

Institut national de la recherche scientifique
Centre Eau Terre Environnement

RECHARGE ET DYNAMIQUE RÉGIONALE DE L'ÉCOULEMENT D'EAU SOUTERRAINE DANS LE SYSTÈME AQUIFÈRE DE SOCLE EN AMONT DU SITE DE GUIDEL, BRETAGNE

Par
Marie-Pierre Champagne

Mémoire ou thèse présenté(e) pour l'obtention du grade de
Maître ès Sciences (M.Sc.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Président du jury et
examineur interne

Richard Martel
Institut national de la recherche scientifique
(centre ETE)

Examineur externe

Clément Roques
Université de Neuchâtel

Directeur de recherche

René Lefebvre
Institut national de la recherche scientifique
(centre ETE)

Codirecteur de recherche

Laurent Longuevergne
Université de Rennes 1

REMERCIEMENTS

Mon premier remerciement revient à mon directeur de recherche, René Lefebvre. Merci de m'avoir offert cette opportunité et de m'avoir accompagnée jusqu'au bout de mes idées. Je voulais faire une maîtrise pour développer des compétences professionnelles et je peux dire que l'objectif est atteint. Merci pour ton soutien, ta rigueur, ta disponibilité (surtout via Zoom) et tes connaissances. Tu as su me diriger judicieusement dans chaque étape de cette maîtrise et faire preuve de flexibilité pendant cette crise sanitaire. Je remercie aussi mon codirecteur, Laurent Longuevergne, pour ton appui et tes précieuses réflexions. J'ai beaucoup appris grâce à vous deux et j'en suis très reconnaissante.

Je remercie également les membres du jury Richard Martel et Clément Roques d'avoir accepté de réviser et d'évaluer ce mémoire.

Merci à ceux qui m'ont aidé techniquement, même à distance : Jean-Sébastien Gosselin pour ta précieuse aide avec le programme GWHAT et Jean-Marc Ballard pour m'avoir guidé pour l'utilisation du logiciel de modélisation FEFLOW. Merci pour votre disponibilité et vos conseils. Je tiens à souligner l'aide et la disponibilité de John Molson pour le développement du modèle numérique 2D.

Marika et Florence, merci pour votre soutien et de nos discussions durant cette maîtrise et plus particulièrement pendant les deux dernières années. Une pensée spéciale aux amitiés françaises que je me suis faite à l'INRS, grâce à l'équipe de recherche de René pour le PACES Estrie : Élise, Julie et Thomas.

Enfin, je tiens à souligner le support et l'aide de ma famille tout au long de ces années d'études. Réaliser ma maîtrise de recherche pendant cette pandémie mondiale n'aura pas été facile. Merci à mes parents, Pierre et Danielle, et mes sœurs, Katryn et Marie-Eve, pour vos encouragements, votre amour et les nombreux souvenirs que nous partageons. J'ai hâte de partager de nouveaux moments avec vous. Finalement, je tiens à remercier mon copain, Ilrick. Merci pour ton soutien, ton écoute et ton temps passé avec moi à étudier tout au long de cette maîtrise. Merci de m'avoir aidé à garder un équilibre et de me suivre dans nos aventures...de Tadoussac à Montréal.

RÉSUMÉ

L'aquifère de socle cristallin du site de Guidel en Bretagne a montré un bon potentiel d'exploitation. Toutefois, le site est à proximité d'un milieu humide sensible, il est dans un système aquifère complexe et l'eau souterraine représente un mélange d'eau moderne et d'eau de plusieurs milliers d'années. L'objectif de nos travaux était de mieux comprendre le rôle de l'écoulement régional pouvant apporter ces eaux évoluées à Guidel. Les travaux ont comporté trois volets : 1) estimation de la recharge, 2) modélisation numérique régionale 2D et 3) modélisation numérique régionale 3D. Les travaux ont d'abord montré que la recharge représente 34 à 41% des précipitations, que l'écoulement souterrain domine le système hydrologique et que les variations interannuelles de recharge sont majeures selon les précipitations. La modélisation 2D et 3D a indiqué que les écoulements locaux se font dans l'horizon fissuré et sont influencés par les altérites ainsi que la topographie. Les écoulements semi-régionaux et régionaux exigent une forte anisotropie du roc sain fracturé situé sous l'horizon fissuré. Ainsi, la circulation de l'eau souterraine dépend à la fois des conditions topographiques locales et de l'anisotropie régionale. L'effet des structures géologiques sur l'émergence n'a pas pu être montré de manière réaliste.

Mots-clés : Hydrogéologie, aquifère de socle, recharge, modélisation numérique, anisotropie, temps de résidence, structures géologiques

ABSTRACT

The crystalline basement aquifer at the Guidel site in Brittany has shown good potential for exploitation. However, the site is close to a sensitive wetland, the aquifer system is complex, and the groundwater is a mixture of modern water and old water of several thousand years. The objective of our study was to better understand the role of the regional flow that could bring these evolved waters to Guidel. The work included three components: 1) recharge estimation, 2) 2D regional numerical modeling and 3) 3D regional numerical modeling. The study first showed that recharge represents 34 to 41% of precipitations, that groundwater flow dominates the hydrological system and that interannual variations of recharge vary widely according to precipitations. The 2D and 3D modeling indicated that local flows occur in the fractured horizon and are influenced by alterites and topography. Semi-regional and regional flows require strong anisotropy of the non-weathered fractured rock found below the fissured horizon. Thus, groundwater flow depends both on local topographic conditions and regional anisotropy. The effect of geological structures on groundwater discharge could not be realistically shown.

Keywords: Hydrogeology, crystalline aquifer, recharge, numerical modeling, anisotropy, residence time, geological structures

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
RÉSUMÉ	V
ABSTRACT	VII
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES TABLEAUX	XI
LISTE DES FIGURES.....	XIII
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	XIX
1. INTRODUCTION.....	1
1.1 PROBLÉMATIQUE ET RÉGION D'ÉTUDE.....	2
1.2 OBJECTIFS ET APPROCHE GÉNÉRALE.....	4
1.3 REVUE DE LA LITTÉRATURE	6
1.3.1 <i>Les aquifères de socle de la Bretagne.....</i>	<i>6</i>
1.3.2 <i>Contexte de la région de Ploemeur et Guidel.....</i>	<i>8</i>
1.3.3 <i>Méthodes d'estimation de la recharge</i>	<i>10</i>
1.3.4 <i>Modélisation numérique</i>	<i>16</i>
2. CONDITIONS HYDROGÉOLOGIQUES ET RECHARGE.....	19
2.1 CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE	19
2.2 BILAN HYDROLOGIQUE ET RECHARGE DE L'AQUIFÈRE DE SOCLE	24
2.2.1 <i>Données disponibles.....</i>	<i>24</i>
2.2.2 <i>Recharge régionale à partir des débits de cours d'eau</i>	<i>33</i>
2.2.3 <i>Recharge locale à partir des hydrogrammes de puits</i>	<i>45</i>
2.2.4 <i>Synthèse et discussion de l'estimation de la recharge</i>	<i>68</i>
3. MODÉLISATION 2D DU SYSTÈME AQUIFÈRE RÉGIONAL	75
3.1 OBJECTIFS DE MODÉLISATION	75
3.2 HYDROGÉOLOGIE ET MODÈLE CONCEPTUEL	75
3.3 HYPOTHÈSES ET LIMITATIONS.....	77
3.4 SIMULATEUR NUMÉRIQUE CHOISI	79
3.5 MAILLAGE, CONDITIONS LIMITES ET CONDITIONS INITIALES	80
3.6 PARAMÈTRES DU MODÈLE ET CRITÈRES DE PRÉCISION	82
3.7 PROGRAMME DE SIMULATION	84

3.8	RÉSULTATS DES SIMULATIONS.....	87
3.8.1	<i>Effet du lissage de la topographie.....</i>	87
3.8.2	<i>Modèle homogène isotrope</i>	88
3.8.3	<i>Modèle homogène anisotrope</i>	90
3.8.4	<i>Conclusions tirées du modèle homogène.....</i>	90
3.8.5	<i>Effet du maillage du modèle par couches.....</i>	95
3.8.6	<i>Modèle avec couches isotropes.....</i>	95
3.8.7	<i>Modèle avec couches anisotropes sans altérites</i>	96
3.8.8	<i>Modèle avec couches anisotropes et altérites.....</i>	98
3.8.1	<i>Modèle avec couches anisotropes, altérites et K(z) variable du roc sain</i>	101
3.8.1	<i>Propriétés du système aquifère déduites des simulations.....</i>	104
3.9	DISCUSSION.....	105
4.	MODÉLISATION 3D DU SYSTÈME AQUIFÈRE RÉGIONAL	107
4.1	OBJECTIFS DE MODÉLISATION	107
4.2	MODÈLE CONCEPTUEL.....	107
4.3	HYPOTHÈSES ET LIMITATIONS.....	109
4.4	MODÈLE MATHÉMATIQUE CHOISI.....	111
4.5	MAILLAGE, CONDITIONS LIMITES ET INITIALES	111
4.6	PARAMÈTRES DU MODÈLE ET CRITÈRE DE PRÉCISION	116
4.7	RÉSULTATS DES SIMULATIONS.....	120
4.7.1	<i>Gradients hydrauliques</i>	122
4.7.2	<i>Systèmes d'écoulement.....</i>	127
4.7.3	<i>Transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines</i>	131
4.8	DISCUSSION.....	135
5.	CONCLUSION	139
5.1	ÉLÉMENTS CLÉS.....	139
5.2	PERSPECTIVES.....	141
6.	BIBLIOGRAPHIE.....	143
7.	ANNEXES.....	150
	ANNEXE I – ATLAS HYDROGÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	151
	ANNEXE II – DESCRIPTION DES PUIXS D'OBSERVATION	161
	ANNEXE III –TRAVAUX RÉALISÉS SUR L'ESTIMATION DE LA RECHARGE	165
	ANNEXE IV – FIGURES COMPLÉMENTAIRES DE LA MODÉLISATION 3D	241

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2-1 : SYNTHÈSE DES PLAGES DE VALEURS DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE (M/S) ET DE LA POROSITÉ (%) ASSOCIÉES AUX DIVERSES UNITÉS HYDROGÉOLOGIQUES ET GÉOLOGIQUES EN BRETAGNE.....	21
TABLEAU 2-2 : SYNTHÈSE DES NORMALES CLIMATIQUES À L'ORIENT ENTRE 1975 ET 2018 (MÉTÉO-FRANCE, 2018).	25
TABLEAU 2-3 : LISTE DES STATIONS DE JAUGEAGE UTILISÉES POUR L'ESTIMATION DE LA RECHARGE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE.....	28
TABLEAU 2-4 : INFORMATIONS RELATIVES AUX PUIITS ET SUIVI DES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA NAPPE À LONG TERME.	31
TABLEAU 2-5 : SOMMAIRE DES CARACTÉRISTIQUES DES CINQ MÉTHODES D'ESTIMATION DE LA RECHARGE UTILISÉES.	33
TABLEAU 2-6 : SYNTHÈSE DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES OBTENUES À PARTIR DES BILANS EN EAU ANNUELS DES BASSINS VERSANTS MODÉLISÉS AVEC SURFEX, SELON L'ANNÉE HYDROLOGIQUE.	35
TABLEAU 2-7 : SYNTHÈSE DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES ESTIMÉES À PARTIR DES DONNÉES DE DÉBIT MOYEN MENSUEL POUR LES QUATRE STATIONS DE JAUGEAGE, SELON L'ANNÉE HYDROLOGIQUE.	38
TABLEAU 2-8 : SYNTHÈSE DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES ESTIMÉES À PARTIR DES DONNÉES DE DÉBIT MOYEN QUOTIDIEN POUR LES QUATRE STATIONS DE JAUGEAGE, SELON L'ANNÉE HYDROLOGIQUE.	43
TABLEAU 2-9 : VALEURS DES PARAMÈTRES OBTENUES DES CALCULS DE LA COURBE MAÎTRESSE DE RÉCESSION (CMR) RÉALISÉS PAR ESPERE.	44
TABLEAU 2-10 : DÉTAILS ET RÉSULTATS DES CINQ COMBINAISONS POSSIBLES POUR ESTIMER LA RECHARGE À PARTIR DES DONNÉES PIÉZOMÉTRIQUES POUR LE PUIITS SAINT-ÉLOI (GUILLIGOMARC'H) ET DES DONNÉES DE DÉBIT DE COURS D'EAU PROVENANT DES DEUX STATIONS DE JAUGEAGE SITUÉES À PROXIMITÉ DU PUIITS.	50
TABLEAU 2-11 : SYNTHÈSE DE LA RECHARGE LOCALE ESTIMÉE AVEC LA MÉTHODE WTF À PARTIR DES NIVEAUX PIÉZOMÉTRIQUES POUR LES PUIITS SITUÉS À GUIDEL, PLOEMEUR, GUILLIGOMARC'H ET HENNEBONT, SELON L'ANNÉE CIVILE.	51
TABLEAU 2-12 : DÉFINITION DE LA COURBE MAÎTRESSE DE RÉCESSION (CMR) ET COMPILATION DES PLAGES DE VALEURS DES PARAMÈTRES HYDROLOGIQUES UTILISÉES DANS LE PROCESSUS DE CALAGE DES HYDROGRAMMES SYNTHÉTIQUES AVEC GWHAT POUR CHAQUE PUIITS ANALYSÉ.	56
TABLEAU 2-13 : DÉFINITION DE LA PROFONDEUR RACINAIRE EN FONCTION DU TYPE DE CULTURES POUR LA ZONE D'ÉTUDE LOCALE.	57

TABLEAU 2-14 : COMPILATION DES VALEURS MINIMALES ET MAXIMALES DES TROIS PARAMETRES HYDROLOGIQUES UTILISEES DANS GWHAT POUR CHAQUE PUIITS ANALYSE SUIVANT LE CALAGE DES HYDROGRAMMES SYNTHETIQUES.	58
TABLEAU 2-15 : COMPILATION DES VALEURS MINIMALES ET MAXIMALES DES TROIS PARAMETRES HYDROLOGIQUES QUI SONT REELLEMENT UTILISEES POUR PRODUIRE LES MODELES DANS GWHAT POUR CHAQUE PUIITS ANALYSE.	59
TABLEAU 2-16 : SYNTHESE DES PARAMETRES HYDROLOGIQUES OPTIMUMS ET DES COMPOSANTES DU BILAN EN EAU ANNUEL OBTENUS AVEC LE PROGRAMME GWHAT, SELON L'ANNEE HYDROLOGIQUE DU QUEBEC (1 ^{ER} OCTOBRE AU 30 SEPTEMBRE).....	60
TABLEAU 2-17 : COMPARAISON DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES OBTENUES A PARTIR DE LA METHODE WTF ET GWHAT (MOYENNE DES DONNEES GLUE50), SELON L'ANNEE CIVILE.	67
TABLEAU 2-18 : COMPARAISON DES PARAMÈTRES ET DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES ESTIMÉES À L'ÉCHELLE RÉGIONALE ET LOCALE, SELON L'ANNÉE HYDROLOGIQUE.....	70
TABLEAU 3-1 : DÉFINITION DU MAILLAGE DU MODÈLE NUMÉRIQUE 2D.....	80
TABLEAU 3-2: SOMMAIRE DES PARAMÈTRES UTILISÉS POUR LE MODÈLE 2D DE L'ÉCOULEMENT ET DU TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DE L'ÂGE DES EAUX SOUTERRAINES.	83
TABLEAU 3-3 : SYNTHÈSE DE L'ORDRE DES SIMULATIONS PARAMÉTRIQUES ET CONCEPTUELLES ET DES PLAGES DE VALEURS DES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES TESTÉES.	85
TABLEAU 3-4 : PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES LES PLUS PLAUSIBLES DES TROIS UNITÉS HYDROGÉOLOGIQUES SUR LA BASE DES RÉSULTATS DES SIMULATIONS 2D.	104
TABLEAU 4-1 : DÉFINITION DU MAILLAGE DU MODÈLE RÉGIONAL 3D.....	113
TABLEAU 4-2 : HIÉRARCHIE DÉCROISSANTE ENTRE LES COURS D'EAU ET NOMBRE DE SLICES ASSOCIÉES POUR LE MODÈLE 3D.....	115
TABLEAU 4-3: SOMMAIRE DES PARAMÈTRES UTILISÉS POUR LE MODÈLE 3D DE L'ÉCOULEMENT.	117
TABLEAU 4-4 : SOMMAIRE DES PARAMÈTRES UTILISÉS POUR LE MODÈLE 3D DU TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DE L'ÂGE DES EAUX SOUTERRAINES.	119

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1-1 : PROFIL D'ALTERATION TYPIQUE DES AQUIFERES DE SOCLE CRISTALLIN (BRGM (2018); ADAPTE DE WYNS ET AL. (2004)).....	7
FIGURE 1-2: ENSEMBLES TOPOGRAPHIQUES MAJEURS DU MASSIF ARMORICAIN (BALLEVRE, 2016).....	9
FIGURE 1-3 : RELATION ENTRE LES DIFFERENTES COMPOSANTES UTILISEES POUR ESTIMER LA RECHARGE (LES SYMBOLES SONT DEFINIS DANS LE TEXTE).....	11
FIGURE 1-4 : COMPOSANTES DU BILAN HYDROLOGIQUES UTILISEES DANS LES DIVERSES METHODES D'ESTIMATION DE LA RECHARGE : ADAPTE DE RIVARD ET AL. (2014) ET DE GOSSELIN ET AL. (2018A).....	14
FIGURE 2-1 : A) HYPOTHESES HYDROGEOLOGIQUES DES TRANSFERTS D'EAU DANS LES DIFFERENTS COMPARTIMENTS DE L'AQUIFERE CRISTALLIN (TIREE DE AYRAUD ET AL., 2008). B) MODELE GENERAL D'UN AQUIFERE CRISTALLIN (TIREE DE AYRAUD ET AL., 2008).....	23
FIGURE 2-2 : NORMALES CLIMATIQUES A LORIENT ENTRE 1975 ET 2018. DONNEES ISSUES DE METEO-FRANCE (METEO-FRANCE, 2018), TRAITEES ET VISUALISEES AVEC LE LOGICIEL GWHAT (GOSSELIN ET AL., 2018A).....	26
FIGURE 2-3 : PLUVIOMETRIE MOYENNE ANNUELLE (PERIODE 1971-2000). LES RECTANGLES ROUGES CORRESPONDENT AUX ZONES D'ETUDE REGIONALE ET LOCALE (METEO-FRANCE (DIRECTION INTERREGIONALE OUEST), 2012).....	27
FIGURE 2-4 : DIAGRAMME DES GAMMES DE PROPORTIONS DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES PAR RAPPORT AUX PRECIPITATIONS OBTENUES A PARTIR DES BILANS EN EAU ANNUELS DES BASSINS VERSANTS MODELISES AVEC SURFEX, SELON L'ANNEE HYDROLOGIQUE.	35
FIGURE 2-5 : PÉRIODES DE DONNÉES DE DÉBITS DE COURS D'EAU ET SURFEX DISPONIBLES POUR CHAQUE BASSIN VERSANT RÉGIONAL.....	37
FIGURE 2-6 : DIAGRAMME DES GAMMES DE PROPORTIONS DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES ESTIMÉES À PARTIR DES DONNÉES DE DÉBIT MOYEN MENSUEL POUR LES QUATRE STATIONS DE JAUGEAGE, SELON L'ANNEE HYDROLOGIQUE.....	39
FIGURE 2-7 : INTERFACE DU TABLEAU DES PARAMÈTRES DU LOGICIEL ESPERE (CAS D'ESTIMATION DE LA RECHARGE AVEC LA MÉTHODE DES FILTRES POUR LA STATION DE LA LAÏTA À QUIMPERLÉ, SELON L'ANNEE HYDROLOGIQUE).....	40
FIGURE 2-8 : AFFICHAGE DES DÉBITS ET DÉBITS DE BASE DE LA STATION DE JAUGEAGE LA LAÏTA À QUIMPERLÉ POUR L'ANNEE CIVILE 2009 (GRAPHIQUE RÉALISÉ AVEC ESPERE).	41
FIGURE 2-9 : DIAGRAMME DES GAMMES DE PROPORTIONS DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES ESTIMÉES À PARTIR DES DONNÉES DE DÉBIT MOYEN QUOTIDIEN POUR LES QUATRE STATIONS DE JAUGEAGE, SELON L'ANNEE HYDROLOGIQUE.....	43

FIGURE 2-10 : COURBES DE RÉCESSION ASSOCIÉES AUX QUATRE BASSINS VERSANTS RÉGIONAUX.....	45
FIGURE 2-11 : PRISE EN COMPTE DES RÉCESSIONS RÉALISÉES DANS LA MÉTHODE WTF (LANINI, 2020).....	47
FIGURE 2-12 : PÉRIODES DE DONNÉES DISPONIBLES DU NIVEAU PIÉZOMÉTRIQUE AU PUIT DE SUIVI SAINT-ÉLOI À GUILLIGOMARC'H ET DES DÉBITS DE COURS D'EAU ET DE PRÉCIPITATIONS SURFEX POUR LES DEUX BASSINS VERSANTS RÉGIONAUX SITUÉS À PROXIMITÉ DU PUIT DE SUIVI.	48
FIGURE 2-13 : HYDROGRAMME DU PUIT PSR1 PRÈS DE GUIDEL AVEC LES DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES DE LA STATION LORIENT.	53
FIGURE 2-14 : NIVEAUX D'EAU ESTIMÉS AVEC LE MODÈLE GWHAT SELON L'INTERVALLE DE CONFIANCE GLUE DE 5 À 95% REPRÉSENTÉ EN GRIS PAR RAPPORT AUX NIVEAUX D'EAU MESURÉS EN BLEU POUR LE PUIT PSR1.	54
FIGURE 2-15 : DIAGRAMME DES GAMMES DE PROPORTIONS DES COMPOSANTES HYDROLOGIQUES OBTENUES AVEC LE MODÈLE GWHAT ET À PARTIR DES BILANS EN EAU ANNUELS DES PUITES DE GUIDEL, PLOEMEUR, GUILLIGOMARC'H ET HENNEBONT, SELON L'ANNÉE HYDROLOGIQUE DU QUÉBEC (1 ^{ER} OCTOBRE AU 30 SEPTEMBRE).....	61
FIGURE 2-16 : CARTE DE LA TOPOGRAPHIE (LIDAR 0,5M) A L'ECHELLE LOCALE ET LOCALISATION DES PUITES DE GUIDEL.	62
FIGURE 2-17 : RECHARGE ANNUELLE ESTIMÉE AVEC LE MODÈLE GWHAT POUR LE PUIT PSR1 SELON LES ANNÉES HYDROLOGIQUES DU QUÉBEC (1 ^{ER} OCTOBRE AU 30 SEPTEMBRE). LA COURBE ENVELOPPE ROUGE REPRÉSENTE L'INTERVALLE DE CONFIANCE GLUE ENTRE 25 ET 75% TANDIS QUE LES MOUSTACHES CORRESPONDENT AUX LIMITES D'INCERTITUDE POUR L'INTERVALLE DE CONFIANCE GLUE ENTRE 5 ET 95%.....	63
FIGURE 2-18 : BILAN EN EAU ANNUEL MOYEN ENTRE 2009 ET 2018 ESTIMÉ AVEC LE MODÈLE GWHAT POUR LE PUIT PSR1.....	64
FIGURE 2-19 : VARIABILITÉ DES COMPOSANTES DU BILAN HYDROLOGIQUE SUR LES MÉDIANES INTERANNUELLES (PERCENTILES 5, 25, 50, 75 ET 95) POUR TOUTES LES COMBINAISONS POSSIBLES DES PARAMÈTRES HYDROLOGIQUES POUR LE PUIT PSR1.....	65
FIGURE 2-20 : BILAN EN EAU MENSUEL MOYEN ENTRE 2009 ET 2018 ESTIMÉ AVEC LE MODÈLE GWHAT POUR LE PUIT PSR1.....	66
FIGURE 2-21 : COMPARAISON DES HYDROGRAMMES DE COURS D'EAU DU SCORFF AU PLOUAY ET DE LA LAÏTA À QUIMPERLÉ AVEC L'HYDROGRAMME DE PUIT SAINT-ÉLOI (GUILLIGOMARC'H) ENTRE 1993 ET 2018.....	72
FIGURE 3-1 : MODÈLE CONCEPTUEL DU SYSTÈME AQUIFÈRE RÉGIONAL 2D, VUE EN COUPE (LE LONG DE LA COUPE RÉGIONALE A-A'). EXAGÉRATION VERTICALE x40.	76
FIGURE 3-2 : MAILLAGE DU MODÈLE 2D DE LA COUPE A-A' (MODÈLE 2 PAR COUCHES).....	81
FIGURE 3-3 : À GAUCHE : DENSITÉ DE FRACTURES TRANSMISSIVES PAR MÈTRE CALCULÉ SUR UN INTERVALLE DE LONGUEUR DE 10 M ; À DROITE, ÉVOLUTION EN PROFONDEUR DE LA MÉDIANE (CARRÉS BLEUS) DE LA	

TRANSMISSIVITÉ DES FRACTURES CALCULÉE SUR UN INTERVALLE DE 10 M. LES BARRES REPRÉSENTENT L'INTERVALLE ENTRE LE 1ER ET LE 3ÈME QUANTILE. FIGURE TIRÉE DE ROQUES ET AL. (2016).	86
FIGURE 3-4 : EXEMPLE DE MESURES MRS (SONDAGES PAR RÉSONANCE MAGNÉTIQUE) (NAN13A), À GAUCHE : CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE ESTIMÉE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR, À DROITE : POROSITÉ ESTIMÉE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR (CORRIGÉE D'APRÈS (VOUILLAMOZ <i>ET AL.</i> , 2014) ; LES VALEURS SUR LE GRAPHIQUE PRÉSENTENT LES VALEURS MOYENNES POUR LES COUCHES. FIGURE TIRÉE DE DEWANDEL ET AL. (2021).	86
FIGURE 3-5 : EFFET DU NIVEAU DE LISSAGE DE LA TOPOGRAPHIE SUR LES FLUX SIMULÉS.	87
FIGURE 3-6 : SIMULATIONS DU MODÈLE 2D HOMOGENE ET ISOTROPE (MODÈLE 1.1) POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE K . RÉSEAU D'ÉCOULEMENT (À GAUCHE) ET FLUX À LA SURFACE (À DROITE). LES LIGNES HORIZONTALES À DROITE REPRÉSENTENT LA PLAGE DE LA RECHARGE ESTIMÉE (300 À 500 MM/AN).	89
FIGURE 3-7 : RÉSEAUX D'ÉCOULEMENT SIMULÉS DU MODÈLE 2D HOMOGENE ET ANISOTROPE (MODÈLE 1.2) POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE K ET DIFFÉRENTS RAPPORTS D'ANISOTROPIE (K_x/K_z).	93
FIGURE 3-8 : FLUX ENTRANTS À LA SURFACE POUR CHAQUE SIMULATION 2D DU SYSTÈME D'ÉCOULEMENT HOMOGENE ET ANISOTROPE (MODÈLE 1.2). LES LIGNES HORIZONTALES REPRÉSENTENT LA PLAGE DE LA RECHARGE ESTIMÉE (300 À 500 MM/AN).	94
FIGURE 3-9 : COMPARAISON DES MODÈLES HOMOGENE 1.1 ET PAR COUCHES 2.1 DANS DES CONDITIONS ISOTROPES.	95
FIGURE 3-10 : RÉSEAUX D'ÉCOULEMENT SIMULÉS DU MODÈLE 2D PAR COUCHES ISOTROPES (MODÈLE 2.2) POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE K ASSIGNÉES À L'HORIZON FISSURÉ ET AU ROC SAIN FRACTURÉ.	96
FIGURE 3-11 : SIMULATIONS DU MODÈLE 2D PAR COUCHE ET ANISOTROPE (MODÈLE 2.3.1) POUR TROIS VALEURS DE K DU ROC SAIN AVEC UN RAPPORT D'ANISOTROPIE DE 100. LES GRAPHIQUES DU HAUT MONTRENT LE RÉSEAU D'ÉCOULEMENT ET CEUX DU BAS LES FLUX À LA SURFACE DU MODÈLE.	97
FIGURE 3-12 : SIMULATIONS DU TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE DU ROC (MODÈLE 2.3.1).	98
FIGURE 3-13 : MAILLAGE DU MODÈLE 2D AVEC IDENTIFICATION ET AGRANDISSEMENT DES ZONES SIGNIFICATIVES D'ALTÉRITES LE LONG DE LA COUPE AA'.	99
FIGURE 3-14 SIMULATIONS DU MODÈLE 2D PAR COUCHE ET ANISOTROPE (MODÈLE 2.3.2) POUR TROIS VALEURS DE K DES ALTÉRITES AVEC UN RAPPORT D'ANISOTROPIE DE 100. LES GRAPHIQUES DU HAUT MONTRENT LE RÉSEAU D'ÉCOULEMENT ET CEUX DU BAS LES FLUX À LA SURFACE DU MODÈLE.	100
FIGURE 3-15 : SIMULATIONS DU MODÈLE 2D PAR COUCHE ET ANISOTROPE (MODÈLE 2.3.2) POUR LE TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE DES ALTÉRITES.	100

FIGURE 3-16 : PROFILS DE DIMINUTION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE DANS LE ROC SAIN (ÉCHELLE LOGARITHMIQUE) EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR LES DEUX TYPES DE DIMINUTION TESTÉS.	101
FIGURE 3-17 : SIMULATIONS 2D DU SYSTÈME D'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN POUR LES DEUX TYPES DE DIMINUTION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR INCLUANT LES FLUX ENTRANTS À LA SURFACE GÉNÉRÉS POUR CHAQUE CAS (MODÈLE 2.3.3).	103
FIGURE 3-18 : SIMULATIONS DU TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES POUR LES DEUX TYPES DE DIMINUTION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR (MODÈLE 2.3.3).	103
FIGURE 3-19 : SIMULATIONS DU TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES AINSI QUE DU TRAÇAGE DES PARTICULES (MODÈLE 2.3.3).	105
FIGURE 4-1 : MODÈLE CONCEPTUEL DU SYSTÈME AQUIFÈRE RÉGIONAL 3D (VUE EN COUPE LE LONG DE LA COUPE RÉGIONALE A-A'). EXAGÉRATION VERTICALE X40.	108
FIGURE 4-2 : VUE EN PLAN DU MODÈLE 3D, SELON LES COORDONNÉES X-Y, INCLUANT LES STRUCTURES HYDROGÉOLOGIQUES ET LES LIMITES DU MODÈLE. LA LARGEUR MAXIMALE DU MODÈLE EST D'ENVIRON 36 KM ET SA LONGUEUR D'UN PEU PLUS DE 50 KM. LA LIGNE A-A' REPRÉSENTE LA POSITION DES MODÈLES 2D (VOIR SECTION 3).	109
FIGURE 4-3 : VISUALISATION, SELON LES COORDONNÉES X-Y, DE LA DISCRÉTISATION DE BASE DU MODÈLE RÉGIONAL INCLUANT LES NŒUDS À RAFFINER (GAUCHE) ET LE MAILLAGE FINAL DU MODÈLE APRÈS RAFFINAGE ET LISSAGE (DROITE). LA VIOLATION DU CRITÈRE DE DELAUNAY EST AUSSI PRÉSENTÉE.	112
FIGURE 4-4 : DOMAINE DU MODÈLE RÉGIONAL 3D ILLUSTRANT LE MAILLAGE, LES COUCHES ET LES CONDITIONS LIMITES (EXAGÉRATION VERTICALE X15). LES POINTS BLEUS INDIQUENT DES CHARGES IMPOSÉES AUX COURS D'EAU ET À LA MER TANDIS QUE LES POINTS BLANCS REPRÉSENTENT DES FAILLES (AU CENTRE DU MODÈLE) OU DES CONTACTS LITHOLOGIQUES (AU SUD DU MODÈLE PRÈS DES SITES DE GUIDEL ET PLOEMEUR).	114
FIGURE 4-5 : REPRÉSENTATION DE L'IMPOSITION DES CONDUCTIVITÉS HYDRAULIQUES (M/S) POUR LES UNITÉS D'HORIZON FISSURÉ ET D'ALTÉRITES (SLICE 1).	117
FIGURE 4-6 : COMPARAISON DES PROFILS DE DIMINUTION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE DANS LE ROC SAIN (ÉCHELLE LOGARITHMIQUE) EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR LES MODÈLES RÉGIONAUX 2D ET 3D.	118
FIGURE 4-7 : VALEURS DE POROSITÉ IMPOSÉES POUR LES TROIS UNITÉS HYDROGÉOLOGIQUES LE LONG DE LA COUPE 2D AA'. LES ZONES ROUGES CORRESPONDENT AUX ALTÉRITES, LES ZONES VERTES À L'HORIZON FISSURÉ ET LE MAUVE AU ROC SAIN FRACTURÉ. EXAGÉRATION VERTICALE X20.	119
FIGURE 4-8 : VUE EN PLAN DU MODÈLE RÉGIONAL 3D PRÉSENTANT LA POSITION DES CINQ COUPES 2D. LES POINTS JAUNES REPRÉSENTENT LA LOCALISATION DES PUIXS DE GUIDEL ET PLOMEUR.	121

FIGURE 4-9 : LOCALISATION ET REPRÉSENTATION DES CINQ COUPES 2D EN TROIS DIMENSIONS. LA LIGNE JAUNE REPRÉSENTE LE COURS D'EAU LE SCORFF. EXAGÉRATION VERTICALE X20.	122
FIGURE 4-10 : CARTES DES GRADIENTS HYDRAULIQUES VERTICAUX POUR LES UNITÉS D'HORIZON FISSURÉ ET D'ALTÉRITES DU MODÈLE RÉGIONAL 3D POUR LE CAS DE SIMULATION 1 - SANS FAILLE (GAUCHE) ET DU CAS DE SIMULATION 2 - AVEC FAILLES (DROITE).....	125
FIGURE 4-11 : CARTE DE LA DIFFÉRENCE DES GRADIENTS HYDRAULIQUES VERTICAUX ENTRE LES MODÈLES 1 (SANS FAILLE) ET 2 (AVEC FAILLES). LES GRADIENTS DU MODÈLE 2 ONT ÉTÉ SOUSTRATS À CEUX DU MODÈLE 1.	126
FIGURE 4-12 : CHARGES HYDRAULIQUES SIMULÉES LE LONG DE LA COUPE 2D AA'. LA FIGURE DU HAUT PRÉSENTE LE CAS 1 SANS FAILLE ET CELLE DU BAS PRÉSENTE LE CAS 2 AVEC FAILLES. EXAGÉRATION VERTICALE X20.....	127
FIGURE 4-13 : FLUX DE DARCY SIMULÉS LE LONG DE LA COUPE 2D AA' (REPRÉSENTATION LOGARITHMIQUE). LA FIGURE DU HAUT PRÉSENTE LE CAS 1 SANS FAILLE ET CELLE DU BAS PRÉSENTE LE CAS 2 AVEC FAILLES. EXAGÉRATION VERTICALE X20.	129
FIGURE 4-14 : FLUX DE DARCY SIMULÉS LE LONG DES COUPES NORD ET CENTRE-NORD (REPRÉSENTATION LOGARITHMIQUE). LA FIGURE DU HAUT PRÉSENTE LE CAS 1 SANS FAILLE ET CELLE DU BAS PRÉSENTE LE CAS 2 AVEC FAILLES. EXAGÉRATION VERTICALE X10.	130
FIGURE 4-15 : FLUX DE DARCY SIMULÉS LE LONG DES COUPE SUD ET CENTRE-SUD (REPRÉSENTATION LOGARITHMIQUE). LES FIGURES DU HAUT PRÉSENTENT LE CAS 1 SANS FAILLE ET CELLES DU BAS PRÉSENTENT LE CAS 2 AVEC FAILLES. EXAGÉRATION VERTICALE X10.....	131
FIGURE 4-16 : TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES SIMULÉ LE LONG DE LA COUPE 2D AA' (REPRÉSENTATION LOGARITHMIQUE). LA FIGURE DU HAUT PRÉSENTE LE CAS 1 SANS FAILLE ET CELLE DU BAS PRÉSENTE LE CAS 2 AVEC FAILLES. EXAGÉRATION VERTICALE X20.	132
FIGURE 4-17 : TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES SIMULÉ LE LONG DES COUPES NORD ET CENTRE-NORD (REPRÉSENTATION LOGARITHMIQUE). LA FIGURE DU HAUT PRÉSENTE LE CAS 1 SANS FAILLE ET CELLE DU BAS PRÉSENTE LE CAS 2 AVEC FAILLES. EXAGÉRATION VERTICALE X10.....	134
FIGURE 4-18 : TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES SIMULÉ LE LONG DES COUPES SUD ET CENTRE-SUD (REPRÉSENTATION LOGARITHMIQUE). LES FIGURES DU HAUT PRÉSENTENT LE CAS 1 SANS FAILLE ET CELLES DU BAS PRÉSENTENT LE CAS 2 AVEC FAILLES. EXAGÉRATION VERTICALE X10.	134
FIGURE 4-19 : COMPARAISON DES CHARGES HYDRAULIQUES SIMULÉES POUR LE MODÈLE RÉGIONAL 2D (COUPE DU HAUT) ET POUR LE MODÈLE RÉGIONAL 3D (COUPE DU BAS). EXAGÉRATION VERTICALE X20.	136
FIGURE 4-20 : COMPARAISON DES SIMULATIONS DU TRANSPORT ADVECTIF-DISPERSIF DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES POUR LE MODÈLE RÉGIONAL 2D (COUPE DU HAUT) ET POUR LE MODÈLE RÉGIONAL 3D (CAS 1 SANS FAILLE, COUPE DU BAS). EXAGÉRATION VERTICALE X20.	138

LISTE DES ABRÉVIATIONS

AWB : Bilan en eau d'un aquifère à nappe libre (*Aquifer Water Budget*)

BFI : *Base Flow Index*

CMR : Courbe maîtresse de récession

DREAL : Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de Bretagne

ESPERE : Estimation de la Pluie Efficace et de la Recharge

ETR : Évapotranspiration réelle

FEFLOW : *Finite Element subsurface FLOW system*

GLUE : *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*

GWHAT : *Ground-Water Hydrograph Analysis Toolbox*

NGF : Nivellement général de la France

RMSE : Erreur quadratique moyenne (*Root-Mean-Square Error*)

RPG : Registre parcellaire graphique

SMB : Bilan hydrologique de surface (*Soil Moisture Balance*)

WTF : Méthode de fluctuation de la nappe (*Water Table Fluctuation*)

1. INTRODUCTION

L'eau souterraine est une ressource essentielle pour l'approvisionnement en eau, les industries, l'agriculture, ainsi que pour les écosystèmes naturels. Depuis quelques années, la commune de Guidel, en Bretagne, est en croissance démographique, tout comme le reste de la France. En 2016, la population de cette commune a été recensée à 11 807 habitants et ce chiffre augmente d'environ 2% annuellement (Ville-data, 2019). Ainsi, les besoins d'approvisionnement en eau augmentent et des recherches en eau souterraine ont été réalisées dans le département du Morbihan entre les années 2007 et 2011 pour subvenir à ces besoins. Des sites favorables dans le secteur de Guidel et des communes environnantes ont été étudiés afin d'évaluer le potentiel d'alimentation en eau potable. Suivant les travaux de reconnaissance, le site de Guidel a été jugé potentiellement adéquat pour le prélèvement d'eau potable. En effet, les travaux à ce site ont confirmé qu'il serait possible d'exploiter une eau souterraine de bonne qualité au débit moyen de 2500 m³/jour (Lithologic, 2008). De plus, l'essai de pompage qui a eu lieu en 2007 a démontré que la réalimentation effective de la nappe se fait par les pluies hivernales (décembre et janvier) et que l'aire d'alimentation s'étend vers l'Est, c'est-à-dire vers les terres (Lithologic, 2008). Des travaux pour transformer trois sondages de reconnaissance en trois forages d'essai-exploitation et la mise en place de nouveaux piézomètres ont ensuite été réalisés.

L'aquifère exploitable à Guidel est constitué d'un socle cristallin fissuré. Depuis plusieurs années, ce type de ressource en eau a été étudié plus en détails en raison de sa complexité et de son importance au niveau mondial (Dewandel *et al.*, 2021; Lachassagne *et al.*, 2021). La fracturation naturelle des aquifères de socle peut résulter des phénomènes de décompression (Taylor & Howard, 2000), d'événements tectoniques (Houston & Lewis, 1988), de l'évolution diagénétique (Mougin *et al.*, 2008) ou de la mise en place même de la roche cristalline, notamment pour les plutons granitiques (Wright, 1992). Ainsi, cette fracturation crée de l'hétérogénéité (Leray, 2012). Ces systèmes sont aussi hétérogènes dus à l'altération chimique des failles et fissures qui sont présentes dans la roche dont la matrice est peu perméable. Cette hétérogénéité rend la caractérisation difficile, en plus du fait que les systèmes souterrains ne sont pas facilement accessibles.

Considérant le besoin de mieux comprendre les aquifères de socle, suite aux travaux d'approvisionnement en eau gérés par Lorient Agglomération le site de Guidel est devenu un site hydrogéologique du réseau national H+ (Réseau National de Sites Hydrogéologiques, 2019). Cet observatoire peut ainsi développer une meilleure compréhension de la dynamique du système

aquifère pour éventuellement aider à évaluer les impacts de l'exploitation et déterminer si cette exploitation est durable. Les travaux de l'observatoire permettront donc de mieux gérer de façon durable l'exploitation de l'aquifère de socle cristallin pour les fins d'approvisionnement en eau potable, tout en développant la compréhension de ce type d'aquifère.

1.1 Problématique et région d'étude

Le présent mémoire documente les résultats d'un projet de recherche réalisé dans le cadre d'une maîtrise en sciences de la Terre. Ce projet découle d'une collaboration entre des équipes de l'Institut national de la recherche scientifique (centre Eau Terre Environnement) et de l'Université de Rennes 1 (Géosciences Rennes). Les travaux ont porté sur le contexte régional dans lequel se trouve le site de Guidel. L'annexe I présente des cartes de la région d'étude qui illustrent les conditions régionales et locales décrites dans la présente section.

Le site à l'étude s'étend sur environ 9 km² et se situe à la jonction entre les communes de Guidel et de Ploemeur (carte I-1 à l'annexe I). L'océan Atlantique limite la partie sud-ouest du site d'étude. Les communes de Guidel et Ploemeur font partie du département du Morbihan, en Bretagne, au nord-ouest de la France. Le climat de la région est tempéré et océanique, tandis que l'occupation principale des sols pour le site de Guidel est l'élevage et l'agriculture (carte I-2). Le site est marqué par une topographie relativement faible variant de 0 à 52 m par rapport au niveau moyen de la mer et certains cours d'eau se déversant dans l'océan Atlantique caractérisent également le site (carte I-3). Le site Natura 2000 « Rivière Laïta, Pointe du Talud, étangs du Loc'h et de Lannéec » se situe, entre autres, sur les communes de Guidel et de Ploemeur. La partie « littoral de Guidel-Ploemeur » du site est composée de différents habitats naturels, tels que des dunes, des landes, des marais et des prairies humides (Lorient Agglomération, 2017), ce qui fait que le site est un écosystème sensible dépendant de l'apport d'eau souterraine. Les limites des aires protégées sont visibles sur la carte I-4 de l'annexe I.

Le site de Guidel fait partie du réseau national des sites hydrogéologiques H+ créé en 2002 pour fournir des données pertinentes pour la compréhension du cycle de l'eau et des éléments transportés dans les aquifères à partir d'un réseau de sites expérimentaux (Réseau National de Sites Hydrogéologiques, 2019). L'observatoire de Guidel est étudié et instrumenté depuis 2009, mais il demeure à l'état « naturel » (Guillaumot, 2018). L'observatoire de Ploemeur, situé à moins de 5 km de Guidel, fait aussi partie de ce réseau national, mais il est instrumenté et étudié depuis sa mise en pompage en 1991 (Guillaumot, 2018). Ce dernier site est exploité pour alimenter en eau potable la commune de Ploemeur de 20 000 habitants avec plus d'un million de mètres cubes

par an (Guillaumot, 2018; Leray, 2012). Ce fort débit d'exploitation est possible grâce aux fractures qui se trouvent à environ 400 m de profondeur au contact lithologique subhorizontal entre le sommet du granite de Ploemeur et la couche superposée de micaschistes. La zone de pompage se trouve donc à l'intersection de deux structures majeures, soit la zone de contact lithologique granite-micaschiste et une zone de failles subverticales, ce qui fait que Ploemeur a une productivité exceptionnelle pour un milieu cristallin. D'autre part, le pompage actif influence la profondeur de la nappe à Ploemeur. En effet, la nappe atteint 15 à 20 m de profondeur dans la zone de pompage, mais elle est située à environ 5 m en s'éloignant de cette zone (Roques *et al.*, 2018).

Selon Lithologic (2008), l'aquifère de Guidel est micaschisteux, confiné et localement fracturé, ce qui suppose une porosité de fissures. Selon le modèle géologique numérique créé par des chercheurs de l'Observatoire des sciences de l'Univers de Rennes (OSUR) et Guillaumot (2018), la structure générale de Guidel se compose d'une couche d'altérites d'épaisseur comprise entre 0 et 30 m, dont la porosité engendre une recharge efficace lors d'événements pluvieux, suivie de séries micaschisteuses, d'une zone de transition (ou de contact) qui plonge vers le nord et de granite. Globalement, la structure géologique générale du site de Guidel ressemble à celle de Ploemeur. Par contre, la zone de contact entre les micaschistes et le granite affleure à plusieurs centaines de mètres au sud de Guidel. Ainsi, les forages à Guidel n'atteignent pas le granite qui plonge vers le nord. Ces forages rejoignent tout de même une zone fracturée et productive indiquant la proximité de la zone de contact entre les micaschistes et le granite sous-jacent (Guillaumot, 2018). En effet, tel que visible sur les descriptions techniques des forages (annexe II), les apports d'eau les plus importants semblent provenir des zones fracturées à grandes profondeurs dans les formations de micaschistes. Donc, malgré leur proximité, les sites de Ploemeur et de Guidel n'exploitent pas l'eau souterraine à partir des mêmes structures.

Les aquifères cristallins sont rarement très productifs puisque les roches de socles sont généralement caractérisées par une perméabilité et des capacités de stockage faibles. En effet, les roches des socles anciens, généralement métamorphiques ou intrusives, sont reconnues comme étant massives et imperméables. La présence d'eau souterraine dépend des modifications physiques, dont l'altération et la fracturation, subies par ces massifs rocheux suivant leur formation (Berkowitz, 2002; Lachassagne *et al.*, 2021; Mougin *et al.*, 2008; Riebe *et al.*, 2017). La Bretagne est principalement constituée de roches cristallines et l'alimentation en eau des communes provient majoritairement de l'eau de surface. Cependant, tout comme au site de Ploemeur, le socle cristallin à Guidel a le potentiel d'avoir une bonne productivité. Une étude de

Wyns *et al.* (2004), dans le Finistère Nord, a montré que dans le socle cristallin 80% de la réserve en eau souterraine est contenue dans l'horizon fissuré qui se trouve entre les altérites (lorsque présentes en surface) et le socle sain non altéré sous-jacent. Guillaumot (2018) soulève toutefois un point sur l'impact que peut avoir un prélèvement sur l'hydrologie du bassin et même des bassins alentour, dont une réduction des apports souterrains à la surface et une modification de la chimie de l'eau. À noter aussi que la couche d'altérites est particulièrement sensible à la pollution agricole diffuse (Aquilina *et al.*, 2015).

Un suivi de la géochimie et de la température de l'eau des forages, une station de jaugeage ainsi que d'autres instruments complètent le dispositif de mesure de la piézométrie à Guidel. La zone d'émergence qui caractérise Guidel repose sur des structures hétérogènes caractérisées par des flux souterrains importants localement. Les systèmes hétérogènes, comme ceux de la Bretagne, mènent également à des processus géochimiques complexes. La composition géochimique de l'eau souterraine provenant des forages est le résultat d'un mélange entre de l'eau moderne et une eau à long temps de résidence qui a évolué géochimiquement (Aquilina *et al.*, 2010; Guillaumot, 2018; Roques *et al.*, 2018). Pour comprendre le site de Guidel/Ploemeur, il est donc aussi essentiel de comprendre les conditions régionales qui engendrent ce type de mélange d'eau souterraine émergeant à Guidel. De plus, il faudrait prévoir les impacts liés à la déstabilisation des régimes hydrologiques naturels et les conditions nécessaires pour une exploitation durable de l'aquifère de Guidel.

1.2 Objectifs et approche générale

Le projet de recherche vise principalement la compréhension de la dynamique d'écoulement et du rôle de l'écoulement régional dans le système aquifère de socle de l'observatoire H+ à Guidel, en Bretagne. L'atteinte de cet objectif permettra, plus spécifiquement, de mieux comprendre d'où provient l'eau qui approvisionnera éventuellement les puits d'exploitation de Guidel et ce qui contrôle les écoulements d'eaux souterraines aux niveaux local et régional. La zone d'étude locale se limite aux communes de Guidel et Ploemeur. Le rectangle rouge sur la carte I-1 (Annexe I) correspond à la zone d'étude locale et il comprend le bassin versant de Guidel (hachuré en mauve). La zone d'étude régionale comprend quatre différentes portions de bassins versants au nord de la zone d'étude locale. Tel qu'identifié sur la carte I-1 (Annexe I) par les quatre zones hachurées, il s'agit des bassins de l'Ellé au Faouët, l'Isole à Quimperlé, la Laïta à Quimperlé et le Scorff au Plouay. Les objectifs spécifiques en lien avec les travaux de maîtrise sont 1) la compréhension de la position de Guidel dans le système d'écoulement régional ; 2) l'évaluation

du renouvellement du système d'écoulement (recharge) et 3) la compréhension de la dynamique régionale de l'écoulement de l'eau souterraine. Afin de réaliser ces objectifs spécifiques, les travaux comprennent trois volets distincts et interreliés : la définition des conditions hydrogéologiques, la modélisation numérique 2D du système aquifère régional et la modélisation numérique 3D du système aquifère régional.

Le premier volet permet de définir le contexte régional de la zone d'étude et d'estimer la recharge spatialement distribuée aux niveaux local et régional. Ce volet nécessite, entre autres, de faire l'acquisition des données (climatiques, géologiques, hydrologiques, etc.), de créer un atlas hydrogéologique sous forme de cartes (annexe I) et d'estimer les valeurs des paramètres et des composantes hydrologiques à l'aide de diverses approches complémentaires. Les cinq approches utilisées pour estimer la recharge locale et régionale sont détaillées dans la prochaine section. À l'échelle régionale, l'estimation est réalisée par bilan hydrologique global, à partir des données provenant du modèle hydrologique opérationnel de Météo-France SURFEX (Météo-France, 2018) et par séparation d'hydrogrammes de cours d'eau (avec filtre) (Eckhardt, 2005). À l'échelle locale, les deux approches utilisées sont l'interprétation directe des niveaux d'eau (*Water Table Fluctuation* WTF; Healy and Cook (2002)) et la méthode combinant le bilan de surface et le bilan d'aquifère (programme GWHAT; (Gosselin *et al.*, 2020b)). La définition des propriétés hydrogéologiques et des conditions de recharge permet ensuite de produire un modèle conceptuel représentatif de la région à l'étude.

Le deuxième volet de modélisation 2D permet d'identifier les conditions pouvant mener à un écoulement régional jusqu'aux sites de Guidel/Ploemeur, de comparer les âges des eaux souterraines obtenus des simulations avec les temps de résidence connus et, ainsi, de comprendre la position de Guidel dans le système d'écoulement régional. La modélisation numérique 2D (coupe régionale verticale) est réalisée avec le simulateur FLONET/TR2 (Molson & Frind, 2019), à partir d'un modèle conceptuel régional. Les simulations réalisées sur la coupe régionale 2D (coupe AA' de la carte I-1) du système aquifère permettent ainsi de définir les conditions et les propriétés hydrauliques plausibles pour représenter la dynamique d'écoulement régionale. Les éléments et les valeurs nécessaires pour bien représenter le système d'écoulement sont ensuite utilisés pour le modèle numérique 3D.

Le troisième volet permet, finalement, de mieux cerner les apports régionaux des eaux souterraines jusqu'au site de Guidel/Ploemeur et de définir les conditions d'exploitation durables des eaux souterraines dans le secteur de Guidel. La modélisation 3D de la zone d'étude régionale est réalisée avec FEFLOW (Diersch, 1998) à partir des résultats obtenus de la modélisation

numérique 2D. Le modèle 3D permet de mieux représenter la géométrie du système d'écoulement et les relations entre l'aquifère de socle et les cours d'eau dans le but de mieux définir les conditions représentatives des écoulements régionaux avec des mélanges d'eaux récentes et évoluées près du site de Guidel/Ploemeur. Les caractéristiques définies grâce aux travaux d'estimation de la recharge permettent aussi de calibrer les modèles régionaux 2D et 3D.

Le choix de réaliser une modélisation en 2D avant de proposer un modèle en 3D a été fait en tenant compte des avantages respectifs de ces deux types de modélisation. La modélisation 2D permet de faire efficacement l'exploration paramétrique des paramètres contrôlant le système d'écoulement et le temps de résidence de l'eau souterraine, notamment les propriétés hydrauliques, l'anisotropie et l'hydrostratigraphie. Toutefois, la modélisation 2D implique une simplification a priori du réseau d'écoulement qui est intrinsèquement en trois dimensions et influencé par la géométrie des cours d'eau. Ainsi, après avoir évalué la plage de paramètres « plausibles » à l'aide de la modélisation 2D, la modélisation 3D a été réalisée afin de mieux représenter la géométrie de l'écoulement et pour tester des hypothèses, notamment sur le rôle des singularités comme les failles et les zones de contact et, surtout, de proposer un outil de gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant.

1.3 Revue de la littérature

1.3.1 Les aquifères de socle de la Bretagne

Les aquifères de socle en Bretagne sont principalement caractérisés par trois zones (ou couches) distinctes, tel que présenté dans la figure 1-1 : 1) les altérites, 2) l'horizon fissuré et 3) le roc sain (BRGM, 2018; Wyns *et al.*, 2004). Mougin *et al.* (2008) et Maréchal *et al.* (2003) mentionnent que ces couches jouent des rôles hydrogéologiques distincts dans la circulation et l'exploitation de l'eau souterraine. De façon générale, ces auteurs indiquent que les altérites représentent une zone de réserve de l'eau puisqu'elles sont peu perméables, mais relativement poreuses (~10%). L'horizon fissuré possède des fonctions capacitive et surtout transmissive puisque c'est une zone assez perméable due aux nombreuses fissures qui s'y trouvent. La porosité de l'horizon fissuré est plus faible que celle des altérites mais tout de même significative (1 à 5%). Le roc sain est peu perméable et la conductivité hydraulique de cette zone diminue généralement en fonction de la profondeur (Achtziger-Zupančič *et al.*, 2017; Ingebritsen & Manning, 2010; Lachassagne *et al.*, 2021). De plus, le roc sain est peu poreux et la fracturation est discontinue.

Les manteaux d'altération épais se sont formés lors de longues périodes d'émergence sous des climats humides et chauds (Mougin *et al.*, 2008). Les périodes qui ont été les plus favorables sont le Crétacé inférieur et le début du Tertiaire, d'une durée de 20 à 35 millions d'années chacune (Mougin *et al.*, 2008). La carte de l'épaisseur de la région d'étude des altérites est présentée à l'annexe I (carte I-5). Selon le rapport du SILURES Bretagne (Mougin *et al.*, 2008), « à l'échelle régionale, pour une lithologie homogène donnée, la base des altérites est globalement parallèle à l'ancienne surface topographique ». Cependant, tel que visible sur la figure 1-1, cette surface de base peut s'approfondir fortement le long de certains couloirs de fracturation tectonique ou se réduire considérablement en fonction des hétérogénéités lithologiques et de l'érosion. Lorsque les altérites sont absentes, l'horizon fissuré affleure.

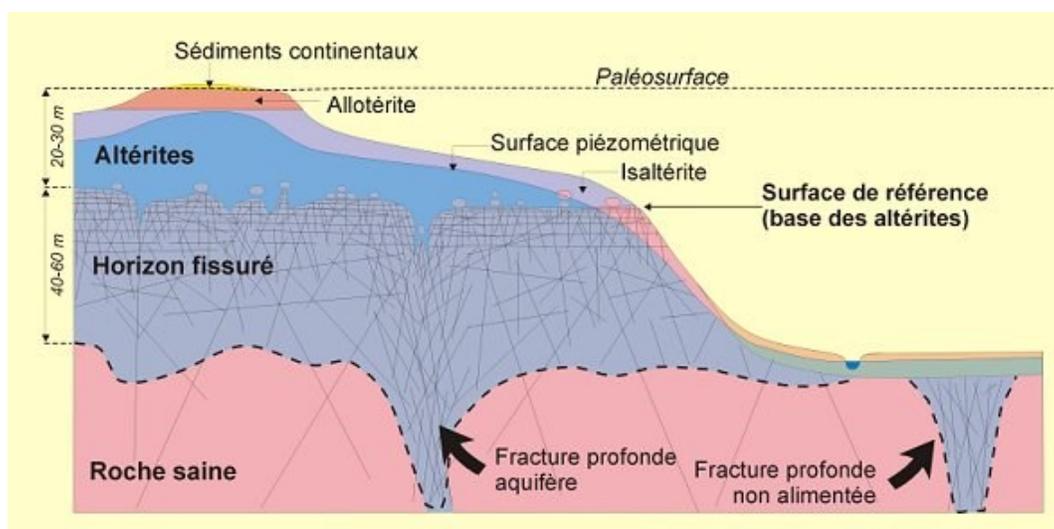


Figure 1-1 : Profil d'altération typique des aquifères de socle cristallin (BRGM (2018); adapté de Wyns *et al.* (2004)).

Le projet SILURES Bretagne (Mougin *et al.*, 2008) a détaillé le profil d'altération type en domaine granitique, sous la couche de sédiments continentaux pénécotemporains (figure 1-1). D'abord, la cuirasse latéritique est, parfois, encore présente et correspond à une couche d'épaisseur variable (0 à quelques mètres). Deux horizons d'altération situés dans les premiers mètres peuvent être reconnus comme des altérites. Les allotérites (quelques mètres à une dizaine de mètres) représentent une altérite dont le volume a été réduit et la texture non préservée par rapport à la roche mère initiale. À l'inverse, les isaltérites (plusieurs dizaines de mètres) représentent une altérite isovolumique dont la texture de la roche mère est préservée. Celles-ci sont caractérisées par une porosité importante, due au remplacement par des vides des éléments chimiques dissous, engendrant une fonction capacitive de l'eau souterraine. En contexte schisteux, les allotérites correspondent à une argile très peu perméable, tandis que les isaltérites

sont à dominance silto-argileuse et faiblement perméables, bien que très poreuses. En contexte granitique, les allotérites correspondent plutôt à une arène argileuse à faible perméabilité et faible porosité efficace et les isaltérites sont considérées comme une arène sableuse perméable (Mougin *et al.*, 2008).

L'horizon fissuré correspond à la partie supérieure du substratum, dont l'épaisseur peut varier entre 40 et 70 m. La transition avec les altérites sus-jacentes est marquée par une grande quantité de microfissures (ordre du millimètre) au sommet de l'horizon fissuré (Maréchal *et al.*, 2003). La caractéristique principale de cette zone est la densité de la fissuration, laquelle décroît en profondeur. Les fissures sont ouvertes et, en moyenne, décimétriques dans les 15 premiers mètres, ce qui définit cet horizon comme un aquifère à perméabilité significative. Cependant, l'espacement entre les fissures et donc leur interconnexion diminue progressivement avec la profondeur. Conséquemment, la porosité et la perméabilité diminuent aussi avec la profondeur. L'orientation de la fissuration de l'horizon fissuré est majoritairement subhorizontale lorsque la roche mère est isotrope (ex. granite) puisque la dilatation engendrée par l'altération est seulement possible dans le sens vertical (Maréchal *et al.*, 2003; Mougin *et al.*, 2008). Des failles recoupant les structures horizontales peuvent aussi permettre la circulation de l'eau souterraine. Le roc sain est perméable localement seulement grâce aux fractures d'origine tectonique qui sont principalement subverticales (Maréchal *et al.*, 2003).

1.3.2 Contexte de la région de Ploemeur et Guidel

Le site de Guidel est localisé dans le département du Morbihan, lequel fait partie du Massif armoricain. Les hauteurs maximales de cette ancienne chaîne de montagnes vont de 150 à 200 m et sont définies par trois plateaux : le Plateau bas-normand, les Collines vendéennes et le Plateau ouest-armoricain. Des plateaux de plus basses altitudes (entre 30 et 100 m) connectent ces derniers, soit le Bas-plateau breton et les plateformes du Léon-Trégor et de Vannes (Balleuvre, 2016). La figure 1-2 montre que le site de Guidel se situe dans la zone de basse altitude de la plateforme de Vannes. À partir du Pléistocène, ces plateaux ont été modelés par le réseau hydrographique (Balleuvre, 2016). Le réseau hydrographique actuel est montré sur les cartes de l'annexe I.

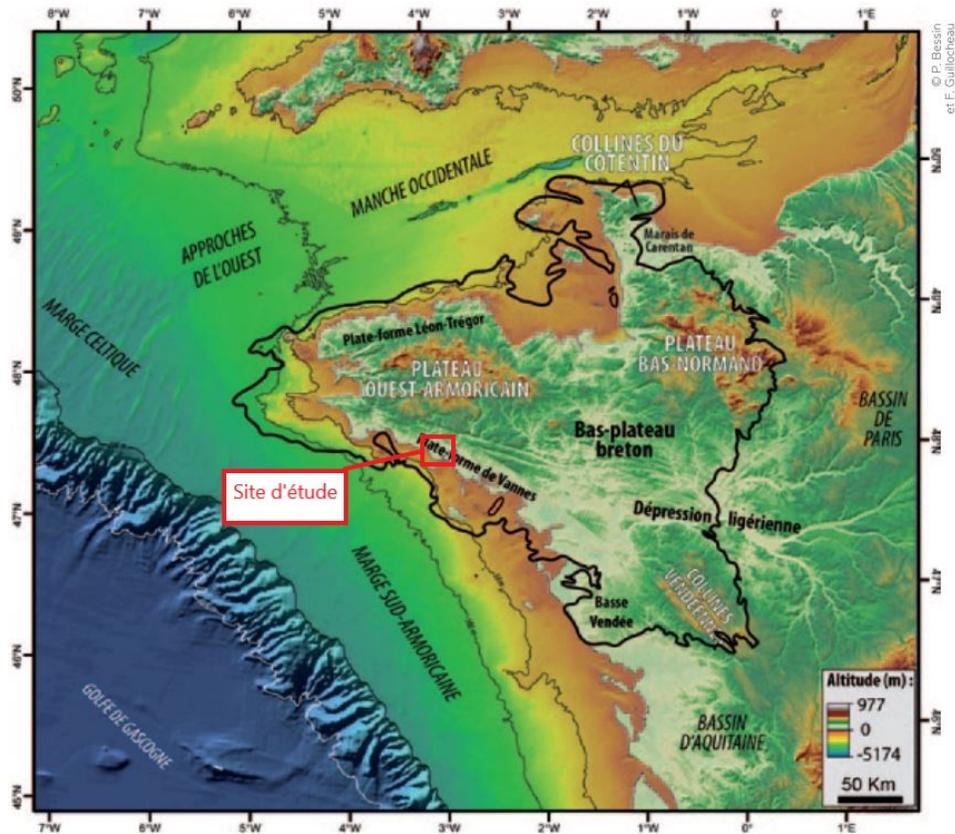


Figure 1-2: Ensembles topographiques majeurs du Massif armoricain (Ballevre, 2016).

Le département du Morbihan possède une géologie variée, caractérisée par des roches métamorphiques, magmatiques et sédimentaires. Le Massif armoricain se définit par quatre domaines distincts et le site de Guidel fait partie du domaine sud-armoricain. Le Massif armoricain est le résultat d'une pénéplation d'anciennes chaînes de montagnes datant de la fin du Protérozoïque et du Carbonifère. En effet, la chaîne cadomienne a été érodée pendant le Cambrien, puis une invasion marine a permis la sédimentation pendant l'Ordovicien. La deuxième phase résulte de la collision entre les plaques Gondwana (au sud) et Laurussia (au nord) pendant la période du Carbonifère (Ballevre *et al.*, 2013). Il s'agit de l'orogénèse hercynienne et cette chaîne de montagnes s'est érodée lors de la période Permo-Trias. Ainsi, les roches actuellement présentes dans le Morbihan ont été métamorphosées par enfouissement à de grandes profondeurs, produisant des schistes, des micaschistes et des gneiss. De plus, des intrusions plutoniques, de composition dioritique, gabbroïque et majoritairement granitique, se sont mises en place lors de l'orogénèse hercynienne (Conseil du Morbihan, 2010).

La géologie de la zone d'étude locale est caractérisée par quatre unités lithologiques majeures (carte I-6 à l'annexe I), soit des formations de granite au nord (granite de Guidel), de micaschistes,

de paragneiss et de leucogranite au sud. Quelques zones composées de colluvions associées aux cours d'eau se trouvent près des piézomètres de Guidel, tandis que les zones plus sableuses et vaseuses se retrouvent plutôt près des côtes. À l'échelle régionale en amont de Guidel/Ploemeur (carte I-6 à l'annexe I), la géologie est relativement la même qu'à l'échelle locale, sauf que des structures régionales recoupent la région d'est en ouest. La fracturation dans la région du Morbihan est associée au Cisaillement Sud Armoricaire (CSA) et aux failles qui y sont également liées. Cette zone de cisaillement N110° s'est formée au nord de Guidel pendant le Carbonifère et elle est caractérisée par des failles N20° subverticales à décrochement dextre. Ce CSA a permis la mise en place de leucogranites syncinématiques comme celui de Ploemeur (Balleve *et al.*, 2013). Les roches protérozoïques sont modérément déformées (plissées, schistosées et métamorphisées) et recouvertes de sédiments paléozoïques (Balleve *et al.*, 2013). Le régolithe, présent en surface et provenant de l'altération du granite, recouvre également une bonne partie du Morbihan. Il résulte d'altérations supergènes qui ont probablement eu lieu pendant le Crétacé et l'Éocène (Balleve, 2016) et forment un ensemble de roches généralement meubles, dont les altérites. La figure 1-1 de la section précédente montre le profil d'altération typique au sein des socles de type granitique.

1.3.3 Méthodes d'estimation de la recharge

Il est important de connaître le taux de recharge des aquifères puisque cette composante est un élément clé, notamment pour la gestion des ressources, l'écologie et le débit des cours d'eau (Gosselin, 2016). La recharge peut être définie comme le flux vertical descendant de l'eau qui atteint la nappe phréatique et entre dans la zone saturée (Rivard *et al.*, 2014). La recharge représente ainsi la fraction des précipitations qui percole à travers le sol et la zone non saturée pour réalimenter les nappes. La recharge d'un aquifère dépend de plusieurs facteurs, dont les conditions météorologiques, les caractéristiques géomorphologiques (pente, rugosité), la superficie de l'impluvium, les propriétés des sols (couverture végétale, type de sol, épaisseur de la réserve en eau utile) et les propriétés hydrodynamiques des matériaux entre la surface et la nappe (Lanini, 2020).

Différentes méthodes d'estimation de la recharge existent et elles ont toutes le même objectif : estimer la recharge de l'aquifère régional à partir des différentes composantes du bilan en eau d'un bassin versant, tel que montré à la figure 1-3.

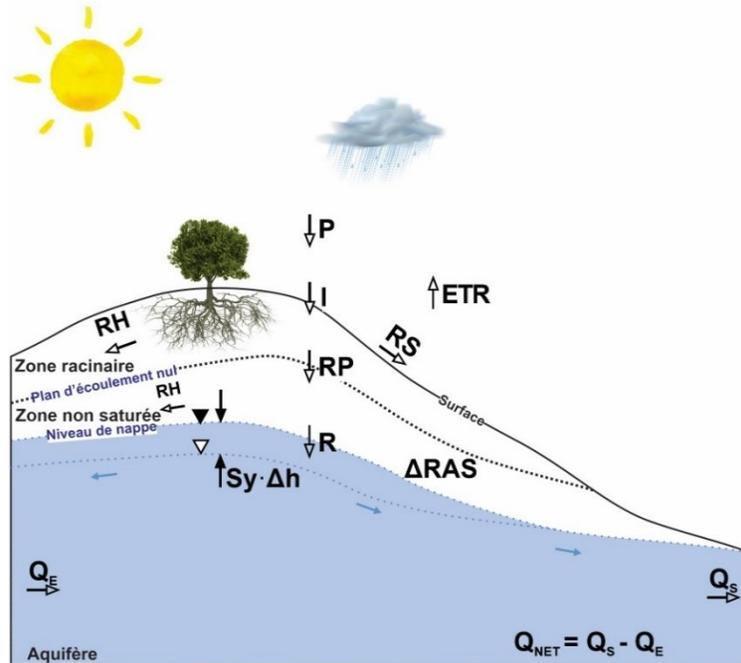


Figure 1-3 : Relation entre les différentes composantes utilisées pour estimer la recharge (les symboles sont définis dans le texte).

En général, le bilan hydrologique global d'un bassin versant est défini par l'équation 1 suivante dont les paramètres sont illustrés à la figure 1-3 (Scanlon *et al.*, 2002) :

$$P + Q_E = ETR + Q_S + \Delta RAS \quad (1)$$

où P : précipitations,

Q_E : débit entrant,

Q_S : débit sortant,

ETR : évapotranspiration réelle,

ΔRAS : variations de la réserve en eau utile dans le sol.

En se basant sur le principe de conservation de la masse, le bilan hydrologique représente les échanges entre trois zones hydrologiques ; la surface, la zone non saturée et la zone saturée. Les précipitations (P) et l'évapotranspiration réelle (ETR) font partie de la zone hydrologique de surface, les variations de stockage de l'eau (ΔRAS) sont une composante de la zone non saturée, tandis que les débits entrant et sortant peuvent faire partie de la zone saturée ainsi que des deux autres zones hydrologiques.

Plus spécifiquement, certaines méthodes sont basées sur l'écoulement de surface et d'autres sur l'écoulement souterrain. L'équation générale du bilan hydrologique de surface (*Soil Moisture*

Balance SMB), dont les composantes représentent l'écoulement de surface, est la suivante (Équation 2) (Rushton, 2004):

$$RP = I - ETR - \Delta RAS = P - RS - ETR - \Delta RAS \quad (2)$$

où RP : recharge potentielle,
 I : infiltration,
 RS : ruissellement de surface.

Ainsi, l'infiltration (I) représente la fraction des précipitations (P) qui entre dans le sol au-dessus de la zone racinaire déduite du ruissellement de surface (RS). Cette quantité d'eau est ensuite retournée en totalité ou en partie dans l'atmosphère par évapotranspiration réelle (ETR) ou bien elle est emmagasinée dans la zone vadose (ΔRAS) (Équation 2) (Rivard *et al.*, 2014). La quantité d'eau restante qui percole sous la zone racinaire, généralement en dessous du plan d'écoulement nul (figure 1-3), correspond à la recharge potentielle (RP) (Huchet, 2018). Cette recharge est dite potentielle, car il n'est pas certain que toute l'eau infiltrée atteigne la nappe. Enfin, la recharge nette (R) se définit par la recharge potentielle (RP) déduite du ruissellement hypodermique (RH), tel que présenté par les équations suivantes (Équations 3 et 4) (Croteau *et al.*, 2010; Healy, 2010; Rivard *et al.*, 2014):

$$R = RP - RH \quad (3)$$

$$R = P - RS - RH - ETR - \Delta RAS \quad (4)$$

où R : recharge nette,
 RH : ruissellement hypodermique.

À noter que la composante de ruissellement se subdivise en deux composantes, soit le ruissellement de surface (RS) et le ruissellement hypodermique (RH). Le ruissellement de surface correspond aux précipitations qui ne s'infiltrent pas dans le sol et le ruissellement hypodermique est la quantité d'eau qui ruisselle dans la sous-surface, soit dans les zones partiellement ou totalement saturées en eau (Rivard *et al.*, 2014). La plupart des méthodes ne distinguent pas la recharge nette (R) de la recharge potentielle (RP) et de l'infiltration (I).

L'équation générale du bilan en eau d'un aquifère à nappe libre (*Aquifer Water Budget* AWB), dont les composantes représentent l'écoulement souterrain, est la suivante (Équation 5) (Healy & Cook, 2002) :

$$Sy \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} = R - Q_{NET} \quad (5)$$

- où S_y : porosité de drainage,
 $\Delta h/\Delta t$: variation du niveau de la nappe en fonction du temps écoulé,
 Q_{NET} : débit souterrain net latéral de l'aquifère.

Tel que présenté sur la figure 1-3, le débit net correspond au débit entrant soustrait du débit sortant ($Q_{NET} = Q_E - Q_S$). Toutes les composantes hydrologiques présentées précédemment dans les équations sont également illustrées sur la figure 1-4 et elles sont regroupées selon les méthodes d'estimation qui les utilisent.

Il est nécessaire d'intégrer différentes approches pour estimer la recharge puisque ces méthodes s'appliquent à différentes échelles temporelles (journalière à annuelle) et spatiales (de locale à régionale) (Gosselin, 2016; Scanlon *et al.*, 2002). Les méthodes varient aussi en fonction du type de données qu'elles exploitent (météorologiques et hydrologiques) et l'efficacité des méthodes varie selon le type d'aquifère sur lequel elles sont appliquées (Lanini, 2020). De plus, Scanlon *et al.* (2002) suggèrent que les incertitudes de chaque approche d'estimation de la recharge démontrent qu'il est nécessaire d'appliquer différentes méthodes pour accroître la validité des estimations de la recharge. Finalement, plusieurs auteurs proposent l'usage simultané de diverses méthodes d'estimation puisque chacune possède des limites et ne considère pas les mêmes processus (Gosselin *et al.*, 2020a; Rivard *et al.*, 2014; Scanlon *et al.*, 2002), tel que montré à la figure 1-4.

De nombreuses techniques existent pour quantifier la recharge, basées sur une grande variété de mesures indirectes, comme les niveaux d'eau dans les puits d'observation, les débits de rivières, les mesures de températures et les traceurs géochimiques (De Vries & Simmers, 2002; Gosselin, 2016; Scanlon *et al.*, 2002). Selon Scanlon *et al.* (2002), les « techniques s'appuyant sur des données concernant les eaux de surface et la zone non saturée fournissent des estimations de recharge potentielle, tandis que celles basées sur les données des eaux souterraines donnent généralement des estimations de la recharge réelle ». Par exemple, les méthodes basées sur les débits de cours d'eau fournissent des valeurs de recharge potentielle et celles basées sur des mesures de niveaux d'eau dans les puits permettent plutôt d'obtenir des valeurs de recharge à la nappe.

Dans le cadre de notre étude, cinq approches d'estimation de la recharge ont été retenues pour estimer la recharge et comparer les résultats entre elles. La figure 1-4 présente les cinq approches d'estimation, soit trois approches visant à estimer la recharge au niveau régional en utilisant les débits de cours d'eau et deux autres approches ayant plutôt l'objectif d'estimer la

recharge à l'échelle locale à partir d'hydrogrammes de puits. L'application de multiples méthodes complémentaires permet de réaliser les objectifs liés à la recharge et d'accroître la validité des estimations de la recharge.

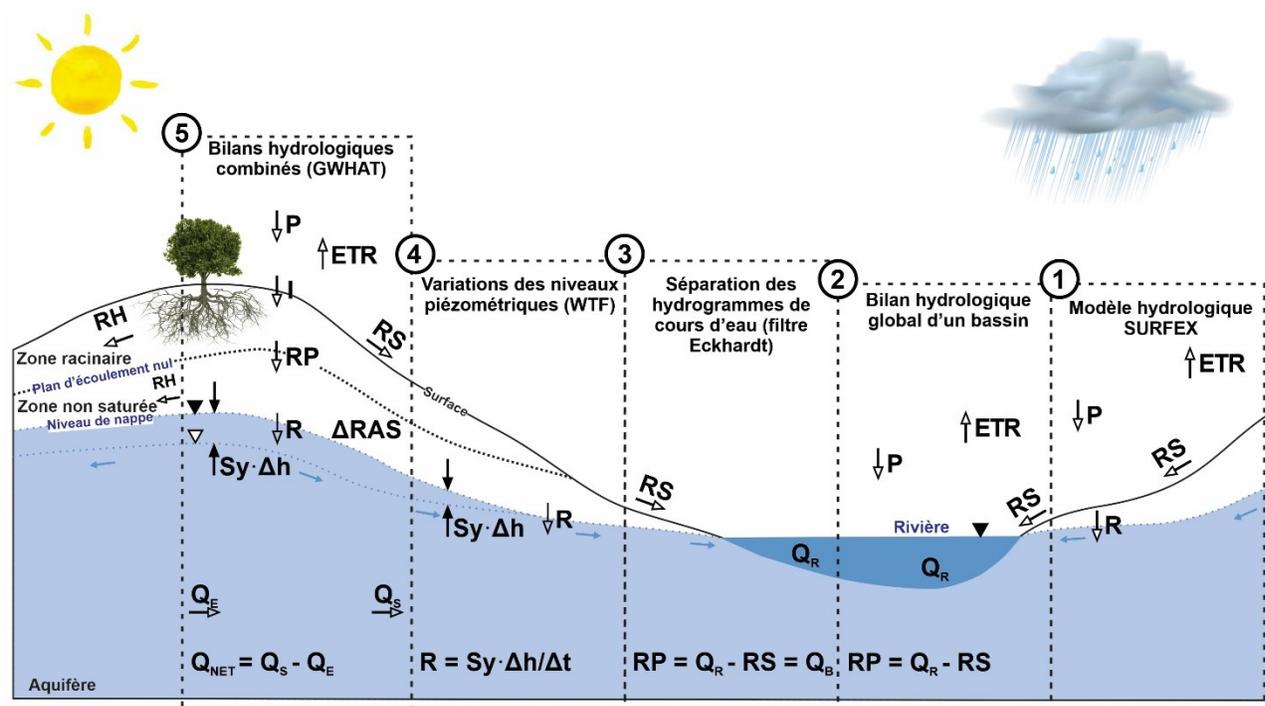


Figure 1-4 : Composantes du bilan hydrologiques utilisées dans les diverses méthodes d'estimation de la recharge : adapté de Rivard et al. (2014) et de Gosselin et al. (2018a).

Les trois approches utilisant des données sur les eaux de surface (méthodes 1, 2 et 3 sur la figure 1-4) estiment donc une recharge potentielle (RP) à l'échelle régionale et les valeurs obtenues doivent donc être comparées entre elles. Les approches 1 et 2 sont deux méthodes de bilan hydrologique global. Tel que montré sur la figure 1-4, le modèle hydrologique SURFEX (signifie « surface externalisée ») fournit des données modélisées de chacune des composantes d'un bilan hydrologique couvrant des bassins versants spécifiques (Le Moigne *et al.*, 2009). En étant couplée à un modèle de climat, la plateforme de modélisation SURFEX permet d'obtenir les données de précipitations, d'évapotranspiration réelle, de recharge potentielle et de ruissellement de surface. La méthode 2 utilise des mesures de débits de cours d'eau (Q_R), tel que montré à la figure 1-4. Ces débits de cours d'eau sont fournis par des stations de jaugeage qui couvrent des bassins versants en amont et ils représentent la somme de la recharge potentielle et du ruissellement de surface. Le bilan hydrologique résultant de cette méthode est partiel puisque les seules données réelles sont les débits de cours d'eau et les précipitations provenant de données

météorologiques. L'évapotranspiration réelle est donc la différence entre les précipitations et le débit de la rivière. De plus, ce débit total englobe le ruissellement et le débit de base provenant de l'eau souterraine, il est donc nécessaire d'imposer un coefficient de ruissellement pour séparer les apports de surface (RS) et souterrain (RP). La méthode 3 utilise aussi directement des mesures continues des débits de cours d'eau ; il s'agit de l'estimation par séparation d'hydrogrammes de cours d'eau. Cette méthode est semblable à la méthode 2, mais le débit total est séparé en composantes de surface et souterraine à l'aide d'un filtre (Eckhardt, 2005). En appliquant un filtre sur le débit total d'un cours d'eau, le débit de base du cours d'eau (Q_B) est obtenu, lequel représente la lame d'eau infiltrée. La différence entre le débit total et le débit de base, considéré comme la recharge potentielle, correspond au ruissellement de surface.

Les deux autres approches utilisant plutôt des données sur les eaux souterraines (méthodes 4 et 5 sur la figure 1-4) estiment la recharge nette (R) qui atteint la nappe à l'échelle plus locale et les valeurs obtenues sont également comparées entre elles seulement. La méthode 4 d'interprétation directe des niveaux d'eau (WTF) est basée sur la résolution d'un bilan en eau d'un aquifère libre (Healy & Cook, 2002). La méthode exploite les chroniques piézométriques journalières des puits d'observation et nécessite la connaissance de la porosité de drainage (S_y) de l'aquifère. Cette approche suppose que « les variations de niveau de la nappe (Δh) sont provoquées essentiellement par la lame d'eau qui parvient à la surface libre de la nappe, toutes les autres composantes du bilan étant sans action (donc nulles) durant le laps de temps (Δt) » (Lanini, 2020). En général, l'application de la méthode consiste à interpréter graphiquement les hausses du niveau d'eau liées aux épisodes de recharge, ce qui est une pratique subjective et qui prend du temps (Gosselin, 2016). De plus, la nécessité d'avoir des puits d'observation où les niveaux d'eau souterraine sont mesurés avec des capteurs de pression automatique sur une base quotidienne (ou plus) et d'estimer précisément la valeur de la porosité de drainage de l'aquifère représentent d'autres difficultés majeures (Gosselin, 2016; Healy & Cook, 2002). La méthode d'estimation 5, c'est-à-dire le modèle GWHAT, fait intervenir plusieurs paramètres et composantes du bilan hydrologique dans le but de reproduire le comportement de la nappe libre suivant la recharge. En effet, les hydrogrammes de puits combinés aux bilans hydrologiques de surface permettent d'estimer la recharge à une échelle locale, soit autour des puits. Cette approche, automatisée par Gosselin *et al.* (2018), utilise donc les mesures de niveaux d'eau dans les puits ainsi que les données météorologiques. Le principe est 1) d'estimer des taux quotidiens de recharge avec la méthode du bilan hydrologique de surface et 2) calculer les variations du niveau des eaux souterraines correspondantes en utilisant la porosité de drainage de l'aquifère libre (Gosselin, 2016). Plusieurs combinaisons de valeurs des paramètres hydrologiques peuvent

fournir des résultats acceptables semblables aux niveaux d'eau observés, tout en utilisant des valeurs très différentes. Cela est causé par le niveau élevé d'intercorrélation entre les différents paramètres du SMB et du AWB (Gosselin, 2016). Ainsi, la calibration du modèle et l'évaluation des incertitudes sur les hydrogrammes synthétiques sont réalisées à partir de la méthode GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*) (Beven & Binley, 1992; Beven & Binley, 2014; Gosselin et al., 2018a).

1.3.4 Modélisation numérique

Dans le but de mieux comprendre la dynamique d'écoulement de l'eau souterraine et de tester différentes hypothèses émises suivant l'estimation de la recharge, la modélisation numérique des écoulements souterrains complètera les travaux de recherche. Un modèle régional 2D est d'abord réalisé pour permettre une exploration paramétrique de base, c'est-à-dire l'effet de la conductivité hydraulique, de l'anisotropie et de l'hydrostratigraphie sur le réseau d'écoulement et le partitionnement et la distribution des temps de résidence. Ensuite, le modèle régional 3D permet de confirmer les résultats obtenus avec le modèle 2D, de tester des hypothèses notamment sur le rôle des singularités comme les failles et les zones de contact et, surtout, de proposer un outil de gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant.

Le simulateur numérique FLONET/TR2 développé par Molson and Frind (2018) permet de réaliser un modèle numérique 2D à l'échelle régionale. FLONET/TR2 est un simulateur à éléments finis qui permet de simuler l'écoulement, le transport advectif-dispersif ainsi que le temps de résidence des eaux souterraines au sein d'un milieu poreux équivalent. Ce simulateur considère un régime d'écoulement permanent saturé, une distribution de la température uniforme et des contaminants aqueux dilués. Le module complémentaire TR2 permet d'estimer les temps de résidence des eaux souterraines en tenant compte de la dispersion (Molson & Frind, 2018).

Le calage du modèle par essais et erreurs permettra de vérifier si les paramètres hydrauliques initiaux intégrés au modèle à partir de la littérature et les plages de valeurs de la recharge estimées avec différentes méthodes sont appropriés pour permettre un écoulement régional avec des zones d'émergence d'eaux anciennes à Guidel/Ploemeur. Le temps de résidence des eaux souterraines peut aussi être simulé pour améliorer la définition des zones actives d'écoulement déduites des simulations et déterminer si le réseau d'écoulement engendre des mélanges entre des eaux évoluées et récentes (Huchet, 2018).

À partir des résultats obtenus de l'exercice d'estimation de la recharge et du modèle régional 2D, un modèle 3D régional est réalisé avec le simulateur numérique FEFLOW (*Finite Element*

subsurface FLOW system (Diersch, 2014)). FEFLOW est un programme informatique qui permet la simulation de l'écoulement des eaux souterraines, du transport de masse advectif-dispersif (de soluté ou de l'âge de l'eau) et du transfert de chaleur dans les milieux poreux et les milieux fracturés (MIKE Powered by DHI Software, 2016). Le programme résout l'équation de l'écoulement souterrain dans les conditions saturées et non saturées ainsi que l'équation de transport de masse et de chaleur à partir de la méthode des éléments finis (FEM). Cette méthode de discrétisation est flexible pour les géométries irrégulières puisqu'elle permet de générer des maillages rectangulaires, triangulaires et prismatiques. De plus, elle a la capacité d'appliquer avec précision les conditions aux limites appropriées sur des domaines complexes (Diersch, 2014). Les simulations d'écoulement et de transport des eaux souterraines, incluant le transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines, peuvent être réalisées pour des régimes permanent ou transitoire. Les équations gouvernantes peuvent être résolues « [pour des situations géométriques et paramétriques complexes comprenant une densité de fluide variable, une saturation variable, une ou plusieurs surfaces libres, une cinétique de réaction multi-espèces, un écoulement non isotherme et des effets multi-diffusifs (thermohaline)] » (Diersch, 2014).

Ainsi, la modélisation numérique 2D et 3D à l'échelle régionale permettra de mieux déterminer les apports régionaux au site de Guidel grâce aux simulations de circulation d'eau et de temps de résidence. De plus, ces modélisations permettront de déterminer les conditions nécessaires à l'écoulement régional et de définir le mélange des eaux anciennes et récentes qui émergent au site de Guidel.

2. CONDITIONS HYDROGÉOLOGIQUES ET RECHARGE

2.1 Contexte hydrogéologique

En général, le sens d'écoulement de l'eau se fait des altitudes les plus élevées aux plus faibles et des plateaux vers les rivières. Au site d'étude, l'écoulement naturel de l'eau souterraine se fait principalement du nord-ouest vers le sud-est (Roques *et al.*, 2018). Les bassins versants représentent les territoires délimités par une ligne de partage des eaux, alimenté par ruissellement et infiltration. Selon Saveli *et al.* (2019), le réseau hydrographique de la Bretagne est principalement composé de petits bassins versants situés le long du littoral. Le nombre important de très petits cours d'eau, dont la surface cumulée couvre près de 70% de la Bretagne, forme un réseau hydrographique dense et ramifié. De plus, en Bretagne on retrouve plus de 500 bassins versants dont l'exutoire débouche à la mer (Saveli *et al.*, 2019). Le découpage du réseau hydrographique est réalisé selon des aires hydrographiques décroissantes ; les régions hydrographiques, les secteurs hydrographiques, les sous-secteurs hydrographiques et les zones hydrographiques (Géoinformations - Espace interministériel de l'information, 2009).

Sur la carte I-7, il est possible d'identifier les quatre niveaux de découpage et, plus spécifiquement, les aires associées aux zones d'études locale et régionale. D'abord, les zones d'études font partie de la région des *Bassins de la Bretagne* et elles sont majoritairement associées aux secteurs des *Côtiers de la pointe du Raz au Blavet* et *Le Blavet de sa source à la mer*. Environ seize zones hydrographiques sont situées en amont du site local de Guidel et celles-ci font partie des sous-secteurs hydrographiques de *l'Isole et ses affluents*, *l'Ellé et ses affluents*, *le Scorff de sa source au Rau de Ponter Bellec*, *le Scorff du Rau de Ponter Bellec à la mer et la Laïta ou Elle de l'Isole à la mer et côtiers de la Laïta aux roches de Toulhars*. Afin de simplifier la lecture du mémoire, la zone hachurée mauve sur la carte I-7 est citée comme étant le bassin versant de Guidel. De plus, les quatre autres zones hachurées de couleurs présentées sur la carte I-7 représentent les portions des bassins versants (sous-secteurs hydrographiques) en amont des quatre stations de jaugeage. Encore dans le but de simplifier la lecture du mémoire, ces portions de sous-secteurs sont citées comme étant les bassins versants de l'Ellé au Faouët, l'Isole à Quimperlé, la Laïta à Quimperlé et le Scorff au Plouay. L'estimation de la recharge régionale est donc réalisée pour ces quatre bassins versants qui sont présumés être représentatifs des conditions hydrologiques des zones couvertes.

L'aquifère étudié est à nappe libre dans un milieu fissuré et fracturé. Tel que montré à la section 1.3.1, la lithologie varie en profondeur selon un profil d'altération typique de socle. Les propriétés

hydrauliques varient donc en fonction de la lithologie rencontrée. Le tableau 2-1 présente les plages de valeurs de la conductivité hydraulique (m/s) et de la porosité (%) associées aux différentes unités hydrogéologiques et géologiques que l'on retrouve dans la zone d'étude régionale. Cette compilation est basée sur les différentes valeurs trouvées dans la littérature et les références associées sont détaillées.

Ainsi, les altérites sont caractérisées par une conductivité hydraulique relativement faible et une porosité qui peut être très variable, mais forte par rapport au roc. L'horizon fissuré est davantage perméable grâce aux nombreuses failles et fissures qui distinguent cette zone. Cette dernière possède cependant une porosité plus faible que les altérites et elle est principalement considérée comme une porosité de fissures. La conductivité hydraulique du roc sain est beaucoup plus faible que celle des deux autres zones sus-jacentes, mais la valeur dépend de la profondeur et du type de roche. En effet, les données provenant de la littérature, associées à différentes roches dans la région d'étude, montrent une variation entre 10^{-7} et 10^{-6} m/s. De plus, considérant le profil d'altération typique d'un socle cristallin (section 1.4.1), cette conductivité hydraulique diminue en fonction de la profondeur puisque la densité de fractures est restreinte. Selon Maréchal *et al.* (2003), une forte anisotropie de la conductivité hydraulique existe dans l'horizon fissuré ; la perméabilité horizontale est nettement et systématiquement supérieure à la perméabilité verticale. Les résultats obtenus par les auteurs concordent avec les observations géologiques, c'est-à-dire l'horizon fissuré du profil d'altération du granite qui montre de nombreuses fissures subhorizontales.

Tel que mentionné précédemment, une couche d'altérites d'épaisseur variable est présente par endroits et sus-jacente au socle cristallin. La carte I-5 (annexe I) montre l'épaisseur et la répartition des altérites sur une partie de la zone d'étude régionale. Sur la carte, il est possible d'observer une variation de l'épaisseur dans la zone couverte entre 0 et 124 mètres. Il est aussi possible de distinguer une plus forte présence d'altérites près des côtes et dans les hauts topographiques. Des données concernant l'épaisseur exacte de l'horizon fissuré et la profondeur jusqu'au roc sain ne sont pas disponibles. À partir du rapport SILURES Bretagne (Mougin *et al.*, 2008), dans lequel l'épaisseur estimée du milieu fissuré est de 26,7 m (dans le Morbihan), et de la figure 1-1, l'épaisseur approximative utilisée dans le présent mémoire est d'environ 40 mètres.

Tableau 2-1 : Synthèse des plages de valeurs de la conductivité hydraulique (m/s) et de la porosité (%) associées aux diverses unités hydrogéologiques et géologiques en Bretagne.

Unités hydrogéologiques / géologiques	Conductivité hydraulique (m/s)		Porosité (%)	
	Valeurs	Références	Valeurs	Références
Altérites	10 ⁻⁸ à 10 ⁻⁶	Leray <i>et al.</i> (2013)	10 à 30	Roques (2013)
	ordre de 10 ⁻⁹ à 10 ⁻⁷	Roques (2013)	Jusqu'à 50	Courtois (2019) Laluet (2019) tiré de Wyns <i>et al.</i> , 2004 ; White <i>et al.</i> , 2001 ; Bodelle & Margat, 1980
Horizon fissuré	10 ⁻⁶ à 10 ⁻⁴	Mougin <i>et al.</i> (2008)	1 à 5	Mougin <i>et al.</i> (2008)
	10 ⁻⁶ à 10 ⁻³	Leray <i>et al.</i> (2013)	ordre de 0,1 à 1	Roques (2013)
	ordre de 10 ⁻⁵	Roques (2013)	0,1 à 1	Laluet (2019) tiré de Singhal & Gupta, 2013
Roc sain fracturé	10 ⁻⁶	Leray <i>et al.</i> (2014)	Jusqu'à 10	Courtois (2019) tiré de Earle, 2015; Hiscock, 2009
	10 ⁻¹¹	Leray <i>et al.</i> (2013)	0,1 à 1	Courtois (2019) tirés de Singhal and Gupta, 2013
Granite	< 10 ⁻¹¹	Leray <i>et al.</i> (2012); Leray <i>et al.</i> (2014)	-	-
	1,2x10 ⁻⁶ à 1,5x10 ⁻⁶	Cornette (2020)	-	-
Micaschiste	10 ⁻⁷ à 5x10 ⁻⁶	Leray <i>et al.</i> (2012)	-	-
	10 ⁻⁷ à 8x10 ⁻⁷	Cornette (2020)	-	-
Homogène	10 ⁻⁶	Goderniaux <i>et al.</i> (2013)	2 à 6	Leray <i>et al.</i> (2012)
	6x10 ⁻⁹ à 8x10 ⁻⁸	Gleeson (2014)	1 à 19	Gleeson (2014)
	10 ⁻¹⁰ à 10 ⁻⁷	Schuite <i>et al.</i> (2017)	1 à 20 (généralement de 1 à 5%)	Schuite <i>et al.</i> (2017)
Failles régionales	10 ⁻⁷ à 10 ⁻³	Leray <i>et al.</i> (2012)	-	-
	10 ⁻⁵ à 10 ⁻⁴	Schuite <i>et al.</i> (2017)	-	-

En raison de l'hétérogénéité de la lithologie aux sites de Ploemeur et Guidel, les temps de résidence sont grandement variables dans le système aquifère. Les figures 2-1a et 2-1b tirées des travaux de Ayraud *et al.* (2008) présentent les différents compartiments d'un aquifère cristallin et les hypothèses hydrogéologiques associées à chacun. Ayraud *et al.* (2008) ont estimé les âges des eaux souterraines de chaque compartiment à partir des analyses des CFC associées à des données géochimiques sur les eaux souterraines dans sept sites en Bretagne, dont Ploemeur. Ces travaux de datation ont permis d'observer des âges apparents récents (0 à 10 ans) dans la zone de fluctuation de la nappe, laquelle est d'environ 1 à 15 mètres d'épaisseur. Ces travaux ont aussi permis d'estimer des âges apparents d'eaux souterraines homogènes et modernes, soit entre 10 et 25 ans, dans la couche d'altérites. En effet, puisque cette zone possède une faible perméabilité, les temps de résidence sont relativement jeunes (Roques *et al.*, 2018). Les travaux de datation aux CFC, tritium et SF₆ des eaux souterraines d'Aquilina *et al.* (2015) ont aussi révélé des temps de résidence de près de 20 ans dans la couche d'altérites (0-30 m). La présence de concentrations en NO₃⁻ et en Cl⁻ dans les eaux souterraines associées à des activités agricoles (élevées dans les zones agricoles) démontre que les altérites sont particulièrement susceptibles à la pollution (Ayraud *et al.*, 2008). Dans la couche d'horizon fissuré (20-50 m de profondeur), les eaux souterraines sont datées entre 20 et 50 ans en moyenne (Aquilina *et al.*, 2015; Ayraud *et al.*, 2008; Roques *et al.*, 2018). De plus, une corrélation existe entre l'âge des eaux souterraines et la profondeur, ce qui met en évidence un contrôle régional de la circulation des eaux souterraines (Ayraud *et al.*, 2008).

Des écoulements régionaux profonds ont aussi été identifiés le long de la zone de contact Est-Ouest et dans la zone de failles subhorizontales N20°E. Ces écoulements profonds ont des temps de résidence plus longs et ceux liés au contact granite-micaschiste ont des âges plus vieux que 100 ans (Aquilina *et al.*, 2015; Roques *et al.*, 2018). En effet, les âges apparents déduits des gaz anthropiques (CFC et ³H) ont établi que la recharge remonte avant le développement industriel (Roques *et al.*, 2018), lesquels sont confirmés par des analyses du ¹⁴C montrant une faible activité du carbone (Aquilina *et al.*, 2015). De plus, la présence de composantes d'eau de mer dans les eaux souterraines profondes implique que leurs temps de résidence peuvent être de plusieurs milliers d'années. En effet, Aquilina *et al.* (2015) supposent que les concentrations homogènes d'eaux salines dans le sous-sol armoricain sont liées à deux phases d'évolution successives. D'abord, l'introduction de fluides marins lors de la dernière transgression marine, il y a 5,3 à 2 M d'années, puis ces fluides salins ont été dilués par l'eau d'origine glaciaire suivant la dernière glaciation. Ces fluides salins ont été échantillonnés à différents sites dans le massif Armoricaire et ont révélé des âges corrigés de 6500 ans (puits F38 à Ploemeur) à 17 600 ans (puits profond

« Cinergy » situé près de Rennes). D'autres fluides non ou peu salés, échantillonnés dans des puits de Ploemeur, ont montré des âges plutôt modernes à relativement vieux (1600 ans).

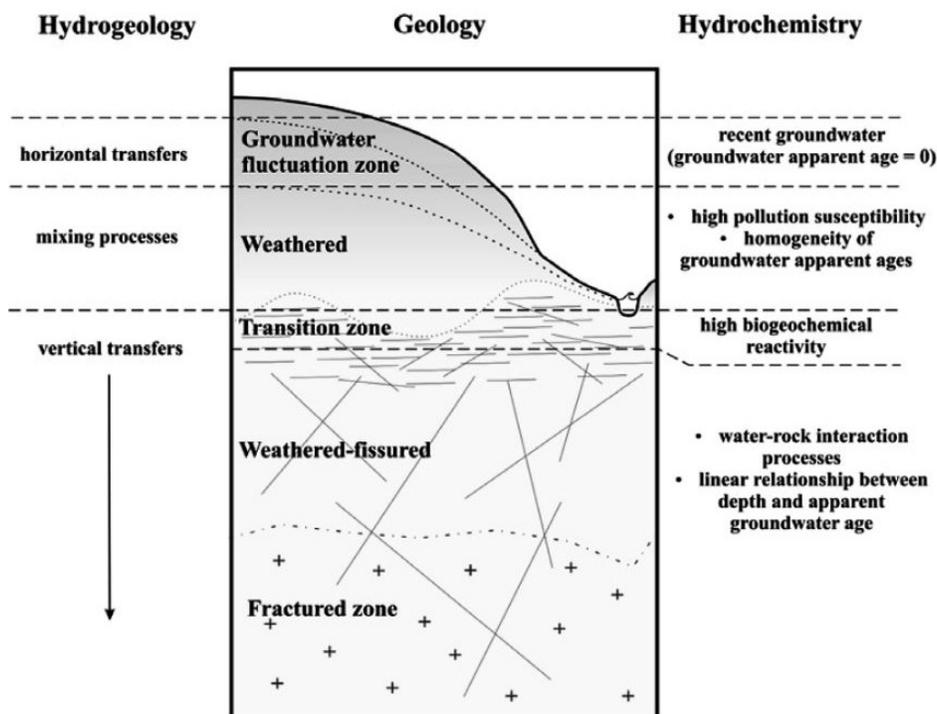
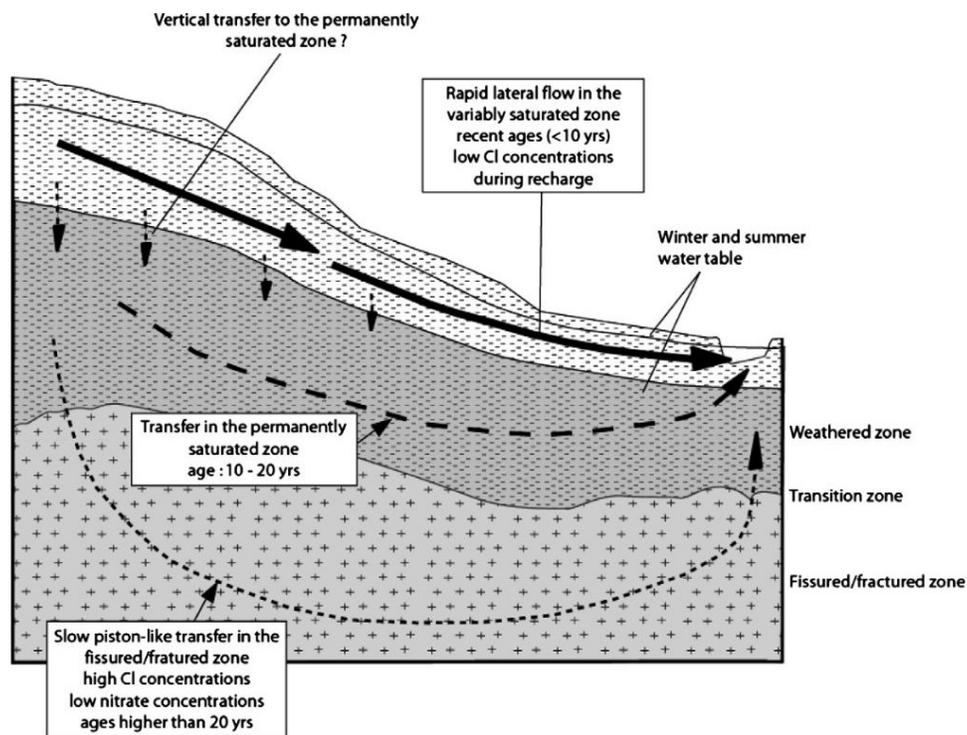


Figure 2-1 : a) Hypothèses hydrogéologiques des transferts d'eau dans les différents compartiments de l'aquifère cristallin (tirée de Ayraud et al., 2008). b) Modèle général d'un aquifère cristallin (tirée de Ayraud et al., 2008).

2.2 Bilan hydrologique et recharge de l'aquifère de socle

Tel que mentionné à la section 1.2, dans le cadre de nos travaux nous avons choisi d'estimer la recharge régionale à l'aide du bilan hydrologique de surface et de la séparation d'hydrogramme de cours d'eau avec un filtre. Cette estimation sera comparée aux résultats du modèle hydrologique SURFEX qui couvre toute la France (Le Moigne *et al.*, 2009) et qui représente la troisième méthode d'estimation régionale. La recharge locale sera estimée, quant à elle, à partir d'hydrogrammes de puits. Deux méthodes seront utilisées pour interpréter les hydrogrammes de puits ; la méthode conventionnelle de fluctuation des niveaux piézométriques (WTF) et une méthode combinant un bilan hydrologique de surface avec un bilan d'aquifère et qui a été mise en œuvre dans le logiciel GWHAT (Gosselin, 2016; Gosselin *et al.*, 2018a). Ainsi, cinq méthodes distinctes ont été considérées et la présente section va donc se concentrer sur la description de ces méthodes. Dans le but d'alléger la lecture, seuls les résultats calculés selon l'année hydrologique française, soit du 1^{er} septembre au 31 août, sont présentés dans les prochaines sections et annexes. Les résultats calculés selon l'année civile sont disponibles dans l'annexe électronique. La présentation des résultats selon les années hydrologiques représente mieux le cycle complet de la recharge suivie d'une récession et elle permet de mieux observer la variabilité des précipitations et de la recharge d'une année à l'autre.

2.2.1 Données disponibles

La région couverte pour l'estimation de la recharge à l'échelle régionale et la modélisation 2D englobe quatre différentes portions de bassins versants au nord de la zone d'étude locale. Tel qu'identifié sur la carte I-1 (Annexe I) par les quatre zones hachurées, il s'agit des bassins de l'Ellé au Faouët, l'Isole à Quimperlé, la Laïta à Quimperlé et le Scorff au Plouay. Pour ce qui est l'estimation de la recharge à l'échelle locale et de la modélisation 3D, la région couverte est identifiée sur la carte I-7 (Annexe I) par un rectangle rouge. Le bassin versant (hachuré en mauve) de la zone d'étude locale se limite aux communes de Guidel et de Ploemeur.

Les cours d'eau présentés sur les cartes de l'annexe I proviennent de la base de données sur la cartographie thématique des Agences de l'eau (BD Carthage). Il s'agit d'un ensemble de couches géographiques qui permet de visualiser le découpage hydrographique du territoire français. La BD Carthage a été élaborée par l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN) de la France, les Agences de l'eau et le Ministère chargé de l'environnement en s'appuyant sur la couche hydrographique de la BD CARTO. La BD Carthage est un complément de la BD CARTO qui est aussi une base de données de l'IGN qui décrit l'ensemble du territoire français

sous différents thèmes (réseaux routiers et ferrés, unités administratives, réseau hydrographique, occupation du sol, toponymie et équipements divers) (Géoinformations - Espace interministériel de l'information, 2009). La BD Carthage complète alors le réseau hydrographique de la BD CARTO et le découpage est réalisé selon des aires hydrographiques décroissantes ; les régions hydrographiques, les secteurs hydrographiques, les sous-secteurs hydrographiques et les zones hydrographiques (Géoinformations - Espace interministériel de l'information, 2009).

Afin d'estimer la recharge autant aux niveaux local que régional, il est essentiel d'obtenir les données météorologiques, en particulier les précipitations. La station météorologique la plus proche de la zone d'étude locale est celle de Lorient-Lann Bihoué, visible sur la carte I-1. La station est située à environ 1,5 à 3 km de distance des puits d'observation de Guidel et de Ploemeur et entre 14 et 20 km des puits d'observation de Guilligomarc'h et Hennebont. Les données météorologiques quotidiennes fournies par Météo-France sont disponibles de 1973 à 2018 pour les températures moyennes, minimales et maximales. Les données de précipitations totales quotidiennes sont disponibles à partir de mai 1975 et quelques données quotidiennes sont manquantes. Considérant les valeurs incohérentes disponibles de 1973 à 1974, les données météorologiques associées à ces années n'ont pas été utilisées en tant que données d'entrée. Le tableau 2-2 et la figure 2-2 montrent les statistiques mensuelles et annuelles des données météorologiques de la station de Lorient-Lann Bihoué.

Tableau 2-2 : Synthèse des normales climatiques à Lorient entre 1975 et 2018 (Météo-France, 2018).

Mois	P_{tot} (mm)	Pluie (mm)	Neige (mm)	PET (mm)	T_{max} (°C)	T_{moy} (°C)	T_{min} (°C)
Janvier	104,8	104,1	0,7	19,3	9,4	6,4	3,4
Février	80,8	79,8	1,0	20,9	10,0	6,7	3,4
Mars	72,0	72,0	0,0	34,6	12,3	8,5	4,6
Avril	60,0	60,0	0,0	48,4	14,6	10,3	5,9
Mai	64,5	64,5	0,0	76,6	17,8	13,4	9,0
Juin	45,1	45,1	0,0	97,1	20,6	16,0	11,5
Juillet	53,0	53,0	0,0	112,9	22,6	18,0	13,4
Août	48,1	48,1	0,0	102,5	22,5	17,8	13,1
Septembre	54,9	54,9	0,0	74,5	20,5	16,0	11,3
Octobre	95,2	95,2	0,0	53,5	16,8	13,0	9,2
Novembre	91,9	91,7	0,2	30,2	12,7	9,4	6,0
Décembre	107,1	106,9	0,1	21,0	10,2	7,3	4,2
Annuel	877,3	875,3	2,0	691,5	15,8	11,9	7,9

P_{tot} : précipitations totales

PET : Évapotranspiration potentielle

T : température (maximale [max], moyenne [moy] et minimale [min])

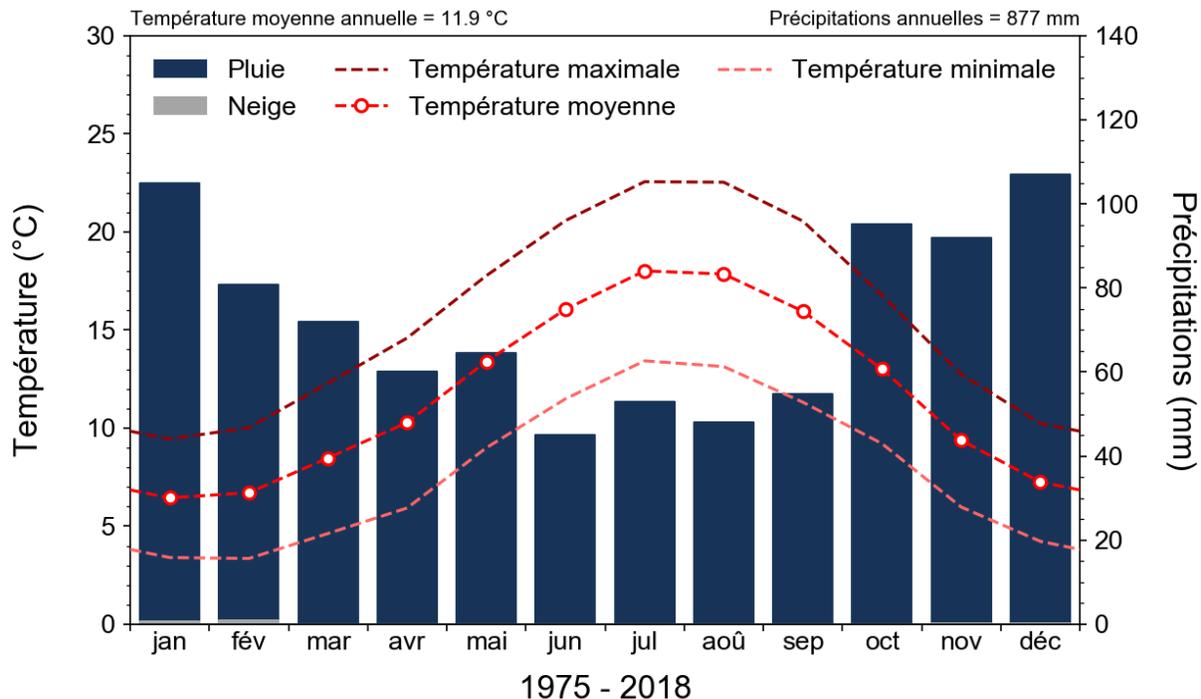


Figure 2-2 : Normales climatiques à Lorient entre 1975 et 2018. Données issues de Météo-France (Météo-France, 2018), traitées et visualisées avec le logiciel GWHAT (Gosselin et al., 2018a).

D'après les mesures enregistrées par Météo-France, la température moyenne annuelle est de 11,9 °C et les précipitations moyennes annuelles sont de 877 mm/an entre mai 1975 et septembre 2018. Quelques épisodes de neige ont eu lieu, mais les précipitations sont majoritairement sous forme de pluie et il n'y a donc pas de couvert de neige qui se forme. À l'échelle annuelle, les pluies sont variables entre 1975 et 2018 avec un minimum de 485 mm et un maximum de 1162 mm pour un écart-type de 168 mm. Pour ce qui est de l'évapotranspiration potentielle, elle est estimée à environ 692 mm/an.

À l'échelle locale, la station hydrologique Lorient est utile pour l'estimation de la recharge. Cependant, à l'échelle régionale, il est nécessaire d'obtenir des données météorologiques qui représentent mieux les portions de bassins versants. La figure 2-3 montre que les précipitations moyennes annuelles varient significativement des zones côtières aux zones situées plus au centre de la région. Les précipitations moyennes qui couvrent le bassin versant local de Guidel varient entre 700 à 800 mm/a tandis que celles couvrant les bassins versants à l'échelle régionale peuvent atteindre 1200 mm/a. Cela démontre l'importance d'utiliser des données de précipitations spécifiques à la région couverte. Puisque nous n'avons pas de données météorologiques disponibles au nord de Guidel, soit près des bassins versants régionaux, des données modélisées tirées de SURFEX sont utilisées.

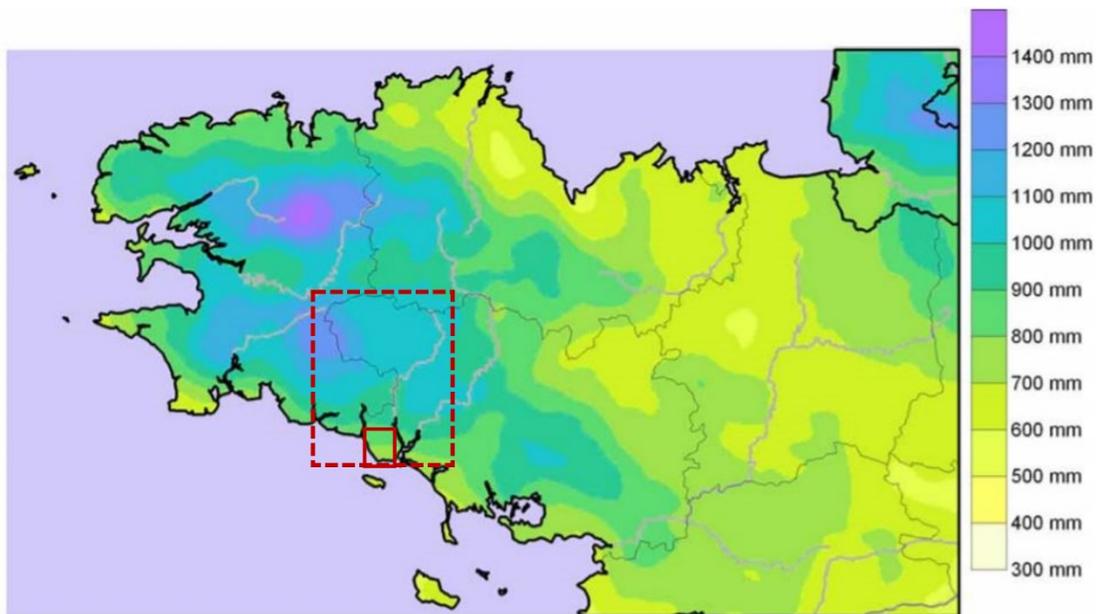


Figure 2-3 : Pluviométrie moyenne annuelle (période 1971-2000). Les rectangles rouges correspondent aux zones d'étude régionale et locale (Météo-France (Direction interrégionale Ouest), 2012) .

Tel que mentionné précédemment, les données provenant du modèle hydrologique opérationnel de Météo-France SURFEX permettent, entre autres, de fournir les données journalières de précipitations des quatre bassins versants couvrant la zone d'étude régionale (carte I-1). Ces données couvrent la période allant du 30 juillet 1970 au 29 juillet 2012 et elles sont utilisées comme données d'entrées pour les trois méthodes d'estimation de la recharge régionale (section 1.3.2). Les autres données modélisées de SURFEX disponibles pour les mêmes bassins versants sont l'évapotranspiration réelle, la recharge potentielle et le ruissellement de surface. Ce modèle est conçu pour être couplé à des modèles de prévision et de climat pour simuler les flux d'énergie et d'eau à l'interface entre l'atmosphère et la surface (sol, végétation, neige) (Guillaumot, 2018). Les données modélisées par SURFEX ont été fournies par l'Université de Rennes 1 et extraites à partir d'un maillage régulier couvrant la France de 8 km x 8 km.

Des données de débits de cours d'eau sont fournies par des stations de jaugeage situées sur les cours d'eau principaux des bassins versants régionaux, comme détaillé dans le tableau 2-3. La Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de Bretagne (DREAL Bretagne) gère le réseau des stations hydrométriques réparties sur l'ensemble de la Bretagne. Les données de débits de cours d'eau sont aussi fournies par l'Université de Rennes 1. Ces données et celles modélisées par SURFEX sont fournies conjointement en raison de leur

même association aux bassins versants, mais elles sont utilisées séparément et les résultats obtenus sont comparés (section 2.2.4).

Tableau 2-3 : Liste des stations de jaugeage utilisées pour l'estimation de la recharge à l'échelle régionale.

Cours d'eau	Station hydrométrique	N° station	Superficie (km ²)	Période extraite	Altitude (m)	Notes
L'Ellé	L'Ellé au Faouët [Grand pont]	J4712010	145	1992 - 2018*	75	Sous-bassin de la Laïta à Quimperlé
L'Isole	L'Isole à Quimperlé [Place des Anciennes Fonderies]	J4813010	224	1969 - 2018	3	Sous-bassin de la Laïta à Quimperlé
La Laïta	La Laïta à Quimperlé	J4902011	832	1969 - 2018	1	Station virtuelle
Le Scorff	Le Scorff à Plouay [Pont Kerlo]	J5102210	300	1956 - 2018**	15	

* Données du 1^{er} janvier au 31 décembre 2000 sont manquantes.

** Données du 1^{er} janvier au 31 décembre 1967 sont manquantes

Les stations hydrométriques fournissent des débits moyens journaliers provisoires et validés. Les superficies des bassins versants et les périodes de données disponibles sont variables d'une station à l'autre. À noter que la station hydrométrique *La Laïta à Quimperlé* est une station virtuelle qui englobe les stations de *L'Ellé au Faouët* et *L'Isole à Quimperlé*. Les stations hydrométriques mesurent la hauteur du niveau d'eau, qui est ensuite convertie en débit à l'aide d'une courbe de tarage (relation hauteur/débit). Afin de produire des mesures de débit les plus précises possibles, les courbes de tarage sont vérifiées constamment et modifiées au besoin (DREAL Bretagne, 2020).

Finalement, plusieurs forages ont été effectués au fil des ans dans les communes de Guidel et de Ploemeur à des fins d'études et d'exploitation. Plusieurs autres puits de suivi ont également été installés à divers endroits à travers la France afin de surveiller et de gérer les eaux souterraines grâce à des données qualitatives (concentration de nombreux paramètres dans l'eau) et quantitatives (niveaux des nappes). La carte I-1 en annexe I présente tous les puits couvrant la zone d'étude, y compris ceux qui ne sont pas utilisés dans l'exercice d'estimation de la recharge. Il y a un total de 21 puits à Guidel, mais seulement 11 puits sont utilisés pour la suite de l'étude. Pour ce qui est du site de Ploemeur, il y a 42 puits et trois d'entre eux sont utilisés. Les autres puits utilisés pour estimer la recharge sont les puits de suivi « Saint-Éloi » à Guilligomarc'h et « Kerbillan » à Hennebont. Tous les puits potentiels utilisés pour l'étape d'estimation de la recharge sont présentés au tableau 2-4.

Les données de niveaux d'eau souterraines proviennent de sources différentes pour les puits de Guidel, Ploemeur, Guilligomarc'h et Hennebont. D'abord, les données de Guidel proviennent du réseau national H+ et le traitement des données nécessite l'utilisation du logiciel Matlab. En effet, un script complexe permet de séparer les données pour chaque puits, de mettre les données en ordre croissant de temps, puis de réduire le nombre de mesures pour obtenir des données aux quinze minutes plutôt qu'aux dix minutes. Ensuite, les mesures pour les puits de Ploemeur sont aussi disponibles sur le site du réseau national H+ et doivent être filtrées à l'aide du logiciel Matlab. Cependant, des erreurs liées à la prise de mesure ou à la correction des données nécessitent l'utilisation des données fournies par l'Université de Rennes 1 en remplacement. Finalement, les données pour les puits de suivi de Guilligomarc'h et Hennebont proviennent du portail national d'*Accès aux données sur les eaux souterraines* (ADES). Cette banque de données sur les eaux souterraines recense l'ensemble des données quantitatives et qualitatives disponibles en France afin de surveiller les masses d'eau souterraine, de mettre en œuvre et d'évaluer des politiques et des plans de gestion (BRGM, 2020).

Deux types de mesures de niveaux d'eau sont disponibles pour les puits de Guidel et de Ploemeur, soit en fonction de deux niveaux de référence. Les mesures sont d'abord prises dans chaque puits à partir du nivellement général de la France (NGF), plus précisément le réseau NGF – IGN69 pour la France métropolitaine dont le « niveau zéro » est déterminé par le marégraphe de Marseille. Ces données sont donc des élévations. Puis, elles sont corrigées pour que le niveau de référence devienne la surface terrestre et elles correspondent alors à des mesures de profondeur. En comparant les deux séries de données pour chaque puits, plusieurs erreurs sont observées pour les données corrigées dont le niveau de référence est la surface terrestre, probablement dû à une mauvaise correction. Les séries de données utilisées pour produire les hydrogrammes sont donc celles d'élévation, soit celles mesurées en fonction du NGF. De plus, les mesures prises manuellement pour certains puits de Guidel et de Ploemeur fournies par l'Université de Rennes 1 sont uniquement disponibles en format non corrigé, c'est-à-dire avec le NGF comme niveau de référence. Les mesures de niveaux d'eau des puits de Guilligomarc'h et Hennebont sont disponibles en fonction de la surface terrestre. De plus, ces données ne comportent pas d'erreur et les hydrogrammes de puits présentent donc les niveaux d'eau en fonction de la profondeur. a synthèse des informations relatives à chacun des puits et du traitement nécessaire pour chacun d'eux est décrite dans le tableau 2-4. Les périodes d'enregistrement des données varient d'environ 5 à 7 ans pour les puits de Guidel, d'environ 20 à 24 ans pour ceux de Ploemeur et d'environ 15 à 26 ans pour les puits de suivi de Guilligomarc'h et d'Hennebont. Les données disponibles pour les puits de Guidel couvrent aussi l'année 2009,

mais un essai de pompage a eu lieu entre les mois d'octobre et de novembre, ce qui modifie les mesures de niveaux d'eau. Les données pour ces deux mois sont jugées non valides pour la production des hydrogrammes, en plus des deux mois suivant cet essai, soit décembre et janvier. Les données couvrant ces deux derniers mois sont aussi jugées non valides puisqu'il faut environ le même temps que l'essai de pompage pour que le système naturel revienne à son état stable.

Le choix des puits utilisés pour l'estimation de la recharge est basé sur quelques critères. D'abord, les 11 puits de Guidel présentaient de longues périodes d'enregistrement (plusieurs années), ce qui favorise l'obtention d'un taux de recharge représentatif (Lefebvre *et al.*, 2011). Suivant la réalisation des hydrogrammes de puits à partir des données de niveaux d'eau, l'allure des fluctuations piézométriques permet de vérifier la validité des puits pour l'estimation de la recharge. Tels que présentés à l'annexe III, les puits reproduisant des variations de nappe plausibles sont les puits *PSR1*, *PSR2*, *PSR15*, *PZ15*, *PZ16*, *PZ17*, *PZ19* et *PZ21*. Les puits *PSR5*, *PZ23* et *PZ24* semblent présenter des erreurs dues à une mauvaise prise de mesure ou une mauvaise correction des données. Ensuite, il faut noter que le site de Ploemeur est en exploitation depuis 1991, ce qui peut influencer la représentativité du système naturel. Il est donc jugé acceptable de n'utiliser que les données de trois puits sur les 42 puits installés.

Le choix des puits est ensuite basé sur la meilleure représentativité obtenue avec de longues périodes d'enregistrement consécutives. Ces périodes sont particulièrement variables d'un puits à l'autre à Ploemeur. Enfin, l'allure générale des hydrogrammes de puits peut être observée graphiquement et les puits présentant un nombre minimal d'erreurs visibles dans les mesures sont retenus pour l'estimation de la recharge. Les puits *F9*, *F19* et *F35* sont les trois puits considérés valides, soit ceux qui reproduisent des variations de nappe plausibles. Finalement, les puits de suivi *Saint-Éloi* et *de Kerbillan* possèdent des données à jour, couvrent une longue période d'enregistrement et ne présentent aucune erreur particulière. Ces puits sont également situés à une plus grande distance du site d'étude et permettent donc de juger du comportement du système aquifère de socle à une échelle plus régionale.

Tableau 2-4 : Informations relatives aux puits et suivi des variations du niveau de la nappe à long terme.

Puits	Altitude (m)	Profondeur du forage (m)	Fréquence d'enregistrement des données	Période d'enregistrement utilisée		Types de mesure des niveaux d'eau utilisés	Niveau d'eau (par rapport au NGF)		Amplitude maximale (m)		
				Début	Fin		Min (m)	Max (m)			
Guidel	PSR1	22,921	151		1-Fév-2010	23-Fév-2017	15,16	20,54	5,38		
	PSR2	21,134	160		1-Fév-2010	6-oct-2016	10,64	13,22	2,58		
	PSR5*	11,659	124		1-Fév-2010	23-Fév-2017	11,66	-19,24	30,90		
	PSR15	18,136	178		1-Fév-2010	23-Fév-2017	15,94	18,39	2,45		
	PZ15	23,192	70		1-Fév-2010	23-Fév-2017	16,99	22,28	5,29		
	PZ16	18,937	55	15 minutes	1-Fév-2010	11-Fév-2015	Élévation (en fonction du NGF)		13,05	16,24	3,19
	PZ17	26,307	52		1-Fév-2010	23-Fév-2017	13,36	16,96	3,60		
	PZ19	12,084	50		1-Fév-2010	23-Fév-2017	6,22	10,78	4,56		
	PZ21	12,051	55		1-Fév-2010	23-Fév-2017	9,59	12,17	2,58		
	PZ23*	15,459	61		1-Fév-2010	23-Fév-2017	12,38	-0,64	13,02		
	PZ24*	15,978	61		1-Fév-2010	22-Déc-2014	5,94	-0,19	6,13		
Saint-Éloi (Guilligomarc'h)											
	Kerbillan (Hennebont)	116,39	37,5	1 jour	31-Jui-1993	15-Jul-2019	Profondeur		15,28	25,41	10,13
Ploemeur											
	F9	37,669	100	Plusieurs jours (fréquence irrégulière)	11-Avr-1991	22-Déc-2014	20,70	33,15	12,45		
	F19	28,99	82		11-Avr-1991	2-Fév-2016	Élévation		5,39	23,98	18,59
F35	23,93	133	30-Déc-1994		12-Fév-2015	3,27	17,92	14,65			

*Puits exclus pour l'estimation de la recharge.

À partir des jeux de données fournis par l'Université de Rennes 1 et celles disponibles sous licence ouverte en ligne, les cinq méthodes d'estimation mentionnées dans la section 1.3.3 et dans le tableau 2-5 suivant sont retenues. Ce tableau présente les méthodes utilisées en fonction des jeux de données disponibles, leur échelle spatiale d'application ainsi que les résultats obtenus. À noter que les résultats de chaque méthode sont détaillés dans la section 2.2.2 suivante. Tel que montré, trois outils numériques sont utilisés pour réaliser l'estimation de la recharge, soit SURFEX (Le Moigne *et al.*, 2009), ESPERE (Lanini, 2020) et GWHAT (Gosselin *et al.*, 2018b).

En général, les outils numériques et les méthodes d'estimation associées sont retenus en raison de leurs nombreux avantages et dans le but de comparer les résultats. En effet, ces outils sont simples, objectifs, leur utilisation est gratuite et ils peuvent inclure des conditions hydrogéologiques variées, en plus d'avoir la capacité d'exécuter différents scénarios dans un délai de temps relativement court. Plus spécifiquement, le modèle hydrologique SURFEX fournit des données journalières de précipitations, lesquelles sont utilisées comme données d'entrée pour les deux autres méthodes régionales (2 et 3). De plus, les valeurs de composantes hydrologiques de SURFEX peuvent être comparées aux résultats obtenus avec les méthodes 2 et 3, car elles couvrent les mêmes bassins et les données SURFEX sont basées sur le même type de données (débits et climatiques).

Ensuite, ESPERE (Estimation de la Pluie Efficace et de la Recharge) est une feuille de calcul Microsoft Excel qui permet de mettre en œuvre rapidement et simultanément plusieurs méthodes pour estimer la pluie efficace et la recharge potentielle d'un aquifère par infiltration de la pluie efficace (Lanini, 2020). En fonction des données disponibles, plusieurs méthodes peuvent être utilisées ; trois méthodes empiriques, trois méthodes de bilan hydrologique exploitant les données météorologiques journalières, trois méthodes de filtre des chroniques de débits et une méthode d'analyse des variations piézométriques (Lanini, 2020). Deux méthodes implémentées dans ESPERE sont retenues pour obtenir des estimations au niveau local (méthode WTF) et au niveau plus régional (séparation d'hydrogrammes avec filtre Eckhardt). ESPERE permet donc d'appliquer un ensemble de méthodes avec le même jeu de données et c'est un outil simple et pratique à utiliser.

De plus, ESPERE propose une estimation automatique de certains paramètres hydrologiques dans le cas où aucune valeur n'est fournie par l'utilisateur. Finalement, le programme GWHAT ne possède pas les mêmes limitations que la méthode WTF conventionnelle et il permet de réaliser des choses supplémentaires, c'est-à-dire qu'il ne fournit pas seulement un portrait statique de la recharge en un temps donné. Le programme permet de faire un suivi et même de prédire la recharge dans le temps (Gosselin, 2016). Un module de visualisation permet en plus de produire différentes figures dont un graphique des hydrogrammes de puits mettant en relation les mesures piézométriques et les données météorologiques. De plus, GWHAT offre une meilleure précision d'estimation de la recharge puisque les paramètres hydrologiques de SMB et AWB sont optimisés quantitativement avec une procédure automatisée et l'incertitude de l'estimation du taux de recharge est évaluée avec la méthode GLUE (Beven & Binley, 1992; 2014; Gosselin *et al.*, 2018a). L'application des méthodes au niveau local (Guidel et Ploemur) et au

niveau régional permet une meilleure compréhension du contexte hydrogéologique du système, en plus d'aider à réduire la plage de valeurs plausibles de la recharge comme contraintes pour l'étape de modélisation.

Tableau 2-5 : Sommaire des caractéristiques des cinq méthodes d'estimation de la recharge utilisées.

Méthodes	Outil numérique utilisé	Échelle spatiale	Données de base utilisées	Résultats produits
1. Modèle hydrologique SURFEX	SURFEX	Régionale	<ul style="list-style-type: none"> Données hydrologiques SURFEX 	<ul style="list-style-type: none"> • ETR, RS, R et P_{tot} • C_{RO}
2. Bilan hydrologique global d'un bassin	-	Régionale	<ul style="list-style-type: none"> Débits des stations de jaugeage Précipitations de SURFEX 	<ul style="list-style-type: none"> • ETR, RS, R et P_{tot}
3. Séparation des hydrogrammes de cours d'eau (filtre Eckhardt)	ESPERE	Régionale	<ul style="list-style-type: none"> Débits des stations de jaugeage Précipitations de SURFEX 	<ul style="list-style-type: none"> • ETR, RS, R et P_{tot} • C_{RO} • BFI moyen
4. Variation des niveaux piézométriques (WTF)	ESPERE	Locale	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux piézométriques Données météos (station Lorient) Débits des stations de jaugeage (pour Sy) 	<ul style="list-style-type: none"> • R et P_{tot} • Sy
5. Bilans hydrologiques combinés (GWHAT)	GWHAT	Locale	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux piézométriques Données météos (station Lorient) Plages plausibles de paramètres hydrologiques (C_{RO}, θ_{FC}, θ_{WP}) 	<ul style="list-style-type: none"> • ETR, RS, R et P_{tot} • C_{RO} • RAS_{max} • Sy

2.2.2 Recharge régionale à partir des débits de cours d'eau

Pour faire l'estimation régionale de la recharge et des composantes hydrologiques, les méthodes d'estimation régionale ont été appliquées aux quatre bassins versants régionaux. Les données disponibles couvrent ces quatre bassins versants régionaux (carte I-1 en annexe I). Des stations de jaugeage mesurent également les débits des cours d'eau et représentent les mêmes bassins versants. À noter que la station associée au bassin versant de la Laïta à Quimperlé est une station virtuelle, donc les données ne sont pas mesurées et le débit est reconstitué. Tel que présenté dans le tableau 2-6, les méthodes complémentaires utilisées sont le modèle hydrologique SURFEX, le bilan hydrologique global d'un bassin versant et la séparation d'hydrogrammes de cours d'eau avec le filtre Eckhardt.

2.2.2.1 Modèle SURFEX

La méthode de bilan hydrologique global utilise le modèle de surface terrestre SURFEX opéré par Météo-France. SURFEX est une plateforme de modélisation qui permet de simuler des flux d'énergie et d'eau à l'interface entre l'atmosphère et la surface (sol, végétation, neige) et il peut être couplé à des modèles de prévision (hydrologiques) et de climat (atmosphériques) (Guillaumot, 2018). SURFEX peut ensuite être utilisé à différentes échelles spatiales et temporelles (Guillaumot, 2018). SURFEX intègre des modèles indépendants, dont le modèle de surfaces continentales ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère), TEB (*Town Energy Balance*) pour les zones urbanisées et FLake pour les lacs (Le Moigne *et al.*, 2009). Chaque point de la grille du modèle SURFEX est représenté par quatre types de surface : mer ou océan, lacs, zones urbaines et nature (sol et végétation). Chaque type de surface est modélisé avec un modèle spécifique et le flux total pour un point de grille est la moyenne pondérée des flux des quatre surfaces (Le Moigne *et al.*, 2009).

À partir des données obtenues grâce au modèle SURFEX, il est possible d'estimer la recharge pour les quatre bassins versants au nord de Guidel, soit l'Ellée au Faouët, l'Isole à Quimperlé, la Laïta à Quimperlé et le Scorff au Plouay (carte I-1). Tel que mentionné dans la section 2.2.1, les données disponibles sont journalières et il s'agit des précipitations, de l'évapotranspiration réelle, de la recharge potentielle et du ruissellement de surface. La somme des recharges estimées quotidiennement est calculée pour chaque année hydrologique française, soit du 1^{er} septembre au 31 août, puis la moyenne de ces valeurs annuelles est calculée. Ainsi, la recharge (R) annuelle moyenne est obtenue pour chaque bassin versant et convertie en mm/a. Les mêmes calculs sont effectués pour les trois autres paramètres hydrologiques, soit l'évapotranspiration réelle (*ETR*), le ruissellement de surface (*RS*) et les précipitations (*P_{tot}*). Les données fournies, les calculs détaillés ainsi que les résultats pour les années civile et hydrologique sont disponibles dans l'annexe électronique [fichier *Synthèse composantes hydro_SURFEX.xlsx*]. Les bilans en eau annuels moyens entre 1970 et 2012 (année hydrologique) sont présentés à l'annexe III aux figures III-16 à III-19. Une synthèse des valeurs des composantes hydrologiques pour les quatre bassins versants ainsi qu'un diagramme présentant les proportions pour chaque composante sont présentés au tableau 2-6 et à la figure 2-4.

Tableau 2-6 : Synthèse des composantes hydrologiques obtenues à partir des bilans en eau annuels des bassins versants modélisés avec SURFEX, selon l'année hydrologique.

BASSINS VERSANTS	P_{tot} (mm/a)	C_{RO}	RS (mm/a)	ETR (mm/a)	R (mm/a)
Ellé au Faouët	1128	0,0947	107	573	449
Isole à Quimperlé	1165	0,0973	113	586	467
Laïta à Quimperlé	1148	0,0961	110	583	455
Scorff au Plouay	1123	0,0952	107	587	430
Plages de valeurs	1123 - 1165	0,0947 - 0,0973	107 - 113	573 - 587	430 - 467

P_{tot} : précipitations totales

C_{RO} : coefficient de ruissellement

RS : ruissellement

ETR : Évapotranspiration réelle

R : recharge

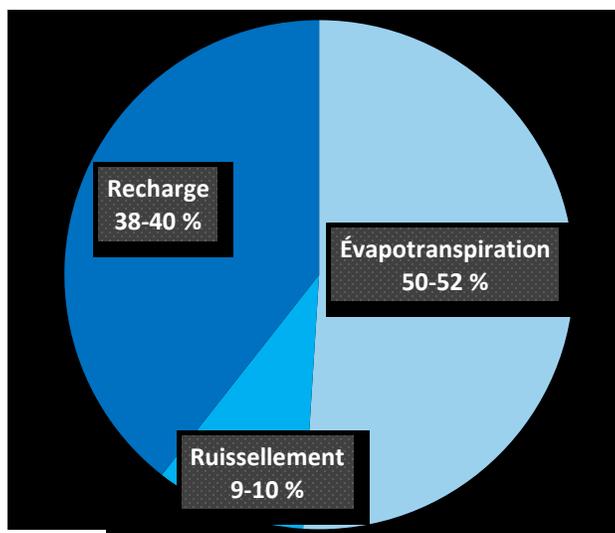


Figure 2-4 : Diagramme des gammes de proportions des composantes hydrologiques par rapport aux précipitations obtenues à partir des bilans en eau annuels des bassins versants modélisés avec SURFEX, selon l'année hydrologique.

Les graphiques présentant les bilans en eau annuels moyens et les proportions associées des composantes hydrologiques pour les quatre bassins versants régionaux se trouvent à l'annexe III (figures III-1 à III-4). Ces données modélisées montrent que les proportions des composantes hydrologiques varient faiblement entre les quatre bassins versants. Les précipitations totales varient entre 1123 et 1165 mm/a, le ruissellement entre 107 et 113 mm/a, l'évapotranspiration réelle entre 573 et 587 mm/a et la recharge entre 430 et 467 mm/a. En fonction des précipitations totales de chaque bassin versant, la proportion de ruissellement varie entre 9 et 10%, elle varie entre 50 et 52% pour l'évapotranspiration réelle et entre 38 et 40% pour la recharge. Les mêmes proportions sont obtenues pour chaque composante lorsque les calculs sont réalisés en fonction

de l'année civile. La différence des plages de valeurs est également très semblable (voir Annexe électronique). Le coefficient de ruissellement varie faiblement pour les quatre bassins versants et il est de l'ordre de 0,1 (10%). La station virtuelle la Laïta à Quimperlé représente bien la moyenne entre les deux stations qu'elle-même englobe, soit l'Ellé au Faouët et l'Isole à Quimperlé. Ces valeurs peuvent être validées grâce aux données de débits moyens journaliers des cours d'eau suivis par la DREAL Bretagne (voir prochaine section).

2.2.2.2 Bilan hydrologique global d'un bassin versant

La DREAL gère un réseau de stations hydrométriques réparties sur l'ensemble de la Bretagne qui fournissent des débits moyens journaliers provisoires et validés. En effet, les stations hydrométriques mesurent la hauteur du niveau d'eau, qui est ensuite convertie en débit à l'aide d'une courbe de tarage (relation hauteur versus débit). Afin de produire des mesures de débit les plus précises possibles, les courbes de tarage sont vérifiées constamment et modifiées au besoin (DREAL Bretagne, 2020). Quatre stations de jaugeage couvrent les mêmes bassins versants que ceux modélisés avec SURFEX.

Pour cette méthode du bilan hydrologique global, seules les données quotidiennes de débits de cours d'eau sont disponibles. Pour estimer les valeurs des autres composantes hydrologiques, il est nécessaire d'utiliser d'autres données. Les précipitations modélisées avec SURFEX sont donc utilisées puisqu'elles couvrent les mêmes bassins versants. Cependant, les périodes de données disponibles sont différentes selon le type de données et le bassin versant couvert, tel que présenté dans la figure 2-5. Les périodes des données extraites (débits et SURFEX) pour chaque station de jaugeage/bassin versant sont décrites dans la section *2.2.1 Données disponibles*.

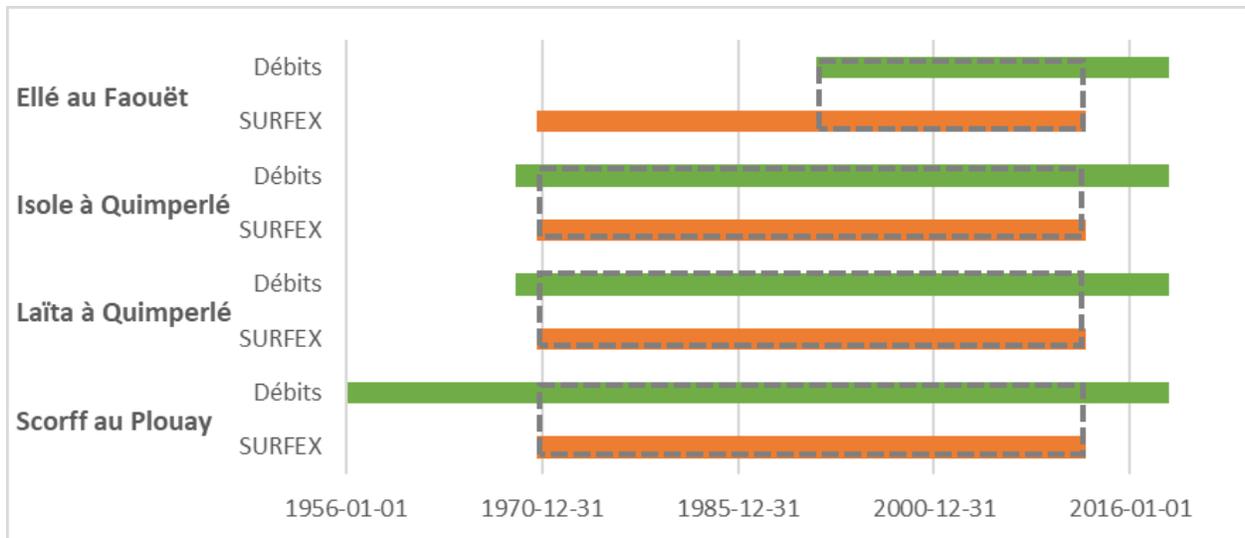


Figure 2-5 : Périodes de données de débits de cours d'eau et SURFEX disponibles pour chaque bassin versant régional.

Les rectangles pointillés gris sur la figure 2-5 représentent les périodes considérées pour l'estimation des composantes hydrologiques, avec la même disponibilité pour les deux sources de données (débits et SURFEX). Les périodes couvertes, selon l'année hydrologique, sont du 1^{er} septembre 1992 au 31 août 2012 pour la station de l'Ellé au Fauoët et du 1^{er} septembre 1970 au 31 août 2011 pour les trois autres stations de jaugeage. Selon l'année civile, les périodes couvertes sont du 1^{er} janvier 1992 au 31 décembre 2011 pour la station de l'Ellé au Fauoët et du 1^{er} janvier 1971 au 31 décembre 2011 pour les trois autres stations de jaugeage.

Les débits moyens quotidiens (en m³/s) sont comptabilisés pour chaque station de jaugeage, puis une moyenne est calculée pour chaque année disponible. À partir de cette valeur, la recharge peut être estimée en la divisant par l'aire totale du bassin versant (m²). Les valeurs obtenues (converties en mm/a) représentent en fait la somme de la recharge et du ruissellement. En utilisant les précipitations de SURFEX associées à chaque bassin versant, la composante de l'évapotranspiration réelle peut être calculée en soustrayant les débits totaux (m³/s), convertis en hauteur d'eau équivalente par année (mm/an), aux précipitations totales (mm/a) ($ETR = P_{tot} - (R+RS)$). En ayant seulement des débits de cours d'eau, il n'est pas possible d'obtenir de coefficient de ruissellement (C_{RO}). Pour calculer le ruissellement et la recharge, il est nécessaire d'imposer une valeur indépendamment. Ainsi, la composante *ETR* est la seule qui peut réellement être comparée avec la méthode 1 de SURFEX. En fonction des valeurs de coefficient de ruissellement obtenues pour les autres méthodes, une valeur de 0,1 est imposée, tel que précisé dans le tableau 2-7. Ainsi, le ruissellement peut être calculé en multipliant les valeurs moyennes de précipitations par le coefficient de ruissellement de 0,1. Finalement, la recharge est

calculée en soustrayant les valeurs moyennes de ruissellement aux valeurs de débits moyens de cours d'eau (ou $R+RS$). Les données fournies, les calculs détaillés ainsi que les résultats pour les années civiles et hydrologiques sont disponibles dans l'annexe électronique [fichier *Synthèse composantes hydro_Debits.xlsx*]. Une synthèse des valeurs des composantes hydrologiques pour les quatre stations de jaugeage en aval des bassins versants régionaux ainsi qu'un diagramme présentant les proportions pour chaque composante sont présentés au tableau 2-7 et à la figure 2-6.

Les données de débits de cours d'eau montrent que les proportions des composantes hydrologiques varient faiblement entre les quatre stations de jaugeage en aval des bassins versants régionaux. Selon les différentes stations de jaugeage, la valeur estimée des précipitations totales varie entre 1123 et 1216 mm/a, le ruissellement entre 112 et 122 mm/a, l'évapotranspiration réelle entre 577 et 631 mm/a et la recharge entre 395 et 473 mm/a. En fonction des précipitations totales de chaque bassin versant, la proportion d'évapotranspiration réelle varie entre 50 et 55% et entre 35 et 40% pour la composante de recharge, selon la station de jaugeage. La proportion de ruissellement ne varie pas (10%) puisque le coefficient de ruissellement a été imposé. Les proportions obtenues sont très semblables pour chaque composante lorsque les calculs sont réalisés en fonction de l'année civile. La différence des plages de valeurs est également très semblable (voir annexe électronique).

Tableau 2-7 : Synthèse des composantes hydrologiques estimées à partir des données de débit moyen mensuel pour les quatre stations de jaugeage, selon l'année hydrologique.

STATIONS DE JAUGEAGE	P_{tot} (mm/a)	Débits moyens (m ³ /s)	$R+RS$ (mm/a)	ETR (mm/a)	C_{RO}	RS (mm/a)	R (mm/a)
Ellé au Faouët	1178	2,73	595	577		118	484
Isole à Quimperlé	1165	4,18	588	577		117	472
Laïta à Quimperlé	1148	13,6	517	631	0,1	115	402
Scorff au Plouay	1123	4,83	508	615		112	395
Plages de valeurs	1123 - 1216	-	-	577 - 631	-	112 - 118	395 - 484

P_{tot} : précipitations totales

C_{RO} : coefficient de ruissellement

RS : ruissellement

ETR : Évapotranspiration réelle

R : recharge

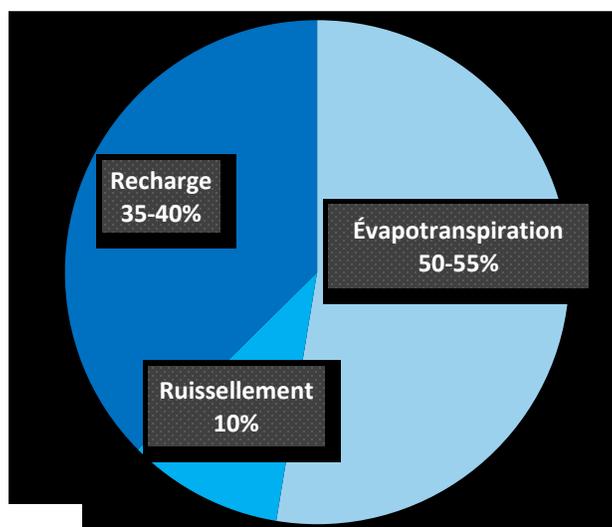


Figure 2-6 : Diagramme des gammes de proportions des composantes hydrologiques estimées à partir des données de débit moyen mensuel pour les quatre stations de jaugeage, selon l'année hydrologique.

2.2.2.3 Séparation d'hydrogrammes de cours d'eau

L'estimation des composantes hydrologiques avec la méthode de séparation des hydrogrammes de cours d'eau est effectuée à partir de l'application Excel ESPERE. La méthode utilisant le filtre Eckhardt permet de séparer le débit de cours d'eau en deux composantes, soit le ruissellement de surface et le débit de base lié à la contribution des eaux souterraines (Eckhardt, 2005). La recharge (ou infiltration nette) est donc estimée selon les données quotidiennes fournies de débits des rivières à l'échelle des bassins versants et correspond au débit de base. La feuille de calcul ESPERE permet aussi d'obtenir d'autres informations pertinentes dans la compréhension du fonctionnement du système d'écoulement, tel que la porosité de drainage et le BFI moyen (*Base Flow Index*).

Les mêmes données de base sont utilisées pour cette méthode que la méthode 2 (bilan hydrologique global), soit les débits des cours d'eau et les précipitations modélisées par SURFEX. D'abord, différents paramètres doivent être renseignés dans le tableau principal de la feuille de calcul ESPERE (figure 2-7). Pour la méthode de filtre, seule la valeur de la *surface de l'impluvium* (km²) doit être renseignée. La valeur d'autres paramètres peut être nécessaire, dépendamment de la méthode à appliquer. Il s'agit du *ratio Infiltration/ Pluie efficace (RIPE)*, du *stock maximal d'eau dans le sol (RU max)*, de la *latitude*, de la *porosité efficace aquifère libre (Sy)*, et de la *surface du bassin hydrologique*. Les autres données nécessaires pour réaliser les calculs sont les débits de cours d'eau (m³) et les précipitations totales (mm). À noter que l'application Excel ESPERE propose que les résultats soient exprimés en année civile ou en

année hydrologique. Cependant, les données utilisées doivent commencer le 1^{er} janvier et finir le 31 décembre. Ceci explique pourquoi les périodes couvertes sont plus courtes d'un an pour cette méthode-ci (méthode 3), selon l'année hydrologique.

ESTimation de la Pluie Efficace et de la REcharge selon différentes méthodes			
Mode d'emploi 1) Si vous souhaitez utiliser des nouvelles données, cliquer sur le bouton "Initialiser" ci-contre puis collez les nouvelles données dans l'onglet "Données" 2) Cochez les méthodes qui doivent être appliquées, et renseignez les paramètres du tableaux ci-dessous 3) Cochez la case ci-contre si vous souhaitez que les résultats soient exprimés par années hydrologiques plutôt que par années civiles 4) Lancez les calculs en cliquant sur le bouton "Lancer les calculs" 5) Lorsque les calculs sont terminés, vous pouvez enregistrer la simulation réalisée en cliquant sur le bouton "Sauvegarder".			<div style="text-align: center;"> <input type="button" value="Initialiser"/> </div> <input checked="" type="checkbox"/> Année hydrologique
Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l'impluvium	km ²	832	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Ratio Infiltration / Pluie efficace (RIPE)	s. d.		Pour transformer la pluie efficace en recharge (méthodes de bilan et Turc). Vaut 0 si toute la pluie efficace ruisselle, vaut 1 si toute la pluie efficace s'infiltré.
Stock maximal d'eau dans le sol (RU max)	mm		Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite, Dingman et Edijatno&Michel
Latitude	°		Paramètre nécessaire pour le calcul de l'ETP par la formule de Hamon
Porosité efficace aquifère libre (Sy)	s. d.		Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation
Surface du bassin hydrogéologique	km ²		Surface à considérer pour convertir la recharge calculée par WTF en volume infiltré
Paramètres spécifiques			
Végétation Prise en compte du couvert végétal pour le calcul de l'ETR. <div style="text-align: center;"> <input type="button" value="Pour activer cette option et définir les paramètres, cliquer ici"/> </div>			
BFI - Filtre Chapman&Maxwell ou Eckardt	<i>ESPERE v2 propose une estimation automatique des paramètres RIPE, Sy, BFI_{max} et k. Si vous fournissez une valeur à ces paramètres, l'estimation automatique sera désactivée et la valeur que vous avez fournie sera utilisée dans les calculs.</i>		
BFI _{max} (entre 0 et 1)			
k (entre 0 et 1)			
<div style="display: flex; justify-content: space-between; margin-top: 10px;"> <div style="text-align: center;"> <input type="button" value="Lancer les calculs"/> </div> <div style="text-align: center;"> Prêt pour un nouveau calcul </div> <div style="text-align: center;"> <input type="button" value="Sauvegarder la simulation"/> </div> </div>			
Méthodes à appliquer			
Estimation de la pluie efficace			
<input type="checkbox"/> Turc			
<input type="checkbox"/> Thornthwaite			
<input type="checkbox"/> Dingman			
<input type="checkbox"/> Dingman avec ETP Hamon			
<input type="checkbox"/> Edijatno & Michel			
Estimation directe de la recharge			
<input type="checkbox"/> Relation Empirique			
<input type="checkbox"/> Kessler			
<input type="checkbox"/> Water Table			
<input checked="" type="checkbox"/> Filtres et BFI			

©BRGM - 2020 - ESPERE version 2.44

Contact : espere@brgm.fr

Figure 2-7 : Interface du tableau des paramètres du logiciel ESPERE (cas d'estimation de la recharge avec la méthode des filtres pour la station de la Laïta à Quimperlé, selon l'année hydrologique).

Les calculs sont faits automatiquement par l'application ESPERE et des graphiques permettent de visualiser les débits et débits de base disponibles pour chaque année. La figure 2-8 présente un exemple de ces graphiques pour le cas de la station de jaugeage la Laïta à Quimperlé pour l'année civile 2009.

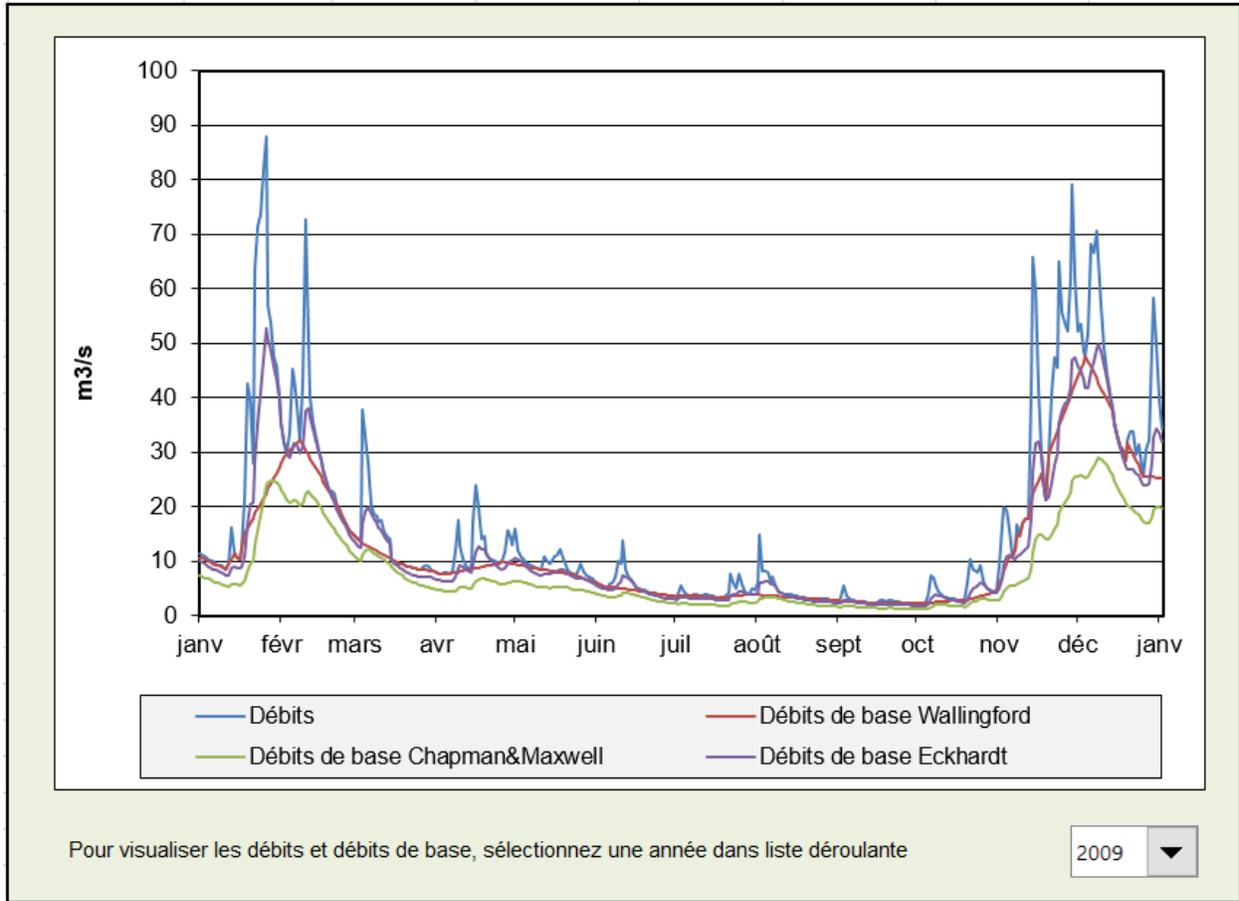


Figure 2-8 : Affichage des débits et débits de base de la station de jaugeage la Laïta à Quimperlé pour l'année civile 2009 (graphique réalisé avec ESPERE).

ESPERE fait donc la séparation des chroniques de débit de cours d'eau à l'aide du filtre numérique récuratif linéaire d'ordre 1 Eckhardt (Lanini, 2020). Selon le manuel d'utilisateur ESPERE (Lanini, 2020), à partir des données quotidiennes de débit et d'une procédure de calcul de la courbe maîtresse de récession (CMR) implémentée dans ESPERE (détaillé dans la section 2.2.3.1), le coefficient de récession « moyen » (α) de la chronique de débit est estimé. Le paramètre k (coefficient de la loi de filtre d'Eckhardt) peut ensuite être déterminé à partir de cette constante de récession de la loi de Maillet, selon la relation suivante (Équation 6) :

$$k = e^{-1/\alpha} \quad (6)$$

Puisqu'il n'y a également pas de valeur imposée pour le BFI_{max} dans le tableau présenté à la figure 2-7, l'estimation automatique de ce paramètre est réalisée par ESPERE. Le BFI (*Base Flow Index*) est le rapport entre le débit de base d'un cours d'eau et le débit total. ESPERE utilise la valeur maximale du BFI annuel calculé par la méthode de Wallingford sur la période de

disponibilité des données de débit. L'équation nécessaire pour calculer le BFI sur une période de N jours successifs par la méthode d'Eckhardt est la suivante (Équation 7) :

$$BFI = \frac{(1-k \cdot BFI_{max})}{(1-k)} \cdot \frac{Q_b^0 - Q_b^N}{\sum_{i=1}^N Q^i} + BFI_{max} \quad (7)$$

À l'échelle annuelle, le terme $\frac{Q_b^0 - Q_b^N}{\sum_{i=1}^N Q^i}$ est négligeable, donc le BFI pour la méthode d'Eckhardt correspond au BFI_{max} (méthode de Wallingford). Les débits de base (Q_b) à la date t sont calculés selon la formule d'Eckhardt (2005) suivante (Équation 8) :

$$Q_b(t) = \frac{k(1-BFI_{max})Q_b(t-1) + (1-k)BFI_{max} \cdot Q(t)}{1-k \cdot BFI_{max}} \quad \text{et} \quad Q_b(t) \leq Q(t) \quad (8)$$

Le débit de base correspond à la lame d'eau infiltrée dans l'aquifère. Le changement du débit de base représente aussi le changement du niveau d'eau dans l'aquifère. Le volume d'eau drainée confirme alors que l'aquifère est poreux. La recharge (R) est ensuite calculée avec l'équation 9 suivante :

$$R \approx BFI_{max} \cdot \frac{\sum Q}{S} \quad (9)$$

La recharge annuelle est égale au cumul des débits de base annuels (Q), divisé par la surface de l'impluvium (aire du bassin versant couvert, S) et multiplié par le BFI_{max} (Lanini, 2020). Ainsi, ESPERE fournit les valeurs annuelles de la recharge ainsi que la valeur estimée du rapport entre le débit de base du cours d'eau et le débit total. En ayant le débit total, les précipitations de SURFEX ainsi que la recharge calculée par ESPERE pour chaque station de jaugeage, il est possible d'estimer les autres composantes hydrologiques. Comme expliqué pour la méthode 2 (section 2.2.2.2), puisque le débit total résulte de la somme de l'infiltration et du ruissellement, ces débits (convertis en mm/an) soustraits aux précipitations annuelles donnent les valeurs annuelles d'évapotranspiration réelle. Puis, les valeurs annuelles de ruissellement sont obtenues en soustrayant les valeurs de recharge aux valeurs de débits (convertis en mm/an). Les données fournies, les calculs détaillés ainsi que les résultats pour les années civiles et hydrologiques sont disponibles dans l'Annexe électronique [dossier *Synthèse-ESPERE-Eckhardt*]. Une synthèse des valeurs des composantes hydrologiques pour les quatre stations de jaugeage en aval des bassins versants régionaux ainsi qu'un diagramme présentant les proportions pour chaque composante sont présentés au tableau 2-8 et à la figure 2-9.

Tableau 2-8 : Synthèse des composantes hydrologiques estimées à partir des données de débit moyen quotidien pour les quatre stations de jaugeage, selon l'année hydrologique.

STATIONS DE JAUGEAGE	P_{tot} (mm/a)	Débits moyens (m ³ /s)	R+RS (mm/a)	ETR (mm/a)	R (mm/a)	RS (mm/a)	C_{RO}
Ellé au Faouët	1178	2,76	602	577	405	197	0,167
Isole à Quimperlé	1172	4,22	594	578	482	112	0,0959
Laïta à Quimperlé	1155	13,8	522	633	405	116	0,101
Scorff au Plouay	1131	4,85	510	621	410	100	0,0885
Plages de valeurs	1131 - 1178	-	-	577 - 633	405 - 482	100 - 197	0,0885 - 0,167

P_{tot} : précipitations totales

C_{RO} : coefficient de ruissellement

RS : ruissellement

ETR : Évapotranspiration réelle

R : recharge

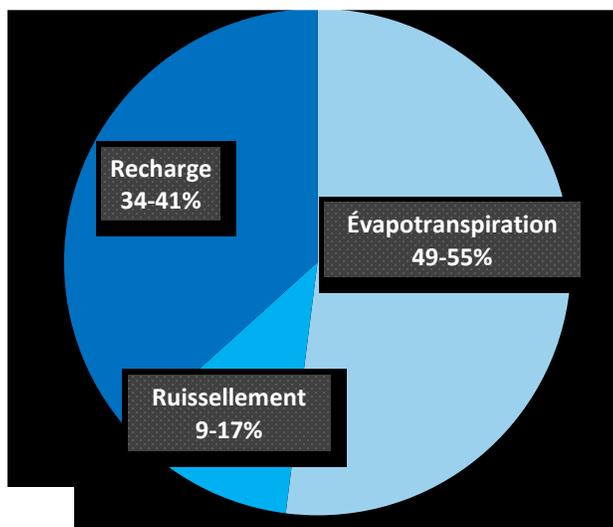


Figure 2-9 : Diagramme des gammes de proportions des composantes hydrologiques estimées à partir des données de débit moyen quotidien pour les quatre stations de jaugeage, selon l'année hydrologique.

Les données de débits de cours d'eau montrent que les proportions des composantes hydrologiques varient moyennement entre les quatre stations de jaugeage en aval des bassins versants régionaux. Selon les différentes stations de jaugeage, la valeur estimée des précipitations totales varie entre 1131 et 1178 mm/a, entre 577 et 633 mm/a pour l'évapotranspiration réelle, entre 405 et 482 mm/a pour la recharge et entre 110 et 197 mm/a pour le ruissellement. En fonction des précipitations totales de chaque bassin versant, la proportion

d'évapotranspiration réelle varie entre 49 et 55%, entre 35 et 40% pour la composante de recharge et entre 9 et 17% pour le ruissellement, selon la station de jaugeage. Les proportions obtenues sont très semblables pour chaque composante lorsque les calculs sont réalisés en fonction de l'année civile. La différence des plages de valeurs est également très semblable (voir Annexe électronique). La plage des valeurs du coefficient de ruissellement obtenue est supérieure à celle obtenue avec la méthode 1 de SURFEX. En effet, les valeurs minimale et maximale de ce paramètre varient de 0,0085 à 0,167.

Suivant les calculs de la courbe maitresse de récession (CMR) dans ESPERE, les valeurs obtenues de Q_0 et $1/\alpha$ pour chaque station de jaugeage, présentées au tableau 2-9, permettent de représenter le comportement moyen de la nappe phréatique en récession, soit au moment où la recharge des eaux souterraines est négligeable. En d'autres mots, la décharge montre le temps de la récession nécessaire pour que l'aquifère se vide complètement. La figure 2-10 montre les quatre graphiques réalisés à partir des valeurs obtenues grâce aux calculs de la CMR (tableau 2-9) et selon l'équation 10 suivante :

$$Q(t) = Q_0 \cdot \exp(-t/\alpha) \quad (10)$$

Tableau 2-9 : Valeurs des paramètres obtenues des calculs de la courbe maîtresse de récession (CMR) réalisés par ESPERE.

Paramètres	Ellé au Faouët (1 et 2)	Isole à Quimperlé	Laïta à Quimperlé	Scorff au Plouay
	1992 à 2011	1971 à 2011	1971 à 2011	1971 à 2011
Q₀ (m ³ /s)	Moyenne de 7,03 et 6,72 = 6,875	11,38	41,56	16,54
1/α (1/jour)	Moyenne de 0,0874 et 0,0752 = 0,0813	0,0709	0,0685	0,0587
α (jour)	12,3	14,1	14,6	17,0

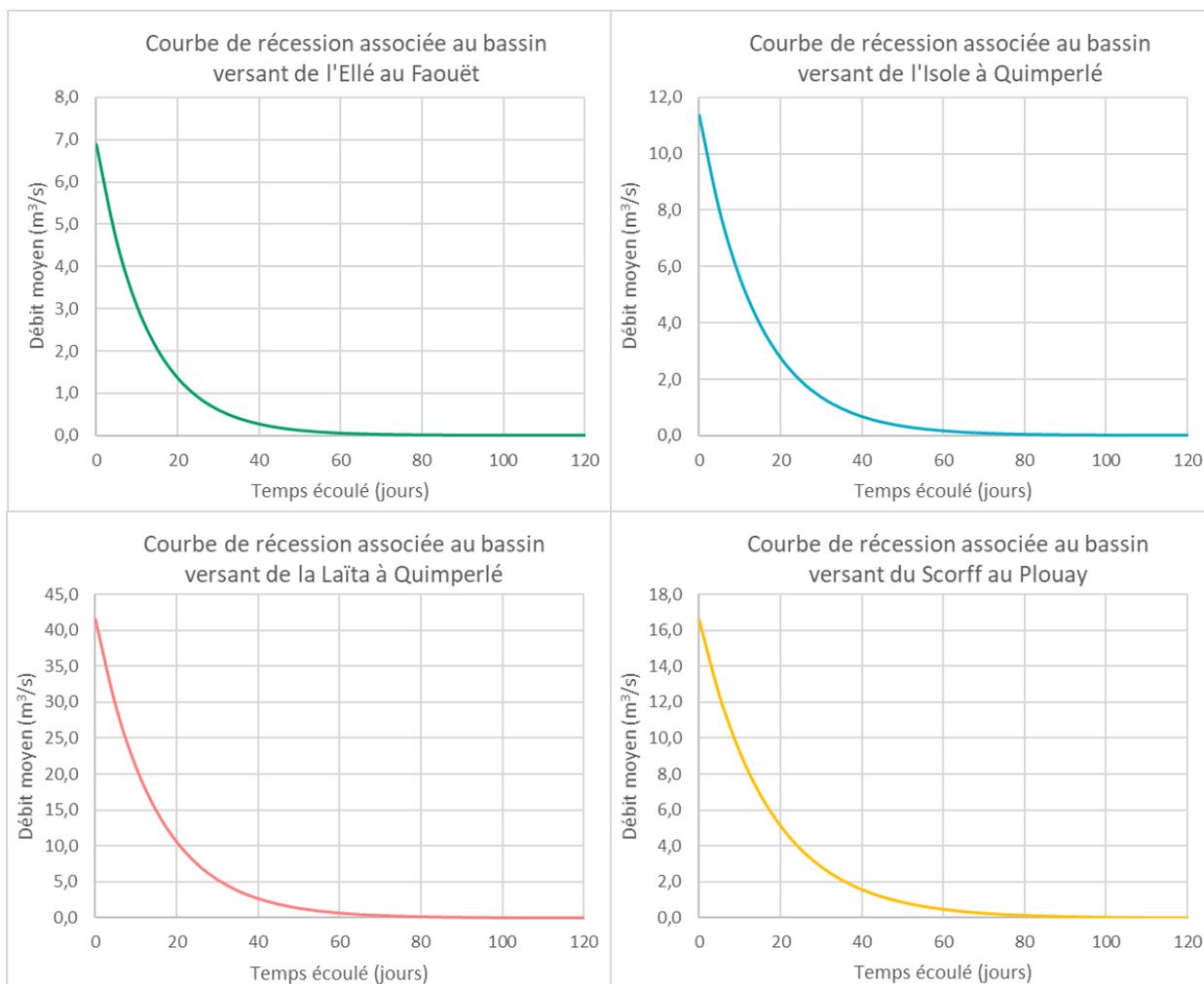


Figure 2-10 : Courbes de récession associées aux quatre bassins versants régionaux.

On remarque que le volume d'emmagasinement est très petit puisqu'il se vide presque complètement en seulement trois mois. Le coefficient de récession moyen α représente l'échelle de temps caractéristique du processus de drainage d'un bassin versant (Brutsaert, 2008). Le tableau 2-9 montre que les valeurs obtenues sont relativement faibles, de 12 à 17 jours. Cela suggère donc des systèmes très diffusifs. La section suivante documente l'estimation de la porosité de drainage qui contrôle le volume d'eau emmagasiné dans la portion de l'aquifère située à une élévation supérieure au lit des cours d'eau et pouvant contribuer au débit de base du cours d'eau.

2.2.3 Recharge locale à partir des hydrogrammes de puits

Pour l'estimation locale de la recharge et des autres composantes hydrologiques, les principales données nécessaires sont les niveaux d'eau souterraine des différents puits d'observation à

Guidel, Ploemeur, Guilligomarc'h et Hennebont et les précipitations quotidiennes. La sélection des puits utilisés a été présentée à la section 2.2.1 (tableau 2-4). Tel que présenté dans le tableau 2-5, les deux méthodes complémentaires utilisées sont l'interprétation directe des niveaux d'eau (WTF) et les bilans hydrologiques combinés (GWHAT). Les résultats obtenus à partir des deux méthodes pour l'estimation locale des composantes hydrologiques sont comparés pour tous les puits dans la section 2.2.3.3. La recharge estimée au puits Saint-Éloi (Guilligomarc'h) est la seule qui peut réellement être comparée aux autres valeurs estimées de recharge régionale puisqu'il s'agit du seul puits qui est relativement proche d'une station de jaugeage ; les autres puits sont trop éloignés des stations hydrométriques.

2.2.3.1 Interprétation directe des niveaux d'eau (WTF)

L'estimation des composantes hydrologiques avec la méthode basée sur les variations des niveaux piézométriques (WTF) est la deuxième méthode qui est réalisée à partir de l'application Excel ESPERE. Cette méthode s'applique, cependant, pour l'estimation locale et elle nécessite les données de piézométrie, en plus des données de débits de cours d'eau. Comme mentionné à la section 1.3.2, à partir de mesures temporelles du niveau de l'eau souterraine et de la porosité de drainage (S_y) de l'aquifère, la recharge peut être évaluée. La méthode WTF implémentée dans ESPERE est « basée sur le calage d'une fonction exponentielle décroissante sur chaque période de récession [et] il s'agit d'une version simplifiée de la méthode proposée par Nimmo et al. (2015) » (Lanini, 2020). Tel que montré à la figure 2-11, la fonction exponentielle décroissante est ajustée sur chaque récession identifiée de plus de 5 jours et la fonction est prolongée jusqu'à la date du début de la récession suivante (Lanini, 2020). « La correction (δ) apportée à l'augmentation de charge est égale à la piézométrie le dernier jour de la récession, moins la valeur de la fonction exponentielle au début de la récession suivante » (Lanini, 2020). De plus, les hypothèses émises sont que les variations du niveau d'eau sont dues à la recharge et à la récession uniquement, et que S_y est uniforme et constante. La méthode implémentée dans ESPERE calcule donc la somme des élévations de niveau d'eau pendant une année et tient compte des récessions non réalisées dans l'application de la méthode (Lanini, 2020).

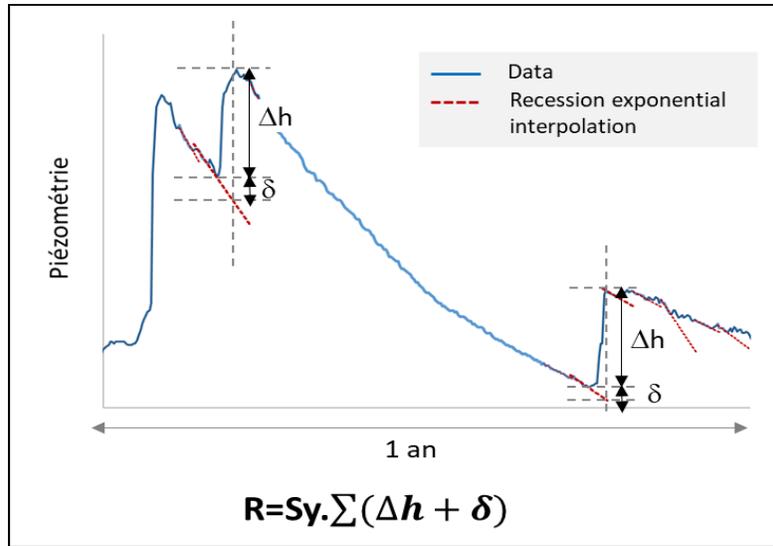


Figure 2-11 : Prise en compte des récessions réalisées dans la méthode WTF (Lanini, 2020).

La recharge annuelle (R) estimée grâce à cette méthode est réalisée en multipliant la porosité de drainage (S_y) par la somme des élévations de niveau piézométriques (Δh) en réponse aux précipitations au cours de l'année, plus la somme des corrections (δ) liées aux récessions non réalisées, tel que décrit par l'équation 11 suivante :

$$R = S_y \cdot \sum (\Delta h + \delta) \quad (11)$$

Cette approche, basée sur la résolution d'un bilan en eau d'aquifère libre (Healy & Cook, 2002), nécessite des chroniques de niveaux piézométriques journalières et de débits dont les périodes sont communes. Les données du niveau de la nappe sont supposées représentatives du niveau moyen dans l'aquifère. Les données de débits sont utilisées par ESPERE pour proposer une valeur de porosité de drainage, selon l'équation 12 suivante :

$$S_y = \frac{\sum Q_b \cdot \Delta t}{\Delta h \cdot Surf} \quad (12)$$

Où le terme $S_y \cdot \Delta h \cdot Surf$ correspond à la variation de volume d'eau stocké ($Surf$ est la surface de l'impluvium) et le terme $\sum Q_b \cdot \Delta t$ représente le volume écoulé vers le cours d'eau. L'implémentation de cette fonctionnalité dans ESPERE repose sur différents principes. Tel que décrit dans le manuel d'utilisateur d'ESPERE (Lanini, 2020), « les périodes sans précipitations sont assimilées aux périodes de récession piézométrique de durée supérieure à 20 jours ; le débit de base utilisé pour le calcul est celui qui est estimé par la méthode de Wallingford ; la valeur de S_y proposée en résultat final est la moyenne de tous les S_y calculés sur les récessions de plus de 20 jours. »

Puisque les valeurs de la porosité de drainage de l'aquifère ne sont pas disponibles, l'estimation automatique de ce paramètre est réalisée par ESPERE. Le seul puits d'observation pour lequel les chroniques piézométriques journalières et les données de débits (station de jaugeage à proximité) sont disponibles est le puits de suivi Saint-Éloi à Guilligomarc'h. Comme mentionné précédemment, les puits situés à Guidel et Ploemeur sont trop éloignés des stations de jaugeage pour pouvoir utiliser les chroniques de débits de ces stations. Puisque le puits Saint-Éloi se situe à la limite entre deux bassins versants régionaux (voir carte I-1), soit la Laïta à Quimperlé et le Scorff au Plouay, l'estimation de la recharge est réalisée en utilisant les données de débits des deux stations de jaugeage. Les précipitations modélisées avec SURFEX sont, encore une fois, utilisées puisqu'elles couvrent les mêmes bassins versants et dans le but d'estimer les valeurs des autres composantes hydrologiques.

Les périodes de données disponibles sont différentes selon le type de données et le bassin versant couvert. Les périodes couvertes par les trois types de données, soient les chroniques de débits, de niveaux piézométriques et de précipitations SURFEX, sont détaillées dans la section *2.2.1 Données disponibles* et présentées à la figure 2-12.

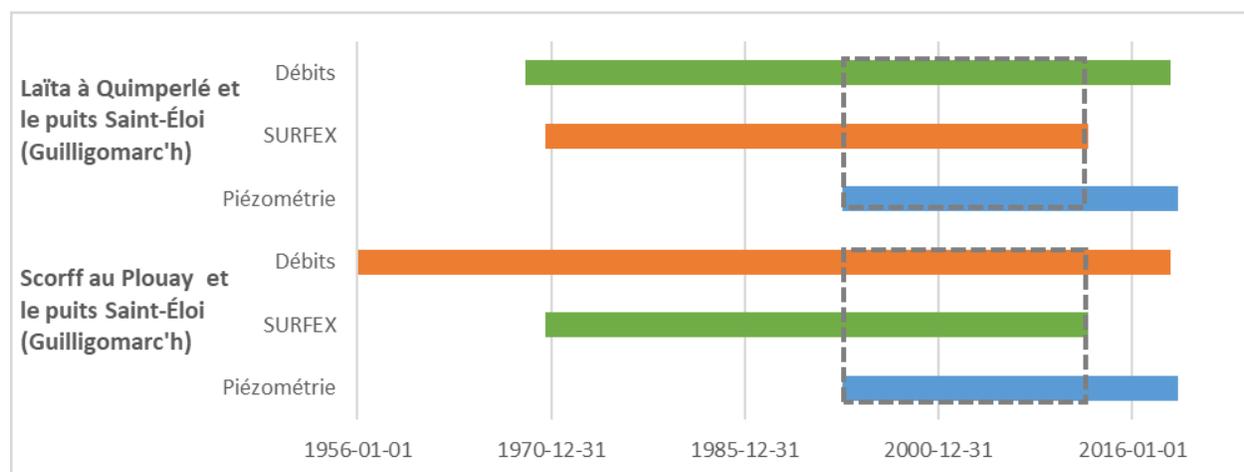


Figure 2-12 : Périodes de données disponibles du niveau piézométrique au puits de suivi Saint-Éloi à Guilligomarc'h et des débits de cours d'eau et de précipitations SURFEX pour les deux bassins versants régionaux situés à proximité du puits de suivi.

Les rectangles pointillés gris sur la figure 2-12 représentent les périodes considérées pour l'estimation des composantes, soit les périodes où la disponibilité est la même pour les trois types de données (débits, SURFEX et piézométrie). Les périodes couvertes, selon l'année civile, sont du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2011 considérant la disponibilité des données pour les deux stations de jaugeage et le puits de suivi Saint-Éloi. À noter que le calcul avec la méthode WTF implémentée dans ESPERE ne fonctionne pas pour l'année hydrologique. De plus, des données

piézométriques sont manquantes et la feuille de calcul ESPERE réalise automatiquement des interpolations linéaires pour les lacunes de 5 jours et moins. Cependant, les lacunes des données piézométriques varient entre 3 à 11 jours et un intervalle relativement important est manquant à partir du 23 avril 2001 au 3 novembre 2004. Ainsi, il est possible de combler les lacunes de trois façons différentes, soit grâce au calcul automatique réalisé par ESPERE (lacunes ≤ 5 jours), en calculant manuellement les médianes (lacunes de 6 à 11 jours), en utilisant les données de niveaux d'eau estimés par GWHAT (GLUE50, section 2.2.3.2) (lacunes > 11 jours). En fonction de la manière de combler les différents intervalles de données manquantes, des données de précipitations utilisées (associées à l'utilisation des données de débits de cours d'eau) et de la valeur de S_y utilisée, cinq différentes combinaisons sont possibles pour estimer la recharge au puits Saint-Éloi. Une synthèse de ces cinq différentes combinaisons pour l'estimation de la recharge et des résultats obtenus pour le puits de suivi Saint-Éloi associé aux deux stations de jaugeage à proximité est présentée au tableau 2-10. Les données fournies, les calculs détaillés ainsi que les résultats pour les années civiles sont disponibles dans l'Annexe électronique [dossier *Synthèse_ESPERE-WTF*]. À noter que pour certaines combinaisons, les données piézométriques (GLUE50) et de porosité de drainage utilisées sont celles obtenues grâce au programme GWHAT (méthode 5, section 2.2.3.2).

Les valeurs de recharge estimées dans ESPERE sont affichées selon deux versions d'application de la méthode WTF différentes. Les valeurs de recharge « RISE » ne tiennent pas compte des récessions non réalisées tandis que les valeurs de recharge « RISE corrigée » prennent en compte ces récessions. Selon le manuel d'utilisateur ESPERE (Lanini, 2020), des tests ont été effectués sur certains cas d'étude et ils « ont montré que la prise en compte des récessions non réalisées augmente la valeur de la recharge estimée par la méthode RISE de 12 à 50% selon les cas ». Ainsi, les valeurs de recharge retenues pour la suite des travaux sont celles calculées et corrigées avec la méthode *WTF-RISE corrigée*. Il est d'abord possible de constater dans le tableau 2-10, que les moyennes pondérées de S_y obtenues à partir des données de débits de cours d'eau (Laïta à Quimperlé et Scorff au Plouay) sont très semblables à celles obtenues avec le programme GWHAT pour le puits Saint-Éloi (section 2.2.3.2). La valeur de S_y locale obtenue avec GWHAT est donc représentative de la région, car elle correspond à celle calculée avec ESPERE pour les deux bassins régionaux associés au puits de suivi Saint-Éloi. Aussi, les valeurs estimées de recharge varient entre 292 et 395 mm/a et elles sont proportionnelles à la valeur de S_y . En observant les valeurs estimées de la recharge au puits de suivi Saint-Éloi pour chaque combinaison, il est possible de constater que les combinaisons 3 et 4 semblent les plus plausibles. En effet, les recharges estimées sont de 362 mm/a pour la combinaison 3 et 370 mm/a

pour la combinaison 4, ce qui est relativement près de la recharge locale estimée au même puits avec le GWHAT (section 2.2.3.2), soit 329 mm/a (année hydrologique du Québec du 1^{er} octobre au 30 septembre). On remarque aussi que les niveaux d'eau estimés par GWHAT (GLUE50, combinaison 5) ont moins de variabilité que les niveaux d'eau observés (combinaison 4).

Tableau 2-10 : Détails et résultats des cinq combinaisons possibles pour estimer la recharge à partir des données piézométriques pour le puits Saint-Éloi (Guilligomarc'h) et des données de débit de cours d'eau provenant des deux stations de jaugeage situées à proximité du puits.

Combinaisons	Débits (calcul Sy)	Détails sur les données piézométriques utilisées	Sy	Manque de données	R (mm/a) RISE corrigée	
1	oui	Lacunes comblées par ESPERE et calculs manuels de médianes	Non pondérée	Laïta à Quimperlé 0,0234	2001 à 2004	395
				Scorff au Plouay 0,0321		
2	oui	Lacunes comblées par ESPERE et calculs manuels de médianes	Moyenne pondérée imposée	Laïta à Quimperlé 0,0248	2001 à 2004	395
				Scorff au Plouay 0,0307		
3	non	Lacunes comblées par ESPERE et calculs manuels de médianes	Moyenne pondérée imposée	Laïta à Quimperlé 0,0267	2001 à 2004	381
				Scorff au Plouay 0,027		
4	non	Lacunes comblées par ESPERE et calculs manuels de médianes	Valeur de GWHAT imposée	Saint-Éloi 0,026	2001 à 2004	362
5	non	Lacunes comblées par GLUE50 (GWHAT)	Valeur de GWHAT imposée	Saint-Éloi 0,026	-	370
5	non	Données de GLUE50 (GWHAT)	Valeur de GWHAT imposée	Saint-Éloi 0,026	-	292

P_{tot} : précipitations totales

R : recharge

Dans le but d'avoir plus d'un résultat à comparer avec l'autre méthode (5) d'estimation de la recharge locale (GWHAT), l'estimation de la recharge pour les puits à Guidel, Ploemeur et Hennebont est réalisée selon les combinaisons 3 et 4 (tableau 2-10), soit celles jugées les plus plausibles. Ainsi, les valeurs de Sy utilisées par GWHAT ont été imposées directement dans la feuille de calcul ESPERE pour chacun des puits et seules les données de précipitations quotidiennes de la station locale Lorient et les chroniques piézométriques sont utilisées pour estimer la recharge avec la méthode WTF. De plus, les mesures de niveaux d'eau manquantes sont comblées selon les trois façons mentionnées précédemment. D'abord, si les lacunes sont inférieures à 5 jours, la feuille de calcul ESPERE comble les lacunes en faisant une interpolation

linéaire. Ensuite, si la période de lacunes est entre 6 à 11 jours, une médiane est calculée directement pour la valeur centrale pour diviser cette période en deux ; ESPERE peut alors calculer automatiquement les valeurs manquantes. Finalement, pour les périodes plus grandes, les valeurs de GLUE50 sont utilisées pour combler les lacunes. Le tableau 2-11 présente les résultats de la recharge estimée, selon l'année civile, avec la méthode WTF implémentée dans ESPERE à partir des niveaux piézométriques et les proportions des précipitations pour les puits situés à Guidel, Guilligomarc'h et Hennebont. Il n'a pas été possible de réaliser l'estimation de la recharge pour les puits situés à Ploemeur. En effet, ces puits présentent trop de périodes manquantes de moyenne à longue durée ce qui nécessite un temps de correction des données trop long et des résultats peu représentatifs.

Tableau 2-11 : Synthèse de la recharge locale estimée avec la méthode WTF à partir des niveaux piézométriques pour les puits situés à Guidel, Ploemeur, Guilligomarc'h et Hennebont, selon l'année civile.

Puits	Sy	Périodes disponibles	P_{tot} (mm/a)	R (mm/a) RISE corrigé	Proportions (%) R (RISE corrigé)	Nombre de lacunes (périodes < 11 j) comblées par GLUE50	Remarques	
Guidel	PSR1	0,061	2010-2016	883	375	42,5%	243	
	PSR2	0,135	2010-2015	914	612	67,0%	943	Non valide
	PSR15	0,122	2010-2016	883	688	78,0%	287	Non valide
	PZ15	0,068	2010-2016	883	285	32,2%	311	
	PZ16	0,106	2010-2014	942	848	90,1%	198	Non valide
	PZ17	0,050	2010-2016	883	498	56,5%	208	
	PZ19	0,316	2010-2016	883	1109	125,6%	390	Non valide
	PZ21	0,165	2010-2016	883	957	108,4%	416	Non valide
Saint-Éloi (Guilligomarc'h)	0,026	1994-2017	870	367	42,1%	1299		
Kerbillan (Hennebont)	0,165	2004-2017	858	2397	279,4%	113	Non valide	
Ploemeur	F9	0,044	1992-2014	-	-	-		
	F19	0,033	1992-2015	-	-	-		
	F35	0,027	1995-2014	-	-	-		
Min	0,026	-	858	285	32,2%			
Max	0,316	-	942	2397	279,4%			

Sy : porosité de drainage

P_{tot} : précipitations totales

R : recharge (RISE corrigé pour méthode WTF)

La plage de valeurs de la recharge locale estimée avec WTF est très grande ; elle varie de 285 mm/a (PZ15) à 2397 mm/a (Kerbillan). Cela représente 32% à 279% des précipitations de la station Lorient. Cependant, certaines valeurs de recharge estimées ne sont pas plausibles et cela peut être dû aux valeurs élevées de porosité de drainage imposées (obtenues avec GWHAT) et aux remplacements des données piézométriques manquantes par les données GLUE50 estimées avec GWHAT. Il est possible de remarquer que plus la valeur de S_y est élevée, plus la valeur estimée de recharge est élevée. De plus, en comparant les valeurs GLUE50 avec les niveaux d'eau observés quotidiens, il y a souvent une grande différence de valeur pour pareilles dates. Ainsi, les chroniques piézométriques qui possèdent de longues périodes de données manquantes (>11 jours) nécessitent d'utiliser les données GLUE50. Cela engendre des irrégularités dans les chroniques et donc des valeurs de recharge plus élevées. Les valeurs élevées de S_y obtenues avec GWHAT, soit pour les puits PSR2, PSR15, PZ16, PZ19, PZ21 et Kerbillan (Hennebont) engendrent des valeurs de recharges très élevées voir irréalistes. Ainsi, seulement quatre puits possèdent des valeurs de recharge plausibles, soit les puits PSR1, PZ15, PZ17 et Saint-Éloi (Guilligomarc'h). Les données fournies et les calculs détaillés sont disponibles dans l'Annexe électronique [dossier *Synthèse-ESPERE-WTF*].

2.2.3.2 Bilan de surface et bilan d'aquifère (GWHAT utilisant SMB & WTF)

Le programme GWHAT (*Ground-Water Hydrograph Analysis Toolbox*) a été développé dans le but d'estimer la recharge d'un aquifère libre à partir des niveaux d'eau souterraine et des données météorologiques. Cette approche, automatisée par Gosselin *et al.* (2018), combine le bilan hydrologique de surface (SMB) avec le bilan en eau d'un aquifère à nappe libre (AWB). Le modèle GWHAT permet donc de reproduire le comportement de la nappe libre suite à la recharge à l'aide de divers paramètres et données. Le principe de cette méthode d'estimation est de calculer la quantité d'eau disponible pour le ruissellement de surface et l'infiltration dans le sol, puis d'estimer le taux de recharge potentielle quotidien, soit la quantité d'eau excédant la capacité au champ dans la zone racinaire, grâce au bilan hydrologique de surface simplifié. Ensuite, ces estimations de recharge sont utilisées comme valeurs d'entrées au bilan en eau de l'aquifère libre pour calculer les fluctuations du niveau de nappe avec la porosité de drainage (S_y) de l'aquifère. Finalement, ces fluctuations permettent de produire un hydrogramme de puits synthétique qui est comparé à l'hydrogramme de puits mesuré. La calibration de cette méthode combinée et l'évaluation des incertitudes sur chaque hydrogramme synthétique sont réalisées avec la méthode GLUE (« *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* ») (Gosselin *et al.*, 2018). Cette

approche nécessite plus de données et de paramètres que les autres méthodes et l'application de la méthode est détaillée dans la présente section en utilisant le puits PSR1 comme exemple.

D'abord, en important les données piézométriques (incluant l'altitude de chaque puits d'observation), les hydrogrammes de puits mesurés sont produits. La figure 2-13 présente l'hydrogramme mesuré du puits PSR1 et les points rouges correspondent aux mesures prises manuellement dans le puits d'observation. Tous les autres hydrogrammes de puits mesurés sont présentés en annexe II aux figures III-5 à III-19. Tel que mentionné à la section 2.2.1, il est possible de remarquer que les puits de Guidel PSR5, PSR23 et PSR24 semblent présenter des données erronées. Ces erreurs sont probablement dues à une mauvaise prise de mesure ou à une mauvaise correction des données. Ces trois hydrogrammes ne sont donc pas utilisés pour l'estimation de la recharge. Les données météorologiques sont aussi importées dans le programme GWHAT et ce sont celles de la station Lorient qui sont utilisées pour les puits de Guidel et Ploemeur et celles de SURFEX qui sont utilisées pour les puits de Saint-Éloi et de Kerbillan (seulement pour les précipitations). Les données de précipitations et de température sont donc présentées au-dessus des hydrogrammes de puits, entre autres, pour visualiser l'effet des saisons et des périodes de fortes précipitations sur les niveaux d'eau dans les puits, tel que montré dans la figure 2-13.

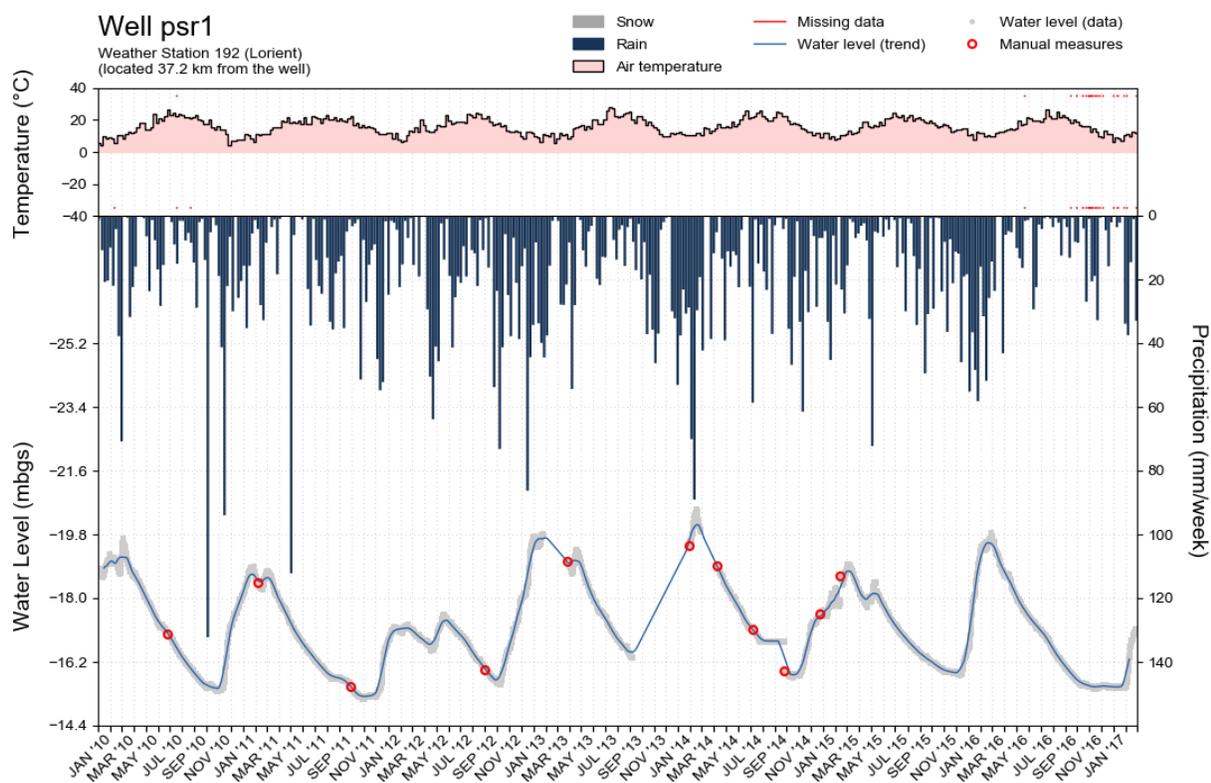


Figure 2-13 : Hydrogramme du puits PSR1 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

Ensuite, la courbe maîtresse de récession (CMR), soit la courbe montrant le comportement moyen de la baisse du niveau de la nappe phréatique lors des périodes où la recharge est négligeable, est définie à partir de l'hydrogramme de puits mesuré (figure 2-13 et figures III-5 à III-19). Des intervalles de récession sont sélectionnés directement sur l'hydrogramme de puits, puis l'équation de la CMR est calculée automatiquement par GWHAT (tableau 2-12) (Gosselin *et al.*, 2018a). La figure 2-14 montre les courbes de récession simulées (lignes pointillées rouges) pour l'hydrogramme du puits PSR1. Le tableau 2-12 détaille les erreurs quadratiques moyennes (RMSE ou *Root-Mean-Square-Error*) entre les valeurs mesurées et les valeurs dérivées de la CMR. La RMSE du puits PSR1 est 0,175 m, ce qui est relativement faible.

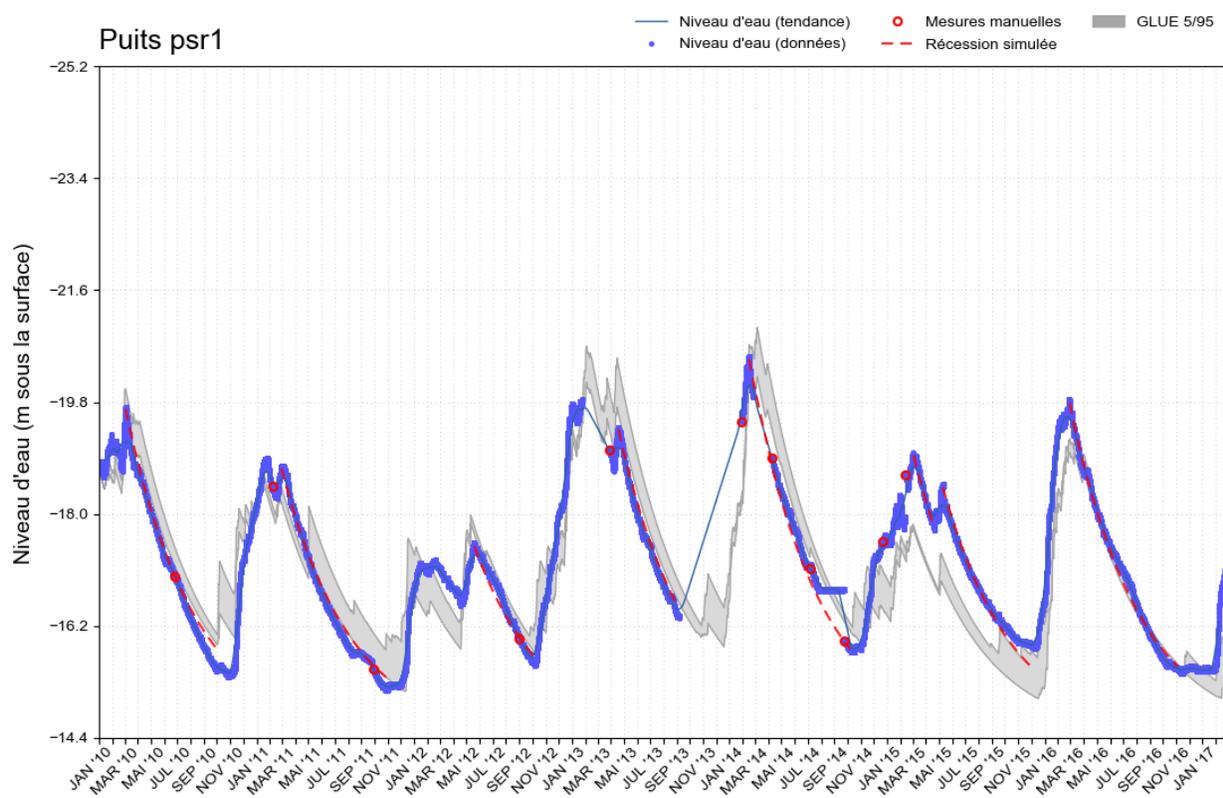


Figure 2-14 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits PSR1.

En plus des données d'entrée météorologiques et piézométriques, des plages de valeurs plausibles des paramètres d'entrée hydrologiques doivent également être définies pour chaque puits. Il s'agit de la porosité de drainage (S_y), de la réserve en eau utile maximale du sol (RAS_{max}) et du coefficient de ruissellement (C_{RO}). Les plages de valeurs de départ imposées pour ces trois paramètres sont compilées dans le tableau 2-12 pour chacun des puits et elles permettent de produire les hydrogrammes synthétiques. La porosité de drainage correspond à la porosité du sol

libérée de son eau par gravité suite au drainage. Cette valeur peut être estimée à partir d'essais de pompage ou mesurée à partir d'échantillons de sol, mais ce paramètre reste difficile à mesurer. Puisque ce paramètre varie en fonction de la profondeur et selon les périodes de temps considérées, il est difficile d'obtenir une valeur qui permet de bien reproduire les fluctuations du niveau de la nappe dans un bilan d'eau théorique (Delin *et al.*, 2007). Étant donné le manque de données, la plage de valeurs est estimée à partir de la porosité moyenne correspondant à l'horizon fissurée, soit l'unité où se situe la zone de fluctuation de la nappe libre. Tel que montré dans la section 2.1 au tableau 2-1, la porosité de l'horizon fissurée varie d'environ 0,1 à 10%. Puisque la porosité de drainage est inférieure à la porosité totale, les valeurs utilisées représentent environ la moitié de ces valeurs moyennes. La valeur inférieure reste à 0,1% puisque le logiciel ne permet pas d'imposer des valeurs plus faibles, alors que la valeur supérieure imposée est de 5%. La réserve en eau utile maximale (RAS_{max}) correspond à la plus grande quantité d'eau disponible pour l'évapotranspiration qui peut être retenue par le sol (Gosselin *et al.*, 2018a). La détermination des plages de valeurs de ce paramètre pour chacun des puits nécessite l'utilisation du logiciel ArcGIS et de la relation suivante (équation 13) (Rushton *et al.*, 2006) :

$$RAS_{max} = 1000 \cdot (\theta_{FC} - \theta_{WP}) \cdot P_r \quad (13)$$

où RAS_{max} : la réserve en eau utile maximale dans le sol (mm),
 θ_{FC} : capacité au champ,
 θ_{WP} : point de flétrissement,
 P_r : profondeur des racines (m).

Une grille de points, dont le maillage est de 250 m x 250 m, est créée pour couvrir la zone et permettre d'extraire les données des *rasters* de capacité au champ (θ_{FC}), de point de flétrissement (θ_{WP}) et de profondeur racinaire. Les données de capacité au champ et de point de flétrissement proviennent de la base de données *Multilayered European Soil Hydraulic Databasse (EU-SoilHydroGrids ver1.0)*, laquelle fournit des données hydrologiques pour sept profondeurs différentes de sol à une résolution aux 250 m (Tóth *et al.*, 2017). Les données aux profondeurs 5 et 200 cm, soit les extrêmes, sont utilisées afin de couvrir toutes les valeurs possibles. Les données de profondeur racinaire sont obtenues à partir des groupes de cultures du Registre Parcellaire Graphique (RPG) de la Bretagne (carte I-8) fournies par l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN). En effet, la compilation des valeurs de profondeurs racinaires provenant de la littérature permet d'associer des valeurs minimales, moyennes et maximales aux

diverses cultures réparties sur le territoire, tel que présenté au tableau 2-13 et sur la carte I-8. À noter que les valeurs maximales issues de la littérature sont limitées à 100 cm et les valeurs moyennes sont estimées à partir des valeurs compilées minimales et maximales. La valeur minimale de profondeur racinaire est finalement retenue pour le calcul de la limite inférieure du RAS_{max} et la valeur moyenne est retenue pour le calcul de la limite supérieure.

Tableau 2-12 : Définition de la courbe maîtresse de récession (CMR) et compilation des plages de valeurs des paramètres hydrologiques utilisées dans le processus de calage des hydrogrammes synthétiques avec GWHAT pour chaque puits analysé.

Puits	Équation de la courbe maîtresse de récession (CMR)	RAS_{max} (mm)		C_{RO}		Sy	
		Min	Max	Min	Max	Min	Max
PSR1	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -6.24 h + -90.01 RMSE = 0.175009 m	65	200	0,05	0,15	0,001	0,05
PSR2	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -4.32 h + -41.84 RMSE = 0.060857 m	65	200	0,05	0,15	0,001	0,05
PSR15	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -2.71 h + -37.54 RMSE = 0.154052 m	65	200	0,05	0,15	0,001	0,05
PZ15	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -9.47 h + -162.56 RMSE = 0.171186 m	65	200	0,05	0,15	0,001	0,05
PZ16	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -9.07 h + -119.28 RMSE = 0.152491 m	65	200	0,05	0,15	0,001	0,05
PZ17	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -29.85 h + -409.76 RMSE = 0.170314 m	65	200	0,05	0,15	0,001	0,05
PZ19	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -0.78 h + -4.35 RMSE = 0.164500 m	65	200	0,05	0,15	0,001	0,05
PZ21	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -0.08 h + 5.10 RMSE = 0.184206 m	65	210	0,05	0,15	0,001	0,05
Guilligomarc'h	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -17.15 h + 421.79 RMSE = 0.391514 m	80	210	0,05	0,15	0,001	0,05
Hennebont	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -27.18 h + 274.31 RMSE = 0.302387 m	70	200	0,05	0,15	0,001	0,05
F9	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -2.71 h + -51.26 RMSE = 0.458925 m	65	180	0,05	0,15	0,001	0,05
F19	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -4.78 h + -19.38 RMSE = 1.044182 m	65	190	0,05	0,15	0,001	0,05
F35	$\partial h/\partial t$ (mm/d) = -4.89 h + -10.76 RMSE = 1.024805 m	65	200	0,05	0,15	0,001	0,05

RAS_{max} : réseau en eau utile maximale dans le sol

C_{RO} : coefficient de ruissellement

Sy : porosité de drainage

Finalement, le coefficient de ruissellement est obtenu grâce aux données du modèle de SURFEX, des quatre stations de jaugeage situées dans la zone d'étude. Il est possible de déterminer la valeur constante de ce paramètre en calculant le rapport de la somme des mesures de ruissellement sur la somme des mesures de précipitations pour la période disponible, soit de juillet 1970 à juillet 2012. Le coefficient de ruissellement est ainsi obtenu pour les quatre stations de jaugeage et la moyenne de ces valeurs est ensuite calculée, soit 0.0956 (environ 10%). La plage de valeurs du paramètre C_{RO} est définie comme étant 5% au-dessus et en dessous de la moyenne. La limite inférieure est donc fixée à 5% et la limite supérieure à 15% pour tous les puits d'observation, tel que présenté dans le tableau 2-13.

Tableau 2-13 : Définition de la profondeur racinaire en fonction du type de cultures pour la zone d'étude locale.

Type de cultures	Profondeur racinaire (cm)			Nb de parcelles	Références
	<i>Pr_min</i>	<i>Pr_moy</i>	<i>Pr_max</i>		
Eau	0	0	0	-	-
Blé tendre	80	90	300 (100)	4047	Rushton (2003)
Maïs grain et ensilage	80	90	240 (100)	9198	Canadell <i>et al.</i> (1996), Jackson <i>et al.</i> (1996) et Allen <i>et al.</i> (1998)
Orge	100	100	220 (100)	1896	Canadell <i>et al.</i> (1996) et Allen <i>et al.</i> (1998)
Autres céréales	100	100	180 (100)	2274	Canadell <i>et al.</i> (1996) et Jackson <i>et al.</i> (1996)
Colza	100	100	150 (100)	928	Rushton (2003)
Autres oléagineux	60	80	180 (100)	2	Jackson <i>et al.</i> (1996) et Allen <i>et al.</i> (1998)
Protéagineux	50	75	400 (100)	185	Canadell <i>et al.</i> (1996) et Allen <i>et al.</i> (1998)
Plantes à fibres	50	75	170 (100)	14	Allen <i>et al.</i> (1998)
Gel (surfaces gelées sans production)	50	75	225 (100)	1247	Mekonnen <i>et al.</i> (1997)
Fourrage	50	75	300 (100)	1446	Allen <i>et al.</i> (1998)
Estives et landes	50	75	300 (100)	242	Allen <i>et al.</i> (1998)
Prairies permanentes	50	75	100	10741	Rushton (2003)
Prairies temporaires	50	75	100	13172	Rushton (2003)
Vergers	50	75	200 (100)	181	Allen <i>et al.</i> (1998)
Fruits à coque	170 (100)	100	240(100)	4	Allen <i>et al.</i> (1998)
Autres cultures industrielles	60	80	420 (100)	61	Canadell <i>et al.</i> (1996) et Rushton (2003)
Légumes ou fleurs	20	60	150 (100)	1067	Allen <i>et al.</i> (1998)
Divers	50	75	370 (100)	4369	Allen <i>et al.</i> (1998) et Canadell <i>et al.</i> (1996]

La procédure d'optimisation automatisée du programme GWHAT peut ensuite être réalisée. Toutes les combinaisons de valeurs possibles pour les trois paramètres hydrologiques (S_y , RAS_{max} et C_{RO}) sont testées à partir des plages de valeurs de départ imposées pour chaque puits. La procédure d'optimisation permet alors de comparer les hydrogrammes de puits synthétiques et les hydrogrammes de puits mesurés. Dans le but de bien caler les hydrogrammes synthétiques, les plages de valeurs initiales (tableau 2-12) peuvent être modifiées pour englober le plus de possibilités plausibles. Le tableau 2-14 présente les plages de valeurs plausibles et imposées dans GWHAT pour réaliser le calage des hydrogrammes synthétiques associés à chacun des puits. Pour chaque combinaison de C_{RO} et RAS_{max} , l'hydrogramme synthétique produit est calé aux observations en optimisant la valeur de S_y avec l'algorithme de Gauss-Newton (Gosselin *et al.*, 2018b; Menke, 1989). Les gammes de valeurs des paramètres utilisés par GWHAT pour la production des hydrogrammes synthétiques sont détaillées au tableau 2-15 (aussi présenté au tableau III-1 en annexe (limites *min* et *max* pour toutes les possibilités)).

Tableau 2-14 : Compilation des valeurs minimales et maximales des trois paramètres hydrologiques utilisées dans GWHAT pour chaque puits analysé suivant le calage des hydrogrammes synthétiques.

Puits		Paramètres calés					
		RAS_{max} (mm)		C_{RO}		S_y	
		Min	Max	Min	Max	Min	Max
Guidei	PSR1	25	100	0,05	0,15	0,001	0,08
	PSR2	25	100	0,05	0,15	0,001	0,15
	PSR15	25	100	0,05	0,15	0,001	0,14
	PZ15	25	100	0,05	0,15	0,001	0,10
	PZ16	25	100	0,05	0,15	0,001	0,11
	PZ17	25	100	0,05	0,15	0,001	0,06
	PZ19	25	100	0,05	0,15	0,001	0,40
	PZ21	50	210	0,1	0,15	0,001	0,20
Guilligomarc'h		25	100	0,05	0,15	0,001	0,05
Hennebont		25	100	0,05	0,15	0,001	0,05
Ploemeur	F9	25	100	0,05	0,15	0,001	0,08
	F19	25	100	0,05	0,15	0,001	0,05
	F35	25	100	0,05	0,15	0,001	0,05

Tableau 2-15 : Compilation des valeurs minimales et maximales des trois paramètres hydrologiques qui sont réellement utilisées pour produire les modèles dans GWHAT pour chaque puits analysé.

Puits		Paramètres utilisés par GWHAT pour produire les modèles					
		RAS_{max} (mm)		C_{RO}		Sy	
		Min	Max	Min	Max	Min	Max
Guidel	PSR1	25	100	0,05	0,15	0,044	0,070
	PSR2	25	100	0,05	0,15	0,095	0,146
	PSR15	25	100	0,05	0,15	0,085	0,133
	PZ15	25	100	0,05	0,15	0,063	0,097
	PZ16	25	100	0,05	0,15	0,078	0,120
	PZ17	25	100	0,05	0,15	0,042	0,056
	PZ19	25	100	0,05	0,15	0,211	0,348
	PZ21	25	100	0,05	0,15	0,112	0,183
Guilligomarc'h		25	100	0,05	0,15	0,021	0,029
Hennebont		25	100	0,05	0,15	0,032	0,039
Ploemeur	F9	25	100	0,05	0,15	0,041	0,066
	F19	25	100	0,05	0,15	0,023	0,037
	F35	25	100	0,05	0,15	0,025	0,041

Aucun changement n'a été apporté à la plage de valeurs du C_{RO} . La valeur minimale du RAS_{max} a diminué à 25 mm et la valeur maximale à 100 mm pour tous les puits. Les gammes de valeurs de Sy ont été modifiées pour tous les puits et certaines sont relativement grandes et douteuses, telles que celles des puits PZ19 et PZ21. Les valeurs du tableau 2-15 représentent les valeurs minimales et maximales plausibles qui permettent d'obtenir toutes les possibilités d'hydrogrammes de puits synthétiques.

Tous les puits dont la recharge peut être estimée semblent présenter de bonnes concordances entre les hydrogrammes synthétiques et les hydrogrammes mesurés (figures 2-14 et III-20 à III-31). Le puits PSR1 à la figure 2-14 montre que l'hydrogramme simulé représente bien les fluctuations de nappe mesurées à long terme, même s'il est difficile de reproduire chaque pic individuellement. Le tableau 2-16 synthétise (à gauche) les valeurs médianes des paramètres hydrologiques permettant le meilleur calage entre les hydrogrammes synthétiques et mesurés et la partie droite du tableau présente les bilans hydrologiques obtenus suite au calage des hydrogrammes de puits. Ces derniers sont réalisés par GWHAT et ce programme considère l'année hydrologique du Québec, soit du 1^{er} octobre au 30 septembre, ce qui peut légèrement influencer les résultats, mais faiblement, car le mois de septembre en France est généralement marqué par des précipitations peu abondantes. Ainsi, les statistiques complètes réalisées sur les paramètres hydrologiques sont disponibles en annexe III au tableau III-1. Un diagramme

présentant les proportions pour chaque composante est présenté à la figure 2-15. Les données fournies, les calculs détaillés ainsi que les résultats pour les années hydrologiques sont disponibles dans l'Annexe électronique [dossier *Synthèse-GWHAT*]. Les puits PZ19 et PZ21 ont été corrigés directement dans GWHAT ; c'est-à-dire que les données qui semblaient erronées ont été supprimées (les figures avant et après sont disponibles dans l'Annexe électronique).

Tableau 2-16 : Synthèse des paramètres hydrologiques optimums et des composantes du bilan en eau annuel obtenus avec le programme GWHAT, selon l'année hydrologique du Québec (1^{er} octobre au 30 septembre).

Valeurs médianes des paramètres hydrologiques optimums menant aux valeurs minimales de RMSE (10%)					Valeurs des composantes hydrologiques du bilan en eau annuel moyen de 1975 à 2018				
Puits	C_{RO}	RAS_{max} (mm)	Sy	RMSE (mmbgs)	P_{tot} (mm/a)	ETR (mm/a)	RS (mm/a)	R (mm/a)	
Guidel	PSR1	0,07	42	0,061	540,8	881	88	447	346
	PSR2	0,08	28	0,135	222,5			463	331
	PSR15	0,085	28	0,122	411,8			463	331
	PZ15	0,11	97	0,068	383,6			467	325
	PZ16	0,07	33	0,106	360,1			463	330
	PZ17	0,06	55,5	0,050	388,5			465	328
	PZ19	0,09	28	0,316	231,7			462	331
	PZ21	0,09	28	0,165	486,2			463	330
Guilligomarc'h	0,06	47	0,026	988,5	881	88	464	329	
Hennebont	0,09	28	0,165	486,2			463	330	
Ploemeur	F9	0,13	95,5	0,044	841,8	881	88	468	325
	F19	0,105	28	0,033	2636,1			465	328
	F35	0,13	95	0,027	1501,7			466	327
Min	0,06	28	0,026	222,5	881	447	88	325	
Max	0,13	97	0,316	2636,1	881	468	88	346	

RAS_{max} : réseau en eau utile maximale dans le sol

C_{RO} : coefficient de ruissellement

Sy : porosité de drainage

RMSE : erreur quadratique moyenne

P_{tot} : précipitations totales

C_{RO} : coefficient de ruissellement

RS : ruissellement

ETR : Évapotranspiration réelle

R : recharge

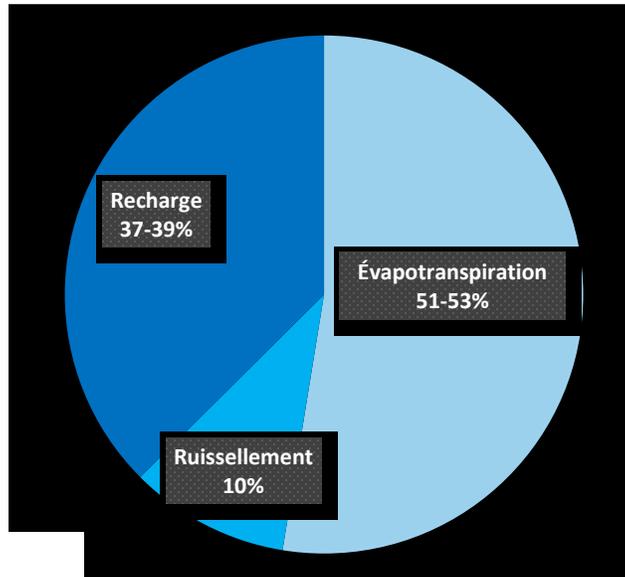


Figure 2-15 : Diagramme des gammes de proportions des composantes hydrologiques obtenues avec le modèle GWHAT et à partir des bilans en eau annuels des puits de Guidel, Ploemeur, Guilligomarc'h et Hennebont, selon l'année hydrologique du Québec (1er octobre au 30 septembre).

D'abord, les valeurs de coefficient de ruissellement de tous les puits varient entre 0,06 à 0,13. Cependant, le ruissellement semble plus important à Ploemeur puisque les valeurs de C_{RO} des trois puits ($F9$, $F19$ et $F35$) valent plus que la moyenne de 0,09 de tous les puits. Le paramètre de la réserve en eau utile RAS_{max} est variable pour les trois secteurs, mais les valeurs sont relativement faibles. Elles varient de 28 à 97 mm et la moyenne est de 48,7 mm. En effet, la zone d'étude est principalement caractérisée par des terres agricoles et quelques bocages. Il n'y a pas de forêts denses qui couvrent la zone d'étude, lesquelles ont normalement une capacité d'évapotranspiration plus importante due à leur profondeur racinaire plus grande que d'autres cultures agricoles. Concernant le paramètre Sy représentant la porosité de drainage, il varie de 0,026 à 0,316 pour tous les puits et la moyenne vaut 0,102. En observant les valeurs de Sy dans le tableau 2-16, il est possible de remarquer qu'elles sont plus élevées dans le secteur de Guidel par rapport aux deux autres secteurs. Les puits PSR2, PSR15, PZ16, PZ19, PZ21 et Kerbillan (Hennebont) présentent des valeurs particulièrement élevées. Ces résultats sont obtenus en raison de leur position hydrologique qui sont relativement basses par rapport à la topographie. En observant de plus près la position de chacun des puits par rapport à la topographie sur la figure 2-16, on remarque que les puits ayant des valeurs de Sy plus élevées sont situés plus près de la zone d'émergence (cours d'eau) et où la topographie est plus faible. À ces endroits, les fluctuations réelles de la nappe sont limitées par la surface du sol ; les niveaux d'eau ne peuvent pas augmenter plus haut que la hauteur du sol et, dans le cas où ils sont dans une zone

d'émergence, ils ne diminueront pas beaucoup. La variation des niveaux d'eau dans ces puits ne reflète donc pas directement la recharge. Pour les mêmes données météo, coefficients de ruissellement et réserves en eau utile, GWHAT doit compenser pour ces puits en utilisant une porosité de drainage plus grande pour refléter la vraie recharge. En observant les hydrogrammes de puits (figure 2-13 et figures III-5 à III-19) on remarque des changements de charges, mais l'amplitude n'est pas assez grande pour bien représenter la recharge alors la valeur élevée de S_y compense cette atténuation. Les valeurs élevées de S_y indiquent donc en fait que les puits PSR2, PSR15, PZ16, PZ19, PZ21 et Kerbillan (Hennebont) ne sont pas adéquats pour représenter la recharge et les paramètres hydrologiques. Finalement, les valeurs minimales des RMSE associées aux paramètres hydrologiques optimums sont plus élevées pour les puits éloignés (Guilligomarc'h et Hennebont) et encore davantage pour les puits situés à Ploemeur. Les valeurs de RMSE varient de 222,5 à 2636,1 mmbgs et la moyenne est de 733,2 mmbgs.

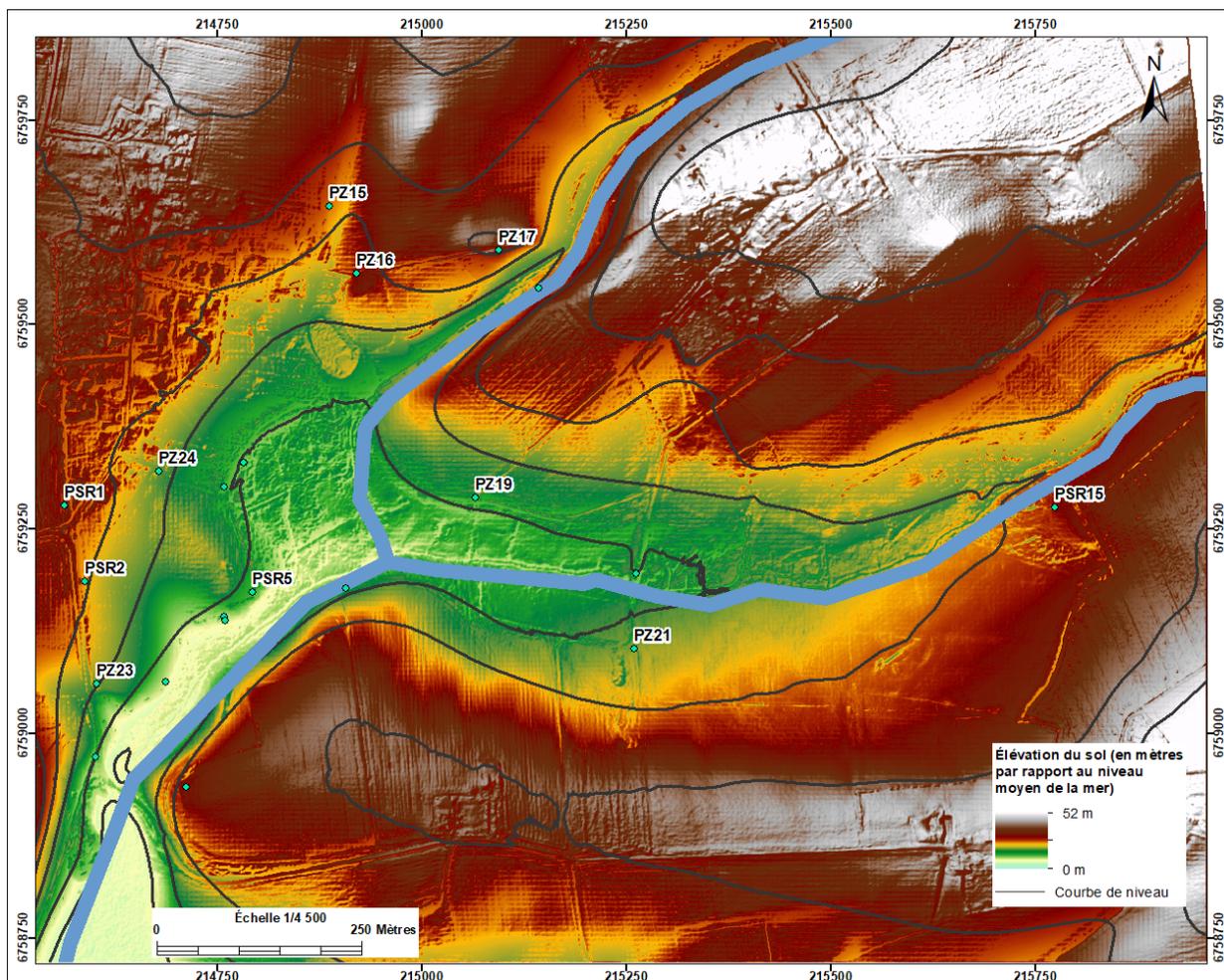


Figure 2-16 : Carte de la topographie (Lidar 0,5m) à l'échelle locale et localisation des puits de Guidel.

La section à droite du tableau 2-16 détaille les valeurs des composantes hydrologiques du bilan en eau annuel moyen pour chaque puits. Cette synthèse montre que les moyennes des composantes du bilan en eau estimées sont similaires entre chaque puits. Les valeurs des composantes de ruissellement et de précipitation ne changent pas et la zone d'étude ne semble pas présenter une grande variabilité spatiale du taux de recharge. En effet, en termes de proportions, la recharge varie entre 37% et 39% pour tous les puits, entre 51% et 53% pour l'évapotranspiration et elle est constante à 10% pour le ruissellement. À noter que les résultats sont calculés selon des années hydrologiques du Québec allant du 1^{er} octobre au 30 septembre de l'année suivante (contrairement aux autres méthodes).

Les intervalles de confiance sont calculés par la méthode GLUE à partir des niveaux d'eau prédits et la médiane est utilisée pour produire l'hydrogramme synthétique (figure 2-14 et figures III-20 à III-31). Les variations annuelles de la recharge (figures 2-17 et III-44 à III-55) sont aussi calculées avec la méthode GLUE, plus précisément pour les intervalles de confiance 5%, 25%, 50%, 75% et 95%.

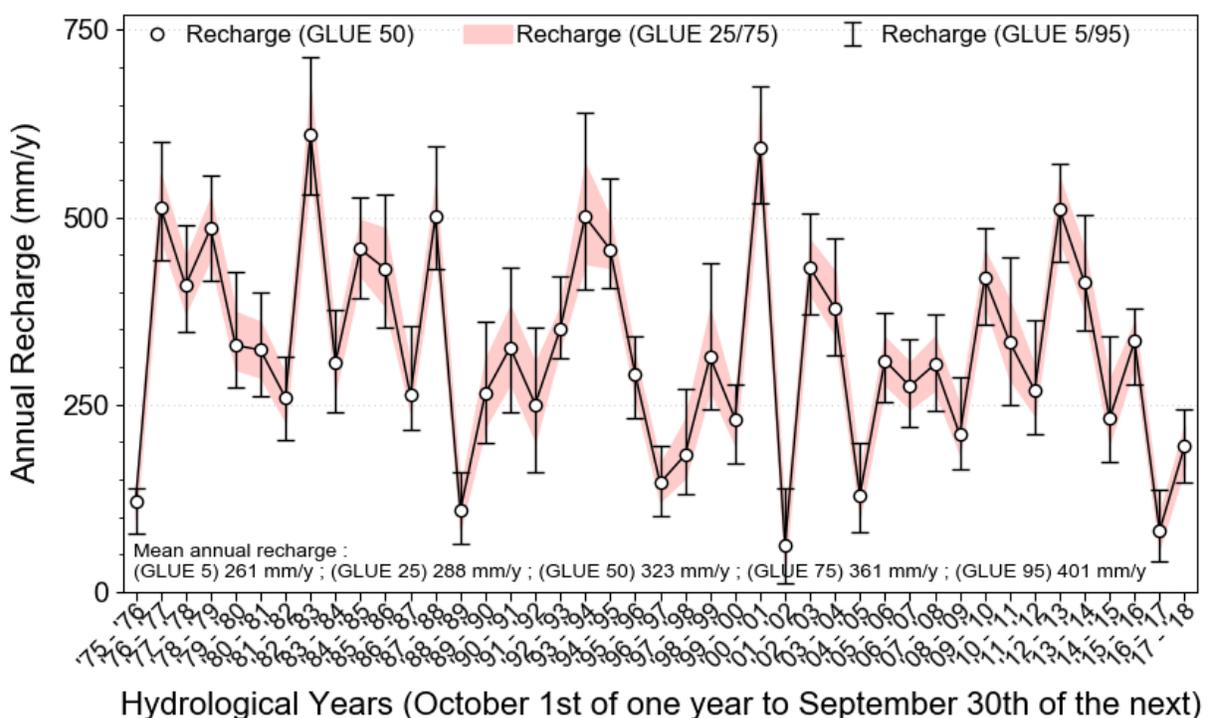


Figure 2-17 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits PSR1 selon les années hydrologiques du Québec (1^{er} octobre au 30 septembre). La courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

En observant les figures présentant les recharges annuelles estimées avec GWHAT pour chaque puits (figures 2-17 et III-44 à III-55), il est possible de remarquer une grande variabilité interannuelle de recharge. Cela indique que le système est sensible et qu'il n'accumule presque pas d'eau souterraine, mais la recharge varie annuellement en fonction de la variabilité météorologique. En effet, la recharge du puits PSR1 (figure 2-17), par exemple, peut être presque nulle, puis atteindre jusqu'à 600 mm d'eau une autre année. La figure 2-18 présente les composantes estimées du bilan hydrologique annuel moyen au puits PSR1 et la figure 2-20 montre ces mêmes composantes, mais sur une échelle mensuelle. Les graphiques de ces résultats pour tous les autres puits sont disponibles en annexe III aux figures III-56 à III-80 et les composantes du bilan en eau moyen sont également présentées dans le tableau 2-16. En observant l'allure des graphiques de tous les puits, il ne semble pas y avoir une grande variation spatiale des composantes du bilan hydrologique.

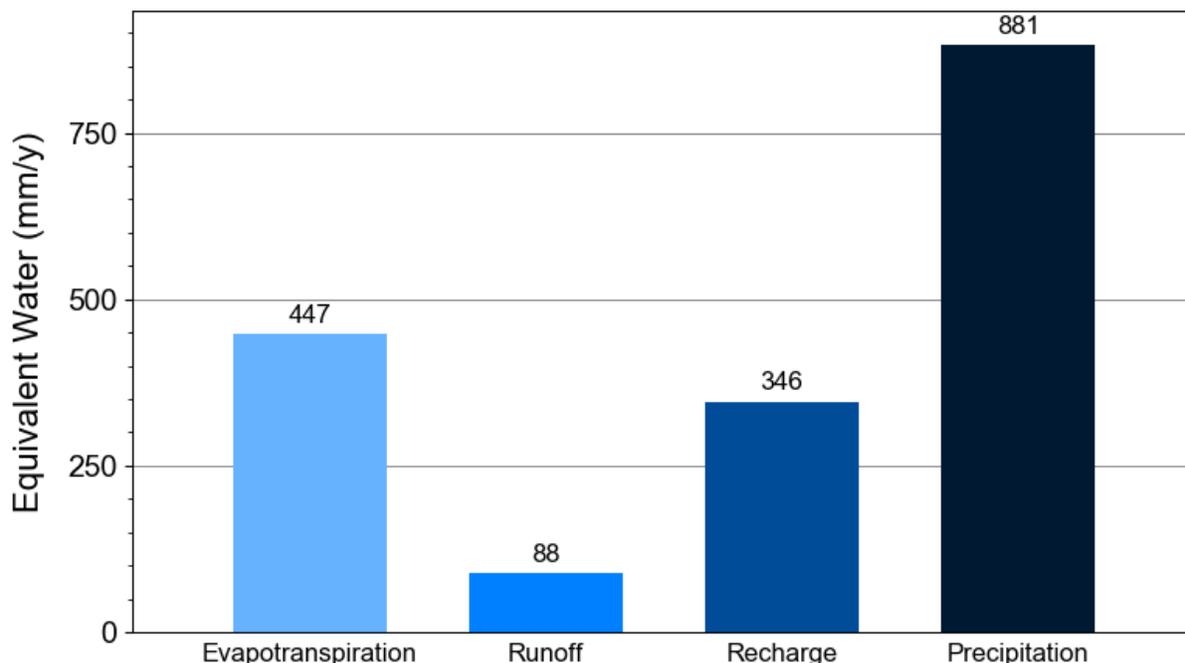


Figure 2-18 : Bilan en eau annuel moyen entre 2009 et 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PSR1.

GWHAT permet d'obtenir les valeurs estimées et calées avec GLUE des quatre composantes hydrologiques pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques. À partir des valeurs médianes (GLUE50), il est possible d'évaluer les percentiles 5, 25, 50, 75 et 95 et de produire un graphique montrant la variabilité de chacune des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (figure 2-19). Les figures présentant les graphiques et les

tableaux pour tous les autres puits sont disponibles en annexe III (figures III-32 à III-43). Les calculs détaillés sont disponibles dans l'Annexe électronique [dossier *Synthèse-GWHA7*].

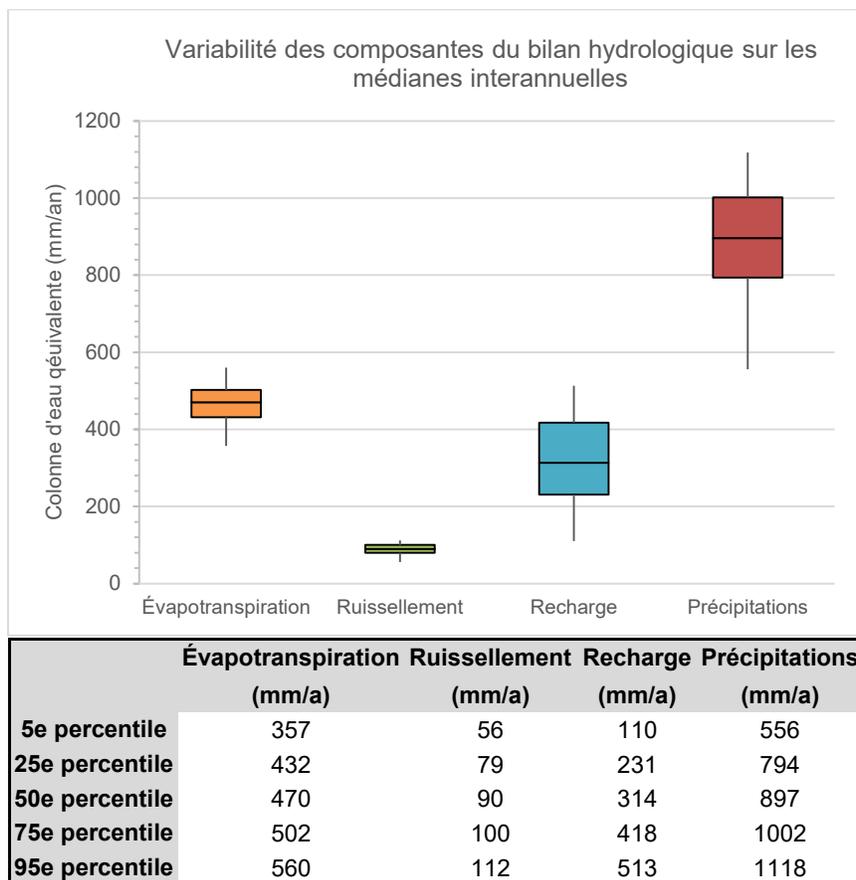


Figure 2-19 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits PSR1.

La figure 2-19 montre alors la variabilité interannuelle du meilleur estimé pour les quatre composantes hydrologiques. En ordre, la composante qui présente le moins de variabilité interannuelle est le ruissellement, puis l'évapotranspiration varie faiblement, la recharge varie significativement et les précipitations présentent le plus de variabilité. Selon les statistiques effectuées, le ruissellement peut varier d'une année à l'autre entre 56 et 112 mm/a ; l'évapotranspiration entre 357 et 560 mm/a ; la recharge entre 110 et 513 mm/a et les précipitations entre 556 et 1118 mm/a.

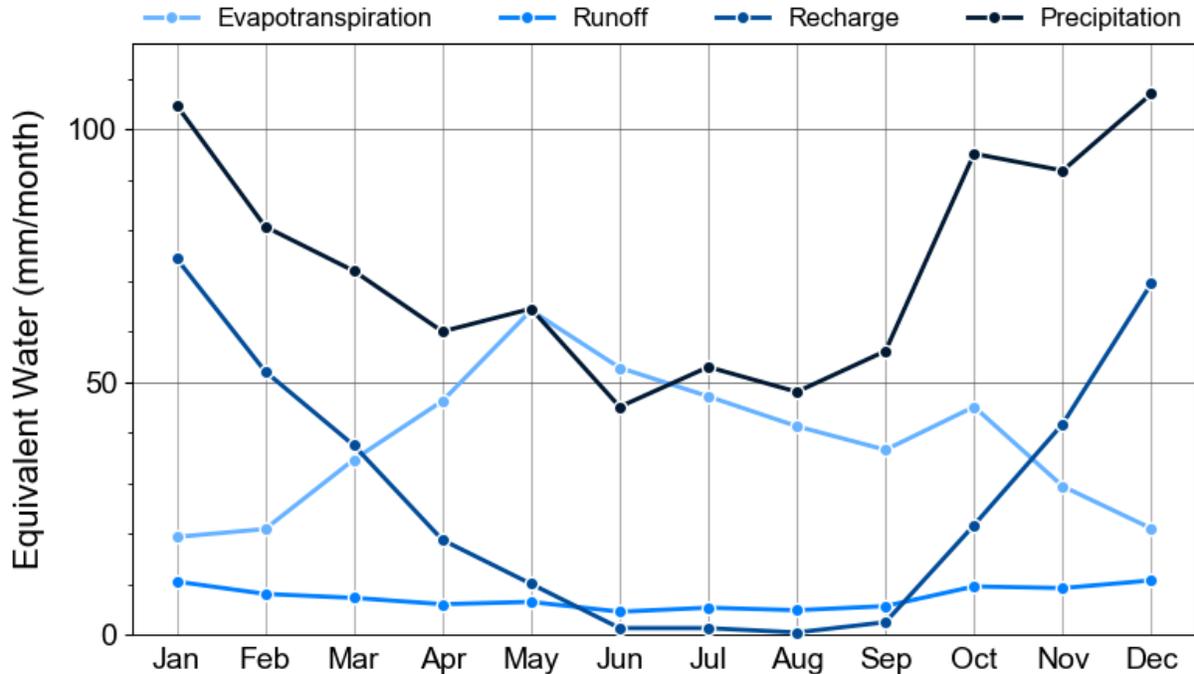


Figure 2-20 : Bilan en eau mensuel moyen entre 2009 et 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PSR1.

Ces graphiques montrent que l'évapotranspiration représente la composante hydrologique la plus importante en proportion et le ruissellement représente la plus faible proportion en plus d'être constant pour tous les puits. De plus, il est possible d'observer que l'évapotranspiration et particulièrement la recharge sont influencées par les variations saisonnières (figures 2-20 et III-81 à III-92). En effet, l'évapotranspiration réelle est en croissance progressive au printemps et elle est à son maximum en mai. Elle est aussi relativement importante pendant tout l'été puisqu'il s'agit de la période où le couvert végétal est plus dominant et les températures plus élevées. L'évapotranspiration diminue tout de même de manière graduelle en corrélation avec la diminution de l'intensité des précipitations pendant l'été et elle décroît plus drastiquement à partir d'octobre. Tel que mentionné précédemment, le ruissellement de surface est relativement constant malgré les variations importantes de précipitations. Cependant, les figures 2-20 et III-81 à III-92 montrent qu'il augmente faiblement pendant l'hiver, soit lors des périodes plus intenses de précipitations. La recharge est représentée pour tous les puits par une courbe continue qui diminue progressivement pendant le printemps jusqu'à atteindre un plateau minimal pendant l'été, puis elle remonte progressivement pendant l'automne jusqu'à atteindre des valeurs maximales en hiver. Presque toutes les précipitations efficaces se rendent à la nappe pendant les mois hivernaux et le système aquifère se vide pendant le reste de l'année.

2.2.3.3 Comparaison des méthodes d'estimation locales

Les deux méthodes d'estimations de la recharge locale sont réalisées à partir des hydrogrammes de puits et elles utilisent les précipitations de la station Lorient. Les valeurs de recharges obtenues pour chacun des puits ainsi que leur proportion en fonction des précipitations sont présentées au tableau 2-17 dans le but de comparer les résultats des deux méthodes d'estimation. À noter que la période d'estimation couverte par la méthode GWHAT est constante et s'étend du 1^{er} mai 1975 au 1^{er} septembre 2018 tandis que celles couvertes par la méthode WTF varient en fonction des données piézométriques disponibles pour chaque puits.

Tableau 2-17 : Comparaison des composantes hydrologiques obtenues à partir de la méthode WTF et GWHAT (moyenne des données GLUE50), selon l'année civile.

Méthode d'estimation locale		P_{tot} (mm/a)		R (mm/a)			
		WTF	GWHAT-moy GLUE50	WTF (RISE corrigée)		GWHAT-moy GLUE50	
Puits							
Guidel	PSR1	883	882	375	43%	325	36,8%
	PSR2	914	882	612	67%	327	37,1%
	PSR15	883	882	688	78%	327	37,1%
	PZ15	883	882	285	32%	320	36,3%
	PZ16	942	882	848	90%	326	37,0%
	PZ17	883	882	498	56%	324	36,7%
	PZ19	883	882	1109	126%	327	37,1%
	PZ21	883	882	957	108%	327	37,0%
Guilligomarc'h		870	882	367	42%	325	36,8%
Hennebont		858	882	2397	279%	326	37,0%
Ploemeur	F9	-	882	-	-	319	36,2%
	F19	-	882	-	-	323	36,6%
	F35	-	882	-	-	322	36,5%
Min		858	882	285	32%	319	36,2%
Max		883	882	498	56%	327	37,1%

P_{tot} : précipitations totales

R : recharge (RISE corrigé pour méthode WTF).

*Les valeurs en gris n'ont pas été considérées dans les calculs de *min* et *max*.

Comme mentionné dans la section 2.2.3.2 et identifié dans le tableau 2-11, certains résultats obtenus avec la méthode WTF sont jugés non valides ; ils sont donc indiqués en gris dans le tableau 2-17, mais ne sont pas considérés dans les plages de valeurs valides. La plage de valeurs de la recharge estimée avec la méthode WTF varie donc de 285 mm/a à 498 mm/a, ce qui représente 32% à 56% des précipitations. La plage de valeurs obtenue avec le programme GWHAT est plus restreinte et varie de 319 à 327 mm/a, soit 36% à 37% des précipitations.

Les valeurs de recharge estimées avec la méthode WTF sont majoritairement plus élevées que celles obtenues avec GWHAT pour les mêmes puits puisque la méthode WTF implémentée dans ESPERE considère les augmentations de niveaux d'eau comme des recharges, même si elles sont de courte durée et de quelques centimètres seulement. En effet, de nombreuses irrégularités existent dans les niveaux piézométriques, dues aux effets des marées par exemple, et WTF considère ces événements locaux comme des périodes de recharge. Ainsi, la méthode WTF compte des récessions où le niveau d'eau est à la baisse pendant au moins 20 jours, mais ces petits événements locaux viennent réduire le nombre de récessions et donc la recharge apparaît plus importante.

Ainsi, le programme GWHAT est plus avantageux puisqu'il permet de définir les courbes de récession à partir de l'observation des hydrogrammes plutôt que de manière automatisée (ESPERE). Par conséquent, la méthode d'estimation locale WTF ne permet pas d'estimer la valeur d'autres composantes hydrologiques que la recharge et les résultats obtenus sont souvent non valides. Les résultats obtenus avec la méthode WTF ne sont donc pas jugés valides et ne sont pas utilisés pour comparer les résultats de la recharge à l'échelle régionale.

En conclusion de cette comparaison des méthodes locales d'estimation de la recharge, le programme GWHAT apparaît donc comme une méthode d'estimation locale plus avantageuse et précise puisqu'elle combine un bilan hydrologique de surface (SMB) avec un bilan en eau d'un aquifère à nappe libre (AWB). De plus, GWHAT permet d'estimer toutes les composantes hydrologiques, pas seulement la recharge, et la disponibilité d'un type de données ne restreint pas la période d'estimation totale. GWHAT permet aussi d'obtenir des paramètres hydrologiques (C_{RO} , RAS_{max} et S_y) pertinents pour mieux définir le système aquifère, ce que la méthode WTF implémentée dans ESPERE ne permet pas. Afin d'obtenir des résultats de recharge avec la méthode WTF, les valeurs de porosité de drainage (S_y) optimales pour chacun des puits, obtenus avec le programme GWHAT, ont dû être imposées dans ESPERE. Ceci représente une incertitude quant aux résultats obtenus avec WTF. Finalement, GWHAT fournit des statistiques et des graphiques très complets, lesquels nous informent encore davantage sur le fonctionnement du système aquifère local.

2.2.4 Synthèse et discussion de l'estimation de la recharge

L'évaluation de la recharge est réalisée dans le but de mieux comprendre la dynamique du système d'écoulement de Guidel et de mieux définir la plage représentative des valeurs de la recharge aux niveaux régional et local. Les plages de valeurs obtenues sont ensuite appliquées

aux modèles numériques (propriétés élémentaires) dans le processus de modélisation régionale 2D et 3D. Tel que présenté dans les sections précédentes 2.2.2 et 2.2.3, les techniques retenues pour estimer la recharge à l'échelle régionale sont le modèle hydrologique SURFEX, le bilan hydrologique global d'un bassin versant et la séparation d'hydrogrammes de cours d'eau avec le filtre Eckhardt. Ces méthodes régionales utilisent les données sur les eaux de surface. À l'échelle locale, l'estimation est réalisée par la méthode d'interprétation directe des niveaux d'eau souterraine (WTF), qui s'appuie plutôt sur les données des eaux souterraines, ainsi que par la méthode combinant le bilan de surface et le bilan d'aquifère (GWHAT), lequel utilise les deux types de données.

L'estimation de la recharge comporte de nombreuses incertitudes et elle est donc difficile à estimer. En utilisant cinq différentes méthodes pour estimer la recharge, il est possible de comparer les résultats afin de juger des résultats les plus plausibles. Les valeurs des composantes hydrologiques obtenues à partir des méthodes d'estimation sont présentées au tableau 2-18. À noter que les estimations ont été réalisées selon l'année hydrologique française pour les méthodes d'estimation régionales et selon l'année hydrologique du Québec pour la méthode d'estimation locale. De plus, les périodes de données disponibles sont parfois quelque peu différentes d'une méthode à l'autre, ce qui peut influencer les valeurs estimées. Il est donc important de comparer les proportions de précipitations plutôt que les valeurs directement des composantes hydrologiques.

Tableau 2-18 : Comparaison des paramètres et des composantes hydrologiques estimées à l'échelle régionale et locale, selon l'année hydrologique.

Paramètre	Zone d'étude régionale	Méthode d'estimation régionale					Zone d'étude locale	Méthode d'estimation locale		
		Modèle SURFEX	Bilan hydrologique global		Séparation d'hydrogrammes de cours d'eau			GWHAT (moyenne)		
C_{RO}	Ellé au Faouët	0,095	0,1*		0,167		Guidel	0,082		
	Isole à Quimperlé	0,097	0,1*		0,096		Saint-Éloi	0,060		
	Laïta à Quimperlé	0,096	0,1*		0,101		Kerbillan	0,090		
	Scorff au Plouay	0,095	0,1*		0,088		Ploemeur	0,122		
RAS_{max} (mm)	Ellé au Faouët	-	-		-		Guidel	42,4		
	Isole à Quimperlé	-	-		-		Saint-Éloi	47,0		
	Laïta à Quimperlé	-	-		-		Kerbillan	28,0		
	Scorff au Plouay	-	-		-		Ploemeur	72,8		
Sy	Ellé au Faouët	-	-		-		Guidel	0,128		
	Isole à Quimperlé	-	-		-		Saint-Éloi	0,026		
	Laïta à Quimperlé	-	-		-		Kerbillan	0,165		
	Scorff au Plouay	-	-		-		Ploemeur	0,035		
P_{tot} (mm/a)	Ellé au Faouët	1128	1178		1178		Guidel	881		
	Isole à Quimperlé	1165	1165		1172		Saint-Éloi	881		
	Laïta à Quimperlé	1148	1148		1155		Kerbillan	881		
	Scorff au Plouay	1123	1123		1131		Ploemeur	881		
ETR (mm/a)	Ellé au Faouët	573	50,8%	577	48,9%	577	49,0%	Guidel	462	52,4%
	Isole à Quimperlé	586	50,3%	577	49,5%	578	49,3%	Saint-Éloi	464	52,7%
	Laïta à Quimperlé	583	50,8%	631	55,0%	633	54,8%	Kerbillan	463	52,6%
	Scorff au Plouay	587	52,3%	615	54,8%	621	54,9%	Ploemeur	466	52,9%
RS (mm/a)	Ellé au Faouët	107	9,5%	118	10,0%	197	16,7%	Guidel	88	10,0%
	Isole à Quimperlé	113	9,7%	117	10,0%	112	9,6%	Saint-Éloi	88	10,0%
	Laïta à Quimperlé	110	9,6%	115	10,0%	116	10,1%	Kerbillan	88	10,0%
	Scorff au Plouay	107	9,5%	112	10,0%	100	8,8%	Ploemeur	88	10,0%
R (mm/a) (RISE corrigée)	Ellé au Faouët	449	39,8%	484	41,0%	405	34,4%	Guidel	332	37,6%
	Isole à Quimperlé	467	40,1%	472	40,5%	482	41,1%	Saint-Éloi	329	37,3%
	Laïta à Quimperlé	455	39,7%	402	35,0%	405	35,1%	Kerbillan	330	37,5%
	Scorff au Plouay	430	38,3%	395	35,2%	410	36,2%	Ploemeur	327	37,1%
BFI moyen	Ellé au Faouët	-	-	-	-	0,673	67,3%		-	-
	Isole à Quimperlé	-	-	-	-	0,811	81,1%		-	-
	Laïta à Quimperlé	-	-	-	-	0,777	77,7%		-	-
	Scorff au Plouay	-	-	-	-	0,804	80,4%		-	-

C_{RO} : coefficient de ruissellement

RAS_{max} : réserve en eau utile maximale

Sy : porosité de drainage

P_{tot} : précipitations totales

ETR : Évapotranspiration réelle

RS : ruissellement

R : recharge (RISE corrigé pour méthode WTF)

BFI : Base Flow Index (rapport entre le débit de base d'un cours d'eau et le débit total)

*valeur imposée

En comparant les résultats des trois méthodes d'estimation régionales, il est possible de remarquer que les résultats sont semblables entre les quatre bassins versants représentés par les stations de jaugeage, en plus de l'être entre les trois méthodes d'estimation. Tel que mentionné dans la section 2.2.2.2, la seule composante hydrologique de la méthode du bilan hydrologique global qui peut réellement être comparée est l'évapotranspiration réelle. Les données utilisées pour cette méthode (2) ne permettent pas d'obtenir un coefficient de ruissellement ; il a donc été imposé à 10% à partir des valeurs obtenues avec les autres méthodes. La composante d'évapotranspiration réelle représente 48,9% à 55% des précipitations en comparant les résultats des trois méthodes d'estimation pour les quatre bassins versants. La composante du ruissellement représente 8,8% à 16,7% des précipitations pour les méthodes 1 et 3, mais elle est relativement constante autour de 10%. La composante de la recharge varie davantage et représente 34,4% à 41,1% des précipitations pour les méthodes 1 et 3.

La comparaison des résultats peut aussi être réalisée avec les valeurs obtenues à partir des méthodes d'estimation locale. Comme mentionné précédemment, la méthode WTF est jugée non valide pour le site de Guidel-Ploemeur étudié. À noter aussi que les calculs des composantes avec la méthode de bilans combinés (GWHAT) sont réalisés selon les années hydrologiques du Québec, soit du 1^{er} octobre au 30 septembre, ce qui peut nuire légèrement à la comparaison entre les résultats avec les autres méthodes. Ainsi, les valeurs des composantes hydrologiques obtenues avec GWHAT sont relativement constantes d'une zone locale à une autre et elles sont semblables à celles obtenues avec les méthodes régionales même si les zones d'étude, les données utilisées et les périodes couvertes sont différentes. Les résultats de GWHAT présentés dans le tableau 2-18 correspondent aux moyennes des puits à Guidel et Ploemeur ; les valeurs exactes sont fournies pour les deux puits de suivi régionaux. La proportion du bilan en eau correspondant à l'évapotranspiration réelle est d'environ 53%, elle correspond à 10% pour le ruissellement et à environ 37% pour la recharge.

La méthode d'estimation régionale de séparation d'hydrogrammes de cours d'eau (3) permet aussi de calculer le *BFI*, soit le rapport entre le débit de base d'un cours d'eau et le débit total. Ce dernier varie entre 67,3% et 81,1% ce qui démontre bien que l'écoulement souterrain est dominant. De plus, la figure 2-10 représente le comportement moyen de la nappe phréatique en récession et les quatre graphiques montrent que l'aquifère se vide presque entièrement en trois mois. Le volume d'emmagasinement de l'aquifère est donc très restreint. Finalement, la figure 2-21 permet de comparer les hydrogrammes de cours d'eau du Scorff au Plouay et de la Laïta à Quimperlé avec l'hydrogramme de puits de Guilligomarc'h,

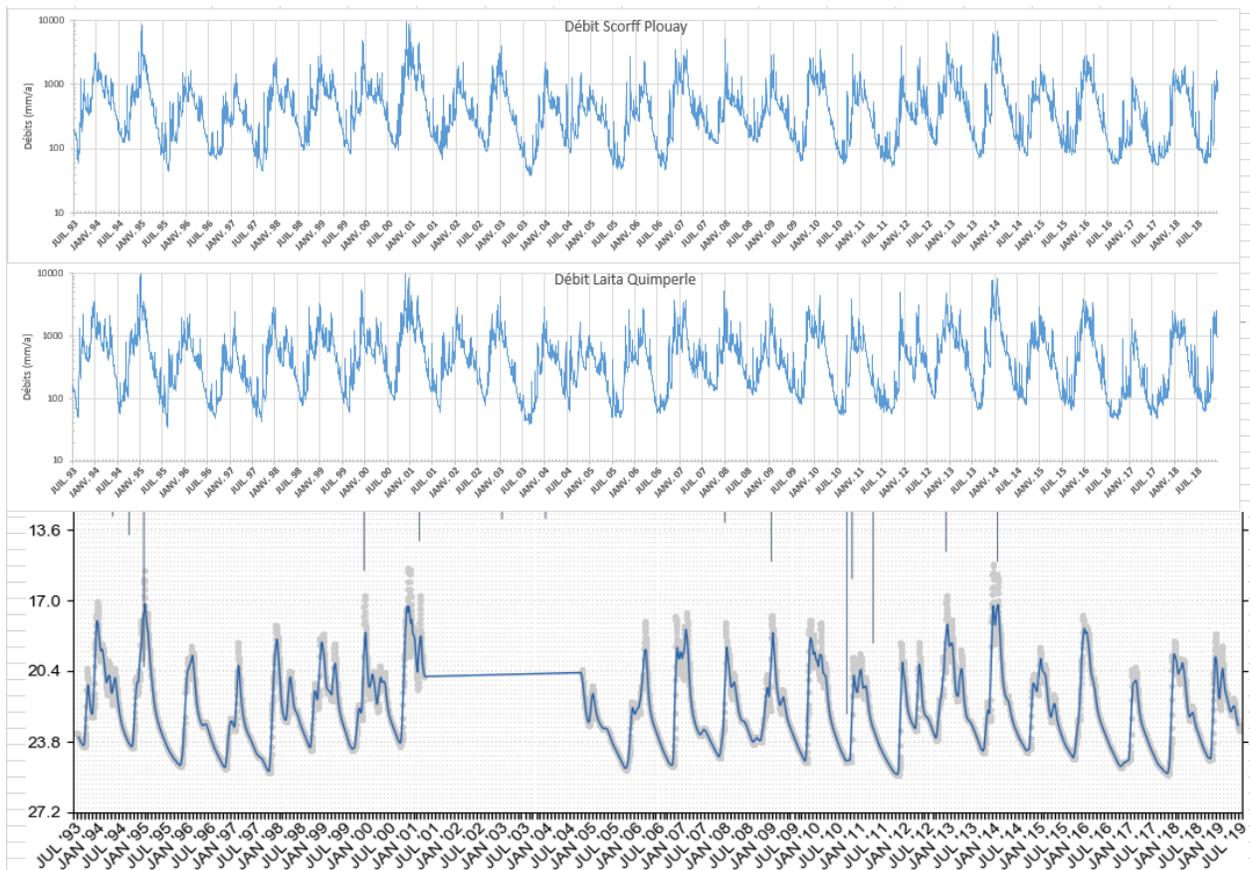


Figure 2-21 : Comparaison des hydrogrammes de cours d'eau du Scorff au Plouay et de la Laïta à Quimperle avec l'hydrogramme de puits Saint-Éloi (Guilligomarc'h) entre 1993 et 2018.

La figure 2-21 met en évidence le contrôle du débit de base par l'eau souterraine puisque les deux hydrogrammes de cours d'eau montrent une corrélation qualitative importante avec les niveaux d'eau souterraine du puits Saint-Éloi. De plus, les bilans en eau mensuels moyens obtenus avec GWHAT (figures 2-20 et III-81 à III-92) montrent qu'une bonne partie des précipitations efficaces se rendent à la nappe pendant les mois hivernaux alors que l'aquifère se vide le reste de l'année.

Les paramètres hydrologiques permettent aussi de fournir des informations pertinentes sur le fonctionnement du système aquifère. Le coefficient de ruissellement est variable d'une zone d'étude à l'autre et d'une méthode à l'autre. Les valeurs estimées varient entre 0,06 à 0,122 et la moyenne vaut environ 0,10. La réserve en eau utile maximale (RAS_{max}) et la porosité de drainage (Sy) sont les paramètres hydrologiques qui peuvent seulement être obtenus avec la méthode d'estimation locale GWHAT. Les valeurs estimées de RAS_{max} sont variables d'une zone à l'autre en passant de 28 mm à Hennebont à 72,8 mm à Ploemeur. À Guidel, le RAS_{max} estimé vaut 42,4 mm. Les valeurs estimées de Sy varient aussi significativement, soit de 0,026 à Guilligomarc'h à

0,165 à Hennebont. À Guidel, la valeur de S_y est élevée (0,128) tandis qu'à Ploemeur la valeur est plus faible (0,035). Comme mentionné dans la section 2.2.3.2, les valeurs de S_y sont possiblement erronées en raison de la position hydrologique limitante des puits à Guidel particulièrement.

Ainsi, il est possible de conclure que le ruissellement varie très faiblement spatialement et il constitue une composante du bilan en eau moins importante que la recharge. L'évapotranspiration et la recharge sont plus importantes, mais varient aussi faiblement au niveau local et régional. La variation des valeurs des composantes hydrologiques se produit plutôt temporellement puisque les figures de recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT (figures 2-17 et III-44 à III-55) présentent de grandes variations interannuelles, ce qui suppose que le système est ouvert et très sensible. De plus, les altérites ne semblent pas avoir d'effet sur la recharge de l'aquifère puisque les variations des niveaux d'eau mesurés sont importantes et ces variations semblent fortement corrélées avec les données météorologiques, en plus d'être typiques d'une nappe libre qui répond rapidement à l'infiltration d'une partie des précipitations. Les graphiques produits avec GWHAT (figures 2-20 et III-81 à III-92) montrent aussi que la recharge se fait principalement à l'hiver et vers la fin de l'automne (novembre à mars). La plage de valeurs de la recharge permettant de valider les modèles régionaux et locaux se situe approximativement entre 300 à 500 mm/an.

3. MODÉLISATION 2D DU SYSTÈME AQUIFÈRE RÉGIONAL

3.1 Objectifs de modélisation

Les objectifs généraux de la modélisation numérique en deux dimensions (2D) du système aquifère régional sont de mieux comprendre le comportement du système hydrogéologique régional en amont de Guidel et de définir les conditions qui permettraient un écoulement régional d'eaux souterraines jusqu'aux sites de Guidel et Ploemeur où de l'apport d'eau « ancienne » de quelques milliers d'années est observé. Deux types de modèles en coupe ont été générés pour répondre aux objectifs plus spécifiques. D'abord, un modèle homogène est produit pour identifier les conditions globales requises pour générer un écoulement régional. Puis, des modèles « par couches » sont réalisés pour définir les propriétés hydrauliques des trois unités hydrogéologiques (altérites, horizon fissuré et roc sain) qui permettent d'obtenir un écoulement régional avec des temps de résidence longs, de l'ordre de milliers d'années. Les âges des eaux souterraines obtenus des simulations sont aussi comparés avec les temps de résidence connus près de Guidel. Les modèles visent principalement à définir les possibilités et non à trouver quelles sont les conditions « réelles ». Les résultats obtenus des simulations 2D seront utilisés pour l'imposition des conditions limites et des propriétés des couches pour le modèle 3D (section 4).

3.2 Hydrogéologie et modèle conceptuel

L'hydrogéologie de la région d'étude a été décrite aux sections 1.3.1 et 1.3.2. La présente section explique comment ces conditions ont été représentées dans le modèle numérique 2D. La conception du modèle aquifère régional 2D est basée sur la coupe régionale A-A' présentée sur la carte I-1 (annexe I). Ainsi, les données nécessaires ont été extraites le long de la coupe A-A'. Plusieurs composantes hydrogéologiques caractérisent la coupe régionale, dont l'océan Atlantique à l'extrémité A de la coupe, ainsi que plusieurs cours d'eau recoupant la coupe, soit le Scave à 12.6 km de l'extrémité A de la coupe, le Scorff à 15.6, 33.5 et 48.7 km ainsi que le Crano à 23 km. Le Massif armoricain constituant le sous-sol du Morbihan est caractérisé par une couche superficielle provenant de l'altération supergène du granite, soit les altérites qui recouvrent une bonne partie du Morbihan. Un profil d'altération typique au sein des socles de type granitique est présenté à la section 1.3.1. Le manteau d'altération météoritique (jusqu'à la base des altérites) est plus ou moins poreux selon la minéralogie du socle et est suivi d'un horizon fissuré sous-jacent permettant le drainage des formations meubles supérieures (Mougin *et al.*, 2008). Le roc sain est présent sous l'horizon fissuré.

Le modèle conceptuel hydrogéologique de la région d'étude présenté à la figure 3-1 est défini selon les connaissances actuelles, les données disponibles et certaines hypothèses et il représente une simplification du système réel. Ainsi, l'hydrostratigraphie est représentée par les trois unités associées au profil d'altération typique d'un aquifère de socle cristallin : les altérites, l'horizon fissuré et le roc sain fracturé. Les deux unités fissurée et fracturée sont supposées être équivalentes à des milieux poreux. Les étendues horizontale et verticale sont de 53 km et 743 m, respectivement, soit de -500 m à 243 m. Les limites sont définies par l'océan Atlantique au sud, une limite de partage des eaux au nord et une limite inférieure du modèle supposée imperméable. De plus, en l'absence de données de niveau d'eau souterraine suffisantes pour produire une carte piézométrique, le niveau de la nappe est fixé à la topographie. L'écoulement souterrain se faisant généralement des hauts topographiques vers les bas topographiques, l'écoulement régional serait donc vers l'océan Atlantique et certains écoulements locaux se dirigeraient vers d'autres structures hydrogéologiques ou des zones d'émergence. Tel que montré sur la figure 3-1 et la carte I-1 en annexe, la coupe régionale croise plusieurs cours d'eau, dont le Scave, le Scorff et la Crano. L'état supposé du système régional modélisé est en régime permanent.

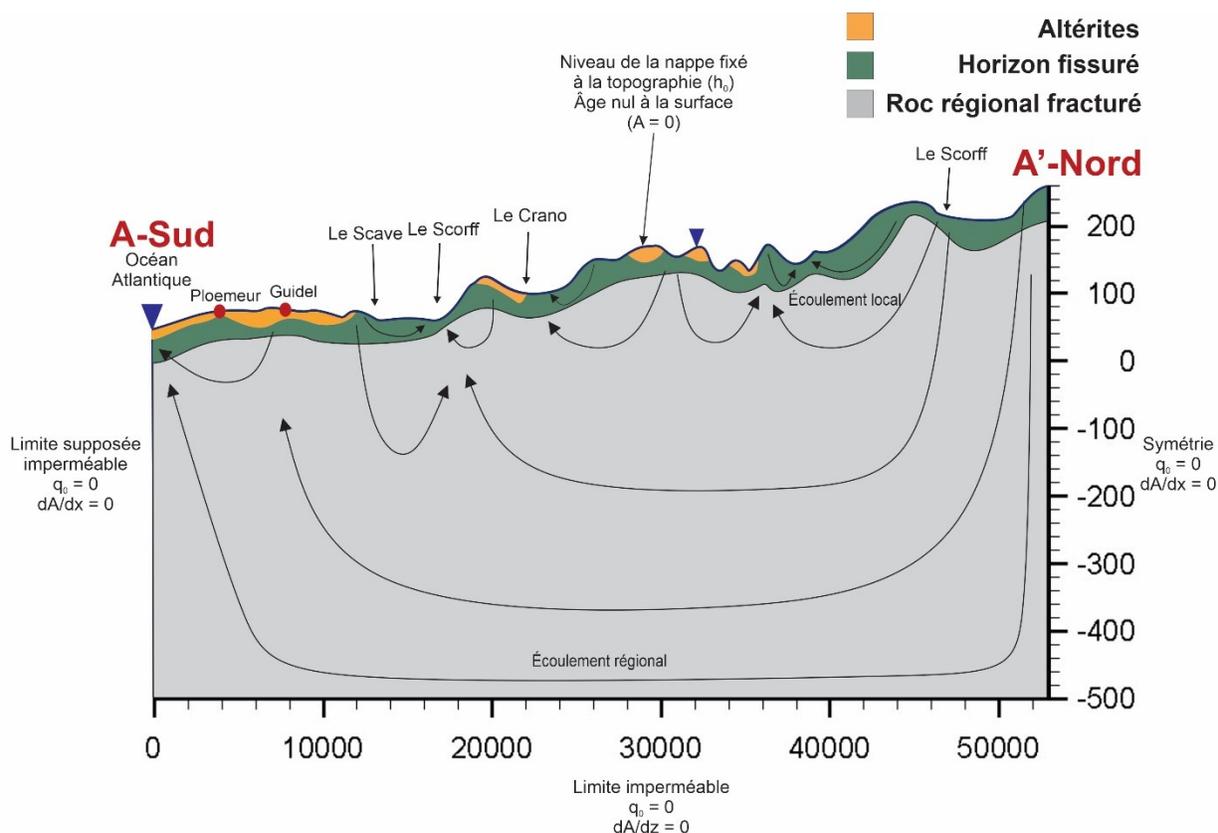


Figure 3-1 : Modèle conceptuel du système aquifère régional 2D, vue en coupe (le long de la coupe régionale A-A'). Exagération verticale x40.

3.3 Hypothèses et limitations

La construction du modèle régional 2D est basée sur plusieurs hypothèses, simplifications et limitations. D'abord, la géométrie des unités hydrogéologiques a dû être simplifiée. L'épaisseur des couches d'altérites varie selon les données disponibles d'épaisseur des altérites du projet SILURES Bretagne (Mougin *et al.*, 2008); données fournies par l'Université de Rennes (2019)), tel que présenté sur la carte I-5 en annexe. En raison du manque de données détaillées sur la zone régionale étudiée, l'épaisseur de l'horizon fissuré est supposée uniforme dans le modèle et la valeur moyenne de l'épaisseur a été déterminée à partir de la littérature. La profondeur du roc sain fracturé, et donc du modèle 2D, est imposée à une grande profondeur pour assurer la possibilité d'obtenir des écoulements régionaux profonds. Cette grande profondeur de la base du modèle évite ainsi de ne pas contraindre artificiellement l'écoulement d'eau souterraine dans la partie supérieure du système aquifère.

Ensuite, le modèle régional est bidimensionnel et correspond à une coupe relativement perpendiculaire à la topographie (voir carte I-3 en annexe), donc présumée être parallèle à l'écoulement régional de l'eau souterraine. Les gradients hydrauliques et d'âge dans la direction *y* (perpendiculaire à la coupe) sont donc négligés et l'écoulement est présumé se faire en 2D seulement. Ensuite, les limites latérales du modèle 2D sont associées à deux conditions hydrogéologiques différentes. La limite sud du modèle correspond à l'océan Atlantique et la limite est supposée imperméable en profondeur en raison de l'eau salée et dans le but de simplifier le modèle; dans la partie supérieure de cette limite, une charge est imposée afin de permettre à l'eau souterraine d'émerger en bordure de la mer. Les flux profonds pouvant provenir de la mer et les processus de mélange d'eau salée sont négligés. La limite nord du modèle est associée à une crête topographique et elle est donc simplifiée comme étant une limite symétrique à flux nul. Ainsi, de potentiels flux profonds entrants par cette limite latérale sont négligés.

Pour les simulations d'écoulement (FLONET), le système est supposé en régime permanent, saturé, homogène et anisotrope. Tel que mentionné précédemment, les unités correspondant à l'horizon fissuré et au roc régional fracturé sont supposées être équivalentes à des milieux poreux. Cette simplification est représentative pour l'horizon fissuré puisque cela suppose que le réseau de fractures est bien développé et les fractures interconnectées. Cependant, cela est moins réaliste pour le roc sain fracturé, dont la densité du réseau de fractures est moindre et diminue en profondeur. Toutefois, en raison du manque d'informations sur cette unité, cette simplification est jugée raisonnable. De plus, à l'échelle régionale du modèle, l'effet des fissures à l'échelle locale peut être négligé.

Les effets d'écoulement non linéaires sont négligés, tels que l'effet de température, la masse volumique et la viscosité du fluide sur les vitesses. Pour la simulation par transport advectif-dispersif des temps de résidence (« âge ») de l'eau souterraine (TR2), l'eau souterraine est considérée incompressible, les réactions chimiques sont négligées, il n'y a aucun retard et le processus est isotherme. Aussi, le transport d'âge se fait en conditions transitoires dans le champ d'écoulement simulé précédemment en régime permanent. Toutefois, les simulations d'âge sont faites sur une très longue période (20 000 ans) afin d'atteindre une distribution spatiale quasi statique de l'âge de l'eau souterraine.

Finalement, un choix important qui a été fait pour les simulations 2D est l'utilisation de la topographie comme proxy de la surface piézométrique en l'absence de données de niveau d'eau souterraine suffisantes pour produire une carte piézométrique. Cette condition fait en sorte que le simulateur va calculer les flux induits à la surface du modèle (entrants ou sortants) à partir du niveau piézométrique imposé à la surface du sol en considérant les conductivités hydrauliques des matériaux constituant le système aquifère modélisé. Ces propriétés hydrauliques seront modifiées lors du calage du modèle pour que les flux entrants dans le modèle soient représentatifs des valeurs attendues de la recharge. Il est plus courant d'imposer la recharge à la surface du modèle et de moduler les propriétés hydrauliques jusqu'à ce que les charges simulées correspondent aux charges observées. Toutefois, cette approche habituelle doit en fait tenir compte du fait qu'à la fois la recharge et les conductivités hydrauliques sont incertaines et qu'en plus ces propriétés sont interreliées et influencent les charges simulées. Avec l'imposition des charges à la surface du modèle, uniquement les conductivités hydrauliques sont variées lors du calage en considérant la réponse très sensible des flux à la surface du modèle en fonction des changements de conductivité hydraulique. Le simulateur FLONET est en fait bien adapté à l'utilisation de cette condition. Bien que moins courante que l'imposition de la recharge, l'imposition des charges a un long historique, alors que son origine peut sans doute être tracée à la solution analytique de Toth (1962) qui génère des cellules d'écoulement locales, semi-régionales et régionales suite à l'imposition d'une surface piézométrique variant de façon sinusoïdale. Une telle surface piézométrique avait justement pour fonction de représenter la surface ondulée du sol dans les Prairies de l'ouest canadien. Plus récemment, cette approche a été utilisée avec FLONET pour représenter en 2D des conditions régionales d'écoulement et de temps résidence de l'eau souterraine à partir de surfaces piézométriques correspondant à la topographie (Abhervé, 2019; Laurencelle, 2018).

3.4 Simulateur numérique choisi

Le type de simulateur utilisé pour réaliser la modélisation numérique 2D de l'écoulement des eaux souterraines et le transport d'âge est un modèle numérique à éléments finis. Ce modèle numérique est produit en couplant les modèles FLONET et TR2 développés par Molson and Frind (2019). Le simulateur numérique FLONET permet de simuler l'écoulement des eaux souterraines du système 2D. L'extension FlonetGRID est utilisée pour générer le maillage numérique du modèle. L'outil simule le réseau orthogonal d'écoulement en calculant les équipotentielles et les lignes de courant du domaine bidimensionnel modélisé (Molson & Frind, 2019). Le module complémentaire TR2 permet de simuler le transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines dans un milieu poreux. En effet, le modèle peut simuler le transport d'un contaminant dissous, les temps de résidence des eaux souterraines et le mélange des eaux (Molson & Frind, 2019). Finalement, le logiciel Tecplot 360 (Tecplot Inc., 2019) est utilisé pour réaliser les graphiques représentant les résultats des simulations : système d'écoulement, temps de résidence de l'eau souterraine et traçage de particules.

Puisque les axes de coordonnées coïncident avec les principales directions d'anisotropie, les équations directrices, développées par Frind and Matanga (1985), qui définissent le modèle d'écoulement 2D sont les suivantes :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{K_{yy}} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{K_{xx}} \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = 0 \quad (16)$$

où K_{xx} et K_{yy} sont les composantes principales du tenseur de conductivité hydraulique (L/T), ϕ est la charge hydraulique (L) et ψ est le débit en 2D (L²/T) (Molson & Frind, 2019). Pour ce qui est de l'équation directrice du temps de résidence de l'eau souterraine dans un modèle 2D incluant les processus d'advection et de dispersion dans un milieu poreux, l'équation s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left[D_{ij} \frac{\partial A}{\partial x_j} \right] - v_i \frac{\partial A}{\partial x_i} + 1 = \frac{\partial A}{\partial t} \quad (17.a)$$

où x_i correspond aux coordonnées spatiales (x,y) (L), v_i est la vitesse moyenne de l'écoulement linéaire (L/T), D_{ij} est le tenseur de la dispersion hydrodynamique (L²/T), A est l'âge moyen (T) et +1 (jour/jour) est le facteur de croissance de l'âge le long du chemin d'écoulement (Molson & Frind, 2019). Le modèle de transport d'âge utilisé par TR2 a d'abord été développé par Goode (1996) à partir des principes du transport de masse advectif-dispersif, où les concentrations sont

remplacées par l'âge de l'eau souterraine. Considérant qu'il faut atteindre un régime permanent, l'équation 17.a devient l'équation 17.b suivante :

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left[D_{ij} \frac{\partial A}{\partial x_j} \right] - v_i \frac{\partial A}{\partial x_i} + 1 = 0 \quad (17.b)$$

3.5 Maillage, conditions limites et conditions initiales

Tel que mentionné précédemment, le maillage est réalisé à partir de l'extension FlonetGRID du simulateur numérique FLONET. Les données topographiques utilisées sont associées à une résolution topographique horizontale aux 90 m et elles proviennent de la NASA SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (NASA JPL, 2013). Sachant que les dimensions du système modélisé sont de 53 km de longueur par 743 m verticalement et qu'il y a 589 données topographiques, la discrétisation de l'espace du modèle se résume donc à 590 nœuds dans la direction x horizontale et 161 nœuds dans la direction z verticale, pour un total de 118 480 éléments finis. Le tableau 3-1 résume le nombre d'éléments utilisés pour représenter chacune des trois unités hydrogéologiques du modèle.

Tableau 3-1 : Définition du maillage du modèle numérique 2D.

Unité	Maillage vertical*			Maillage horizontal
	Nombre d'éléments en z par unité	Hauteur minimale (m)	Hauteur maximale (m)	Largeur fixe (m)
Altérites	20	0,005	1,25	90
Horizon fissuré	40	0,75	1,82	90
Roc sain fracturé	100	4,6	7	90

*Les éléments verticaux peuvent être déformés jusqu'à une épaisseur de 0,1 m.

La densité du maillage est plus importante dans les deux premières couches puisque c'est dans celles-ci que la majorité des écoulements sont localisés. Les valeurs minimales et maximales de la taille des mailles pour chacune des trois unités hydrogéologiques sont aussi présentées. Le simulateur à éléments finis permet une déformation des mailles pour éviter la convergence des unités hydrogéologiques. La figure 3-2 présente le maillage généré pour le modèle 2D. Les conditions limites sont définies à partir du système hydrogéologique le long de la coupe A-A'.

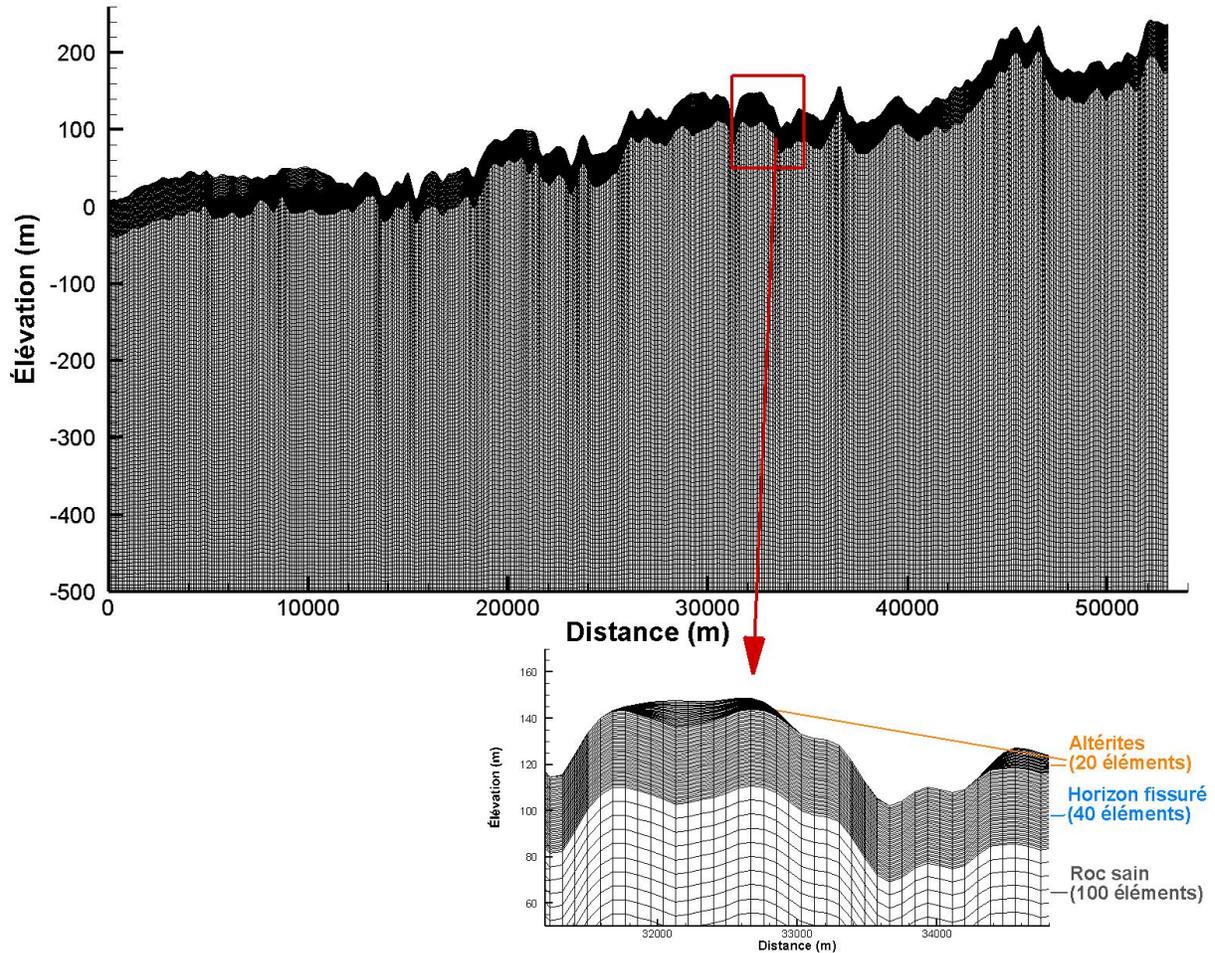


Figure 3-2 : Maillage du modèle 2D de la coupe A-A' (modèle 2 par couches).

Pour le système d'écoulement réalisé avec FLONET, des conditions de type 2 (Neumann) sont imposées aux limites du modèle 2D sauf pour la limite supérieure où une condition de type 1 (Dirichlet) est imposée. Ainsi, la condition de la limite supérieure suppose que la nappe est fixée à la topographie. Cette condition va engendrer des flux d'eau souterraine entrant (recharge dans les hauts topographiques) ou sortant (dans les points bas où sont les cours d'eau) de la surface supérieure du modèle. La condition imposée aux trois autres limites suppose plutôt que les flux sont nuls. En effet, la limite sud est supposée imperméable en raison de l'eau salée, la limite nord est supposée symétrique en raison de la ligne de partage des eaux et la limite inférieure est supposée imperméable puisqu'aucun flux significatif ne traverse cette limite physique associée à la base du modèle, tel que spécifié sur la figure 3-1. Pour le cas du transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines réalisé avec TR2, des conditions de type 2, soit des gradients d'âge nuls, sont imposées aux limites nord, sud et inférieure. Une condition limite de transport de type

1, soit un âge nul, est imposée à la limite supérieure du modèle et elle représente aussi la condition initiale.

3.6 Paramètres du modèle et critères de précision

Les données utilisées pour réaliser les simulations d'écoulement et de transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines sont compilées dans le tableau 3-2. D'abord, puisque l'une des conditions limites considère que la nappe est fixée à la topographie, il est réaliste de lisser la topographie afin de mieux représenter le niveau de la nappe phréatique qui sera moins variable que la topographie. Trois variations du niveau de lissage ont donc été testées. D'abord, la topographie de base, dite « réelle », correspond aux données provenant de la NASA SRTM (*Shuttle Radar Topography*) avec la résolution de base aux 90 m. Ensuite, quatre coupes parallèles à la coupe A-A' ont été ajoutées (50 m de distance entre chaque) pour calculer la moyenne des valeurs situées le long des cinq coupes, lesquelles représentent les données topographiques « lissées ». Finalement, la topographie « sur-lissée » est obtenue en calculant la moyenne mobile aux cinq points le long de la coupe à partir des valeurs « lissée ». Des simulations ont été faites pour tester l'effet du lissage et choisir le niveau jugé représentatif (section 3.8.1).

Les plages de valeurs des propriétés hydrauliques considérées dans les modèles d'écoulement et de transport ont été déterminées à partir de la littérature (tableau 2-1). Les plages de propriétés hydrauliques englobent les valeurs testées pour des conditions homogènes et des unités hydrogéologiques spécifiques. Les simulations ont testé à la fois l'effet de la conductivité hydraulique horizontale et du niveau d'anisotropie entre les composantes horizontales et verticales de la conductivité hydraulique. Tel que spécifié dans le tableau 3-2, les valeurs des paramètres associés aux simulations de transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines ont été déterminées par essais-erreurs, mis à part pour le coefficient de diffusion qui a été fixé selon les travaux d'Abhervé (2019) qui a également modélisé une coupe régionale 2D d'un roc fracturé.

Tableau 3-2: Sommaire des paramètres utilisés pour le modèle 2D de l'écoulement et du transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines.

Type de données	Valeur fixe ou plage de valeurs testée	Références et sources possibles
Données topographiques	SRTM 90 m réelle SRTM 90 lissée SRTM 90 sur-lissée	(NASA JPL, 2013)
Conductivités hydrauliques		
- direction x (<i>Kx</i>)	10 ⁻⁵ à 10 ⁻⁷ m/s	Voir tableau 2-1
- direction z (<i>Kz</i>)	10 ⁻⁶ à 10 ⁻⁹ m/s	
Porosité	0,5 à 10%	Voir tableau 2-1
Dispersivité longitudinale (α_L)	100 m	Déterminé par essais-erreurs
Dispersivité transversale (α_T)	1 m	Déterminé par essais-erreurs
Coefficient de diffusion	1x10 ⁻⁹ m ² /s	(Abhervé, 2019)
Facteur de retard	1	Le transport d'âge est sans retard
Discrétisation		
Discrétisation spatiale ΔL	0.005 m < ΔL < 90 m	Nombre de Peclet : $Pe \leq 2$
Discrétisation spatiale Δt	$\Delta t = 1000$ j	Nombre de Courant : $C \leq Pe/2$

Afin de s'assurer que les erreurs numériques sont acceptables et que les simulations de transport d'âge des eaux souterraines sont fiables, les discrétisations en espace et en temps sont vérifiées grâce aux critères de précision. Le nombre de Peclet (*Pe*) est un critère de stabilité qui contrôle la dispersion numérique (Molson, 2020). Ce critère est utilisé pour déterminer la discrétisation de l'espace. L'équation suivante définit le nombre de Peclet :

$$Pe = \frac{v \Delta x}{D} \leq 2 ; \text{ si la diffusion est faible, on a : } Pe = \frac{\Delta x}{\alpha_L} \leq 2 \quad (18)$$

Le nombre de Courant (*C*) est un critère d'exactitude qui contrôle la stabilité d'une solution (Molson, 2020). Ce critère est utilisé pour déterminer la discrétisation en temps. L'équation suivante définit le nombre Courant :

$$C = \frac{v \cdot \Delta t}{\Delta x}, \quad C \leq \frac{Pe}{2} \quad (19)$$

La figure IV-1 à l'annexe IV présente statistiquement les résultats de la vérification de ces critères de précision pour le modèle optimal (2.3.3). Le critère du nombre de Peclet est respecté pour les deux dimensions (0% de non-respect), mais le critère du nombre de Courant n'est pas respecté dans la dimension x (25% de non-respect) et dans la dimension z (57% de non-respect). Le non-respect du critère de Courant est majoritairement associé à la partie superficielle où les écoulements sont rapides. Ainsi, les résultats de vérification sont tout de même acceptables puisque l'emphase des travaux est sur les écoulements régionaux, c'est-à-dire où les deux critères sont respectés.

3.7 Programme de simulation

Le tableau 3-3 détaille les différents modèles testés ainsi que les plages de valeurs des paramètres associées. Le programme de simulation a été réalisé en débutant avec un modèle simple et en allant progressivement vers des modèles plus complexes, dans le but de bien observer ce qu'engendrent les niveaux de complexité ajoutés et pour vérifier la sensibilité du modèle par rapport à la variation des paramètres. Ainsi, deux types de modèles ont été générés (homogène et « par couches ») et différents éléments de complexité ont été ajoutés au fur à mesure que des conditions étaient établies par les simulations précédentes.

Les simulations paramétriques et conceptuelles ont été réalisées successivement en tenant compte de certains critères de plausibilité et de vérification. Les critères nécessaires pour vérifier que les résultats des simulations sont plausibles sont les suivants :

- 1) Est-ce qu'il y a un écoulement d'eaux souterraines régional ?
- 2) Est-ce que les flux à la surface (recharge) sont plausibles (entre 300 et 500 mm/an) ?
- 3) Est-ce que les temps de résidence simulés permettent d'expliquer la présence d'eau ancienne à Guidel/Ploemeur ?

Le tableau 3-3 montre que sept modèles ont ainsi été générés pour comprendre les conditions nécessaires pour répondre aux critères de vérification et identifier les valeurs des propriétés hydrauliques des unités hydrogéologiques. Le dernier élément de complexité ajouté au modèle régional 2D est un facteur de diminution de la conductivité hydraulique en fonction de la profondeur dans le roc sain fracturé. Tel que montré sur les figures 3-3 et 3-4 tirées de Roques *et al.* (2016) et de Dewandel *et al.* (2021), la densité de fractures transmissives dans le roc sain

fracturé diminue exponentiellement en fonction de la profondeur et donc la perméabilité aussi. Les données utilisées pour l'étude de Roques *et al.* (2016) proviennent de 23 sites situés dans le Massif armoricain et les données obtenues pour l'étude de Dewandel *et al.* (2021) proviennent de 16 différents sites situés dans un bassin versant granitique en Bretagne ; le Nançon. De plus, les travaux de plusieurs autres auteurs (Achtziger-Zupančič *et al.*, 2017; Mather & Sargent, 1986; Pusch *et al.*, 2015; Stober & Bucher, 2007) portent aussi sur la diminution de la fracturation avec la profondeur dans les roches cristallines.

Tableau 3-3 : Synthèse de l'ordre des simulations paramétriques et conceptuelles et des plages de valeurs des propriétés hydrauliques testées.

Type de modèle	Conditions testées	Couches	Plage de valeurs des propriétés hydrauliques testées
1. Homogène	1.1 Système isotrope	-	$K_x, K_z = 10^{-7}$ à 10^{-4} m/s
	1.2 Système anisotrope	-	$K_x = 10^{-7}$ à 10^{-5} m/s $K_z = 10^{-9}$ à 10^{-6} m/s
2. Par couches	2.1 Système isotrope – couches isotropes	Horizon fissuré Roc sain	$K_x, K_z = 10^{-7}$ m/s
	2.2 Système anisotrope – couches isotropes	Horizon fissuré Roc sain	$K_x, K_z = 10^{-7}$ à 10^{-5} m/s $K_x, K_z = 10^{-10}$ à 10^{-8} m/s
	2.3.1 Système anisotrope (sans altérite) – couches anisotropes	Horizon fissuré Roc sain	$K_x = 10^{-5}$ m/s, $K_z = 10^{-7}$ m/s $K_x = 10^{-8}$ à 10^{-6} m/s et $K_x/K_z = 100$
	2.3.2 Système anisotrope (avec altérites) – couches anisotropes	Horizon fissuré Roc sain Altérites	$K_x = 10^{-5}$ m/s, $K_z = 10^{-7}$ m/s $K_x = 10^{-6}$ m/s, $K_z = 10^{-8}$ m/s $K_x = 10^{-8}$ à 10^{-6} m/s et $K_x/K_z = 100$
	2.3.3 Système anisotrope (diminution de K du roc sain en profondeur) – couches anisotropes	Horizon fissuré Roc sain Altérites	$K_x = 10^{-5}$ m/s, $K_z = 10^{-7}$ m/s $K_x = 10^{-6}$ m/s, $K_z = 10^{-8}$ m/s (diminution lente à rapide de K en fonction de la profondeur) $K_x = 10^{-6}$ m/s, $K_z = 10^{-8}$ m/s

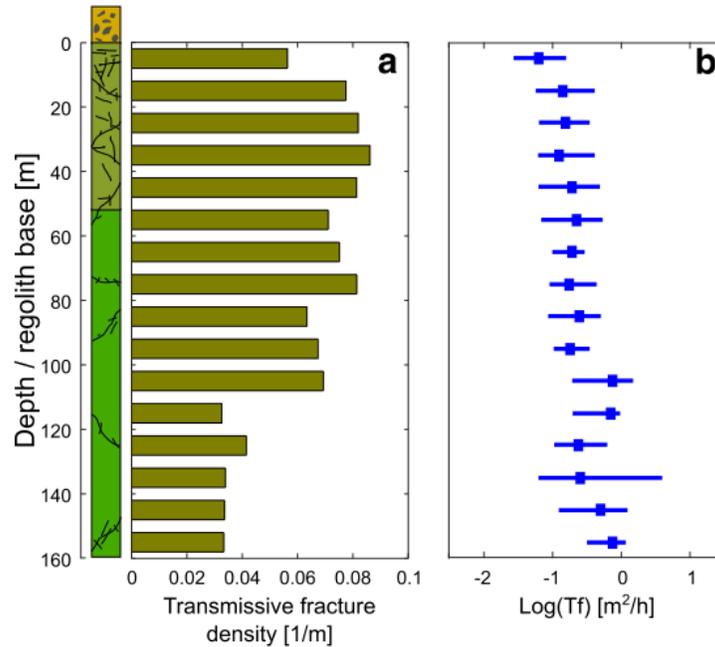


Figure 3-3 : À gauche : densité de fractures transmissives par mètre calculé sur un intervalle de longueur de 10 m ; à droite, évolution en profondeur de la médiane (carrés bleus) de la transmissivité des fractures calculée sur un intervalle de 10 m. Les barres représentent l'intervalle entre le 1er et le 3ème quartile. Figure tirée de Roques et al. (2016).

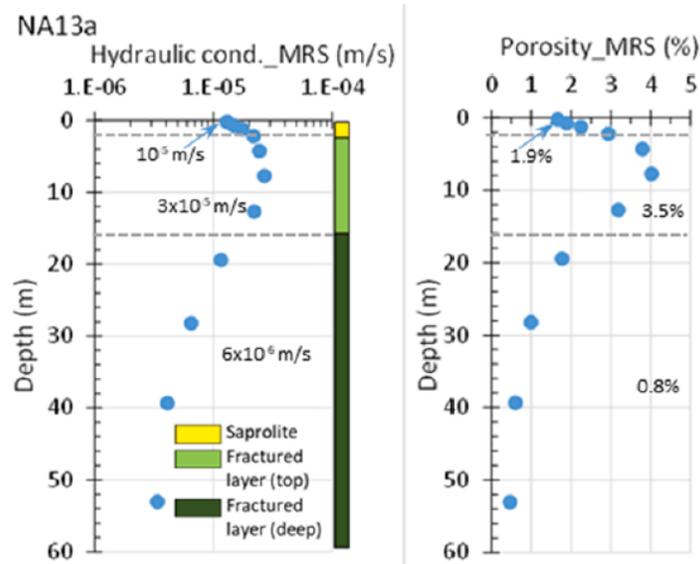


Figure 3-4 : Exemple de mesures MRS (sondages par résonance magnétique) (NA13A), à gauche : conductivité hydraulique estimée en fonction de la profondeur, à droite : porosité estimée en fonction de la profondeur (corrigée d'après (Vouillamoz et al., 2014) ; les valeurs sur le graphique présentent les valeurs moyennes pour les couches. Figure tirée de Dewandel et al. (2021).

3.8 Résultats des simulations

3.8.1 Effet du lissage de la topographie

Avant d'amorcer le programme de simulation résumé au tableau 3-3, les trois niveaux de lissage de la topographie de la surface terrestre ont été testés afin d'identifier le niveau de lissage qui semble le plus approprié pour représenter la surface de la nappe. Puisque la condition limite supérieure consiste à fixer l'élévation de la nappe égale à la topographie, il est pertinent de vérifier que la variabilité des flux générés par les changements de topographie semble plausible. L'exercice d'estimation de la recharge (section 2) a permis de définir la plage de valeurs de recharge plausibles entre 300 et 500 mm/an. La figure 3-5 illustre les trois résolutions de la topographie ainsi que les flux simulés qui sont associés à chacun des trois modèles.

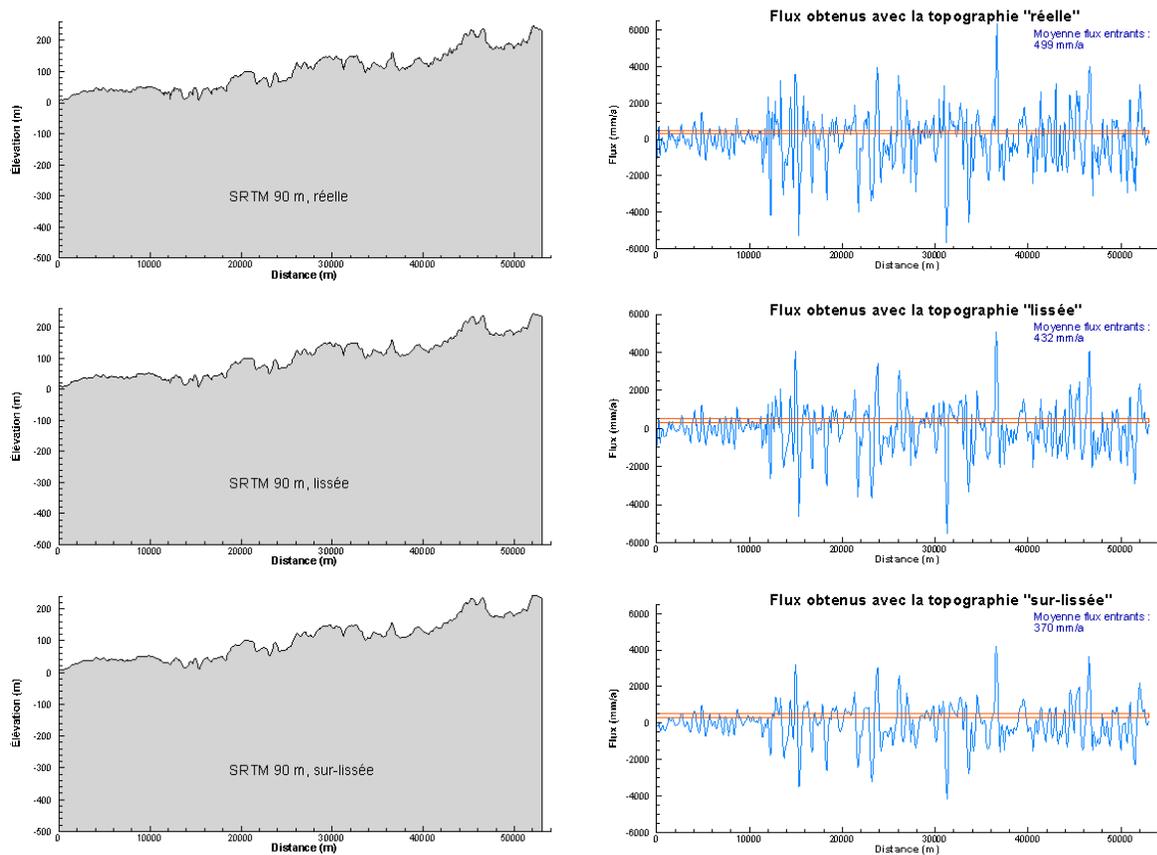


Figure 3-5 : Effet du niveau de lissage de la topographie sur les flux simulés.

La partie gauche de la figure 3-5 montre que les deux niveaux de lissage préservent les caractéristiques générales de la topographie, mais atténuent ses variations locales. Les graphiques à la droite de la figure 3-5 montrent les flux simulés à la surface du modèle pour des

conditions homogènes et isotropes de conductivité hydraulique K à 1×10^{-6} m/s, soit une valeur intermédiaire de K à être testée pour le modèle homogène et isotrope (tableau 3-3). L'imposition de l'élévation des charges hydrauliques égale à la topographie à la surface du modèle induit des flux entrant (positifs) et sortant (négatif) de la surface du modèle. Ces flux sont illustrés pour chaque niveau de lissage de la topographie et les flux positifs sont comparés à la plage des valeurs de la recharge (300 à 500 mm/an) qui sont représentées par les lignes horizontales.

La condition limite de l'élévation des charges imposée à partir des données topographiques réelles induit des flux excessifs (pics de valeurs extrêmes) qui ne sont pas réalistes. Le lissage des données topographiques entraîne une diminution des gradients hydrauliques en surface. Les flux obtenus à partir des données topographiques « sur-lissées » permettent de mieux représenter le niveau représentatif de la nappe et d'obtenir une estimation plausible de la variation des flux. Pour un modèle régional de plus de 50 km, le sur-lissage est adéquat puisqu'il permet de mieux représenter le niveau moyen de la nappe phréatique. Ce lissage permet également d'alléger le traitement numérique. Ainsi, les données topographiques « sur-lissées » sont utilisées pour imposer la condition limite de type 1 (charge imposée) à la surface du modèle pour tous les modèles suivants. Les conditions utilisées pour évaluer le lissage de la topographie n'avaient pas pour but de reproduire la recharge estimée. Ainsi, les valeurs de K qui permettent d'obtenir des flux correspondants plus précisément à l'estimation de la recharge seront évaluées dans les sections suivantes.

3.8.2 Modèle homogène isotrope

Le modèle simple de départ est un modèle homogène (modèle 1, tableau 3-3). La première condition testée est l'isotropie de la conductivité hydraulique ($K_x = K_z$) dans un modèle homogène (modèle 1.1). La figure 3-6 montre quatre simulations d'écoulement produites avec différentes valeurs de conductivité hydraulique, ainsi que les flux entrants associés à chacun. Les simulations ont été réalisées avec des conductivités hydrauliques variant de 10^{-7} à 10^{-4} m/s. Les résultats montrent d'abord qu'un système homogène et isotrope ne peut pas mener à un écoulement régional, peu importe les valeurs de conductivités hydrauliques. Pour avoir un système d'écoulement dit « régional », nous souhaitons que certaines lignes d'écoulement aient de longs parcours qui excèdent les « sous-bassins » locaux définis par des hauts topographiques et des points d'émergence. Au contraire, on constate à la figure 3-6 que toutes les lignes d'écoulement qui partent des hauts topographiques ne vont pas plus loin que le minimum topographique le plus près. Les résultats montrent aussi que les valeurs extrêmes de K considérées mènent à des flux

trop forts pour 1×10^{-4} m/s ou trop faibles pour 1×10^{-7} m/s à la surface du modèle par rapport à la recharge estimée. La valeur plus représentative de K par rapport à la recharge sera mieux évaluée avec les conditions anisotropes à la section suivante.

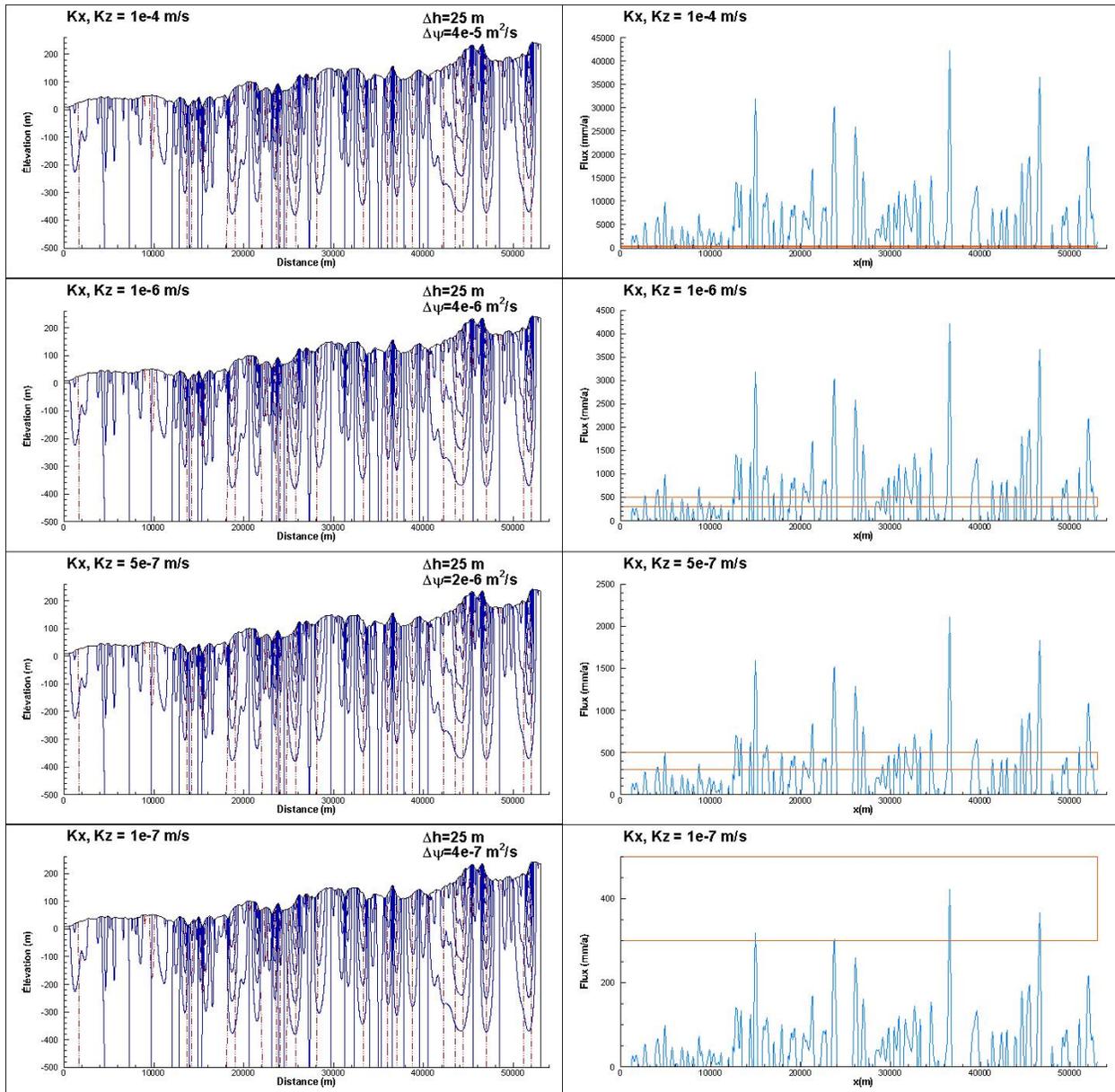


Figure 3-6 : Simulations du modèle 2D homogène et isotrope (modèle 1.1) pour différentes valeurs de K . Réseau d'écoulement (à gauche) et flux à la surface (à droite). Les lignes horizontales à droite représentent la plage de la recharge estimée (300 à 500 mm/an).

3.8.3 Modèle homogène anisotrope

La deuxième condition testée est l'anisotropie de la conductivité hydraulique dans un modèle homogène (modèle 1.2, tableau 3-3). La figure 3-7 montre neuf simulations d'écoulement produites avec différentes valeurs de conductivité hydraulique horizontale (K_x) et verticale (K_z). Les rapports d'anisotropie (K_x/K_z) testés varient de 10 à 10 000 pour des conductivités hydrauliques horizontales qui varient de 1×10^{-7} à 1×10^{-5} m/s et des conductivités hydrauliques verticales qui varient de 1×10^{-9} à 1×10^{-6} m/s. La figure 3-8 montre les flux à la surface du modèle obtenus pour chacune des simulations.

La figure 3-7 montre que le rapport d'anisotropie (K_x/K_z) contrôle la nature locale ou régionale de l'écoulement. Ainsi, un rapport d'anisotropie de 10 n'est pas suffisant pour obtenir des écoulements régionaux et ce peu importe les valeurs absolues de la conductivité hydraulique. Le rapport d'anisotropie de 10 ne mène qu'à des écoulements d'étendue restreinte contrôlés par la topographie locale. Plus le rapport d'anisotropie (K_x/K_z) augmente, plus il y a des composantes semi-régionales ou régionales d'écoulement. On retrouve ainsi des réseaux d'écoulement tels que décrits par Tóth (1962) avec des voies d'écoulement locales, semi-régionales et régionales. Un tel réseau est susceptible de mener à de longs temps de résidence (Tóth, 1999), alors que ce n'est pas le cas pour un écoulement uniquement local. Ainsi, les six systèmes d'écoulement dont les rapports d'anisotropie sont d'au moins 100 sont plausibles, selon les lignes d'écoulement générées dans ces réseaux d'écoulement qui montrent des composantes semi-régionales et régionales d'écoulement. Par contre, la plus forte anisotropie testée (10 000) ne mène pratiquement qu'à de l'écoulement régional qui n'est pas plausible dans le contexte de la région d'étude.

Les flux à la surface obtenus des différentes conditions simulées (figure 3-8) permettent d'identifier le rapport d'anisotropie et les valeurs de conductivités hydrauliques menant à la fois à des écoulements régionaux et à des flux plausibles. Le seul cas qui induit une moyenne de flux plausible, soit entre 300 et 500 mm/a, est le cas où $K_x = 10^{-5}$ m/s et $K_z = 10^{-7}$ m/s. La moyenne des flux entrants de cas est de 381,8 mm/a.

3.8.4 Conclusions tirées du modèle homogène

D'abord, l'utilisation des données topographiques « sur-lissées » est nécessaire pour mieux représenter le niveau de la nappe (condition limite de type 1). Ensuite, les simulations réalisées avec le modèle 1 homogène ont permis d'identifier les conditions requises pour obtenir un écoulement régional. Il est aussi nécessaire d'avoir une anisotropie de la conductivité hydraulique

pour générer des écoulements régionaux et ce rapport doit être de l'ordre de 100. Afin d'obtenir des flux entrants plausibles, des conductivités hydrauliques horizontale de 1×10^{-5} m/s et verticale de 1×10^{-7} m/s seront ainsi utilisées pour l'horizon fissuré dans les prochains modèles.

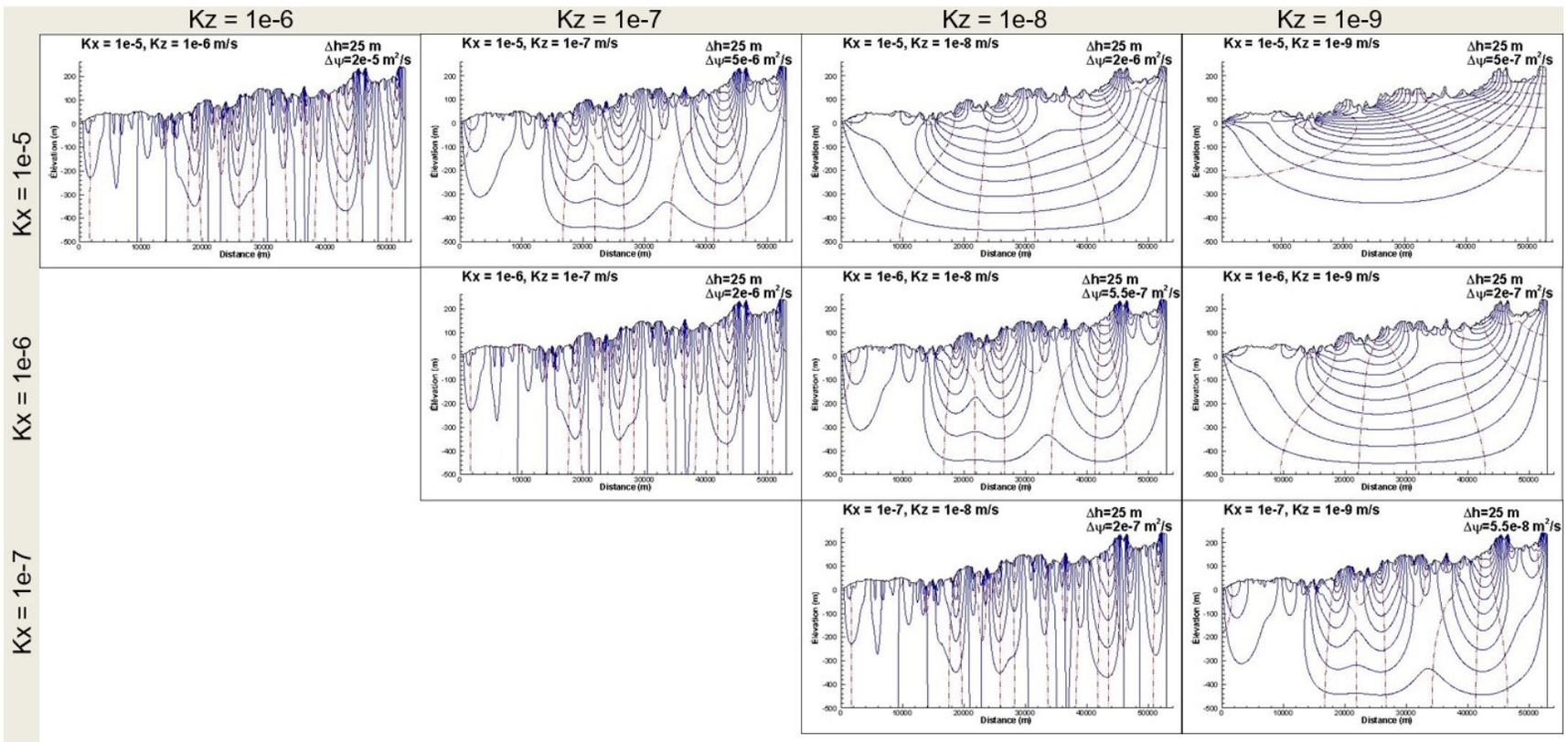


Figure 3-7 : Réseaux d'écoulement simulés du modèle 2D homogène et anisotrope (modèle 1.2) pour différentes valeurs de K et différents rapports d'anisotropie (K_x/K_z).

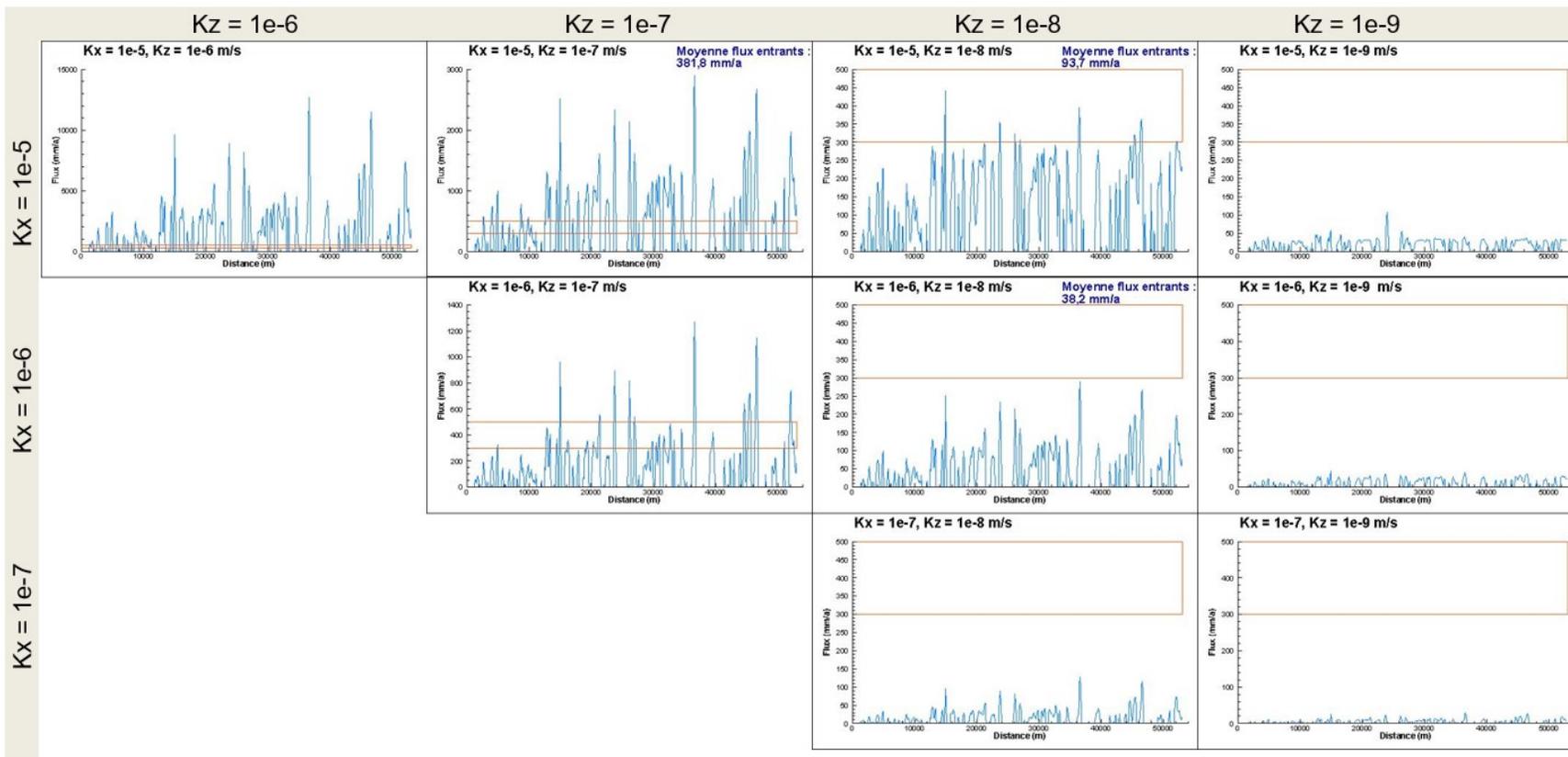


Figure 3-8 : Flux entrants à la surface pour chaque simulation 2D du système d'écoulement homogène et anisotrope (modèle 1.2). Les lignes horizontales représentent la plage de la recharge estimée (300 à 500 mm/an).

3.8.5 Effet du maillage du modèle par couches

À partir des résultats obtenus avec le modèle 1 homogène, un nouveau modèle plus complexe et représentatif des aquifères de socle de la Bretagne a été développé, soit le modèle 2 *par couches*. Ces couches représentent les unités hydrogéologiques (altérites, horizon fissuré et roc sain fracturé). La figure 3-2 montre le maillage généré pour le modèle 2 *par couches*. Dans le but de s'assurer que le nouveau maillage généré par l'ajout de couches n'influence pas les résultats de simulations, une comparaison entre les modèles 1 (homogène) et 2 (*par couches*) est réalisée dans les mêmes conditions isotropes (figure 3-9). La différence de résultats est négligeable, donc le maillage distinct utilisé pour le modèle 2 n'affecte pas significativement les simulations.

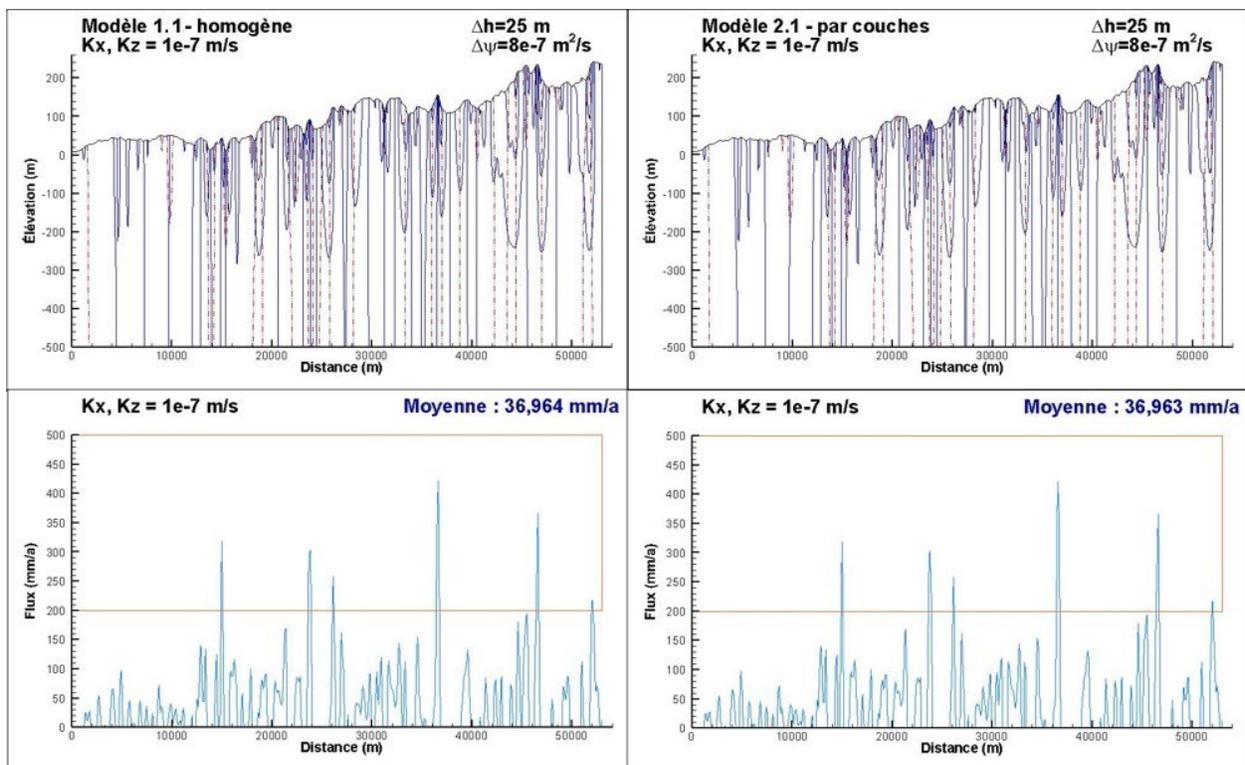


Figure 3-9 : Comparaison des modèles homogène 1.1 et par couches 2.1 dans des conditions isotropes.

3.8.6 Modèle avec couches isotropes

Le modèle 2.2 (tableau 3-3) représente un système globalement anisotrope à cause de la présence de couches aux propriétés distinctes, mais les conductivités hydrauliques de ces couches sont elles-mêmes isotropes ($K_x=K_z$). Ce modèle permet d'évaluer si la simple superposition des couches peut générer un écoulement régional. La figure 3-10 montre neuf

simulations d'écoulement produites avec différentes valeurs de conductivité hydraulique distinctes appliquées à la couche d'horizon fissuré et à la couche de roc sain fracturé. Les deux couches sont isotropes et les simulations ont été réalisées avec des conductivités hydrauliques variant de 10^{-7} à 10^{-5} m/s pour l'horizon fissuré et de 10^{-10} à 10^{-8} m/s pour le roc sain fracturé. Ce modèle ne considère pas encore la présence d'une couche d'altérites.

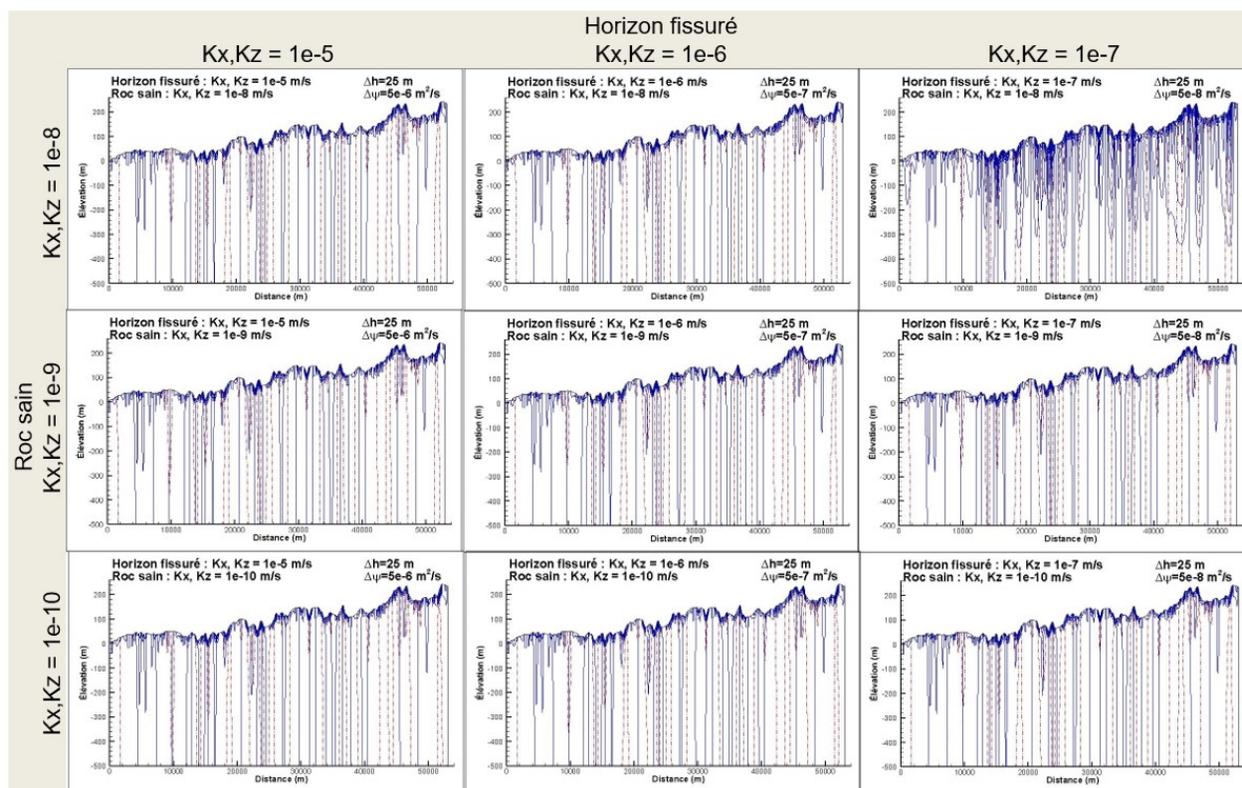


Figure 3-10 : Réseaux d'écoulement simulés du modèle 2D par couches isotropes (modèle 2.2) pour différentes valeurs de K assignées à l'horizon fissuré et au roc sain fracturé.

Toutes les simulations présentées à la figure 3-10 montrent qu'un système globalement anisotrope, mais avec des couches isotropes ne peut pas mener à un écoulement régional, et ce peu importe les valeurs de conductivités hydrauliques des couches. Ainsi, la simple superposition des couches ne génère pas l'anisotropie requise pour obtenir des écoulements régionaux. Les prochaines simulations vont donc considérer que les couches elles-mêmes sont anisotropes.

3.8.7 Modèle avec couches anisotropes sans altérites

Les simulations avec le modèle 1.2 homogène ont montré que pour obtenir des flux entrants plausibles à la surface du modèle (par rapport à la recharge estimée), des conductivités hydrauliques horizontale de 1×10^{-5} m/s et verticale de 1×10^{-7} m/s doivent être utilisées pour

l'horizon fissuré (figure 3-8 ; section 3.8.3). L'objectif des trois séries de simulations avec le modèle 2.3 par couches anisotropes est d'explorer l'effet des propriétés du roc sain et des altérites (tableau 3-3). La première série de simulations commence par définir les propriétés globales plausibles pour le roc sain considéré homogène, mais anisotrope (sans altérites) (modèle 2.3.1). Ensuite, des simulations évaluent l'effet de la présence des altérites (modèle 2.3.2). Enfin, des simulations considèrent la diminution de K avec la profondeur dans le roc sain (modèle 2.3.3).

Ainsi, la couche de roc sain est le premier élément du modèle *par couches* anisotropes (modèle 2.3.1) dont l'effet des propriétés hydraulique a été évalué. La figure 3-11 montre trois simulations d'écoulement produites avec différentes valeurs de conductivité hydraulique pour le roc sain, ainsi que les flux entrants à la surface du modèle pour chacune des simulations. Les simulations ont été réalisées avec des conductivités hydrauliques horizontales du roc sain variant de 10^{-8} à 10^{-6} m/s et un rapport d'anisotropie (K_x/K_z) de 100. Ce rapport d'anisotropie a été identifié comme menant à des écoulements régionaux avec le modèle 1.2 (section 3.8.3; figure 3-7).

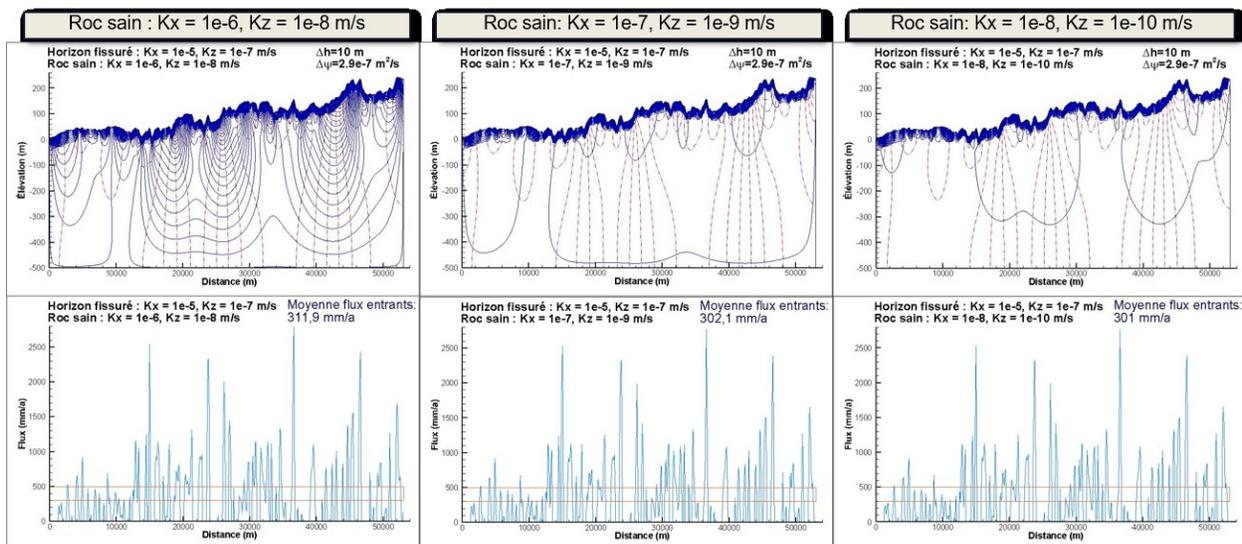


Figure 3-11 : Simulations du modèle 2D par couche et anisotrope (modèle 2.3.1) pour trois valeurs de K du roc sain avec un rapport d'anisotropie de 100. Les graphiques du haut montrent le réseau d'écoulement et ceux du bas les flux à la surface du modèle.

Avec un rapport d'anisotropie de 100 pour le roc sain, les simulations présentées à la figure 3-11 montrent que pour obtenir un écoulement régional, le contraste de conductivité hydraulique entre le roc sain et l'horizon fissuré ne doit pas être de plus que 10. En effet, les simulations avec des contrastes de 100 et 1000 mènent à très peu d'écoulement régional dans le roc sain ; les lignes d'écoulement sont majoritairement concentrées dans l'horizon fissuré. Toutefois, puisque les

propriétés de l'horizon fissuré sont fixes pour les trois simulations, les flux entrants sont très semblables avec des moyennes de flux entrants de 301 à 311,9 mm/a. Ces résultats montrent que c'est l'horizon fissuré qui contrôle davantage les flux à la surface, alors que les propriétés du roc sain contrôlent plutôt la présence d'écoulements régionaux.

En plus des réseaux d'écoulement montrés à la figure 3-11, les valeurs les plus plausibles de conductivité hydraulique du roc sain ont pu être identifiées à partir des simulations de transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines (figure 3-12). Ces simulations ont été réalisées avec des valeurs de porosité des couches basées sur la littérature (tableau 2-1, section 2), soit 5% pour l'horizon fissuré et 0.5% pour le roc sain. Les résultats de simulations du transport d'âge des eaux souterraines de la figure 3-12 montrent que les temps de résidence sont davantage plausibles pour le cas de gauche. Même s'il s'agit d'un modèle encore assez simple, les deux autres simulations présentent des temps de résidence jugés trop élevés. Ainsi, les conductivités hydrauliques horizontale de 10^{-6} m/s et verticale de 10^{-8} m/s sont retenues pour représenter la couche de roc sain dans les prochaines simulations.

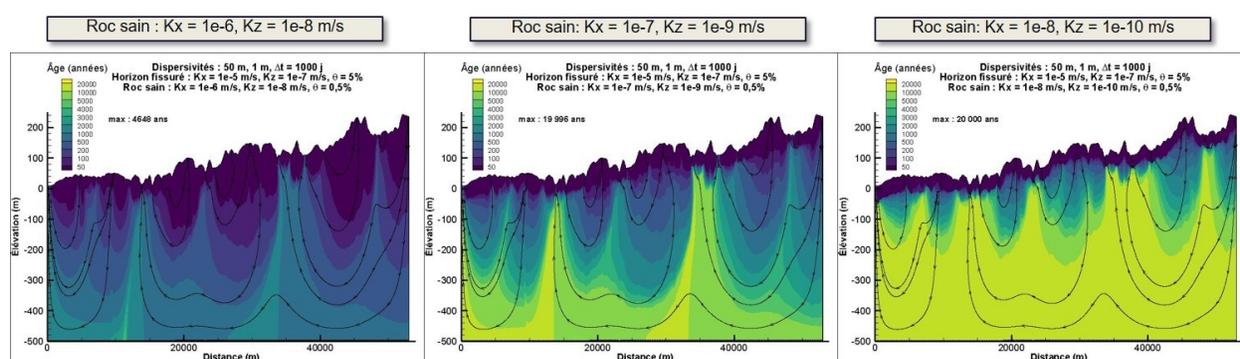


Figure 3-12 : Simulations du transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines pour différentes valeurs de conductivité hydraulique du roc (modèle 2.3.1).

3.8.8 Modèle avec couches anisotropes et altérites

Le deuxième élément ajouté au modèle *par couches* est la couche d'altérites (modèle 2.3.2). Tel que présenté sur la carte I-5 (annexe I), les altérites ne sont pas présentes partout spatialement et leur épaisseur peut varier significativement. Puisque les altérites ne représentent pas une couche continue, il a été nécessaire d'identifier les zones d'altérites d'épaisseurs et de surface significatives pour imposer les propriétés hydrauliques associées à cette unité hydrogéologique. La figure 3-13 présente donc le maillage du modèle 2D avec l'identification des endroits où se trouvent des altérites et l'agrandissement des zones significatives d'altérites.

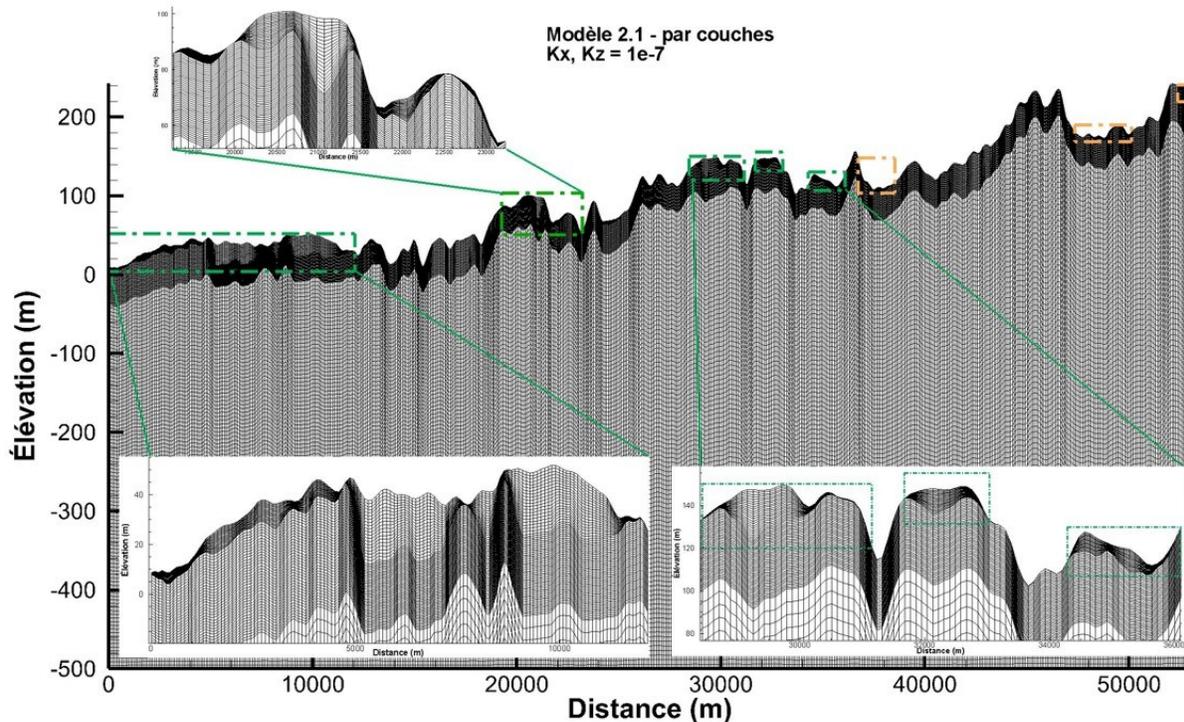


Figure 3-13 : Maillage du modèle 2D avec identification et agrandissement des zones significatives d'altérites le long de la coupe AA'.

La figure 3-13 montre que les altérites sont principalement présentes dans les hauts topographiques. En testant différentes conditions dans les simulations, il est possible de déterminer les valeurs de conductivités hydrauliques des altérites qui semblent les plus plausibles. La figure 3-14 montre trois simulations d'écoulement produites avec différentes valeurs de conductivité hydraulique pour les altérites, ainsi que les flux entrants associés à chacune des simulations. Les simulations ont été réalisées avec des conductivités hydrauliques horizontales des altérites variant de 10^{-8} à 10^{-6} m/s et un rapport d'anisotropie (Kx/Kz) de 100. Les altérites sont ainsi moins perméables que l'horizon fissuré.

Les résultats des simulations présentés à la figure 3-14 montrent que les altérites ont un effet sur la circulation d'eau souterraine aux échelles locale et semi-régionale. En effet, les altérites semblent limiter la recharge locale et impactent ainsi la circulation régionale. De plus, le rapport d'anisotropie de 100 semble aussi valide pour les altérites, bien que la circulation surtout verticale d'eau souterraine à travers les altérites fait en sorte que la valeur de Kx a peu d'incidence. Il est également possible de remarquer que les flux entrants obtenus avec les trois différents cas présentent des moyennes de flux entrants de 228,7 à 265,2 mm/a. Ces valeurs moyennes ont diminué de 47 à 72 mm/a par rapport aux moyennes de flux entrants obtenus avec le modèle 2.3.1 sans altérite (voir figure 3-11).

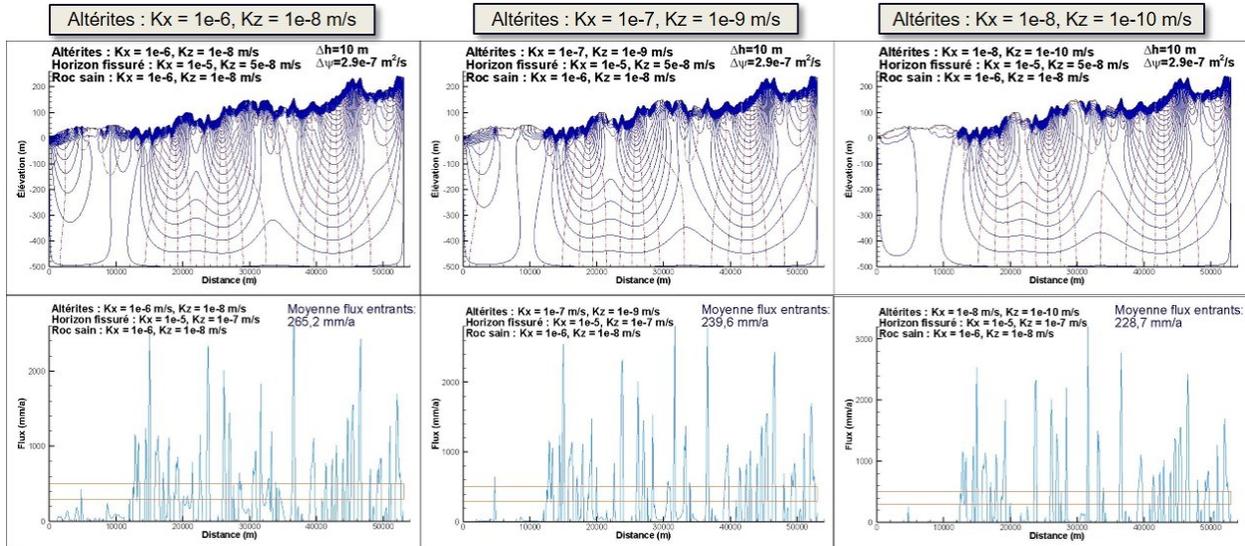


Figure 3-14 Simulations du modèle 2D par couche et anisotrope (modèle 2.3.2) pour trois valeurs de K des altérites avec un rapport d'anisotropie de 100. Les graphiques du haut montrent le réseau d'écoulement et ceux du bas les flux à la surface du modèle.

Les valeurs les plus représentatives de conductivité hydraulique des altérites peuvent être identifiées à partir des simulations de transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines (figure 3-15). Encore une fois, les valeurs de porosité des unités ont été définies à partir de la littérature (tableau 2-1, section 2), soit 5% pour l'horizon fissuré, 0.5% pour le roc sain et 10% pour les altérites.

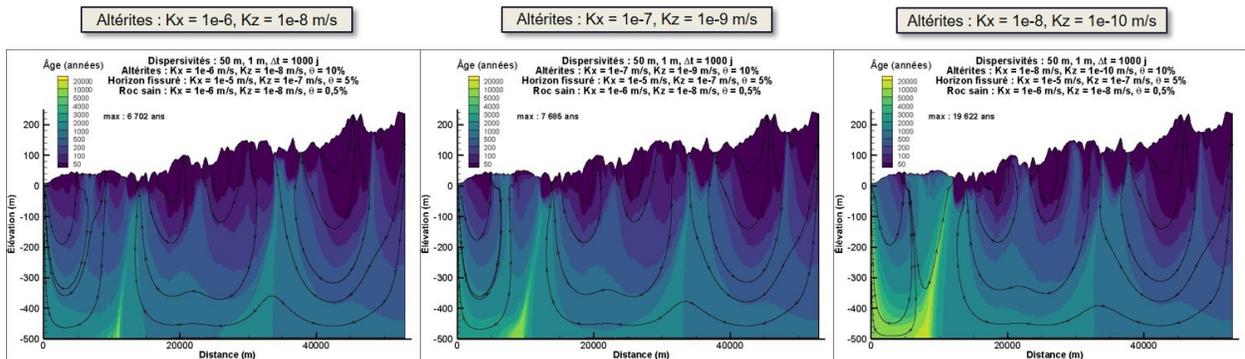


Figure 3-15 : Simulations du modèle 2D par couche et anisotrope (modèle 2.3.2) pour le transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines pour différentes valeurs de conductivité hydraulique des altérites.

Les simulations du transport d'âge des eaux souterraines de la figure 3-15 montrent que les temps de résidence des eaux souterraines qui émergent sont beaucoup plus anciens pour le cas sans altérite (figure 3-12). De plus, les temps de résidence sont davantage plausibles pour le cas de gauche. Les deux autres simulations présentent des temps de résidence trop élevés près de la surface et, particulièrement, près de Guidel/Ploemeur. Ainsi, les conductivités hydrauliques

horizontale de 10^{-6} m/s et verticale de 10^{-8} m/s sont retenues pour représenter les couches d'altérites dans les prochaines simulations.

3.8.1 Modèle avec couches anisotropes, altérites et $K(z)$ variable du roc sain

Le dernier élément ajouté rendre encore plus représentatif le modèle *par couches* anisotropes (modèle 2.3.3) est la diminution de la conductivité hydraulique du roc sain en fonction de la profondeur. Plusieurs auteurs (Achtziger-Zupančič *et al.*, 2017; Mather & Sargent, 1986; Pusch *et al.*, 2015; Stober & Bucher, 2007) soulignent que les propriétés hydrauliques dans les roches cristallines diminuent généralement en fonction de la profondeur. Tel que présenté à la figure 3-16, deux facteurs de diminution de la conductivité hydraulique horizontale (K_x) en fonction de la profondeur ont ainsi été testés pour mieux représenter les propriétés hydrauliques du roc sain en profondeur, soit une diminution lente et une diminution rapide.

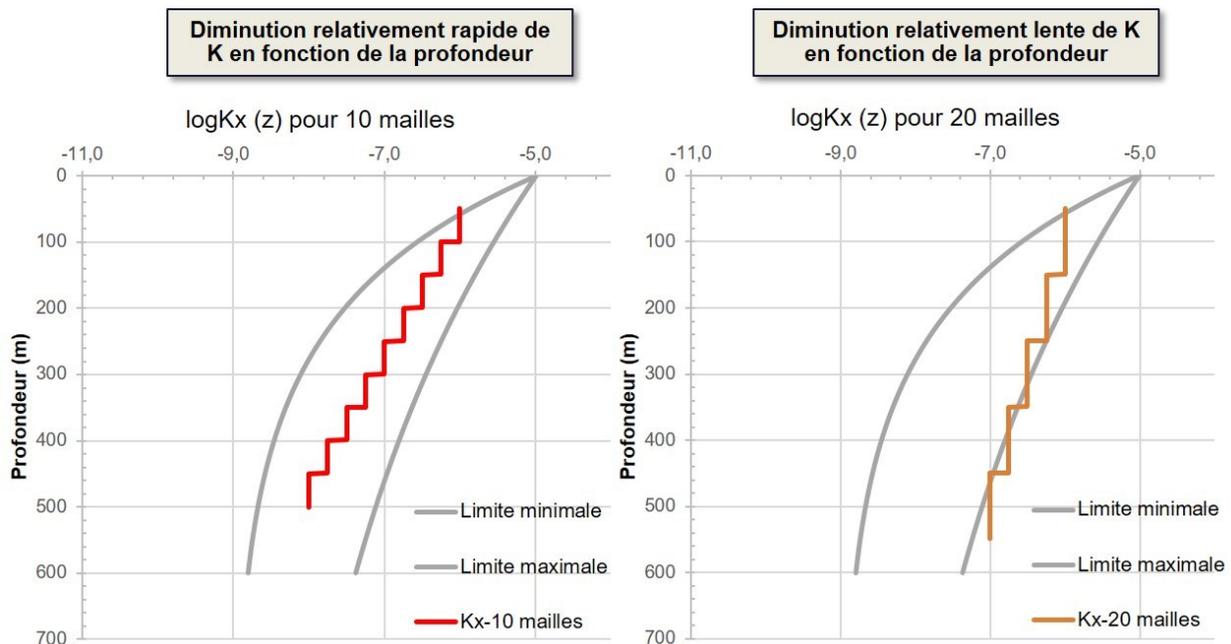


Figure 3-16 : Profils de diminution de la conductivité hydraulique dans le roc sain (échelle logarithmique) en fonction de la profondeur pour les deux types de diminution testés.

Les enveloppes (courbes grises) qui délimitent les valeurs plausibles de conductivité hydraulique sur les graphiques de la figure 3-16 ont été définies à partir de profils de conductivité hydraulique typiques dans les roches cristallines tirés de la littérature (Mather & Sargent, 1986; Pusch *et al.*, 2015; Stober & Bucher, 2007). La réduction des valeurs limites de K définissant l'enveloppe est supposée exponentielle. Les valeurs de K de départ (situées moins en profondeur) correspondent aux valeurs déterminées avec le modèle 2.3.1, soit $K_x = 10^{-6}$ m/s et $K_z = 10^{-8}$ m/s. La relation

suivante tirée de Janos et al. (2018) a été utilisée pour définir les enveloppes de diminution de K avec la profondeur, en utilisant les mêmes valeurs maximales (10^{-5} m/s) et minimales (10^{-9} m/s) de K_x et une valeur de α correspondant à $0,005 \text{ m}^{-1}$ et $0,0015 \text{ m}^{-1}$ pour la courbe minimale et la courbe maximale, respectivement.

$$\log[K(z)] = \log[K_{min}] + (\log[K_{max}] - \log[K_{min}])e^{-\alpha z} \quad (20)$$

où z (m) correspond à la profondeur à partir de la surface du roc, $K(z)$ est la conductivité hydraulique à une profondeur z , K_{min} est la valeur minimale approchée de manière asymptotique par la courbe, K_{max} est la valeur maximale et α est la constante de décroissance de la courbe.

Le graphique à gauche de la figure 3-16 présente le profil de la diminution rapide de la conductivité hydraulique en fonction de la profondeur et le graphique à droite présente le profil de diminution lente. Les valeurs de conductivité hydraulique horizontale diminuent d'un quart d'ordre de grandeur à toutes les 10 mailles dans le cas de la diminution rapide et à toutes les 20 mailles dans les cas de la diminution lente. Chaque maille du roc sain représente environ 5 m. Les diminutions des valeurs de conductivité hydraulique sont réalisées « en escaliers », car il est plus facile d'assigner les valeurs dans FLONET de cette manière qu'avec une courbe continue.

La figure 3-17 montre les deux simulations d'écoulement produites pour les deux cas de conductivité hydraulique du roc sain, ainsi que les flux entrants à la surface du modèle associés à chacune des simulations. Les valeurs de conductivités hydrauliques de départ du roc sain sont de 10^{-6} m/s horizontalement et 10^{-8} m/s verticalement, puis ces valeurs diminuent d'un quart d'ordre de grandeur aux 10 mailles et aux 20 mailles, respectivement, pour les deux cas. Pour les deux simulations, les écoulements semi-régionaux et régionaux sont préservés, malgré la réduction des valeurs de conductivités hydrauliques avec la profondeur. Cependant, les écoulements sont davantage superficiels, comparativement aux résultats du modèle 2.3.2 (voir figure 3-14). Les flux obtenus à la surface ont faiblement diminué par rapport aux flux obtenus avec les simulations du modèle 2.3.2 (voir figure 3-14), mais ils restent du même ordre de grandeur. Cela montre que c'est principalement l'horizon fissuré qui influence la recharge.

Le type de diminution de la conductivité hydraulique du roc sain en fonction de la profondeur qui serait le plus représentatif est identifié à partir des simulations de transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines (figure 3-18). À nouveau, les valeurs de porosité des couches ont été définies à partir de la littérature (tableau 2-1, section 2), soit 5% pour l'horizon fissuré, 0.5% pour le roc sain et 10% pour les altérites.

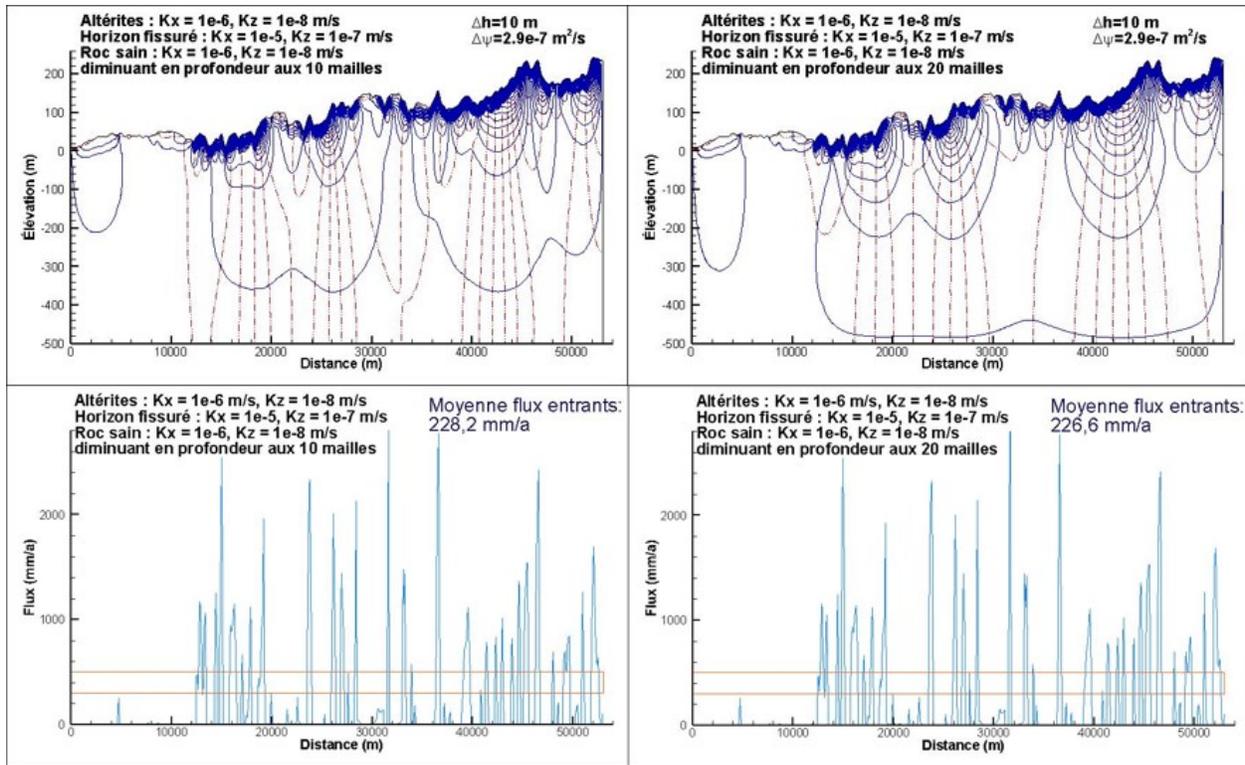


Figure 3-17 : Simulations 2D du système d'écoulement souterrain pour les deux types de diminution de la conductivité hydraulique en fonction de la profondeur incluant les flux entrants à la surface générés pour chaque cas (modèle 2.3.3).

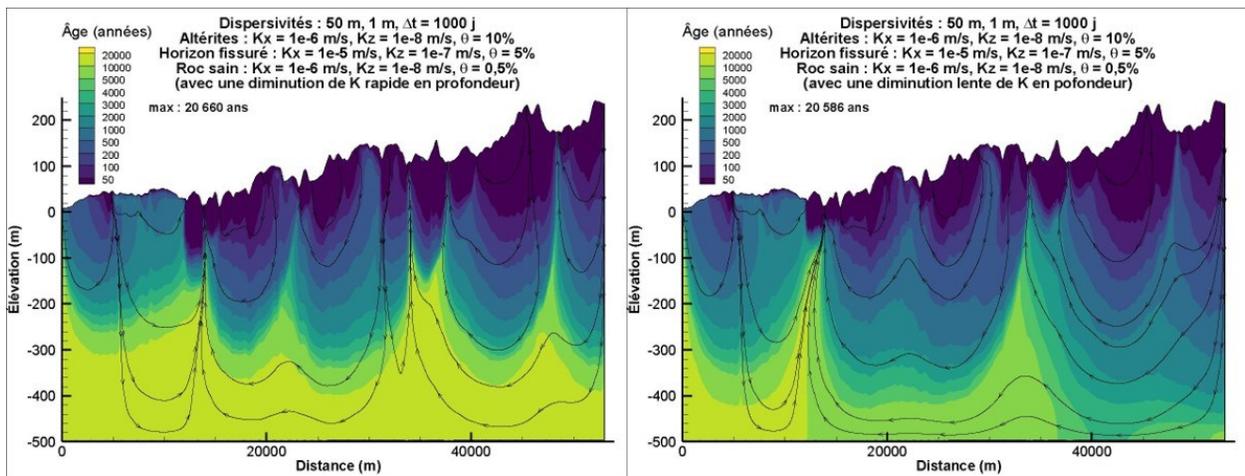


Figure 3-18 : Simulations du transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines pour les deux types de diminution de la conductivité hydraulique en fonction de la profondeur (modèle 2.3.3).

Les résultats de simulations du transport d'âge des eaux souterraines de la figure 3-18 montrent que les temps de résidence des eaux souterraines qui émergent sont plausibles dans les deux cas ; des mélanges d'eaux récentes et anciennes émergent près de Guidel/Ploemeur.

Cependant, le cas de gauche représente mieux le profil typique d'un roc sain en profondeur. De plus, en observant simplement les profils de la figure 3-16, le cas de diminution relativement rapide de la conductivité hydraulique représente mieux les profils typiques de la littérature puisque les valeurs ne dépassent pas les limites minimale et maximale (enveloppe). Ainsi, une diminution relativement rapide de la conductivité hydraulique du roc sain (1/4 d'ordre de grandeur par 10 mailles) en fonction de la profondeur est retenue comme condition pour représenter le modèle régional en profondeur.

3.8.1 Propriétés du système aquifère déduites des simulations

Les différentes simulations réalisées avec le modèle *2 par couches* ont permis de préciser davantage les conditions requises pour permettre un écoulement régional ainsi que les valeurs plausibles des propriétés hydrauliques, dont le rapport d'anisotropie. Les valeurs des propriétés hydrauliques des trois unités hydrogéologiques identifiées comme menant à des résultats de simulation plus plausibles sont résumées au tableau 3-4.

Tableau 3-4 : Propriétés hydrauliques les plus plausibles des trois unités hydrogéologiques sur la base des résultats des simulations 2D.

Unité hydrogéologique	Conductivité hydraulique (m/s)		Porosité (%)
	Horizontale (Kx)	Verticales (Kz)	
Altérites	10 ⁻⁶	10 ⁻⁸	10
Horizon fissuré	10 ⁻⁵	10 ⁻⁷	5
Roc sain*	Maximum de 10 ⁻⁶ à minimum de 10 ⁻⁸ (à 500 m)	Maximum de 10 ⁻⁸ à minimum de 10 ⁻¹⁰ (à 500 m)	0.5

* : le K du roc sain diminue avec la profondeur à partir d'une valeur maximale dans la partie supérieure du roc sain ; les valeurs de conductivité hydraulique diminuent d'un quart d'ordre de grandeur par 10 mailles dans le modèle 2D.

Un traçage de particules a été réalisé sur le cas le plus plausible du modèle 2.3.3 (figure 3-19). Le transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines est simulé avec les propriétés hydrauliques détaillées au tableau 3-4 et le traçage des particules est simulé avec un pas de temps entre chaque particule (rouges) de 500 ans. Le traçage de particules correspond au transport advectif seulement, il ne tient donc pas compte de la dispersion et de la diffusion. L'écoulement reste principalement concentré dans l'horizon fissuré qui est l'unité la plus perméable. L'horizon fissuré contrôle donc la recharge et les eaux souterraines qui y circulent ont des temps de résidence de moins de 50 ans. Les « cellules » d'écoulement régional qui sont formées semblent avoir une longueur allant de 5 à 10 km. De plus, la zone plus active d'écoulement atteint une élévation entre -200 et -300 m et elle est moins profonde en bordure de

mer. Finalement, la présence des altérites perturbe à la fois la circulation de l'écoulement local et le temps de résidence de l'eau souterraine.

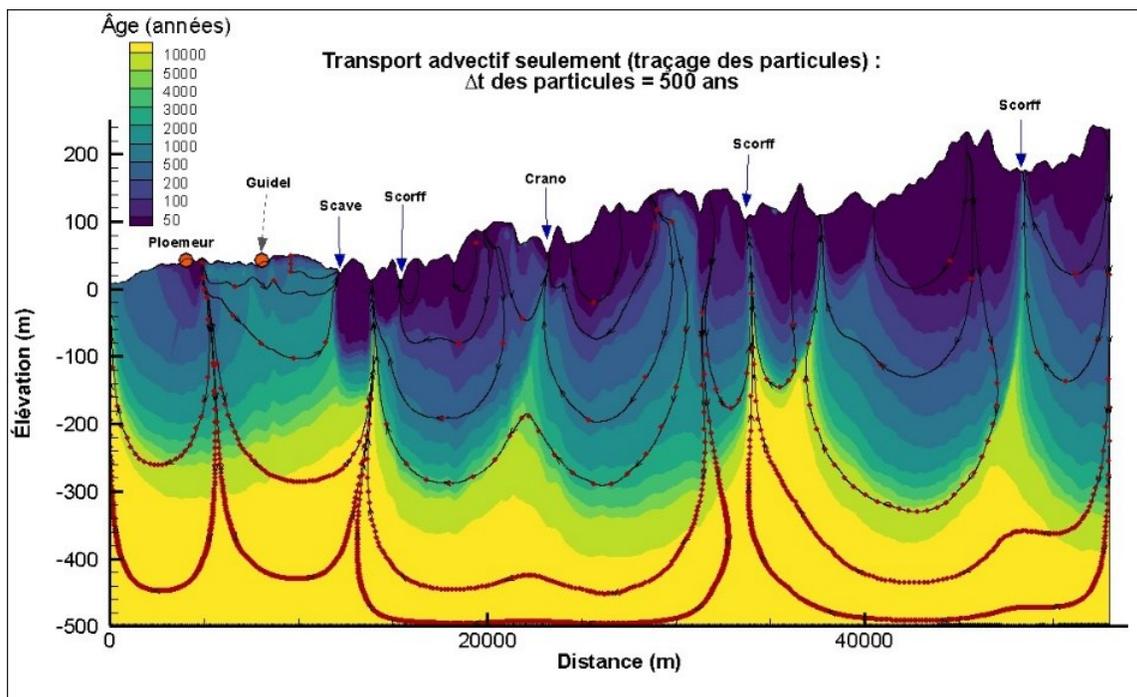


Figure 3-19 : Simulations du transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines ainsi que du traçage des particules (modèle 2.3.3).

3.9 Discussion

La modélisation régionale 2D a permis de mieux comprendre le comportement du système hydrogéologique régional en amont de Guidel et de démontrer le potentiel pour l'écoulement régional d'eau souterraine jusqu'aux sites de Guidel et Ploemeur. Les simulations paramétriques et conceptuelles qui ont été réalisées en complexifiant progressivement le modèle ont permis de définir des conditions plausibles de la dynamique régionale. Tels que spécifiés précédemment, les modèles visent principalement à définir les possibilités et non à trouver quelles sont les conditions « réelles ».

Ainsi, il est possible de confirmer qu'il y a probablement des écoulements locaux, semi-régionaux et régionaux. Les écoulements locaux sont contrôlés par l'unité de l'horizon fissuré, tandis que les écoulements semi-régionaux et régionaux sont contrôlés par l'unité de roc sain. Pour obtenir des écoulements régionaux, les couches doivent être anisotropes avec un rapport K_x/K_z de l'ordre de 100 puisque les travaux montrent que l'isotropie ne permet d'obtenir que des écoulements locaux. Les zones d'émergence sont principalement dans les bas topographiques, qui correspondent notamment aux cours d'eau principaux.

La conductivité hydraulique de l'horizon fissuré a pu être définie à partir des flux entrants à la surface du modèle en comparaison de la plage des valeurs de recharge estimée. La conductivité hydraulique du roc sain et sa diminution avec la profondeur ont plutôt été définies à partir du temps de résidence de l'eau souterraine par rapport aux âges isotopiques obtenus d'échantillons aux sites de Guidel et Ploemeur. Les résultats montrent d'ailleurs qu'il est possible de retrouver un mélange d'eaux récentes et anciennes qui émergent à Guidel/Ploemeur. Les temps de résidence les plus importants sont de l'ordre de milliers d'années. Les temps de résidence des eaux souterraines obtenus des simulations correspondent aux âges connus qui ont été échantillonnés près de Guidel/Ploemeur, soit des eaux souterraines très jeunes à quelques milliers d'années. De plus, il n'est pas nécessaire d'intégrer des structures géologiques, comme des failles ou des contacts, pour faire émerger des eaux anciennes près de Guidel/Ploemeur, alors que des travaux antérieurs de modélisation locale avaient plutôt utilisé une structure pour canaliser l'émergence d'eau souterraine (Leray *et al.*, 2012). Ces conclusions permettent d'orienter les travaux de modélisation régionale 3D, en particulier pour définir les valeurs des propriétés hydrauliques des différentes unités hydrogéologiques.

4. MODÉLISATION 3D DU SYSTÈME AQUIFÈRE RÉGIONAL

4.1 Objectifs de modélisation

Les objectifs généraux de la modélisation 3D du système aquifère régional sont de mieux comprendre le comportement du système hydrogéologique régional en amont de Guidel et de cerner les apports régionaux et semi-régionaux des eaux souterraines jusqu'au site de Guidel/Ploemeur avec une représentation tridimensionnelle. Le modèle régional 3D devrait ainsi permettre, principalement, de vérifier les propriétés et conditions identifiées suite à la modélisation régionale 2D (section 3).

Ainsi, les objectifs plus spécifiques de la modélisation 3D sont d'abord de confirmer la plausibilité des propriétés hydrauliques des unités géologiques définies avec le modèle régional 2D. Ensuite, le transport d'âge des eaux souterraines est aussi simulé afin de vérifier si des eaux souterraines caractérisées par des temps de résidence de l'ordre de quelques milliers d'années peuvent effectivement se retrouver près des sites de Guidel et de Ploemeur. Finalement, l'effet des failles régionales et du contact granite-micaschiste sur les charges hydrauliques et les temps de résidence des eaux souterraines est aussi vérifié.

4.2 Modèle conceptuel

Le modèle conceptuel tridimensionnel du contexte hydrogéologique de la zone d'étude régionale est relativement similaire au modèle conceptuel bidimensionnel. Ainsi, le modèle conceptuel est défini selon les connaissances actuelles, incluant certaines hypothèses, ainsi que les données disponibles. Le modèle conceptuel présenté à la figure 4-1 représente une simplification du système réel. Tel que spécifié pour le modèle régional 2D, l'hydrostratigraphie est représentée par les trois unités associées au profil d'altération typique d'un aquifère de socle cristallin : les altérites, l'horizon fissuré et le roc sain fracturé. Les deux unités fissurées et fracturées sont considérées équivalentes à des milieux poreux à l'échelle régionale de la modélisation.

La superficie du modèle couvre 1 055 km² et l'épaisseur maximale est de 793 m. Les élévations spécifiques du modèle vont de -500 m, à la base du modèle, à 293 m par rapport au niveau de la mer (0 m) à la surface dans la partie la plus en amont du modèle. Tel que montré à la figure 4-2, les limites sont définies par l'océan Atlantique au sud, une ligne de partage des eaux au nord et des cours d'eau de classes (longueurs) différentes pour les limites est et ouest. La limite inférieure du modèle est supposée imperméable et la limite supérieure correspond à l'élévation

topographique. L'écoulement souterrain se fait généralement des hauts topographiques vers les bas topographiques ; l'écoulement régional se fait donc vers l'océan Atlantique et certains écoulements locaux se dirigent vers d'autres structures hydrogéologiques ou des zones d'émergence. Tel que montré sur la figure 4-2, plusieurs cours d'eau caractérisent la surface de la région modélisée, dont le Scorff, l'Aër, le Scave et le Crano.

Le système régional d'écoulement est modélisé en régime permanent. Le transport d'âge est toutefois réalisé en régime transitoire dans ce champ d'écoulement en régime permanent. Le transport d'âge est toutefois poursuivi jusqu'à ce que les âges soient « stabilisés » et qu'ainsi la distribution d'âge reflète elle aussi un régime permanent. Contrairement aux modélisations 2D pour lesquelles la charge était imposée égale à la topographie, pour les modélisations 3D c'est plutôt la recharge qui est imposée à la surface du modèle. Ainsi, pour les modélisations 2D les propriétés hydrauliques des unités ont été ajustées pour que la recharge soit représentative par rapport à la plage de valeurs estimée. Dans le cas de la modélisation 3D, ces propriétés hydrauliques sont utilisées et c'est le champ d'écoulement et les âges résultant de l'imposition de la recharge à la surface du modèle qui sont simulés.

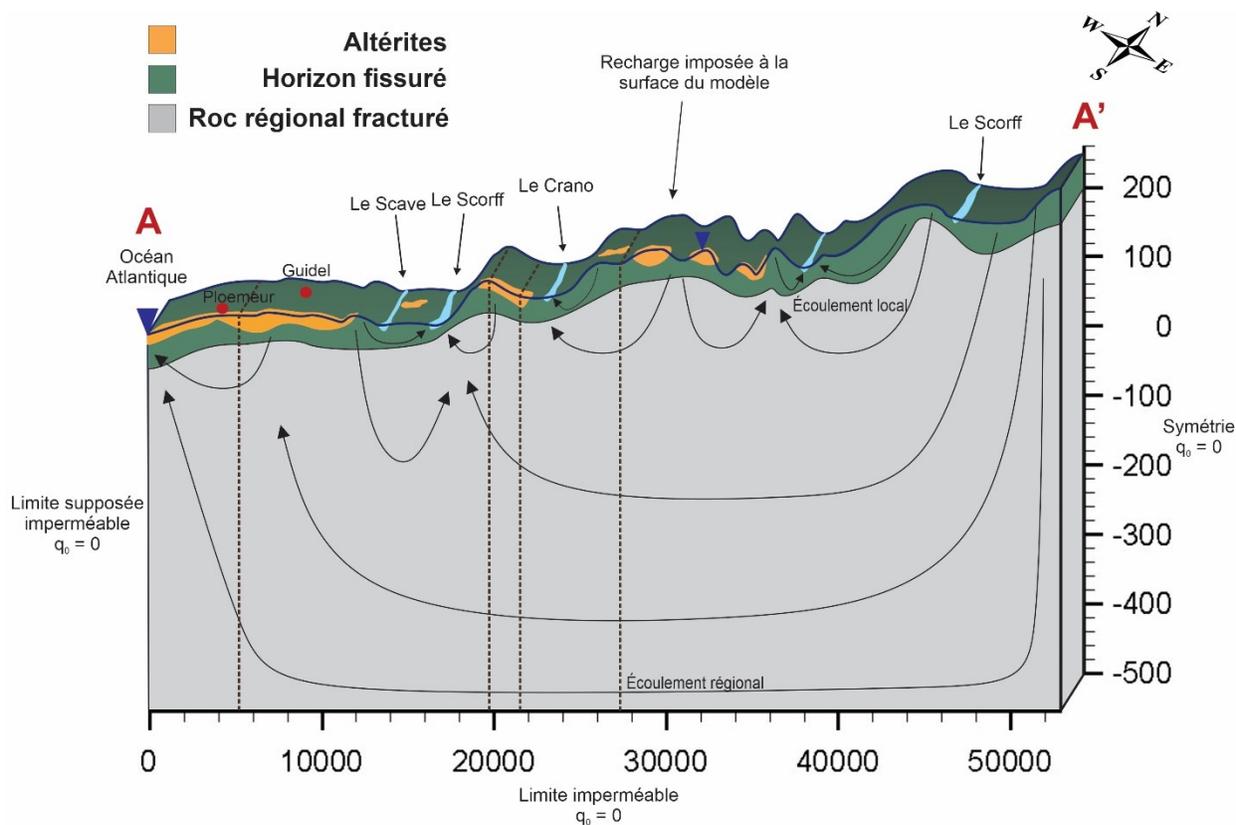


Figure 4-1 : Modèle conceptuel du système aquifère régional 3D (vue en coupe le long de la coupe régionale A-A'). Exagération verticale x40.

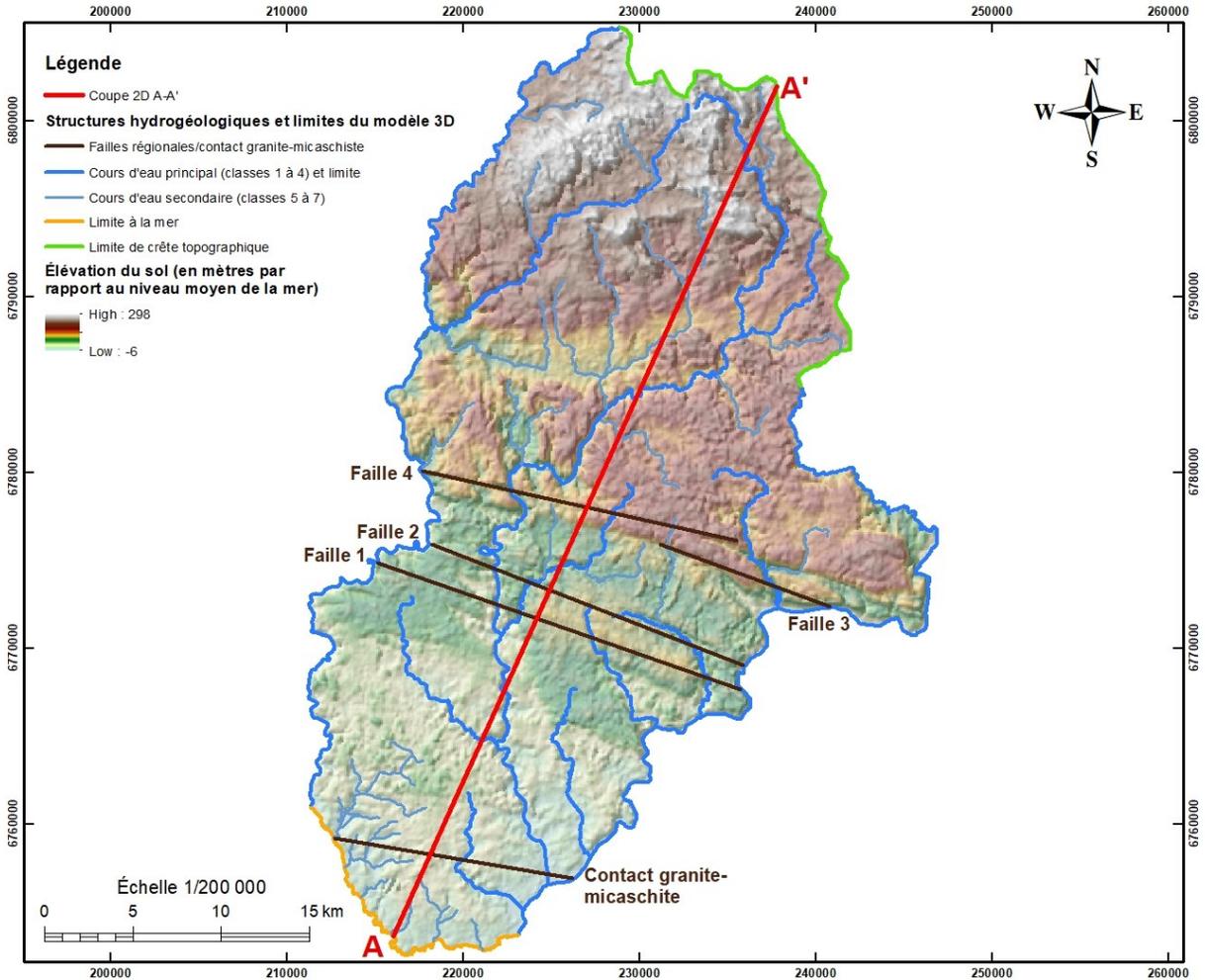


Figure 4-2 : Vue en plan du modèle 3D, selon les coordonnées x-y, incluant les structures hydrogéologiques et les limites du modèle. La largeur maximale du modèle est d'environ 36 km et sa longueur d'un peu plus de 50 km. La ligne A-A' représente la position des modèles 2D (voir section 3).

4.3 Hypothèses et limitations

La construction du modèle régional 3D est basée sur plusieurs hypothèses, simplifications, et limitations ainsi que sur le modèle régional 2D (section 3). D'abord, le modèle régional est tridimensionnel et la superficie du modèle est définie dans le but d'englober la coupe 2D A-A' tout en respectant les limites des bassins versants. La carte I-7 présente le réseau hydrographique et montre les limites des bassins versants associés à la zone d'étude régionale. Ensuite, les limites latérales du modèle 3D sont associées à différentes structures hydrogéologiques, tel que montré sur la figure 4-2. La limite sud du modèle correspond à l'océan Atlantique et une charge constante est imposée, soit équivalente au niveau de la mer, à partir de la surface jusqu'à la base de l'horizon fissuré. La partie inférieure de cette limite est supposée à flux nul à partir de la couche de roc sain jusqu'en profondeur pour représenter le fait que l'eau souterraine ne peut émerger

qu'au-dessus de l'eau marine en bordure de la côte parce que la densité de l'eau douce est inférieure à celle de l'eau marine salée. Les flux profonds pouvant provenir de la mer et les processus de mélange de l'eau souterraine avec l'eau salée sont négligés. La limite ouest correspond au cours d'eau l'Ellé, de classe 1, et une charge constante est imposée à cette limite. La limite nord est associée à une crête topographique et elle est donc simplifiée comme étant une ligne de partage des eaux (flux nul). Ainsi, de potentiels flux profonds entrants par cette limite latérale sont négligés. La limite du modèle à l'est correspond à deux cours d'eau de classes différentes ; le Blavet, de classe 1, et le Brûlé à Brandifro, de classe 4. Une charge constante est donc aussi imposée à la limite est du modèle. Considérant la faible profondeur des cours d'eau, les charges constantes sont imposées aux limites de cours d'eau pour une à quatre « slices » (tranches) seulement du modèle, dépendamment de la classe (voir section 4.5). Ensuite, les limites à l'est et à l'ouest sont supposées à flux nul jusqu'à la base du modèle et les flux entrants sont donc négligés.

Les conditions du modèle en 3D sont similaires aux conditions utilisées pour le modèle 2D. Ainsi, pour les simulations d'écoulement, le système est supposé en régime permanent, saturé, homogène et anisotrope. Tel que mentionné précédemment, les unités correspondant à l'horizon fissuré et au roc régional fracturé sont supposées être équivalentes à des milieux poreux. Cette simplification est représentative pour l'horizon fissuré puisque cela suppose que le réseau de fractures est bien développé et les fractures interconnectées à l'échelle régionale. Cependant, cela est moins réaliste pour le roc sain fracturé, dont la densité du réseau de fractures est moindre et diminue en profondeur. Toutefois, en raison du manque d'informations sur cette unité, cette simplification est jugée raisonnable à l'échelle régionale de la modélisation où l'effet des fissures à l'échelle locale peut être négligé. L'épaisseur des couches d'altérites varie selon les données disponibles d'épaisseur des altérites du projet SILURES Bretagne (Mougin *et al.*, 2008); données fournies par l'Université de Rennes (2019)), tel que présenté sur la carte I-5 en annexe. En raison du manque de données détaillées sur la zone régionale étudiée, l'épaisseur de l'horizon fissuré est supposée uniforme dans le modèle et la valeur moyenne de l'épaisseur a été déterminée à partir de la littérature. La profondeur du roc sain fracturé, et donc du modèle 3D, est imposée à une grande profondeur pour assurer la possibilité d'obtenir des écoulements régionaux profonds. Cette grande profondeur de la base du modèle évite ainsi de contraindre artificiellement l'écoulement d'eau souterraine dans la partie supérieure du système aquifère. Les effets d'écoulement non linéaires sont négligés, tels que l'effet de température, la masse volumique et la viscosité du fluide sur les vitesses. Pour la simulation par transport advectif-dispersif des temps de résidence (« âge ») de l'eau souterraine, l'eau souterraine est considérée incompressible, les

réactions chimiques sont négligées, il n'y a aucun retard et le processus est isotherme. Aussi, le transport d'âge se fait en conditions transitoires dans le champ d'écoulement simulé précédemment en régime permanent. Toutefois, le temps de simulation est de 100 000 ans pour assurer l'atteinte d'un régime quasi-permanent.

4.4 Modèle mathématique choisi

Le type de modèle utilisé pour réaliser la modélisation 3D de l'écoulement des eaux souterraines et le transport d'âge est un modèle numérique qui utilise la méthode d'éléments finis. Le modèle numérique 3D est développé avec le logiciel FEFLOW (Diersch, 1998). Les équations gouvernantes de l'écoulement des eaux souterraines et du transport d'âge sont résolues à partir de conditions limites et initiales spécifiques. Pour le cas du modèle régional étudié en conditions saturées, FEFLOW utilise l'équation de Darcy pour déterminer l'écoulement de l'eau souterraine à travers le milieu poreux (Diersch, 2014). Les paramètres imposés dans le modèle 3D sont la recharge et la conductivité hydraulique, en plus des conditions limites de type 1 (Dirichlet) et de type 2 (Neumann). L'ajout d'éléments structuraux spécifiques, tels que des failles et des fractures, est aussi possible dans FEFLOW. Le logiciel de simulation utilise une méthode de calcul itérative complexe qui est détaillée dans le manuel de référence FEFLOW de Diersch (2014).

À partir des simulations d'écoulement, il est possible de simuler le temps de résidence des eaux souterraines. Les simulations du transport d'âge des eaux souterraines sont réalisées à partir de l'équation de Goode (1996). Cette approche présente plusieurs avantages et est privilégiée par rapport à l'utilisation du traçage de particules. En effet, la simulation d'âge peut être exécutée facilement dans FEFLOW en 2D et 3D, elle peut être appliquée pour des conditions transitoires et elle considère les effets des processus advectif, diffusif et dispersif. L'équation 17.b détaillée à la section 3.4 représente l'approche de Goode (1996).

4.5 Maillage, conditions limites et initiales

Le maillage du modèle est d'abord généré en 2D à la surface du modèle afin de définir les limites du modèle et de discrétiser le modèle selon certains éléments qui nécessitent plus de précision à cause de gradients hydrauliques plus importants, comme près des cours d'eau, les puits d'observation, les failles et les limites de bassins versants. Le domaine est discrétisé en éléments finis avec l'algorithme de génération de maillage de type *Triangle (MIKE Powered by DHI Software, 2016)*. Il s'agit d'un maillage très rapide qui supporte des combinaisons complexes de

polygones, de lignes et de points, et qui permet de raffiner le maillage local avec une taille d'élément maximale au niveau des lignes ou des points (MIKE Powered by DHI Software, 2016).

La figure 4-3 présente deux résultats de la discrétisation du modèle régional : à gauche, le maillage triangulaire de base généré en incluant les nœuds sélectionnés pour raffiner les zones qui ne sont pas assez définies ; à droite, le maillage final après avoir raffiné les 31 nœuds sélectionnés et lissé le maillage complet du modèle (3 fois) pour obtenir des triangles plus uniformes. Dans le but de confirmer la qualité du maillage, deux types de distributions sont vérifiées, soit l'angle intérieur maximal des triangles et la violation du critère de Delaunay. La figure IV-2 à l'annexe IV présente la distribution de l'angle intérieur maximal des triangles ; 9.1% des triangles du maillage ont des angles supérieurs à 90° et 0.2% ont des angles supérieurs à 120°, ce qui est acceptable. La figure 4-3 montre la distribution de la violation du critère de Delaunay ; seulement 0.5% des triangles du maillage ne respectent pas le critère.

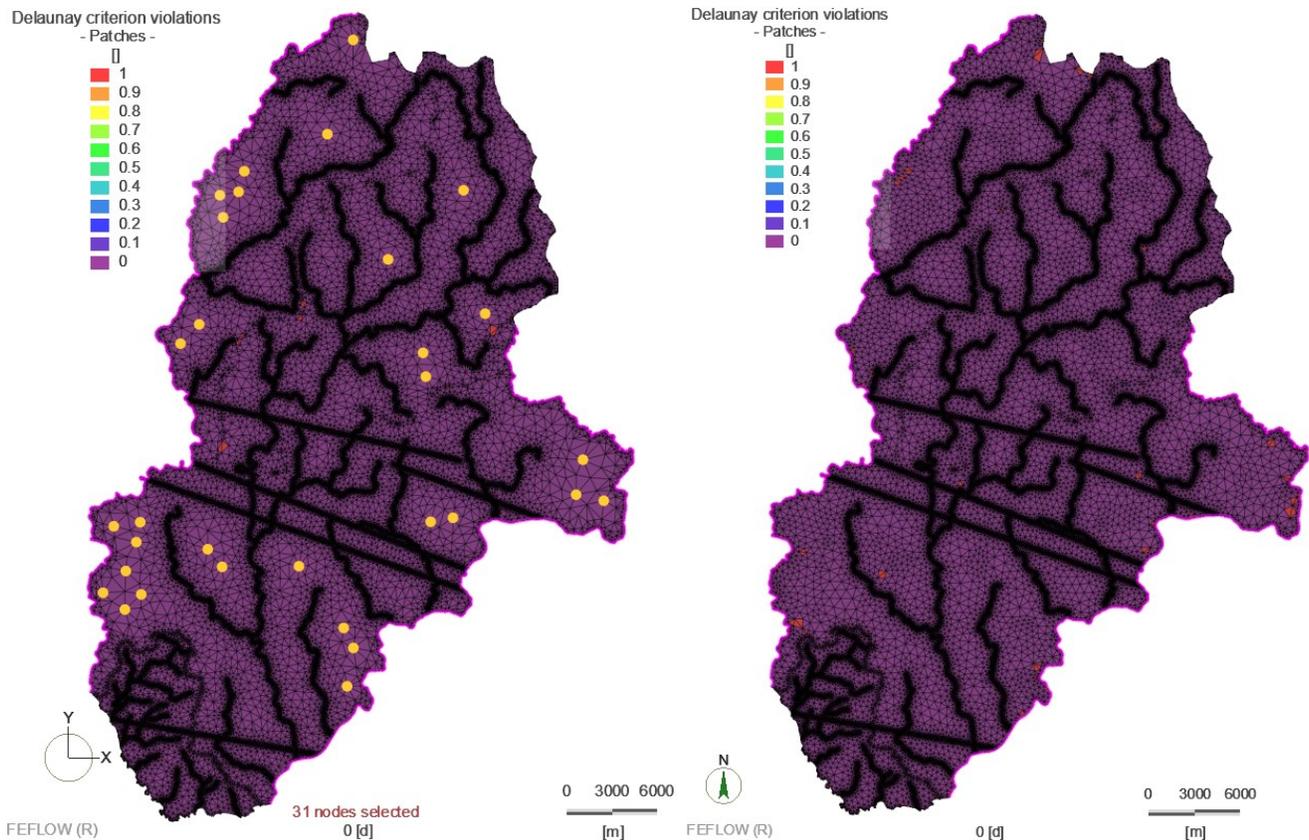


Figure 4-3 : Visualisation, selon les coordonnées x-y, de la discrétisation de base du modèle régional incluant les nœuds à raffiner (gauche) et le maillage final du modèle après raffinage et lissage (droite). La violation du critère de Delaunay est aussi présentée.

Ainsi, la superficie totale du modèle est de 1055 km² et le maillage s'étend du nord au sud sur environ 53 km et de l'est à l'ouest sur environ 36 km. La discrétisation du maillage 3D comprend un total de 5 358 100 éléments et de 2 798 013 nœuds, le tout discrétisé sur 50 couches. Comme pour le modèle régional 2D, la première couche est générée à partir des données topographiques de la NASA SRTM (résolution spatiale topographique aux 90 m). Ensuite, la base des altérites est générée à partir des données de la carte de l'épaisseur des altérites (carte I-4 à l'annexe I), laquelle montre la distribution spatiale non uniforme des altérites. La carte de l'épaisseur des altérites a d'abord été filtrée pour réduire le nombre de données ponctuelles, puis l'élévation de la base des altérites a été obtenue en soustrayant l'épaisseur des altérites à la topographie pour chaque nœud du modèle. Comme pour le modèle régional 2D (section 3.3), par manque de données sur la couche d'horizon fissuré, une épaisseur moyenne est déterminée à partir de la littérature et utilisée uniformément sur tout le modèle (50 m). La base de l'horizon fissuré est donc obtenue en soustrayant cette épaisseur aux élévations la topographie ou de la base des altérites. Les coordonnées en z des nœuds associés à la base de l'horizon fissuré ont été interpolées par la méthode de pondération de l'inverse de la distance (IDW) pour lisser la limite de la couche et réduire l'effet des cours d'eau (dépressions) en profondeur. La base du roc sain, soit la base du modèle, est uniforme et la profondeur est imposée à une grande profondeur afin d'assurer la possibilité d'obtenir des écoulements régionaux profonds. Le tableau 4-1 présente les détails de la discrétisation des trois couches du modèle régional 3D et la figure 4-4 présente le maillage du modèle, y compris les conditions limites imposées. La densité du maillage est plus importante dans les deux premières couches puisque c'est dans celles-ci que la majorité des écoulements sont localisés.

Tableau 4-1 : Définition du maillage du modèle régional 3D.

Unité	Épaisseur (m)		Élévation de la base de l'unité hydrogéologique (m)		Discrétisation des unités (nb de couches)	Maillage vertical		Maillage horizontal	
	Min	Max	Min	Max		Valeur minimale (m)	Valeur maximale (m)	Valeur minimale (m)	Valeur maximale (m)
Altérites	0	99	-17	293	0 à 40	0	1,35		
Horizon fissuré	0	101,9	-65,0	241,3	0 à 40	0	2,55	~2	~1118
Roc sain fracturé	435,0	741,3		-500	10	23	133,83		

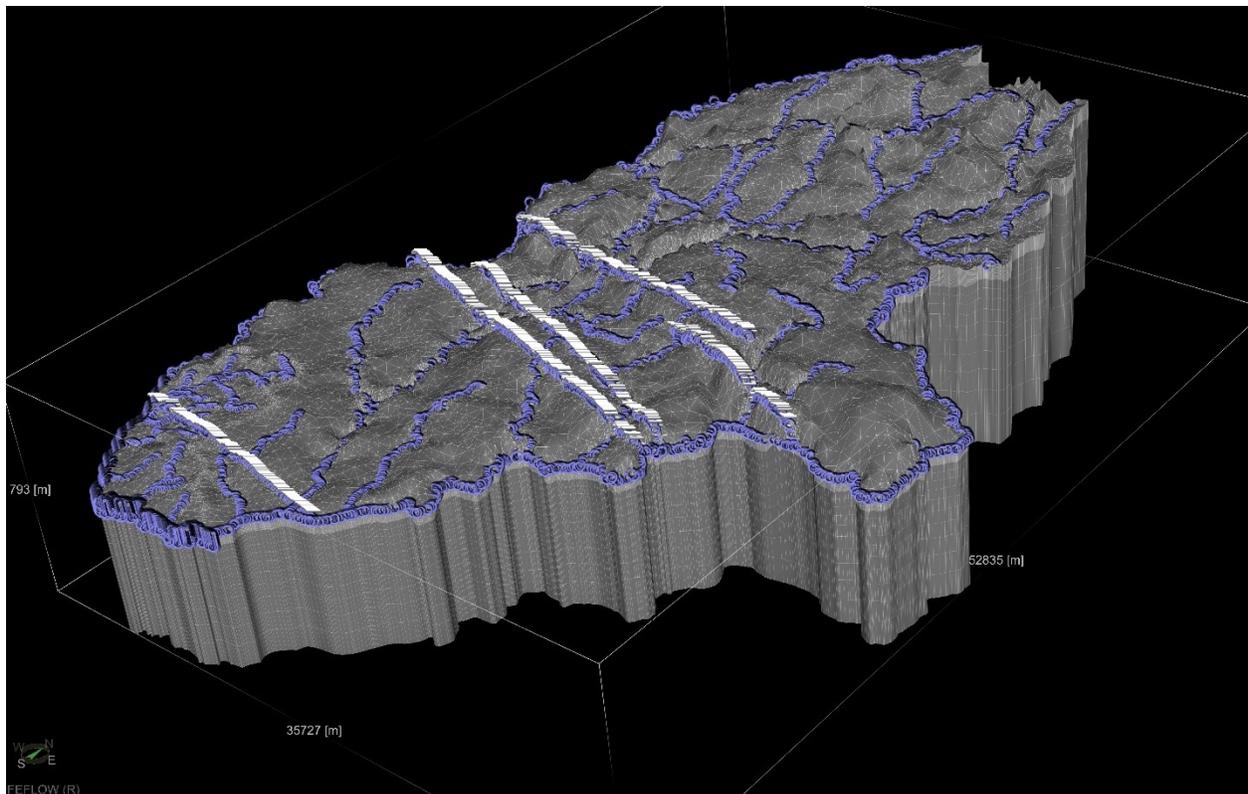


Figure 4-4 : Domaine du modèle régional 3D illustrant le maillage, les couches et les conditions limites (exagération verticale x15). Les points bleus indiquent des charges imposées aux cours d'eau et à la mer tandis que les points blancs représentent des failles (au centre du modèle) ou des contacts lithologiques (au sud du modèle près des sites de Guidel et Ploemeur).

L'épaisseur des couches varie spatialement puisqu'elles ont été ajoutées après avoir imposé les élévations aux *slices* (interfaces des couches) du modèle 3D. Les 40 couches entre la topographie et la limite supérieure du roc sain ont une épaisseur constante entre chaque nœud ayant les mêmes coordonnées x et y . L'épaisseur des couches associées au roc sain augmente exponentiellement avec la profondeur puisqu'un facteur d'étirement de 2 a été imposé.

Les conditions limites sont définies à partir du réseau hydrographique et des structures hydrogéologiques comprises entre les limites du modèle, tel que présenté aux figures 4-2 et 4-4. Pour le système d'écoulement, des conditions de type 1 (Dirichlet) sont imposées aux cours d'eau et aux failles. Pour les cours d'eau de classe 1 à 7, dont les limites à l'est et à l'ouest du modèle, la charge hydraulique imposée comme condition limite est équivalente à la topographie moins deux mètres pour représenter de façon plus réaliste le niveau moyen des cours d'eau. Une condition empêchant les cours d'eau de fournir de l'eau en profondeur a été utilisée aux endroits où les charges sont imposées afin que l'apport d'eau ne se fasse que par la recharge et que les cours d'eau ne servent qu'à l'émergence de l'eau souterraine. Dans le but d'être le plus

représentatif possible, le nombre de *slices* (interfaces des couches) dont la charge hydraulique est imposée au cours d'eau varie selon la classe du cours d'eau (tableau 4-2). Ainsi, certains cours d'eau ont une plus grande importance et l'imposition des conditions de type Dirichlet dépend donc des classes de chacun des cours d'eau. En dehors des cours d'eau et de la mer (et plus tard des failles), aucune charge n'est imposée à la surface du modèle et le simulateur va calculer les charges pour tous les éléments du modèle, tant à la surface qu'en profondeur.

Tableau 4-2 : Hiérarchie décroissante entre les cours d'eau et nombre de *slices* associées pour le modèle 3D.

Classe	Description de la classe du cours d'eau	Nombre de slices dont la condition de type 1 est imposée pour chaque classe de cours
1	Tout cours d'eau d'une longueur supérieure à 100 km ou tout cours d'eau se jetant dans une embouchure logique et d'une longueur supérieure à 25 km	4
2	Tout cours d'eau d'une longueur comprise entre 50 et 100 km ou tout cours d'eau se jetant dans une embouchure logique et d'une longueur supérieure à 10 km	4
3	Tout cours d'eau d'une longueur comprise entre 25 et 50 km	3
4	Tout cours d'eau d'une longueur comprise entre 10 et 25 km	3
5	Tout cours d'eau d'une longueur comprise entre 5 et 10 km	2
6	Tous les autres cours d'eau hormis ceux issus de la densification du réseau	1
7	Tous les autres cours d'eau issus de la densification du réseau	1

La même condition Dirichlet est imposée aux failles verticales, mais la charge hydraulique est équivalente à la topographie. La charge hydraulique imposée à la limite sud du modèle (limite à la mer) est plutôt équivalente à 0 m, soit le niveau de la mer. Cette valeur est imposée pour toutes les couches caractérisées par l'horizon fissuré (*slices* 1 à 41) et un flux nul est imposé par défaut pour toutes les autres couches caractérisées par le roc sain. Ce flux nul force l'écoulement vers la surface du modèle. Les autres limites du modèle où aucune condition n'est imposée (visible sur la figure 4-4), sont considérées comme imperméable (flux nul) par défaut. Une condition de contrainte est également appliquée aux conditions limites de Dirichlet de la première couche, soit un débit maximum de 0 m³/j. Cette contrainte est complémentaire et, selon la convention, les flux entrants sont positifs et les flux sortants sont négatifs. Cela signifie qu'aucun flux entrant (> 0 m³/j) ne peut s'infiltrer aux nœuds où la contrainte est imposée. L'ensemble de ces conditions forcent alors l'écoulement vers le haut, ce qui fait que les cours d'eau ne sont que des exutoires de l'eau souterraine.

À partir des résultats de simulations de l'écoulement des eaux souterraines, le transport d'âge des eaux souterraines peut aussi être simulé. De nouveaux paramètres sont ajoutés au modèle

pour réaliser la simulation du temps de résidence des eaux souterraines et une condition initiale d'âge est imposée sur tous les nœuds de la première *slice*, soit 0 j.

4.6 Paramètres du modèle et critère de précision

Les paramètres utilisés pour les simulations d'écoulement et de transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines sont compilés aux tableaux 4-3 et 4-4. Les valeurs des propriétés hydrauliques considérées dans les modèles d'écoulement et de transport ont été déterminées à partir des résultats obtenus de la modélisation 2D régionale (tableau 3-4). En effet, l'un des objectifs de la modélisation 3D est de confirmer les valeurs des propriétés hydrauliques des unités géologiques obtenues du modèle régional 2D. De plus, l'effet des failles régionales et du contact granite-micaschiste sur la différence des charges hydrauliques et des temps de résidence des eaux souterraines est aussi l'un des objectifs du modèle 3D. Les simulations sont donc réalisées pour deux cas principaux ; *sans failles* (cas 1) et *avec failles* (cas 2). Les valeurs de conductivité hydraulique horizontale K_x et K_y sont de 10^{-6} m/s pour les altérites et de 5×10^{-5} m/s pour l'horizon fissuré. Tel que défini avec la modélisation 2D (section 3), les rapports d'anisotropie (K_x/K_z) sont de 100. La figure 4-5 présente l'imposition des valeurs de K_x et, conséquemment, la distribution spatiale des altérites en surface (*slice* 1).

Les seules valeurs qui ont été modifiées pour s'adapter au modèle 3D sont celles de la conductivité hydraulique horizontale (K_x et K_y) et verticale (K_z). Pour comparer les profils de diminution de la conductivité hydraulique dans le roc sain du modèle 3D avec celui du modèle 2D, la courbe continue de diminution associée au modèle 3D (mauve) a été ajoutée au graphique de gauche de la figure 3-16 présentant le profil de diminution « en escaliers ». Ces profils de diminution de K_x du roc sain en fonction de la profondeur sont présentés à la figure 4-6. Les valeurs de départ de la conductivité hydraulique horizontale K_x et K_y sont donc de $1,78 \times 10^{-6}$ m/s, plutôt que 10^{-6} m/s, et les valeurs imposées dans le modèle 3D diminuent d'un quart d'ordre de grandeur à chaque *slice*. Tel que mentionné précédemment, l'épaisseur des slices augmente exponentiellement en fonction de la profondeur dans le roc sain.

Tableau 4-3: Sommaire des paramètres utilisés pour le modèle 3D de l'écoulement.

Recharge	Conductivité hydraulique (m/s)						Cas de simulation	Failles régionales et contact granite-micaschiste	
	Altérites		Horizon fissuré		Roc sain*			K (m/s)	Épaisseur (m)
37,5% des précipitations	Kx	10 ⁻⁶	Kx	5x10 ⁻⁵	Kx	Maximum de 1,78x10 ⁻⁶ à minimum de 10 ⁻⁸	1. Sans faille	-	-
	Ky	10 ⁻⁶	Ky	5x10 ⁻⁵	Ky	Maximum de 1,78x10 ⁻⁶ à minimum de 10 ⁻⁸		10 ⁻⁴	100
	Kz	10 ⁻⁸	Kz	5x10 ⁻⁷	Kz	Maximum de 1,78x10 ⁻⁸ à minimum de 10 ⁻¹⁰			

* : le K du roc sain diminue avec la profondeur à partir d'une valeur maximale dans la partie supérieure du roc sain ; les valeurs de conductivité hydraulique diminuent d'un quart d'ordre de grandeur pour chaque couche dans le modèle 3D.

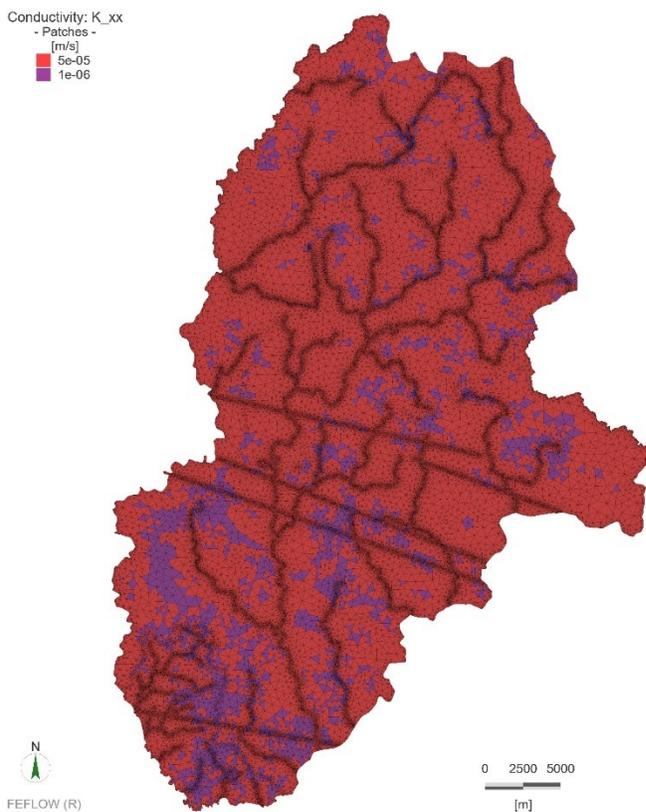


Figure 4-5 : Représentation de l'imposition des conductivités hydrauliques (m/s) pour les unités d'horizon fissuré et d'altérites (slice 1).

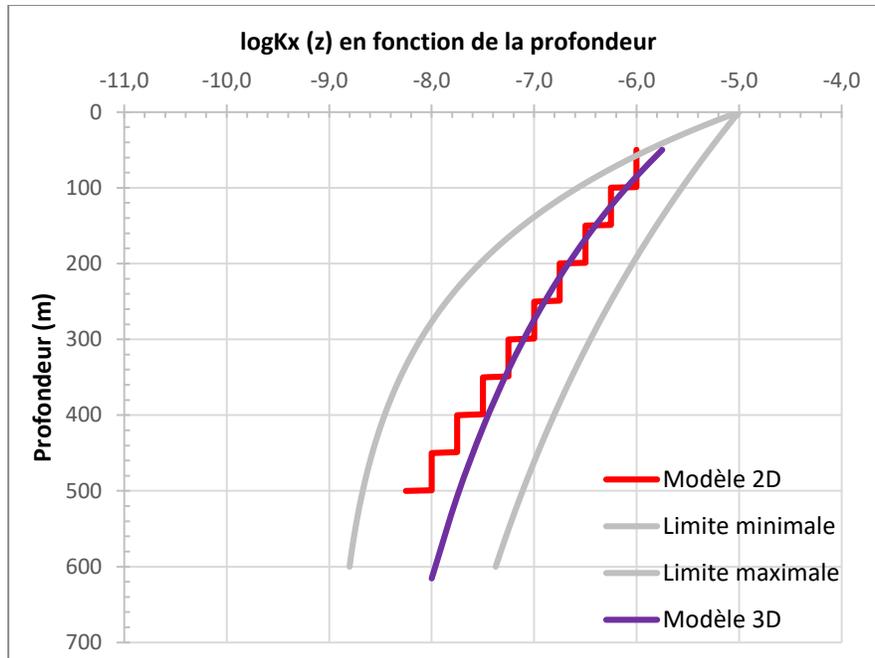


Figure 4-6 : Comparaison des profils de diminution de la conductivité hydraulique dans le roc sain (échelle logarithmique) en fonction de la profondeur pour les modèles régionaux 2D et 3D.

Pour le cas de simulation 2 (avec failles), la conductivité hydraulique utilisée pour les failles régionales et le contact (granite-micaschiste) est de 10^{-4} m/s. Cette valeur a été choisie dans le but d'avoir un contraste avec le roc environnant et considérant que ces structures géologiques doivent être plus perméables pour permettre la remontée de l'eau vers la surface. L'épaisseur de 100 m a plutôt été déterminée dans le but de représenter un cas où l'effet de ces structures serait le plus significatif. De plus, dans les travaux de modélisation de Leray *et al.* (2014), différentes épaisseurs variant de 180 à 280 m ont été testées pour représenter le contact granite-micaschiste sur la base des travaux de (Ruelleu *et al.*, 2010).

Ensuite, le transport d'âge des eaux souterraines est aussi simulé afin de vérifier si des eaux souterraines caractérisées par des temps de résidence de l'ordre de quelques milliers d'années peuvent effectivement se retrouver près des sites de Guidel et de Ploemeur. Les données utilisées pour les simulations du transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines sont présentées dans le tableau 4-4. Ces valeurs sont aussi celles utilisées pour le modèle régional 2D, mis à part pour les paramètres de dispersivité longitudinale et transversale. Les valeurs de ces paramètres sont doublées par rapport à celles utilisées pour le modèle régional 2D. En ajoutant une troisième dimension, il est normal que les valeurs de dispersivité doivent augmenter pour obtenir des résultats plausibles. La figure 4-7 présente l'imposition des valeurs de porosité associées à chacune des unités et, conséquemment, la distribution spatiale de ces unités

hydrogéologiques le long de la coupe 2D AA' (figure 4-8). Les simulations de transport sont effectuées en mode transitoire et sont réalisées pour une période de 100 000 ans afin d'atteindre un régime presque permanent.

Tableau 4-4 : Sommaire des paramètres utilisés pour le modèle 3D du transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines.

Porosité (%)			Coefficient de diffusion (m ² /s)	Dispersivité (m)		Condition initiale Age (j)
Altérites	Horizon fissuré	Roc sain		Longitudinale	Transversale	
10	5	0,5	10 ⁻⁹	200	2	0

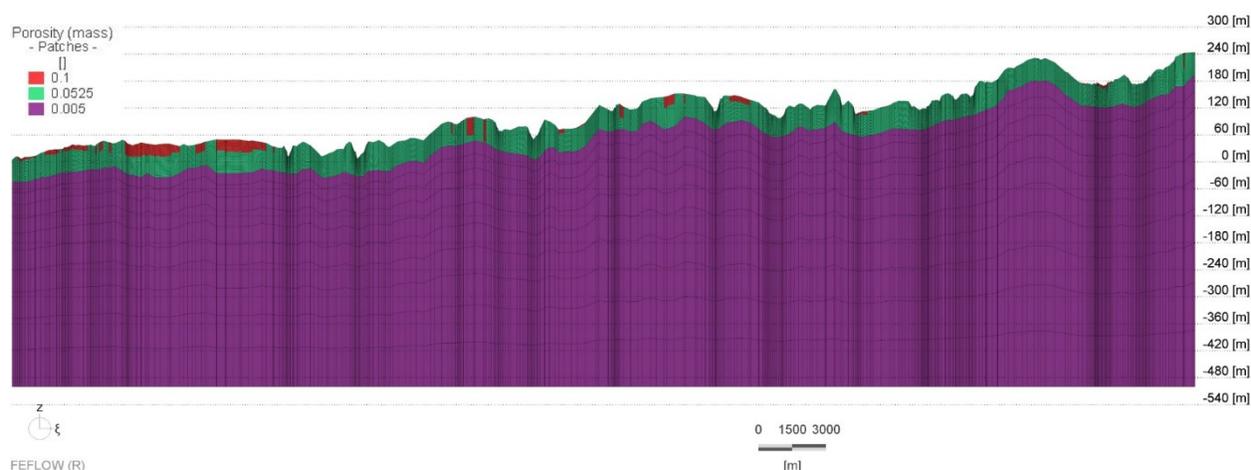


Figure 4-7 : Valeurs de porosité imposées pour les trois unités hydrogéologiques le long de la coupe 2D AA'. Les zones rouges correspondent aux altérites, les zones vertes à l'horizon fissuré et le mauve au roc sain fracturé. Exagération verticale x20.

Tel que discuté précédemment (section 2.2.1), douze puits d'observation réels offriraient des données de niveaux d'eau plausibles utilisables pour le calage du modèle d'écoulement 3D. Leurs coordonnées sont importées dans FEFLOW, puis converties en points d'observation. Les valeurs de référence du niveau de la nappe correspondent à la médiane des mesures de chacun des puits qui ont été utilisées dans le programme GWHAT (section 2.2.3). Dans le but de vérifier les charges hydrauliques sur l'ensemble du modèle régional, plusieurs puits dits « virtuels » sont ajoutés comme points d'observation. Ainsi, 17 puits virtuels sont localisés dans les altérites, 36 directement dans l'horizon fissuré et 13 puits le long des failles régionales, pour un total de 66 puits d'observations virtuels. Puisque certains des puits réels n'ont pas de crépine, que d'autres en ont plus d'une et par manque d'information sur l'installation de ces puits, la profondeur du

forage de chacun des puits est utilisée pour spécifier l'élévation où extraire la valeur de la charge hydraulique. Les valeurs simulées sont ensuite comparées avec les valeurs observées dans les puits. Pour ce qui est des puits virtuels, les élévations où extraire la valeur de la charge hydraulique sont multiples pour une même localisation de point dans le but d'observer les gradients hydrauliques verticaux et de comparer la charge hydraulique à la topographie dans chacune des unités hydrogéologiques. En effet, puisque le niveau de la nappe n'est pas connu pour ces puits virtuels, les valeurs de référence « observées » sont celles de la topographie. À l'aide de ces puits virtuels, il est ainsi possible de vérifier si les charges hydrauliques simulées dépassent la topographie. Le graphique de la figure IV-3 en annexe IV montre que les charges hydrauliques simulées sont plausibles puisque les valeurs obtenues ne dépassent généralement pas la topographie (ligne orange) ou se trouvent dans les marges d'erreur plausibles (lignes grises pointillées).

Comme pour la modélisation 2D, les discrétisations en espace et en temps sont vérifiées grâce aux critères de précision dans le but de s'assurer que les erreurs numériques sont acceptables et que les simulations de transport d'âge des eaux souterraines sont représentatives. Le nombre de Peclet (équation 18) et le nombre de Courant (équation 19) sont les deux critères utilisés pour vérifier respectivement la discrétisation en espace et en temps. Les figures IV-4 et IV-5 à l'annexe IV présentent graphiquement les résultats de la vérification de ces critères de précision pour les deux types de modèles simulés. Ces figures montrent que les critères sont généralement respectés, c'est-à-dire à plus de 95% pour le critère de Peclet (≤ 2) et plus de 99% pour le nombre de Courant.

4.7 Résultats des simulations

Plusieurs coupes ont été réalisées dans le modèle numérique 3D afin de présenter les résultats des simulations d'écoulement de l'eau souterraine et du transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines. Les figures 4-8 et 4-9 présentent la localisation de ces coupes 2D selon deux points de vue différents. La coupe régionale AA' localisée longitudinalement dans l'axe le plus long du modèle va de l'amont (haut topographique) à l'aval (mer) du modèle. La coupe AA' correspond en fait à la même coupe que celle utilisée pour le modèle régional 2D (section 3). Quatre autres coupes transversales recoupant la coupe régionale 2D AA' ont été tracées dans le but de mieux observer et comparer l'écoulement et le transport d'âge des eaux souterraines dans différentes parties du modèle 3D. La *Coupe Nord* représente la partie en amont du modèle, suivie de la *Coupe Centre-N* qui est située au centre des failles régionales. La *Coupe Centre-S* est

située en aval des failles régionales, puis la *Coupe Sud* représente la zone d'étude locale puisqu'elle traverse les communes de Guidel et de Plomeur, et les puits d'observation situés à ces sites (section 2.2.1). La *Coupe Sud* est la seule qui recoupe une structure géologique, soit le contact granite-micaschiste.

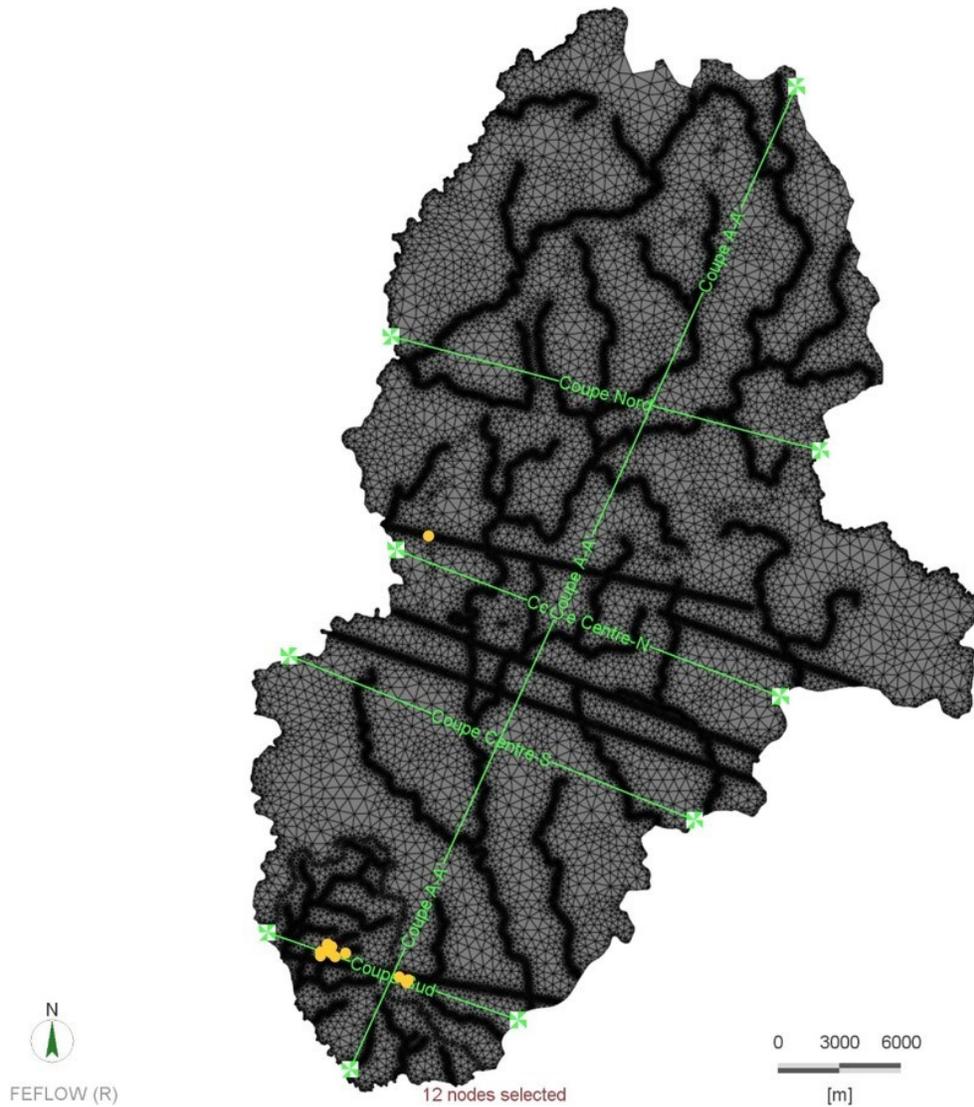


Figure 4-8 : Vue en plan du modèle régional 3D présentant la position des cinq coupes 2D. Les points jaunes représentent la localisation des puits de Guidel et Plomeur.

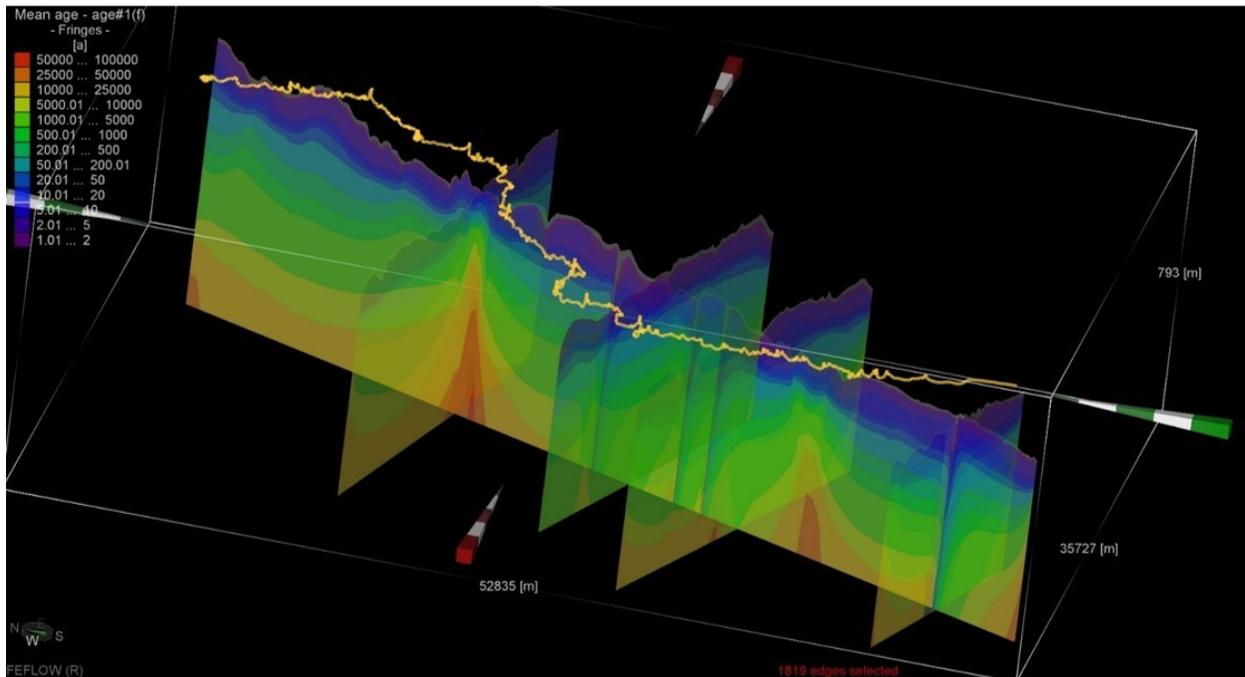


Figure 4-9 : Localisation et représentation des cinq coupes 2D en trois dimensions. La ligne jaune représente le cours d'eau le Scorff. Exagération verticale x20.

4.7.1 Gradients hydrauliques

Les simulations d'écoulement de l'eau souterraine sont d'abord réalisées pour le cas 1 sans faille. Ensuite, le cas 2 avec failles est réalisé en ajoutant des conditions limites aux failles régionales et au contact granite-micaschiste. À partir des charges hydrauliques obtenues des simulations de l'écoulement des eaux souterraines, les cartes de la figure 4-10 sont produites pour présenter la distribution spatiale régionale des gradients hydrauliques verticaux. Les valeurs des charges hydrauliques simulées pour les deux cas (sans et avec failles) sont extraites pour chaque nœud des couches 1 et 40 (horizon fissuré et altérites), puis importées et interpolées (*Natural Neighbor*) dans ArcGIS. Sur ces cartes, les valeurs de gradients hydrauliques verticaux négatives (du bleu au vert) correspondent aux zones d'infiltration, tandis que les valeurs positives (du jaune au rouge) correspondent aux zones d'émergence de l'eau souterraine.

Sur la figure 4-10, la carte de gauche présente le cas de simulation 1 sans faille et celle de droite présente le cas 2 avec failles. Ces deux cartes montrent que la grande majorité du territoire est en infiltration et que l'étendue des zones d'émergence est limitée. Les zones où l'eau souterraine est en émergence sont principalement localisées près des cours d'eau. Les zones où le gradient hydraulique vertical est particulièrement élevé (zones orange-rouge) correspondent aux endroits où se trouvent les couches d'altérites ; plus les zones tendent vers le rouge, plus les couches

d'altérites sont épaisses. Les gradients hydrauliques verticaux varient spatialement entre -0,5 et 0,5 m pour les deux cas de simulation. La différence entre les deux cartes est principalement visible au niveau des structures géologiques ; le cas 2 avec failles présente des zones supplémentaires d'émergence le long des failles et du contact granite-micaschiste. Pour comparer les gradients hydrauliques verticaux obtenus des deux cas simulations, les valeurs des cartes ont été soustraites pour les mêmes points x,y . La figure 4-11 présente la différence des gradients hydrauliques verticaux entre le modèle 1 sans faille et 2 avec failles.

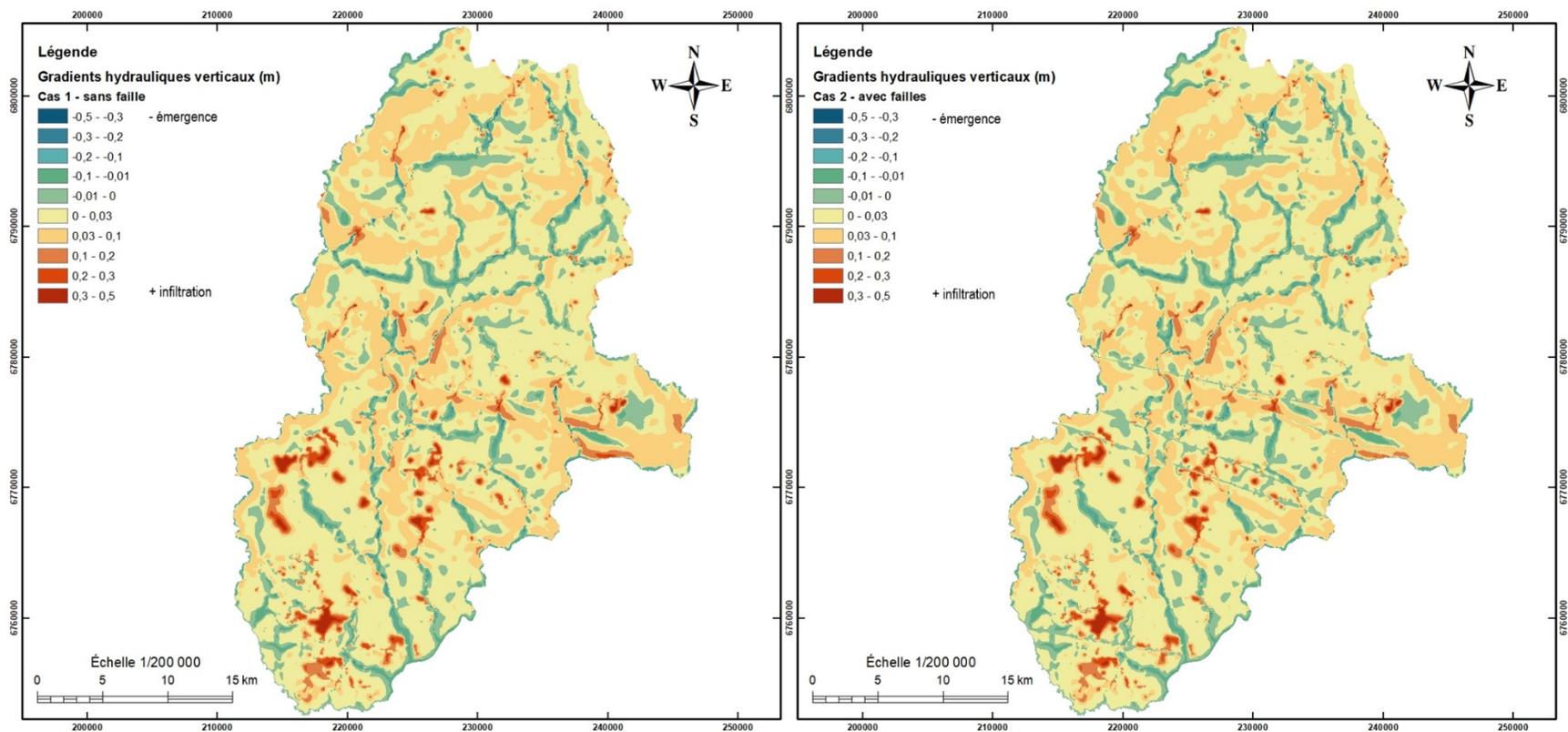


Figure 4-10 : Cartes des gradients hydrauliques verticaux pour les unités d'horizon fissuré et d'altérites du modèle régional 3D pour le cas de simulation 1 - sans faille (gauche) et du cas de simulation 2 - avec failles (droite).

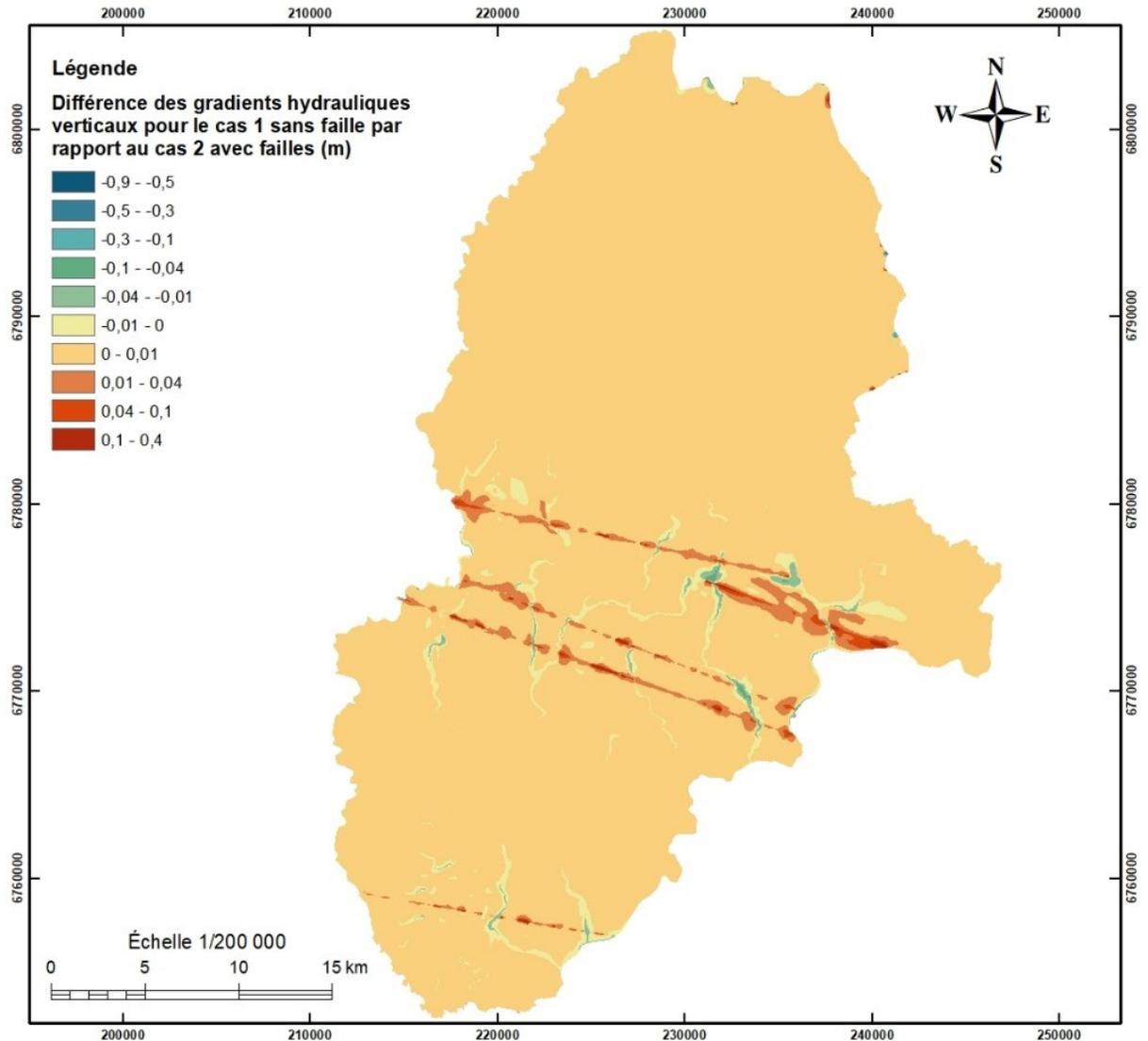


Figure 4-11 : Carte de la différence des gradients hydrauliques verticaux entre les modèles 1 (sans faille) et 2 (avec failles). Les gradients du modèle 2 ont été soustraits à ceux du modèle 1.

La carte de la figure 4-11 montre que la différence des gradients hydrauliques verticaux entre les deux cas de simulation est majoritairement visible à proximité des failles. La différence de ces gradients hydrauliques varie entre -0,5 et 0,4 m. En amont des structures géologiques, la différence des gradients hydrauliques verticaux obtenue des deux cas de simulation est pratiquement nulle (entre 0 et 0,01 m), tandis qu'au niveau des structures géologiques cette différence varie plutôt entre 0,01 et 0,4 m. Les failles et le contact granite-micaschiste semblent avoir une influence aussi sur les cours d'eau à proximité puisque les différences de gradients hydrauliques verticaux varient jusqu'à environ -0,3 m. Cela démontre que les structures géologiques pourraient jouer un rôle important au niveau de l'émergence des eaux souterraines.

Contrairement à ce qui était attendu, ces structures correspondent à des zones importantes d'infiltration supplémentaires, les charges hydrauliques en profondeur sont dissipées et les zones d'émergence (cours d'eau) aux alentours font émerger davantage d'eaux souterraines.

4.7.2 Systèmes d'écoulement

Dans le but de mieux observer la dynamique d'écoulement en profondeur, les résultats des simulations d'écoulement de l'eau souterraine sont également présentés en deux dimensions le long des coupes présentées aux figures 4-8 et 4-9. D'abord, les réseaux d'écoulement simulés pour les deux cas le long de la coupe AA' sont présentés à la figure 4-12 ; celle du haut représente le cas de simulation 1 (sans faille) et celle du bas le cas de simulation 2 (avec failles). Tel que mentionné, le cas 2 avec failles est réalisé en ajoutant des conditions limites aux failles régionales et au contact granite-micaschiste. Les charges hydrauliques simulées et présentées le long des autres coupes 2D (Nord, Centre-Nord, Sus et Centre-Sud) se trouvent à l'annexe IV (figures IV-6 et IV-7).

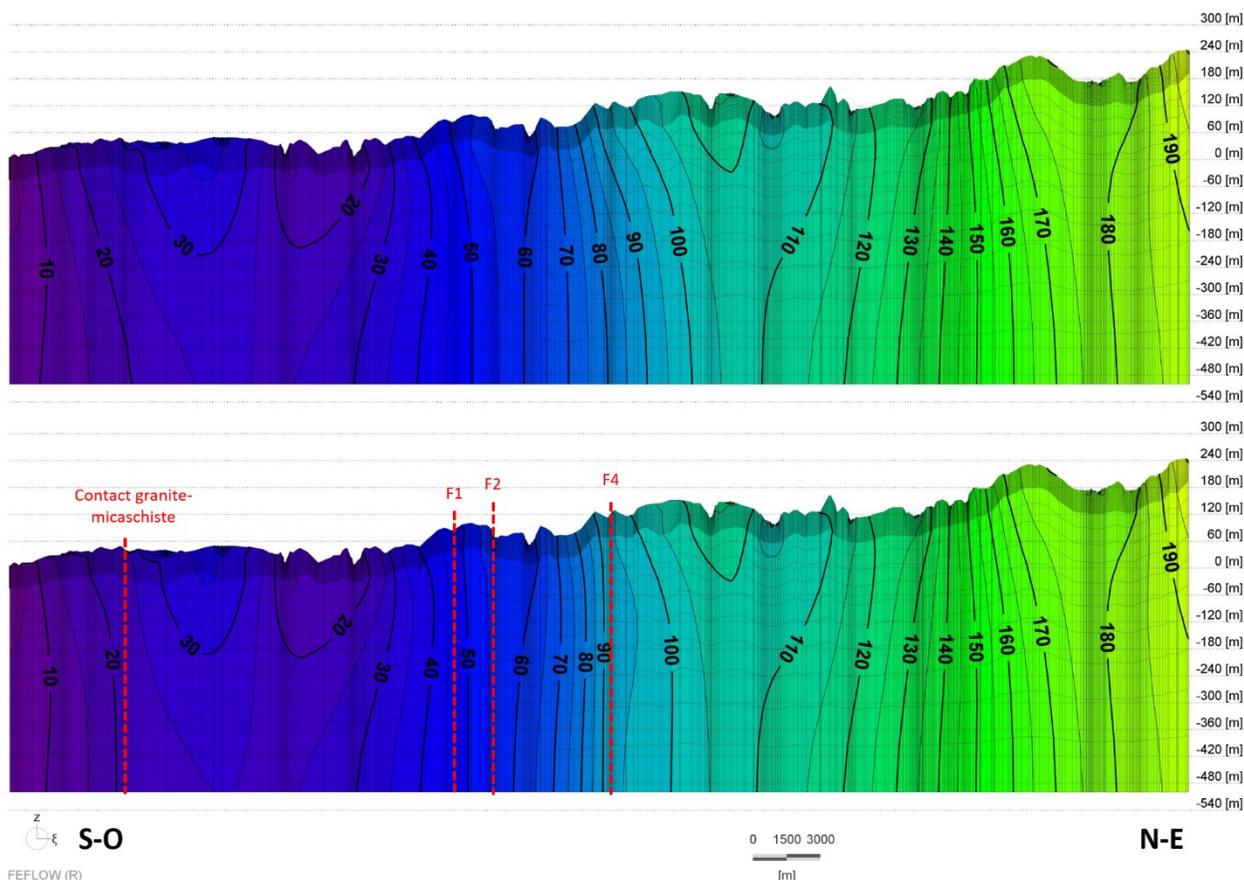


Figure 4-12 : Charges hydrauliques simulées le long de la coupe 2D AA'. La figure du haut présente le cas 1 sans faille et celle du bas présente le cas 2 avec failles. Exagération verticale x20.

La différence entre les deux réseaux d'écoulement simulés (haut et bas de la figure 4-12) est très minime. Dans les deux cas, les valeurs des charges hydrauliques représentées par les isopièzes diminuent le long de la coupe 2D AA' du nord-est vers le sud-ouest en suivant la topographie, soit des hauts topographiques vers l'océan Atlantique. Les équipotentiels varient d'environ 5 à 200 m le long de la coupe AA'. La présence des failles 1, 2, 4 et du contact granite-micaschiste n'influence pas significativement les charges hydrauliques le long de la coupe 2D AA'.

À partir des flux de Darcy, il est possible de mieux observer l'influence des failles régionales et du contact géologique sur le réseau d'écoulement. Les figures 4-13 à 4-15 présentent le logarithme des flux de Darcy simulés le long des coupes 2D du modèle régional 3D. En effet, puisque les flux de Darcy sont calculés à partir de la perméabilité du milieu et de la perte de charge, les figures 4-13 à 4-15 montrent plus facilement la différence entre les deux modèles simulés (1 sans faille et 2 avec failles) que la figure 4-12. Tel que présenté sur ces figures, les flux de Darcy varient d'environ 1×10^{-5} à 5×10^{-7} m/s dans les unités de surface (horizon fissuré et altérites). D'ailleurs, il est possible de distinguer les zones d'altérites puisque certaines zones isolées présentent des valeurs de flux de Darcy plus faibles que l'ensemble des couches de surface. En comparant la figure 4-13 avec la figure 4-7 (section 4.6), on remarque que ces zones correspondent effectivement aux altérites. Dans l'unité de roc sain, les valeurs de flux de Darcy varient plutôt de 5×10^{-7} à 5×10^{-12} m/s (les vitesses diminuent avec la profondeur). Ainsi, les valeurs de flux de Darcy plus élevées (zones mauves à bleues) sont associées aux zones où les eaux souterraines circulent plus rapidement et les valeurs plus faibles (zones verdâtres à oranges) sont associées aux zones où les eaux souterraines circulent plus lentement et plus en profondeur. La différence est bien visible entre les deux modèles simulés sur la figure 4-13. En effet, les failles 1, 2, 4 et le contact granite-micaschiste sont distinguables du roc environnant grâce aux valeurs plus élevées de flux de Darcy (lignes verticales bleues). Cela montre que les failles, telles que représentées dans le modèle, pourraient engendrer des circulations d'eaux jusqu'à la base du modèle. De plus, les structures géologiques jouent aussi un rôle sur les circulations environnantes puisque les flux de Darcy sont plus importants à proximité de ces structures et en profondeur du modèle, tel que présenté au bas de la figure 4-13.

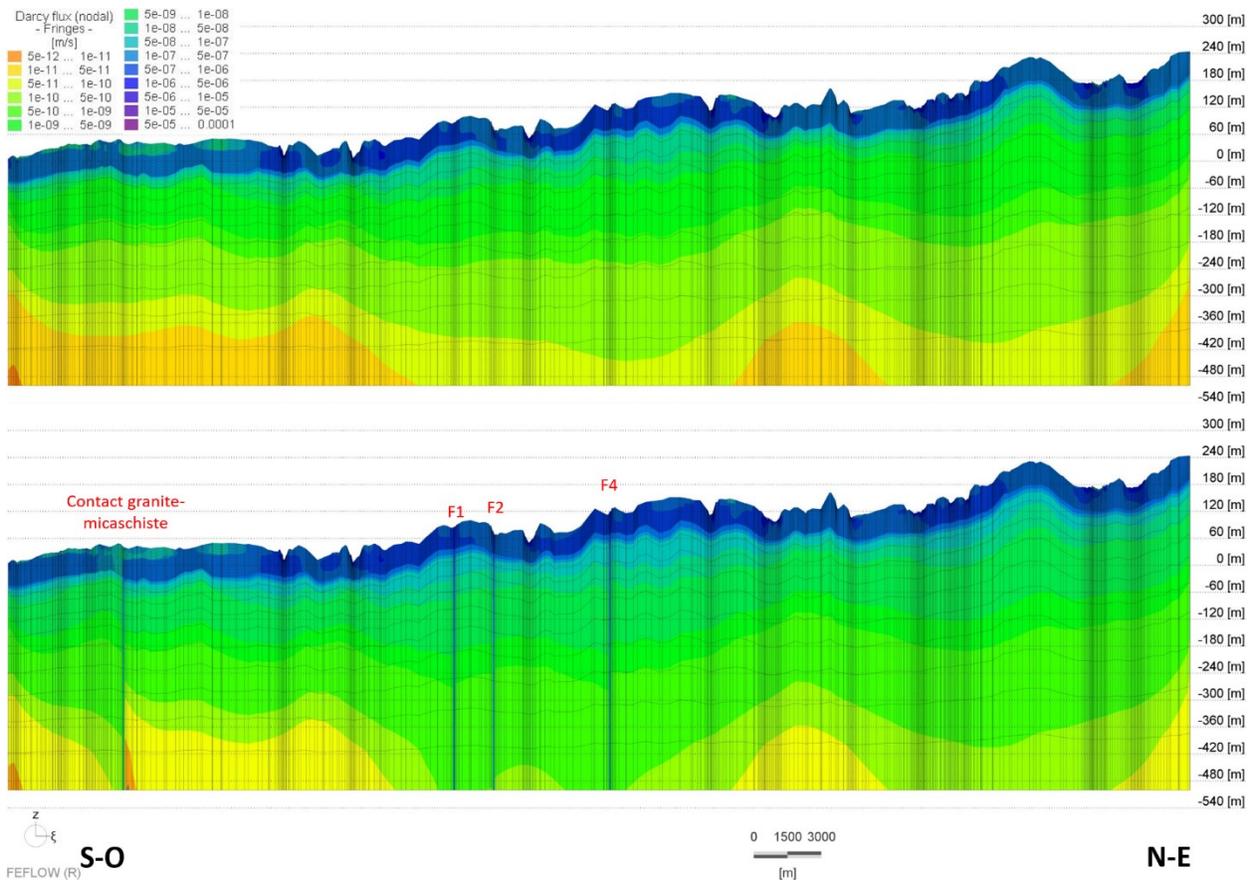


Figure 4-13 : Flux de Darcy simulés le long de la coupe 2D AA' (représentation logarithmique). La figure du haut présente le cas 1 sans faille et celle du bas présente le cas 2 avec failles. Exagération verticale x20.

Les coupes de la figure 4-14 montrent les flux de Darcy générés le long des coupes 2D situées dans la partie nord du modèle régional 3D (coupes Nord et Centre-Nord). Les coupes du haut correspondent au cas de simulation 1 sans faille et celles du bas présentent le cas de simulation 2 avec failles. Les flux de Darcy simulés pour les deux cas montrent aussi que les vitesses d'écoulement sont plus grandes près de la surface, soit dans les unités d'altérites et d'horizon fissuré, et elles diminuent en profondeur dans l'unité de roc sain fracturé. En comparant les coupes du haut et du bas de la figure 4-14, il y a de légères différences au niveau des flux simulés dans le roc sain fracturé et particulièrement en profondeur. Puisque la coupe Nord est située en amont de toutes les structures géologiques, la différence est davantage observable pour la coupe Centre-Nord.

Les coupes de la figure 4-15 montrent les flux de Darcy générés le long des coupes 2D situées dans la partie sud du modèle régional 3D (coupes Sud et Centre-Sud). Les coupes du haut correspondent au cas de simulation 1 sans faille et celles du bas présentent le cas de simulation

2 avec failles. Ces coupes présentent des vitesses d'écoulement plus faibles en profondeur dans l'unité de roc sain que celles observées dans les coupes précédentes (figures 4-13 et 4-14). En effet, des valeurs de flux de Darcy inférieures à 5×10^{-12} m/s sont simulées en profondeur. De plus, les différences entre les flux simulés pour le cas 1 sans faille et le cas 2 avec failles sont plus marquées, étant donné que ces coupes sont situées en aval des failles régionales. La coupe Centre-Sud montre que l'ajout des failles situées en amont influence les vitesses d'écoulement en surface et en profondeur ; les flux de Darcy sont plus faibles. La coupe Sud traverse les communes de Guidel et Ploemeur et elle recoupe directement le contact granite-micaschiste. Le résultat de l'ajout des structures géologiques est particulièrement visible pour la coupe Sud puisque les flux sont significativement plus élevés où se trouve le contact granite-micaschiste. L'ajout de cette structure influence aussi les flux à proximité, autant dans les unités supérieures du modèle (altérites et horizon fissuré) que dans le roc sain fracturé en profondeur.

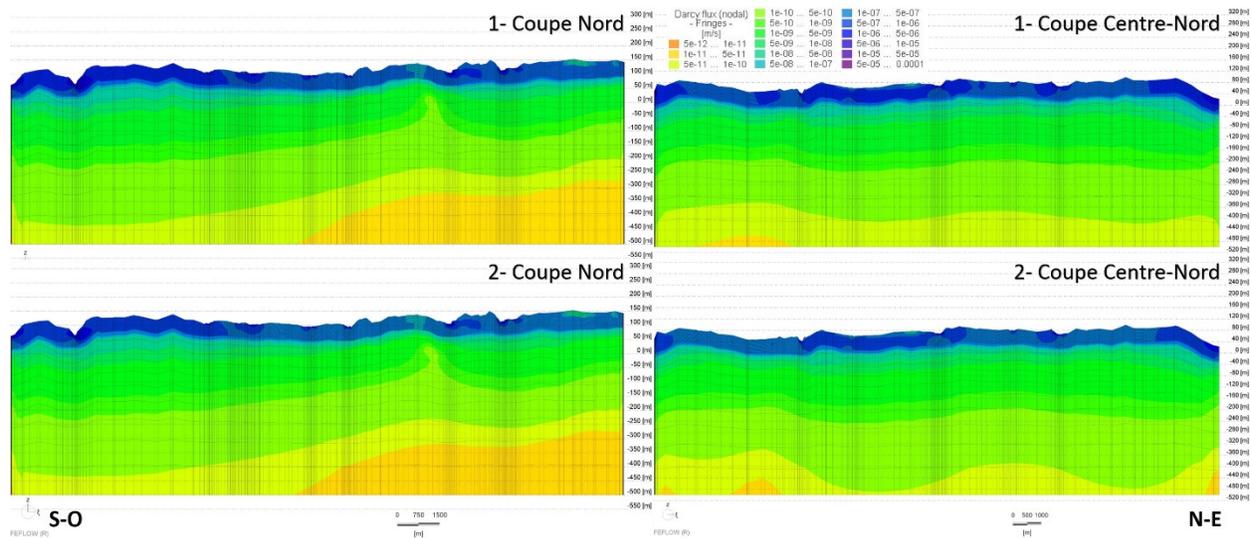


Figure 4-14 : Flux de Darcy simulés le long des coupes Nord et Centre-Nord (représentation logarithmique). La figure du haut présente le cas 1 sans faille et celle du bas présente le cas 2 avec failles. Exagération verticale x10.

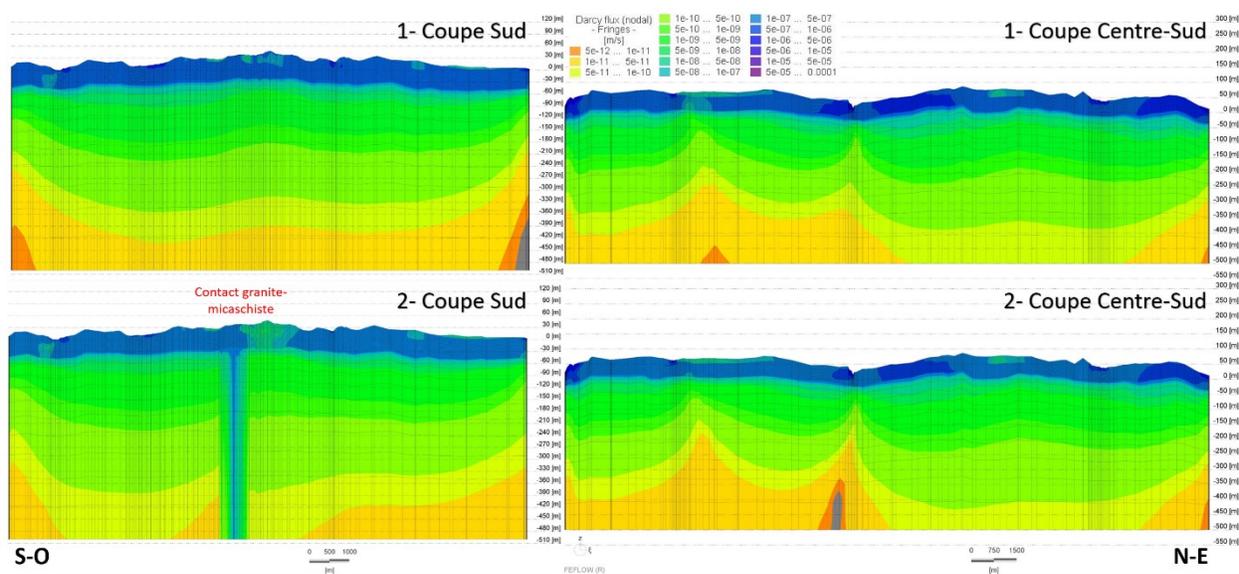


Figure 4-15 : Flux de Darcy simulés le long des coupe Sud et Centre-Sud (représentation logarithmique). Les figures du haut présentent le cas 1 sans faille et celles du bas présentent le cas 2 avec failles. Exagération verticale x10.

En comparant les figures 4-14 et 4-15, les variations de vitesses d'écoulement sont semblables dans les unités supérieures (altérites et horizon fissuré) suivant l'ajout des structures géologiques ; les flux de Darcy diminuent tous d'environ un demi-ordre de grandeur. Les différences entre les figures 4-14 et 4-15 sont davantage visibles dans l'unité de roc sain fracturé. Cependant, le résultat de l'ajout des structures géologiques est particulièrement observable sur la figure 4-15, soit les coupes représentant la partie sud du modèle. Ainsi, les failles régionales et le contact granite-micaschiste influencent surtout les écoulements à proximité de celles-ci et en aval.

4.7.3 Transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines

Le transport d'âge des eaux souterraines est aussi simulé afin de vérifier si des eaux souterraines caractérisées par des temps de résidence de l'ordre de quelques milliers d'années peuvent se retrouver près des sites de Guidel et de Ploemeur. De plus, l'effet des failles régionales et du contact granite-micaschiste sur les temps de résidence des eaux souterraines pourra aussi être vérifié. Les simulations de transport advectif-dispersif des eaux souterraines ont été réalisées à partir des deux systèmes d'écoulement simulés (cas 1 sans faille et cas 2 avec failles).

Dans le but de mieux observer la dynamique du transport d'âge des eaux souterraines en profondeur, les résultats des simulations du transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines sont également présentés en deux dimensions pour les mêmes coupes que pour les systèmes d'écoulement (section 4.7.2). D'abord, les simulations du transport d'âge des eaux

souterraines pour les deux cas le long de la coupe AA' sont présentées à la figure 4-16 ; celle du haut représente le cas de simulation 1 (sans faille) et celle du bas le cas de simulation 2 (avec failles). Le cas 2 avec failles est réalisé en ajoutant des conditions limites aux failles régionales et au contact granite-micaschiste.

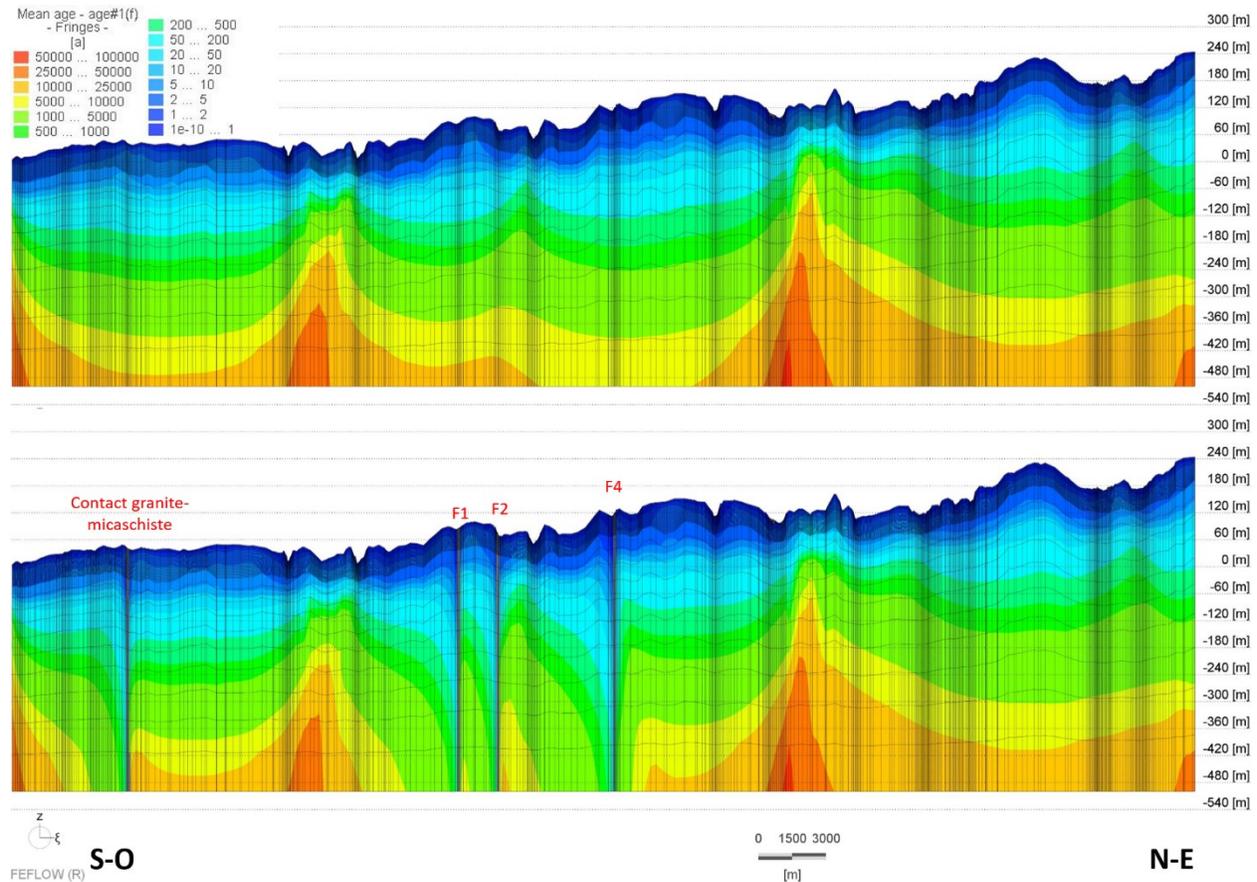


Figure 4-16 : Transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines simulé le long de la coupe 2D AA' (représentation logarithmique). La figure du haut présente le cas 1 sans faille et celle du bas présente le cas 2 avec failles. Exagération verticale x20.

La différence entre les deux réseaux d'écoulement simulés (haut et bas de la figure 4-16) est surtout observable le long des structures géologiques verticales et en aval de celles-ci. Dans les deux cas, les eaux souterraines jeunes sont majoritairement concentrées dans les unités d'altérites et d'horizon fissuré, tandis que les eaux souterraines plus anciennes sont concentrées dans le roc sain fracturé. Les temps de résidence des eaux souterraines dans les unités supérieures varient de quelques dizaines d'années, tandis qu'ils varient plutôt de plusieurs dizaines d'années à plusieurs dizaines de milliers d'années dans l'unité de roc sain fracturé. Cependant, le cas 2 avec failles (coupe du bas) engendre des temps de résidence beaucoup plus jeunes directement où se trouvent les failles régionales 1, 2, 4 et le contact granite-micaschiste

jusqu'à la base du modèle. Tel que présenté sur le bas de la figure 4-16, ces structures représentent des chemins préférentiels pour l'écoulement de l'eau provenant des unités de surface jusqu'à la base du modèle. De plus, les structures géologiques perturbent les temps de résidence des eaux souterraines qui circulent en amont et encore davantage en aval de celles-ci. La coupe du haut de la figure 4-16 montre qu'il y a des écoulements superficiels, semi-régionaux et régionaux. La coupe du bas de la figure 4-16 montre que l'ajout des failles et du contact perturbent les écoulements semi-régionaux et régionaux. De plus, le transport advectif-dispersif des eaux souterraines semble aussi être influencé par les cours d'eau à la surface puisque les eaux souterraines les plus anciennes remontant vers la surface se dirigent notamment vers le Scorff.

Les coupes de la figure 4-17 montrent les temps de résidence générés le long des coupes 2D situées dans la partie nord du modèle régional 3D (coupes Nord et Centre-Nord). Les coupes du haut correspondent au cas de simulation 1 sans faille et celles du bas présentent le cas de simulation 2 avec failles. Le transport advectif-dispersif des eaux souterraines simulé pour les deux cas montre aussi que les eaux souterraines sont plus modernes près de la surface, soit dans les unités d'altérites et d'horizon fissuré, et elles sont plus anciennes en profondeur dans l'unité de roc sain fracturé. En comparant les coupes du haut et du bas de la figure 4-17, il y a de légères différences au niveau des temps de résidence simulés dans le roc sain fracturé et particulièrement en profondeur. Puisque la coupe Nord est située en amont de toutes les structures géologiques, la différence est davantage observable pour la coupe Centre-Nord.

Les coupes de la figure 4-18 montrent les temps de résidence générés le long des coupes 2D situées dans la partie sud du modèle régional 3D (coupes Sud et Centre-Sud). Les coupes du haut correspondent au cas de simulation 1 sans faille et celles du bas présentent le cas de simulation 2 avec failles. Les différences entre les temps de résidence simulés pour le cas 1 sans faille et le cas 2 avec failles sont plus marquées comparativement aux coupes précédentes (figures 4-16 et 4-17), étant donné que ces coupes sont situées en aval des failles régionales. La coupe Centre-Sud montre que l'ajout des failles situées en amont influence l'âge des eaux souterraines en profondeur ; les temps de résidence sont plus faibles. La coupe Sud traverse les communes de Guidel et Ploemeur et elle recoupe directement le contact granite-micaschiste. Le résultat de l'ajout des structures géologiques est particulièrement visible pour la coupe Sud puisque l'âge des eaux souterraines est pratiquement nul où se trouve le contact granite-micaschiste ($< 10^{-10}$ an). L'ajout de cette structure influence aussi les temps de résidence à

proximité, autant dans les unités supérieures du modèle (altérites et horizon fissuré) que dans le roc sain fracturé en profondeur.

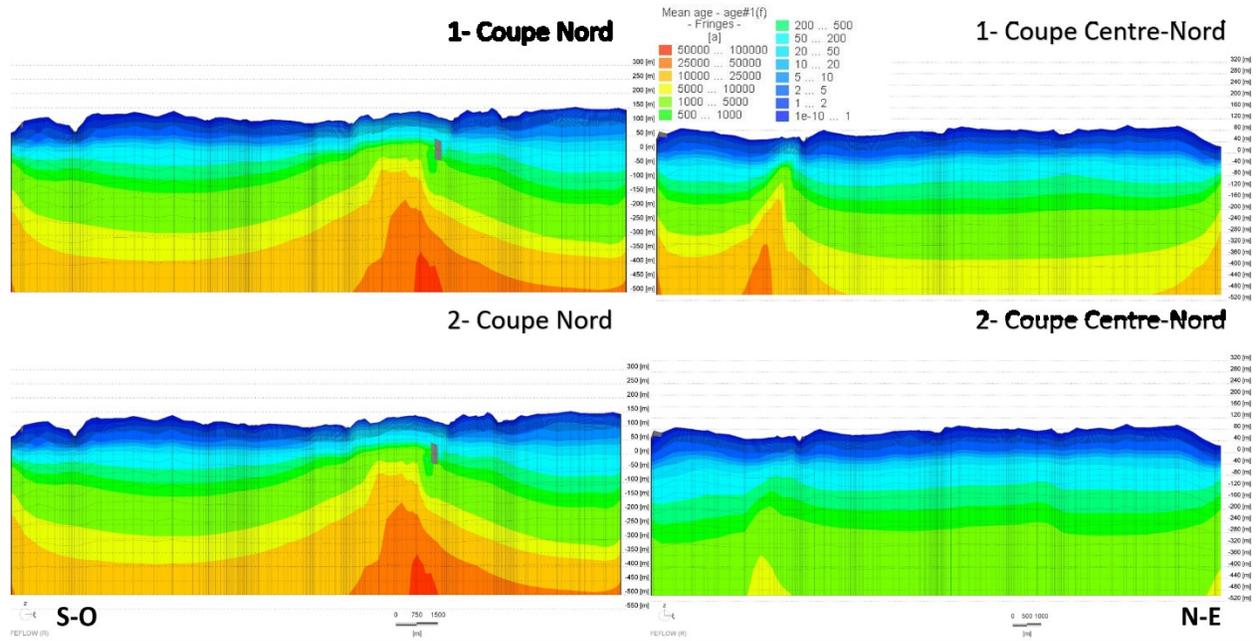


Figure 4-17 : Transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines simulé le long des coupes Nord et Centre-Nord (représentation logarithmique). La figure du haut présente le cas 1 sans faille et celle du bas présente le cas 2 avec failles. Exagération verticale x10.

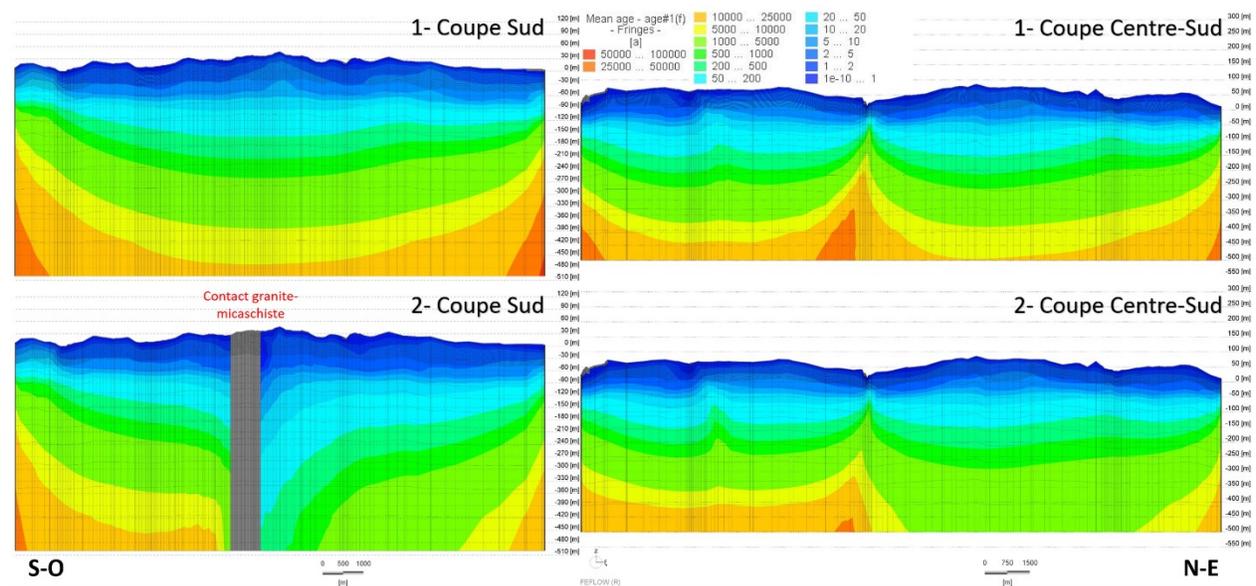


Figure 4-18 : Transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines simulé le long des coupes Sud et Centre-Sud (représentation logarithmique). Les figures du haut présentent le cas 1 sans faille et celles du bas présentent le cas 2 avec failles. Exagération verticale x10.

En comparant les figures 4-17 et 4-18, les temps de résidence ne varient pas dans les unités supérieures (altérites et horizon fissuré) suivant l'ajout des structures géologiques, outre à proximité du contact granite-micaschiste. Les différences entre les figures 4-17 et 4-18 sont davantage visibles dans l'unité de roc sain fracturé ; les temps de résidence diminuent tous significativement en profondeur. Le résultat de l'ajout des structures géologiques est particulièrement observable sur la figure 4-18, soit les coupes représentant la partie sud du modèle. Ainsi, les failles régionales et le contact granite-micaschiste influencent surtout le transport d'âge des eaux souterraines à proximité ou en aval de celles-ci.

4.8 Discussion

Les gradients hydrauliques verticaux ont d'abord montré que l'ensemble du modèle régional 3D est majoritairement en infiltration. Les zones d'émergence sont limitées et elles sont associées aux cours d'eau et aux structures géologiques, dans le cas où elles sont présentes (modèle 2). Les altérites correspondent aux zones où les gradients hydrauliques verticaux sont les plus élevés. La figure 4-11 montre aussi que l'ajout des failles régionales et du contact granite-micaschiste influence surtout l'émergence des cours d'eau à proximité (réduite) et l'infiltration dans les couches superficielles à proximité (augmentation).

Les charges hydrauliques simulées sont montrées à la figure 4-12 le long de la coupe 2D AA' pour les deux types de modèles. Les résultats obtenus pour les deux cas de simulation sont semblables et les charges varient d'environ 5 à 200 m. La figure 4-19 permet de comparer les charges hydrauliques simulées le long de la coupe 2D AA' pour le modèle régional 2D (coupe 2D du haut) avec le modèle régional 3D (coupe 2D du bas). Les mêmes intervalles de charges hydrauliques sont représentés sur la figure 4-19, soit 10 m, pour les deux modèles. Les charges hydrauliques sont relativement semblables pour les deux modèles régionaux et elles diminuent le long de la coupe AA' du nord-est au sud-ouest en suivant la topographie. Les charges simulées varient d'environ 30 à 230 m pour le modèle régional 2D (coupe du haut) ce qui est légèrement plus élevé que pour le modèle régional 3D (coupe du bas). De plus, la coupe AA' du modèle 2D présente plus de variations au niveau des charges hydrauliques, probablement causé par le fait que les charges étaient fixées à la topographie pour le modèle 2D alors que pour le modèle 3D la recharge était plutôt imposée à la surface. D'autres éléments qui peuvent expliquer les légères différences entre les deux modèles sont la différence de dimensions (2D et 3D) et les conductivités hydrauliques quelque peu différentes (horizon fissuré et diminution de K en fonction de la profondeur pour le roc sain fracturé).

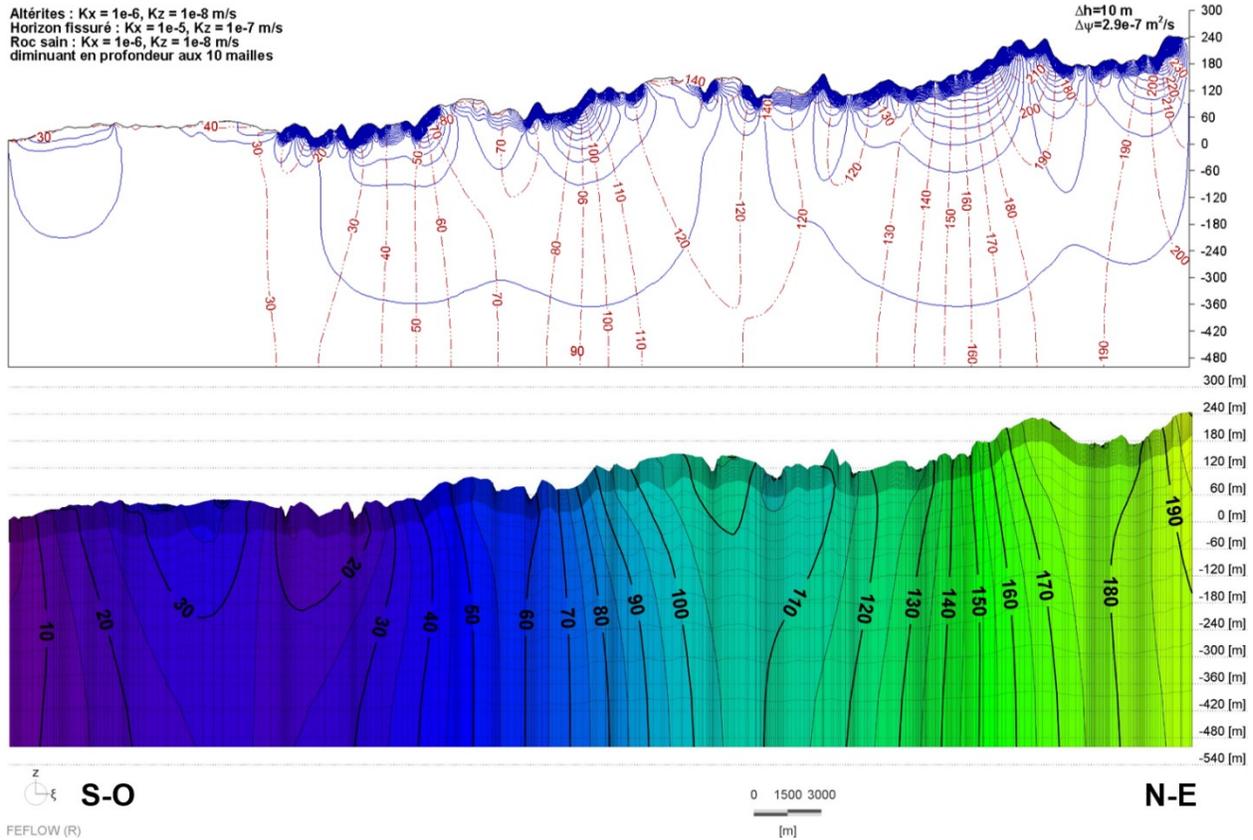


Figure 4-19 : Comparaison des charges hydrauliques simulées pour le modèle régional 2D (coupe du haut) et pour le modèle régional 3D (coupe du bas). Exagération verticale x20.

Les figures 4-13 à 4-15 permettent de distinguer les zones où les vitesses d'écoulement sont plus rapides (1×10^{-5} à 5×10^{-7} m/s), soit dans l'horizon fissuré, et les zones où les vitesses d'écoulement sont plus lentes (5×10^{-7} à 5×10^{-12} m/s), soit dans le roc sain fracturé (de plus en plus en profondeur) et les altérites.

Les simulations du transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines présentées aux figures 4-16 à 4-18 permettent de mieux observer la dynamique du transport d'âge des eaux souterraines en profondeur. Ces simulations montrent qu'il est possible de générer de longs temps de résidence, de l'ordre de plusieurs milliers d'années, mais seulement dans l'unité de roc sain fracturé. Les temps de résidence très courts sont majoritairement concentrés dans les unités d'altérites et d'horizon fissuré où les vitesses d'écoulement sont rapides.

La figure 4-20 permet de comparer les simulations du transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines réalisées le long de la coupe 2D AA' pour le modèle régional 2D (coupe 2D du haut) avec le modèle régional 3D (cas 1 sans faille, coupe 2D du bas). Les deux coupes

présentent des écoulements locaux, semi-régionaux et régionaux. En général, les deux coupes 2D montrent que les eaux souterraines plus jeunes se trouvent dans les unités superficielles et les eaux souterraines plus anciennes se trouvent dans le roc sain fracturé. D'ailleurs les temps de résidence des eaux souterraines augmentent avec la profondeur et quelques zones d'émergence permettent aux eaux souterraines de quelques milliers d'années de remonter vers la surface. Ces zones d'émergence sont principalement liées aux cours d'eau (bas topographiques). Cependant, les cellules d'écoulement locales, semi-régionales et régionales sont plus « courtes » pour le modèle régional 2D et donc plus nombreuses que pour le modèle régional 3D. Tel que mentionné précédemment, les différences sont probablement causées par l'imposition différente des conditions limites et initiales, dont le fait que les charges étaient fixées à la topographie pour le modèle 2D alors que pour le modèle 3D la recharge était plutôt imposée à la surface. Aussi, la différence de dimensionnalité (2D et 3D), les conductivités hydrauliques quelque peu différentes (horizon fissuré et diminution de K en fonction de la profondeur pour le roc sain fracturé) et les différents temps de simulations (20 000 ans vs 100 000 ans) sont d'autres paramètres qui peuvent expliquer la variation des résultats entre les deux modèles.

Les coupes présentant les résultats de simulation des flux de Darcy et du transport advectif-dispersif de l'âge des eaux souterraines (figures 4-13 à 4-18) pour le cas de simulation 2 avec failles permettent d'observer l'effet de l'ajout des structures géologiques sur les écoulements d'eaux souterraines. D'abord, l'ajout des failles régionales 1,2,4 et du contact granite-micaschiste engendre des écoulements plus rapides le long des structures géologiques et en périphérie de celles-ci. De plus, ces structures engendrent des écoulements d'eaux souterraines très jeunes de la surface vers la base du modèle ce qui perturbe également les temps de résidence des eaux souterraines en périphérie de celles-ci (surtout en aval). En conséquence, les failles régionales et le contact lithologique ont un impact sur les écoulements semi-régionaux et régionaux. Tel que mentionné, les structures induisent des écoulements vers le bas plutôt que de faire émerger les eaux profondes. Cet effet avait aussi été obtenu pour les travaux de recherche de Raynauld (2014) qui avait la même hypothèse de départ, soit de favoriser l'émergence d'eaux profondes vers la surface grâce aux failles perméables. L'effet contraire obtenu est probablement causé par le fait que les structures perméables permettent des écoulements plus profonds alors que les faibles valeurs de K , la diminution de K avec la profondeur et l'anisotropie empêchent l'eau souterraine d'avoir un cheminement profond qui correspondrait à l'effet de la topographie. De plus, les structures imposées dans le modèle sont « extrêmes » en termes de valeurs de K , d'épaisseur et de continuité. L'effet des structures réelles est donc probablement beaucoup plus

faible que ce qui a été simulé. Ainsi, les conditions sans l'effet des failles sont sans doute plus représentatives de la réalité.

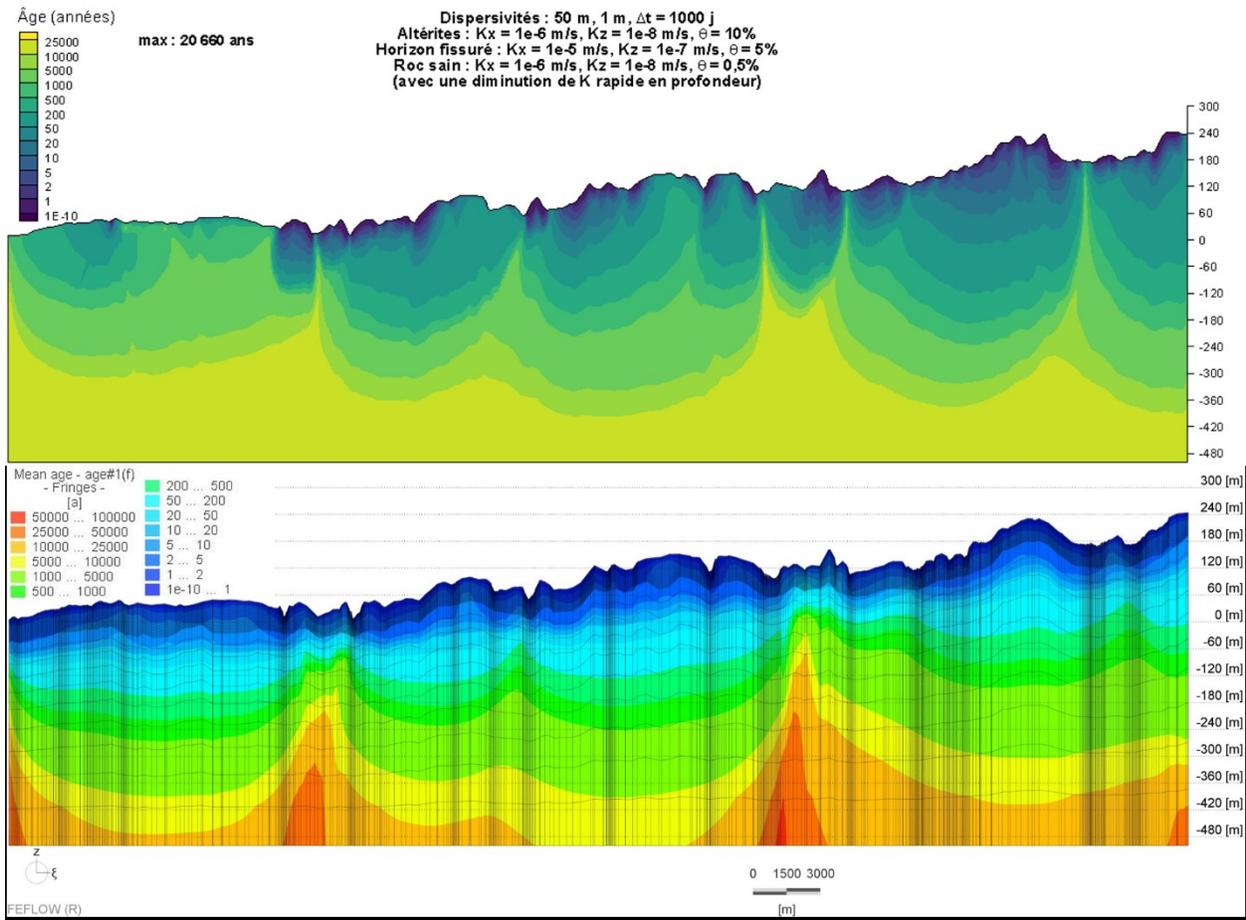


Figure 4-20 : Comparaison des simulations du transport advectif-dispersif du temps de résidence des eaux souterraines pour le modèle régional 2D (coupe du haut) et pour le modèle régional 3D (cas 1 sans faille, coupe du bas). Exagération verticale x20.

5. CONCLUSION

En raison des besoins grandissants d'approvisionnement en eau pour le département du Morbihan, en Bretagne, le secteur de Guidel a été jugé comme étant potentiellement favorable pour le prélèvement d'eau potable. En effet, des travaux à ce site ont confirmé qu'il serait possible d'exploiter une eau souterraine de bonne qualité au débit moyen de 2500 m³/jour. L'aquifère de Guidel est constitué d'un socle cristallin fissuré. Ce type d'aquifère est reconnu comme étant très complexe et normalement peu productif en raison de leurs faibles perméabilité et capacité de stockage. Les aquifères de socle sont principalement caractérisés par trois couches distinctes, soit les altérites, l'horizon fissuré et le roc sain.

La commune de Ploemeur, située à quelques kilomètres de Guidel, exploite depuis plus de 20 ans un aquifère de socle cristallin grâce à un contact lithologique subhorizontal granite-micaschiste. Malgré le contexte géologique semblable à celui de Ploemeur, les apports d'eaux souterraines à Guidel semblent plutôt provenir des zones fracturées à grandes profondeurs. De plus, le système aquifère en Bretagne est caractérisé par des eaux jeunes, mais des eaux anciennes de plusieurs milliers d'années ont aussi été datées à Guidel/Ploemeur. Pour comprendre le site de Guidel, il est donc essentiel de comprendre les conditions régionales qui engendrent ce type de mélange d'eau souterraine émergeant près de Guidel. Il faudrait aussi évaluer les impacts liés à la déstabilisation des régimes hydrologiques naturels, tel que l'impact du pompage sur le partitionnement, et les conditions nécessaires pour une exploitation durable de l'aquifère de Guidel. Toutefois, nos travaux se sont concentrés sur le développement d'une meilleure compréhension des conditions régionales d'écoulement plutôt que sur les conditions spécifiques liées à un éventuel captage d'eau souterraine à Guidel.

5.1 Éléments clés

L'objectif principal de nos travaux de recherche était de mieux comprendre la dynamique d'écoulement et le rôle de l'écoulement régional dans le système aquifère de socle à Guidel. Suivant l'acquisition des données (climatiques, géologiques, hydrologiques, etc.) et la création d'un atlas hydrogéologique sous forme de cartes (annexe I), le premier volet des travaux a permis d'estimer la recharge spatialement distribuée aux niveaux local et régional. Les valeurs des paramètres et des composantes hydrologiques ont été déterminées à l'aide de cinq approches complémentaires. À l'échelle régionale, la recharge a été estimée à partir des données des eaux de surface à l'aide du modèle hydrologique SURFEX, d'un bilan hydrologique global d'un bassin

versant et la séparation d'hydrogrammes de cours d'eau avec le filtre d'Eckhardt. La composante de recharge estimée représente entre 34% et 41% des précipitations. À l'échelle locale, l'estimation de la recharge a été réalisée avec la méthode d'interprétation directe des niveaux d'eau (WTF), qui s'appuie plutôt sur les données des eaux souterraines, ainsi que par la méthode combinant le bilan de surface et le bilan d'aquifère (GWHAT), lequel utilise à la fois les niveaux d'eau souterraine et les données météorologiques. La méthode WTF a été jugée non valide, tandis que GWHAT a permis d'estimer que la recharge locale représente environ 37% des précipitations. Les travaux sur la recharge ont aussi démontré que l'écoulement souterrain domine le système hydrologique (*BFI* entre 67% et 81%) et que les composantes hydrologiques varient faiblement spatialement. La variation des composantes se produit plutôt temporellement (variations interannuelles), ce qui implique que le système est ouvert et très sensible. La recharge se fait principalement vers la fin de l'automne et à l'hiver, tandis que l'aquifère se vide ensuite presque entièrement en trois mois parce que sa capacité d'emmagasinement est très faible. De plus, les altérites ne semblent pas avoir d'effet sur la recharge, dont la plage de valeurs estimées est de 300 à 500 mm/an.

Le deuxième volet des travaux basé sur des modèles numériques 2D a permis d'identifier les conditions pouvant mener à un écoulement régional jusqu'aux sites de Guidel/Ploemeur et de comparer les âges des eaux souterraines obtenus des simulations avec les temps de résidence connus. Les simulations paramétriques et conceptuelles qui ont été réalisées en complexifiant progressivement le modèle ont permis de confirmer qu'il y a des écoulements locaux qui se font dans l'unité de l'horizon fissuré et sont influencés par la topographie, ainsi que des écoulements semi-régionaux et régionaux qui sont contrôlés par l'unité de roc sain. Un rapport d'anisotropie K_x/K_z de l'ordre de 100 du roc sain est nécessaire pour générer des écoulements régionaux, mais la présence de structures géologiques n'est pas nécessaire. Les temps de résidence des eaux souterraines obtenus des simulations correspondent aux âges connus qui ont été échantillonnés près de Guidel/Ploemeur, soit des eaux souterraines allant de très jeunes à quelques milliers d'années. De plus, les propriétés hydrauliques les plus plausibles obtenues des trois unités hydrogéologiques sur la base des simulations 2D (tableau 3-4) ont permis de définir les valeurs des propriétés hydrauliques pour la modélisation 3D.

Le troisième volet des travaux portant sur la modélisation numérique 3D a permis de mieux cerner les apports régionaux et semi-régionaux des eaux souterraines jusqu'aux sites de Guidel/Ploemeur, de vérifier les propriétés et conditions identifiées suite à la modélisation régionale 2D et de démontrer la présence possible d'eaux souterraines caractérisées par des

temps de résidence de l'ordre de quelques milliers d'années près de Guidel/Ploemeur. Deux modèles ont été réalisés, soit le modèle 1 sans structures géologiques et le modèle 2 avec structures (failles et contact lithologique). Les gradients hydrauliques verticaux ont montré que l'ensemble du modèle régional 3D est majoritairement en infiltration et que les altérites correspondent aux zones où les gradients hydrauliques verticaux sont les plus élevés. Les zones d'émergence sont limitées et elles sont associées aux cours d'eau et aux structures géologiques (lorsque présentes). Les simulations du modèle régional 3D ont donné des résultats assez semblables à ceux du modèle régional 2D. En effet, les charges hydrauliques simulées varient d'environ 200 à 5 m et la diminution est progressive du nord-est au sud-ouest en suivant la topographie. Les vitesses d'écoulement des eaux souterraines sont plus rapides dans l'horizon fissuré (1×10^{-5} à 5×10^{-7} m/s) et plus lentes dans le roc sain fracturé (de plus en plus en profondeur) et les altérites (5×10^{-7} à 5×10^{-12} m/s). Les simulations ont aussi montré qu'il est possible de générer des temps de résidence de l'ordre de plusieurs milliers d'années, mais seulement dans l'unité de roc sain fracturé ; les temps de résidence très courts sont majoritairement concentrés dans les unités d'altérites et de l'horizon fissuré. Les eaux plus anciennes qui remontent vers les zones d'émergence, soit les cours d'eau, sont moins nombreuses dans le modèle régional 3D que le modèle 2D. L'ajout des structures géologiques au modèle régional 3D a démontré un effet sur les écoulements semi-régionaux et régionaux, particulièrement. En effet, les failles régionales et le contact granite-micaschiste engendrent des écoulements d'eaux souterraines rapides et ayant des temps de résidence jeunes de la surface vers la base du modèle. Les vitesses d'écoulement et les temps de résidence des eaux souterraines en périphérie de ces structures (surtout en aval) sont également perturbés. L'ajout des structures géologiques induit donc des écoulements vers le bas plutôt que de faire émerger les eaux profondes. Le modèle régional 3D sans failles est donc jugé davantage réaliste.

5.2 Perspectives

Les travaux réalisés ont ainsi permis de mieux comprendre la provenance de l'eau qui approvisionnera les puits d'exploitation de Guidel et les conditions qui contrôlent les écoulements d'eaux souterraines aux niveaux local et régional. Les modèles visaient principalement à définir les possibilités et non à trouver quelles sont les conditions « réelles ». Toutefois, pour Guidel et Ploemeur, les travaux locaux semblent montrer que le contact lithologique a un effet important sur l'émergence de l'eau souterraine. Cela n'a pas pu être montré par les modèles régionaux 2D et 3D, car tout le roc sain est caractérisé par les mêmes propriétés hydrauliques. Ainsi, il serait pertinent de tester de nouvelles hypothèses telles que l'imposition des propriétés hydrauliques

selon la géologie. En effet, les trois unités hydrogéologiques sont supposées homogènes dans les modèles développés, mais la géologie varie du nord-est au sud-ouest (granite, micaschiste, gneiss, etc.). Le fait de représenter les failles régionales et le contact géologique comme des zones perméables homogènes de la surface jusqu'à la base du modèle 3D est une simplification qui ne favorise pas l'émergence d'eau souterraine d'origine profonde à Guidel et Ploemeur. Il serait intéressant d'investiguer davantage ces structures géologiques pour mieux les représenter au niveau de leur épaisseur en fonction de la profondeur, de leurs propriétés hydrauliques et de leur pendage, puisqu'elles sont probablement subhorizontales.

6. BIBLIOGRAPHIE

- Abhervé R (2019) *Effet de la résolution topographiques des modèles hydrogéologiques sur l'estimation des débits de base des rivières et des temps de résidence de l'eau souterraine*. Maîtrise en sciences de la Terre (Institut national de la recherche scientifique, Québec). 79 p. p. <http://espace.inrs.ca/id/eprint/9729/1/T934.pdf>
- Achtziger-Zupančič P, Loew S & Mariethoz G (2017) A new global database to improve predictions of permeability distribution in crystalline rocks at site scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122(5):3513-3539.
- Aquilina L, Bour O, Labasque T, De Montety V, Le Borgne T, Davy P, Pauwels H & Dewandel B (2010) Outils de connaissance de la ressource en eau dans les milieux de socle – expériences de suivi d'aquifères bretons. *Dix-septièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues*. (Toulouse, France, 2010-11-25), p 7 p.
- Aquilina L, Vergnaud-Ayraud V, Les Landes AA, Pauwels H, Davy P, Pételet-Giraud E, Labasque T, Roques C, Chatton E & Bour O (2015) Impact of climate changes during the last 5 million years on groundwater in basement aquifers. *Scientific reports* 5:14132.
- Ayraud V, Aquilina L, Labasque T, Pauwels H, Molenat J, Pierson-Wickmann A-C, Durand V, Bour O, Tarits C, Le Corre P, Fourre E, Merot P & Davy P (2008) Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Applied Geochemistry* 23(9):2686-2707.
- Balleve M (2016) Une histoire géologique du Massif armoricain. *Géochronique* 140:14-54.
- Balleve M, Bosse V, Dabard M-P, Ducassou C, Fourcade S, Paquette J-L, Peucat J-J & Pitra P (2013) Histoire Géologique du massif Armoricain : Actualité de la recherche. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* (D), 10-11:5-96.
- Berkowitz B (2002) Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in water resources* 25(8-12):861-884.
- Beven K & Binley A (1992) The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes* 6(3):279-298.
- Beven K & Binley A (2014) GLUE: 20 years on. *Hydrological processes* 28(24):5897-5918.
- BRGM (2018) Prospection hydrogéologique pour le renforcement de la production d'eau potable du village de Prospérité - Rapport final.).
- BRGM (2020) *Portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines (ADES)*. BRGM, <https://ades.eaufrance.fr/Spip?p=>
- Brutsaert W (2008) Long-term groundwater storage trends estimated from streamflow records: Climatic perspective. *Water Resources Research* 44(2).
- Conseil du Morbihan (2010) *Atlas de l'environnement du Morbihan - Géologie*. Conseil général du Morbihan, morbihan.fr, https://csem.morbihan.fr/dossiers/atlas_env/etat/geologie.php#figure_1 (Consulté le 29 octobre 2019)
- Cornette N (2020) Impact du changement climatique sur les ressources en eau de proche subsurface à l'horizon 2050-2100. (Université de Rennes 1), p 32.

- Courtois Q (2019) *Ressources en eau et transferts de solutés dans les zones altérées superficielles des régions de socle.* <http://www.theses.fr/2019REN1B074/document>
- Croteau A, Nastev M & Lefebvre R (2010) Groundwater recharge assessment in the Chateauguay River watershed. *Canadian Water Resources Journal* 35(4):451-468.
- De Vries JJ & Simmers I (2002) Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 10(1):5-17.
- Delin GN, Healy RW, Lorenz DL & Nimmo JR (2007) Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology* 334(1-2):231-249.
- Dewandel B, Boisson A, Amraoui N, Caballero Y, Mougin B, Baltassat J-M & Maréchal J-C (2021) Improving our ability to model crystalline aquifers using field data combined with a regionalized approach for estimating the hydraulic conductivity field. *Journal of Hydrology* 601:126652.
- Diersch H-JrG (2014) *FEFLOW : Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg(Consulté e Date Accessed)
- Diersch H (1998) FEFLOW user's manual. *Institute for Water Resources Planning and Systems, WASY, Berlin*.
- Eckhardt K (2005) How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes* 19(2):507-515.
- Frind E & Matanga G (1985) The dual formulation of flow for contaminant transport modeling: 1. Review of theory and accuracy aspects. *Water Resources Research* 21(2):159-169.
- Géoinformations - Espace interministériel de l'information (2009) *BD Carthage*. France, <http://www.geoinformations.developpement-durable.gouv.fr/qu-est-ce-que-la-bd-carthage-a3257.html>
- Gleeson T (2014) GLobal HYdrogeology MaPS (GLHYMPS) of permeability and porosity. University of Victoria).
- Goderniaux P, Davy P, Bresciani E, de Dreuzy J-R & Le Borgne T (2013) Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments. *Water Resources Research* 49(4):2274-2286.
- Goode DJ (1996) Direct simulation of groundwater age. *Water Resources Research* 32(2):289-296.
- Gosselin J-S (2016) *Estimation de la recharge à partir de séries temporelles de la température du sol, des niveaux d'eau dans les puits et de données météorologiques: développement méthodologique et évaluation de l'incertitude*. Doctorat en sciences de la Terre (Institut national de la recherche scientifique, Québec). 216 p. <http://espace.inrs.ca/id/eprint/5122/>
- Gosselin J-S, Lefebvre R, Vigneault H, Huchet F & Raynaud M (2020a) Développement de méthodologies d'analyse des données du Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec (RSESQ).
- Gosselin J-S, Rivard C, Martel R & Lefebvre R (2018a) Combined soil moisture balance and unconfined aquifer water budget to assess recharge from daily weather data and well hydrographs. (Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, QC), p 14.

- Gosselin J-S, Rivard C, Martel R & Lefebvre R (2018b) GWHAT : Documentation - Release 0.2.5. (Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, QC), p 14.
- Gosselin J-S, Rivard C, Martel R & Lefebvre R (2020b) GWHAT : Documentation - Release 0.2.5. (Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, QC).
- Guillaumot L (2018) *How to model groundwater systems in the hydrological cycle? : an approach at different scales with different observed data types*. (Université Rennes 1). <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02111617> (Consulté le 2018-12-20)
- Healy R (2010) *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 245 p. p
- Healy RW & Cook PG (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology journal* 10(1):91-109.
- Houston J & Lewis R (1988) The Victoria Province drought relief project, II. Borehole yield relationships. *Groundwater* 26(4):418-426.
- Huchet F (2018) *Caractérisation hydrogéologique et modélisation du système d'écoulement au-dessus de champs gaziers, sous-bassin de Moncton, sud du Nouveau-Brunswick*. Maîtrise en sciences de la Terre (Institut national de la recherche scientifique, Québec). 556 p. p. <http://espace.inrs.ca/id/eprint/7689>
- Ingebritsen SE & Manning C (2010) Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism. *Geofluids* 10(1-2):193-205.
- Lachassagne P, Dewandel B & Wyns R (2021) Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal* :1-34.
- Laluet P (2019) Estimation des propriétés hydrauliques de bassins versants en milieu de socle pour anticiper l'évolution des stocks d'eaux souterraines dans un contexte de changement climatique. (Université de Rennes), p 28.
- Lanini S (2020) Manuel utilisateur ESPERE version 2.), p 27 p., 14 Ill., 22 Annexes.
- Laurencelle M (2018) *Propriétés hydrauliques et processus d'invasion par la mer de Champlain du système aquifère rocheux fracturé régional de la Montérégie est, Québec, Canada*. (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).
- Le Moigne P, Boone A, Calvet J, Decharme B, Faroux S, Gibelin A, Lebeau C, Mahfouf J, Martin E & Masson V (2009) SURFEX scientific documentation. *Note de centre (CNRM/GMME), Météo-France, Toulouse, France*.
- Lefebvre R, Maltais, Paradis D & Michaud (2011) *Recharge assessment from daily soil moisture balance and well hydrographs, Portneuf unconfined aquifer, Canada*.
- Leray S (2012) *Caractérisation des aquifères de socle cristallin et de leur ressource en eau - Apport des données d' " âge " de l'eau*. (Université Rennes 1). <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00829278> (Consulté le 2012-12-12)
- Leray S, De Dreuzy J-R, Bour O, Labasque T & Aquilina L (2012) Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology* 464:54-68.

- Leray S, de Dreuzy JR, Aquilina L, Vergnaud-Ayraud V, Labasque T, Bour O & Le Borgne T (2014) Temporal evolution of age data under transient pumping conditions. *Journal of Hydrology* 511:555-566.
- Leray S, de Dreuzy JR, Bour O & Bresciani E (2013) Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *Journal of Hydrology* 481:64-75.
- Lithologic (2008) 200806 - Analyse des sites favorables - phase de reconnaissance par pompages. in *Analyse de sites favorables à la recherche d'eau souterraine sur le territoire du S.M.A.E.P. de la région de Pont-Scorff* (Lithologic), p 65.
- Lorient Agglomération (2017) *Cartographie des habitats naturels terrestres de Lorient Agglomération*. data.gouv.fr, <https://geo.data.gouv.fr/fr/datasets/8fade05e72bcce07f930d1d90c99cf9686943c3e> (Consulté le 18 octobre 2019)
- Maréchal J-C, Wyns R, Lachassagne P, Subrahmanyam K & Touchard F (2003) Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle: concordance avec la structure géologique des profils d'altération. *Comptes Rendus Geoscience* 335(5):451-460.
- Mather J & Sargent F (1986) Determination of the characteristics of crystalline rocks by field experiments: A review. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 319(1545):139-156.
- Menke W (1989) *Geophysical data analysis : discrete inverse theory / William Menke*. Academic Press, San Diego. <http://www.loc.gov/catdir/toc/els031/89031224.html>
- Météo-France (2018) *Données climatiques*. https://donneespubliques.meteofrance.fr/?fond=produit&id_produit=111&id_rubrique=37
- Météo-France (Direction interrégionale Ouest) (2012) *Le changement climatique en Bretagne. Édit Champ De Précipitations Moyennes Annuelles P- (Météo-France, Rennes (France))*.
- MIKE Powered by DHI Software (2016) *FEFLOW 7.0 User Guide*.)
- Molson J (2020) *Guide de présentation des travaux de modélisation hydrogéologique*. Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, <http://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/souterraines/Guide-modelisation-hydrogeologique.pdf>
- Molson J & Frind E (2018) A Two-Dimensional Simulator for Groundwater Flownets, Contaminant Transport and Residence Time. in *FLONET/TR2 - User Guide Version 5.0* Université Laval, Québec City; University of Waterloo), p 57.
- Molson J & Frind E (2019) *FLONET/TR2 user guide, a two-dimensional simulator for groundwater flownets, contaminant transport and residence time, Version 5*. (Waterloo, ON: Université Laval and University of Waterloo).
- Mougin B, Allier D, Blanchin R, Carn A, Courtois N, Gateau C, Putot E, collaboration Jegou J-P, Lachassagne P, Stollsteiner P & ET Wyns R (2008) *SILURES Bretagne - Rapport final - Année 5*. (BRGM), p 129 p., 137 ill., 127 ann. dont 122 planches.
- NASA JPL (2013) *NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 3 arc second sub-sampled*. NASA EODIS Land Processes DAAC, <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL3S.003>

- Pusch R, Ramqvist G, Knutsson S & Yang T (2015) The Role of Crystalline Rock for Disposal of High-Level Radioactive Waste (HLW). *Procedia Earth and Planetary Science* 15:526-535.
- Raynauld M (2014) *Caractérisation et modélisation des conditions d'écoulement à densité variable au-dessus du réservoir pétrolier, secteur Haldimand à Gaspé*. (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).
- Réseau National de Sites Hydrogéologiques (2019) *Réseau National H+*. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1 (France), <http://hplus.ore.fr/> (Consulté le 2019)
- Riebe CS, Hahm WJ & Brantley SL (2017) Controls on deep critical zone architecture: A historical review and four testable hypotheses. *Earth Surface Processes and Landforms* 42(1):128-156.
- Rivard C, Lefebvre R & Paradis D (2014) Regional recharge estimation using multiple methods: an application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). *Environmental Earth Sciences* 71(3):1389-1408.
- Roques C (2013) *Fault zone hydrogeology in crystalline media : implication in term of groundwater resources for the Armorican Massif*. (Université Rennes 1). <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00967360> (Consulté le 2013-11-22)
- Roques C, Aquilina L, Boisson A, Vergnaud-Ayraud V, Labasque T, Longuevergne L, Laurencelle M, Dufresne A, de Dreuzy JR, Pauwels H & Bour O (2018) Autotrophic denitrification supported by biotite dissolution in crystalline aquifers: (2) transient mixing and denitrification dynamic during long-term pumping. *Science of the Total Environment* 619:491-503.
- Roques C, Bour O, Aquilina L & Dewandel B (2016) High-yielding aquifers in crystalline basement: insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France. *Hydrogeology Journal* 24(8):2157-2170.
- Ruelleu S, Moreau F, Bour O, Gapais D & Martelet G (2010) Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics* 70(2):161-168.
- Rushton KR (2004) *Groundwater hydrology: conceptual and computational models*. John Wiley & Sons,
- Rushton KR, Eilers VHM & Carter R (2006) Improved Soil Moisture Balance Methodology for Recharge Estimation. *Journal of Hydrology* 318:379-399.
- Saveli EO, Vigneron T, Le Bihan MA & Bardon EO (2019) *Les bassins versants bretons sont pour la plupart petits et situés le long du littoral*. Observatoire de l'environnement en Bretagne, <https://bretagne-environnement.fr/reseau-hydrographique-bassin-versant-bretagne-article> (Consulté le 15 janvier 2020)
- Scanlon BR, Healy RW & Cook PG (2002) Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology journal* 10(1):18-39.
- Schuite J, Longuevergne L, Bour O, Burbey TJ, Boudin F, Lavenant N & Davy P (2017) Understanding the Hydromechanical Behavior of a Fault Zone From Transient Surface Tilt and Fluid Pressure Observations at Hourly Time Scales. *Water Resources Research* 53(12):10558-10582.
- Stober I & Bucher K (2007) Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeology Journal* 15(2):213-224.

- Taylor R & Howard K (2000) A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal* 8(3):279-294.
- Tecplot Inc. (2019) *Tecplot 360 EX 2019 Release 1*. <https://www.tecplot.com/products/tecplot-360/> (Consulté le Janvier 2020)
- Tóth B, Weynants M, Pásztor L & Hengl T (2017) 3D soil hydraulic database of Europe at 250 m resolution. *Hydrological Processes* 31(14):2662-2666.
- Tóth J (1962) A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research* 67(11):4375-4388.
- Tóth J (1999) Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology journal* 7(1):1-14.
- Ville-data (2019) *Population de Guidel, nombre d'habitants 2019*. <https://ville-data.com/nombre-d-habitants/Guidel-56-56078> (Consulté le 18 octobre 2019)
- Vouillamoz J-M, Lawson F, Yalo N & Descloitres M (2014) The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: The example of Benin. *Journal of Applied Geophysics* 107:16-24.
- Wright EP (1992) The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 66(1):1-27.
- Wyns R, Baltassat J-M, Lachassagne P, Legchenko A, Vairon J & Mathieu F (2004) Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 175(1):21-34.

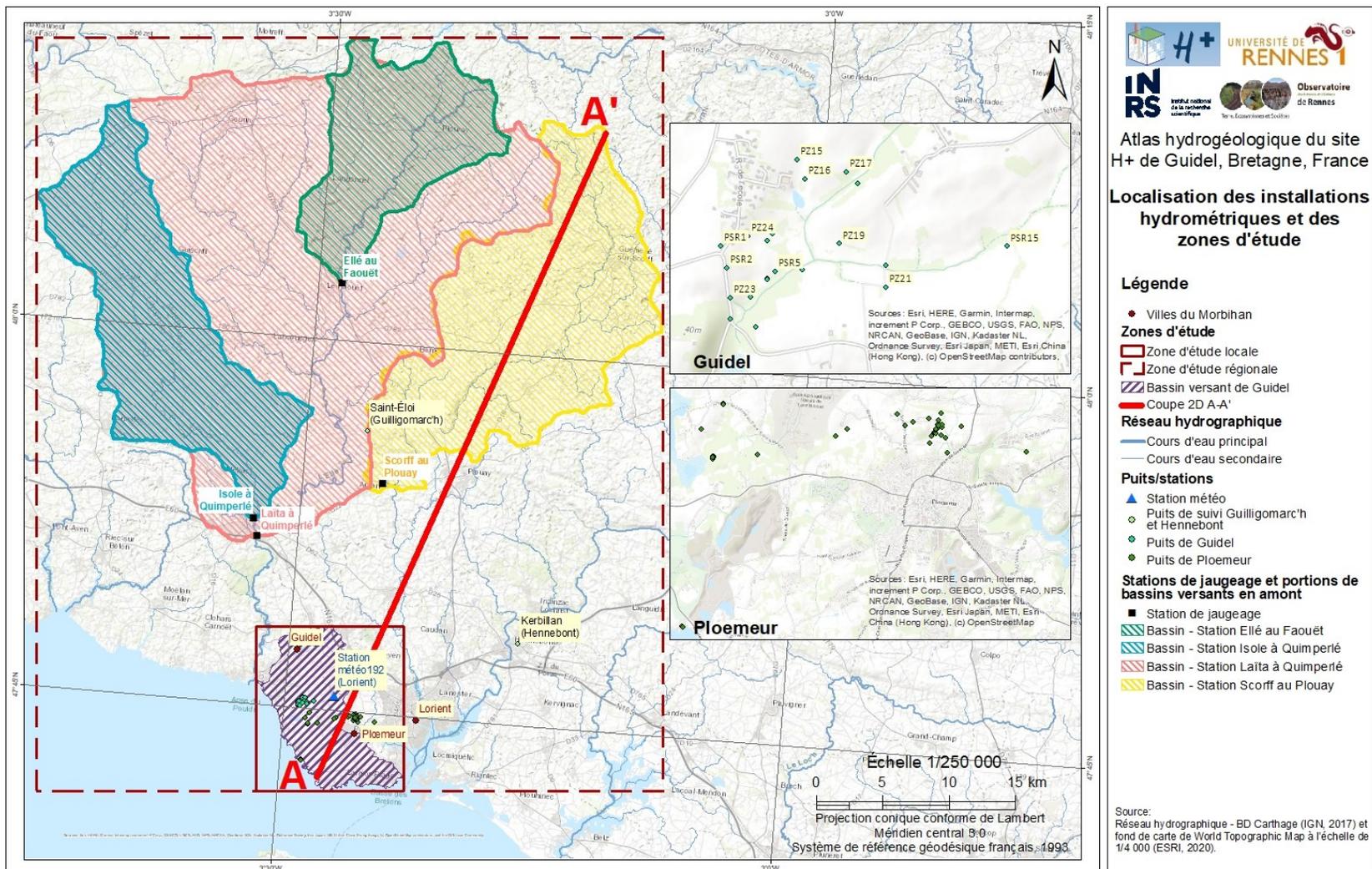
Cartes

- Agrocampus Ouest (2016) Sols de Bretagne - Carte des sols de Bretagne. Édit Ouest USI-A (data.gouv.fr, France).
- Institut Géographique National (2016) Base de données sur la cartographie thématique des Agences de l'eau et du ministère chargé de l'environnement (BD CARTHAGE). Édit Agences De L'eau (SANDRE, France).
- BRGM (2019). Cartes géologiques vectorisées et harmonisées à 1/50 000. [Cartes géologiques vectorisées et harmonisées à 1/50 000 du BRGM \(geocatalogue.fr\)](https://www.geocatalogue.fr/) (Consulté le 24 novembre 2019).
- BRGM (2019) Base de données géoréférencée des cartes géologiques vectorisées et harmonisées à 1/50 000.) (Consulté le 24 novembre 2019).
- Géoinformations - Espace interministériel de l'information (2009) *BD Carthage*. France, <http://www.geoinformations.developpement-durable.gouv.fr/qu-est-ce-que-la-bd-carthage-a3257.html>
- Lorient Agglomération (2017) *Cartographie des habitats naturels terrestres de Lorient Agglomération*. data.gouv.fr, <https://geo.data.gouv.fr/fr/datasets/8fade05e72bcce07f930d1d90c99cf9686943c3e> (Consulté le 18 octobre 2019)
- Météo-France (2018) *Données climatiques*. https://donneespubliques.meteofrance.fr/?fond=produit&id_produit=111&id_rubrique=37
- NASA JPL (2013). NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 3 arc second sub-sampled [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2021-01-12 from <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL3S.003>
- Région Bretagne (2017) Occupation du sol du Morbihan. Édit Région Bretagne (data.gouv.fr, France).

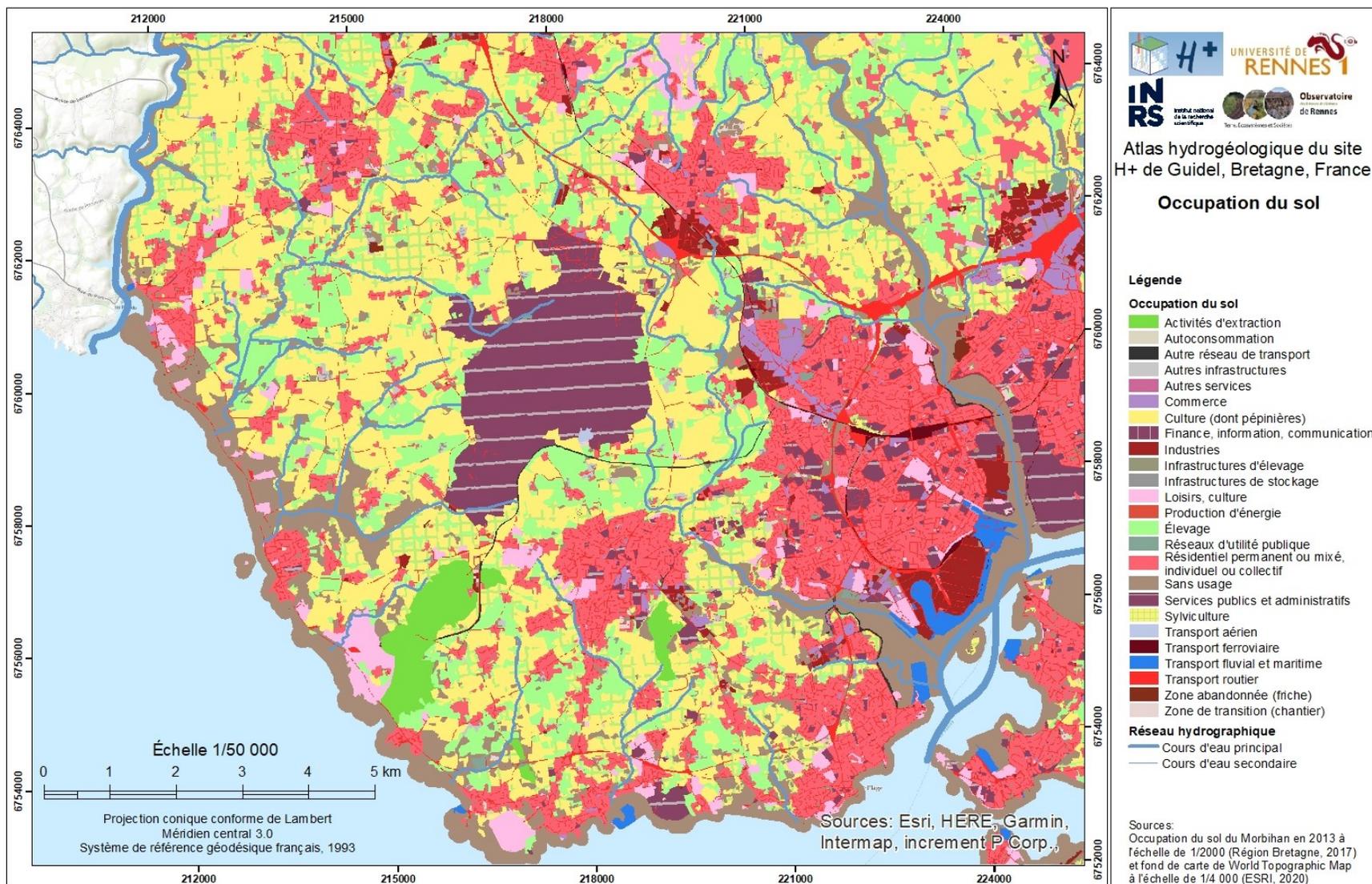
7. ANNEXES

ANNEXE I – Atlas hydrogéologique de la zone d'étude

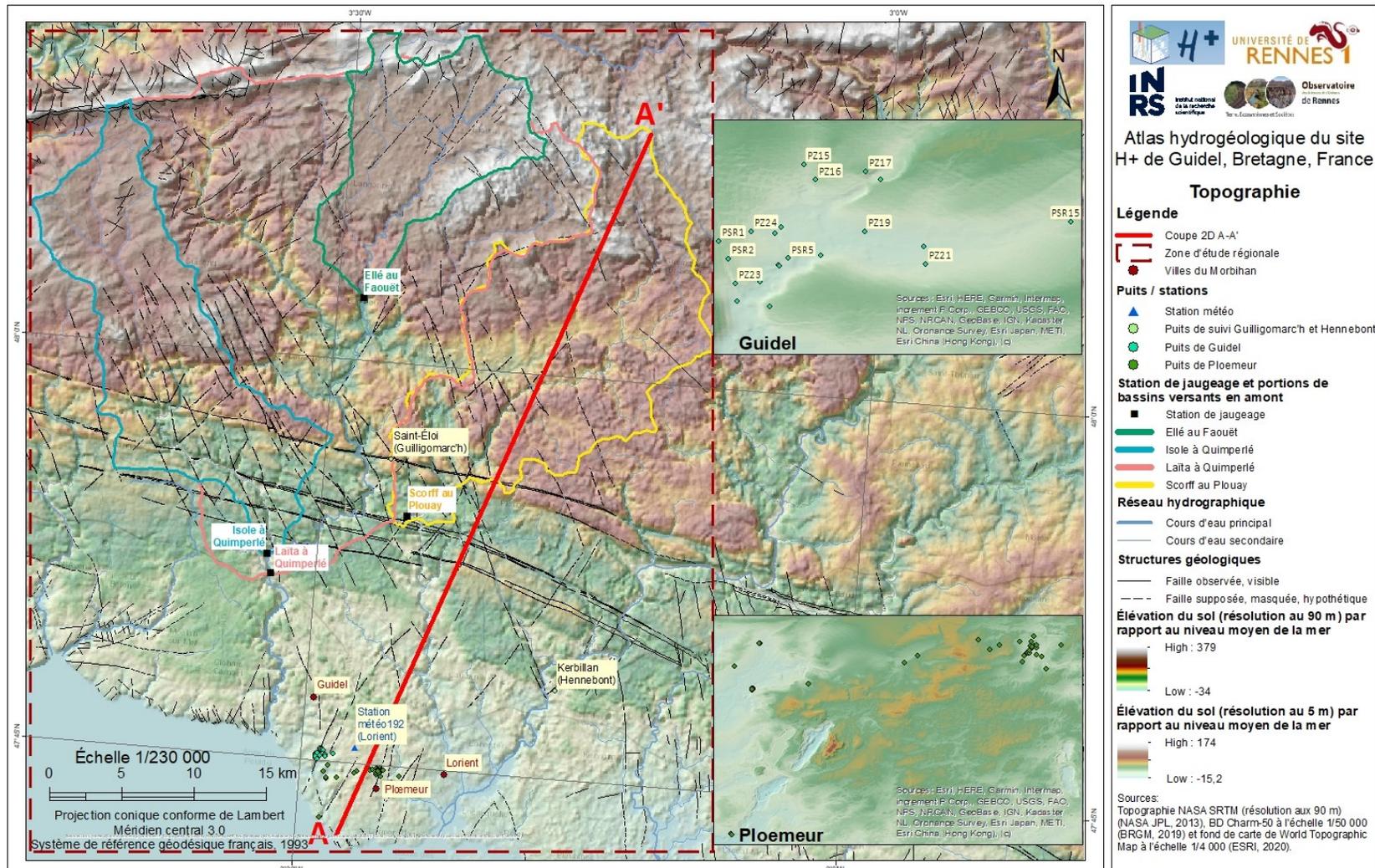
Carte I-1 : Localisation des zones d'études locale et régionale, de la coupe 2D, des puits d'observation, de la station météorologique et des portions de bassins versants en amont des stations de jaugeage.



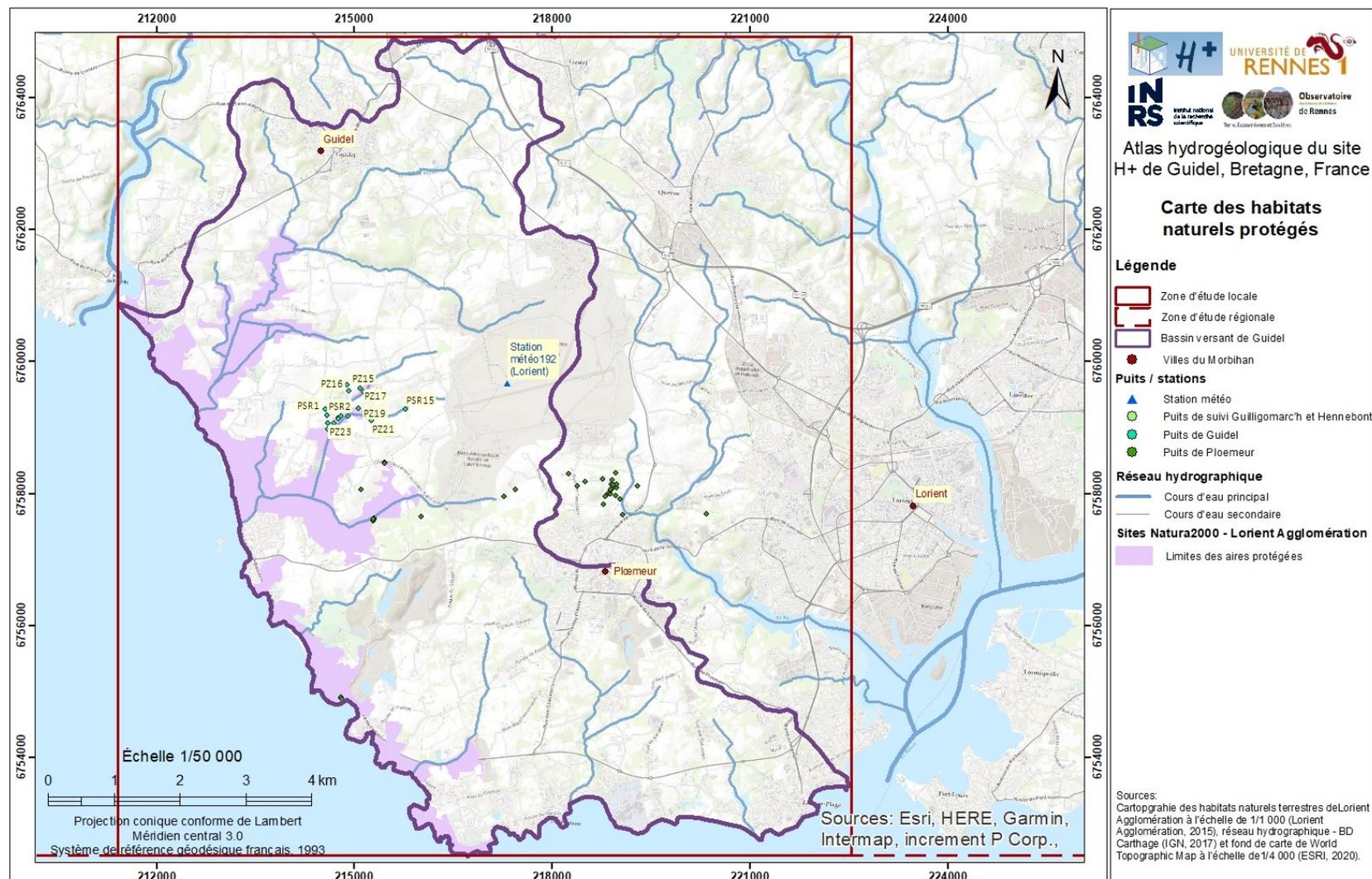
Carte I-2 : Carte de l'occupation du sol associée à la zone d'étude locale.



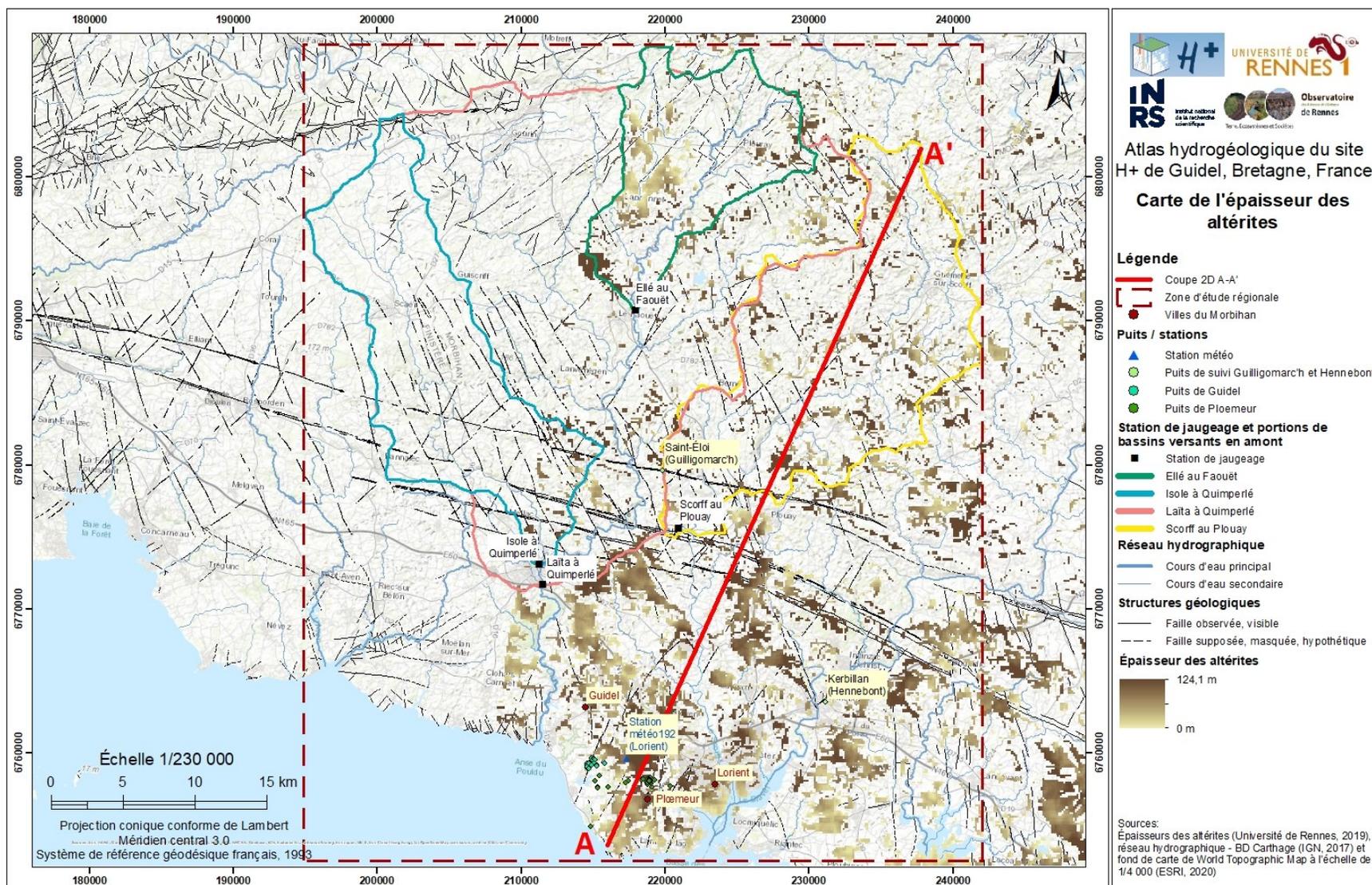
Carte I-3 : Carte de la topographie.



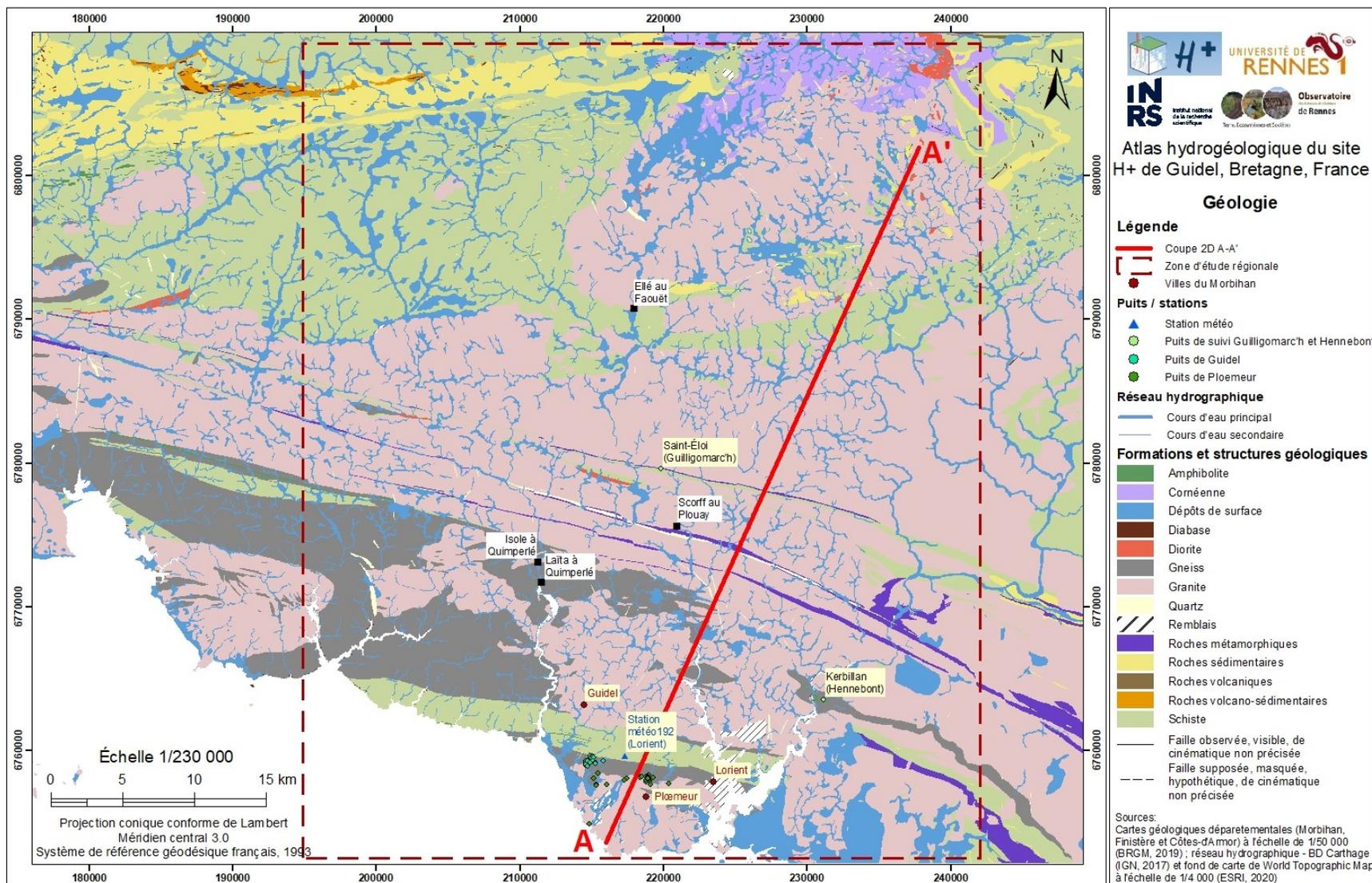
Carte I-4 : Cartographie des habitats naturels protégés.



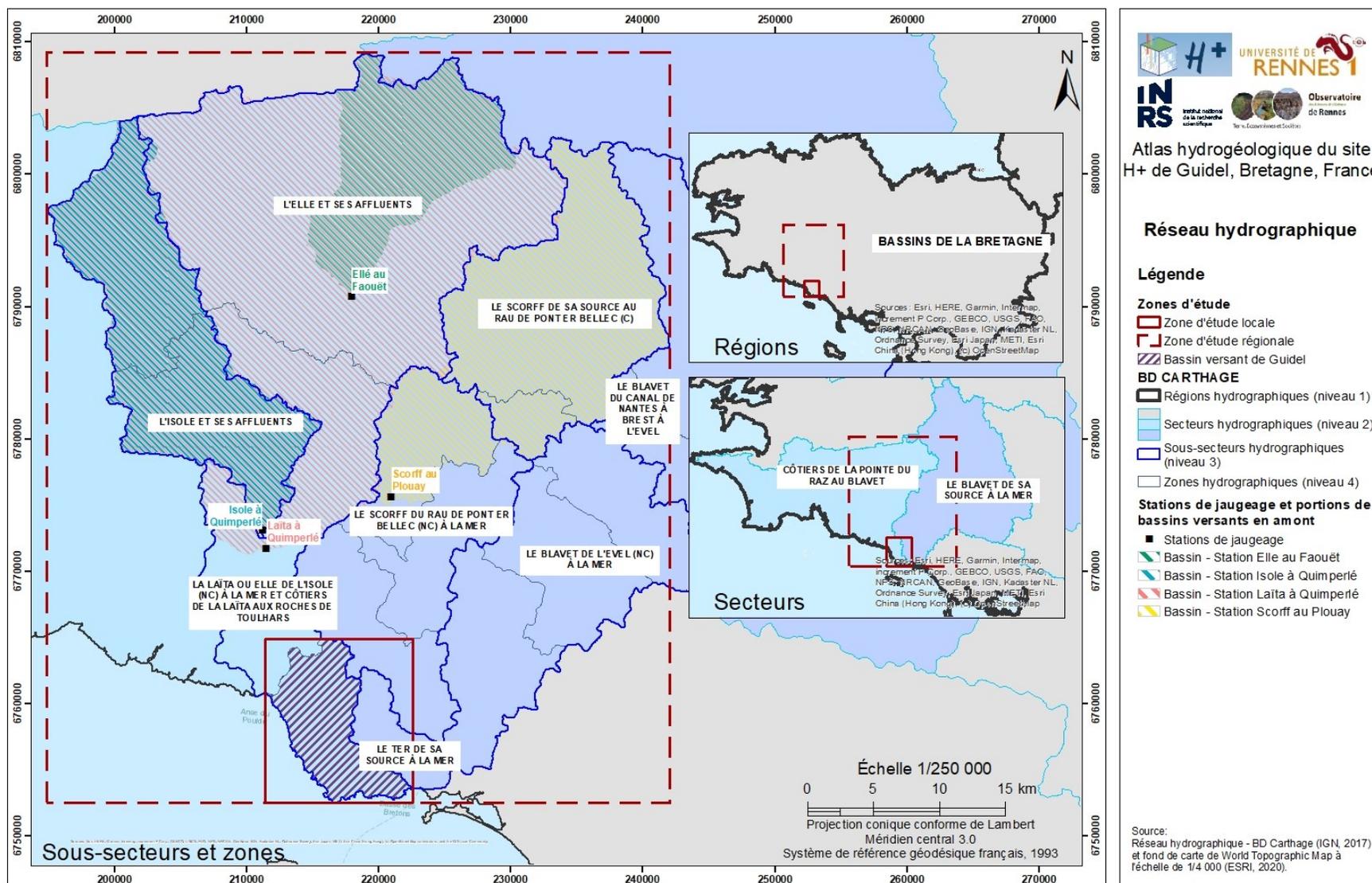
Carte I-5 : Carte de l'épaisseur des altérites.



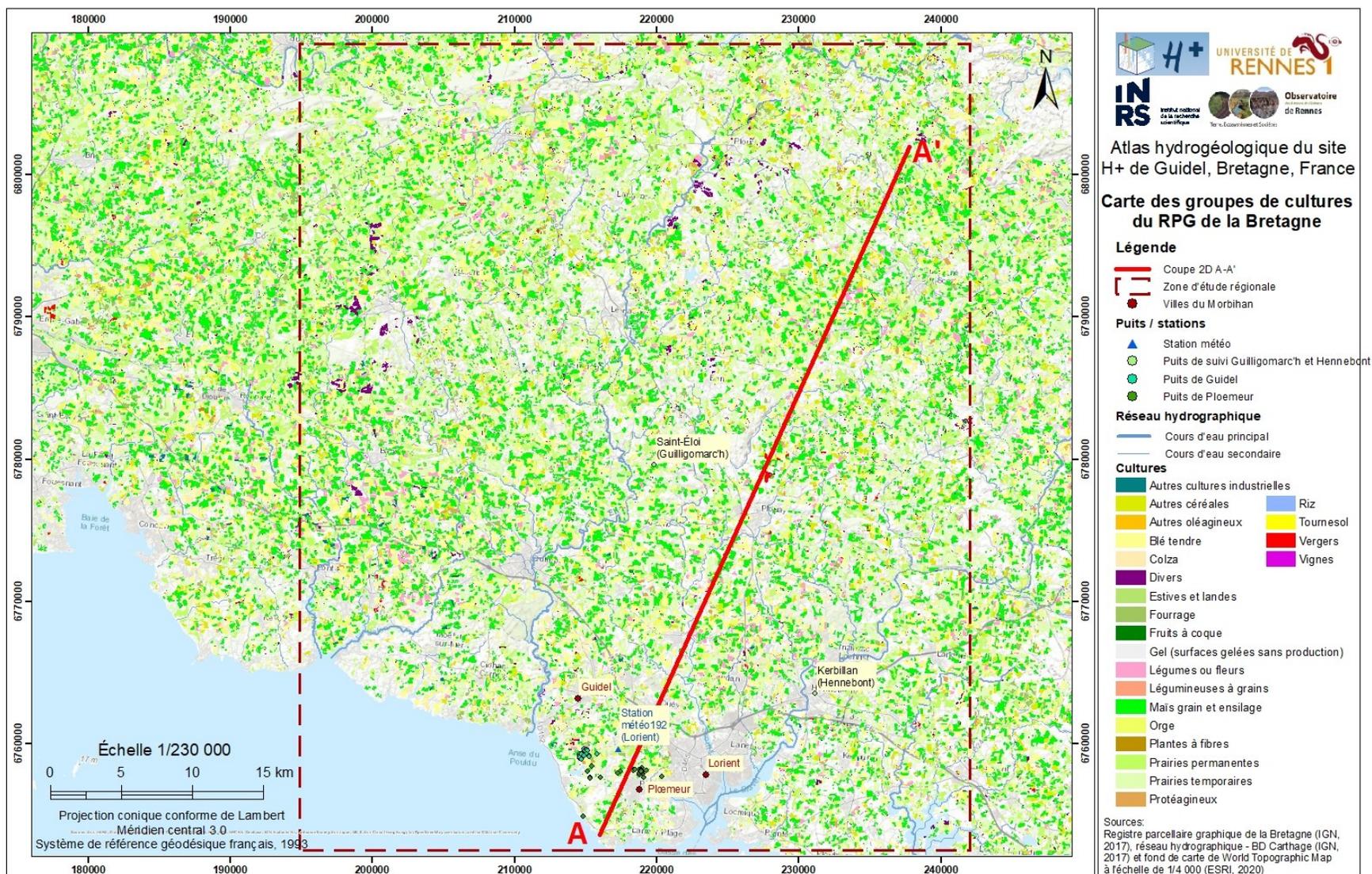
Carte I-6 : Carte géologique.



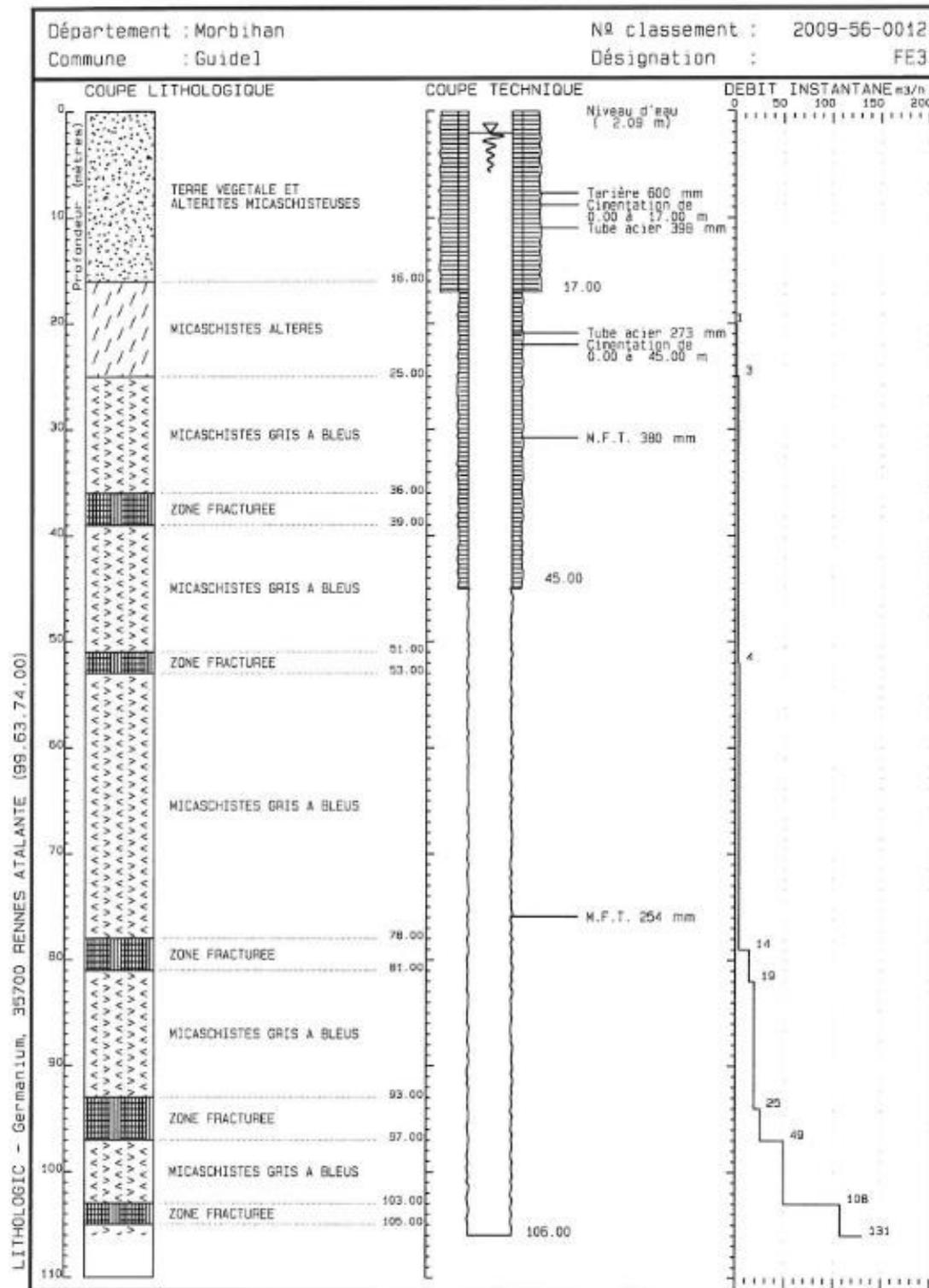
Carte I-7 : Carte du réseau hydrographique associé aux zones d'étude locale et régionale.



Carte I-8 : Carte des groupes de cultures du Registre Parcellaire Graphique (RPG) de la Bretagne.

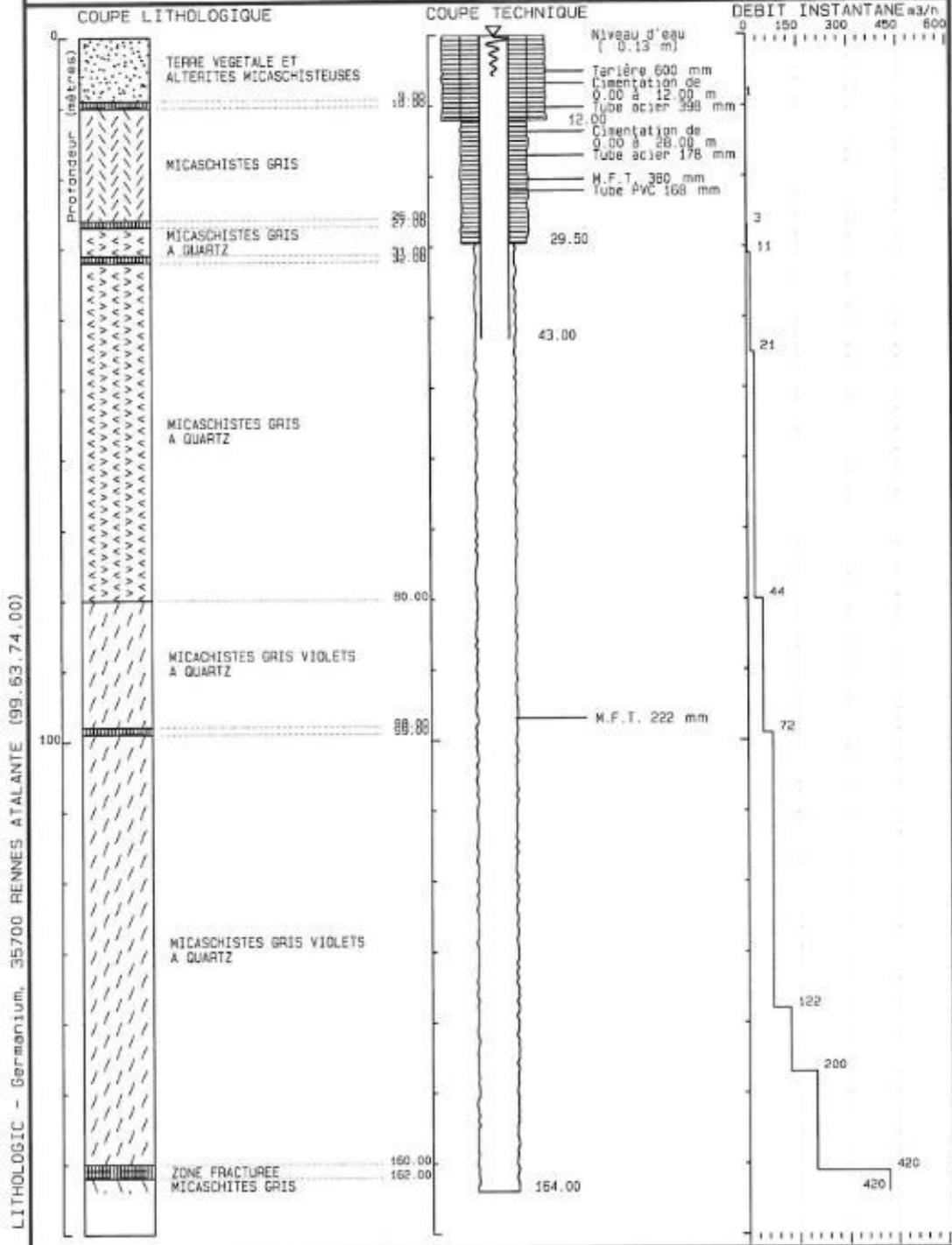


ANNEXE II – Description des puits d'observation



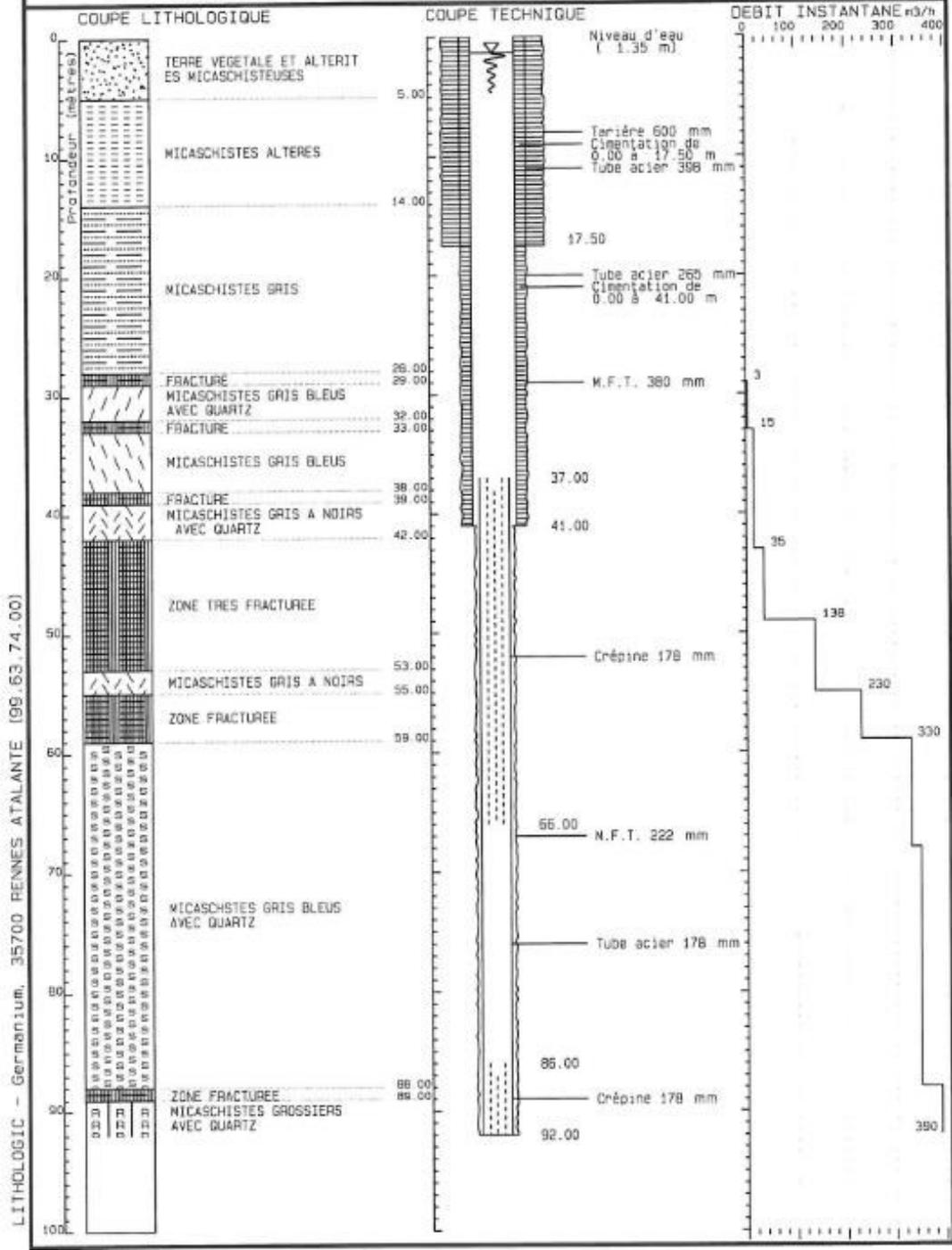
Département : Morbihan
Commune : Guidel

N° classement : 2009-56-0013
Désignation : FE16



Département : Morbihan
Commune : Guidel

N° classement : 2009-56-0011
Désignation : FE17



Unités hydrogéologiques/géologiques	Valeurs	Sources	Notes
Conductivité hydraulique (m/s)			
Altérites	10^{-8} à 10^{-6}	Leray et al., 2013	Table 1 - Paramètres hydrauliques pour les modèles associé à une recharge R de 200 mm/a.
	ordre de 10^{-9} à 10^{-7}	Clément Roques, 2013	Localisé à la base de la formation. Valeurs proviennent d'études générales sur les aquifères cristallins (revue de la littérature).
Horizon fissuré	10^{-6}	Leray et al., 2014	À partir de la transmissivité ($T=2 \times 10^{-4}$ m ² /s) de la fracture modélisée et de son épaisseur ($b=200$ m) ; $K = T/b$
	10^{-6} à 10^{-4}	Mougin et al., 2008	p.22 du rapport
	10^{-10} à 10^{-7}	Schuite et al., 2017	Valeurs attribuée à la matrice pour générer les différents modèles (dépendement des puits) à relire
	$1,4 \times 10^{-5}$	à partir des données de Laurent Longuevergne	Calcul à partir des données fournies par Laurent Longuevergne (voir calculs feuillet "K_points_allraster")
	ordre de 10^{-5}	Clément Roques, 2013	Principalement concentré dans la partie supérieure sur une épaisseur d'environ 2 à 10 m + décroît rapidement avec la profondeur. Valeurs proviennent de diverses études sur les milieux cristallins (revue de la littérature).
Roc sain fracuré	10^{-11}	Leray et al., 2013	Table 1 - Paramètres hydrauliques pour les modèles associé à une recharge R de 200 mm/a. Supposée comme une limite imperméable au modèle.
Granite	$< 10^{-11}$	Leray et al., 2012	Table 2 - Paramètres du modèle conceptuel. À partir des observations du site de Ploemeur.
Micaschiste	10^{-7} à 5×10^{-6}	Leray et al., 2012	Table 2 - Paramètres du modèle conceptuel. À partir des observations du site de Ploemeur.
Homogène	10^{-7} à 10^{-4}	Pierre Lalluet (stage), 2019	Compilation des valeurs provenant de la littérature (Ayraud et al., 2008 ; Clément et al., 2003 ; Kolbe et al., 2016 ; Le Borgne et al., 2004 ; Martin et al., 2006 ; Roques et al., 2014).
	6×10^{-9} à 8×10^{-8}	à partir de Gleeson et al., 2014	MAP data GLHYMPS (Global Hydrogeology MaPs of permeability and porosity) : carte mondiale des perméabilités et des porosités à 10 km de résolution créée sur la base de cartes géologiques et de valeurs typiques attribuées à chaque lithologie.
	$2,8 \times 10^{-7}$ à $2,8 \times 10^{-3}$	Quentin Courtois, 2019	Valeurs déterminés à partir de la littérature (10^{-6} à 2×10^{-5} m/s), mais gamme plus large.
	10^{-6}	Gorderniaux et al., 2013	Imposée à son modèle 2D à éléments finis pour sa zone à l'ouest de ma zone (inclus les bassin Aven, Belon, Isole et Ellé). La valeur a été déterminée après calibration en tenant compte de la recharge connue de 300 mm/a
Métamorphiques	10^{-6}	CSI_2020_Nicolas (p. 17)	Valeurs obtenues en simulant des versants, puis avec des processus de vidange de nappes, possible de remonter aux propriétés hydrauliques globales de l'aquifère.
Métaplutoniques	$1,5 \times 10^{-6}$		
Plutoniques	$1,2 \times 10^{-6}$		
Schistes du Briovérien	10^{-7}		
Schistes et grès du Primaire	8×10^{-7}		
Volcaniques	10^{-7}		
Porosité (%)			
Altérites	10 à 30	Clément Roques, 2013	Peut même atteindre 45% dans le cas de processus d'altération très avancés. Valeurs proviennent d'études générales sur les aquifères cristallins (revue de la littérature).
	Jusqu'à 50	Quentin Courtois, 2019	"À cause de l'altération, la porosité dans les horizons de surface peut atteindre des valeurs de 50% (Kovacs, 2011; Wright and Burgess, 1992) " (ex. argile) p.53 de la thèse
	0,5 à 10	Pierre Lalluet (stage), 2019	"Liée à l'altération, la porosité dans les horizons de surface peut être variable et atteindre des porosités totales supérieures à 10 % (Wyns et al, 2004 ; White et al., 2001). Cependant, si le matériel d'altération est de type argileux (e.g. altération du schiste), les porosités efficaces peuvent être de quelques pourcents seulement (0.5-10%) (Bodelle & Margat, 1980 ; Wyns et al., 2004)."
Horizon fissuré	1 à 5	BRGM (Rapport final 5), 2008	p.22 du rapport
	ordre de 0,1 à 1	Clément Roques, 2013	(porosité efficace) Valeurs proviennent d'études générales sur les aquifères cristallins (revue de la littérature).
	1 à 20 (généralement c'est plus 1 à 5%)	Schuite et al., 2017	Valeurs attribuée à la matrice pour générer les différents modèles (dépendement des puits) à relire
	Jusqu'à 10	Quentin Courtois, 2019	Pour de fortes densités de fractures (Earle, 2015; Hiscock, 2009) p.53 de la thèse
	0,1 à 1	Pierre Lalluet (stage), 2019	"Plus en profondeur, dans la roche saine, la porosité est essentiellement localisée dans des fractures avec des valeurs globales très faibles de l'ordre de 0.1 à 1 % (Singhal & Gupta, 2013)."
Roc sain fracuré	0,1 à 1	Quentin Courtois, 2019	Porosité essentiellement localisée dans les fractures (Singhal and Gupta, 2013) p.53 de la thèse
Homogène	2 à 6	Leray et al., 2012	Table 2 - Paramètres du modèle conceptuel. À partir des observations du site de Ploemeur. Valeurs obtenues à partir de 1) la <i>Triple weight method</i> : 2 à 4% et 2) la <i>Helium pycnometer method</i> : 3 à 6%.
	1 à 19	à partir de Gleeson et al., 2014	MAP data GLHYMPS (Global Hydrogeology MaPs of permeability and porosity) : carte mondiale des perméabilités et des porosités à 10 km de résolution créée sur la base de cartes géologiques et de valeurs typiques attribuées à chaque lithologie.

ANNEXE III –Travaux réalisés sur l’estimation de la recharge

Les figures III-1 à III-4 présentent les bilans en eau annuels moyens et les proportions associées des composantes hydrologiques pour les quatre bassins versants régionaux.

Les figures III-5 à III-19 présentent les hydrogrammes des puits d’observation de Guidel (sauf PSR1 qui est présenté à la section 2.2.3.2), des puits de Ploemeur ainsi que les hydrogrammes des puits de suivi à Guilligomarc’h et Hennebont. Il est possible d’observer les données météorologiques, les mesures de niveaux d’eau prises périodiquement par les capteurs (points gris) ainsi que les quelques mesures ponctuelles (points rouges) servant à valider les données périodiques.

Les figures III-20 à III-31 présentent les niveaux d’eau estimés avec le modèle GWHAT selon l’intervalle GLUE 5 à 95% ainsi que les courbes de récessions simulés pour tous les puits étudiés. Les niveaux d’eau mesurés sont également visibles et il est possible d’observer la concordance entre les hydrogrammes synthétiques et les hydrogrammes mesurés.

Les figures III-32 à III-43 présentent la variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques.

Les figures III-44 à III-55 présentent les recharges annuelles estimées avec le modèle GWHAT pour toutes les années hydrologiques disponibles (du 1^{er} octobre au 30 septembre) ainsi que les intervalles de confiance GLUE.

Les figures III-56 à III-68 présentent les valeurs annuelles des composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWHAT pour toutes les années hydrologiques disponibles (du 1^{er} octobre au 30 septembre). Les résultats sont présentés sous forme de lame d’eau équivalente.

Les figures III-69 à III-80 présentent les bilans en eau annuels moyens estimés avec le modèle GWHAT, soit les moyennes annuelles de chaque composante hydrologique sous forme de lame d’eau équivalente.

Les figures III-81 à III-92 présentent les bilans en eau mensuels moyens estimés avec le modèle GWHAT, soit les moyennes de chaque composante hydrologique pour les douze mois de l’année et sous forme de lame d’eau équivalente.

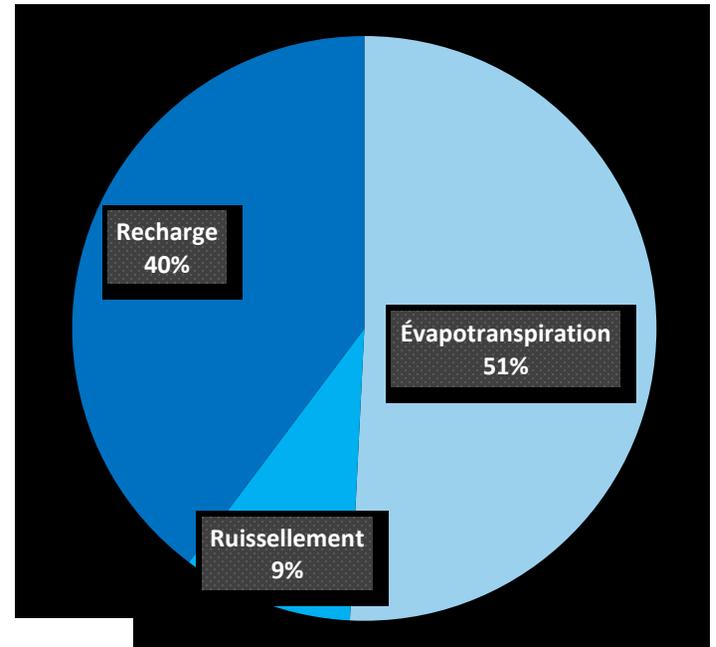
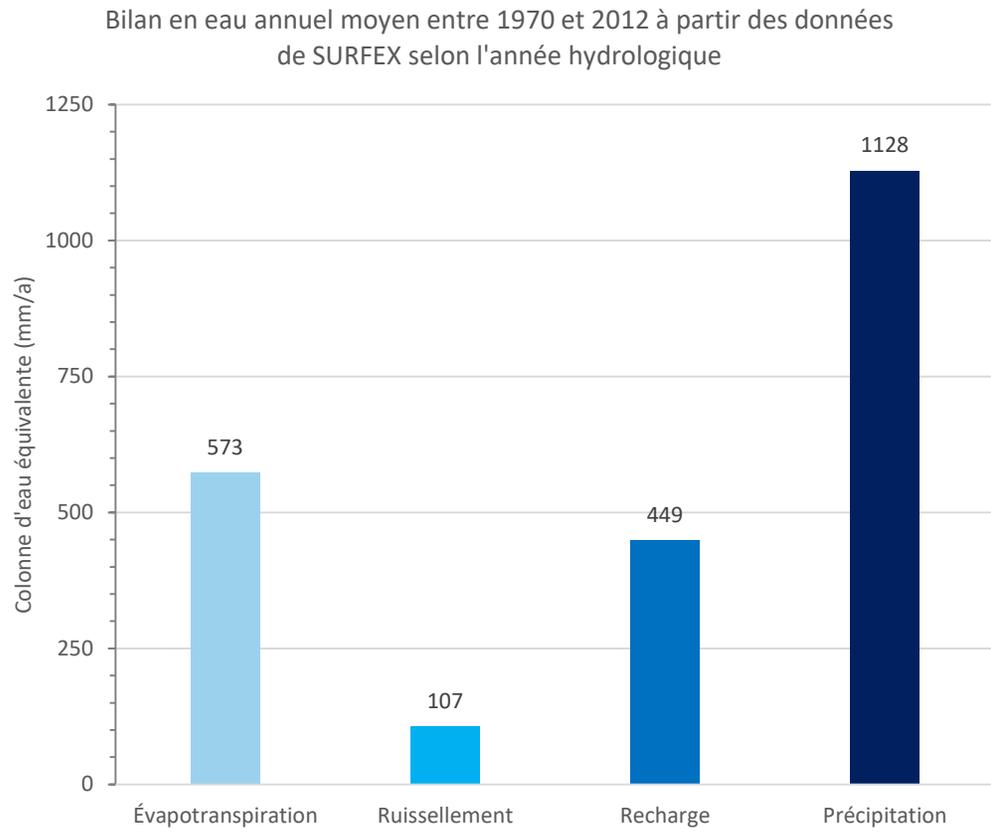


Figure III-1 : Bilan en eau annuel moyen et proportions associées des composantes hydrologiques du bassin versant de l'Ellé au Fauët.

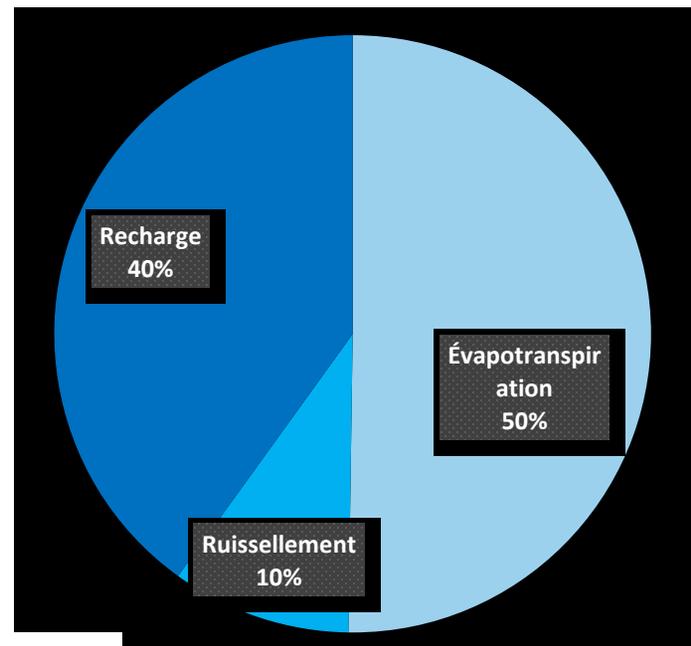
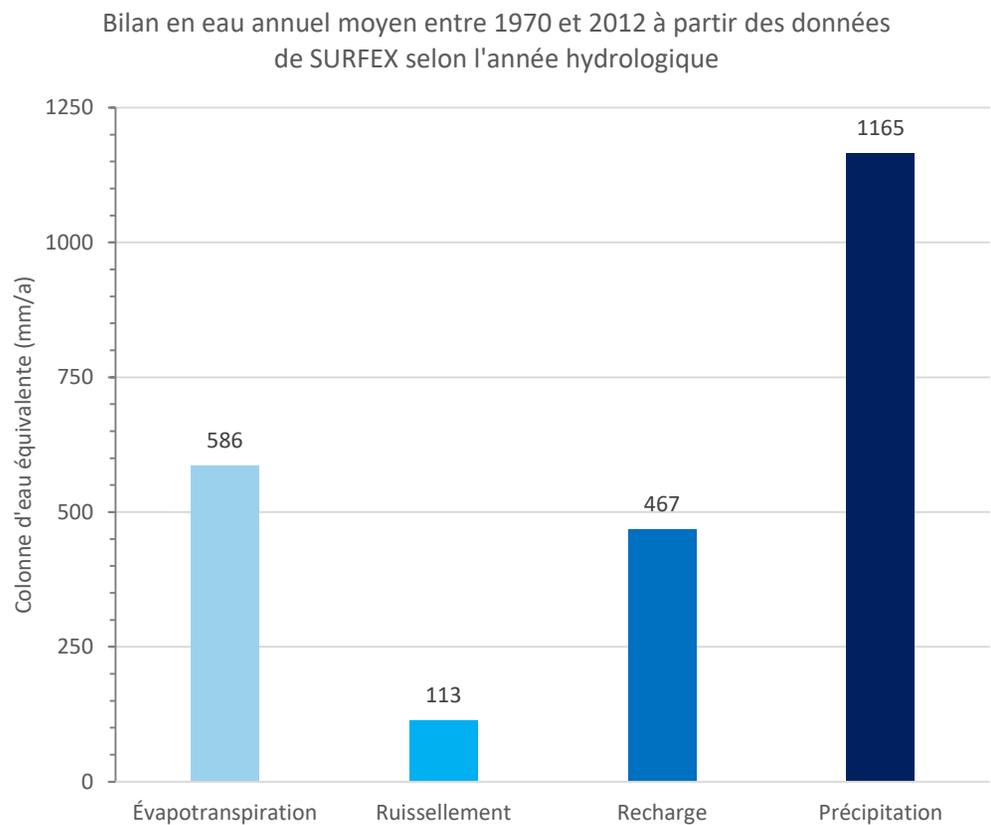


Figure III-2 : Bilan en eau annuel moyen et proportions associées des composantes hydrologiques du bassin versant de l'Isle à Quimperlé.

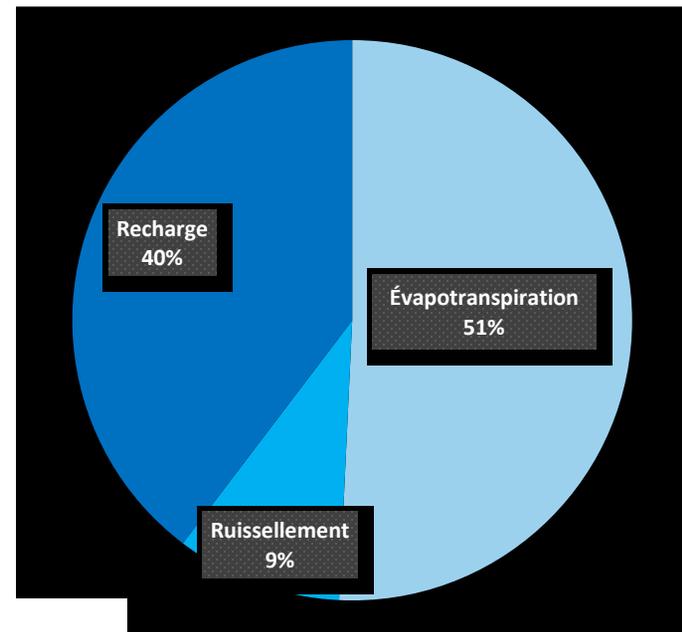
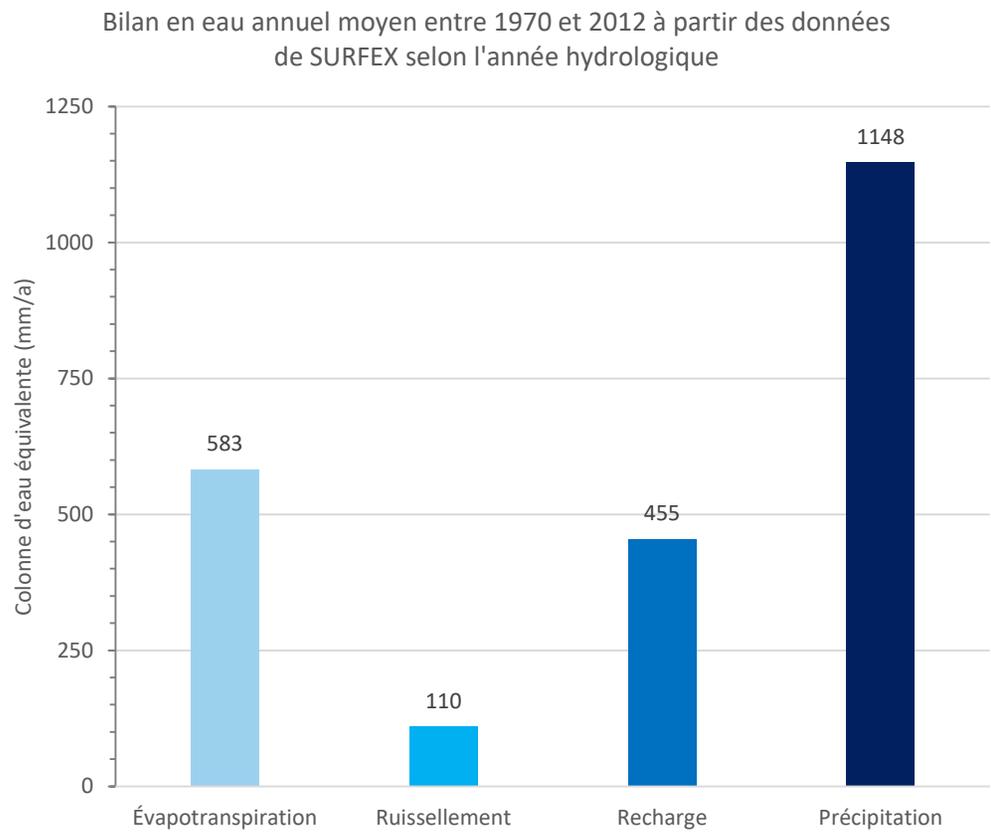


Figure III-3 : Bilan en eau annuel moyen et proportions associées des composantes hydrologiques du bassin versant de la Laïta à Quimperlé.

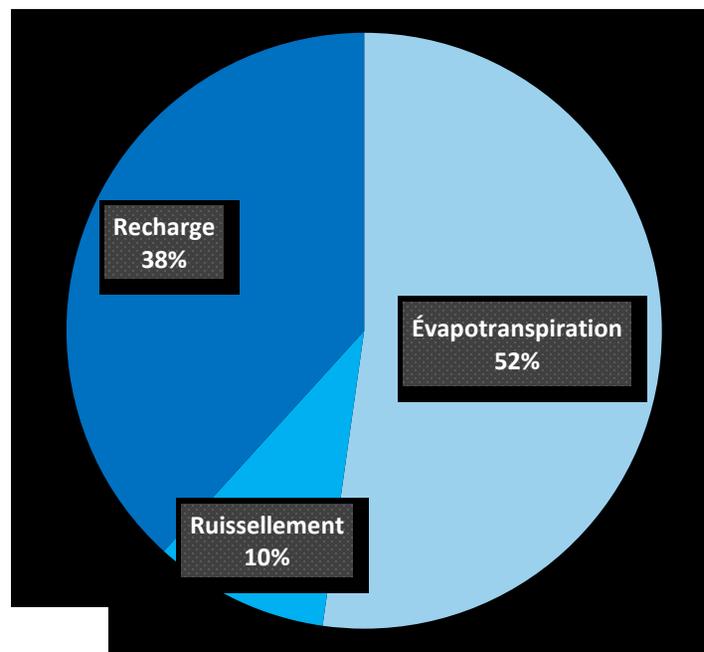
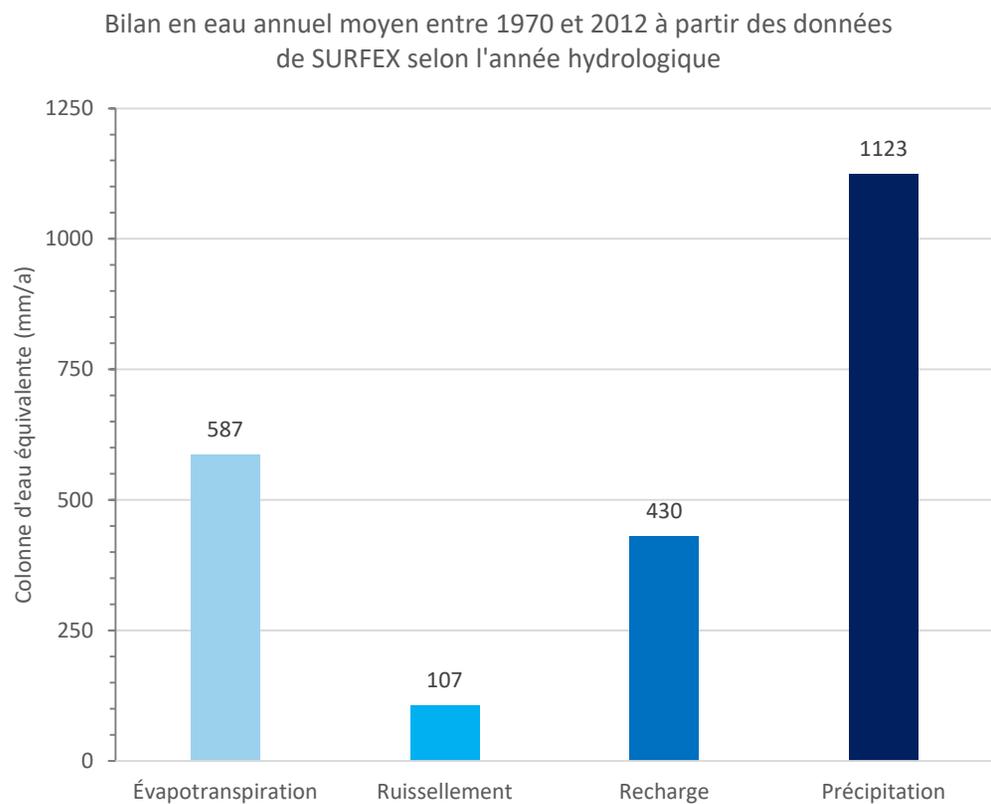


Figure III-4 : Bilan en eau annuel moyen et proportions associées des composantes hydrologiques du bassin versant du Scorff au Plouay.

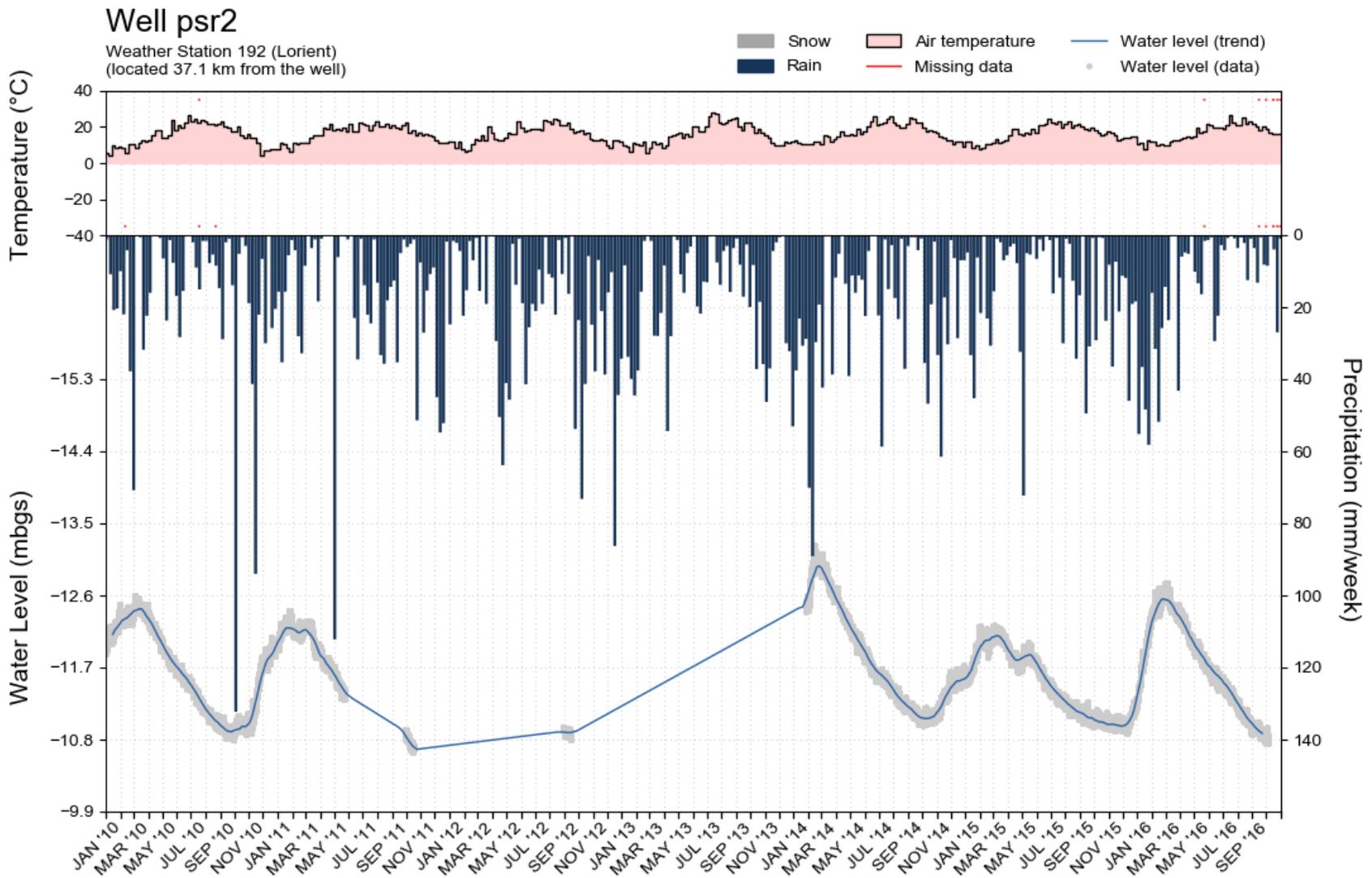


Figure III-5 : Hydrogramme du puits PSR2 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

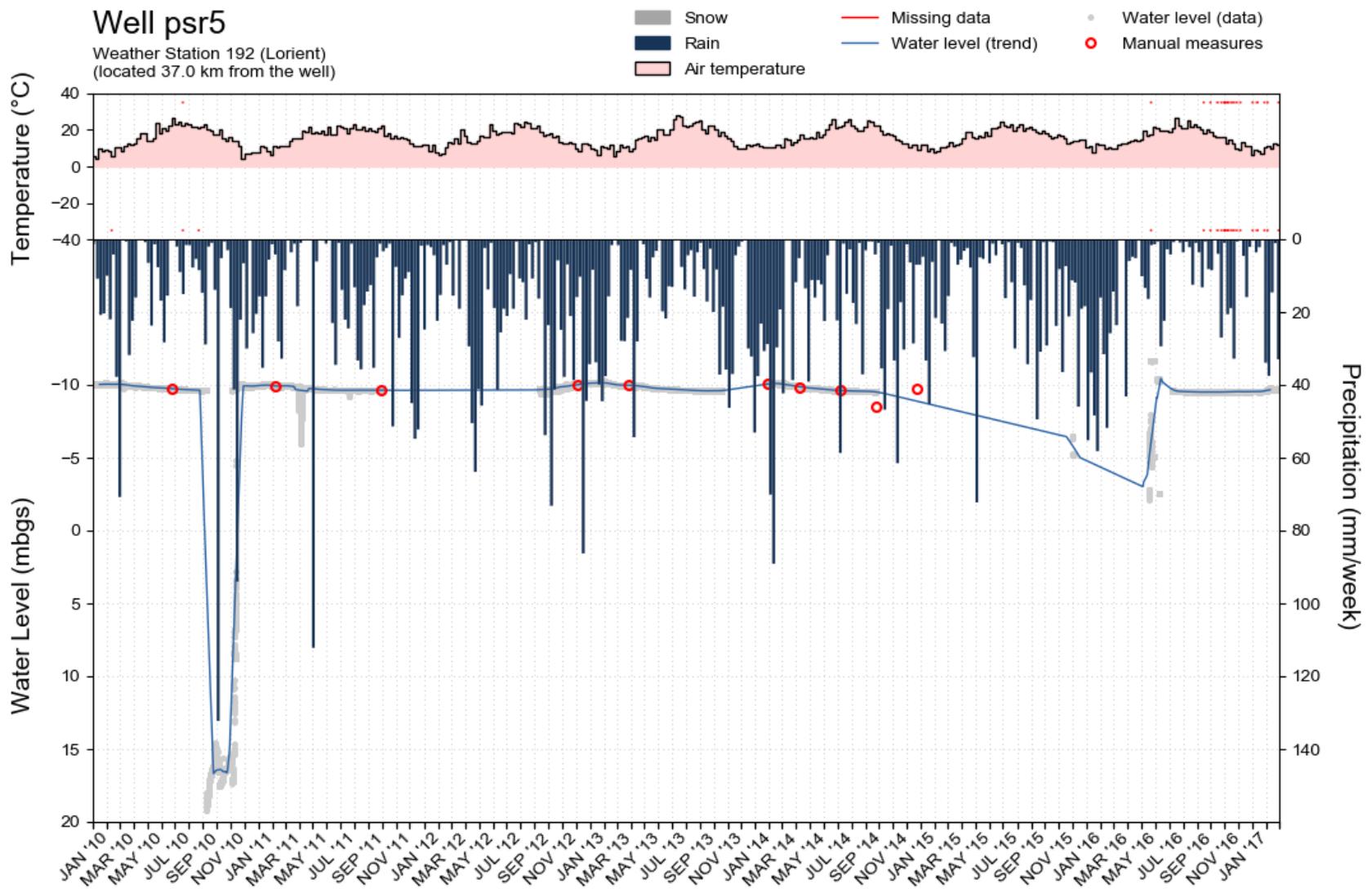


Figure III-6 : Hydrogramme du puits PSR5 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

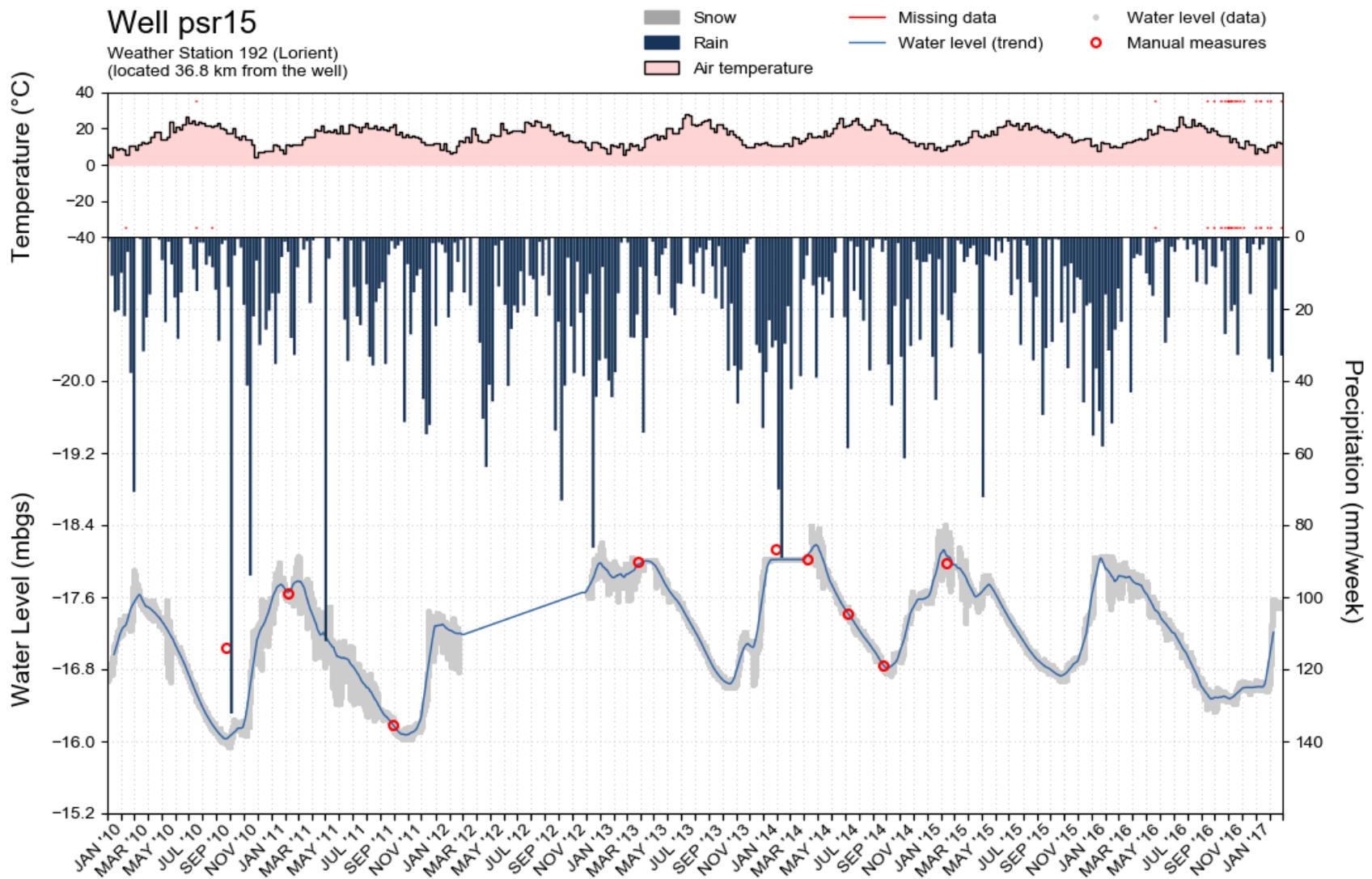


Figure III-7 : Hydrogramme du puits PSR15 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

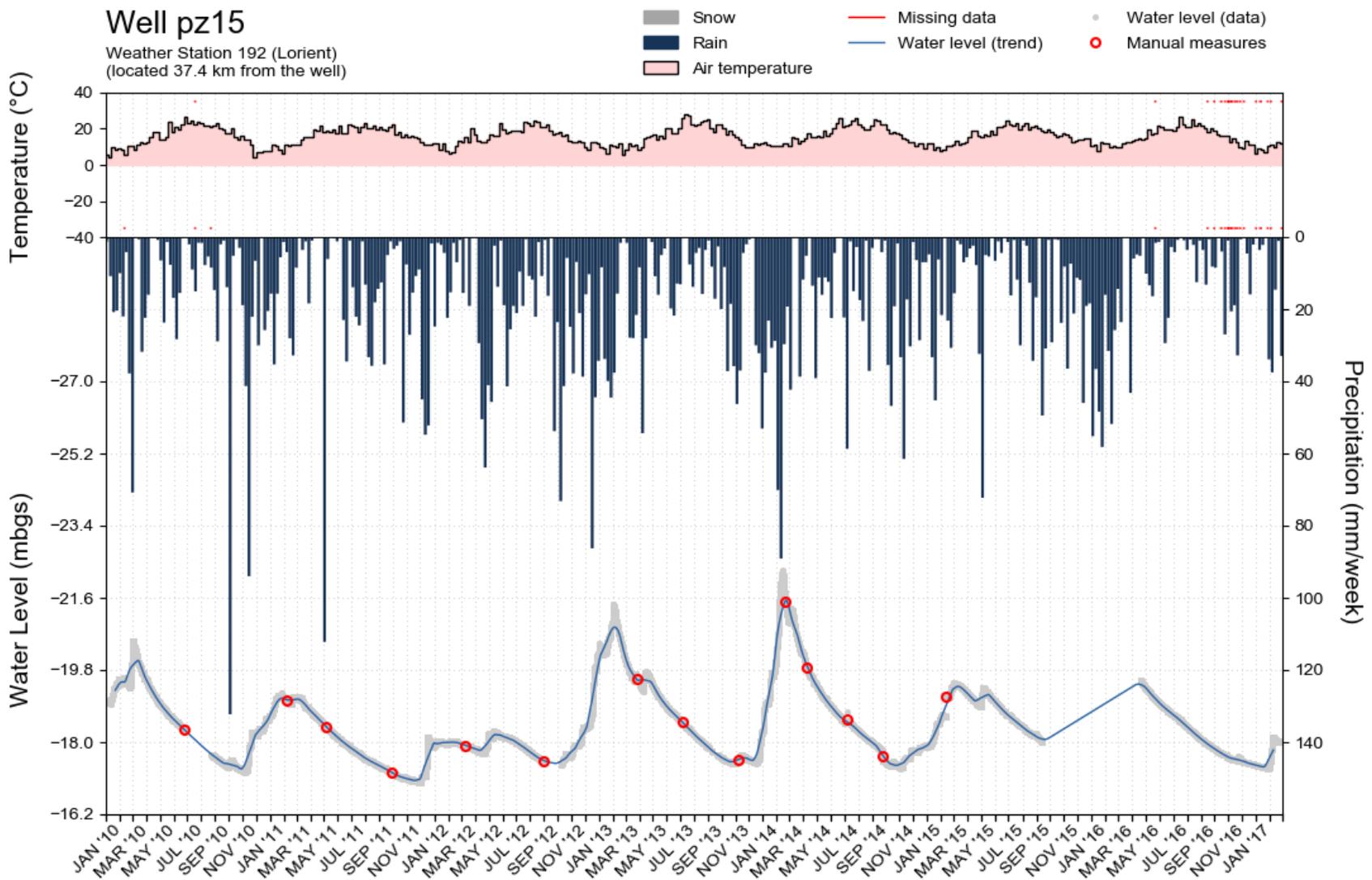


Figure III-8 : Hydrogramme du puits PZ15 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

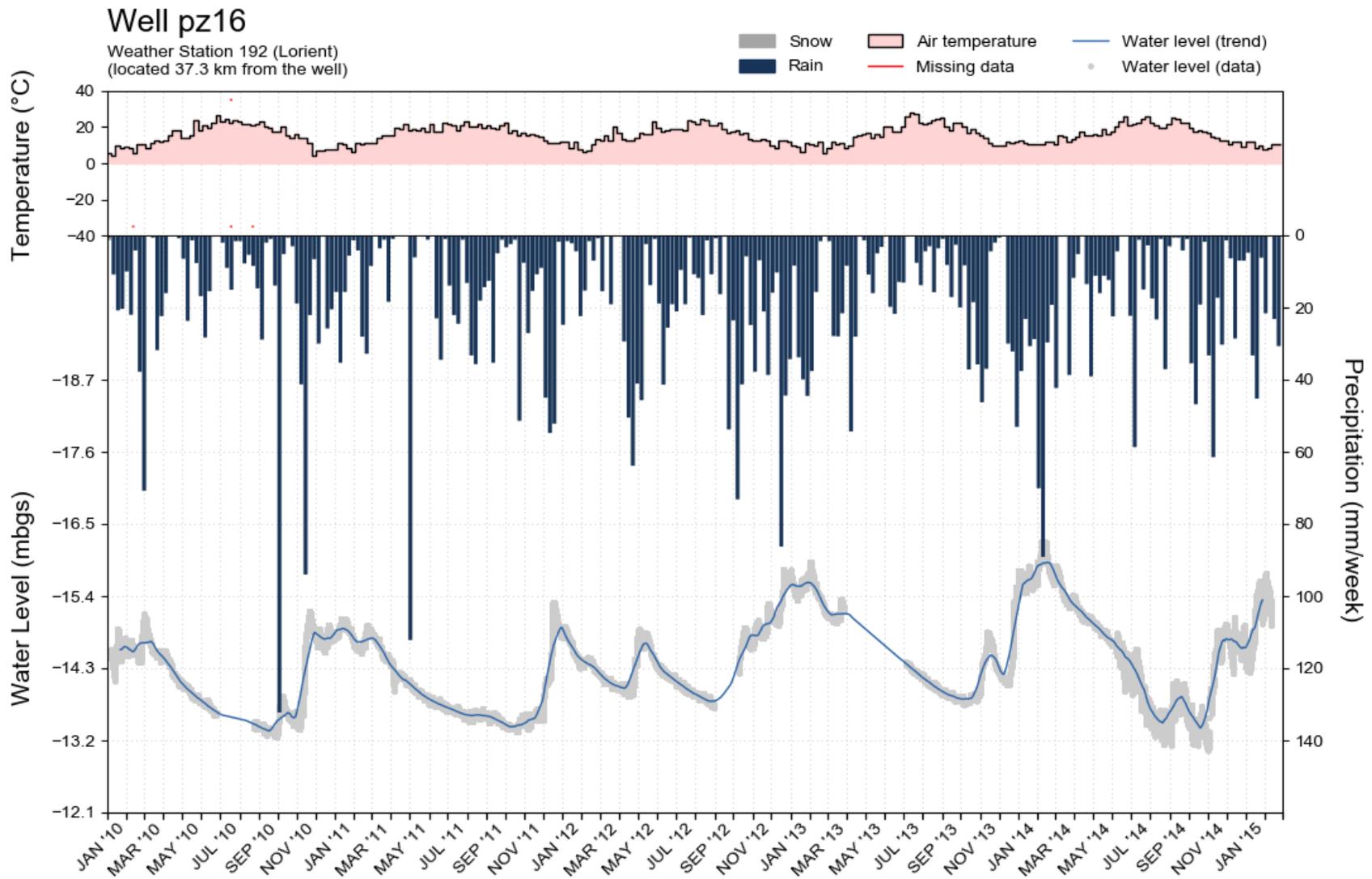


Figure III-9 : Hydrogramme du puits PZ16 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

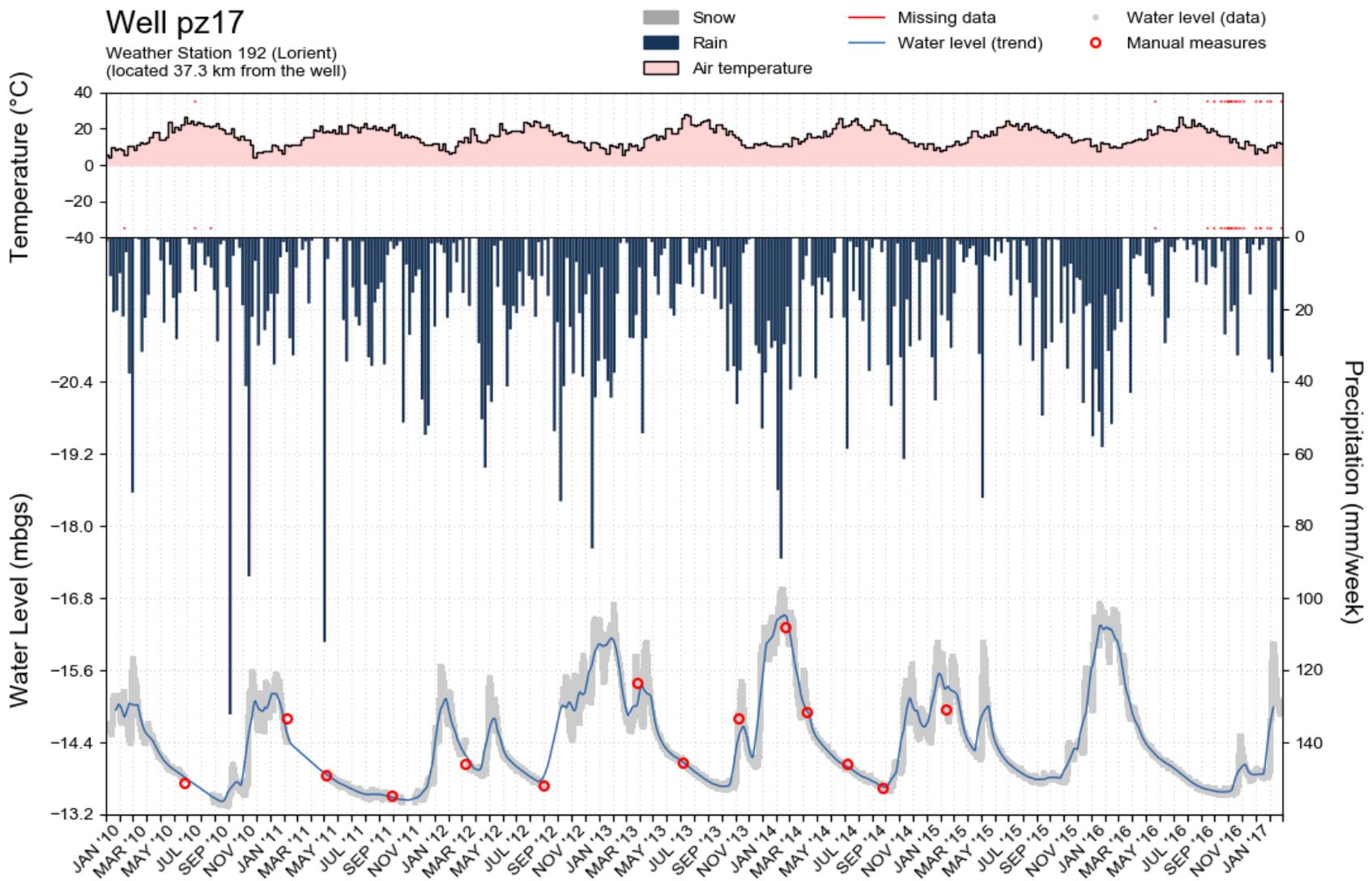


Figure III-10 : Hydrogramme du puits PZ17 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

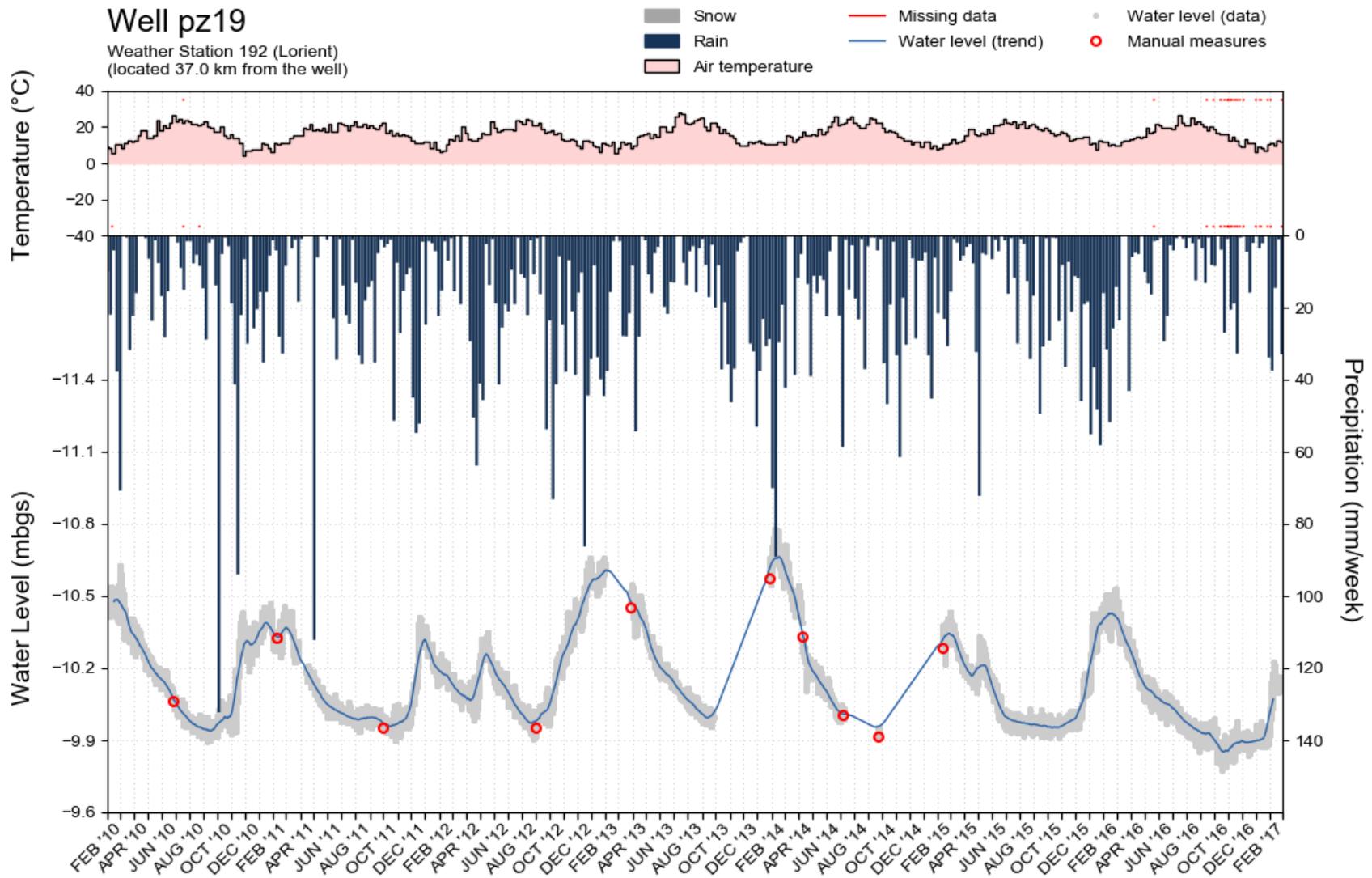


Figure III-11 : Hydrogramme du puits PZ19 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

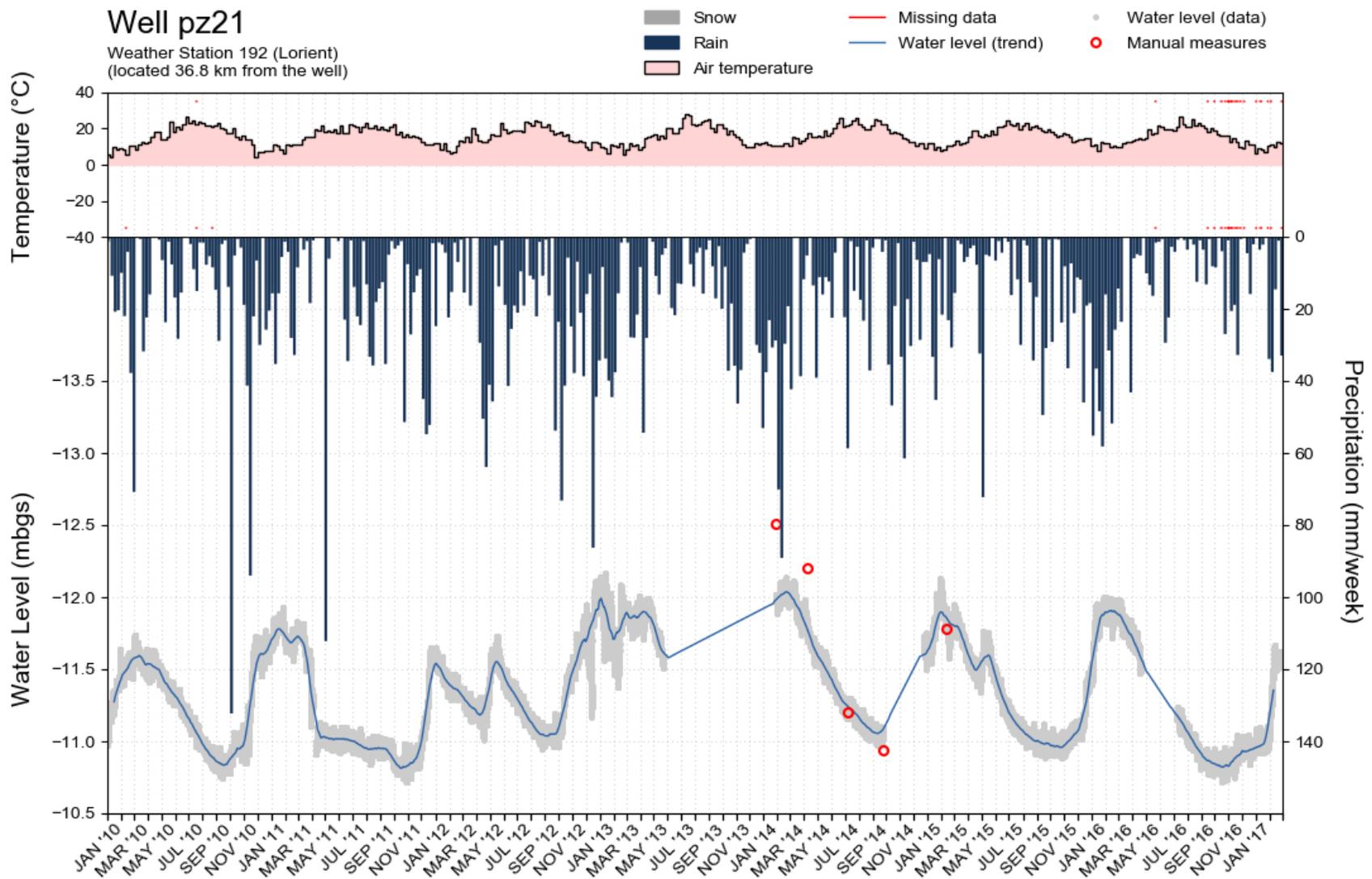


Figure III-12 : Hydrogramme du puits PZ21 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

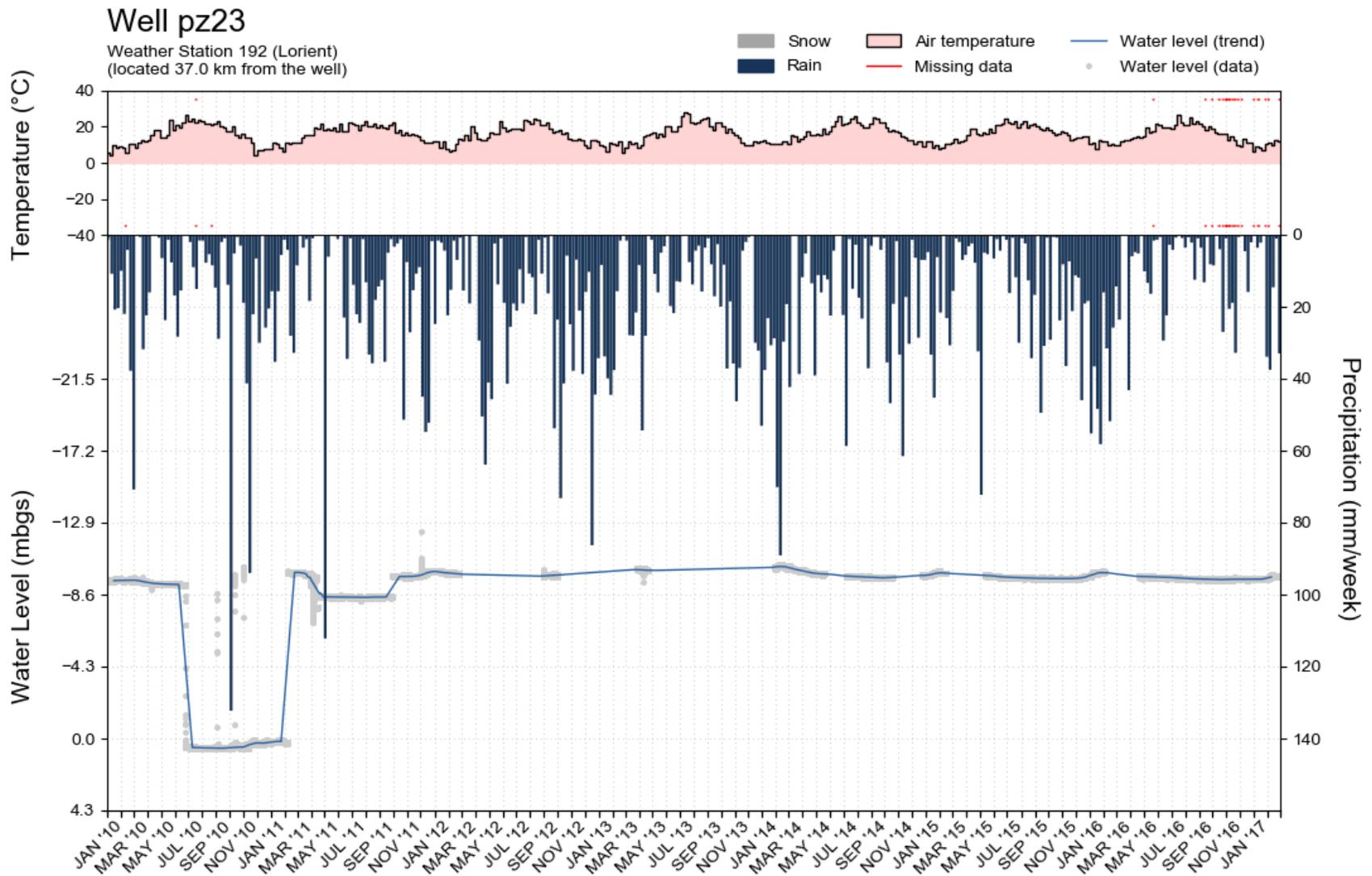


Figure III-13 : Hydrogramme du puits PZ23 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

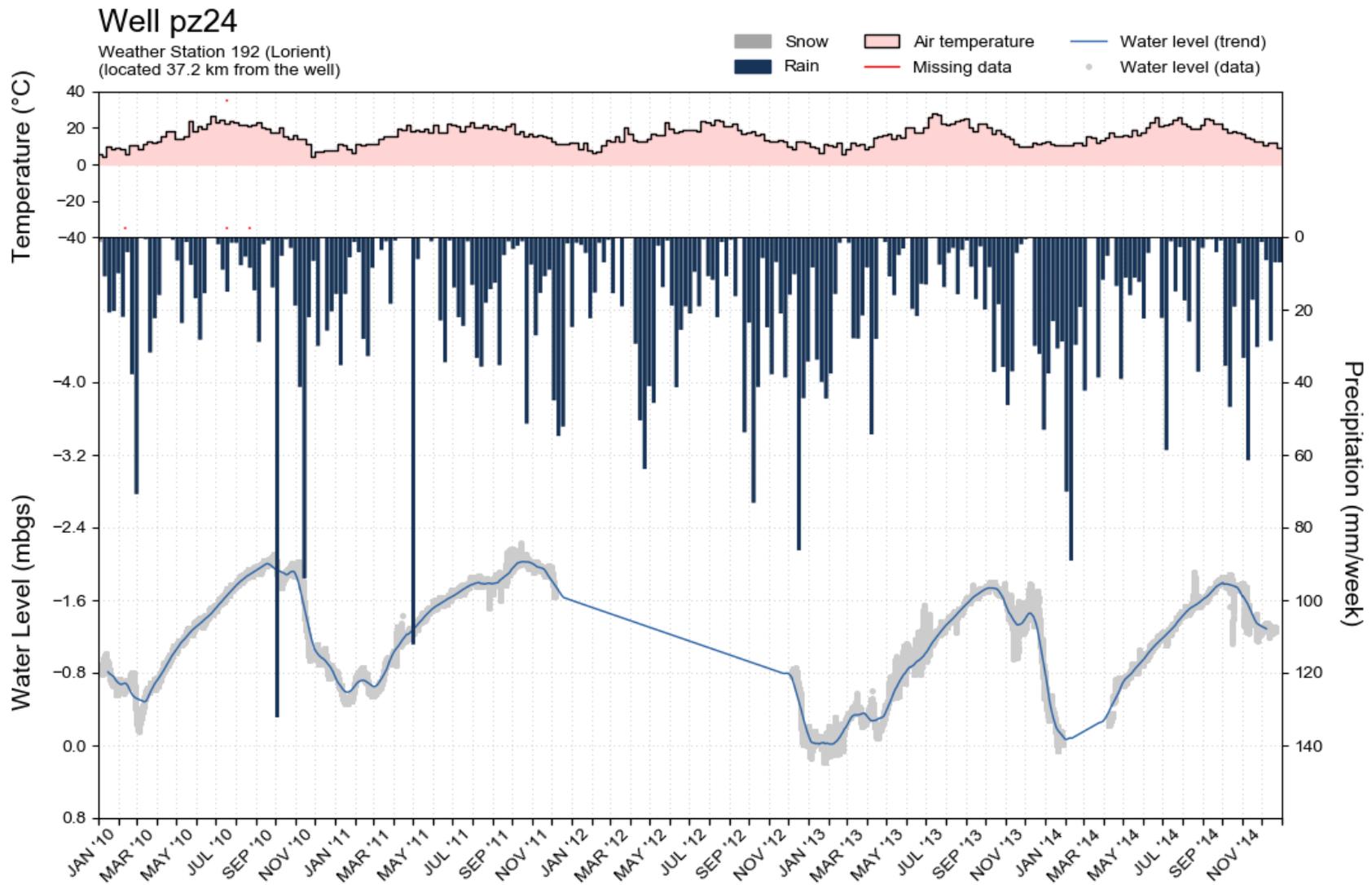


Figure III-14 : Hydrogramme du puits PZ24 près de Guidel avec les données météorologiques de la station Lorient.

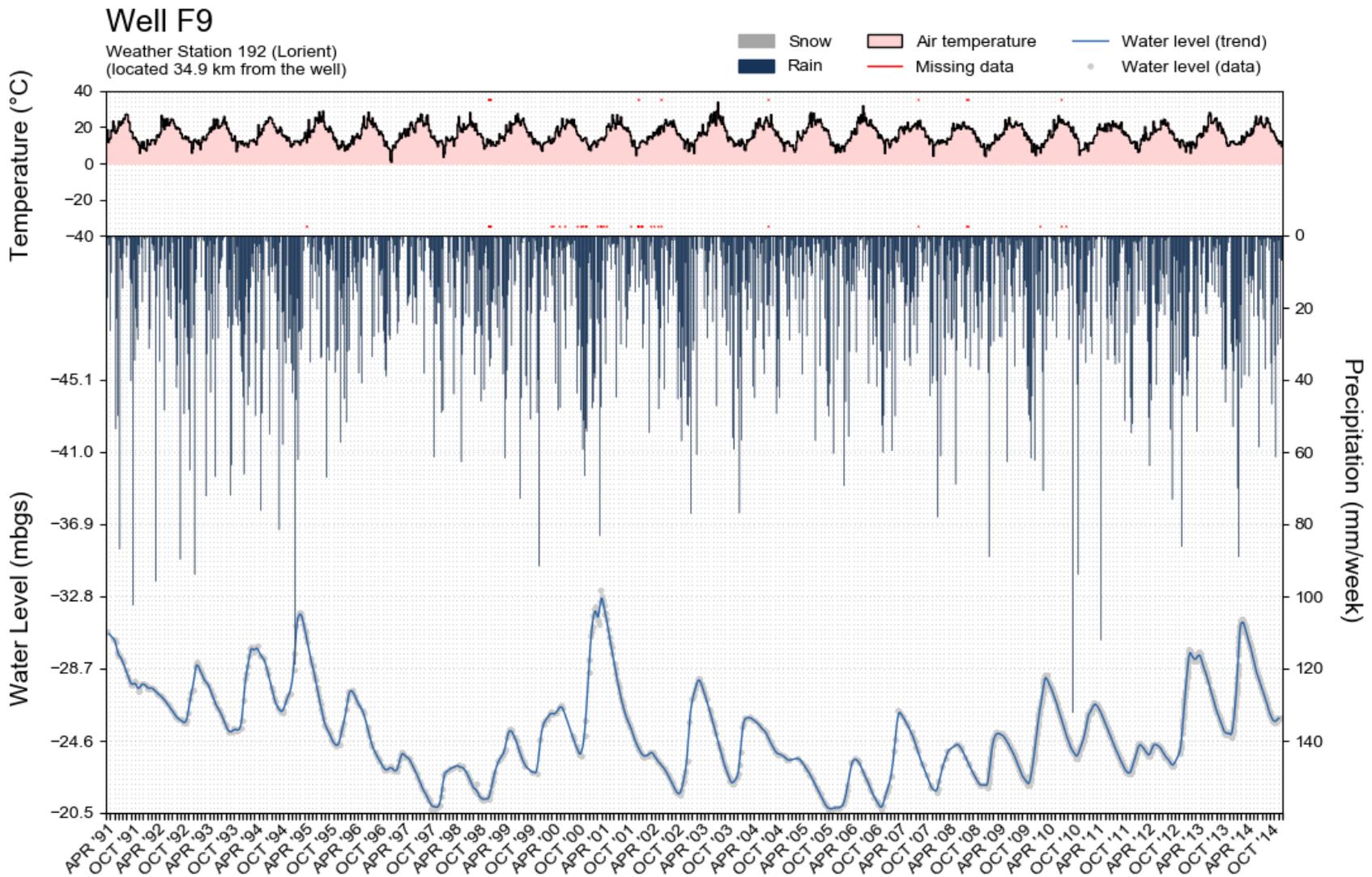


Figure III-15 : Hydrogramme du puits F9 près de Ploemeur avec les données météorologiques de la station Lorient.

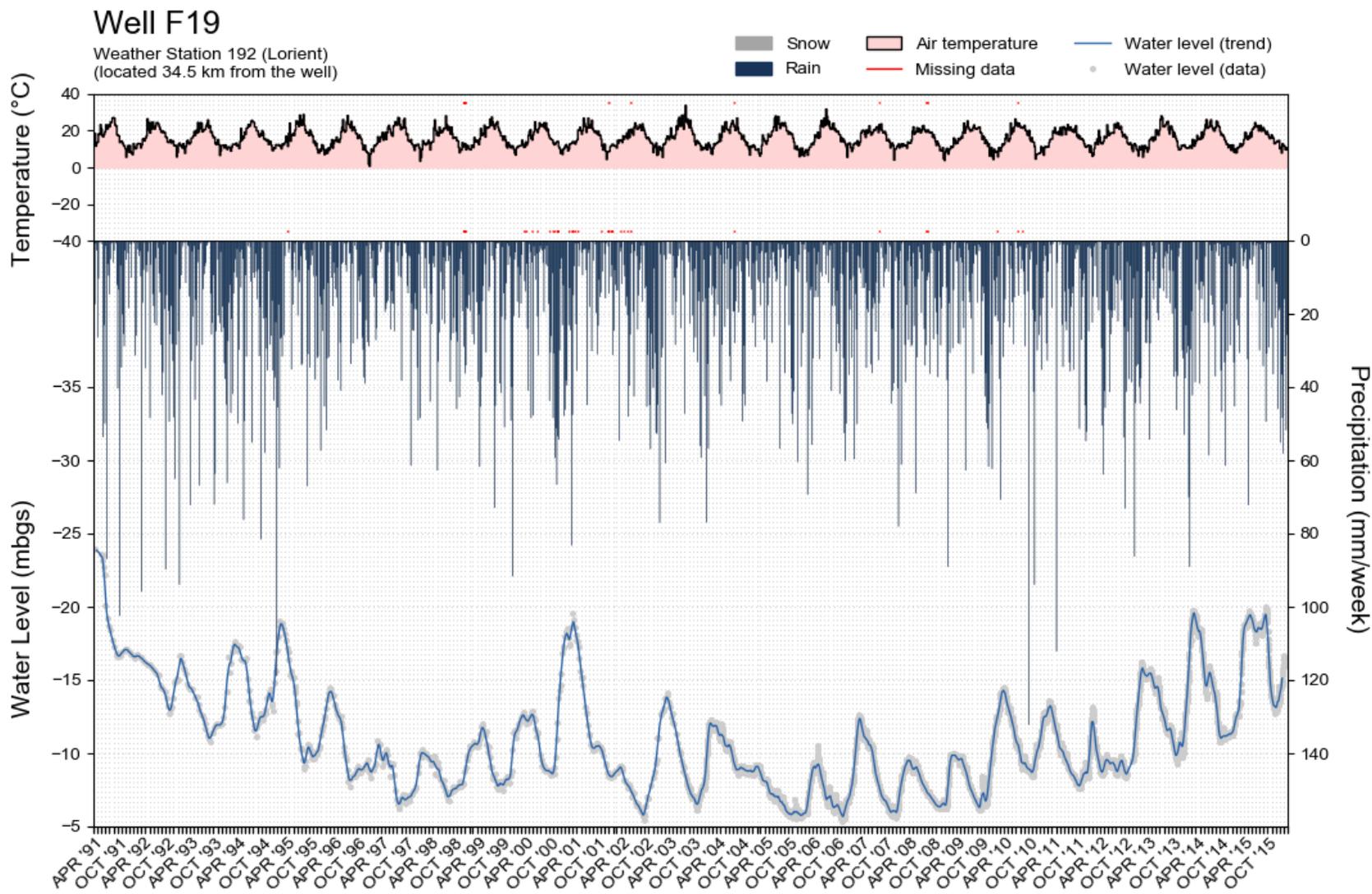


Figure III-16 : Hydrogramme du puits F19 près de Ploemeur avec les données météorologiques de la station Lorient.

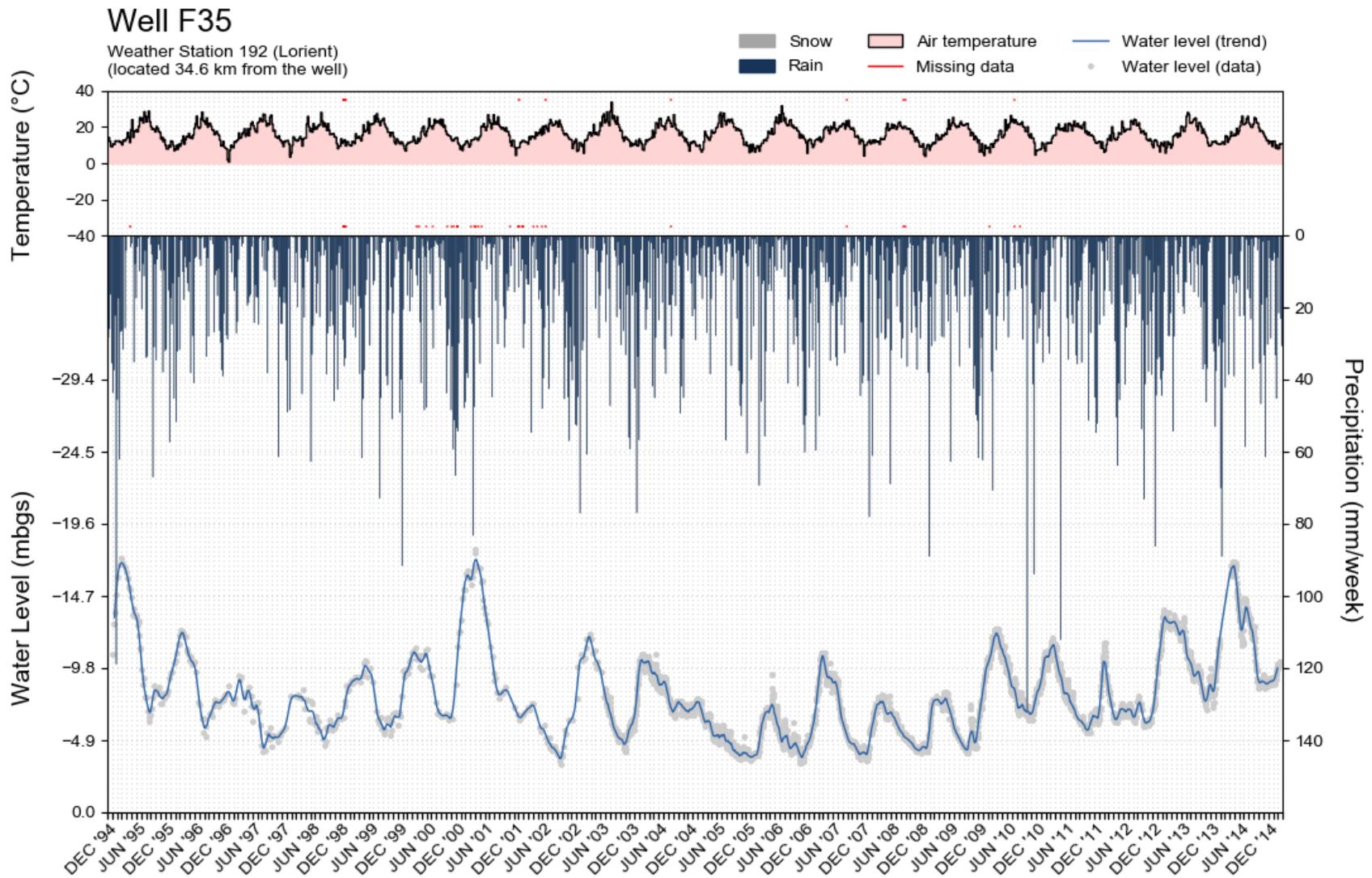


Figure III-17 : Hydrogramme du puits F35 près de Ploemeur avec les données météorologiques de la station Lorient.

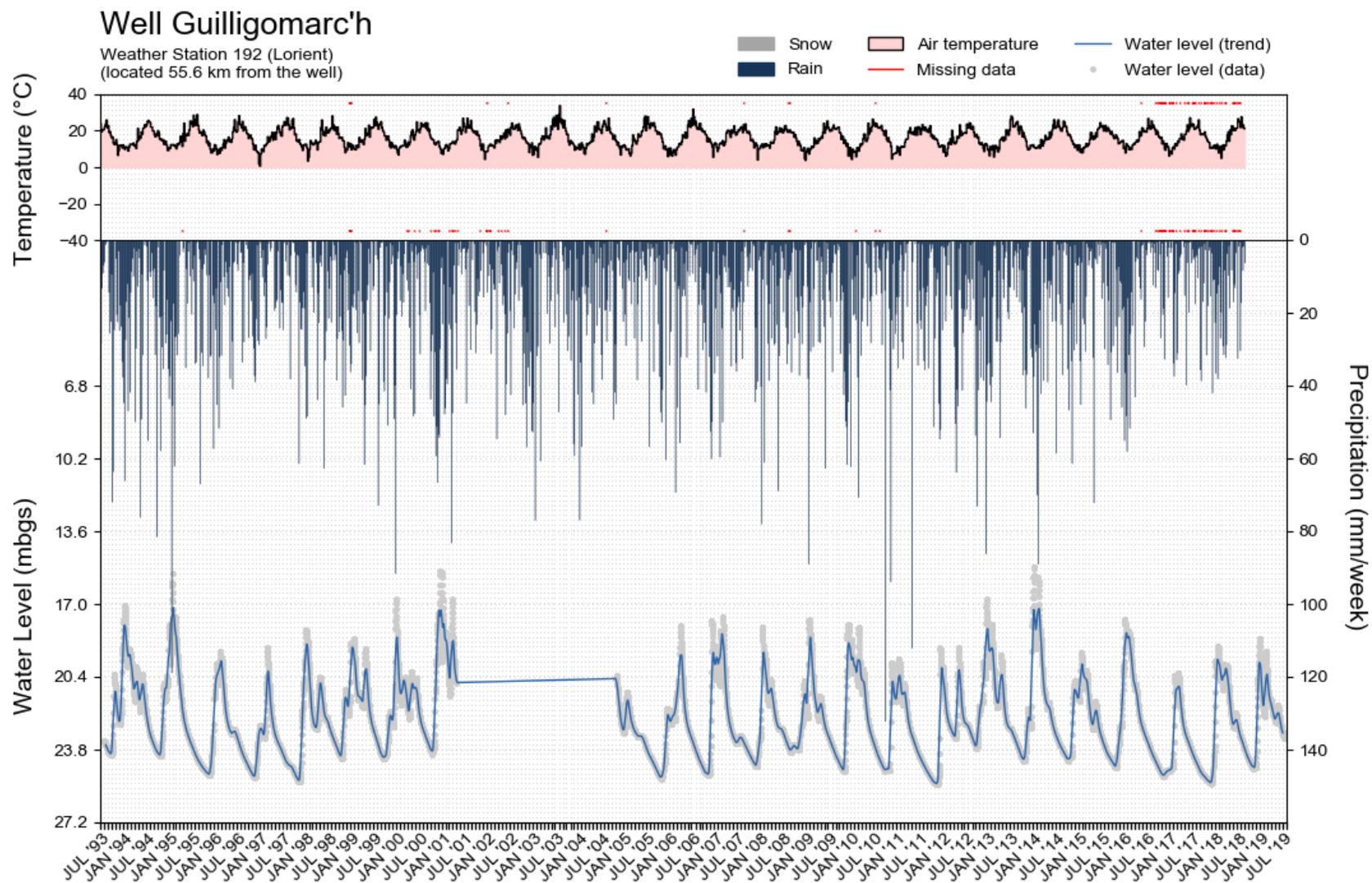


Figure III-18 : Hydrogramme du puits de suivi de Saint-Éloi à Guilligomarc'h avec les données météorologiques de la station Lorient.

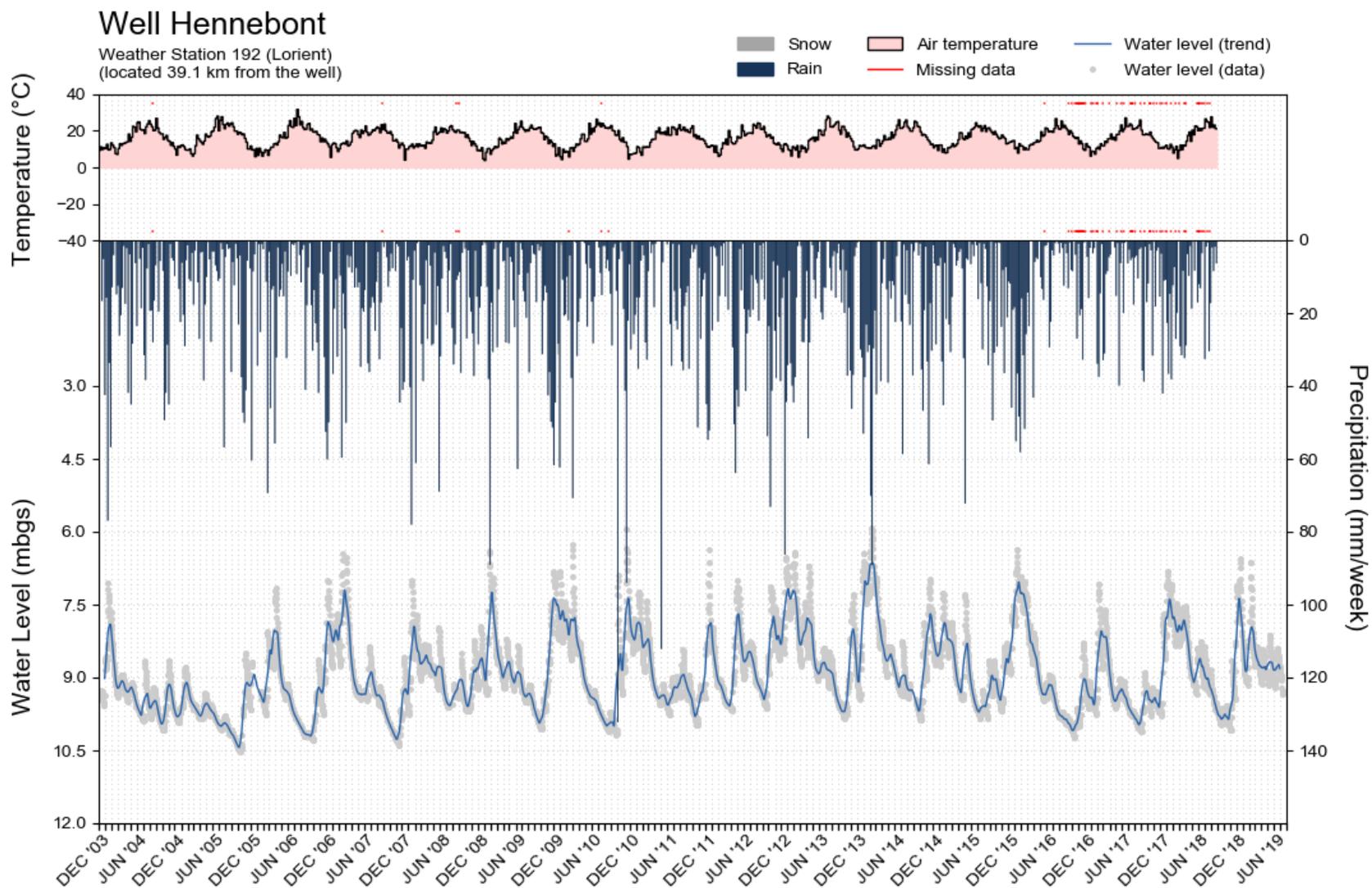


Figure III-19 : Hydrogramme du puits de suivi de Kerbillan à Hennebont avec les données météorologiques de la station Lorient.

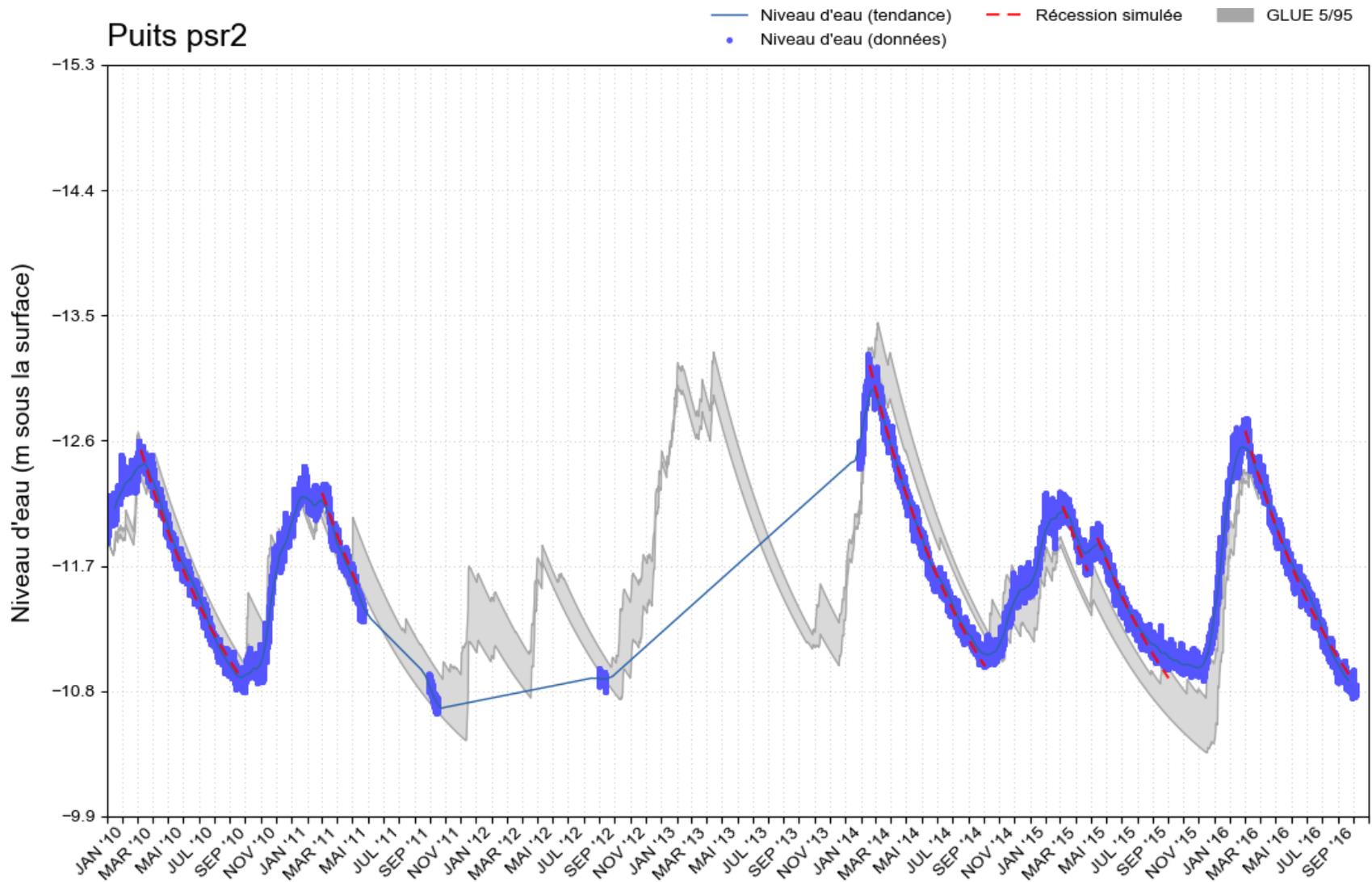


Figure III-20 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits PSR2.

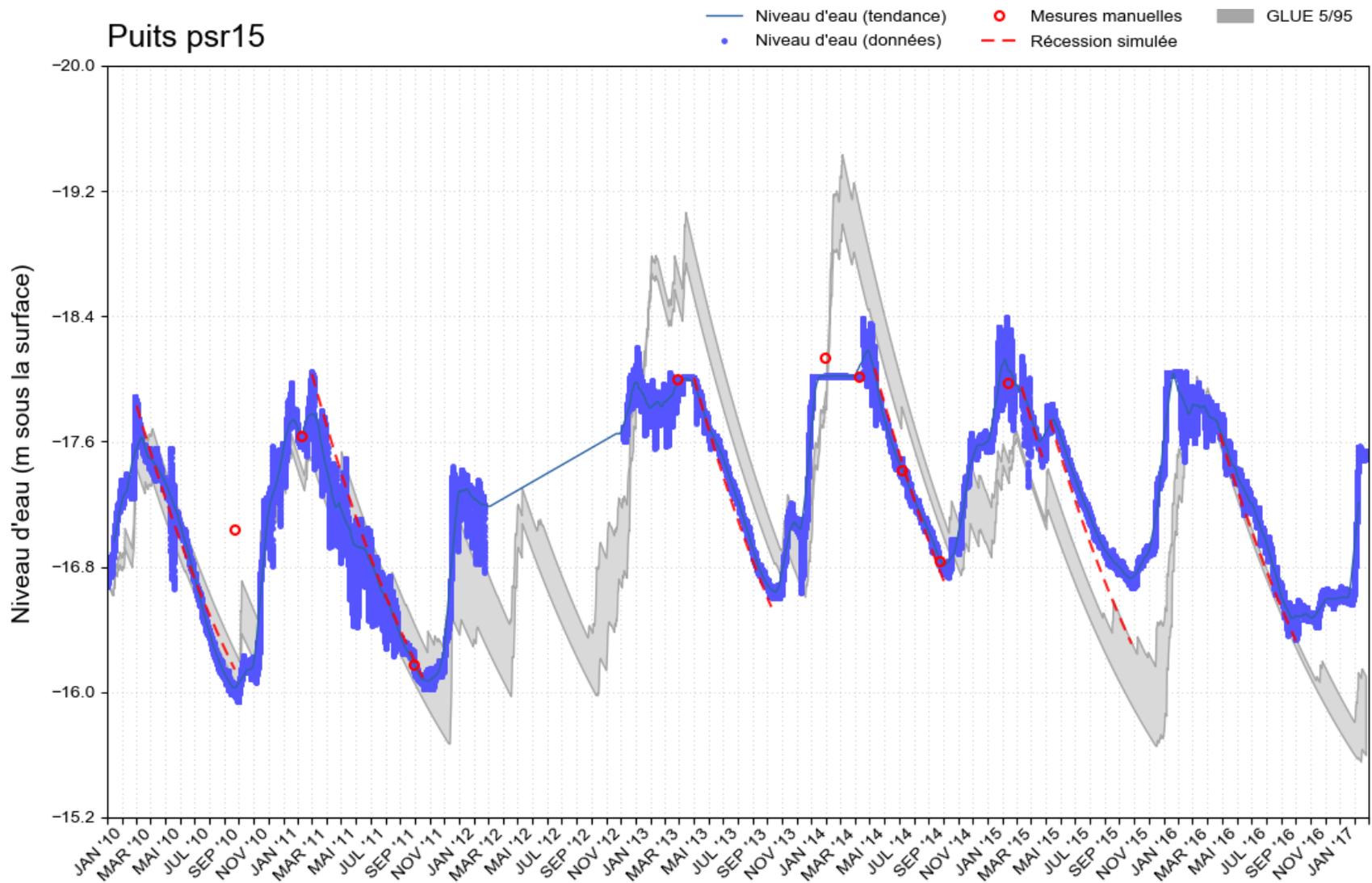


Figure III-21 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits PSR15.

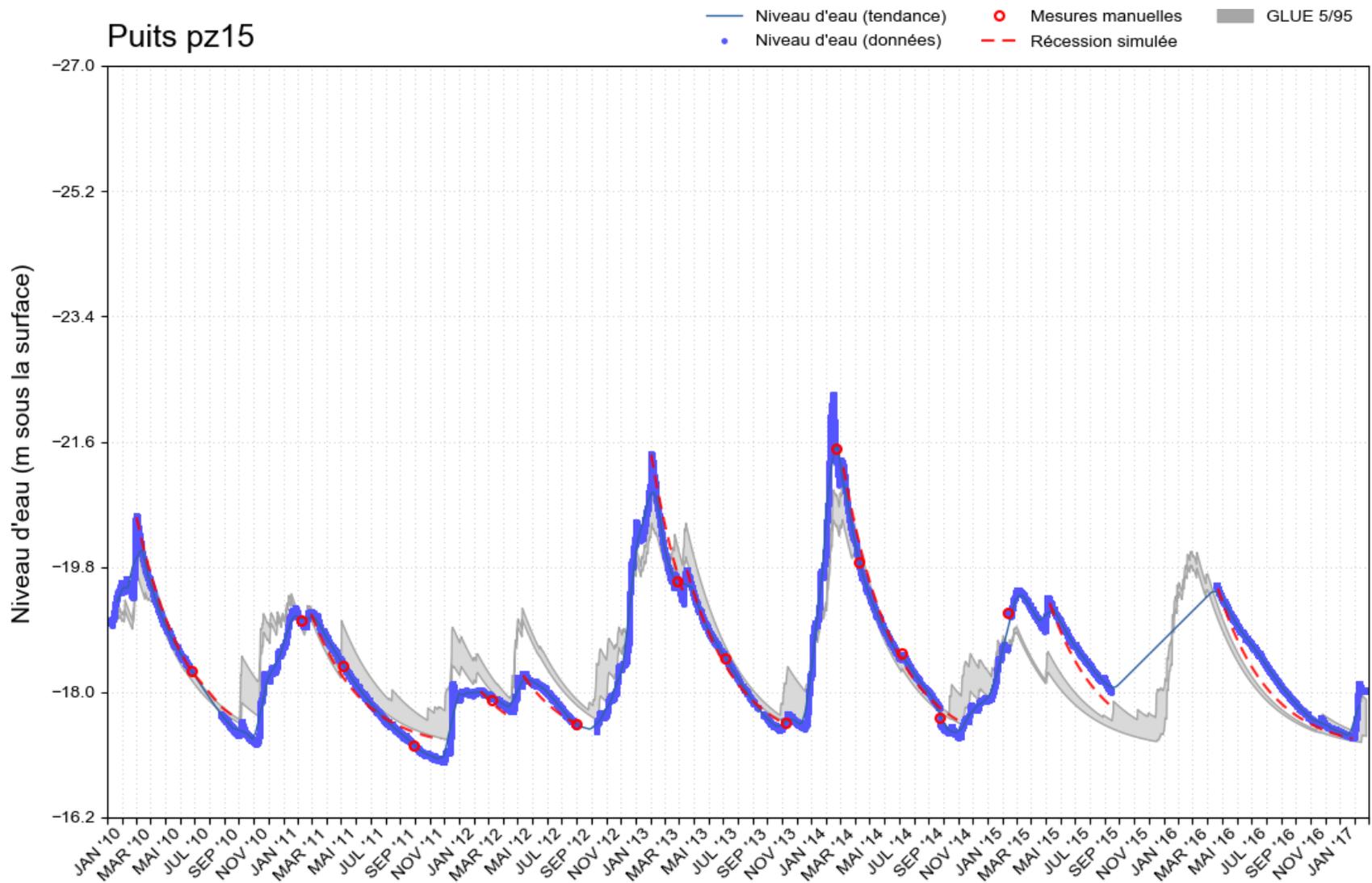


Figure III-22 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits PZ15.

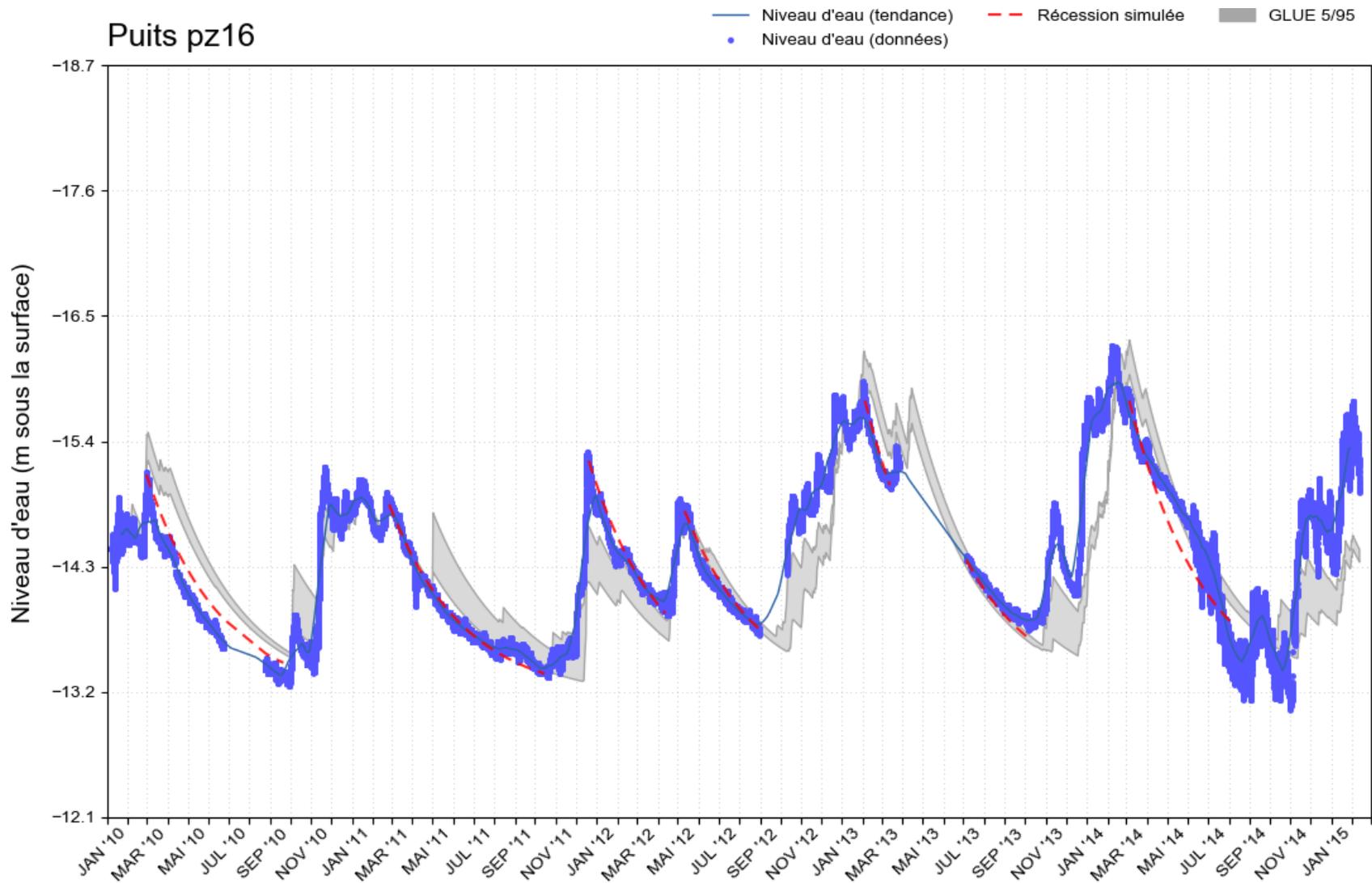


Figure III-23 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits PZ16.

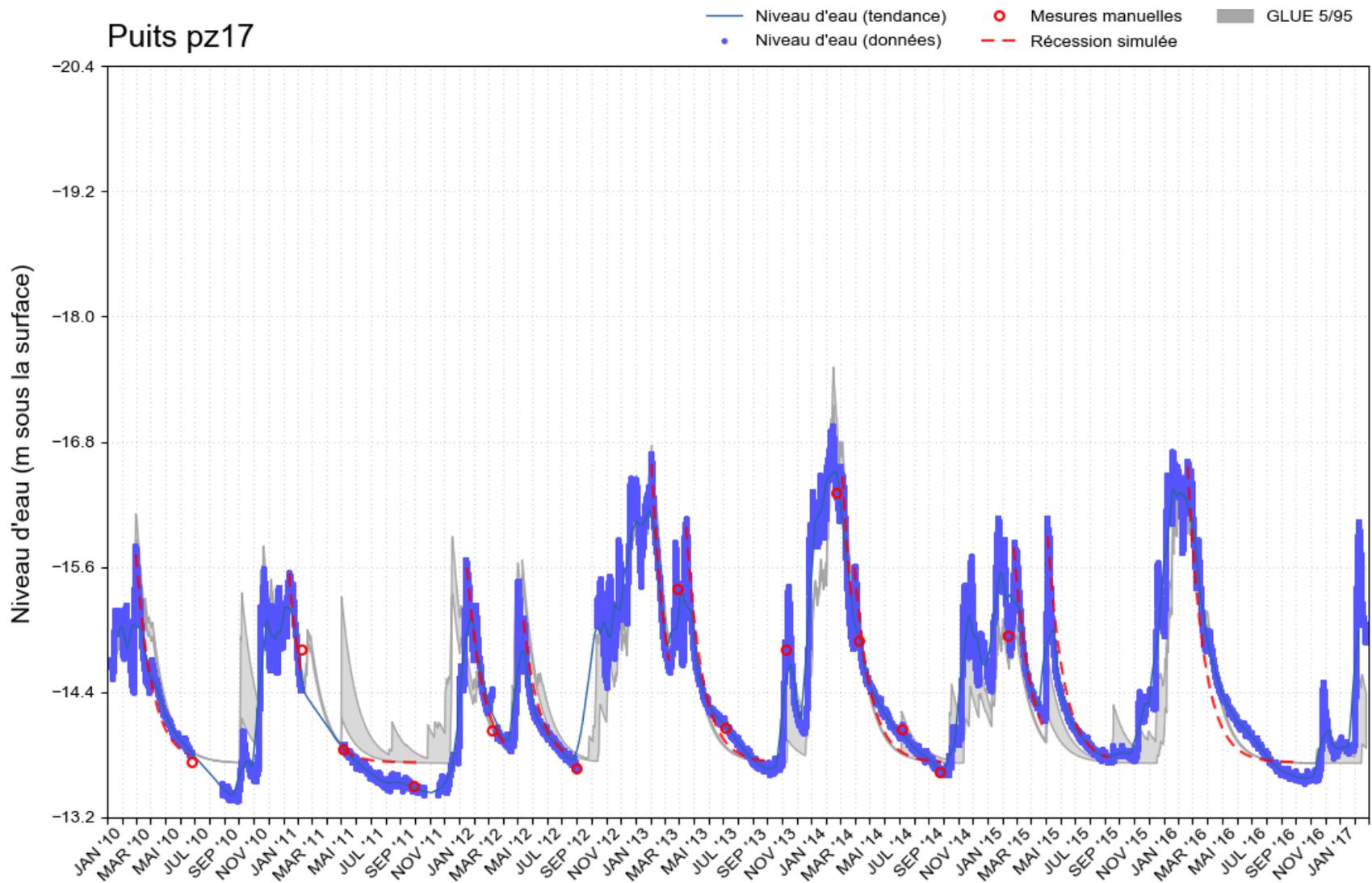


Figure III-24 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits PZ17.

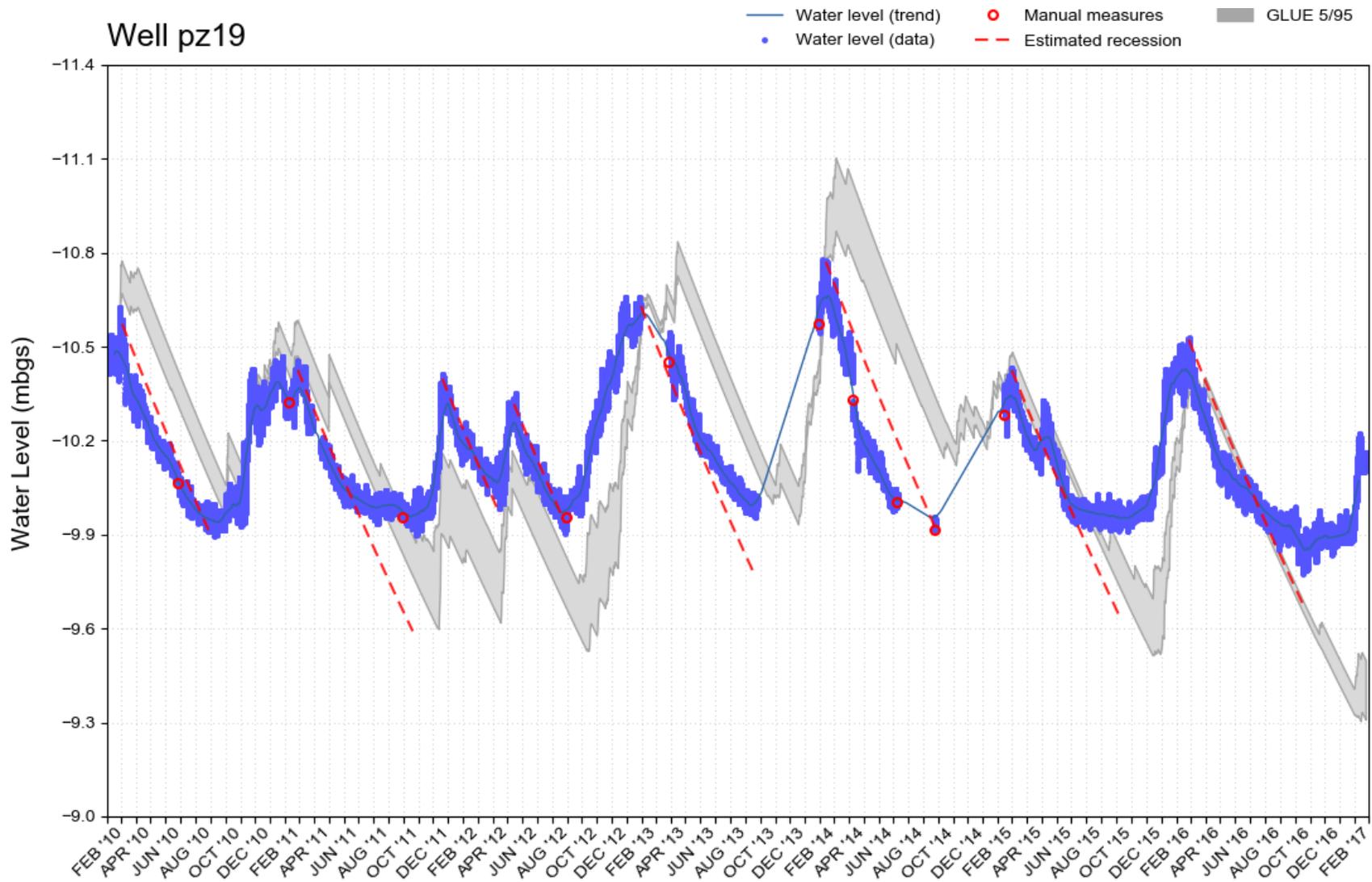


Figure III-25 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits PZ19.

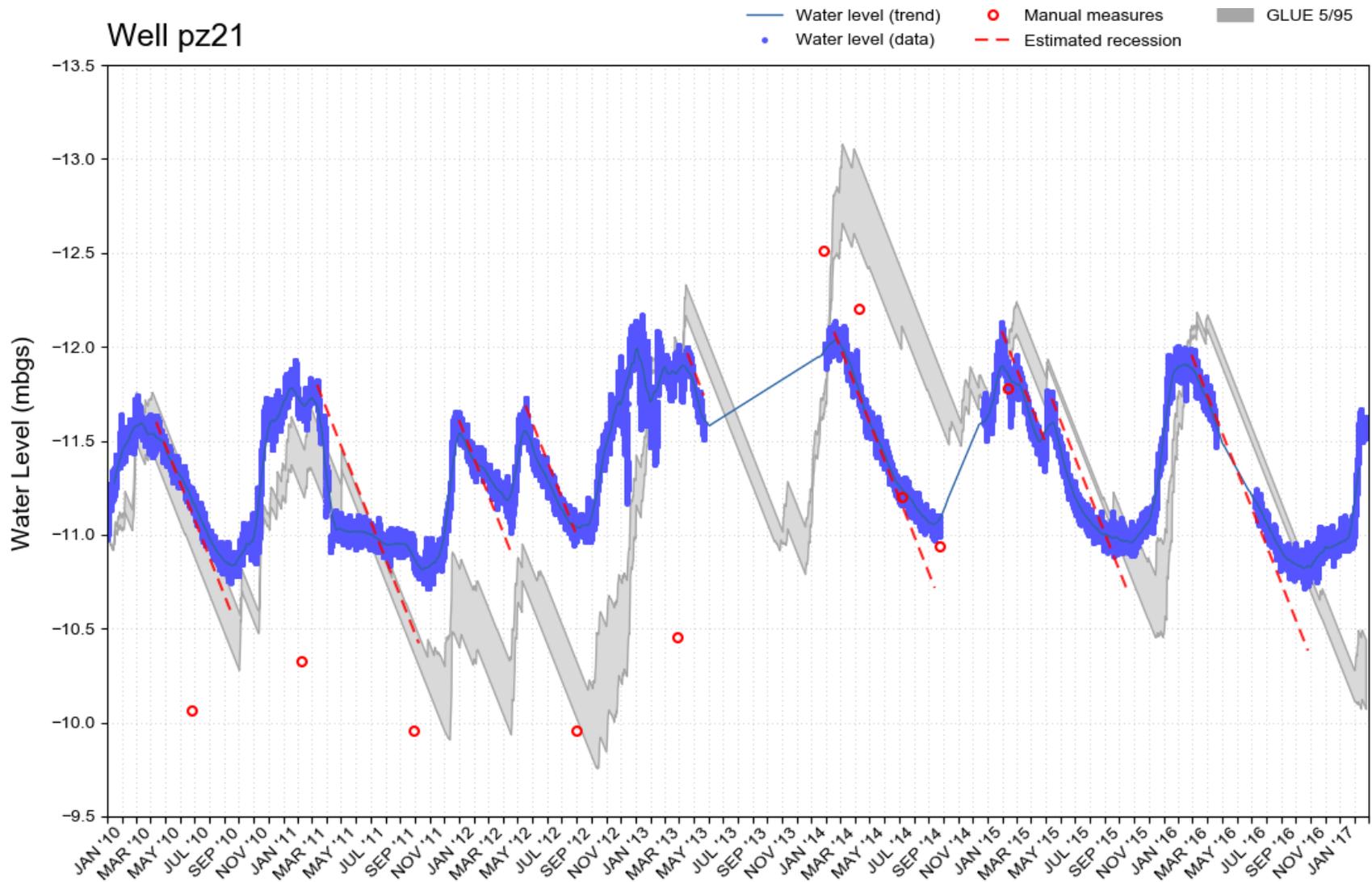


Figure III-26 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits PZ21.

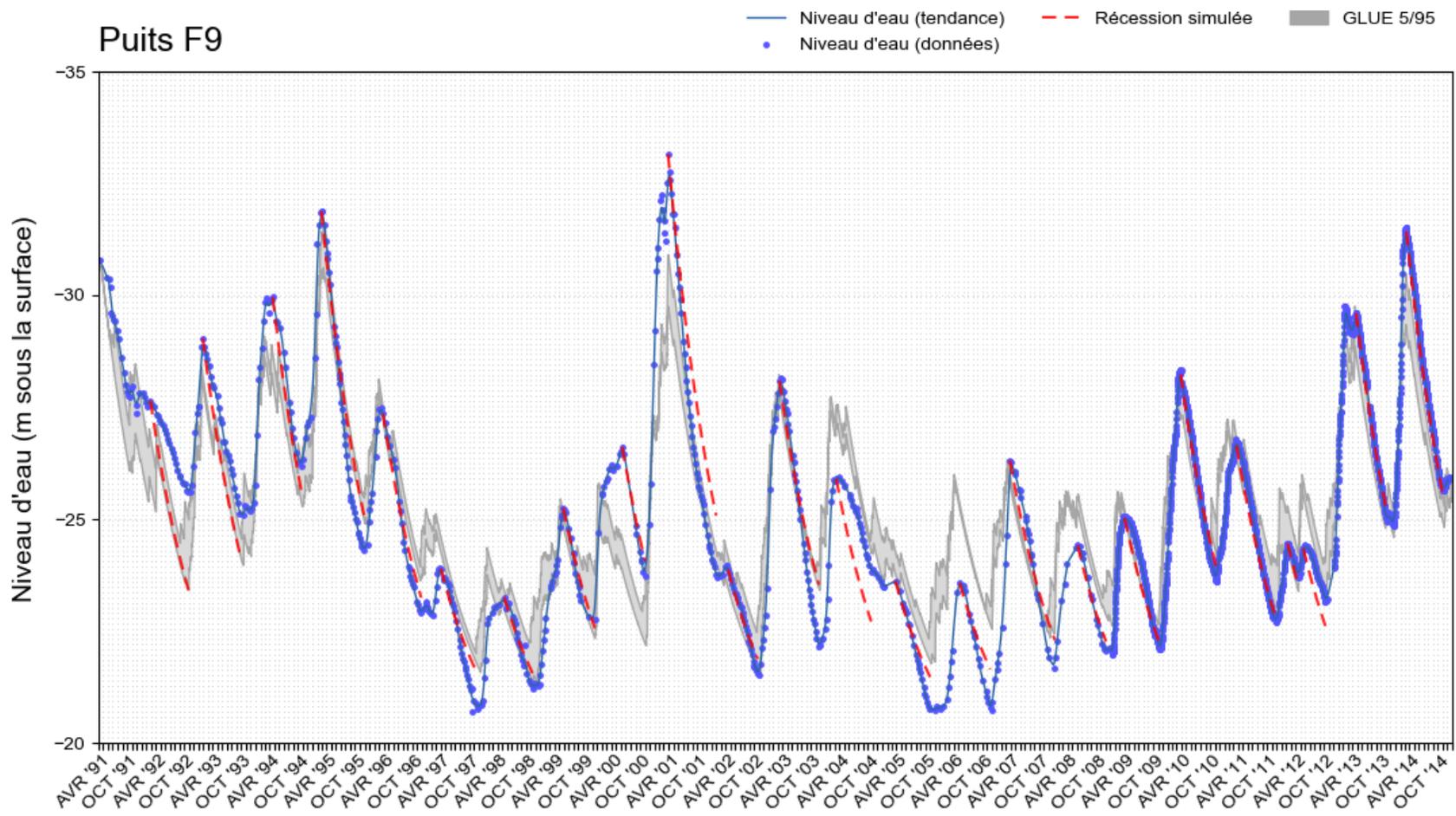


Figure III-27 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits F9.

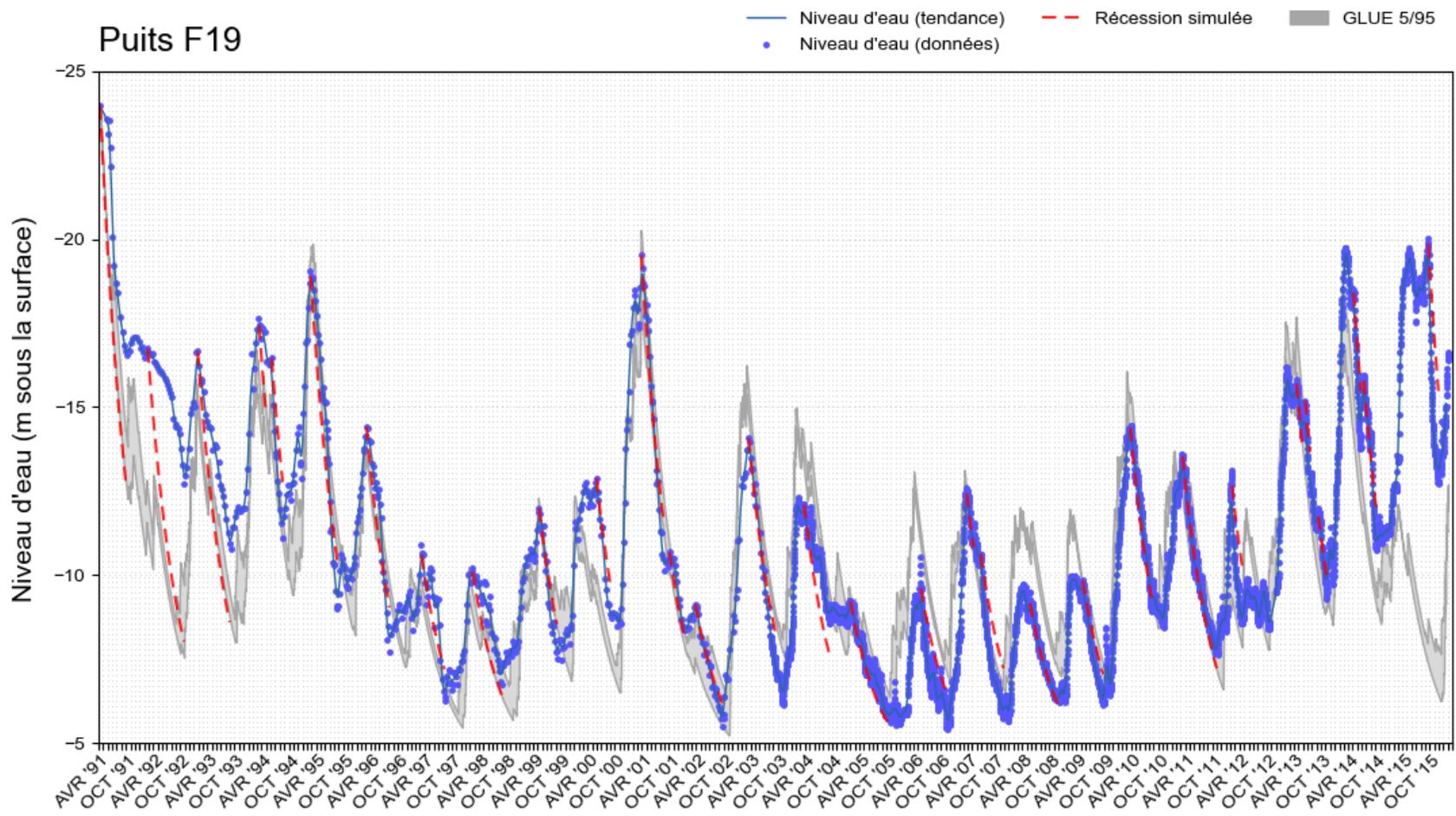


Figure III-28 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits F19.

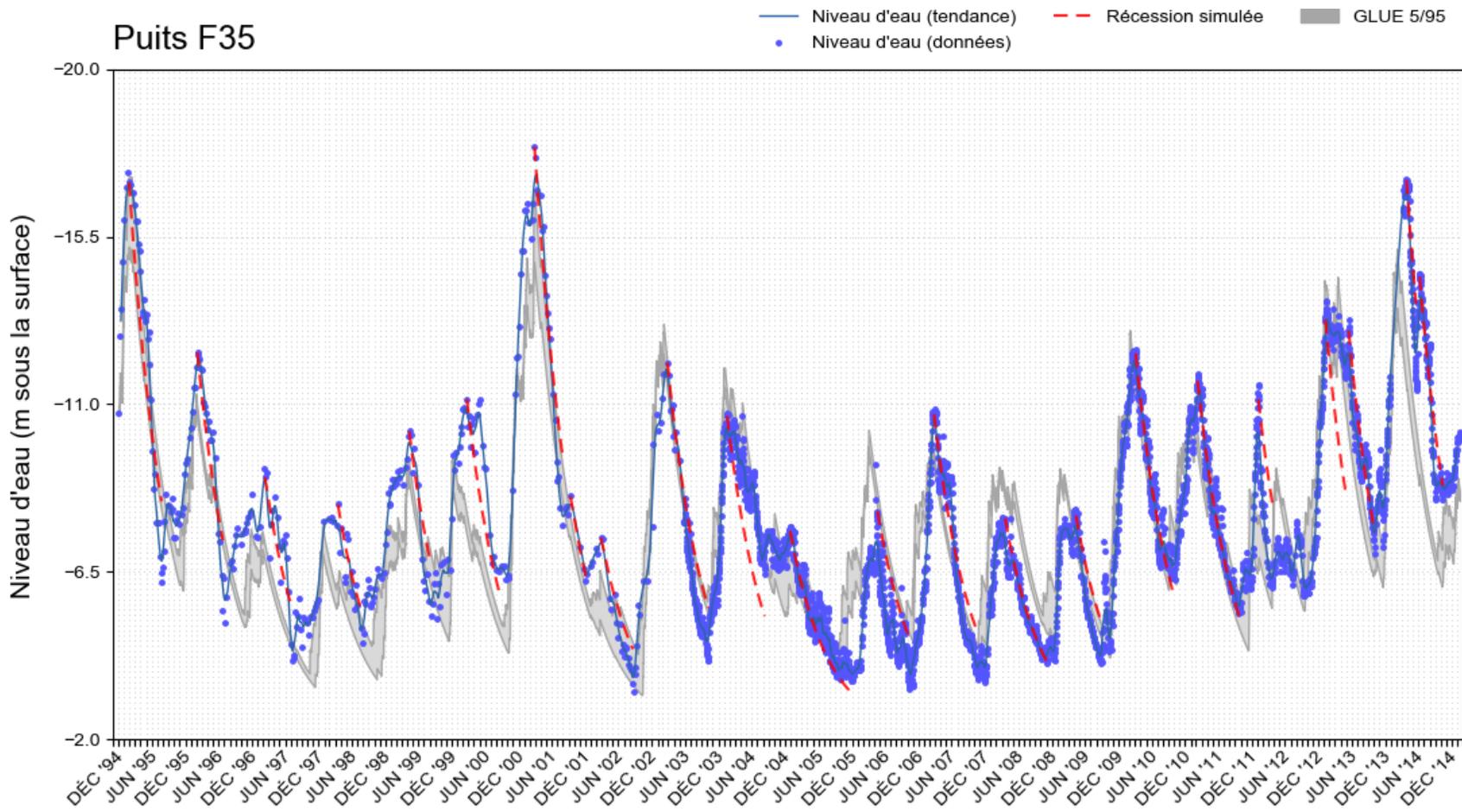


Figure III-29 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits F35.

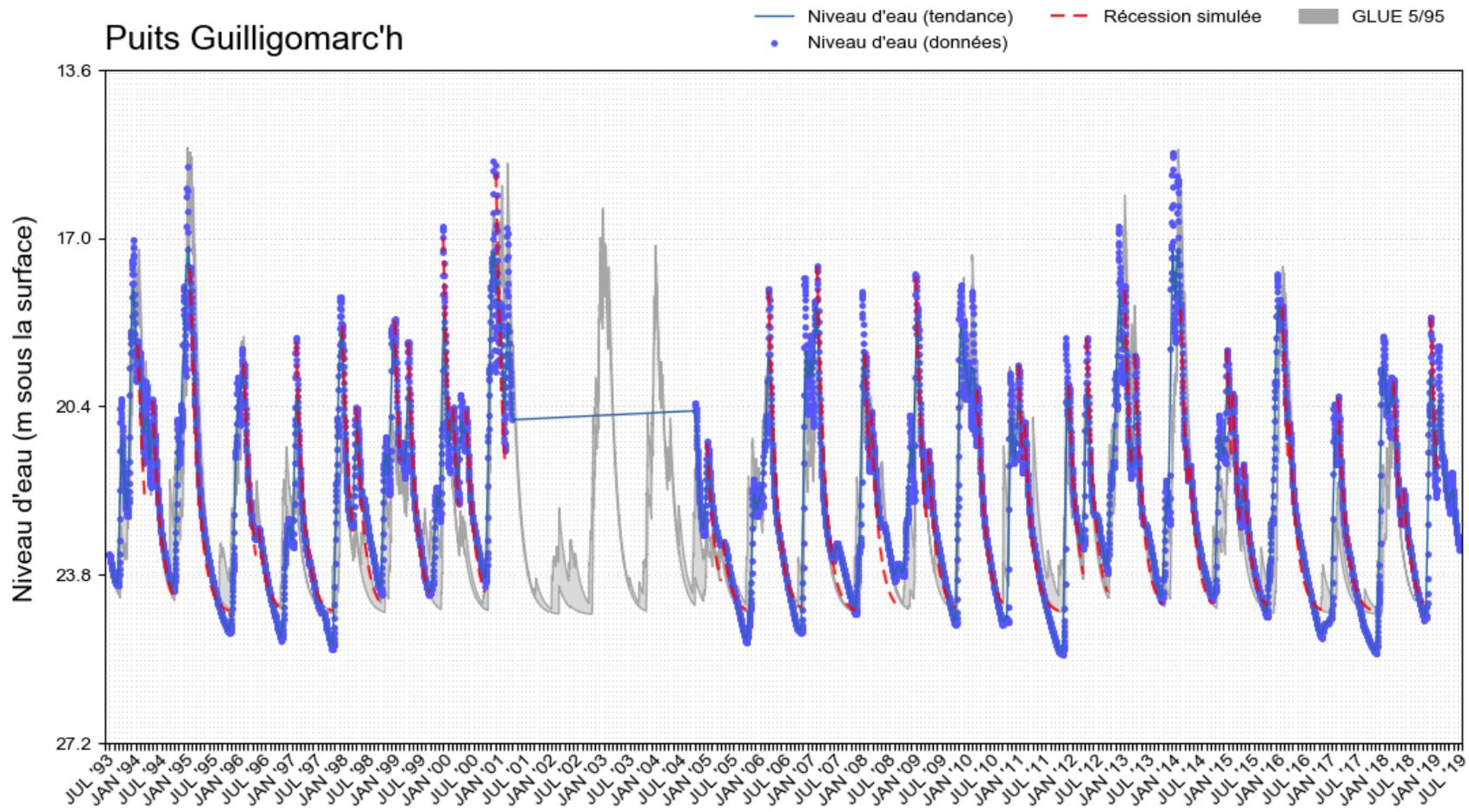


Figure III-30 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits de suivi de Saint-Éloi à Guilligomarc'h.

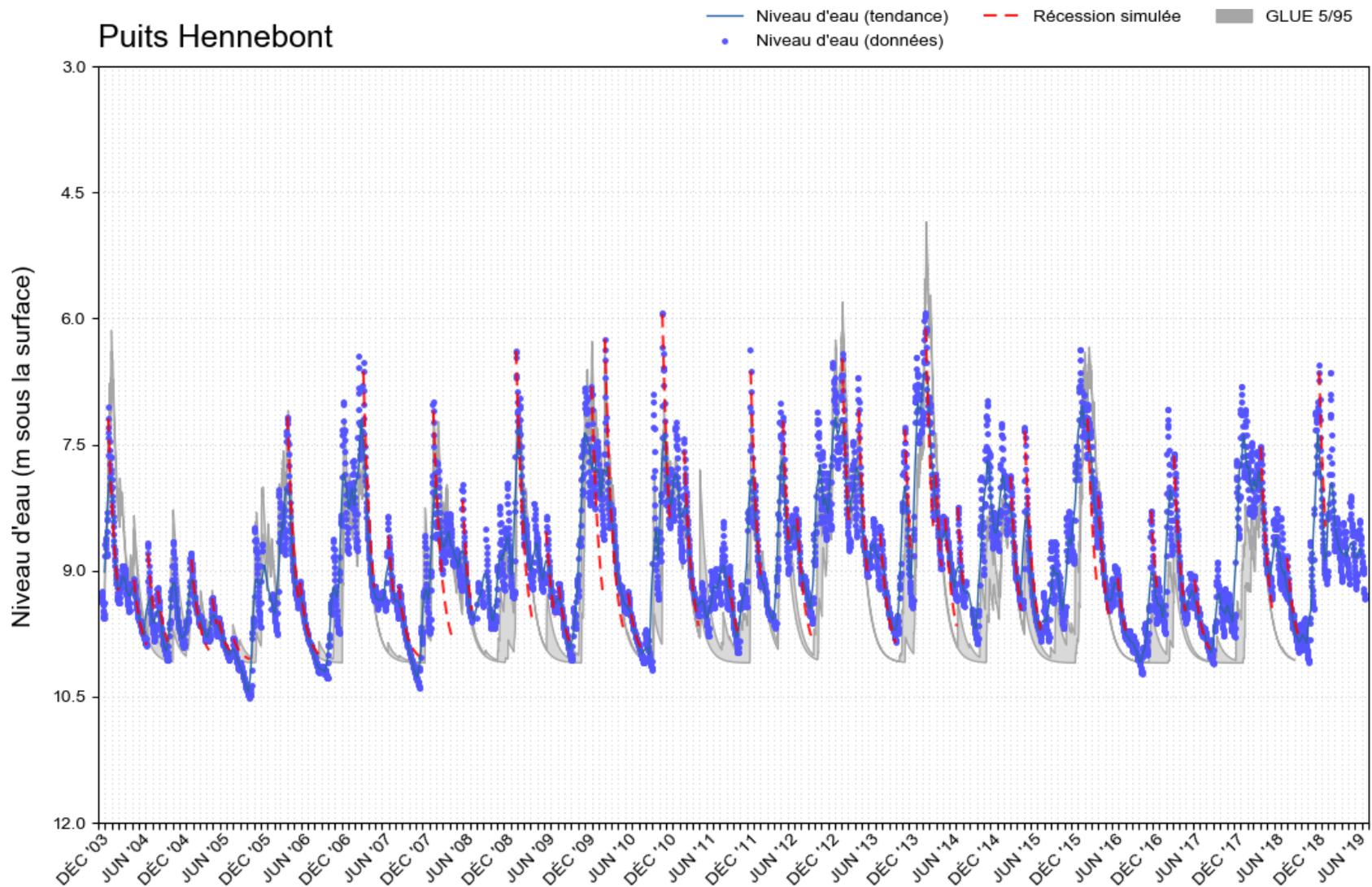


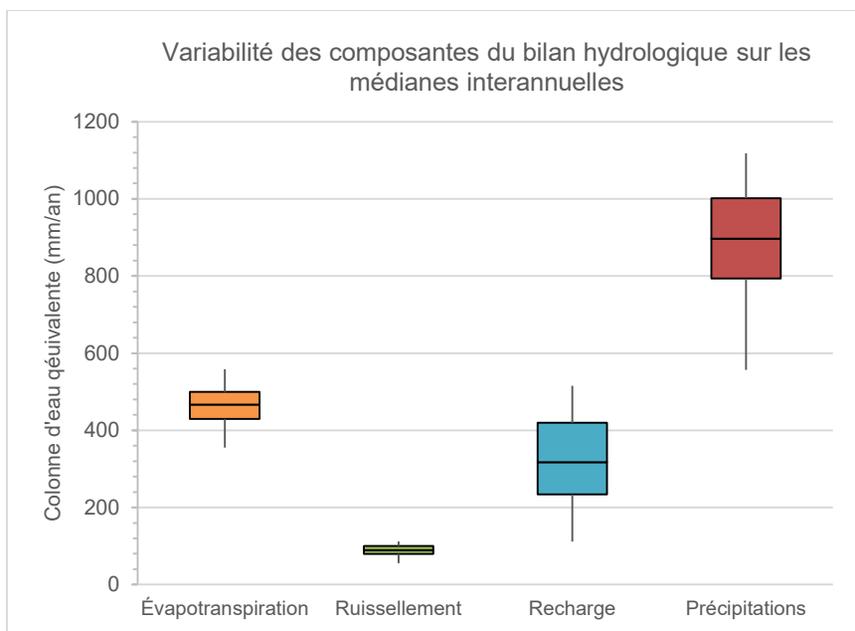
Figure III-31 : Niveaux d'eau estimés avec le modèle GWHAT selon l'intervalle de confiance GLUE de 5 à 95% représenté en gris par rapport aux niveaux d'eau mesurés en bleu pour le puits de suivi de Kerbillan à Hennebont.

Tableau III- 1 : Statistiques des paramètres hydrologiques optimums pour tous les puits.

Identification des valeurs de paramètres hydrologiques optimums menant aux valeurs minimales de RMSE (10%)						
Puits		C _{RO}	RASmax (mm)	Sy	RMSE (mmbgs)	
Guidel	PSR1	RMSE total - 836 valeurs				
		Min	0,05	25	0,044	536,4
		Max	0,15	100	0,070	700,8
		10% RMSE minimum - 84 valeurs				
		Min	0,05	34	0,058	536,4
		25e percentile	0,06	38	0,060	539
		Médiane	0,07	42	0,061	540,8
		75e percentile	0,08	46	0,063	542,6
	Max	0,1	53	0,065	544,2	
	PSR2	RMSE total - 836 valeurs				
		Min	0,05	25	0,095	218,9
		Max	0,15	100	0,146	353,2
		10% RMSE minimum - 84 valeurs				
		Min	0,05	25	0,121	218,9
		25e percentile	0,06	26	0,130	221
		Médiane	0,08	28	0,135	222,5
		75e percentile	0,11	31	0,138	224,7
	Max	0,15	38	0,146	227,3	
	PSR15	RMSE total - 836 valeurs				
		Min	0,05	25	0,085	387,7
Max		0,15	100	0,133	639,5	
10% RMSE minimum - 84 valeurs						
Min		0,05	25	0,109	387,7	
25e percentile		0,06	26	0,117	402	
Médiane		0,085	28	0,122	411,8	
75e percentile		0,11	31	0,126	420,1	
Max	0,15	36	0,133	428,0		
PZ15	RMSE total - 836 valeurs					
	Min	0,05	25	0,063	381,8	
	Max	0,15	100	0,097	526,7	
	10% RMSE minimum - 84 valeurs					
	Min	0,05	91	0,063	381,8	
	25e percentile	0,09	94	0,066	382,8	
	Médiane	0,11	97	0,068	383,6	
75e percentile	0,13	99	0,072	384,1		

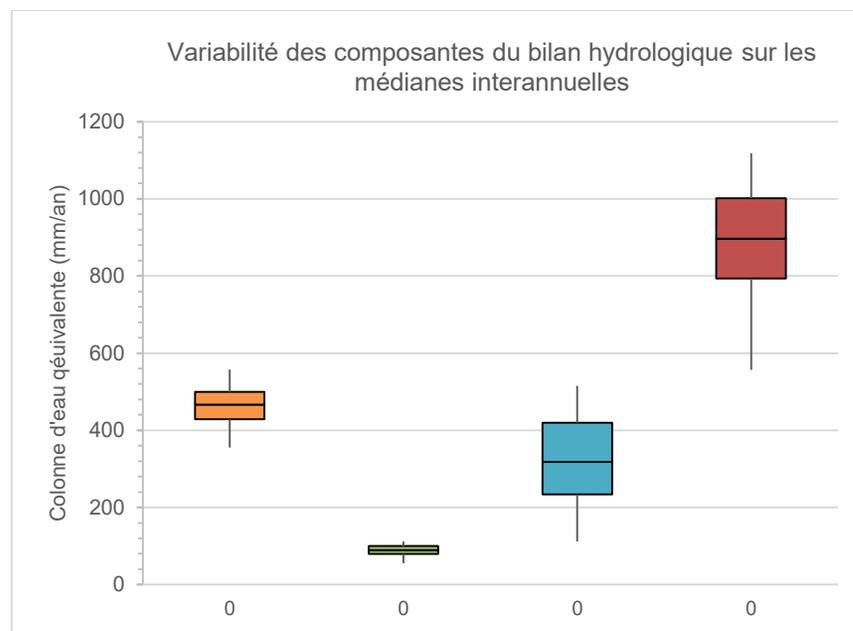
	Max	0,15	100	0,077	385,1
	RMSE total - 836 valeurs				
	Min	0,05	25	0,078	357,4
	Max	0,15	100	0,115	512
	10% RMSE minimum - 84 valeurs				
PZ16	Min	0,05	26	0,101	357,4
	25e percentile	0,06	29	0,104	359,1
	Médiane	0,07	33	0,106	360,1
	75e percentile	0,08	37	0,108	361
	Max	0,1	45	0,114	362
	RMSE total - 836 valeurs				
	Min	0,05	25	0,042	385,6
	Max	0,15	100	0,056	472,8
	10% RMSE minimum - 84 valeurs				
PZ17	Min	0,05	44	0,049	385,6
	25e percentile	0,05	50	0,050	387,3
	Médiane	0,06	55,5	0,050	388,5
	75e percentile	0,07	61,25	0,051	389,4
	Max	0,08	72	0,052	390,2
	RMSE total - 836 valeurs				
	Min	0,05	25	0,211	214,7
	Max	0,15	100	0,348	362
	10% RMSE minimum - 84 valeurs				
PZ19	Min	0,05	25	0,283	214,7
	25e percentile	0,0675	26	0,302	225,9
	Médiane	0,09	28	0,316	231,7
	75e percentile	0,1125	30,25	0,327	236,9
	Max	0,15	35	0,348	242,1
	RMSE total - 836 valeurs				
	Min	0,05	25	0,112	454,4
	Max	0,15	100	0,183	717,7
	10% RMSE minimum - 84 valeurs				
PZ21	Min	0,05	25	0,148	454,4
	25e percentile	0,07	26	0,158	475,4
	Médiane	0,09	28	0,165	486,2
	75e percentile	0,12	30	0,172	495,2
	Max	0,15	34	0,183	502,8
	RMSE total - 836 valeurs				
GUILLI	Min	0,05	25	0,021	981,2
	Max	0,15	100	0,029	1289,2
	10% RMSE minimum - 84 valeurs				
	Min	0,05	37	0,025	981,2

		25e percentile	0,05	43	0,026	985,3		
		Médiane	0,06	47	0,026	988,5		
		75e percentile	0,07	52,25	0,027	991,3		
		Max	0,09	62	0,028	994,2		
HEN	RMSE total - 836 valeurs							
		Min	0,05	25	0,032	530,9		
		Max	0,15	100	0,039	815,3		
	10% RMSE minimum - 84 valeurs							
		Min	0,05	25	0,034	530,9		
		25e percentile	0,06	26	0,036	552,6		
		Médiane	0,085	28	0,037	563,3		
		75e percentile	0,11	31	0,038	571,7		
		Max	0,15	36	0,039	579,8		
Ploemeur	F9	RMSE total - 836 valeurs						
			Min	0,05	25	0,041	810,2	
			Max	0,15	100	0,066	1258,8	
		10% RMSE minimum - 84 valeurs						
			Min	0,06	85	0,041	810,2	
			25e percentile	0,1075	92	0,043	830,8	
			Médiane	0,13	95,5	0,044	841,8	
			75e percentile	0,14	98	0,046	850,5	
			Max	0,15	100	0,050	857,7	
		F19	RMSE total - 836 valeurs					
			Min	0,05	25	0,023	2621	
			Max	0,15	100	0,037	2731,1	
	10% RMSE minimum - 84 valeurs							
			Min	0,05	25	0,029	2621,0	
			25e percentile	0,0775	26	0,031	2631,0	
			Médiane	0,105	28	0,033	2636,1	
			75e percentile	0,13	30	0,035	2641,5	
			Max	0,15	33	0,037	2646,2	
		F35	RMSE total - 836 valeurs					
			Min	0,05	25	0,025	1498,9	
	Max		0,15	100	0,041	1694,6		
10% RMSE minimum - 84 valeurs								
	Min		0,07	83	0,025	1498,9		
	25e percentile		0,11	91,75	0,027	1500,5		
	Médiane		0,13	95	0,027	1501,7		
	75e percentile		0,14	98	0,028	1503,5		
		Max	0,15	100	0,030	1505,2		



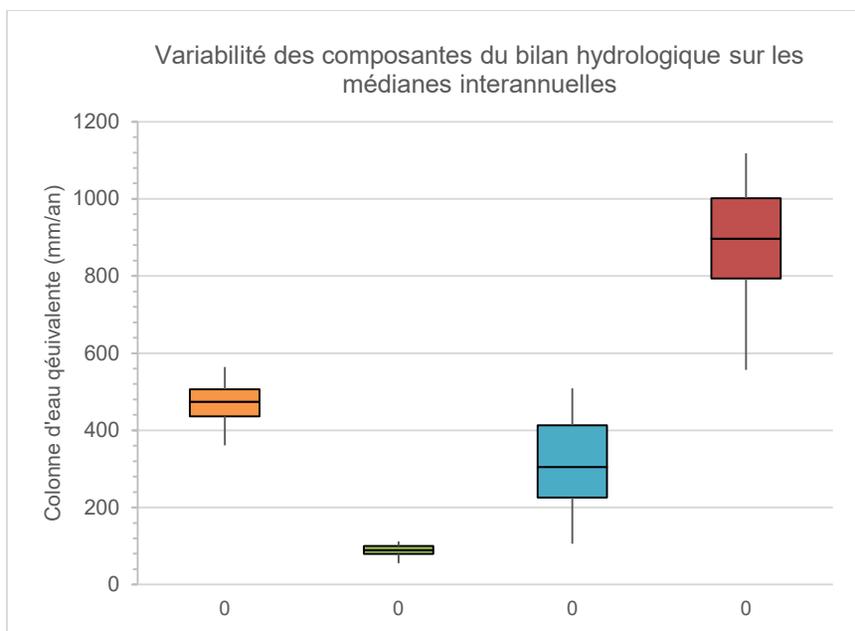
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	355	56	112	556
25e percentile	429	79	234	794
50e percentile	467	90	318	897
75e percentile	500	100	420	1002
95e percentile	558	112	515	1118

Figure III-32 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits PSR2.



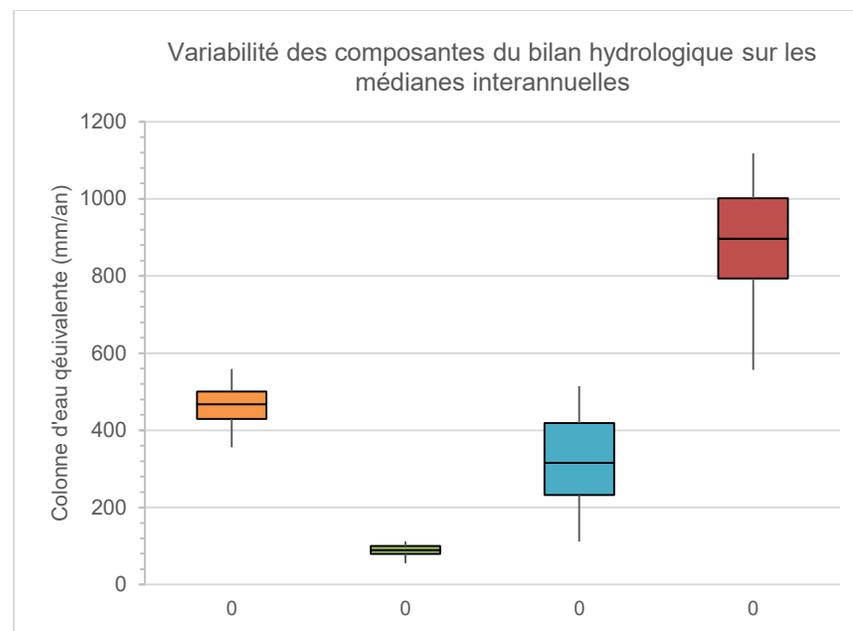
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	355	56	112	556
25e percentile	429	79	234	794
50e percentile	467	90	318	897
75e percentile	500	100	420	1002
95e percentile	558	112	515	1118

Figure III-33 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits PSR15.



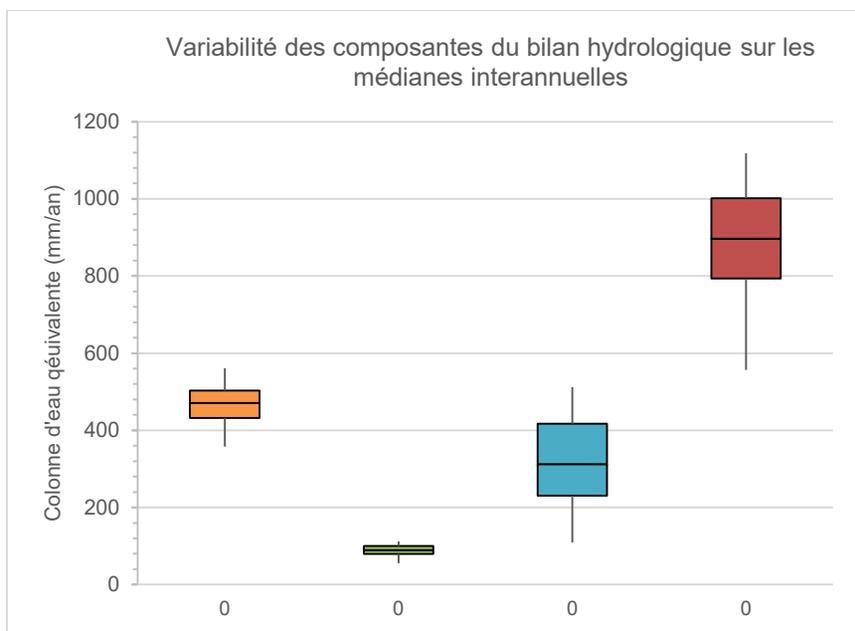
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	361	56	106	556
25e percentile	436	79	226	794
50e percentile	475	90	305	897
75e percentile	506	100	413	1002
95e percentile	564	112	509	1118

Figure III-34 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits PZ15.



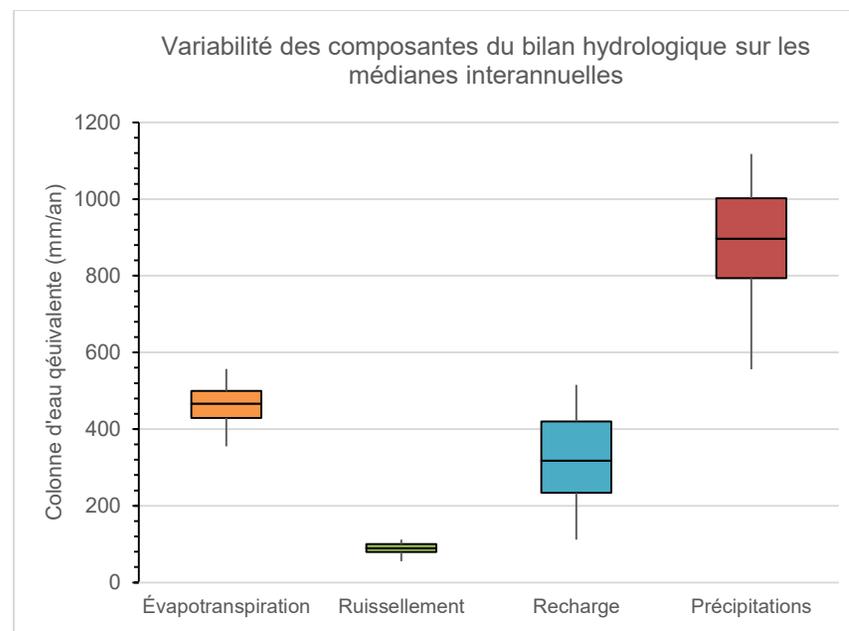
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	356	56	112	556
25e percentile	430	79	233	794
50e percentile	467	90	316	897
75e percentile	501	100	419	1002
95e percentile	559	112	514	1118

Figure III-35 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits PZ16.



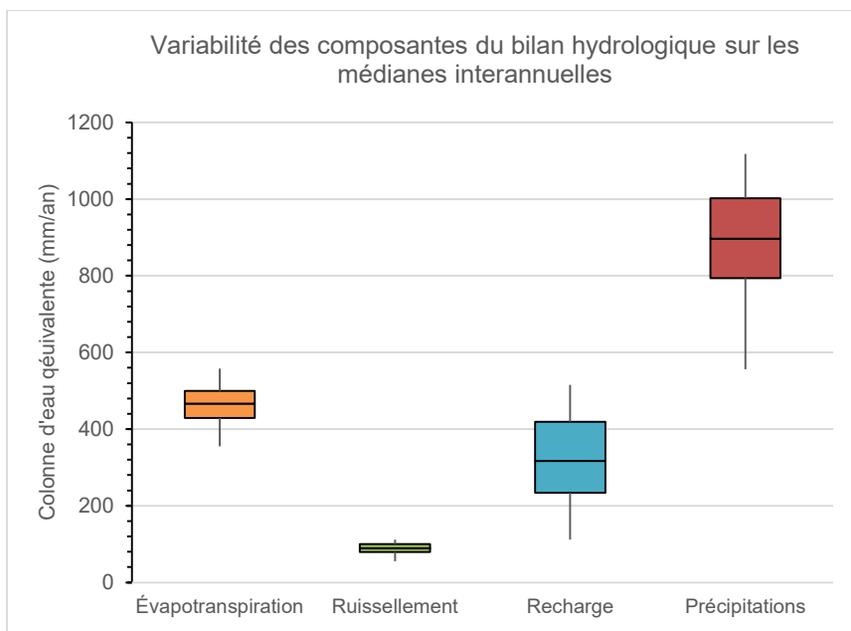
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	358	56	109	556
25e percentile	432	79	230	794
50e percentile	471	90	313	897
75e percentile	503	100	417	1002
95e percentile	561	112	512	1118

Figure III-36 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits PZ17.



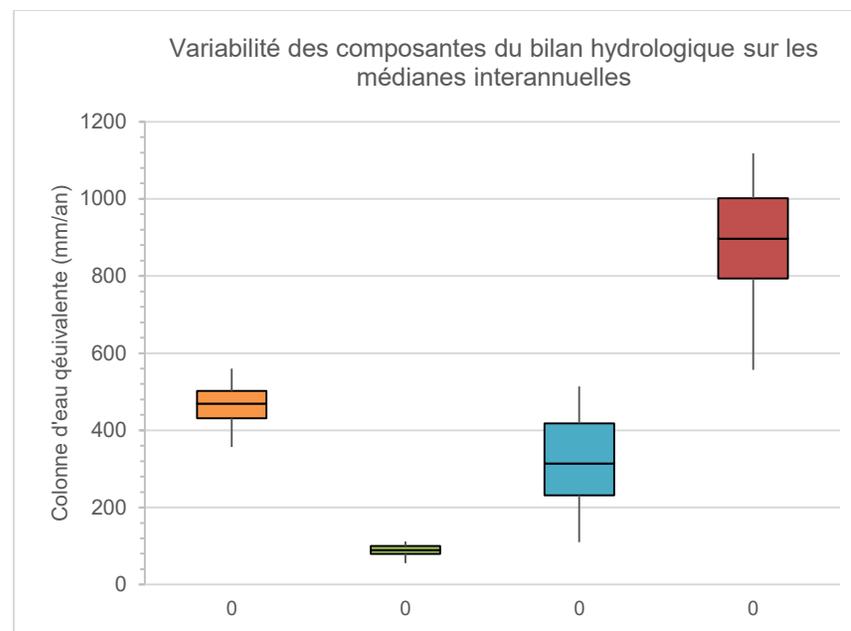
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	355	56	112	556
25e percentile	429	79	234	794
50e percentile	467	90	318	897
75e percentile	500	100	420	1002
95e percentile	557	112	515	1118

Figure III-37 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits PZ19.



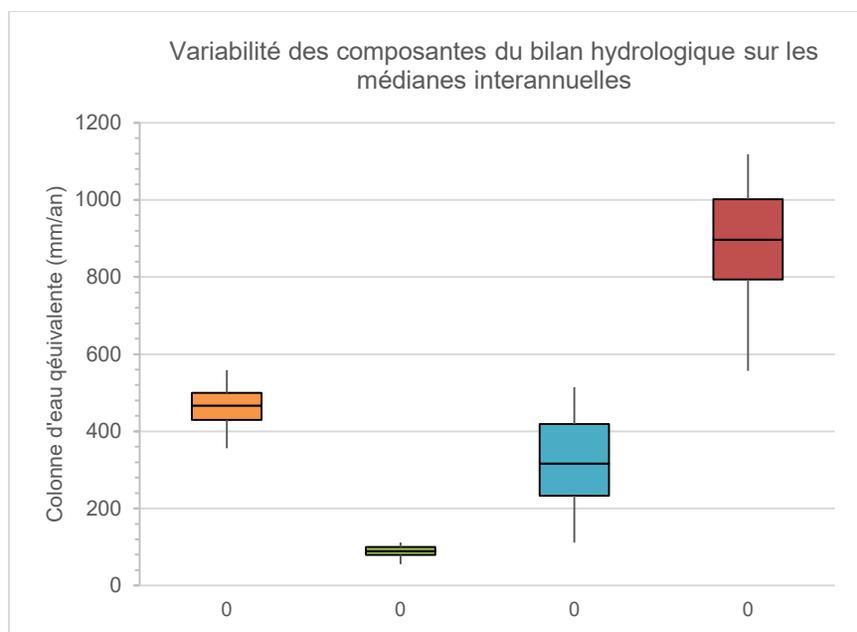
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	356	56	112	556
25e percentile	429	79	234	794
50e percentile	467	90	317	897
75e percentile	500	100	419	1002
95e percentile	558	112	515	1118

Figure III-38 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits PZ21.



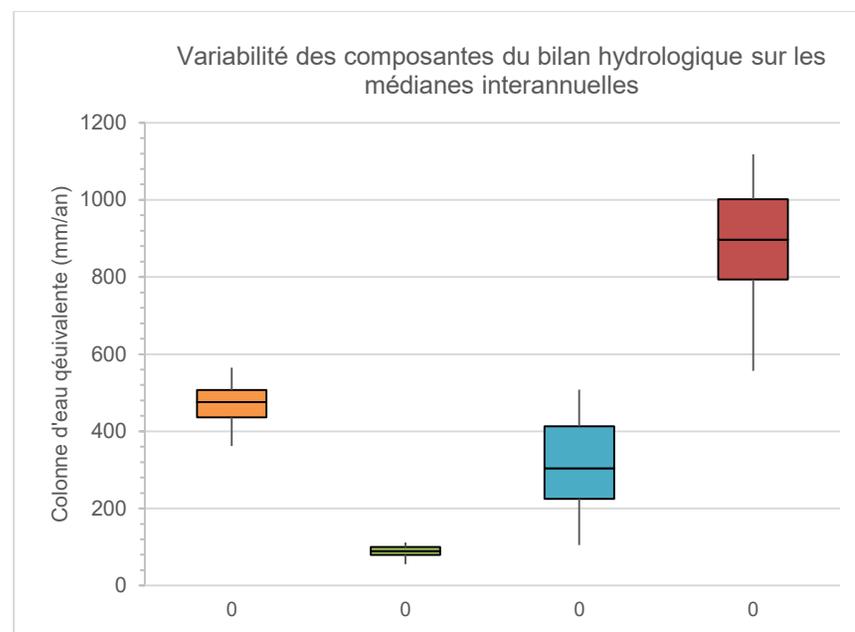
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	357	56	110	556
25e percentile	431	79	231	794
50e percentile	469	90	314	897
75e percentile	502	100	418	1002
95e percentile	560	112	513	1118

Figure III-39 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits de suivi Saint-Eloi à Guilligomarc'h.



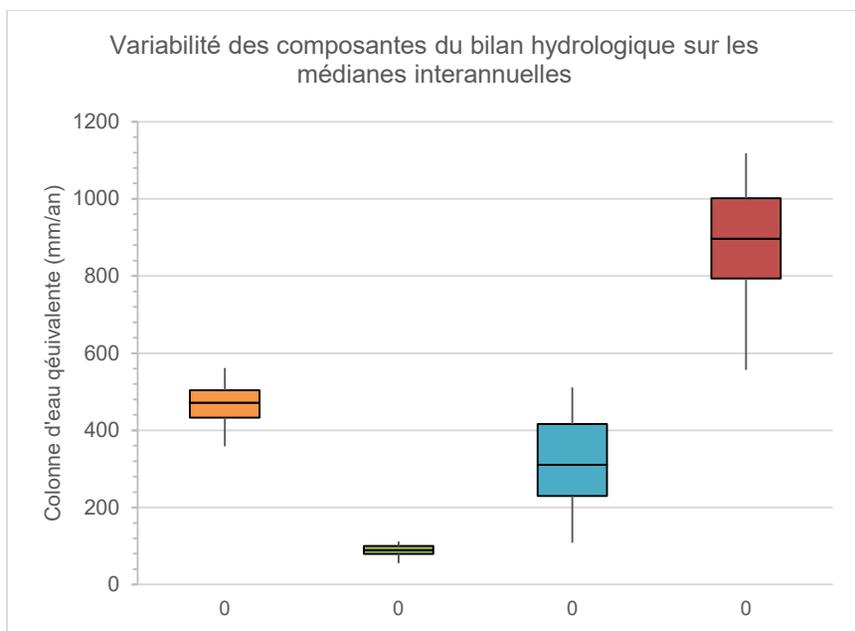
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	356	56	112	556
25e percentile	430	79	233	794
50e percentile	467	90	316	897
75e percentile	500	100	419	1002
95e percentile	558	112	515	1118

Figure III-40 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits de suivi de Kerbillan à Hennebont.



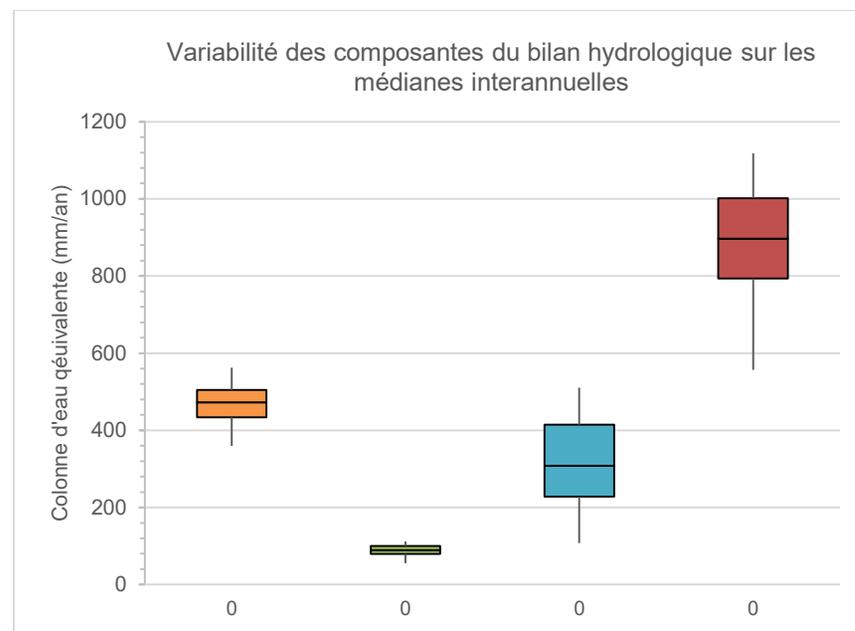
	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	362	56	105	556
25e percentile	436	79	225	794
50e percentile	476	90	304	897
75e percentile	507	100	413	1002
95e percentile	565	112	508	1118

Figure III-41 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits F9.



	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	359	56	109	556
25e percentile	433	79	230	794
50e percentile	471	90	311	897
75e percentile	504	100	416	1002
95e percentile	561	112	512	1118

Figure III-42: Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits F19.



	Évapotranspiration (mm/a)	Ruissellement (mm/a)	Recharge (mm/a)	Précipitations (mm/a)
5e percentile	360	56	107	556
25e percentile	434	79	228	794
50e percentile	472	90	308	897
75e percentile	505	100	415	1002
95e percentile	563	112	510	1118

Figure III-43 : Variabilité des composantes du bilan hydrologique sur les médianes interannuelles (percentiles 5, 25, 50, 75 et 95) pour toutes les combinaisons possibles des paramètres hydrologiques pour le puits F35.

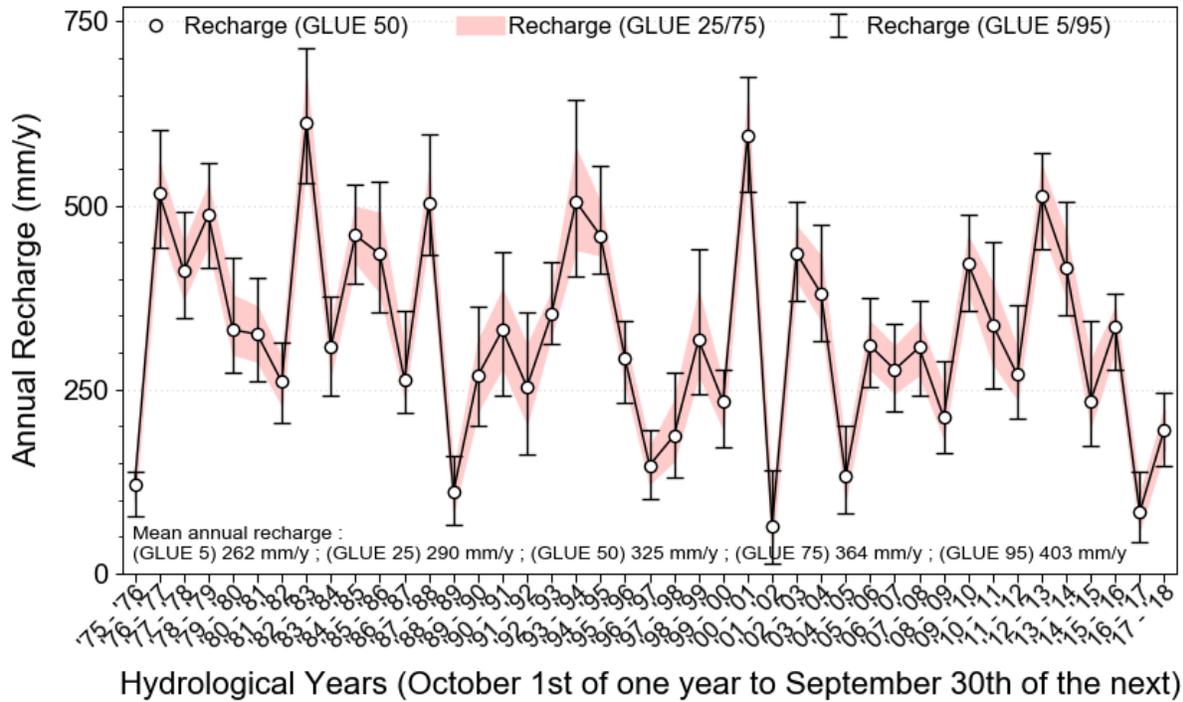


Figure III-44 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits PSR2 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

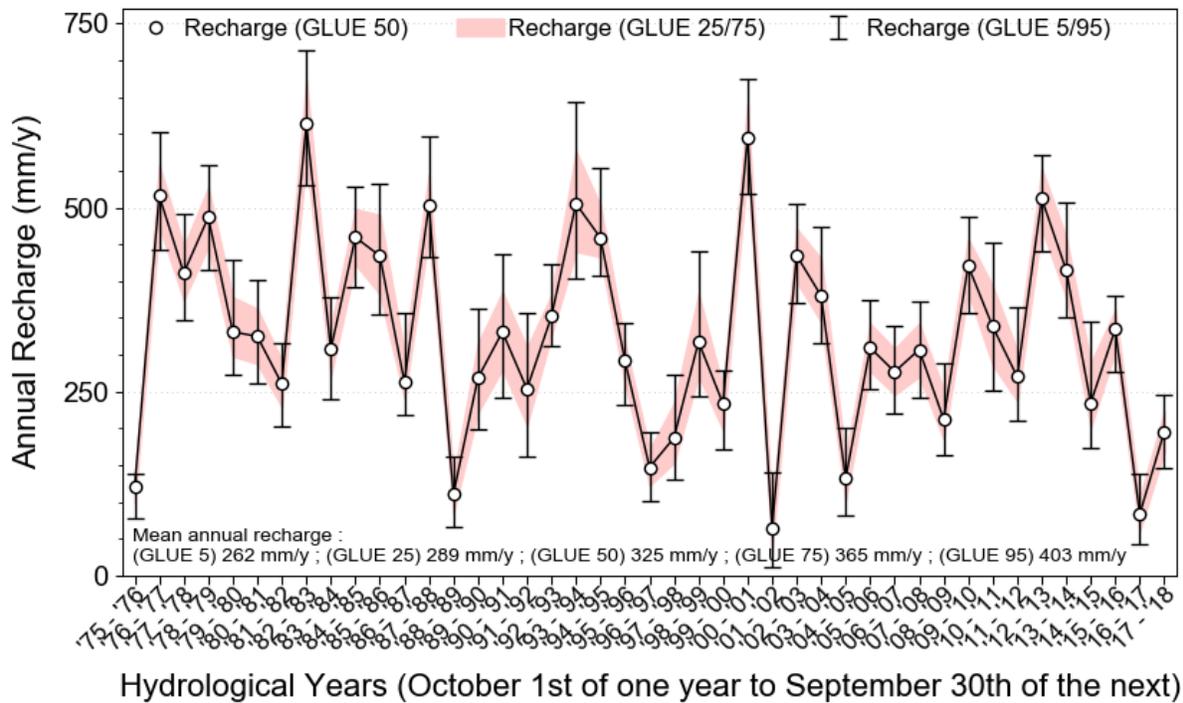


Figure III-45 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits PSR15 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

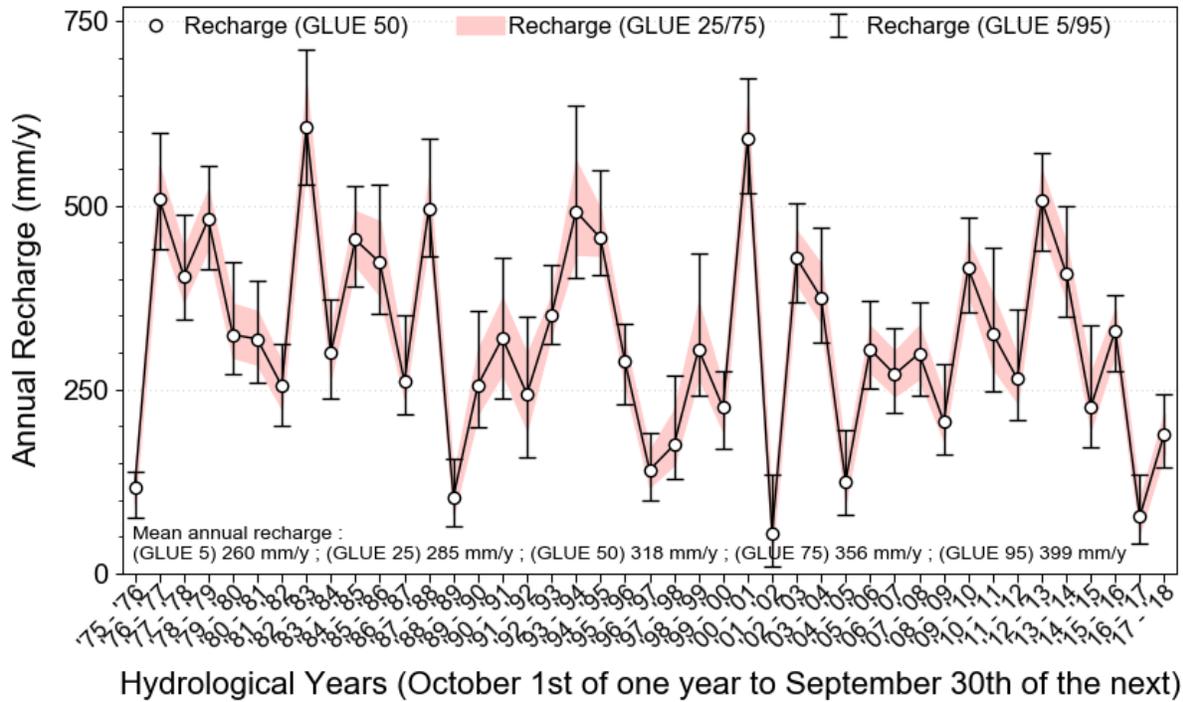


Figure III-46 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits PZ15 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

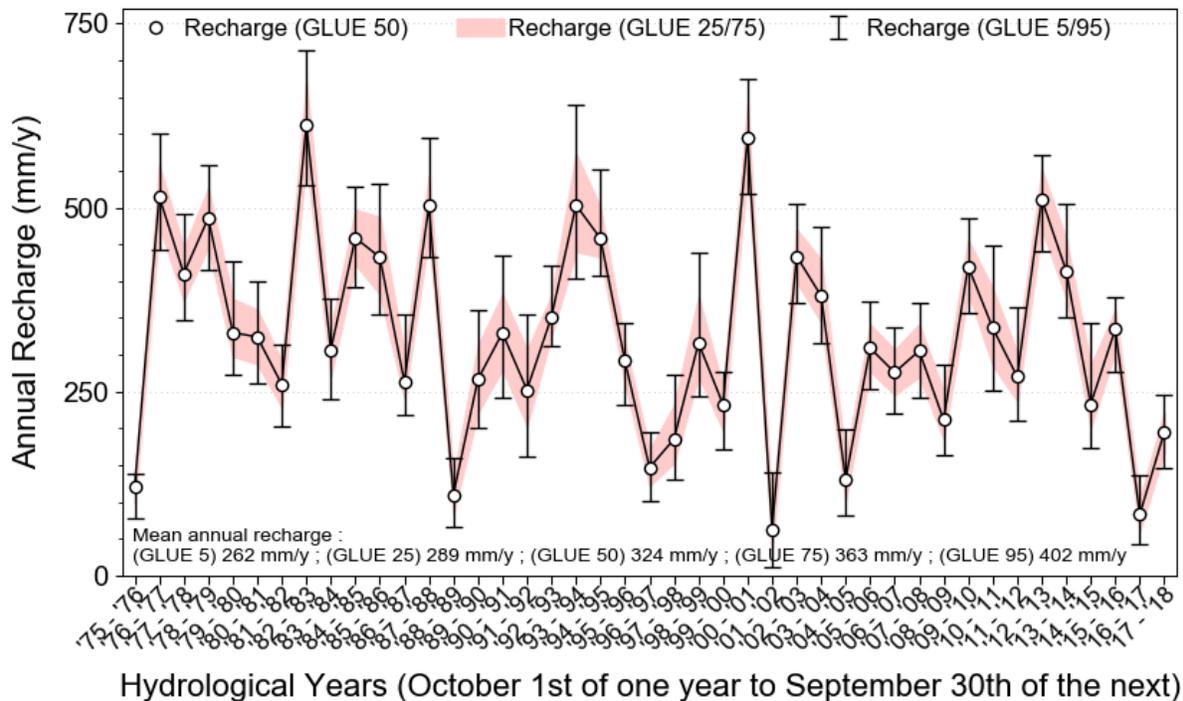


Figure III-47 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits PZ16 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

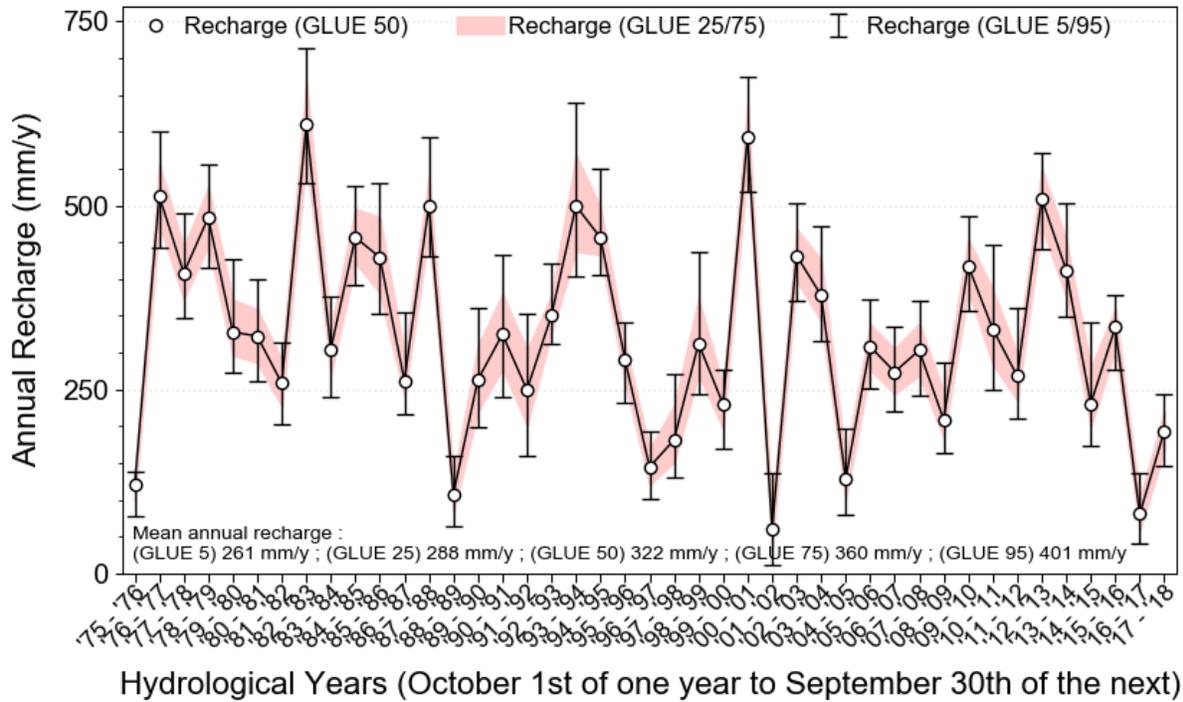


Figure III-48 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits PZ17 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

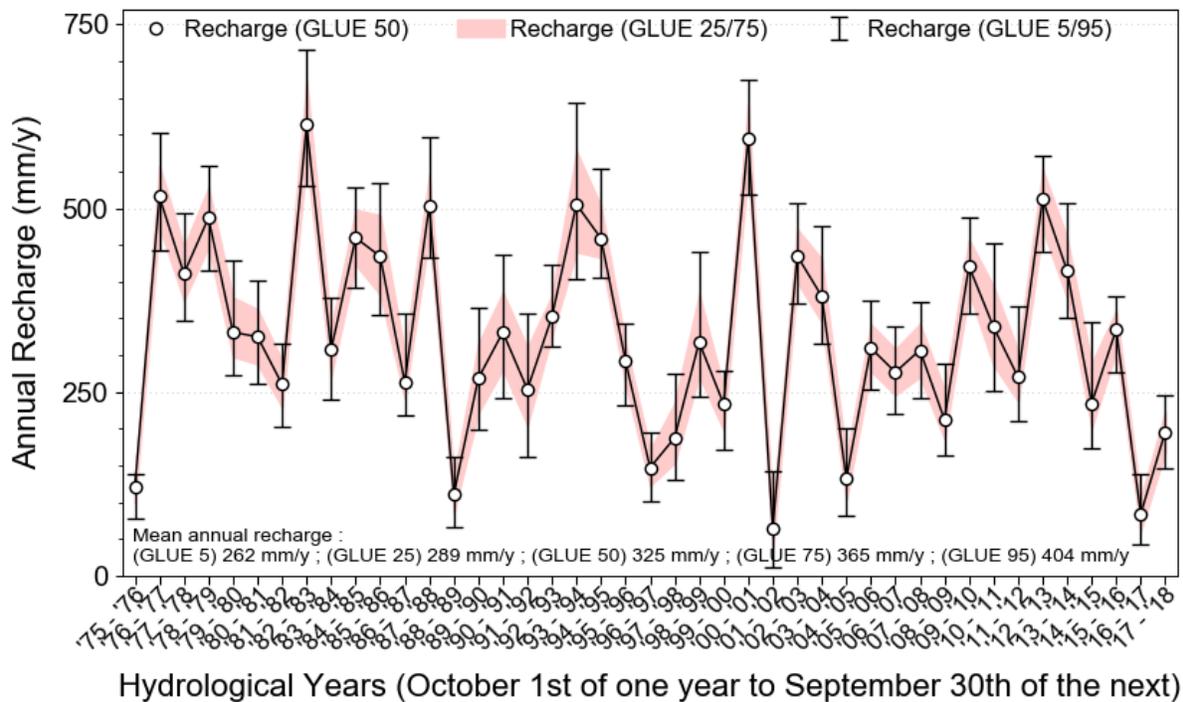


Figure III-49 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits PZ19 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

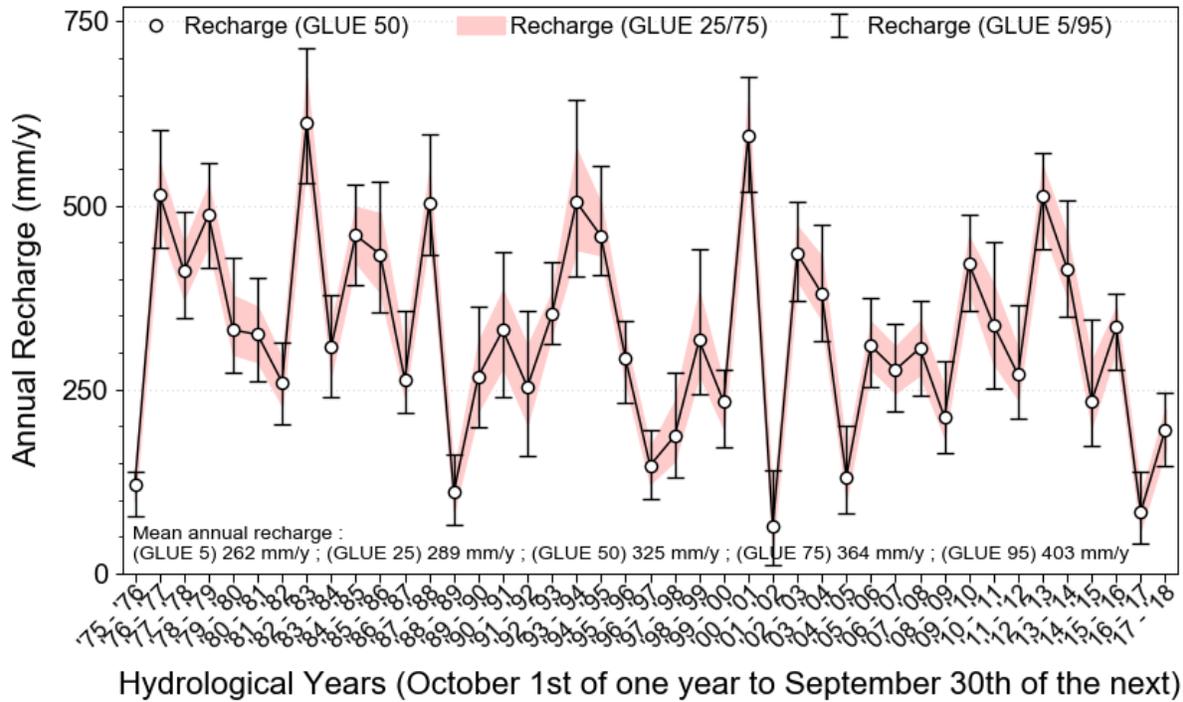


Figure III-50 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits PZ21 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

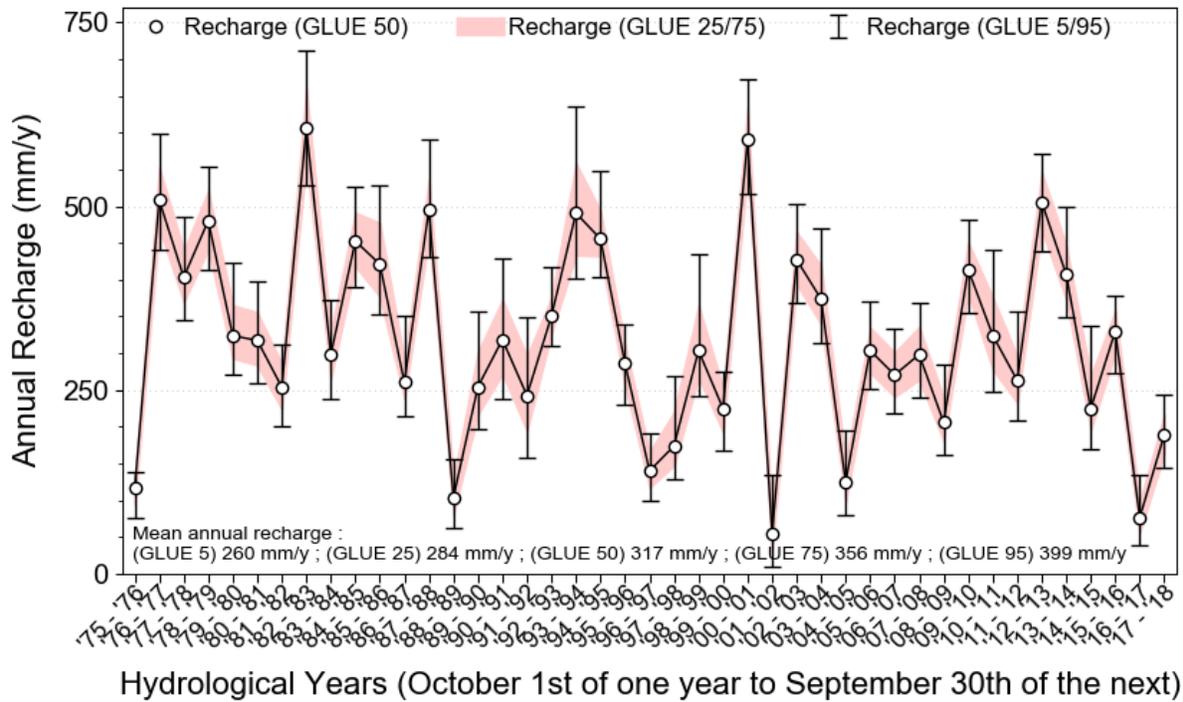


Figure III-51 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits F9 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

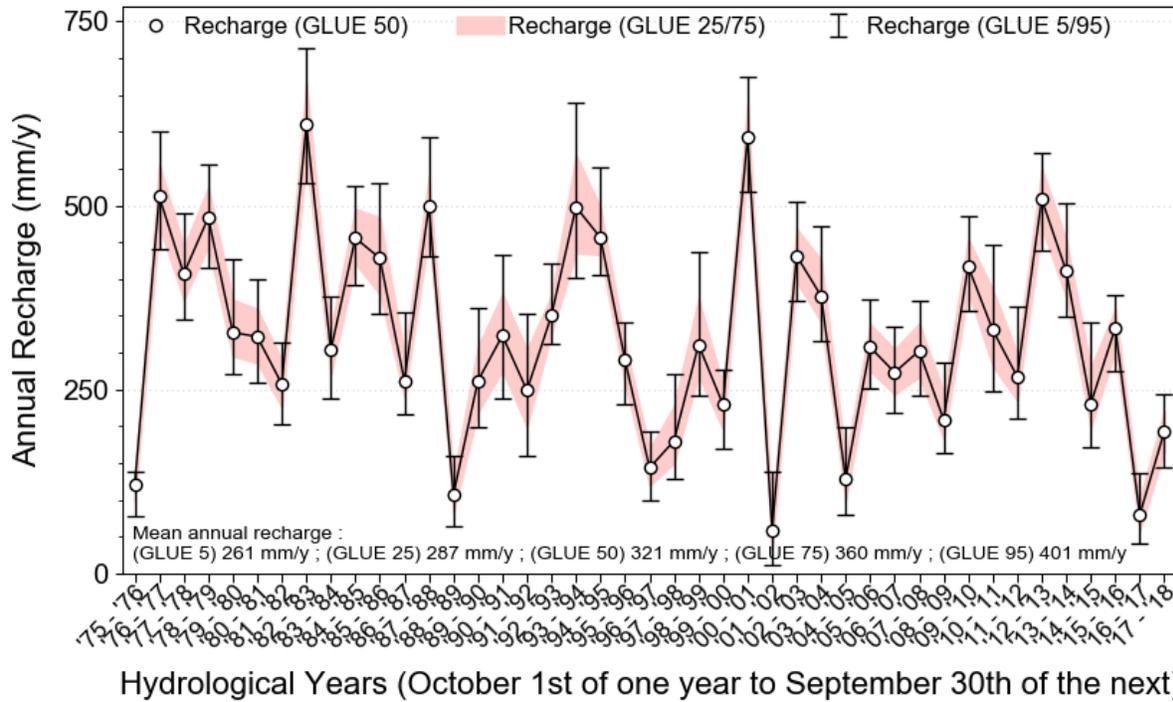


Figure III-52 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits F19 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

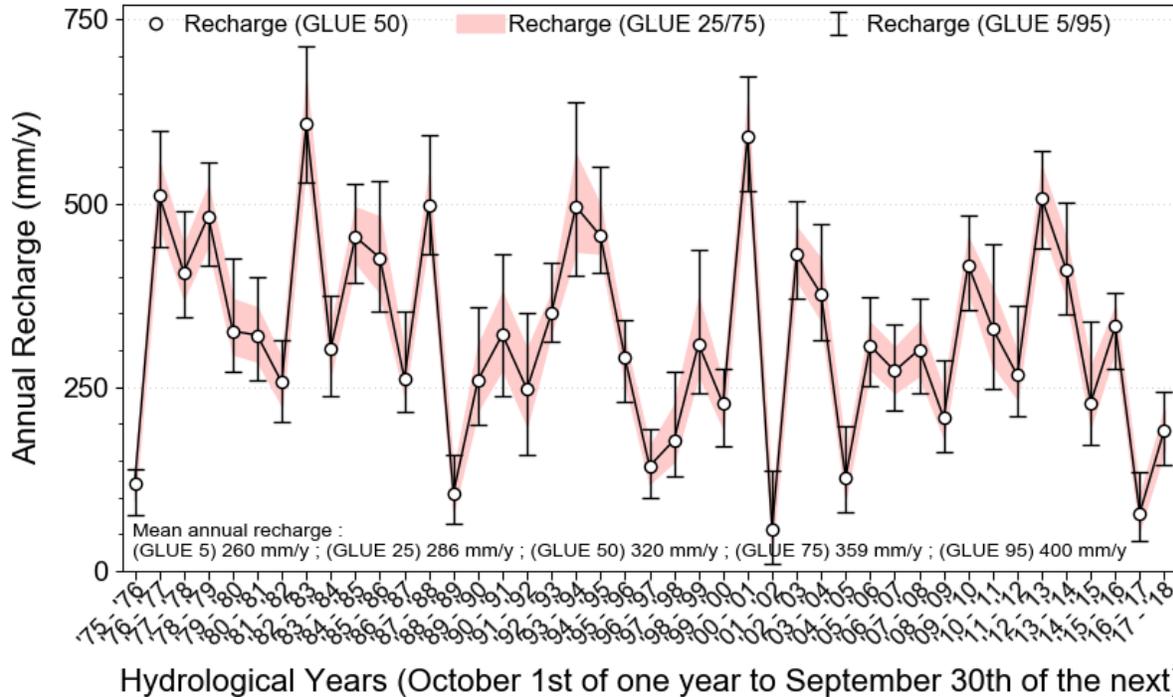
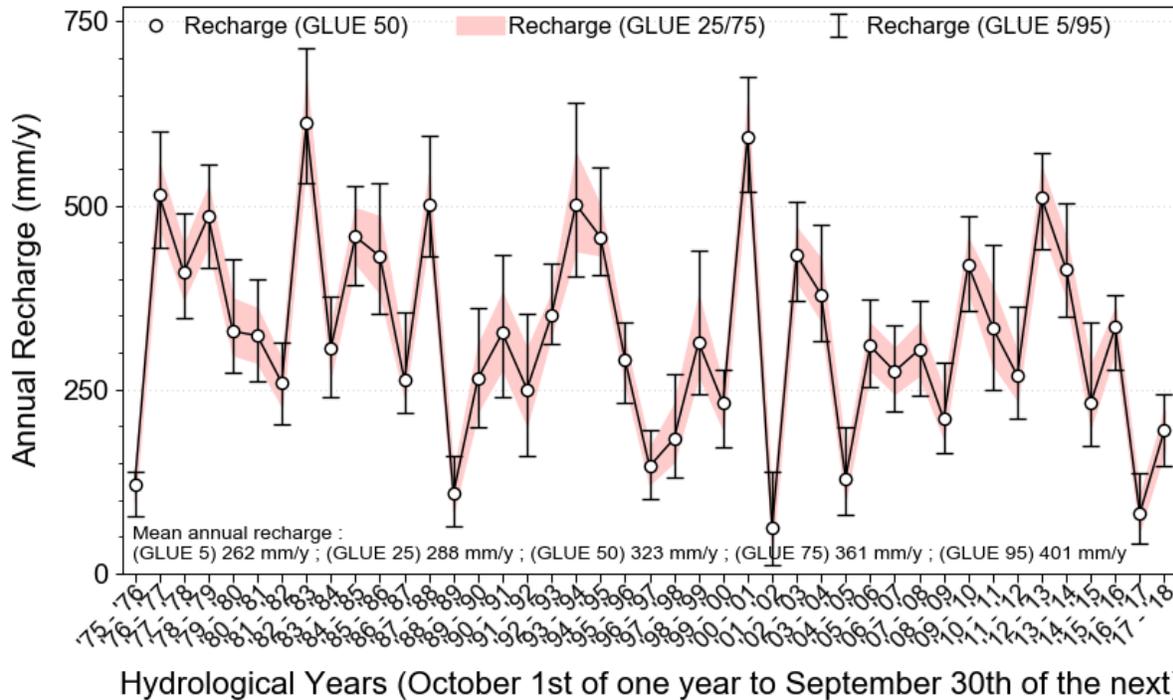
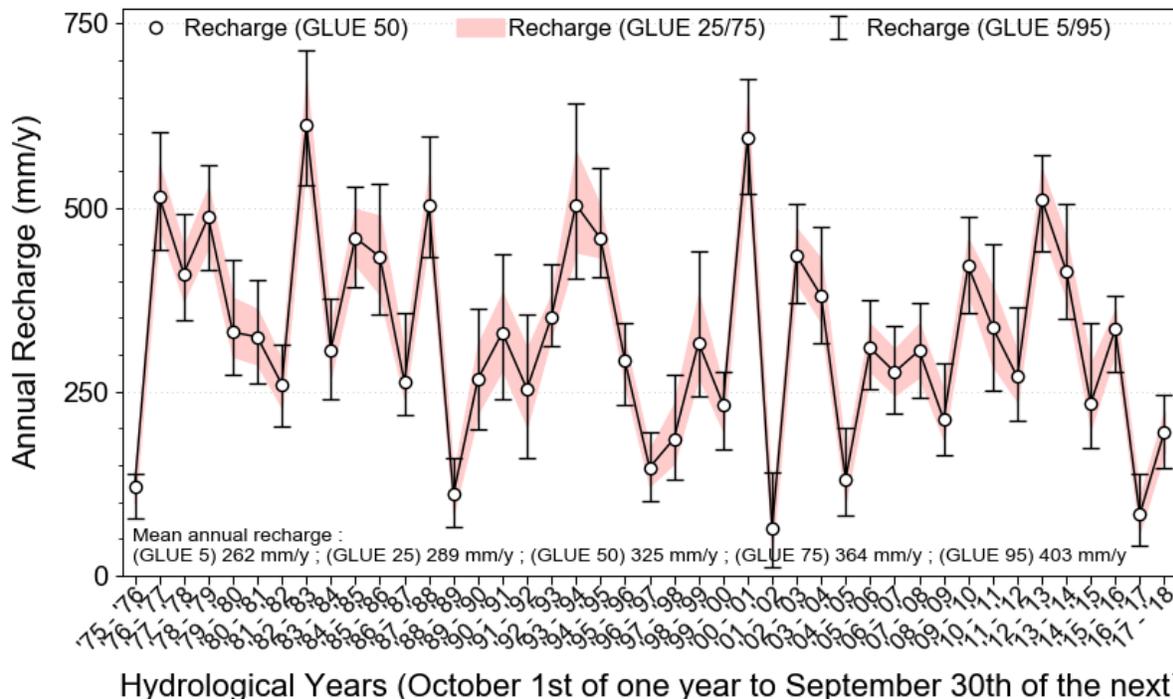


Figure III-53 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits F35 selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.



Hydrological Years (October 1st of one year to September 30th of the next)
 Figure III-54 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits de suivi Saint-Eloi à Guilligomarc'h selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.



Hydrological Years (October 1st of one year to September 30th of the next)
 Figure III-55 : Recharge annuelle estimée avec le modèle GWHAT pour le puits de suivi de Kerbillan à Hennebont selon les années hydrologiques, la courbe enveloppe rouge représente l'intervalle de confiance GLUE entre 25 et 75% tandis que les moustaches correspondent aux limites d'incertitude pour l'intervalle de confiance GLUE entre 5 et 95%.

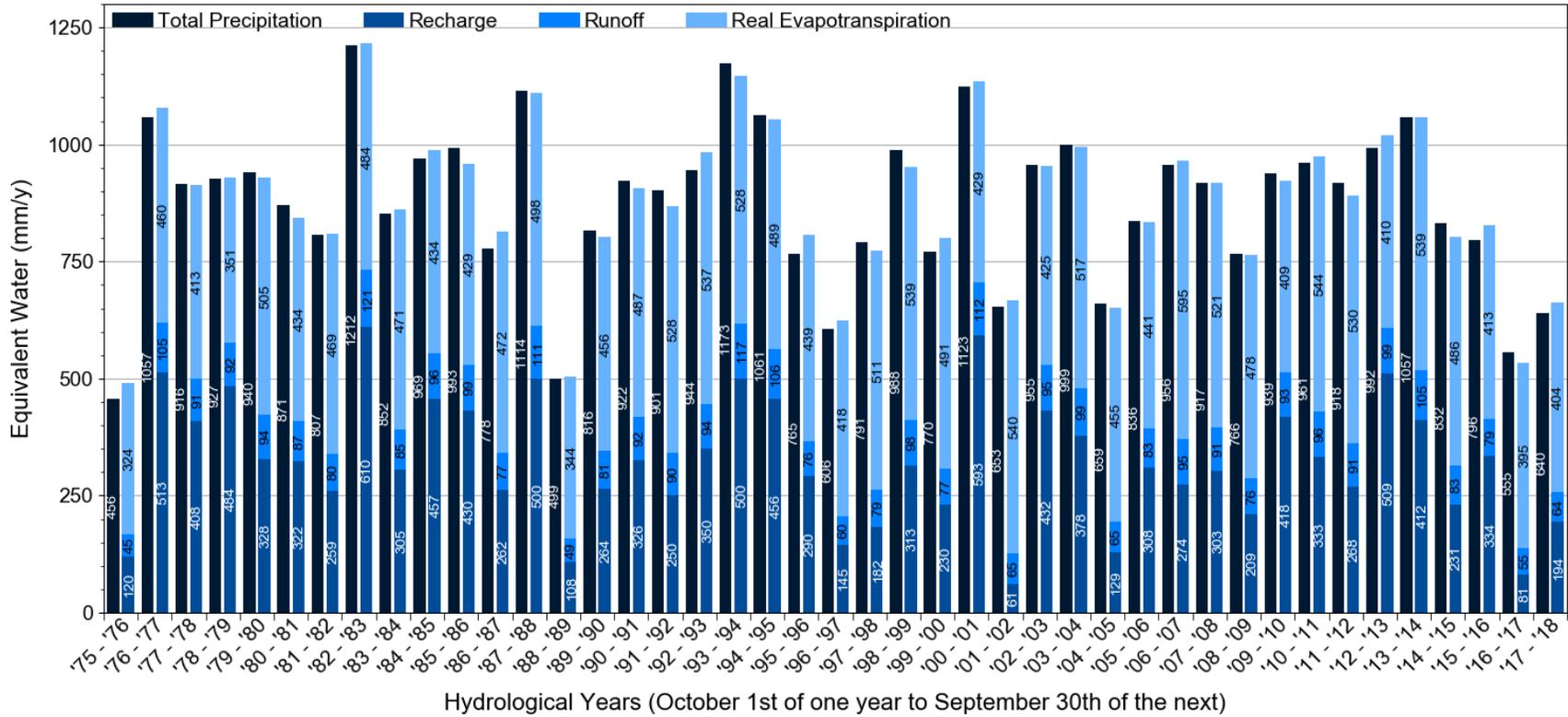


Figure III-56 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWBAT pour le puits PSR1.

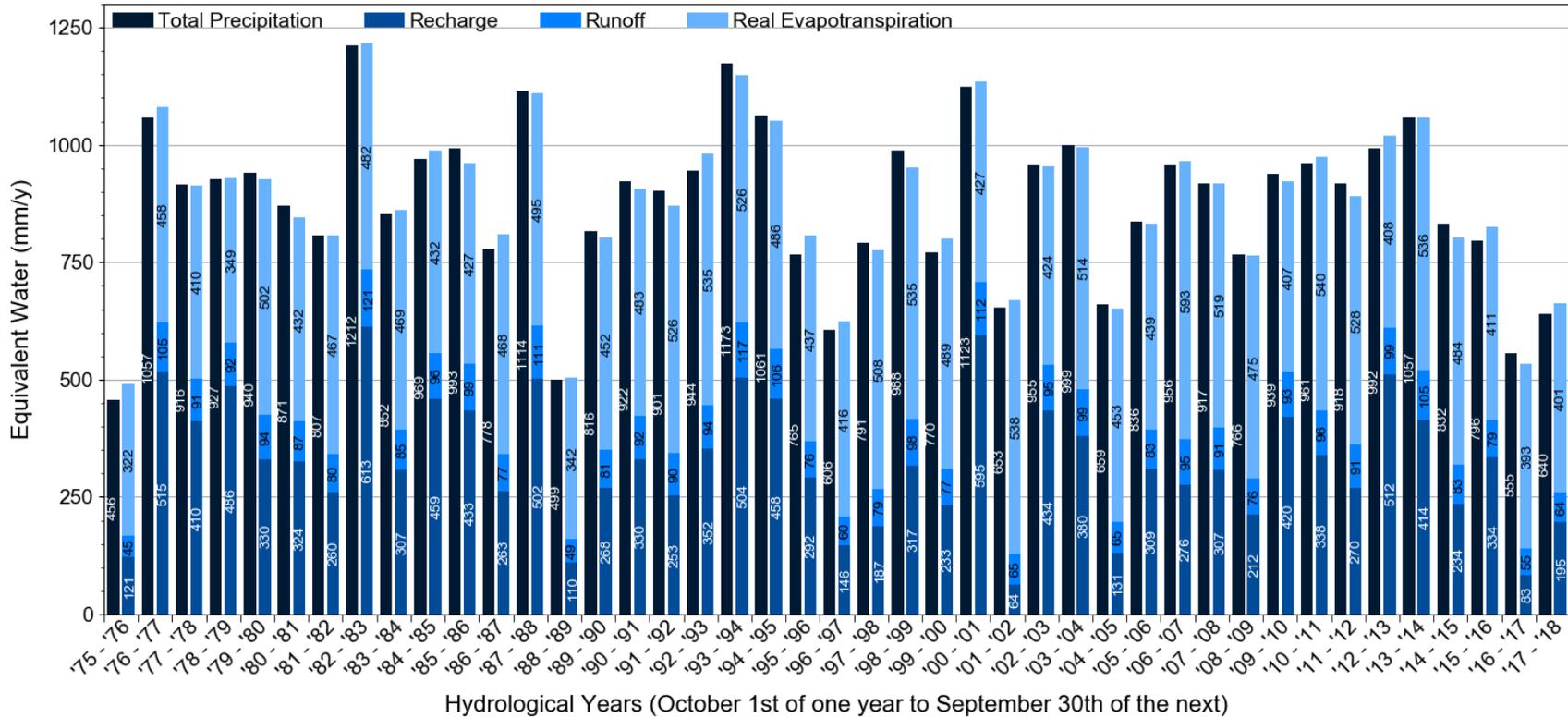


Figure III-57 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWBAT pour le puits PSR2.

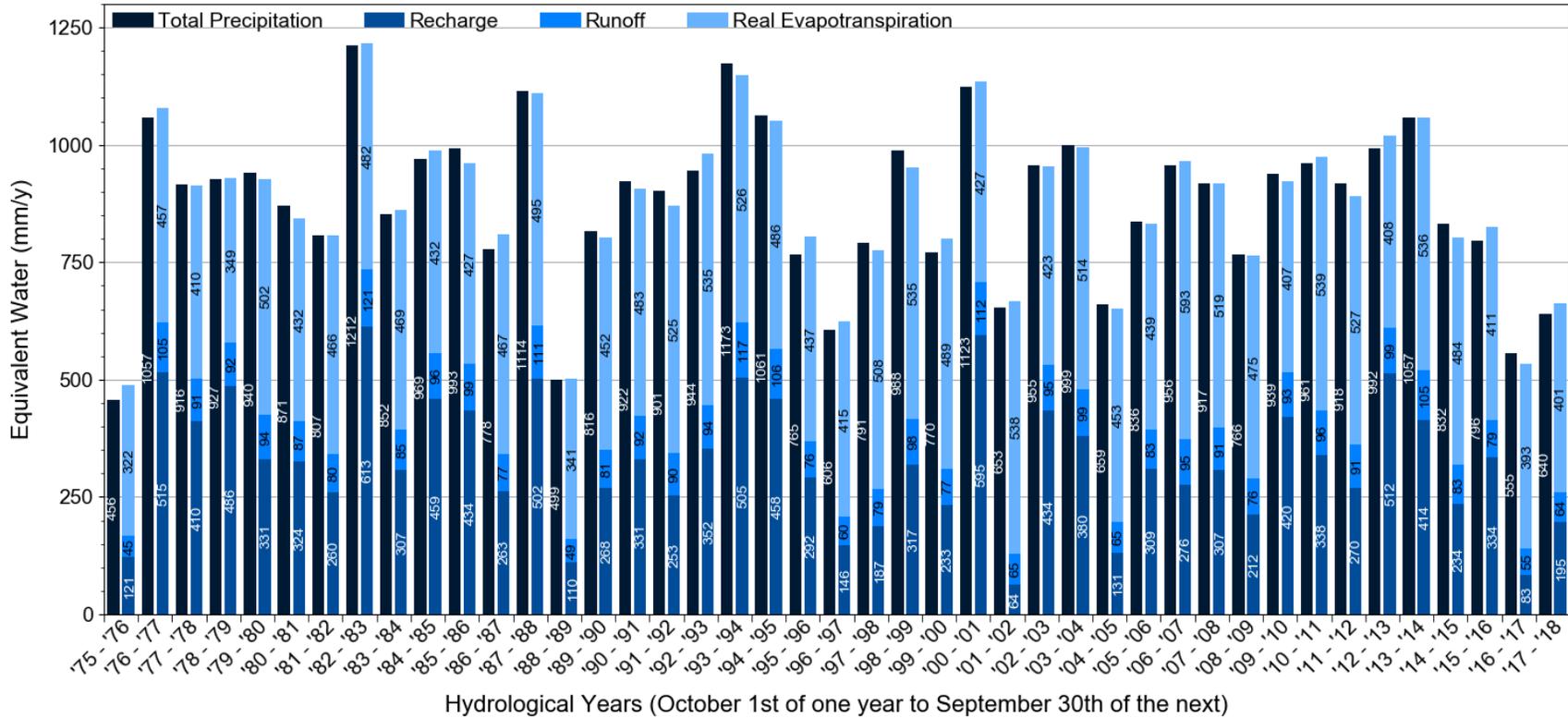


Figure III-58 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWBAT pour le puits PSR15.

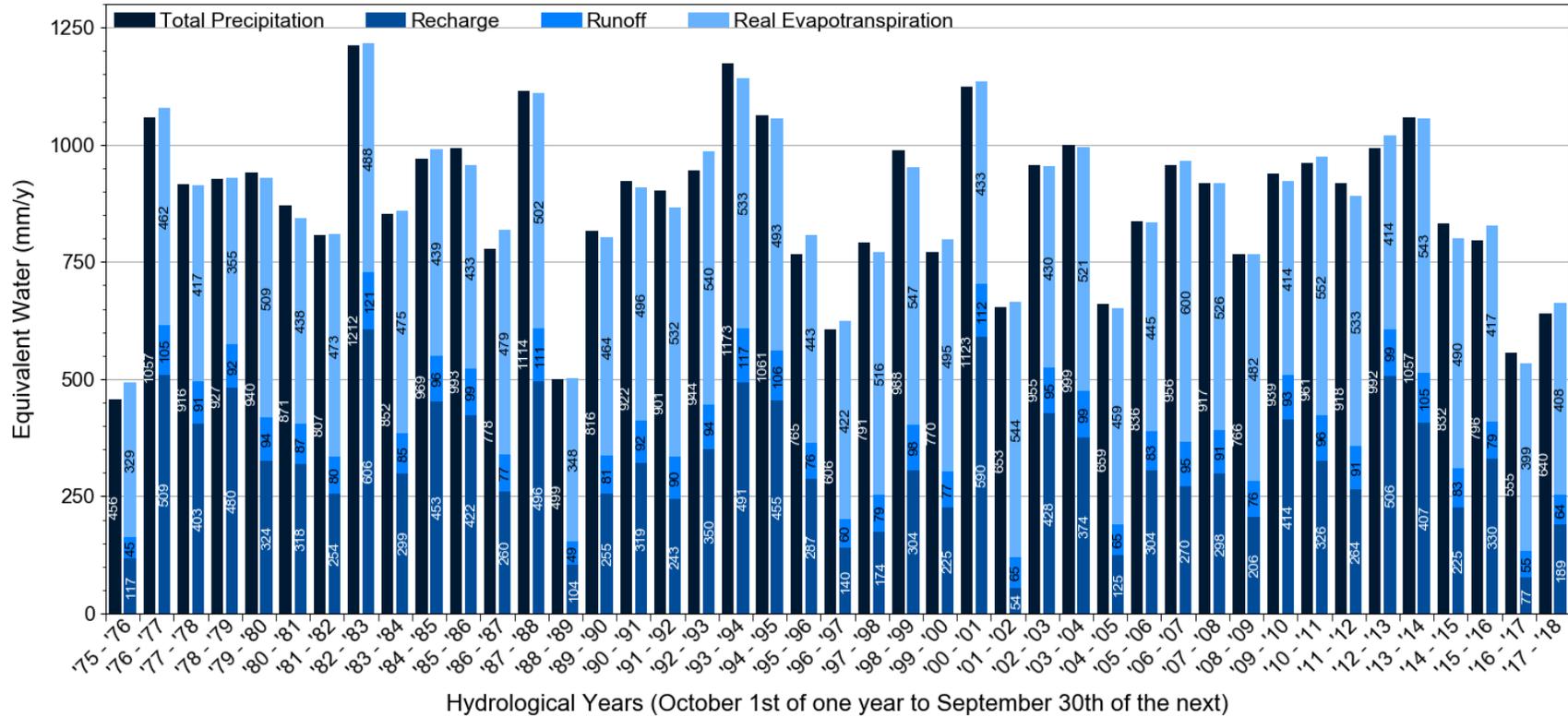


Figure III-59 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWAT pour le puits PZ15.

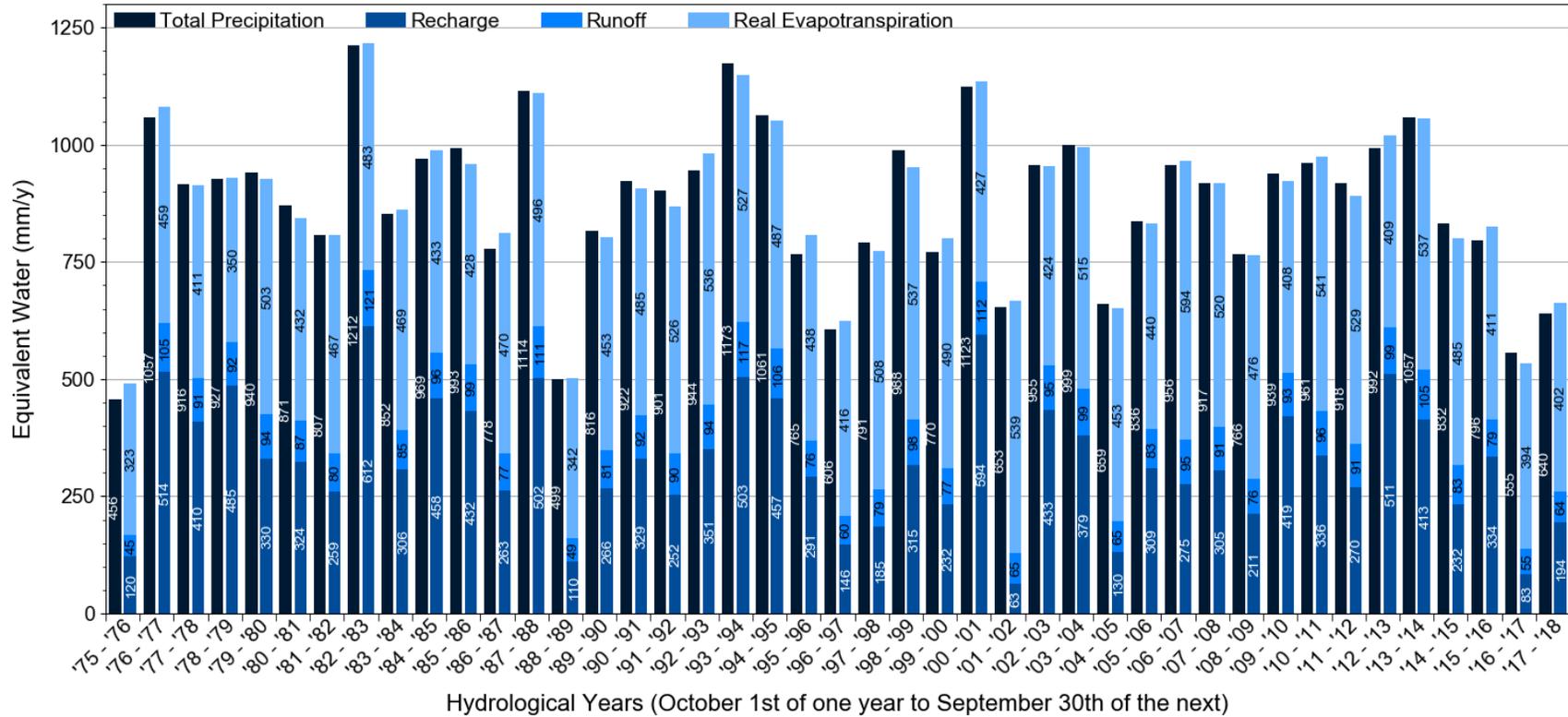


Figure III-60 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWHT pour le puits PZ16.

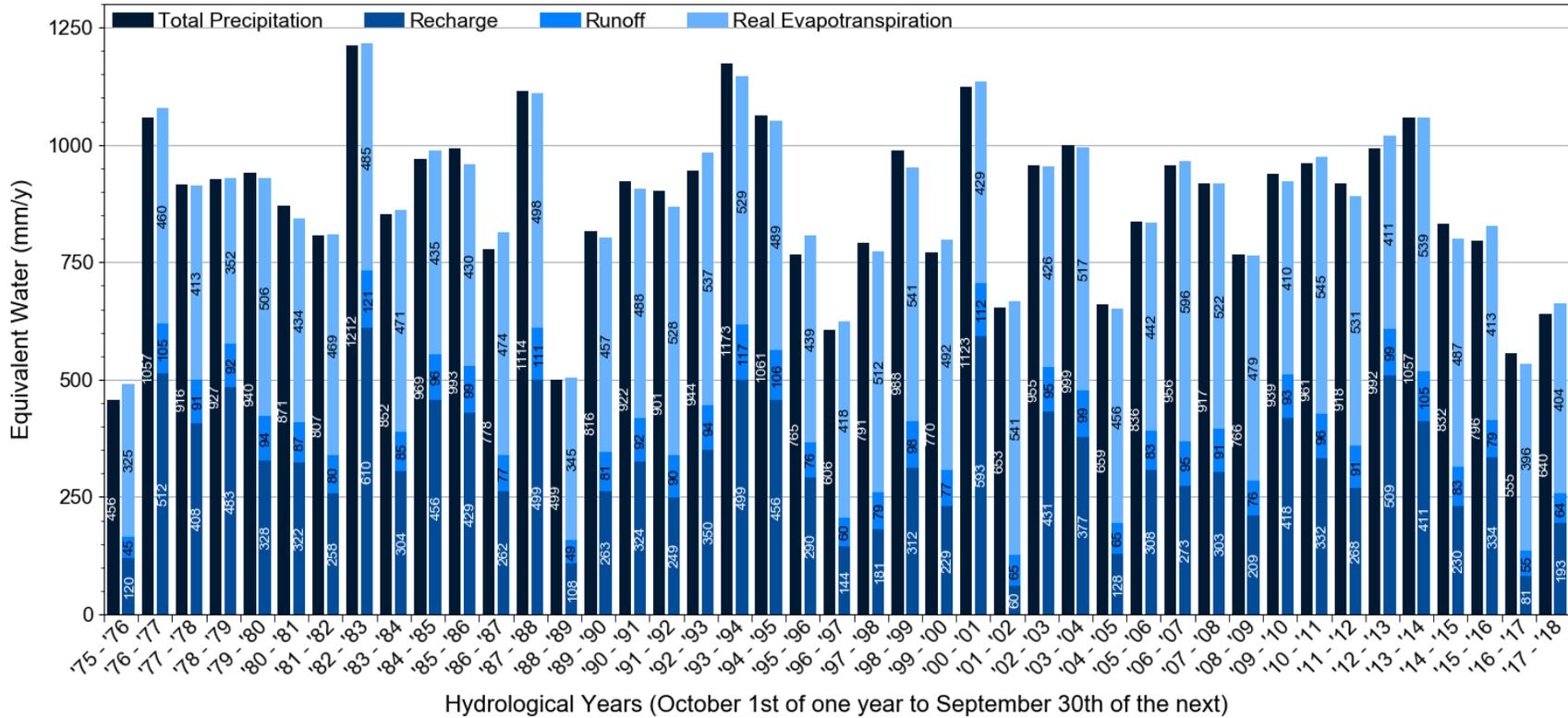


Figure III-61 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWHAT pour le puits PZ17.

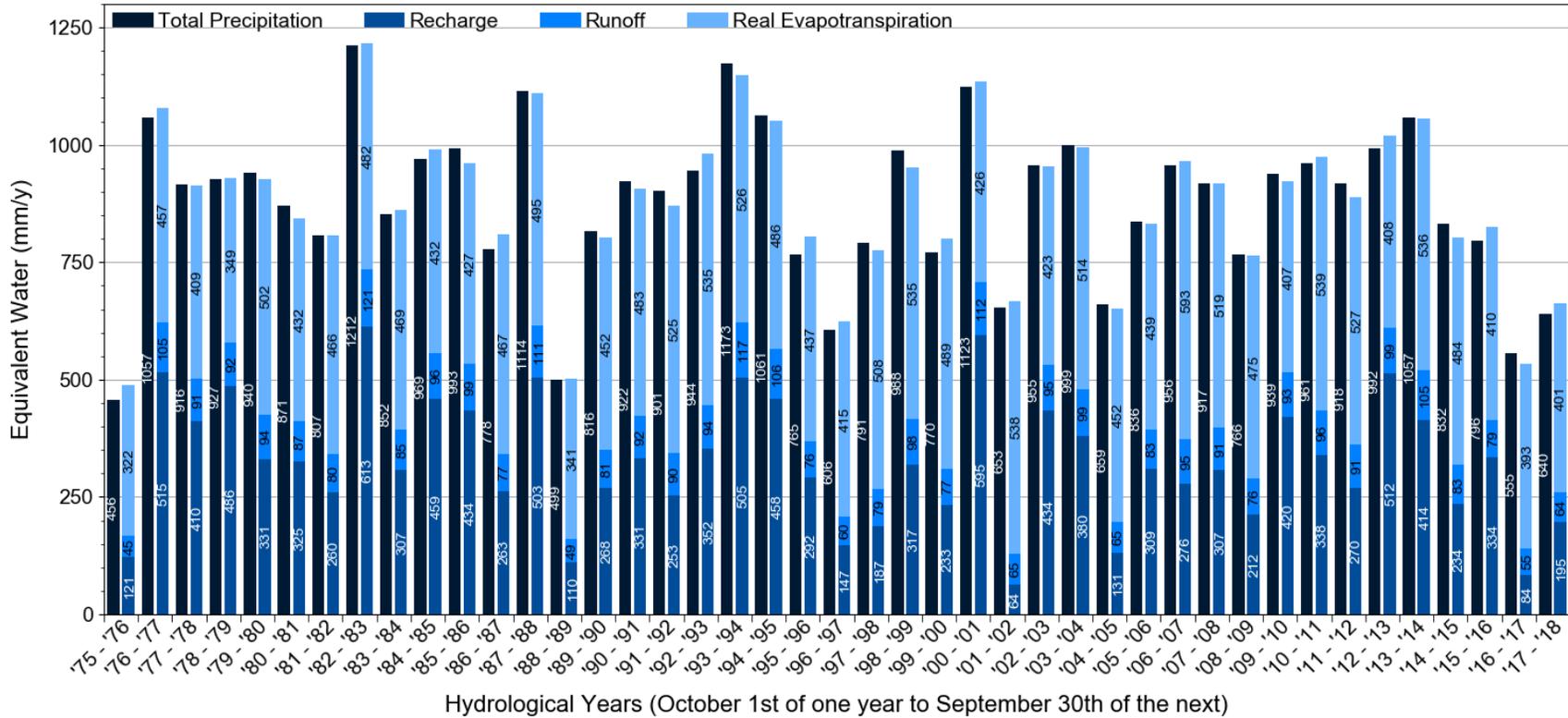


Figure III-62 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWBAT pour le puits PZ19.

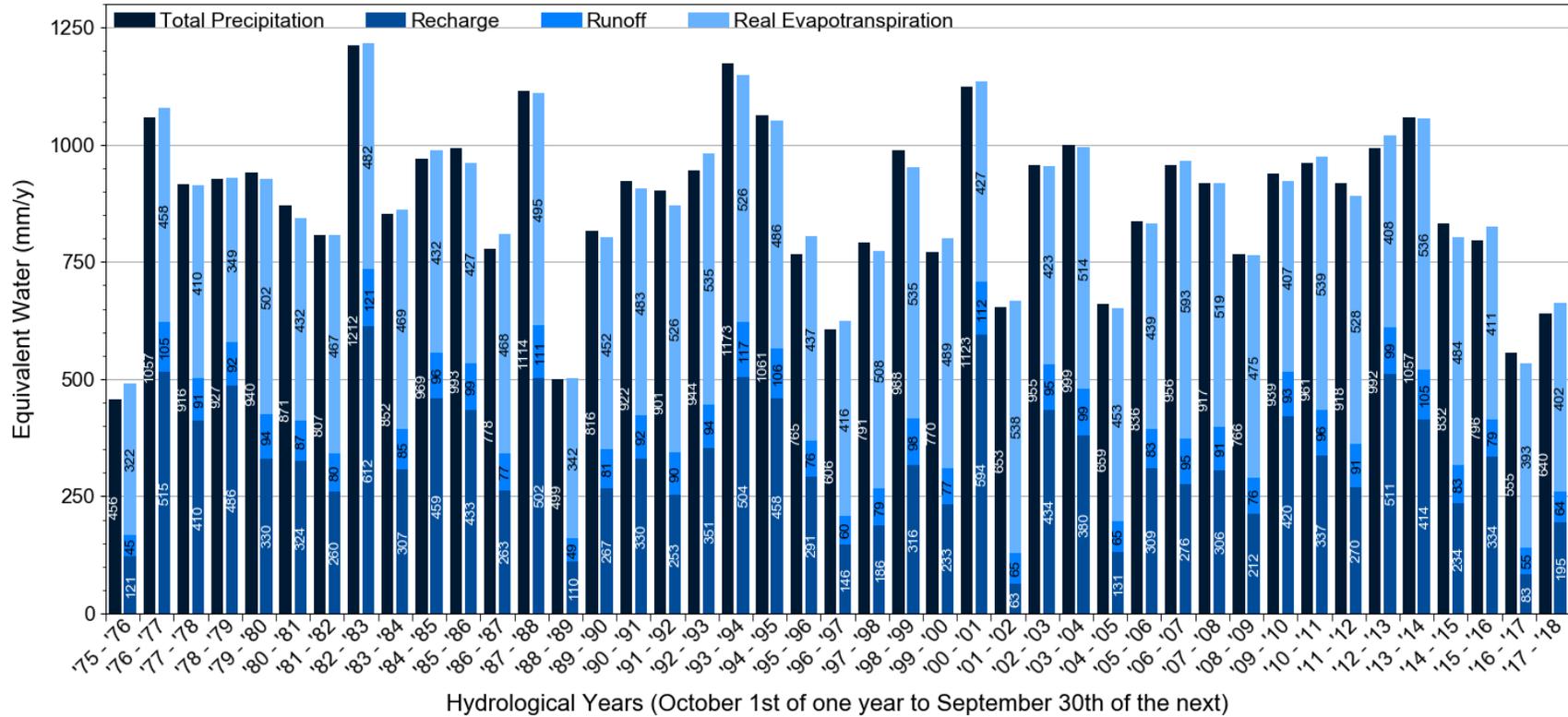


Figure III-63 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWHT pour le puits PZ21.

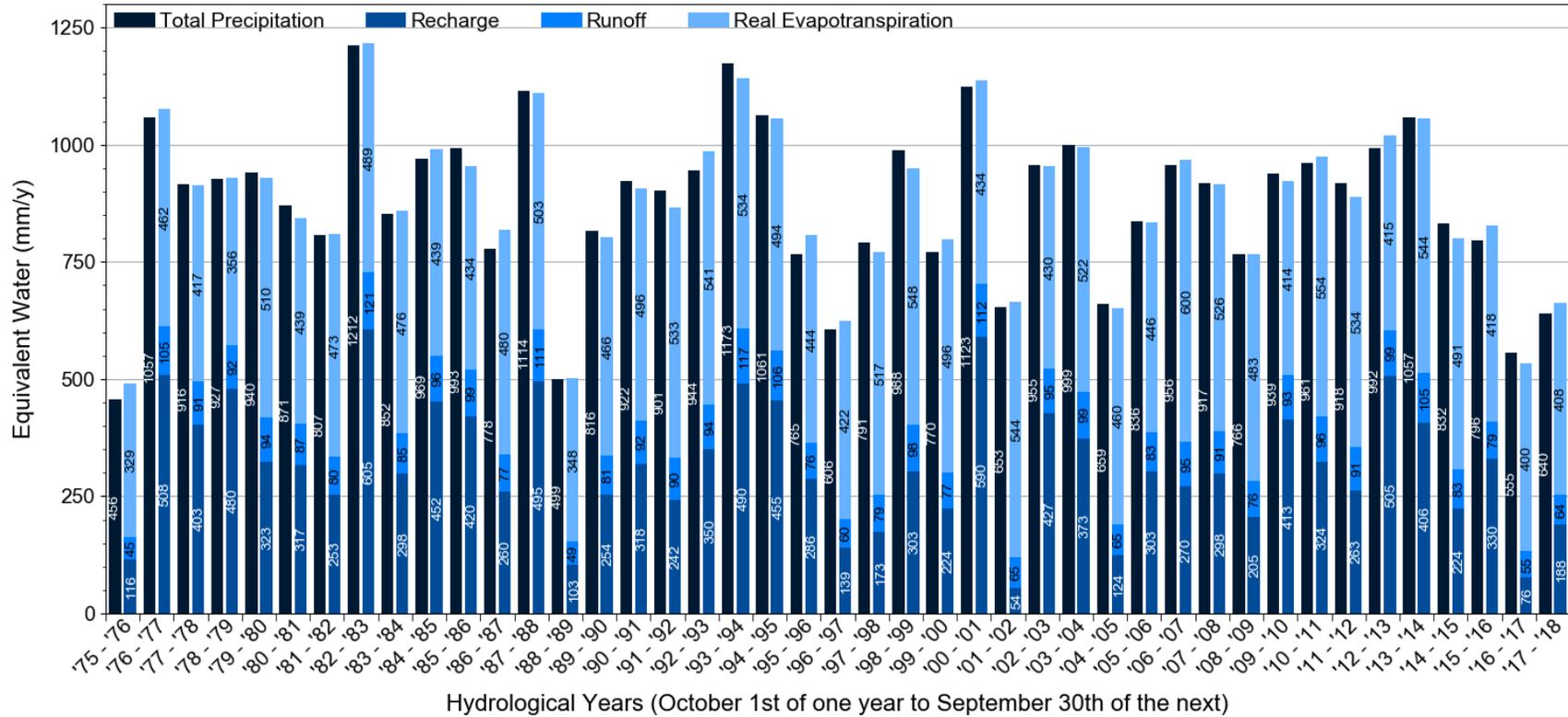


Figure III-64 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWHT pour le puits F9.

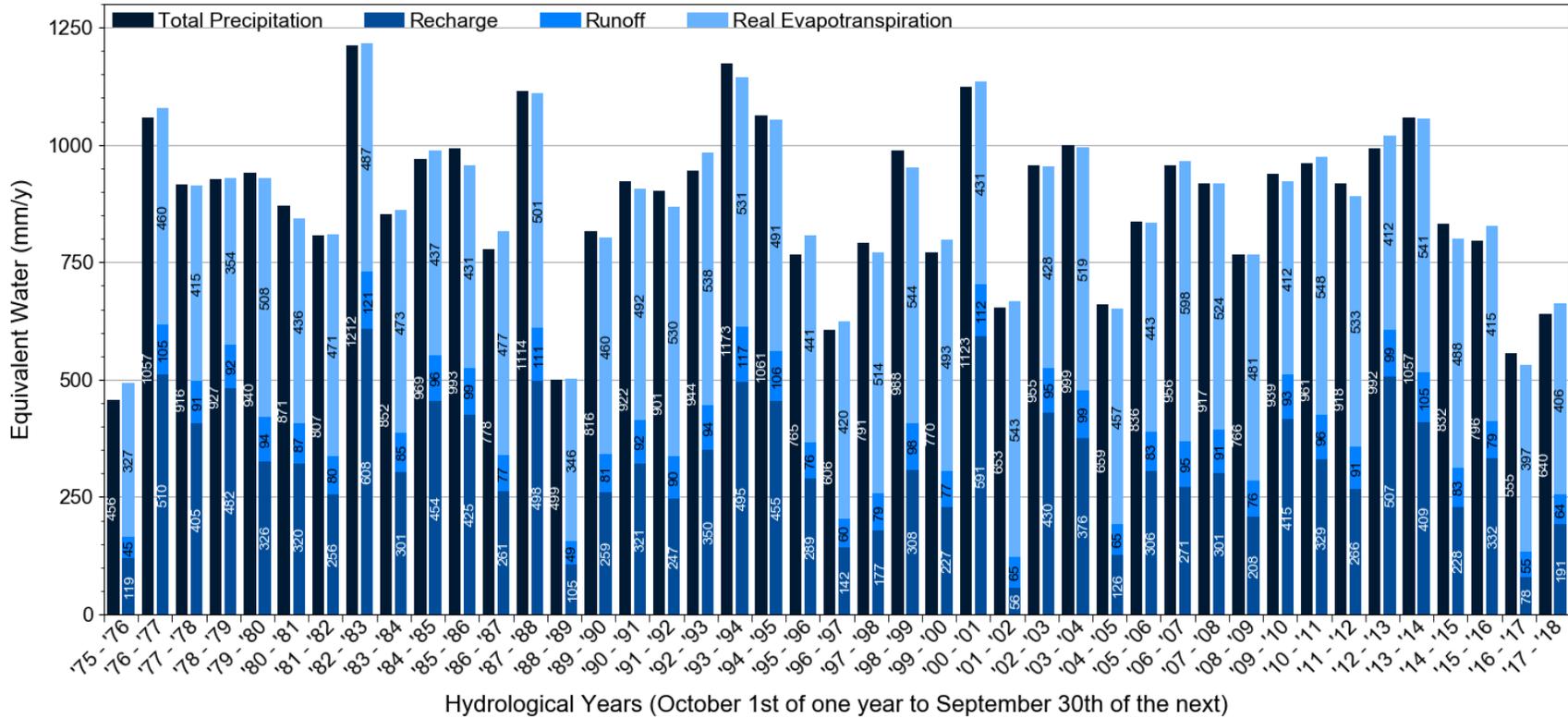


Figure III-66 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWHT pour le puits F35.

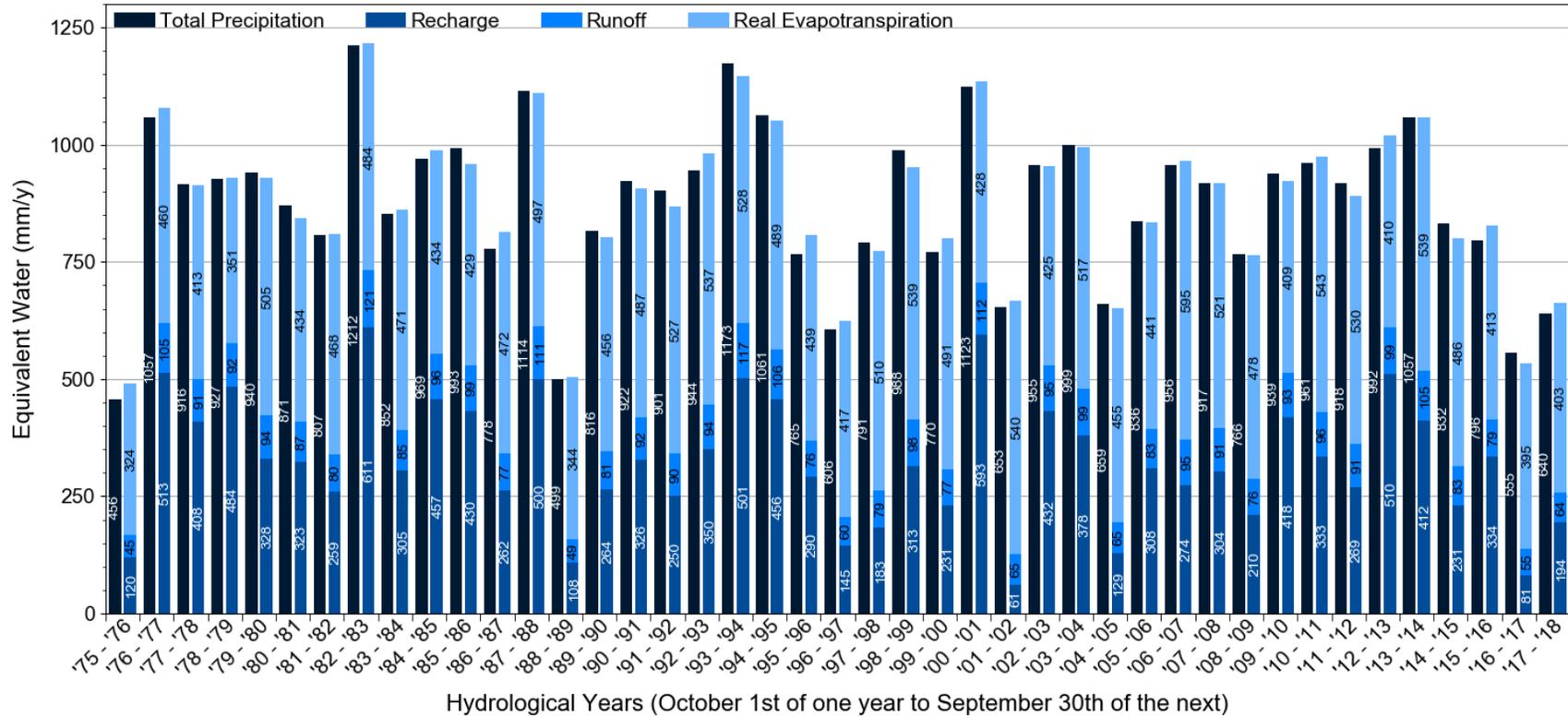


Figure III-67 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWHAT pour le puits de suivi Saint-Eloi à Guilligomarc'h.

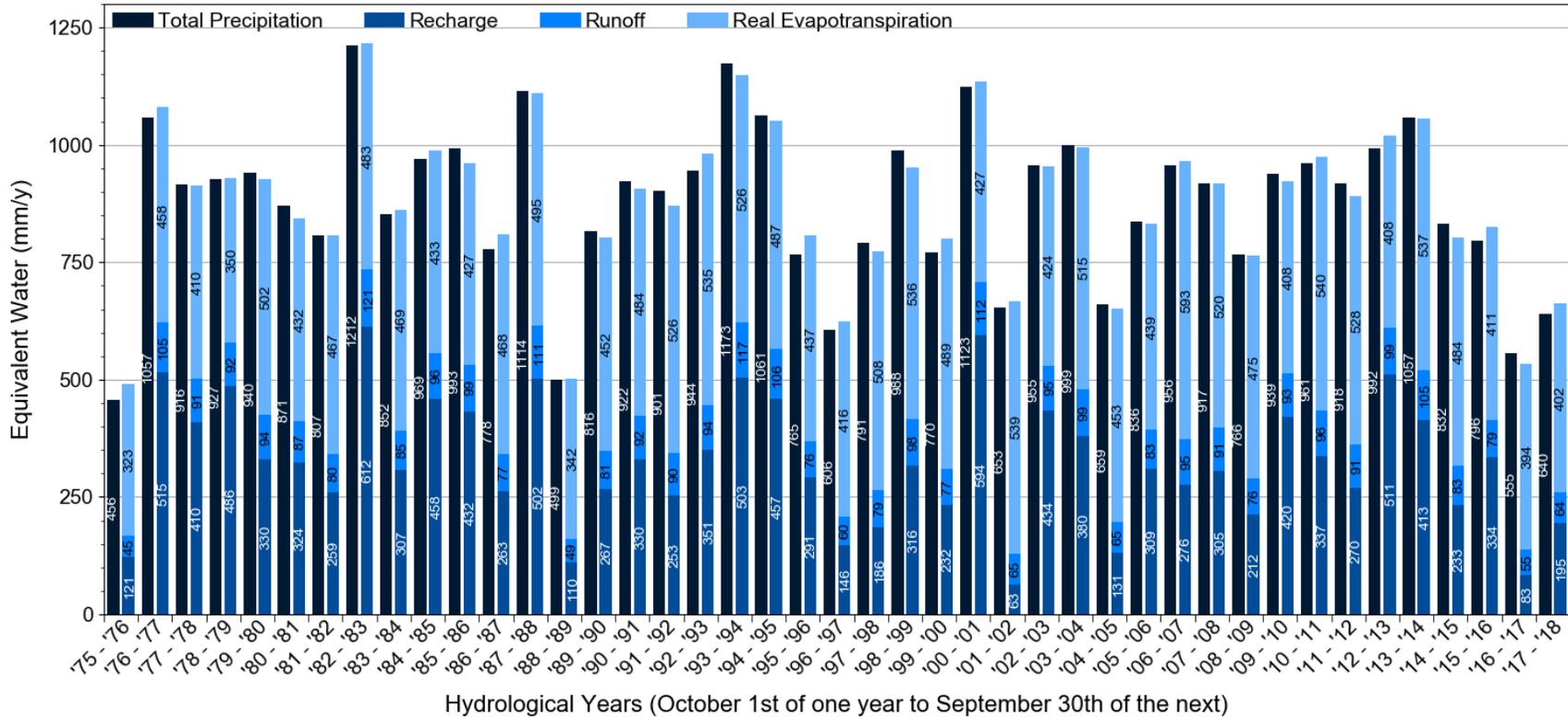


Figure III-68 : Composantes du bilan hydrologique estimées avec le modèle GWHT pour le puits de suivi de Kerbillan à Hennebont.

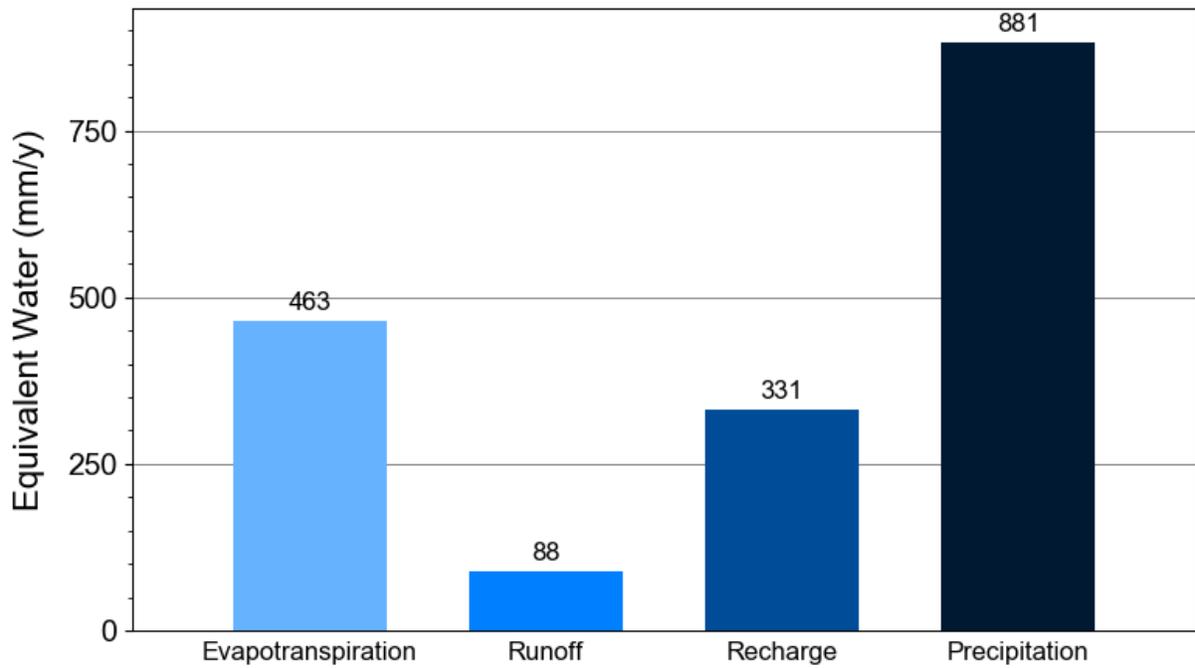


Figure III-69 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PSR2.

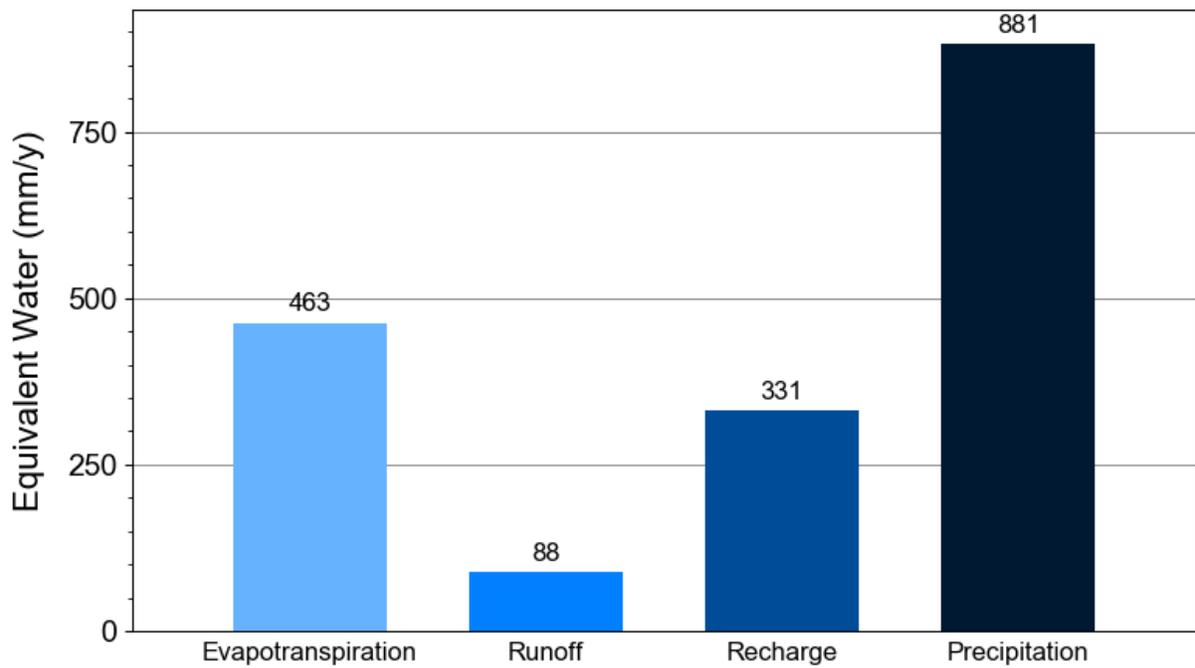


Figure III-70 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PSR15.

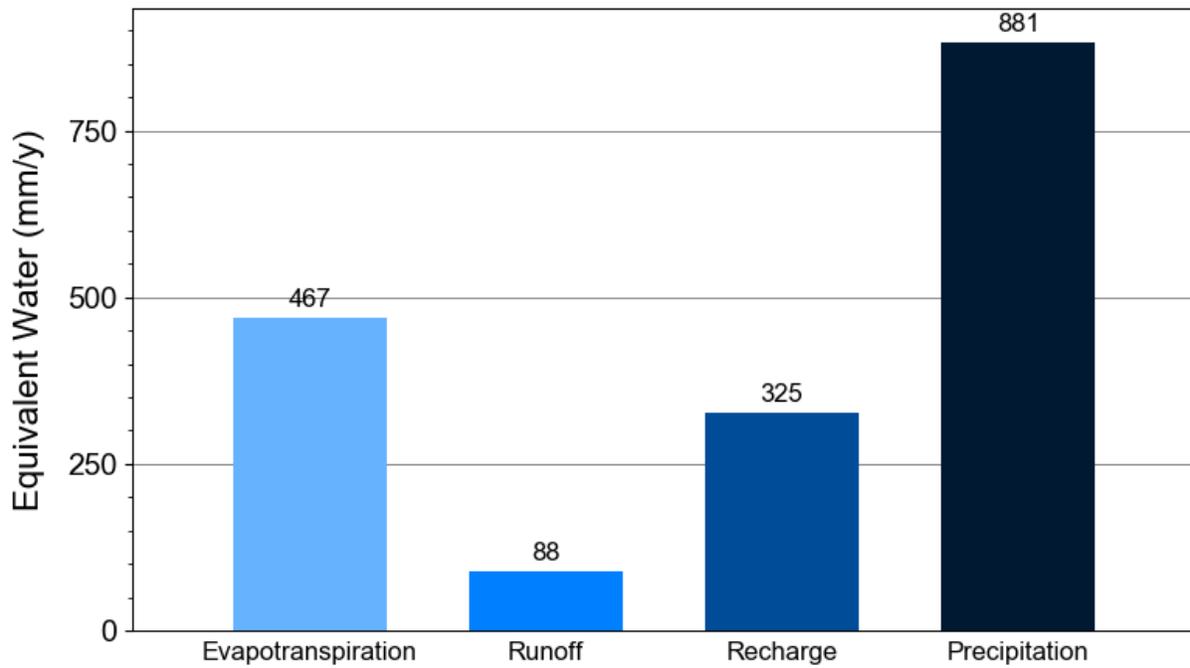


Figure III-71 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ15.

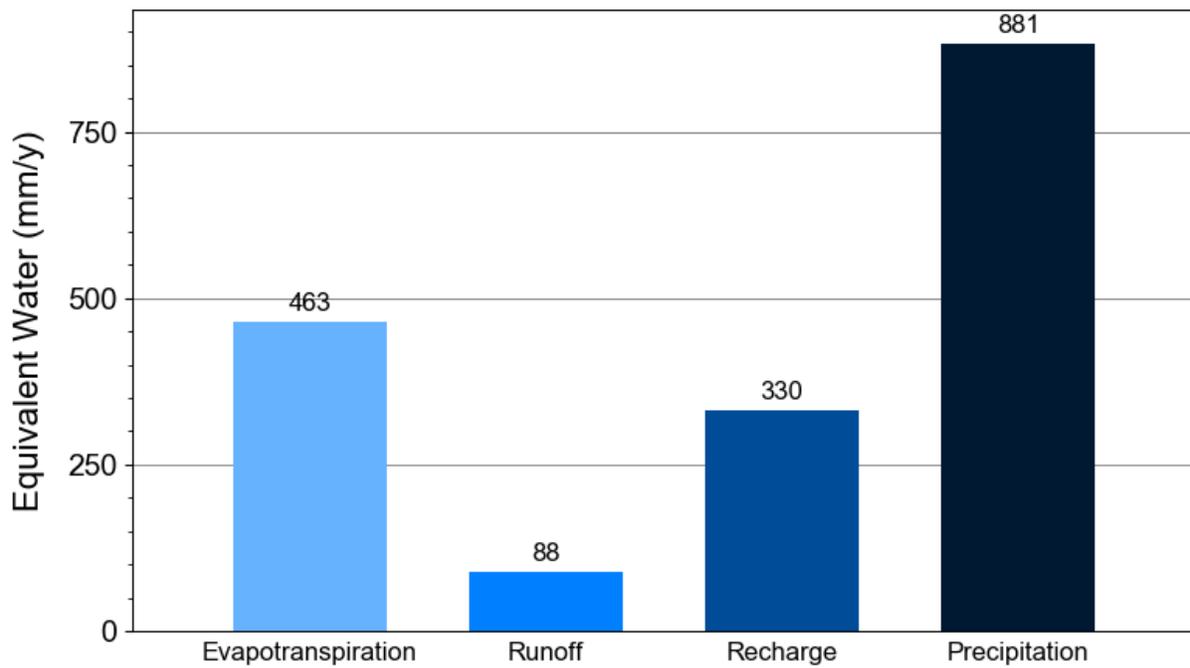


Figure III-72 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ16.

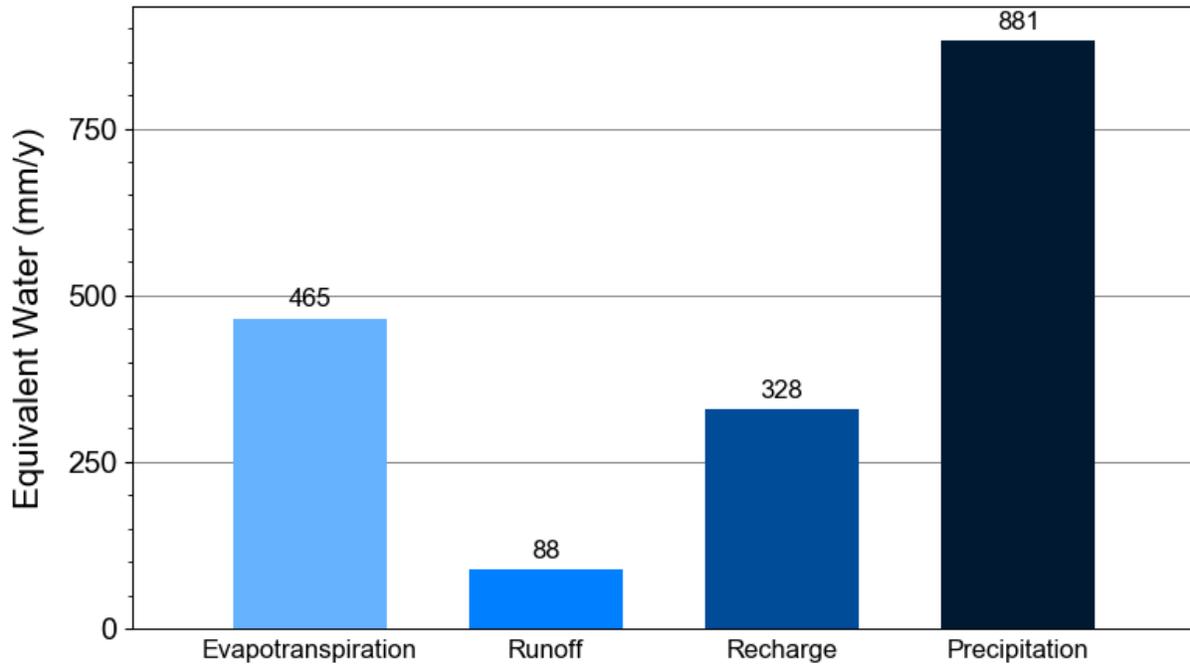


Figure III-73 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ17.

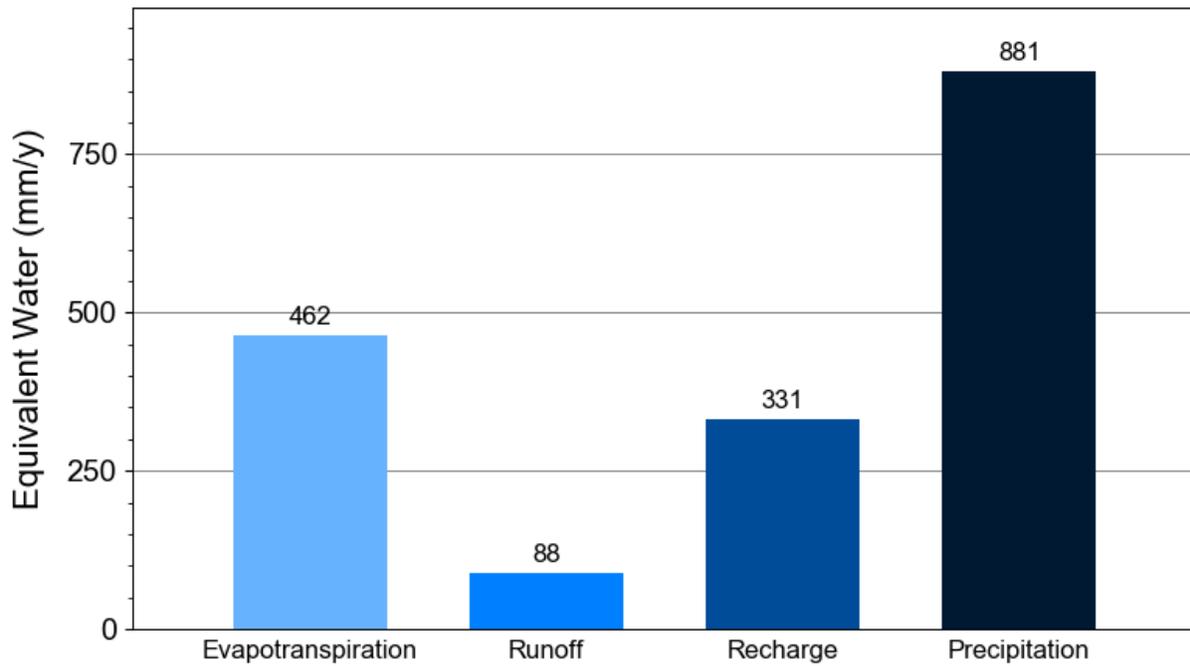


Figure III-74 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ19.

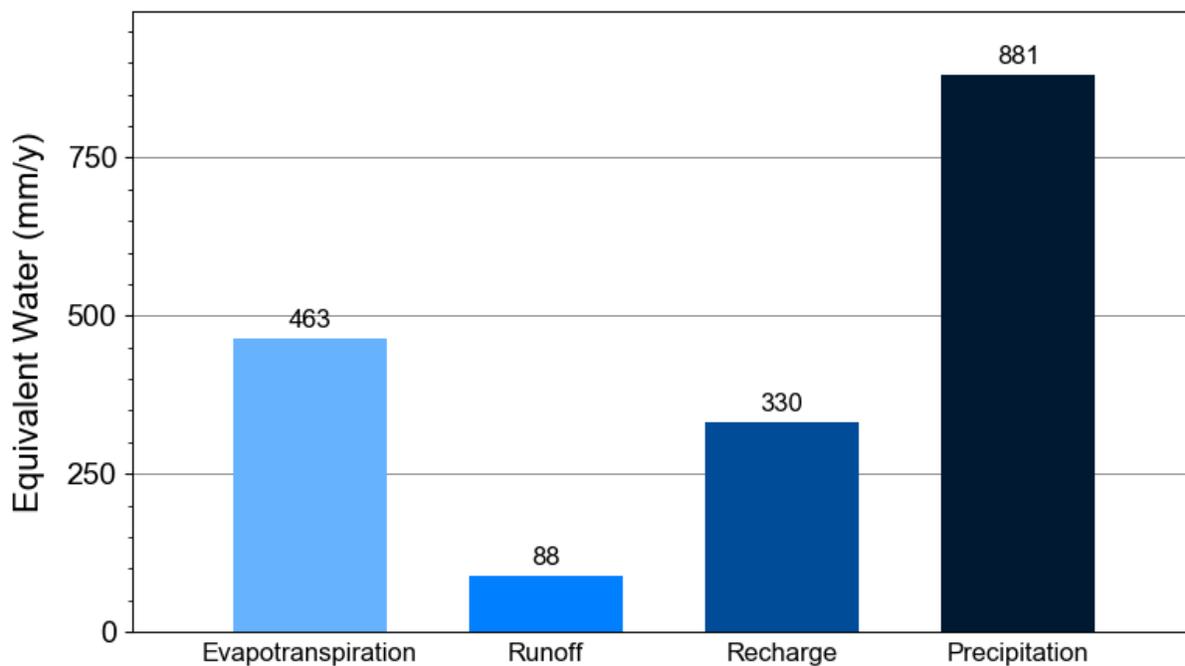


Figure III-75 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ21.

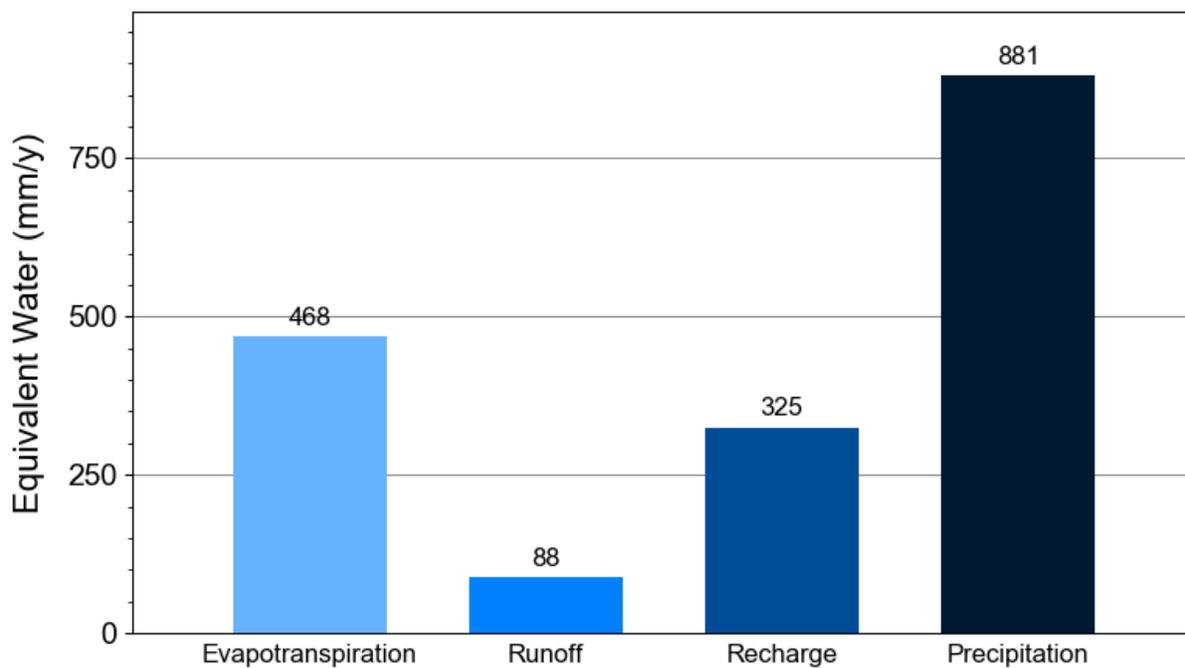


Figure III-76 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits F9.

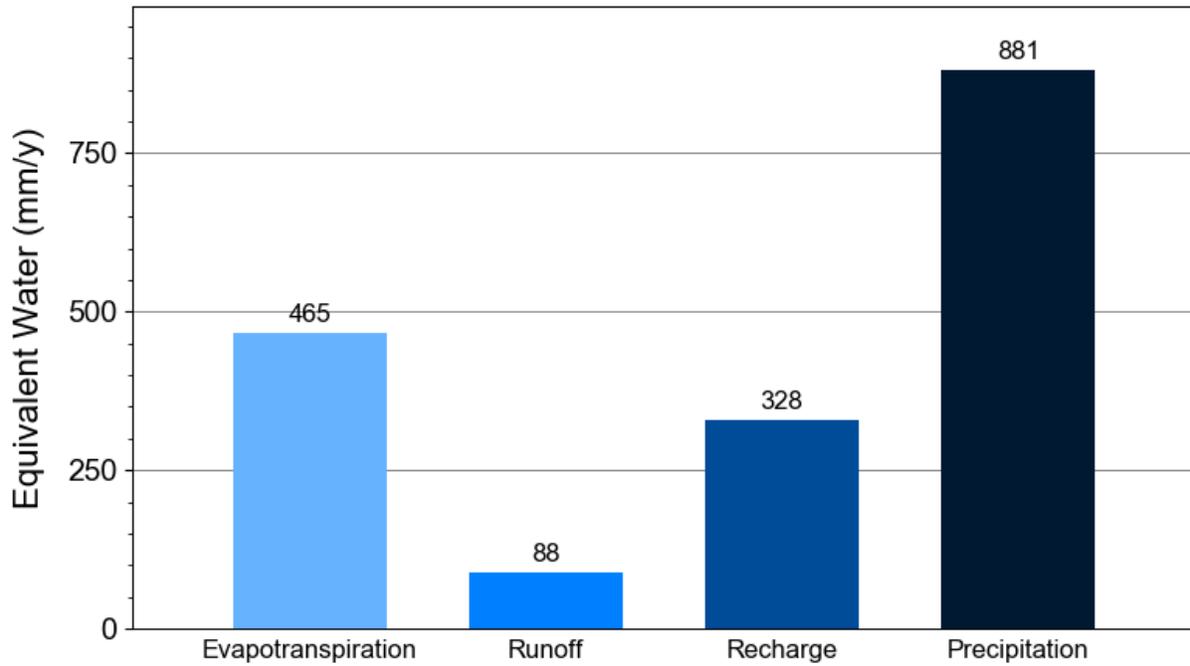


Figure III-77 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits F19.

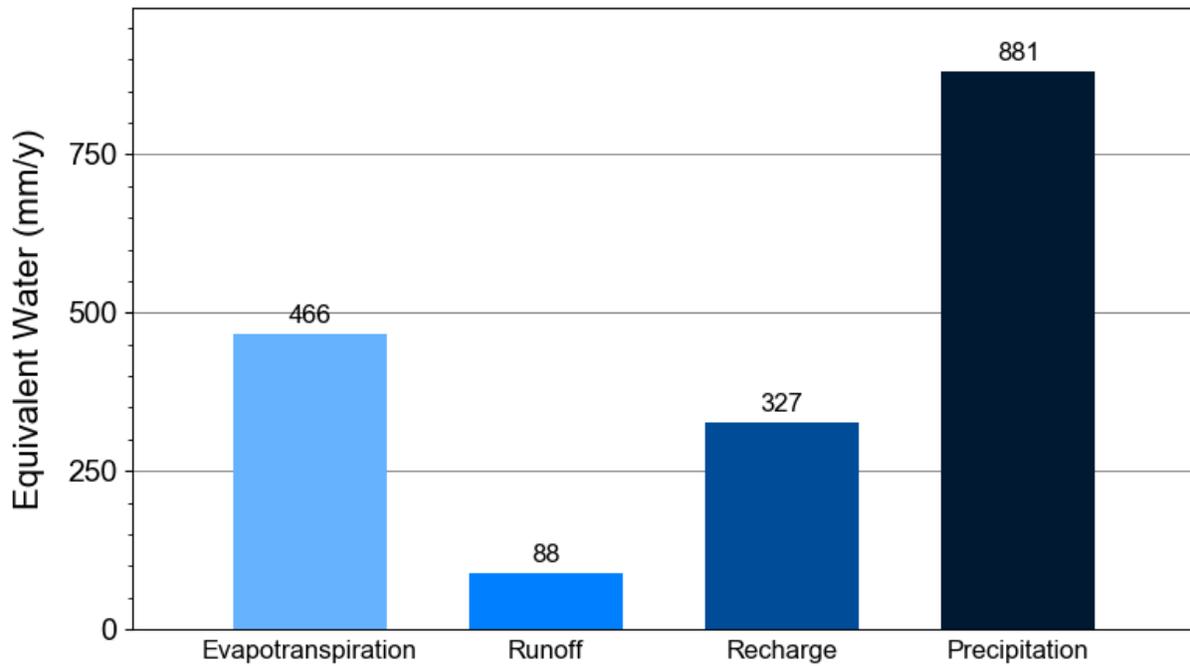


Figure III-78 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits F35.

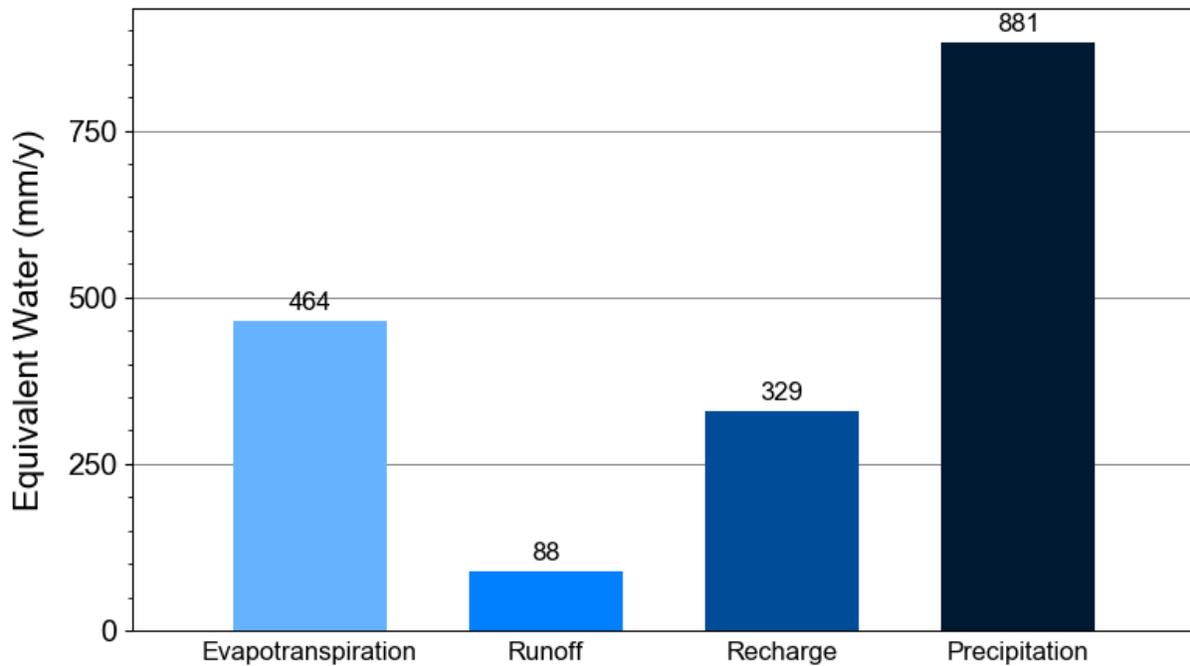


Figure III-79 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits de suivi Saint-Eloi à Guilligomarc'h.

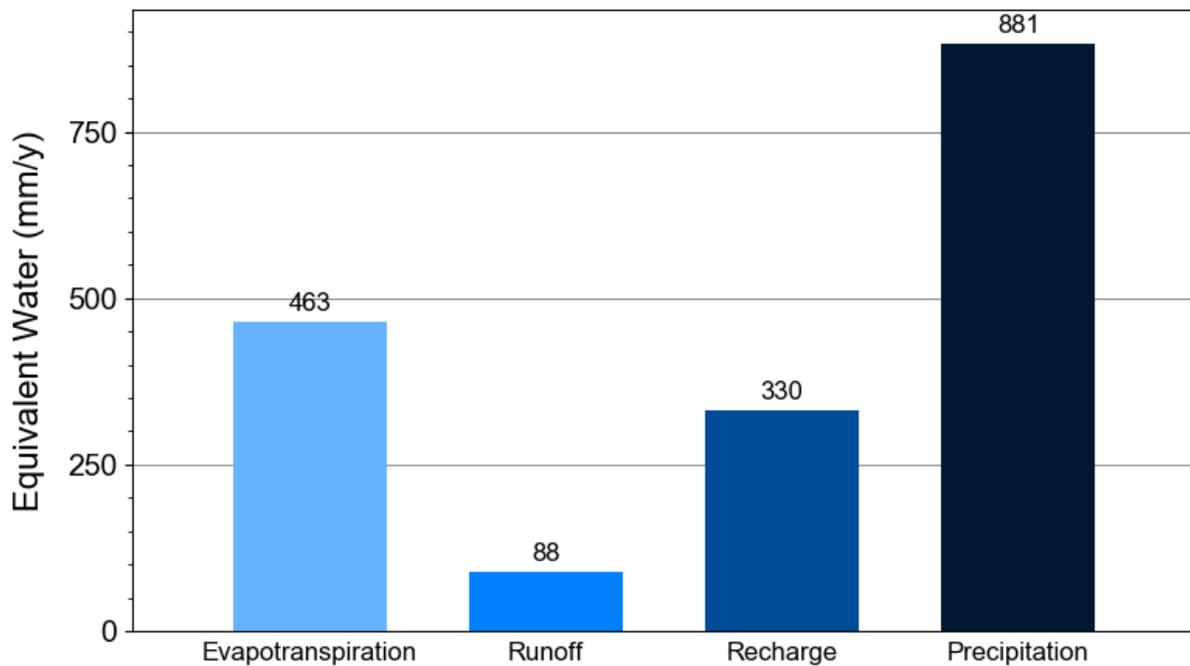


Figure III-80 : Bilan en eau annuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits de suivi de Kerbillan à Hennebont.

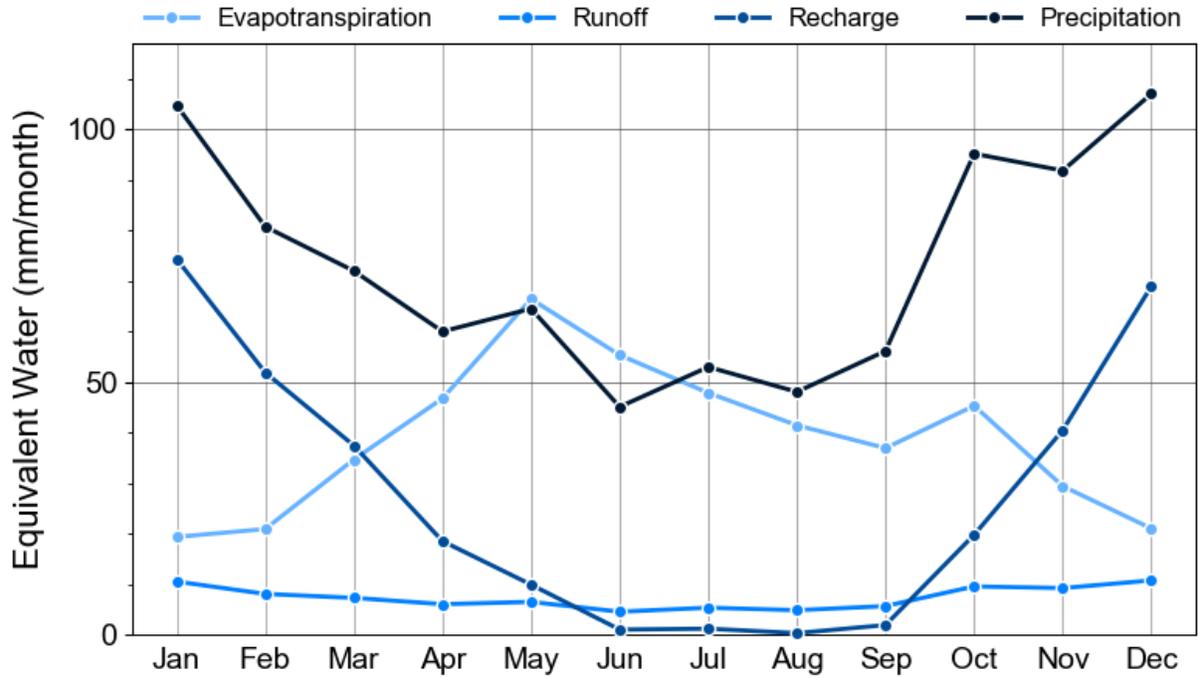


Figure III-81 : Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWBATH pour le puits PSR2.

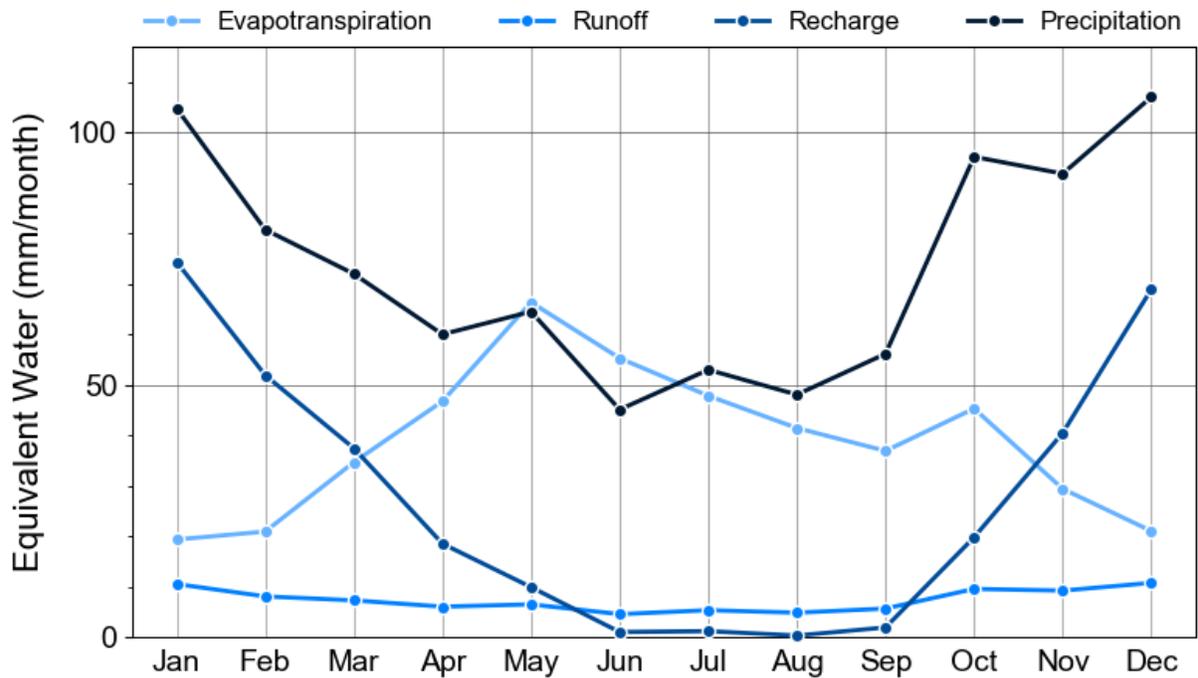


Figure III-82 : Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWBATH pour le puits PSR15.

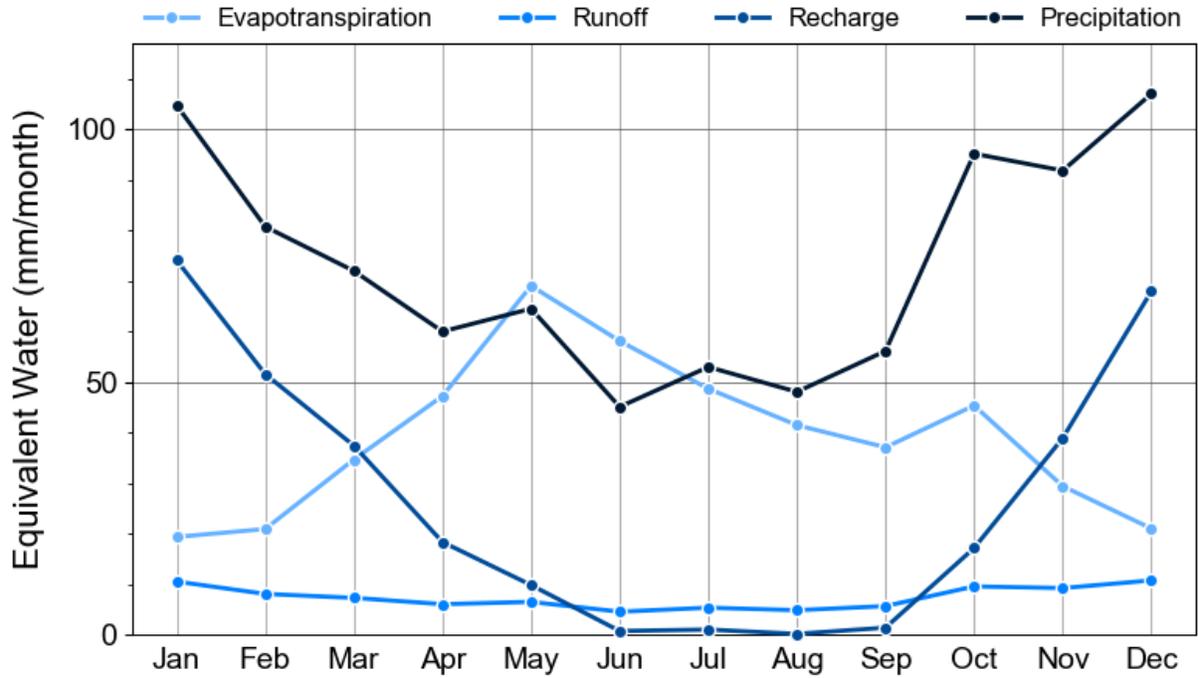


Figure III-83 : Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ15.

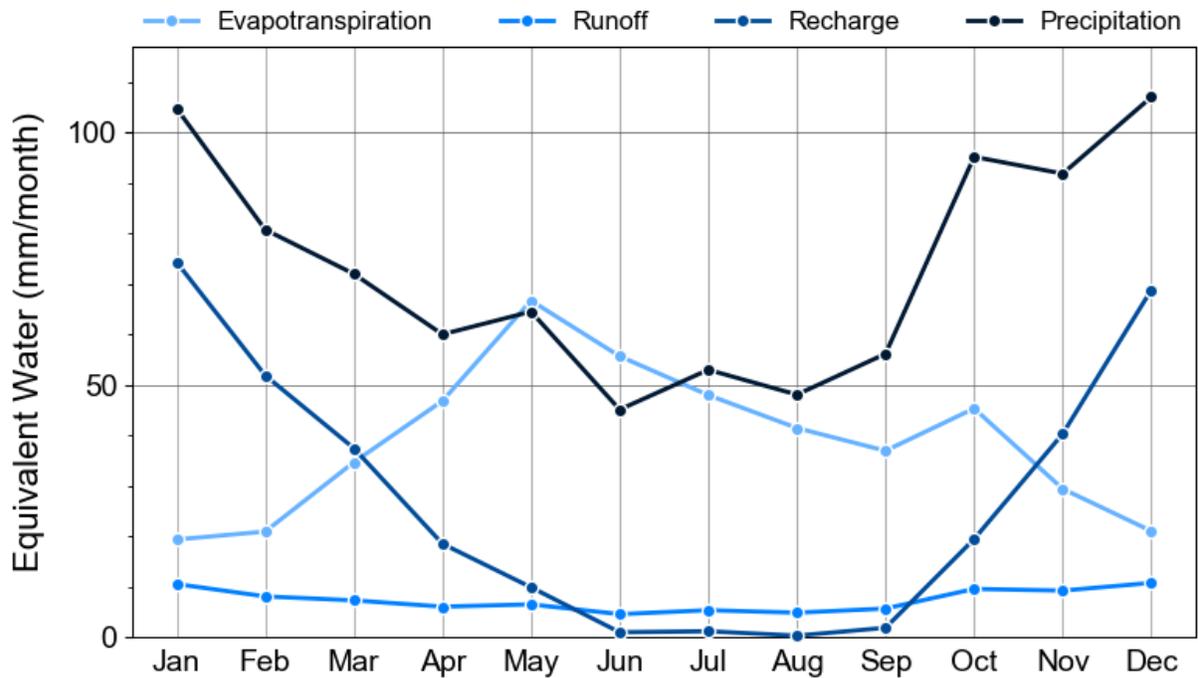


Figure III-84 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ16.

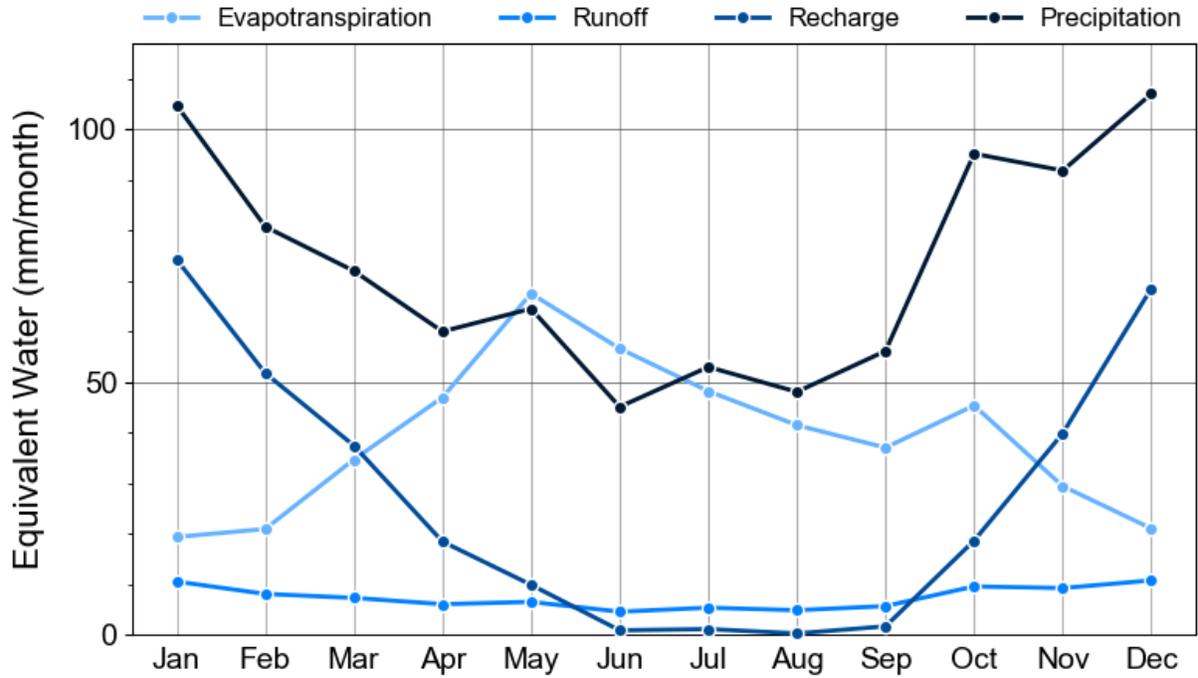


Figure III-85 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ17.

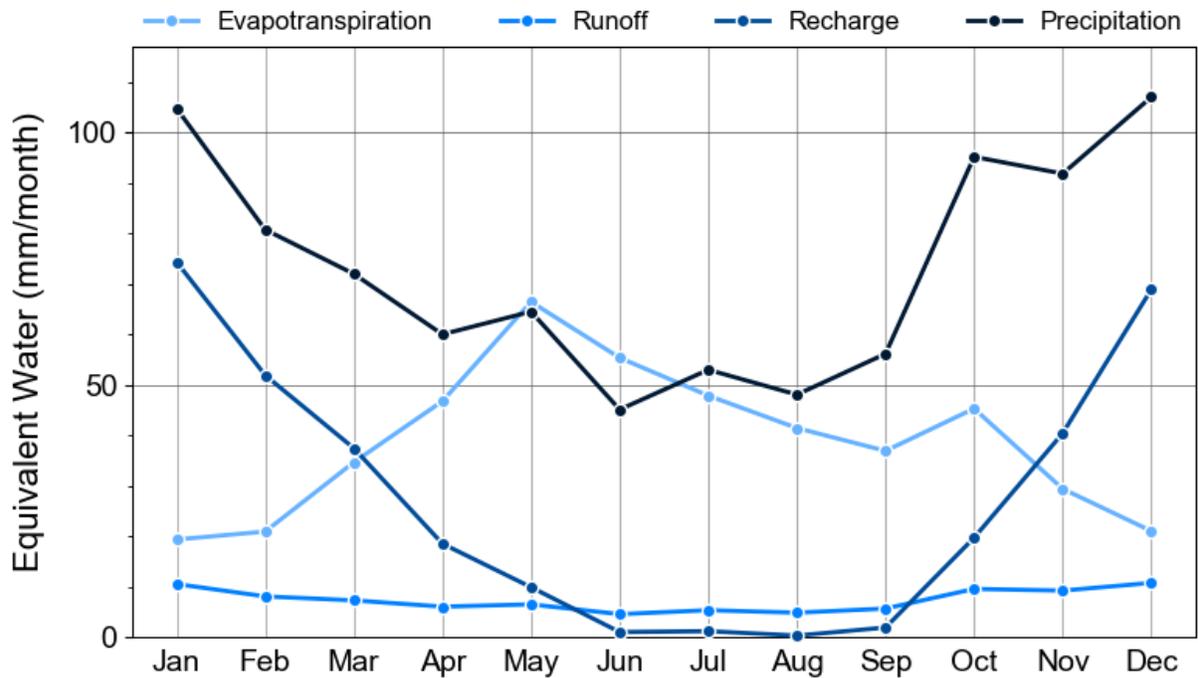


Figure III-86 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ19.

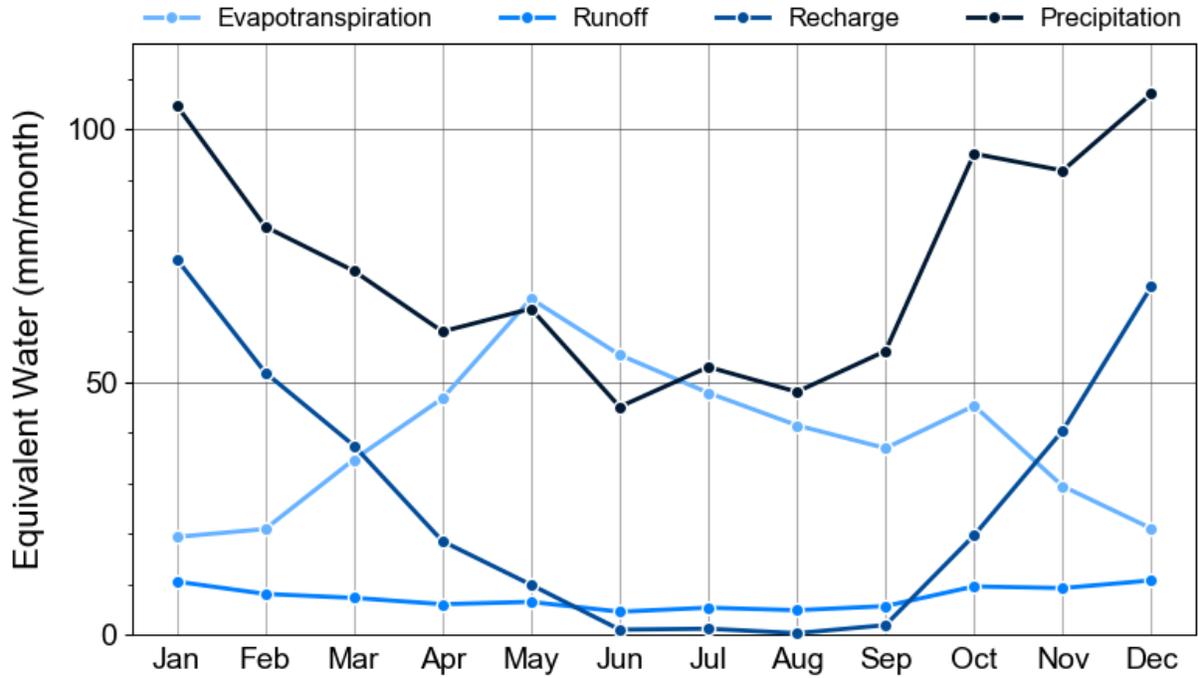


Figure III-87 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits PZ21.

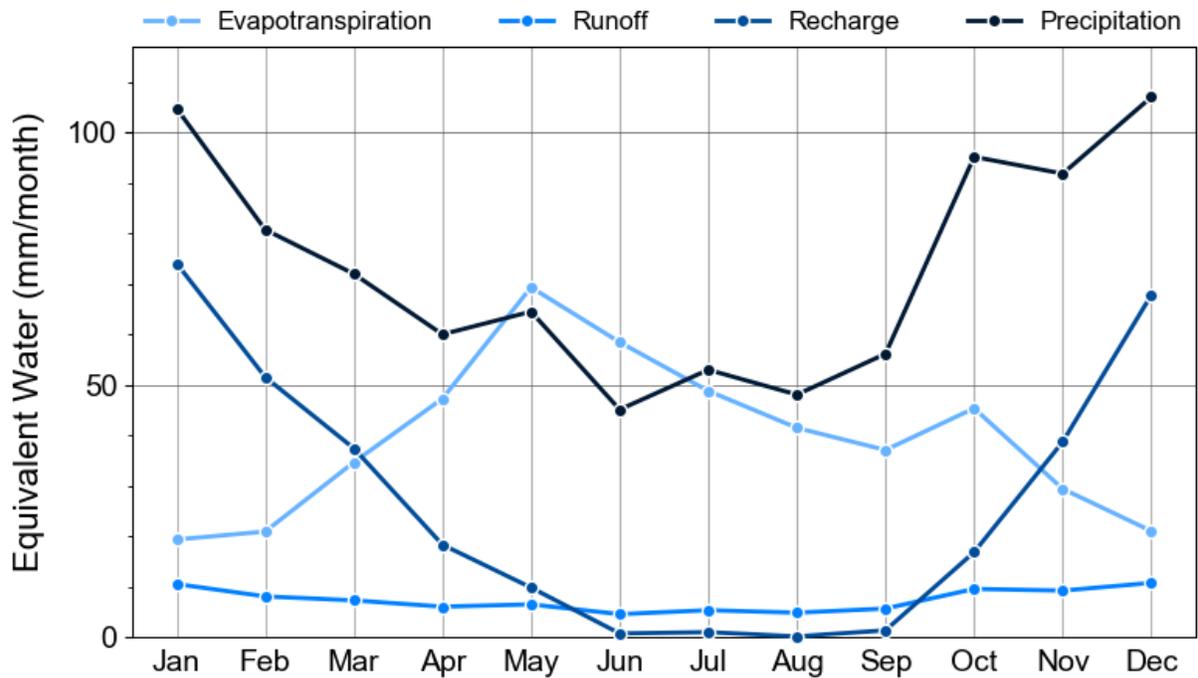


Figure III-88 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits F9.

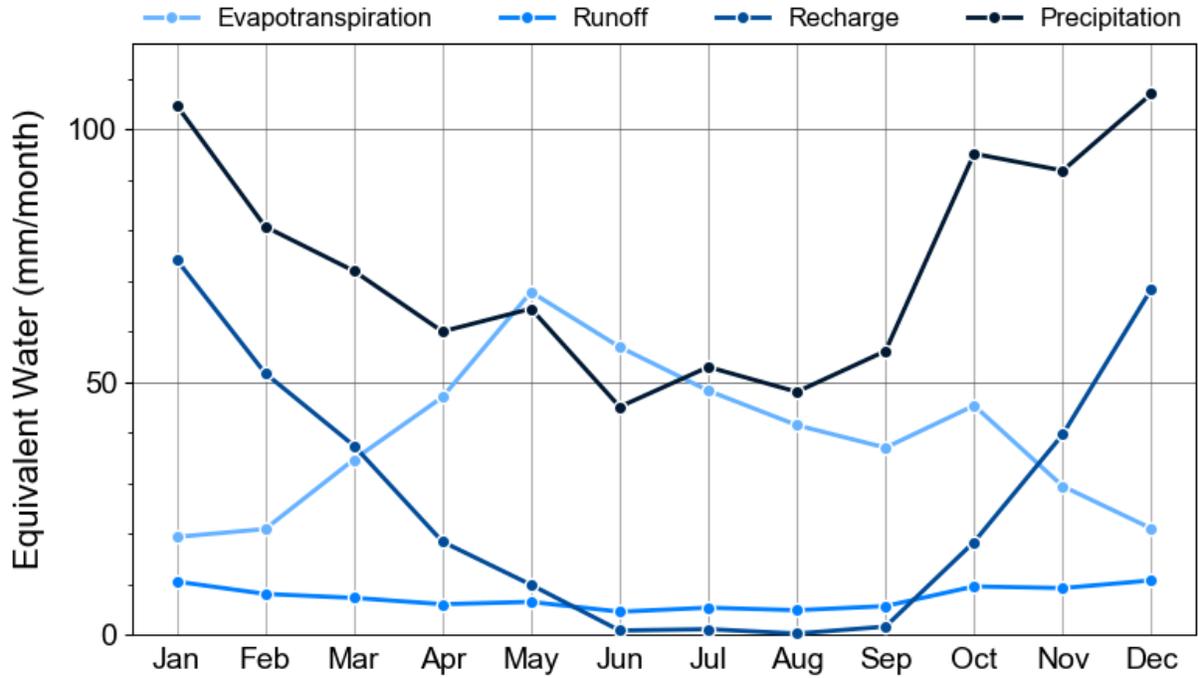


Figure III-89 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits F19.

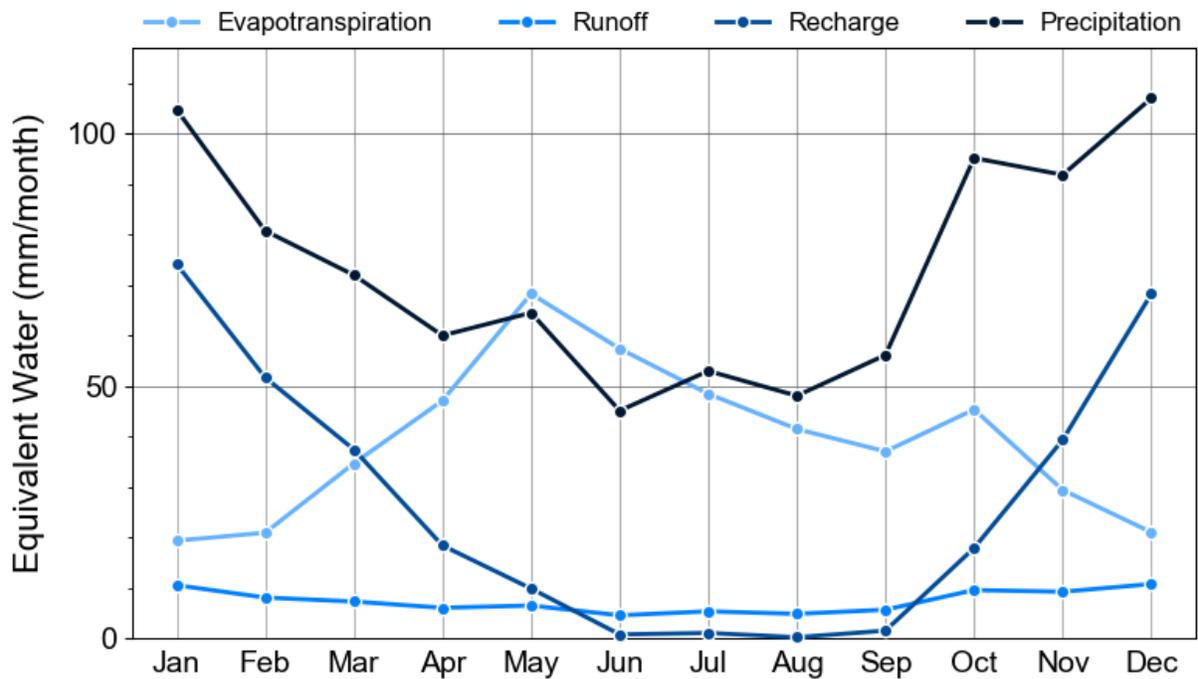


Figure III-90 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits F35.

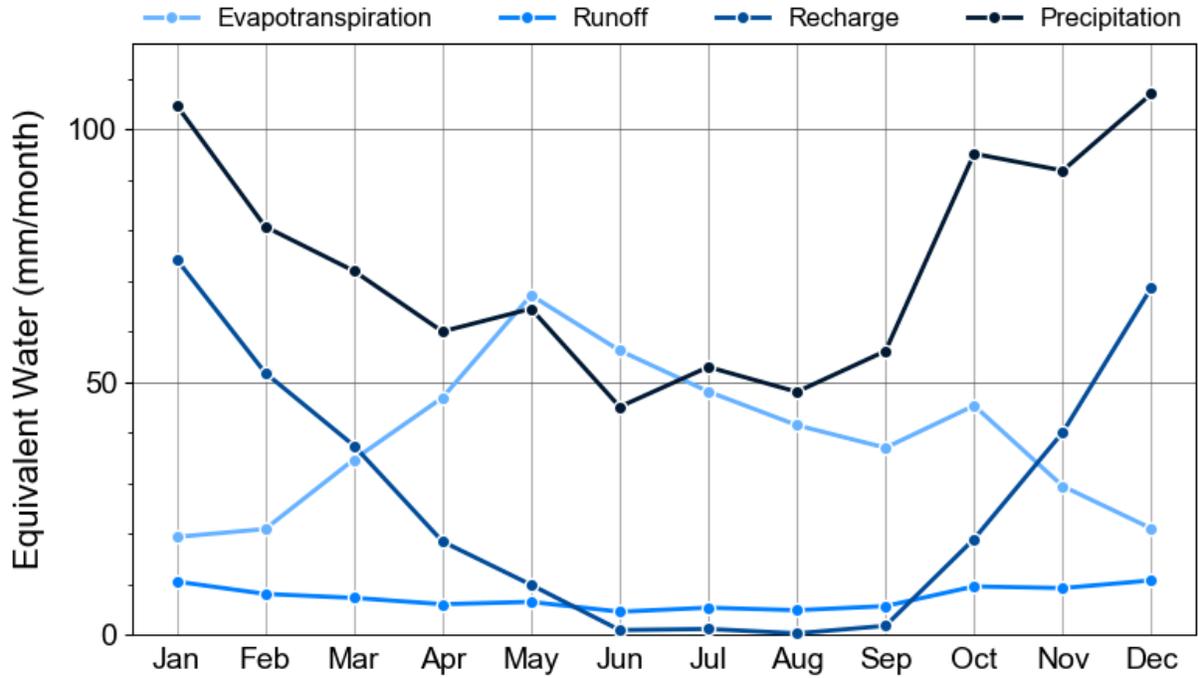


Figure III-91 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits de suivi Saint-Eloi à Guilligomarc'h.

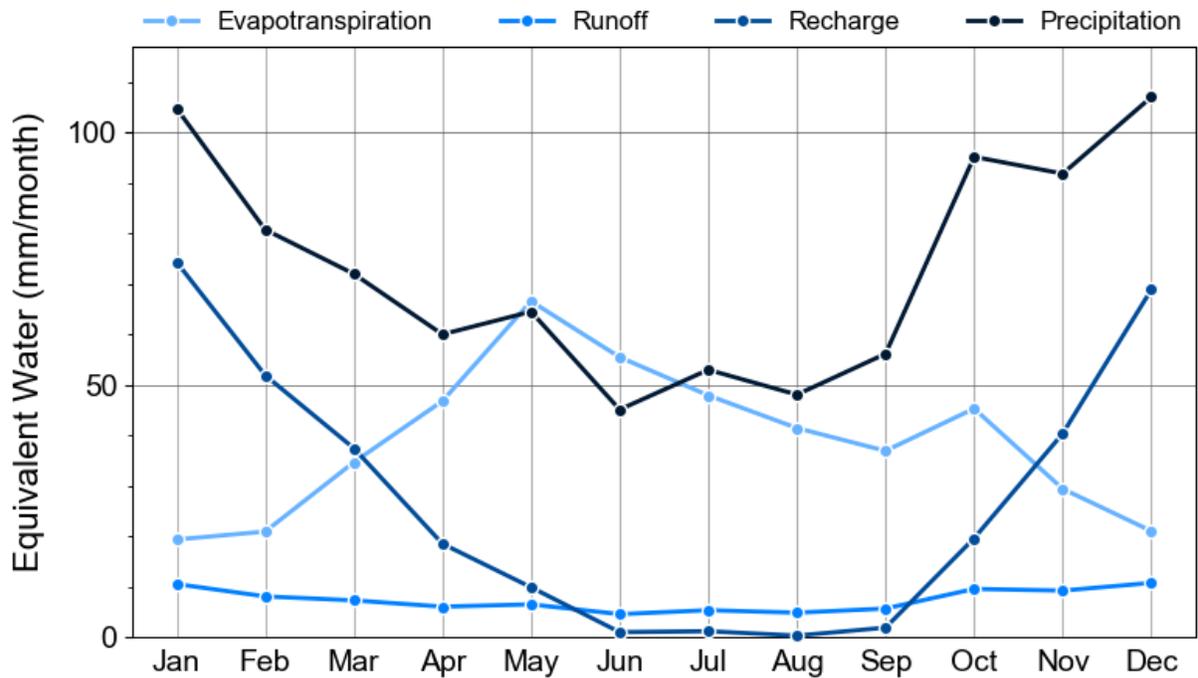


Figure III-92 Bilan en eau mensuel moyen entre 1975 à 2018 estimé avec le modèle GWHAT pour le puits de suivi de Kerbillan à Hennebont.

Tableau III-2 : Synthèse des moyennes des composantes hydrologiques estimées à partir des cinq méthodes d'estimation choisies, selon les années civiles et hydrologiques.

Paramètres	Méthode d'estimation	Estimation "régionales" (PRCP SURFEX)						Estimation "locales"											
		SURFEX		Débits de cours d'eau		ESPERE - Filtre Eckhardt		GWHAT (PRCP Lorient)		ESPERE - WTF (PRCP SURFEX)									
		Période d'étude		1971 à 2011 ¹						1976 à 2017		1994 à 2017 (excluant 2001 à 2004)							
	Zone d'étude	Laïta à Quimperlé		Scorff au Plouay		Laïta à Quimperlé		Scorff au Plouay		Guilligomarc'h		Laïta à Quimperlé		Scorff au Plouay					
C _{RO}	Année calendrier	0,0962		0,0953		0,1 ²		0,1 ²		0,0888		0,0746		0,06		-		-	
	Année hydrologique	0,0961		0,0952		-		-		0,0885		0,0744		47		-		-	
RASmax (mm)		-		-		-		-		-		-		0,026		0,0267		0,0098	
Sy		-		-		-		-		-		-		-		-		-	
ETR (mm/a)	Année calendrier	582	50,6%	587	52,1%	636	55,2%	624	55,4%	636	55,2%	624	55,4%	468,3	53,1%	-		-	
	Année hydrologique	583	50,8%	587	52,3%	631	55,0%	615	54,8%	633	54,8%	621	54,9%	467,3	53,1%	-		-	
RS (mm/a)	Année calendrier	111	9,6%	107	9,5%	115	10,0%	113	10,0%	113	9,8%	97	8,6%	88,2	10,0%	-		-	
	Année hydrologique	110	9,6%	107	9,5%	115	10,0%	112	10,0%	116	10,1%	100	8,8%	88,0	10,0%	-		-	
R (mm/a)	Année calendrier	458	39,7%	432	38,4%	400	34,8%	390	34,6%	402	34,9%	406	36,0%	324,8	36,8%	283		23%	
	Année hydrologique	455	39,7%	430	38,3%	402	35,0%	395	35,2%	405	35,1%	410	36,2%	323,6	36,8%	104		9%	
PRCP (mm/a)	Année calendrier	1151	100%	1127	100%	1151	100%	1127	100%	1151	100%	1127	100%	881,8	100%	1220		100%	
	Année hydrologique	1148	100%	1123	100%	1148	100%	1123	100%	1155	100%	1131	100%	879,4	100%	1202		100%	
BFI ³ moyen	Année calendrier	-		-		-		-		0,781	78%	0,807	81%	-		-		-	
	Année hydrologique	-		-		-		-		0,777	78%	0,804	80%	-		-		-	

¹Les périodes de données de précipitations SURFEX utilisées pour les méthodes SURFEX et Débits de cours d'eau commencent en 1970

²valeur imposée

³BFI = Base Flow Index : Rapport entre le débit de base d'un cours d'eau et le débit total.

ANNEXE IV – Figures complémentaires de la modélisation 3D

Diminution rapide de K vs profondeur	
$\Delta t = 1000 \text{ j}, \alpha_L = 50\text{m}$	
Critère	Non respecté en %
Nombre de Peclet en x	0%
Nombre de Peclet en z	0%
Nombre de Courant en x	25%
Nombre de Courant en z	57%

Figure IV-1 : Visualisation de la distribution de l'angle intérieur maximal des triangles composant le maillage final du modèle régional, selon les axes x-y.

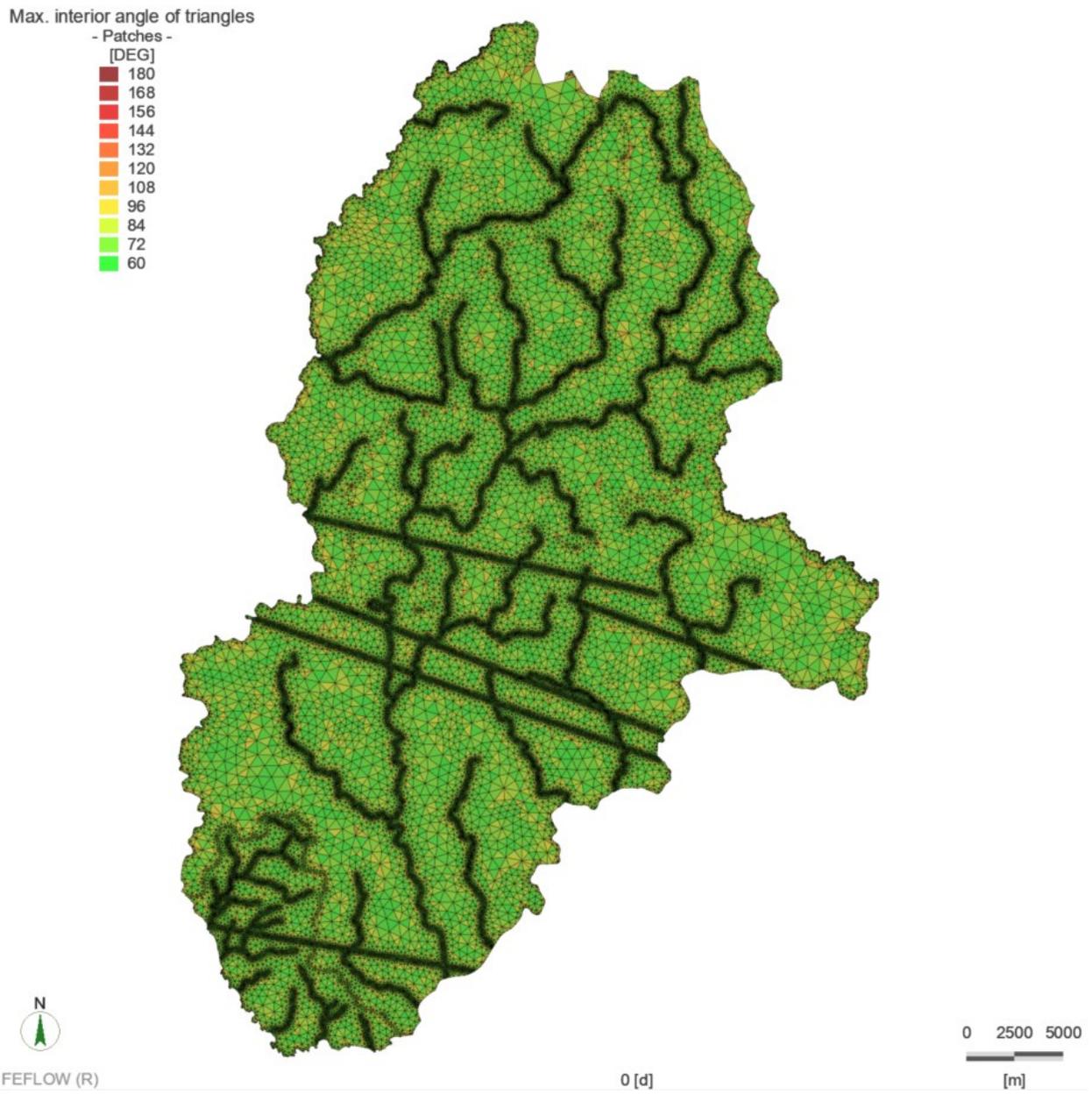


Figure IV-2 : Visualisation de la distribution de l'angle intérieur maximal des triangles composant le maillage final du modèle régional, selon les axes x-y.

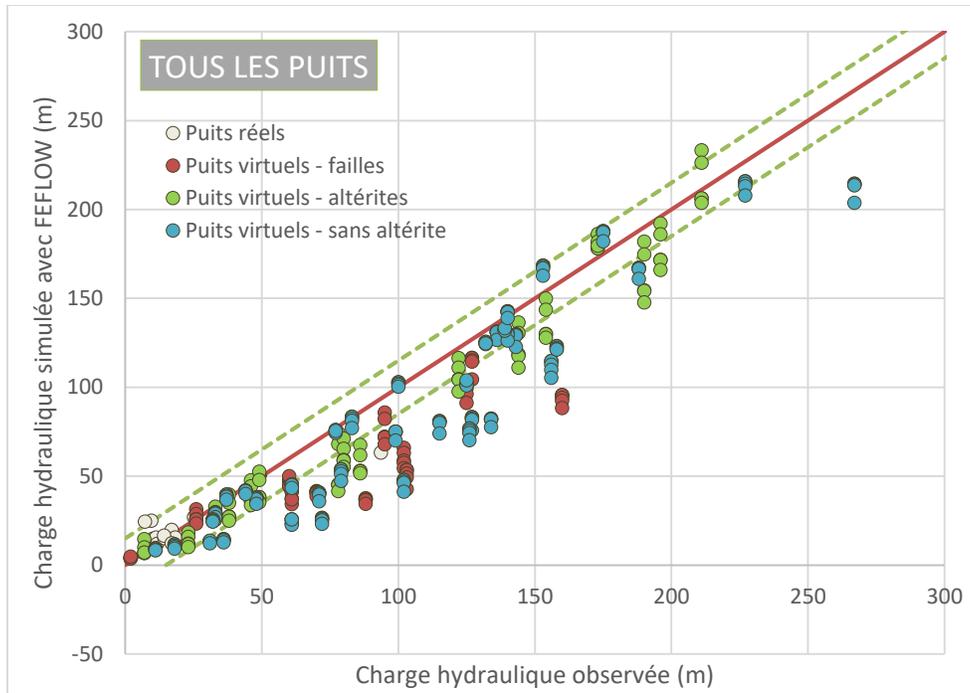


Figure IV-3 : Représentation graphique de la comparaison entre les charges hydrauliques observées (égales à la topographie pour les puits virtuels) et les charges hydrauliques simulées avec le logiciel FEFLOW. La ligne orange représente la droite de référence et les lignes pointillées grises représentent les marges d'erreur plausibles (plus ou moins 15 mètres).

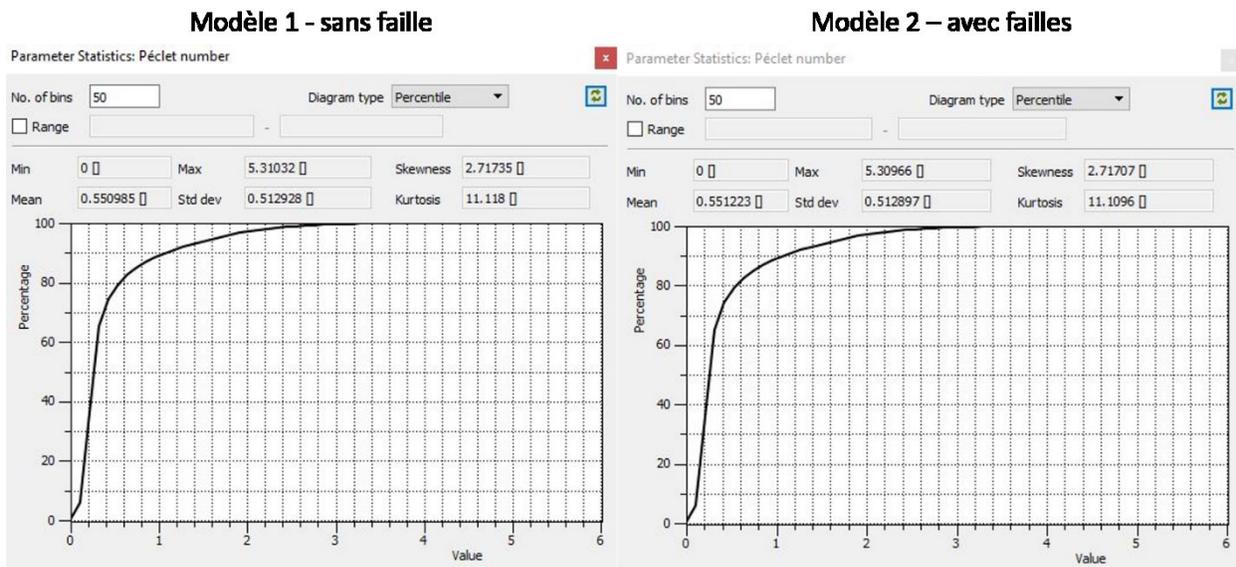


Figure IV-4 : Statistiques sur la distribution du nombre de Peclet pour l'ensemble du modèle régional 3D pour le cas de simulation 1 - sans faille (gauche) et du cas de simulation 2 - avec failles (droite).

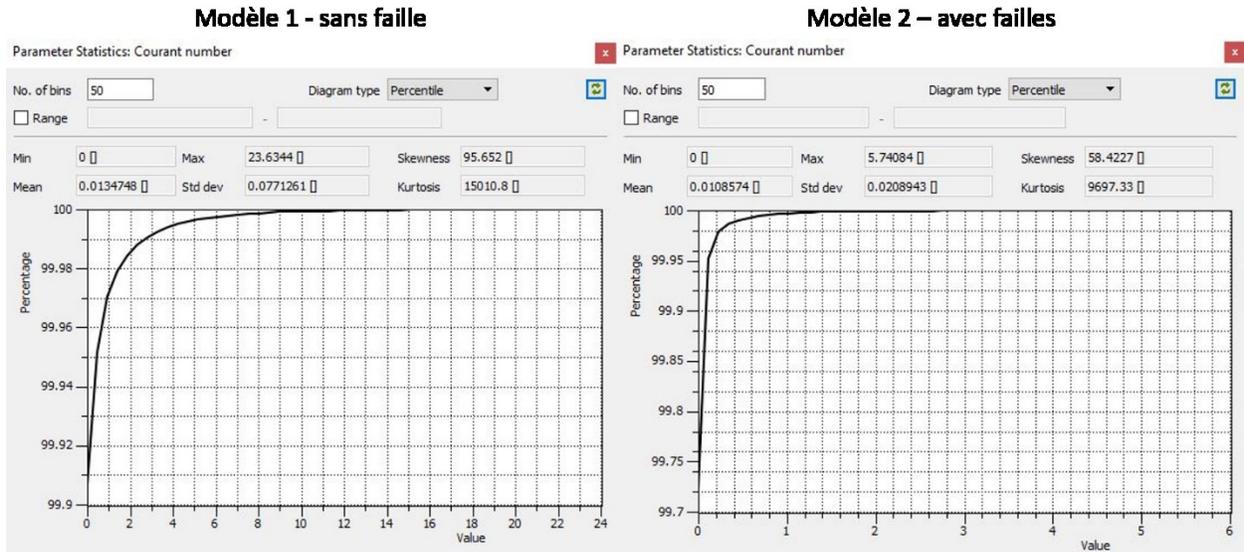


Figure IV-5 : Statistiques sur la distribution du nombre de Courant pour l'ensemble du modèle régional 3D pour le cas de simulation 1 - sans faille (gauche) et du cas de simulation 2 - avec failles (droite).

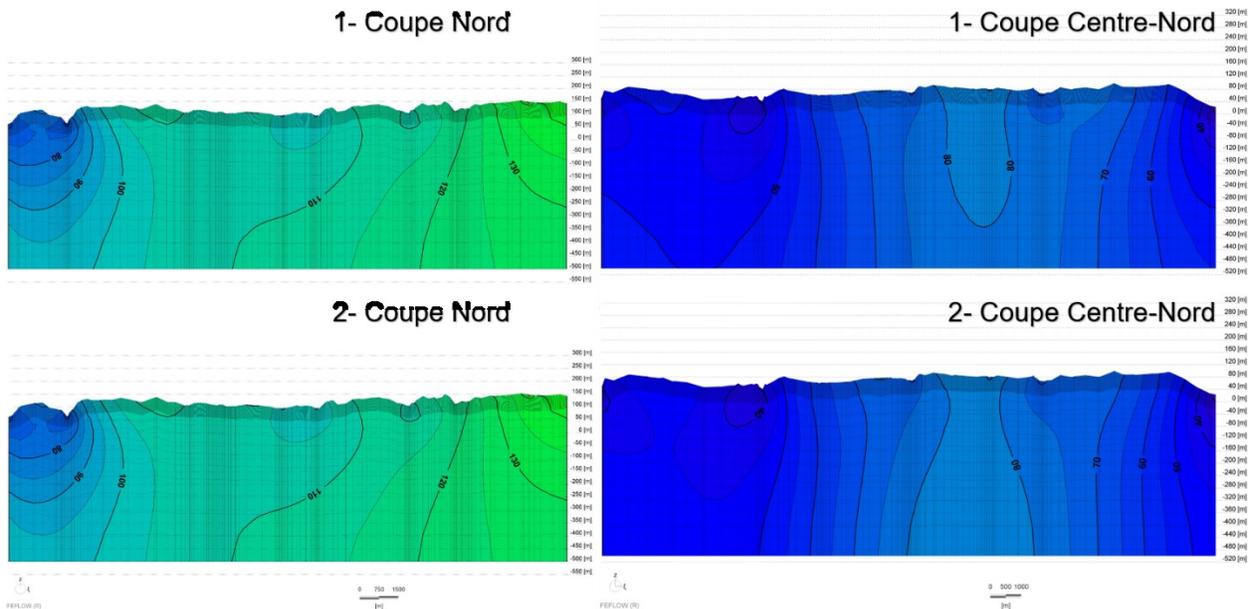


Figure IV-6 : Charges hydrauliques simulées le long des coupes Nord et Centre-Nord. La figure du haut présente le cas 1 sans faille et celle du bas présente le cas 2 avec failles. Exagération verticale x10.

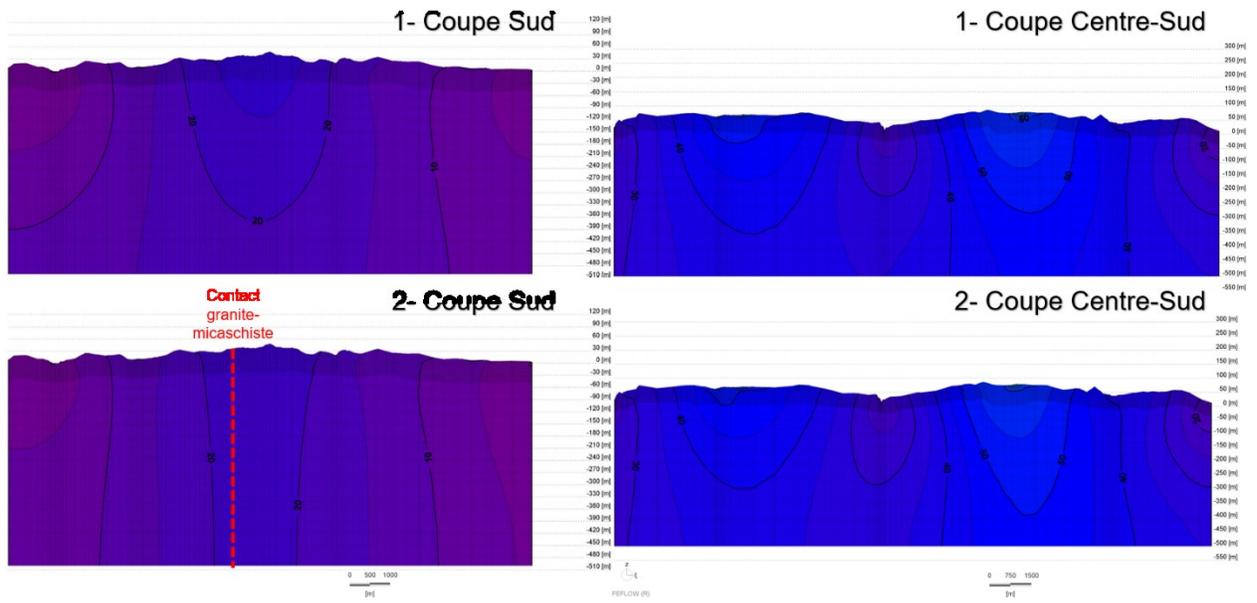


Figure IV-7 : Charges hydrauliques simulées le long des coupes Sud et Centre-Sud. La figure du haut présente le cas 1 sans faille et celle du bas présente le cas 2 avec failles. Exagération verticale x10.