QMNA5 sont relativement faibles,
- peu de précipitations efficaces ;
- et une grande capacité à laisser l'eau s'infiltrer.

Ainsi dans ce type de bassin versant le rôle des eaux souterraines dans le soutien d'étiage est prépondérant. Les valeurs de contribution aux débits des rivières, supérieurs à 60%, confirment les caractéristiques induites par les différents indicateurs géomorphologiques et hydrologiques.

Classes 7, 8, 9 et 10

Les classes 7, 8, 9 et 10 ont été décrites dans la partie 2 de cette étude. Elles sont majoritairement caractéristiques du Massif Central avec une zone non saturée moyenne élevée, un indice d'humidité du sol faible et un indice de rugosité élevé. Globalement, ces bassins versants sont caractérisés par un fort relief entraînant un ruissellement superficiel important. Ce qui explique aussi les fortes valeurs de QMNA5 spécifique.

Les résultats des classes 9 et 10 indiquent des pourcentages élevés notamment pour les petits bassins versants volcaniques. Ces deux classes restent néanmoins peu représentatives et il est difficile de tirer des conclusions sur leurs comportements.

Par contre, pour les classes 7 et 8, si l'on corrèle les pluies efficaces moyennes au pourcentage de contribution des eaux souterraines aux débits des rivières (figures ci-dessous), on constate :

- Qu'une partie des bassins versants de la classe 7 et 8 se comporte de manière identique malgré des variations dans les quantités de pluies efficaces, avec une part lente des débits inférieure à 50 % et un ruissellement important. Dans ce cas le soutien des débits des rivières par les nappes est limité. En effet celles-ci sont

généralement de faible étendue et peu capacitives, ce qui peut expliquer un QMNA5 faible.

- Que l'autre partie des bassins versants de la classe 7 est caractérisée par une pluie efficace faible, mais par une part "lente" vers les rivières supérieure à 50 % et un QMNA5 spécifique élevé. Cette différence de débit d'étiage avec les autres bassins versants de la classe 7, est principalement due aux volumes apportés par des nappes de plus grande étendue et un potentiel capacitif plus important. Dans le cas de ces bassins versants, la présence de fractures pourraient aussi permettre l'apport d'eau provenant d'autres bassins versants.

Ces bassins versants ont la particularité d'être parcourus par un certain nombre de failles (bassins d'effondrements), d'avoir des terrains volcaniques pour certains, granitiques pour d'autres ou encore des sédiments tertiaires.

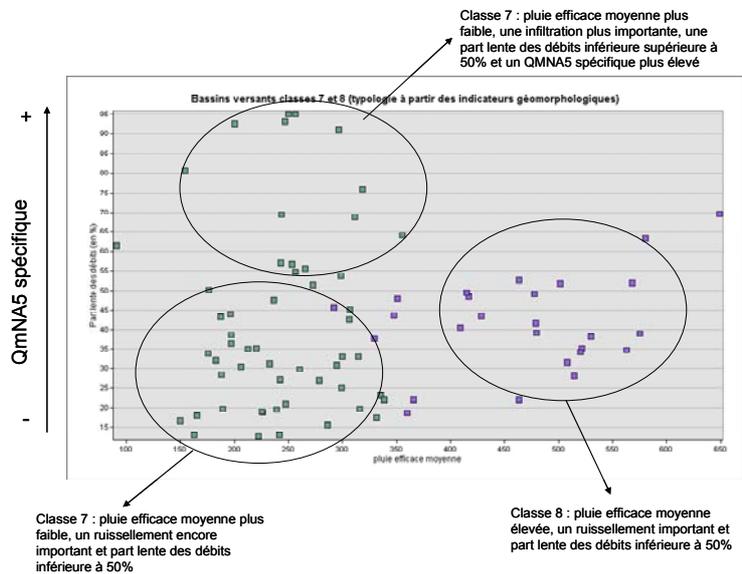


Figure 112 : pluies efficaces et contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières pour les classes 7 et 8

5. Test et croisement avec les analyses chimiques

L'objectif de cette phase de l'étude consiste à croiser les données sur la contribution moyenne des eaux souterraines aux eaux de surface avec les données issues de la qualité des cours d'eau, plus précisément le paramètre « nitrates ».

Cette démarche est innovante puisqu'il s'agit d'évaluer des corrélations possibles entre des écoulements nappes-rivières avec une qualité observée dans les deux réservoirs.

5.1. BILAN SUR LA QUALITE DES EAUX DE SURFACES ET DES EAUX SOUTERRAINES

Pour établir un bilan sur la qualité des eaux de surfaces et des eaux souterraines, nous avons utilisé les données « sources » suivantes :

- 5918 points d'eau souterraine issus d'ADES, soit 96479 analyses de 1978 à 2009 ;
- et 1754 points d'eau de surface fournis par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, correspondant à 140372 analyses entre 1971 et 2009.
- les paramètres retenus dans le cadre des analyses sont: Na, Cl, K, pH, conductivité à 25 °C, nitrates pour les eaux souterraines et de surface et les matières en suspension (MES) et la turbidité pour les stations de surveillance des eaux de surface.

5.1.1. Conductivité et pH

Pour cette étude, le pH et la conductivité à 25 °C ont été retenus, car dans les eaux souterraines, ces paramètres permettent de définir les caractéristiques fondamentales de l'eau. De même, la recherche des contrastes de ces paramètres entre différents points de mesures facilite la mise en évidence de zones d'alimentation, de pollution ou de géologie différente.

Pour les eaux de surface, le pH et la conductivité sont mesurés in situ. Ils permettent une première estimation de la qualité du milieu.

➤ La conductivité

C'est la capacité d'une eau à conduire l'électricité. La conductivité des eaux dépend de leur concentration ionique et de leur température. Elle donne une bonne indication des changements de la composition des eaux, et spécialement de leur concentration en minéraux. La conductivité augmente avec la teneur en solides dissous et varie en fonction de la température (une élévation de température augmente la mobilité des ions dans l'eau, la valeur mesurée est alors plus élevée).

Cette mesure permet d'évaluer rapidement le degré de minéralisation d'une eau, c'est-à-dire la quantité de substances dissoutes ionisées présentes.

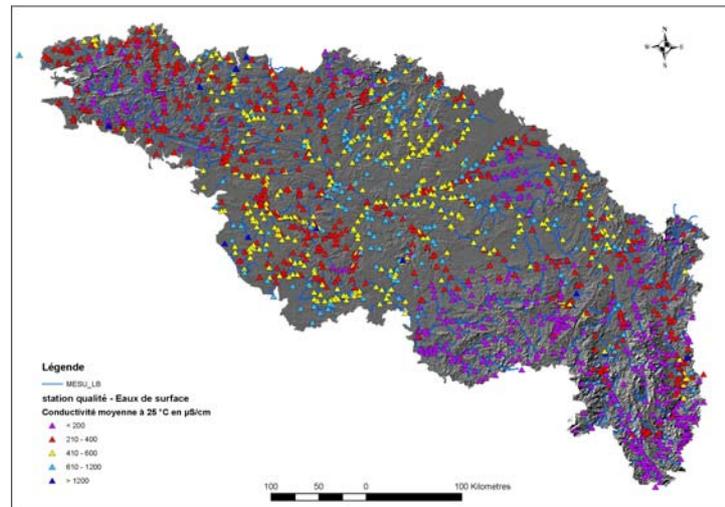


Figure 113 : Conductivité moyenne ($\mu\text{S}/\text{cm}$) dans les eaux de surface

Pour la conductivité, les eaux de surfaces sont caractérisées par des valeurs comprises entre 100 et 1900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec des eaux faiblement minéralisées dans les zones granitiques. Le long des côtes bretonnes, la conductivité des eaux de surface a tendance à augmenter du fait d'apports atmosphériques non négligeables et des pollutions liées aux nitrates et aux phosphates dans ces zones.

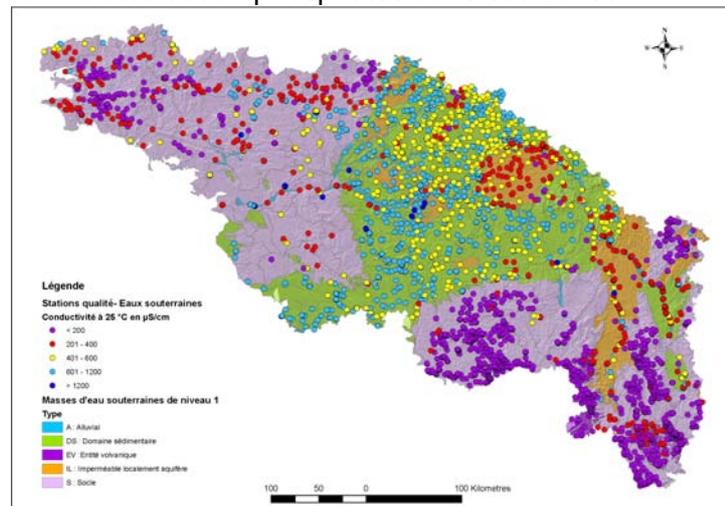


Figure 114 : Conductivité moyenne ($\mu\text{S}/\text{cm}$) dans les eaux souterraines

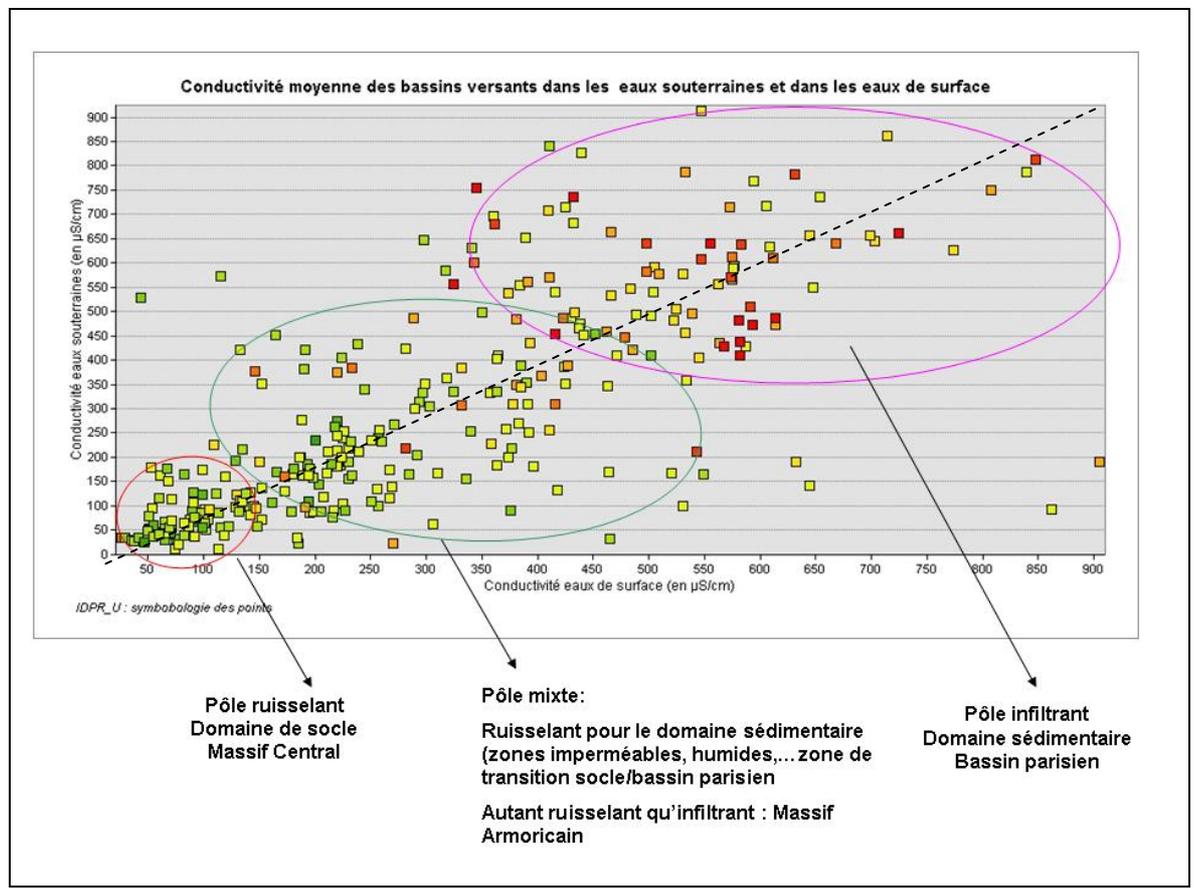
Les aquifères sont alimentés indirectement par des eaux qui ont traversés lentement le sol, acquérant de ce fait sa minéralogie. Puis selon des processus plus ou moins longs, des réactions chimiques se produisent avec les roches de l'aquifère. Pour les conductivités mesurées dans les eaux souterraines, les contrastes sont plus marqués entre les zones sédimentaires et de socle que les eaux de surface :

- Une minéralisation qui est faible à très faible pour les zones majoritairement de socle due à une faible interaction « eau-roches ».

Les eaux les plus superficielles sont généralement les plus faiblement minéralisées.

- Les conductivités comprises entre 400 et 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sont typiques des eaux calcaires avec une minéralisation moyenne.
- Les eaux souterraines qui ont une minéralisation importante (conductivité comprise entre 600 à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) sont surtout localisées sur l'arc jurassique ainsi que dans les zones de transition entre le domaine sédimentaire et le socle.
- Les aquifères du Massif Central semblent être moins minéralisée que celles du Massif Armoricaïn.

Si on rapporte ces valeurs de conductivités sous forme de moyenne à l'échelle des bassins versants et qu'on les compare à l'IDPR (les valeurs sont représentées par la symbologie des points) on obtient (voir figure ci-dessous) :



----- **Courbe de conductivité équivalente**
Symbologie de l'IDPR : la couleur verte représente le pôle ruisselant et la couleur rouge le pôle infiltrant

Figure 115 : Corrélation entre conductivité moyenne eaux souterraines et eaux de surface dans les bassins versants et IDPR_U

Les bassins versants dont les valeurs de conductivité sont équivalentes dans les deux réservoirs (eaux souterraines et eaux de surface), sont considérés comme des unités où les échanges entre les rivières et les nappes sont privilégiés.

► **Le pH**

Le pH indique l'équilibre entre les acides et les bases d'un plan d'eau, c'est une mesure de la concentration des ions hydrogène en solution. Le pH se mesure sur une échelle de 0 à 14. Un pH de 7 indique une eau neutre; les valeurs inférieures à 7 indiquent des conditions acides, et les valeurs supérieures à 7 sont caractéristiques de conditions alcalines. Le pH influence la toxicité de plusieurs éléments (métaux en particulier, l'acidité d'une eau favorisant sa forme ionique) en régissant un grand nombre de réactions chimiques.

Dans les eaux naturelles peu soumises aux activités humaines, le pH dépend de l'origine de ces eaux et de la nature géologique du sous-sol.

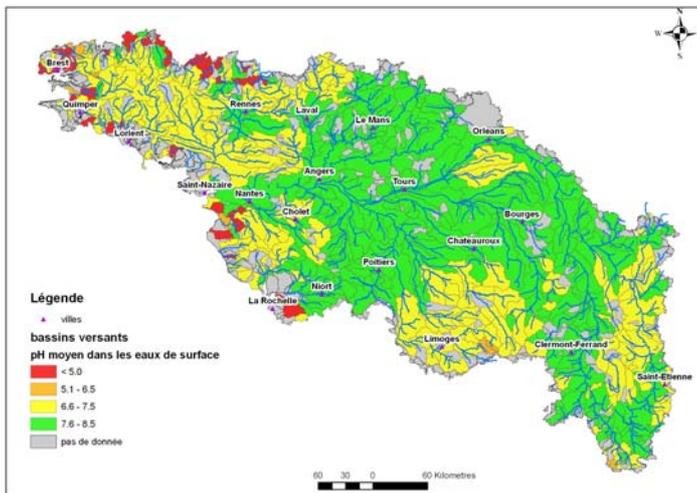


Figure 116 : pH moyen des eaux de surface dans les bassins versants

Dans les eaux de surface, une grande majorité de bassins versants de Loire-Bretagne ont des pH basiques avec des valeurs comprises entre 7.5 et 8.5 (grande partie du bassin de la Loire et de ses affluents). Les eaux les plus agressives sont présentes sur le pourtour côtier de la Bretagne et la Vendée (voir figure ci-contre). Les eaux de surface traversant les terrains de socle sont légèrement acides à neutres avec des pH entre 6.5 et 7.5.

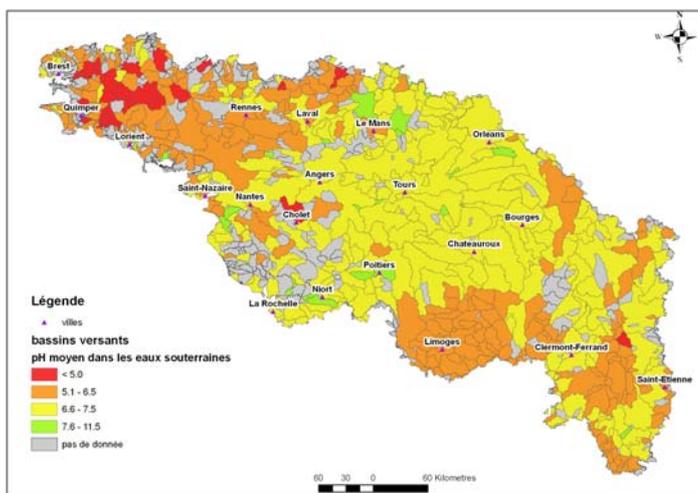


Figure 117 : pH moyen des eaux de surface dans les bassins versants

Dans les eaux souterraines, la répartition des pH montre bien l'interaction « eaux-roches » avec des pH neutres dans le domaine sédimentaire (Bassin Parisien, zone de transition avec le socle et bassins d'effondrements du tertiaire dans le Massif Central). A l'inverse les pH sont compris entre 5 et 6.5 dans la majorité des terrains de socle avec des eaux encore plus acides dans l'extrême ouest du Massif Armoricaïn avec des valeurs inférieures à 5.

5.1.2. L'indice échange base

La composition chimique des eaux souterraines est surtout influencée par la nature lithologique des aquifères. Les caractéristiques de ces eaux sont contrôlées par des équilibres chimiques entre l'eau et les constituants minéraux et dépendent du temps de séjour de l'eau dans les aquifères ainsi que du taux de renouvellement de l'eau dans le réservoir.

Pour ce qui concerne, les eaux de surface, la nature lithologique du bassin versant joue aussi un rôle prépondérant dans la composition chimique des eaux, mais dans ce cas les temps de séjours sont très courts.

L'indice échange base (ieb) permet de détecter les enrichissements anormaux (fluide géothermique, écoulement souterrain, d'estimer des temps de séjour des eaux ou encore d'estimer les facteurs de dilution. Il se calcule selon la formule suivante :

$$\text{ieb} = ([\text{Na}^+] + [\text{K}^+]) / [\text{Cl}^-]$$

Les concentrations en sodium, potassium et chlorures sont exprimées par rapport à leur masse molaire. Les chlorures ne participent pas aux interactions eau-roche, leur concentration est modifiée uniquement par du mélange.

La valeur d'équilibre de l'indice échange base se situe autour de 0.89 (valeur d'équilibre de l'eau de mer). Ainsi si cet indice est supérieur à sa valeur d'équilibre, cela indique qu'il y a un enrichissement en sodium par la venue d'eaux profondes. Dans ce cas, la concentration en sodium n'est pas d'origine anthropique.

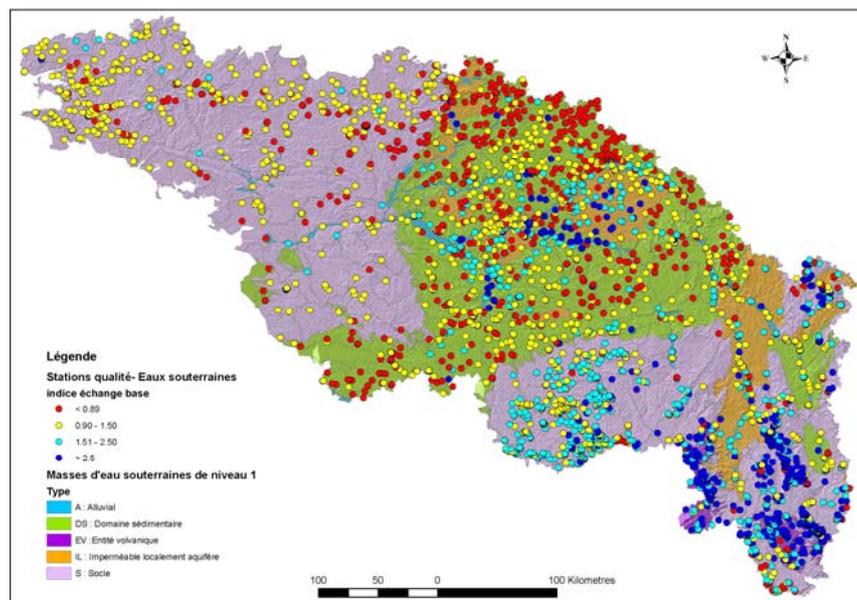


Figure 118 : L'indice échange base dans les eaux souterraines

Le calcul de l'indice échange base dans les eaux souterraines du bassin Loire-Bretagne montre des valeurs très élevées dans le Massif Central. Il s'agit le plus souvent des remontées d'eau plus profondes.

A l'inverse les eaux du massif armoricain sont plus chargées en chlorures apportés notamment par les précipitations et la proximité de la mer, ce qui explique en partie que les valeurs d'indice échange/base soient plus faibles, malgré cela on a un enrichissement des eaux souterraines par des apports de potassium et de sodium.

Naturellement, le potassium est présent dans les roches ignées et dans les argiles (les teneurs sont généralement faibles). Lorsque les concentrations dans les eaux sont en augmentation, cela est du principalement à l'apport anthropique notamment via les engrais.

Dans le domaine sédimentaire, on note des valeurs d'ieb importantes dans les eaux souterraines le long du Cher et le bassin versant de la Vienne / Creuse. Pour le cher, il s'agit de remontées d'eaux très profondes apportées par les grandes fractures du socle qui affectent les couches de la craie sus-jacentes. Pour la Vienne et la Creuse, la couverture sédimentaire est mince et faillée permettant de mettre en contact des eaux provenant du substratum primaire et précambrien.

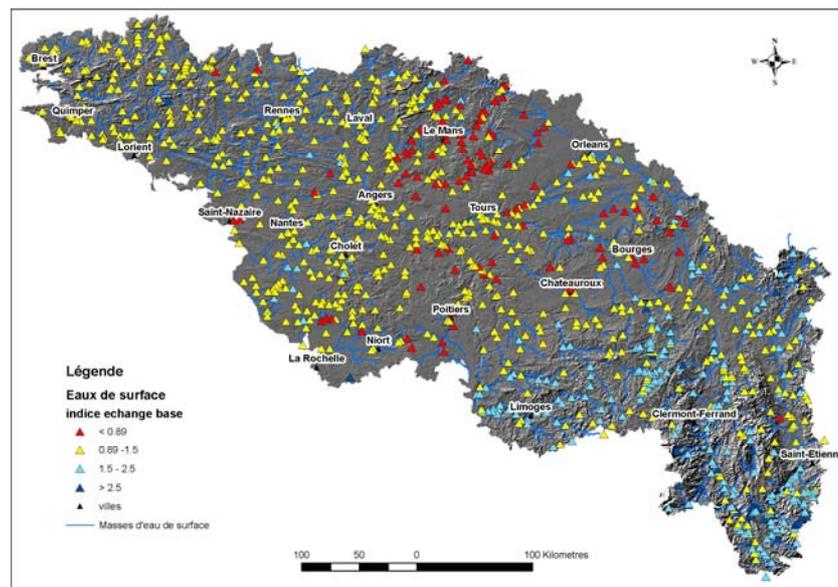


Figure 119 : L'indice échange base dans les eaux de surface

Les valeurs d'indice échange/base dans les eaux de surface sont moins contrastées que dans les eaux souterraines. On constate un léger enrichissement en sodium et potassium par rapport aux chlorures apportés par les précipitations dans le Massif armoricain. On retrouve néanmoins, comme dans les eaux souterraines, des valeurs élevées dans le Massif Central.

5.2. LES NITRATES

Les nitrates constituent un élément nutritif majeur indispensable pour les plantes et proviennent de la décomposition des déchets organiques (transformation de l'ammonium en nitrites puis en nitrates). L'ion « nitrates » est stable et peut être assimilable par les plantes dans le sol. En période pluvieuse, les nitrates très solubles sont entraînés vers les cours d'eau ou s'infiltrent dans les nappes.

A l'état naturel, les nitrates peuvent être présents dans les sols avec des concentrations qui peuvent varier de quelques milligrammes jusqu'à un maximum rencontré notamment dans les tourbières.

L'origine des nitrates est variée : la minéralisation de l'azote organique contenu dans le sol, les apports d'azote par les engrais minéraux et par les déjections animales stockées, les effluents domestiques ou industriels et la fixation de l'azote atmosphérique.

S'il n'est pas absorbé par les plantes pour sa croissance, l'azote présent dans le sol peut : soit y rester, soit être utilisé par la microflore du sol, soit retourner vers l'atmosphère (dénitrification, volatilisation) ou encore regagner les eaux souterraines.

Lorsque les nitrates sont en excès dans les sols nus en hiver, ils sont lessivés par les eaux de pluie, et s'infiltrent lentement dans le sol. La vitesse de propagation des nitrates en direction des nappes dépend des conditions climatiques, de la couverture végétale, et de la nature de la roche.

5.2.1. Qualité des eaux de surface et des eaux souterraines

Dans cette étude, l'objectif étant de comparer les teneurs en nitrates dans les deux réservoirs (surface et souterrain) avec les valeurs moyennes de contribution des eaux souterraines aux débits des eaux de surface, nous avons donc retenu comme échelle de travail, celle du bassin versant. Par ailleurs n'ont été utilisées que les valeurs moyennes des concentrations en nitrates pour chaque point d'eau. Ces valeurs ont dans un deuxième temps été rapportées à l'échelle du bassin versant.

La synthèse cartographique des teneurs moyennes en nitrates dans les eaux souterraines et les eaux de surfaces à l'échelle du bassin Loire-Bretagne, fait apparaître des situations très contrastées (cf. figures pages suivantes). Dans certaines zones, en particulier le Massif central, la présence des nitrates est très faible alors que dans d'autres les teneurs peuvent être importantes (Bretagne, seuil du Poitou, nappe de la Beauce ...).

Les concentrations en nitrates sont la plupart du temps liées à l'urbanisation, aux sites industriels et aux activités agricoles.

➤ Les eaux superficielles

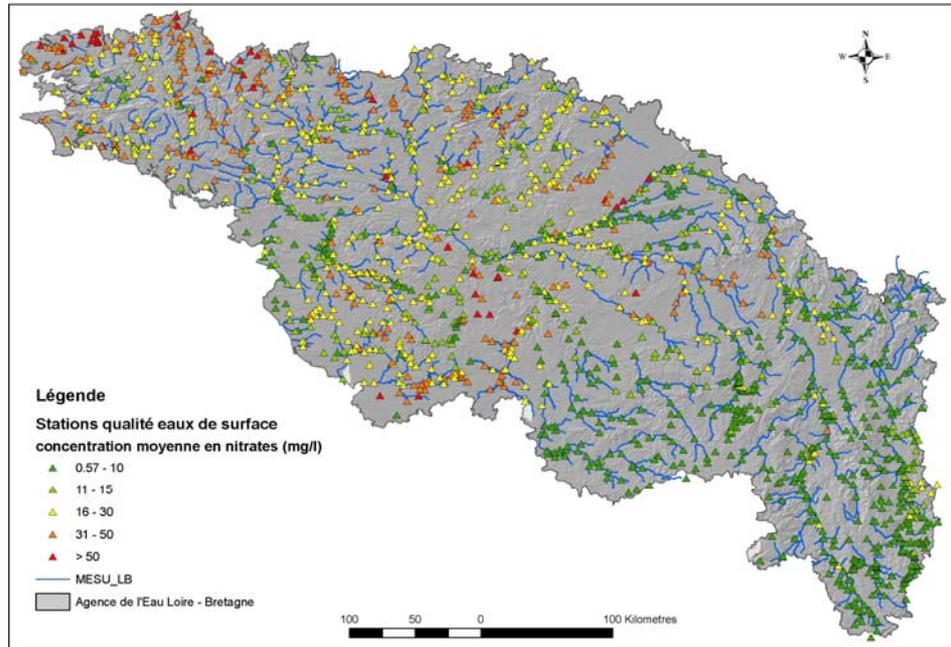


Figure 120 : concentration moyenne des nitrates en mg/l dans les eaux de surface (stations qualité) Période (1971 – 2009)

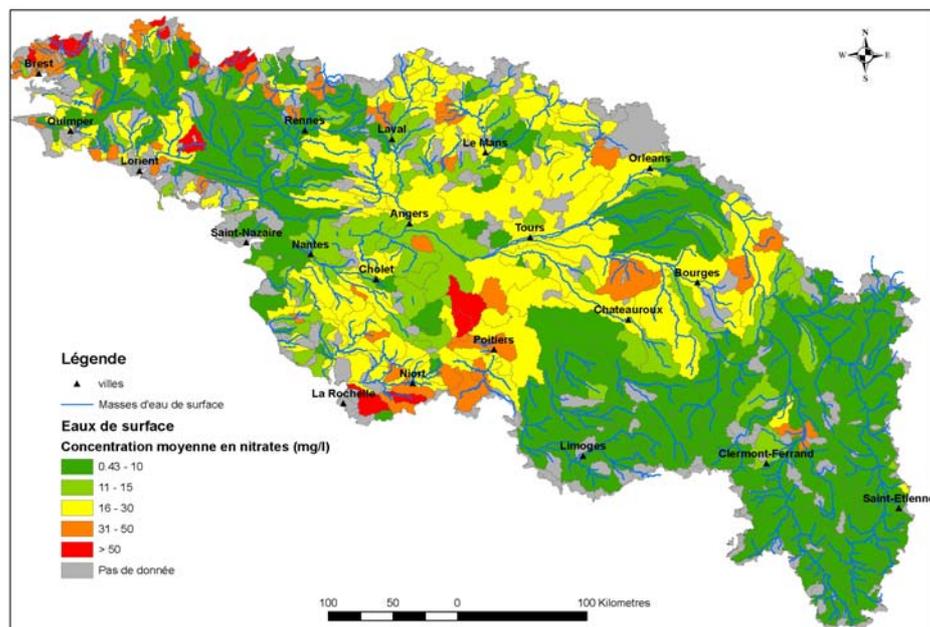


Figure 121 : concentration moyenne des nitrates en mg/l dans les eaux de surface rapportée aux bassins versants / Période (1971 – 2009)

➤ Les eaux souterraines

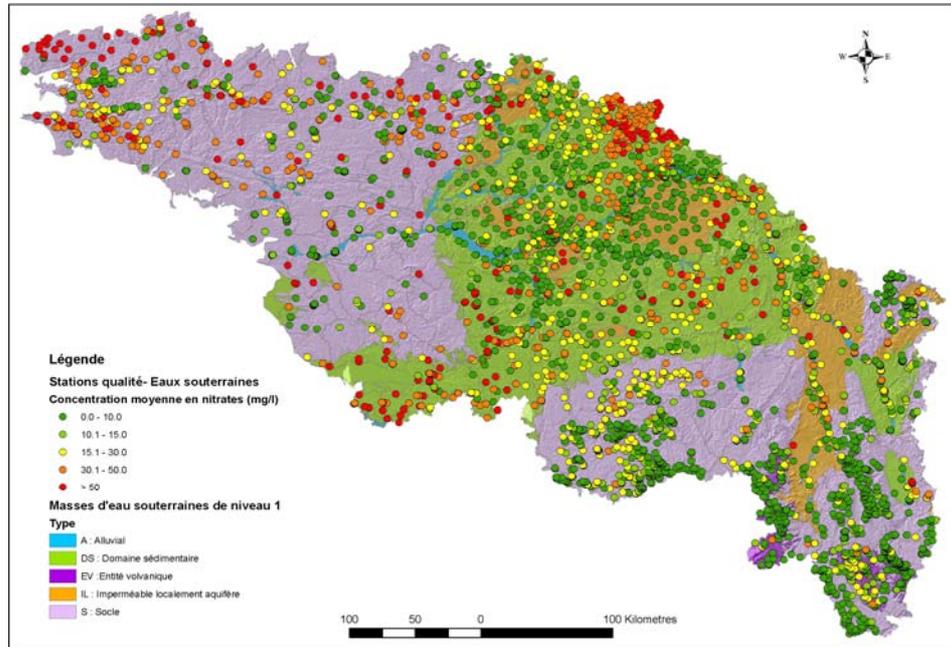


Figure 122 : concentration moyenne des nitrates en mg/l dans les eaux souterraines (piézomètres) Période (1978 – 2009)

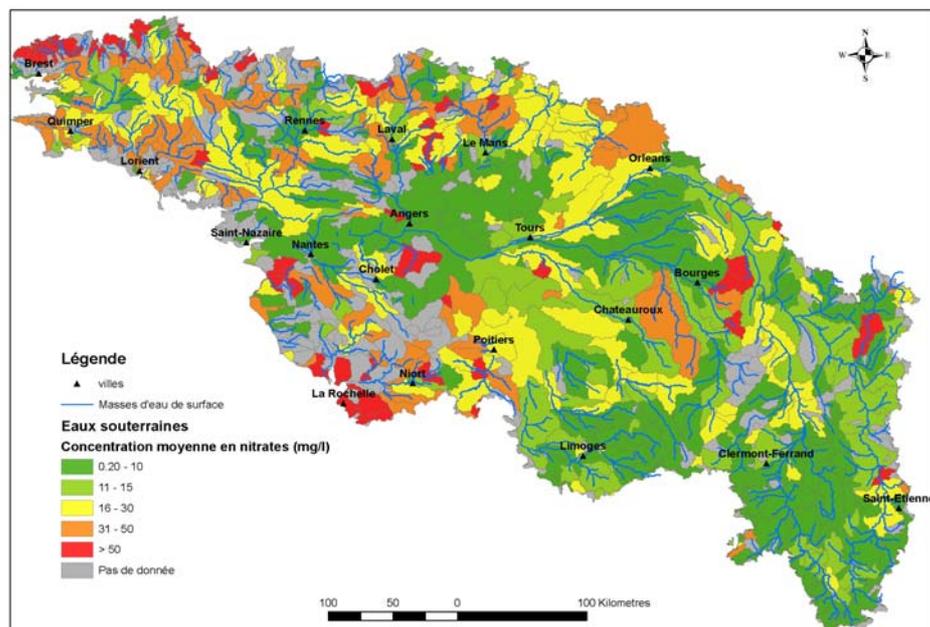
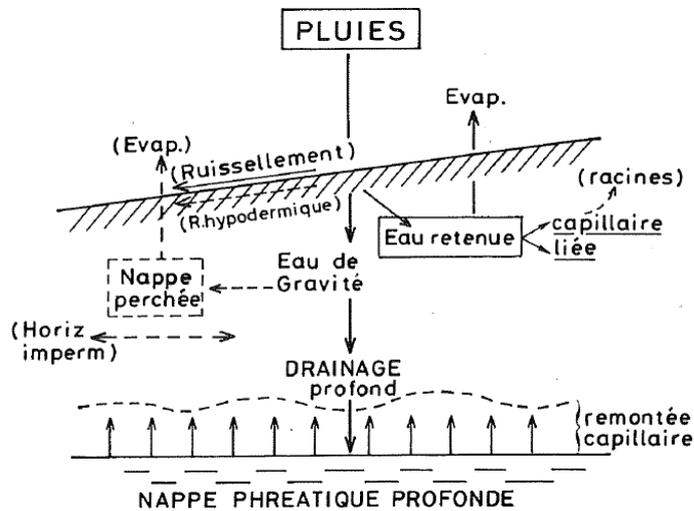


Figure 123 : concentration moyenne des nitrates en mg/l dans les eaux de surface rapportée aux bassins versants / Période (1978 – 2009)

La pollution nitrique des eaux a pour origine le phénomène de lessivage c'est-à-dire qu'il ya entraînement en profondeur dans le sol, des éléments minéraux sous l'action des eaux de percolation hors de la zone de prospection des racines.

Le phénomène de lessivage dépend de plusieurs paramètres : la quantité d'eau (pluies efficaces), la capacité d'infiltration et le type de couverture végétale (piégeage des particules).

Pour les eaux de surfaces, le ruissellement est un des mécanismes physiques qui permettent le transfert des nitrates vers les cours d'eau. Comme le lessivage, le ruissellement dépend de plusieurs types de paramètres : la quantité d'eau apportée par les pluies, la capacité des sols à laisser l'eau ruisseler, les pentes et la couverture des sols comme le montre le schéma de synthèse ci-dessous sur la répartition des précipitations, réalisés par Duchaufour (1997).



Le Socle

La connaissance du fonctionnement des écoulements souterrains a permis d'apporter des explications à des variations d'analyses chimiques mesurées dans un cours d'eau. Concernant les teneurs en nitrates par exemple, le cycle le plus fréquemment rencontré sur les bassins versants bretons est le suivant : teneurs élevées en hiver et teneurs plus faibles en été.

Le réservoir souterrain inférieur (milieu fissuré) moins chargé en nitrates apporte à chaque étiage une diminution des concentrations. Cette teneur plus faible pourrait aussi s'expliquer par des phénomènes de dénitrification dans les aquifères du sous-sol.

Les cartes de synthèses sur les teneurs moyennes en nitrates montrent qu'au niveau du Massif Armoricaïn, les bassins versants les plus dégradés (dans les deux réservoirs de surface et souterrain) sont situés sur le pourtour de la Bretagne. Cette zone est caractérisée par des terrains de nature granitique avec des niveaux d'altérites permettant des relations nappe-rivière et des pressions anthropiques fortes.

Au centre de la Bretagne, la nature géologique des terrains, la variation des activités agricoles et le phénomène de dénitrification entraînent des concentrations moins élevées en nitrates dans les eaux de surface et les eaux souterraines.

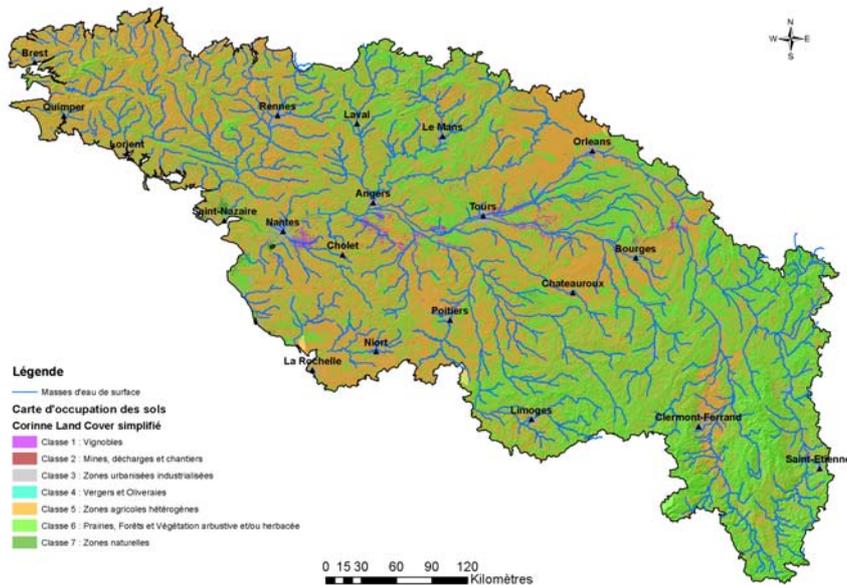


Figure 124 : carte d'occupation des sols du bassin Loire –Bretagne (Corine Land Cover 2003)

A quelques exceptions près, que ce soit dans les cours d'eau où les nappes, le Massif Central est encore préservé avec de faibles teneurs en nitrates. Cela est dû à la fois à la nature des sols, du sous-sol et des pressions liées aux activités anthropiques comme le montre la carte de l'occupation des sols du Bassin Loire-Bretagne ci-dessus.

Le Massif armoricain et le Massif central sont les secteurs où il y a le plus de précipitations efficaces. Néanmoins le ruissellement est plus important dans le Massif central.

Le domaine sédimentaire

Dans le domaine sédimentaire, les eaux de surface ont des teneurs en nitrates moins élevées que celles mesurées dans les eaux souterraines.

Les bassins versants les plus dégradés sont localisés au niveau du seuil du Poitou, la Beauce et le long de l'Arc Jurassique notamment avec des zones de calcaires altérés et de Karsts. Les concentrations les plus fortes dans les eaux souterraines sont notamment corrélées avec les valeurs d'IDPR les plus faibles (pôle infiltrant majoritaire).

Les teneurs moyennes en nitrates dans les eaux souterraines et les eaux de surface ont été interpolées (Krigage). Des exemples de résultats sont présentés ci-dessous :

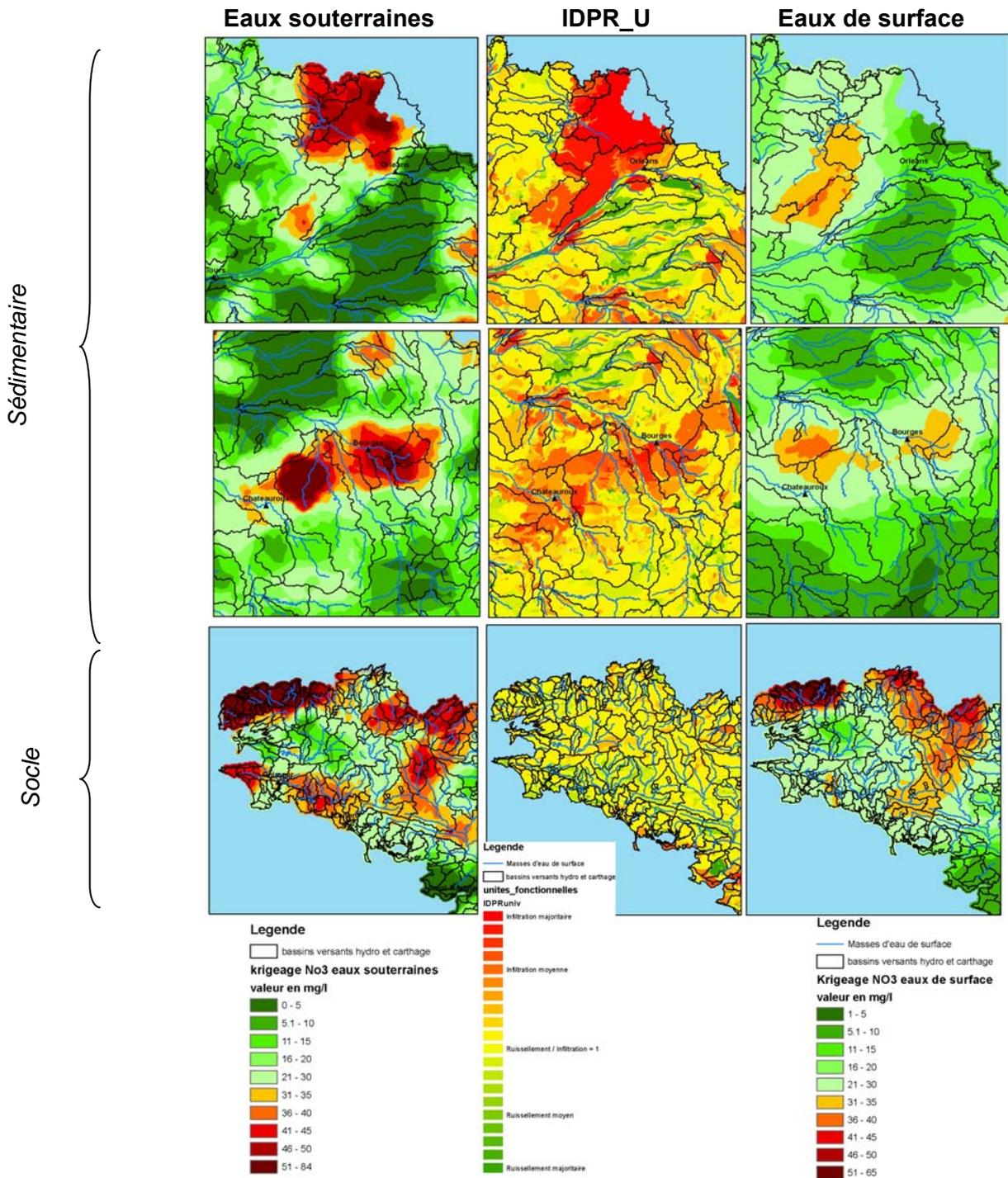


Figure 125 : comparaison IDPR_U et résultats de l'interpolation des teneurs moyennes en nitrates

La comparaison de l'IDPR_U (IDPR prenant en compte les cours d'eau permanents et intermittents) aux résultats de l'interpolation des teneurs moyennes en nitrates dans les rivières et les nappes montrent :

- qu'il existe une très bonne corrélation entre des valeurs d'IDPR faibles et des teneurs élevées en nitrates dans les nappes pour les deux exemples en domaine sédimentaire.

Ces deux exemples sont caractérisés par des pressions anthropiques fortes, des précipitations faibles mais des sols à forte capacité d'infiltration, des indices potentiels d'humidité du sol et des réserves utiles des sols élevés.

- Les eaux de surface sont aussi contaminées par les nitrates mais dans une moindre mesure car le ruissellement est limité et les apports nitriques sont en partie dus aux échanges avec les eaux souterraines au gré des temps de transfert et l'inertie des nappes.

- En domaine de socle, les valeurs de l'IDPR ne sont pas discriminantes puisque la capacité à s'infiltrer est aussi importante que celle à ruisseler. Par contre, les valeurs de concentrations en nitrates dans les eaux de surface restent élevées comparativement à celles observées dans les exemples traités en domaine sédimentaire.

Cela est dû à une conjonction de phénomènes entre des apports initiaux élevés, des précipitations efficaces importantes et une contribution des eaux souterraines non négligeable dans certains bassins versants.

5.2.2. Croisement des données nitrates avec les résultats sur la contribution moyenne

Un test de corrélation entre le pourcentage de contribution des eaux souterraines aux débits des rivières calculé par notre méthodologie (voir chapitre 4) avec les concentrations moyennes observées en nitrates dans les deux réservoirs a été réalisé. Les résultats sont présentés dans les paragraphes suivants.

➤ Nitrates et lent simulé

Dans un premier temps, on a réalisé un calcul simple (sans tenir compte des pressions pour chaque bassin versant), du rapport entre les concentrations moyennes en nitrates dans les eaux souterraines et celles des eaux de surface, on obtient les résultats présentés sur la carte ci-dessous.

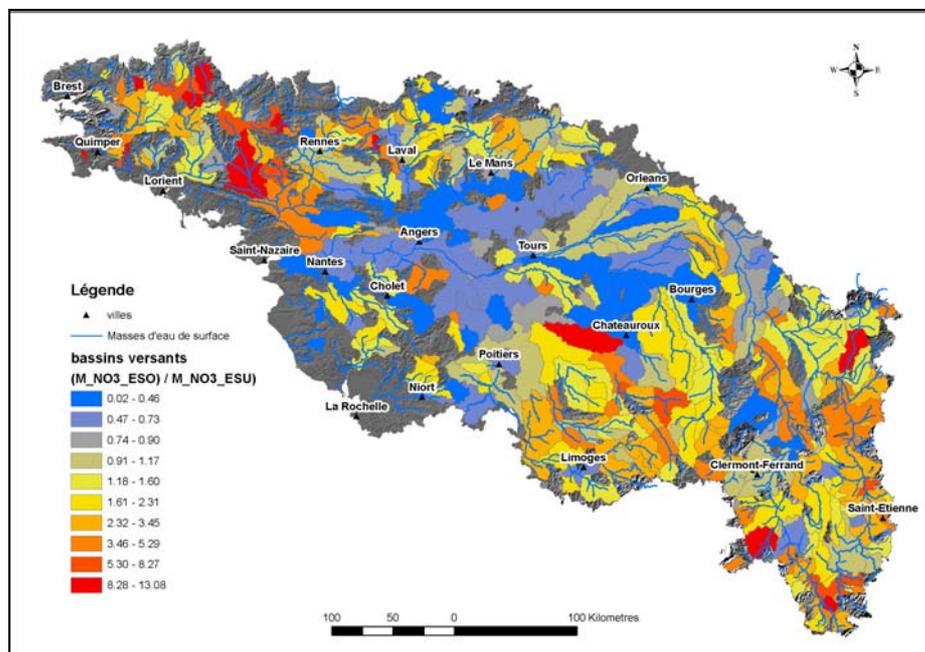


Figure 126 : rapport pour chaque bassin versant entre la concentration moyenne en nitrates dans les eaux souterraines et celle des eaux de surface

Globalement, les eaux de surface sont plus chargées en nitrates que les eaux souterraines dans l'axe de vallée de la Loire Moyenne et aval. A contrario, les eaux souterraines ont des concentrations plus élevées que les eaux de surface en domaine de socle. Enfin, tous les bassins versants en jaune ont des concentrations quasi équivalente ou très proche dans les deux réservoirs.

Dans un second temps, si on corrèle ce rapport de concentration avec le lent simulé estimé dans la partie 4 de cette étude, on constate qu'il n'existe pas de relation probante entre les deux paramètres.

➤ Nitrates et turbidité

Une forte pluie sur un sol saturé en eau provoque un ruissellement en surface qui s'écoule vers les cours d'eau. L'eau qui ruisselle emporte sur son chemin des particules argileuses, arrachées aux sols, et de nombreuses substances indésirables (bactéries, produits toxiques, déchets industriels et ménagers...).

Les paramètres permettant d suivre les effets du ruissellement sont la concentration en matières en suspension (MES) et la turbidité dans les eaux de surface. La concentration moyenne en nitrates des eaux de surface est soumise au cycle saisonnier.

La comparaison des concentrations observées en NO₃ avec la charge turbide est présentée dans le graphique suivant, elle indique que la période d'étiage correspond aux faibles concentrations en NO₃ dans les eaux de surface.

En revanche, la concentration en NO₃ des eaux souterraines apparait peu dépendante des cycles saisonniers (voir figures ci-dessous).

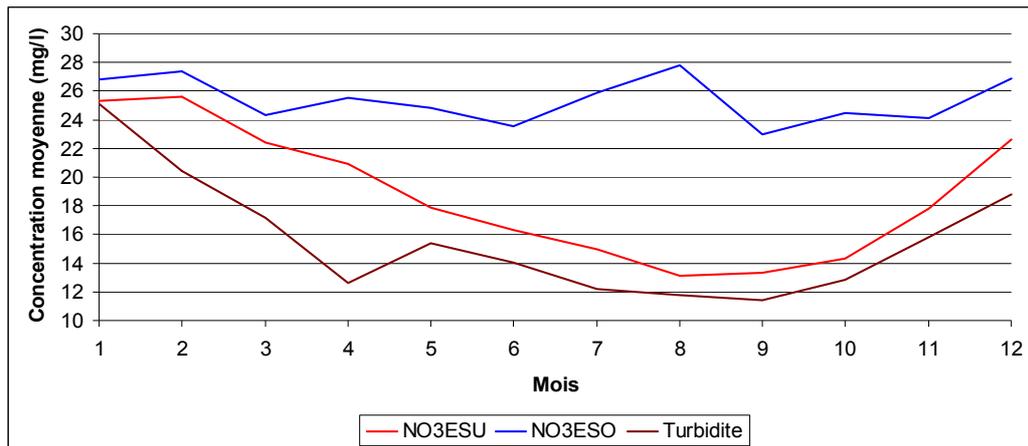


Figure 127 : comparaison des concentrations moyennes mensuelles de la turbidité et des nitrates dans les eaux souterraines et les eaux de surface.

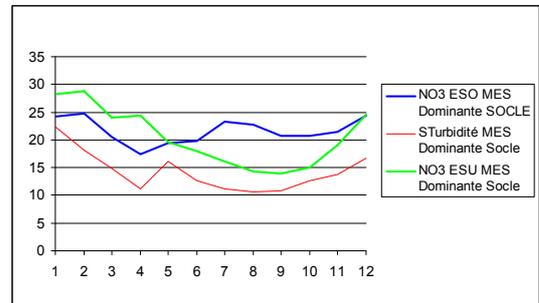
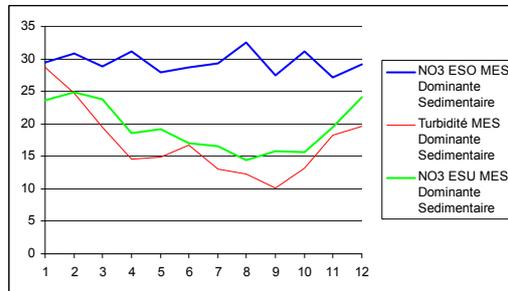


Figure 128 : comparaison des concentrations moyennes mensuelles de la turbidité et des nitrates dans les bassins versants à dominante socle et à dominante sédimentaire

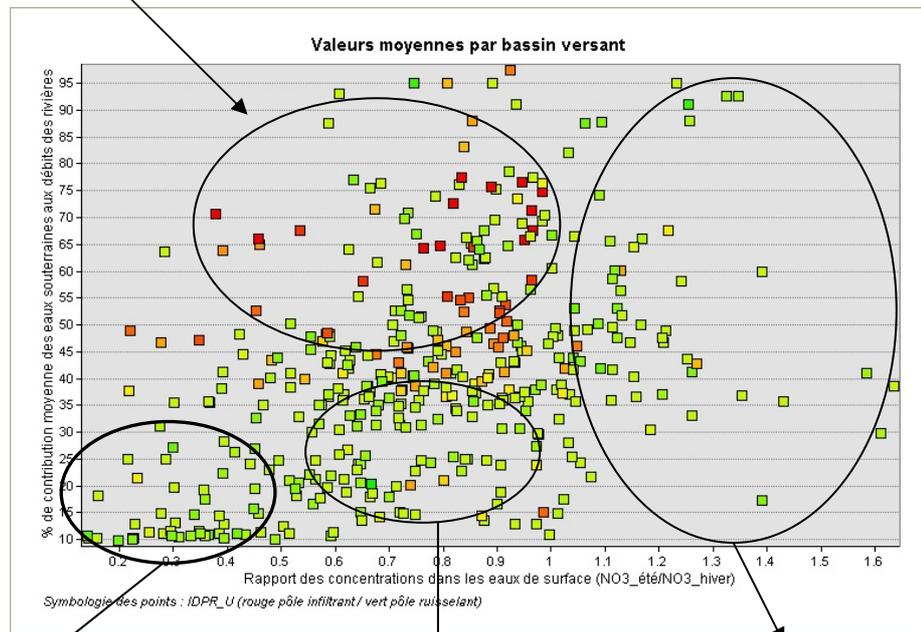
En période d'été, la contribution des eaux souterraines est prépondérante dans le débit des eaux de surface. Cet apport est confirmé par la faible turbidité des eaux. La charge moyenne en NO₃ est alors principalement due aux eaux souterraines. Leur concentration étant peu variable au cours des cycles saisonnier, on peut supposer, toutes choses égales par ailleurs, que la charge en NO₃ observée avec l'augmentation de la turbidité est due aux apports des eaux de surface. Le ratio de ces deux périodes doit être indicateur des contributions relatives des deux milieux.

En période hivernale, la concentration des nitrates, dans les eaux de surface, a été établie sur la base des mois où la turbidité est la plus importante c'est-à-dire les mois d'octobre, de novembre, de décembre, de janvier et de février.

En période estivale, nous avons utilisé les analyses réalisées dans les eaux de surface au cours des mois de juin, juillet et août.

Dans un premier temps, nous avons établi le rapport entre ces deux concentrations moyennes (nitrates_été / nitrates_hiver) et ensuite nous l'avons corrélé avec le pourcentage de la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières. Le résultat est présenté sur le graphique page suivante montre quelques tendances de corrélation entre les deux paramètres qu'il faut prendre néanmoins avec beaucoup de précaution.

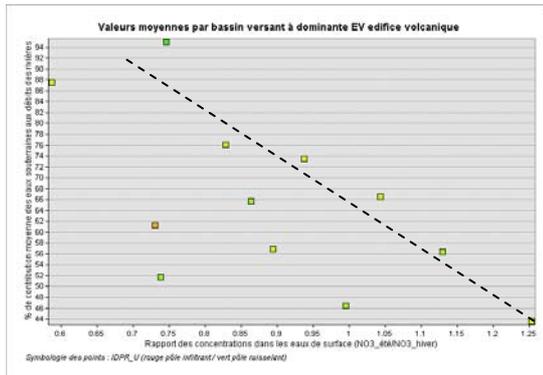
Domaine sédimentaire + socle
(majorité de bassins versant
en Massif Central + Loire aval)



Socle (Domaine schisteux)
et bassins versants en zone

Socles du Massif armoricain,
bassin versants en zone
d'altérites (granites)

Figure 129 : Comparaison Ratio des concentrations moyennes en nitrates dans les eaux de surface avec lent simulé.



Seuls les bassins versants à majorité EV « Edifice volcanique » ont un comportement différent des autres avec une inversion du phénomène. Il s'agit d'un cas particulier, avec du ruissellement majoritaire, des QMNA5 spécifique élevés même en période estivale, des précipitations efficaces importantes en hiver (ressuyage des sols) combinés à des eaux souterraines faiblement chargées en nitrates.

Il est important de noter que le nombre de bassins versants concernés par ce type de comportement, est réduit comparativement à l'ensemble du bassin Loire-Bretagne et qu'il est nécessaire, dans ce cas, de se poser la question de leur représentativité.

➤ Estimation de la concentration moyenne des nitrates d'origine souterraine dans celle des eaux de surface

Pour estimer simplement, la concentration moyenne des nitrates d'origine souterraine dans les eaux de surface, nous l'avons calculée à partir de la valeur du « lent simulé » pour chaque bassin versant de la manière suivante : $([NO3_ESU] \times \text{Lent simulé}) / 100$.

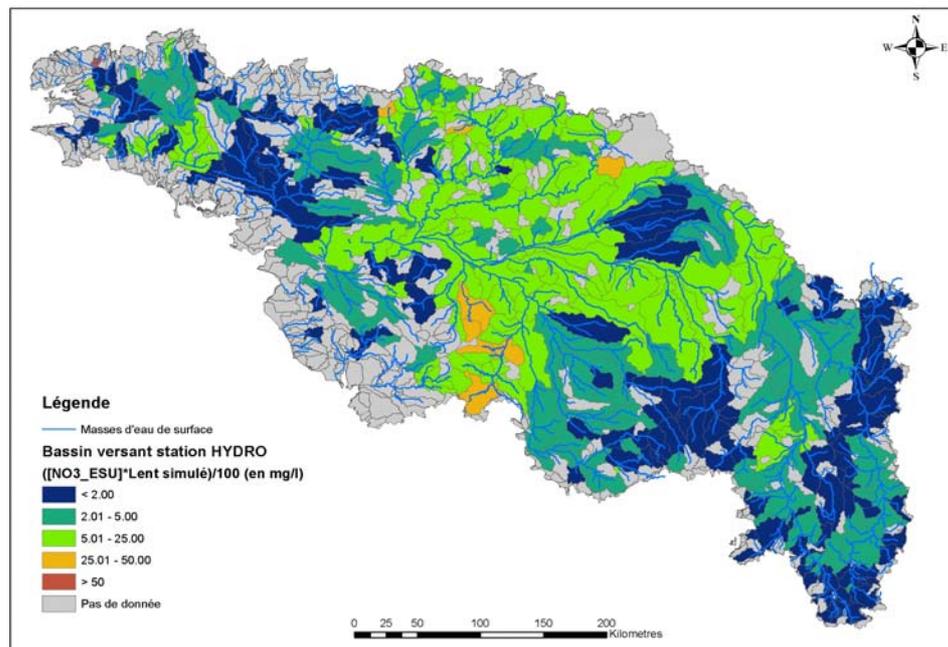


Figure 130 : Valeurs des concentrations moyennes de nitrates d'origine souterraine dans les eaux de surface.

La carte des résultats (ci-dessus), représente les bassins versants selon des classes de concentrations en nitrates. Cette approche montre que l'apport des nitrates d'origine souterraine dans les eaux de surface est très limité voir inexistant (inférieur à 2 mg/l)

dans les bassins versants appartenant au domaine de socle, plus précisément dans les zones schisteuses, là où les nappes ne sont pas ou peu présentes.

On retrouve le même type de comportement dans les secteurs où les nappes sont décrits comme majoritairement « IL » soit imperméable localement aquifère (cas de la Sologne). A contrario, un seul bassin versant localisé dans le socle breton (altérites et granites) dépasserait la norme de potabilité (50 mg/l).

Enfin, selon ce type de calcul, les nitrates d'origine souterraine, participeraient entre 5 et 25 mg/ l à la dégradation de la qualité des eaux de surface. Seule une petite partie de la Beauce (le bassin versant amont n'étant pas caractérisé car le cours d'eau associé ne possède pas de suivi de la qualité des eaux de surface) et quelques bassins versants dans le Poitou ont des teneurs comprises entre 25 et 50 mg/l.

Si on compare maintenant cette valeur estimée de la concentration des nitrates d'origine souterraine avec celle réellement observée dans les eaux souterraines, on obtient la carte ci-dessous où est représenté le ratio entre les deux valeurs.

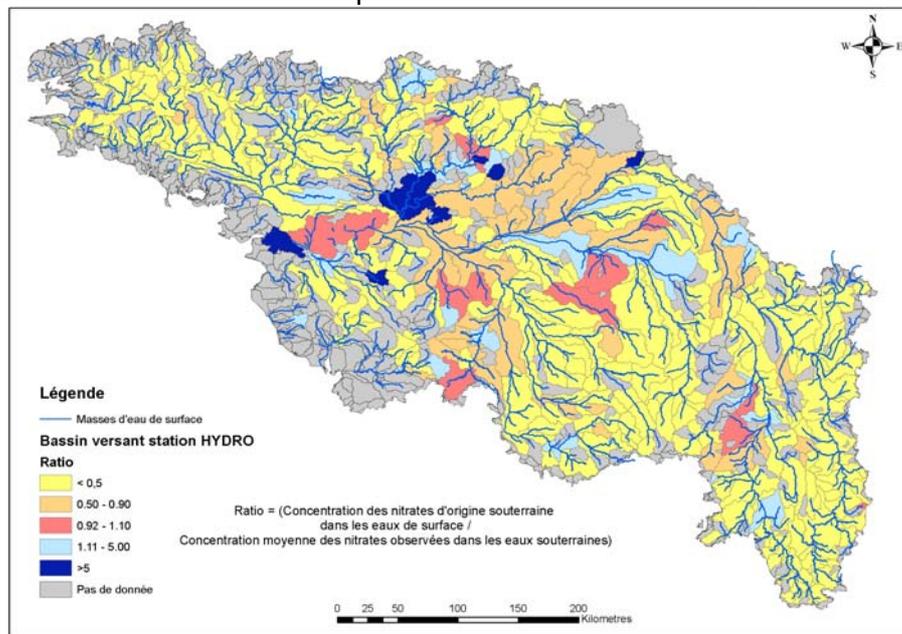


Figure 131 : comparaison de la concentration calculée des nitrates d'origine souterraine dans les eaux de surfaces avec celle observée dans les eaux souterraines.

La carte produite ci-dessus montrerait que les transferts de nitrates des eaux souterraines vers les eaux de surface sont limités pour une grande majorité des bassins versants. Hors on sait pertinemment, que le stockage, le transfert (quantité et temps), la dénitrification, la conformité ou non du bassin versant de surface avec le bassin versant souterrain,...sont autant de paramètres qui peuvent influencer les teneurs analysées dans les différents réservoirs.

Il faut donc prendre avec précaution ce type d'approche compte tenu du cumul des imprécisions et des méthodologies utilisées.

5.2.3. Bassin versant test

Dans l'objectif de mieux comprendre les interactions nappe-rivière, dans le chapitre 2-2, nous nous sommes concentrés sur les piézomètres susceptibles d'être contrôlés par le réseau de surface (Ra proche de 1), dont les battements moyens sont inférieurs à 5 m (si les piézomètres sont en étroite relation avec la rivière, on admet que le cours d'eau ne peut avoir une lame d'eau supérieure à 5 m dans la zone d'étude) et que ces piézomètres sont localisés à proximité d'un cours d'eau.

Ces critères ont permis de sélectionner 91 piézomètres sur la zone d'étude. Sur ces piézomètres sélectionnés seuls 15 possèdent des analyses chimiques notamment des analyses de teneurs en nitrates dans les eaux souterraines, limitant le choix de bassins versants notamment si on retient comme critère supplémentaire les concentrations supérieures à 20 mg/l.

La Sèvre Niortaise de Chambon

C'est un bassin versant de petite taille (194 km²), implanté dans le domaine sédimentaire (Jurassique) avec des failles et des circulations karstiques, il est majoritairement très infiltrant (IDPR moyen égal à 384).

Le pourcentage de contribution moyenne des eaux souterraines aux eaux de surface calculé est égal à 64 %.

Il possède quatre stations de surveillance de la qualité des eaux de surface situées en amont du bassin et trois stations pour le suivi de la qualité des eaux souterraines (voir figure ci-dessous) situés en aval du bassin (à l'exception du piézomètre situé en amont sur un de ces affluents). Seul le piézomètre 06104X0014/C32 répond aux critères définis au paragraphe précédent.

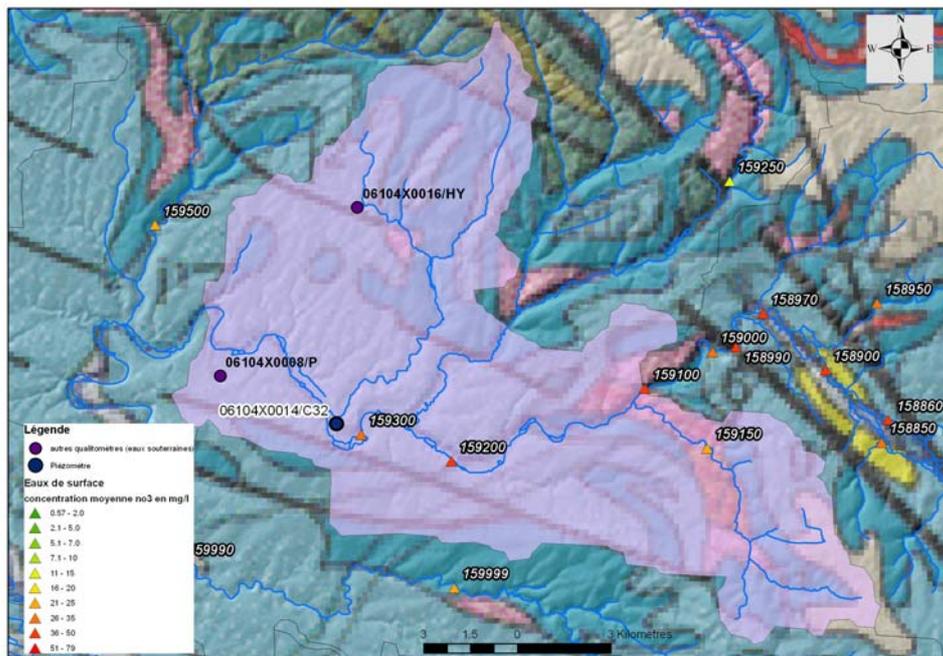


Figure 132 : Le bassin versant de la Sèvre Niortaise de Chambon

Le piézomètre 06104X0014/C32

- comportement cyclique et saisonnier,
- battement moyen inférieur à 5 m
- situé à moins de 500 m du cours d'eau
- sa concentration moyenne en nitrates est de 39.4 mg/l
- La concentration moyenne des nitrates dans les eaux souterraines est de 51 mg/l (tous qualitomètres confondus)

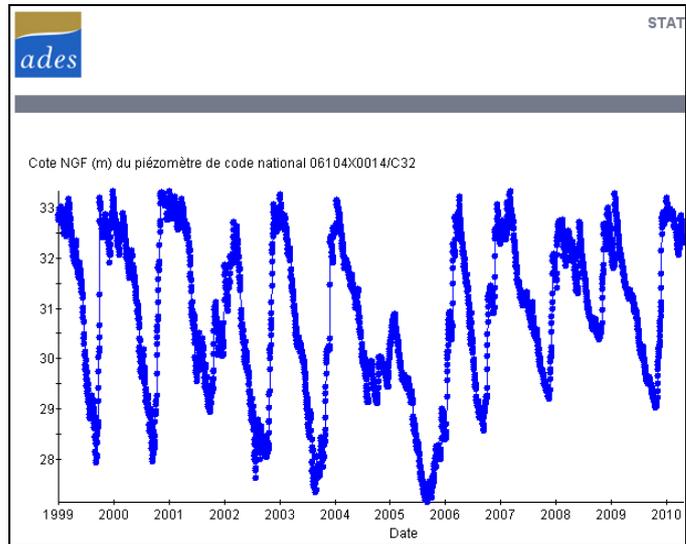


Figure 133 : chronique piézométrique du point 06104X0014/C32

La concentration moyenne des nitrates dans les eaux de surface est de 28 mg/l.

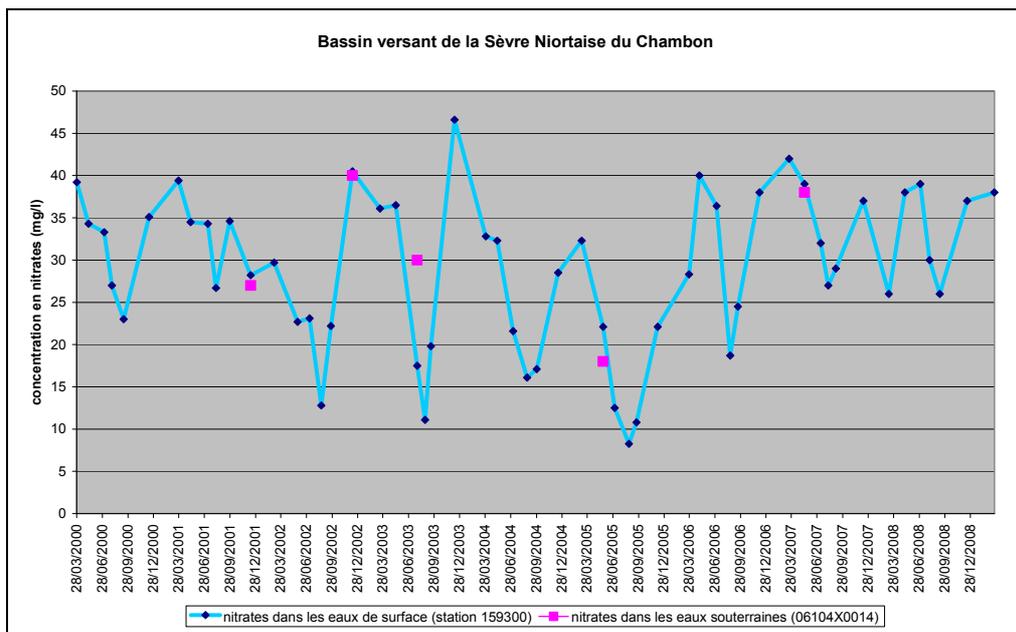


Figure 134 : Evolution des teneurs en nitrates (2000-2008) pour le piézomètre 06104X0014/c32 Et la station 159300 à proximité

Si on compare la chronique des teneurs en nitrates du piézomètre sélectionné avec celle de la station hydrométrique la plus proche et située en amont (159300), constate que le nombre limité des mesures de nitrates dans les eaux souterraines, ne permet pas une comparaison objective des deux réservoirs. Néanmoins les valeurs dans les eaux souterraines semblent suivre les tendances observées dans les eaux superficielles.

De la même manière si on intègre les autres piézomètres et stations situés à proximité (voir le graphique ci-dessous), on constate pour les eaux de surface, des concentrations en amont plus élevées qu'en aval (phénomène de dilution) avec néanmoins les mêmes périodes de fluctuation.

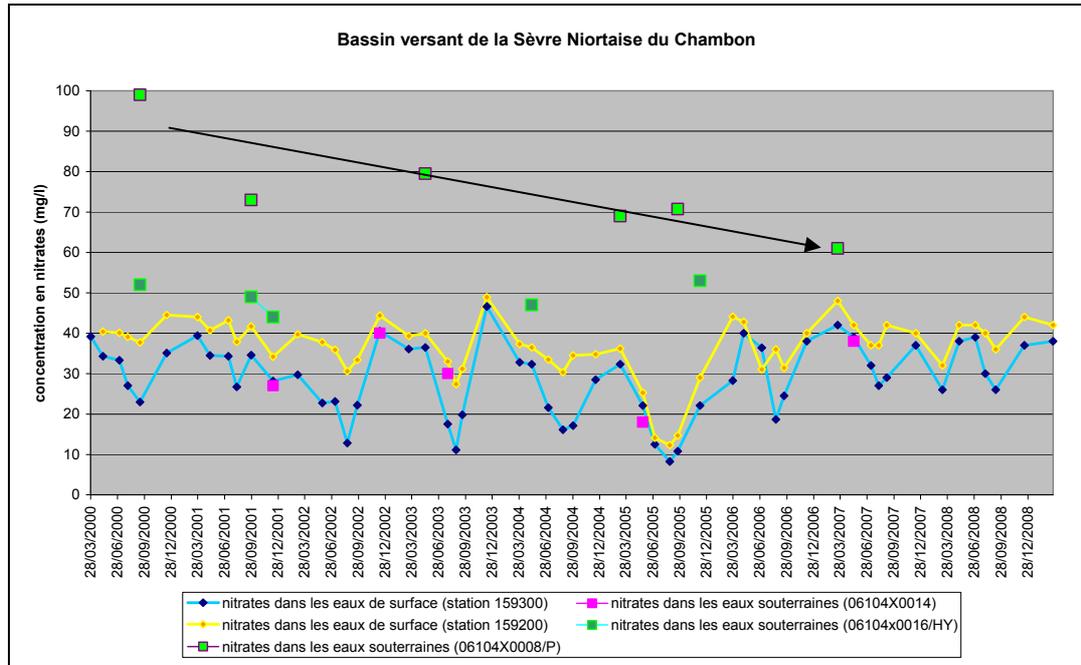


Figure 135 : Evolution des teneurs en nitrates (2000-2008) pour les qualitémètres eaux de surface et eaux souterraines

Le comportement du piézomètre situé plus aval (06104X0008/P) est totalement différent du piézomètre qui est en relation avec la rivière : En effet, il est implanté dans la nappe du Dogger (Jurassique moyen) composée de zones karstifiées et de calcaires altérées en prise directe avec les pollutions en surface. Ainsi, les concentrations sont beaucoup plus élevées mais avec une tendance générale à la baisse entre 2000 et 2007.

Le piézomètre 06104X0016/HY situé au Nord du Bassin versant est représentatif de la nappe semi-captive de l'Infra-toarcien, ce qui explique des valeurs constantes et néanmoins élevées car elle est en relation avec la nappe sus-jacente du Dogger qui est beaucoup plus chargée en nitrates. Les failles, dans ce cas, jouent aussi un rôle non négligeable dans le transfert des eaux. Lorsque cette nappe de l'Infra-Toarcien est captive, les concentrations en nitrates sont faibles et ne dépassent pas les 10 mg/l.

Enfin si on applique, maintenant, la valeur du lent simulé (pourcentage de contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières), à la concentration des nitrates dans les eaux superficielles, on obtient pour la station la plus proche que 18,5 mg/l des 29 mg/l observés présents dans les eaux de surface auraient pour origine les

eaux souterraines. La concentration réellement observée dans les piézomètres est quant à elle supérieure à 40mg/l.

Enfin, au vu de ces premiers résultats, il est difficile de donner des conclusions sur le fonctionnement de ce bassin versant et de ses échanges nappes – rivières.

En effet, dans un premier temps, il en ressort que pour suivre ce type de phénomène les analyses « qualité » faites sur les eaux souterraines doivent être synchronisées avec celles réalisées dans les eaux de surface.

Dans un second temps, beaucoup trop de questions restent en suspens nécessitant des études locales beaucoup plus approfondies :

- Connaissance du bruit de fond des nitrates (saison, échanges rivière vers nappe),
- les temps de transfert entre les deux réservoirs,
- quel est l'impact des phénomènes qui se produisent entre le piézomètre et la rivière ?
- Le rôle de la zone non saturée...

6. Conclusion

Le projet proposé applique, à l'échelle de l'ensemble des masses d'eau du bassin Loire Bretagne, une approche novatrice permettant d'évaluer la contribution moyenne des eaux souterraines aux écoulements de surface. Cette étude comporte les étapes suivantes :

- Une approche qualitative, ultérieurement transposable à d'autres lieux du territoire et la définition d'une typologie;
- Une approche quantitative adaptée au contexte spécifique du bassin versant
- Une valorisation par les mesures de l'approche qualitative;
- Une évaluation du comportement des eaux souterraines dans leur contribution au débit et à la qualité des cours d'eau avec un test sur le paramètre nitrates.

La typologie des bassins versants a été réalisée à partir d'indicateurs hydrologiques (l'indice de compacité, la densité de drainage...) et par des indicateurs géomorphologiques reconnus comme l>IDPR et d'autres plus novateurs comme le TWI, la rugosité.... Cette classification des bassins versants a permis de mieux comprendre leur fonctionnement mais aussi de mieux appréhender les relations nappes – rivières.

L'aboutissement de cette approche qualitative est une classification selon 10 grands types de bassins versants soit à partir des paramètres hydrologiques, soit à partir des paramètres géomorphologiques.

Les premiers résultats de cette typologie des bassins versants à partir des paramètres spatiaux montrent :

- une meilleure différenciation du Massif armoricain en trois zones ;
- une distinction très nette de comportements entre les deux massifs anciens que sont le Massif armoricain et le Massif central.
- des zones de transition entre le sédimentaire et le socle mieux appréhendées avec des nuances sur certaines têtes de bassins versants ;
- et un domaine sédimentaire relativement homogène avec l'apparition d'un comportement spécifique pour la nappe de la Beauce et le seuil du Poitou

Le développement de ces indicateurs géomorphologiques comme l'écart entre les deux IDPR, le TWI,... entraîne de nombreux questionnements et des perspectives d'études plus locales notamment sur la problématique des zones humides.

Pour la partie quantitative, 140 Bassin versants répartis sur l'ensemble du Bassin Loire-Bretagne ont été modélisés grâce aux logiciels TEMPO et GARDENIA. Cette approche a surtout permis d'estimer, pour ces bassins versants, un pourcentage de « lent simulé ».

Il correspond, en fait, à la contribution moyenne des eaux souterraines au débit de la rivière, calculée à l'aide des fonctions de transfert issues du calage des modèles

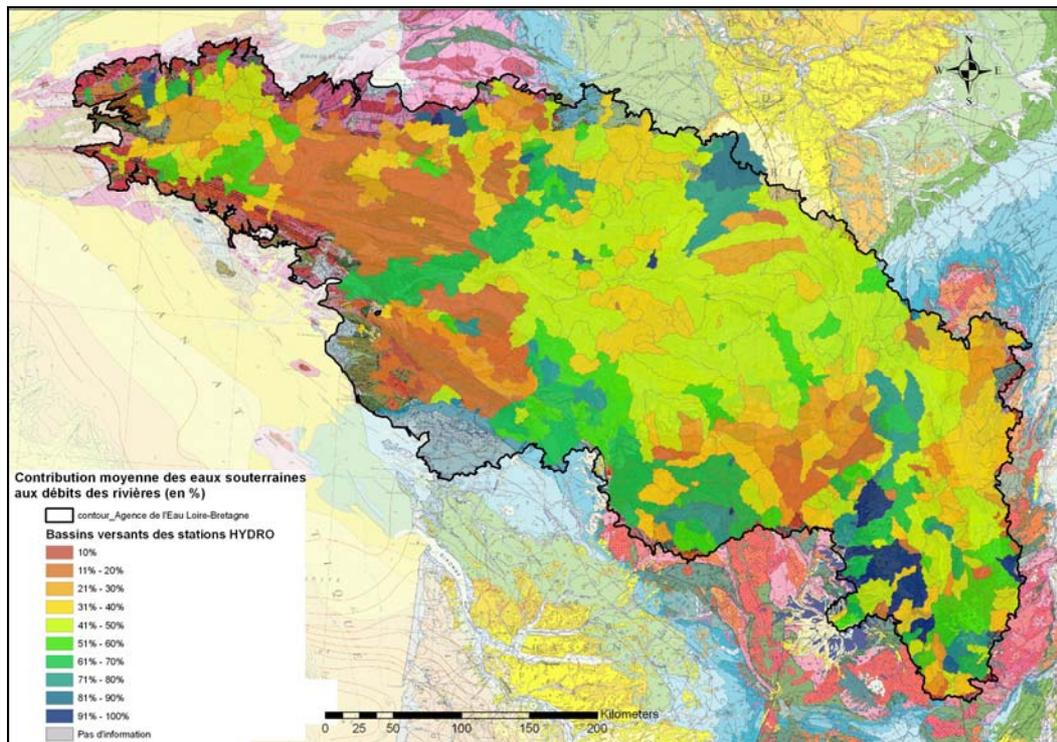
Ces données issues des modélisations, ont été croisées avec les données qualitatives afin de rechercher des corrélations simples :

- pour le domaine sédimentaire, une relation entre l'IDPR et le lent simulé ;
- pour le domaine de socle, une relation entre le QMNA5, le débit moyen et le lent simulé ;

Ces relations ont finalement permis de calculer le pourcentage de contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières sur l'ensemble des bassins versants non modélisés mais possédant une station de jaugeage et ainsi de couvrir une grande majorité de la zone d'étude.

Pour l'ensemble des bassins, l'étude menée fournit des cartes à l'échelle des bassins versants et des masses d'eau de surface qui permettent de mettre en évidence notamment les zones les plus contributives comme la Beauce (nappe de grande extension et à fort effet mémoire), le seuil du Poitou, de l'arc Jurassique ou certains petits bassins versants volcaniques du Massif Central.

A l'échelle du bassin Loire-Bretagne, les cartes de résultats calculés par les méthodes décrites précédemment, constituent des indicateurs à l'échelle du Bassin Loire Bretagne, de la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières. Néanmoins pour des approches à des échelles plus grandes, il sera nécessaire d'initier et de réaliser des études plus locales.



Carte finale de la contribution moyenne des eaux souterraines aux débits des rivières (en %) – bassins versants

Les teneurs en nitrates dans les deux réservoirs (surface et souterrain) ont été comparées avec les valeurs moyennes de contribution des eaux souterraines aux débits des eaux de surface.

Ce travail a permis de montrer une bonne corrélation entre l'IDPR et les concentrations dans les eaux souterraines pour les bassins versants qui appartiennent au domaine sédimentaire.

Il ressort aussi de ce test que les analyses « qualité » sur les eaux souterraines ne sont pas adaptées que ce soit en terme fréquence et de synchronisation avec celles réalisées dans les eaux de surface.

Un des principaux résultats du test sur les nitrates, est celui de la complexité des phénomènes de transfert entre les deux réservoirs avec beaucoup trop de questions qui restent en suspens nécessitant des études locales beaucoup plus approfondies :

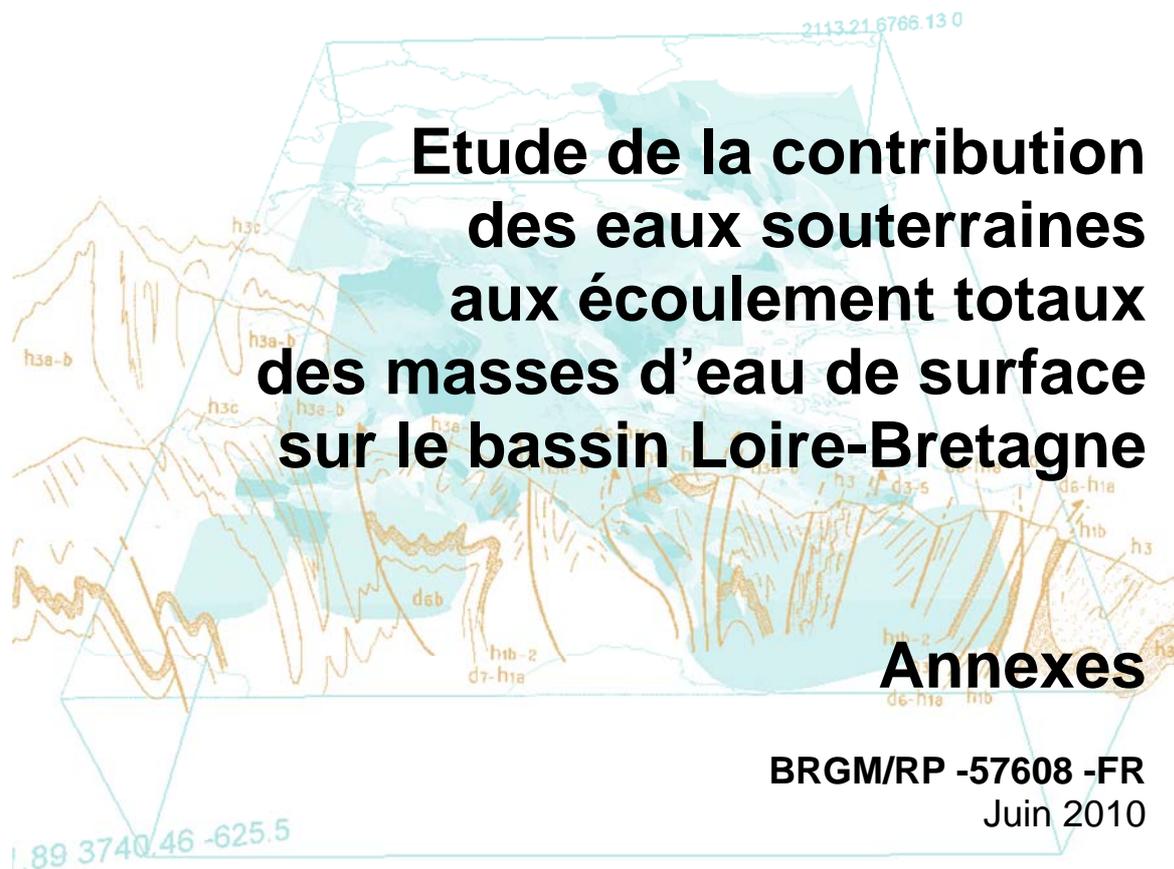
- connaissance du bruit de fond des nitrates (saison, échanges rivière vers nappe),
- les temps de transfert entre les deux réservoirs,
- quel est l'impact des phénomènes qui se produisent entre le piézomètre et la rivière ?
- Le rôle de la zone non saturée (stockage, dénitrification)...

L'ensemble de cette étude ouvre de nombreuses perspectives de développement dans la compréhension du fonctionnement des nappes, des rivières et de leurs interactions, ainsi que des applications que ce soit en termes de gestion qualitative ou quantitative comme :

- l'évaluation des ressources et de leur répartition dans des bassins versants**
- l'impact des prélèvements dans les eaux souterraines et de surface**
- la gestion des prélèvements pendant les périodes d'étiage**
- l'impact de la qualité des eaux souterraines sur la qualité des eaux de surface**
- les temps de transfert dans le cas pollution accidentelle ou diffuse,...**



Centre scientifique et technique
Service EAU/ADM
3, avenue Claude-Guillemin
BP 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34



Etude de la contribution des eaux souterraines aux écoulement totaux des masses d'eau de surface sur le bassin Loire-Bretagne

Annexes

BRGM/RP-57608-FR
juin 2010

S.Pinson, D. Allier, V. Mardhel, P. Stollsteiner, A. Wuilleumier

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.



Mots clés :

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

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

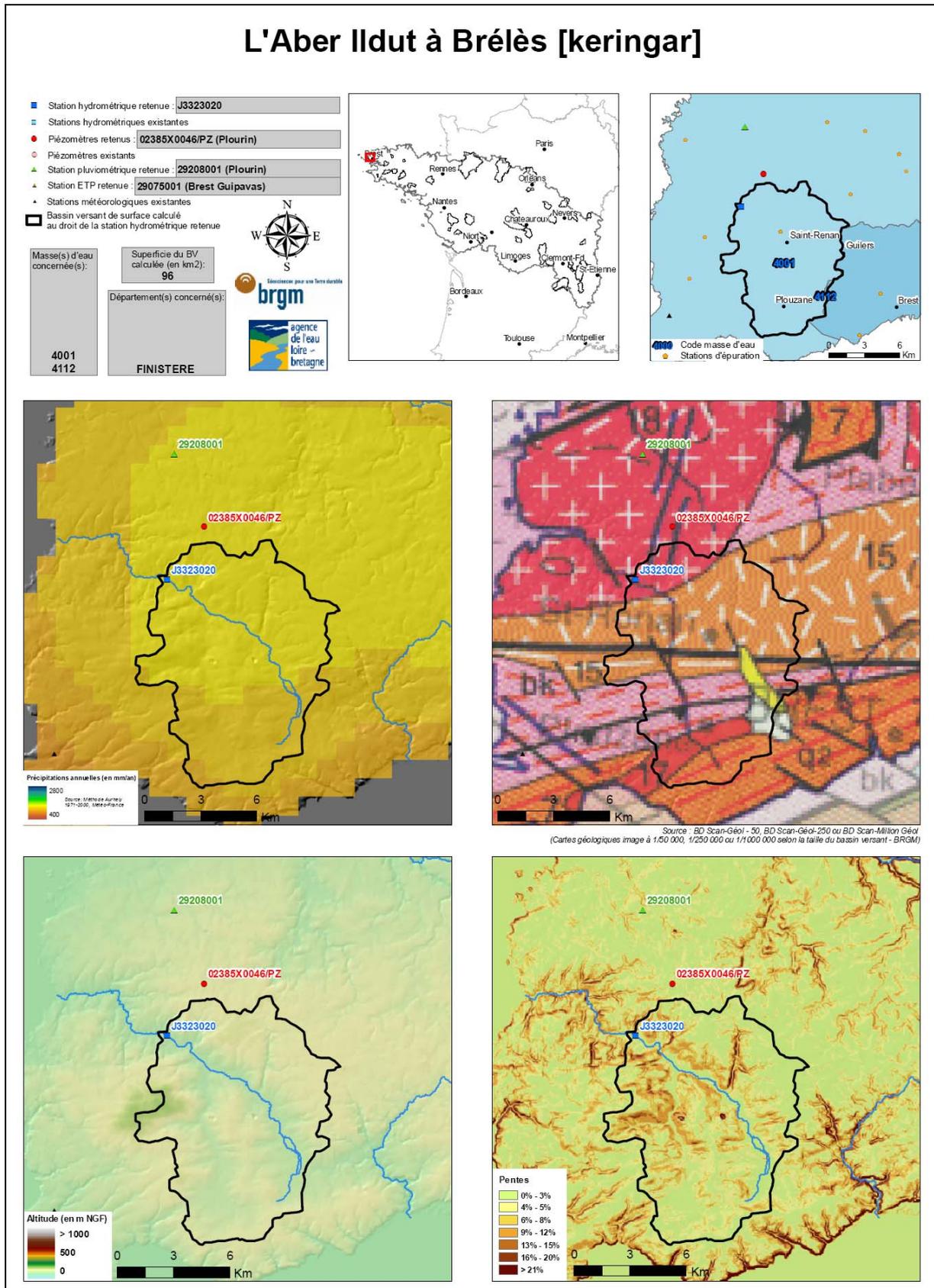
© BRGM, 2010, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

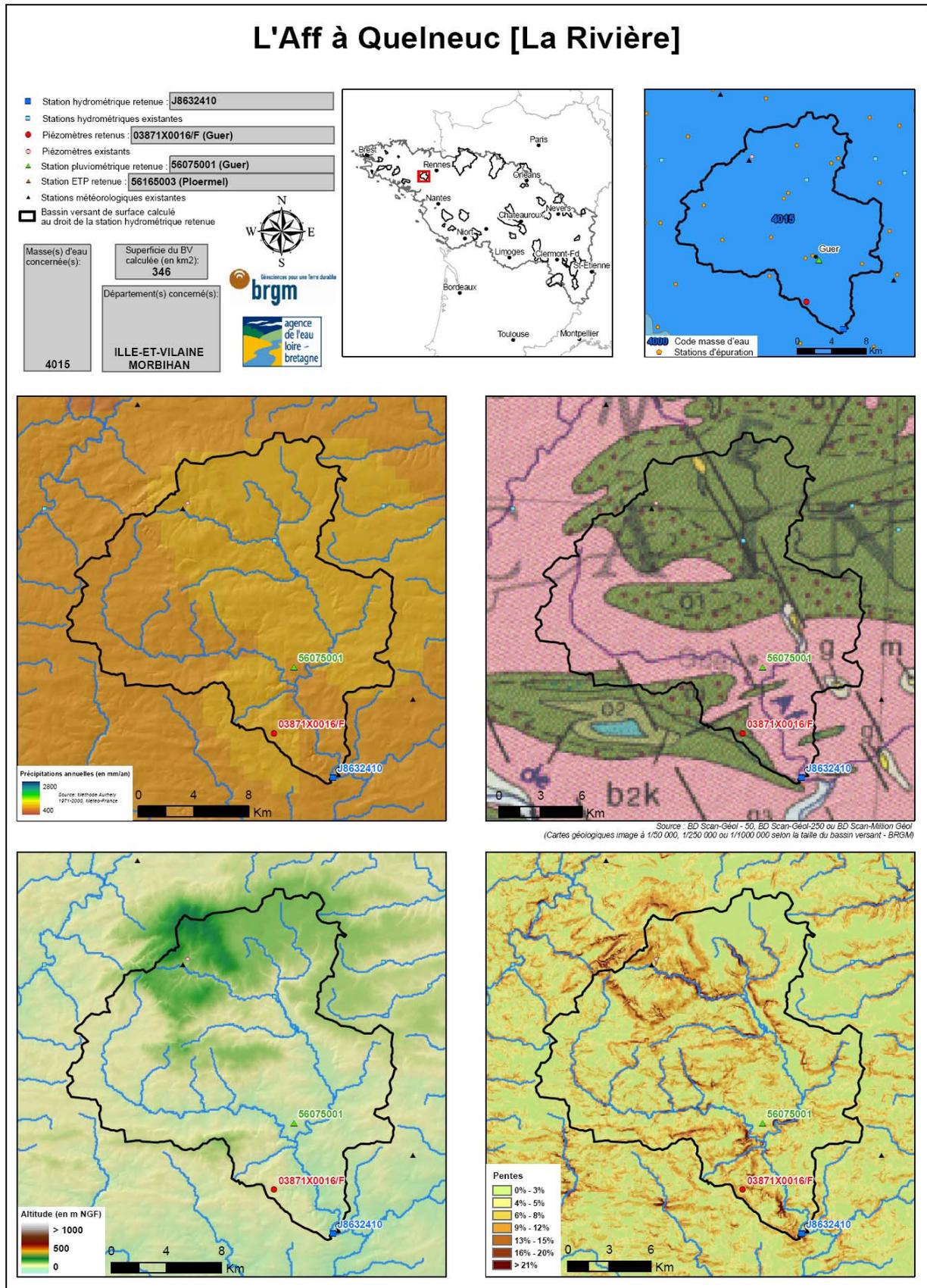
Sommaire

Annexe 1	Fiches descriptives des bassins versants modélisés	7
Annexe 2	Les équations du bilan hydrologique sous GARDENIA et les résultats des modélisations	55
Annexe 3	Les fonctions de transfert sous TEMPO	127

Annexe 1

Fiches descriptives des bassins versants modélisés



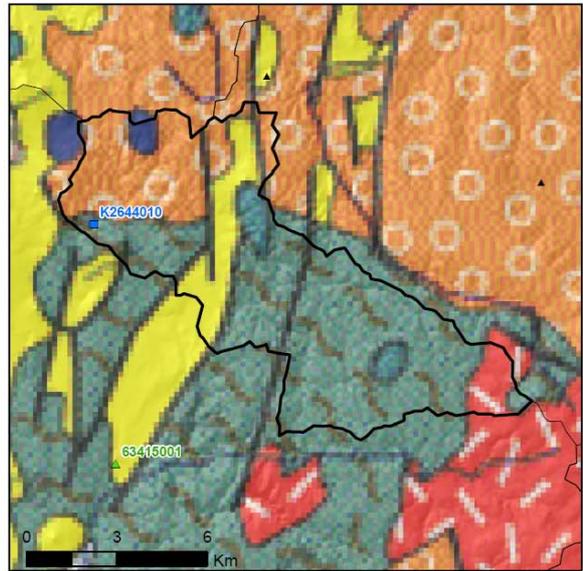
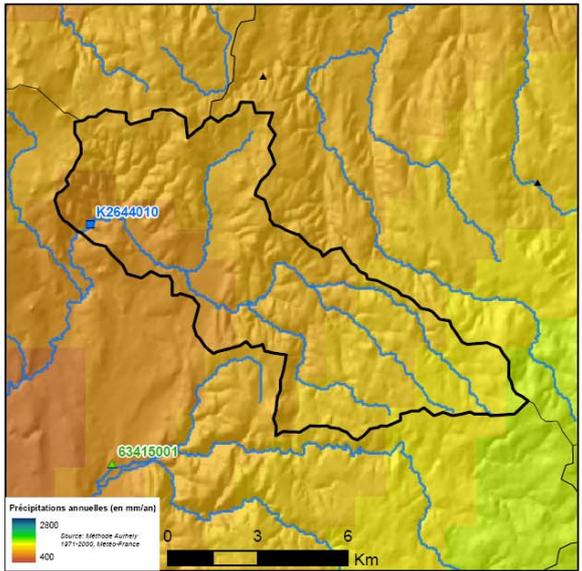
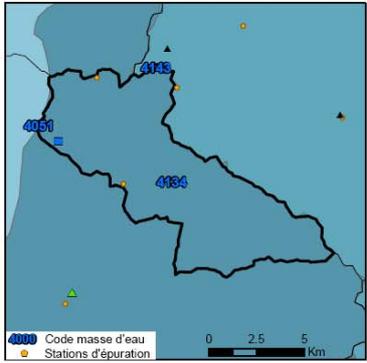


L'Ailloux à Manglieu [Moulin de Lavaur]

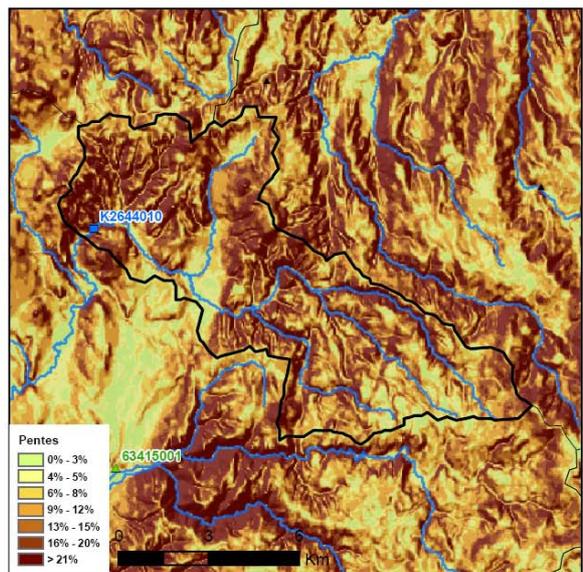
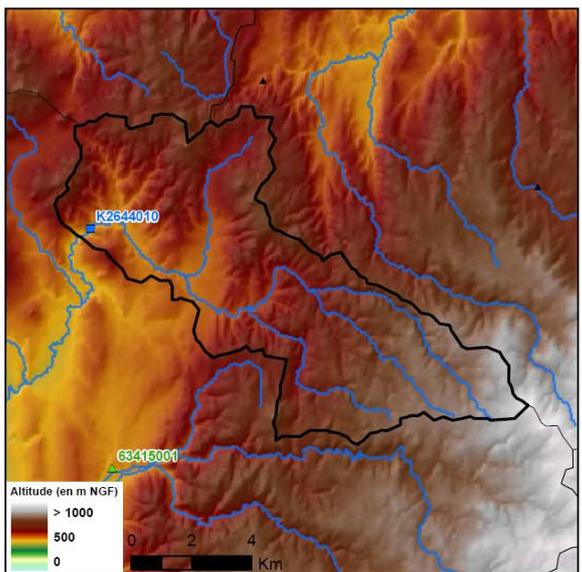
- Station hydrométrique retenue : **K2644010**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **aucun**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **63415001 (Sauxillanges)**
- ▲ Station ETP retenue : **63113001 (Clermont Ferrand)**
- ▲ Stations météorologiques existantes

□ Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4051 4134 4143	75
Département(s) concerné(s):	
PUY-DE-DOME	



Source : BD Scan-Géol - 50, BD Scan-Géol-250 ou BD Scan-Millon Géol (Cartes géologiques image à 1/50 000, 1/250 000 ou 1/1000 000 selon la taille du bassin versant - BRGM)



L'Alagnon à Lempdes

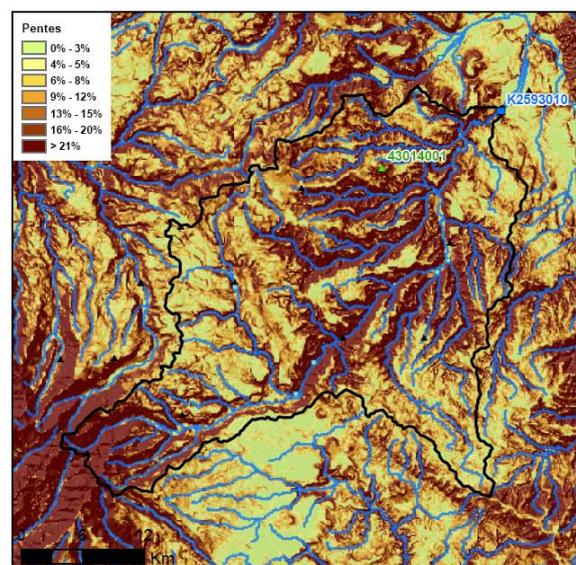
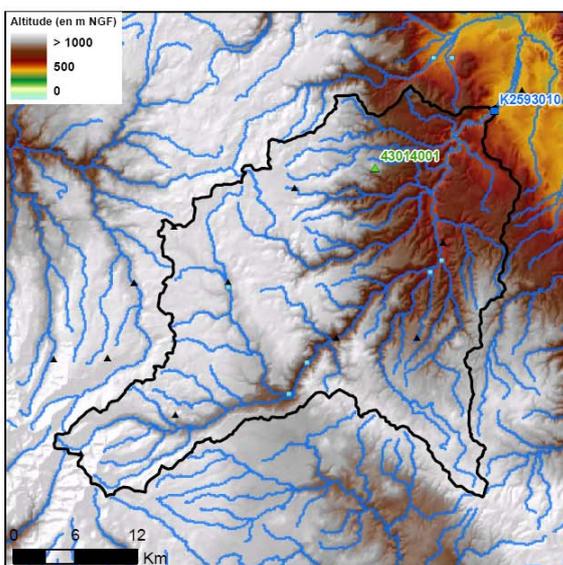
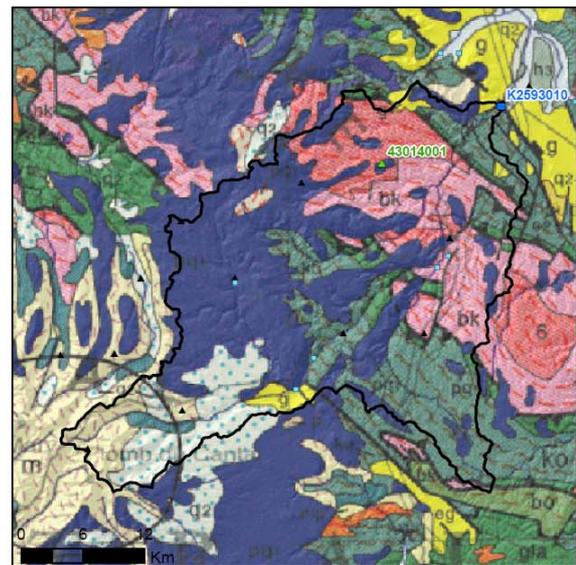
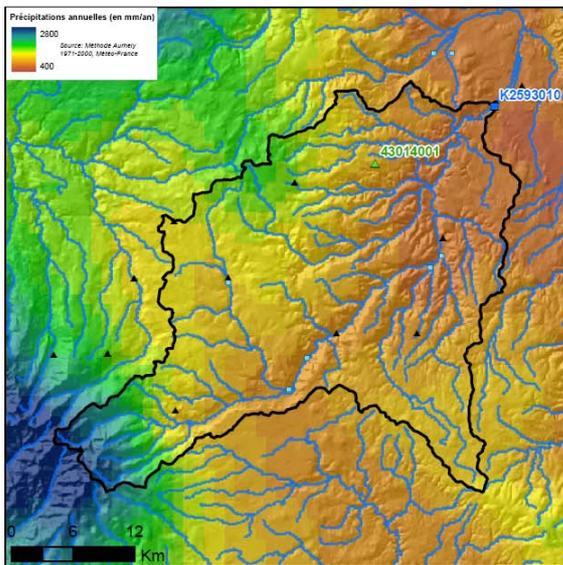
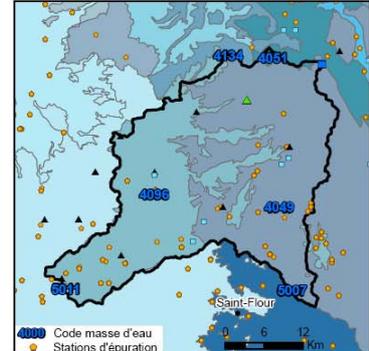
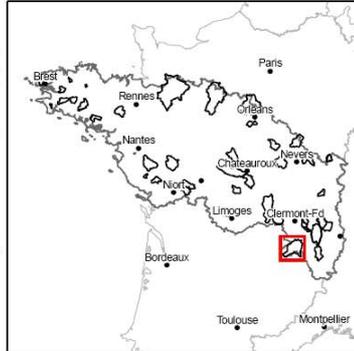
■ Station hydrométrique retenue : **K2593010**
■ Stations hydrométriques existantes
● Piézomètres retenus : **aucun**
● Piézomètres existants
▲ Station pluviométrique retenue : **43014001 (Autrac)**
▲ Station ETP retenue : **43062001 (Le Puy Loudes)**
▲ Stations météorologiques existantes
□ Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

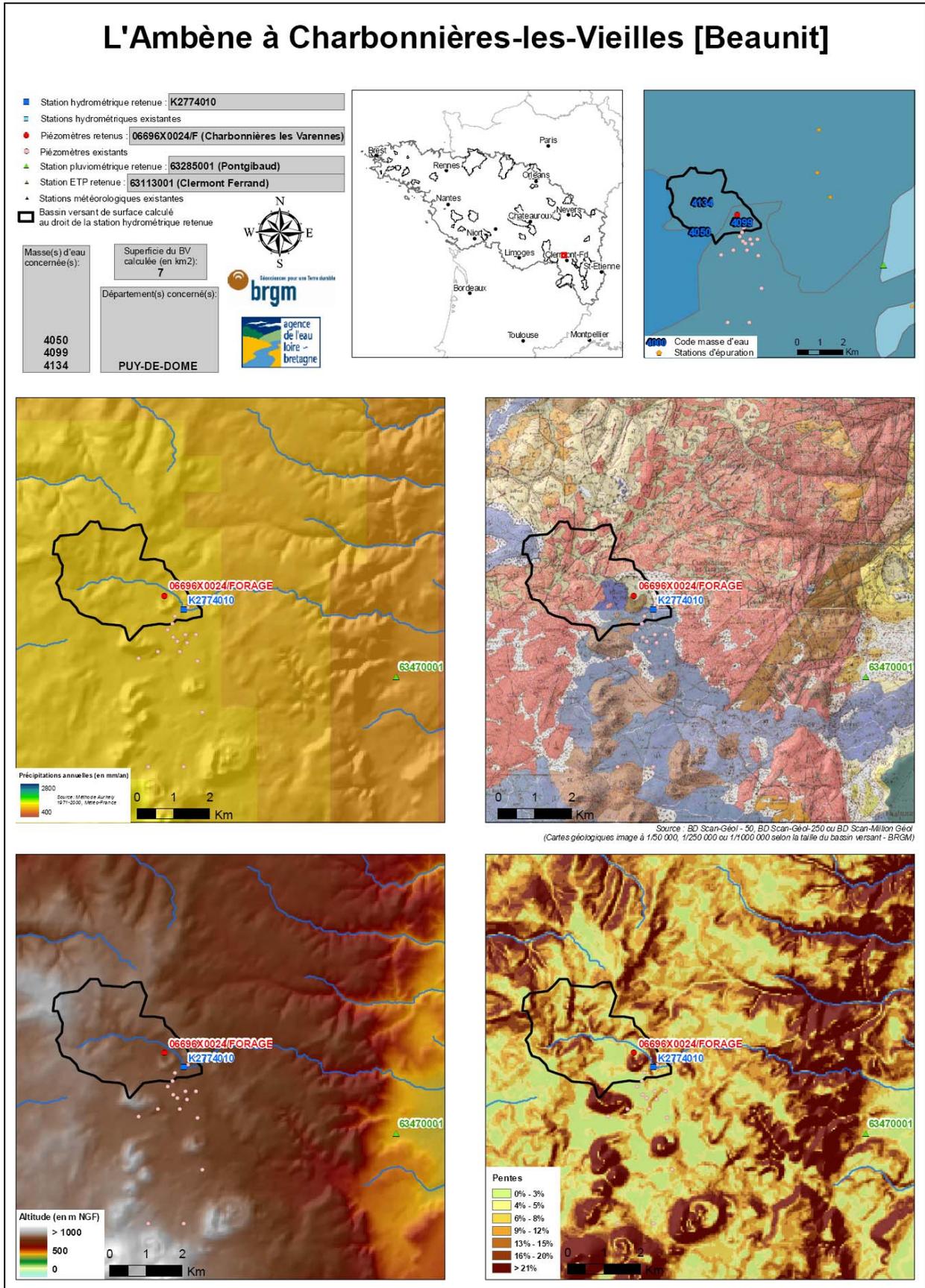
Masse(s) d'eau concernée(s):
 4049
 4051
 4096
 4134
 5007
 5011

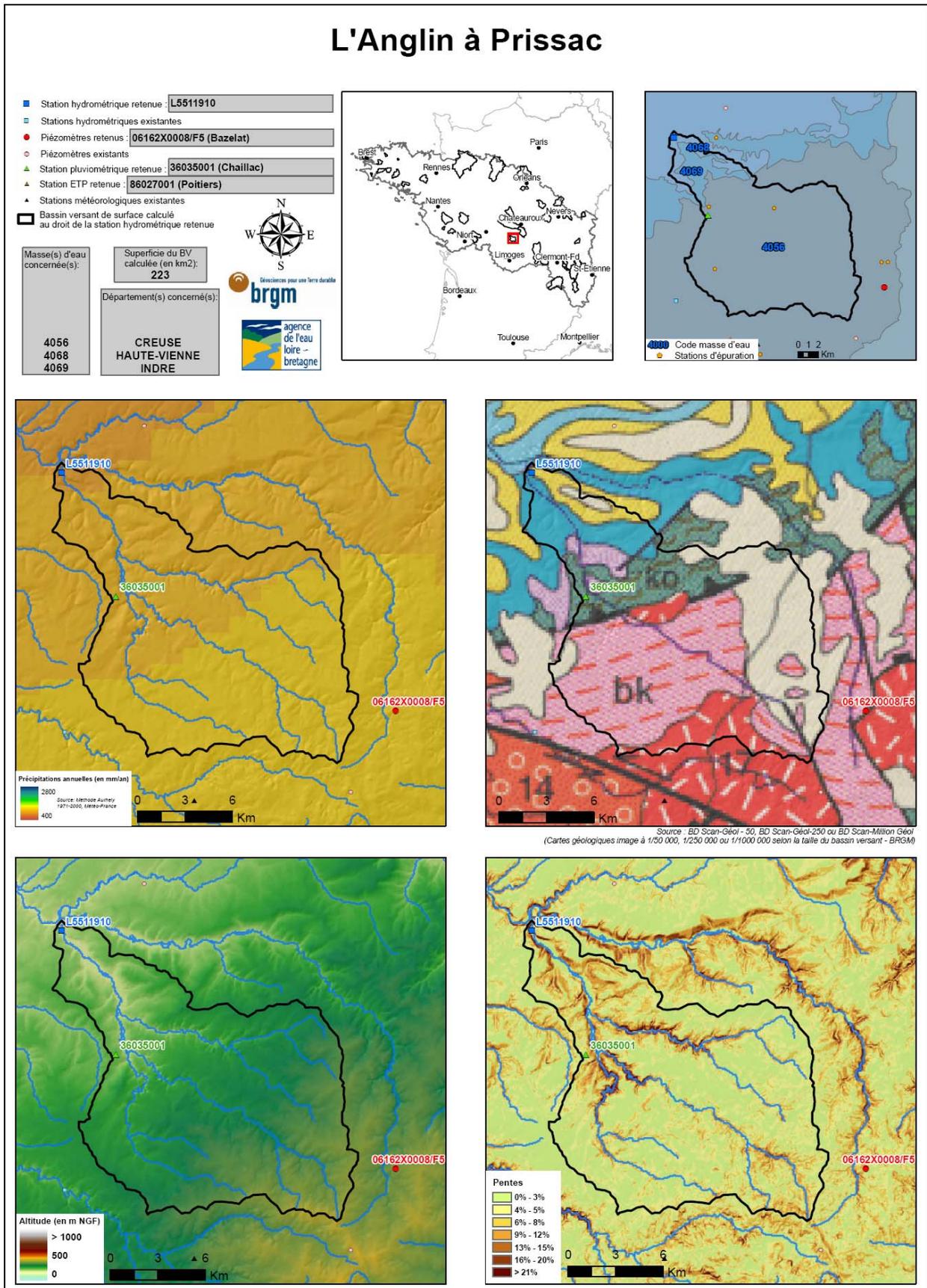
Superficie du bassin versant (en km²):
988

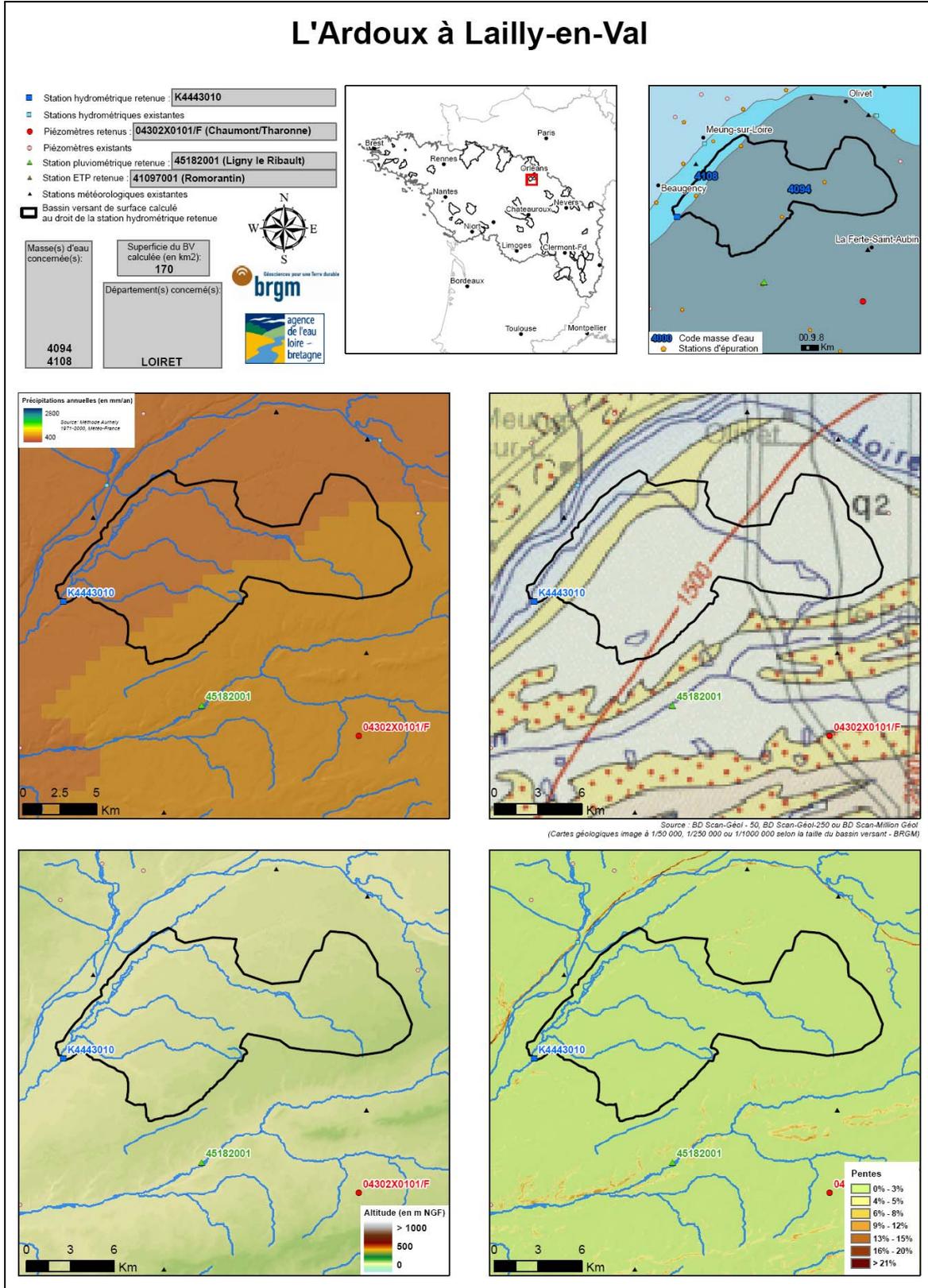
Département(s) concerné(s):
**CANTAL
 HAUTE-LOIRE
 PUY-DE-DOME**

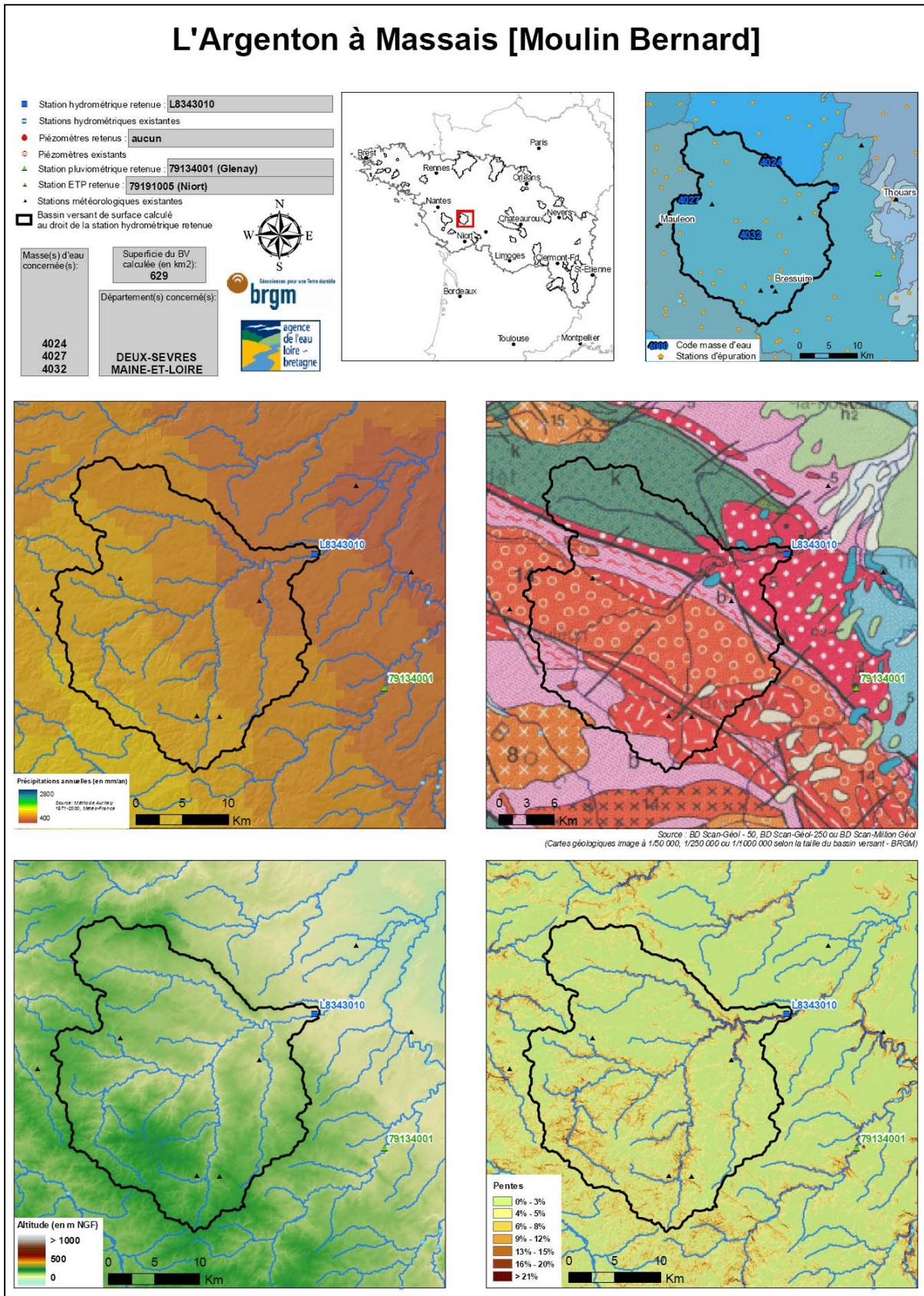
 Géosciences pour une Terre durable

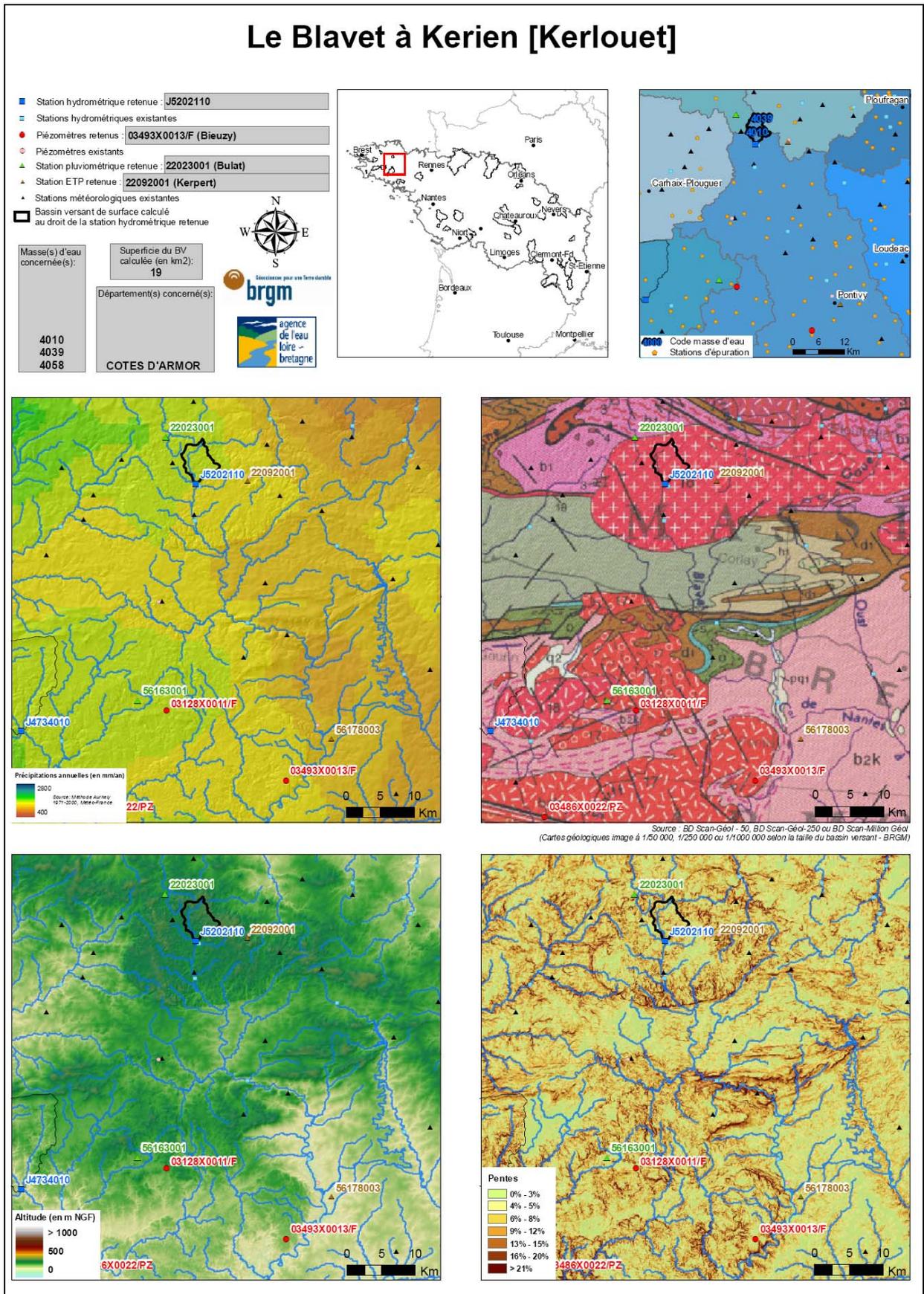













La Borne occidentale à Espaly-Saint-Marcel

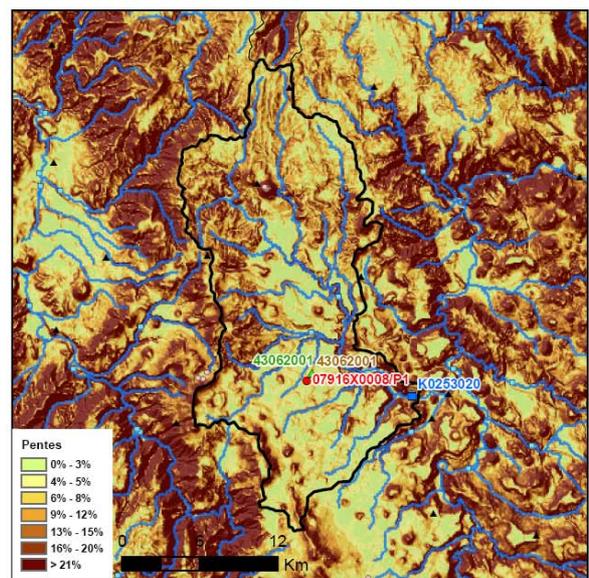
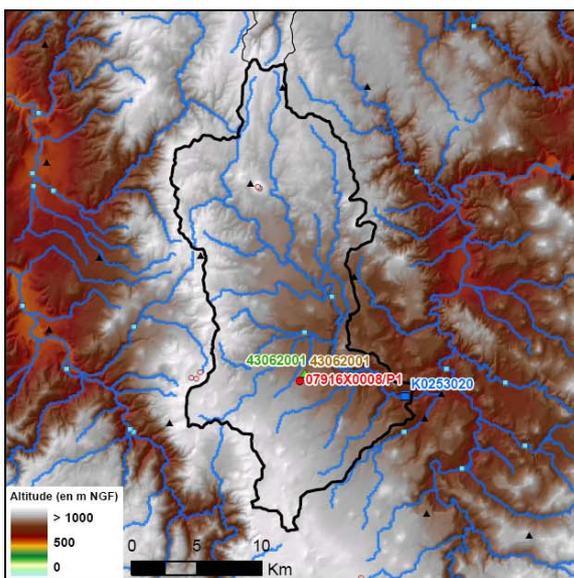
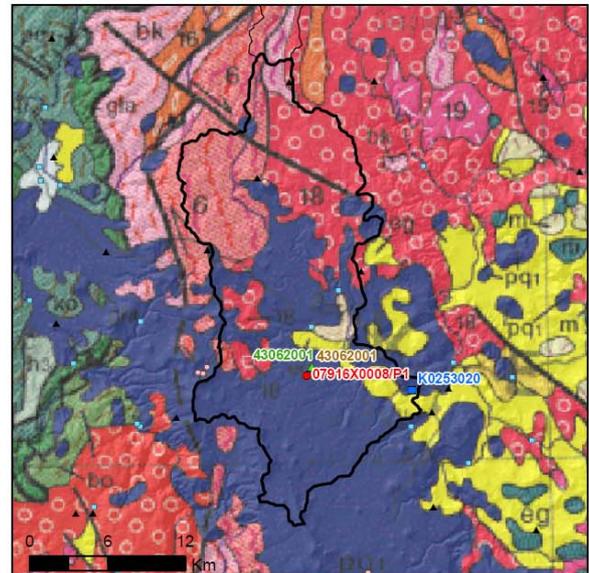
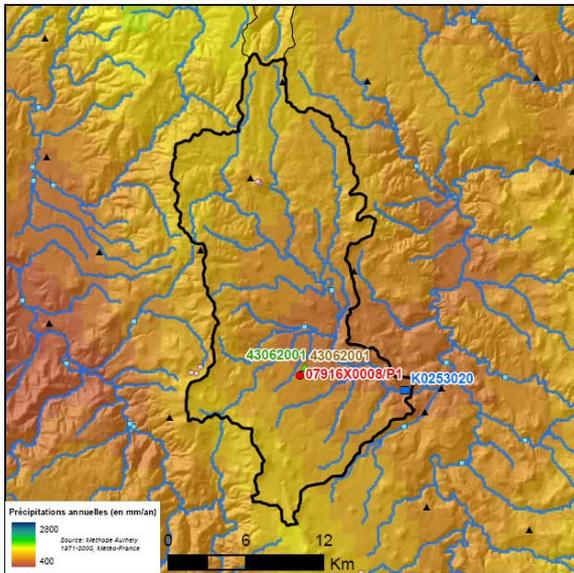
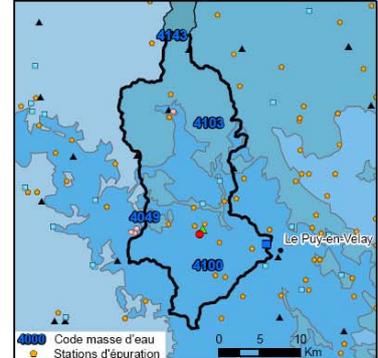
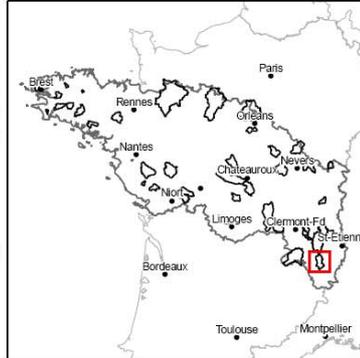
■ Station hydrométrique retenue : **K0253020**
■ Stations hydrométriques existantes
● Piézomètres retenus : **07916X0008/P1 (Chaspuzac)**
● Piézomètres existants
▲ Station pluviométrique retenue : **43062001 (Le Puy Loudes)**
▲ Station ETP retenue : **43062001 (Le Puy Loudes)**
▲ Stations météorologiques existantes
 Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4049 4100 4103 4143	369
Département(s) concerné(s):	
HAUTE-LOIRE	



 Géosciences pour une Terre durable


 agence de l'eau Loire-Bretagne



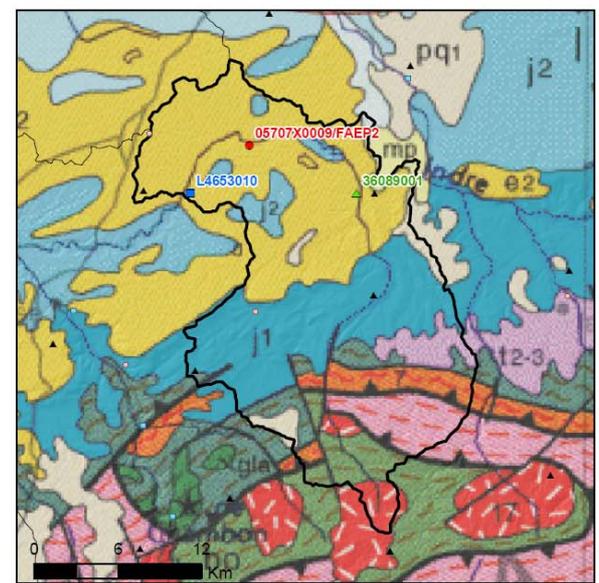
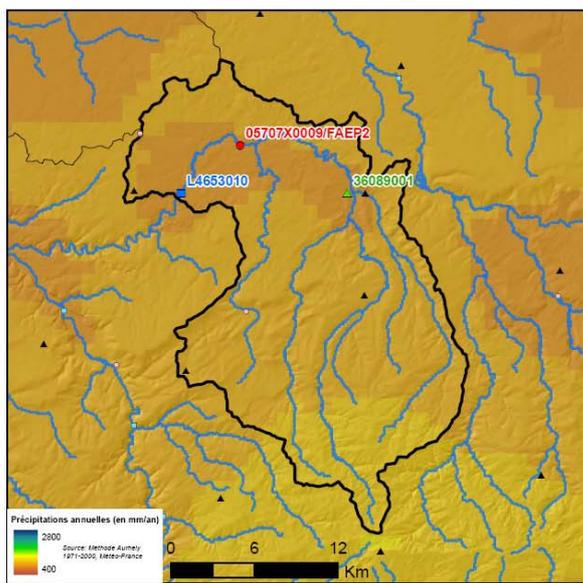
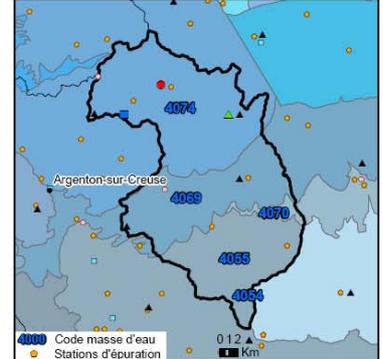
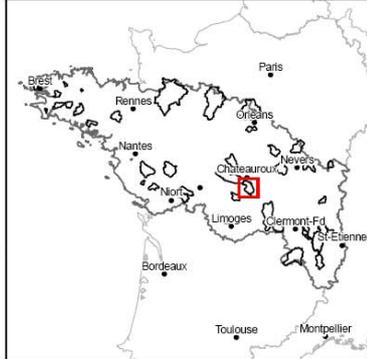
La Bouzanne à Velles [Forges]

■ Station hydrométrique retenue : **L4653010**
■ Stations hydrométriques existantes
● Piézomètres retenus : **05707X0009/FAEP2 (Arthon)**
● Piézomètres existants
▲ Station pluviométrique retenue : **36089001 (Jeu les Bois)**
▲ Station ETP retenue : **36063001 (Chateauroux)**
▲ Stations météorologiques existantes
 Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

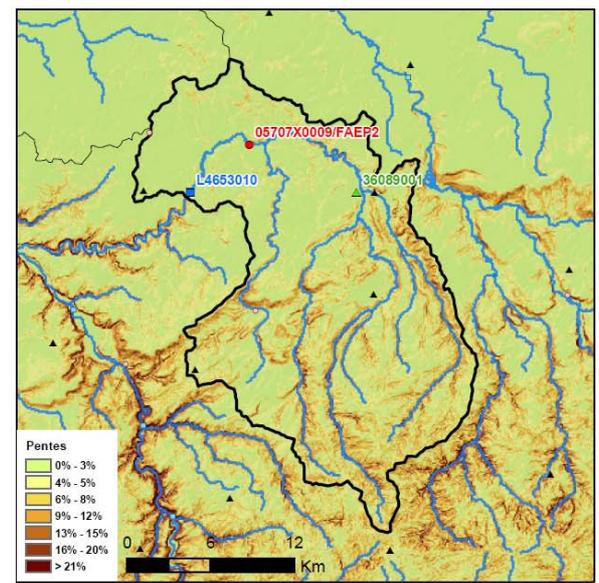
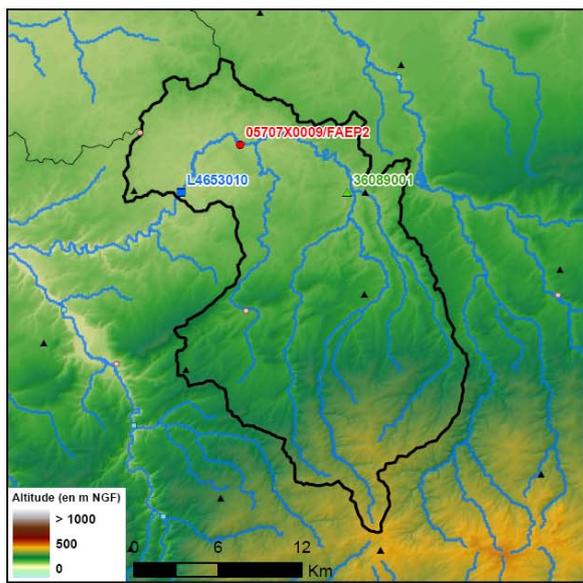
Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4054 4055 4069 4070 4074	437
Département(s) concerné(s):	
CREUSE INDRE	

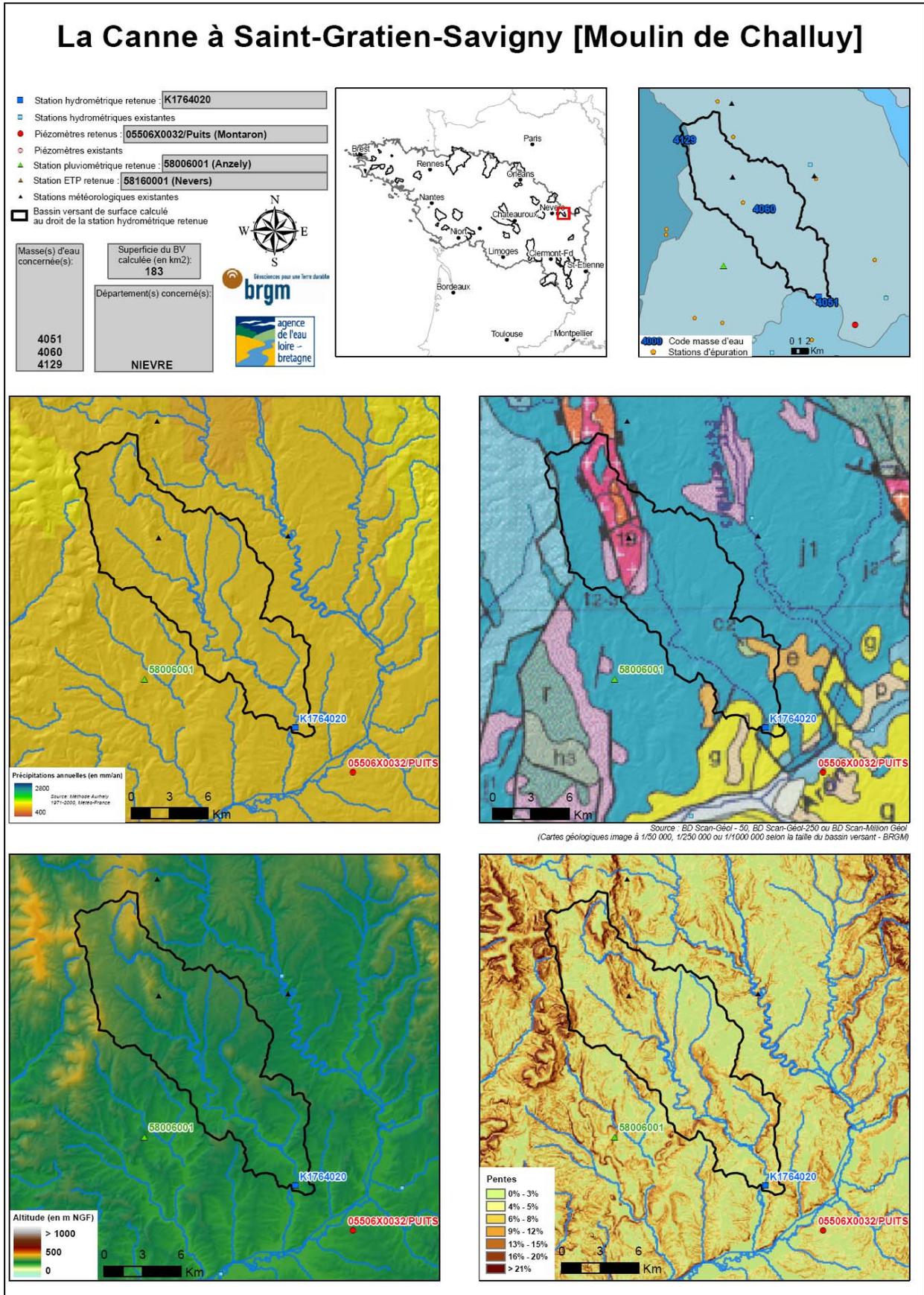






Source : BD Scan-Geol - 50, BD Scan-Geol-250 ou BD Scan-Millon Geol (Cartes géologiques image à 1/50 000, 1/250 000 ou 1/1000 000 selon la taille du bassin versant - BRGM)





La Claise au Grand-Pressigny [Étableau 2]

- Station hydrométrique retenue : **L6202030**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **05422X0015/F (Corpe)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **86027001 (Poitiers)**
- ▲ Station ETP retenue : **86027001 (Poitiers)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

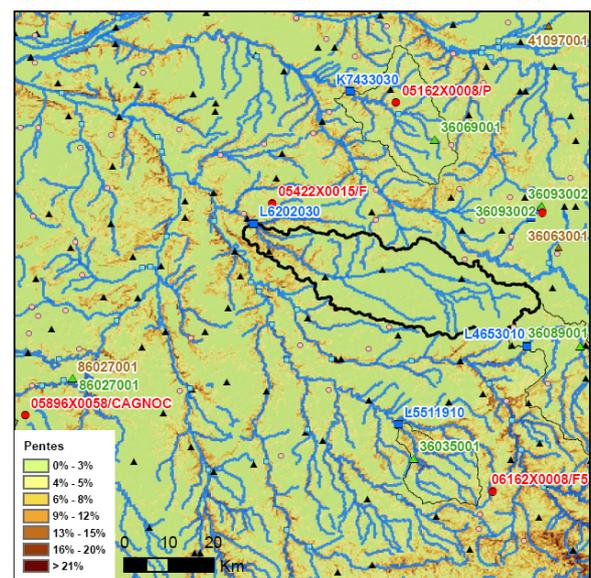
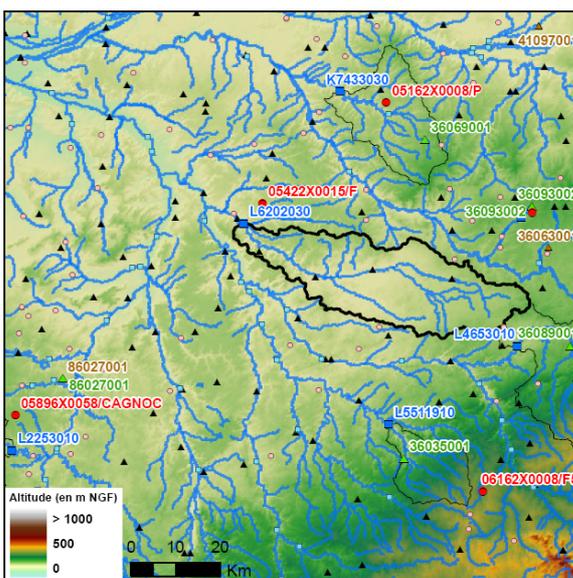
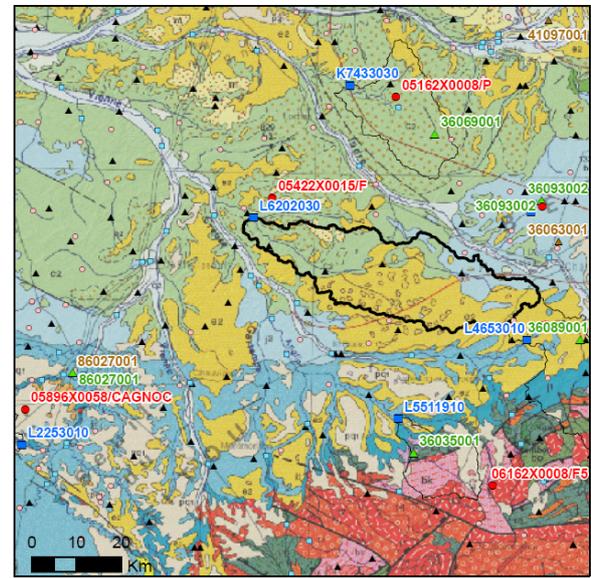
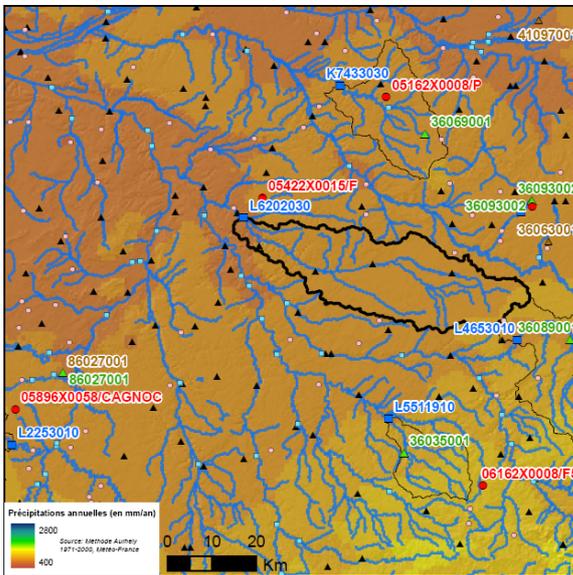
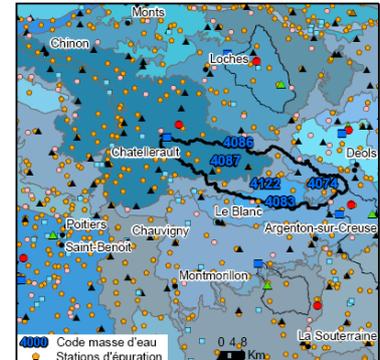
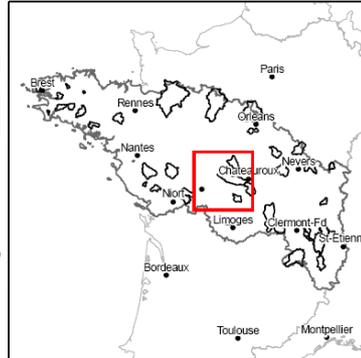
Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4074 4083 4086 4087 4122	890
Département(s) concerné(s):	
INDRE INDRE-ET-LOIRE	



Géosciences pour une Terre durable



agence de l'eau loire-bretagne



La Conie à Conie-Molitard [Pont de Bleuët]

- Station hydrométrique retenue : **M1073001**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **Piézomètre indicateur de Beauce**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **28198001 (Chateaudun)**
- ▲ Station ETP retenue : **28070001 (Chartres)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

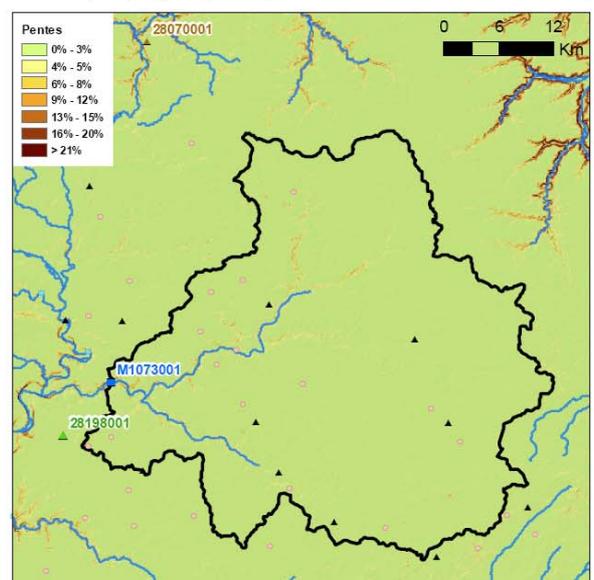
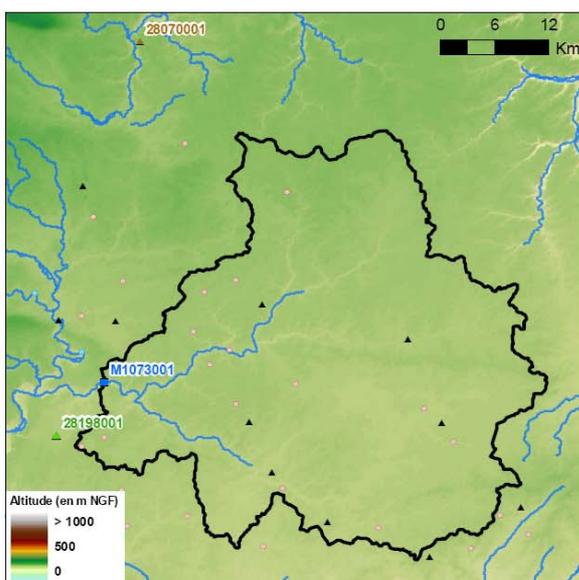
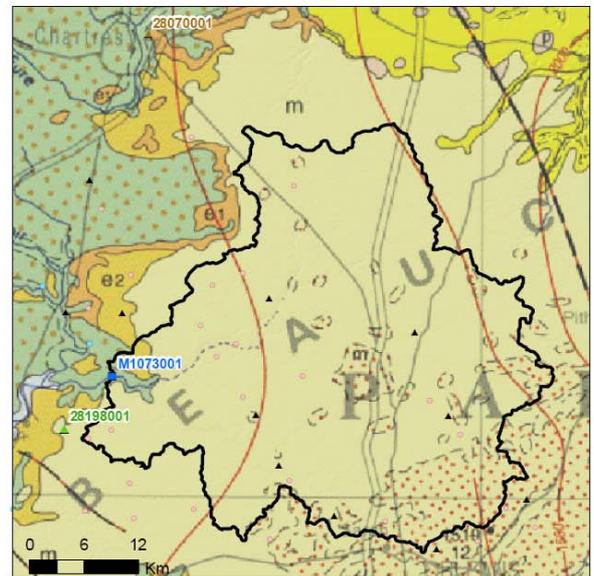
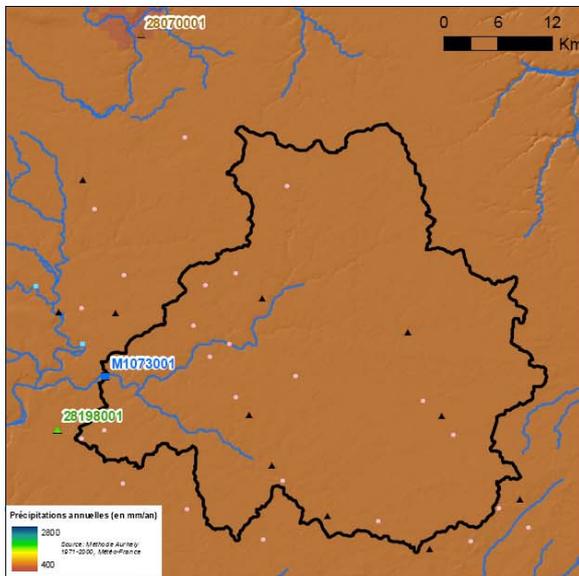
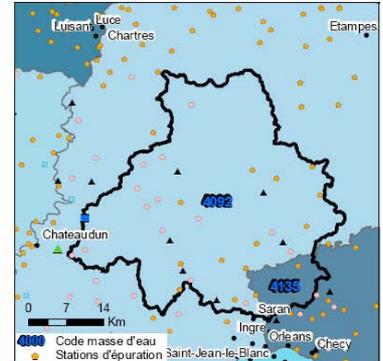
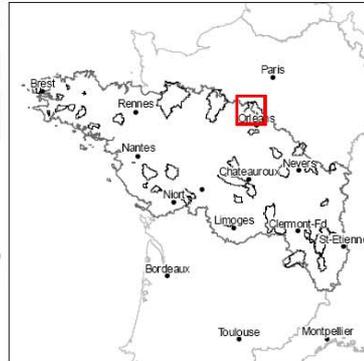
Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4092 4135	1446
Département(s) concerné(s):	
EURE-ET-LOIR LOIRET	



Service pour un Territoire durable
brgm



agence de l'eau
loire - bretagne



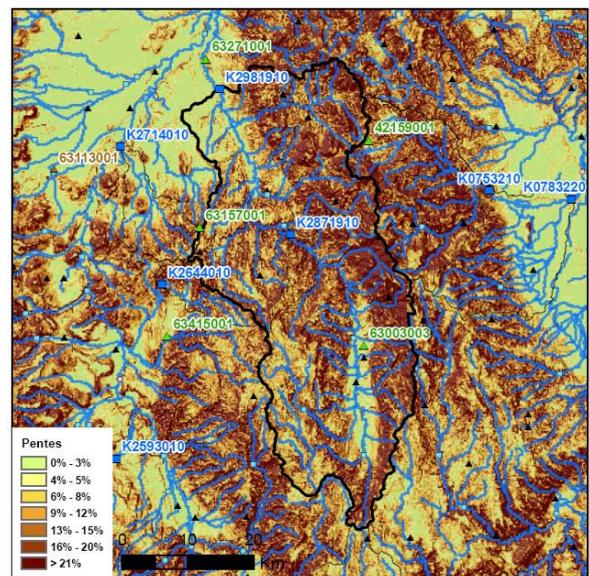
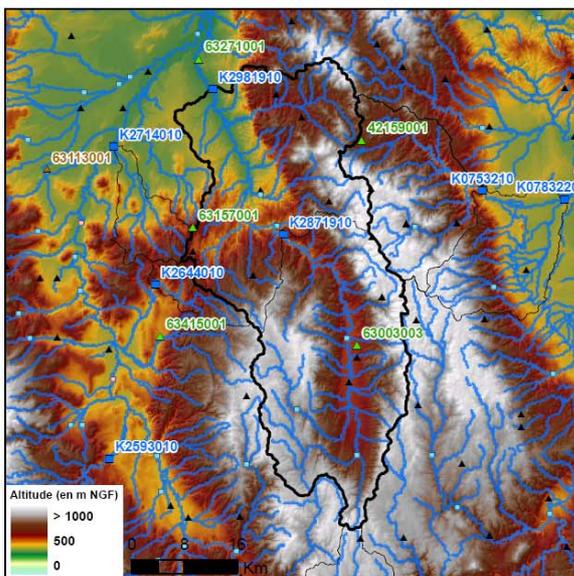
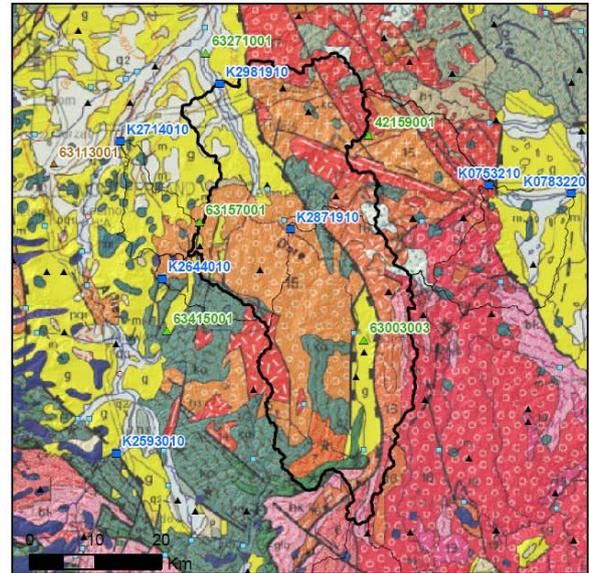
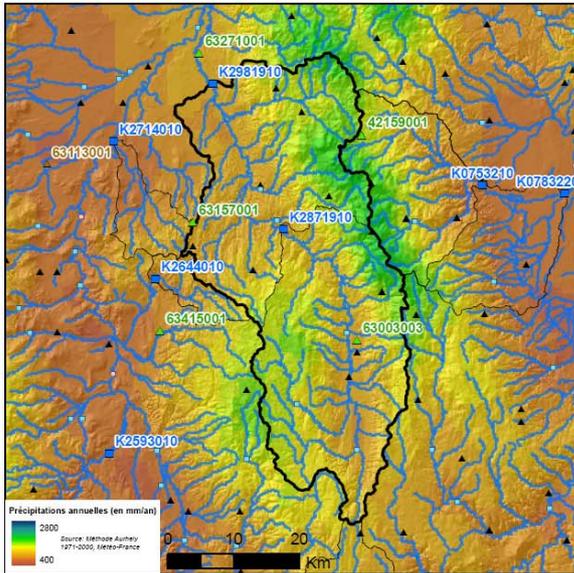
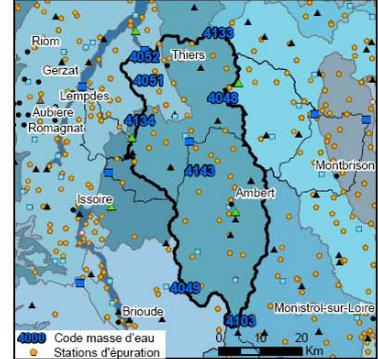
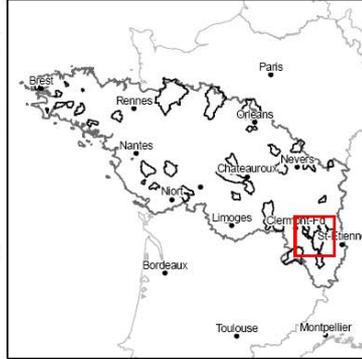
La Dore à Dorat

■ Station hydrométrique retenue : **K2981910**
■ Stations hydrométriques existantes
● Piézomètres retenus : **aucun**
● Piézomètres existants
▲ Station pluviométrique retenue : **63271001 (Pasières)**
▲ Station ETP retenue : **63113001 (Clermont Ferrand)**
▲ Stations météorologiques existantes
 Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concerné(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4048 4049 4051 4052 4103 4133 4134 4143	1525
Département(s) concerné(s):	
HAUTE-LOIRE LOIRE PUY-DE-DOME	


 Géosciences pour une terre durable

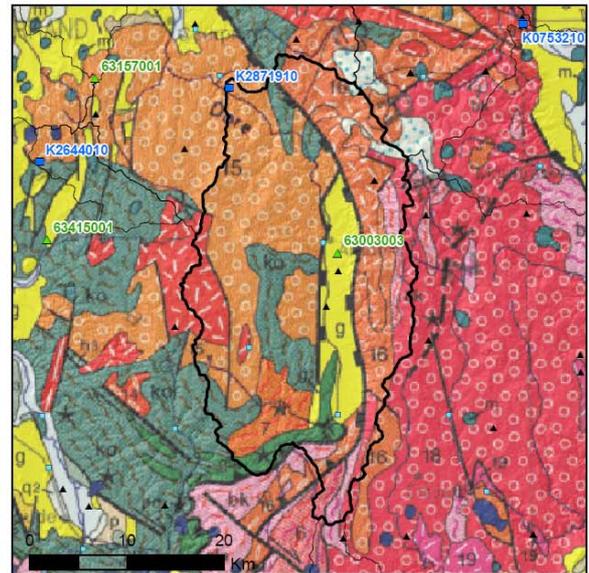
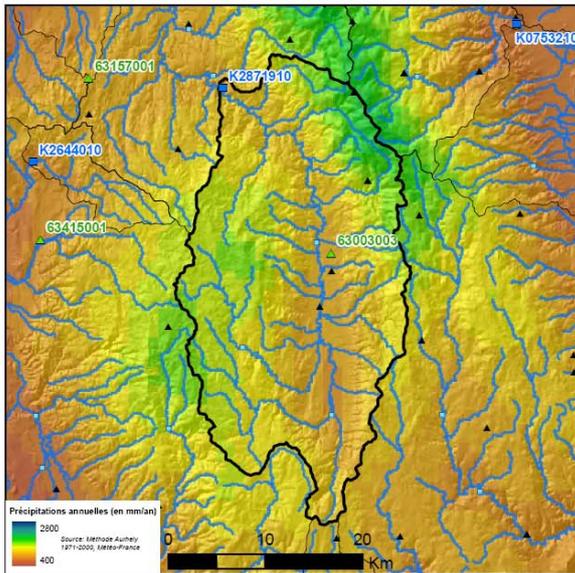
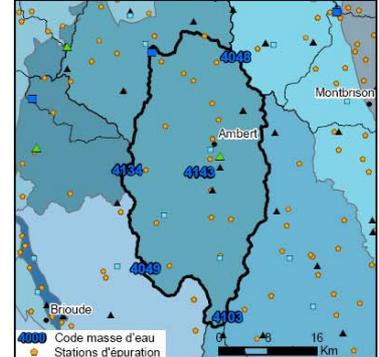
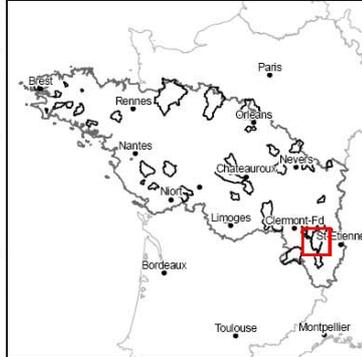
 agence de l'eau Loire - Bretagne



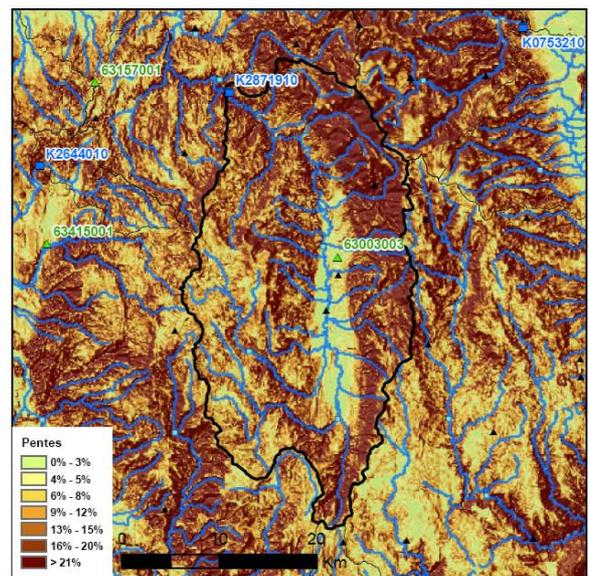
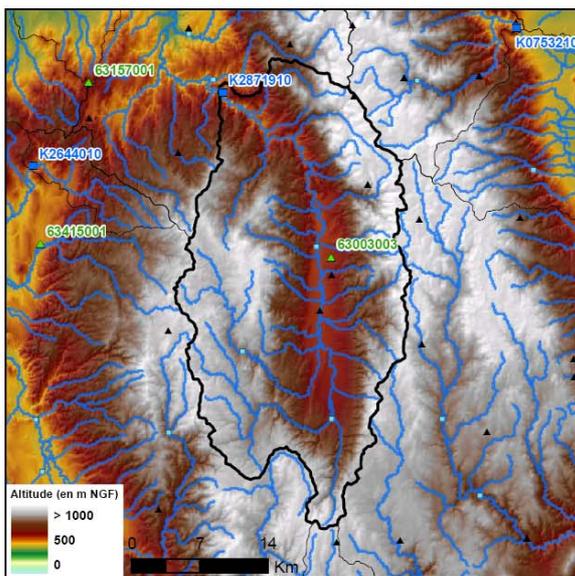
La Dore à Tours-sur-Meymont [Giroux]

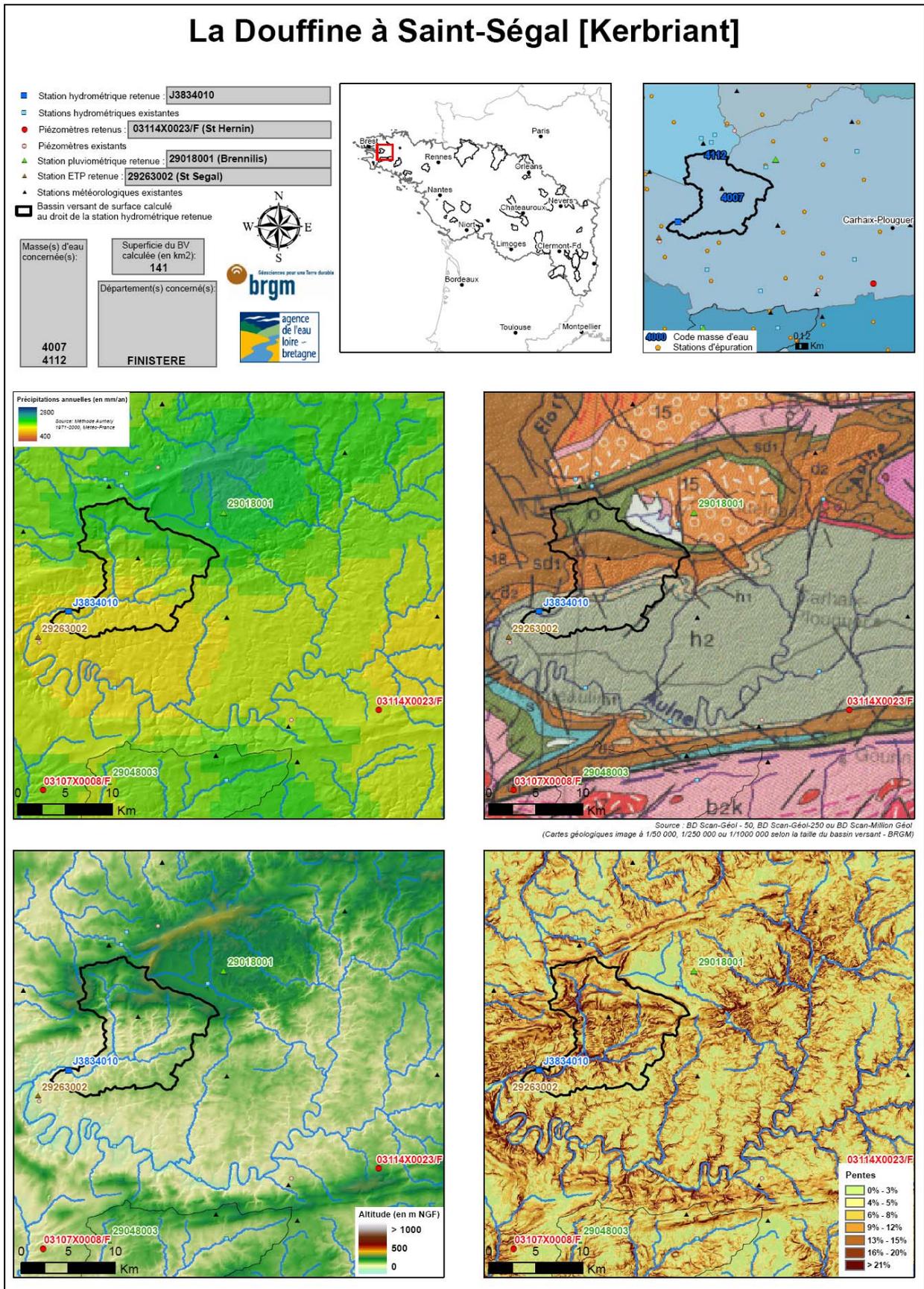
- Station hydrométrique retenue : **K2871910**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **aucun**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **63003003 (Ambert)**
- ▲ Station ETP retenue : **63113001 (Clermont Ferrand)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- ▭ Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue.

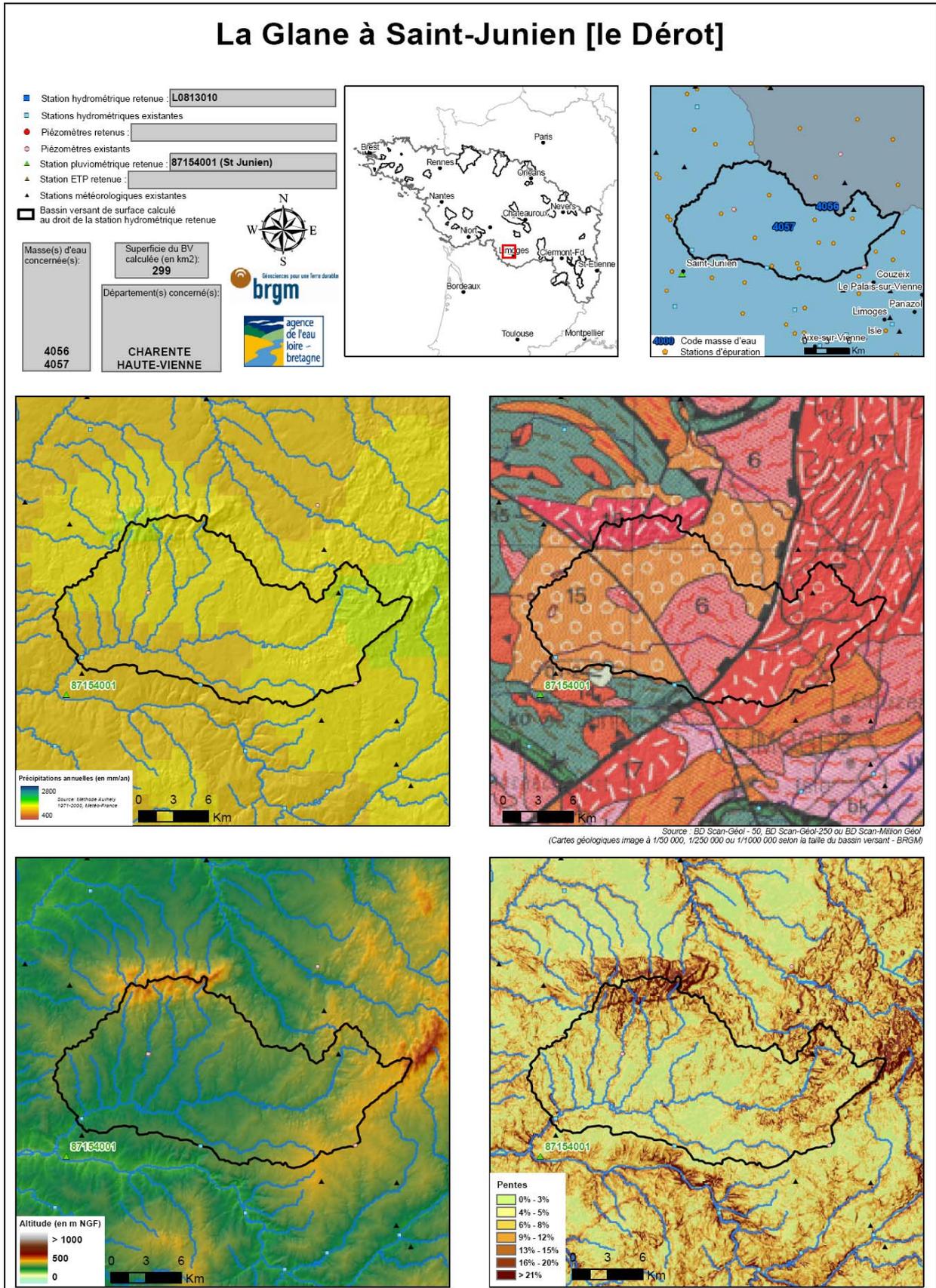
Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4048 4049 4103 4134 4143	797
Département(s) concerné(s):	
HAUTE-LOIRE LOIRE PUY-DE-DOME	



Source : BD Scan-Géol - 50, BD Scan-Géol-250 ou BD Scan-Millon Géol (Cartes géologiques image à 1/50 000, 1/250 000 ou 1/1000 000 selon la taille du bassin versant - BRGM)







L'Huisne à Montfort-le-Gesnois [la Pécardière]

- Station hydrométrique retenue : **M0421510**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **02896X0013/F2 (Trizay)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **61001001 (Alençon)**
- ▲ Station ETP retenue : **61001001 (Alençon)**
- ▲ Stations météorologiques existantes

■ Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

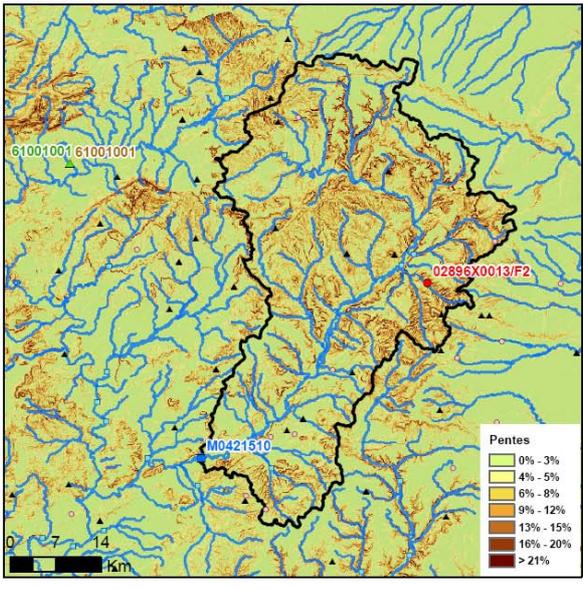
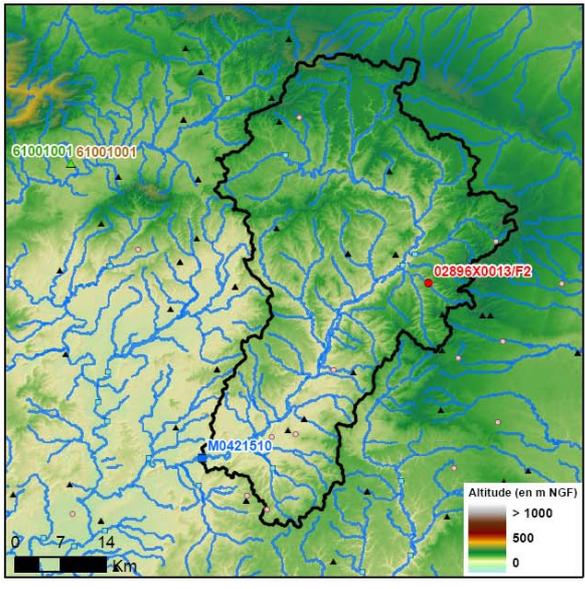
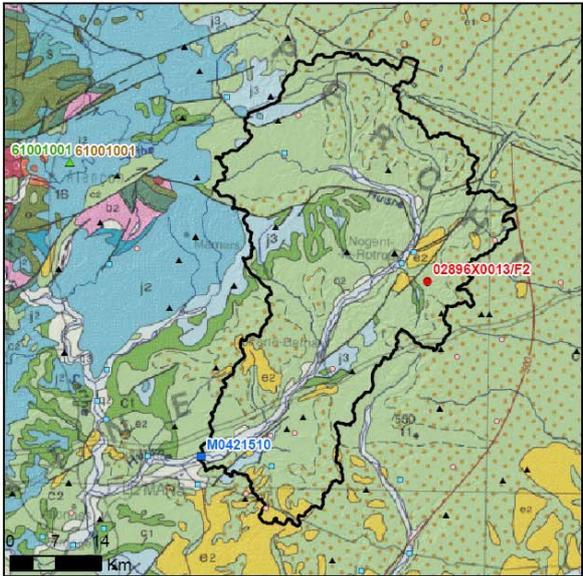
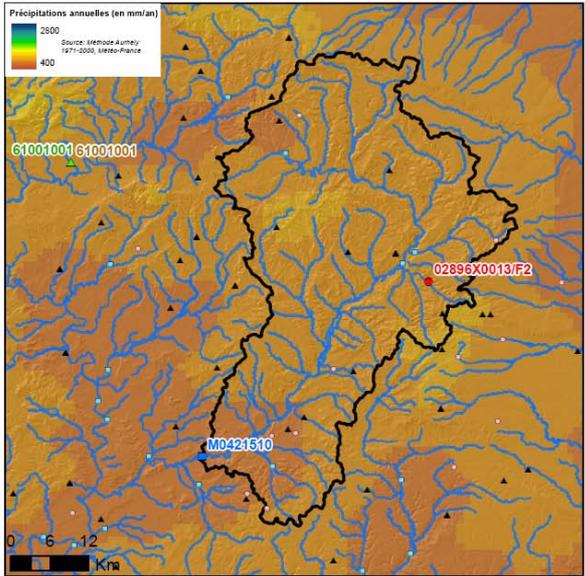
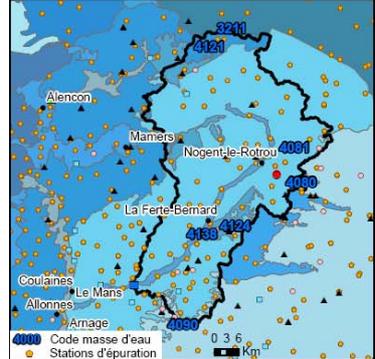
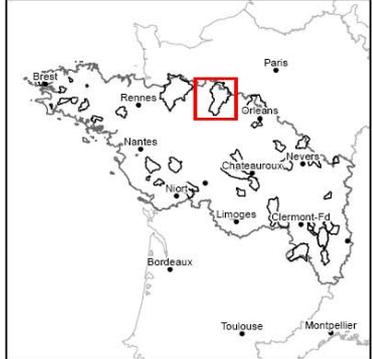
Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
3211	1918
4080	
4081	Département(s) concerné(s):
4090	EURE-ET-LOIR
4121	ORNE
4124	SARTHE
4138	

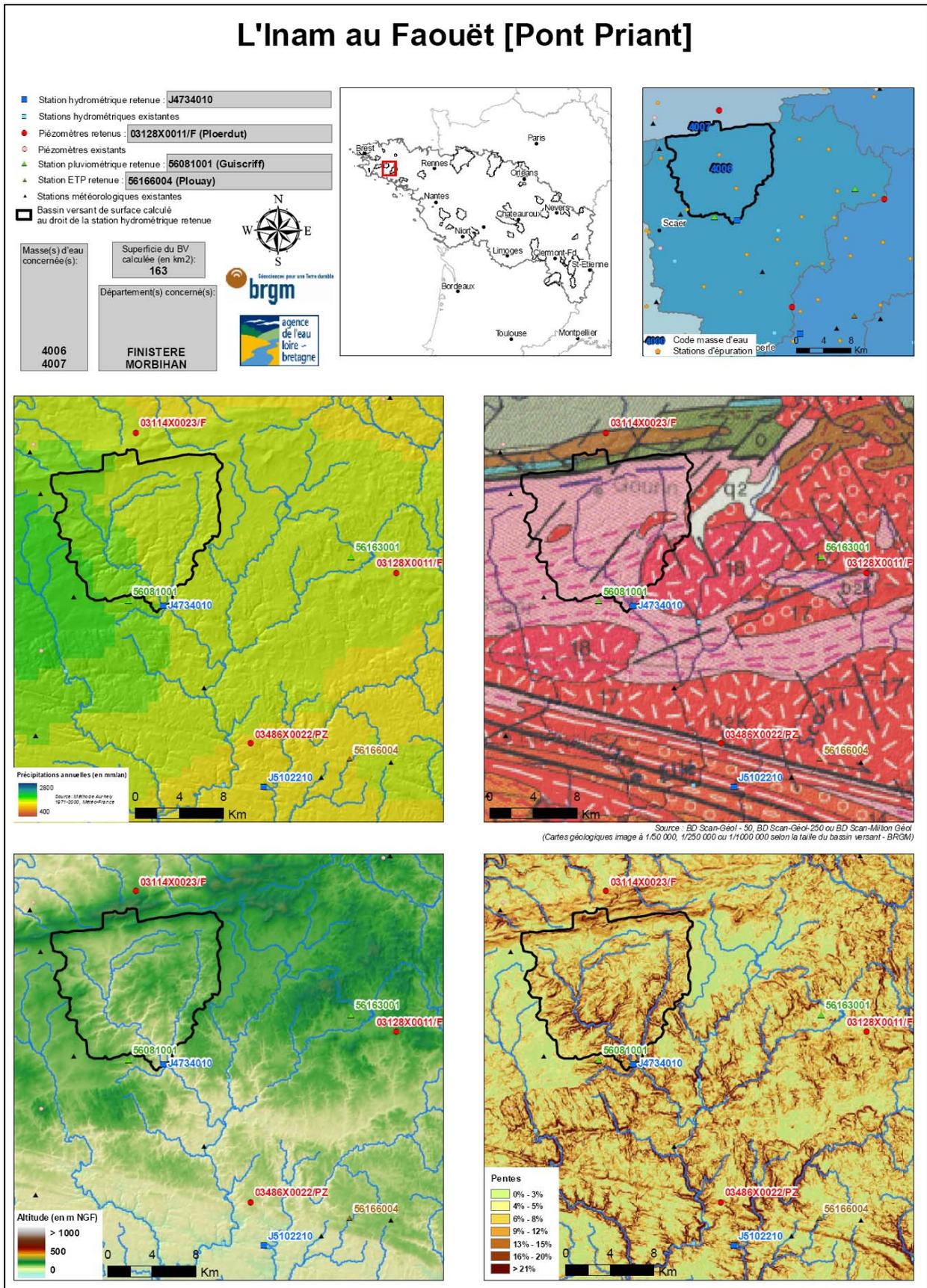


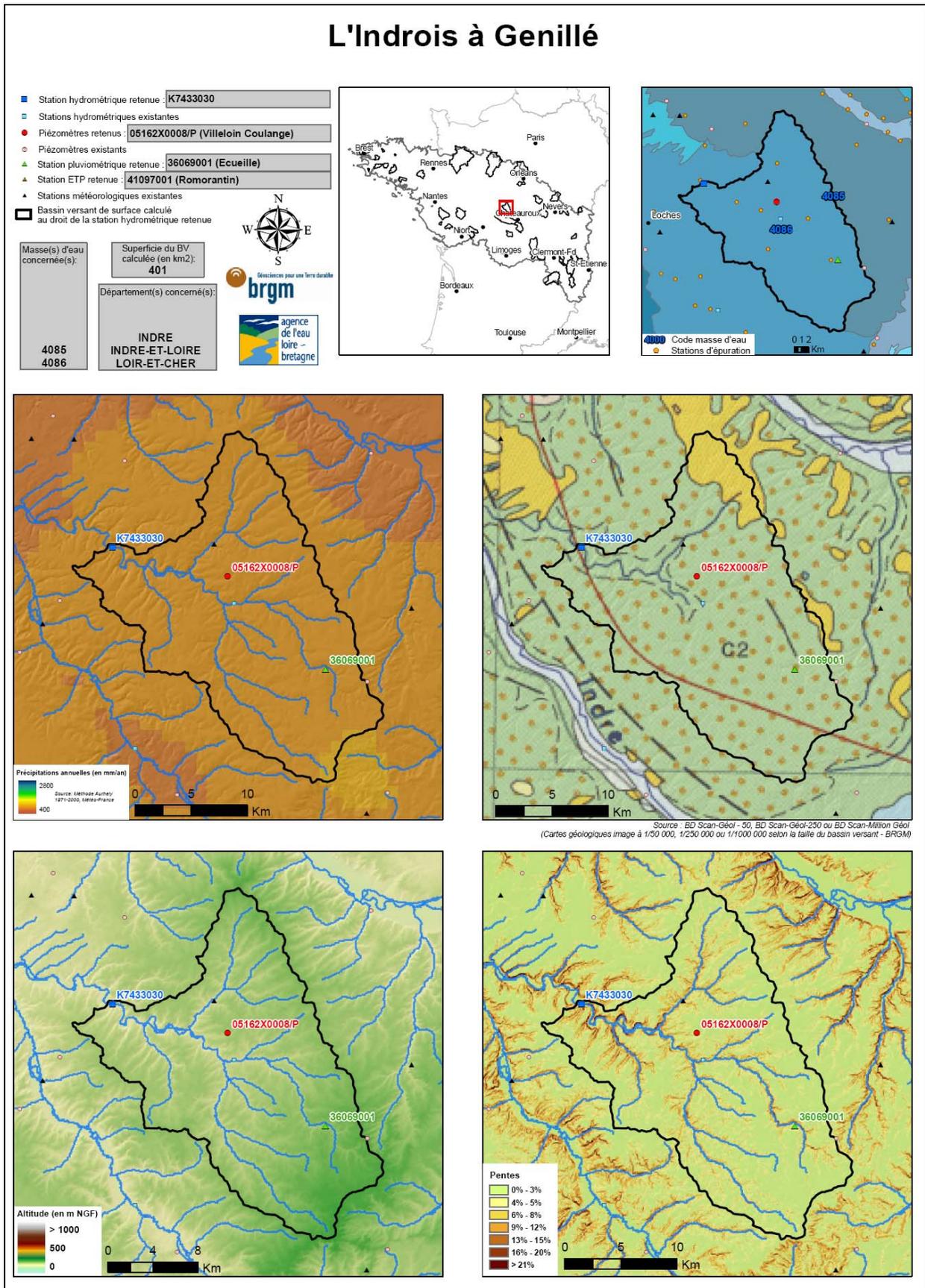
Calculatrices pour une Terre durable

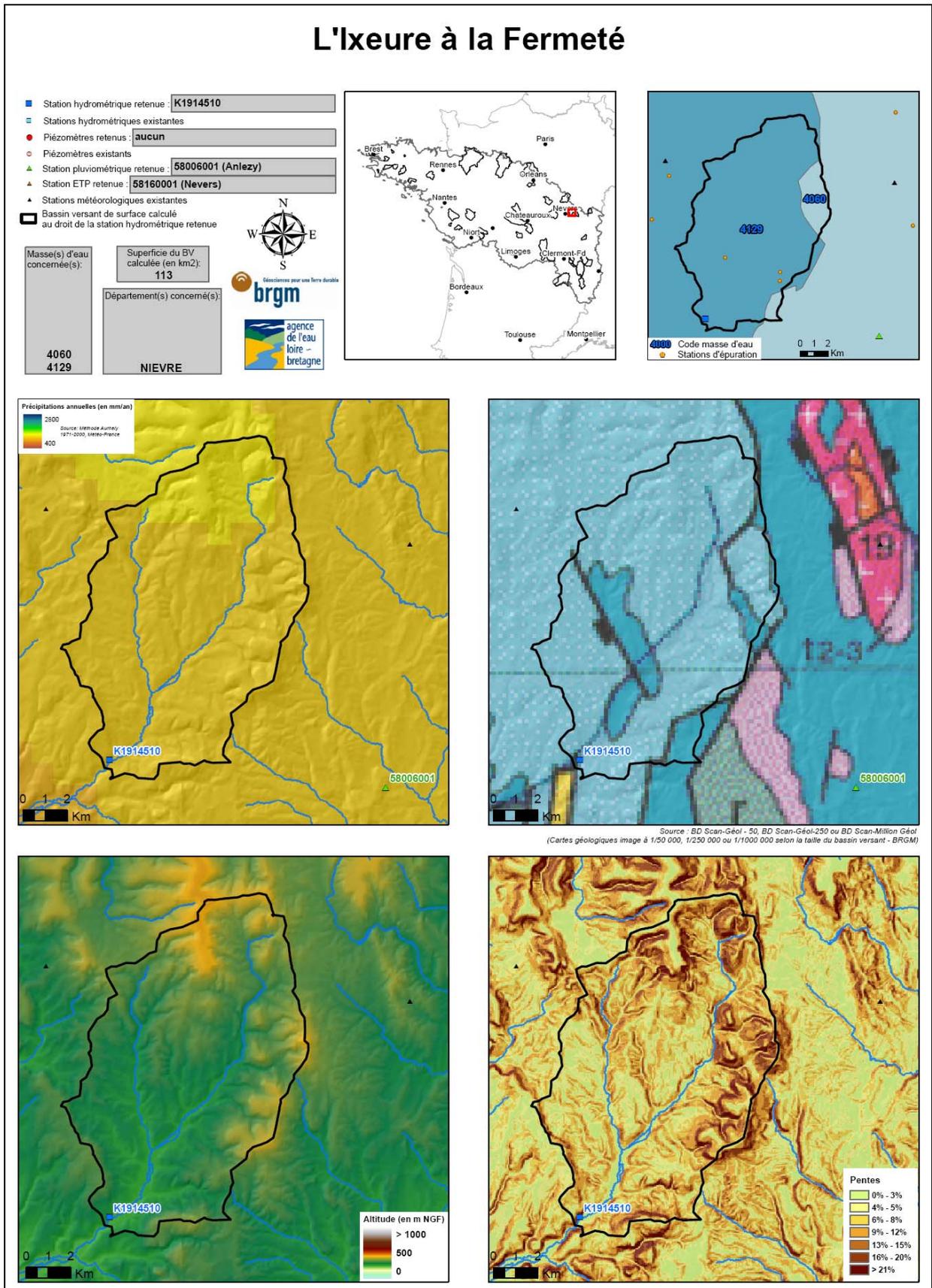


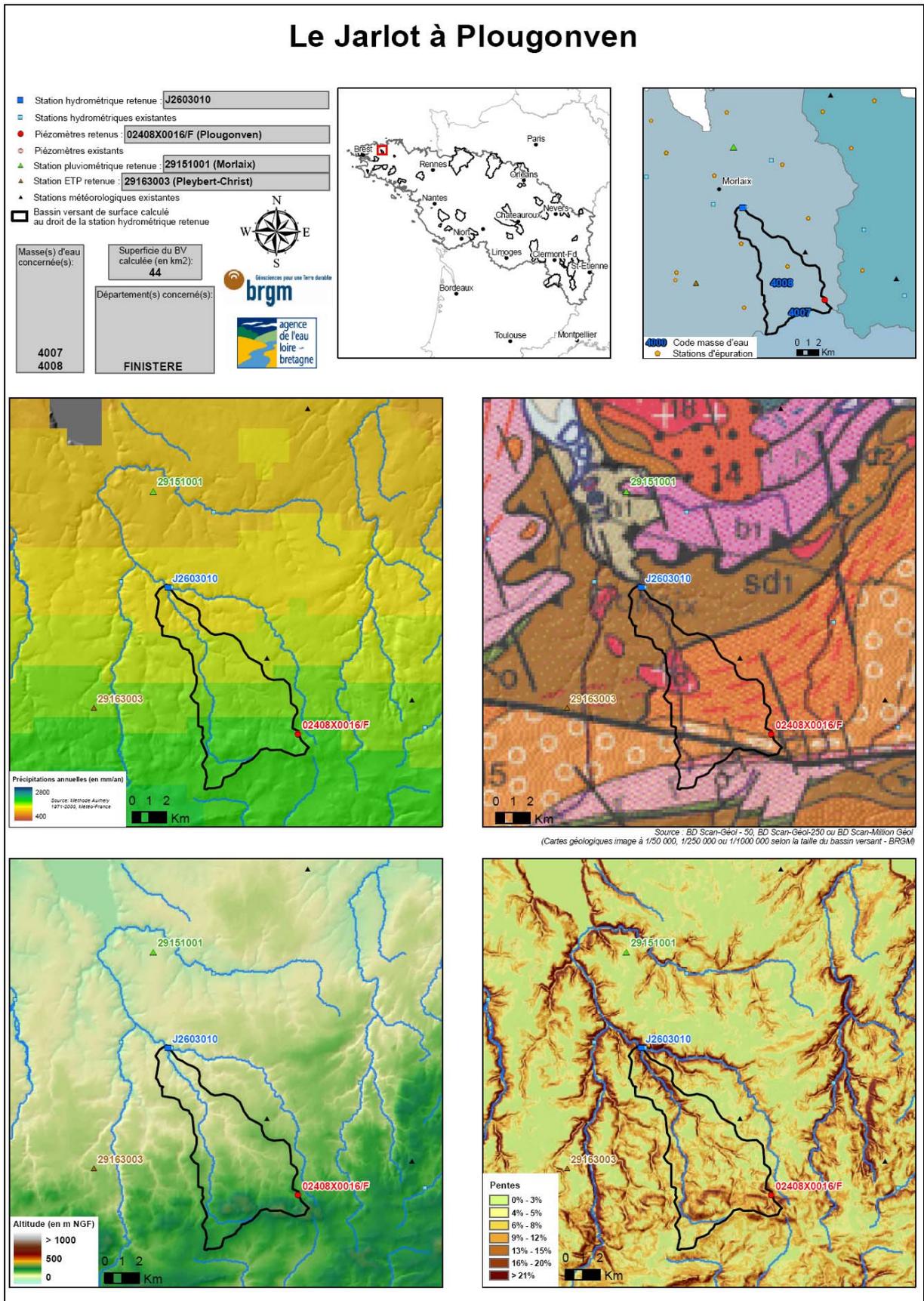
agence de l'eau Loire-Bretagne











Le Joron à Beauregard-l'Évêque [Pont de Saint Aventin]

- Station hydrométrique retenue : **K2714010**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **07174X0178/P1 (Martres)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **63157001 (Fayet-le-Chateau)**
- ▲ Station ETP retenue : **63113001 (Clermont Ferrand)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

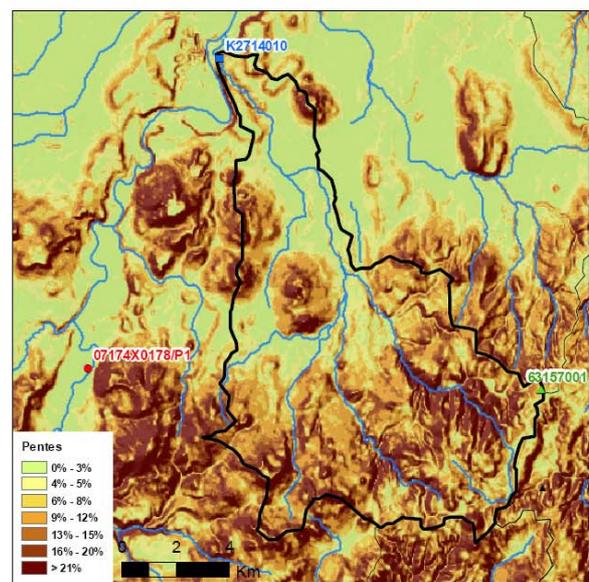
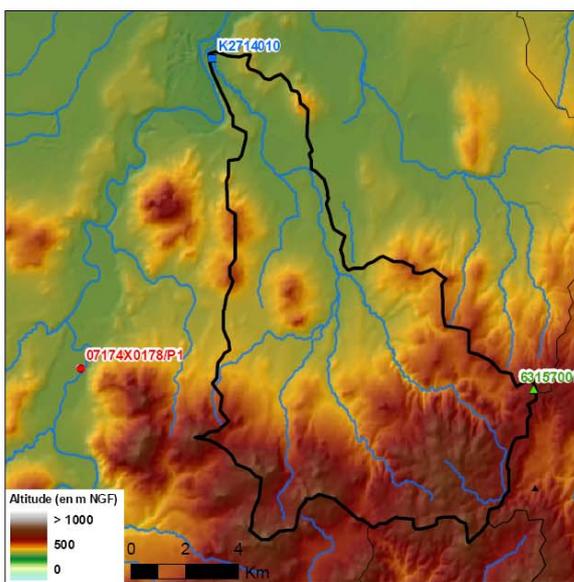
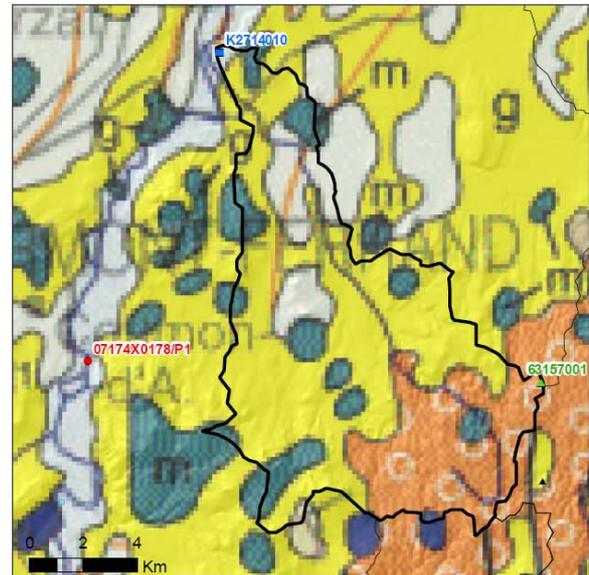
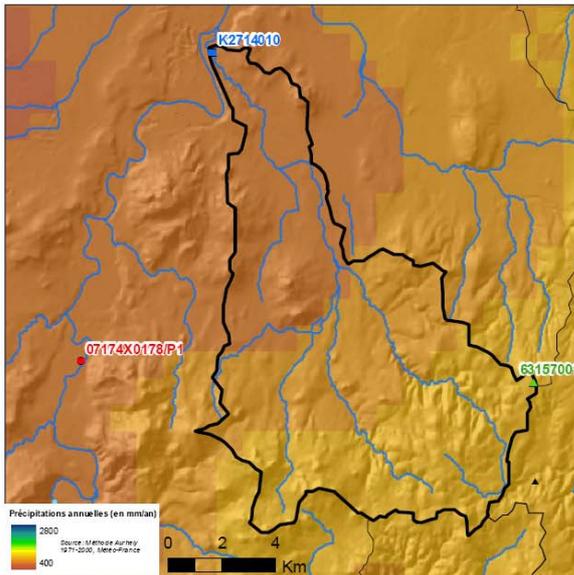
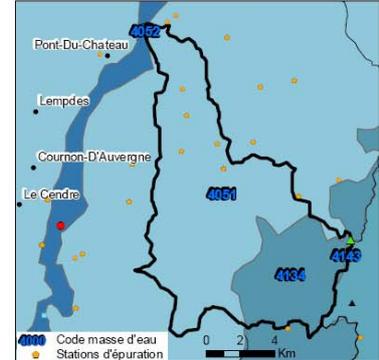
Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4051 4052 4134 4143	118
Département(s) concerné(s):	
PUY-DE-DOME	



Sciences pour une Terre durable



agence de l'eau Loire - Bretagne



Le Lignon de Chalmazel à Poncins [2]

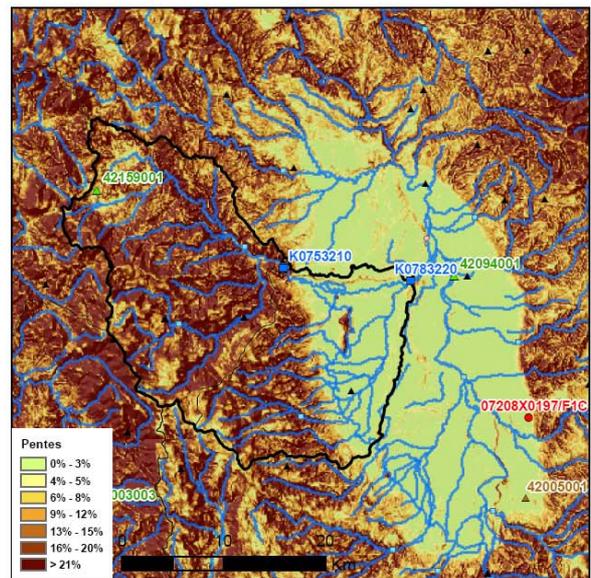
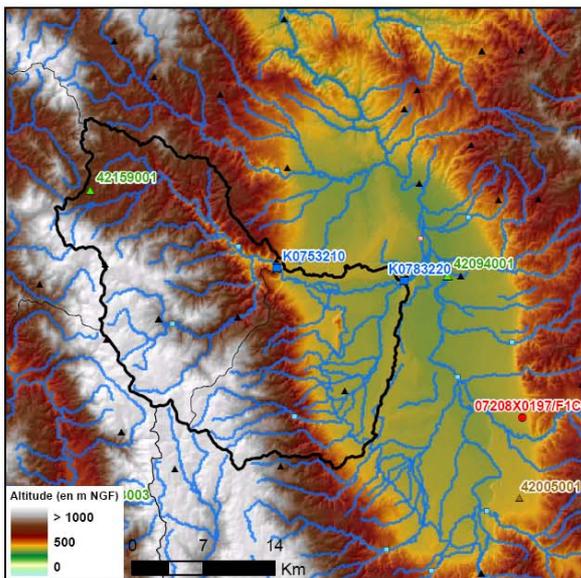
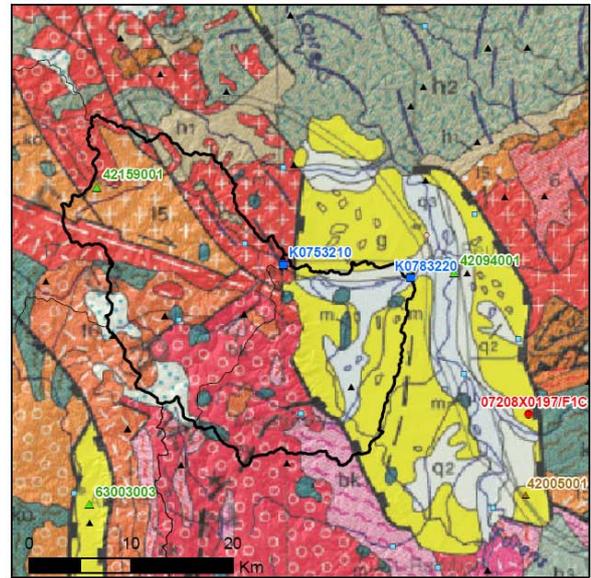
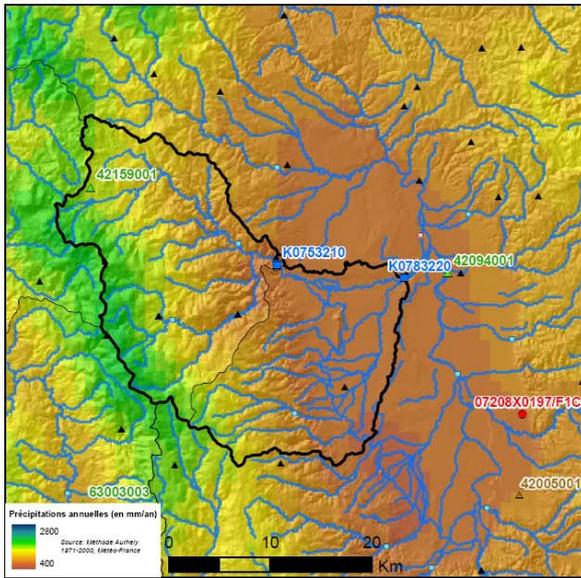
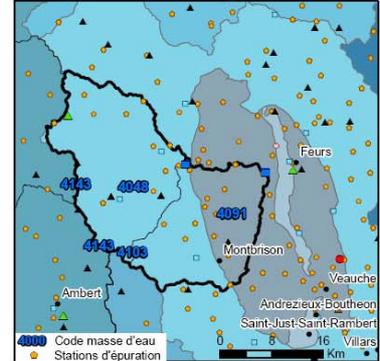
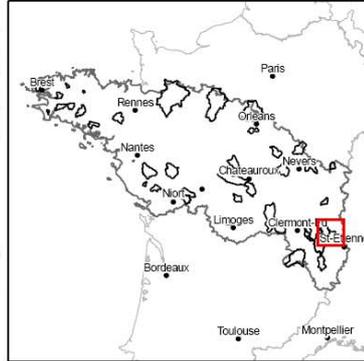
■ Station hydrométrique retenue : **K0773220**
■ Stations hydrométriques existantes
● Piézomètres retenus : **07208X0197/F1C (St Galmier)**
○ Piézomètres existants
▲ Station pluviométrique retenue : **42159001 (Noiretable)**
▲ Station ETP retenue : **42005001 (St Etienne)**
▲ Stations météorologiques existantes
 Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s):
 4048
 4091
 4103
 4143
 4103
 4143

Superficie du BV calculée (en km²):
661

Département(s) concerné(s):
**LOIRE
 PUY-DE-DOME**

 **brgm**
 Géosciences pour une Terre durable
 **agence de l'eau
 loire -
 bretagne**



Le Lignon du Forez à Boën

- Station hydrométrique retenue : **K0753210**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **aucun**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **42159001 (Noiretable)**
- ▲ Station ETP retenue : **42005001 (St Etienne)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s):

4048

Superficie du BV calculée (en km²):

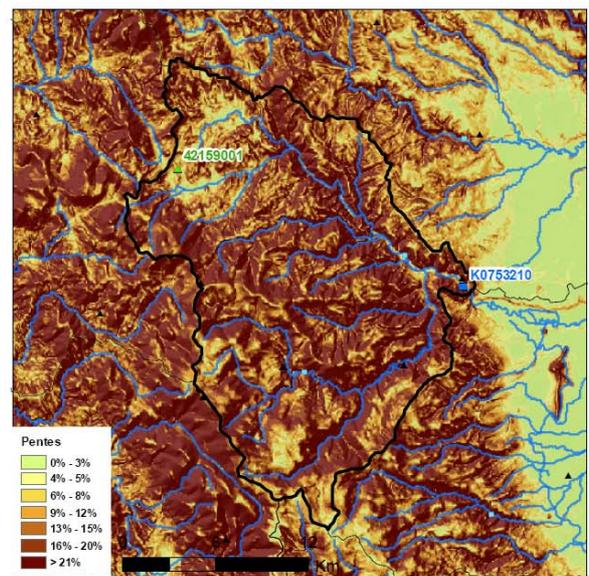
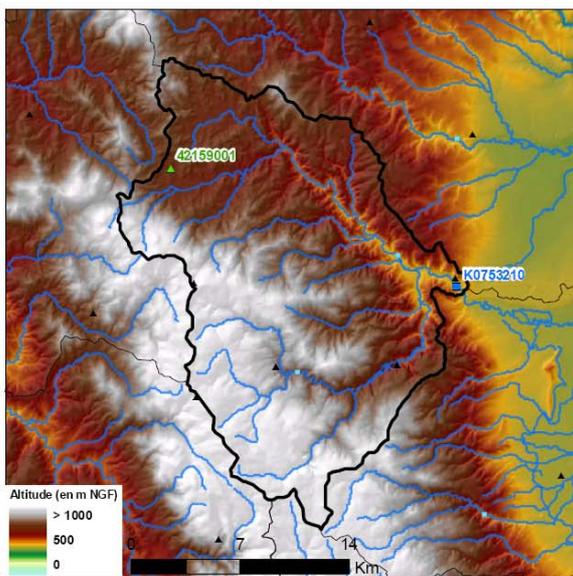
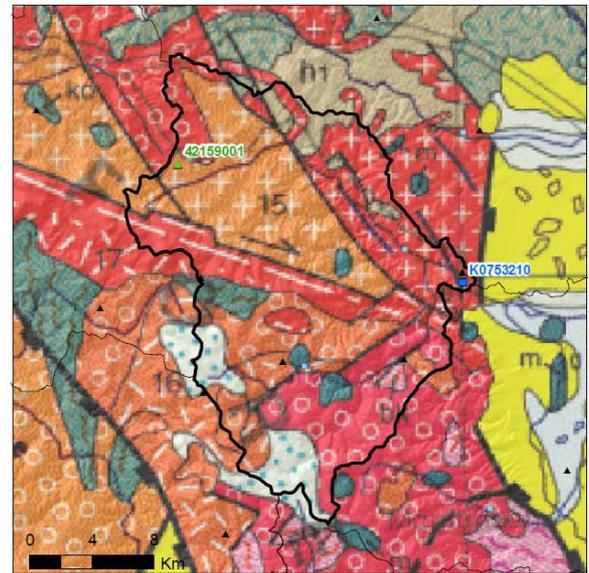
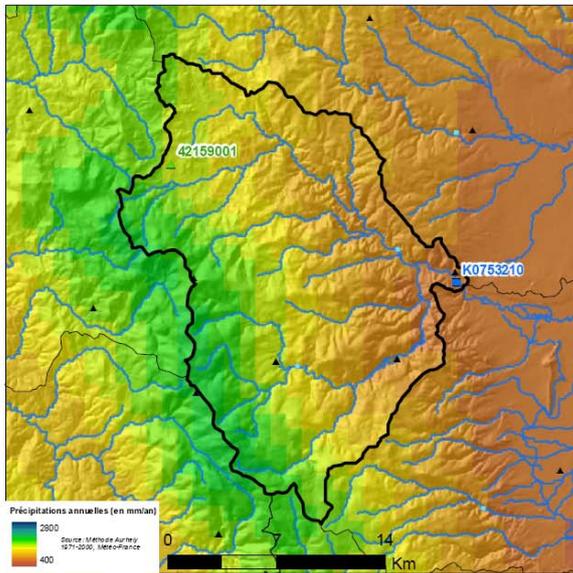
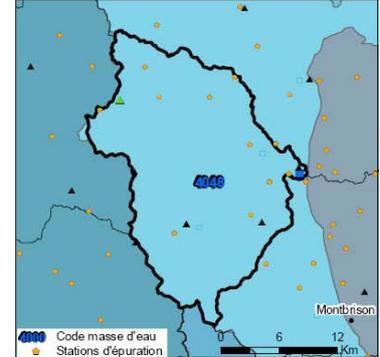
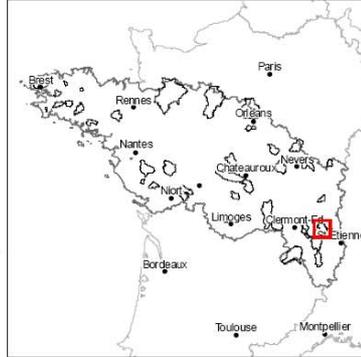
371

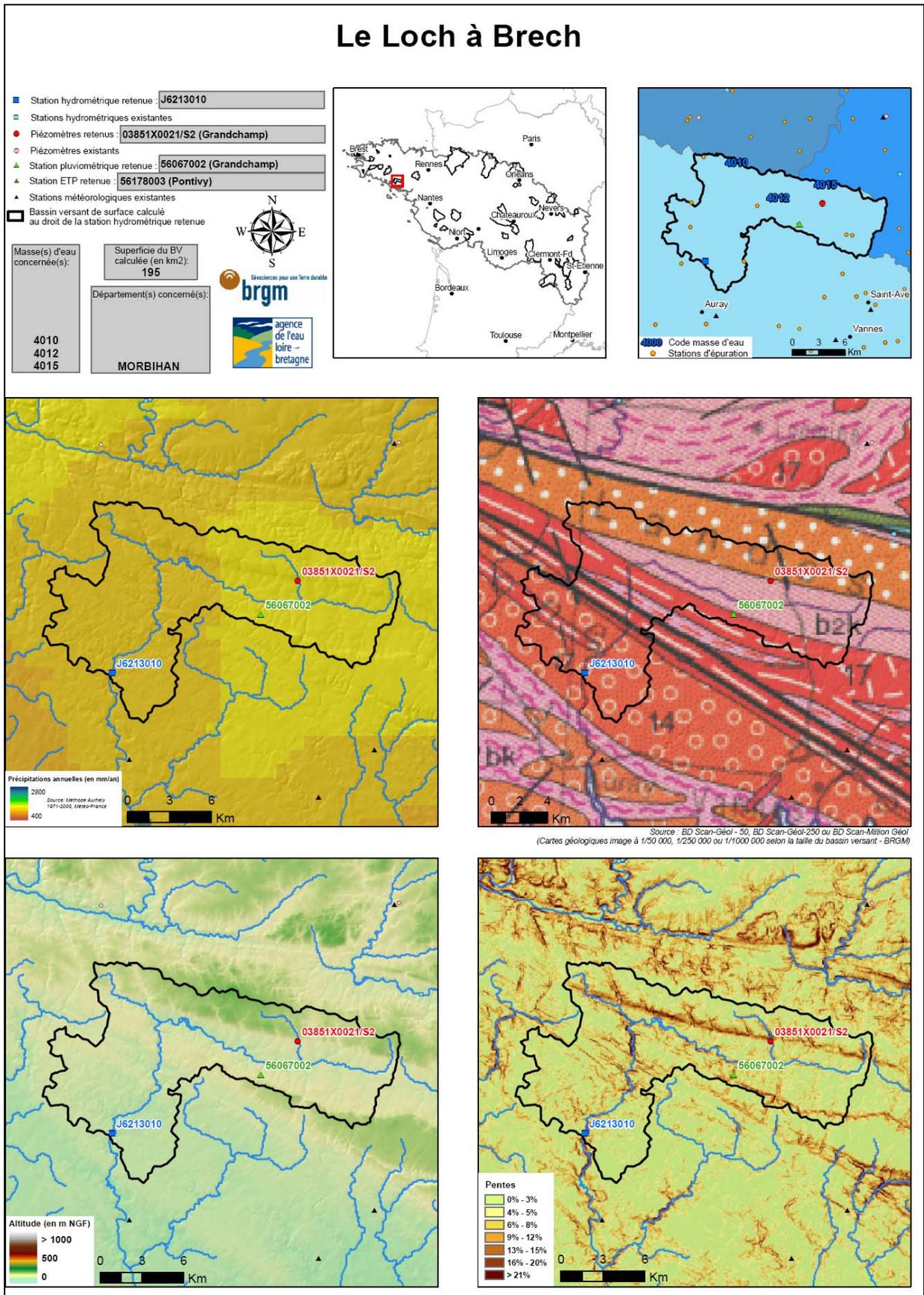
Département(s) concerné(s):

LOIRE



agence de l'eau
loire - bretagne





La Maine à Remouillé

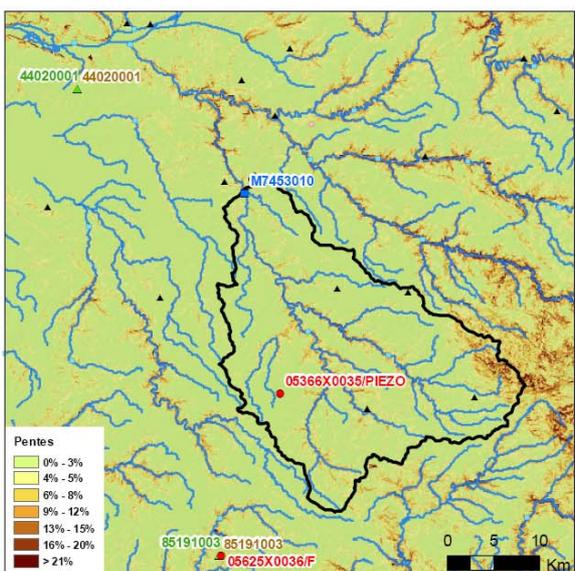
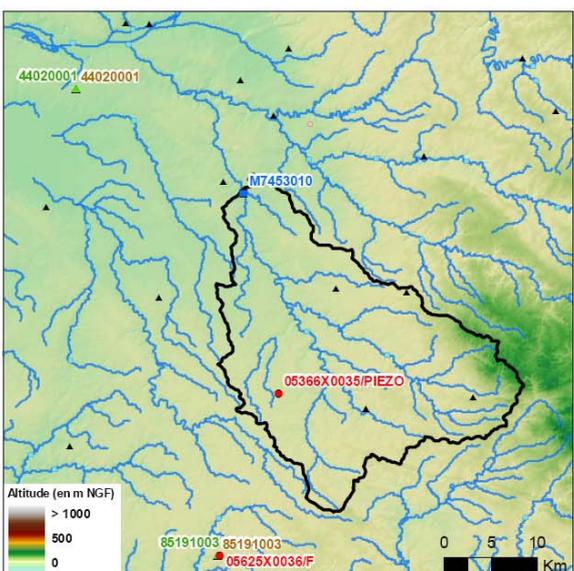
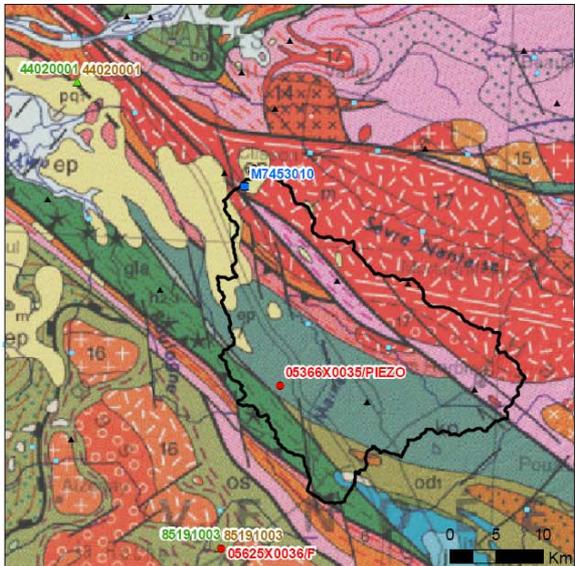
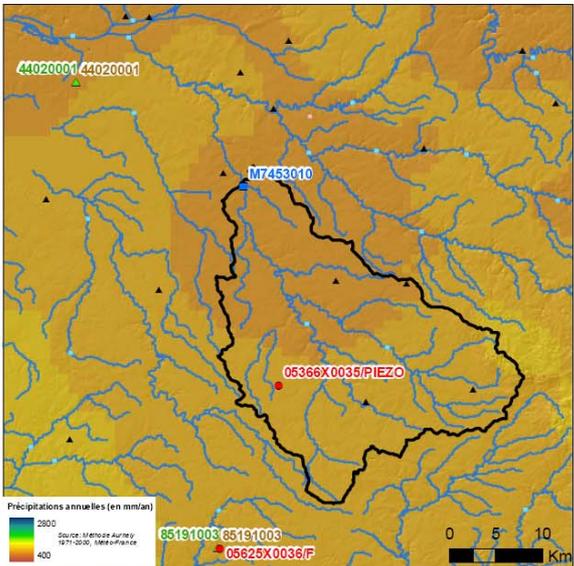
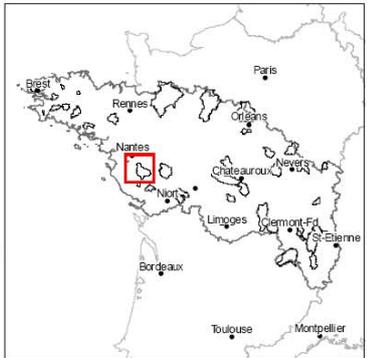
- Station hydrométrique retenue : **M7453010**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **05366X0035 (Brouzils)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **44020001 (Nantes)**
- ▲ Station ETP retenue : **44020001 (Nantes)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s) :

4026
4027
4030
4034

Superficie du BV calculée (en km²):
623

Département(s) concerné(s):
**LOIRE-ATLANTIQUE
VENDEE**



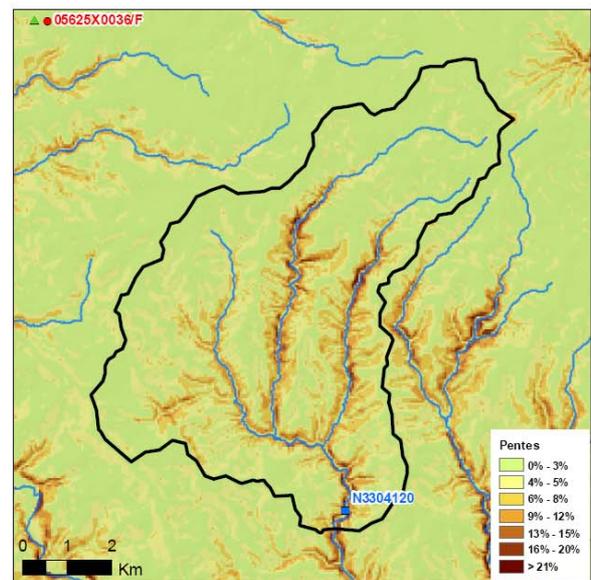
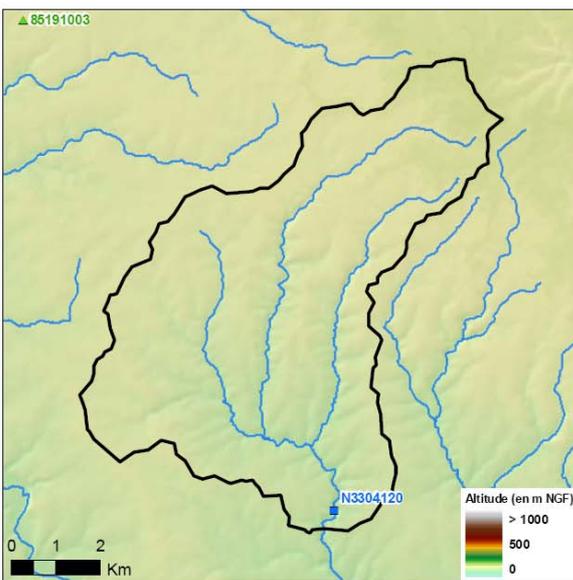
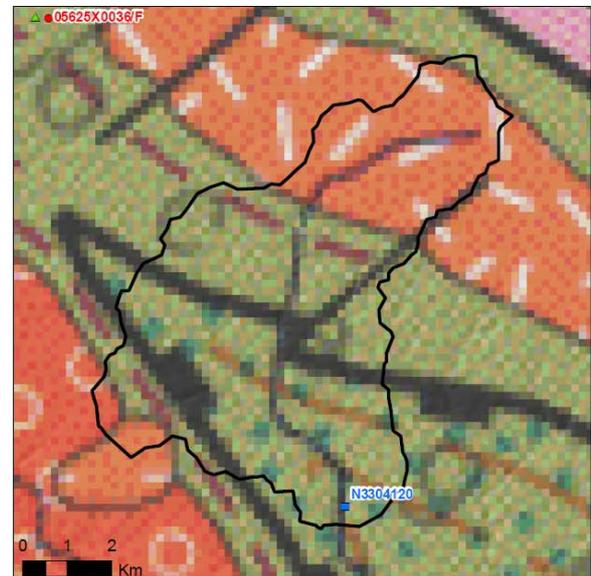
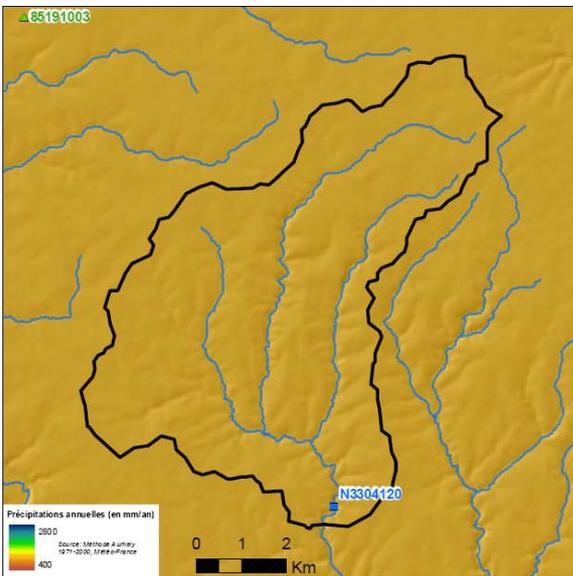
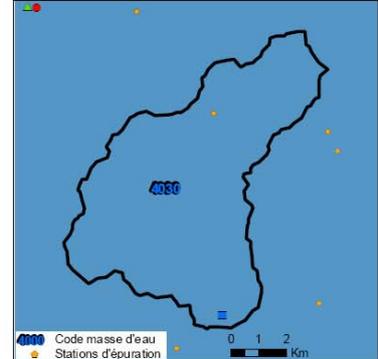
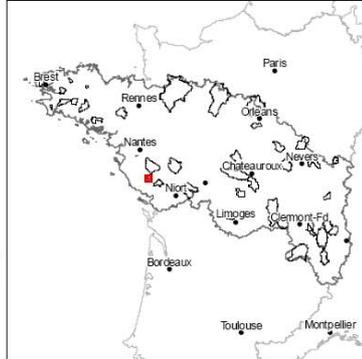
Le Marillet à Saint-Florent-des-Bois [la Clopinière]

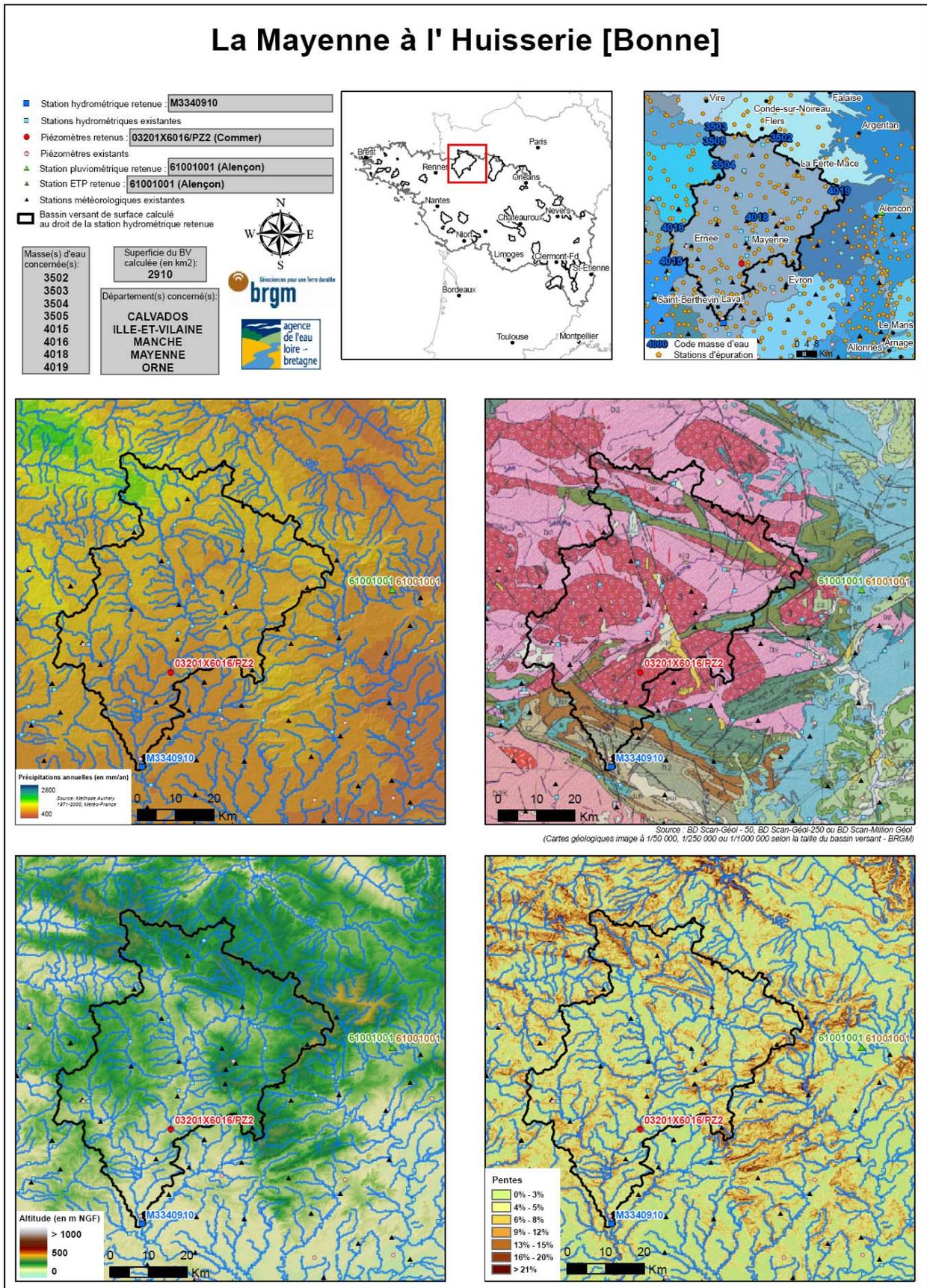
- Station hydrométrique retenue : **N3304120**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **05625X0036/F (Les Ajonc)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **85191003 (La Roche sur Yon)**
- ▲ Station ETP retenue : **85191003 (La Roche sur Yon)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s) : 4030	Superficie du bassin versant (en km ²): 50
	Département(s) concerné(s) : VENDEE



brgm
agence de l'eau Loire - Bretagne





Le Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain [Villiers]

- Station hydrométrique retenue : **K4094010**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **04943X0003/S (Garchy)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **58059001 (La Charité sur Loire)**
- ▲ Station ETP retenue : **58160001 (Nevers)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

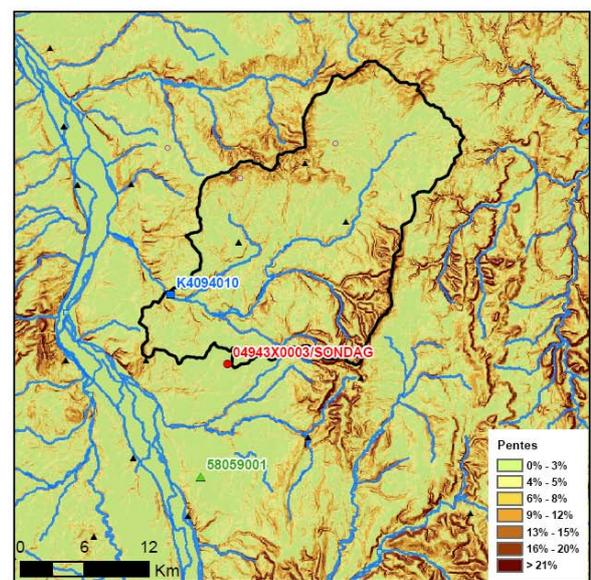
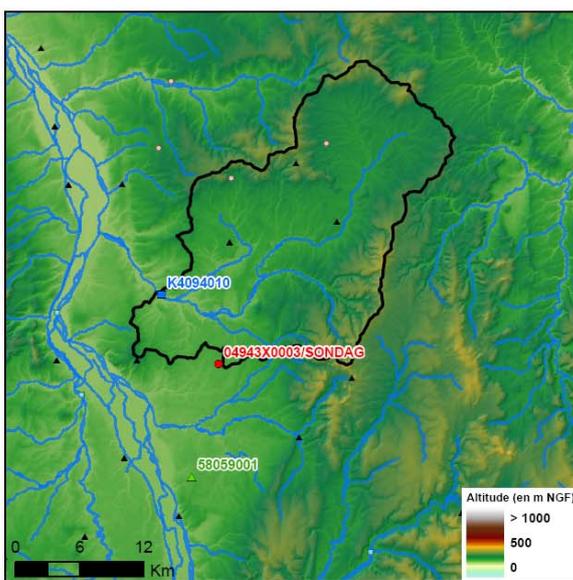
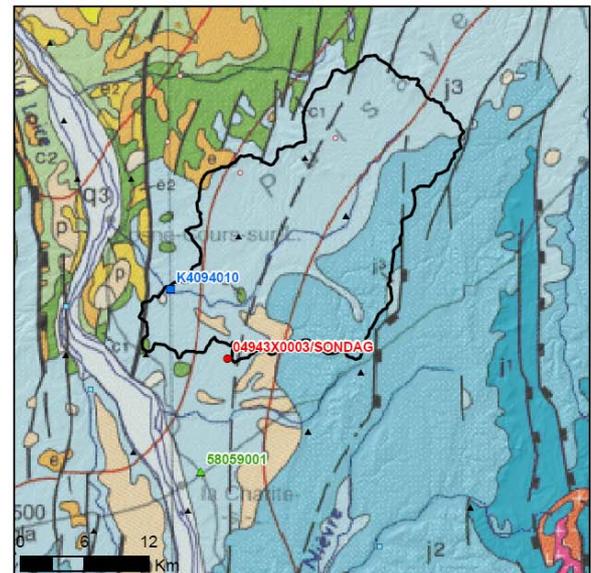
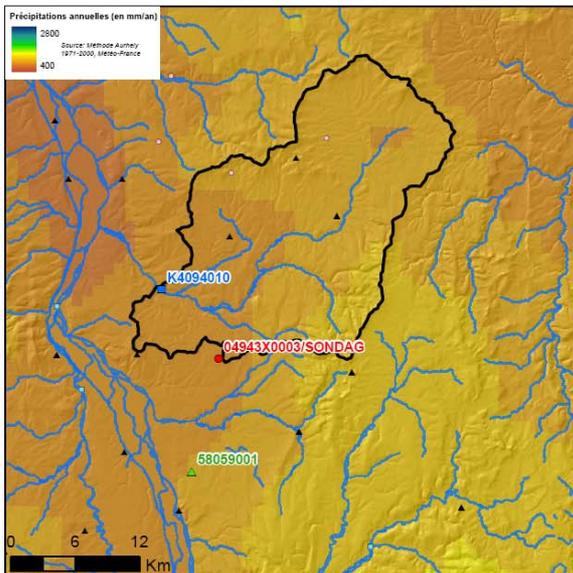
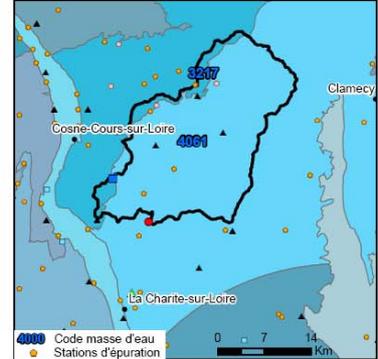
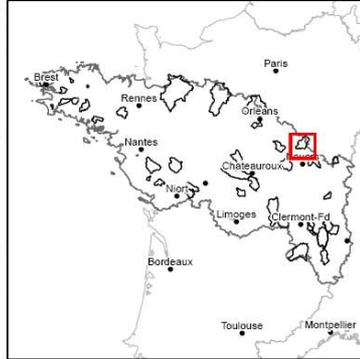
Masse(s) d'eau concernée(s): 3217 4061	Superficie du BV calculée (en km ²): 477
Département(s) concerné(s): NIEVRE YONNE	

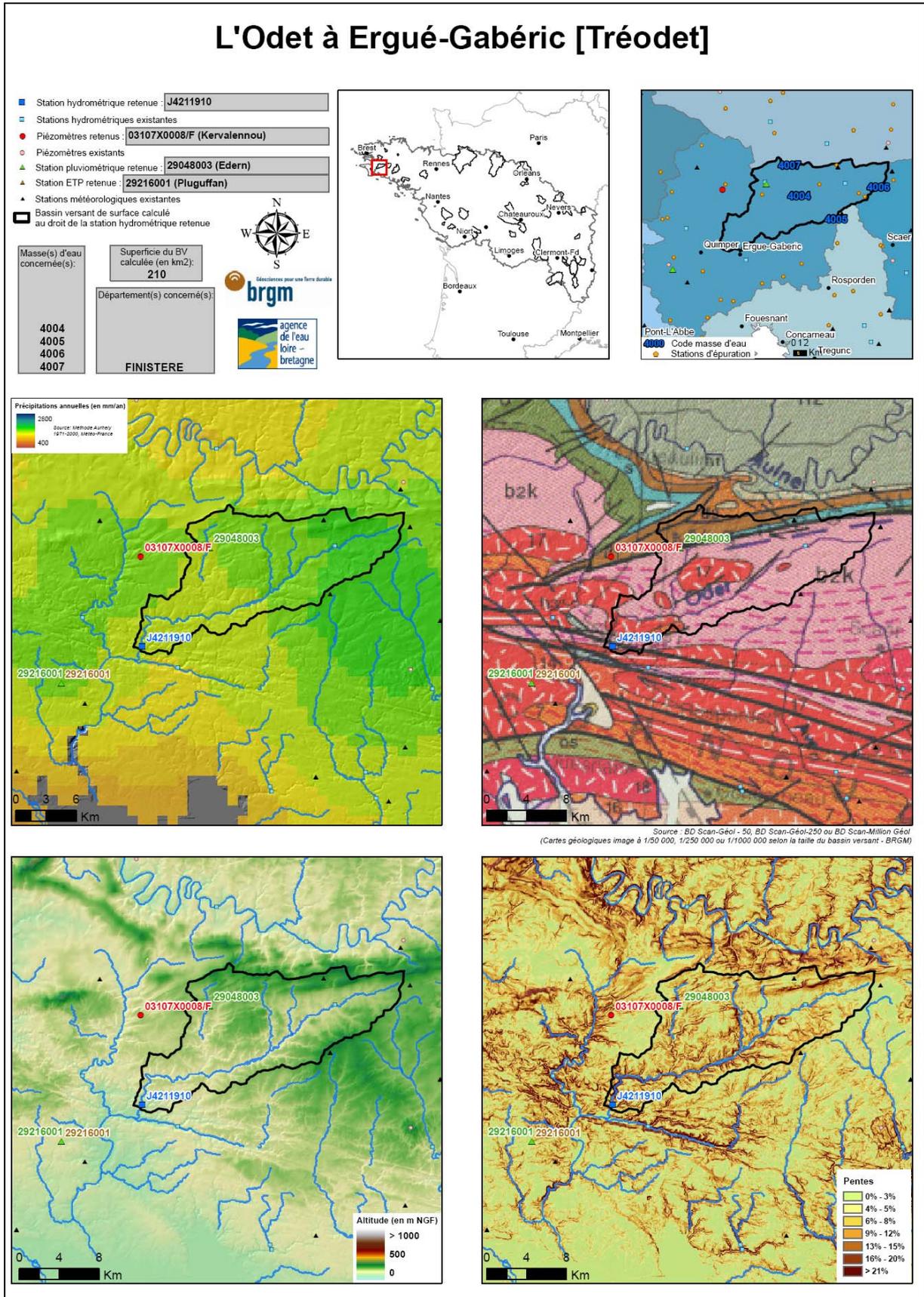


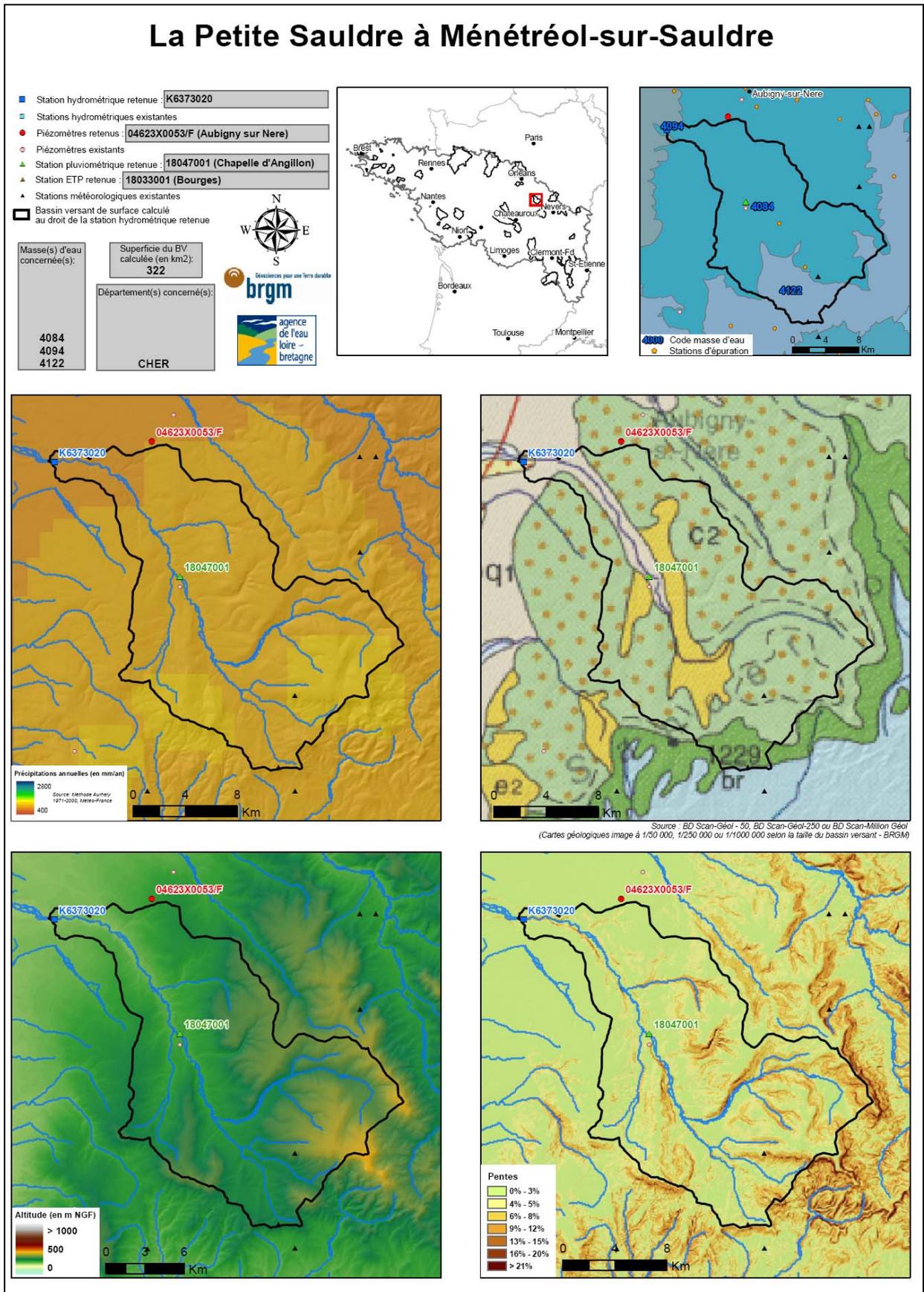
brgm
Béatitudes pour une Terre durable

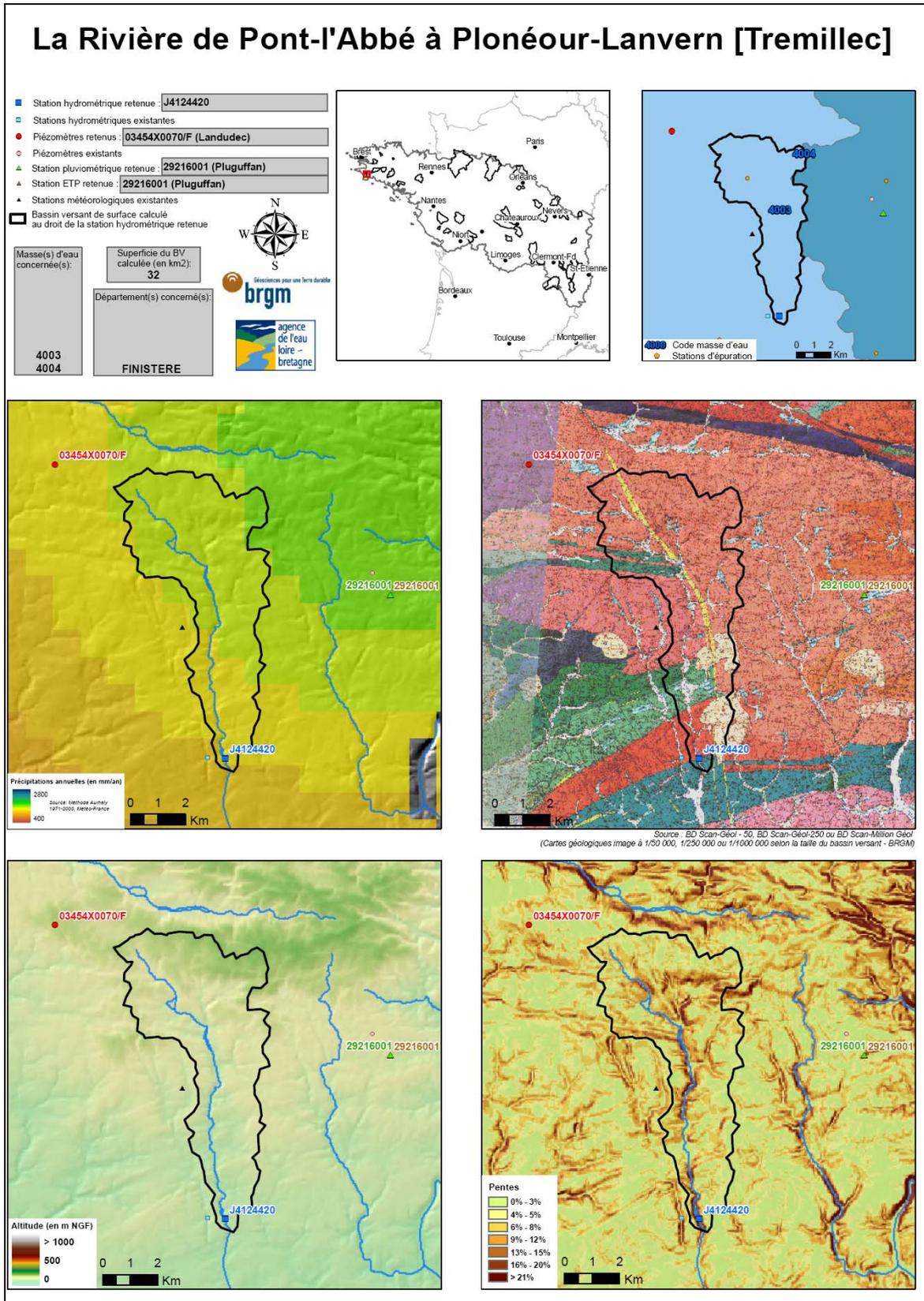


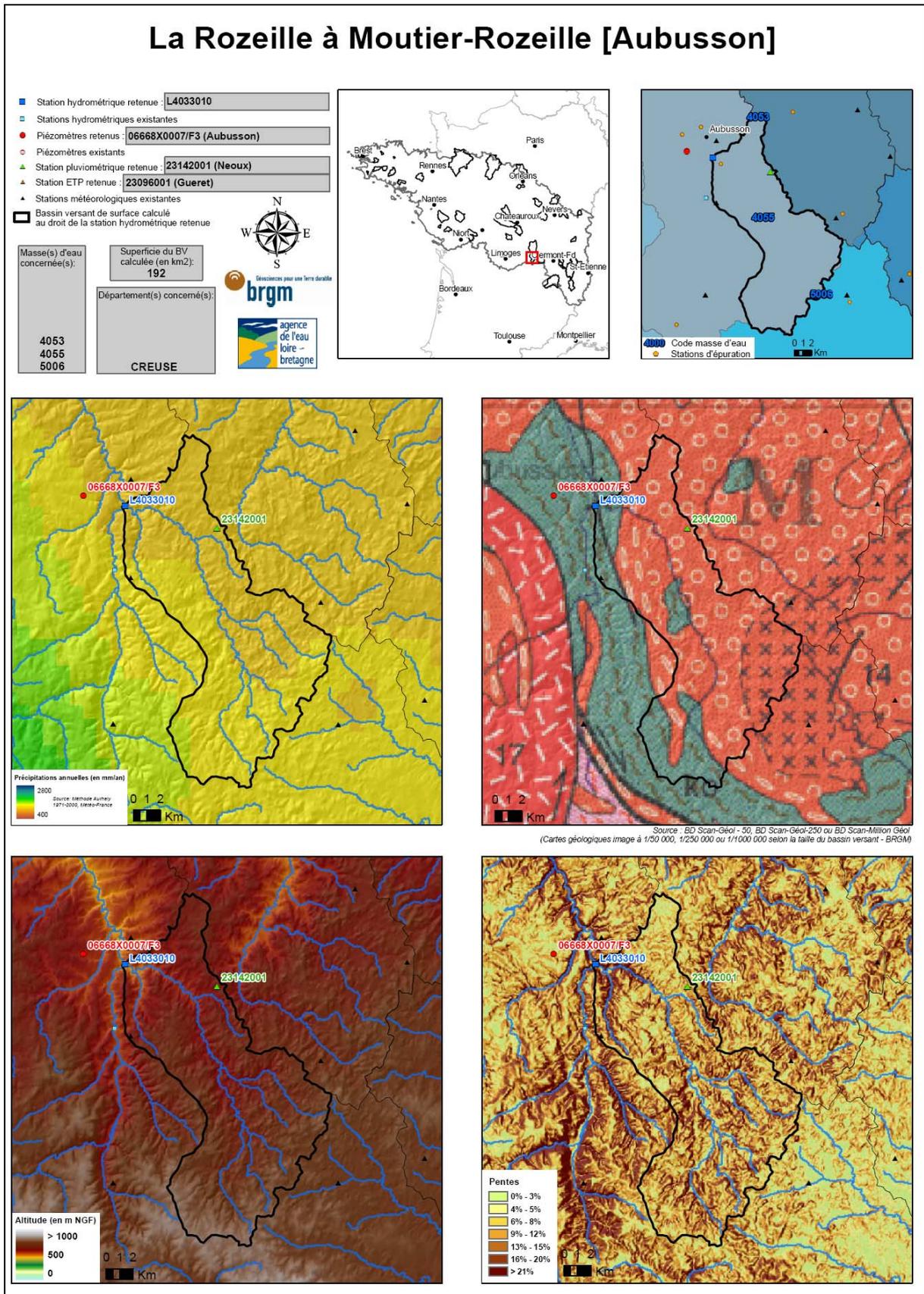
agence de l'eau
loire - bretagne











Le Scorff à Plouay [Pont Kerlo]

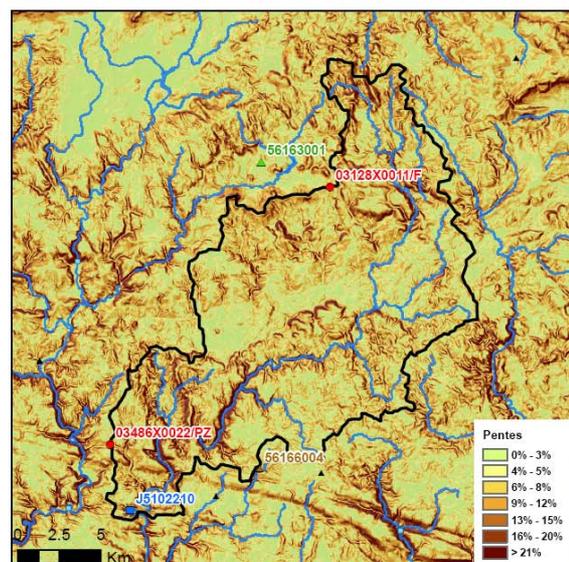
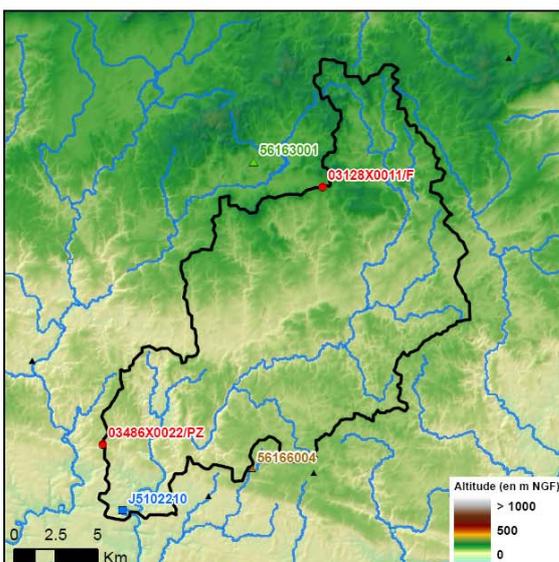
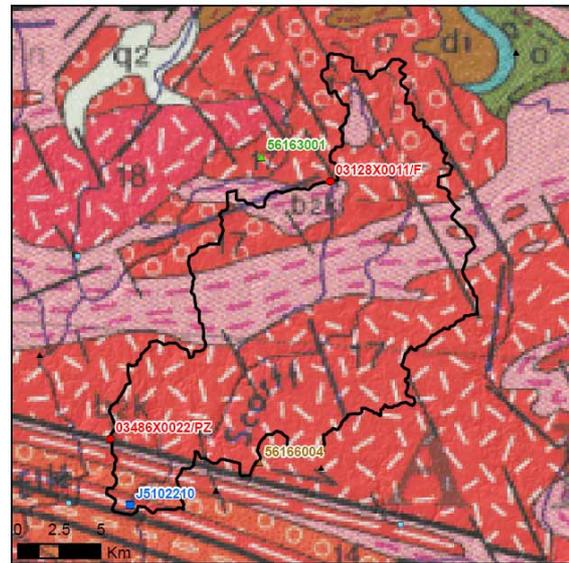
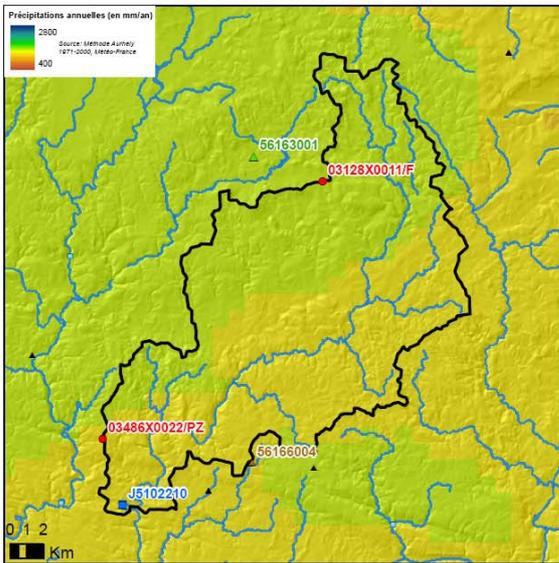
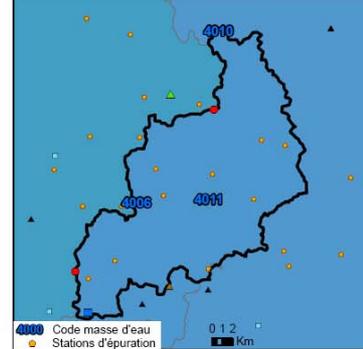
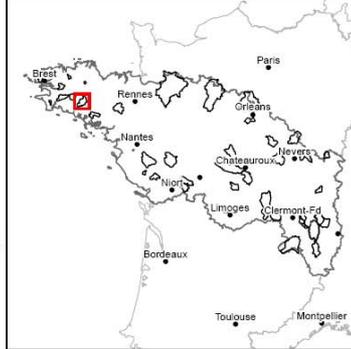
■ Station hydrométrique retenue : **J5102210**
■ Stations hydrométriques existantes
● Piézomètres retenus : **03486X0022/PZ (St Eloi)**
● Piézomètres existants
▲ Station pluviométrique retenue : **56163001 (Ploerdut)**
▲ Station ETP retenue : **56166004 (Plouay)**
▲ Stations météorologiques existantes
 Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s):
 4006
 4010
 4011

Superficie du BV calculée (en km²):
 300

Département(s) concerné(s):
 COTES D'ARMOR
 FINISTERE
 MORBIHAN

brgm
 agence de l'eau
 loire -
 bretagne



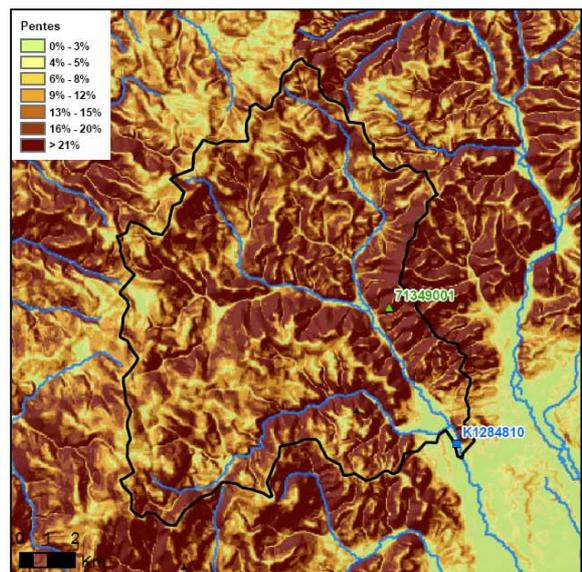
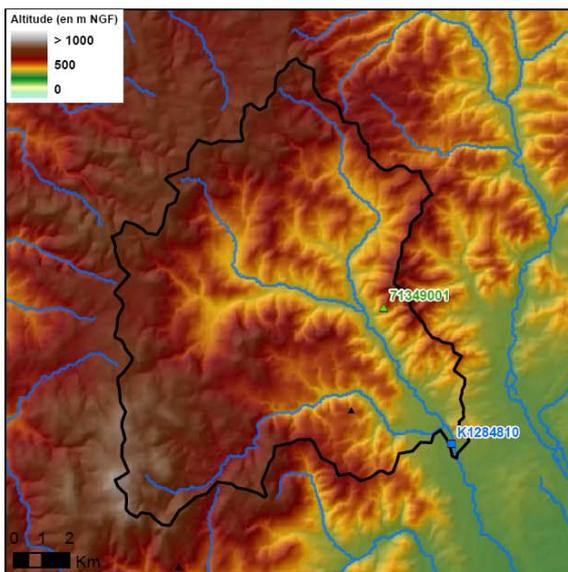
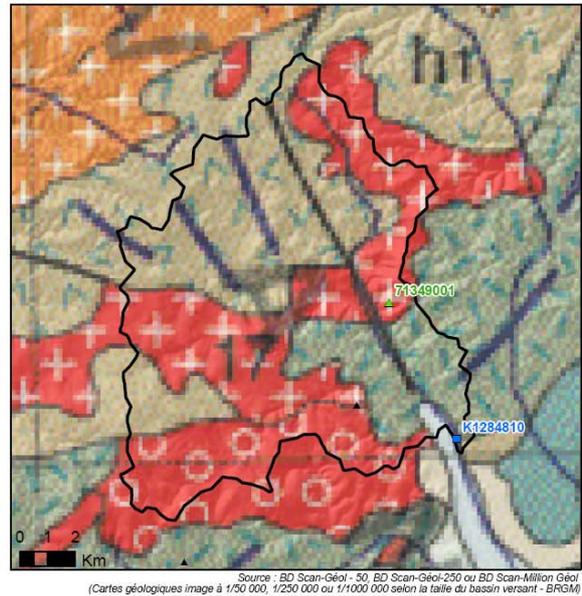
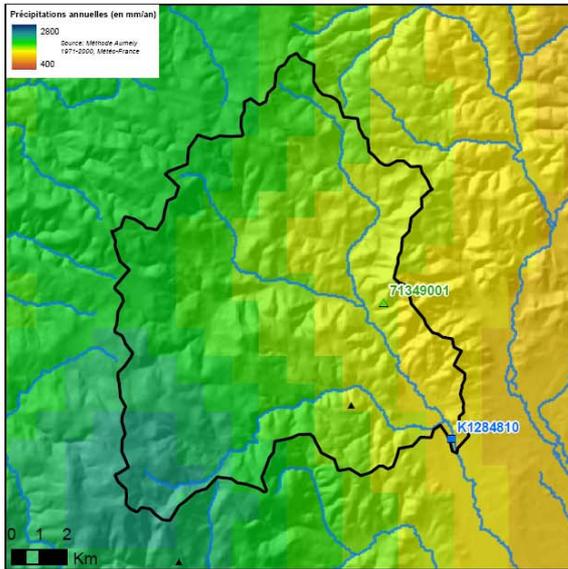
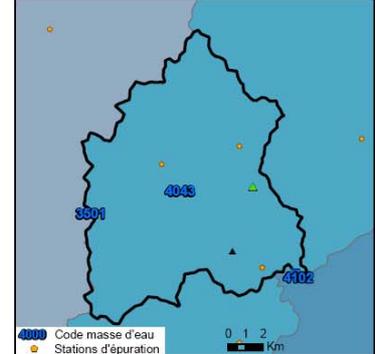
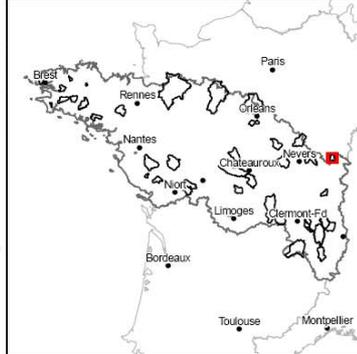
La Selle à la Celle-en-Morvan [Polroy]

- Station hydrométrique retenue : **K1284810**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **aucun**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **71349001 (Petite Verrière)**
- ▲ Station ETP retenue : **58160001 (Nevers)**
- ▲ Stations météorologiques existantes

Masse(s) d'eau concernée(s) :
3501
4043
4102

Superficie du bassin versant (en km²):
135

Département(s) concerné(s):
COTE-D'OR
NIEVRE
SAONE-ET-LOIRE



La Sèvre Niortaise à Azay-le-Brûlé [Pont de Ricou]

- Station hydrométrique retenue : **N4010610**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **06104X0014/C32 (Saint Gelais)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **79191005 (Niort)**
- ▲ Station ETP retenue : **79191005 (Niort)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

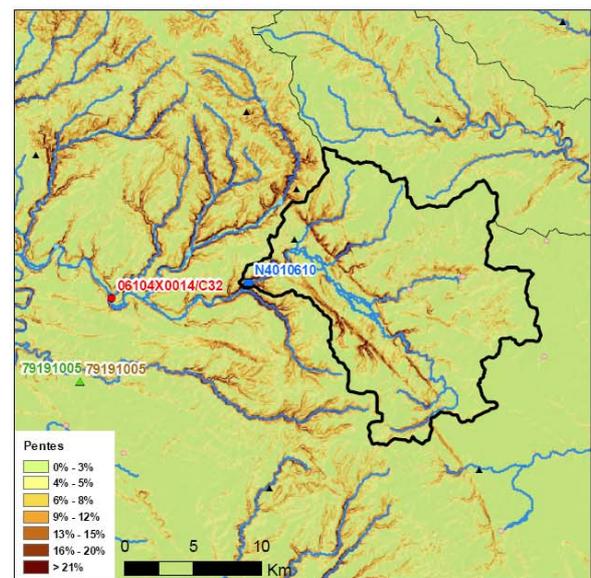
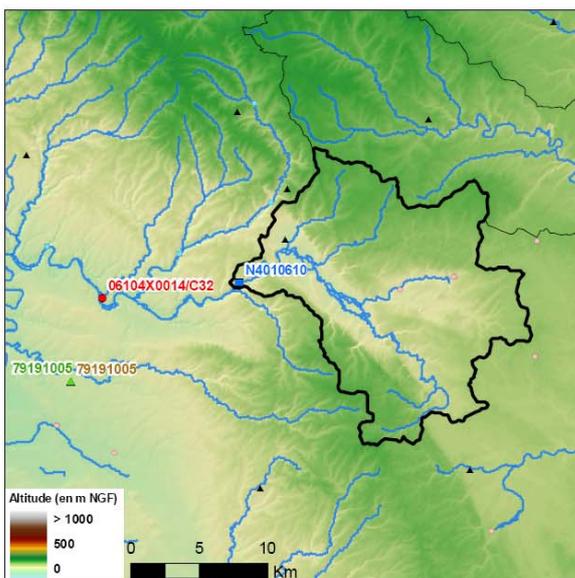
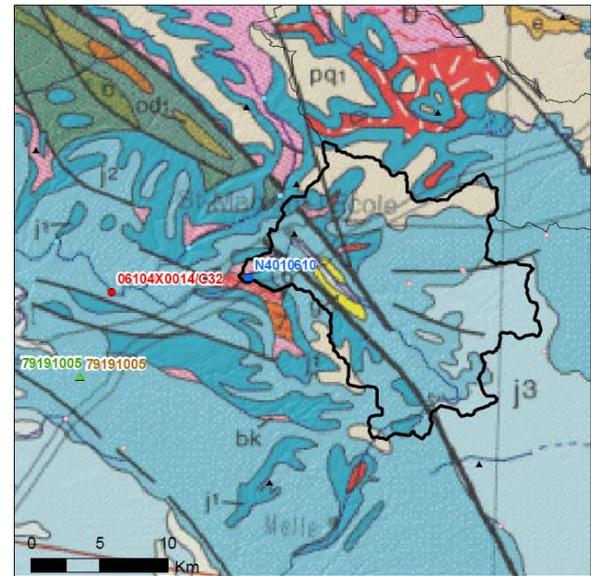
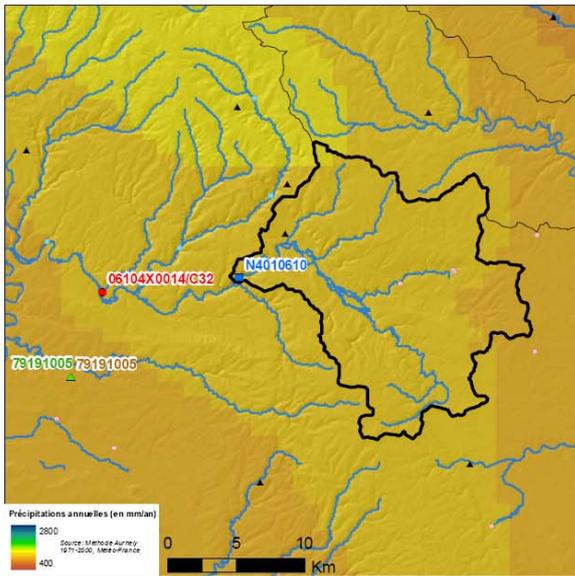
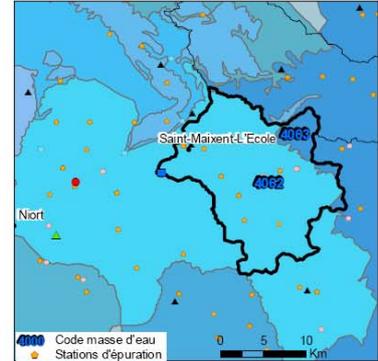
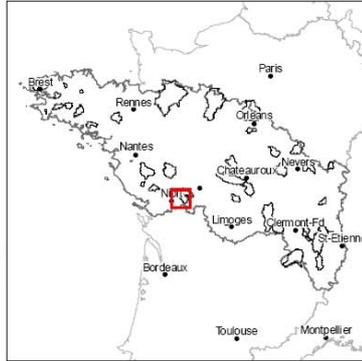
Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4062 4063	255
Département(s) concerné(s):	
DEUX-SEVRES VIENNE	

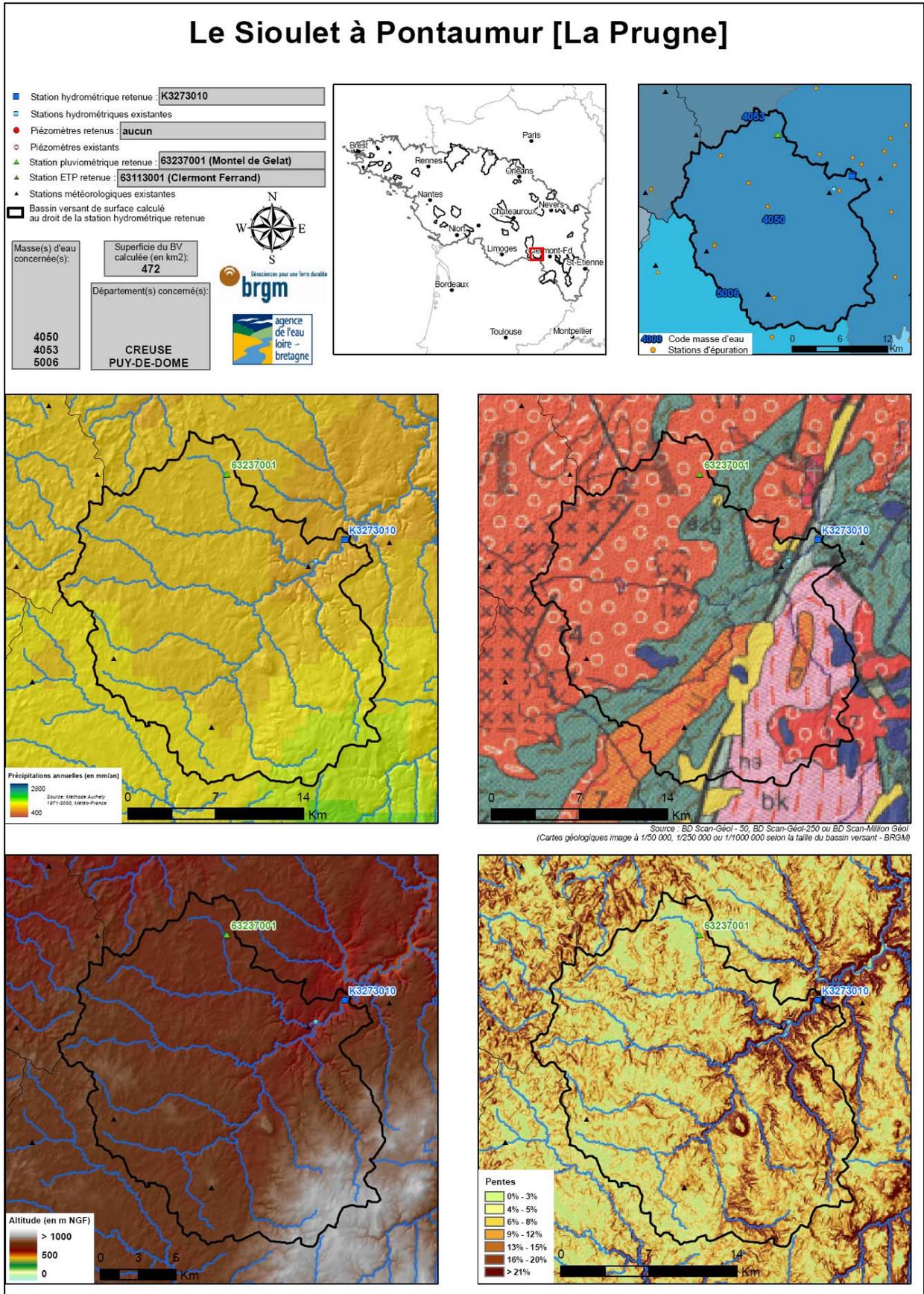


Association pour une Terre durable



agence de l'eau Loire-Bretagne





La Smagne à Sainte-Pexine [Les Mottes]

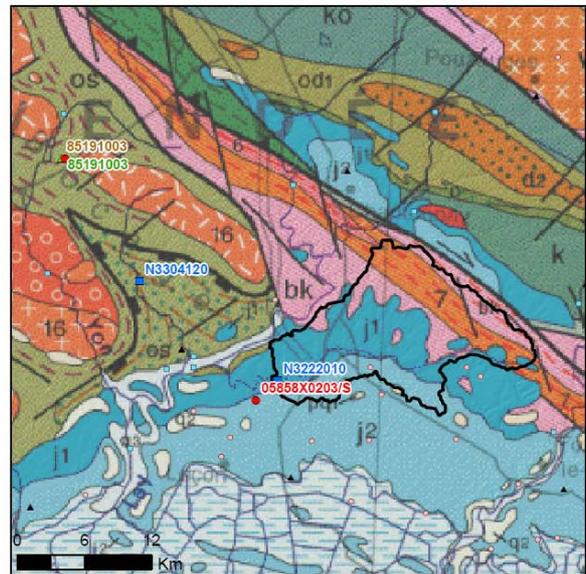
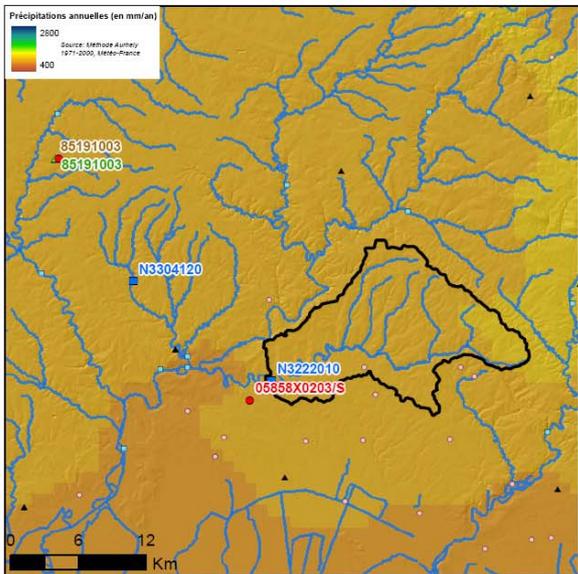
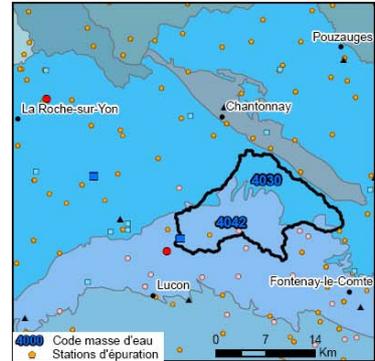
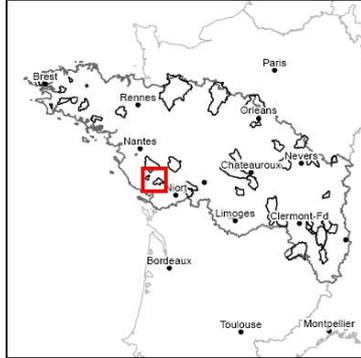
- Station hydrométrique retenue : **N3222010**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **05858X0203/S (Corpe)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **85191003 (La Roche sur Yon)**
- ▲ Station ETP retenue : **85191003 (La Roche sur Yon)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- ▭ Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4030 4042	189
Département(s) concerné(s):	
VENDEE	

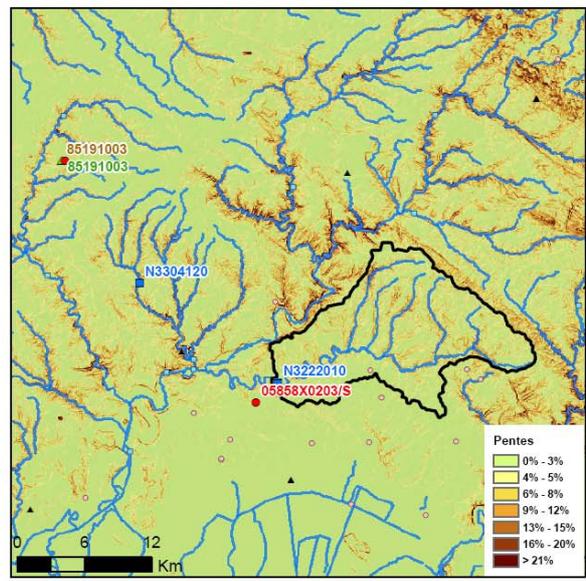
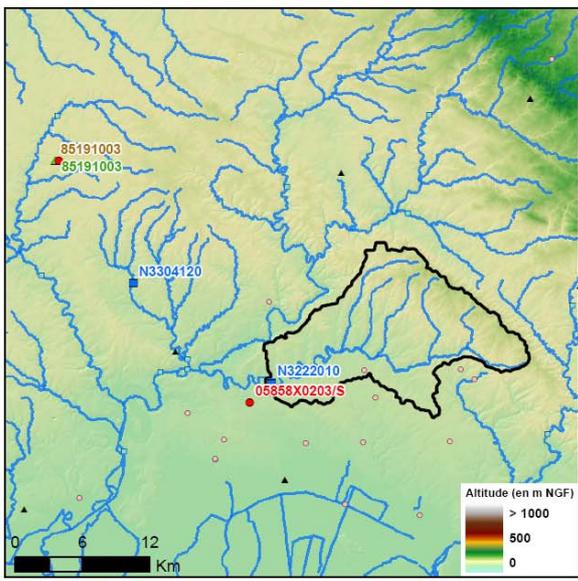


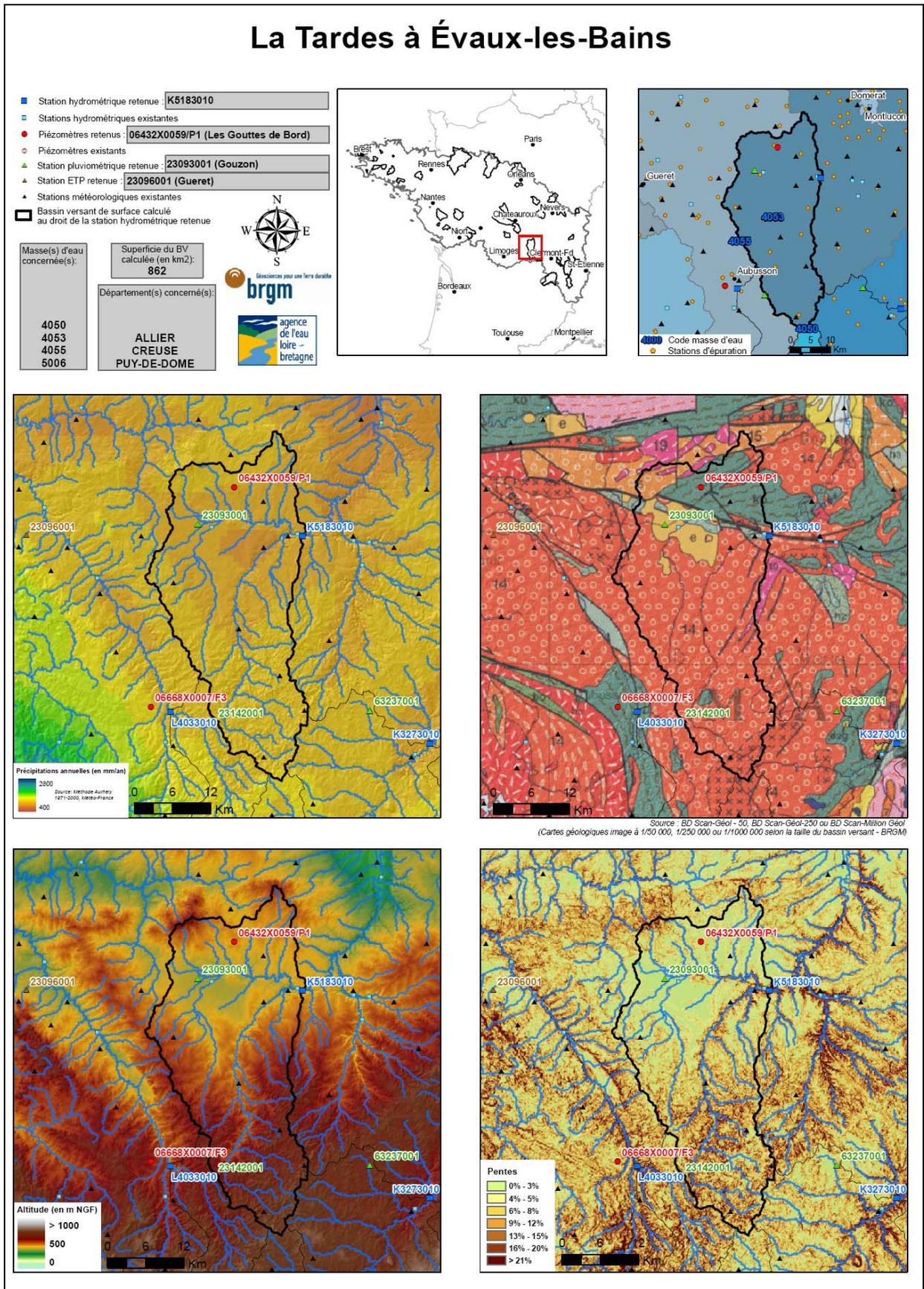
agencement pour un territoire durable

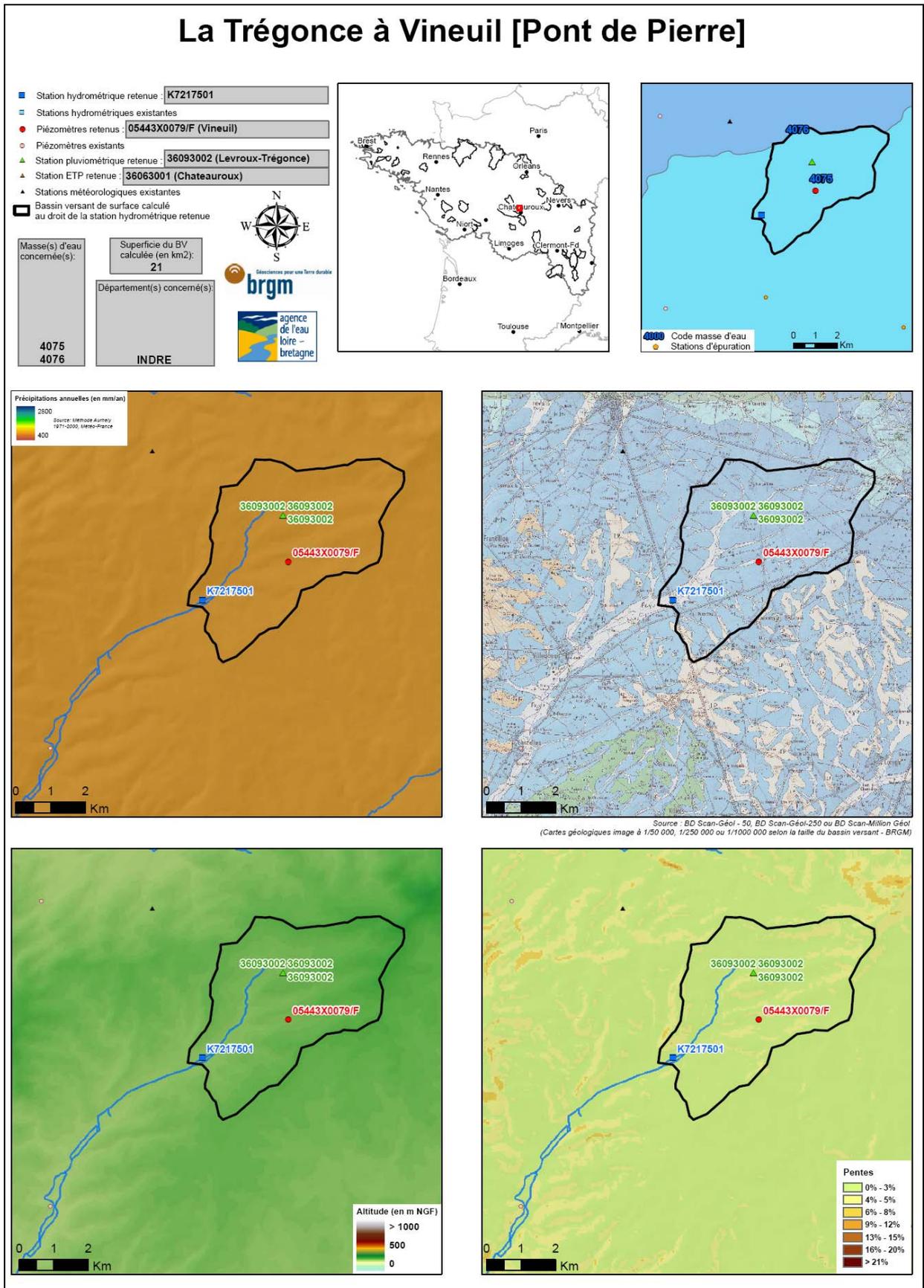


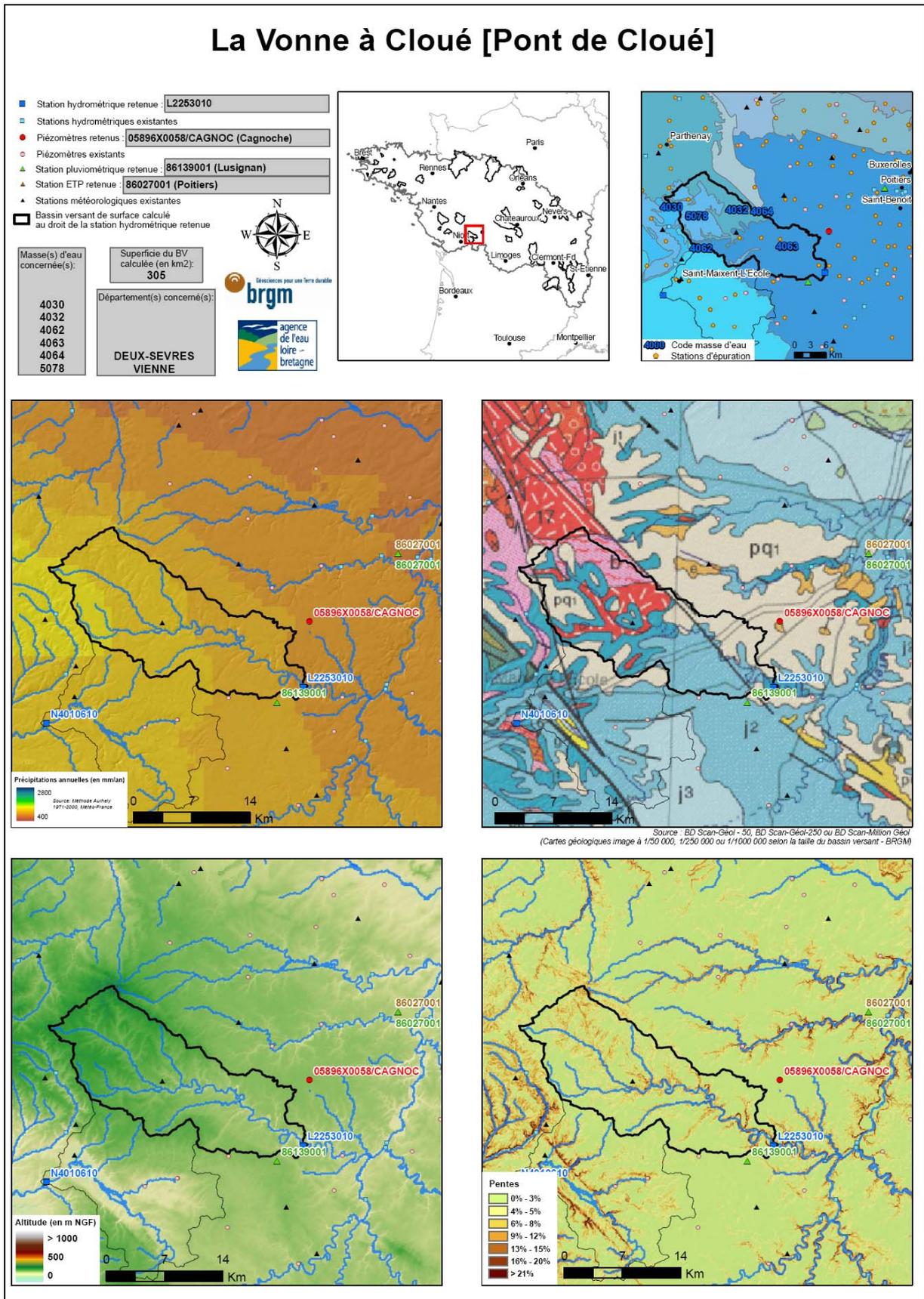


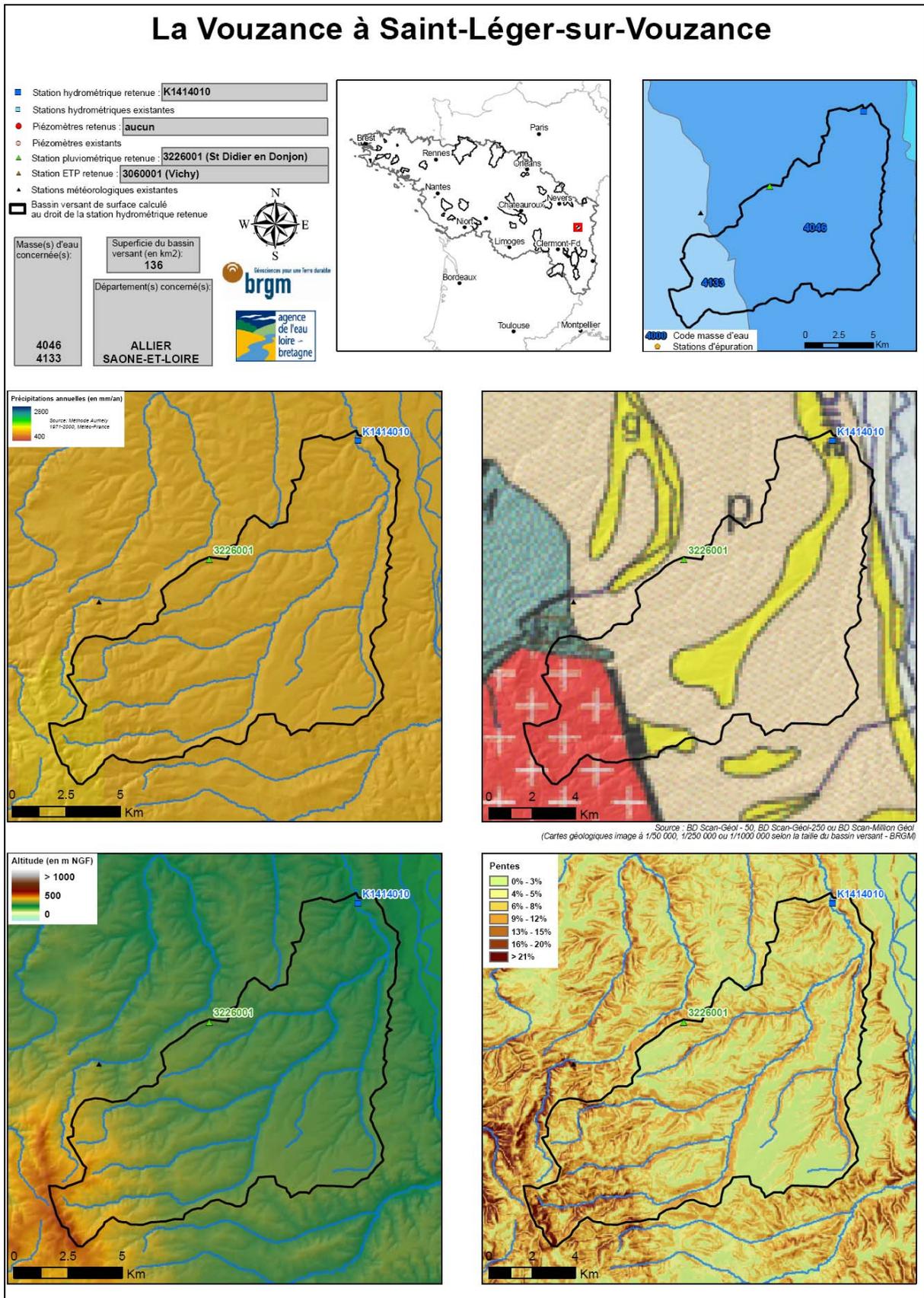
Source : BD Scan-Géol - 50, BD Scan-Géol-250 ou BD Scan-Millon Géol (Cartes géologiques image à 1/50 000, 1/250 000 ou 1/1000 000 selon la taille du bassin versant - BRGM)











L'Yèvre à Savigny-en-Septaine

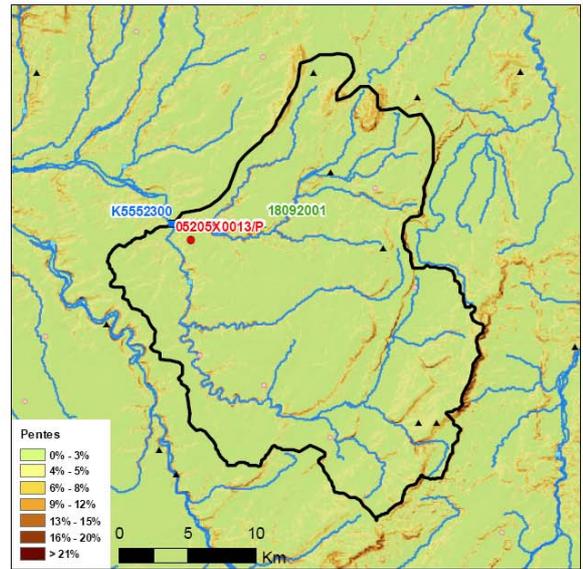
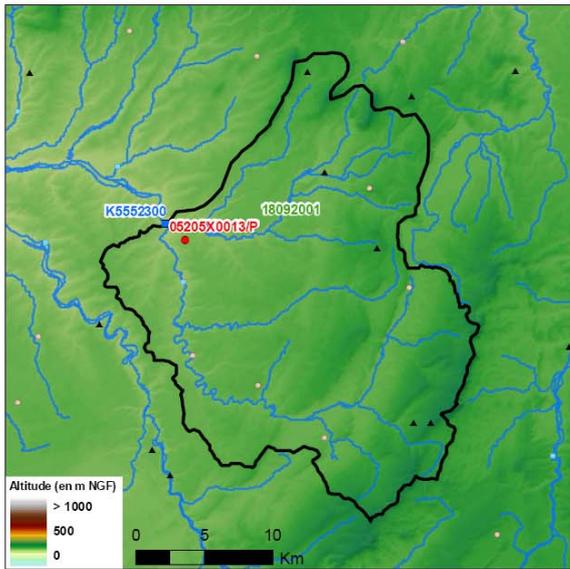
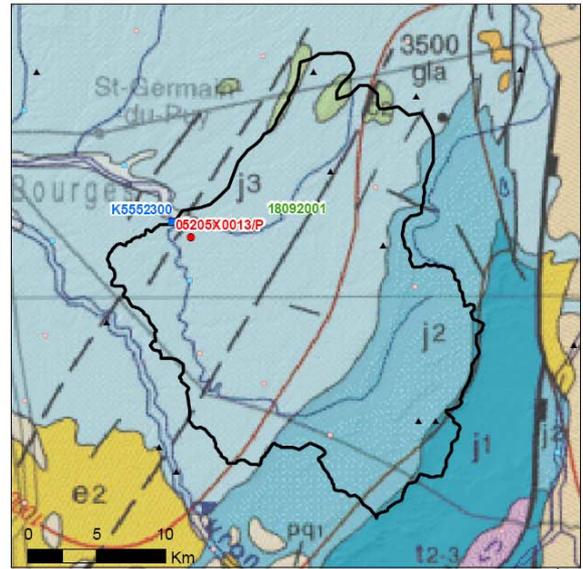
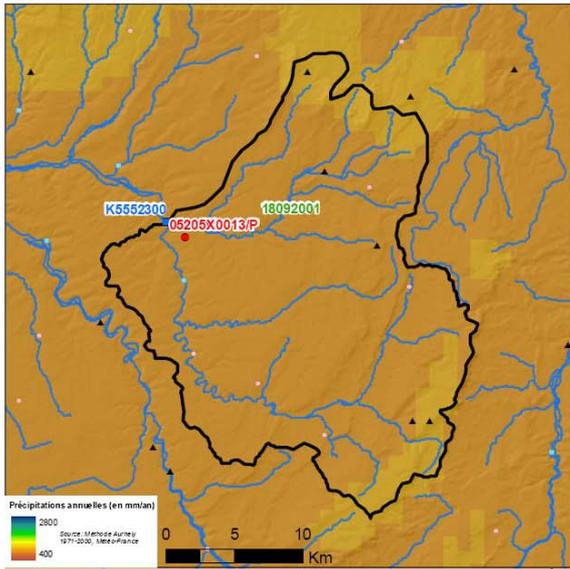
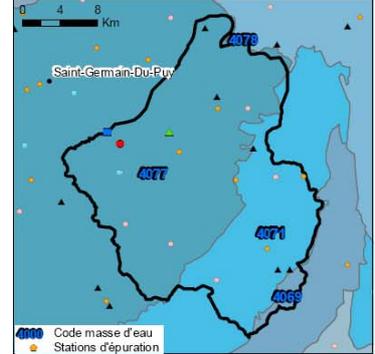
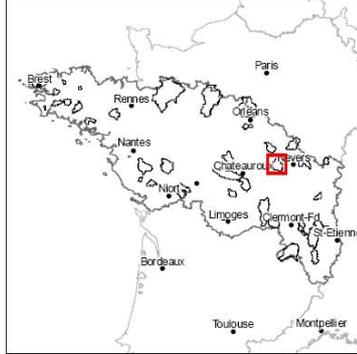
- Station hydrométrique retenue : **K5552300**
- Stations hydrométriques existantes
- Piézomètres retenus : **05205X0013/P (Savigny)**
- Piézomètres existants
- ▲ Station pluviométrique retenue : **18092001 (Farges en Septaine)**
- ▲ Station ETP retenue : **18033001 (Bourges)**
- ▲ Stations météorologiques existantes
- Bassin versant de surface calculé au droit de la station hydrométrique retenue

Masse(s) d'eau concernée(s):	Superficie du BV calculée (en km ²):
4069 4071 4077 4078	529
Département(s) concerné(s):	
CHER	



Consulter plus vos Terres durables

agence de l'eau Loire-Bretagne



Annexe 2

Les équations du bilan hydrologique sous GARDENIA et les résultats des modélisations

L'exploitation des modèles hydrologiques globaux GARDENIA pluie – débit et pluie – niveau piézométrique permet de quantifier les différents termes du bilan hydrologique.

Les équations du bilan hydrologique global pluie – débit sont les suivantes :

$$\begin{aligned}
 PLUIE &= ETR + PEF \\
 PEF &= Q_{RAP} + Q_{SOUT} + dSTO \\
 QRivière &= (Q_{RAP} + Q_{SOUT}) + Q_{Echange}
 \end{aligned}$$

avec :

- PLUIE Lame d'eau précipitée sur le bassin
- ETR Lame d'eau évapotranspirée sur le bassin
- PEF Hauteur de pluie efficace ou écoulement global
- Q_{RAP} Lame d'eau écoulee rapide (Ruissellement superficiel + écoulement karstique rapide)
- Q_{SOUT} Lame d'eau écoulee correspondant à l'écoulement souterrain lent
- $Q_{Echange}$ Lame d'eau écoulee correspondant au débit d'échange avec d'autres systèmes hydrologiques

$$Q_{Echange} > 0 \text{ si apport extérieur au bassin}$$

$$Q_{Echange} < 0 \text{ si sortie d'eau bassin}$$

Dans les modélisations hydrologiques globales pluie – niveau piézométrique le niveau piézométrique est déduit de la hauteur d'eau dans le réservoir souterrain (G) par la relation :

$$NP = \frac{G}{SG} + NB$$

avec :

- NP Niveau piézométrique
- G Hauteur d'eau dans le réservoir souterrain
- SG Coefficient d'emménagement global
- NB Niveau de base

On peut donc ainsi différencier deux types d'écoulements :

- les écoulements rapides représentés par le ruissellement superficiel et la composante rapide des écoulements karstiques ;
- les écoulements lents représentant la composante lente de l'écoulement souterrain. C'est ce que nous assimilerons à la contribution des aquifères au débit des rivières.

Cette décomposition entre les écoulements lents et souterrains doit toutefois être considérée comme indicative, car les modèles ne calent pas sur ces composantes qu'on ne sait pas mesurer de façon simple.

De plus, ces termes « lent » et « rapide » doivent être relativisés en fonction notamment des valeurs des temps de demi-tarissement (TG) et de demi-percolation (THG).

Les termes du bilan hydrologique peuvent être calculés à des pas de temps différents.

Dans le schéma hydraulique type GARDENIA sensu stricto, les symboles ont la signification suivante :

Paramètres	Unité	Dénomination
BV	km ²	Surface du bassin versant
Débit d'échange	m ³ /s	Débit d'échange avec d'autres systèmes hydrologiques <i>$Q_{Echange} > 0$ si apport extérieur au bassin</i> <i>$Q_{Echange} < 0$ si sortie d'eau bassin</i>
Coef. PLUIE	%	Coefficient correcteur de la pluie
Coef. ETP	%	Coefficient correcteur de l'ETP
RUMAX	mm	Capacité de rétention maximale du sol
RUIPER	mm	Hauteur d'égal ruissellement percolation
THG	Pas de temps	Temps de demi-percolation
TG1	Pas de temps	Temps de demi-tarissement rapide du réservoir souterrain H
TG1_2	Pas de temps	Temps de demi-transfert entre les réservoirs souterrains H et G

TG2	Pas de temps	Temps de demi-tarissement lent du réservoir souterrain G
Coef. Ajustement	Sans unité	Coefficient d'ajustement
Pondération	Sans unité	Pondération des débits (0=non, 1=oui)

Le schéma type GR4 comporte les paramètres suivants :

Paramètres	Unité	Dénomination
THUN	Pas de temps	Temps de décroissance de l'hydrogramme
CRUIS	%	Coefficient de ruissellement
NIVH	mm	Capacité du réservoir d'eau gravitaire
EXCHD	Pas de temps	Échange externe vers le réservoir gravitaire

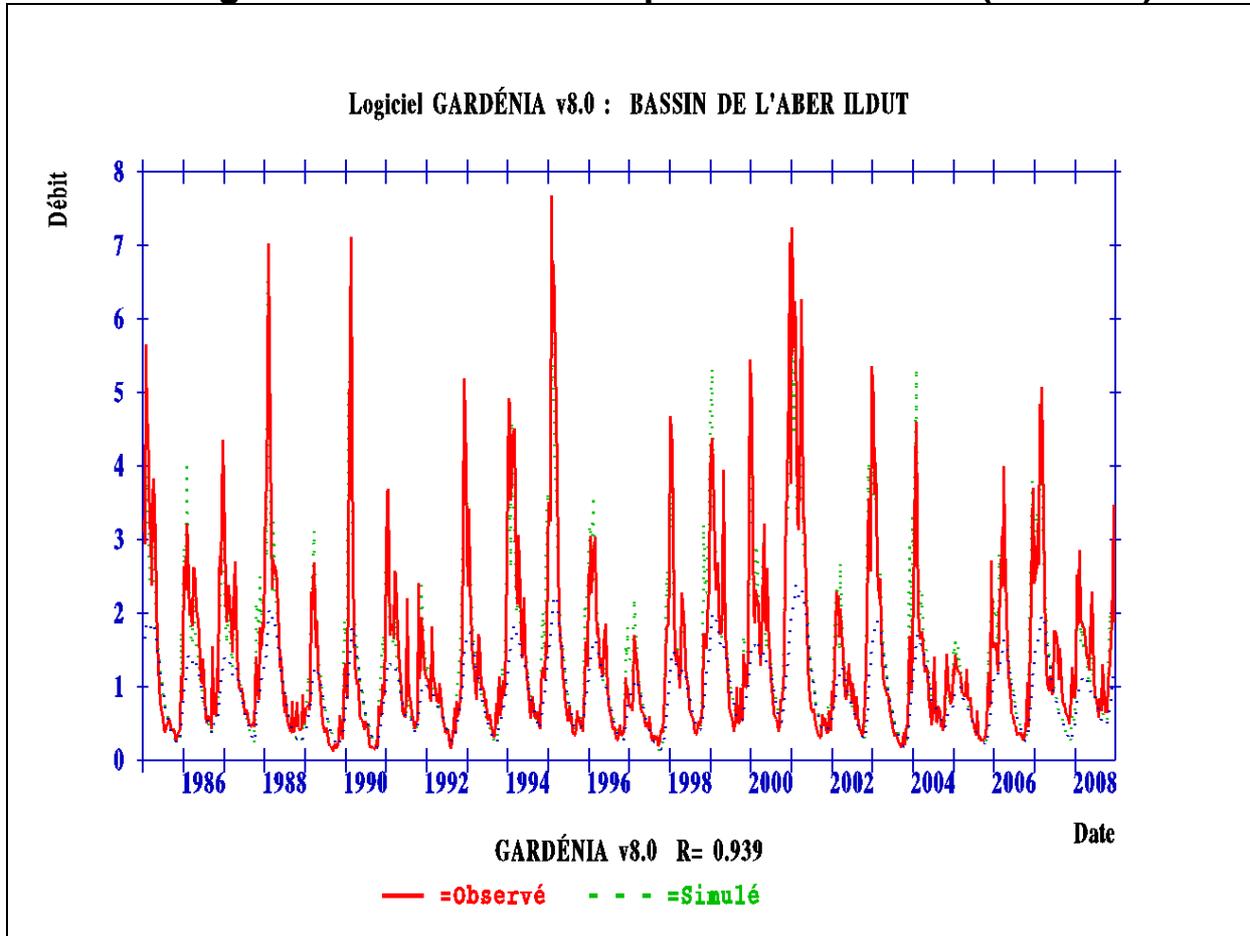
Les spécificités du modèle utilisé (version 8.0)

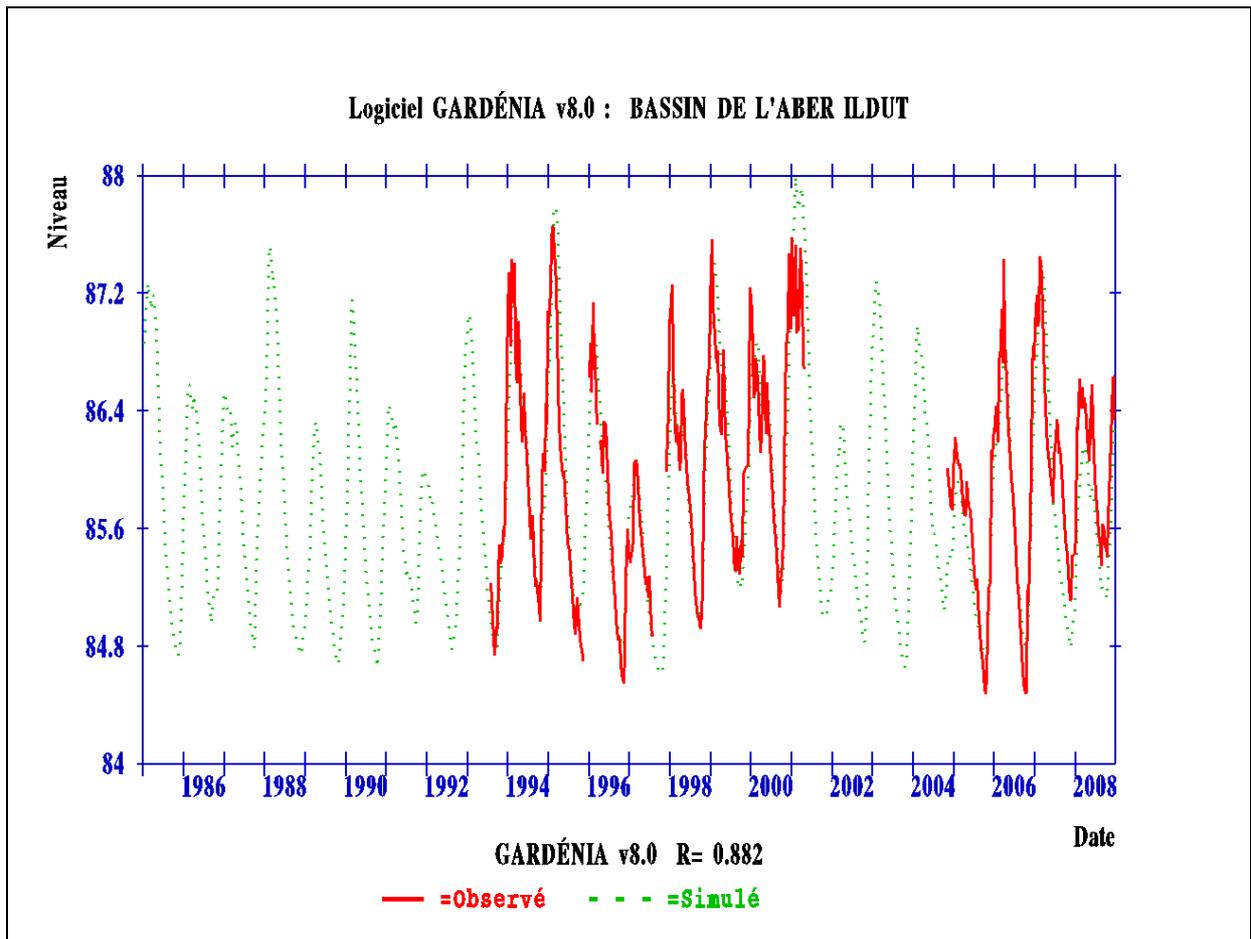
• Pas de temps du modèle

Le modèle GARDENIA fonctionne habituellement avec un pas de temps de modélisation journalier, pentadaire (5 jours), décadaire ou mensuel. La version 8, utilisée dans la présente étude, permet également d'utiliser des pas de temps quelconques, plus fins notamment, pour simuler des crues de petits bassins versants pour lesquels les temps de concentration sont nettement inférieurs à la journée.

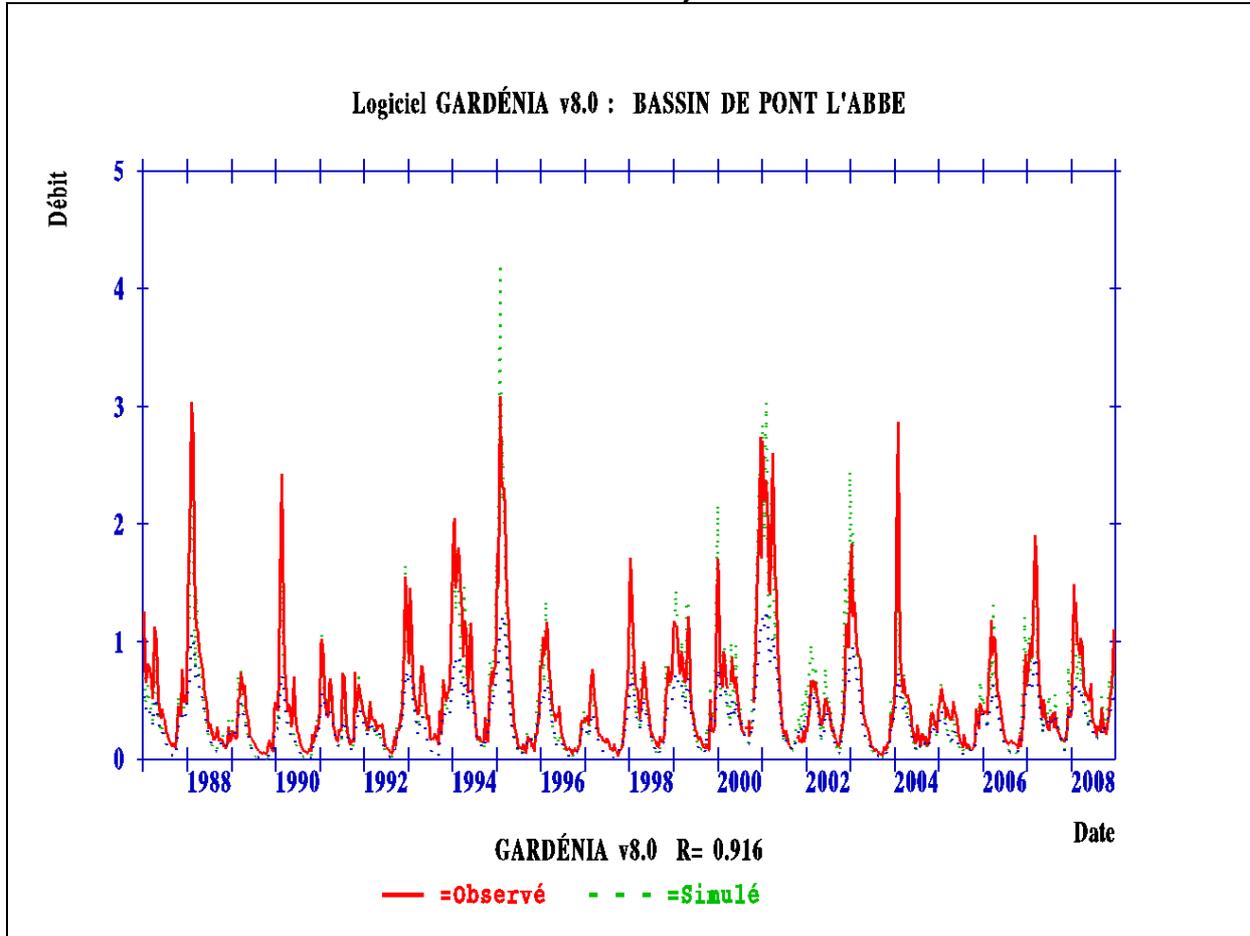
➤ Résultats des modélisations

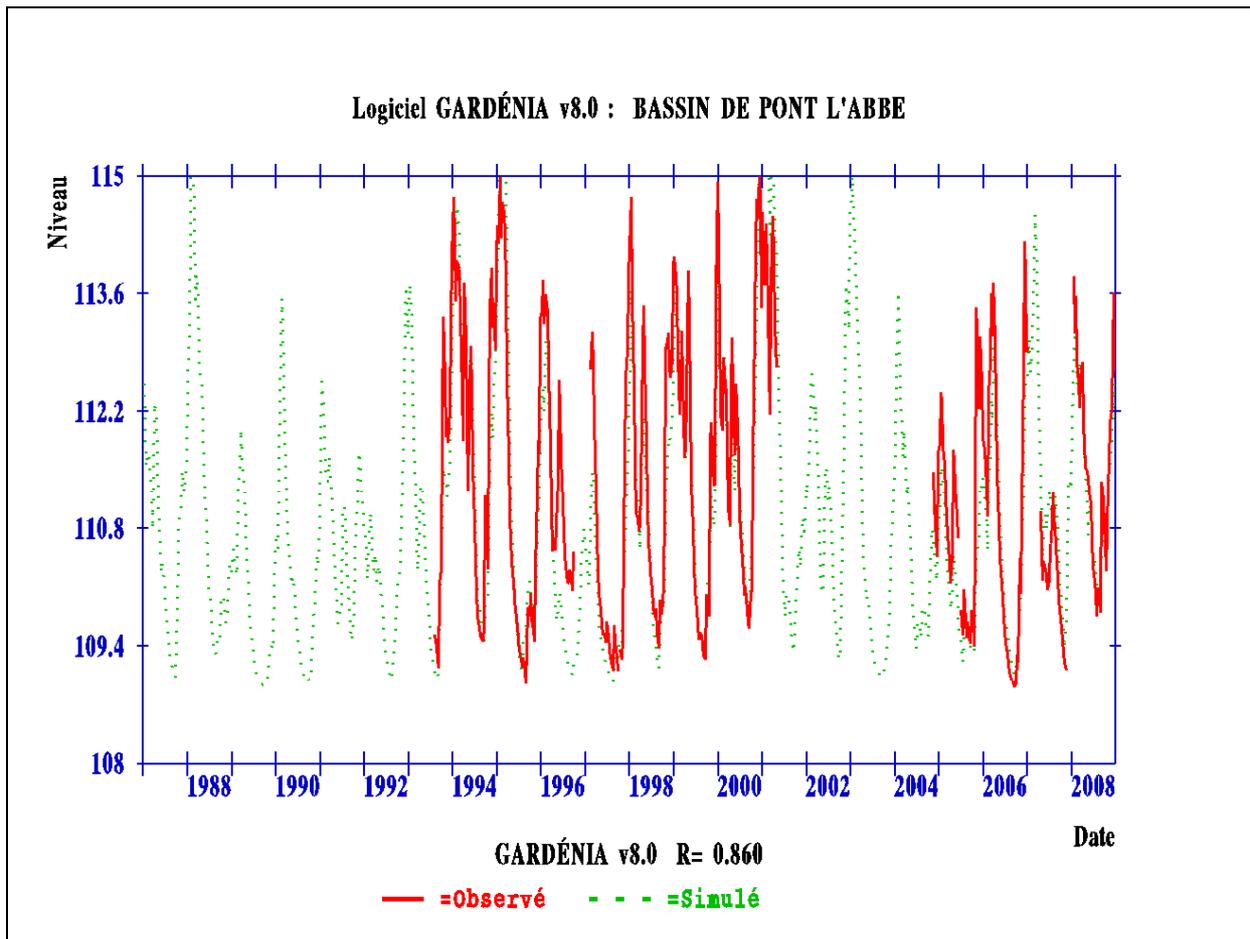
Calage de l'Aber Ildut sur la période 1985-2008 (ME 4001)



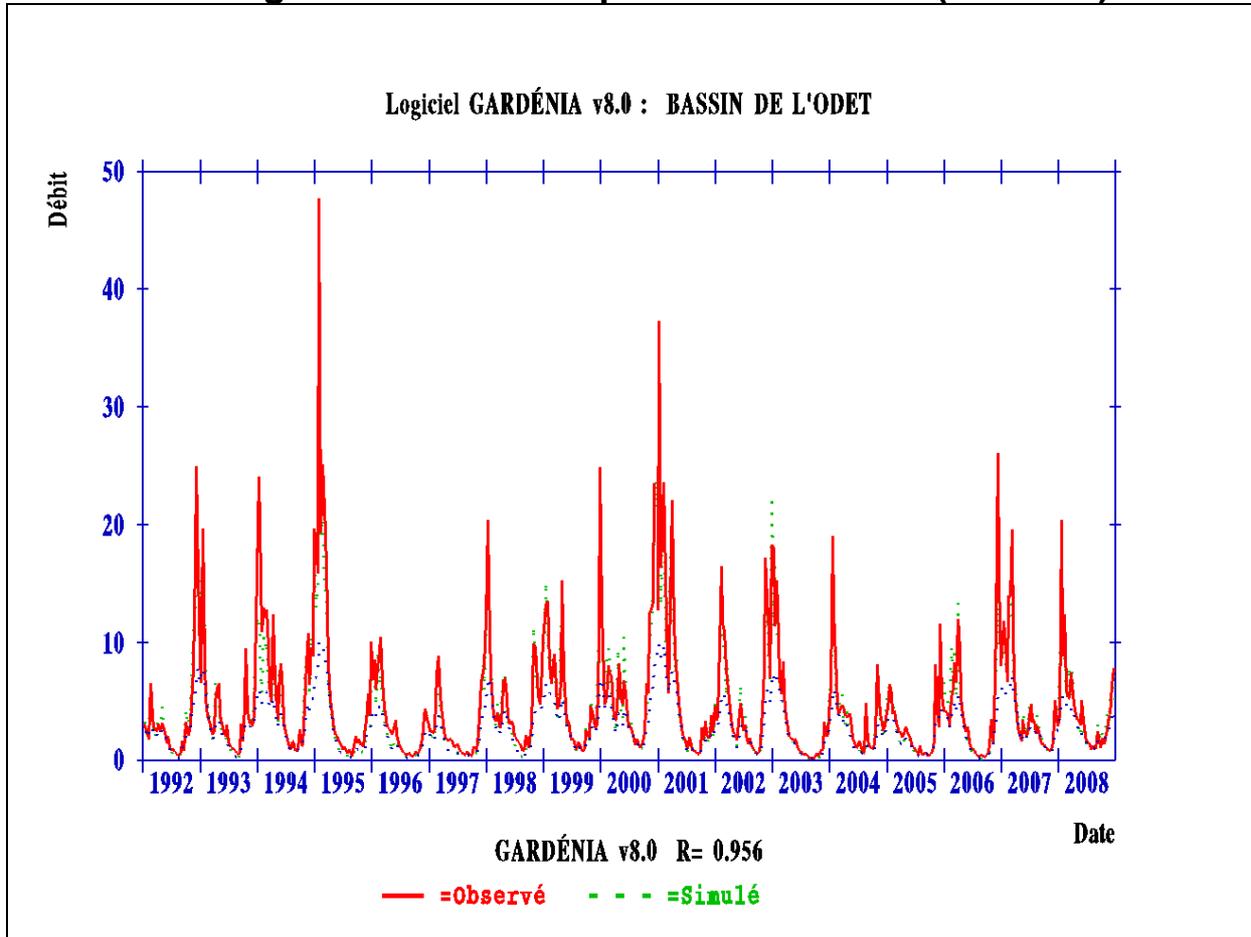


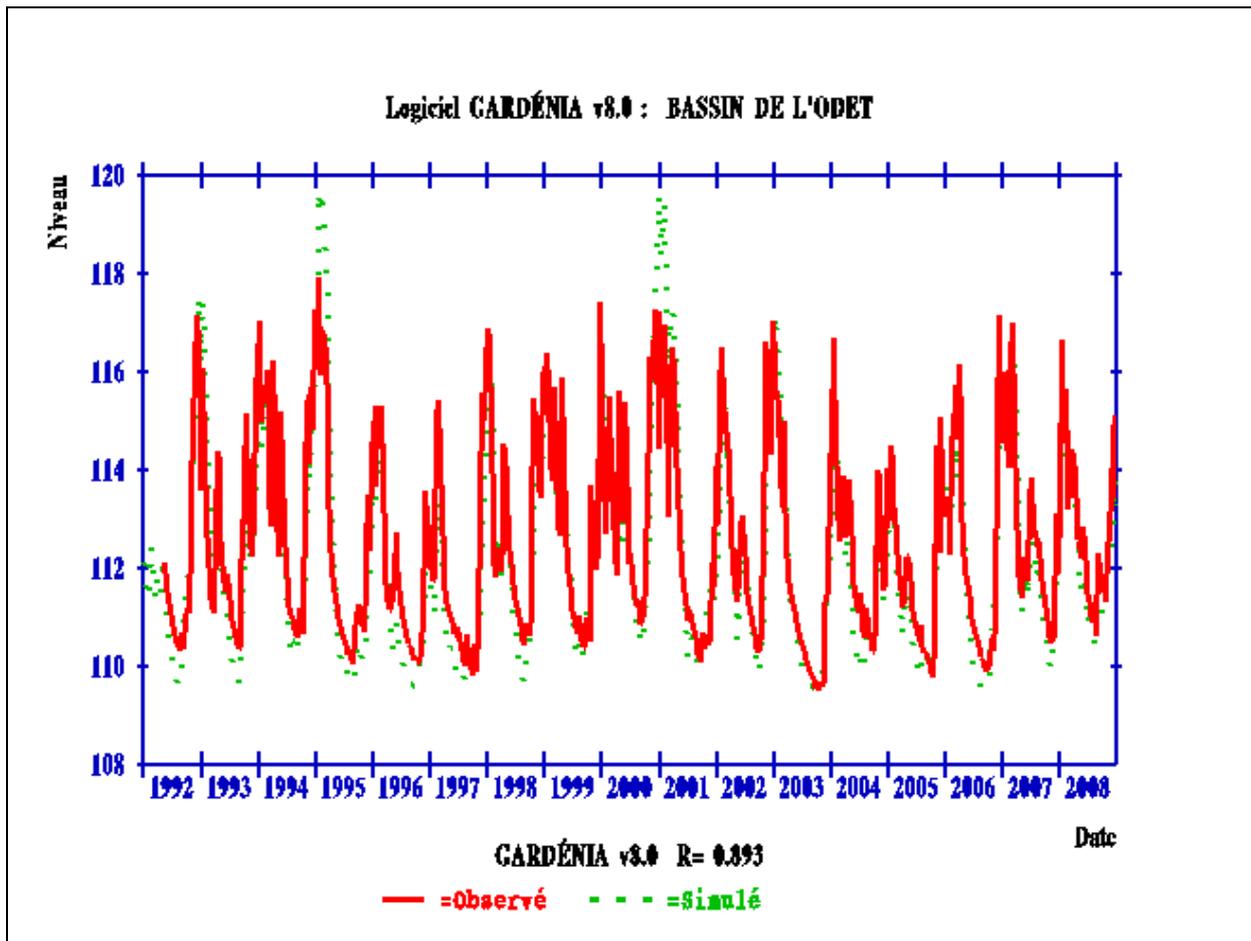
Calage de la Rivière de Pont l'Abbé sur la période 1987-2008 (ME 4003)



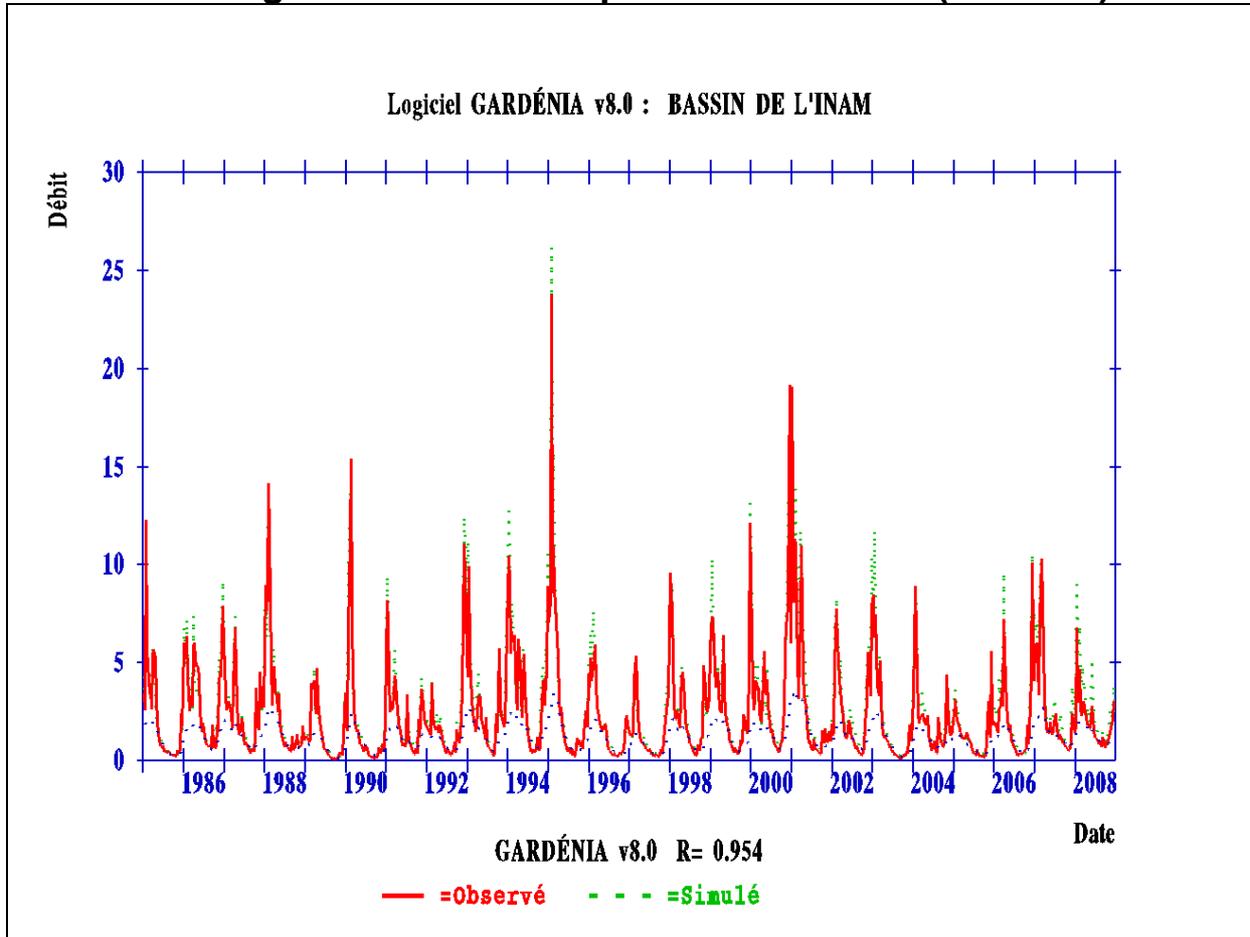


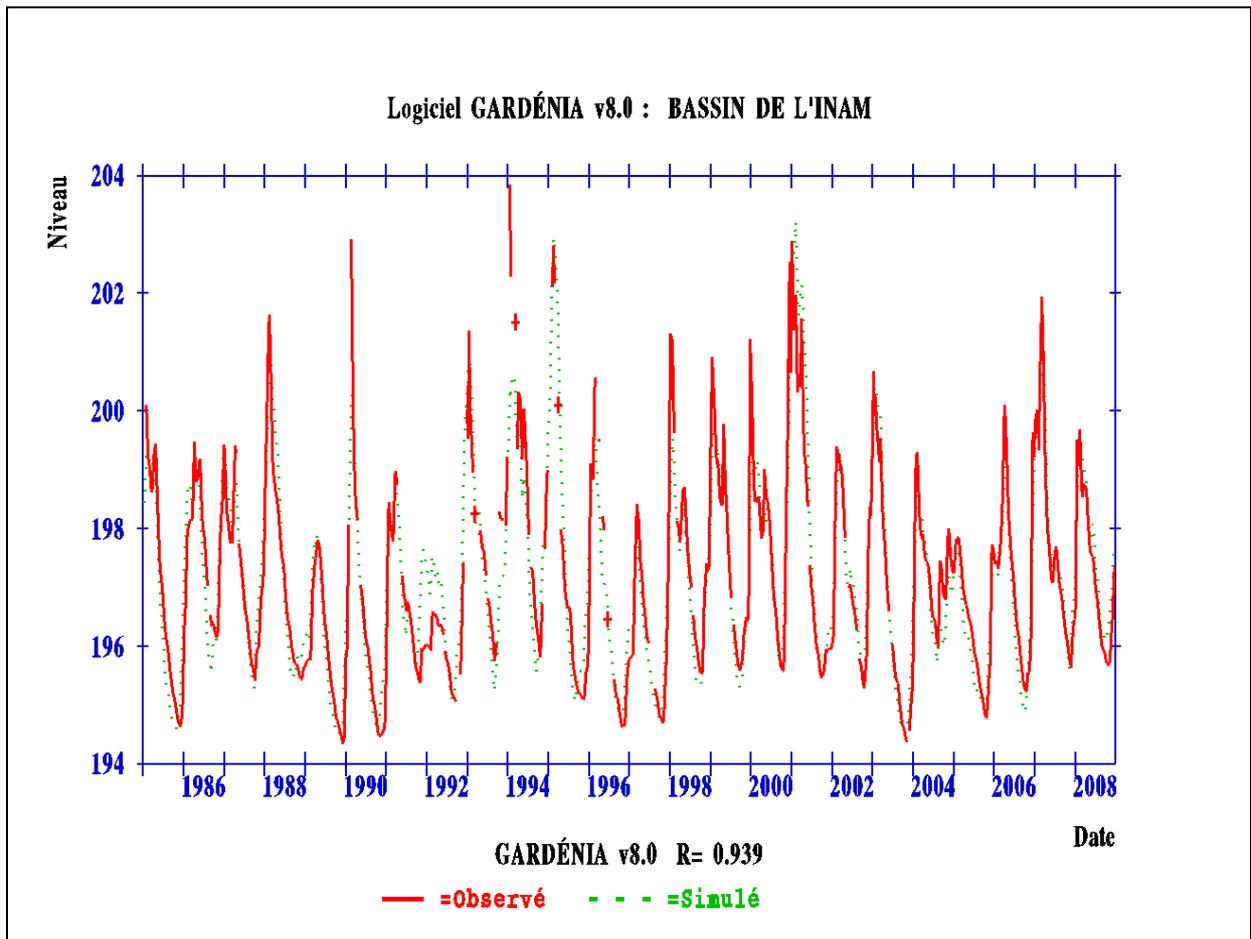
Calage de l'Odet sur la période 1992-2008 (ME 4004)



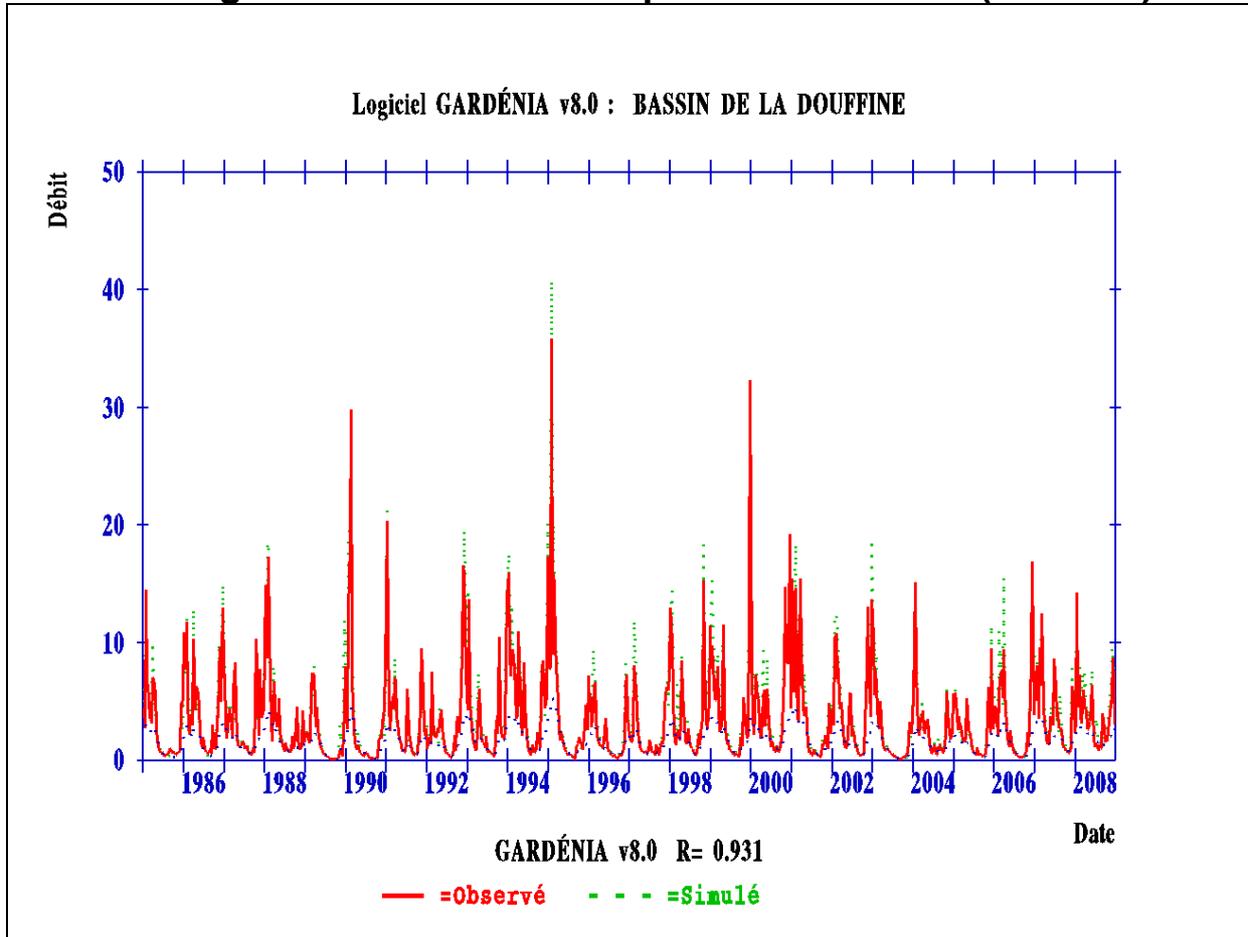


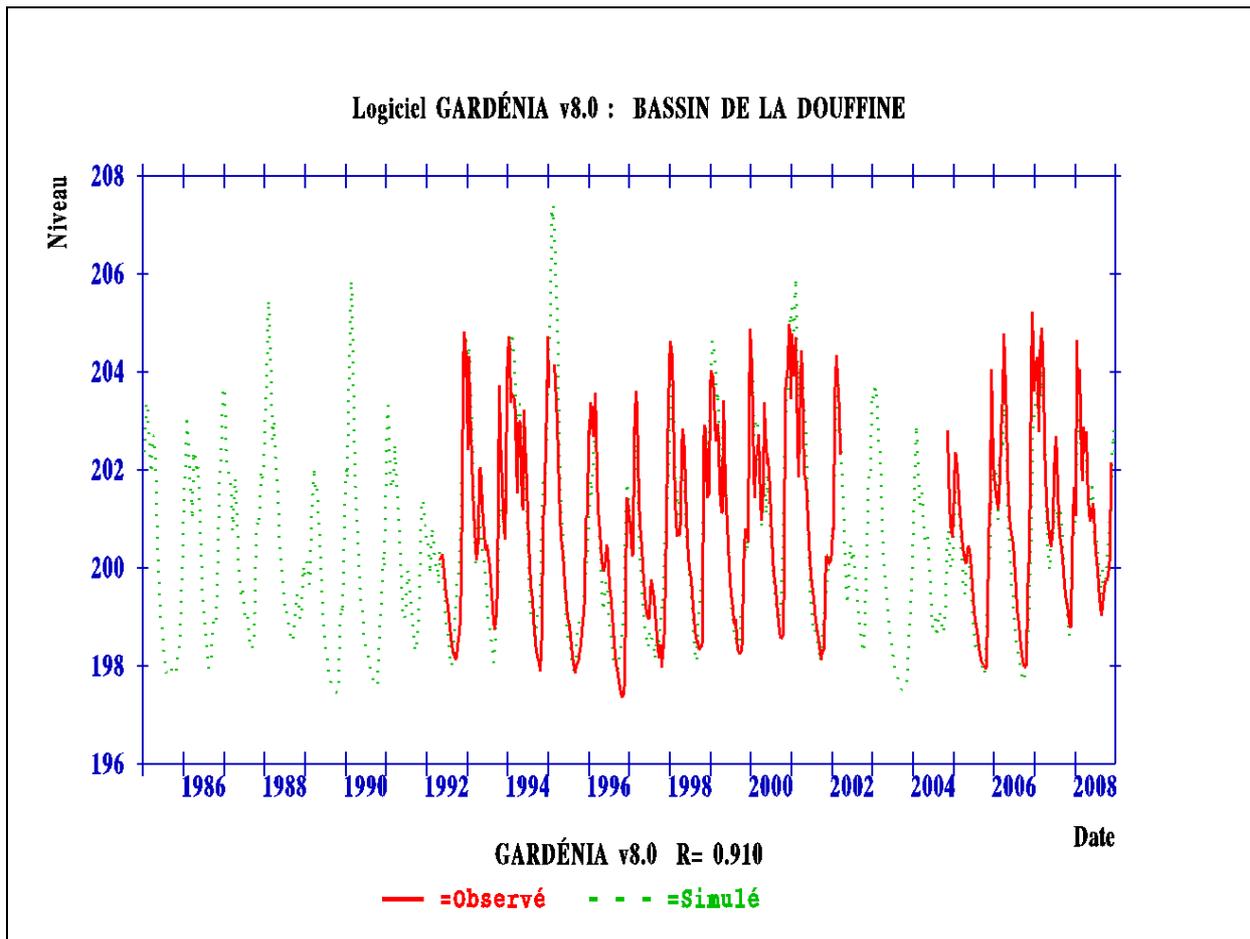
Calage de l'Inam sur la période 1998-2008 (ME 4006)



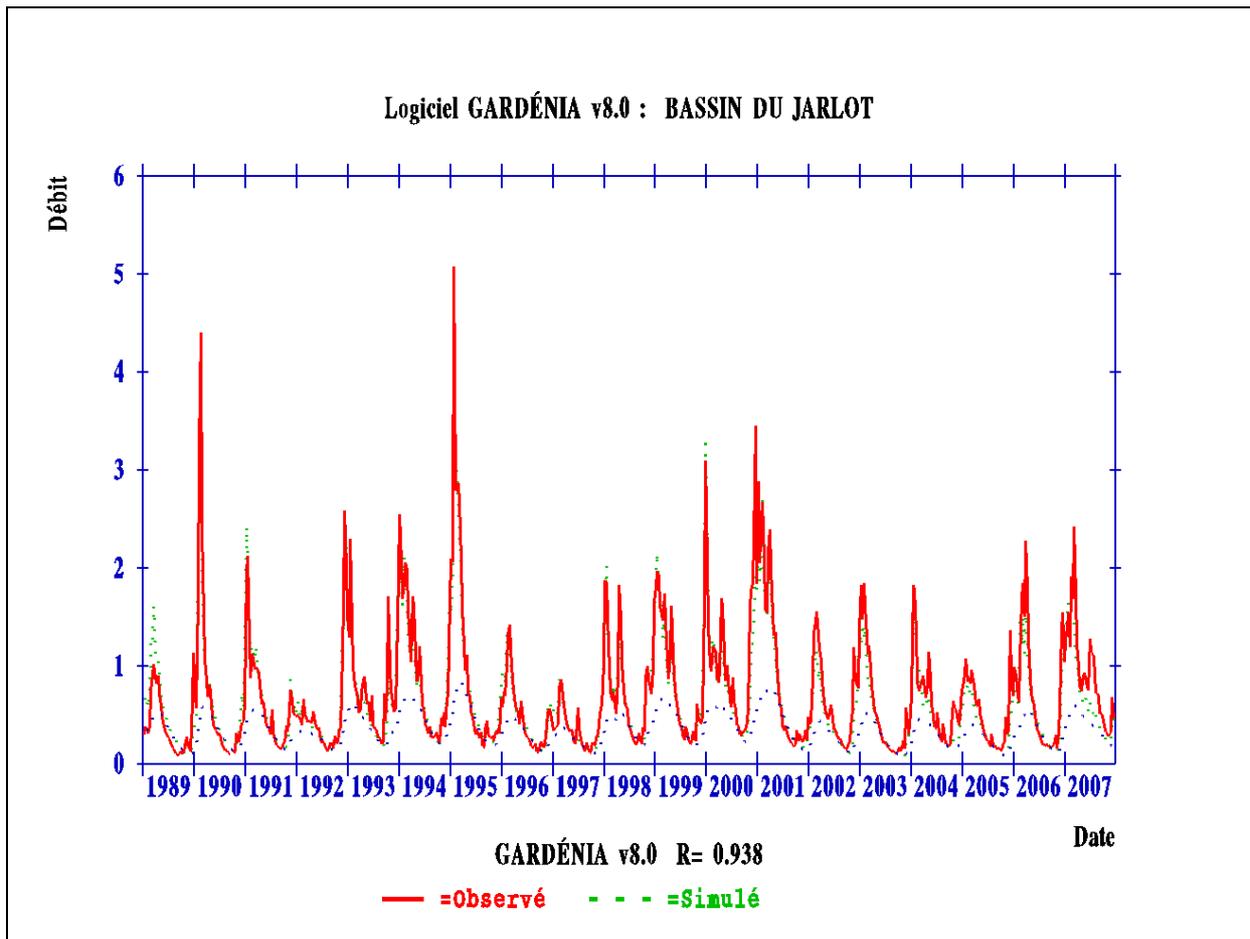


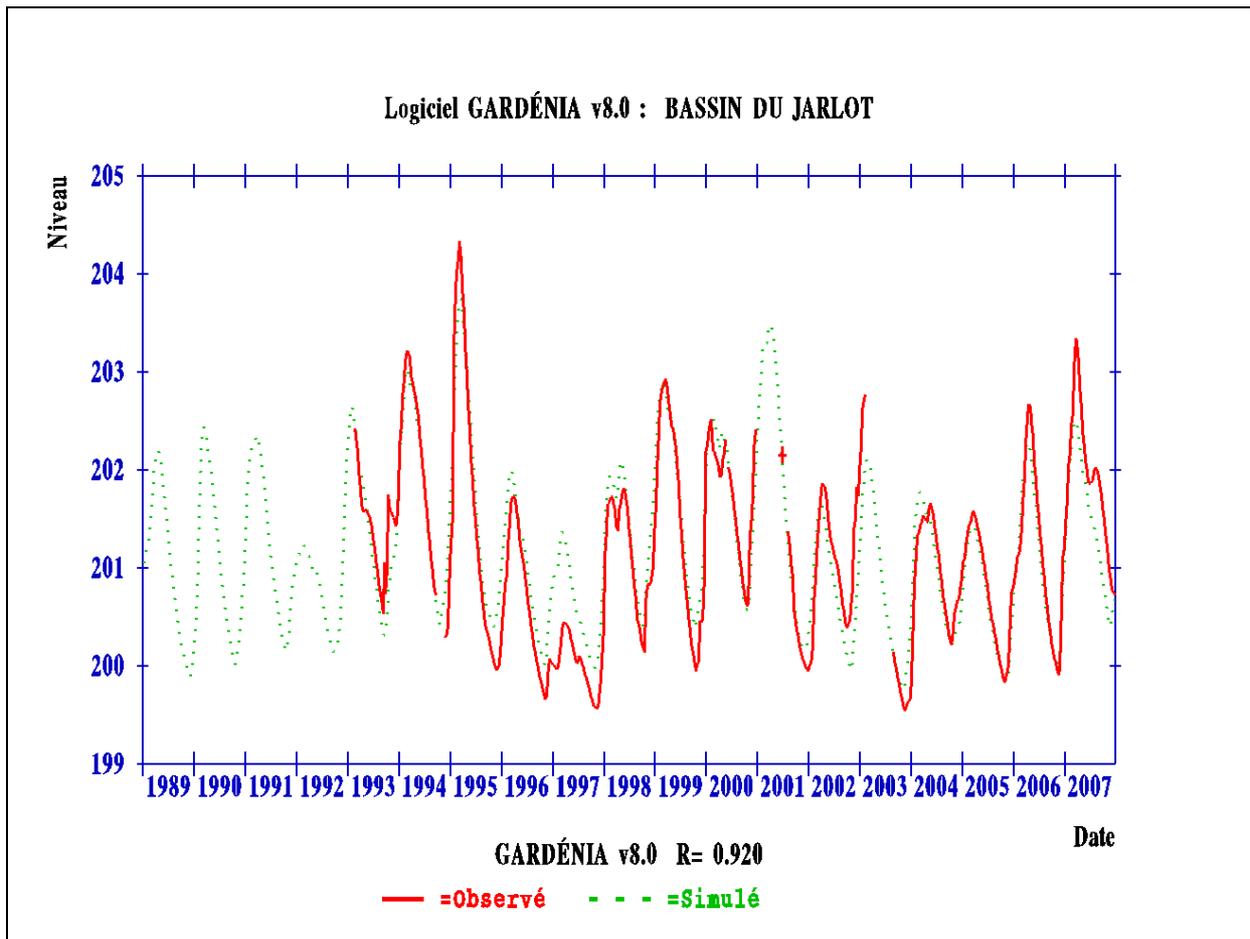
Calage de la Douffine sur la période 1985-2008 (ME 4007)



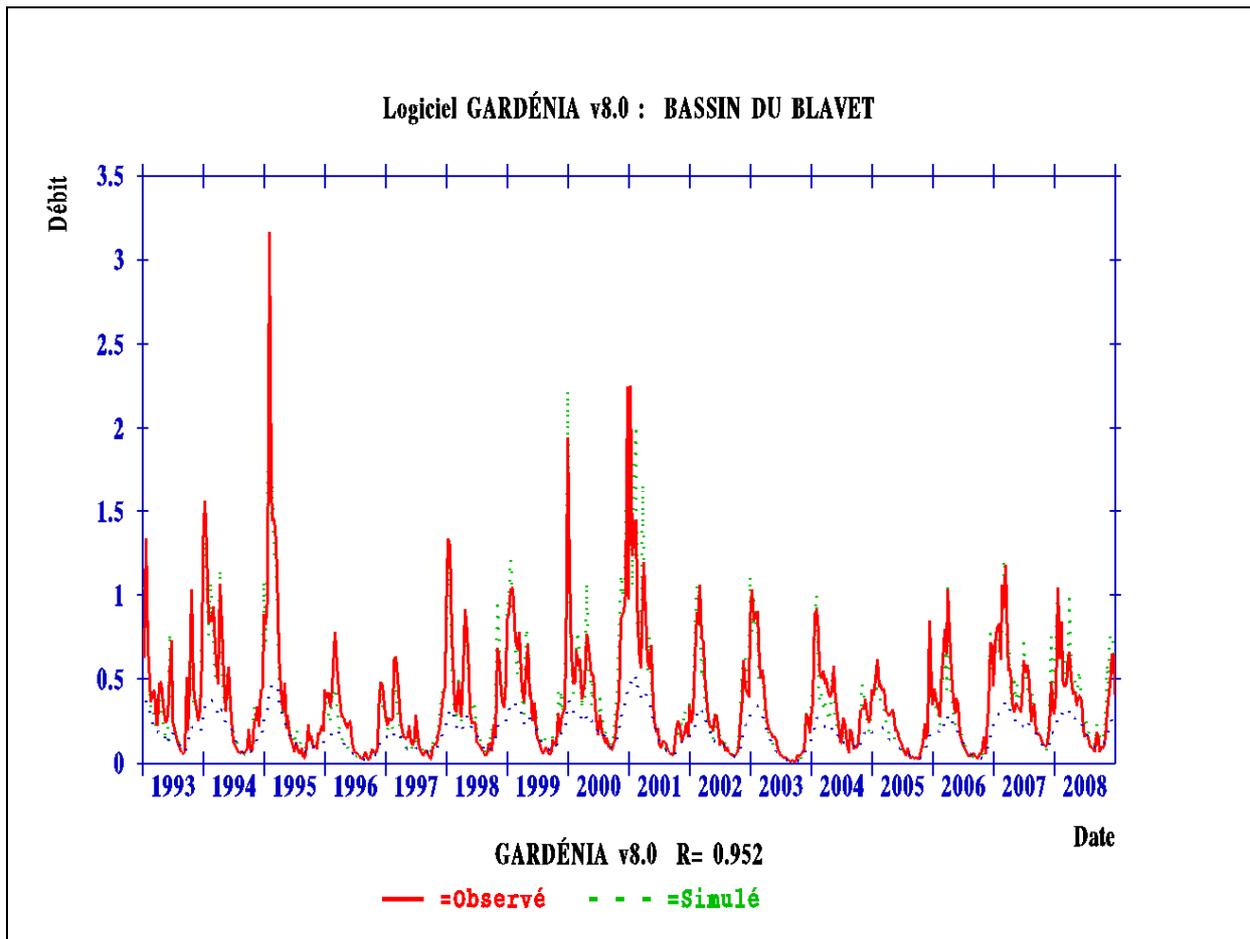


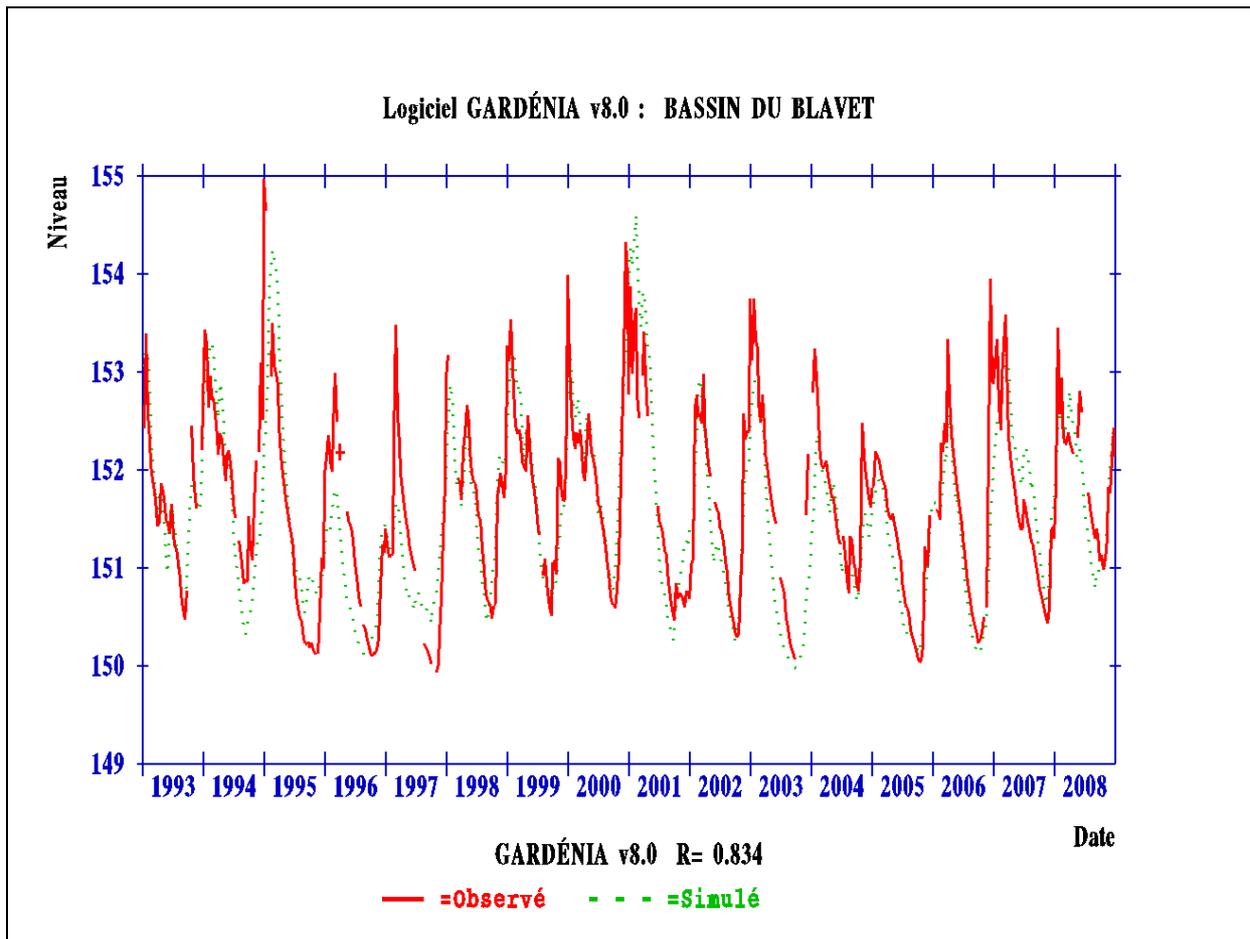
Calage du Jarlot sur la période 1989-2008 (ME 4008)



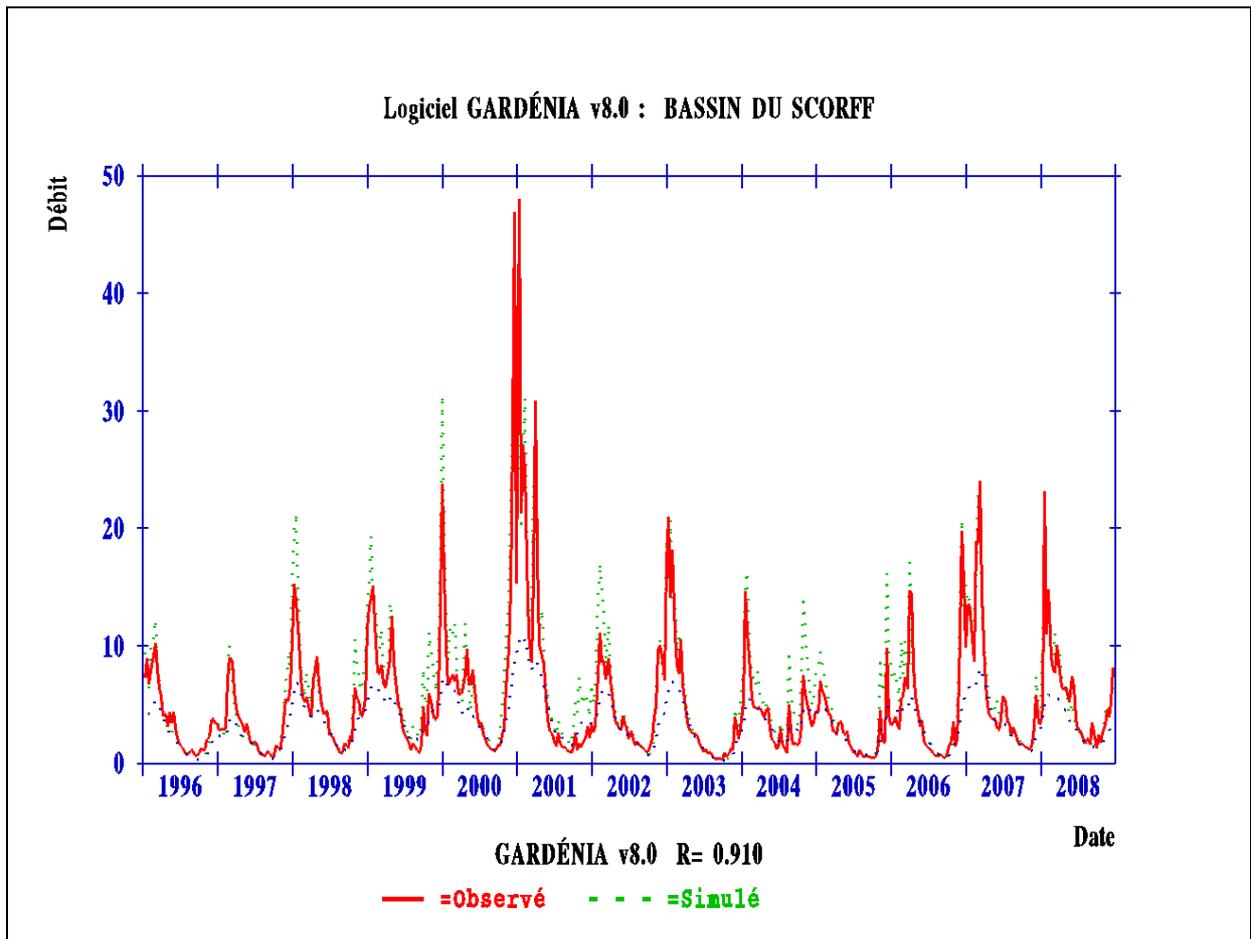


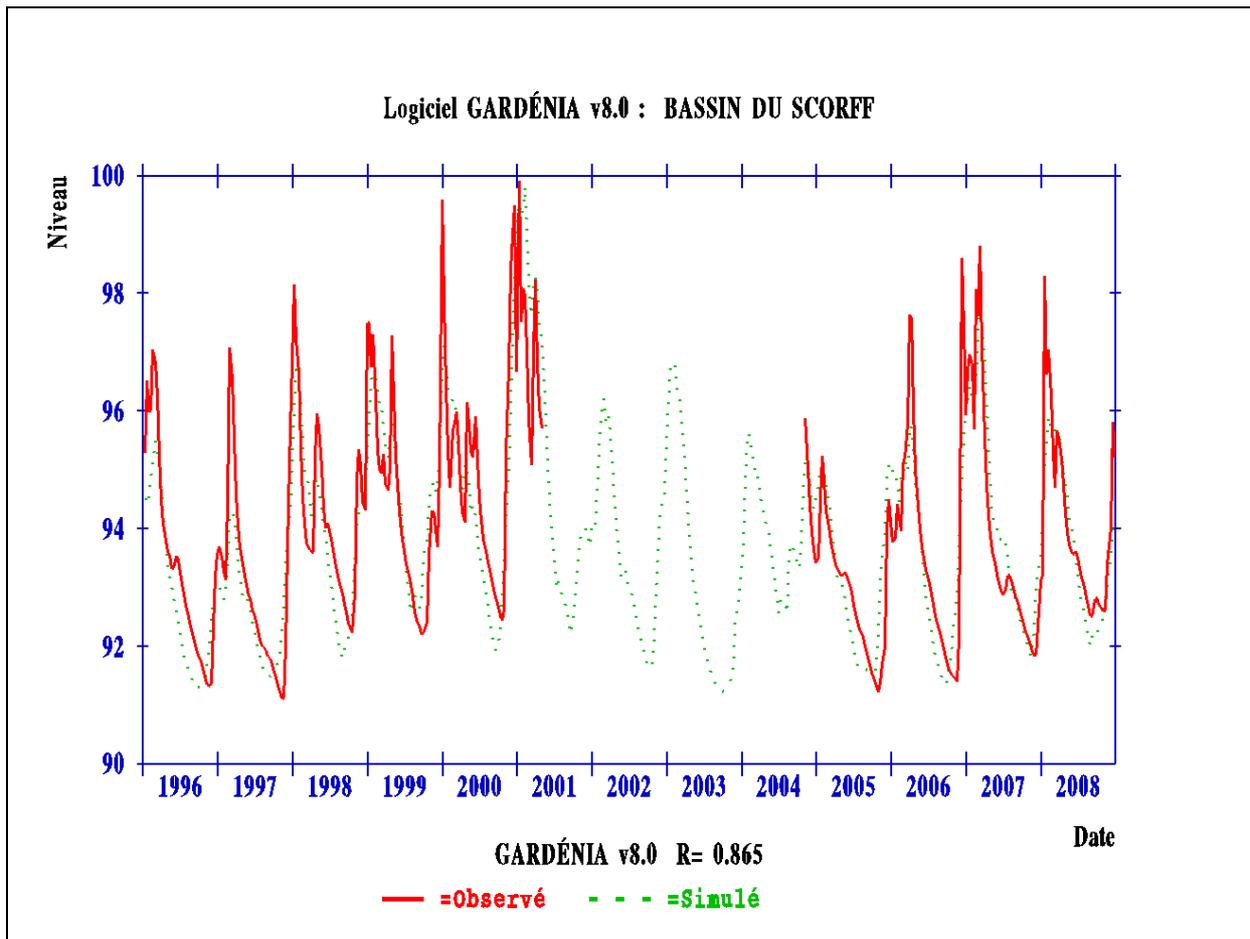
Calage du Blavet sur la période 1998-2008 (ME 4010)



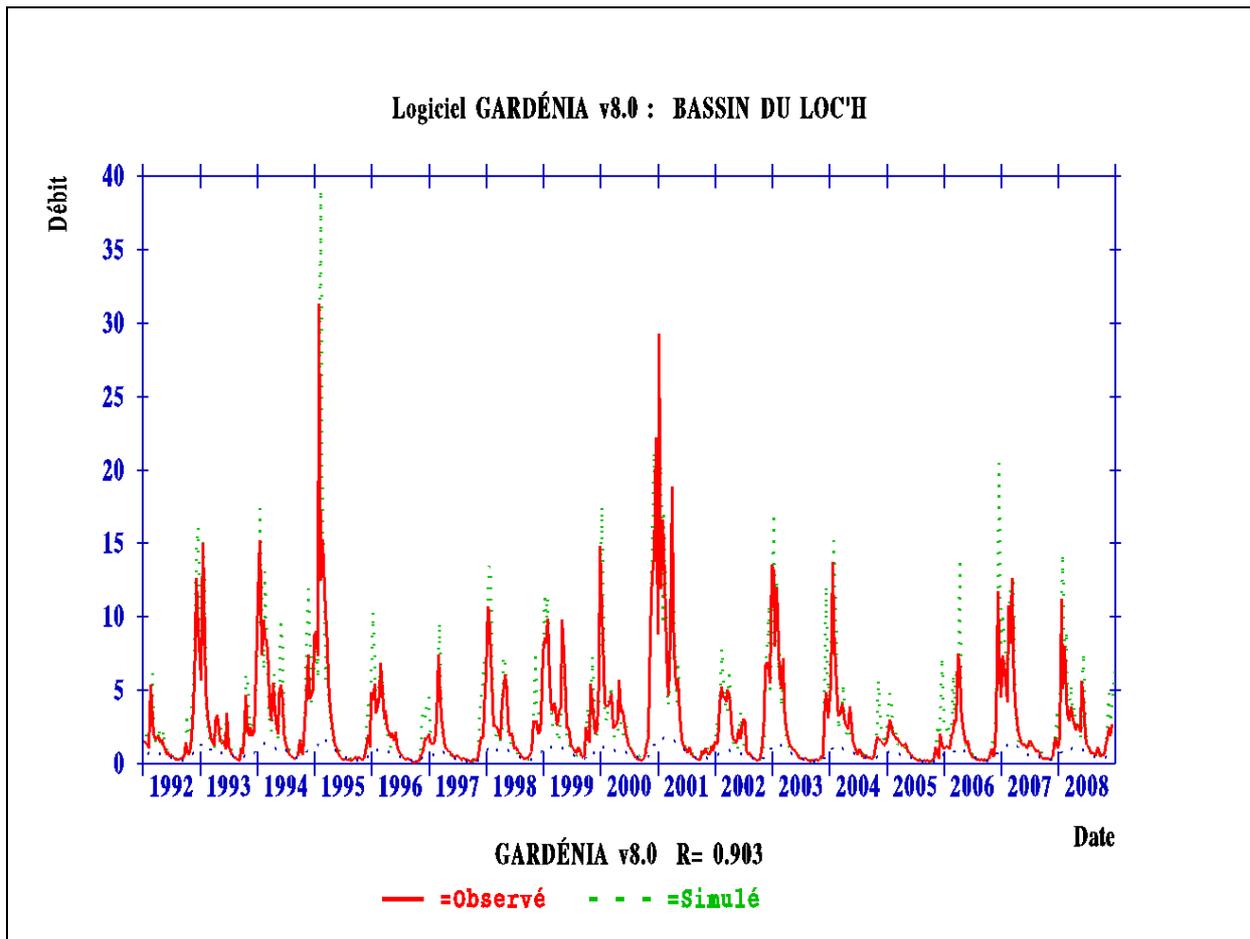


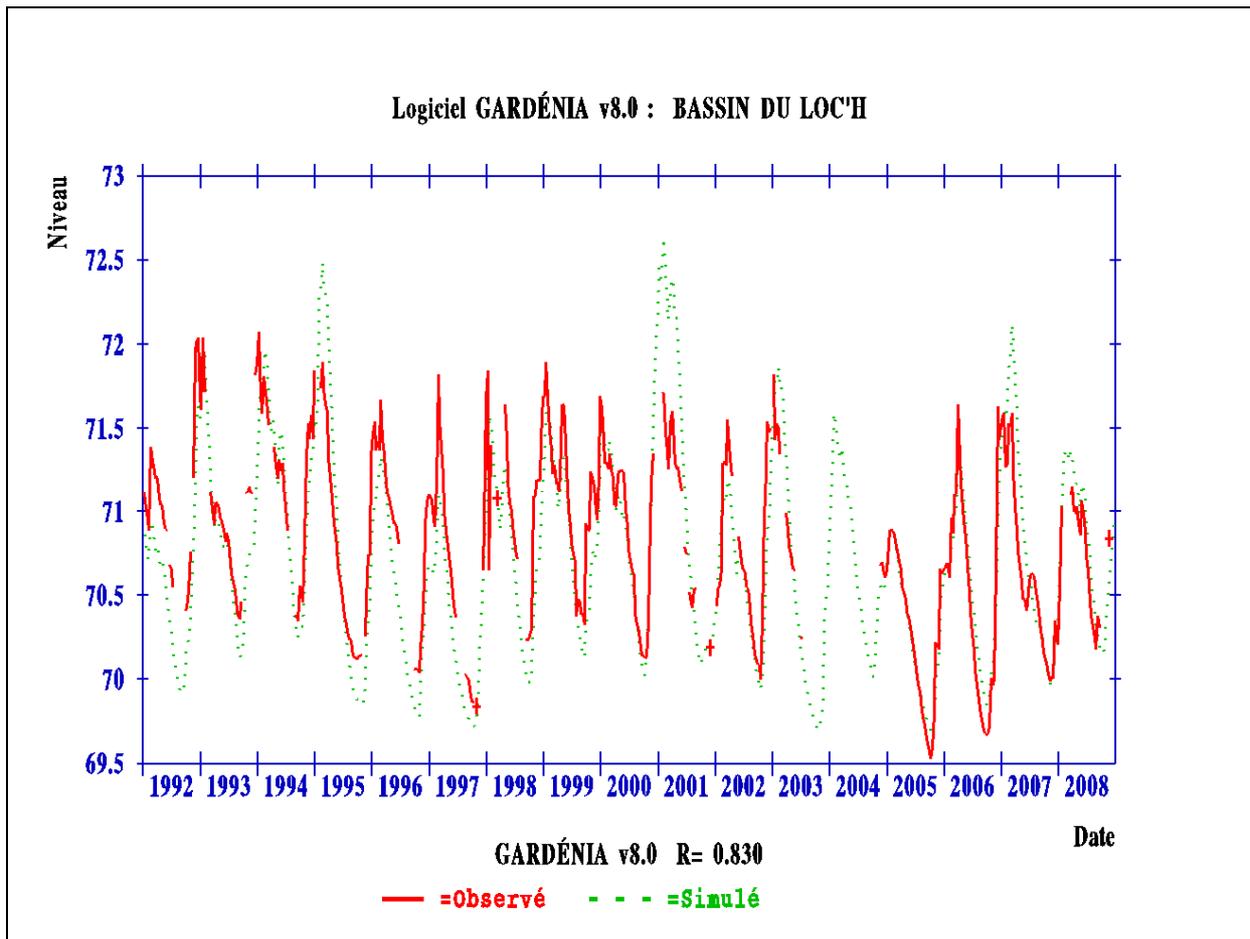
Calage du Scorff sur la période 1996-2008 (ME 4011)



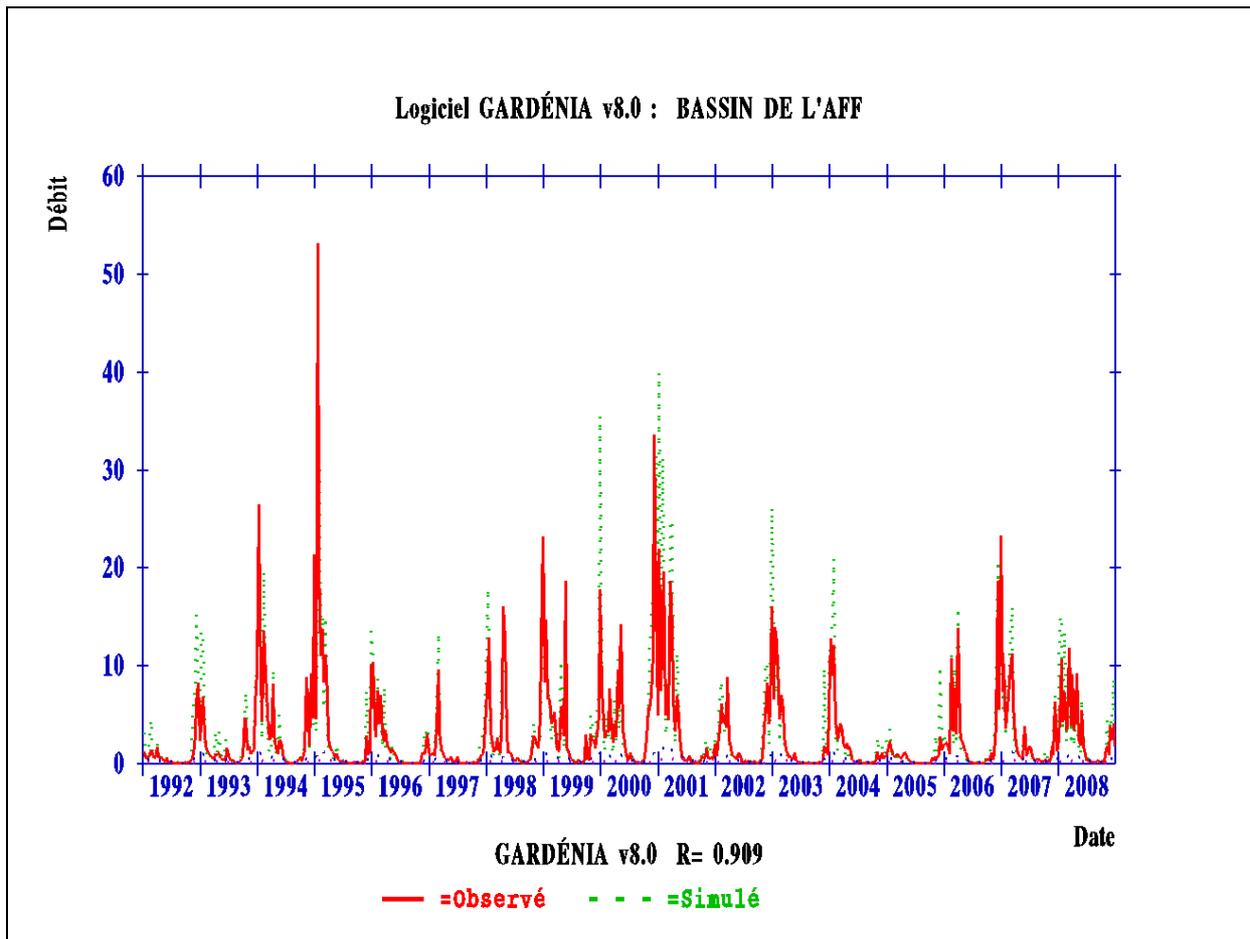


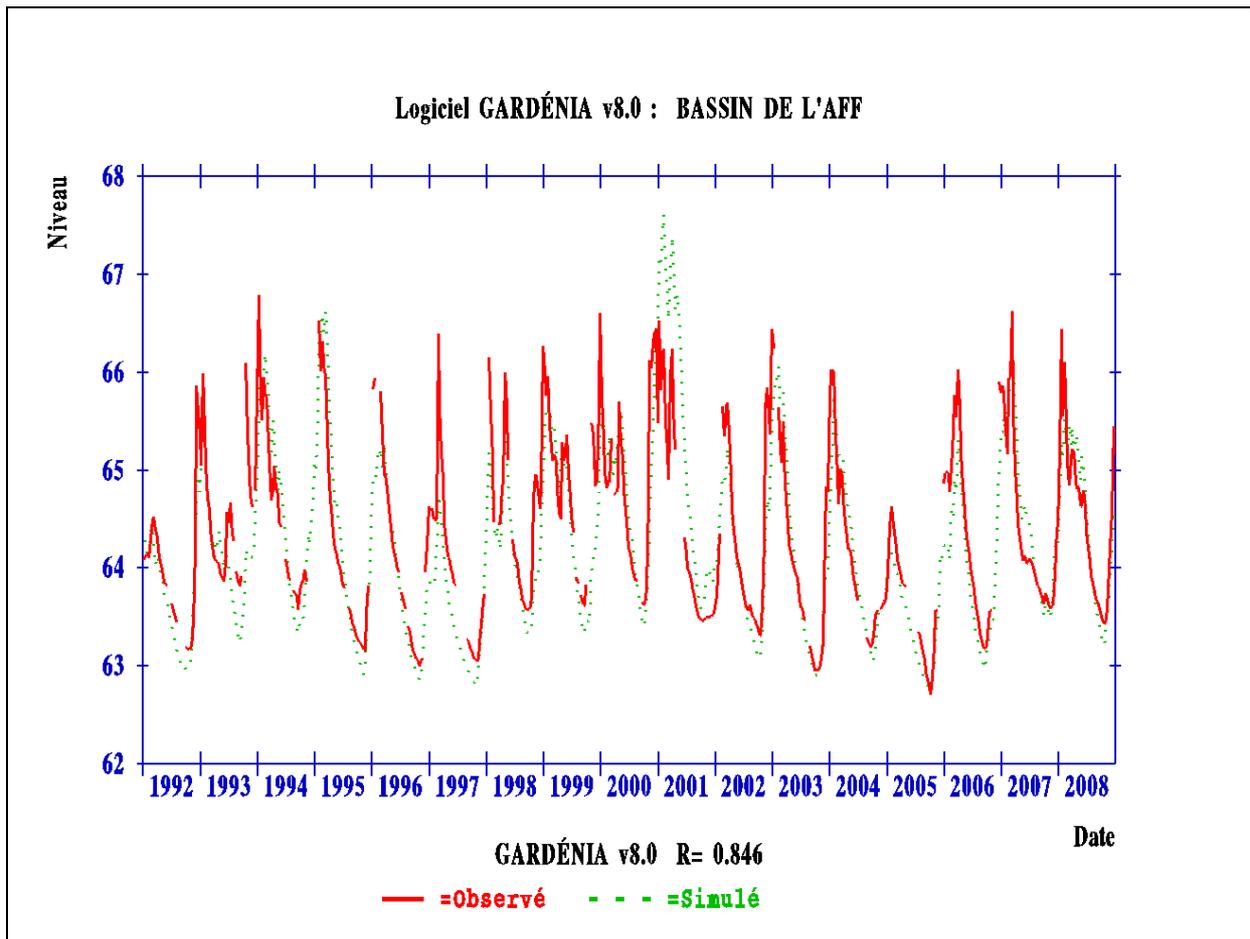
Calage du Loch sur la période 1992-2008 (ME 4012)



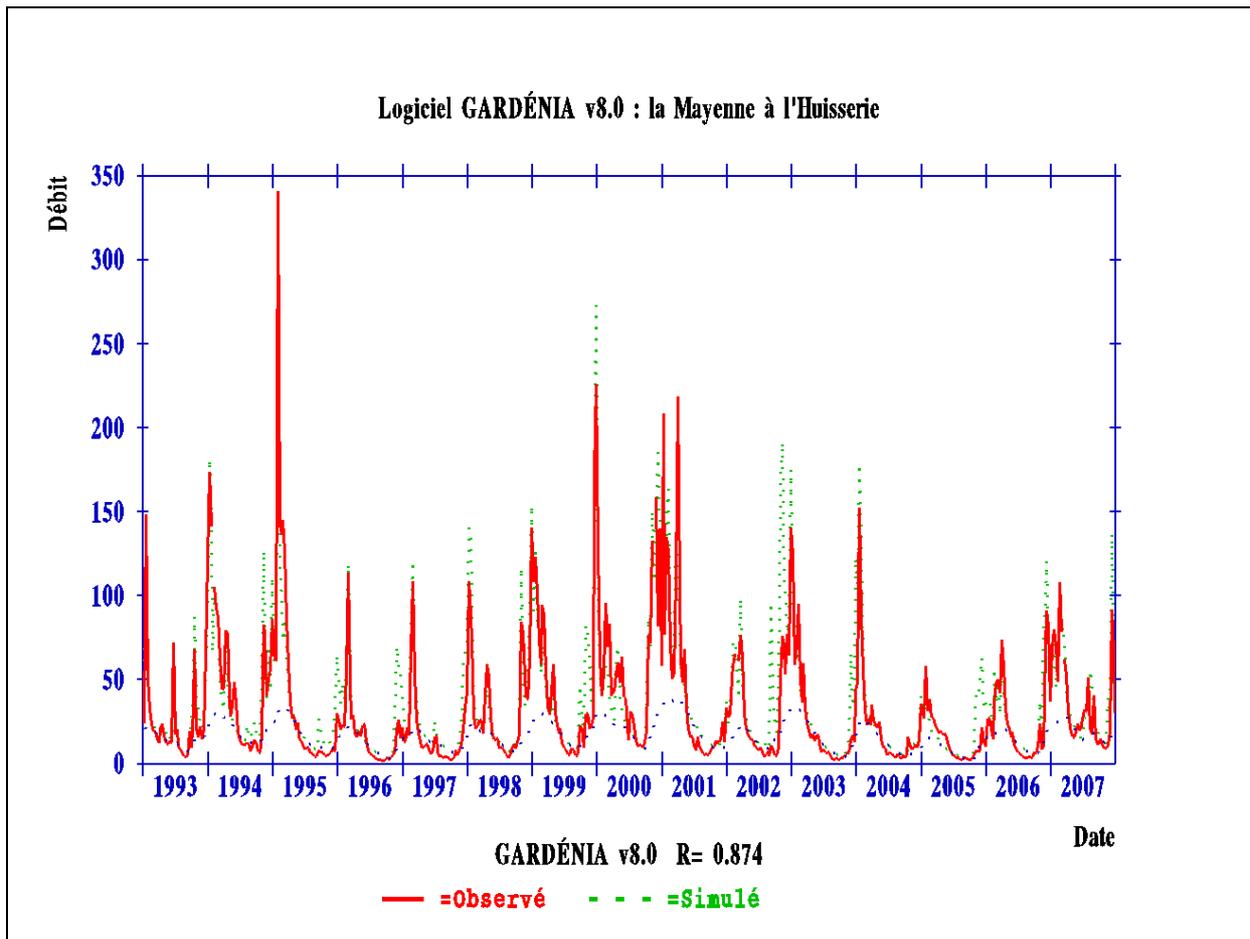


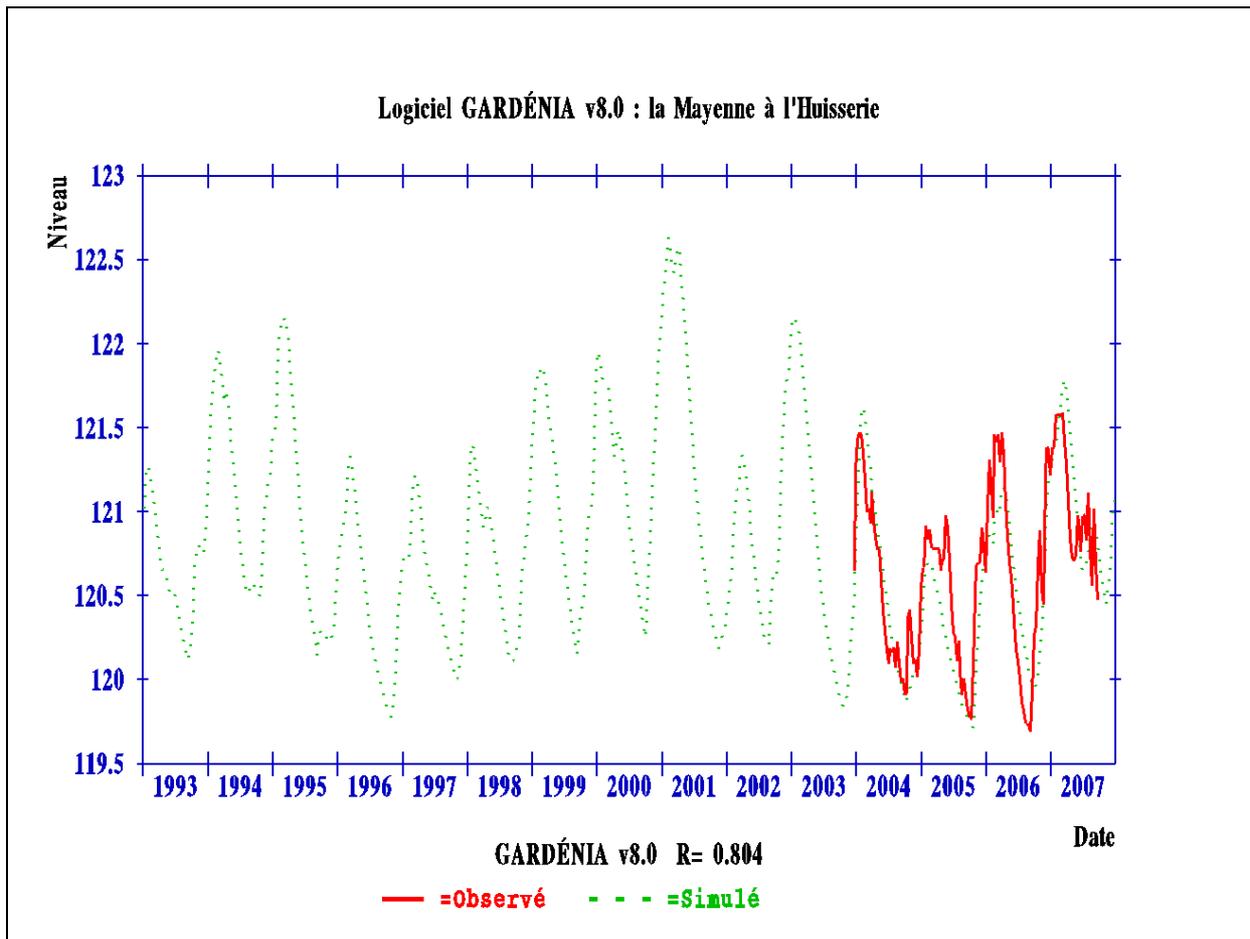
Calage de l’Aff sur la période 1992-2008 (ME 4013)



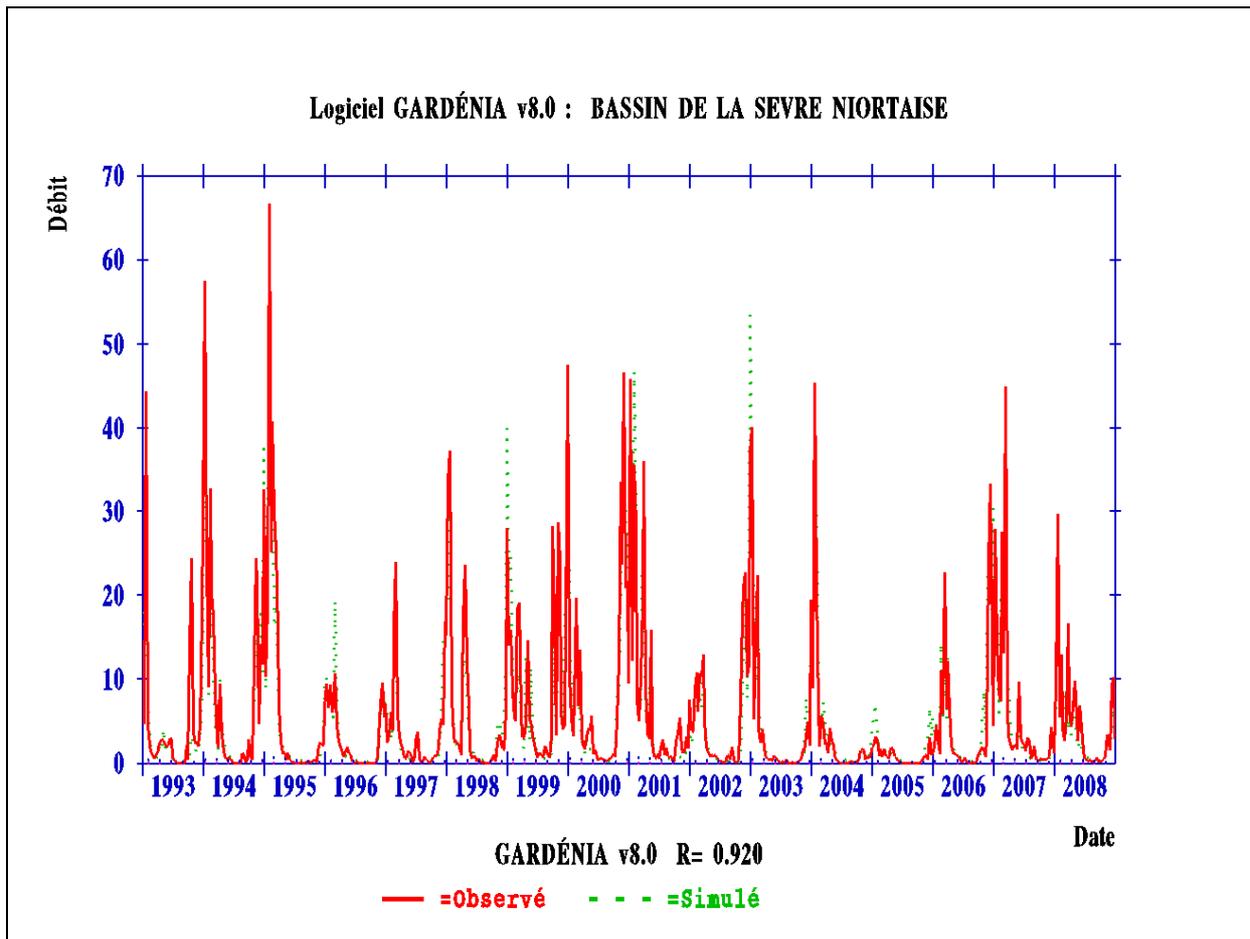


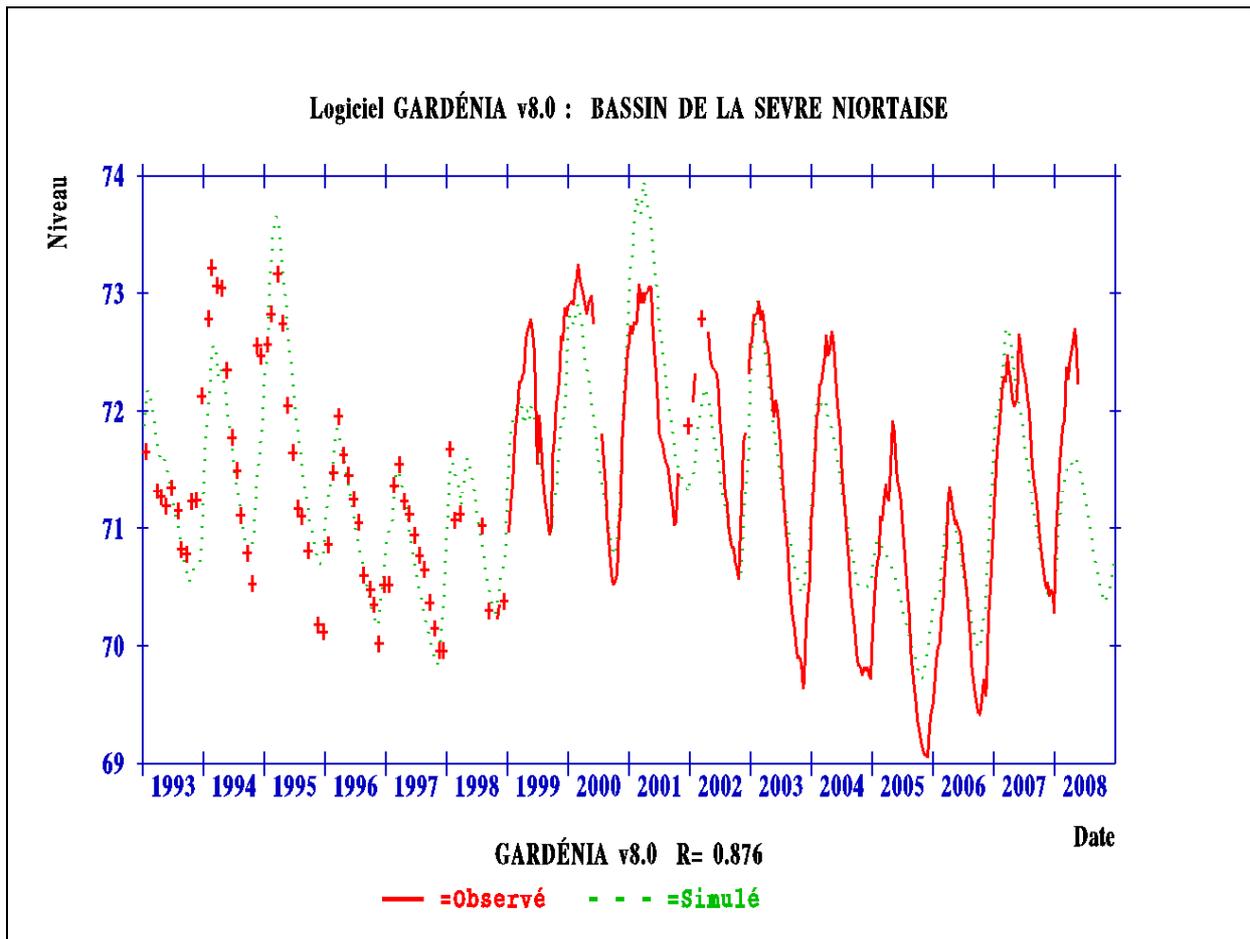
Calage de la Mayenne sur la période 1993-2008 (ME 4018)



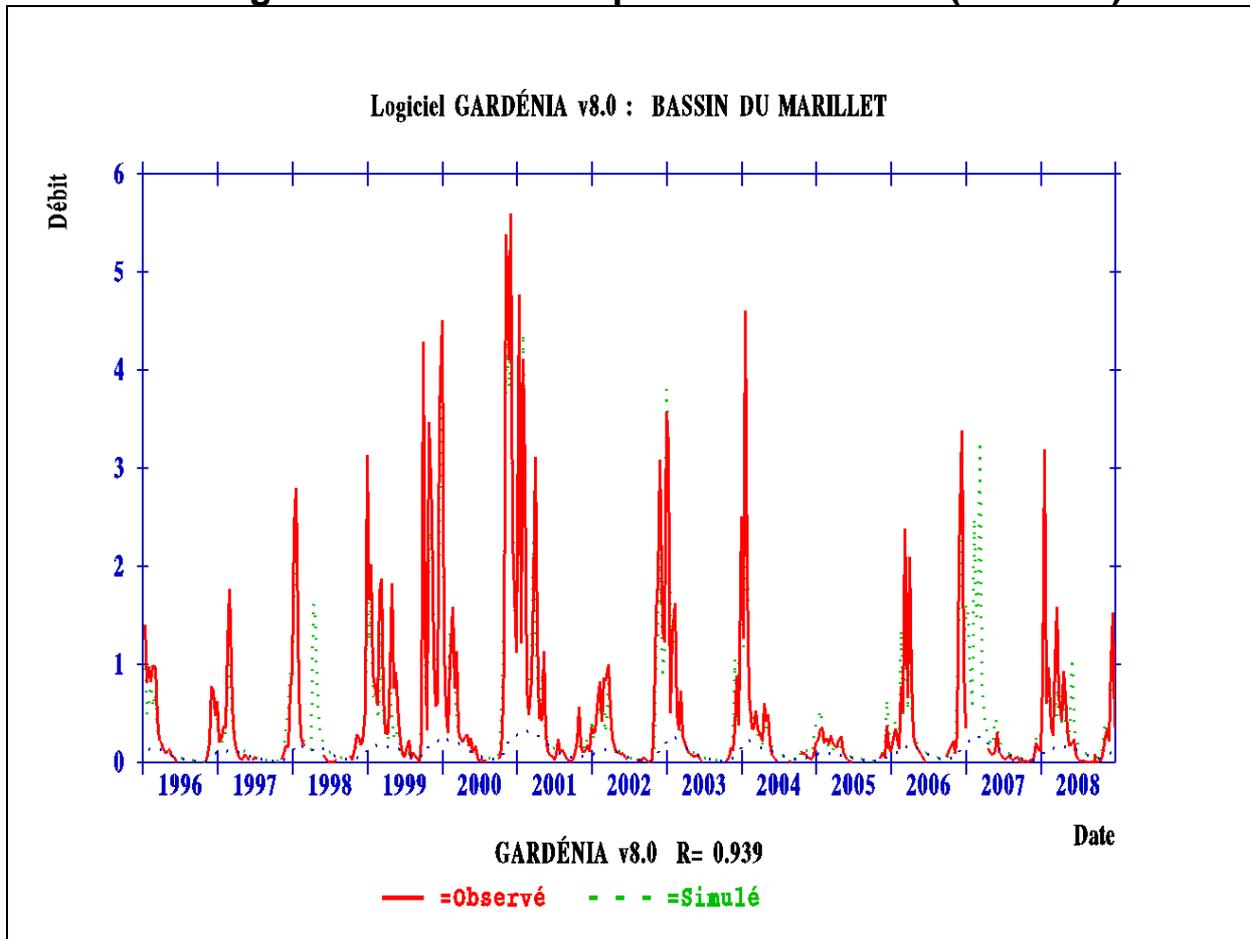


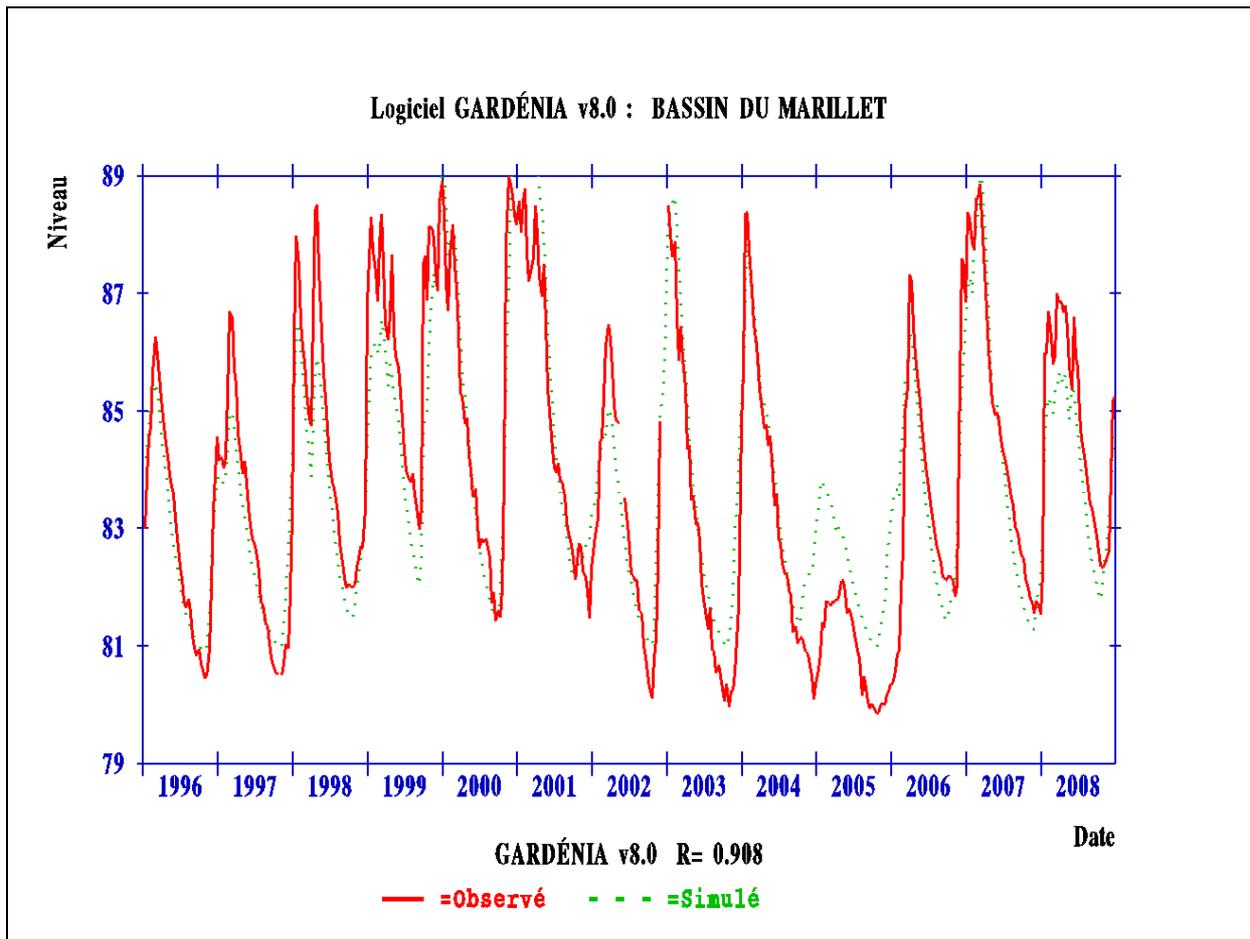
Calage de la Maine sur la période 1993-2008 (ME 4027)



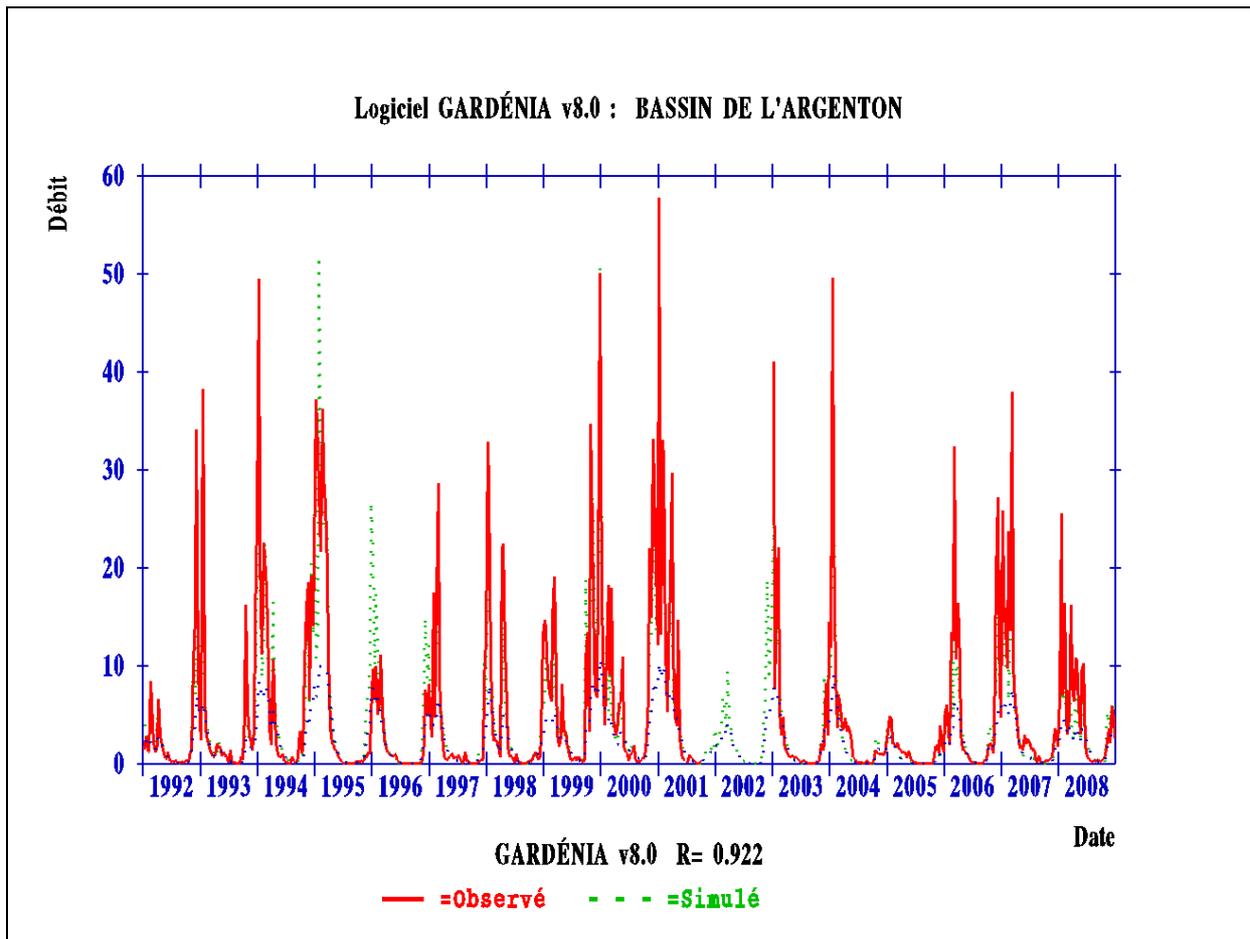


Calage du Marillet sur la période 1996-2008 (ME 4030)

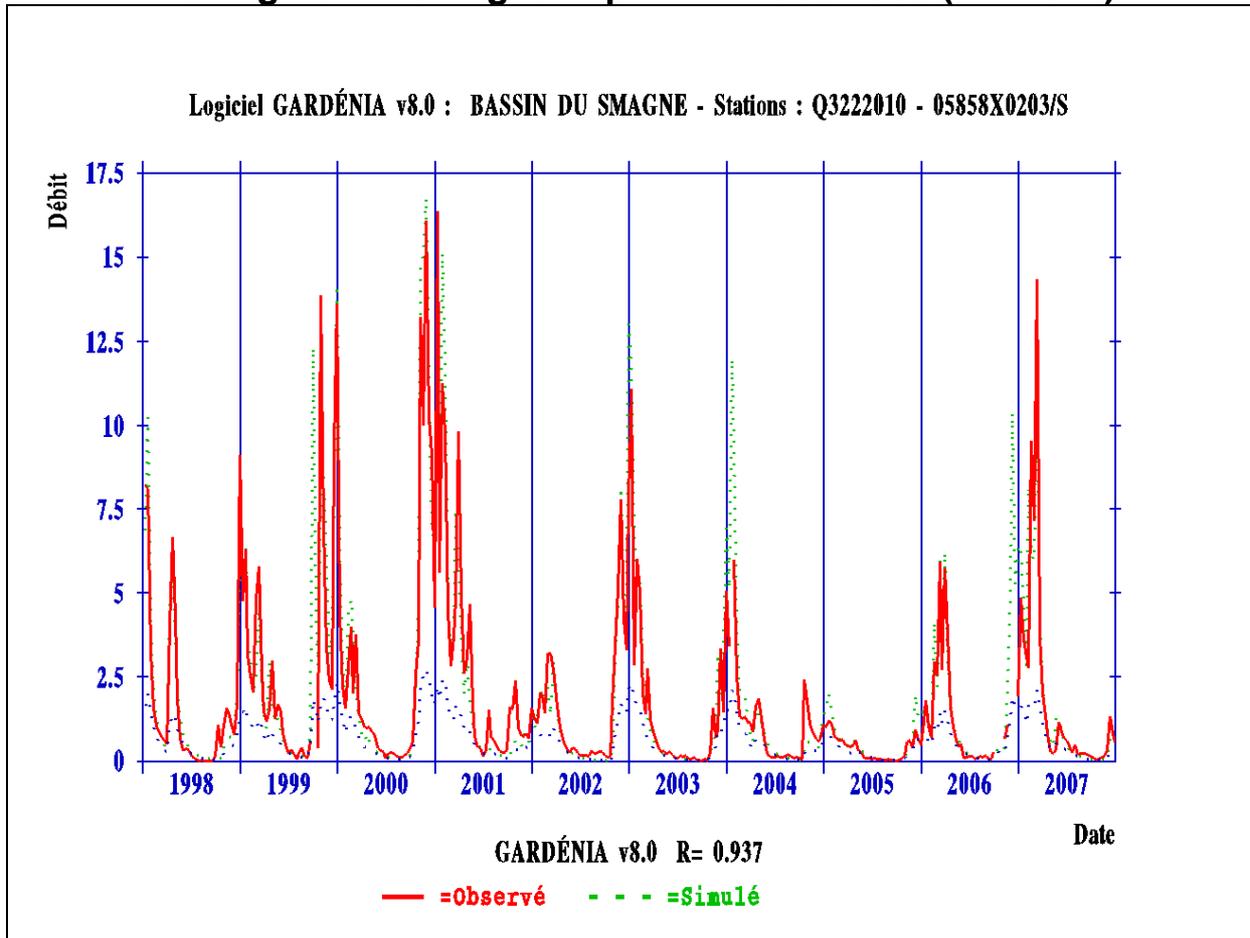


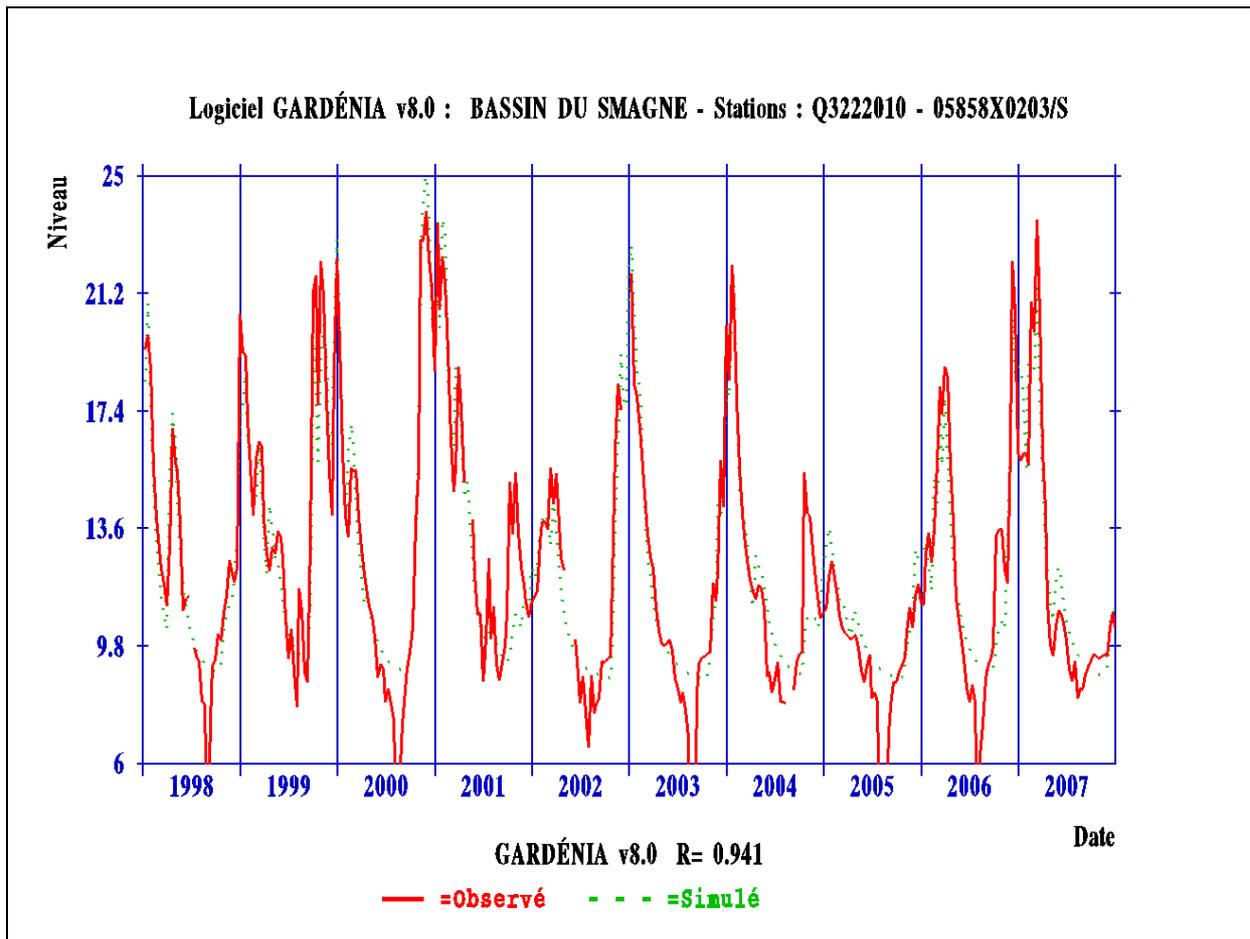


Calage de l'Argenton sur la période 1992-2008 (ME 4032)

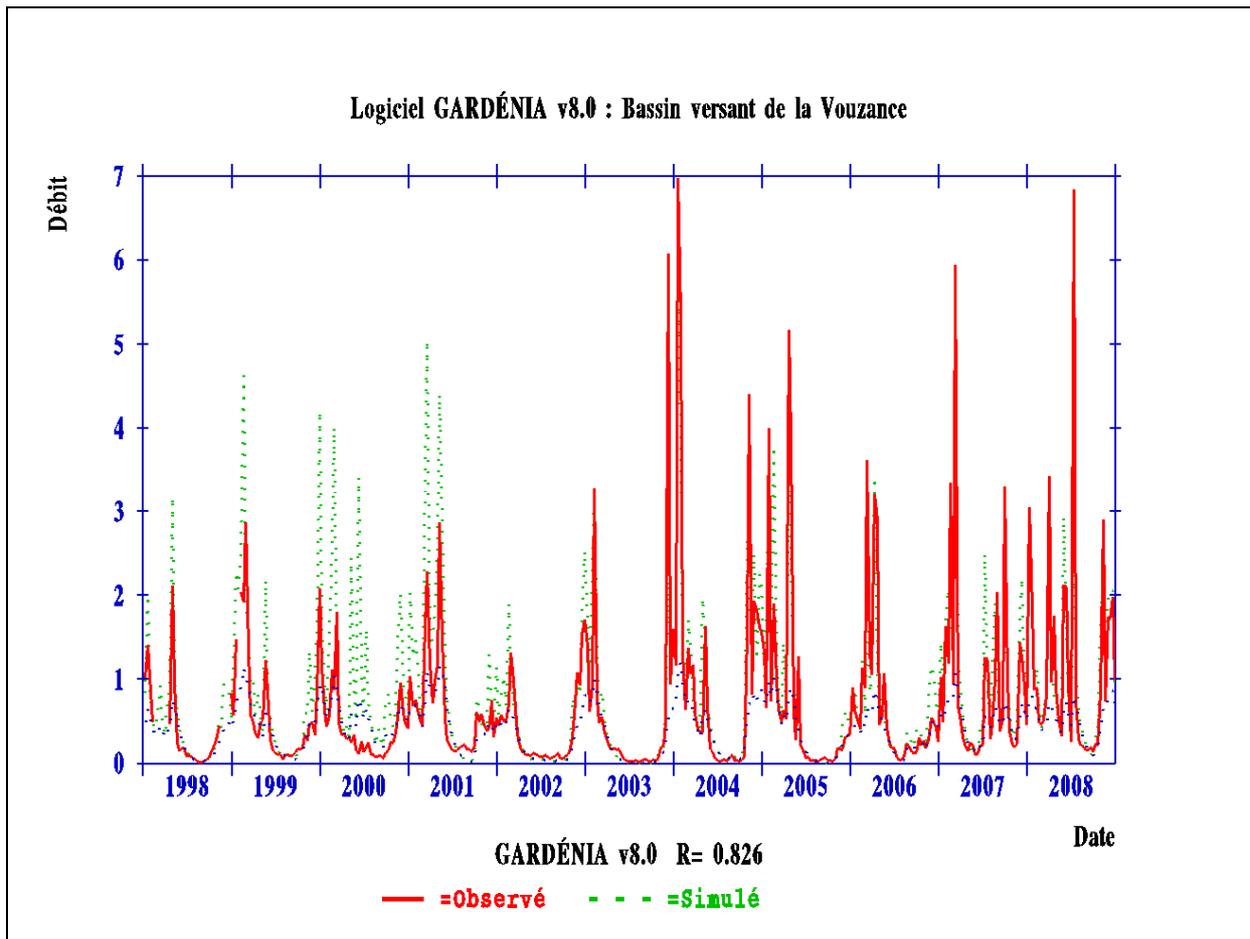


Calage de la Smagne la période 1998-2008 (ME 4042)

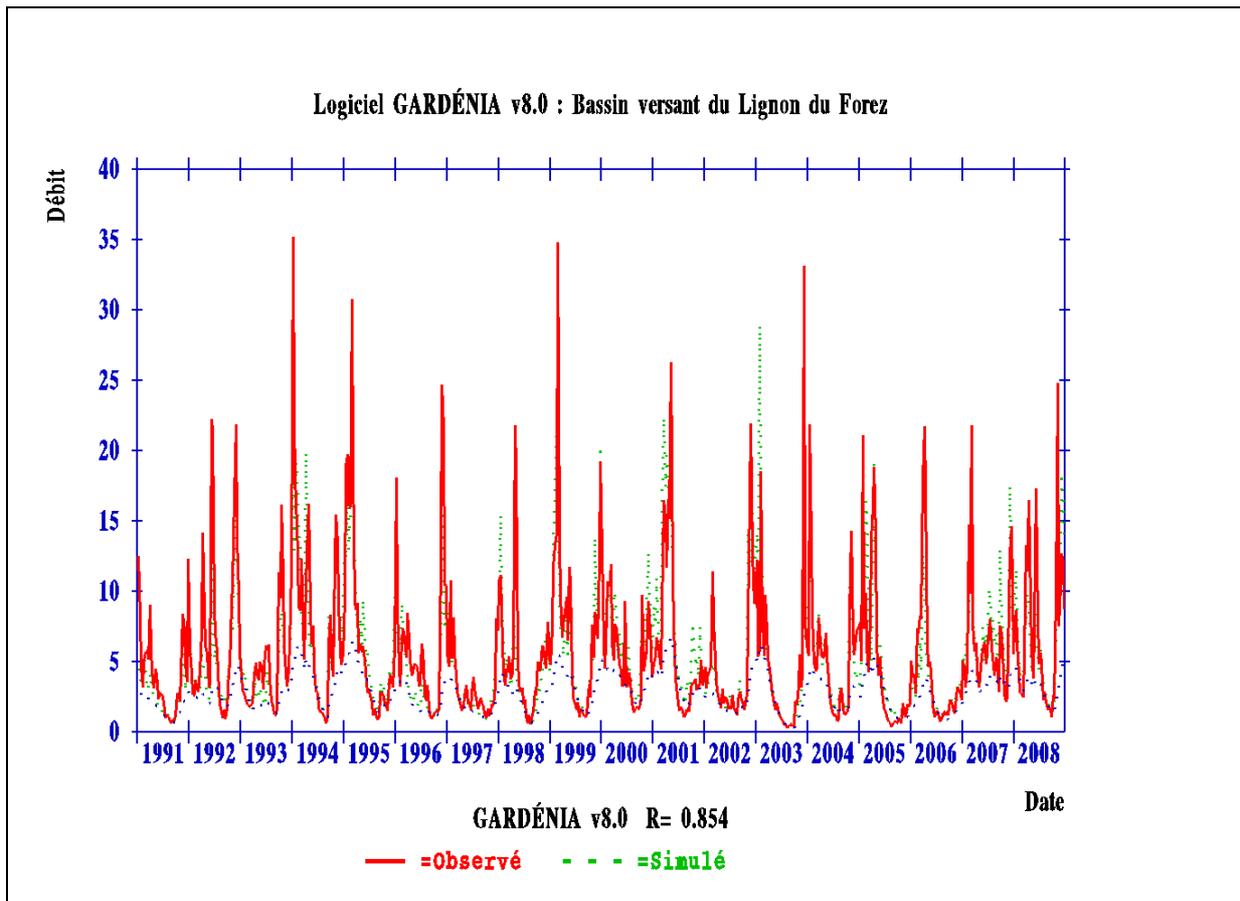




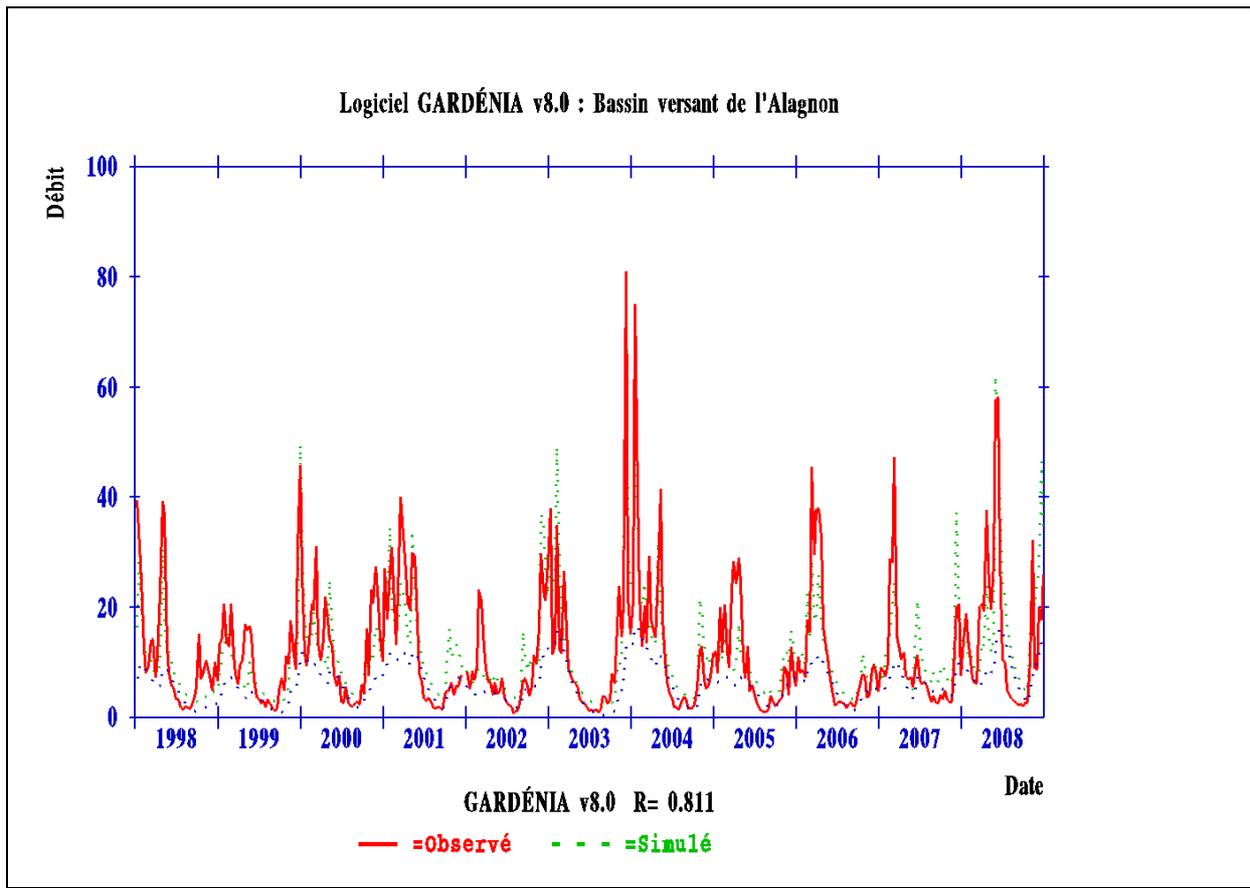
Calage de la Vouzance sur la période 1998-2008 (ME 4046)



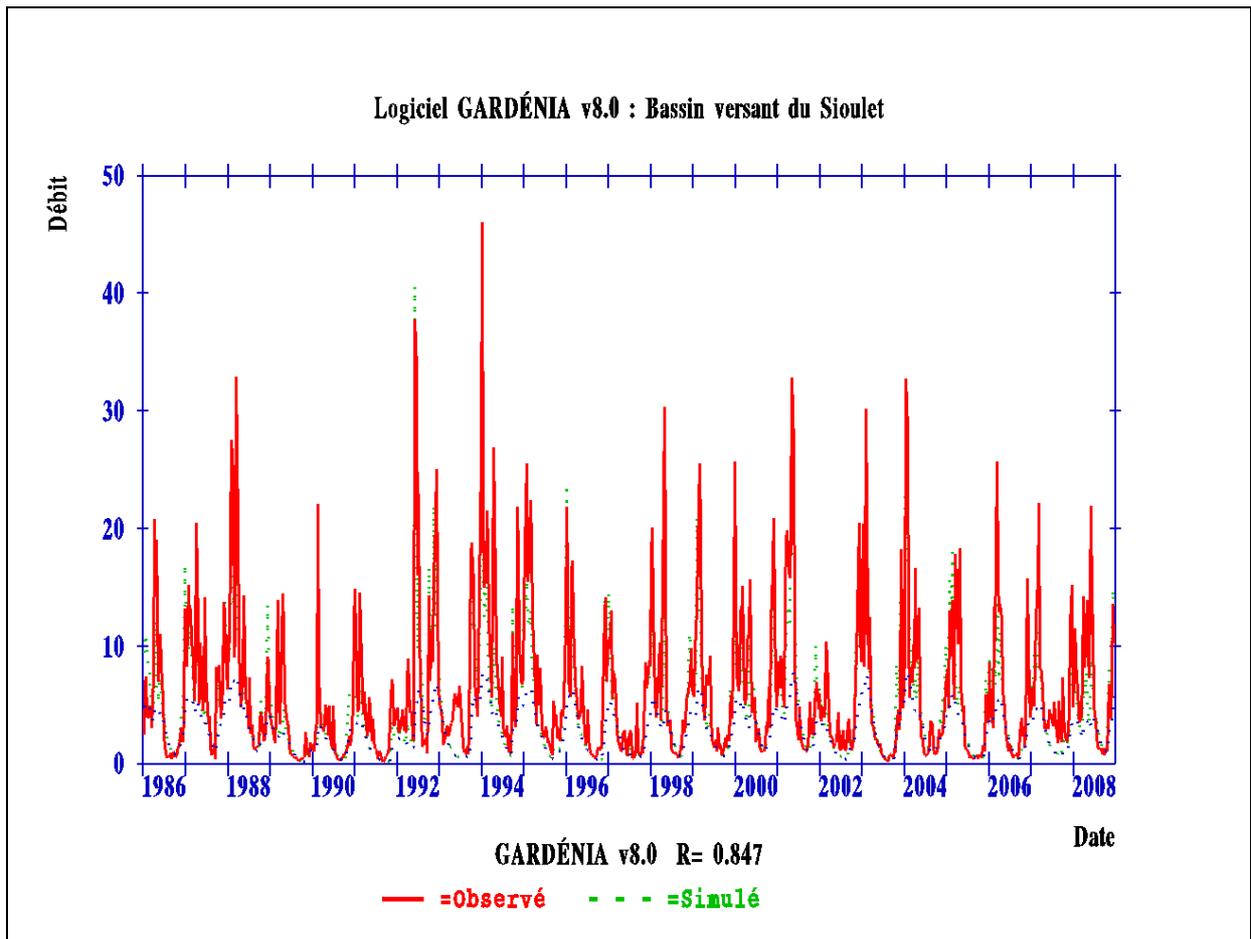
Calage du Lignon du Forez sur la période 1993-2008 (ME 4048)



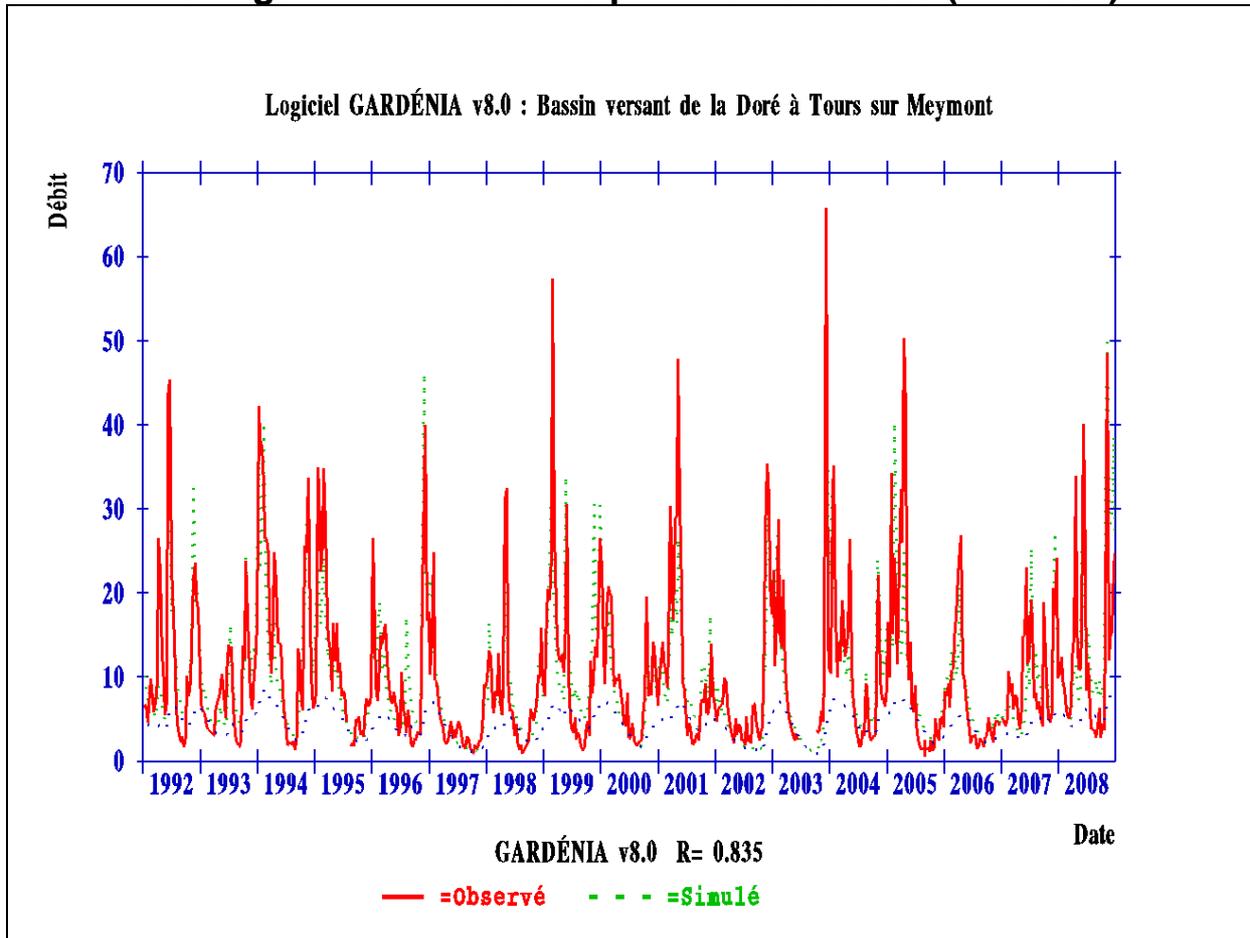
Calage de l'Alagnon avec pompage sur la période 1998-2008 (ME 4049)



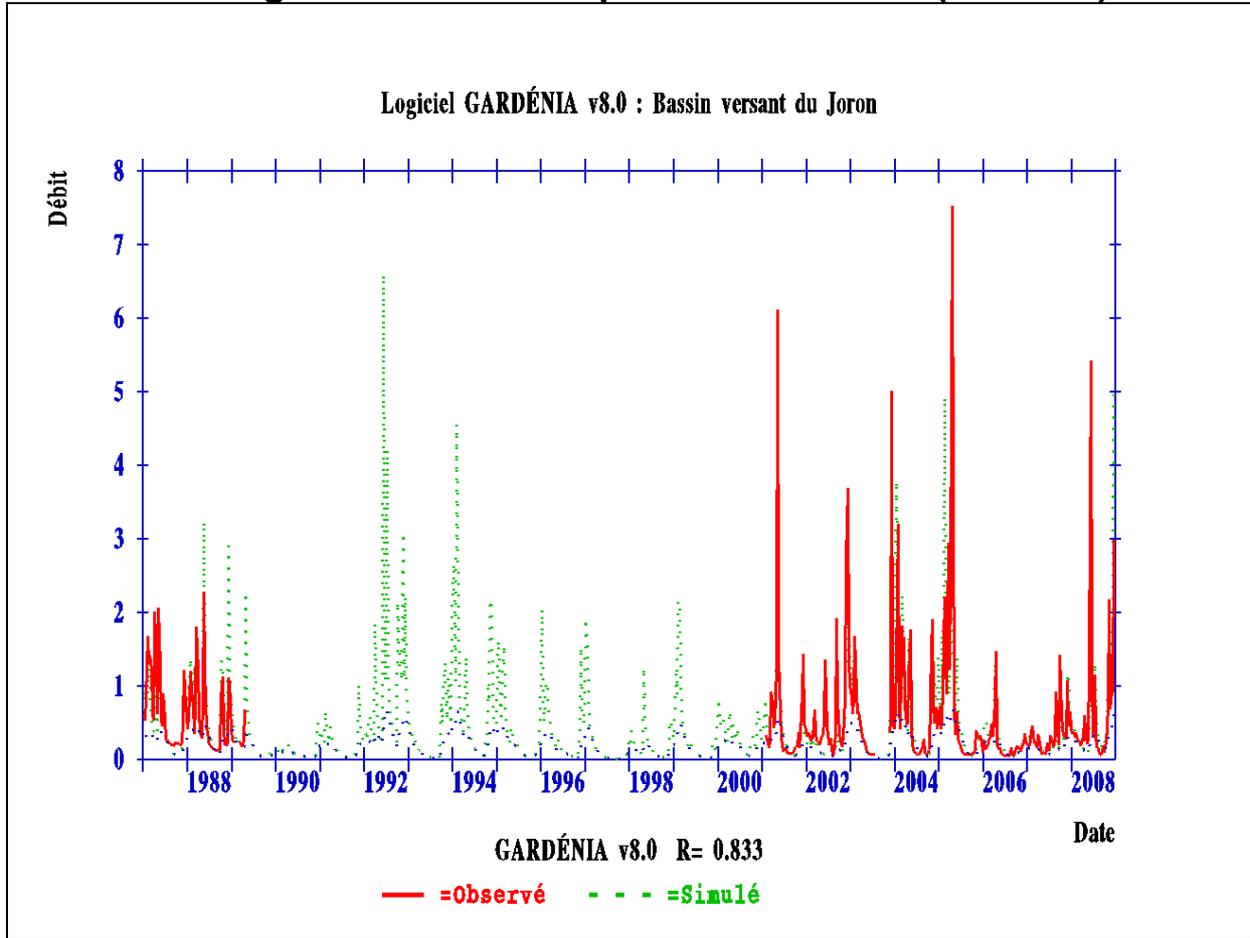
Calage du Sioulet sur la période 1986-2008 (ME 4050)

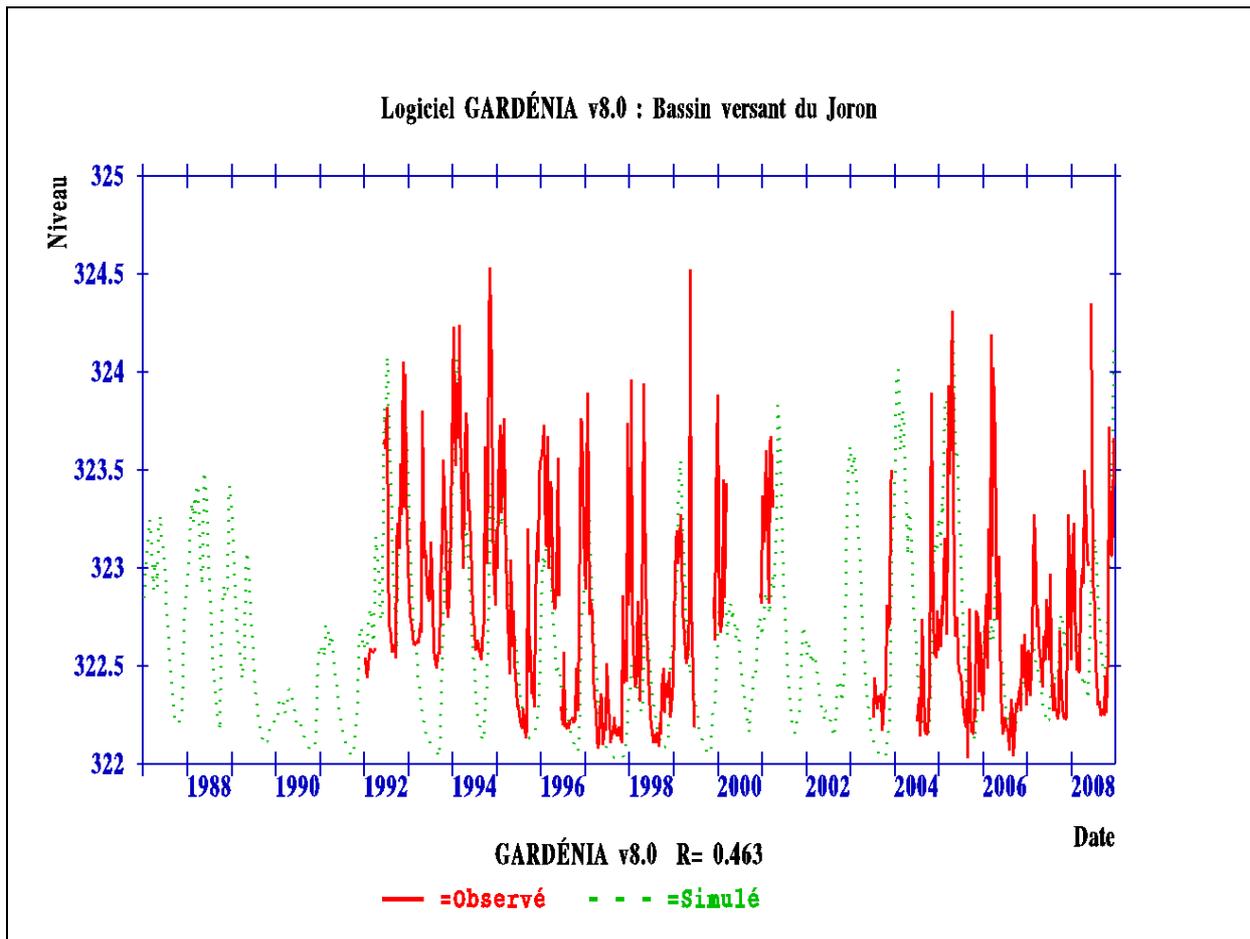


Calage de la Doré sur la période 1986-2008 (ME 4051)

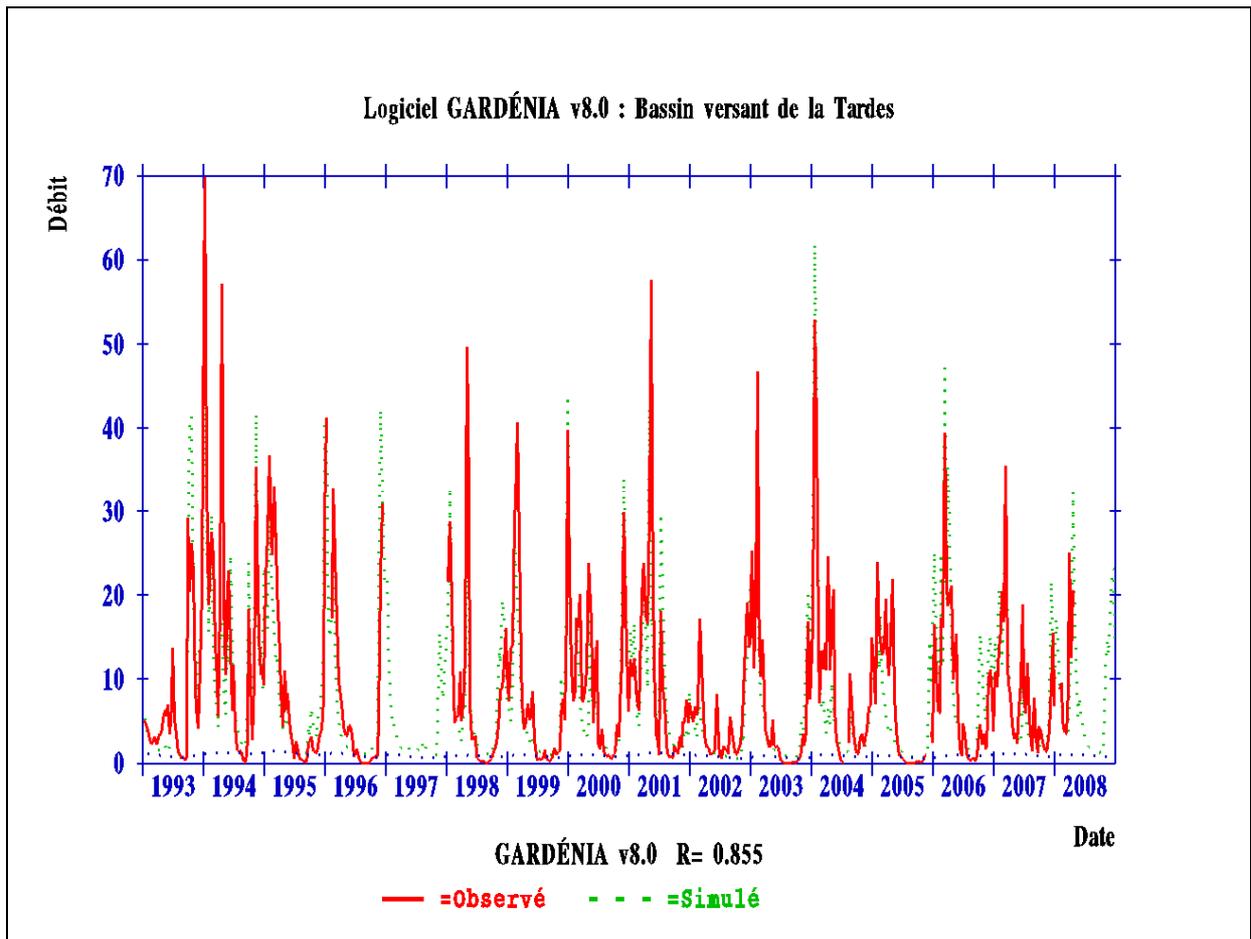


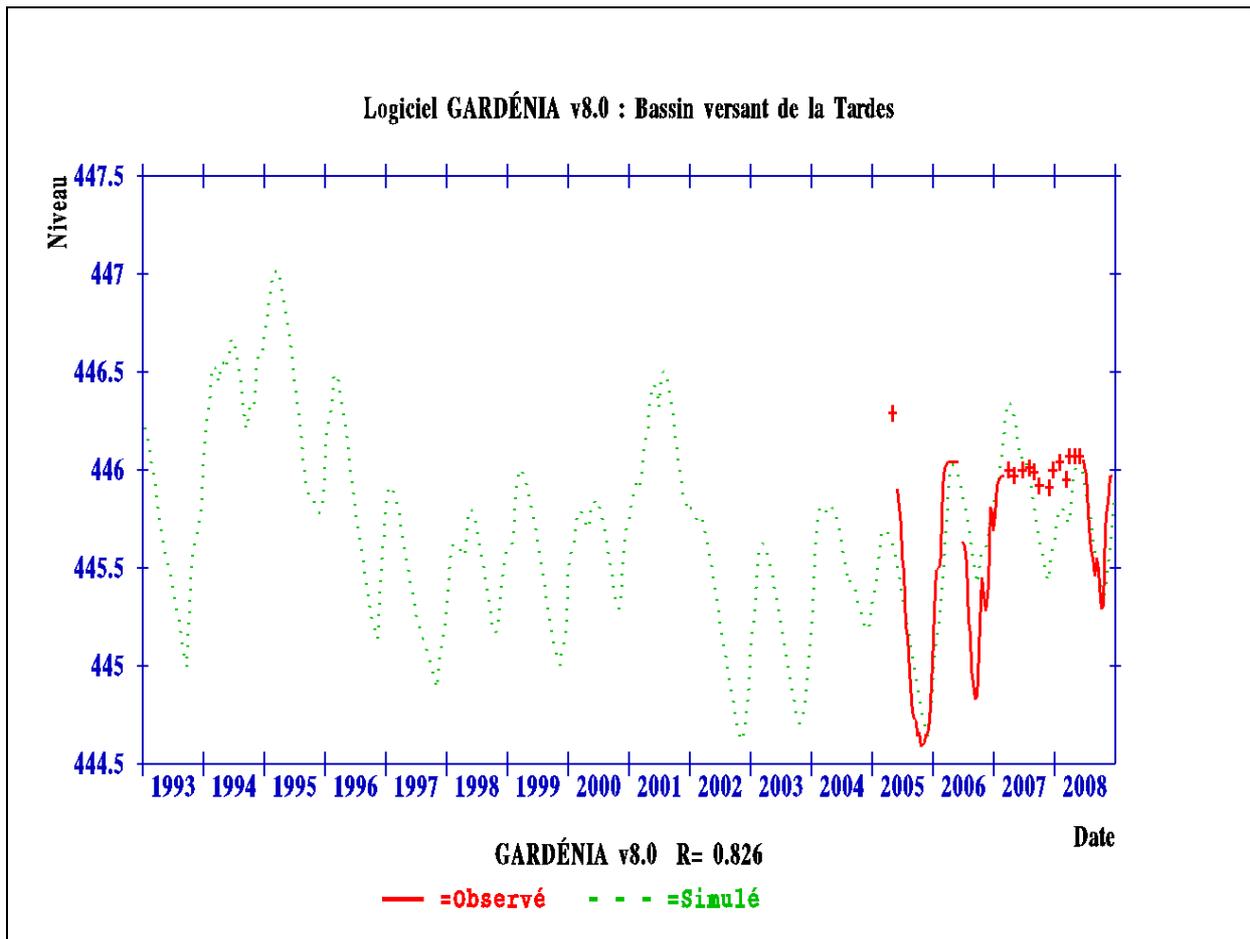
Calage du Joron sur la période 1987-2008 (ME 4051)



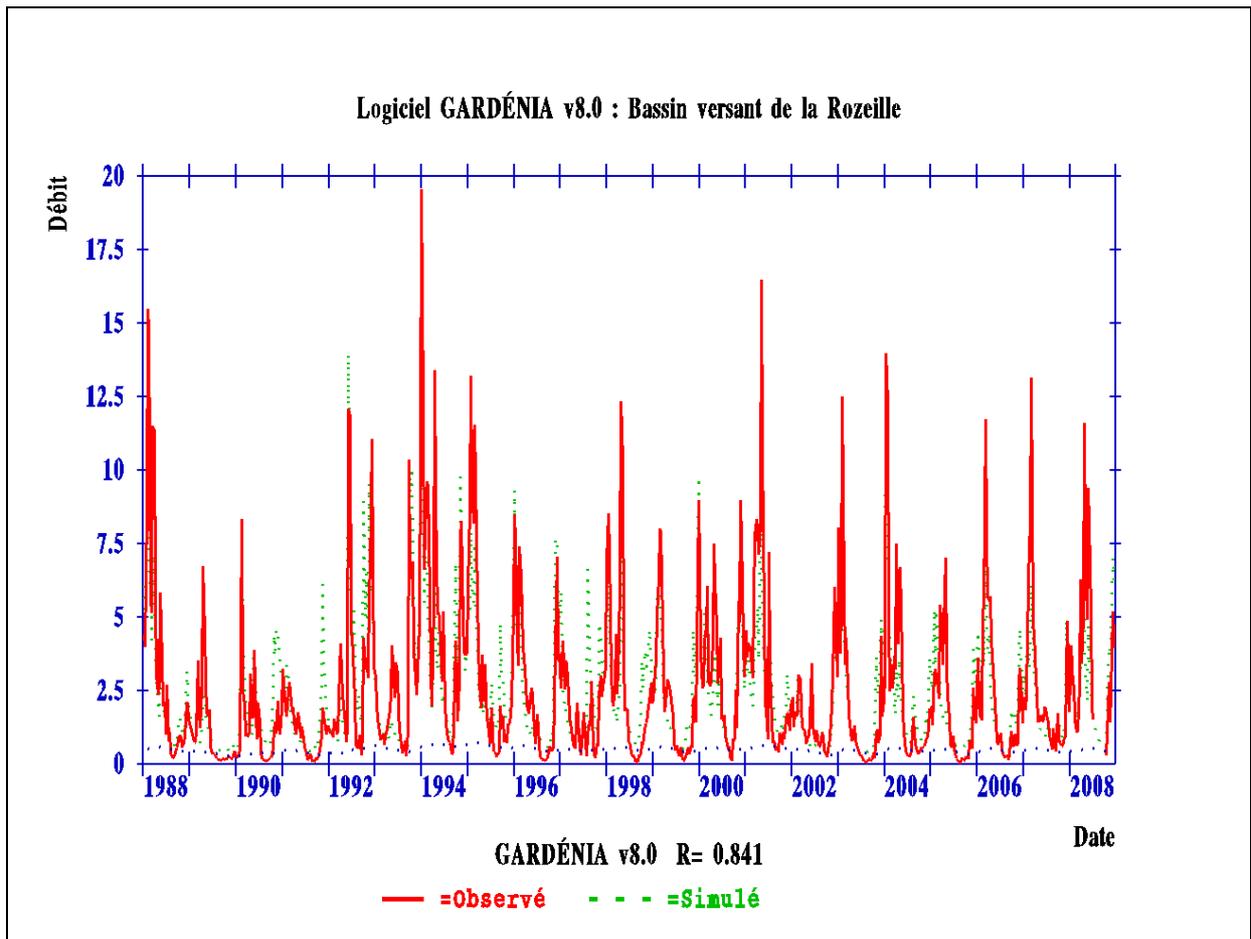


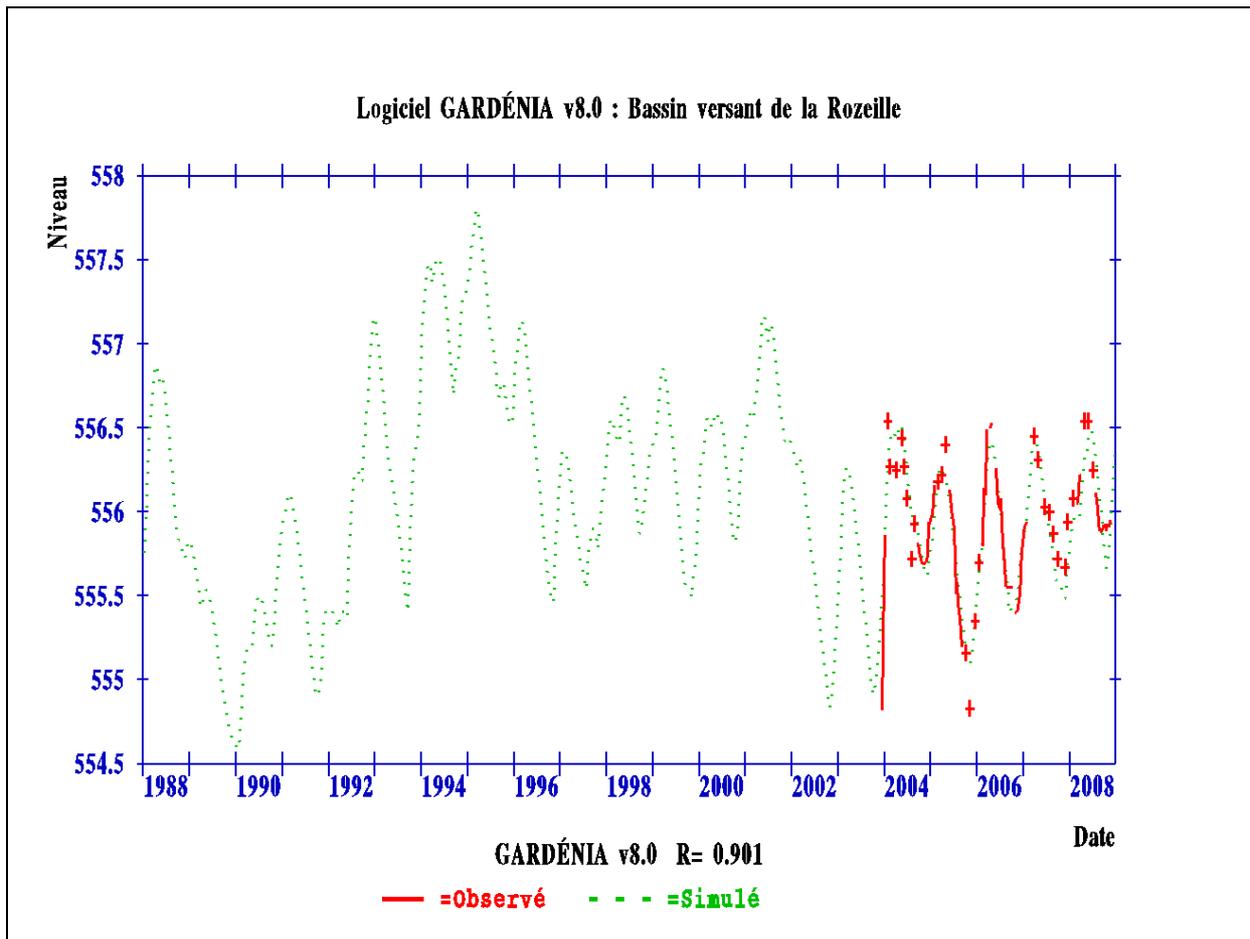
Calage de la Tardes sur la période 1993-2008 (ME 4053)



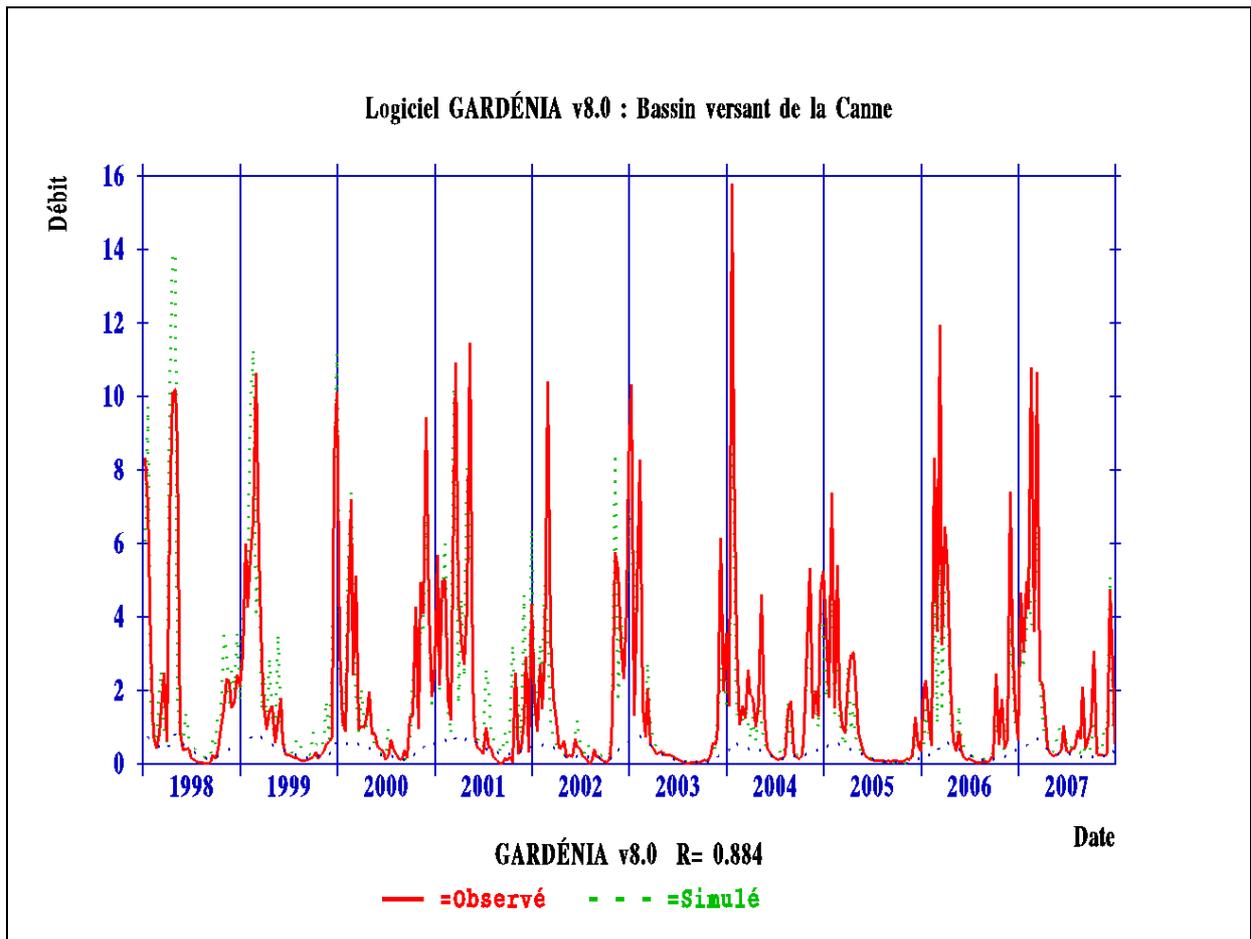


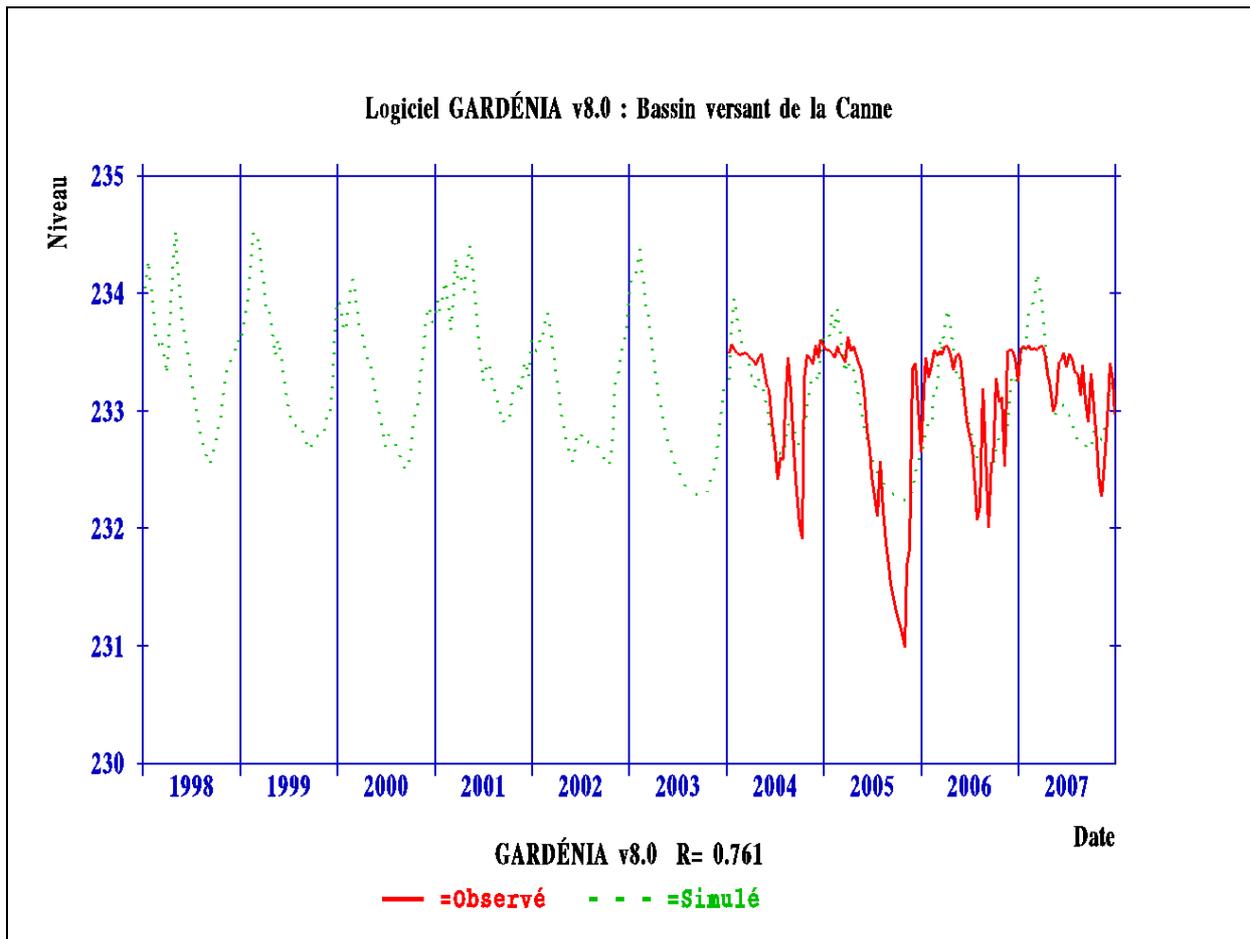
Calage de la Rozeille sur la période 1988-2008 (ME 4055)



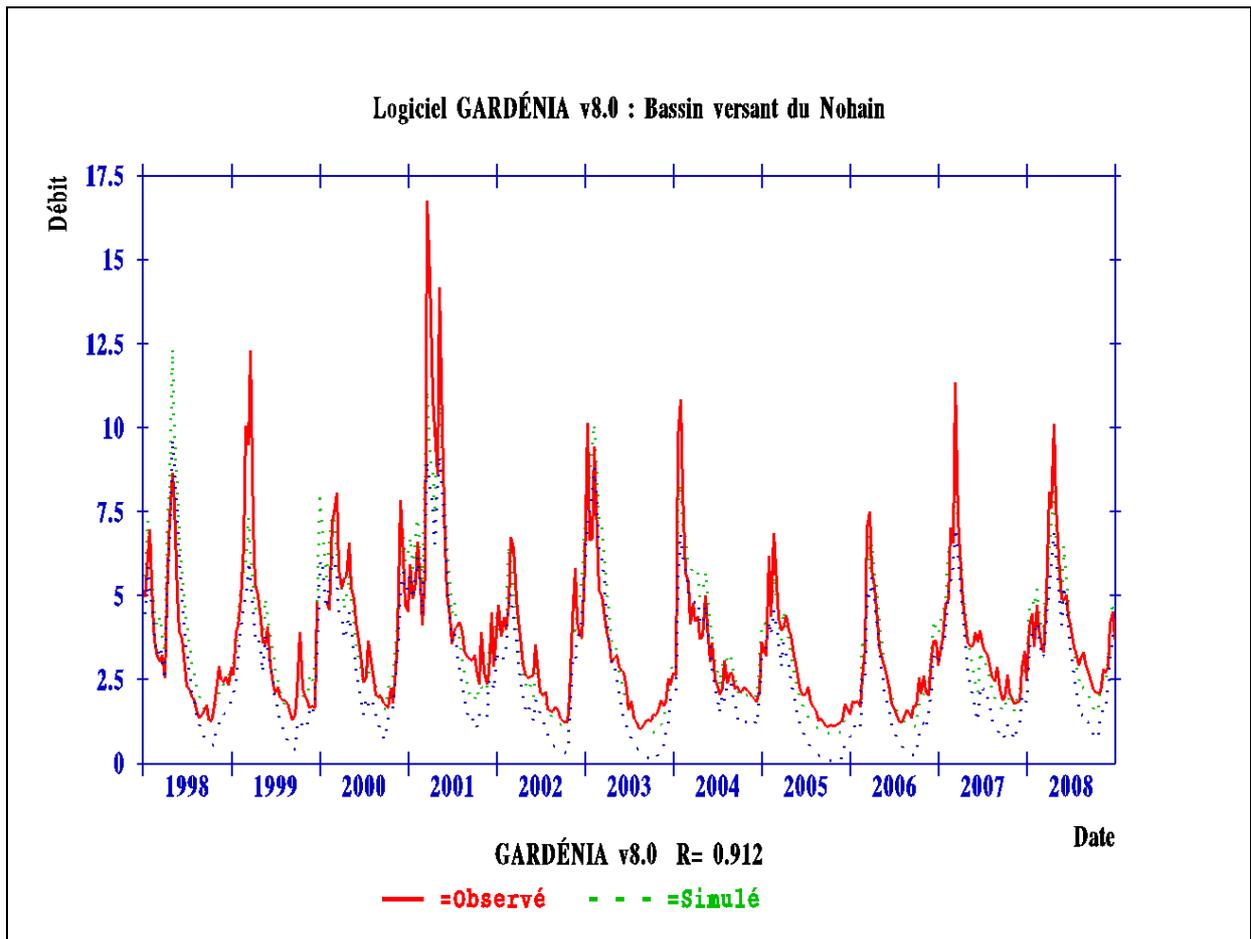


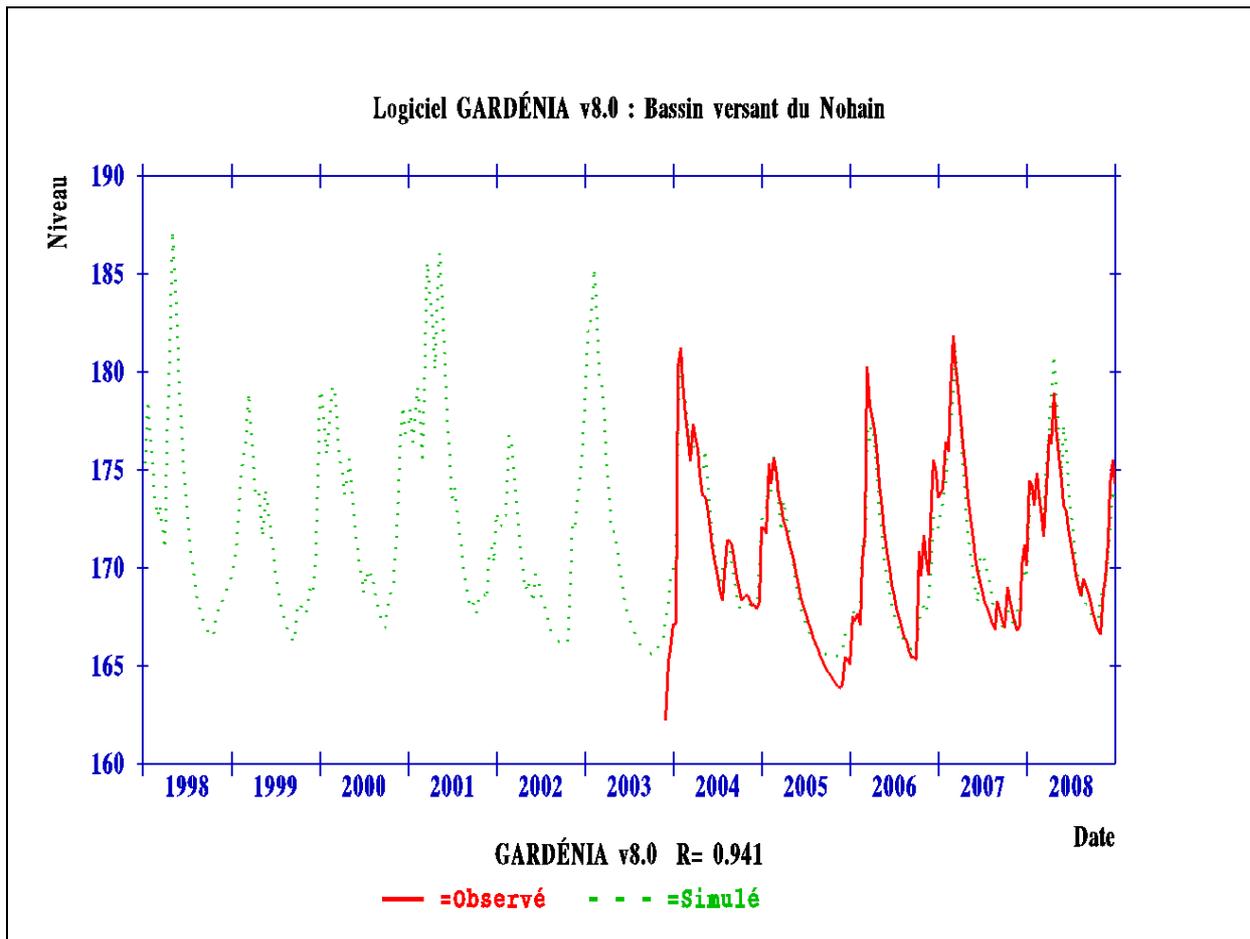
Calage de la Canne sur la période 1998-2008 (ME 4060)



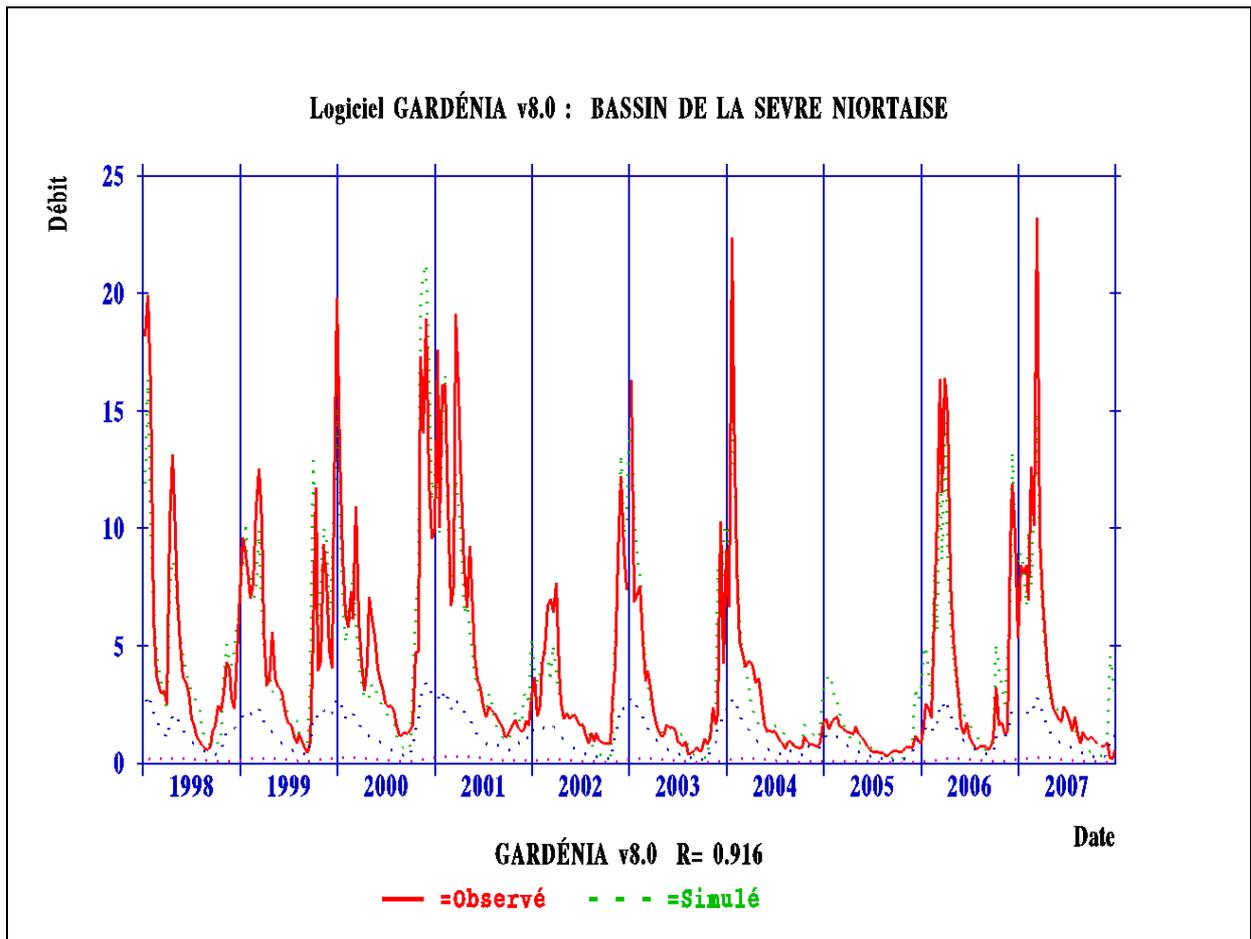


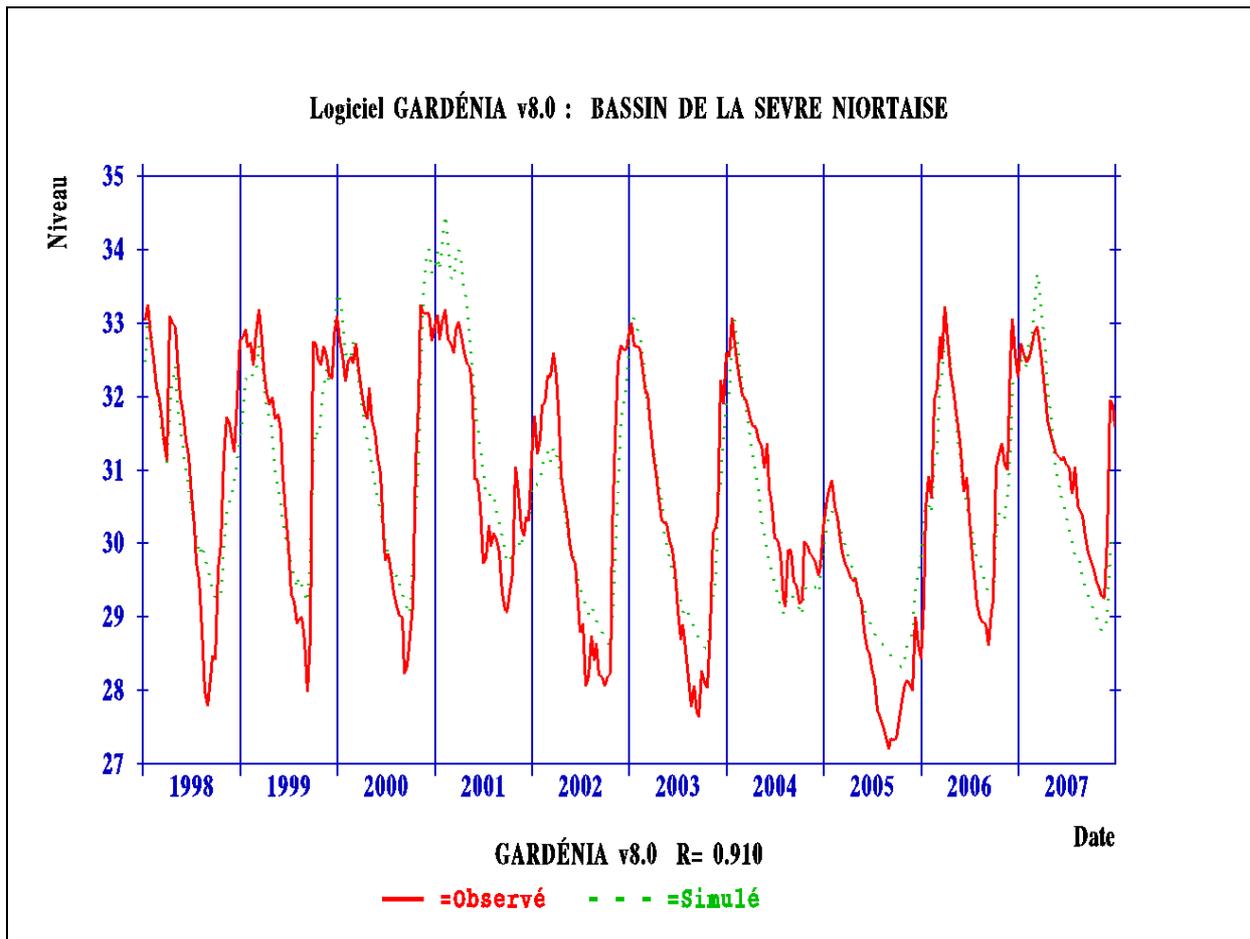
Calage du Nohain avec pompage sur la période 1998-2008 (ME 4061)



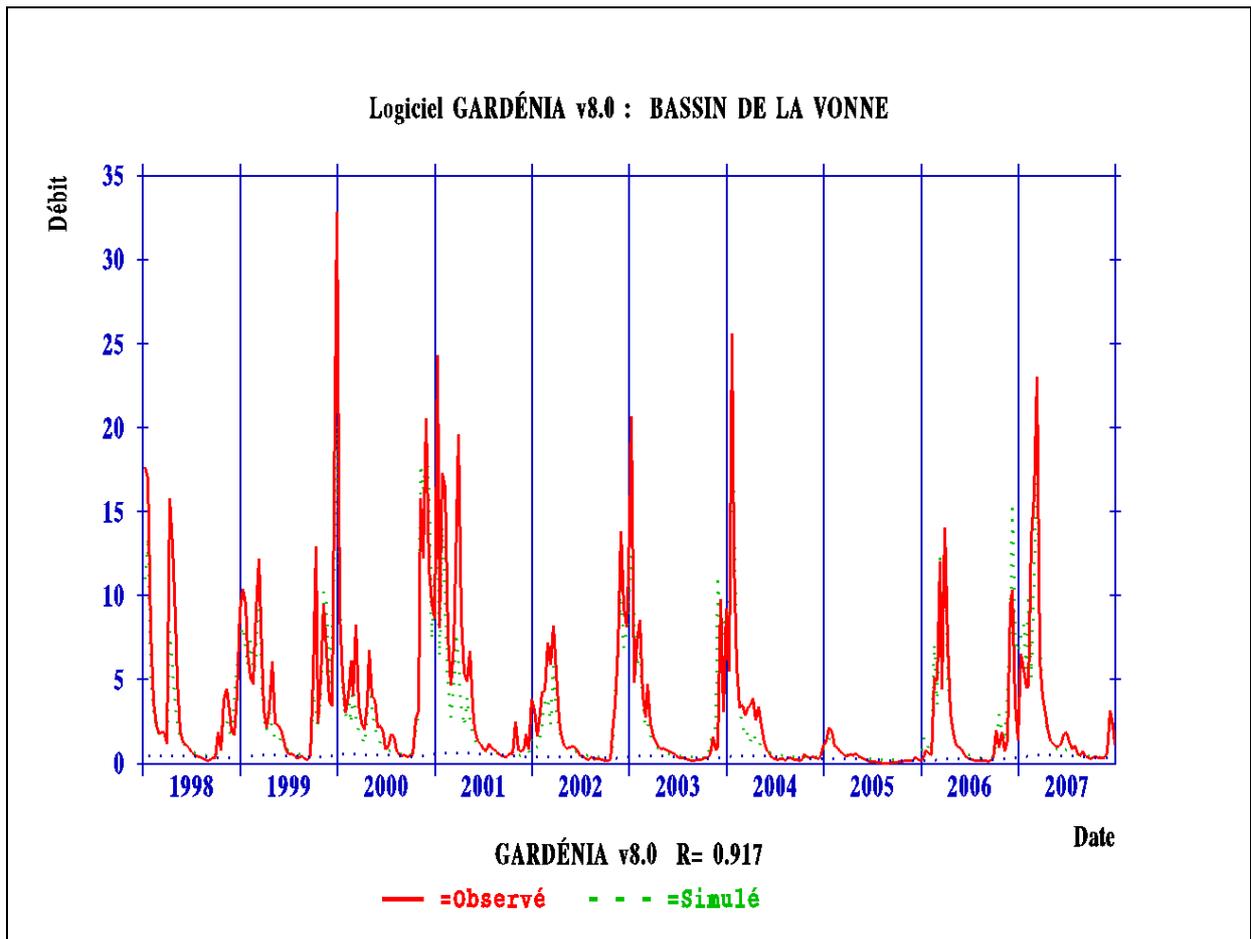


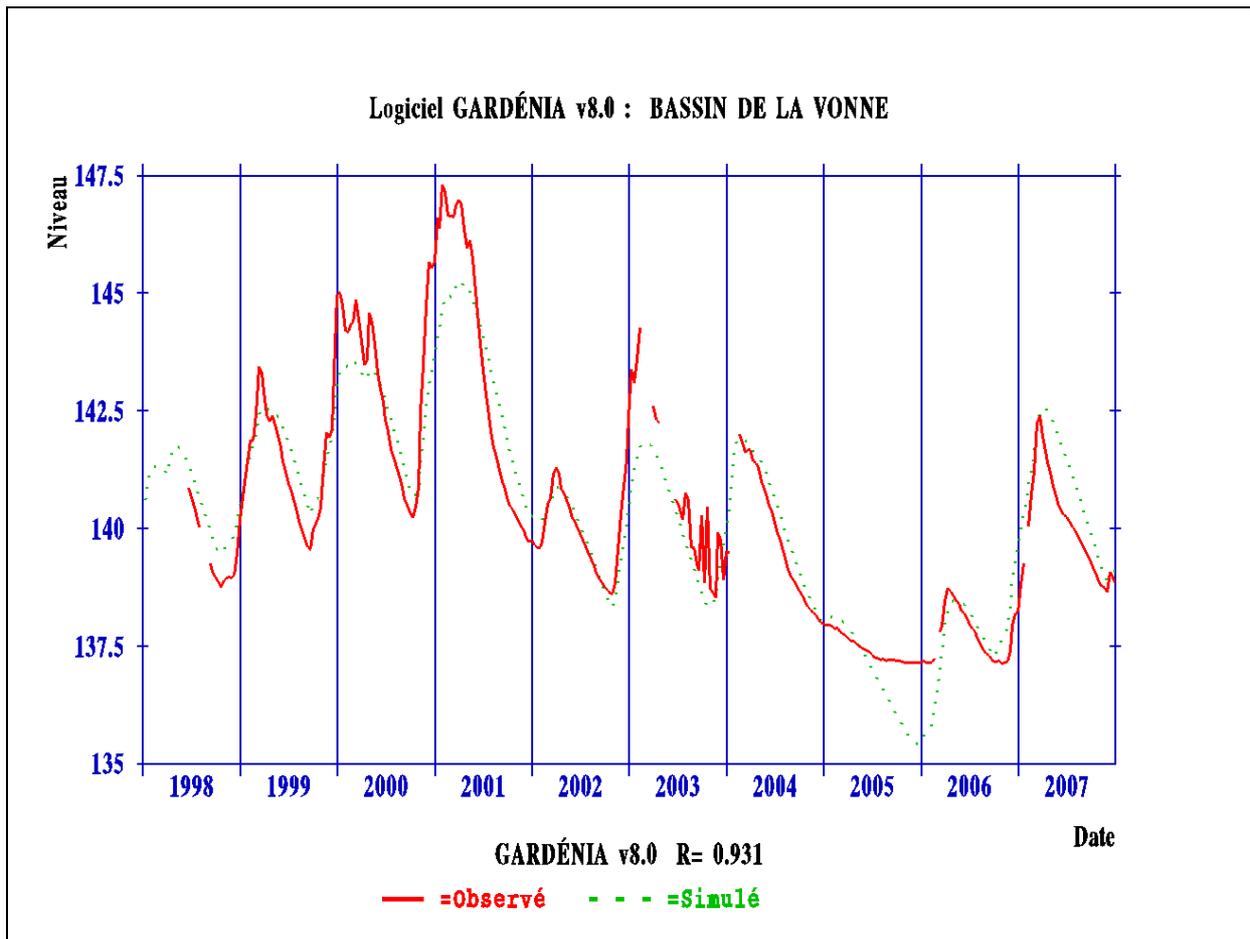
Calage de La Sèvre Niortaise sur la période 1998-2008 (ME 4062)



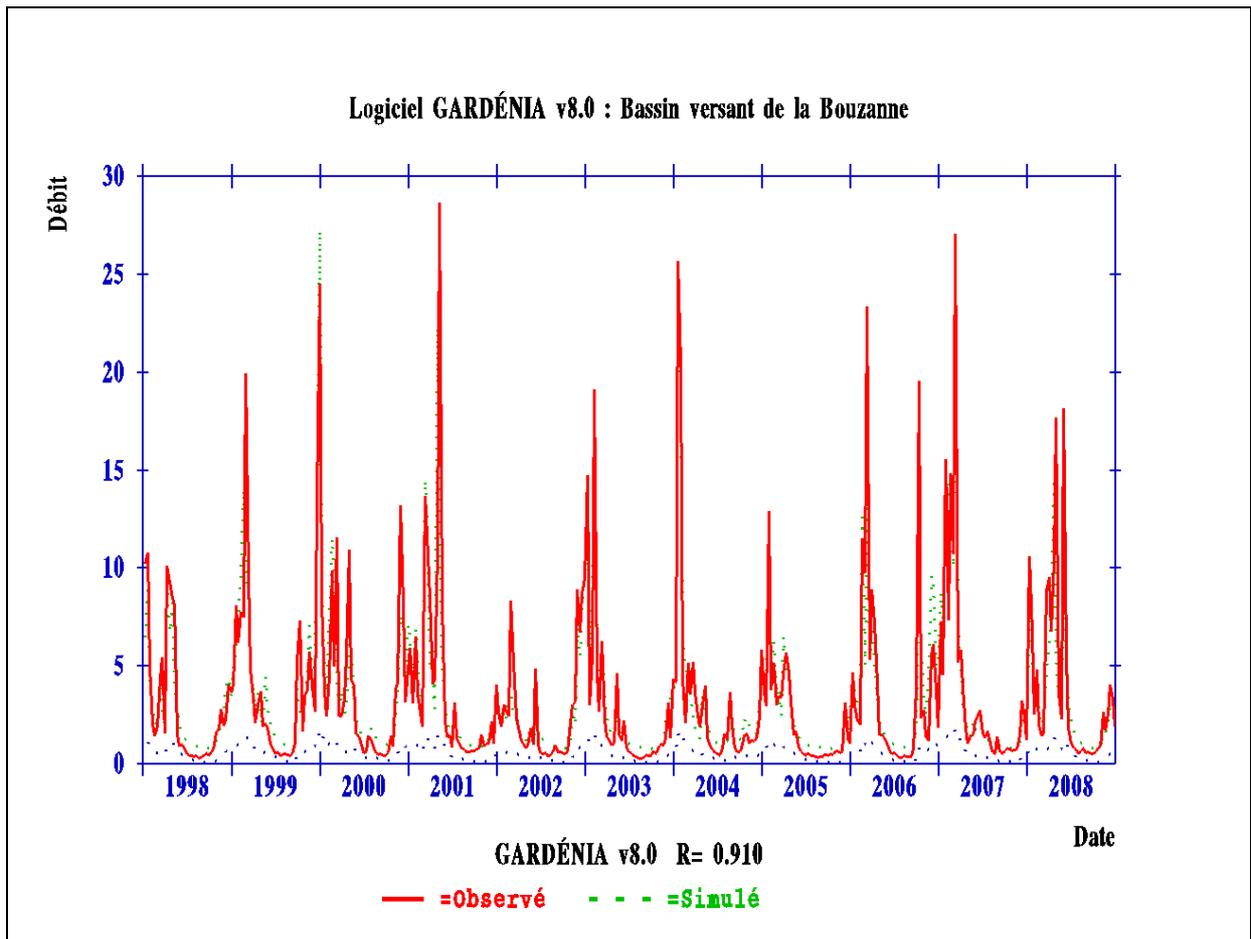


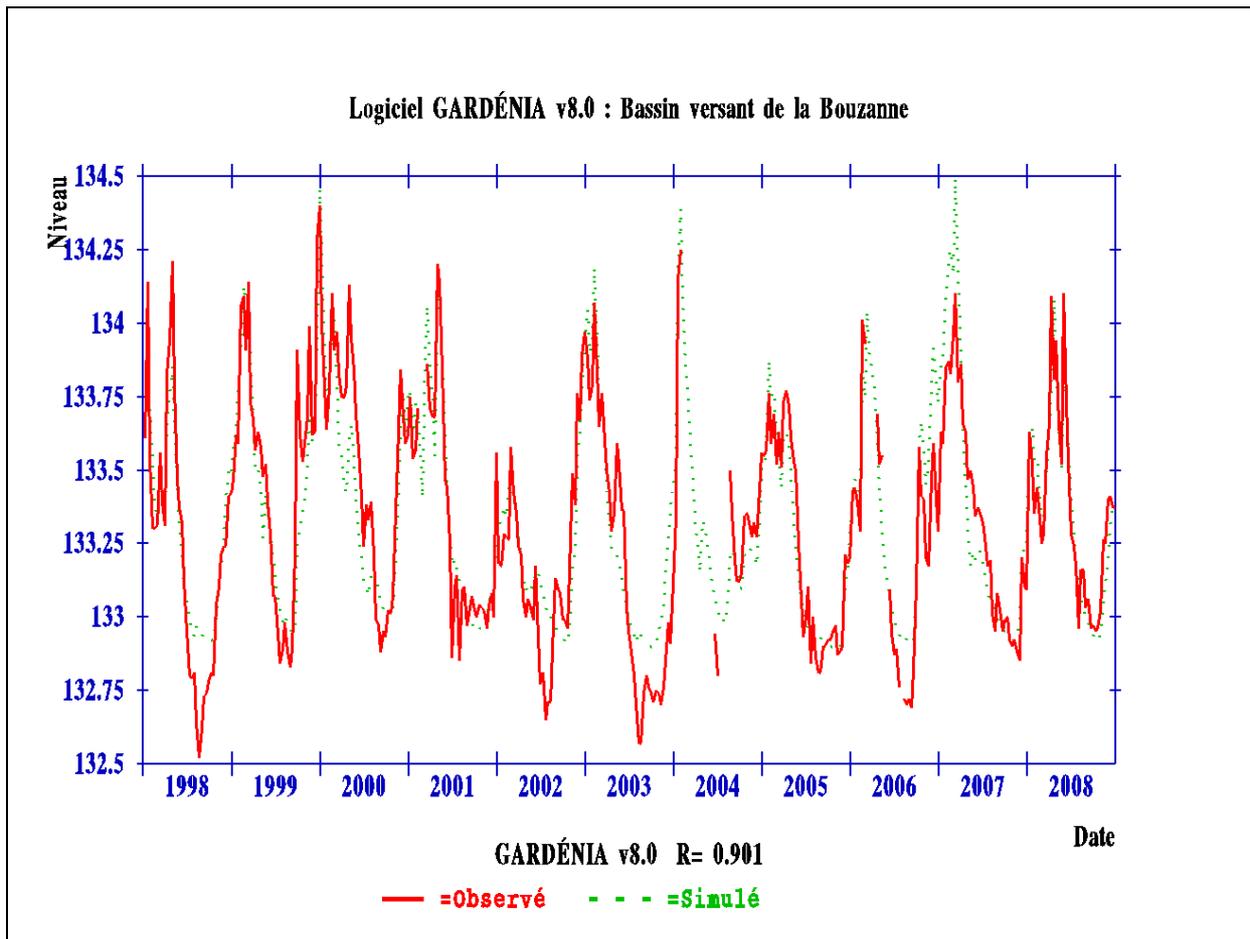
Calage de la Vonne 1998-2008 (ME 4063)



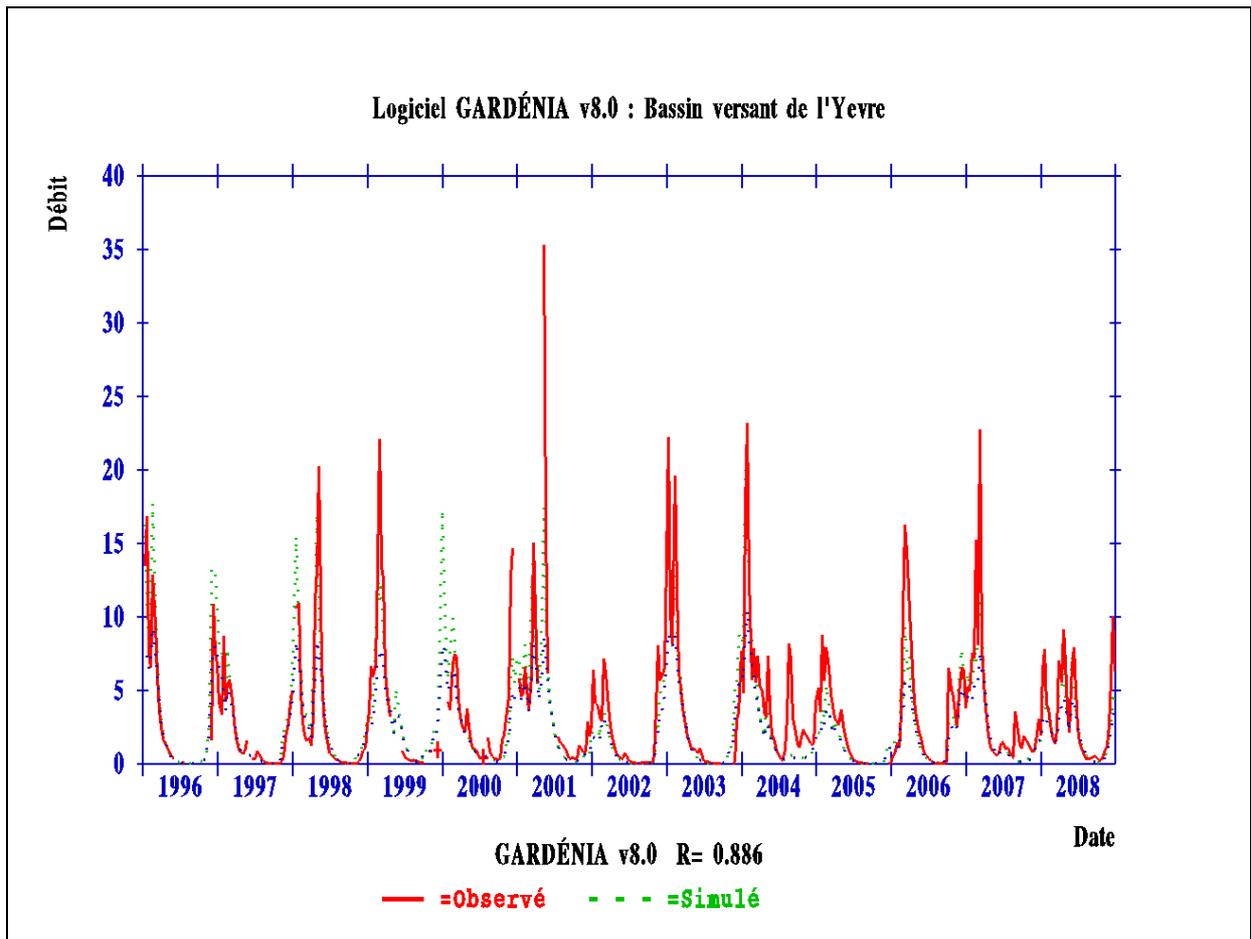


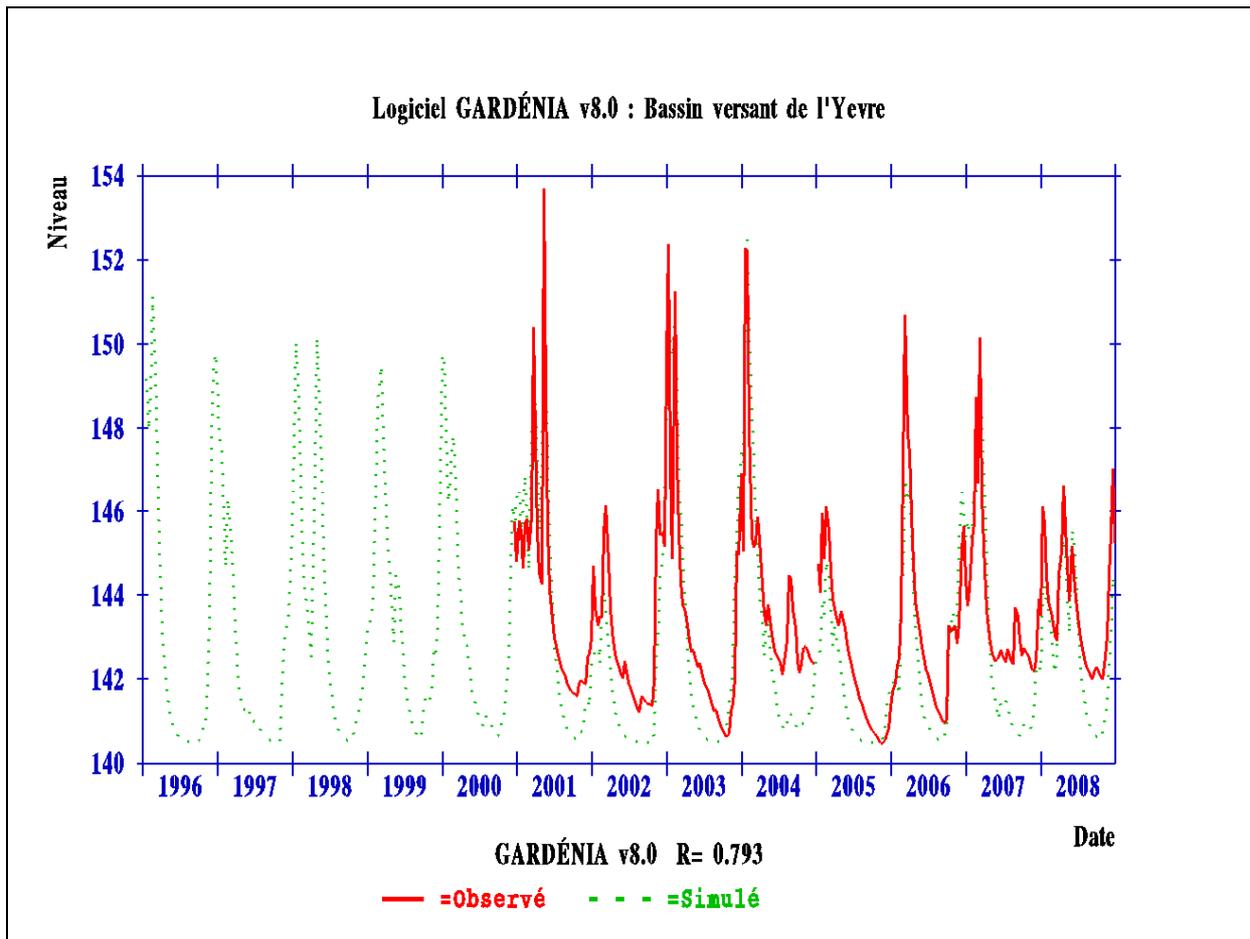
Calage de la Bouzanne avec pompage sur la période 1998-2008 (ME 4074)



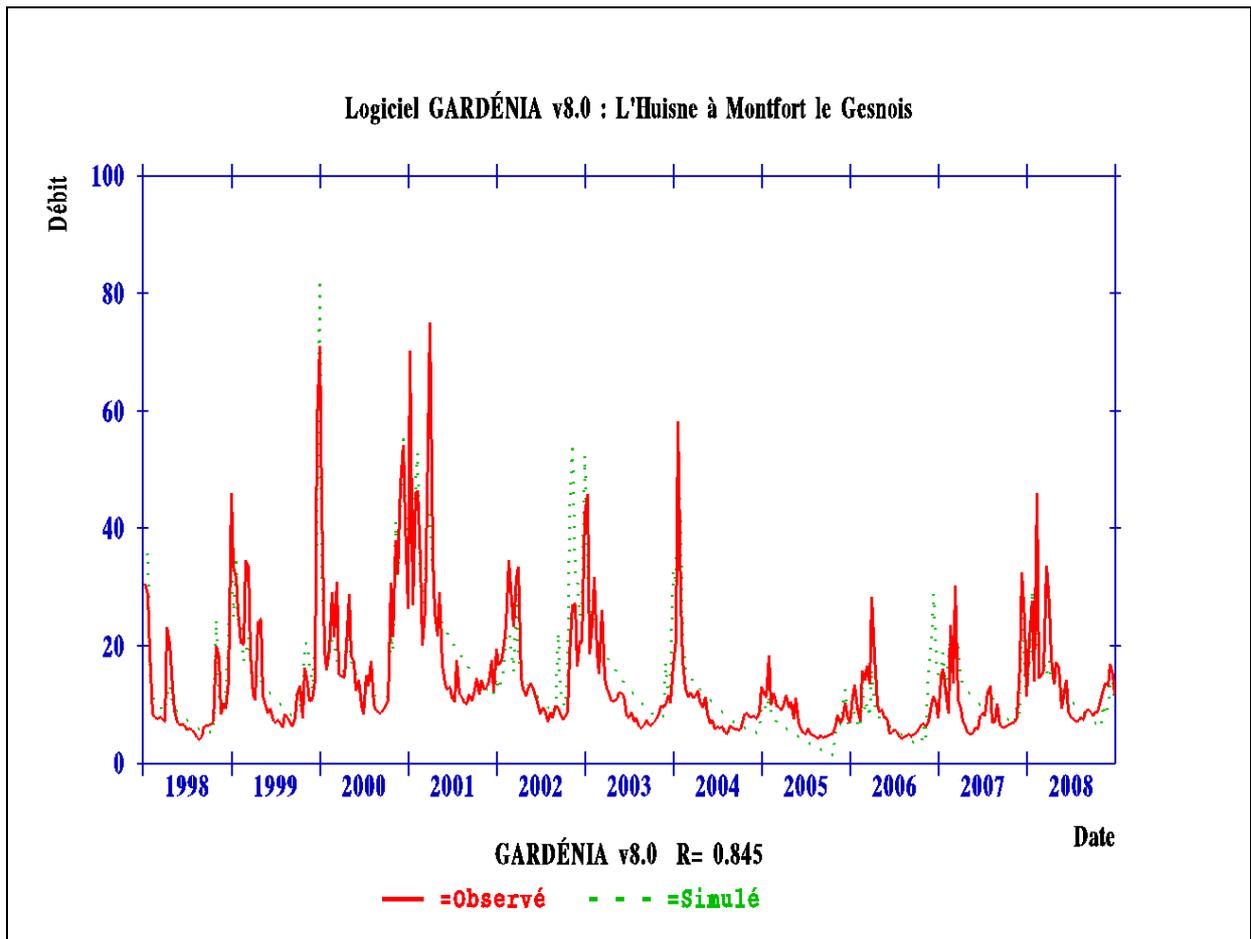


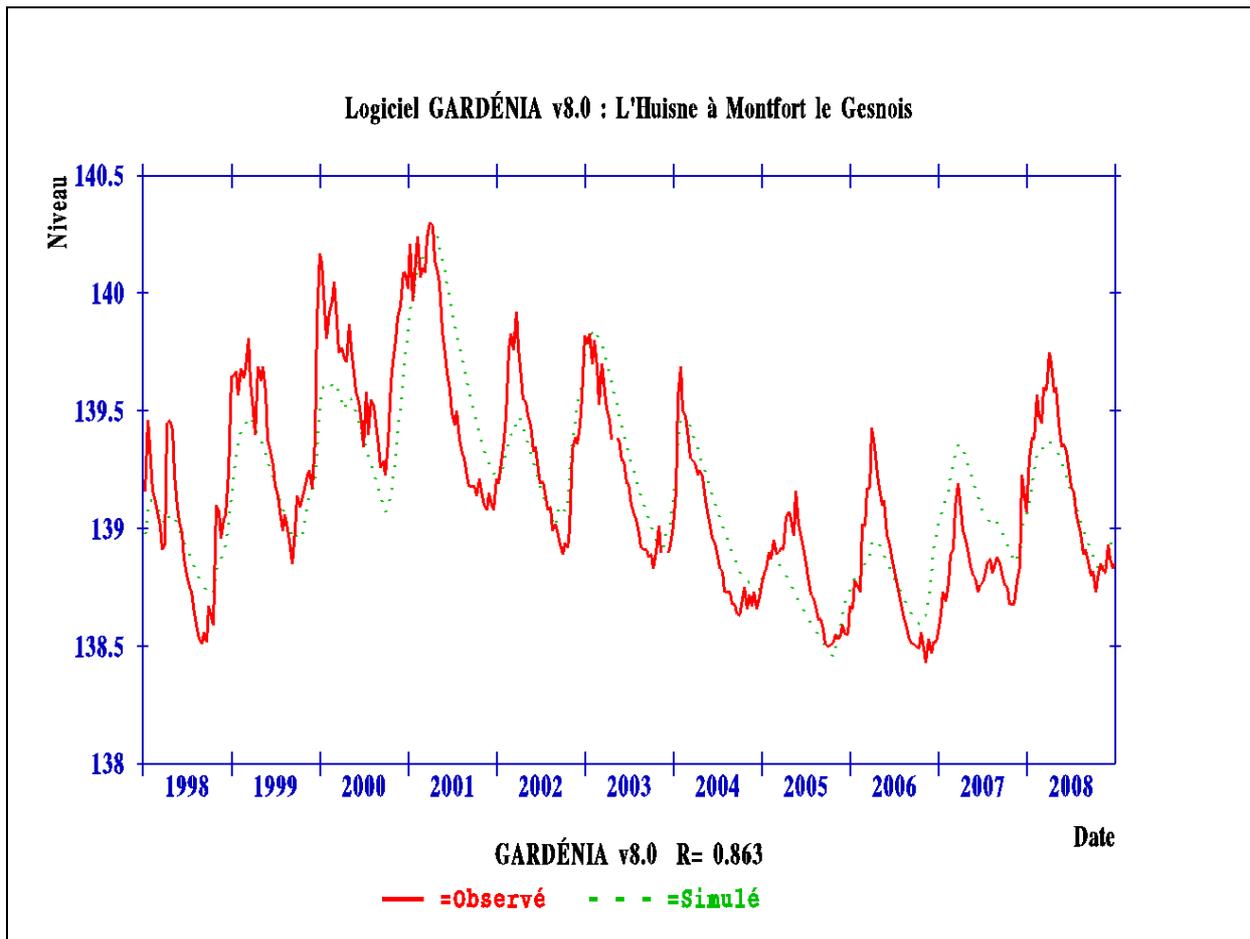
Calage de l'Yèvre sur la période 1996-2008 (ME 4077)



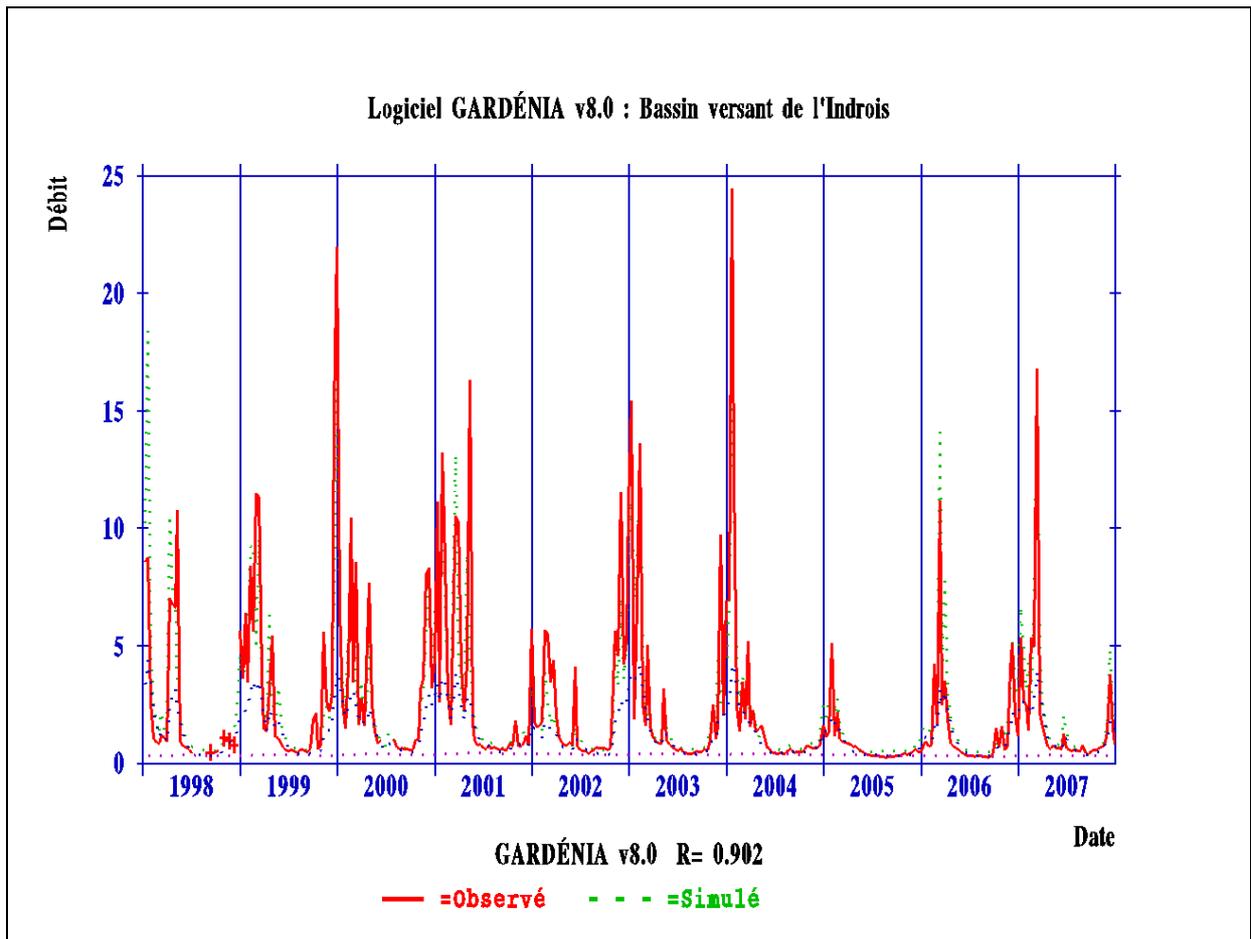


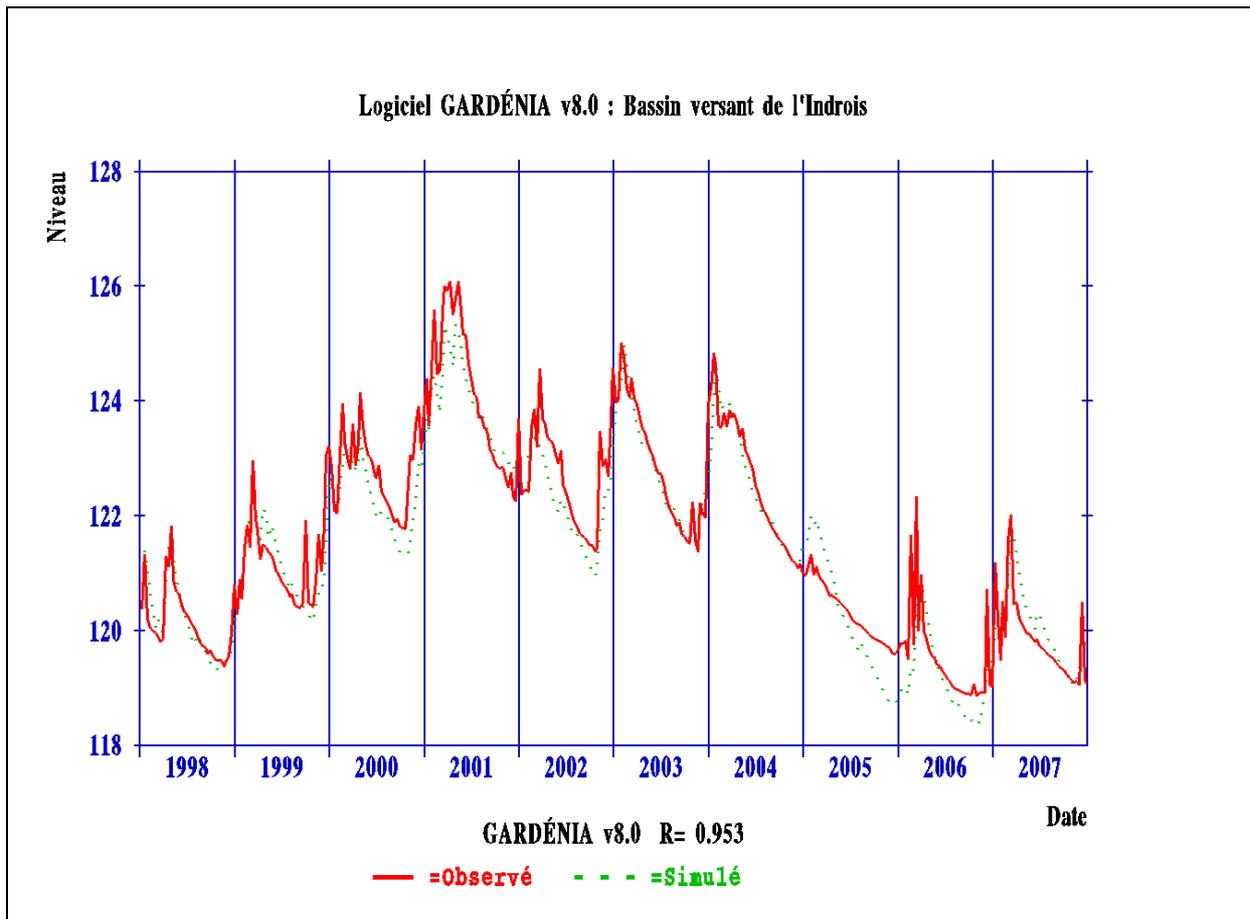
Calage de l'Huisne sur la période 1998-2008 (ME 4081)



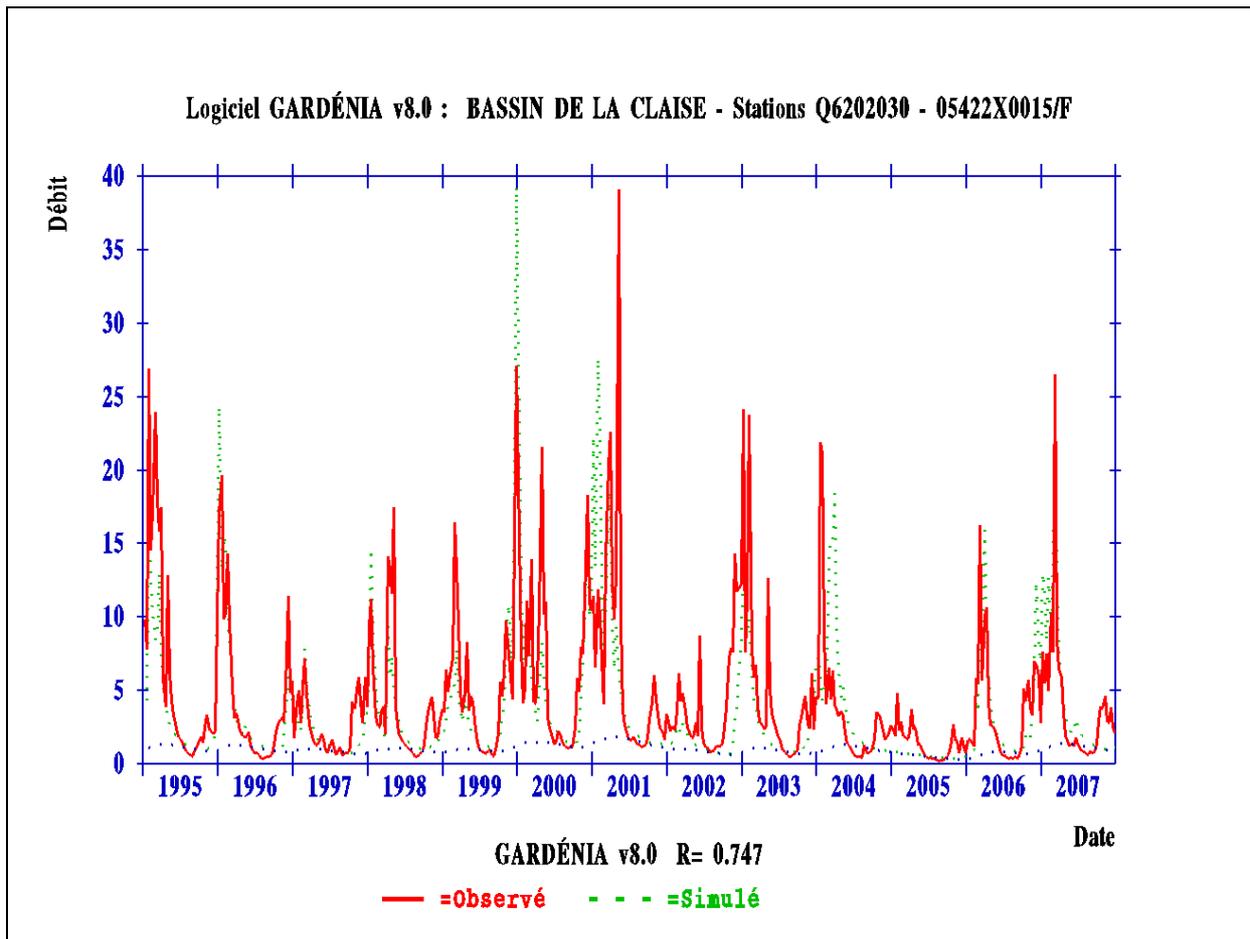


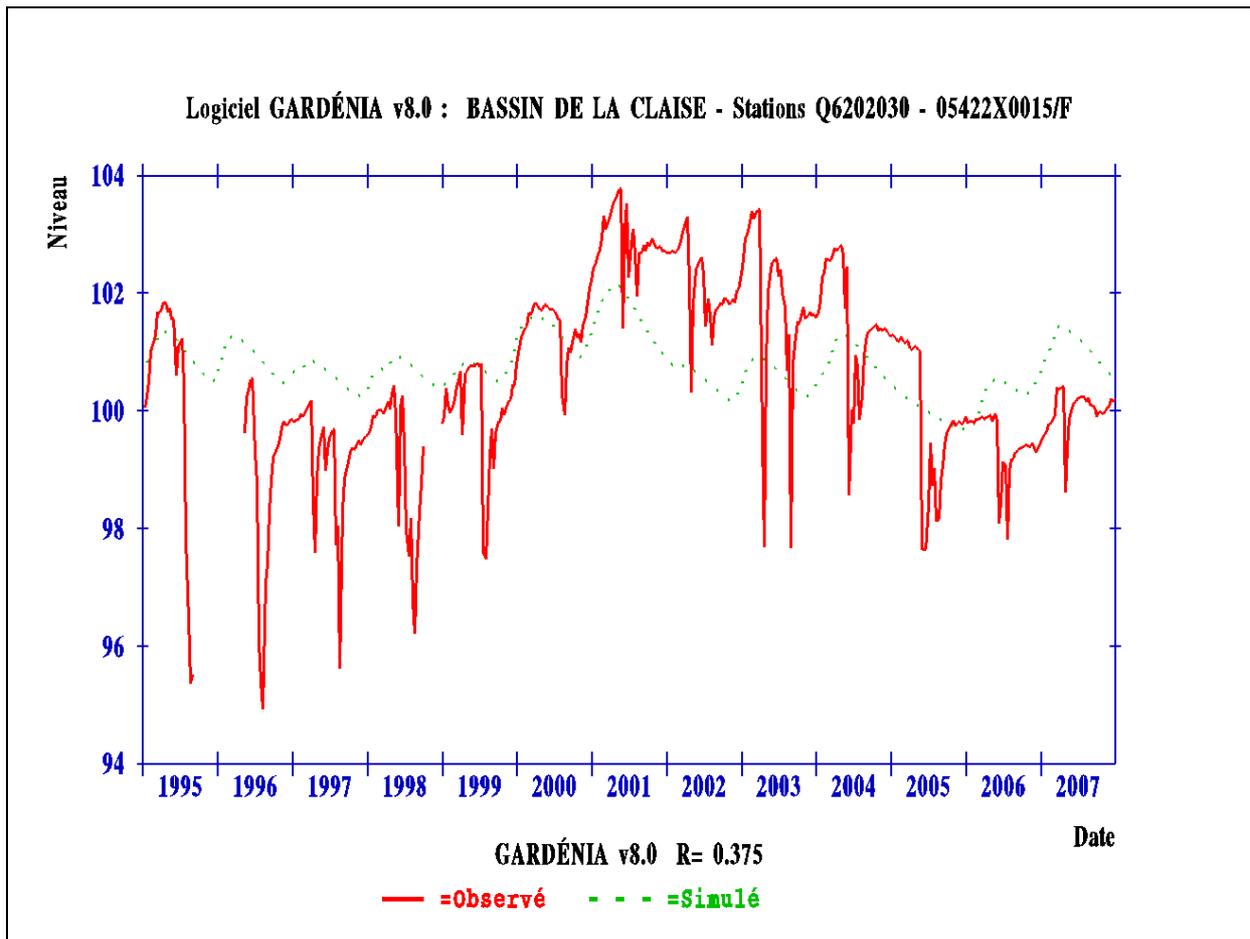
Calage de l'Indrois avec pompage et deux réservoirs souterrains sur la période 1998-2008 (ME 4086)



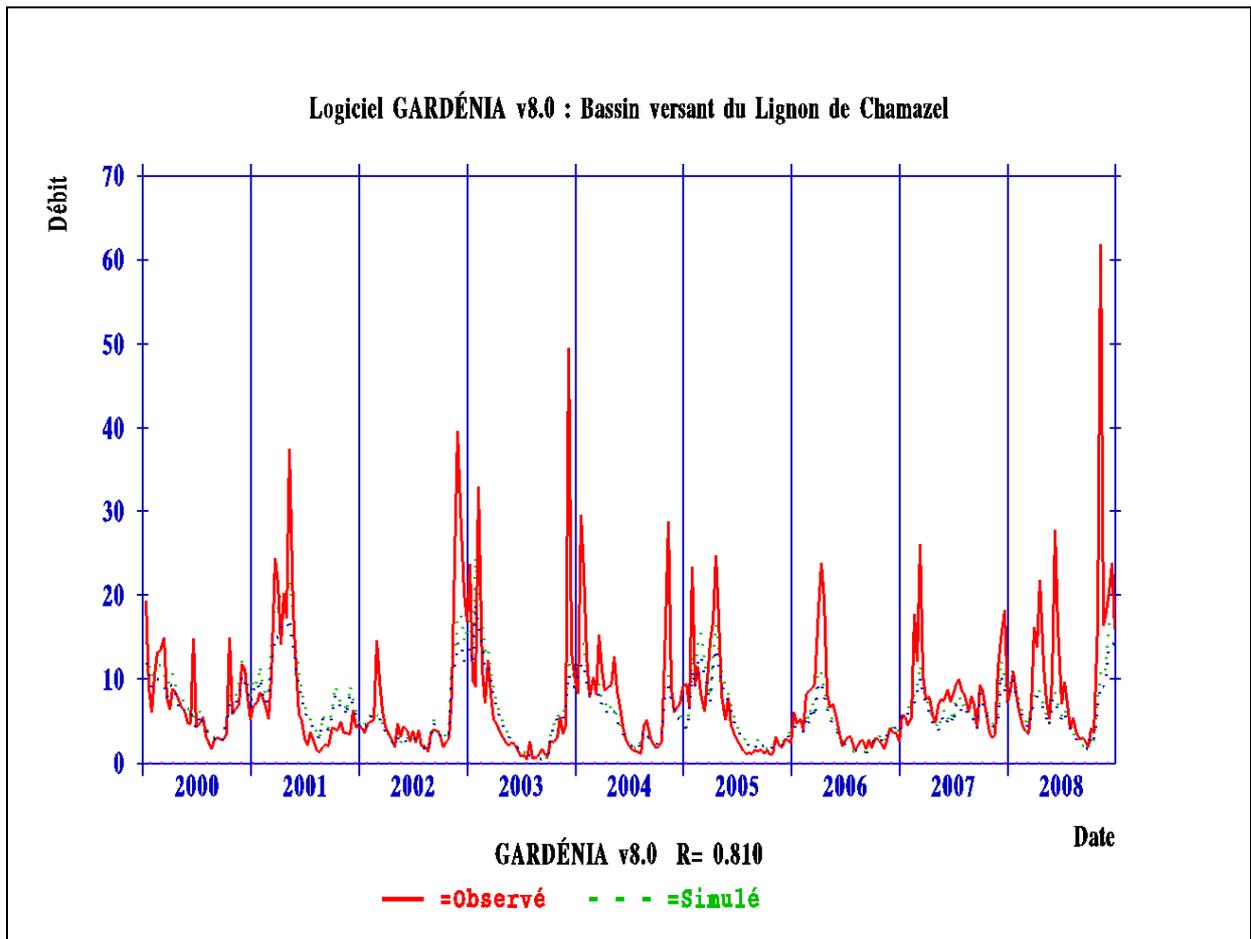


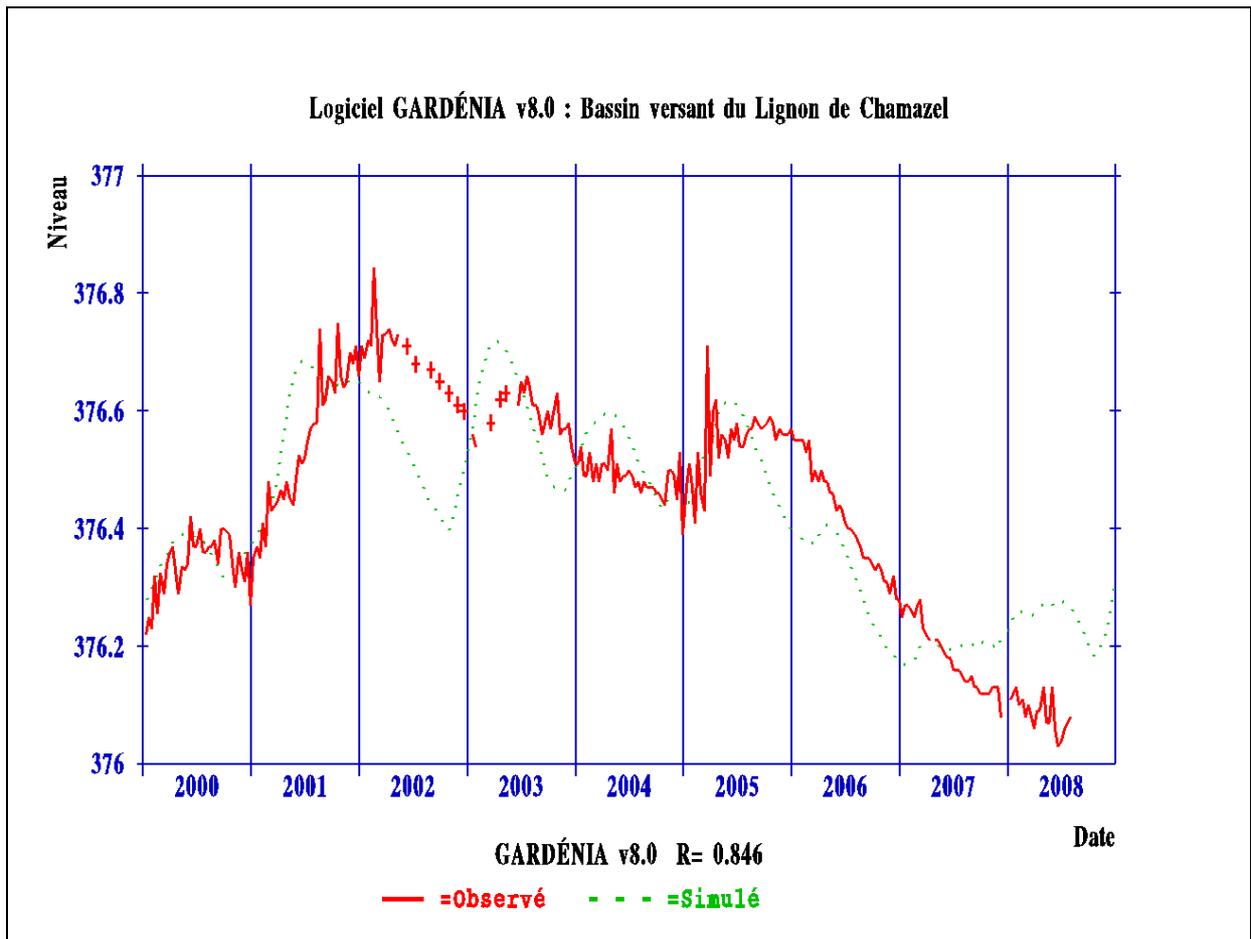
Calage de la Claise sur la période 1995-2008 (ME 4087)



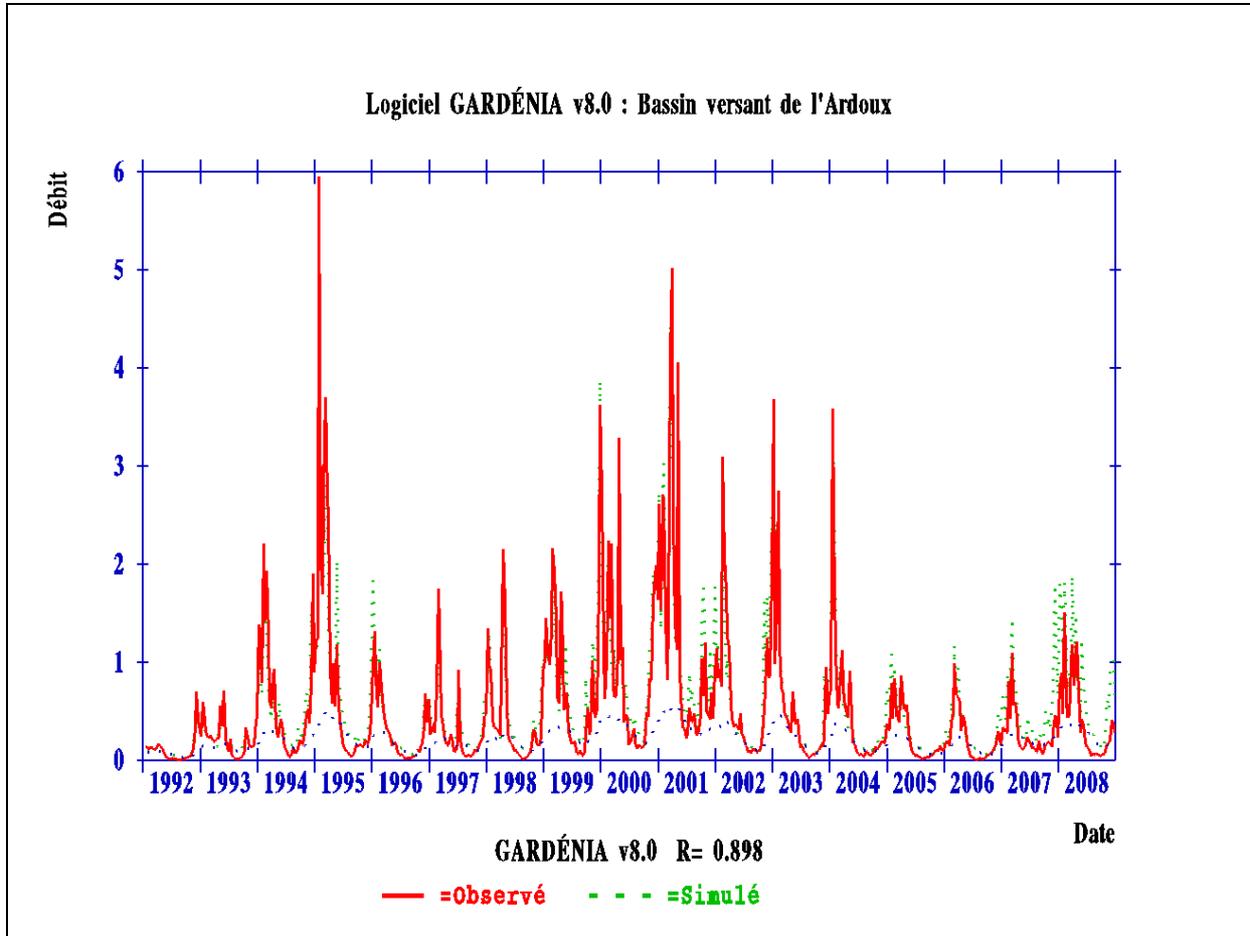


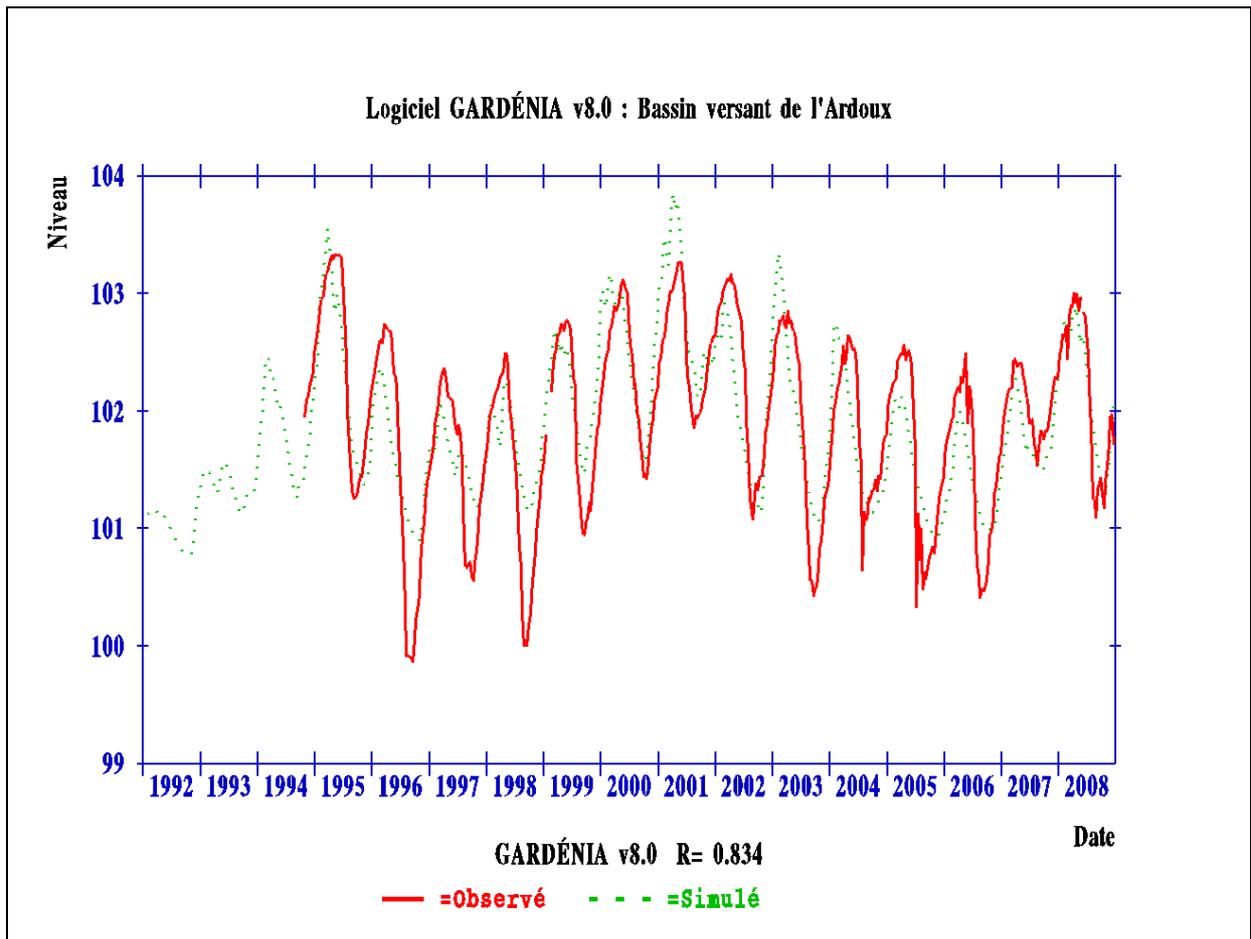
Calage du Lignon de Chamazel sur la période 1993-2008 (ME 4091)



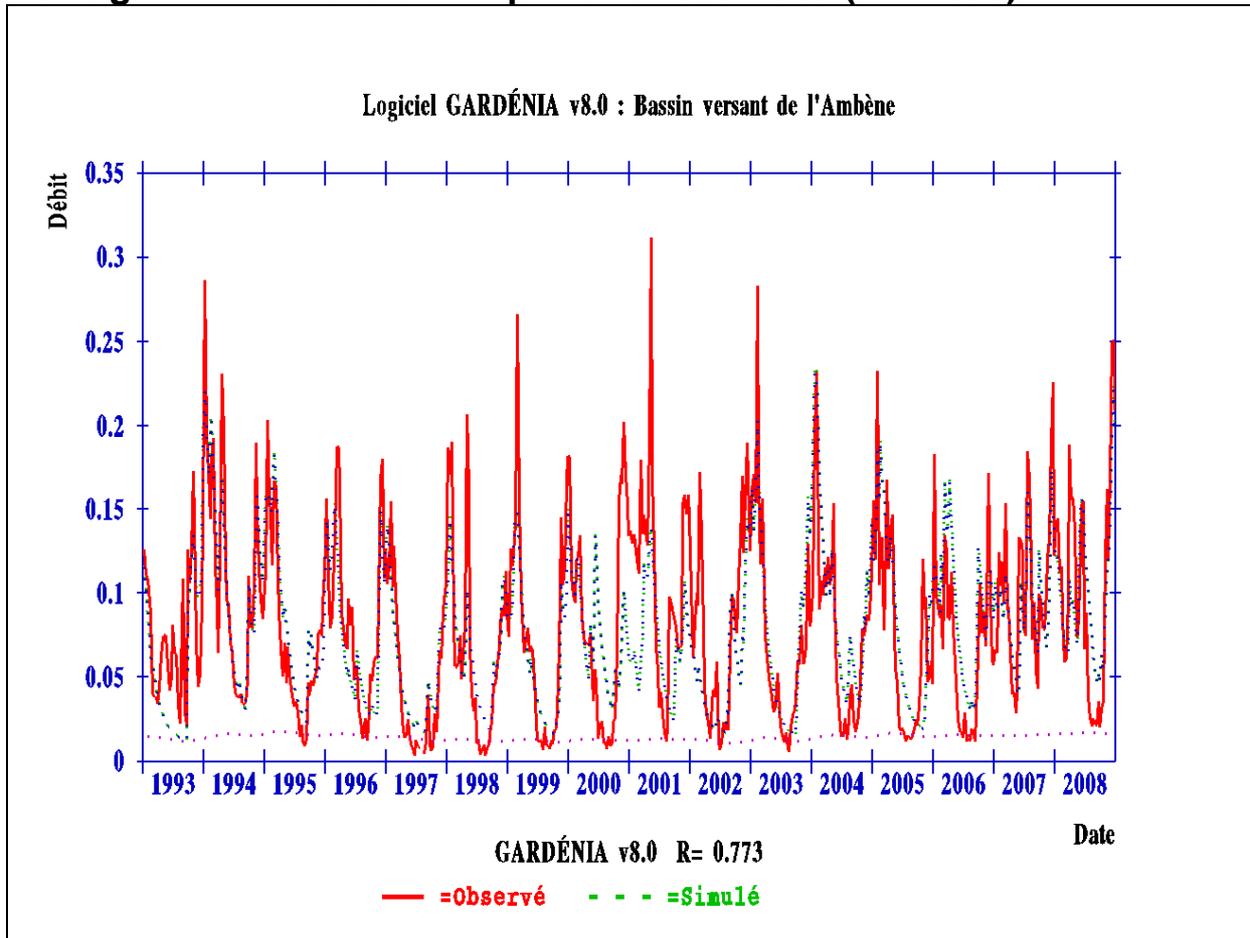


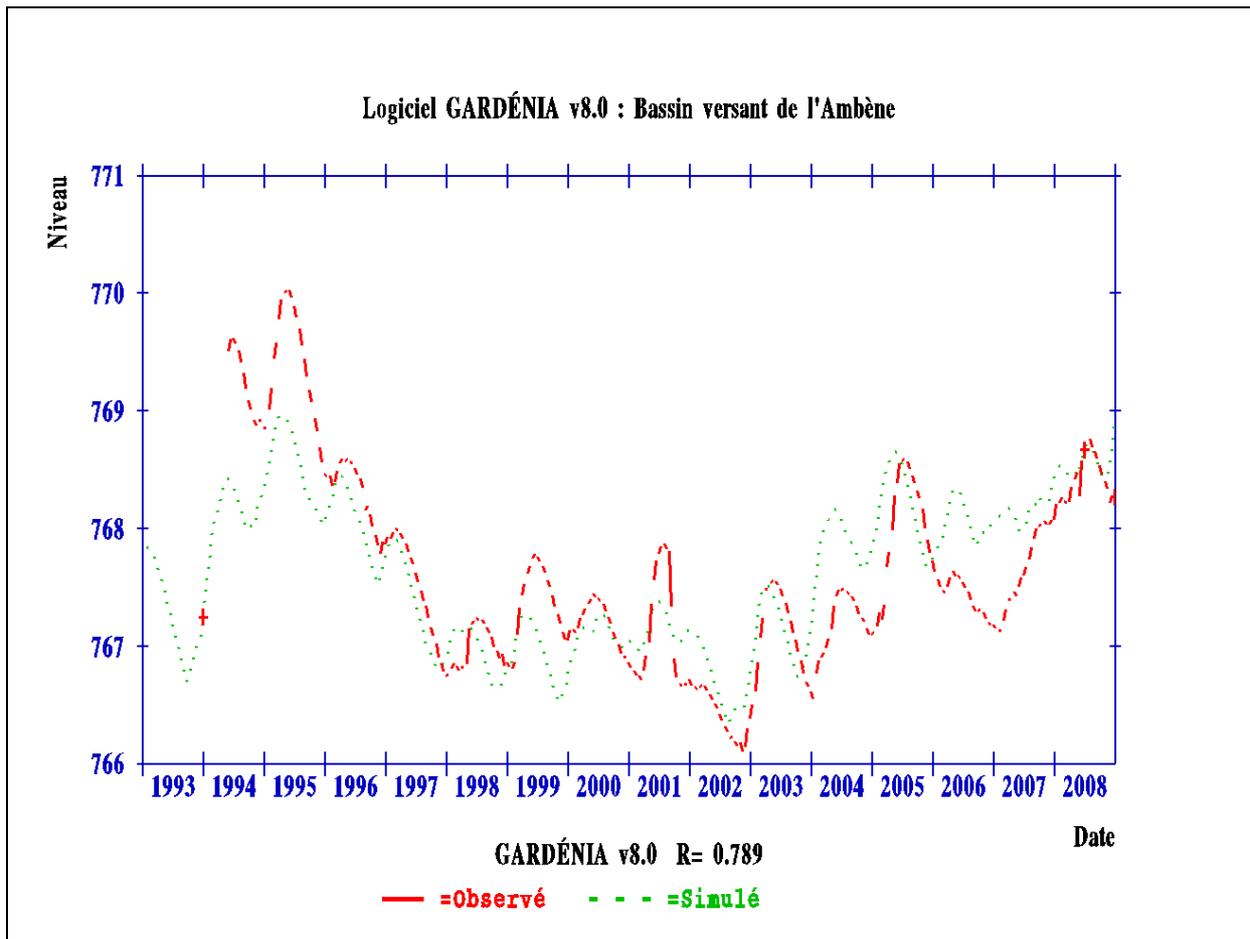
Calage de l'Ardoux sur la période 1992-2008 (ME 4094)



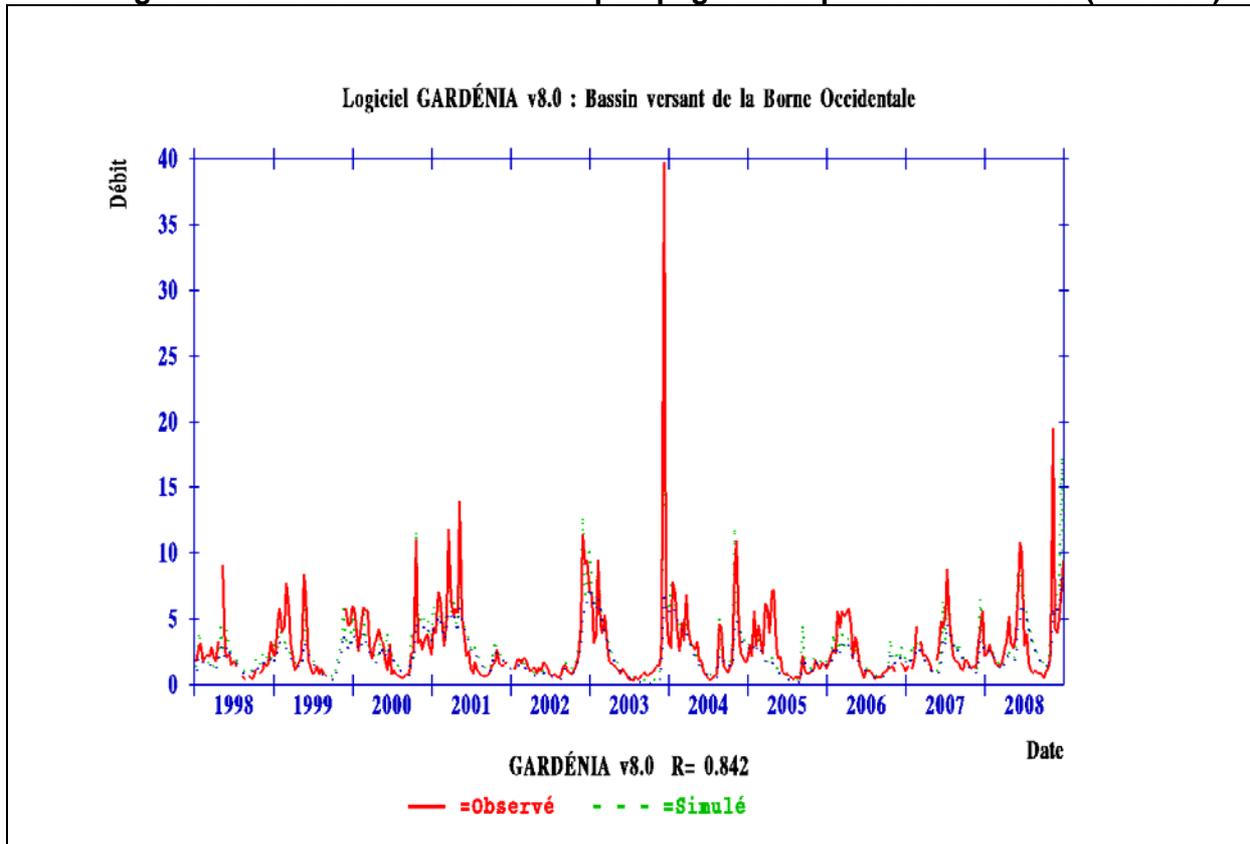


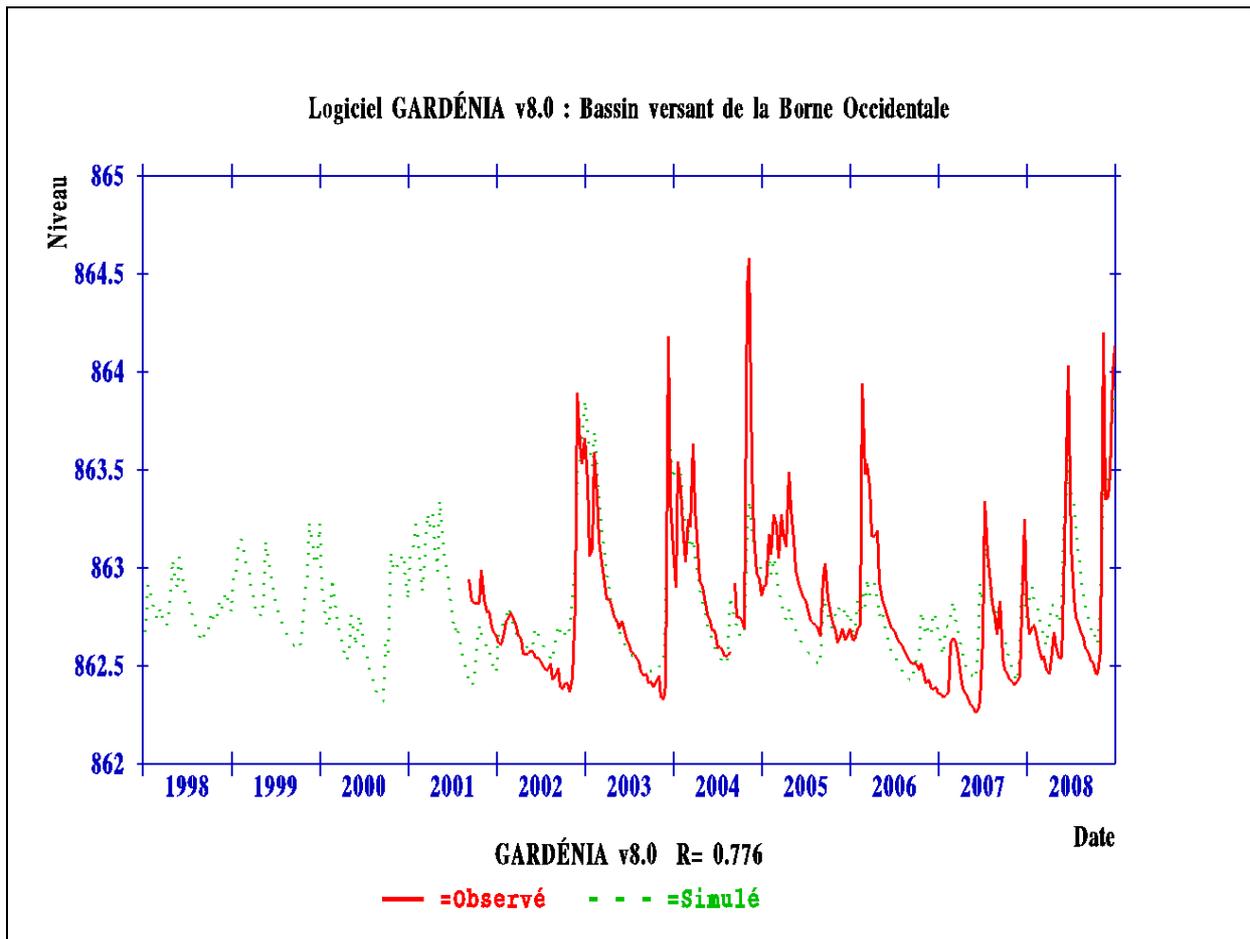
Calage de l'Ambène sur la période 1993-2008 (ME 4099)



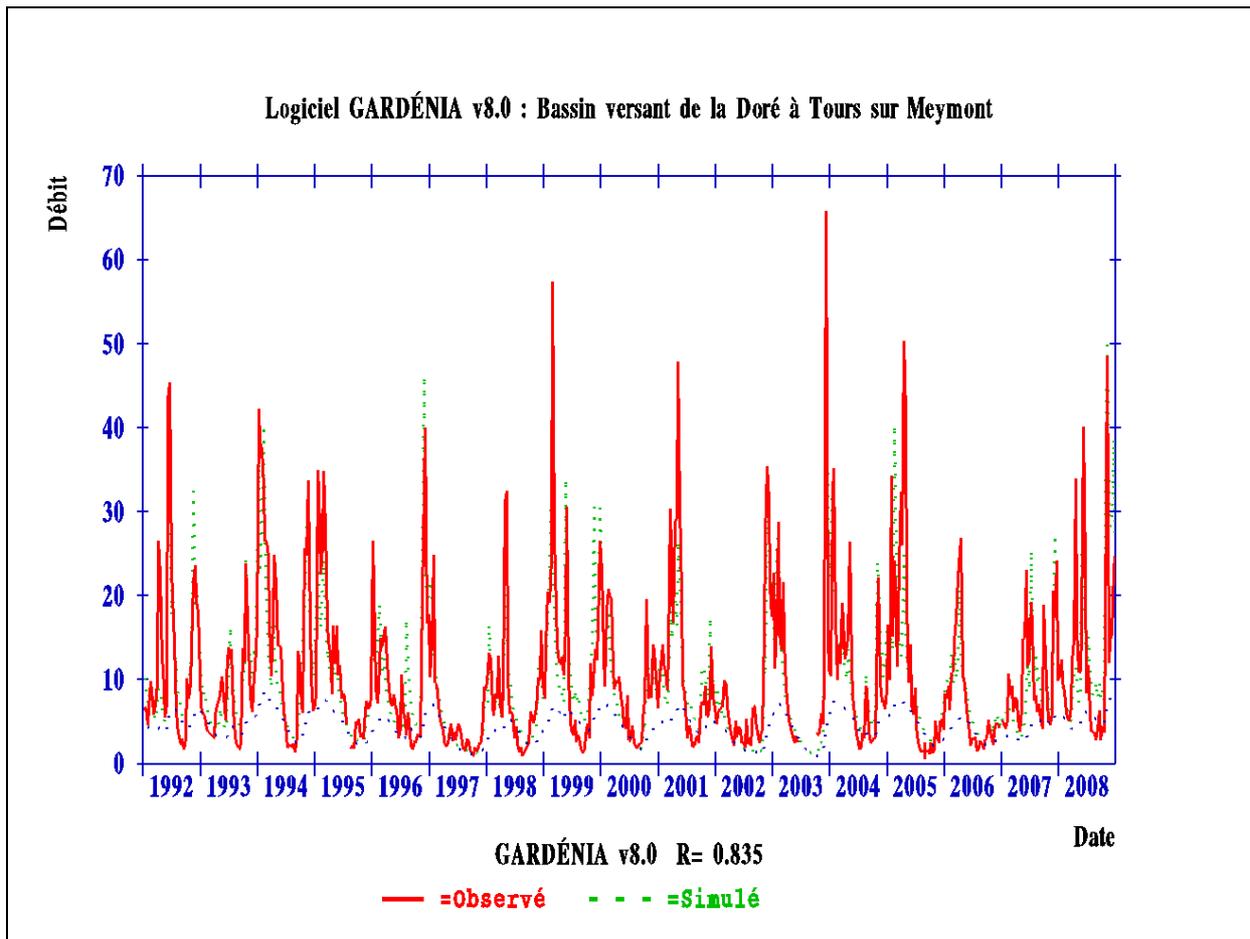


Calage de la Borne Occidentale avec pompage sur la période 1993-2008 (ME 4100)





Calage de la Doré à Tours sur Meymont sur la période 1993-2008 (ME 4048)



Annexe 3

Les fonctions de transfert sous TEMPO et les résultats de modélisations

➤ Les fonctions de transferts sous TEMPO

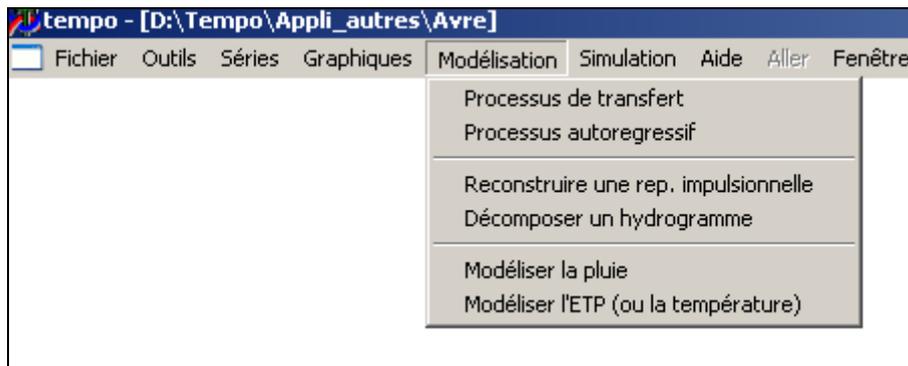
Comment agit la fonction de transfert ?

Dans TEMPO, la fonction de transfert peut prendre une forme mathématique donnée (par exemple, dans des cas très simples, une fonction exponentielle) ou bien être représentée directement par une suite continue de valeurs g_i sur les intervalles de temps (le jour ou la décade) découpant la période de modélisation considérée:

- g_0 , sur l'intervalle $t= 0$ à Δt
- g_1 , sur l'intervalle $t= \Delta t$ à $2\Delta t$
- g_2 , sur l'intervalle $t= 2\Delta t$ à $3\Delta t$
- g_3 , sur l'intervalle $t= 3\Delta t$ à $4\Delta t$

Si la fonction se présente sous une certaine forme mathématique, il est bien sûr possible d'obtenir aussi sur les intervalles de temps, la suite de valeurs $g_0, g_1, g_2, g_3, g_4, \dots$

Le menu "*modélisation*" de TEMPO permet de choisir le type de fonction de transfert.



Le menu "*modélisation*" de TEMPO

La fonction de transfert agit comme un "modulateur" : elle module le signal d'entrée de façon à ce que les valeurs calculées de la variable de sortie (débit ou niveau) s'ajustent le mieux possible aux mesures.

Les deux exemples qui suivent illustrent l'action de la fonction de transfert.

Premier exemple

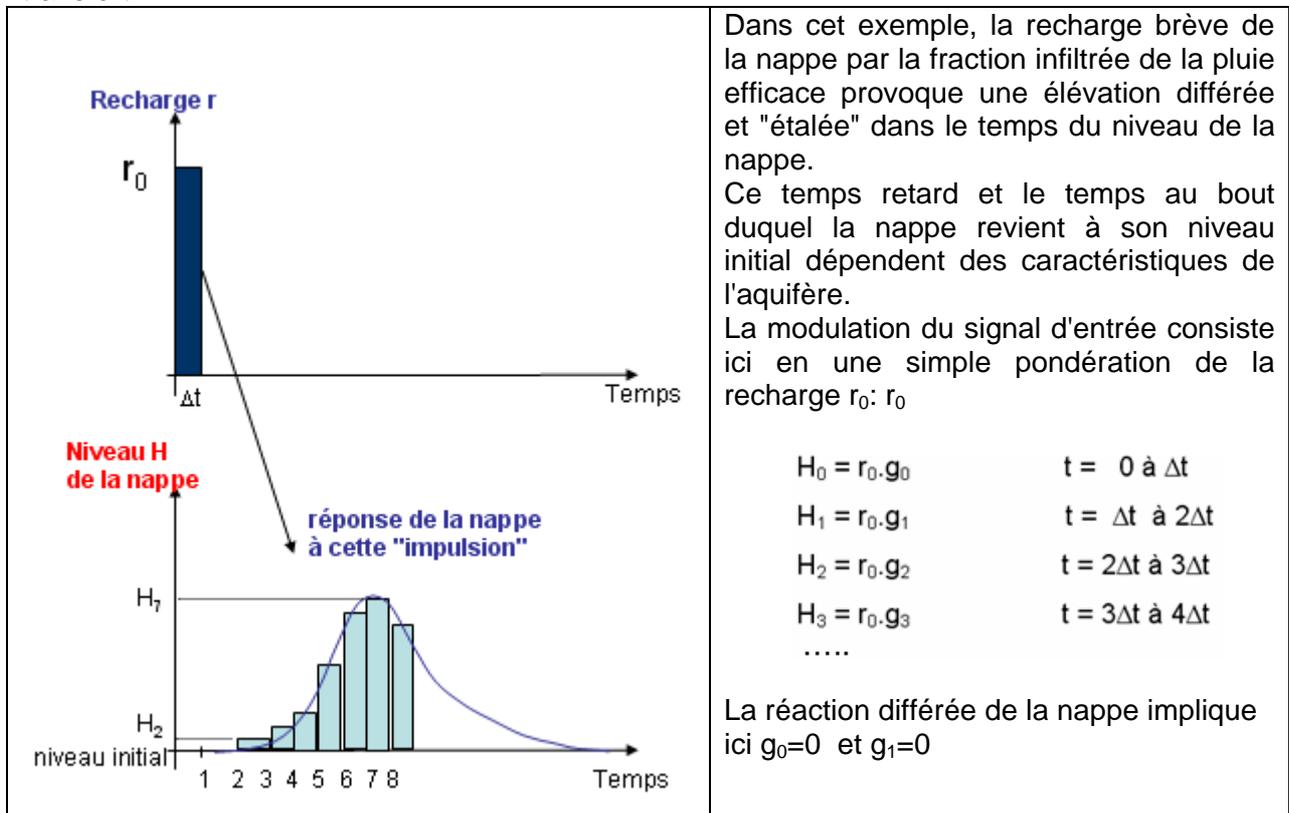
Pour comprendre comment la fonction de transfert permet de passer de l'entrée du système à la sortie, considérons l'exemple simple d'un aquifère avec une entrée constituée par une recharge brève R de la nappe sur un seul intervalle de temps Δt (on parle d'impulsion). La sortie est le niveau de la nappe $H(t)$.



Supposons la fonction de transfert connue (par exemple une fonction exponentielle). Sur la période de temps considérée, subdivisée en intervalles Δt (le jour ou la décade), la fonction de transfert prend les valeurs $g_0, g_1, g_2, g_3, g_4, \dots$

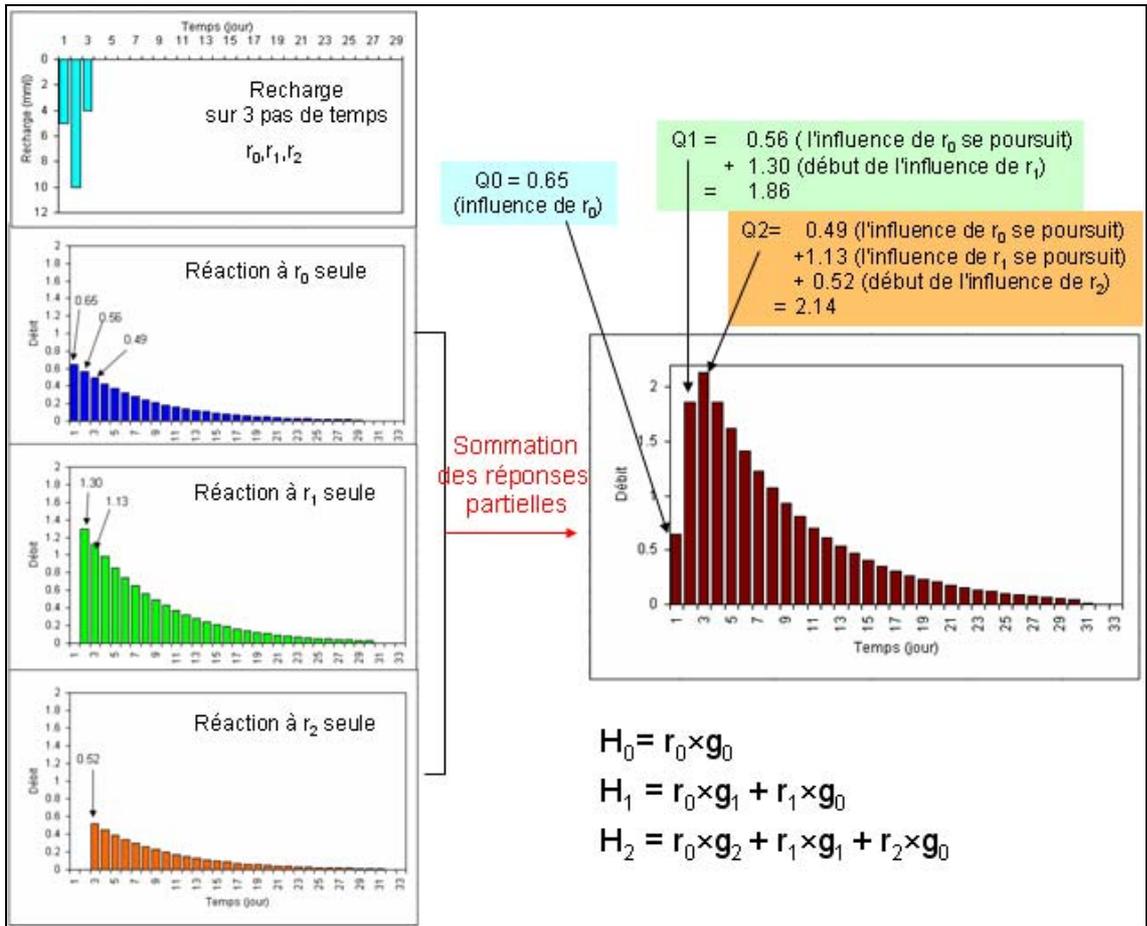
Par l'intermédiaire de cette fonction, la recharge R sera convertie en une suite de réponses de la nappe : $H_0, H_1, H_2, H_3, H_4, \dots$

Dans ce cas très simple, les niveaux de la nappe aux dates successives t_0, t_1, t_2, t_3, t_4 , ne sont donc qu'une simple pondération de la recharge initiale par les valeurs de la fonction de transfert.



Deuxième exemple

Que se passe t-il dans le cas d'une succession de recharges ? L'illustration ci-dessous illustre l'action de la fonction de transfert dans le cas de 3 épisodes de recharge successifs.



Chaque épisode de recharge, considéré isolément, provoque une réaction de la nappe. Dans l'exemple traité, la nappe réagit rapidement sans "temps retard". Il y a une hausse rapide du niveau, puis une décroissance progressive qui se poursuit sur une vingtaine de jours.

Au premier pas de temps, comme dans l'exemple précédent, la hausse de niveau est: $H_0 = r_0 \cdot g_0$

Au deuxième pas de temps, il faut tenir compte non seulement de l'influence de la recharge r_1 , mais aussi de la poursuite de l'influence de la recharge r_0 :

$$H_1 = r_0 \cdot g_1 + r_1 \cdot g_0$$

Au troisième pas de temps, il faut tenir compte non seulement de l'influence de la recharge r_2 , mais aussi de la poursuite de l'influence des recharge r_0 et r_1 :

$$H_2 = r_0 \cdot g_2 + r_1 \cdot g_1 + r_2 \cdot g_0$$

Et ainsi de suite.

Généralisation

A chaque pas de temps, pour obtenir la sortie s du système (par exemple le débit à l'exutoire du bassin), on superpose donc, via la fonction de transfert, les effets des "entrées" du système (par ex. la succession des recharges dans le temps), chacun de ces effets se prolongeant, en s'atténuant plus ou moins rapidement suivant l'inertie du système, au-delà de sa période de survenue. D'une façon générale, sur une période de temps où:

le signal d'entrée est décomposé en une suite $e_0, e_1, e_2, e_3, \dots$

et la fonction de transfert en une suite $g_0, g_1, g_2, g_3, \dots$

La sortie du système est construite comme suit:

$s_0 = e_0 \cdot g_0$	$t = 0 \text{ à } \Delta t$
$s_1 = e_0 \cdot g_1 + e_1 \cdot g_0$	$t = \Delta t \text{ à } 2\Delta t$
$s_2 = e_0 \cdot g_2 + e_1 \cdot g_1 + e_2 \cdot g_0$	$t = 2\Delta t \text{ à } 3\Delta t$
$s_3 = e_0 \cdot g_3 + e_1 \cdot g_2 + e_2 \cdot g_1 + e_3 \cdot g_0$	$t = 3\Delta t \text{ à } 4\Delta t$
$s_4 = e_0 \cdot g_4 + e_1 \cdot g_3 + e_2 \cdot g_2 + e_3 \cdot g_1 + e_4 \cdot g_0$	$t = 4\Delta t \text{ à } 5\Delta t$

Etc...	

Une seule fonction de transfert peut-elle suffire ?

En fait, les processus étant plus complexes (coexistence d'écoulements "lents" et "rapides") et parfois non linéaires (effets de seuils, débordements), **plusieurs fonctions de transfert sont en général nécessaires** pour simuler au mieux un système hydrologique.

De même, **plusieurs entrées peuvent être introduites** dans le processus de modélisation : ainsi, un débit à l'exutoire d'un bassin peut être reproduit à partir d'une séquence de pluies et d'ETP et à partir d'une chronique de niveaux piézométriques, permettant par exemple de prendre en compte un soutien des débits d'étiage, ou plus généralement des échanges nappes-cours d'eau.

Une fois déterminées les fonctions de transfert, les différentes contributions à l'écoulement global, à l'exutoire, sont calculées par le logiciel.

La prise en compte de plusieurs entrées rend plus complexe le système, mais les principes de modélisation restent identiques.

Comment la fonction de transfert est-elle calculée ?

Pour obtenir les valeurs $g_0, g_1, g_2, g_3, \dots$ inconnues, Tempo propose deux possibilités:

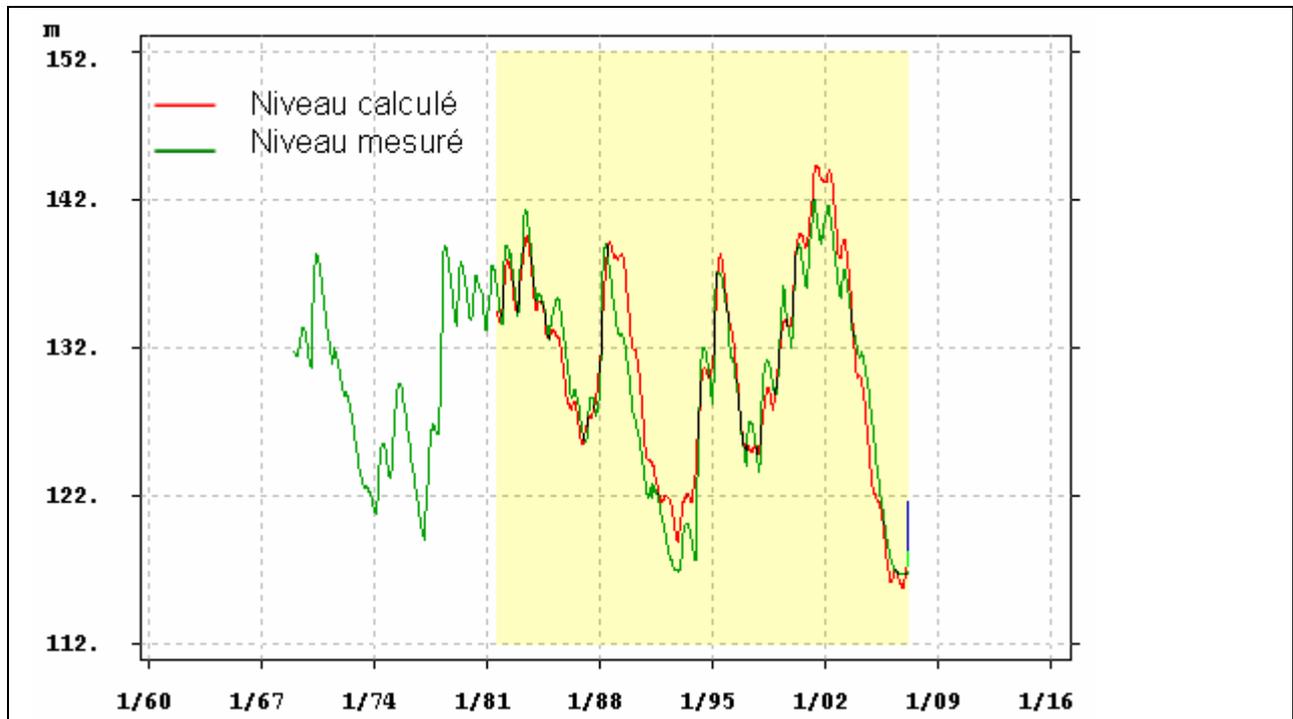
- 1) On donne à la fonction de transfert une forme générale a priori avec des paramètres inconnus. Une fois ces paramètres identifiés, on peut calculer $g_0, g_1, g_2, g_3, \dots$ sur les intervalles de temps considérés.
- 2) On recherche directement $g_0, g_1, g_2, g_3, \dots$

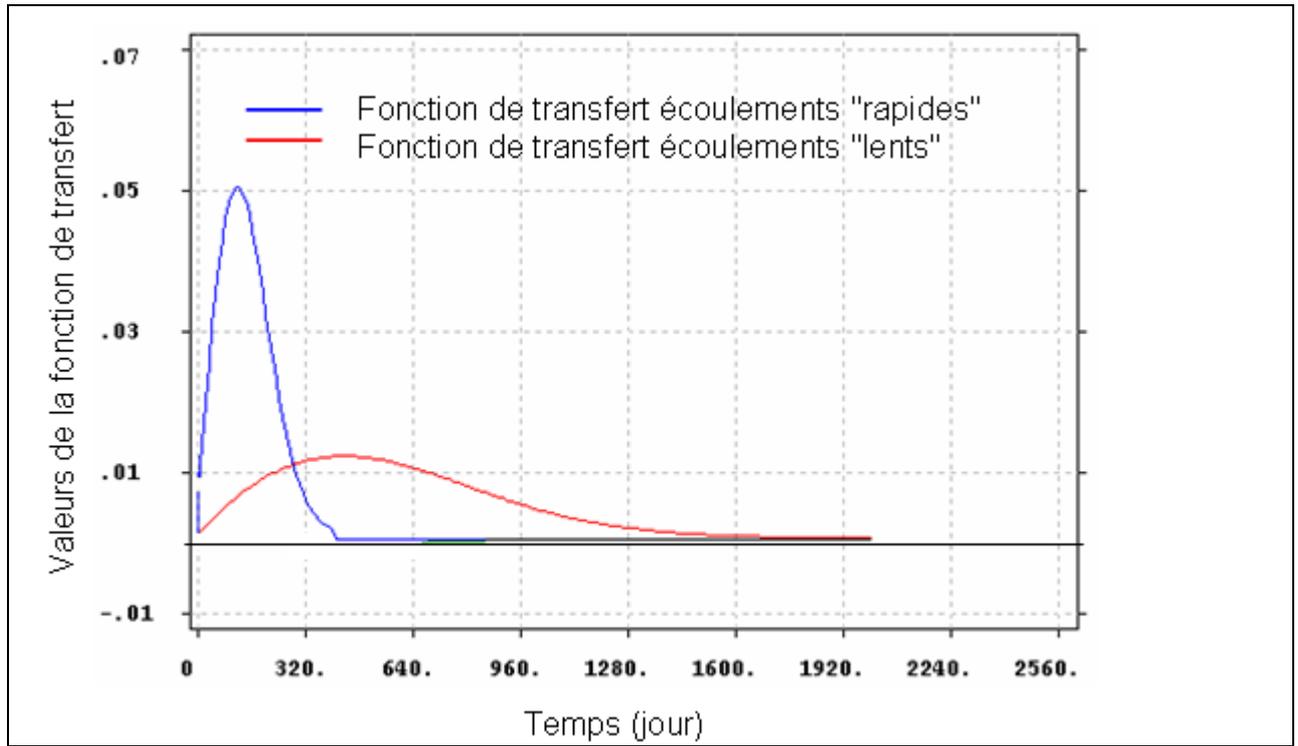
Dans les deux cas, des procédures complexes sont utilisées pour obtenir les valeurs de la fonction de transfert (pour plus de détail, voir l'annexe technique).

C'est la phase de calage (sur les observations) qui permet d'obtenir la fonction de transfert.

L'illustration suivante propose un exemple correspondant à un calage sur des niveaux d'un aquifère présentant une double porosité : porosité de fissure et porosité matricielle.

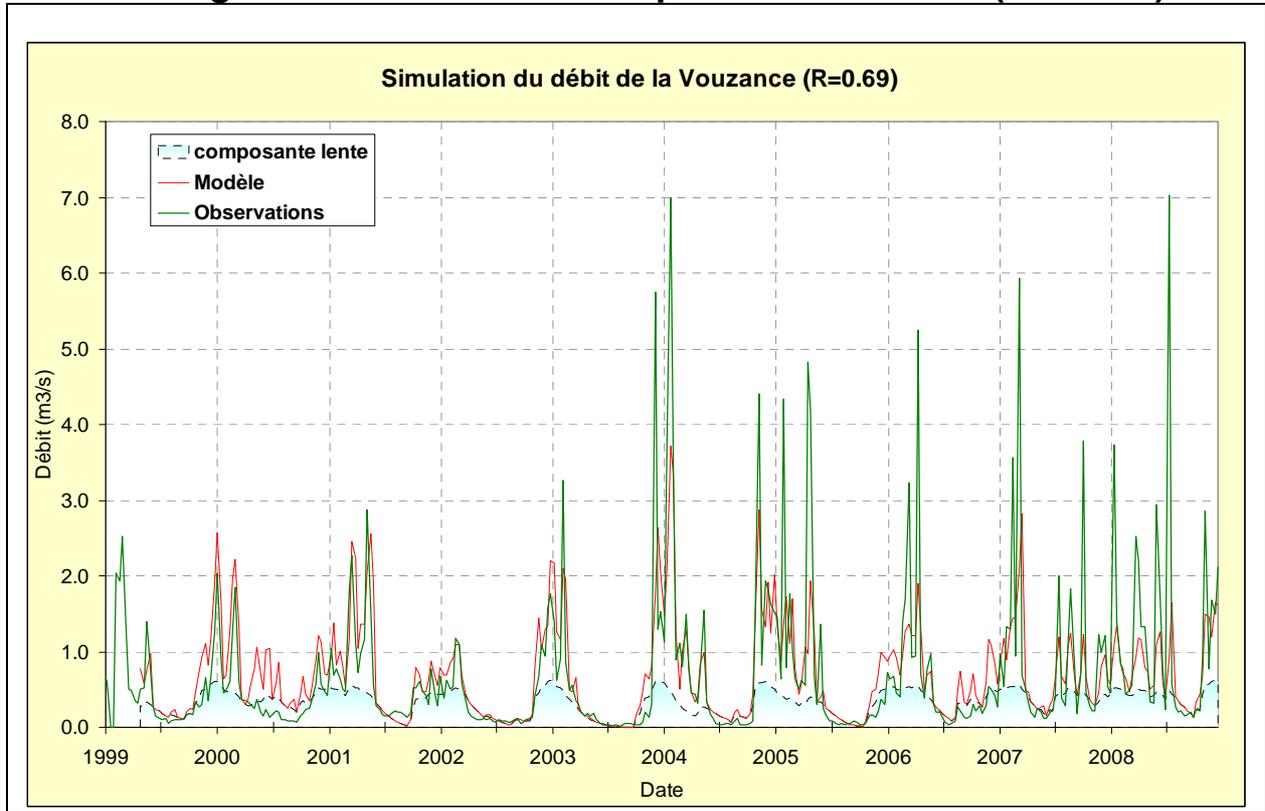
Cette double porosité conduit à 2 fonctions de transfert correspondant d'une part à un écoulement "rapide" empruntant les fissures et d'autre part à l'écoulement lent au sein de la porosité matricielle.



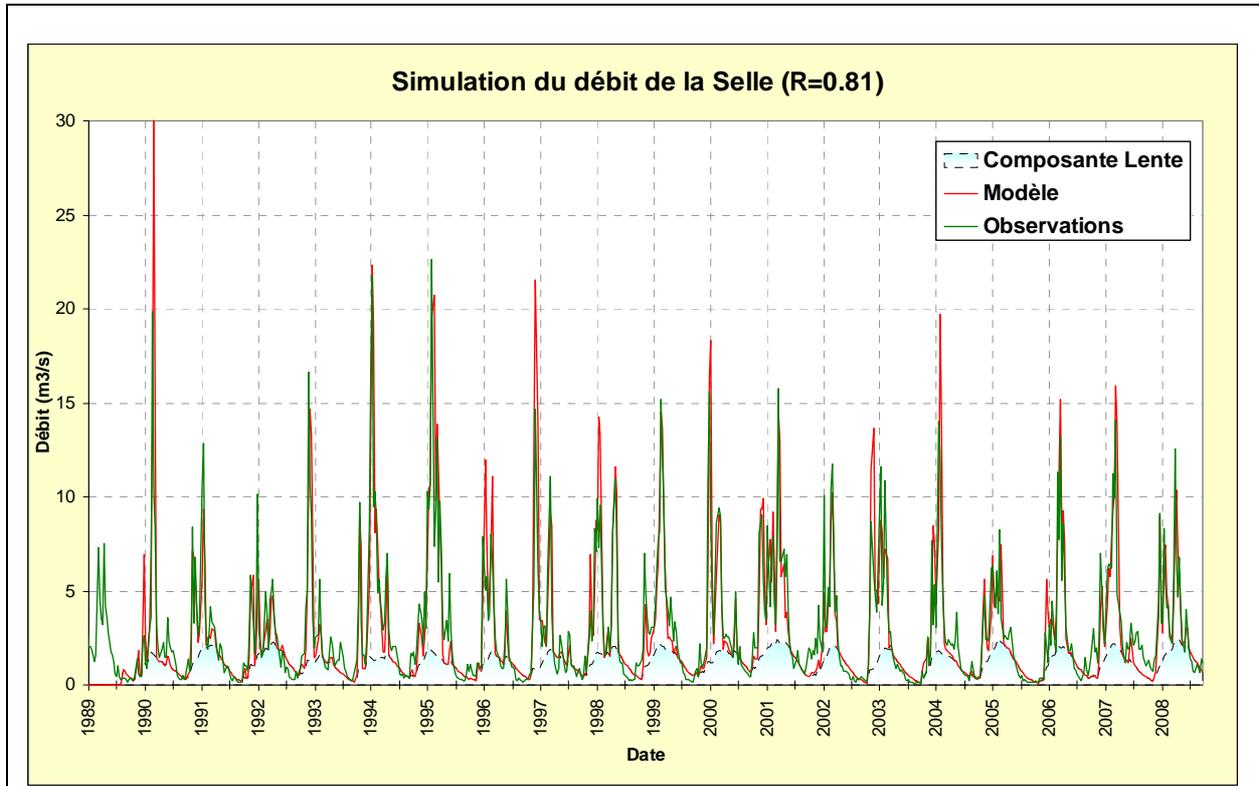


➤ Résultats des modélisations

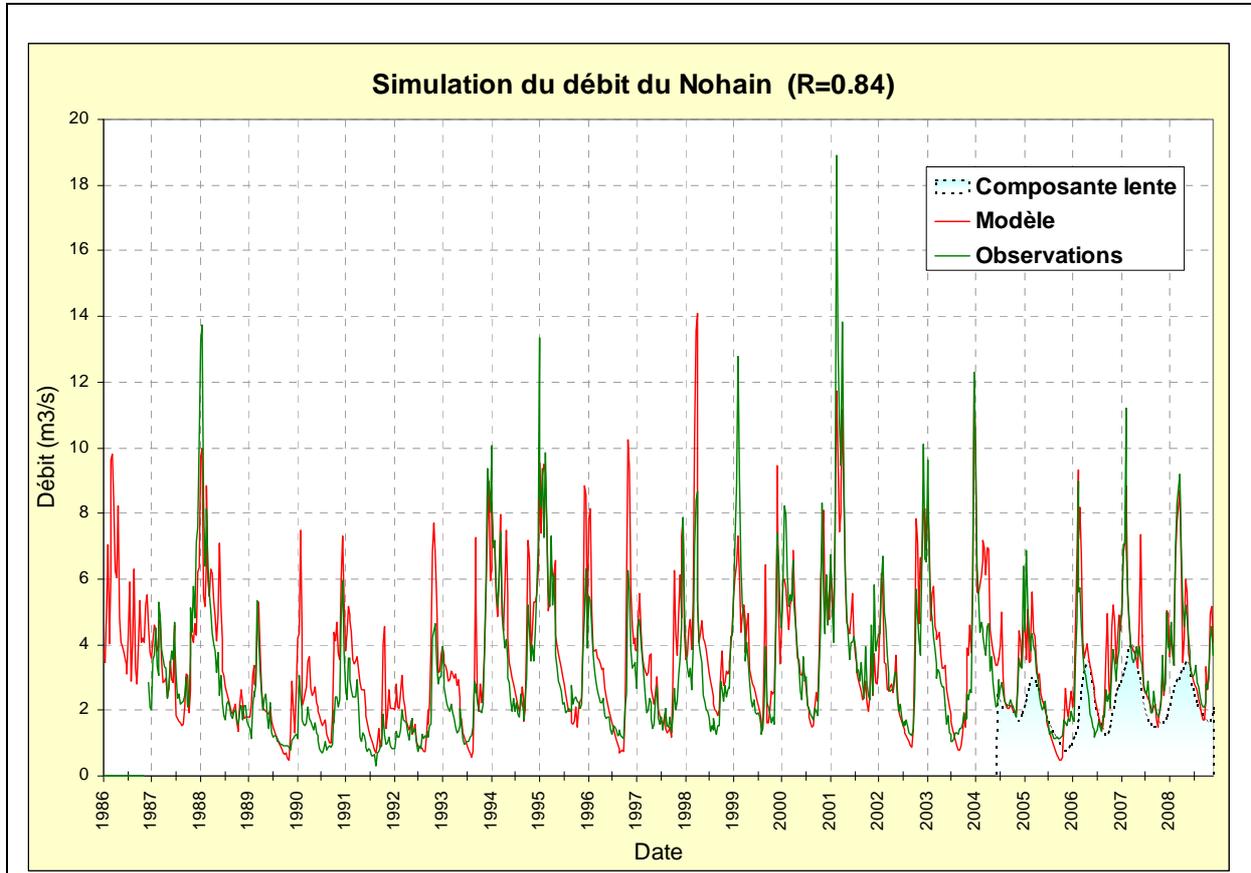
Calage de la Vouzance sur la période 1999-2008 (ME 4046)



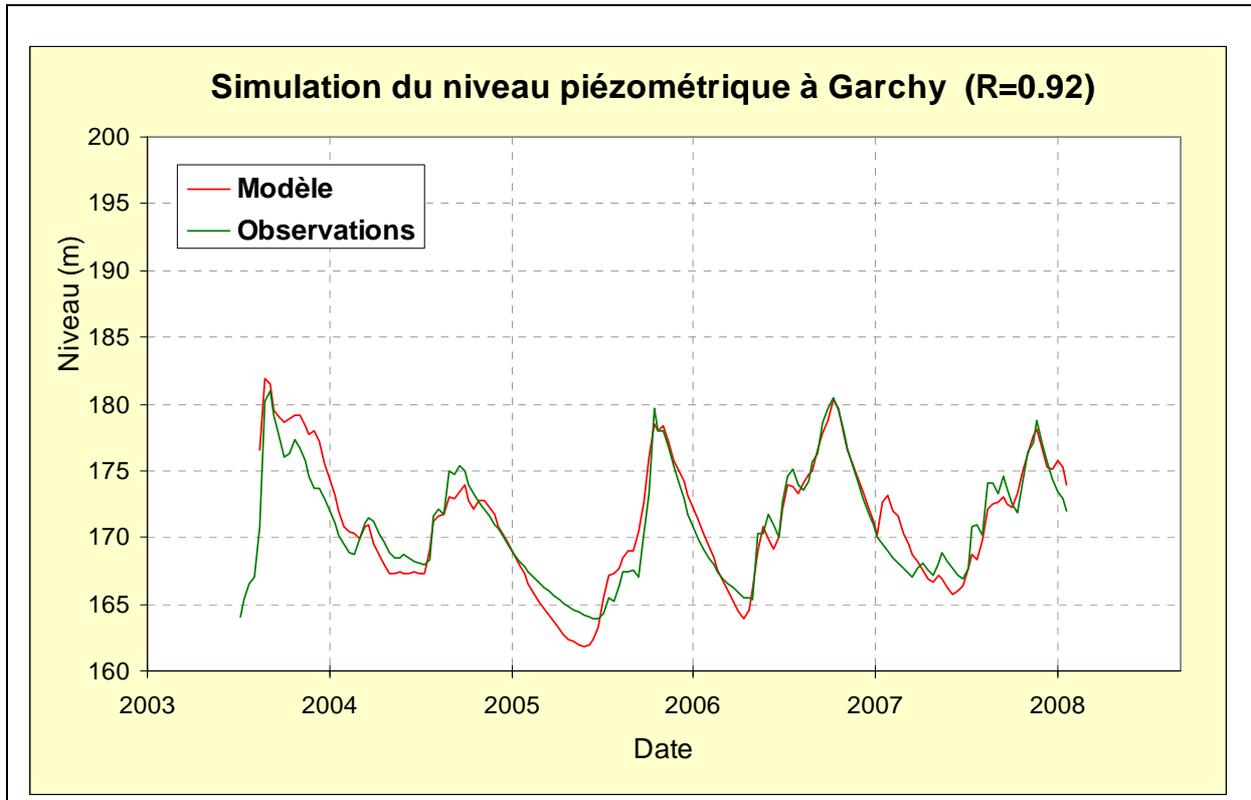
Calage de la Selle sur la période 1987-2008 (ME 4043)



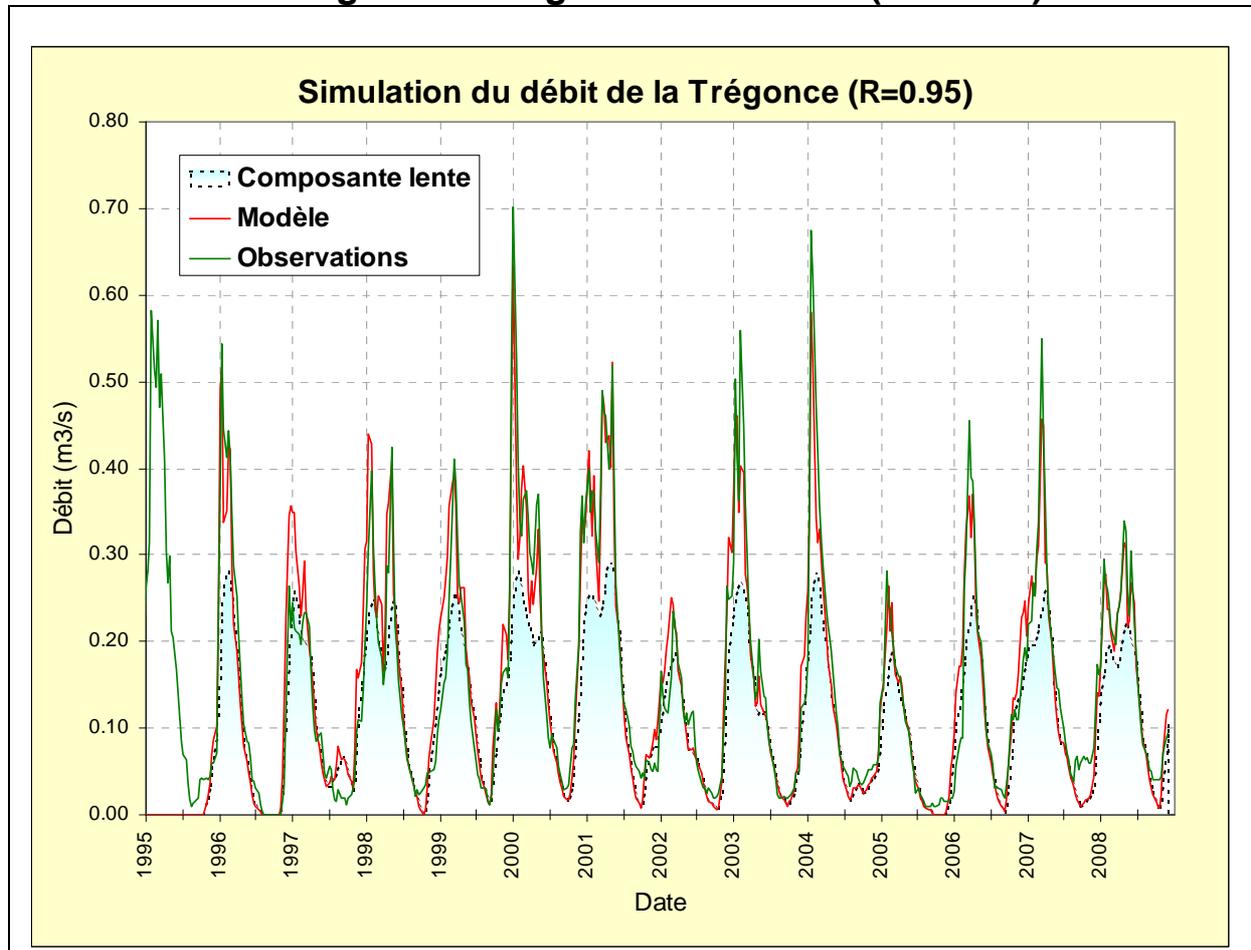
Calage du Nohain sur la période¹ 2004-2008 (ME 4061)



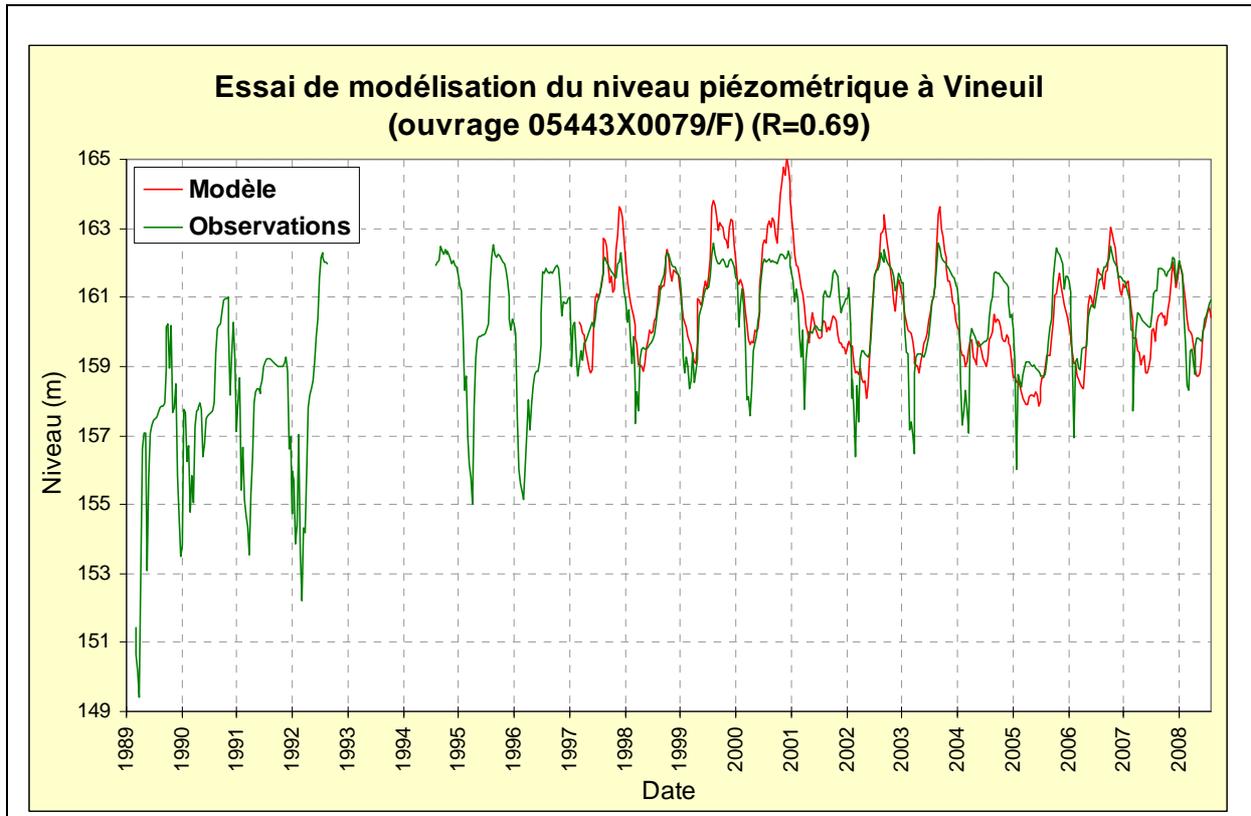
¹ Période commune avec les données piézométriques



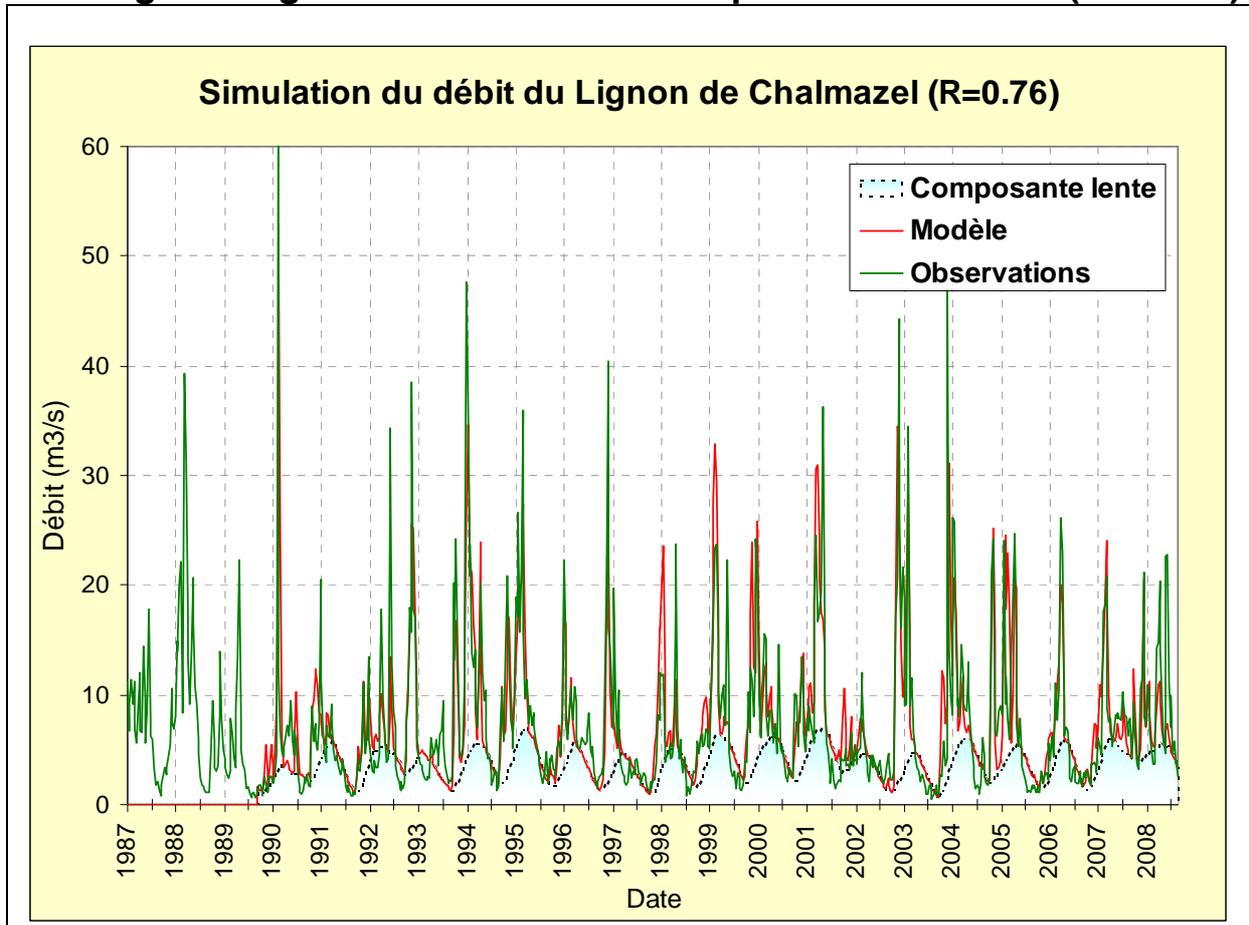
Calage de la Trégonce² 1995-2008 (ME 4075)



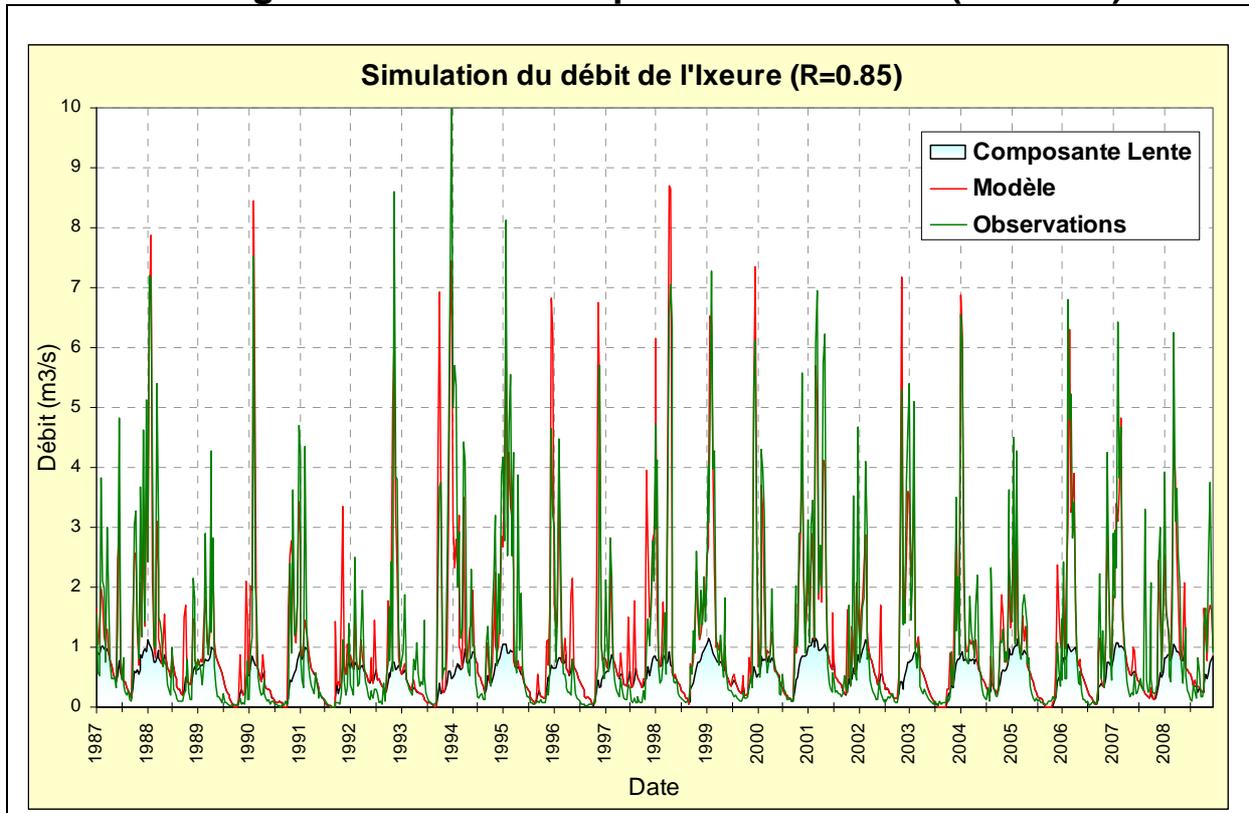
² Le niveau piézométrique mesuré à Vineuil (ouvrage 05443X0079/F) a fait l'objet d'une modélisation non satisfaisante. Ce piézomètre est trop influencé pour être utilisé en simulation.



Calage du Lignon de Chamazel sur la période 1993-2008 (ME 4091)



Calage de l'Ixeure sur la période 1987-2008 (ME 4129)





Centre scientifique et technique
Service EAU/ADM
3, avenue Claude-Guillemin
BP 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34