Étude du fonctionnement hydrogéologique et modélisation de l'hydrosystème de Volvic : Prise en compte du rôle joué par la forêt

Simon Rouquet

▶ **To cite this version:**

Simon Rouquet. Étude du fonctionnement hydrogéologique et modélisation de l'hydrosystème de Volvic : Prise en compte du rôle joué par la forêt. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2012. Français. NNT : 2012ENMP0050 . tel-03919843

HAL Id: tel-03919843
https://pastel.hal.science/tel-03919843

Submitted on 3 Jan 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY

MINES ParisTech

Ecole doctorale n°398 : Géosciences et Ressources Naturelles

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité "Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives"

CONFIDENTIEL jusqu'au 31/12/2022

présentée et soutenue publiquement par

Simon ROUQUET

le 11 décembre 2012

Etude du fonctionnement hydrogéologique et modélisation de l'hydrosystème de Volvic. Prise en compte du rôle hydrologique joué par la forêt.

Directeur de thèse : **Emmanuel LEDOUX**

Co-encadrement de la thèse : **Patrick LACHASSAGNE**

Jury

Florent BARBECOT, Professeur, Université du Québec à Montréal	Rapporteur
Nathalie DÖRFLIGER, Directrice Direction Eau, Environnement et Ecotechnologies, BRGM, Orléans	Rapporteur
Olivier BANTON, Professeur, Université d'Avignon	Examinateur
Bernard BLAVOUX, Professeur Emérite , Université d'Avignon	Examinateur
André GRANIER, Directeur de recherches INRA, Nancy	Examinateur
Patrick LACHASSAGNE, HDR, Evian Volvic World Sources, Evian-les-Bains	Examinateur
Emmanuel LEDOUX, Directeur de recherche, MINES ParisTech, Géosciences	Examinateur
Hélène CELLE-JEANTON, Maître de Conférences, Université de Clermont-Ferrand	Invité
Marc DZIKOWSKI, Maître de Conférences, Université de Savoie	Invité

MINES ParisTech
Centre Géosciences
35 rue Saint Honoré 77305 Fontainebleau Cedex

T H E S E

La présente thèse est l'aboutissement d'une aventure passionnante, dans un territoire que j'ai appris à connaître et à apprécier. Ces trois années m'ont permis de travailler avec des personnes aux grandes qualités humaines et à qui je souhaiterais exprimer ma profonde reconnaissance.

Je souhaite avant tout adresser mes remerciements à Patrick Lachassagne et à Emmanuel Ledoux pour la confiance qu'ils m'ont accordée, pour leur encadrement de qualité, pour le partage de leur technicité et pour leur disponibilité.

Je remercie les membres du jury pour leurs remarques pertinentes et pour la qualité du débat qui a suivi ma soutenance. Merci en particulier à Bernard Blavoux, président du jury, et à Florent Barbecot et Hélène Celle-Jeanton pour leur appui technique tout au long de la thèse.

Merci à tous les membres du projet SEMEAU et à tous les collaborateurs, je pense notamment à Cédric Fermond et Julien Fiquepron, qui ont contribué au débat passionnant sur la gestion forestière et la protection des ressources en eau au cours du projet.

Je tiens à remercier toute l'équipe du service Environnement et Ressource et Eau d'EVWS, Frédéric, Abel, Julie, Cathy, Christine, Eric, Héloïse, Jean-Charles et Jean-Jacques, pour leur aide technique et la bonne ambiance dans le service. Merci à Anouck Ferroud, stagiaire durant ma dernière année de thèse, qui m'a aidé à approfondir la connaissance de ce site de Volvic.

Merci à Camille Bertrand, qui a consacré sa vie à la gestion et à la protection de l'eau du bassin versant de Volvic, et qui a partagé avec moi la passionnante histoire de la recherche d'eau à Volvic par les carriers du XIXe siècle, de la construction de la galerie du Goulet et de la gestion de la ressource dans le secteur de Volvic.

Merci à Pierre Boivin pour les échanges fructueux sur la volcanologie de la Chaîne des Puys et pour sa contribution à l'élaboration du modèle géologique de Volvic.

Je tiens aussi à exprimer ma plus profonde estime à Mireille Saveau, Franck Morange, Jacques Langlais et à toute l'équipe des fontainiers de la Société des Eaux de Volvic pour leur aide précieuse, leurs astuces techniques et leurs qualités humaines.

Merci aussi à Steve Leconte (BRGM) et Guillaume Bouchet (DREAL) pour leur aide sur le terrain. Merci aux membres des services technique de la mairie de Volvic, du conseil général du Puy-de-

Dôme, de la commune de Charbonnières-les-Varennes, qui m'ont apporté leur aide pour effectuer des prélèvements et quantifier le salage des routes.

Enfin, merci à ceux qui m'ont soutenu durant ces trois années. Je pense en particulier à mes parents qui m'ont guidé vers le bon chemin, à mon frère Loïck, à mon grand-père et sa collection de cailloux, et à Lydie, qui a supporté l'impétuosité de mon caractère lorsque le modèle Volvic ne fonctionnait pas. J'ai aussi une pensée particulière pour mes amis de longue date, en particulier pour François-Pierre, qui nous a quittés durant ma thèse.

Je remercie aussi tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à ce travail, en particulier la propriétaire de l'excellent relais routier, route de St Ours, pour son assiette de petits pois - carottes et son vin rouge à volonté, qui nous a revigorés avant de repartir sur le terrain en plein hiver auvergnat.

Table des matières

Historique et contexte hydrogéologique du site de Volvic 22
1 Structure géologique du bassin versant de Volvic 27
1.1 Modèle géologique 3D à l'échelle du bassin versant hydrogéologique 27
1.2 Géologie de la partie amont de l'axe nord 46
1.3 Géologie dans le secteur du Goulet 49
1.3.1 Coupe Arvic Sud – Arvic 51
1.3.2 Coupe Aubignat 51
1.3.3 Coupe Galerie du Goulet 52
1.3.4 Coupe Volvillante Est – Maar1 53
2 Etude du fonctionnement hydrodynamique 55
2.1 Les précipitations 55
2.1.1 Présentation et interprétation des données 55
2.1.2 Evaluation du gradient altitudinal de précipitation 59
2.2 L'ETP 62
2.3 Hydrologie des bassins versants de socle 64
2.3.1 L'Ambène et le Lambertèche 64
2.3.2 Le Viallard, la Rivaux et le Mirabel 77
2.4 Ecoulements souterrains 87
2.4.1 Paramètres hydrodynamiques 87
2.4.2 Piézométrie à l'échelle du bassin versant 89
2.4.3 Fonctionnement de la partie amont de l'axe nord 94
2.4.4 Fonctionnement de la galerie du goulet 109
2.4.5 Fonctionnement hydrodynamique dans le secteur du Goulet 115
2.4.6 Fonctionnement des sources de front de coulée 128
3 Etude intégrée de traceurs conservatifs : chlorures et ^{18}O 136
3.1 Les chlorures 136
3.1.1 Les sources de chlorures 136
3.1.2 Bilan chlorure 179
3.1.3 Flux de chlorures dans les différents compartiments de l'hydrosystème 184
3.1.4 Variation spatiale de la teneur en chlorures 188

3.1.5 Variation temporelle des teneurs en chlorures dans les différents compartiments de l'hydrosystème 191
3.2 Etude de la variation spatiale de la recharge grâce à l'isotope stable ^{18}O 213
3.2.1 Le signal ^{18}O dans les précipitations 213
3.2.2 $\delta^{18}O$ dans l'hydrosystème et variation altitudinale du signal d'entrée 216
4 De la conceptualisation au développement d'un outil de modélisation 239
4.1 Du modèle conceptuel au modèle numérique 239
4.1.1 Modèle conceptuel de fonctionnement de l'hydrosystème 239
4.1.2 Phénomènes physiques observés et modélisation numérique 245
4.2 Développement d'un outil de modélisation d'un hydrosystème volcanique 249
4.2.1 Application du modèle couplé MODCOU simulant les écoulements de surface et souterrains à l'hydrosystème de Volvic 249
4.2.2 Modalités de modélisation des écoulements de surface sur le bassin versant de l'Ambène 255
4.2.3 Description du modèle de transport conservatif sur le bassin de Volvic 257
4.2.4 Les paramètres du modèle 261
4.3 Développement d'une méthode de modélisation de l'impact hydrologique du couvert forestier 262
4.3.1 Le rôle hydrologique de la forêt 262
4.3.2 Modélisation du rôle hydrologique joué par la forêt 275
5 Calibration du modèle et simulations exploratoires 293
5.1 Validation des outils développés sur l'hydrosystème de Volvic 293
5.1.1 Calibration des fonctions de production sur un bassin versant de socle 293
5.1.2 Calibration du modèle hydrodynamique du bassin versant de Volvic et amélioration des connaissances 299
5.1.3 Validation du modèle au moyen de traceurs conservatifs 330
5.2 Simulations de scénarios de changement global 359
5.2.1 Scénarios de gestion forestière et d'occupation des sols 359
5.2.2 Scénarios de changement climatique 365
Conclusion 387
Références bibliographiques 392
Annexes 398

Liste des figures

Figure 1 : Localisation du bassin versant de Volvic et carte volcanologique (Boivin et al., 2009).....23
Figure 2 : Schéma de fonctionnement en coupe de l'hydrosystème de Volvic (d'après Joux, 2002)..... 24
Figure 3 : Remplissage volcanique dans la partie amont de la paléovallée nord..... 48
Figure 4 : Profil en long des paléovallées nord et sud..... 50
Figure 5 : Localisation des coupes géologiques réalisées dans le secteur du Goulet..... 50
Figure 6 : Coupe Arvic – Arvic Sud..... 51
Figure 7 : Coupe Aubignat 52
Figure 8 : Coupe Galerie du Goulet.....53
Figure 9 : Coupe Volvillante Est 53
Figure 10 : Cumul des précipitations mensuelles normales sur la période 1971-2000 sur une année complète (Météo-France) – département du Puy-de-Dôme 56
Figure 11 : Localisation des stations météo.....57
Figure 12 : Pluviométrie annuelle enregistrée à la station de Volvic de 1975 à 2010 58
Figure 13 : Pluviométrie moyenne mensuelle à Volvic et écart-type calculés sur la période 1975-2010 58
Figure 14 : Moyenne, écart type et loi normale 59
Figure 15 : Exemple de la variabilité mensuelle des précipitations aux stations d'Orcines (955 m NGF) et de Volvic (475 m NGF) sur la période du 01/01/1998 au 31/12/2003 59
Figure 17 : Pluie journalière cumulée à Arvic (580 m NGF), Clairval (702 m NGF) et Volvic (475 m NGF) sur la période du 01/01/2000 au 31/12/2010 60
Figure 18 : Pluie annuelle et gradient altitudinal de précipitations annuelles.....61
Figure 19 : Gradients pluviométriques mensuels calculés entre les postes de Volvic et d'Orcines sur la période du 01/01/1993 au 31/12/2009 61
Figure 20 : ETP journalière de Penman Monteith à St Genès Champanelle (calcul INRA) 62
Figure 21 : A gauche : moyenne mensuelle interannuelle de l'ETP à St Genès Champanelle calculée par l'INRA sur la période 1993-2010. Les barres d'erreur correspondent au minimum et au maximum (extrema) calculés pour le mois sur l'ensemble des années considérées. A droite : écart-type moyen mensuel de l'ETP et rapport écart type / ETP moyenne mensuelle calculés sur la période 1993-2010. 63
Figure 22 : ETP annuelle à St Genès Champanelle 63
Figure 23 : A gauche : carte des sous-bassins versants des ruisseaux de socle - A droite : bassins versants de l'Ambène (en haut) et du Lambertèche (en bas) 65
Figure 24 : Courbes de tarage DREAL de l'Ambène à la station de Charbonnières..... 66
Figure 25 : Débits journalier de l'Ambène de janvier 1993 à mars 2010 68
Figure 26 : Débits journalier de l'Ambène et du Lambertèche de juillet 1999 à mai 2001 69

Figure 27 : Débits spécifiques journaliers calculés par rapport à la partie de socle sub-affleurent des bassins versants de l'Ambène et du Lambertèche 70
Figure 28 : Rapport des débits spécifiques journaliers de l'Ambène et du Lambertèche 70
Figure 30 : Mesures de conductivité à 25°c effectuées le 04/04/10 (en µS/cm) 72
Figure 31 : Résultats des jaugeages par dilution effectués le 04/04/10 (débits en l/s) 73
Figure 32 : Bassin du Lambertèche - Géologie, morphologie du substratum et débits spécifiques (ne prenant pas en compte la partie volcanique des bassins versants) en l/s.km². En rouge, les zones d'infiltration préférentielles 74
Figure 33 : Résultats des jaugeages effectués le 27/04/10 (débits en l/s) 76
Figure 34 : Débits spécifiques calculés par rapport aux bassins versants granitiques et alluvionnaires de chaque bief (mesures effectuées le 27/04/10) 77
Figure 35 : Réseau hydrographique dans la partie aval du bassin versant 79
Figure 36 : Conductivités et débits mesurés sur le Viallard amont le 13/05/11 80
Figure 37 : Conductivités et débits mesurés sur le Viallard amont le 20/03/12 (Ferroud, 2012) 81
Figure 38 : Conductivités et débits mesurés sur les cours d'eau de la Rivaux et du Mirabel le 20/03/12 82
Figure 39 : Conductivités et débits mesurés sur le Viallard amont le 08/08/12 (Ferroud, 2012) 83
Figure 40 : Conductivités et débits mesurés sur La Rivaux et le Mirabel le 08/08/12 (Ferroud, 2012) 84
Figure 41 : Schématisation des pertes des cours d'eau de socle par infiltration dans les matériaux volcaniques 86
Figure 42 : Caractère libre ou captif de l'aquifère pour chaque ouvrage 88
Figure 43 : Points d'observation de l'aquifère sur l'ensemble du bassin versant (remarque : S06 est également nommé N27 et S25 est également nommé N06) 90
Figure 44 : Carte piézométrique de la zone saturée de la nappe volcanique du bassin versant de Volvic 92
Figure 45 : Relation entre gradient piézométrique et géologie 93
Figure 46 : En haut : piézométrie en basses eaux (octobre 2002) et hautes eaux (juin 2001), respectivement à gauche et à droite, dans la partie amont de l'axe d'écoulement nord – En bas : chroniques piézométriques et régimes représentés 95
Figure 47 : Evolution de la piézométrie au droit des forages P3, P9, P10 et P11 96
Figure 48 : Périodogrammes des signaux piézométriques de P3 et P9 (à gauche), P10 et P11 (à droite) 97
Figure 49 : Comparaison entre le niveau piézométrique aux forages de la DREAL corrigé (pour faciliter la lisibilité de la figure) et le débit du Lambertèche 99
Figure 50 : Autocorrélogrammes calculés pour les signaux piézométriques des ouvrages suivis par le BRGM 102
Figure 51 : Effet mémoire (caractérisé par le décalage temporel associé à un coefficient d'autocorrélation égal à 0,3) pour les piézomètres de l'amont de l'axe nord 103
Figure 52 : Décalage temporel du maximum de corrélation entre le débit de l'Ambène et le niveau piézométrique (en jours) 105
Figure 53 : Modèle conceptuel de fonctionnement de la partie amont de l'axe nord 108
Figure 54 : Localisation de la galerie du Goulet et du forage Clairval 109

Figure 55 : Débit moyen journalier calculé à partir des données brutes du débitmètre enregistreur de la galerie du Goulet 111
Figure 56 : Données de débit en m^3/h mesurés au pas de temps 15 minutes par le débitmètre enregistreur de la galerie du Goulet. En rose : moyenne mobile sur 24 h pour l'année 2010 112
Figure 57 : Comparaison de la chronique de débits mesurés à la galerie avec les débits observés et simulés (voir chapitre V) de l'Ambène et la chronique de précipitations 113
Figure 58 : Débit journaliers calculé à partir des données brutes (en rose), corrigées (en bleu) et pluviométrie journalière mesurée à la station de Volvic (en jaune) 114
Figure 59 : Schéma de fonctionnement hydrogéologique de la zone du Goulet 116
Figure 60 : Carte de l'extension des aquifères du secteur du Goulet et côte du toit de l'aquifère intercepté par les différents ouvrages 119
Figure 61 : Evolution des niveaux piézométriques (en haut) et des débits pompés (en bas) au droit des ouvrages d'exploitation du Goulet 121
Figure 62 : Autocorrélogramme du signal piézométrique enregistré dans le forage Aubignat 122
Figure 63 : Autocorrélogramme du signal piézométrique enregistré dans les forages d'exploitation 122
Figure 64 : Moyenne glissante à 7 jours du signal piézométrique et précipitations mensuelles 124
Figure 65 : Corrélogrammes croisés entre la pluie et le niveau piézométrique (moyenne glissante sur 7 jours) 126
Figure 66 : Corrélogrammes croisés entre le débit de l'Ambène et le niveau piézométrique dans les forages d'exploitation 127
Figure 67 : Localisation des sources de front de coulée et géologie du secteur 128
Figure 68 : Schéma structural des sources de front de coulée et faciès hydrochimiques 129
Figure 69 : Relation entre le débit de chaque source et le débit total des sources de front de coulée 130
Figure 70 : Courbes de tarages utilisées par la DREAL (Stouls, 2009) 131
Figure 71 : Débit de St Genest (en rose, graphe supérieur), débit reconstitué de l'ensemble des sources de front de coulée (en rose, graphe inférieur), jaugeages ponctuels (en bleu), et changements de courbe de tarage (traits rouges). 132
Figure 72 : Comparaison du débit total de front de coulée calculé avec les mesures ponctuelles 133
Figure 73 : Débit de St Genest, précipitations annuelles, chronologie des aménagements 134
Figure 74 : Relation empirique établie par Meybeck (1986, cité par Négrel, 2007) entre la teneur en chlorures et la distance à l'océan 137
Figure 75 : Localisation des stations météorologiques de Sayat et d'Opme (source : Bertrand, 2009) 138
Figure 76 : Evolution moyenne de la minéralisation au cours de la pluie (source : Bertrand, 2009) 140
Figure 77 : Hauteurs mensuelles de précipitations pour les stations d'Opme et de Sayat pour la période commune de prélèvement (source : Bertrand, 2009) 141
Figure 78 : Concentration moyenne mensuelle en chlorures dans les précipitations d'Opme et de Sayat 142
Figure 79 : Flux mensuels de chlorures calculés à Sayat et à Opme (en $mg/j.m^2$) 143
Figure 80 : Evolution de la teneur en chlorures en fonction de la hauteur d'eau précipitée aux sites d'Opme et de Sayat 144
Figure 81 : Evolution de la teneur moyenne annuelle en chlorures dans les précipitations à Volvic 145

Figure 82 : Flux annuel de chlorures pour différentes tranches d'altitudes sur le bassin versant de Volvic (en g/m².an)....146
Figure 83 : Statistique nationale de vente de fondant routier de 1968 à 2008 (source : Jacquot, CETE de l'Est, com. pers.)....148
Figure 84 : IVH et quantité de fondant vendue en France par année....149
Figure 85 : Corrélation entre IVH et quantité de fondant vendue (en bleu : après 1995 ; en rouge : avant 1995)....149
Figure 86 : Itinéraires suivis par les saleuses du Conseil Général....151
Figure 87 : Précipitations hivernales de l'hiver 1975-1976 à l'hiver 2010-2011....153
Figure 88 : Loi normale des précipitations hivernales de 1975 à 2011....153
Figure 89 : Quantités de sel épandues annuellement par la DRD des Combrailles (en rouge) et IVH départemental (en bleu)....154
Figure 90 : Corrélation entre les quantités de sel épandues annuellement par la DRD des Combrailles et l'IVH départemental....154
Figure 91 : IVH et quantité de sel épandue annuellement sur le bassin versant de Volvic....155
Figure 92 : Itinéraires suivis pour le salage communal de Volvic (source : Frisach, Services techniques de la commune de Volvic, com. pers.)....157
Figure 93 : Relation entre quantité de sel achetée (t) et IVH pour les années 2008 à 2010 ; en rouge : l'année 2010-2011....159
Figure 94 : Quantité de sel épandue annuellement par la commune de Volvic sur le bassin versant.....160
Figure 95 : Itinéraire de salage des routes de Charbonnières-les-Varennes (source : Gille, Services techniques de la commune de Charbonnières-les-Varennes, com. pers.)....161
Figure 96 : Quantité de sel annuellement épandue sur le bassin versant par la commune de Charbonnières-les-Varennes....162
Figure 97 : Occurrence de neige, précipitations journalières et heures passées au déneigement pour l'hiver 2009-2010....164
Figure 98 : Occurrence de neige, précipitations journalières et heures passées au déneigement pour l'hiver 2010-2011....165
Figure 99 : Corrélation entre la pluie journalière et le nombre d'heures de déneigement du 15 novembre au 15 mars pour les hivers 2009-2010 et 2010-2011....165
Figure 100 : Corrélations entre la précipitation journalière et le nombre d'heures de déneigement cumulés à 5 et 10 jours, du 15 novembre au 15 mars pour les hivers 2009-2010 et 2010-2011....166
Figure 101 : Nombre d'occurrence mensuelle des paramètres : précipitation, déneigement, neige....166
Figure 102 : Stratégie de calcul des flux journaliers de chlorures provenant du salage des routes sur chaque itinéraire....168
Figure 104 : Surfaces agricoles classées par flux spécifique de chlorures (kg/ha/an)....170
Figure 105 : Teneurs en chlorures au niveau des ruisseaux de la Rivaux (en bleu) et de Moulet Marcenat (en rouge) déterminées par les analyses réalisés au cours de la thèse....171
Figure 106 : Carte de conductivités (en µS/cm) mesurées le 27/04/10 dans les cours d'eau du Lambertèche et du bras de Grelière....173

Figure 107 : Schéma du réseau de collecte des eaux usées et pluviales des villages de Paugnat et Moulet Marcenat (source : EgisEau, 2010). Remarque : BC signifie Bassin de Collecte 175
Figure 108 : Tracé de la conduite principale des eaux usées en direction de la STEP du SIARR 176
Figure 109 : Localisation des points de mesure considérés pour le diagnostic eaux usées (source : EgisEau, 2011) 177
Figure 110 : Flux annuel de chlorures provenant des précipitations pour chaque maille associé à une tranche d'altitude et surface correspondant à chaque tranche d'altitude 180
Figure 111 : Débit mesuré par la DREAL et teneur en chlorures des sources de front de coulée 182
Figure 112 : Flux de chlorures (t/an) en sortie de chaque sous bassin 185
Figure 113 : Flux de chlorures provenant des 3 origines principales par sous bassin versant (t/an) 187
Figure 114 : Teneur moyenne en chlorures (mg/l) par point au cours du cycle hydrologique d'octobre 2010 à septembre 2011 189
Figure 115 : Ecart type du signal chlorure au cours du cycle 2010-2011 191
Figure 116 : Localisation des points de prélèvement concernés par les campagnes hydrochimiques 192
Figure 117 : Evolution de la teneur en chlorures dans la partie socle et alluvionnaire du bassin versant 193
Figure 118 : Evolution de la teneur en chlorures dans la partie amont de l'axe nord 194
Figure 119 : Evolution de la teneur en chlorures dans la partie amont de l'axe sud 195
Figure 120 : Evolution de la teneur en chlorures dans le secteur du Goulet 195
Figure 121 : Evolution de la teneur en chlorures aux sources de front de coulée 196
Figure 122 : Variation moyenne de teneurs en chlorures dans l'aquifère (en mg/l.an) 198
Figure 123 : Evolution temporelle du signal chlorure au niveau des différents points d'observation de l'hydrosystème 199
Figure 124 : Précipitations et évolution du signal chlorure le long de l'axe principal 202
Figure 125 : Teneurs en chlorures aux forages d'exploitation de la Société des Eaux de Volvic 203
Figure 126 : Modèle conceptuel géologique et hydrochimique du secteur du Goulet 205
Figure 127 : Autocorrélogrammes du signal chlorure aux forages d'exploitation de la SEV 207
Figure 128 : Autocorrélogrammes du signal chlorure aux forages d'exploitation de la SEV 208
Figure 129 : Corrélogrammes croisés pluie – teneur en chlorures pour les forages d'exploitation 209
Figure 130 : Comparaison des chroniques de débit (m^3/mois) et de teneurs en chlorures (mg/l) sur la période 2000-2006 210
Figure 131 : A gauche : chroniques de débit et teneur en chlorures au forage Aubignat. A droite : corrélogramme croisé débit – teneur en chlorures au forage Aubignat 211
Figure 132 : A gauche : chroniques de débit et teneur en chlorures au forage Arvic. A droite : corrélogramme croisé débit – teneur en chlorures au forage Arvic 211
Figure 133 : Evolution des teneurs isotopiques dans les précipitations au niveau de différentes stations du réseau GNIP 214
Figure 134 : Evolution du $\delta^{18}O$ dans les précipitations (source : Barbaud, 1983) 215
Figure 135 : $\delta^{18}O$ dans les précipitations échantillonnées à la station de Sayat 216
Figure 136 : Relation entre température et $\delta^{18}O$ définie par Barbaud (1983) 216

Figure 137 : En noir : la droite initiale définie par Barbaud (1983), en rouge : la nouvelle droite définie sur la base de la réévaluation des altitudes moyenne de recharge des sous bassins. 219
Figure 138 : Evolution du Le $\delta^{18}O$ dans la galerie du Goulet et au forage Arvic (source : Barbaud, 1983) 221
Figure 139 : Localisation des points de prélèvement (source : Bertrand, 2009) 222
Figure 140 : Suivi isotopique d'émergences du bassin d'Argnat (source : Bertrand, 2009) 222
Figure 141 : Localisation des points de prélèvement pour analyse ^{18}O et ^{2}H 225
Figure 142 : Résultats d'analyses ^{18}O et ^{2}H des prélèvements d'avril 2011 225
Figure 143 : Résultats d'analyses ^{18}O et ^{2}H des prélèvements d'octobre 2011 226
Figure 144 : Différence de $\delta^{18}O$ entre les analyses d'octobre et avril ($\delta^{18}O$ Octobre - $\delta^{18}O$ Avril) 226
Figure 145 : Relation entre l'altitude moyenne de recharge estimée et $\delta^{18}O$ (campagne d'avril 2011) 228
Figure 146 : Relation entre l'altitude moyenne de recharge estimée et $\delta^{18}O$ (campagne d'octobre 2011) 228
Figure 147 : Localisation des points de prélèvement de Ferroud (2012) 230
Figure 148 : Relation entre l'altitude moyenne de recharge et le $\delta^{18}O$ 231
Figure 149 : Estimation des altitudes de recharge grâce au gradient calculé par Barbaud (1983) à partir des analyses de la campagne d'avril 2011 233
Figure 150 : Estimation des altitudes de recharge grâce au gradient calculé par Rouquet à partir des analyses de la campagne d'avril 2011 233
Figure 151 : $\delta^{18}O$ pour différentes campagnes d'analyse – droites de variation altitudinale de $\delta^{18}O$ 235
Figure 152 : Carte synthétique du bassin versant 243
Figure 153 : Modèle conceptuel de fonctionnement 244
Figure 154 : Structure du modèle quantitatif 250
Figure 155 : Maillage et fonctions de production du modèle Volvic. La fonction de production n°5 n'est pas représentée sur le bassin versant des sources de front de coulée 251
Figure 156 : Zonation météorologique 252
Figure 157 : MNT topographique 252
Figure 158 : Schématisation de la fonction de production (Thierion et al., 2012). Les paramètres présentés sont décrits dans le Tableau 46 252
Figure 159 : Définition des isochrones à l'échelle d'un bassin versant 253
Figure 160 : Maillage du modèle et épaisseur de la zone non saturée 254
Figure 161 : MNT du socle cristallin, identique au MNT topographique dans les secteurs où le socle cristallin affleure 254
Figure 162 : Maillages de surface et souterrain 255
Figure 163 : Maillage du bassin versant de l'Ambène et détail des fonctions de production. Les fonctions de production n°5, 8 et 12 ne sont pas représentées sur le bassin versant de l'Ambène 256
Figure 164 : Représentation du transfert de soluté dans NONSAT avec 2 réservoirs (Philippe et al., 2011) 259
Figure 165 : Architecture du Modèle de transport d'éléments conservatifs 260
Figure 166 : Processus physiques du bilan hydrique à l'échelle d'une forêt – en vert : paramètres majeurs influençant les processus (d'après la synthèse bibliographique réalisée dans le cadre de la thèse) 269
Figure 167 : Exemple d'évolution saisonnière de la réserve relative en eau d'un sol en fonction de l'indice de surface foliaire (LAI) (Breda, 1999) 274

Figure 168 : Débits journaliers observés et simulés 296
Figure 169 : Débits journaliers cumulés observé et simulés, avec et sans prise en compte du module de calcul du bilan hydrique en forêt 298
Figure 170 : Débits moyens mensuels observé et simulés, avec et sans prise en compte du module de calcul du bilan hydrique en forêt 298
Figure 171 : Carte des transmissivités issue du calage du modèle 300
Figure 172 : Piézométrie calée en régime permanent 300
Figure 173 : ETP mensuelle au point de grille et ETP calculée par l'INRA 302
Figure 174 : Comparaison entre l'ETP moyenne mensuelle calculée au point de grille Météo-France et l'ETP moyenne mensuelle calculée par l'INRA 302
Figure 175 : Rapport ETP point de grille / ETP INRA 303
Figure 176 : Prélèvements pris en compte par le modèle 304
Figure 177 : Influence du paramètre DCRT des formations volcaniques sur le débit simulé des sources de front de coulée 305
Figure 178 : Influence du paramètre CRT des formations volcaniques sur le débit simulé des sources de front de coulée 306
Figure 179 : Influence du paramètre CQI des formations volcaniques le volcanisme sur le débit simulé des sources de front de coulée 307
Figure 180 : Influence du coefficient d'infiltration du Viallard sur le débit simulé des sources de front de coulée 307
Figure 181 : Tests de sensibilité de la piézométrie aux paramètres τ et tc2 309
Figure 182 : Effet de l'emmagasinement sur le débit simulé des sources de front de coulée (période 1990-2009) 310
Figure 183 : Débit simulé et débit reconstitué des sources de front de coulée 313
Figure 184 : Volumes cumulés simulés et observés 313
Figure 185 : Pluie brute mesurée à la station Météo-France de Volvic et débit circulant dans l'aquifère, présentés par année hydrologique (d'octobre à septembre) 315
Figure 186 : Rapport entre la pluie brute et le flux d'eau total transitant dans l'aquifère par année hydrologique 315
Figure 187 : Evolution des différents types d'occupation du sol 317
Figure 188 : Evolution de l'occupation du sol et des débits en front de coulée 317
Figure 189 : Débit des sources de front de coulée simulé en intégrant l'occupation des sols de 1971 318
Figure 190 : Simulation du débit des sources de front de coulée avec un calage favorisant l'influence de la modification de l'occupation des sols. 319
Figure 191 : Piézométrie simulée par le modèle et piézométrie observée 321
Figure 192 : Schéma conceptuel de fonctionnement hydrodynamique 324
Figure 193 : Localisation des forages de la partie amont de l'axe nord 325
Figure 194 : Evolution du gradient piézométrique entre les forages P4 et P5 (en bleu) et évolution du débit total en front de coulée (en rouge) 326

Figure 195 : Evolution du gradient piézométrique entre les forages P4 et P7 (en bleu) et évolution du débit total en front de coulée (en rouge) 326
Figure 196 : Evolution de l'amplitude de variation saisonnière de la piézométrie en fonction de la distance aux bassins d'infiltration du Lambertèche 328
Figure 197 : Débit des sources de front de coulée et débit estimé du Viallard 329
Figure 198 : Teneurs en chlorures simulées au forage Arvic avec un talon variable 333
Figure 199 : Teneurs en chlorures simulées au forage Arvic avec un Vmin variable 333
Figure 200 : Teneurs en chlorures simulées au forage Arvic avec une porosité cinématique variable 334
Figure 201 : Concentrations simulées dans la partie amont de l'aquifère sans influence du salage des routes 337
Figure 202 : Concentrations simulées dans la partie aval de l'aquifère sans influence du salage des routes 338
Figure 203 : Teneurs en chlorures simulées et observées dans la partie amont de l'aquifère. En haut : sur la période 1961–2009 – en bas : zoom sur la période 1995-2009 342
Figure 204 : Teneurs en chlorures simulées et observées au droit du Goulet de Volvic. En haut : sur la période 1961–2009 – en bas : zoom sur la période 1995-2009 343
Figure 205 : Teneurs en chlorures simulées et observées aux sources de front de coulée 344
Figure 206 : Courbes de restitution du traceur conservatif simulées pour différents point d'observation... 347
Figure 207 : Simulation de la masse de traceur restituée en front de coulée 348
Figure 208 : Signal $\delta^{18}O$ observé à Orléans et signal sinusoïdal calé 351
Figure 209 : Signal 18O observé à Volvic et Moulet Marcenat et signal sinusoïdal calé 351
Figure 210 : $\delta^{18}O$ observé et simulé par le modèle sur la période du 01/01/1975 au 31/12/2009 au niveau des sources de front de coulée 353
Figure 211 : Part du débit annuel précipité par tranche d'altitude pour une année peu pluvieuse (1991) et une année très humide (1992) 354
Figure 212 : $\delta^{18}O$ simulé par le modèle sans prendre en compte la variabilité saisonnière et $\delta^{18}O$ observé au niveau des sources de front de coulée 355
Figure 213 : Présentation des différents gradients altitudinaux testés 356
Figure 214 : Influence du gradient altitudinal de $\delta^{18}O$ des précipitations sur le $\delta^{18}O$ simulé en front de coulée 356
Figure 215 : Simulation du $\delta^{18}O$ aux sources de front de coulée en fonction du gradient altitudinal d'ETP considéré 357
Figure 216 : Simulation du $\delta^{18}O$ aux sources de front de coulée en fonction du gradient altitudinal de précipitation 358
Figure 217 : Symbologie et fonction de production correspondante 360
Figure 218 : A gauche : occupation forestière actuelle – à droite : occupation forestière environ 30 % plus importante 360
Figure 219 : Coupe rase de 25 ha. A gauche : au droit de l'axe nord – à droite : au droit de l'axe sud 361
Figure 220 : Simulations de différents types d'occupation des sols 362
Figure 221 : Simulations de coupes rases de 25 ha (les courbes correspondant aux deux coupes rases sont quasi confondues) 362

Figure 222 : Débit moyen mensuel simulé en intégrant des scénarios d'occupation des sols 364
Figure 223 : Débit moyen mensuel simulé en intégrant des scénarios de coupe rase de 25 ha 364
Figure 224 : Méthodologie adoptée pour la construction des scénarios de précipitation et d'ETP à partir des scénarios du GIEC 366
Figure 225 : A gauche : scénarios d'émission de GES - à droite : scénarios de concentration en GES (Thierion, 2011) 367
Figure 226 : Maillage SAFRAN et localisation du bassin versant de Volvic 369
Figure 227 : Pluie annuelle à Volvic et calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées 370
Figure 228 : Pluie journalière cumulée à Volvic et calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées 370
Figure 229 : Pluie moyenne mensuelle à Volvic et calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées 371
Figure 230 : Pluie cumulée observée à Volvic et calculée sur la maille SAFRAN 6151 371
Figure 231 : ETP annuelle à la station INRA de St Genès Champanelle et calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées 372
Figure 232 : ETP journalière cumulée à la station INRA St Genès Champanelle et ETP calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées 373
Figure 233 : ETP moyenne mensuelle à St Genès Champanelle et calculée sur les mailles SAFRAN 373
Figure 234 : ETP moyenne mensuelle interannuelle corrigée 374
Figure 235 : Pluie annuelle simulée à l'horizon 2070-2100 pour les 3 scénarios d'émission 376
Figure 236 : Pluie moyenne mensuelle simulées pour les 3 scénarios à différents horizons 377
Figure 237 : ETP annuelle simulée à l'horizon 2070-2100 pour les 3 scénarios d'émission 378
Figure 238 : ETP moyenne mensuelle simulées pour les 3 scénarios à différents horizons 378
Figure 239 : Débit des sources de front de coulée observé, simulé par le modèle avec la pluie observée à la station de Volvic et avec la pluie du modèle ARPEGE désagrégée 380
Figure 240 : Débit simulé en intégrant le scénario A1B actuel, à l'horizon 2030-2060 et à l'horizon 2070-2100 381
Figure 241 : Débit simulé en intégrant les scénarios A1B, A2 et B1 à l'horizon 2070-2100 381
Figure 242 : Débit moyen mensuel simulé en intégrant les scénarios A1B, A2 et B1 à différents horizons de temps 382
Figure 243 : Différence entre le débit moyen mensuel simulé en intégrant les scénarios A1B, A2 et B1 à différents horizons de temps et le débit moyen mensuel simulant le scénario A1B actuel 382
Figure 244 : Débit spécifique moyen mensuel simulé en intégrant les scénarios A1B, A2 et B1 à différents horizons de temps 383
Figure 245 : Débit reconstitué pour chaque scénario sur la période 1985-20 384

Liste des tableaux

Tableau 1 : Analyses géochimiques réalisées dans les forages de la partie amont de l'axe nord (Boivin, LMV, com. pers.) 46
Tableau 2 : Détail des stations météorologique utilisées 57
Tableau 3 : Caractéristiques des bassins versants de l'Ambène (période considérée : du 31/12/1992 au 30/06/2001) et du Lambertèche (période considérée : du 02/07/1999 au 07/05/2001) 68
Tableau 4 : Statistiques descriptives des débits journaliers de l'Ambène et du Lambertèche sur la période de juillet 1999 à mai 2001 69
Tableau 5 : Productivité hautes eaux des bassins versants de l'Ambène et du Lambertèche 75
Tableau 6 : Capacités de traitement des stations de la Coussedière et du Viallard (Ferroud, 2012) 78
Tableau 7 : Paramètres hydrodynamiques calculés sur l'aquifère de Volvic 87
Tableau 8 : Ecart-type calculé sur la base des signaux piézométrique des forages P3, P9, P10, P11 97
Tableau 9 : Données de piézométrie dans la partie amont du bassin versant 98
Tableau 10 : Amplitude moyenne de variation de la piézométrie enregistrée dans différents ouvrages de l'amont de l'axe nord 100
Tableau 11 : Effet mémoire déduit des autocorrélogrammes (décalage temporel pour des coefficients de corrélation de 0,2 et 0,3) – corrélation déduites des corrélogrammes croisés Pluie-Niveau piézométrique et Débit de l'Ambène-Niveau piézométrique 104
Tableau 12 : Piézométrie dans les forages du Goulet 117
Tableau 13 : Synthèse des résultats du traitement du signal pluie – niveau piézométrique 127
Tableau 14 : Teneurs moyennes en chlorures pondérées par les hauteurs précipitées 137
Tableau 15 : Teneurs dans les précipitations à la station d'Opme (Bertrand, 2009) 139
Tableau 16 : Origine des masses d'air et teneur moyenne en chlorures associée (Bertrand, 2009) 140
Tableau 17 : Teneurs dans les précipitations à la station de Sayat (Bertrand, 2009) 141
Tableau 18 : Comparaison du nombre de jours consécutifs de neige et du nombre moyen de jours de déneigement associé 167
Tableau 19 : Traitement des eaux usées des hameaux de l'impluvium de Volvic 172
Tableau 20 : Paramètres nécessaires au bilan de masse dans la partie aval du Lambertèche en basses eaux 174
Tableau 21 : Communes et consommation en eau des abonnés 178
Tableau 22 : Taux de collecte par point de mesure 178
Tableau 23 : Taux de collecte par commune 178
Tableau 24 : Quantité de sel épandue durant l'hiver 2010-2011 180
Tableau 25 : Estimation des flux de chlorures en sortie de l'hydrosystème 182

Tableau 26 : Estimation des flux de chlorures en entrée et sortie de l'hydrosystème 183
Tableau 27 : Estimation des flux de chlorures par sous bassin 184
Tableau 28 : Estimation de l'influence des sources de chlorures par sous bassin 187
Tableau 29 : Moyenne et écart-type des teneurs en chlorures – analyses hydrochimiques d'octobre 2010 à septembre 2011 188
Tableau 30 : Analyses des émergences d'aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys (Glangeaud, 1913) ... 192
Tableau 31 : Analyse des émergences d'aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys (Belkessa, 1973) 193
Tableau 32 : Evolution des teneurs en chlorures entre la première et la dernière analyse enregistrée 197
Tableau 33 : Statistiques sur les teneurs en chlorures sur la période 2000-2006, sur la base d'analyses hebdomadaires 203
Tableau 34 : Dates des pics de chlorures observés sur les différents forages d'eau minérale 204
Tableau 35 : Périodes considérées pour le calcul de l'autocorrélogramme de teneur en chlorures, pour chaque forage 206
Tableau 36 : Caractérisation de l'effet mémoire du signal chlorure dans les forages de la SEV enregistré au pas de temps hebdomadaire (classé par importance croissante de l'effet mémoire) 207
Tableau 37 : Récapitulatif des décalages temporels des pics de corrélation. Le code couleur permet d'associer des pics de décalage temporel proche. 209
Tableau 38 : Résultats des analyses des 12 sources et altitude moyenne du bassin versant 217
Tableau 39 : Réévaluation des altitudes de recharge pour chaque source. 218
Tableau 40 : $\delta^{18}O$ des prélèvements réalisés par Barbaud (1983) 220
Tableau 41 : Caractéristiques des points de prélèvements pour analyses ^{18}O et ^{2}H 224
Tableau 42 : Altitude estimée de la recharge et résultats d'analyse en $^{18}O/^{2}H$ 230
Tableau 43 : Calcul des altitudes moyennes de recharges à partir des gradients altitudinaux estimés par Barbaud (1983) et Rouquet, sur la base des analyses d'avril 2011 – en rouge : valeurs aberrantes lorsque l'altitude de recharge et inférieure à l'altitude du point 231
Tableau 44 : Calcul des altitudes moyennes de recharges à partir des gradients altitudinaux estimés par Barbaud (1983) et Rouquet, sur la base des analyses d'octobre 2011 – en rouge : valeurs aberrantes 232
Tableau 45 : Processus observés et modélisation 248
Tableau 46 : Paramètres de calibration du modèle. En rouge : paramètres spécifiques du modèle de transport conservatif 261
Tableau 47 : Synthèse d'études du rôle quantitatif de la forêt à l'échelle du bassin versant 266
Tableau 48 : Taux de boisement et fonctionnement hydrologique de deux bassins versants alpins (Fort, 1999) 267
Tableau 49 : Evaluation de l'interception de peuplements de feuillus et de résineux 271
Tableau 50 : Valeurs de transpiration évaluées par différents auteurs 272
Tableau 51 : Part de transpiration et d'interception dans l'évapotranspiration des peuplements forestiers 272
Tableau 52 : Mécanismes et flux d'eau associés pour un peuplement de chênes verts (Sabaté et al., 2011) 272
Tableau 53 : Paramètres du module MODSUR1 retenus pour la calibration du modèle Ambène 294
Tableau 54 : Détail des erreurs observées dans la simulation des débits de l'Ambène sur la période du 01/01/1994 au 31/12/2009 296

Tableau 55 : Paramètres retenus pour la calibration du modèle quantitatif Volvic.....311
Tableau 56 : épaisseur de l'aquifère capté par les forages d'exploitation..... 312
Tableau 57 : Paramètres favorisant l'influence de la modification de l'occupation des sols 319
Tableau 58 : Caractérisation des niveaux aquifères captés par les forages du Chancet.....323
Tableau 59 : Paramètres conservés lors des procédures d'embrayage d'une période de simulation à la suivante.....335
Tableau 60 : Analyses d'exutoires d'aquifères volcaniques de la chaîne des Puys (Glangeaud, 1913) 338
Tableau 61 : Analyses d'exutoires d'aquifères volcaniques de la chaîne des Puys (Belkessa, 1973)..... 338
Tableau 62 : Paramètres de calage du modèle chlorures 341
Tableau 63 : Comparaison qualitative du signal chlorure simulé et observé 345
Tableau 64 : Comparaison entre les moyennes et l'amplitude de variation des teneurs observées et simulées au droit des ouvrages d'exploitation du Goulet 345
Tableau 65 : Décalage entre les maxima du signal simulé et observé..... 346
Tableau 66 : Evaluation du temps de transfert de traceur conservatif depuis la surface jusqu'aux sources de front de coulée sur la base des courbes de restitution simulées..... 348
Tableau 67 : $\delta^{18}O$ (‰) pour chaque tranche d'altitude 350
Tableau 68 : $\delta^{18}O$ (‰) observé au niveau des sources de front de coulée 353
Tableau 69 : Débit moyen et variation de débit pour les différents scénarios simulés..... 363
Tableau 70 : Impact de l'occupation des sols sur l'amplitude de variation saisonnière du débit 364
Tableau 71 : Pluie moyenne annuelle calculée sur la période du 01/01/1975 au 31/12/2010 369
Tableau 72 : Pluie moyenne mensuelle sur la période du 01/01/1975 au 30/09/2011 et facteur de correction mensuel.....375
Tableau 73 : Précipitations moyennes annuelles prévues par les scénarios désagrégés 376
Tableau 74 : ETP moyenne annuelle prévue par les scénarios désagrégés.....377
Tableau 75 : Scénarios climatiques, données transmises par Météo-France et période(s) de simulation 379
Tableau 76 : Débit moyen calculé sur l'ensemble de la période de simulation pour chaque scénario 380
Tableau 77 : Facteur de correction moyen mensuel pour chaque scénario (l/s) 384
Tableau 78 : Débit moyen sur 30 ans de simulation 385

Introduction

Les hydrosystèmes volcaniques sont souvent sollicités pour leur potentialité aquifère. L'évaluation de leur ressource en eau, leur gestion raisonnée et leur protection constituent de ce fait des objectifs déterminants. La bonne connaissance du fonctionnement de ces hydrosystèmes est de première importance pour garantir leur préservation. La compréhension détaillée du fonctionnement de tels systèmes, dans un objectif de modélisation conceptuelle, nécessite la mise en œuvre d'une approche pluridisciplinaire, les différentes techniques utilisées apportant des informations complémentaires. De telles approches ont été adoptées dans le cas de l'étude d'hydrosystèmes de volcanisme insulaire (Charlier, 2007 ; d'Ouzouville, 2008 ; Pryet, 2011) mais aussi dans le cas de milieux volcaniques continentaux, notamment dans le Massif Central (Joux, 2002 ; Bourlier, 2005 ; Bertrand, 2009). A l'échelle du massif volcanique de la Chaîne des Puys, la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes a jusqu'alors permis de conceptualiser les écoulements à l'échelle du bassin versant, mais n'a pour l'instant jamais été abordée dans un objectif de modélisation numérique détaillée, tant sur les aspects quantitatif que qualitatif.

La modélisation numérique de ces hydrosystèmes complexes correspond à une étape clé dans la gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant, notamment dans le cadre de la mise en œuvre de la Directive Cadre sur l'Eau. Plusieurs modèles simulant le fonctionnement des hydrosystèmes volcaniques ont été développés, dans des contextes de volcanisme insulaire (Charlier, 2007 ; Violette, 1995), ou continental (Jalludin, 1997). Dans le contexte spécifique de la Chaîne des Puys, la modélisation numérique du fonctionnement hydrologique de petits bassins versants volcaniques nécessite la mise en œuvre d'outils modulaires afin de reproduire les processus physiques observés. L'outil développé à l'échelle du bassin de Volvic prend ainsi en compte de manière détaillée la répartition spatiale (et notamment altitudinale) des paramètres climatiques, les interactions entre écoulements de surface et souterrains et le fonctionnement des zones non saturée (localement très épaisse en contexte volcanique) et saturée. Un tel modèle vise à répondre à des enjeux locaux tels que la gestion d'un gisement hydrominéral et la simulation d'une chronique de débit de sources de front de coulée mesuré par les services techniques de l'Etat depuis 1973 (soit presque 40 années de mesure).

Les hydrosystèmes du Massif central français, comme ceux de massifs forestiers européens (massif de l'Ardenne, Bohême…), sont soumis à l'influence de la couverture forestière. La prise en compte de la forêt, et notamment des pratiques associées à son exploitation, constitue un enjeu d'importance pour la protection de la ressource en eau à l'échelle du captage ou du bassin versant. L'impact positif de la forêt sur la qualité de la ressource en eau a été mis en évidence par plusieurs auteurs (Fiquepron, 2012), notamment dans le cadre du projet Interreg ALPEAU et du projet Life SEMEAU. Ainsi, plusieurs communes, telles que St Etienne (Loire), Rennes (Ille-et-Vilaine), ou Masevaux (Haut-Rhin), font actuellement l'objet d'expérimentations d'une gestion forestière raisonnée en vue de la protection qualitative de leur captage d'eau potable. De nombreux auteurs ont également mis en évidence l'influence du couvert forestier sur les bilans hydriques et sur les écoulements à l'échelle régionale, du bassin versant ou de la parcelle (Andréassian, 2004 ; Cosandey, 2006). La question de l'influence quantitative de la forêt sur la ressource en eau à l'échelle du bassin versant demeure ouverte. La modélisation du rôle hydrologique des peuplements forestiers est fondamentale dans plusieurs situations : pour des territoires soumis à la déprise agricole, dans le cas où les modifications du climat impactent les peuplements, ou lorsque l'exploitation forestière entraîne des modifications importantes des peuplements forestiers. Dans des contextes de gestion durable et concertée à l'échelle du bassin versant, comme le préconise la Directive Cadre Européenne sur l'Eau, il semble primordial d'apporter des bases scientifiques à l'interface entre des domaines d'activité jusqu'alors peu interactifs tels que l'hydrogéologie et la gestion forestière.

Dans le cadre de la présente thèse, et au regard de ces enjeux scientifiques d'actualité, trois objectifs principaux ont été fixés. Premièrement, il s'agit d'**améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique d'un système hydrominéral volcanique**, le bassin versant de Volvic. L'amélioration des connaissances permet de dresser le modèle conceptuel détaillé des différents compartiments de cet hydrosystème en vue de sa modélisation. Le deuxième objectif vise à représenter au mieux les processus physiques liés aux spécificités du site d'étude, en développant un outil de modélisation déterministe à structure modulaire. Un tel outil permet de **simuler les écoulements de surface et souterrains ainsi que le transfert de traceurs conservatifs à l'échelle d'un hydrosystème complexe**. Le troisième objectif consiste à **développer une méthode de modélisation de l'impact quantitatif de la forêt à l'échelle du bassin versant, qui intègre la structure des peuplements forestiers**. Le modèle appliqué à l'hydrosystème de Volvic simule ainsi son fonctionnement et permet de tester des scénarios de gestion forestière et d'évolution du climat.

Le bassin versant forestier de Volvic, site d'étude de la thèse, est situé au nord de la Chaîne des Puys, qui constitue l'unité volcanique la plus septentrionale du Massif Central. L'aquifère de Volvic, contenu dans les formations volcaniques quaternaires, est capté pour l'embouteillage de l'eau minérale naturelle de Volvic. Le bassin versant des captages d'eau minérale est recouvert sur environ 55% de sa surface par de la forêt. Ce territoire est soumis à la déprise agricole depuis les années 60, comme en atteste la forte proportion d'accrus (Favre d'Anne, CRPF, com. pers.). C'est dans ce contexte et dans le cadre de la mise en œuvre de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau, que le projet Life SEMEAU (site web www.life-semeau.eu) est mené sur le site de Volvic. Ce projet, porté par trois partenaires, la Société des Eaux de Volvic, le Sithere (Syndicat Intercommunal pour le Thermalisme et l'Environnement de la ville de Vals les bains) et la ville de St Etienne, vise notamment à développer un outil de modélisation des hydrosystèmes, adapté au contexte de collines et de moyenne montagne européen à forte composante forestière. L'étude présentée ici a été menée pour répondre à cet objectif dans le cadre du projet SEMEAU.

La présente étude s'articule autour de cinq chapitres qui abordent la compréhension du fonctionnement de l'hydrosystème et sa modélisation.

Le premier chapitre présente **la structure géologique** du bassin versant hydrogéologique de Volvic. L'interprétation de l'ensemble des données disponibles a permis d'améliorer la définition de la morphologie du substratum et la géométrie des formations volcaniques. Une telle étude a permis, sur la base d'une approche génétique, de reconstituer l'histoire du remplissage volcanique et d'élaborer un modèle géologique 3D.

Le deuxième chapitre présente **le fonctionnement hydrodynamique détaillé du système**, étudié dans un objectif de conception d'un outil de modélisation modulaire, prenant en compte les processus physiques observés. Les données recueillies dans le cadre de la gestion du gisement hydrominéral et acquises durant la thèse ont été interprétées. L'interprétation a donné lieu à l'élaboration d'un modèle conceptuel de fonctionnement de l'hydrosystème dans la perspective de sa modélisation. La spatialisation des paramètres climatiques, particulièrement importante dans ce contexte de moyenne montagne, a été étudiée. Le fonctionnement hydrologique des petits cours d'eau de socle apporte des informations sur la productivité des zones de socle affleurant. La relation entre ces cours d'eau et les écoulements souterrains a pu être étudiée notamment grâce à la réalisation de campagnes de mesures et à l'interprétation des données de terrain. Le fonctionnement hydrodynamique des différents compartiments de l'hydrosystème a

été conceptualisé en mettant en regard l'interprétation des données structurales et hydrodynamiques.

L'**apport de la prise en compte d'un traceur conservatif, les chlorures, et d'un isotope stable de la molécule d'eau, le ^{18}O, à la compréhension du fonctionnement du système** est présenté dans le troisième chapitre. La caractérisation des flux d'entrée de chlorure et la confrontation avec les concentrations en ce traceur en différents points de l'hydrosystème permettent de mieux comprendre les mécanismes à l'origine des teneurs observées. Enfin, les mécanismes de recharge ont pu être abordés via l'étude de la variabilité altitudinale en ^{18}O.

Dans le quatrième chapitre, l'outil de **modélisation des écoulements de surface et souterrains et du transfert de traceurs conservatifs**, construit à l'échelle du bassin versant, est présenté. L'outil de modélisation couplé MODCOU, développé par l'Ecole des Mines-Paristech (Ledoux, 1980), a été sélectionné pour élaborer le modèle numérique de l'hydrosystème de Volvic en intégrant au mieux les spécificités liées à son fonctionnement. Ainsi, l'effet du relief sur les paramètres climatiques est pris en compte dans la spatialisation de la pluie et de l'évapotranspiration. Le rôle que joue le couvert forestier dans le bilan hydrique est intégré sur la base des connaissances disponibles sur le sujet, en développant **une méthode de calcul du bilan hydrique en forêt**. Plusieurs composantes de l'écoulement sont modélisées : l'écoulement de surface, le transfert en zone non saturée (qui joue un rôle particulièrement important au sein des cônes de scorie), l'écoulement sur la paléosurface sous couverture volcanique et l'écoulement en zone saturée, jusqu'aux sources de front de coulée. Afin de rendre le calage du modèle plus robuste, la modélisation du transfert conservatif des chlorures a été mise en œuvre. Ainsi, les flux de chlorures provenant des différentes sources (pluie, salage des routes, agriculture) ont été évalués par plusieurs méthodes et intégrés au modèle.

Ce modèle a été développé dans l'espoir d'apporter des éléments de réponse à certaines questions scientifiques d'actualité liées au fonctionnement d'un hydrosystème volcanique complexe, influencé par un important couvert forestier. **La calibration et la validation du modèle développé, ainsi que son utilisation pour répondre à des questions scientifiques et opérationnelles** sont présentées dans le dernier chapitre. Le modèle, intégrant de manière fine la spatialisation des paramètres climatiques et les processus régissant les écoulements jusqu'aux sources de front de coulée, permet notamment de reproduire la réactivité du système et le débit en front de coulée, depuis 1985. La simulation conjointe des débits en front de coulée et de la piézométrie apporte des éléments nouveaux pour la conceptualisation du fonctionnement

hydrogéologique. La réponse du modèle , en termes de concentration en chlorures dans la nappe, a permis de valider la qualité des données d'entrée et la capacité du modèle à simuler le transfert d'élément conservatif. Le transfert d'un isotope stable de la molécule d'eau (^{18}O) a également été simulé par le modèle dans l'objectif de valider les gradients altitudinaux de précipitation et d'évapotranspiration. La modélisation de l'impact du couvert forestier sur les bilans hydrologiques apporte des éléments de compréhension nouveaux, complémentaires aux nombreuses études existantes sur les bassins versants expérimentaux. L'analyse de l'impact de scénarios de gestion du territoire forestier apporte des résultats quantitatifs utiles à la mise en œuvre d'actions visant à protéger la ressource en eau tout en valorisant le patrimoine forestier, dans le cadre de la démarche de gestion concertée du CEPIV (Comité Environnement pour la Protection de l'Impluvium de Volvic). Enfin, plusieurs scénarios de changement climatique, basés sur les scénarios d'émission de gaz à effet de serre du GIEC, simulés par le modèle ARPEGE (Météo-France) et régionalisés par des méthodes de désagrégation, ont également été simulés par le modèle. L'impact hydrologique de ces scénarios présente un intérêt local dans le cadre de la gestion du gisement hydrominéral de Volvic, mais aussi un intérêt régional, notamment à l'échelle de la masse d'eau de la Chaîne des Puys.

Historique et contexte hydrogéologique du site de Volvic

L'unité volcanique de la Chaîne des Puys, située au nord du Massif central, s'étend sur une longueur d'environ 30 km. L'alignement méridien de cônes volcaniques est perché sur la paléosurface granitique du plateau des Dômes. Cette chaîne volcanique est arrosée par des précipitations abondantes (600 à 1200 mm/an). Michel (1957) soulignait déjà l'existence en son sein d'importantes réserves en eau souterraine, drainées par des sources au débit régulier. Ainsi justifiait-il l'appellation de château d'eau naturel pour l'ensemble du massif volcanique.

A l'extrémité septentrionale de la Chaîne des Puys, la ressource en eau souterraine du bassin versant de Volvic (Figure 1) a fait l'objet de prospections historiques. Dès 1889, des travaux de recherche d'eau potable furent lancés par Legay-Chevalier, un carrier de l'époque, en amont de la ville de Volvic, notamment pour répondre aux besoins de l'exploitation de la pierre de Volvic (Bertrand, SMUERR, com. pers.). La réalisation d'un puits et d'une descenderie en gradins au lieu-dit du Cratère permirent de franchir deux coulées de lave et d'atteindre un niveau aquifère dans les scories volcaniques à 42 m de profondeur (Jung, 1946). La galerie du Goulet, dont la mise en service date de 1929, a été creusée dans les formations volcaniques sur une distance d'environ 700 m. Elle alimente la ville de Volvic et la région de Riom en eau potable à hauteur de 165 l/s environ. Depuis les années 60, les forages de la Société des Eaux de Volvic, d'une profondeur de 59 à 118 m, captent, dans la partie aval du système hydrogéologique, une partie du débit souterrain pour l'embouteillage. Enfin, des travaux de recherche géophysique ont permis la réalisation en 1990 du forage de Moulet Marcenat, qui alimente en eau potable les villages du plateau. A l'heure actuelle, l'Eau Minérale Naturelle de Volvic, dont l'Académie de Médecine a reconnu des propriétés favorables à la santé, est exportée dans plus de 65 pays (site web www.volvic.fr). A l'échelle locale, cette ressource en eau présente un intérêt économique majeur et constitue un patrimoine valorisé au niveau environnemental et touristique. Sur le territoire de l'impluvium, des politiques de protection sont mises en œuvre afin de préserver la ressource, sur la base d'une politique partenariale menée par le CEPIV (Comité Environnement pour la Protection de l'Impluvium de Volvic). Un panel d'actions est mis en œuvre depuis plusieurs années

en concertation avec les acteurs environnementaux du territoire (gestionnaires de l'eau, agriculteurs, associations de protection de la nature, forestiers). Par ailleurs, la gestion opérationnelle menée depuis de nombreuses années à l'échelle du bassin versant a permis de collecter une quantité importante de données météorologiques, hydrologiques, géologiques, et hydrochimiques. Le travail d'interprétation de ces données mené durant la thèse de Joux (2002), constitue une base scientifique solide pour la connaissance du fonctionnement du gisement hydrominéral.

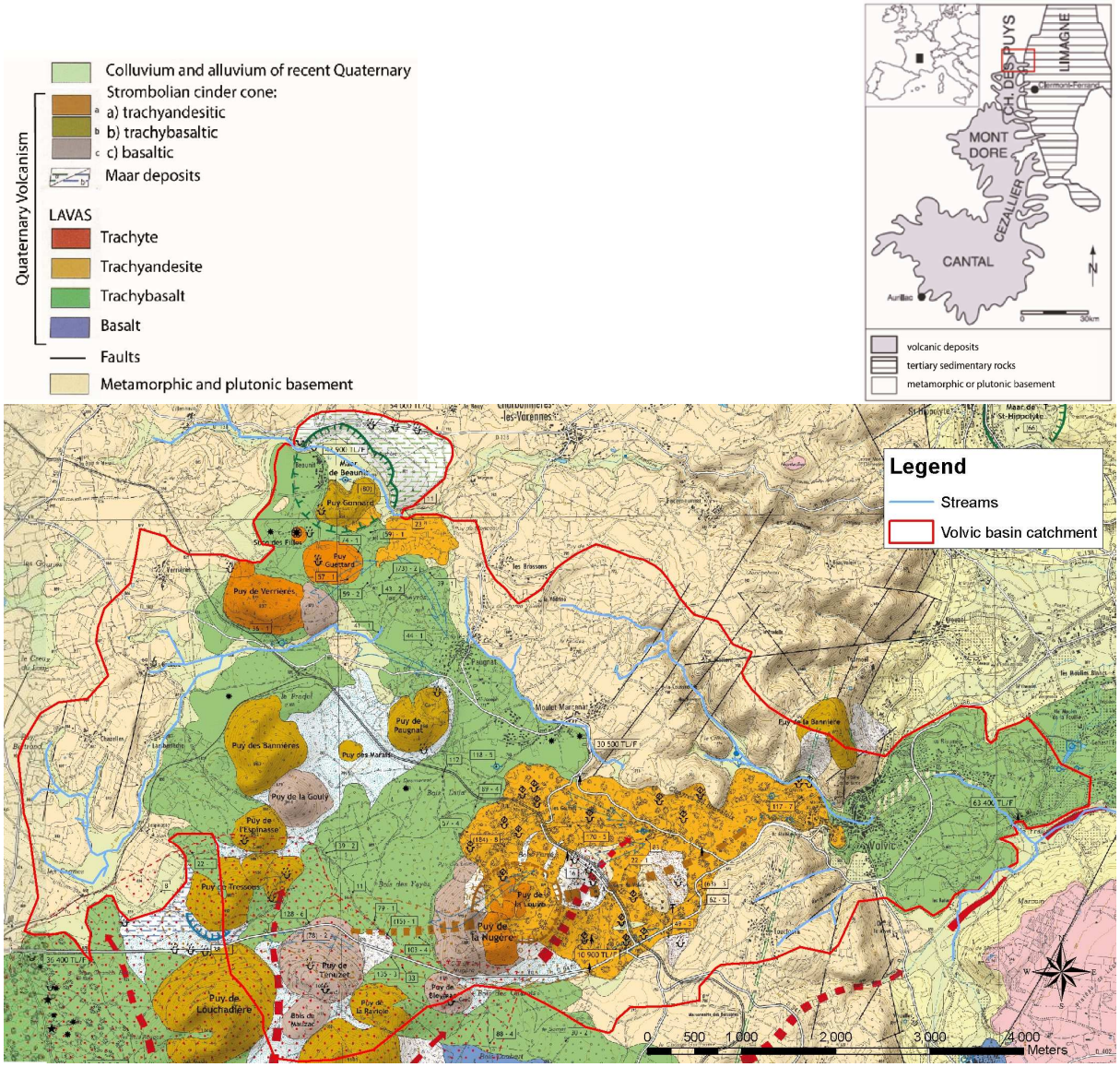


Figure 1 : Localisation du bassin versant de Volvic et carte volcanologique (Boivin et al., 2009)

Le territoire de Volvic est inclus dans le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne. Les volcans de l'impluvium correspondent à la terminaison d'un alignement d'appareils mis en place sur un horst cristallin (Figure 1), entre les fossés tectoniques de la Limagne à l'est et d'Olby à l'ouest. Le socle cristallin est composé de formations magmatiques et métamorphiques, anté-hercyniennes et hercyniennes. Au cours de la phase hercynienne, un réseau de fractures de direction NNE-SSO à

NE-SO s'est développé. La tectonique alpine, par un rejeu de ces fractures hercyniennes à la faveur de mouvements distensifs, a ensuite provoqué l'effondrement des bassins de la Limagne et d'Olby. Le fossé de la Limagne a ainsi été comblé par des formations Oligocènes fluviolacustres détritiques, localement carbonatées. Au Miocène, l'ensemble du secteur a été marqué par un rehaussement généralisé, par un découpage en gradins de la marge du horst et par une importante érosion fluviatile. Au Quaternaire, le volcanisme basaltique, trachybasaltique et trachyandésitique a façonné le paysage actuel caractéristique de la Chaîne des Puys. De -100 000 à -6 000 ans, ce volcanisme se traduit ainsi par l'édification de cônes stromboliens, l'émission de coulées de laves et de projections pyroclastiques et la création de maar dans le cas d'éruptions phréatomagmatiques.

Le bassin versant de Volvic s'étend sur environ 40 km². Il est soumis à un régime climatique fortement influencé par le relief. Sur la partie volcanique, les eaux de pluie et résultant de la fonte des neiges s'infiltrent intégralement dans les formations volcaniques (cônes de scories, coulées de laves fissurées, formations scoriacées et pyroclastiques). Dans les secteurs où le socle cristallin affleure, les eaux ruissellent puis s'infiltrent au contact des matériaux volcaniques. Ces eaux infiltrées traversent la zone non saturée et atteignent le socle cristallin, considéré comme imperméable. Les écoulements se concentrent ensuite dans le cœur des paléovallées creusées dans le substratum et saturé en eau. L'eau souterraine s'écoule ensuite vers l'est, en direction de la plaine de la Limagne, jusqu'aux sources situées en front de coulée volcanique. Une partie du débit souterrain est captée par le forage d'eau potable de Moulet Marcenat, les forages d'eau minérale et la galerie du Goulet.

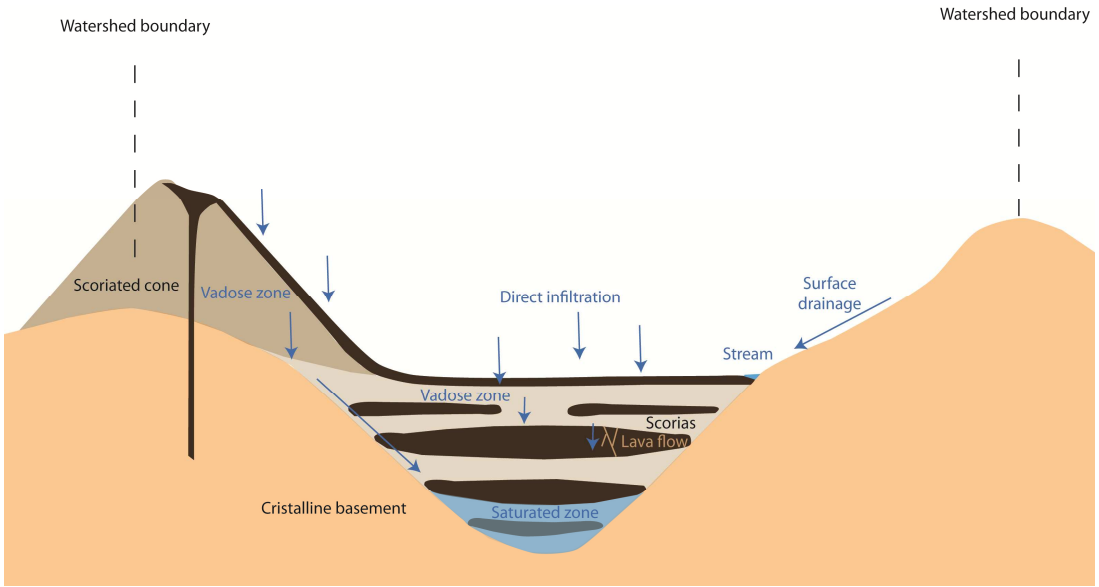


Figure 2 : Schéma de fonctionnement en coupe de l'hydrosystème de Volvic (d'après Joux, 2002)

Le bassin versant des sources de front de coulée de Volvic est recouvert à hauteur de 51 % de sa surface par la forêt, constituée en majorité par des futaies de feuillus, à hauteur de 42 % du couvert forestier (Favre d'Anne, CRPF, com. pers.). On rencontre également des futaies de résineux (environ 20 % du couvert forestier) essentiellement sur les flancs les Puys (Jumes, Verrières…). Comme c'est le cas pour l'ensemble de l'Auvergne, le territoire de Volvic est soumis à la déprise agricole depuis plusieurs décennies, comme le montre la forte proportion d'accrus (qui représentent 38 % du couvert forestier). Ce territoire forestier est particulièrement morcelé et exploité jusqu'alors sans politiques de gestion forestière sur l'ensemble du massif. La compréhension du rôle que joue la forêt dans le fonctionnement hydrologique du système de Volvic constitue donc un enjeu majeur d'un point de vue quantitatif mais également qualitatif. L'amélioration des connaissances dans ce domaine permettra de mettre en œuvre, via le CEPIV, des politiques de gestion forestière pertinentes, pour valoriser le patrimoine forestier des propriétaires tout en protégeant la ressource en eau.

Première partie : structure et fonctionnement hydrogéologique de l'hydrosystème de Volvic

Premier chapitre

1 Structure géologique du bassin versant de Volvic

Dans le contexte de volcanisme continental de Volvic, le fonctionnement hydrogéologique du système est étroitement lié à sa structure géologique complexe. La morphologie du substratum est déterminante pour reconstituer la mise en place des coulées volcaniques et déterminer les directions de drainage souterrain. La géométrie du remplissage volcanique, correspondant aux cônes stromboliens, aux coulées de lave, aux dépôts phréatomagmatiques et aux dépôts sédimentaires, joue un rôle important dans les écoulements en zone non saturée et saturée. Dans l'objectif de mettre en œuvre une modélisation des écoulements souterrains, la compréhension de la géométrie du remplissage volcanique est déterminante pour contraindre et justifier le calage des paramètres hydrodynamiques.

Une première étude, mené sur l'ensemble du bassin versant hydrogéologique de Volvic a permis de synthétiser et d'interpréter l'ensemble des données disponibles (tomographies électriques, carte volcanologique, données de forage, observations de terrain, analyses pétrographiques et géochimiques). Cette étude a permis la réalisation d'un modèle 3D à l'échelle du bassin versant hydrogéologique représentant :

- la morphologie du substratum cristallin,
- le remplissage volcanique associé à chaque événement volcanique identifié,
- le remplissage volcanique détaillé dans le secteur du Goulet.

Dans un deuxième temps, l'étude de détail de la partie amont de l'axe nord et du secteur du Goulet ont permis d'affiner la compréhension du remplissage géologique dans ces secteurs, voire de remettre en question certaines interprétations prises en comptes pour l'élaboration du modèle.

1.1 Modèle géologique 3D à l'échelle du bassin versant hydrogéologique

Bull. Soc. géol. France, 2012, t. 183, n°5, pp. 395-407.

A 3-D genetic approach to high-resolution geological modelling of the volcanic infill of a paleovalley system. Application to the Volvic catchment (Chaîne des Puys, France)

Simon Rouquet [1, 2], Pierre Boivin[3, 4, 5], Patrick Lachassagne[a], Emmanuel Ledoux[b]

Abstract

The Volvic natural mineral water is catched in a complex volcanic aquifer located in the northern part of the "Chaîne des Puys" volcanic system (Auvergne, France). In the watershed, water transits through scoria cones and basaltic to trachybasaltic lava flows. These aa lava flows, emitted by strombolian cones between 75,000 and 10,000 years ago are emplaced in deep paleovalleys incised within the variscan crystalline bedrock. The volcanic infill is highly heterogeneous. In order to build a hydrogeological modelling of the watershed, a simple but robust methodology was developed to reconstruct the bedrock morphology and the volcanic infill in this paleovalley context. This methodology, based on the combination of genetic and geometric approaches appears to be rather efficient to define both the substratum and the lava flows geometry. A 3D geological model is then proposed. It synthesizes the data from 99 boreholes logs, 2D geoelectric profiles, morphologic clues, datings and petrographic data. A genetic approach, integrating aa lava flow morphology and emplacement behaviour, was used to reconstruct the chronology of the volcanic events and lava flow emplacement from the upper part of the Dômes plateau to the Limagne plain. The precision of the volcanic reconstruction is discussed: the main limitation of the methodology are related to the homogeneity of the petrographic and geochemical composition of the lava flows succession (except for the trachyandesitic Nugere lava), the spatially variable borehole density, the lack of a real petrographical and geological description on most of the available geological logs. Nevertheless, the developed methodology combining spatial and genetic approaches appears to be well adapted to constrain complex lava flow infill geometries in paleovalley context.

1. Introduction

Mineral waters, which may be used either for natural mineral water bottling or for thermal hydrotherapy applications (spa), quasi-exclusively outflow from complex aquifers. As is the case with other aquifers, although to a greater degree, such groundwater resources require an effective and rigorous management approach (sustainable quantity management, quality management, implementation of protection policies, etc.) [Burke and Moench, 2000] on account of the natural and regulatory characteristics [Bligny and Hartemann, 2005] of natural mineral waters (i.e. stability, purity). The Volvic hydrogeological volcanic catchment provides a natural mineral water that is bottled and exported to 65 countries, and for which modern quantitative management and quality protection approaches require the use of hydrogeological modelling. Accordingly, a detailed geological understanding of the structure of this aquifer, and hence its accurate geological modelling, appears to be a prerequisite for the hydrogeological modelling. Despite the inherent complexities, this type of geological modelling is particularly necessary in a volcanic geological context, especially where aerial volcanism is concerned which, out of all geological formations, probably demonstrates the greatest level of spatial and vertical variability in the lithofacies [Lachassagne *et al.*, 2006].

Several conventional geological studies developed both volcanic structural models and models that make it possible to differentiate the successive phases associated with the progressive buildup of a complex edifice, as seen in insular volcanoes for example. Lénat *et al.* [2000] used electric and electromagnetic methods to propose interpretations of the deep geological structures in the Piton de la Fournaise volcano (i.e. La Réunion Island). Legendre *et al.* [2003] proposed a geological model of the buildup of the Huahine volcano (French Polynesia). Other authors have proposed structural models either for volcanic islands [Andreieff *et al.*,1988; Lachassagne, 2006; Germa *et al.*, 2010] or to characterize the (paleo)morphology of the substratum of a volcanic area [Bourlier *et al.*, 2005]. These studies mostly focus on large-scale structures of an entire volcanic

[1] Evian Volvic World Sources, Service Environnement et Ressources en Eau, BP 87, 74503 Evian Cedex, France ; simon.rouquet@danone.com; patrick.lachassagne@danone.com
[2] Centre de Géosciences, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 35, rue Saint Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex, France ; emmanuel.ledoux@ensmp.fr
[3] Laboratoire magmas et volcans, Clermont université, Université Blaise-Pascal, BP 10448, 63000 Clermont-Ferrand, France ; p.boivin@opgc.univ-bpclermont.fr
[4] CNRS, UMR 6524, LMV, 63038 Clermont-Ferrand, France
[5] IRD, R 163, LMV, 63038 Clermont-Ferrand, France

edifice over fairly long timescales, and thus provide a schematic overview of the studied edifice rather than a 3D geological model that could be easily integrated into applied studies (i.e. hydrogeological applications).

On a more local scale, such as that of a mine, present-day three dimensional (3-D) geological models are quite commonly developed for volcanic areas to aid explorations for metal-bearing rocks [Fallara *et al.*, 2004]. These geological models are based on field geological observations, and often integrate borehole and geophysical data.

Geological conceptual models are also developed for volcanic areas to support hydrogeological or geothermal studies on a very local scale of a few square kilometres (sq. km) [Charlier *et al.*, 2010], to a larger scale, tens of sq. km [Broxton and Vaniman, 2005], through an intermediate scale, less than 10 sq. km [Lachassagne *et al.*, 2009]. However, these conceptual models are rarely developed with a high resolution and cannot therefore be deemed to represent geological modelling.

In the field of geology, a genetic approach (reconstruction of paleo-environments, depositional paleo-conditions, physical laws involved in the geological processes, etc.) can be a very effective tool, providing, in particular, a better definition of the hydrogeological functioning of the hydrosystem in various settings [Teles *et al.*, 1998]. This is the approach followed by most geologists, implicitly or explicitly, for geological mapping and, therefore, geological modelling. Several volcanologists have written papers characterizing lava flow emplacement mechanisms, and the associated geological structures related to pahoehoe lava flows in particular [Hon and al. 1994, Kent *et al.*, 1998, Wilson and Grant, 2006, Slim *et al.*, 2009] and also pyroclastic flows [Fisher and al., 1979]. Rowland and Walker [1990] were thus able to develop effective relationships between the emitted lava flow rate and the resulting structure of pahoehoe and aa lava flows.

Several authors tried to model lava flow emplacement in open channels, including cooling processes and using observation data. Takagi and Huppert [2010] concluded that the advance of the lava flow front is mainly linked with effusion rate. Wichura *et al.* [2010] showed that lava flow morphology is affected by rheological properties and effusion rate, but also by other parameters such as H_20 content and slope angle. However, to our knowledge, no previous work deals with the geological modelling of the emplacement of aa lava flows in a landscape characterized by deep paleovalleys in a continental volcanic setting, and at the geological scale of each volcanic event (lava flow emplacement, phreatomagmatic deposit for instance). A geological model has therefore been developed for the Northern part of the “Chaîne des Puys” volcanic system (Auvergne, France) covering the whole 42-km^2 Volvic catchment where a hydrogeological model (quantity, quality) is currently being developed, and where an important geological data set is available.

In that frame, the main purpose of this paper is to present the methodology developed to reconstruct the volcanic infill in a paleovalley context. After a description of the geological setting of the Volvic catchment and of the available data, the present paper first describes the methodology developed for its geological modelling, based on a genetic approach, followed by an outline of the geological processes and thus the history of the volcanic infill, and finally discusses the obtained results both from a methodological standpoint and for the benefit of the future hydrogeological modelling. The uncertainties about the Volvic geological model are then discussed.

2. Geological and hydrogeological setting of the Volvic catchment

2.1. Geological and hydrogeological context

The Volvic catchment is located at the Northern termination of the “Chaîne des Puys”, a 30-km long north-south volcanic alignment (Fig. 1), in the heart of the Auvergne Volcanoes Regional Nature Park, approx. 20 km north-west of the city of Clermont Ferrand.

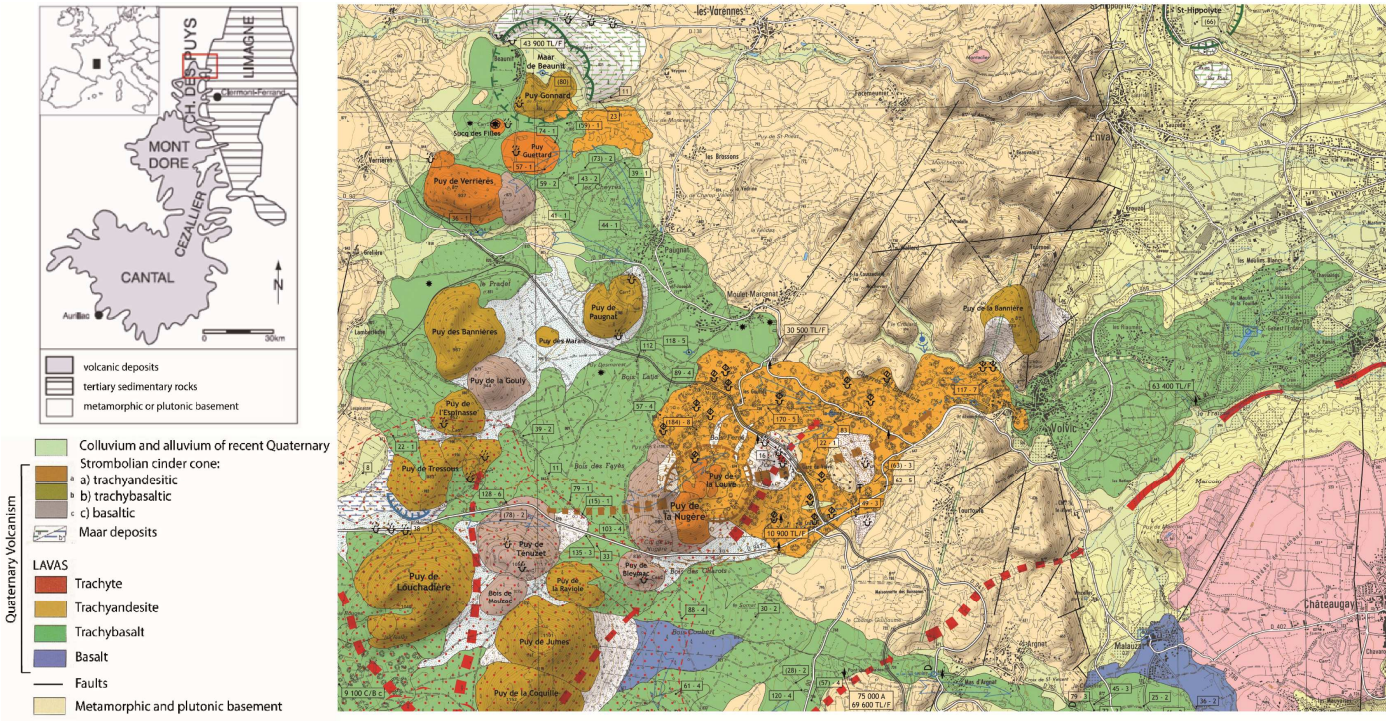


Figure 3 - Location of the Volvic catchment. Left: Chaîne des Puys (taken from Josnin *et al.*, 2007). Right: Volvic catchment volcanologic map (taken from Boivin *et al.*, 2009).

The regional geological history can be summarised as follows [Aubert *et al.*, 1973; Boivin *et al.*, 2009]. The Chaîne des Puys bedrock is formed of metamorphic rocks (anatexites and migmatitic gneiss) intruded by variscan plutonic rocks in the Volvic area. This bedrock was peneplaned before the Trias, and then underwent subsidence, partial submersion and covering with Triassic to Cretaceous sediments. The Mesozoic sediments were totally eroded during the Cretaceous period and the bedrock was then submitted, from the Upper Cretaceous until the Oligo-Miocene, to intense weathering processes [Wattine *et al.*, 2010] that lead to the development of thick weathering profiles (saprolite, fissured horizon; Lachassagne *et al.*, 2011) and a new peneplanation, the most visible paleosurface in the present landscape. This peneplain was then dismanteled, from the later Eocene to the Aquitanian, as a result of Oligocene European extensional tectonics which, in this area, is related to the opening of the western Mediterranean back-arc basin. Variscian faults (mainly of north-south orientation) were reactivated as ‚normal faults along graben structures [Merle and Michon 2001] that filled up by Oligocene sediments, i.e. the Limagne graben to the east of the future “Chaîne des Puys”, and the Olby basin to the West. In the Limagne graben, the sediments reach a thickness of over 3,000 m in Riom city (Fig. 2) [Boivin *et al.*, 2009]. These tectonic movements isolated the future “Dômes plateau” (Fig. 2) between these two basins. At that period of time, the relief was quite flat in the region, with a mean elevation of about 100 m asl. Regional “alpine” uplift began during the Miocene stage and is still active today, with the most active phase in this region occurring during the Tortonian stage [Degeai 2005]. Relict Oligocene sediments can thus be found in the Limagne graben up to a present-day elevation of over 700 m asl. The variscan faults were again reactivated resulting in differential uplift; the bedrock of the “Dômes plateau” horst, now the location of the Chaîne des Puys, today reaches an elevation of nearly 1,000 m asl in that area. This uplift and the associated topographic pattern favoured stream erosion, the removal of large volumes of Oligocene sediments in and at the edges of the Oligocene basins, and the incision of deep valleys, particularly at the edges of the Dômes plateau. Finally, the Late Quaternary (Upper Pleistocene) is marked by an 80,000-year long volcanic phase that formed the Chaîne des Puys volcanoes. These volcanoes, mainly composed of strombolian scoria cones, line up north-south on the Dômes plateau. The lava flows they emitted infills up the paleovalleys of Miocene to Late Quaternary in age. In the Volvic watershed, most of the lava flows are trachybasalts, only two are trachyandesitic. The volcanic products form a 30-km long and 3 to 4-km wide north-south alignment running parallel to the main variscan faults that now bound the plateau and the Limagne plain. The Puy de Dôme (in the Auvergne region, "Puy" means "peak"), the highest edifice of the volcanic alignment, reaches an elevation of 1,462 m asl.

The Volvic catchment is located on the north-eastern tip of the Chaîne des Puys (Fig. 1). It is exposed to orographic precipitation and foehn effects. Mean interannual rainfall thus ranges from over 1,000 mm at its most elevated western part (1,163 m asl elevation at the Puy de Jumes strombolian cone) which is subject to westerly winds, to less than 600 mm in its eastern lower part, at an elevation of less than 400 m asl in the Limagne plain [Joux, 2002]. On an annual basis, about 55% of the water resulting from rainfall or snow melt is evapotranspirated [Joux, 2002]. The remaining part follows two possible paths, either infiltrating down through the volcanic rocks or as runoff on the substratum until reaching the contact zone between the volcanic rocks and the substratum [Joux, 2002; Livet *et al.*, 1999]. The groundwater first percolates vertically through a very thick vadose zone; this zone can extend several hundred meters beneath the scoria cones and thus plays a very important hydrogeological role (storage, filtration, etc.; Josnin *et al.*, [2007]). It then reaches the substratum which acts as an impervious layer. In the Volvic area, the substratum is composed either of crystalline rocks or clayey sediments. The groundwater flow is thus concentrated along the paleovalleys of the antevolcanic morphology, the saturated zone being of a significant extent and thickness solely along the axis of the main paleovalleys. The groundwater outflows at a few large springs at the front face of lava flows in the Limagne plain.

Comprehensive hydrogeological, geological and geophysical studies, comprising several boreholes [Joux, 2002], were used to delineate the Volvic groundwater catchment (surface water divides in areas of outcropping bedrock, and buried water divides based on the paleotopography in areas of volcanic infill; Fig. 2). The mean outflow from the Volvic catchment volcanic aquifer is approx. 450 l/s [Joux, 2002], while the mean transit time of the groundwater in the Volvic aquifer is approx. 2 to 5 years.

2.2. Available data

2.2.1. Data used for the reconstruction of the substratum morphology

The Volvic catchment area comprises 140 boreholes drilled into volcanic formations; 113 of these boreholes relate strictly to the Volvic catchment while another 60 reach the substratum (Fig. 2). Data from boreholes that did not reach the substratum was nevertheless used in order to constrain the geological model with the following conditions: substratum elevation < x m asl where x is the elevation of the bottom of the borehole. These boreholes were drilled for various purposes including mineral water supply, mineral water resource management (piezometers and boreholes drilled as part of research projects aiming to further understanding of the structure and functioning of the mineral aquifer [Boivin, 2002; Joux, 2002]). The boreholes are fairly evenly distributed over the catchment, although some areas, mainly the boundaries of the main paleovalleys, remain uncharacterized. Borehole numbers are particularly high in the south-western part of the catchment, between the Puy de Paugnat and the Maar de Beaunit and at the level of the narrow passage of the main paleovalley. Conversely, there are fewer boreholes on the central plateau and in the area of the Puy de la Nugère. It is fairly easy to differentiate the substratum from the volcanic formations in these boreholes, which lowers the uncertainty on the substratum's depth; consequently no major inconsistency has been identified from these borehole data.

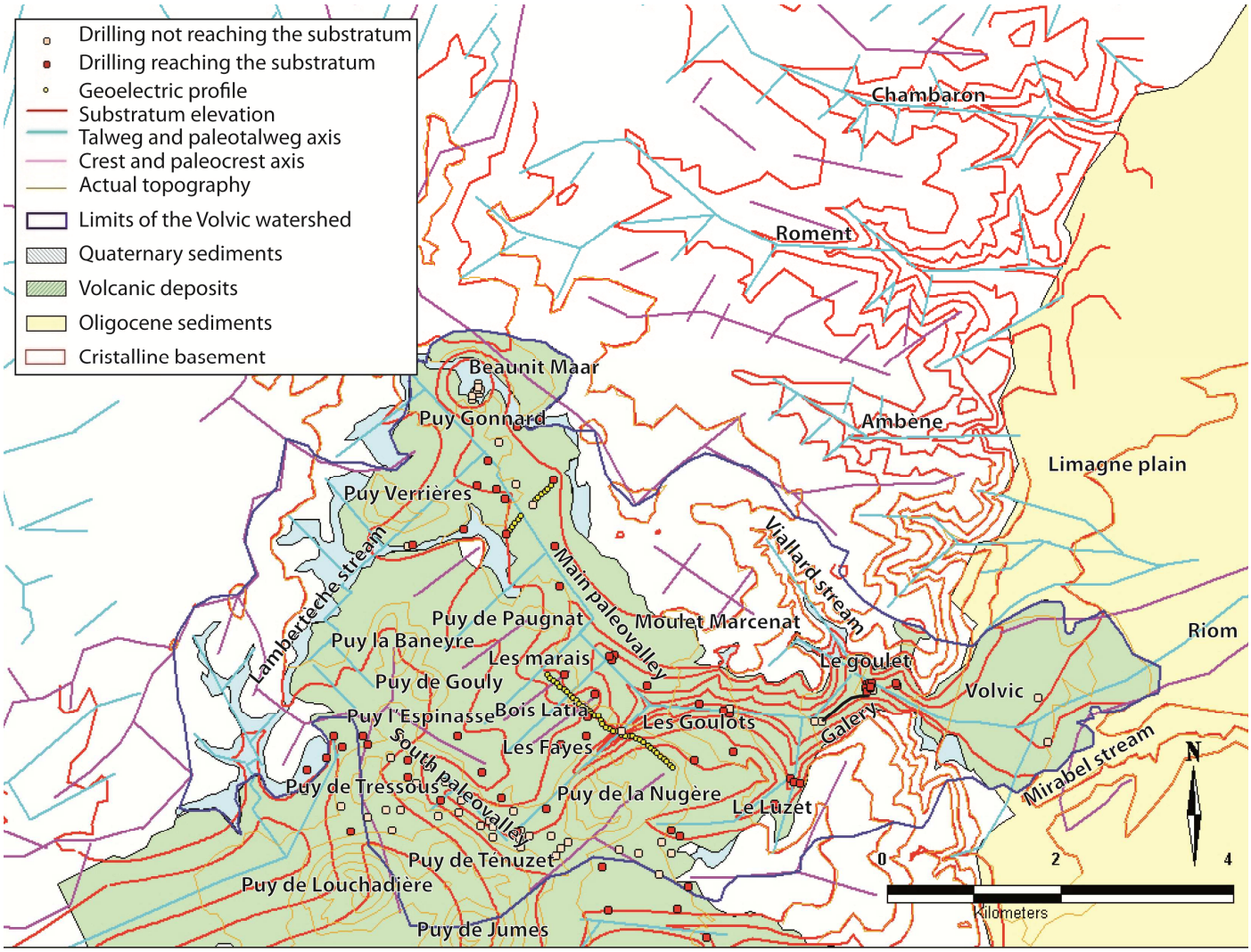


Figure 2 - Morphology and paleomorphology of the variscan substratum (red; isolines every 50 m), valleys and paleovalleys axes (blue) and crests – water divides - (violet) in the Volvic area (see the text for details, particularly on the orientation of the segments used to digitize valleys and crests).

Two types of geophysical data are available on the Volvic catchment. The Spontaneous Potentials (SP) geophysical method [Labazuy and Aubert, 2001; Aubert, 2003] has been widely used in the Chaîne des Puys area during the last decades. Similar spatial surveys were performed for the Volvic catchment and the data collated by Joux [2002]. In principle, this method allows the location of the main axes of groundwater flow and thereby the paleovalley axes. The main paleovalley has been particularly well defined using this method, as for the north-east oriented secondary thalweg located between the Puy de Verrières and the Maar de Beaunit. However, the measured SP signal is strongly influenced by very thick unsaturated zone in the Puys (in particular the Puy de la Nugère, Puy de Ténuzet and Puy de Jumes). Moreover, it is not possible to provide a detailed description of the system's geometry and vertical heterogeneity using this method.

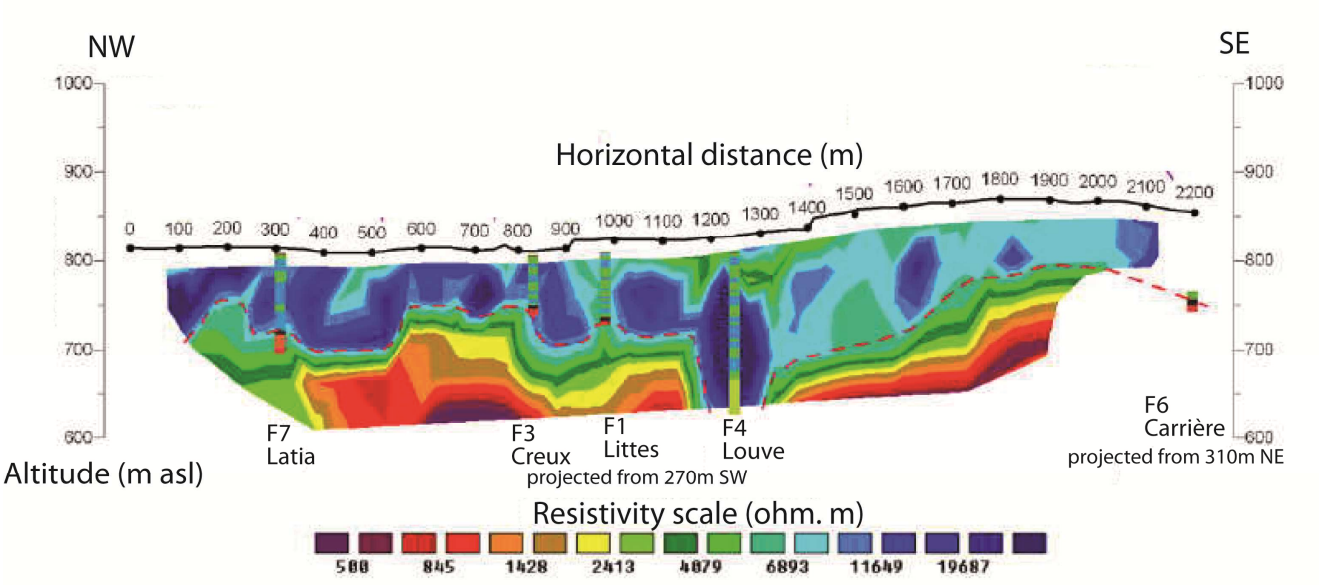


Figure 3 - La Nugère geoelectric profile [Coppo *et al.*, 2009] with calibration boreholes and location of the local resistivity isoline (pink dashed line) at the interface between the substratum and the overlying volcanic formations. Borehole logs are also indicated (green: scoria; blue: massive lava).

A few electrical profiles have recently been obtained for the Volvic catchment [Coppo *et al.*, 2009] (Fig. 3). Their calibration with existing boreholes demonstrated their effectiveness in characterizing the substratum morphology both in areas with a flat and a deeply incised paleomorphology (Fig. 2). There is a good resistivity contrast between the crystalline basement (where the resistivity ranges from 300 to 2,000 Ohm.m) and the overlying volcanic rocks (where the resistivity ranges from 5,000 to 20,000 Ohm.m). Borehole calibrations were used to define, for each electrical profile, a local isoresistivity surface corresponding to the interface between the crystalline basement and the volcanic formations.

2.2.2. Data used for the volcanic infill model

The various phases in the infill of the paleomorphology by the volcanic formations at the scale of the Volvic catchment were also reconstructed using several types of data.

The “Chaîne des Puys” volcanic 1/25000 map [Boivin *et al.* [2009]; Fig. 1] formed the primary basis for the geological modelling, and was used to characterize the shallow volcanic structures. Firstly, it was used for the areas of the plateau where the volcanic cover is thin (one or at least a few superimposed lava flows or volcanic formations), and also for the most distal lava flows outcropping in the Limagne basin (Fig. 7). The volcanologic map marks out most of the various outcropping volcanic formations making it possible to characterize most of the emission points and, consequently, the spatial extension of most of the shallow lava flows. It was also used at a later stage to characterize the most recent volcanic formations which crop out at the surface (i.e. the Nugère volcano trachyandesite lava flows, see section 3 of this paper). Continuing the work on shallow formations, this volcanic map was supplemented with geomorphologic data from topographic maps (see the previous chapter, among others) and geomorphologic field observations (to identify boundaries between the various lava flows, for example), together with the latest geological field observations. For instance, the identification of spatter cones in the “les marais” location demonstrated that this area is covered by at least one lava flow (the lithology of which was identified at the spatter cones), and is not, therefore, an area where the crystalline basement is simply dusted by thin volcanic ejecta.

The deepest geological structures were then reconstructed, based mainly on data taken from both boreholes and recent geological observations made in a 685 m-long gallery (Fig. 2) with only partial grouting (most of the grouted parts being interpreted as particularly unstable lithologies, such as inter-lava flows scoria levels). Of the 99 borehole logs available for the Volvic catchment (of these, 14 boreholes only provide the depth to the substratum with no lithological data), 80 intersect several different superimposed volcanic units and were, therefore, those used mainly for the geological modelling (the 19 others intersected only one volcanic unit). While the lithological description of some boreholes is fairly basic (borehole logs are only available at some wells and the cuttings have not been kept), most of them were of interest. In fact, due to the typical structure of aa lava flows, it was possible to vertically delimit each lava flow. Indeed, aa lava flows form a chaotic surface, are generally constituted by three sections (from top to bottom): scoria, a massive core with some fissuring, and basal scorias [Loock *et al.*,

2010]. Generally, the scorias are used as reference levels to distinguish between the various lava flows; the limit between two lava flows was arbitrarily chosen at the mid-thickness of the scorias. In some borehole logs, the scorias are much thicker (sometimes over twenty meters). Such thick scoria levels have been interpreted as revealing the presence of (buried) scoria cones. This enabled the construction of volcanic cross-sections.

Other criteria were also used, mainly geometric clues (see next section) but also petrographic, geochemical and dating data, in order to complete and validate the superposition and thus the geological model.

Geometric clues mainly helped to define spatter cones and lava flow boundaries. Petrographic and geochemical data allowed differentiating the Gonnard lava flow and the two trachyandesitics (emitted by Puy de Verrière and La Nugère) lava flows from others trachybasaltics lava flows. Finally, age constraints available from the geological map [Boivin *et al.*, 2009] allowed validating the lava flow succession described in the geological model.

3. Building up of the geological model

Given the importance of the substratum paleotopography pattern on the structure of the volcanic infill, the methodology was broken down into two main phases. The first phase deals with the reconstruction of the substratum paleomorphology, and the second phase with the reconstruction of the various episodes of volcanic infill. The study area was extended well beyond the boundaries of the Volvic catchment in order to transpose the results of analyses and interpretations at various scales (mainly in view of the reconstruction of the ante-volcanic paleomorphology).

3.1. Substratum paleomorphology

3.1.1. Methodology

The building up of the substratum (paleo)morphology was performed using an iterative approach:

- first, the topographic data (where the substratum crops out) and the borehole data (under volcanic cover) were used to manually compute a rough first estimate of the bedrock's (paleo)morphology. Next, the resulting picture of the (paleo)topography was refined;
- secondly, by harmonising manually the orientation of buried crest and valley axes with their outcropping counterparts (Fig. 2);
- thirdly, by integrating the other available data sources (geophysical data, longitudinal and transverse profiles of outcropping valleys and paleovalleys);
- finally, in places with shallow volcanic cover (mainly on the right bank of the main Volvic paleovalley), geological data (maps and field observations, see section 3.2. of this paper) was used to identify secondary paleothalwegs joining the main valley.

The final (paleo)morphology was therefore built up progressively through several stages based on this iterative approach.

3.1.2. Results - Discussion

On the eastern hillside of the Dômes plateau (Fig. 2), the main valley (and crest) axes exhibit a N120°E to N150°E orientation on the plateau and an orientation close to N090°E at the edge of the plateau where the (paleo)valleys reach the Limagne plain. Most of the secondary drainage axes (confluents of the main (paleo)valleys) exhibit orientations of N030°E to N050°E. The picture is only slightly different on the western hillside of the plateau where the main axes exhibit N070°E to N110°E directions while the secondary axes lie between N030°E to N080°E. The orientations of the buried paleovalleys delineated in the Volvic catchment are consistent with the orientation of the outcropping valleys observed on the eastern side of the Chaîne des Puys (Fig. 2).

Longitudinal profiles for outcropping valleys drawn from the 1:25000 scale topographic map (Fig. 4) show a classic exponential shape due to Miocene to present-day regressive erosion (Séranne *and al.*, 2002).. Such profiles can roughly be split into three different parts with very distinct mean slopes. The downstream part of the valleys, in the Limagne plain, is quite flat (eroded area with mainly transit conditions). Erosion processes are concentrated upstream of the boundary between the Dômes plateau and the Limagne plain, marked by the main north-south faults plans that are now apparent on the surface due to the erosion. This area has a slope of approx. 6% over a few kilometres. Upstream, this steep slope joins the relicts of the Cretaceous to Eocene paleosurface (most of the saprolite has been erosively removed during the Oligocène - the fissured horizon is directly outcropping and has been slightly re-weathered more or less parallel to the present-day (paleo)topography) where the eastward

mean slope is around 2%, both in the stream valleys and on the plateau. The elevation of the breakdown area between the recently incised valley and the gentle slope on the plateau is approx. 650 to 700 m asl for all the studied valleys, including Volvic's main paleovalley (as computed from borehole data) (Fig. 4).

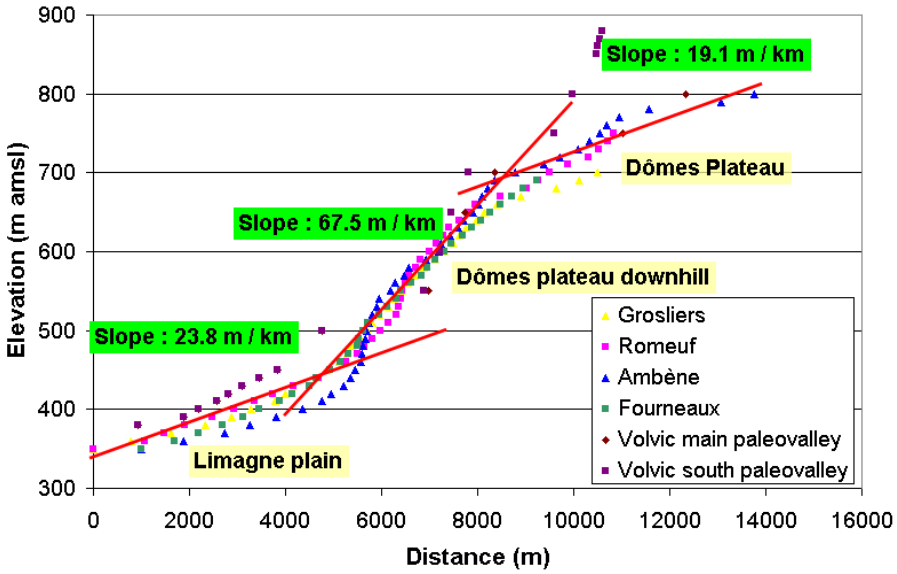


Figure 4 - Longitudinal profile of regional granitic valleys and the Volvic paleovalley.

Note that the basal altitude of these valleys at the level of their outflow into the Limagne slightly varies from south to north in descending order (Fig. 4).

Transverse valley profiles (Fig. 5) of the outcropping valleys, both in the downstream canyon area and in the plateau zone, were used to compute the transversal shape of the Volvic paleovalley morphology, which was nevertheless very well constrained in the area of the Volvic mineral water pumping wells.

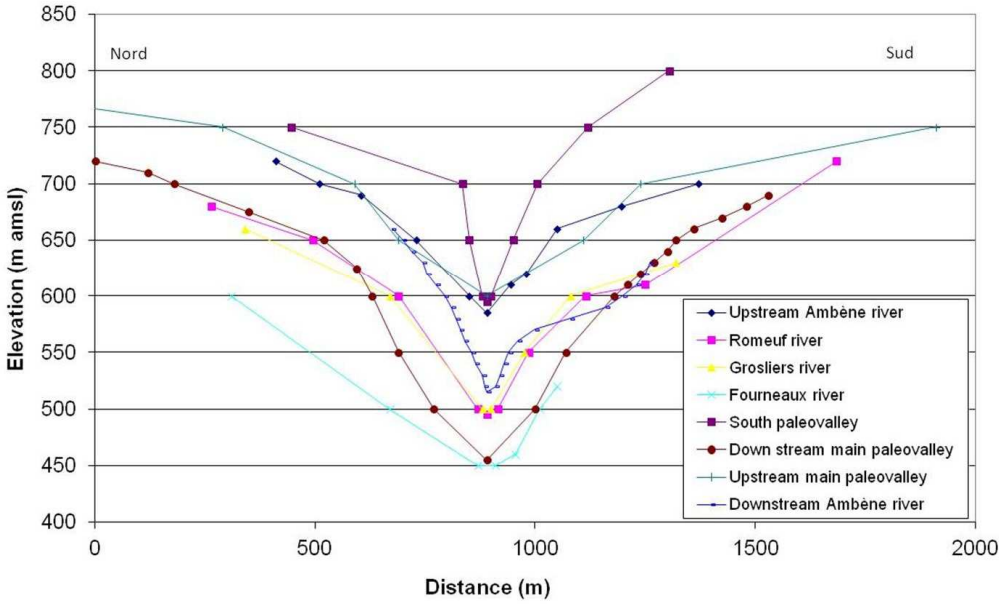


Figure 5 - Transverse profiles of regional granitic valleys and the Volvic paleovalley.

In the Volvic catchment, a right bank affluent to the main paleovalley, the "south paleovalley" joins the main valley at "Les goulots" (Fig. 2). Its morphology, which has been characterised in detail using the PE3 electrical profile (Fig. 3), is particularly uneven. While the geological borehole data coupled with the hydrochemical data (which demonstrates similar water

characteristics along the whole length of the paleovalley, from the piezometer furthest upstream to the piezometer located in the main paleovalley; [Rouquet, 2010]) are highly suggestive of the existence of a continuous paleovalley, the longitudinal profile is atypical and displays an apparent flat downstream longitudinal profile immediately followed by a steeper profile, and also a narrow canyon (Fig. 4 and Fig. 5). In that area, it is probable that the depth of the top of the bedrock has been significantly disturbed by volcanic activity including, among others, the phreatomagmatic activity of the Nugere Volcano (see below), even though no evidence of a maar depression (with a wide and bowl shape), such as the Maar de Beaunit [Josnin *et al.*, 2007], has so far been found.

In the Limagne plain, the antevolcanic substratum is formed of sediments that infilled the graben during the Oligocene. At the outflow of the Volvic catchment, the paleoriver arising from the main Volvic paleovalley has incised these sediments along a N090°E to N080°E direction (Fig. 2). Note that foll owing the emplacement of the Volvic and Argnat lava flows, the course of the Mirabel river, which originally flowed through the Oligocene sediments, was diverted southwards by the lava flows. The river then eroded the sediments between the Volvic lava flows and the bordering plateau.

3.2. Reconstruction of the volcanic infill

3.2.1. Methodology

The reliability of our geological model depends mainly on a “spatial genetic approach” that was chosen for its step-by-step buildup process. Each layer (present-day extension - after factoring in any current or previous episodes of erosion -, top and bottom elevations) has been reconstructed using the above-mentioned data, on the basis of the following principles, in order to build the 3D-geological model:

1. each volcanic formation was superimposed on the pre-existing paleomorphology - either the (crystalline or sedimentary) bedrock or the volcanic paleomorphology. When considered at the scale of some local cross-sections (see next section), the erosion processes between two episodes of volcanic infill did not appear to be important and, therefore, were generally not taken into account when constructing the geological model. Nevertheless, such processes may effectively explain the successive emplacement of the most distal lava flows in the Limagne plain (see next section);
2. the emplacement of each volcanic formation was drawn according to the volcanic processes at its origin. Each lava flow was channelled into bedrock or volcanic paleovalleys or into the depressed areas left by previous formations (some lava flows having locally acted as “dams” against later lava flows) (Fig. 6). Scoria cones and maar-related volcanic products were spread out over the pre-existing paleotopography according to their specific dynamics;
3. edge effects due to the emplacement of lava flows (the surface of the lava flows often demonstrate a fairly concave morphology; this is due to both the viscosity of the lava and its cooling which often gives lava flow edges quite steep slopes of a few meters in height) were taken into account to represent the avulsion process related to the emplacement of successive lava flows. Consequently, for each lava flow, the axial part of the lava flow is thicker than its edges;
4. lava flows were associated with outflow points. Some lava flows may be associated with buried edifices, which could be masked by erosion phenomena or overlain by other lava flows. The positioning of these edifices may be influenced by regional fracture orientations N040E [Boivin *et al.*, 2009] (Fig. 1). The latest outflow points to be identified correlate with this fracture orientation.

A GIS was used to build up a picture of the various geological bodies, two layers being constructed for each geological unit: one for the bottom, and one for the top (excluding the substratum paleomorphology – top only). Each layer of a body comprises the extent of the geological unit – with the same extent for both top and bottom – together with isolines describing the top and bottom elevations of the body (Fig. 6).

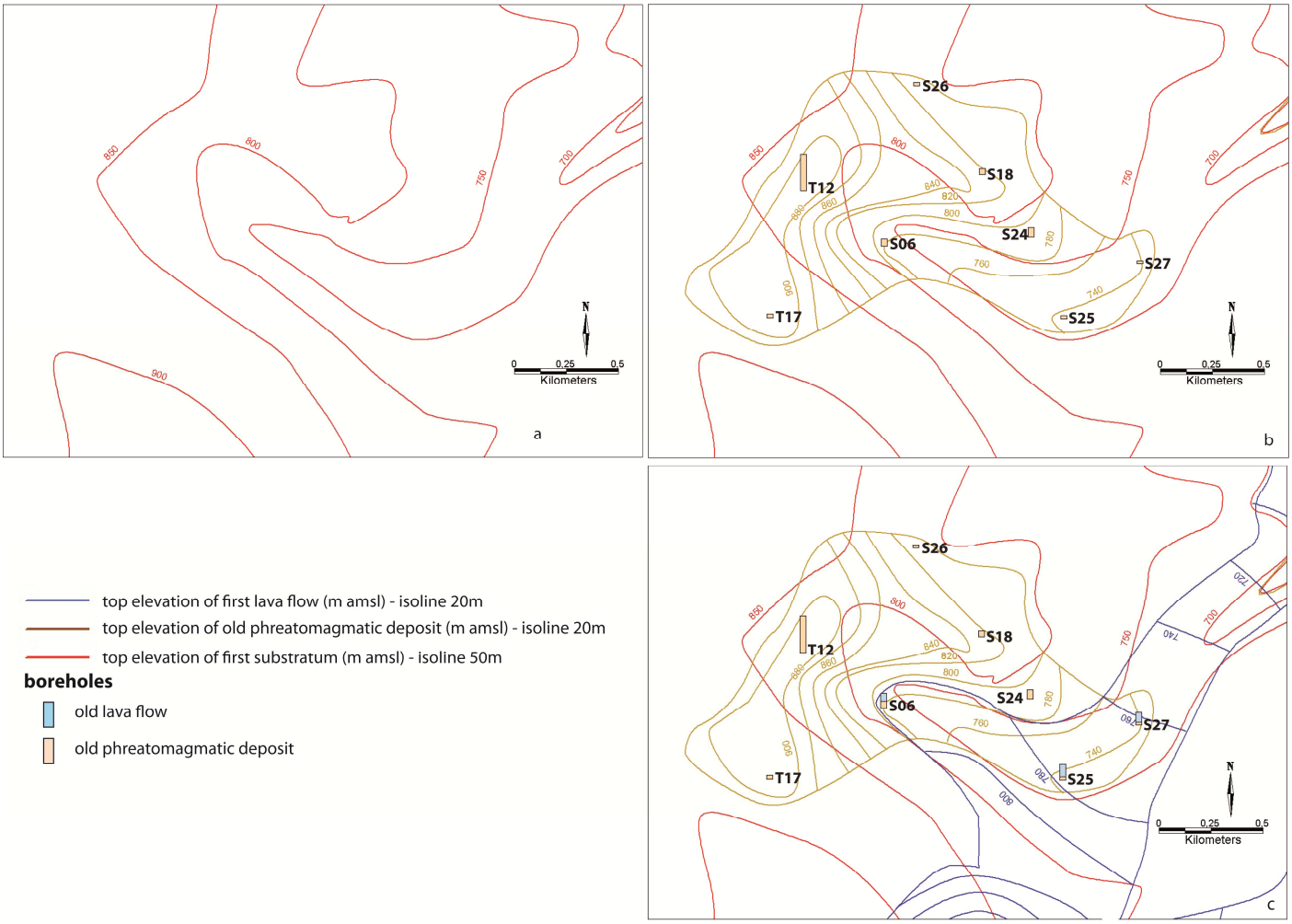


Figure 6 - Extract of the 3-D model in the upstream sector of the south paleovalley (see location on Fig. 7): (a) paleomorphology, (b) extent and elevation of the top of phreatomagmatic deposits, (c) extent and elevation of the top of first lava flow.

An iterative approach was use to build the volcanic infill. Indeed, for each layer, we first correlated the geological data from boreholes and provided a first interpretation (layer thickness and extension). Then we added the geometry of the layer into the model. Regarding other data (geoelectric profile, geomorphologic clues) and the geometry of the infill at the watershed scale, either we validated the first interpretation either we proposed another interpretation.

3.2.2. Overview of the 3-D geological model

The final geological model was built up progressively through several stages, at the Volvic basin catchment scale, based on this iterative and genetic approach.

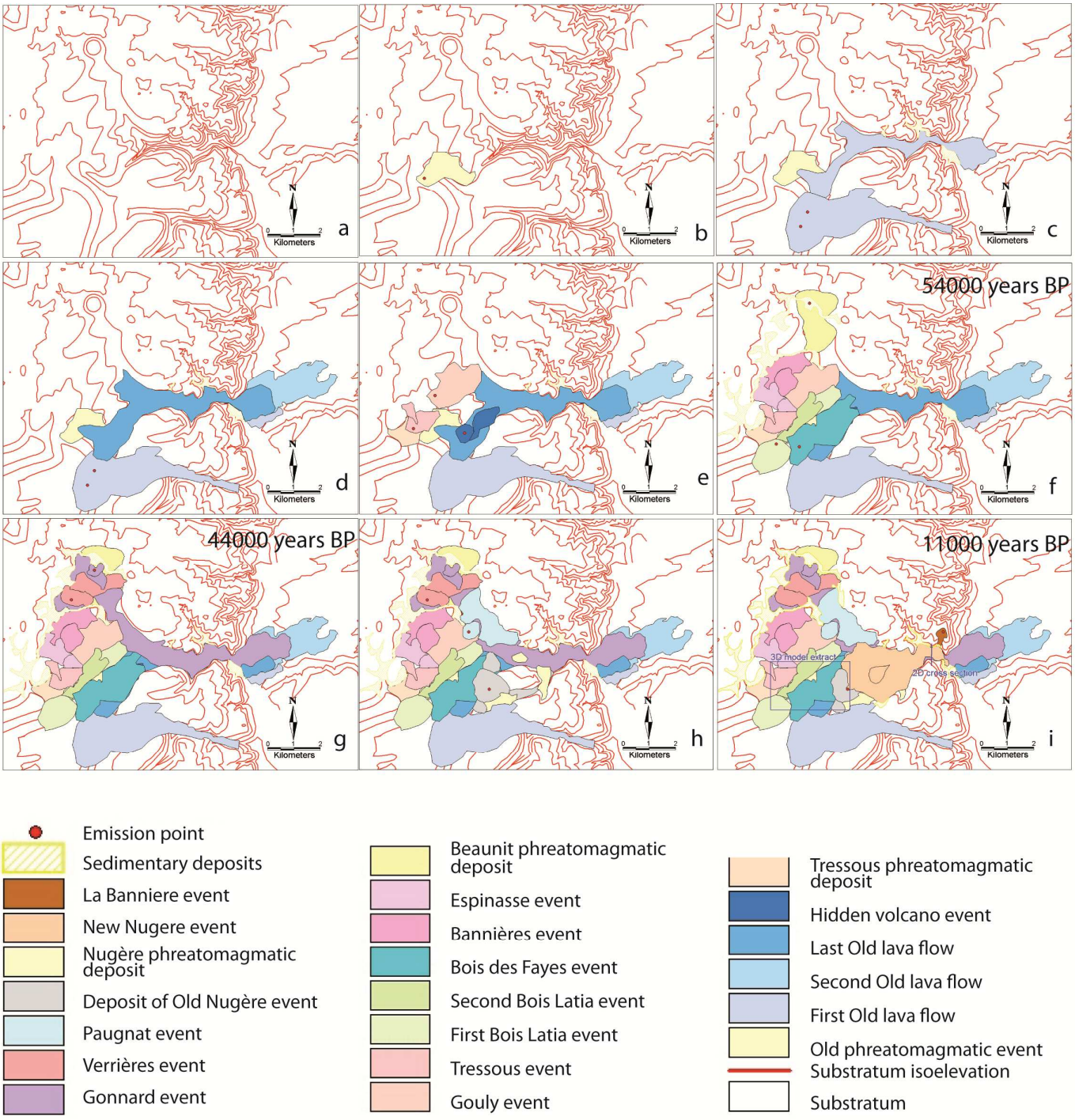


Figure 7 - 3-D sketch of the main volcanic infill phases of the Volvic catchment.

Based on this geological model, the main events leading up to the volcanic infill of the Volvic catchment can be summarized as follows (Fig. 7):

1. a first phreatomagmatic eruption near the Puy de Tressous created a maar and deposited the basaltic scoria containing crystalline basement elements observed at 9 boreholes These deposits, which appear to have undergone significant erosion, now have a limited extension in the upstream part of the “south paleovalley (Fig. 7b);
2. the downstream part of the south paleovalley is filled by volcanic ash with a thickness of over 40 m: this infill may actually correspond to an ancient scoria cone;
3. based on our interpretation, three successive ancient large-volume trachybasaltic lava flows were emitted northwards by the Jumes-Coquille Puys group (a subcontemporaneous set of lava flows emitted by the Puy de Jumes also flowed

Eastwards to the Argnat paleovalley). This interpretation is justified by the important extent of these cones (around 1200 m for the Jumes cone). In two observation boreholes, the thickness of the massive part of these ancient lava flows decreases as we get downstream. These rather thick flows (respectively 38 m, 30 m and 12 m at the "Le Goulet" site) followed the southern axis, partially filled up the main Volvic paleovalley, and reached the Limagne basin. In the Limagne plain, the first lava flow was offset to the south due to the antevolcanic morphology of the Oligocene sediments, and shows a fairly limited outpouring In the Limagne basin (Fig. 7c). The second lava flow is particularly thick in the main paleovalley and represents, in the Limagne, the largest eastwards extension (Fig. 7d). The third lava flow only extends to approx. 1,200 m within the basin formations (Fig. 7d). Upstream in the southern paleovalley, the lateral extension of this third lava flow was proved difficult to define, especially its eastern side vertically below the future Puy de la Nugère. In fact the elevation of the top of the lava flow lies there some 20 m above the substratum. This indicates that the first activity at the Puy de la Nugère could have emplaced deposits which could have dammed the passage of the last ancient lava flow. Another hypothesis is that the crystalline basement morphology was strongly disturbed by phreatomagmatic activity at the Puy de la Nugère;

4. an abnormally thick layer of scoria in two boreholes (approx. 20 to 30 m of scoria) reveals a strombolian edifice (Fig. 7e), located south-west of the future Puy de la Nugère, that does not actually crops out. The assumption that this edifice exists under volcanic cover is supported by its location along the SW-NE fractures shown on the volcanic map [Boivin *et al.*, 2009];
5. next came the activation of the Maar de Tressous, which deposited a phreatomagmatic tuff (Fig. 7e) over the whole south-western part of the catchment. Cinders, formed of hardened basaltic elements mixed with crystalline basement fragments were identified in three boreholes;
6. the volcanic activity then migrated slightly to the north, resulting in the emplacement of lava formations in the "les Marais" sector (Fig. 7e), revealed by the presence of a dome-shaped structure. This lava flow with a north-east axis provides evidence for the existence of a secondary paleothalweg incised within the crystalline basement. The geometric indices from the volcanologic map [Boivin *et al.*, 2009] suggest that this formation predates both the emplacement of the plateau lava flows (Bois des Fayes and Bois Latia) and the activity of the volcanoes in the western sector;
7. two successive lava flows, emitted by volcanoes located upstream of the southern axis, then covered the Bois Latia plateau (Fig. 7f). Morphological data were used to locate the front face of each of these lava flows. These flows did not follow the southern paleovalley due to its infill by earlier volcanic formations and, therefore, must have flowed westwards from a high point on the crystalline basement;
8. The Bois des Fayes sector was then covered by a trachybasaltic lava flow (Fig. 7f) that appears to have been emitted by a volcano located upstream of the southern axis. This lava flow is bounded to the west by the top of the substratum and by the earlier Bois Latia lava flows, and contributed to the infill of the southern axis. Its emplacement has been fairly well defined based on morphological data,[Boivin *et al.*, 2009];
9. the next stage was the build up of strombolian edifices and shallow lava flows from the volcanoes to the west of the impluvium (Puys Tressous, Puy de la Bannière and Puy de l'Espinasse) (Fig. 7g). The extent of these lava flows has been accurately outlined based on the volcanic map [Boivin *et al.*, 2009] and geomorphological indices;
10. the Maar de Beaunit deposits (54,000 cal BP; Boivin *et al.* [2009]), characterised by stratified lapilli containing abundant crystalline basement elements, form an half tuff-ring along the north-eastern rim of the maar together with a rather large extent surge deposit (Fig. 7f), This deposit is intersected by all the boreholes located upstream of the northern axis;
11. the Puy Gonnard lava flow, posterior to the emplacement of the Maar de Beaunit, reaches the Limagne plain (Fig. 7g). It is intersected by all the boreholes located in the northern axis (particularly the Goulet and the Maar1 boreholes). The flow forms a unique key horizon due to the presence of pyroxenite and granulite xenoliths and olivine xenocrysts. Similar kinds of xenoliths were also observed in a dome-shaped structure in the vicinity of Moulet-Marcenat, in the Goulet gallery, and in the Maar1 borehole [Boivin, 2002]. This lava flow has been dated at 43,900 years TL near the Maar de Beaunit [Boivin *et al.*, 2009];
12. the trachyandesitic Puy de Verrières was the next edifice to build up and emitted a lava flow mapped in the south-east of the Maar de Beaunit. [Boivin *et al.*, 2009] (Fig. 7h). Other trachyandesitic structures (the Puys Guettard, a probably transported element and Suc des Filles, a spatter cone) are associated to this event;

13. the next stage was the emplacement of the Puy de Paugnat and its trachybasaltic lava flow, intersected by two boreholes. To the north and to the east, topographic scarps provide an efficient means of delimiting the lava flow (Fig. 7h);
14. lastly, volcanic activity began in the Nugère sector [Boivin *et al.*, 2009] (Fig. 7i). A phreatomagmatic deposit related to the Nugère explosive activity was identified in the boreholes drilled at the south east of the Puy de la Nugère and in the Maar1 borehole. As suggested by the succession in the Maar1 borehole [Boivin, 2002], the phreatomagmatic activity might by contemporary with the emplacement of older lava flows. An initial basaltic phasis then built up the strombolian cones of the Ancient Nugère, the Petite Nugère and the Grande Nugère [Boivin *et al.*, 2009]. This was followed by a trachyandesitic phase: a lava lake contained in the crater overflowed the cone flanks. New adventive strombolian cones then began to form within this lava lake. Note that the trachyandesitic lava of the Puy de la Nugère can be clearly identified because of its facies enriched with silica and alkalis. Thermoluminescence dating of the Nugère south east lava flow gives an age of 10,900 years ± 2,400 y [Boivin *et al.*, 2009]. To the North of the volcano, the trachyandesitic lava flow infilled the end part of the south axis, after which the lava flow followed the main paleovalley. To the east, a lava flow infilled a secondary axis before joining up with the main paleovalley.

During the emplacement of the lava flows, the rivers flowing over the bedrock deposited alluvial and colluvial material at the contact zones with these lava flows because of a dam effect. Today, only the outcropping part of these colluvial sediments may be mapped. However, it is possible that interbedded sedimentary levels exist between the different layers of the volcanic infill (cf. next section).

3.2.3. Detailed 3D-modelling of the Goulet area

The volcanic infill in the Goulet sector was studied in details because of the higher density of boreholes in this area. The volcanic infill has been defined with more details than on the basin scale geological model. At this local scale, it allows to take account of erosion processes and sedimentation associated to inter lava flows periods. In the Goulet sector, the geological model at the hydrogeological basin scale shows the presence of 4 trachybasaltics lava flows and one upper trachyandesitic lava flow.

Data taken from the several mineral water supply wells and from the “Goulet” gallery are available for this deepest and narrowest part of the buried paleovalley (Fig. 2 and Fig. 7); there is also a particularly accurate well log (Maar 1), including thin-section petrographic descriptions and geochemical analyses [Boivin 2002]. They represent key elements for assessing in details the geological processes involved in this sector. This Maar1 log provided a strong constraint for accurate reconstruction of the genetics of this cross-section (Fig. 8), including erosion phases and interflow sedimentation periods, and was very useful for the chronological deconvolution of the volcanic infill. We also distinguish in this cross section a more detailed lithostratigraphy: volcanic cinders, sediments, scoriated and massive parts of the lava flows. Based on this cross-section, it was then possible to correlate each lava flow with the upstream paleovalleys and with the distal lava flows outcropping in the Limagne plain.

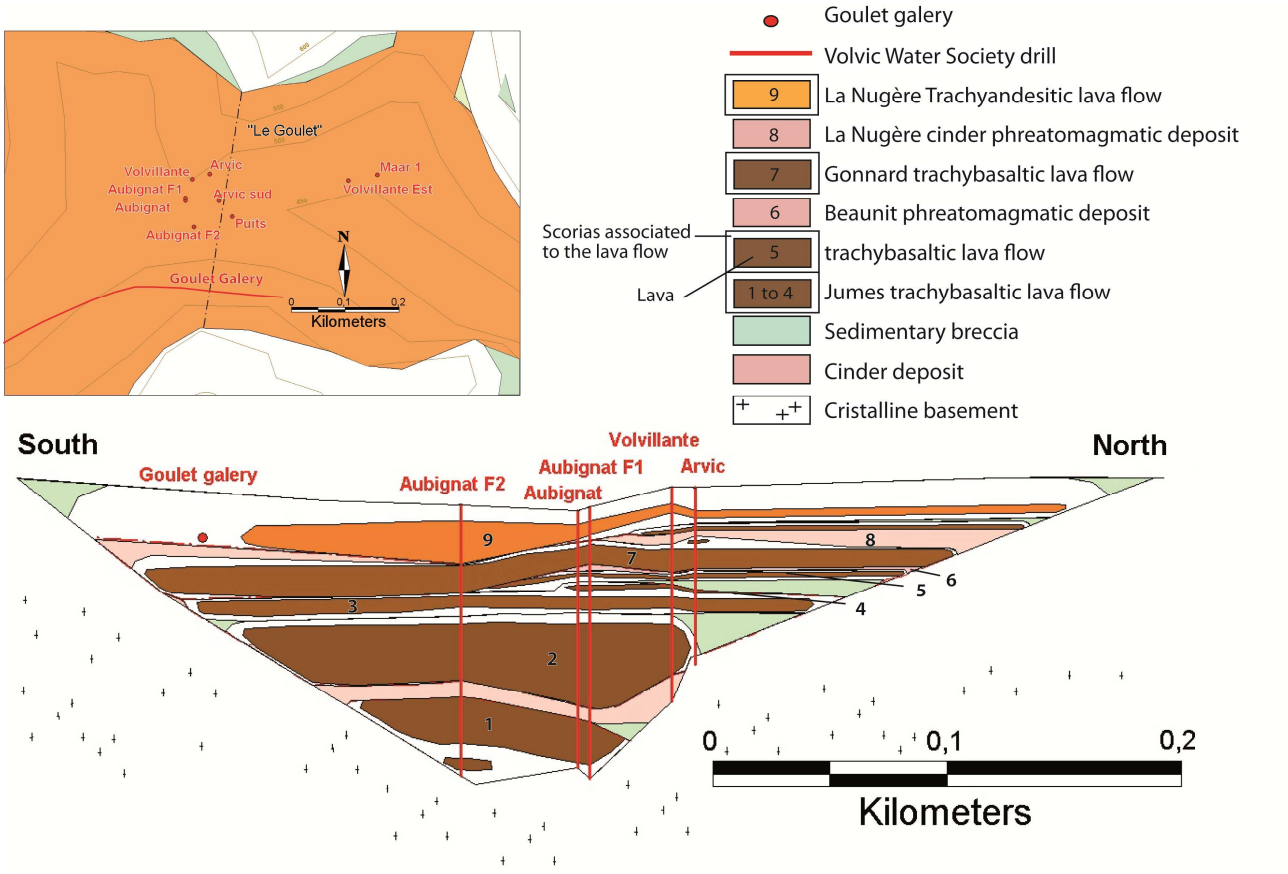


Figure 8 - Cross section of the volcanic infill in the main paleovalley.

Data from the following boreholes was used in the definition of the Goulet volcanic infill: Maar1, Aubignat, Aubignat F1, Aubignat F2, Volvillante and Arvic. Arvic and Aubignat boreholes located respectively downstream and upstream of the cross-section, were projected onto the profile

A complete and detailed sketch of each volcanic infill and of erosion phases was drawn. Only the resulting final cross section is presented here (Fig. 8).

The crystalline basement morphology is described using topographic data (when the bedrock is outcropping) and the elevations of the upper surface of the granite observed in the borehole. The northern side of the paleovalley presents a break in the slope, probably related to a phase of valleys erosion reactivation. Along the paleovalley floor, the major erosion axis is located between the Aubignat F1 and Aubignat boreholes.

An initial volcanic infill formed by four old lava flows, emplaced in the main paleovalley, including a thick lava flow, which massive part varies between 23 and 36m. This lava flow was blocked by the slope break between Volvillante and Arvic boreholes. Arvic borehole intersects the top and side level scoria of this lava flow. This four old lava flows correspond to the lava flows emitted by the Jumes and Coquilles volcanoes and mapped in the 3D model. These lava flow are shown with edge effects (scarps at the lava flow edges) due to the viscosity of the lava (this edge effect is shown on all the lava flows on the cross-section). These lava flows were affected by erosion (in dammed valleys, erosion is locally important) and sedimentary breccias mainly deposited in such erosion axis, between the outcropping bedrock and the lava flows. The Arvic borehole intersects this breccias with a thickness of approx. 17 m. This suggests a fairly long hiatus in the infill by volcanic units. The effects of the erosion processes can be seen all along the cross section: see for instance the shape of the roof of the first trachybasaltic lava flow and also the bottom of the second trachybasaltic lava flow.

Another thin lava flow, which origin is unknown, was then emplaced across the whole width of the paleovalley, before the deposition of a layer of cinders, which, in view of the fact that they are immediately anterior to the Puy Gonnard lava flow, may have originated in the volcanic activity at the Maar de Beaunit (see part 3.2.2). The Puy Gonnard lava flow, intersected by all the Goulet boreholes and the Goulet gallery, infilled the paleovalley across its whole width. This lava flow was well defined at the watershed scale in the 3D model.

The next cinder layer, probably emitted by La Nugere volcano, was then partially eroded and covered by a trachybasaltic lava flow. Lastly, came the emplacement of the Nugère trachyandesitic lava flow. This lava flow is well mapped in the 3D model and well defined in the cross section. Its thickness varies from 4 m (in Volvillante borehole) to 18 m (in Aubignat borehole). The massive part of the lava flow is overlain by top-level scoria and fragments derived from the mining of Volvic masonry stone, which could explain the chaotic nature of the top-level morphology.

There is evidence that, since the last eruptive events and throughout the volcanic infill, sedimentation occurred against the lava flows.

To summarise, using a genetic and geometric approach allows to provide a satisfactory description of the volcanic infill at the level of the goulet that avoids any large uncertainties or major contrasting alternative hypotheses. This infill is perfectly consistent with the geological history at the scale of the Volvic hydrogeologic catchment.

4. Discussion

The volcanic infill in the Volvic sector shows a high level of heterogeneity. It is often difficult to correlate the lava flow levels described in the borehole logs, especially in the low borehole density areas (for instance in the “Bois des Fayes”, “les marais” and “La Nugère” sectors). Geological description in most of the boreholes allows only distinguishing scoria and massive part of lava flow. Drills were realized with destructive methods, so unconsolidated deposits were very disturbed, washed and partially lost. Furthermore, most of the lava flows are trachybasaltic in composition, and are therefore difficult to differentiate using geochemical arguments. Only a few lava flows can be recognised by their specific petrographic (for instance the Puy Gonnard lava flow) or geochemical (for instance the Puy de Verrières and the Nugère trachyandesitic lava flows) features and there is a lack of key horizons such as a paleosol (most likely due to the cold climate of the region during the period of emplacement of these lava flows and as consequence of the short duration of the effusive activity, over just a few tens of thousands of years). Nevertheless, by combining geomorphological, geometric, petrographic arguments and known structures, it appears possible to provide a number of constraints that is sufficient to propose a convincing geological model of the volcanic infill at the scale of the Volvic hydrogeologic watershed. Indeed, the amount of data available regarding the size of the studied area is quite important and the possible geometric scenarios of the volcanic infill are limited.

The substratum morphology was quite efficiently reconstructed with a simple methodology. Borehole data and outcropping granite rivers profiles allow defining precisely the southern and northern valleys morphology. Nevertheless, the precision of the substratum morphology in “Bois des Fayes” and “les marais” areas, and also below the strombolian cones, is lower due to the low data density. By characterizing the substratum morphology we improved the understanding of the architecture of the Dômes plateau drainage pattern. Over time, ancient river courses have occasionally been dammed or deviated by the emplacement of lava flows. Take, for example, the paleo-Lambertèche river, which presently flows eastwards over the bedrock and infiltrates down to the contact with the Volvic catchment lava flows (Fig. 2). This paleoriver originally flowed westwards through the paleovalley, which was subsequently infilled by the Louchadière lava flows. The paleo-Ambène river originally flowed south-eastwards through the main Volvic paleovalley. It has since been diverted from its former course by the emplacement of the Beaunit Maar and is now flowing eastwards on the bedrock. Deterministic erosion modelling taking into account physical processes could be the next step for a fine tuning of the substratum paleomorphology and to better understand the various uplift and erosion phases.

By reconstructing the chronology of volcanic events and the extent of their infill, we have been able to provide new informations that give a clearer picture of the geology of the northern part of the Chaîne des Puys. In particular, we have been able to describe the chronology of the ancient volcanic infill, which does not crop out at the surface, and propose a credible interpretation of the point-source of the lava flows and their spatial extent. Concerning superficial volcanic formation,

morphological and petrographic data have been confronted, particularly at the level of the Puy de Verrière and the Beaunit Maar, but also in the Marais area.

The infill is well defined in the main paleovalley and in the southern part of the watershed (where the density of boreholes is high), but also in “Bois des Fayes” and “les marais” area because of the presence of many geomorphologic clues. The precision is lower in “La Nugère” sector and in the southern limit of the watershed because of the presence of volcanic cones, and, consequently the lack of data. In the Goulet sector, the density of boreholes and particularly the detailed geological description of Maar1 borehole allow to precisely define both the detailed volcanic infill and the erosion effects. Due to the lower density of data at the whole basin scale, it is not possible to take into account most of the erosional processes and also the detailed geometry of the colluvial formations which may nevertheless locally play a hydrogeological role. Nevertheless, no special drilling campaign was performed for this geological modelling attempt. Only the up to date geostructural knowledge has been synthesised and the resulting picture appears to be convincing even if most of the borehole data originate from applied geology with so far quite approximative petrological descriptions. Consequently, it appears that such a geometric and genetic approach is very efficient to constrain such a 3D model. This model will therefore surely be improved in the future when further investigations and, in particular, new boreholes will be available, particularly if the type of materials intersected is adequately interpreted based on petrographic and geochemical analyses. Additional lava flow dating should be done to verify our interpretations, especially for the Limagne plain lava flows.

5. Conclusion

The main purpose of this work was to develop a simple but efficient methodology to reconstruct the volcanic infill in a paleovalley context. This methodology, mostly based on the combination of a genetic and geometric approach appears to be rather efficient to constrain such a complex 3D model. At the Volvic watershed scale, the chronology of the volcanic events and the geometry of each infill has been discussed and justified by geometric arguments and data interpretation. In the main paleovalley the different phases of the volcanic infill, but also the erosion phases have been well defined and constrained by a high density set of data.

This three-dimensional geological infill model will not be directly integrated into the hydrogeological model under development for the simulation of groundwater flow, due partly to its complexity, but also mainly because the hydrodynamic properties do not necessarily coincide with the lithological differentiations (see for instance Charlier *et al.* [2011], and Lachassagne *et al.* [2006]). Nevertheless, the construction and the calibration of the hydrodynamic parameters of the hydrogeological model will as far as possible be based on the geological and geometric structure from this geological model.

The methodology used to build the volcanic infill in this paleovalley context could be applied in the whole Chaîne des Puys but also in other continental volcanic areas. It could be efficiently generalized to other types of geological context.

6. Acknowledgements

This hydrogeological modelling has been developed as part of an “Environment” LIFE+ program project (2009-2012 “SEMEAU” project; http://www.life-semeau.eu/) co-funded by the European Community, whose main beneficiary is the Société des Eaux de Volvic.

This research has been carried out as part of a ph-D co-tutored by the Paris School of Mines (E. Ledoux) and Danone Waters (P. Lachassagne).

Virginia O’Dwyer is acknowledged for the revision of the English language.

7. References

ANDREIEFF P., BAUBRON J.C., WESTERCAMP D. (1988). - Histoire géologique de la Martinique, Petites Antilles. Bio-stratigraphie (foraminifères) et radiochronologie (potassium-Argon). - Géologie de la France, 2-3, 39-70.

AUBERT M. (2003). - La méthode de polarisation spontanée en hydrogéologie des terrains volcaniques. - *Rev. Sci. Eau*, 16, 219-235.

AUBERT M., BOUILLER R., CAMUS G., COCHET A., D'ARCY D., GIOT D., JEAMBRUN M., ROCHE A. & BONHOMMET N. (1973). - Carte géologique à l'échelle du 1/50000, feuille Clermont-Ferrand XXV631.

BLIGNY J.C. & HARTEMANN P. (2005). - Les eaux minérales naturelles et les eaux de source : cadre réglementaire et technique. - *C. R. Géosciences*, 337, 279-284.

BOIVIN P. (2002). - Forage de reconnaissance Maar1 - Interprétation géologique et volcanologique. Technical report. - Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Ferrand, France, 15.

BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., DE LAROUZIERE F.-D., LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., VERNET G. & VINCENT P. (2009). - Volcanologie de la Chaîne des Puys. 5th edition, Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, 196.

BOURLIER P.Y., LACHASSAGNE P., DESPRATS J.F. & GILLE E. (2005). - Nouveaux éléments sur la structure et le fonctionnement hydrogéologique du plateau basaltique de l'Aubrac (Massif Central, France). - Première évaluation des potentialités en eau souterraine. - *C. R. Géosciences,* 337, 663-673.

BROXTON D. & VANIMAN D. (2005). - Geologic Framework of a Groundwater System on the Margin of a Rift Basin, Pajarito Plateau, North-Central New Mexico. - *Vadose Zone Journ.,* 4, 522-550.

BURKE J. J. & MOENCH M. H. (2000). - Groundwater and society: resources, tensions and opportunities. - Themes in groundwater management for the twenty-first century. - *United Nations publication*.

CHARLIER J.B., LACHASSAGNE P., LADOUCHE B., CATTAN P., MOUSSA R. & VOLTZ M. (2011). - Structure and hydrogeological functioning of a tropical humid insular andesitic basin: a multi-disciplinary experimental approach. - *J. Hydrology,* 398, 155–170.

COPPO N., GIRARD J.F. & RICHALET G. (2009). - Prospection géoélectrique du Puy de la Nugère, Volvic, France. - Technical report BRGM/RC-57581-FR, BRGM, Orléans, France, 55.

DEGEAI J.-P. (2005). - Mesure de l'érosion à différentes échelles spatio-temporelles autour des maars et des astroblèmes : exemples dans le Massif central Français et le Québec. - Ph.D. thesis, Université Paris 4, France, 451.

FALLARA F., RHEAUME P., ZHEN CHENG L., BOUDRIAS G. & BANDYAYERA D. (2004). - Modèle 3D géo-intégré du secteur du lac aux Loutres, synthèse métallogénique d'Urban-Barry (phase 1 de 2). - Technical report RP 2004-06, MRNFP, URSTM-UQAT, Rouyn-Noranda Canada, 12.

FISHER R. V. (1979). - Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. - *J. of Volcanol. and Geotherm.Res.,* 6, 305-318.

GERMA A., QUIDELLEUR X., LABANIEH S., LAHITTE P. & CHAUVEL C. (2010). - The eruptive history of Morne Jacob volcano (Martinique Island, French West Indies): Geochronology, geomorphology and geochemistry of the earliest volcanism in the recent Lesser Antilles arc. - *J. of Volcanol. and Geotherm.Res.,* 198, 297-310.

HON K., KAUAHIKAUA J., DENLINGER R. & MACKAY K. (1994). - Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. - *Geol. Soc. of Ameri. Bull.,* 106, 351-370.

JOSNIN J.-Y., LIVET M. & BESSON J.-C. (2007). - Characterizing unsaturated flow from packed scoriated lapilli: Application to strombolian cone hydrodynamic behavior. - *J.Hydrology,* 335, 225-239.

JOUX M. (2002). - Structure et fonctionnement hydrogéologique du système aquifère volcanique des eaux minérales de Volvic. - Ph.D. thesis, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 227.

KENT R. W., THOMSON B. A., SKELHORN R. R., KERR A. C., NORRY M. J. & WALSH J.N. (1998). - Emplacement of Hebridean Tertiary flood basalts: evidence from an inflated pahoehoe lava flow on Mull, Scotland. - *J.Geol. Soc. London,* 155, 599-607.

LABAZUY P. & AUBERT M. (2001). - Self-Potential (SP) Method Applied to Hydrogeological Prospecting in the Context of a Young Volcanic Area (Chaine des Puys, France). - EUG XI. European Union of Geosciences, Strasbourg, Journal of Conference Abstracts, 657.

LACHASSAGNE P. (2006). - Martinique. - *In* : ROUX J. Cl., Ed., Aquifères et Eaux souterraines en France. - AIH-IAH – BRGM Editions , Tome 2, 769-781.

LACHASSAGNE P., BLAVOUX B. & LIVET M. (2006). - Chapitre : I. Généralités sur les eaux souterraines. 5. Aquifères volcaniques. *In* : ROUX J. Cl., Ed., Aquifères et Eaux souterraines en France. - AIH-IAH - BRGM Editions, Tome 1, 52-58.

LACHASSAGNE P., MARECHAL J.C. & SANJUAN B. (2009). - Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies). - *Hydrogeol. J.,* 17, 1589-1606.

LACHASSAGNE P., WYNS R. & DEWANDEL B. (2011). - The fracture permeability hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. - *Terra Nova*, 23, 145-161.

LEGENDRE C., MAURY R., GUILLOU H., COTTEN J., CAROFF M., BLAIS S. & GUILLE G. (2003). - Geological and petrologic evolution of Huahine island (Society archipelago, French Polynesia): an unusual intraoceanic shield volcano. - *Bull. Soc. géol. Fr.,* 174, 115-124.

LÉNAT J.-F., FITTERMAN D., JACKSON D. & LABAZUY P. (2000). - Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). - *Bull. Volcanol.,* 62, 75-89.

LIVET M., BLAVOUX B., D'ARCY D. & MISHELLANY A. (1999). - Capture et emmagasinement sous coulée au site volcanique de Beaunit (Puy-de-Dôme).- *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, 47-52.

LOOCK S., VAN WYK DE VRIES B. & HENOT J.-M. (2010). - Clinker formation in basaltic and trachybasaltic lava flows. - *Bull. Volcanol.,* 72, 859-87.

MERLE O. & MICHON L. (2001). - The formation of the West European rift : a new model as exemplified by the Massif Central area. - *Bull. Soc. géol. Fr.,* 172, 213-221.

ROUQUET S. (2010). - Projet Gergovie. - Synthèse hydrogéologique dans le secteur du Puy La Nugère. - Technical report DQE/E&RE/N/091/09_SR, Danone Eaux France, Evian, France, 34.

ROWLAND S. K. & WALKER G. PL. (1990). - Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. - *Bull. Volcanol.,* 52, 615-628.

SLIM A.C.,BALMFORTH N.J., CRASTER R.V. & MILLER J.C. (2009). - Surface wrinkling of a channelized flow. - *Proc. R. Soc.* 465, 123-142.

SERANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J. & QUINITIF Y. (2002). - Polyphased uplift and erosion of the Cévennes (southern France). An example of slow morphogenesis . *Bull. Soc. géol. Fr.*, 173, 97-112.

TAKAGI D. & HUPPERT H. E. (2010). - Initial advance of long lava flows in open channels. - *J. of Volcanol. and Geotherm.Res.,* 195, 121-126

TELES V., DE MARSILY G. & PERRIER E. (1998). - Sur une nouvelle approche de modélisation de la mise en place des sédiments dans une plaine alluviale pour en représenter l'hétérogénéité. - *C. R. Acad. Sci.* 327, 597-606.

WATTINNE A., QUESNEL F., MELIERES F., GUILLOU H., BOURDILLON C. BARBARAND J. BAELE J.-M. & YANS J. (2010). - Upper Cretaceous feldspars in the Cenozoic Limagne Basin: A key argument in reconstructing the palaeocover of the Massif Central (France). – *Pal., Pal., Pal.,* 298, 175-188.

WICHURA H., BOUSQUET R. & OBERHÄNSLI R. (2010). - Emplacement of the mid-Miocene Yatta lava flow, Kenya: Implications for modelling long channelled lava flows. - *J. of Volcanol. and Geotherm.Res.,* 198, 325-338.

WILSON A. H. & GRANT C. E. (2006). - Physical volcanology and compositions of the basaltic lavas in the Archean Nzuse Group, White Mfolozi inlier, South Africa. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.,* 405, 255-289.

1.2 Géologie de la partie amont de l'axe nord

L'ensemble des coupes géologiques des forages de la DREAL, ainsi que la coupe détaillée du forage Alaric, des indices morphologiques de surface, des analyses géochimiques et pétrographiques ont été considérés pour étudier la géométrie des formations volcaniques de manière détaillée dans la partie amont de l'axe nord (voir Figure 3).

Le front de coulée visible en bordure des bassins d'infiltration du Lambertèche a été analysé par Boivin (2011). Cette coulée, de nature trachyandésitique, est interprétée comme ayant été émise par le Puy de Verrières (Boivin, 2011). Les cuttings du forage Alaric ont été également analysés (analyses géochimiques et pétrographiques) par Boivin (2012). Le forage Alaric intercepte des alluvions jusqu'à 5 m de profondeur, des scories d'un cône volcanique transportées sur le dos de la coulée (de 5 à 11 m de profondeur), une coulée trachybasaltique (de 11 à 48 m de profondeur) puis des dépôts phréatomagmatiques (de 48 à 58 m de profondeur) avant d'atteindre le substratum à 58 m de profondeur. La coulée recoupée ne présente ni d'amas hérités du manteau ni d'inclusions de granite, qui auraient pu caractériser la coulée du Puy Gonnard. Elle est donc rattachée au Puy Paugnat, situé à proximité d'Alaric, qui présente un faciès géochimique similaire.

Enfin, plusieurs analyses géochimiques ont été effectuées sur les cuttings de plusieurs forages par Boivin (LMV, com. pers.). Elles sont résumées dans le Tableau 1.

Forage	Profondeur (m)	Nature
P4	23	trachybasalte potassique
P9	19	mugearite
P9	42	trachybasalte potassique
P11	48	trachybasalte potassique
P15	40-42	hawaiite

Tableau 1 : Analyses géochimiques réalisées dans les forages de la partie amont de l'axe nord (Boivin, LMV, com. pers.)

Plusieurs coupes géologiques présentées en Annexe 9 ont été réalisées dans la partie amont de l'axe nord. L'histoire géologique de la partie amont du bassin versant de Volvic a ainsi pu être reconstituée (Figure 3).

- initialement l'Ambène s'écoulait directement sur le socle, dans une paléovallée NW-SE en direction de l'actuel Puy de Paugnat. L'axe d'écoulement de cette paléovallée était situé en bordure sud-ouest de l'actuel maar de Beaunit. Plusieurs paléotalweg SW-NE

rejoignaient cette vallée principale. Par ailleurs, une partie du réseau hydrographique actuel du Lambertèche (secteur de Grelière – Lambertèche) était drainée par l'un de ces talwegs. On peut supposer que la totalité du bassin du Lambertèche actuel sera par la suite drainée vers le nord dès la mise en place des coulées du Puy de Louchadière (datées de 36400 ans) ;

- des matériaux provenant de l'éruption phréatomagmatique du maar de Beaunit se sont déposés. L'Ambène et le Lambertèche continuent de s'écouler dans la paléovallée principale en érodant les dépôts phréatomagmatiques ;
- la coulée trachybasaltique du Puy Gonnard, interceptée par les forages P1, P2, P3, P9 et P11, s'est mise en place. Celle-ci s'est écoulée probablement en direction sud et sud-est jusqu'au niveau de la crête formée par le substratum (à l'aplomb du forage P10). Elle a également recouvert une partie de la zone ouest à nord-ouest par effet de barrage ou par émission de plusieurs coulées successives. L'Ambène, dont le cours a été barré, a probablement été déviée pour s'écouler dans le maar de Beaunit, puis le long du front est des coulées, et enfin rejoindre la paléovallée où elle a poursuivi le dépôt des alluvions. A partir de cette étape l'Ambène a également pu déposer des alluvions dans le maar de Beaunit ;
- la coulée trachybasaltique du Puy de Paugnat, interceptée par les forages P5, P6, P7, P10 et Alaric, s'est écoulée en direction du nord-ouest jusqu'au front de la coulée du Puy Gonnard, et jusqu'à la crête formée par le substratum. Cette coulée s'est probablement mise en place sur les alluvions déposées par l'Ambène et en partie sur la coulée du Puy Gouly. Cette coulée a probablement barré le passage de l'Ambène qui a déposé des alluvions contre son front ouest ;
- la coulée trachyandésitique du Puy de Verrières, interceptée par les forages P5, P6, P7, P10 et Alaric, s'est écoulée en direction du nord-est entre les fronts des deux coulées précédentes. C'est à partir de la mise en place de cette coulée que l'Ambène a vu son cours dévié vers un talweg NE lui ouvrant l'accès aux gorges d'Enval. La mise en place du Puy de Verrières a également contraint le Lambertèche, provenant du sud, à s'écouler plus à l'est en direction de la coulée du Puy de Paugnat. Ce cours d'eau a ainsi pu déposer des alluvions contre le front sud-ouest et sur la coulée du Puy de Paugnat ;
- une partie du cône volcanique du Puy de Verrières s'est effondré vers le nord. Cet effondrement pourrait être lié à l'émission d'une coulée dans la même direction. Une telle affirmation est confirmée par la présence d'un spatter cône (Sucq des filles) au niveau duquel on retrouve des scories de faciès « cœur de cône ».

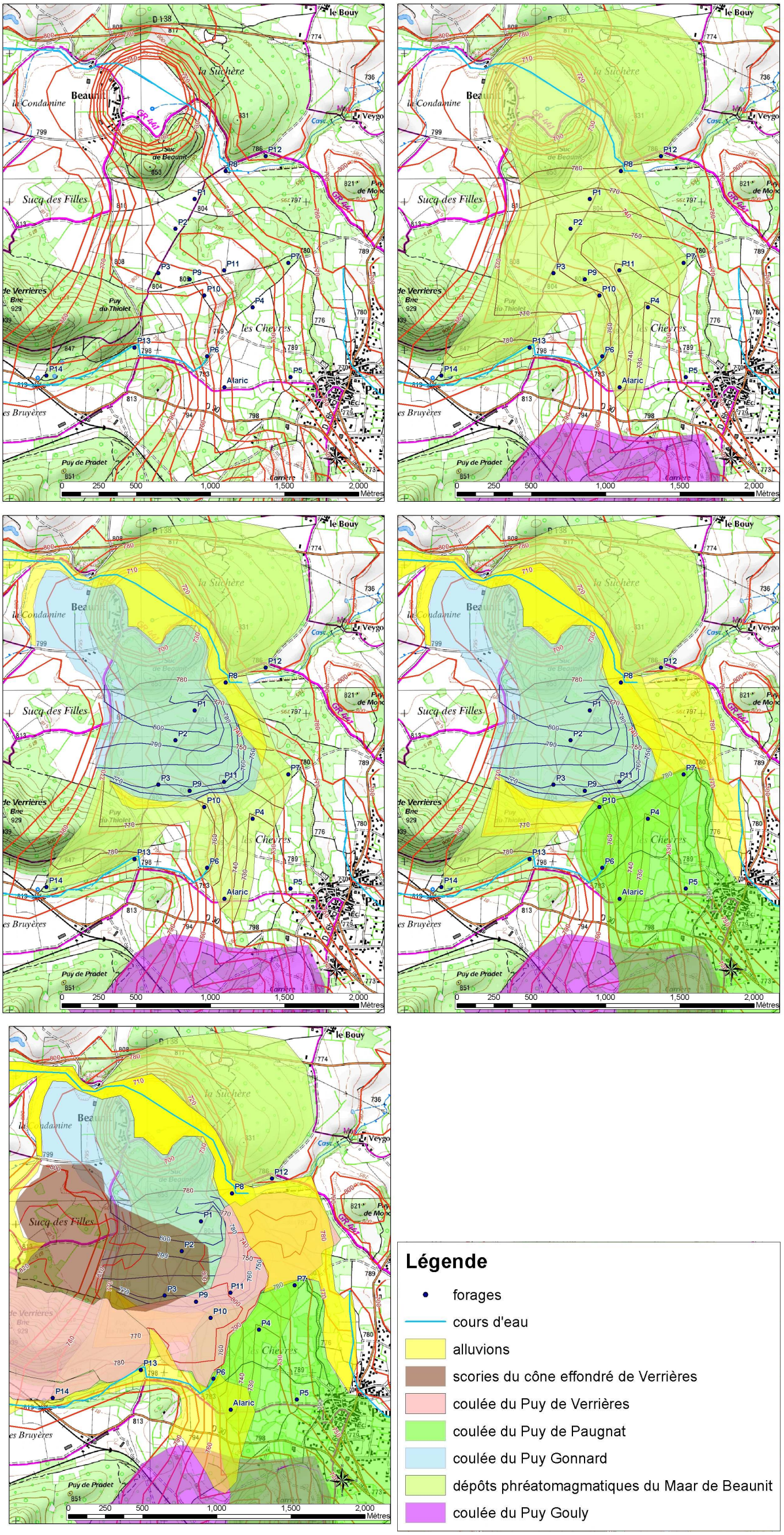


Figure 3 : Remplissage volcanique dans la partie amont de la paléovallée nord

1.3 Géologie dans le secteur du Goulet

A l'échelle régionale, la morphologie du substratum est marquée par une succession d'emboîtement de formes, correspondant à différentes périodes d'érosion :

- l'érosion Mio-Pliocène correspond à une érosion régressive ayant façonné des profils longitudinaux de type exponentiel et des profils transverses en V,
- plusieurs phases érosives antérieures (probablement Oligocène et Crétacé supérieur – Eocène) qui ont a priori façonné des vallées plus larges, au profil concave qui pourrait être identifié au niveau du plateau.

On constate qu'aux altitudes inférieures à 750 m NGF, dans le secteur du Goulet, la surface Crétacé Supérieur - Eocène n'est pas identifiable. La morphologie a été érodée postérieurement et notamment à l'Oligocène. Les morphologies aux altitudes intermédiaires (inférieures à 750 m NGF) résultent donc très probablement d'aplanissements liées à des paléovallées larges et méandriformes Oligocènes, et à des incisions Mio-Pliocènes, d'où une morphologie complexe. La vallée de Volvic présente quelques replats à 670 m d'altitude à Tourtoule, et dans le secteur du Chalard. Néanmoins, la morphologie Oligocène est peu représentée dans ce secteur. La morphologie des paléovallées Oligocène pourrait cependant être reconstituée via les formations volcaniques du plateau de Chateaugay (16 Ma, Miocène), et les reliques morphologiques du plateau des Dômes.

La morphologie du substratum a été retravaillée en tenant compte :

- des informations tirées de profils transverses et longitudinaux des vallées sous couverture volcanique,
- des profils transverses des vallées en bordure est du plateau des Dômes,
- d'un profil en long qui doit respecter la morphologie générale avec une pente aval faible (24 ‰), une rupture de pente vers 480 m NGF, une pente intermédiaire plus forte (67 ‰), une rupture de pente vers 690 m NGF et une pente amont faible (19 ‰) (Figure 4).

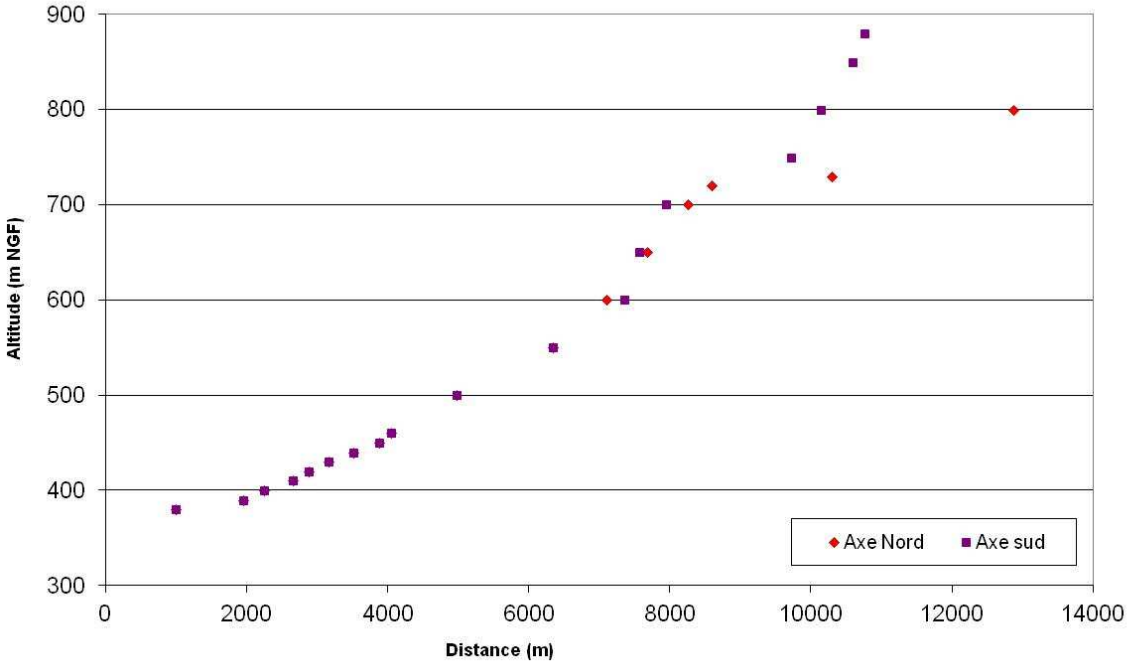


Figure 4 : Profil en long des paléovallées nord et sud

Afin de définir de manière plus précise le remplissage volcanique dans le secteur du Goulet, plusieurs coupes géologiques ont été réalisées. Leur localisation est indiquée dans la Figure 5.

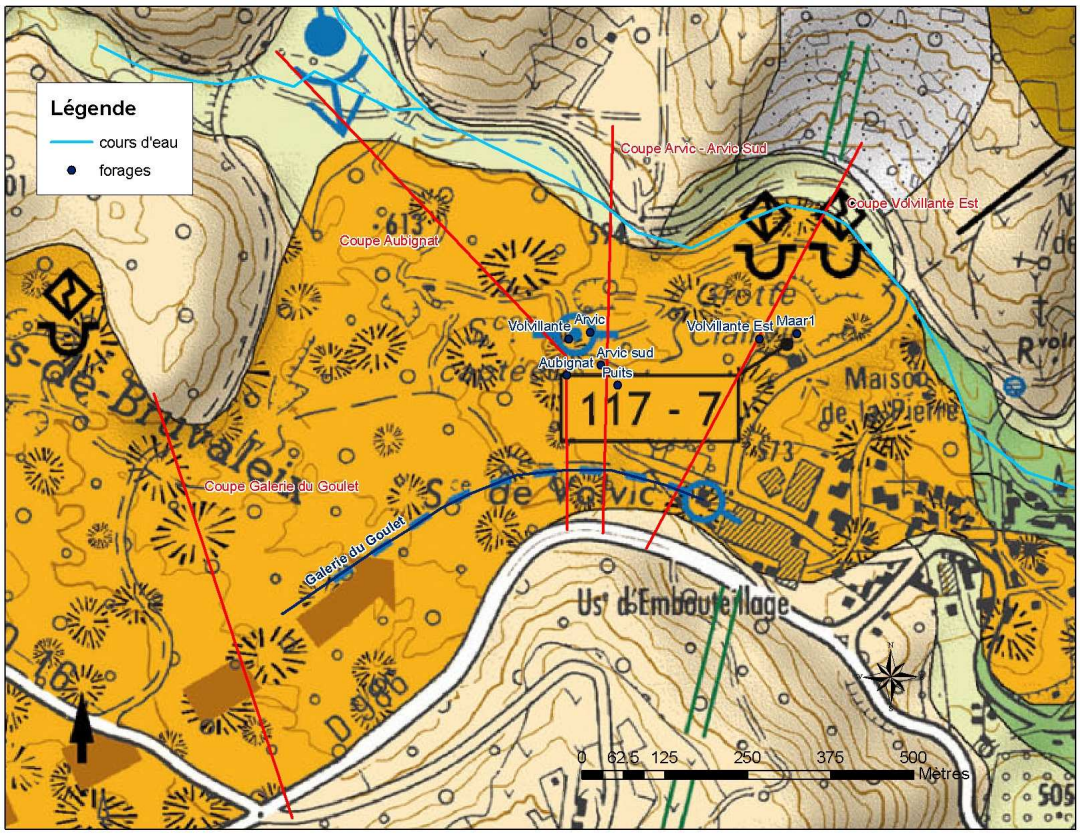


Figure 5 : Localisation des coupes géologiques réalisées dans le secteur du Goulet

1.3.1 Coupe Arvic Sud – Arvic

Au niveau de la coupe transverse passant par les forages Arvic Sud et Arvic, la morphologie du substratum présente un verrou (paléocrête) à l'aplomb du forage Arvic. Le forage Arvic Sud intercepte les coulées Anciennes 1 et 2 ainsi qu'une coulée de faible épaisseur intercalée entre elles (Figure 6). Puis se superposent 2 à 3 coulées respectivement au droit des forages Arvic Sud et Arvic avant la mise en place d'une coulée plus épaisse. Au-dessus de cette dernière, Arvic intercepte encore une coulée intercalée sous la coulée trachyandésitique de la Nugère. Le forage Arvic Sud n'intercepterait pas la coulée de la Nugère à cause de la morphologie de surface accidentée par l'exploitation de la pierre.

L'extension latérale des coulées est certainement limitée par la morphologie du substratum, étant donné que la coupe est située au niveau d'une étroiture et que les apports d'alluvions ont dû être faibles.

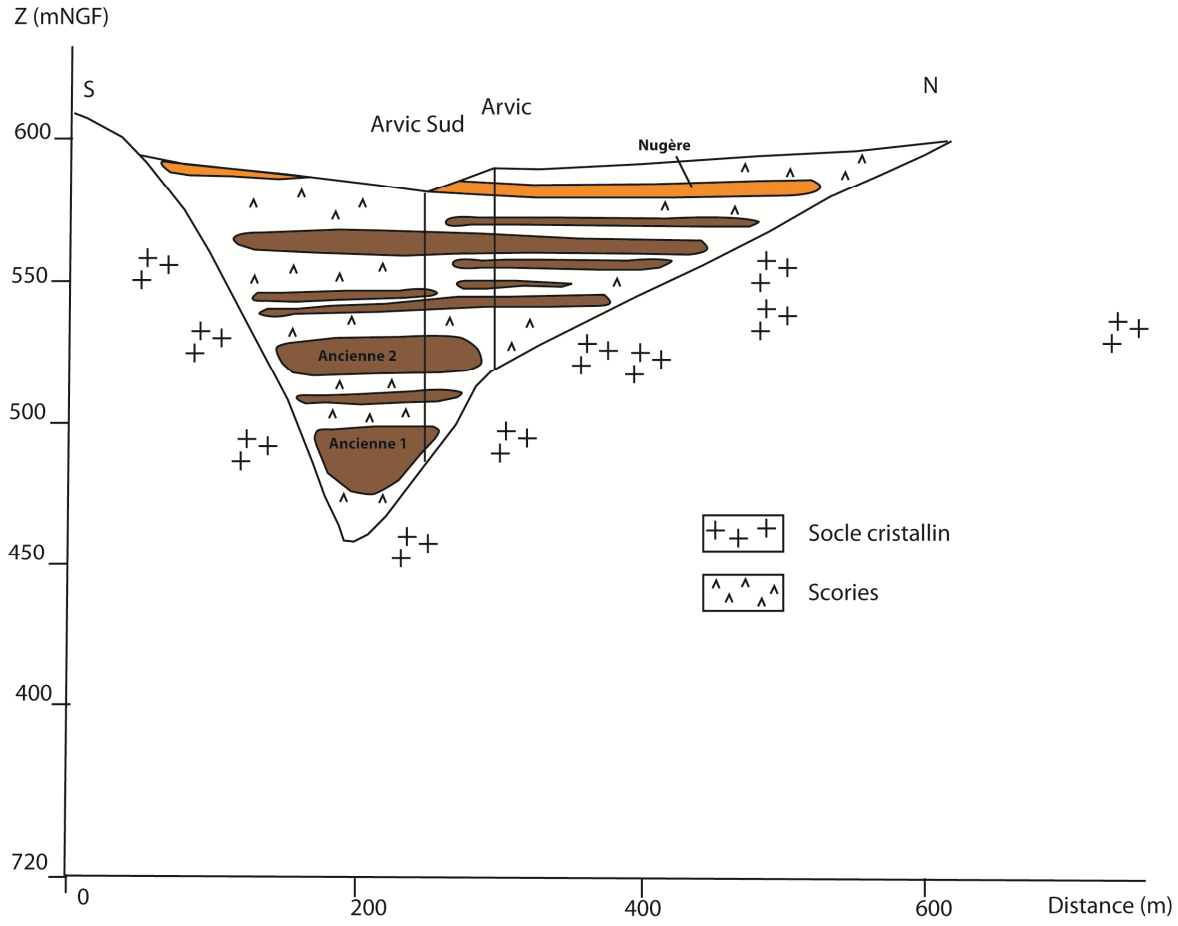


Figure 6 : Coupe Arvic – Arvic Sud

1.3.2 Coupe Aubignat

Le forage Aubignat traverse les 3 coulées Anciennes, puis 2 coulées intercalées, une coulée plus épaisse et la coulée de la Nugère (Figure 7). Au nord, les sédiments apportés par le sous bassin du

Viallard se sont plaqués contre les coulées. On peut penser que les coulées ne sont pas remontées de manière importante dans la vallée du Viallard. Par conséquent, un volume important de sédiments est certainement déposé contre les coulées, voir sur celles-ci, sous forme d'interstratification.

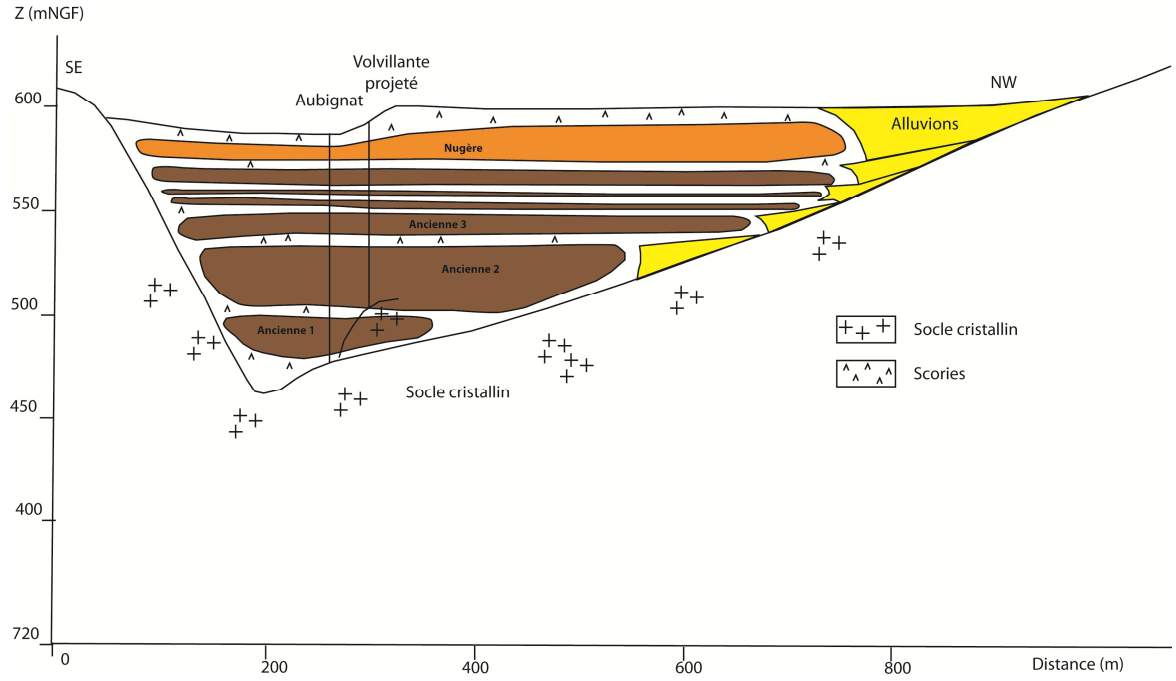


Figure 7 : Coupe Aubignat

1.3.3 Coupe Galerie du Goulet

La Galerie du Goulet, d'une longueur d'environ 700 m, traverse un horizon meuble, soutenu par un cuvelage cimenté sur 450 m, qui pourrait correspondre à des brèches de la coulée de la Nugère. L'axe de la coulée de la Nugère serait donc décalé vers le nord de la vallée. A partir de 450 m, elle traverse une coulée de basalte à phénocristaux d'olivine et pyroxène présentant des inclusions granitiques. La venue d'eau captée est rencontrée au bout des 700 m de galerie dont la pente varie de 2 à 3 ‰. Le griffon est situé dans un niveau scoriacé présentant un filon d'injection dans sa partie supérieure.

Sur la coupe transverse passant par la galerie du Goulet (Figure 8), la partie terminale aquifère de la galerie est situé à une altitude de 576 m NGF, sous la coulée du Puys de la Nugère et la coulée à phénocristaux. Elle est située 80 m environ au-dessus du substratum. Sous la partie terminale de la galerie se trouveraient les 3 coulées anciennes ainsi qu'une ou plusieurs autres coulées.

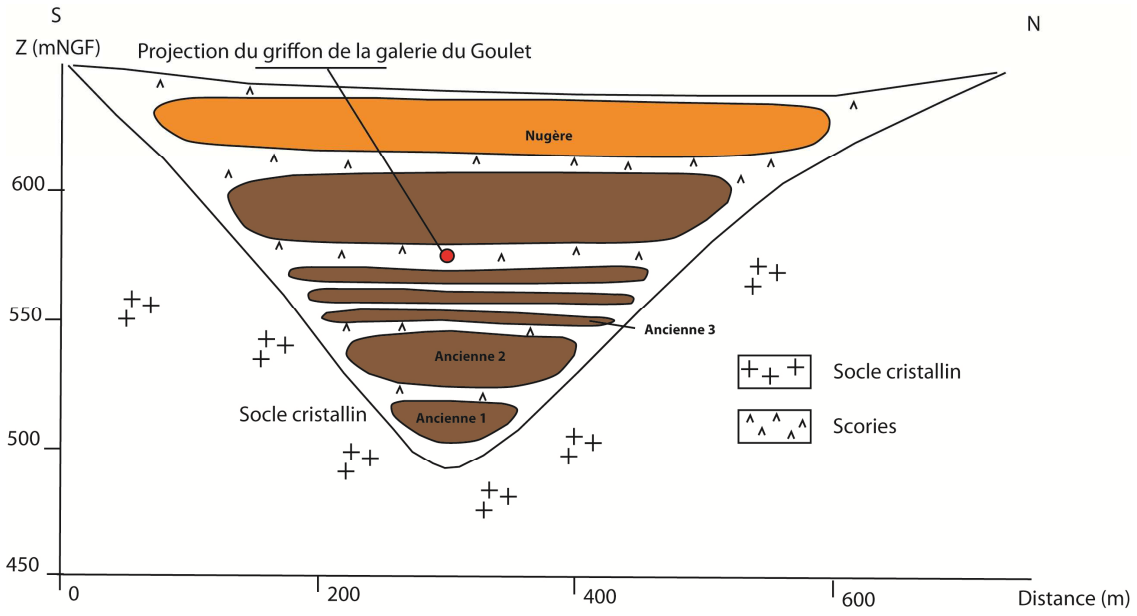


Figure 8 : Coupe Galerie du Goulet

1.3.4 Coupe Volvillante Est – Maar1

Sur le socle cristallin, au droit des forages Maar1 et Volvillante Est, se sont mises en place les 2 premières coulées anciennes particulièrement épaisses (Figure 9). Il semblerait que la partie inférieure de la 2^{e} coulée soit fissurée. Au-dessus, se trouvent 2 coulées moins épaisses puis une coulée plus épaisse. Les 2 coulées supérieures pourraient correspondre à la coulée à phénocristaux et à la coulée trachyandésitique de la Nugère.

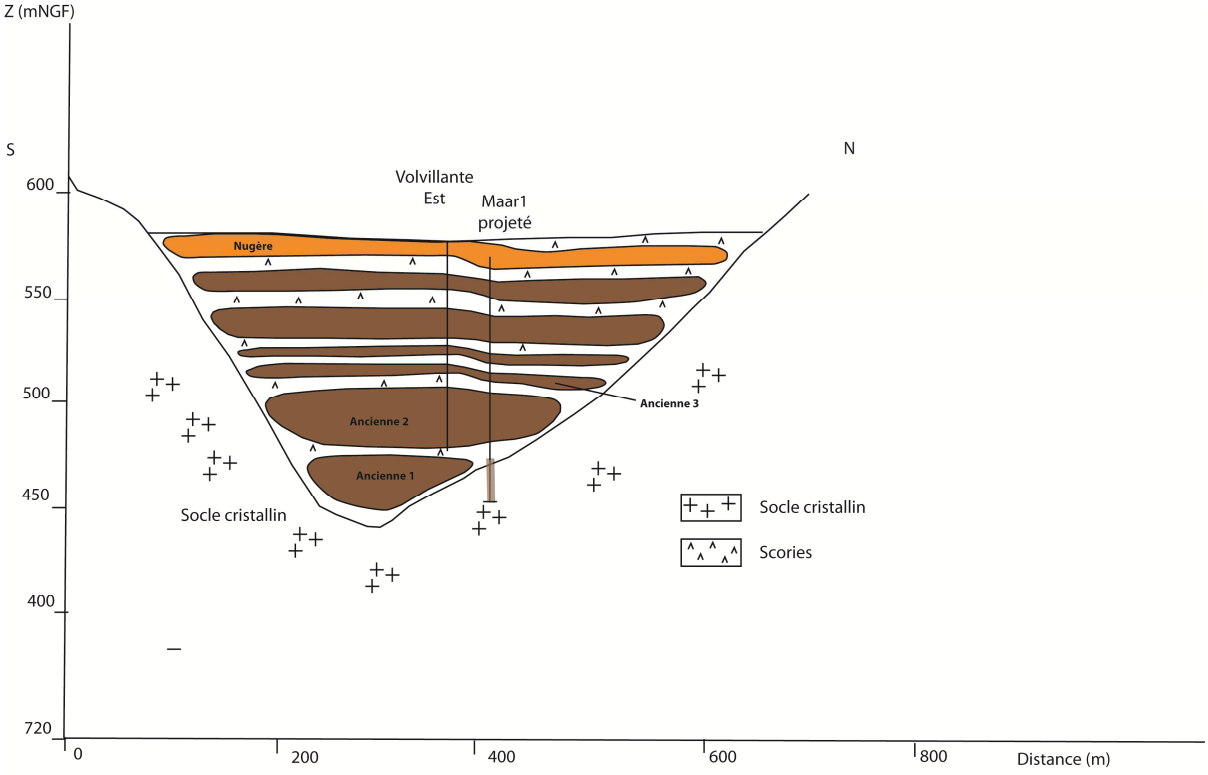


Figure 9 : Coupe Volvillante Est

L'étude géologique de détail permet de mieux définir :

- *la morphologie du substratum, dont la définition est particulièrement importante pour modéliser l'écoulement sur les paléoversants de socle recouverts par les matériaux volcanique et pour contraindre la géométrie de la zone saturée au cœur des paléovallées,*
- *la géométrie des coulées et dépôts volcaniques.*

Le modèle géologique 3D haute résolution n'est pas figé dans le temps, il sera amélioré au fur et à mesure de l'acquisition et de l'interprétation de nouvelles données. En revanche ce modèle géologique ne peut pas être intégré tel quel dans un modèle numérique hydrogéologique. En effet il n'y a pas de relation directe entre la structure des coulées et les paramètres hydrodynamiques à l'échelle du bassin versant. Néanmoins, localement, dans certains secteurs clés (amont de l'axe nord, Goulet de Volvic), le modèle géologique pourra être utilisé pour mieux définir le modèle conceptuel de fonctionnement et justifier le calage des paramètres hydrodynamiques du modèle numérique.

Deuxième chapitre

2 Etude du fonctionnement hydrodynamique

2.1 Les précipitations

2.1.1 Présentation et interprétation des données

Le volcanisme récent et la morphologie préexistante ont créé, au niveau de la Chaîne des Puys, un ensemble de reliefs de 900 à presque 1400 m d'altitude. Comme le montre la Figure 10, la pluie moyenne annuelle augmente avec l'altitude. Il est en effet généralement admis que la ligne méridienne de volcans forme une barrière aux perturbations amenées de l'Atlantique par les vents d'ouest (Barbaud, 1983). Le relief est ainsi à l'origine de deux effets qui se traduisent par une dissymétrie des paramètres climatiques sur les deux versants de la Chaîne des Puys (Bertrand, 2009). L'effet d'altitude se traduit par un soulèvement orographique des masses d'air, ce qui provoque une détente adiabatique, un refroidissement et par conséquent une condensation de la vapeur d'eau à l'origine des nuages puis des précipitations. Les versants occidentaux sont donc plus arrosés, la quantité de pluie augmentant avec l'altitude et la diminution de température résultante (Bertrand, 2009). L'effet de foehn se produit lorsque la masse d'air redescend, induisant ainsi une compression et un réchauffement responsables d'une désaturation en vapeur d'eau : les précipitations diminuent sur les versants est (Bertrand, 2009).

Bertrand (2009), sur la base de la direction et de la vitesse du vent relevées par le centre départemental de MétéoFrance à Clermont Ferrand pour la période 1981-2000, a évalué les trajectoires des masses d'air à l'aide du modèle de transport et dispersion HYSPLIT4. La provenance des masses d'air à l'origine de la pluie relevée à la station d'Opme (situé à proximité de Clermont Ferrand) a ainsi pu être évaluée. Ces masses d'air proviennent de l'océan Atlantique à hauteur de 22,5%, d'Europe centrale et d'Europe du nord à hauteur de 28,3%, du sud (péninsule ibérique et méditerranée) à hauteur de 25,8%. 22,4% des masses d'air seraient d'origine locale. Une telle répartition des origines des masses d'air suggère que les apports océaniques ne sont pas aussi majoritaires que la conceptualisation classique l'affirme.

La variation altitudinale de la pluviométrie se traduit par des précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 600 mm/an sur la Limagne, de 800 à 1000 m/an sur le plateau d'Orcines et plus de 2000 mm/an au sommet du Puy-de-Dôme (Figure 10).

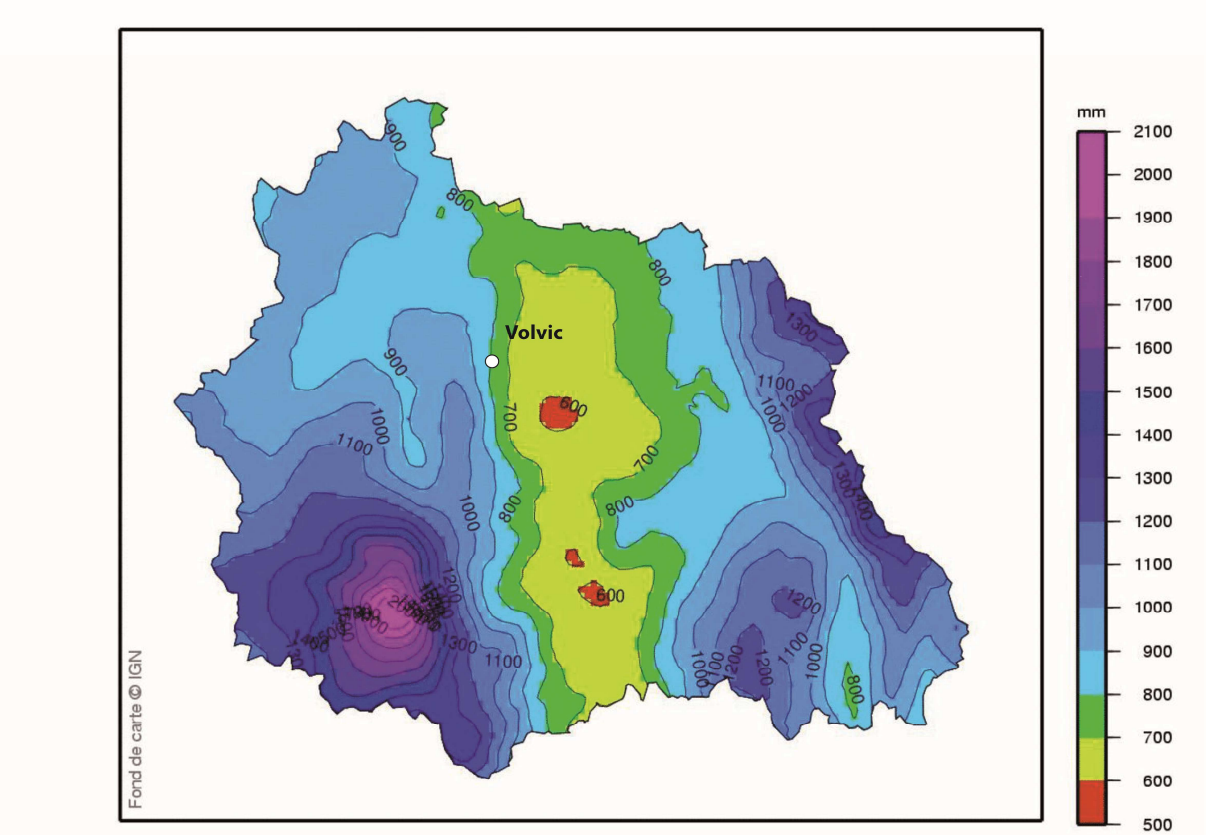


Figure 10 : Cumul des précipitations mensuelles normales sur la période 1971-2000 sur une année complète (Météo-France) – département du Puy-de-Dôme

Le bassin versant de Volvic étant situé sur le flanc est de la Chaîne des Puys, il est soumis à des effets orographiques et de foehn très significatifs. Les précipitations moyennes interannuelles évoluent entre plus de 1100 mm/an dans sa partie la plus élevée, qui atteint localement 1100 m d'altitude, et moins de 600 mm/an dans sa partie la plus aval, à moins de 400 m d'altitude (Joux, 2002).

Les précipitations journalières sont mesurées sur le bassin versant de Volvic aux stations de Volvic, Arvic, Clairval, et Charbonnières-les-Varennes (Tableau 2). Elles sont également mesurées hors du bassin versant à Orcines.

Station	Altitude (m NGF)	Données de précipitations disponibles à partir du	Données de précipitations disponibles jusqu'au	Source/Gestionnaire
Volvic	475	01/01/1975	30/09/2011	Météo-France
Arvic	580	03/01/2000	03/01/2010	Société des Eaux de Volvic
Clairval	702	03/01/2000	25/12/2009	Société des Eaux de Volvic
Charbonnière-les-Varennes	722	04/03/2006	31/12/2009	Société des Eaux de Volvic / Demeter
Orcines	955	01/01/1993	31/12/2010	Météo-France

Tableau 2 : Détail des stations météorologique utilisées

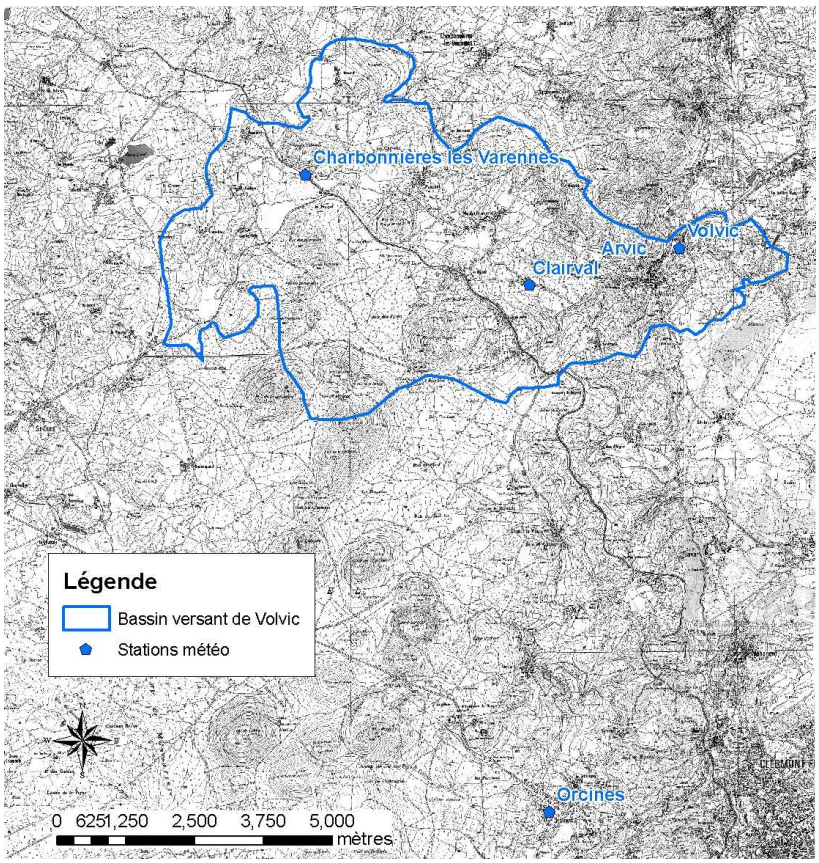


Figure 11 : Localisation des stations météo

La pluviométrie annuelle mesurée à la station de Volvic entre 1975 et 2010 varie de 440 mm en 1991 à 1025 mm en 1999 (Figure 12). La moyenne annuelle sur cette même période est de 770 mm. L'écart-type de la pluviométrie annuelle est de 129 mm.

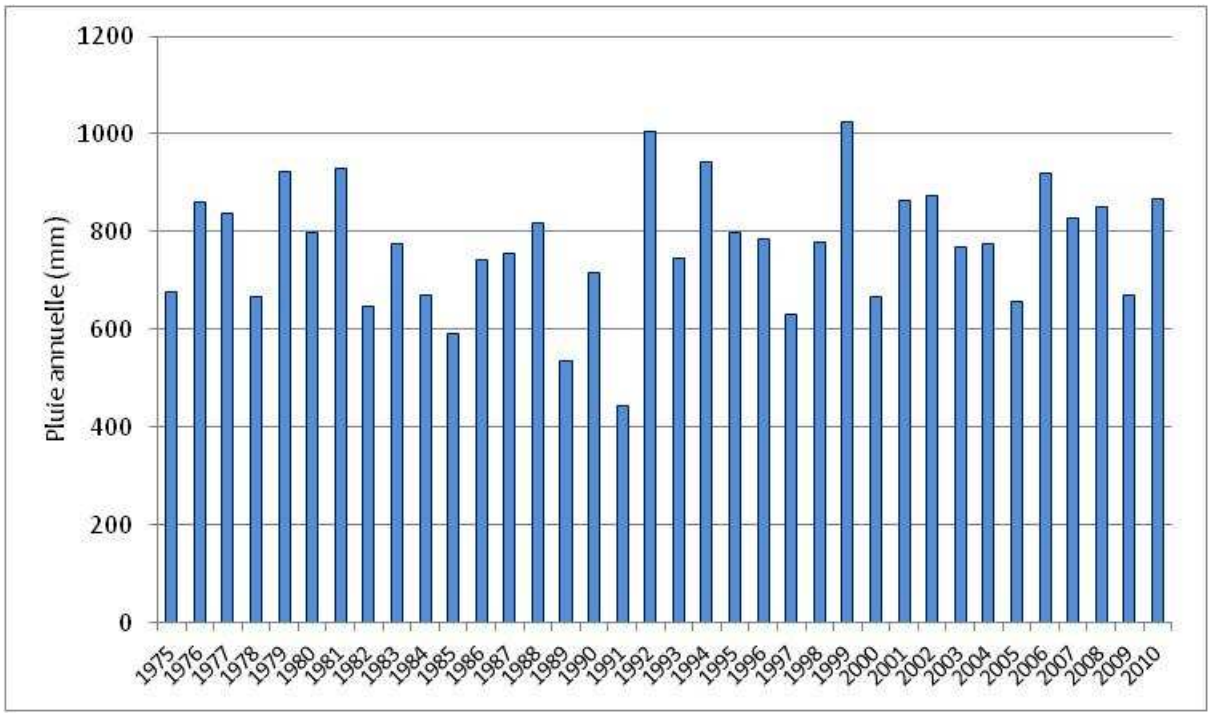


Figure 12 : Pluviométrie annuelle enregistrée à la station de Volvic de 1975 à 2010

La pluviométrie mensuelle varie de 3,4 mm en septembre 1985 à 266 mm au mois de juin 1992. Elle ne présente pas de cycles pluviométriques saisonniers très contrastés. La pluviométrie moyenne mensuelle semble plus faible de janvier à mars (environ 48 mm en février), elle augmente pour atteindre en moyenne 90 mm au mois de mai, diminue jusqu'en juillet et augmente à nouveau jusqu'au maximum relatif de septembre (Figure 13). Enfin, elle semble diminuer progressivement jusqu'en février. La variabilité mensuelle est particulièrement élevée pour les mois où il pleut le plus, c'est-à-dire d'avril à octobre (Figure 13). Rappelons que 68 % des valeurs de pluie mensuelle sont positionnées dans l'intervalle [moyenne-écart type ; moyenne+écart type] (Figure 14).

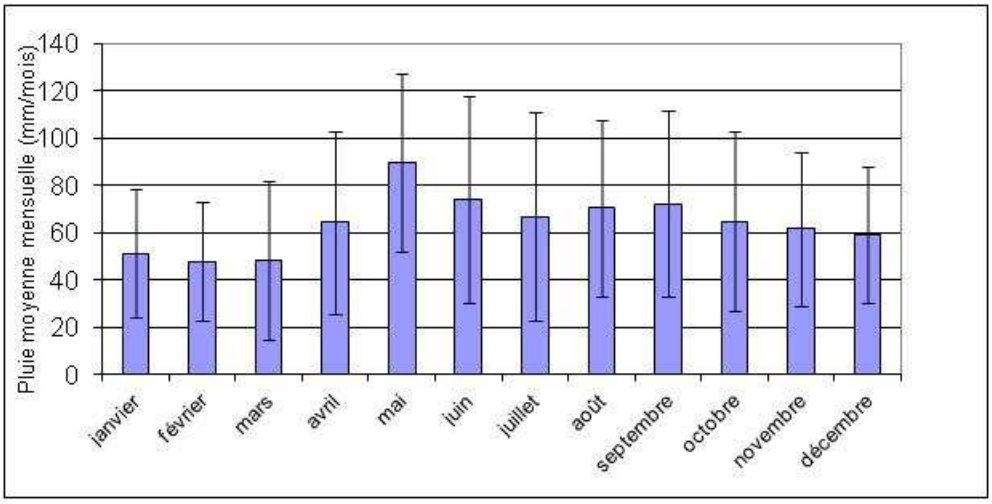


Figure 13 : Pluviométrie moyenne mensuelle à Volvic et écart-type calculés sur la période 1975-2010

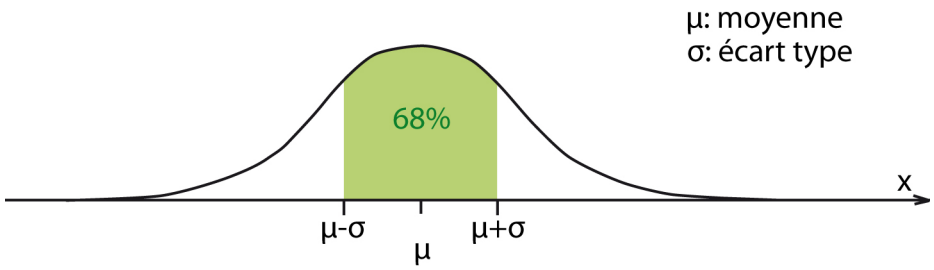


Figure 14 : Moyenne, écart type et loi normale

Les différentes origines des masses d'air révélées par Bertrand (2009) ont probablement chacune leur influence sur la variabilité saisonnière du signal pluviométrique.

2.1.2 Evaluation du gradient altitudinal de précipitation

De manière logique, la pluviométrie à la station Météo-France d'Orcines, située à 955 m NGF, est plus abondante que celle mesurée à la station de Volvic, située à 475 m NGF, sur la période janvier 1993-décembre 2009 (Figure 15).

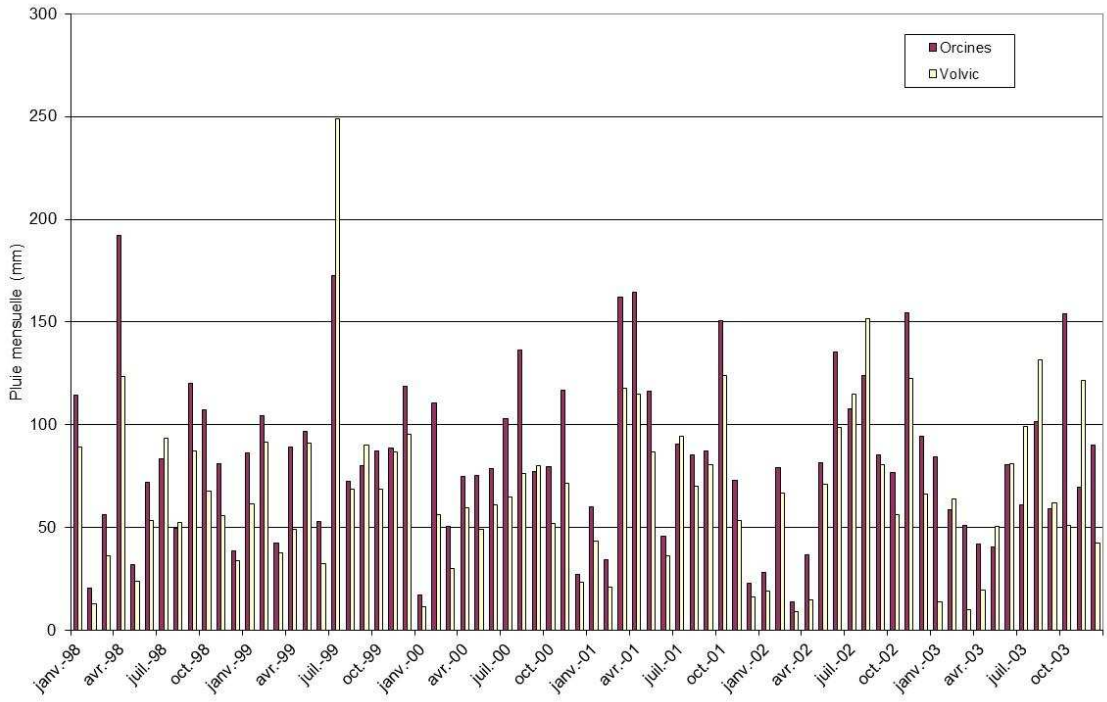


Figure 15 : Exemple de la variabilité mensuelle des précipitations aux stations d'Orcines (955 m NGF) et de Volvic (475 m NGF) sur la période du 01/01/1998 au 31/12/2003

La différence entre la pluie cumulée à Orcines et à Volvic semble évoluer de manière régulière (pente constante au cours du temps), suivant un gradient altitudinal qui semble constant dans le temps (Figure 16). Par contre la différence entre la pluie enregistrée à Arvic et celle enregistrée à Volvic est faible (Figure 17). Il en est de même si l'on compare la pluie enregistrée à Clairval et celle enregistrée à Volvic (Figure 17). Notons que les pluviomètres des stations pluviométriques d'Arvic et Clairval ne comptabilisent pas les hauteurs de pluies équivalentes lors des chutes de neige, ce qui peut entraîner une incertitude dans l'enregistrement des précipitations en hiver. De plus, des

dysfonctionnements ont été relevés sur la station d'Arvic (batterie hors service durant plusieurs périodes notamment).

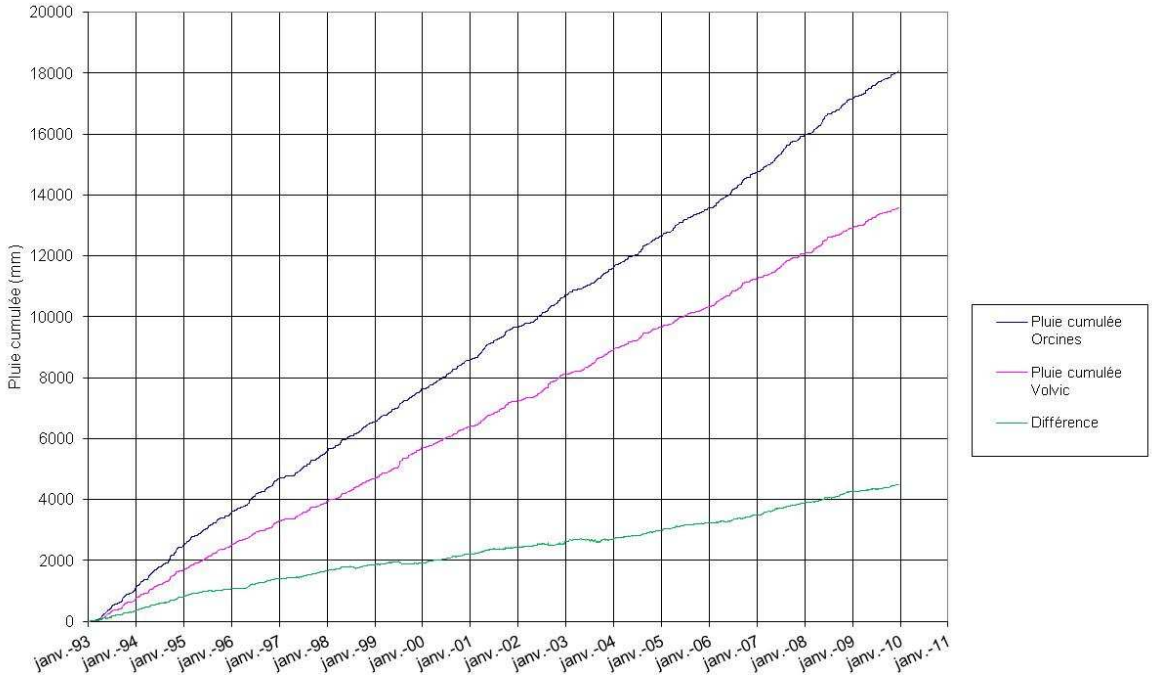


Figure 16 : Pluie journalière cumulée à Orcines (955 m NGF) et Volvic (475 m NGF) sur la période du 01/01/1993 au 31/12/2010

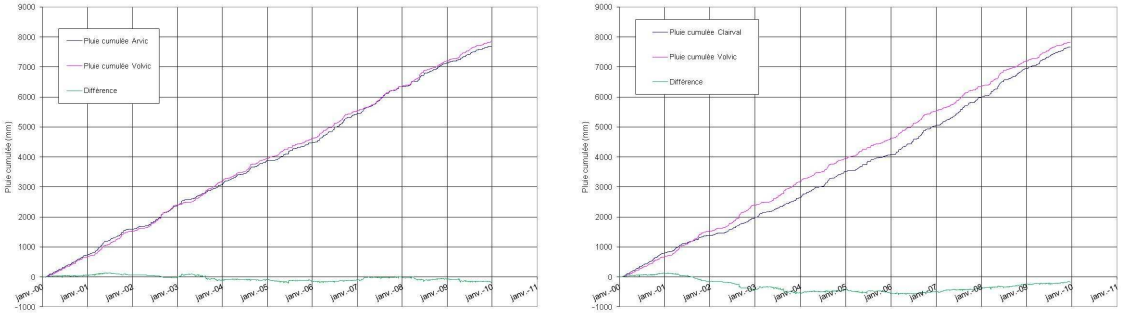


Figure 17 : Pluie journalière cumulée à Arvic (580 m NGF), Clairval (702 m NGF) et Volvic (475 m NGF) sur la période du 01/01/2000 au 31/12/2010

Par ailleurs, une étude critique, présentée en Annexe 10 et 11, a été menée sur les données de précipitations enregistrées à la station de Charbonnière-les-Varennes et a montré que les données de cette station n'étaient pas fiables et devaient être écartées.

Le gradient altitudinal de précipitation annuelle a été évalué par Joux (2002) et Bertrand (2009) à 56 mm/100 m.an, sur la base des données enregistrées par 15 postes pluviométriques du versant est de la Chaîne des Puys, sur la période 1993 - 2000. En prenant en compte les données de précipitations moyennes annuelles mesurées sur les stations de Volvic, Arvic, Clairval et Orcines sur la période 2000-2009 (période pour laquelle les données sur les 4 stations considérées sont

disponibles), il semble difficile d'évaluer un gradient annuel au regard des précipitations annuelles faibles enregistrées aux stations d'Arvic et Clairval (Figure 18). De plus, une part la pluviométrie enregistrée au niveau de ces stations peut être influencée par les reliefs de plusieurs centaines de mètres qui se trouvent à proximité. Nous prendrons donc en compte par la suite le gradient calculé par Joux (2002) et Barbaud (1983) de 56 mm/100 m/an.

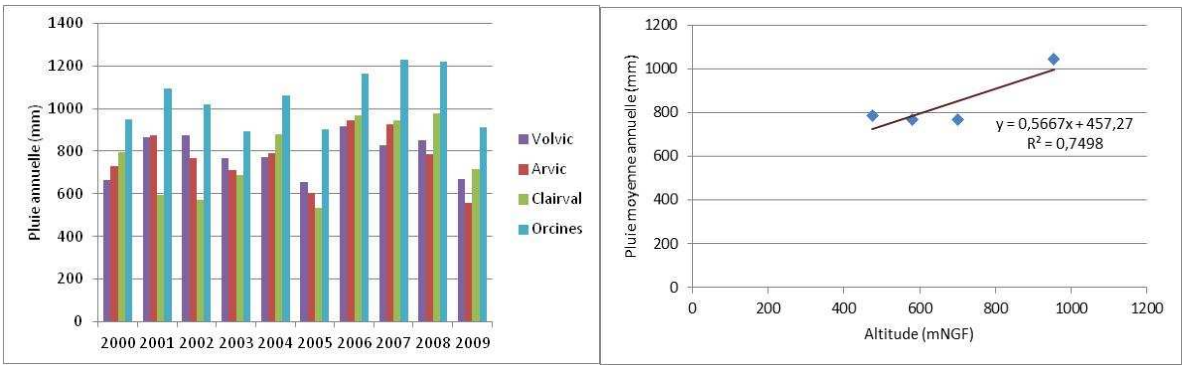


Figure 18 : Pluie annuelle et gradient altitudinal de précipitations annuelles

En considérant le couple de pluviomètre Orcines - Volvic, le gradient altitudinal de précipitation a été calculé en moyenne pour chaque mois de l'année (Figure 19). Il semblerait que le gradient altitudinal soit plus faible en juillet et août et plus élevé en octobre et en avril.

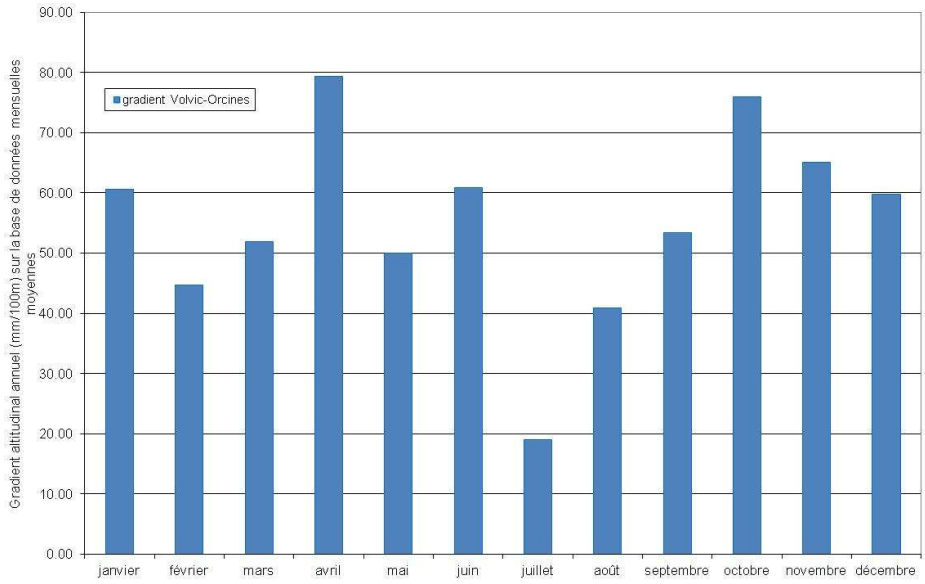


Figure 19 : Gradients pluviométriques mensuels calculés entre les postes de Volvic et d'Orcines sur la période du 01/01/1993 au 31/12/2009

Le signal moyen mensuel de précipitation enregistré à la station Météo-France de Volvic est marqué par un maximum en mai et un maximum relatif en septembre. L'étude critique des données de précipitation et la comparaison avec la bibliographie permettent :

- *d'écarter les données de pluviométrie journalière de la station météorologique de Charbonnières-les-Varennes,*
- *de remettre en question la prise en compte des stations d'Arvic et Clairval dans le calcul du gradient altitudinal,*
- *de disposer d'un gradient altitudinal de pluviométrie annuelle de 56 mm/100 m/an et d'une station de mesure de référence pour les données de pluviométrie journalière : la station Météo-France de Volvic.*

L'interprétation des données de pluviométrie nous permet d'évaluer les précipitations brutes sur l'ensemble du bassin versant, en prenant en compte l'effet du relief. Afin d'évaluer, dans le cadre de la modélisation, la pluie efficace[6], il est nécessaire d'évaluer correctement les autres paramètres du bilan hydrique, tels que l'ETP, en tenant compte de l'effet d'altitude.

2.2 L'ETP

L'ETP journalière calculée par la méthode de Penman Monteith à partir des paramètres mesurés à la station INRA de St Genès Champanelle depuis le 04/09/1993 (Figure 20). Cette station est située à une altitude de 890 mNGF, à 16 km au sud de Volvic.

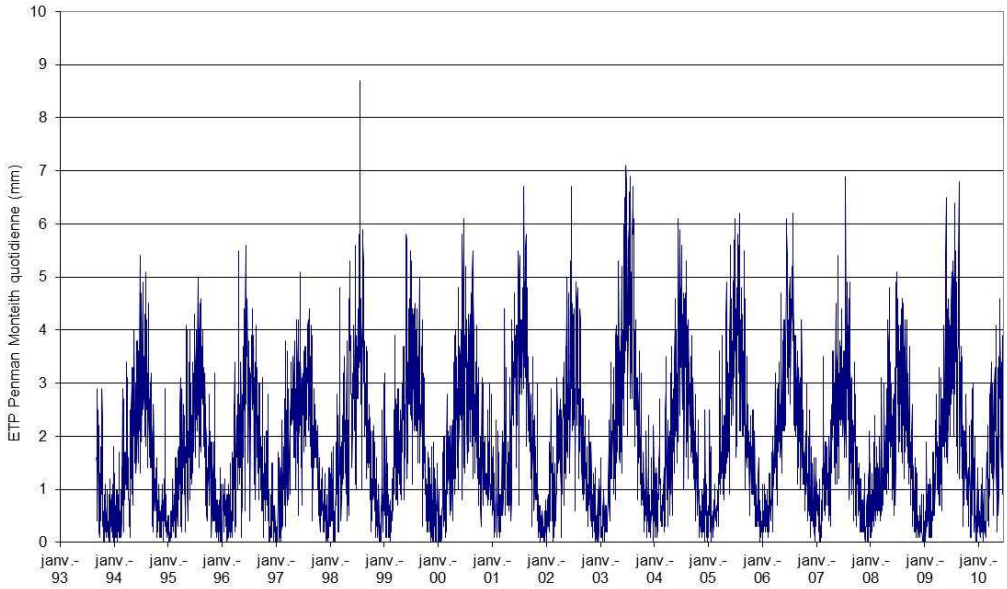


Figure 20 : ETP journalière de Penman Monteith à St Genès Champanelle (calcul INRA)

[6] Les précipitations efficaces représentent la quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible, à la surface du sol, après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle

L'ETP mensuelle varie au cours du cycle hydrologique, en moyenne de 18 mm en décembre à 110 mm en juillet. L'écart-type associé à l'ETP mensuelle est également marqué par une saisonnalité : la variabilité de l'ETP est plus grande en été qu'en hiver (Figure 21).

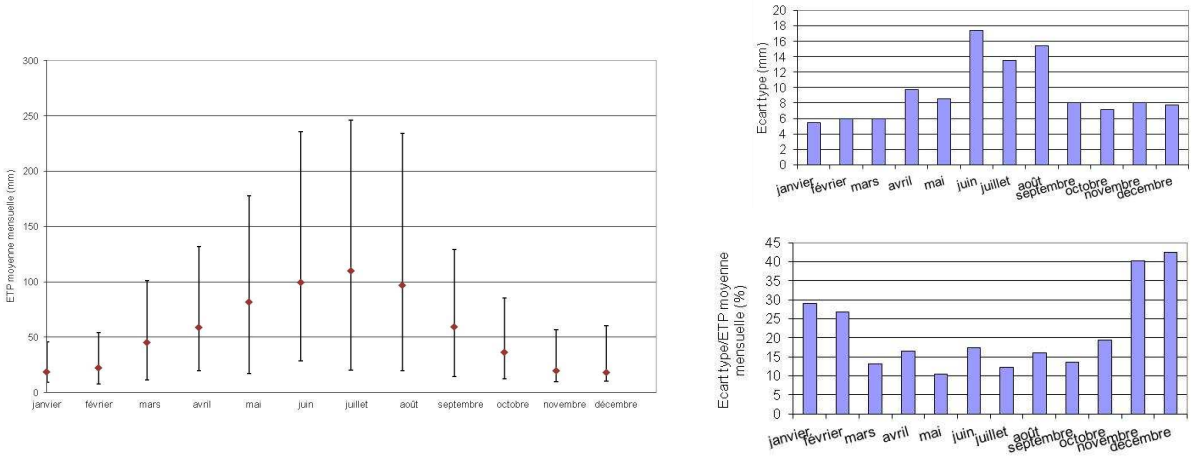


Figure 21 : A gauche : moyenne mensuelle interannuelle de l'ETP à St Genès Champanelle calculée par l'INRA sur la période 1993-2010. Les barres d'erreur correspondent au minimum et au maximum (extrema) calculés pour le mois sur l'ensemble des années considérées. A droite : écart-type moyen mensuel de l'ETP et rapport écart type / ETP moyenne mensuelle calculés sur la période 1993-2010.

L'ETP annuelle calculée sur la période 1994-2009 varie de 579 mm en 1994 à 809 mm en 2003 (Figure 22). L'ETP moyenne annuelle calculée sur la même période est de 611 mm et l'écart-type est de 186 mm. L'écart type moyen mensuel représente 10 à 20 % de l'ETP moyenne mensuelle au printemps et en été, et 25 à 40 % en hiver.

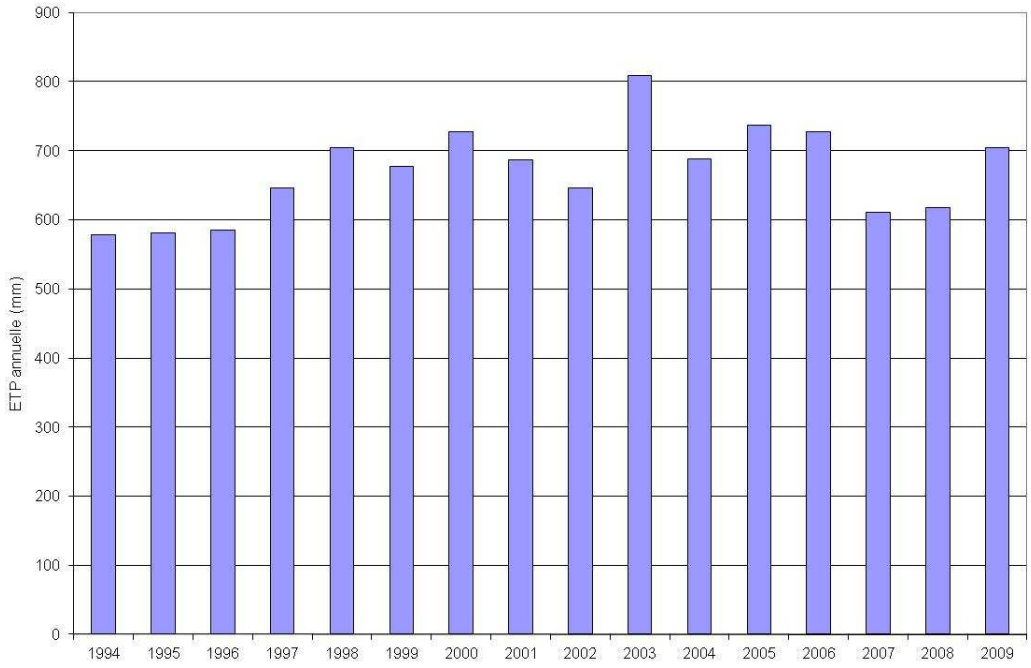


Figure 22 : ETP annuelle à St Genès Champanelle

Un gradient altitudinal d'ETP peut être considéré dans le cadre de la mise en œuvre de la modélisation pour prendre en compte l'effet du relief. Un gradient de température a pu être évalué par Joux (2002) à -0,66°c/100m. Ce gradient de température a été intégré à la formule de Turc, qui permet de calculer une ETP annuelle, par Joux (2002) afin d'évaluer un gradient d'ETP. Le gradient d'ETP résultant est d'environ 24,1 mm/100 m. an (Joux, 2002). Ce gradient d'ETP sera utilisé par la suite.

L'ETP Penman Monteith calculée par la station INRA de St Genès Champanelle pourra être utilisée lors de la mise en œuvre de la modélisation. Un gradient altitudinal annuel de 24,1 mm/100 m pourra y être appliqué afin de calculer l'ETP sur l'ensemble du bassin versant de Volvic. Les paramètres climatiques étant désormais connus à l'échelle du bassin versant, la compréhension du fonctionnement de petits bassins versants de socle peut être abordée.

2.3 Hydrologie des bassins versants de socle

2.3.1 L'Ambène et le Lambertèche

2.3.1.1 Description des bassins versants

Les bassins versants de l'Ambène et du Lambertèche sont essentiellement situés dans des zones où le substratum cristallin affleure, en périphérie des coulées volcaniques. L'Ambène s'écoule sur le socle cristallin jusqu'au maar de Beaunit, qu'elle traverse sur des alluvions imperméables. Puis le cours d'eau sort du bassin versant de Volvic pour s'écouler en direction de Charbonnières-les-Varennes et des gorges d'Enval. Le débit de l'Ambène est mesuré en continu au niveau de la station de jaugeage de la DREAL à sa sortie du maar (Figure 23). Le Lambertèche, quant à lui, s'écoule sur le socle cristallin et sur ses alluvions jusqu'aux bassins d'infiltration situés à l'est du puy de Verrières. Ces bassins artificiels permettent d'infiltrer la totalité du débit du Lambertèche dans les matériaux volcaniques. Le débit du Lambertèche est suivi au niveau d'un seuil jaugeur, situé en aval de son passage sous la D90, au sud du puy de Verrières (Figure 23).

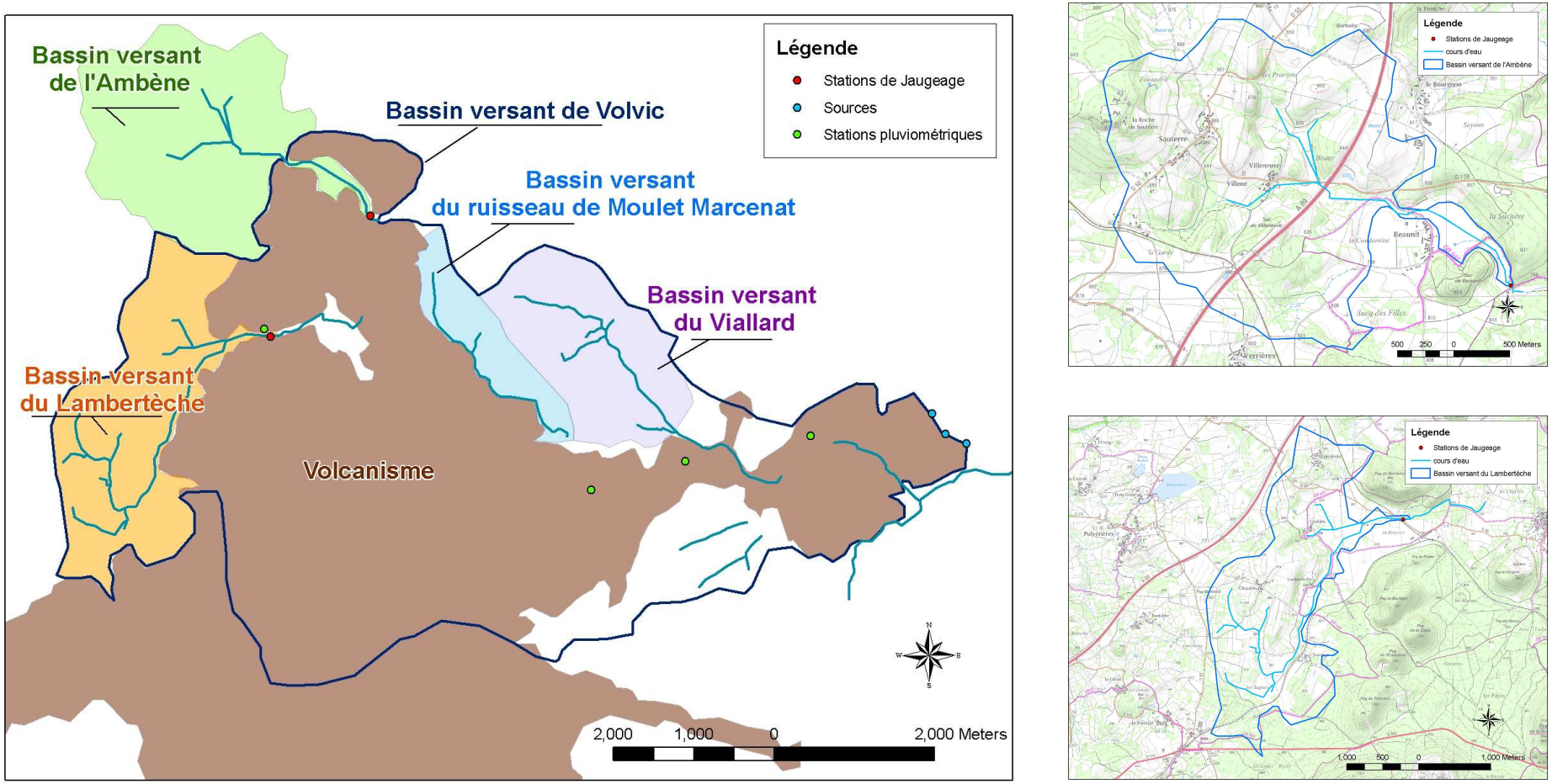


Figure 23 : A gauche : carte des sous-bassins versants des ruisseaux de socle - A droite : bassins versants de l'Ambène (en haut) et du Lambertèche (en bas)

Le bassin versant topographique de l'Ambène a une extension de 7,27 km². Sa surface hors formations volcaniques (socle et alluvions) est de 6,05 km². Le bassin versant topographique du Lambertèche a une extension de 10,07 km². Le bassin versant comprenant uniquement la partie socle et alluvions a une extension de 5,38 km². Ces deux bassins versants ont des altitudes moyennes relativement proches (840 mNGF pour l'Ambène et 870 mNGF pour le Lambertèche).

Le régime saisonnier de fonctionnement pour les deux cours d'eau est le suivant : étiage estival de juillet à octobre et hautes eaux de novembre à juin. Ces deux cours d'eau présentent une forte réactivité suite aux averses, leur temps de réponse étant inférieur à la journée.

2.3.1.2 *Mesure des débits*

Les débits journaliers de l'Ambène sont suivis depuis janvier 1985 par la DREAL Auvergne en aval du maar de Beaunit (Figure 23). Les données de hauteur d'eau relative mesurée et de débit calculé au pas de temps journalier de 2001 à 2009 sont disponibles. Le graphe hauteur d'eau/débit montre que deux courbes de tarage différentes ont été utilisées avant et après janvier 2005 (Figure 24). Le changement de courbe de tarage est justifié par la DREAL par une variation de la morphologie de la section jaugée, par un nettoyage ou un repositionnement du seuil (Bouchet, DREAL, com. pers.).

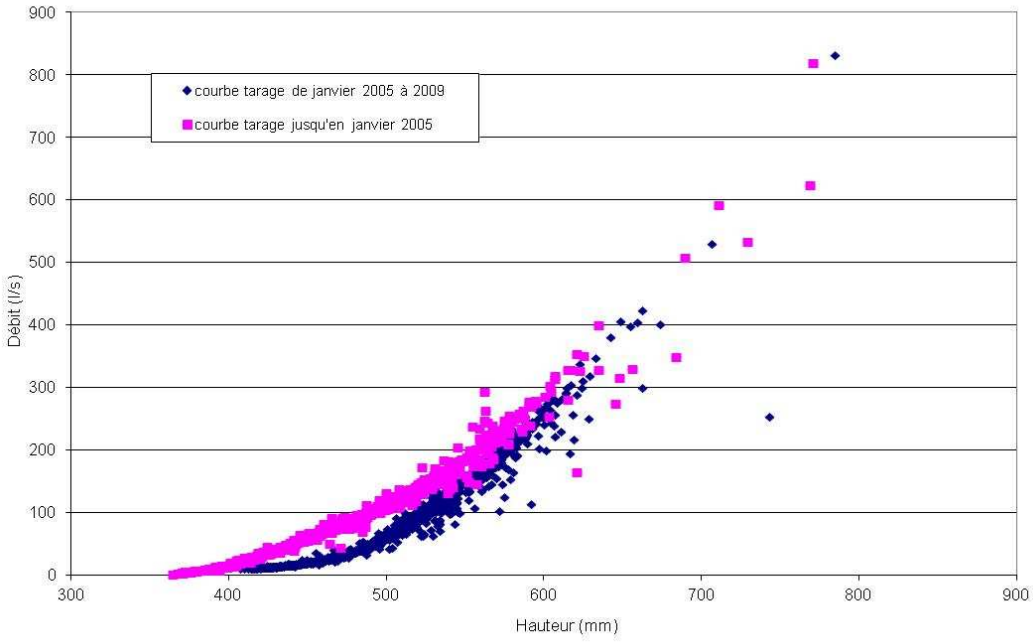


Figure 24 : Courbes de tarage DREAL de l'Ambène à la station de Charbonnières

Les données de débits journaliers du Lambertèche à la station du Puy Thiollet (Figure 23) sont également disponibles du 02/07/1999 au 07/05/2001 (Joux, 2002). Le débit du Lambertèche a été

mesuré dans une partie aménagée du ruisseau, à 600 m en amont des bassins d'infiltration. Le cours d'eau a été équipé d'un déversoir à paroi mince et à section multiple (triangulaire, trapézoïdale et rectangulaire) pour une précision satisfaisante en étiage et en hautes eaux. Quelques lacunes dans les enregistrements étaient dues à l'envasement du canal d'amenée et au dysfonctionnement du capteur. La première section permet de déterminer des débits entre 0 et 9,4 l/s, la deuxième entre 9,4 et 171,2 l/s, et la troisième au-delà de 171,2 l/s. Le calcul des débits était effectué à partir des hauteurs d'eau mesurées par les capteurs de pression et grâce à une chaîne de programmes de calcul développés par le LRPC[7]. Pour vérifier ces débits calculés, des jaugeages chimiques ont été effectués à des régimes de fonctionnement différents, pour les 3 situations possibles de calcul du débit. Les jaugeages chimiques ont montré une précision de la loi de seuil variant de 4 à 13 % en fonction de la section considérée. La station a été rééquipée avec un nouveau capteur de pression mis en place le 02/06/2010. Ainsi, les niveaux d'eau en amont immédiat du seuil sont suivis au pas de temps de 15 minutes. La courbe de tarage utilisée pour ce seuil est présentée en Annexe 12.

2.3.1.3 Interprétation des données

Sur la base des données de débit de la DREAL, le débit spécifique moyen de l'Ambène a été évalué sur la période allant de janvier 1993 à mai 2001. Si l'on prend uniquement en compte la surface du bassin versant de socle et d'alluvions, qui contribue effectivement aux écoulements de surface, le débit spécifique moyen du bassin versant est de 14,9 l/s.km² (Tableau 3). Le débit spécifique à l'étiage est de 1,45 l/s.km² (calculé sur la base du débit d'étiage de 10,6 l/s du 10/11/00).

La période de hautes eaux de l'Ambène s'étend de novembre à mi-juin et la période d'étiage de mi-juin à fin octobre. Le débit moyen de hautes eaux est d'environ 120 l/s et le débit d'étiage est d'environ 20 l/s. Lors de certaines crues exceptionnelles, les débits de pointe ont pu dépasser 500 l/s avec un maximum sur la période considérée de 820 l/s en mars 2001 (Figure 25).

[7] Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées

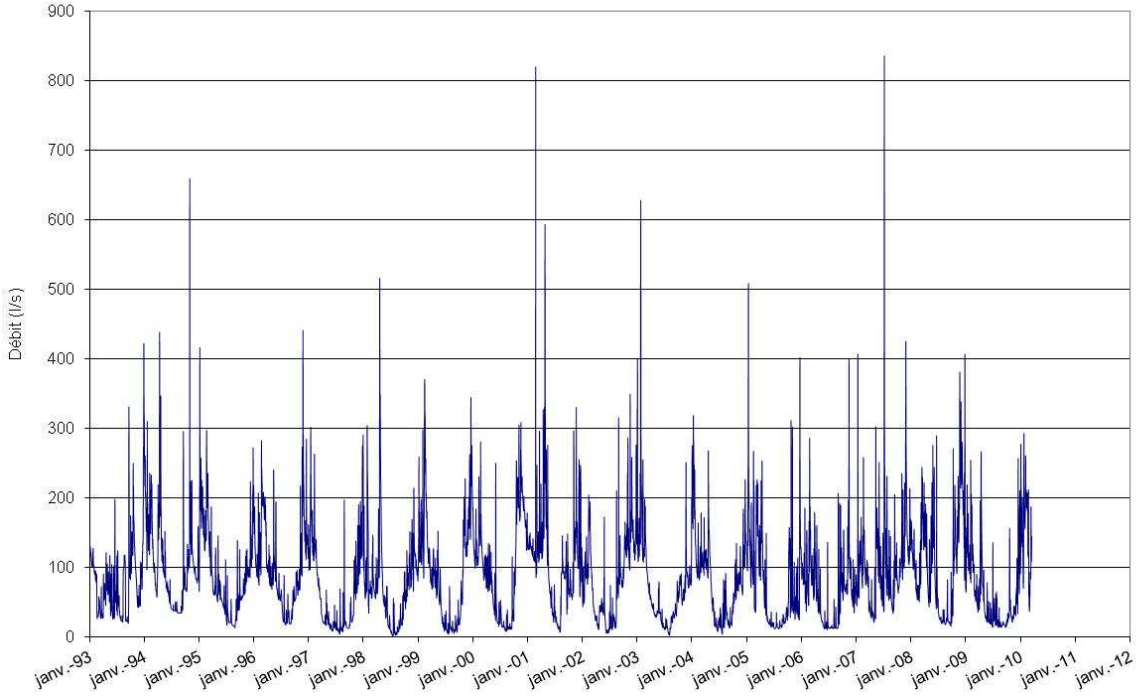


Figure 25 : Débits journalier de l'Ambène de janvier 1993 à mars 2010

Sur la base des mesures de Joux (2002), le débit spécifique moyen du Lambertèche, calculé sur la période allant de juillet 1999 à mai 2001, en prenant en compte la surface de socle et alluvions, est de 5,7 l/s.km² (Tableau 3). Le débit spécifique à l'étiage est de 0,39 l/s (calculé sur la base du débit d'étiage de 3,9 l/s du 11/11/00).

	Bassin versant	Ambène	Lambertèche
	Altitude moyenne (m NGF)	840	874
	Période étudiée (jours)	3104	676
	Volume écoulé (hm3)	24.16	1.79
	Débit moyen (l/s)	90.07	30.65
	Débit d'étiage (l/s)	10.6 le 07/06/1997	4.8 le 25/09/2000
	Débit moyen hautes eaux (l/s)	120.00	50.00
Bassin versant topographique	Taille bassin versant (km²)	7.27	10.07
	Débit spécifique (l/s/km2)	12.40	3.04
	Débit étiage spécifique (l/s/km2)	1.46	0.48
	Débit hautes eaux spécifique (l/s/km2)	16.51	4.97
Bassin versant de socle et alluvions	Taille bassin versant (km²)	6.05	5.38
	Débit spécifique (l/s/km2)	14.89	5.70
	Débit étiage spécifique (l/s/km2)	1.75	0.89
	Débit hautes eaux spécifique (l/s/km2)	19.83	9.29

Tableau 3 : Caractéristiques des bassins versants de l'Ambène (période considérée : du 31/12/1992 au 30/06/2001) et du Lambertèche (période considérée : du 02/07/1999 au 07/05/2001)

2.3.1.4 Analyse comparative des données de débit

Sur la période de juillet 1999 à mai 2001, les débits journaliers mesurés sur l'Ambène par la DREAL et sur le Lambertèche par Joux (2002) ont été comparés (Figure 26 et Tableau 4).

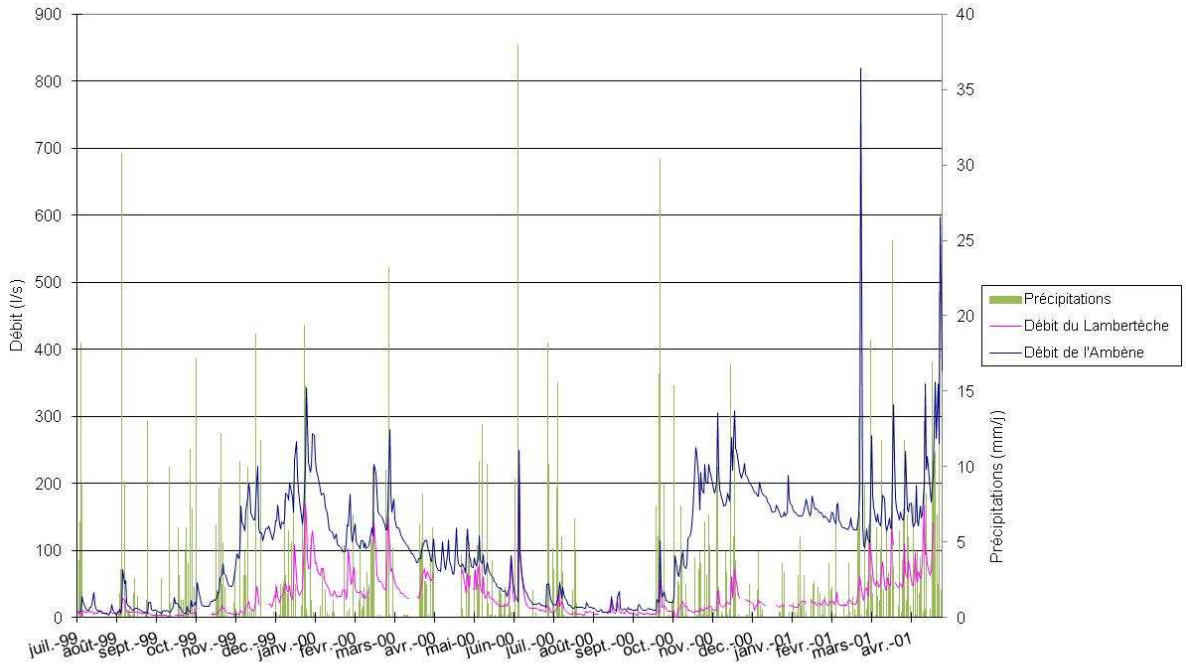


Figure 26 : Débits journalier de l'Ambène et du Lambertèche de juillet 1999 à mai 2001

Les deux bassins versants peuvent être qualifiés de réactifs : la décroissance du débit après un pic de crue est très rapide sur la période allant du 02/07/1999 au 07/05/2001 (Figure 26). Cependant, en période de hautes eaux, le débit moyen de l'Ambène est plus élevé que celui du Lambertèche. Sur la période de hautes eaux de décembre 2000 à avril 2001, les décrues de l'Ambène après les épisodes pluvieux ne permettent pas d'atteindre des débits inférieurs à 120 l/s alors que le Lambertèche peut avoir des débits moyens en hautes eaux d'environ 20 l/s

		Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	Médiane
Ambène	Débit (l/s)	4	820	104	84	104
	Débit spécifique (l/s.km²)	0,5	112,8	14,3		14,3
Lambertèche	Débit (l/s)	2	256	30,5	32	19
	Débit spécifique (l/s.km²)	0,2	25,5	3		1,9

Tableau 4 : Statistiques descriptives des débits journaliers de l'Ambène et du Lambertèche sur la période de juillet 1999 à mai 2001

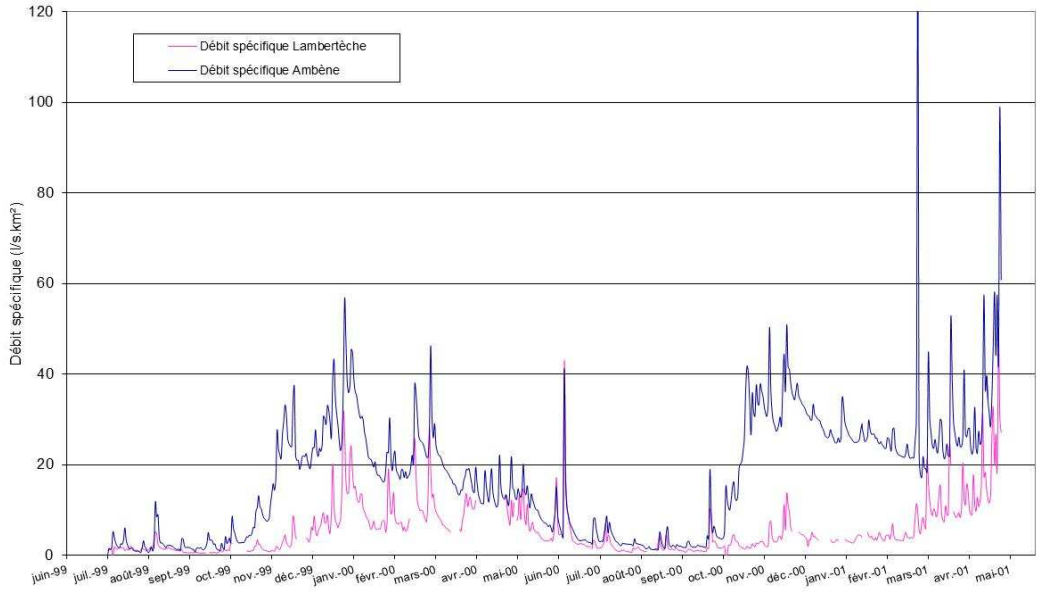


Figure 27 : Débits spécifiques journaliers calculés par rapport à la partie de socle sub-affleurent des bassins versants de l'Ambène et du Lambertèche

Le rapport entre les débits spécifiques journaliers (Figure 27) est en moyenne compris entre 1 et 4 en période d'étiage et supérieur à 5 voire supérieur à 10 en période de hautes eaux (*Figure **28***).

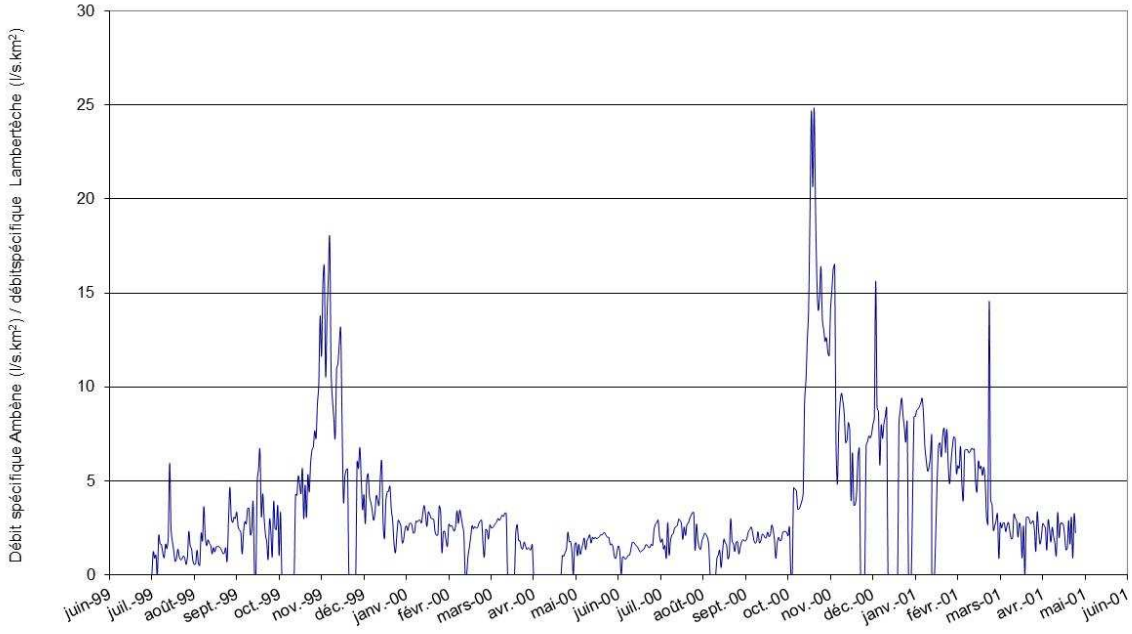


Figure 28 : Rapport des débits spécifiques journaliers de l'Ambène et du Lambertèche

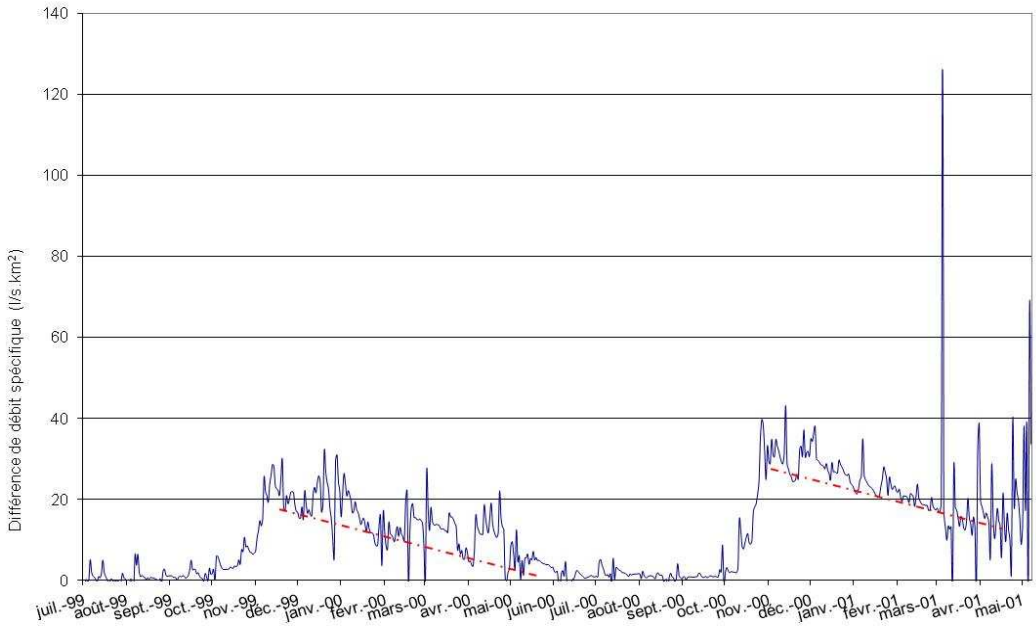


Figure 29 : Différence entre les débits spécifiques journaliers de l'Ambène et du Lambertèche

En période de hautes eaux, la différence entre les débits spécifiques de l'Ambène et du Lambertèche varie d'environ 10 à 40 l/s alors que cette différence est proche de 0 en période d'étiage (Figure 29). Notons que la différence débit spécifique en période de hautes eaux diminue de manière linéaire. La pente de la droite de tendance, d'environ 0,095 l/s.km².j semble constante d'un cycle à l'autre.

L'allure des courbes de décrue et de tarissement de l'Ambène et du Lambertèche a été étudiée de manière détaillée. Cette étude, présentée en Annexe 13, a révélé un comportement lors des phases de décrue et de tarissement différents pour les deux cours d'eau.

2.3.1.5 Mesures complémentaires

Afin de tester l'hypothèse d'une relation nappe-Lambertèche, des jaugeages différentiels et des mesures de conductivité le long du cours du Lambertèche, ont été réalisées lors de deux campagnes de mesures le 04/04/10 et le 27/04/10.

2.3.1.5.1 Campagne de mesures du 04/04/10

Les mesures de conductivité ont été réalisées le 04/04/10 le long du cours du Lambertèche (Figure 30).

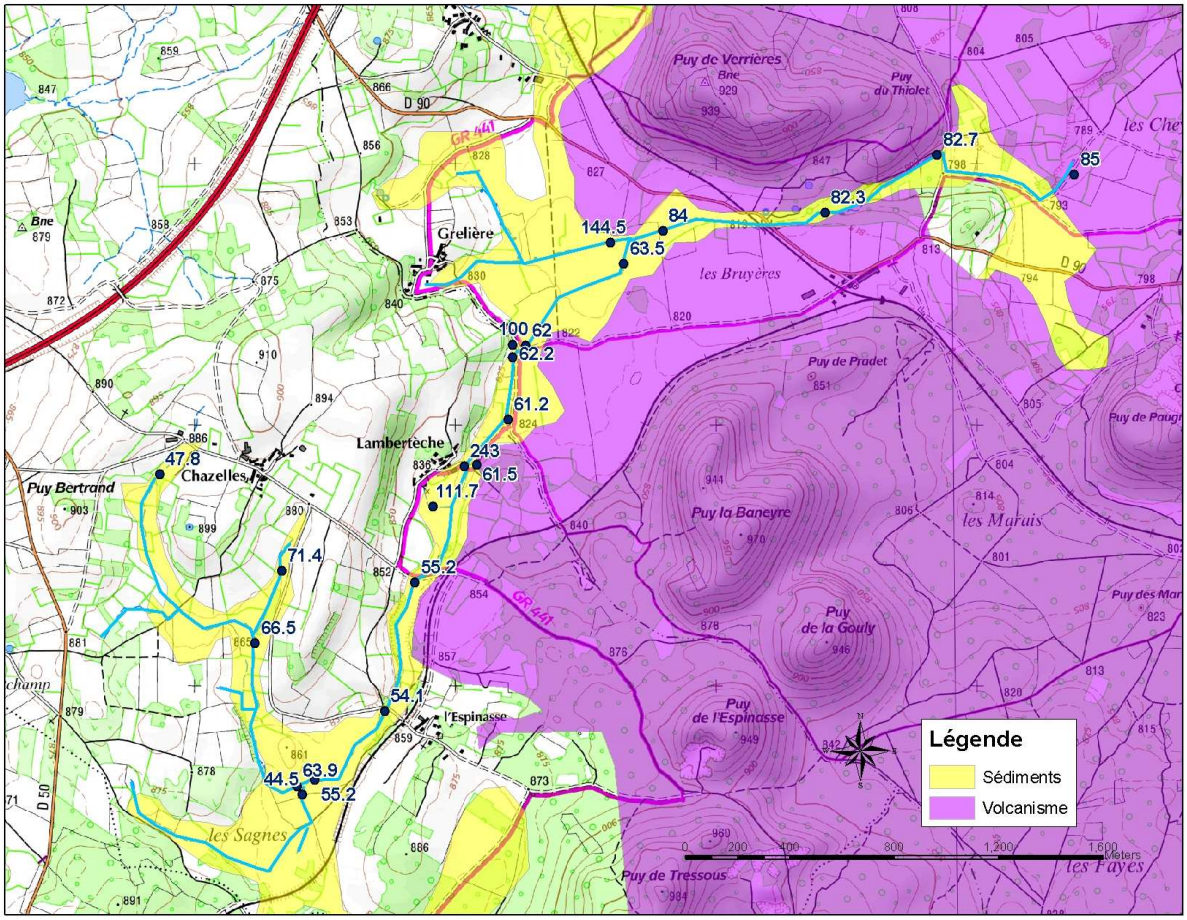


Figure 30 : Mesures de conductivité à 25°c effectuées le 04/04/10 (en µS/cm)

Les deux sources du Lambertèche, situées de part et d'autre de la bute au sud-ouest de Chazelles (Figure 30), ont des conductivités relativement différentes. Depuis leur confluence au sud de Chazelles, la conductivité diminue jusqu'au lieu-dit l'Espinasse par apports de petits bras moins minéralisés, notamment au niveau de la zone humide des Sagnes. En ce lieu, plusieurs bras se rejoignent dans une zone marécageuse. A partir de l'Espinasse la conductivité augmente constamment, notamment par l'apport de petits cours d'eau secondaires plus minéralisés. Au niveau de la confluence majeure du bassin versant, les eaux provenant de Grelière, de conductivité plus élevée (144 us/cm), rejoignent les eaux moins conductrices du Lambertèche.

Sur plusieurs points présentant la configuration appropriée pour une mesure de débit (cours d'eau bien chenalisé, sans zone morte et présentant une zone de mélange satisfaisante), des jaugeages par dilution de sel NaCl ont été réalisés. L'évolution temporelle de la conductivité a été mesurée environ 20 m à l'aval (distance jugée suffisante pour un mélange parfait). Plusieurs courbes d'étalonnage conductivité/dilution ont également été réalisées pour l'interprétation des données.

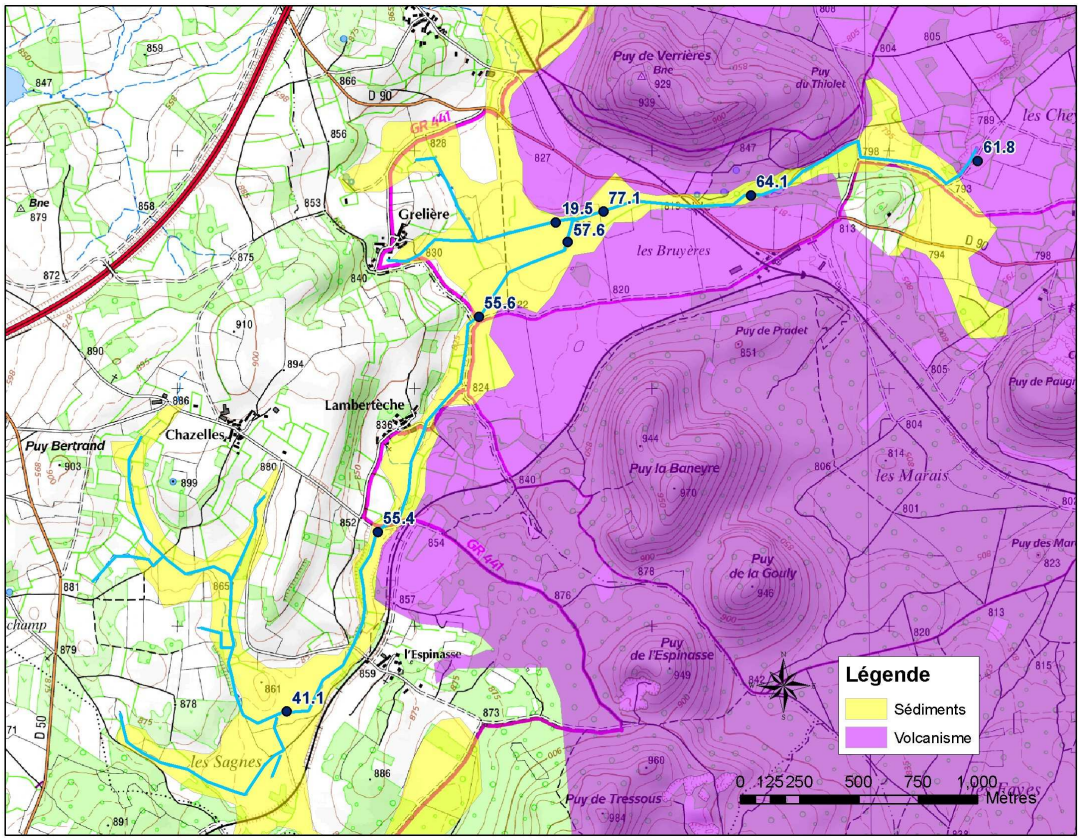


Figure 31 : Résultats des jaugeages par dilution effectués le 04/04/10 (débits en l/s)

La précision des jaugeages au sel est difficile à évaluer en valeur absolue. Cependant, en valeur relative, comme dans le cas de jaugeages différentiels, et étant donné le protocole respecté pour chaque jaugeage, les résultats peuvent être considérés avec une bonne précision.

D'après les observations de terrain et la carte des jaugeages différentiels (Figure 31), les débits augmentent depuis les zones d'émergence jusqu'à l'aval du lieu-dit l'Espinasse puis ils restent stables jusqu'à la confluence avec le ruisseau provenant de Grelière. Le débit diminue ensuite de la confluence jusqu'aux bassins d'infiltration.

Les débits spécifiques ont été calculés par rapport aux surfaces des sous bassins versants jaugés constituées par le socle affleurant et les alluvions (Figure 32). Les surfaces volcaniques ne sont donc pas comptabilisées. En confrontant ces données de jaugeages différentiels à la carte géologique, on s'aperçoit que les zones où les débits spécifiques diminuent se situent à proximité des formations volcaniques. Les deux zones principalement affectées par une infiltration des débits du Lambertèche sont indiquées sur la Figure 32.

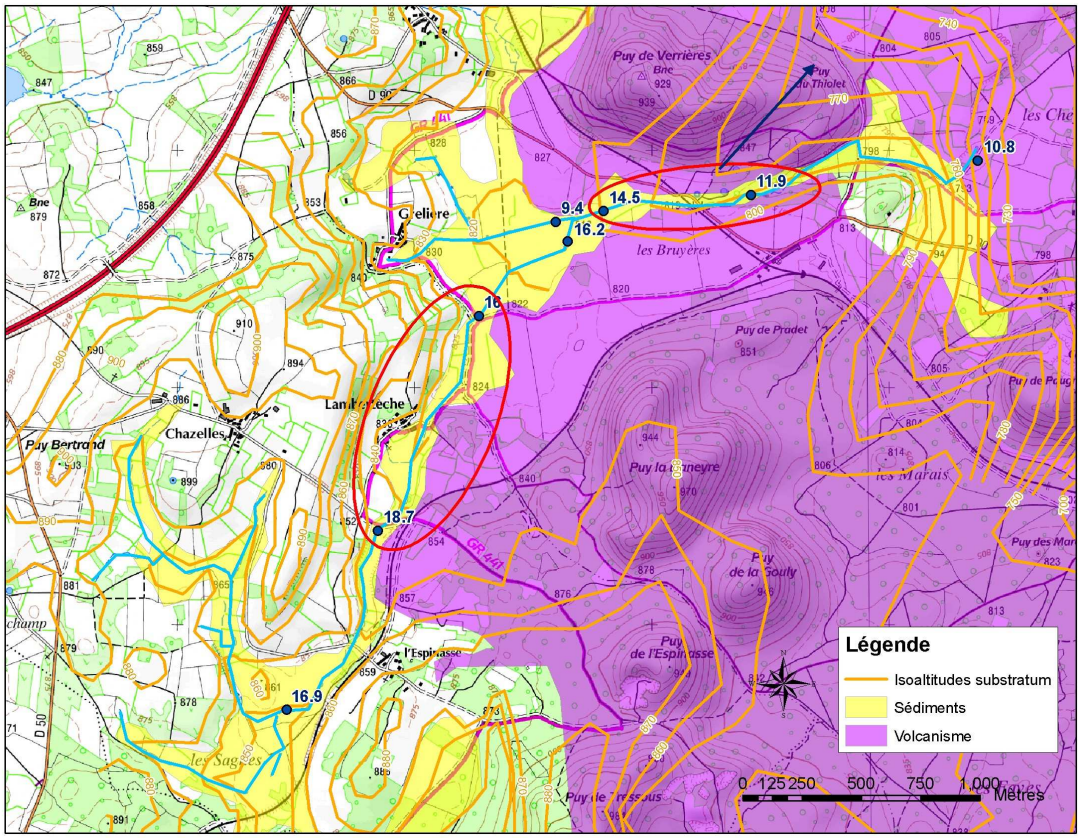


Figure 32 : Bassin du Lambertèche - Géologie, morphologie du substratum et débits spécifiques (ne prenant pas en compte la partie volcanique des bassins versants) en l/s.km². En rouge, les zones d'infiltration préférentielles

Le débit spécifique mesuré en aval de l'Espinasse, que l'on peut considérer comme caractéristique du ruissellement sur le socle à la date de la mesure, est de 18 l/s.km² (Figure 32). A partir de ce point, le cours d'eau s'écoule sur des alluvions en contact avec les matériaux volcaniques. Une partie des eaux semblent s'infiltrer entre le village de Lambertèche et la confluence entre le Lambertèche et le ruisseau de Grelière. Puis, de la confluence jusqu'aux bassins d'infiltration, le cours d'eau s'écoule à nouveau contre les formations volcaniques et infiltre une partie de son débit.

Dans la partie sud du bassin versant, au droit du lieu-dit les Sagnes, les courbes de niveau du substratum indiquent la présence d'un axe de drainage souterrain orienté vers le sud. Au niveau de la zone d'infiltration nord, comme le montrent la morphologie du substratum (Figure 32) et la piézométrie (voir partie 2.4.3), un axe de drainage orienté N-NE rejoint la paléovallée principale à l'aplomb du Puy de Verrières, au sud du maar de Beaunit.

Les débits de pertes du Lambertèche infiltrés dans les alluvions et matériaux volcaniques peuvent ainsi être évalués. Sur la première zone d'infiltration, entre les points de jaugeage situés en amont et en aval du hameau de Lambertèche, le ruissellement sur le versant de socle en rive gauche est

d'environ 9,5 l/s. Or le débit du cours d'eau variant peu entre ces deux points, distants d'environ un kilomètre, on peut considérer qu'un débit équivalent est infiltré dans les matériaux volcaniques. Le débit linéaire infiltré dans ce secteur est donc d'environ 9,5 $l.s^{-1}.km^{-1}$ (Figure 32). Dans la deuxième zone d'infiltration, entre les points de jaugeage situés de part et d'autre de la D90, distants d'environ 650 m, on peut considérer que la diminution du débit, d'environ 13 l/s correspond aux pertes dans les matériaux volcaniques. Le débit linéaire infiltré dans ce secteur est donc d'environ 20 $l.s^{-1}.km^{-1}$. Sur l'ensemble de son parcours, le débit infiltré dans les matériaux volcaniques est d'environ 22 l/s.

Le débit total produit par le bassin versant du Lambertèche, correspondant au débit mesuré additionné du débit de pertes par infiltration, peut être comparé avec celui de l'Ambène. Le débit du Lambertèche en aval immédiat du seuil jaugeur était le 04/04/10 d'environ 64 l/s. Le débit total produit par le bassin versant de socle et alluvions est estimé à environ 86 l/s (débit en aval immédiat du seuil jaugeur additionné des débits infiltrés en amont dans les matériaux volcaniques). Si l'on compare cette valeur à la productivité du bassin versant de l'Ambène (Tableau 5), l'infiltration d'une partie du débit du Lambertèche ne permet donc pas d'expliquer en totalité la différence de débit spécifique entre ces deux bassins versant. Notons qu'une contribution de la nappe superficielle des alluvions de l'Ambène à son débit en sortie du maar ne peut être exclue.

Paramètre	Ambène	Lambertèche
Débit produit par le bassin versant de socle et alluvions en hautes eaux (l/s)	120	86
Surface du bassin versant de socle et alluvions (km^2)	6.05	5.4
Débit spécifique hautes eaux ($l.s^{-1}.km^{-1}$)	20	16

Tableau 5 : Productivité hautes eaux des bassins versants de l'Ambène et du Lambertèche

2.3.1.5.2 Campagne de terrain du 27/04/10

Une seconde campagne de mesures de débit et de conductivité a été réalisée le long du Lambertèche, en basses eaux, le 27/04/10.

De façon générale les eaux sont plus conductrices en cette période d'étiage que lors de la campagne précédente. Au niveau du bassin d'infiltration, la conductivité était à environ 80 µs/cm le 04/04/10 (Figure 30) et elle a atteint 130 µs/cm le 27/04/10, les débits en amont immédiat des bassins d'infiltration étant de 62 l/s le 04/04/10 (Figure 31) et 13l/s le 27/04/10 (Figure 33).

Les mesures de débits ont été effectuées par dilution au niveau des mêmes sites que lors de la campagne du 04/04/10 (Figure 33).

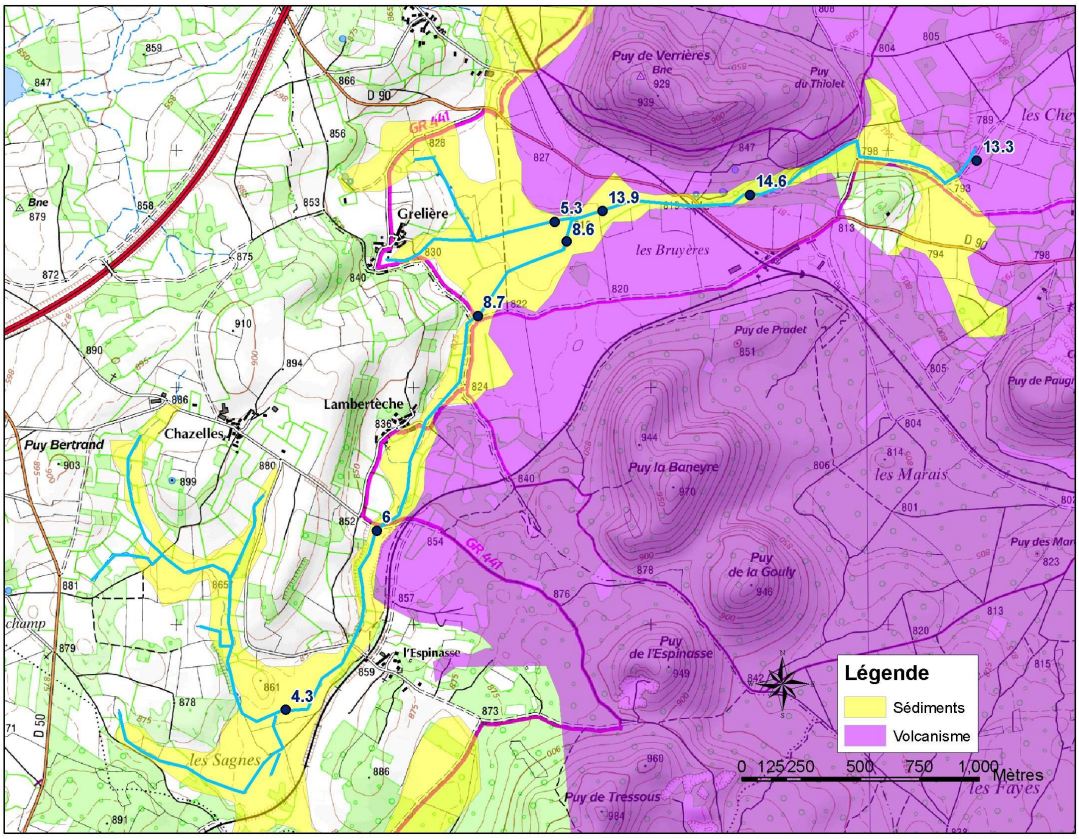


Figure 33 : Résultats des jaugeages effectués le 27/04/10 (débits en l/s)

Les débits spécifiques ont été également été calculés par rapport aux surfaces des bassins versants où le socle est affleurant ou sub-affleurant (Figure 34).

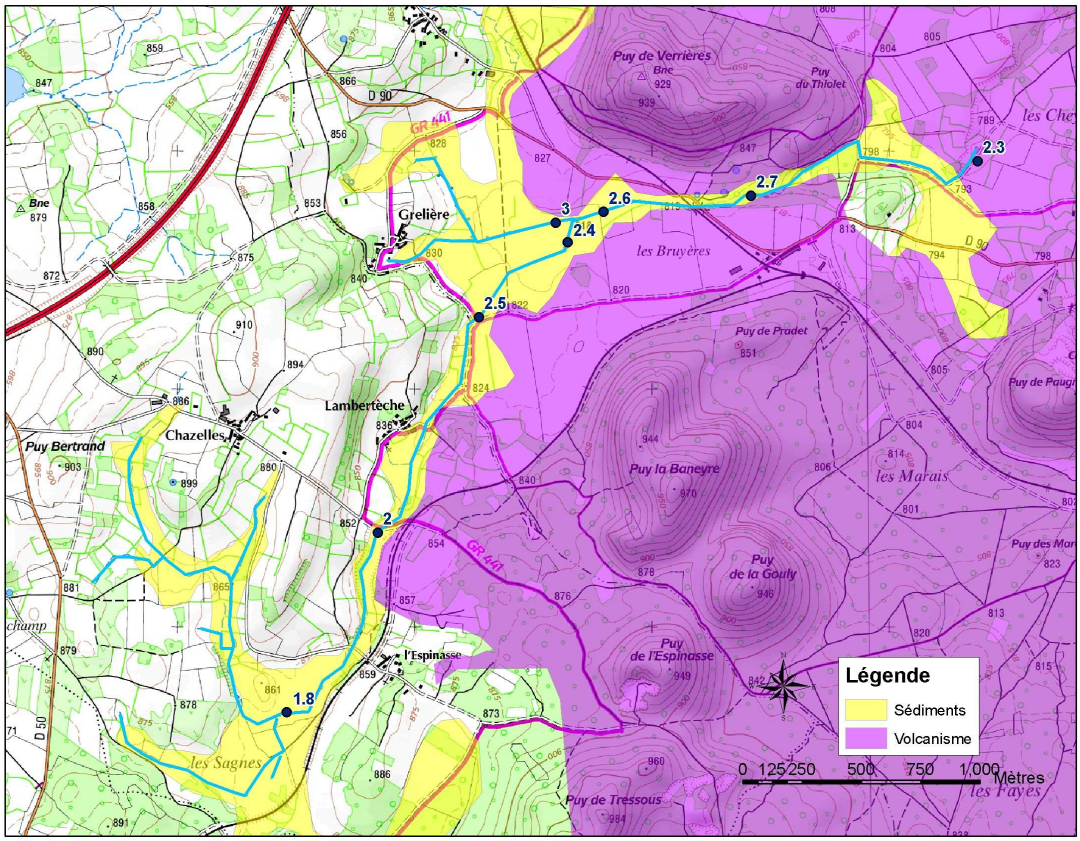


Figure 34 : Débits spécifiques calculés par rapport aux bassins versants granitiques et alluvionnaires de chaque bief (mesures effectuées le 27/04/10)

Le débit du Lambertèche augmente régulièrement le long de son parcours sauf entre les deux derniers points de mesure, ce qui confirmerait la présence d'une zone de pertes en amont immédiat des bassins d'infiltration. Ces pertes correspondraient cependant à un débit faible en période de basses eaux.

L'augmentation du débit sur la majeure partie du cours du Lambertèche est corrélée avec une augmentation de la conductivité. Deux hypothèses de fonctionnement peuvent permettre d'expliquer un tel phénomène : soit le débit et la conductivité augmentent par des apports de ruisseaux de surface plus minéralisé, soit, en période d'étiage, la nappe contenue dans les alluvions soutient le débit du Lambertèche.

2.3.2 Le Viallard, la Rivaux et le Mirabel

Le cours d'eau du Viallard prend sa source à environ 700 m d'altitude, dans un vallon situé au nord-ouest de la ville de Volvic. Le bassin versant du Viallard amont, d'environ 3 km^2, est principalement constitué de socle affleurant et d'alluvions. Dans sa partie amont, le Viallard constitue le milieu récepteur des eaux traitées des stations de la Coussedière et de Viallard (Tableau 6).

Station	Equivalent Habitant (EH)	Débit (m^3/j)
Coussedière	100	15
Viallard	40	6

Tableau 6 : Capacités de traitement des stations de la Coussedière et du Viallard (Ferroud, 2012)

Au débouché de la vallée granitique, le Viallard reçoit les eaux de la canalisation provenant de l'avaloir du ruisseau de Moulet Marcenat, alimenté par le drainage sur le socle mais également par le trop plein de déversoirs d'orage de la conduite du SIARR. A cet endroit, le Viallard reçoit également les eaux du vallon situé au sud du Chalard (Figure 35). Puis le cours d'eau s'écoulant sur les alluvions est canalisé sur environ 300 m. A sa sortie du canal bétonné, il s'écoule tantôt dans des buses, tantôt dans son lit naturel, sur les alluvions déposées contre les coulées volcaniques. A l'entrée de la ville de Volvic, une partie de ses eaux est captée pour alimenter la fontaine de la ville, l'autre partie est canalisée sous le bourg. Au cours de sa traversée de la ville, le cours d'eau est alimenté par des rejets d'eaux usées.

A sa sortie de la ville, le Viallard prend le nom de la Rivaux. Il s'écoule directement sur les coulées volcaniques (Figure 35). Le fond de son lit est néanmoins tapissé de sédiments argileux qui semblent imperméables. Environ 600 m après sa sortie de la canalisation, le cours d'eau franchit un ressaut formé par le cœur fissuré d'une coulée de lave. A cet endroit, en basses et moyenne eaux, la totalité du débit s'infiltre. Une partie de ce débit ressort environ 100 m plus loin, au niveau d'une source en pied de talus. Cette résurgence alimente un petit cours d'eau qui se jette ensuite dans le ruisseau du Mirabel.

Le ruisseau du Mirabel, provenant de Malauzat, au sud de Volvic, s'écoule vers le nord-est sur les sédiments oligocènes et sur les alluvions qu'il a déposées au pied du plateau de Chateaugay, contre les coulées volcaniques de Volvic (Figure 35). Ce cours d'eau s'écoulait probablement plus au nord, avant la mise en place des coulées volcaniques, qui, par effet de barrage, a obligé le cours d'eau à longer le front de coulée. Le Mirabel a ensuite déposé des alluvions contre ces coulées. Il reçoit les eaux d'une petite résurgence volcanique de faible débit située à 300 m de la confluence avec le cours d'eau de La Rivaux. Après cette confluence, le Mirabel prend une direction E-NE puis E.

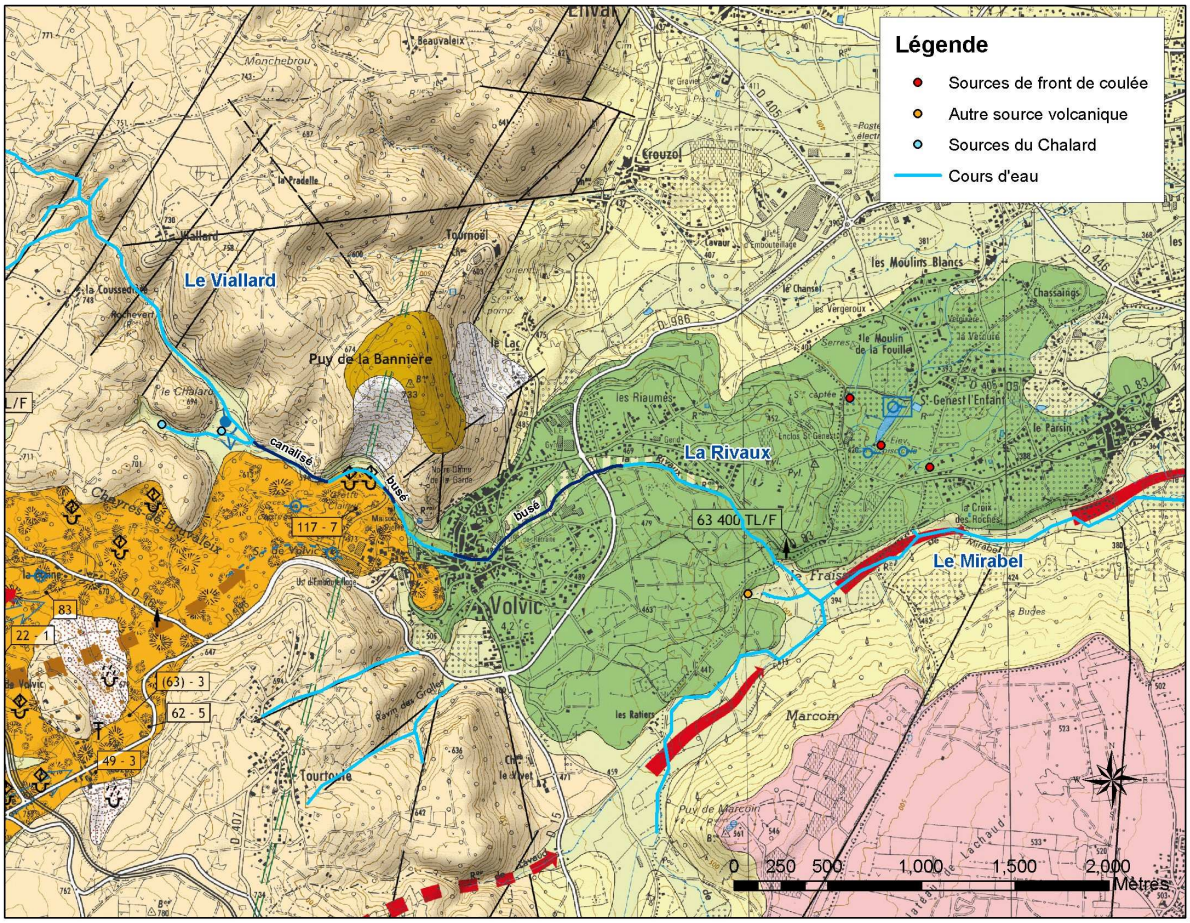


Figure 35 : Réseau hydrographique dans la partie aval du bassin versant

Afin de mieux comprendre les relations entre les cours d'eau et les écoulements souterrains dans la partie aval du bassin versant, plusieurs campagnes de mesure de conductivité et de débit ont été réalisées notamment :

- le 13/05/11, en basses eaux,
- du 19 au 22/03/12 en moyennes eaux, par Ferroud (2012),
- du 08 au 09/08/12 en basses eaux, par Ferroud (2012).

Lors de la campagne du 13/05/11, les débits ont été estimés par mesure de la vitesse du courant en surface, dans l'axe du cours d'eau, et de la section d'écoulement. Ferroud (2012) a effectué des jaugeages différentiels du 19 au 22/03/12 et du 08 au 09/08/12 par injection instantanée de chlorure de sodium.

La campagne de mesures réalisée en basses eaux le 13/05/11 a permis de localiser deux zones d'émergence au pied du Chalard et une zone de pertes du Viallard dans les alluvions, en amont de la confluence avec les eaux du Chalard (Figure 36). L'émergence du vallon au sud-ouest du Chalard draine un petit bassin versant d'environ 0,4 km^2. L'émergence située au sud-est du

Chalard draine le versant sud-est de la colline, et semble correspondre à la zone d'affleurement de la nappe contenue dans les alluvions. Durant la campagne du 13/05/11, la conductivité de l'émergence au sud-est du Chalard (130 µs.cm^{-1}) est significativement plus faible que celle du cours d'eau du Viallard (160 µs.cm^{-1}) et de l'émergence du vallon du Chalard (160 µs.cm^{-1}) (Figure 36). Il ne semble donc pas possible, en régime de basses eaux, de mettre en évidence une relation directe entre les pertes du Viallard et l'émergence au sud-est du Chalard. La conductivité des eaux du Chalard diminue ensuite le long du cours d'eau jusqu'à la confluence avec le Viallard, par dilution dans des apports moins minéralisés. En aval de la zone aménagée, le Viallard est sec.

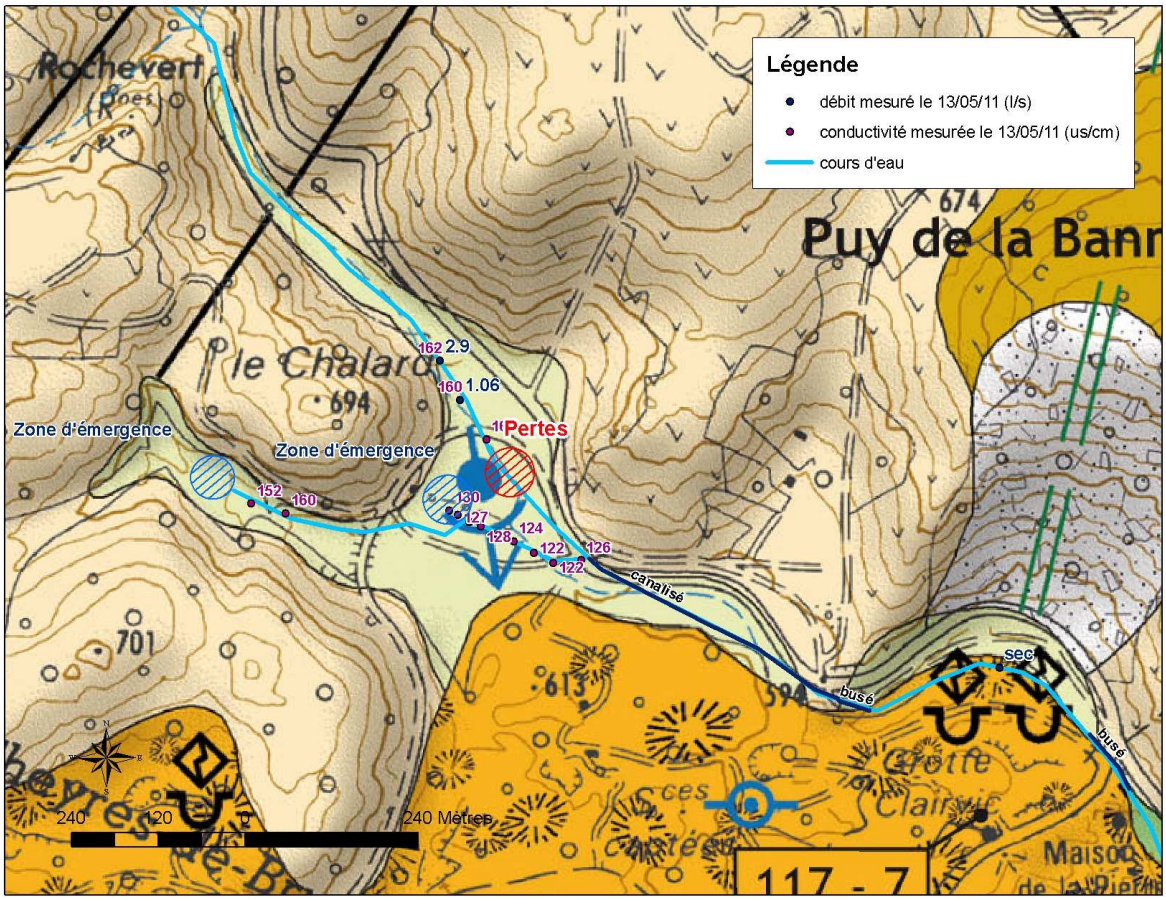


Figure 36 : Conductivités et débits mesurés sur le Viallard amont le 13/05/11

Des mesures de conductivités et de débit ont également été effectuées en moyennes eaux dans la partie amont du Viallard le 20/03/12 par Ferroud (2012) (Figure 37). Depuis la tête de bassin jusqu'à la ville de Volvic, la conductivité augmente régulièrement le long du cours d'eau. Le débit des rejets des stations de Coussedière et du Viallard, dont la conductivité est élevée, est presque nul. Les eaux du Chalard ont une conductivité plus élevée que celle du Viallard à hauteur de la confluence. Les jaugeages différentiels montrent une réduction du débit du Viallard s'écoulant sur les alluvions en amont de la confluence, d'environ 4l/s. Le débit linéaire d'infiltration dans ce secteur est de 5,7 l/s.km sur 720 m. Entre la sortie de la canalisation et la ville de Volvic, le cours d'eau s'écoule sur des alluvions déposées contre les coulées volcaniques, et perd un débit

d'environ 11 l/s. Le débit total de pertes du Viallard en moyennes eaux peut être évalué à environ 15 l/s.

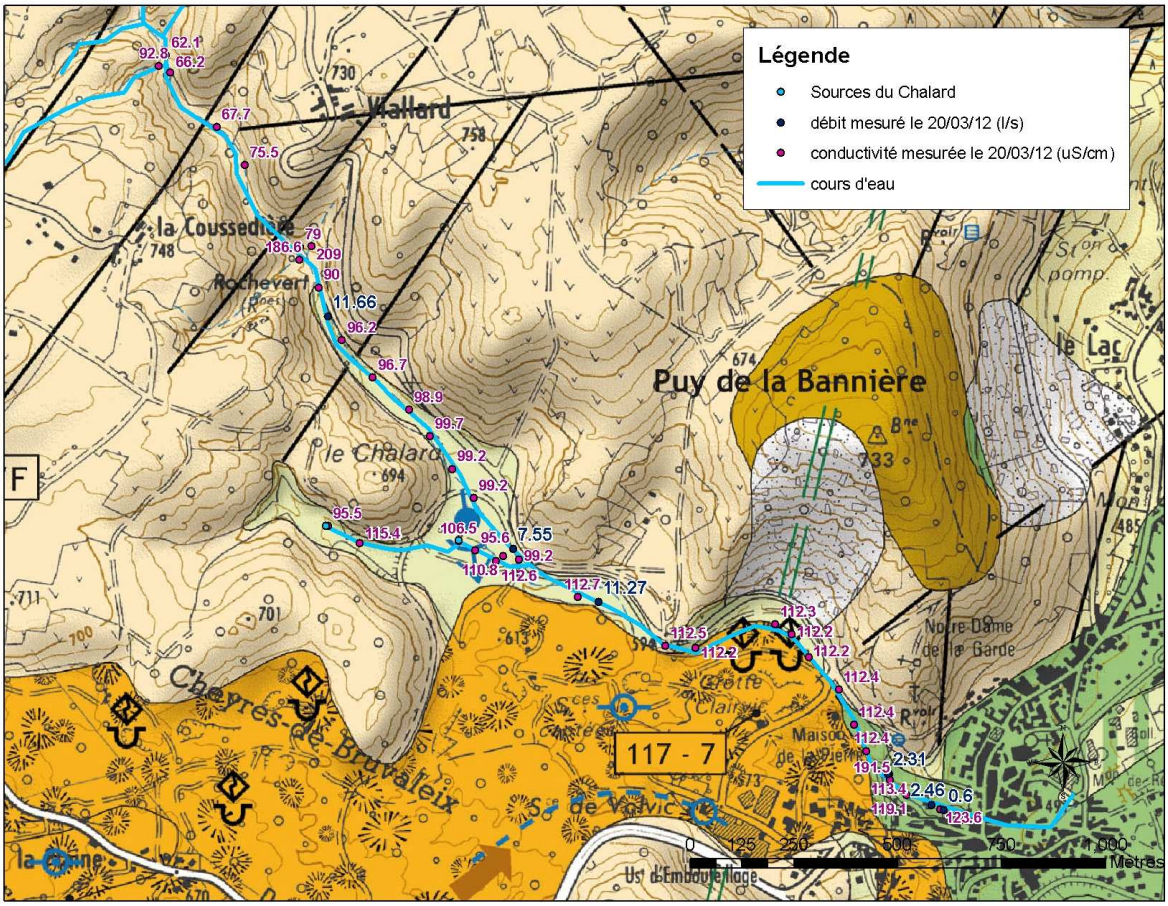


Figure 37 : Conductivités et débits mesurés sur le Viallard amont le 20/03/12 (Ferroud, 2012)

Lors de cette même campagne, les cours d'eau de la Rivaux et du Mirabel ont également fait l'objet de mesures de conductivités et de débit (Figure 38). Le 20/03/12, le ruisseau de la Rivaux, d'un débit d'environ 9 l/s, constitué par des eaux usées, s'infiltre totalement au niveau du ressaut. Le débit de la source située quelques dizaines de mètres en aval, est de moins d'1 l/s. Sa conductivité est proche de celle des pertes. Ce ruisseau rejoint ensuite le Mirabel. Dans le secteur de la confluence entre la Rivaux et le Mirabel, une source de débit faible (environ 0,2 l/s), d'une conductivité de 346 µs.cm^{-1}, émerge au pied d'un front de coulée. En amont de cette confluence, le cours d'eau du Mirabel, d'un débit initial de 11 l/s, voit son débit diminuer de 3 l/s environ alors que sa conductivité reste relativement stable. Ce débit de perte alimente probablement la nappe alluviale qui accompagne le cours d'eau. En aval de la confluence, la conductivité diminue de manière significative. La conductivité du cours d'eau étant plus élevée que la conductivité des sources de front de coulée, donc de l'aquifère volcanique, il est probable que le cours d'eau soit alimenté par celui-ci. Les jaugeages différentiels confirment cette hypothèse puisqu'ils montrent que le débit est multiplié par deux dans ce secteur, soit une variation de 14 l/s.

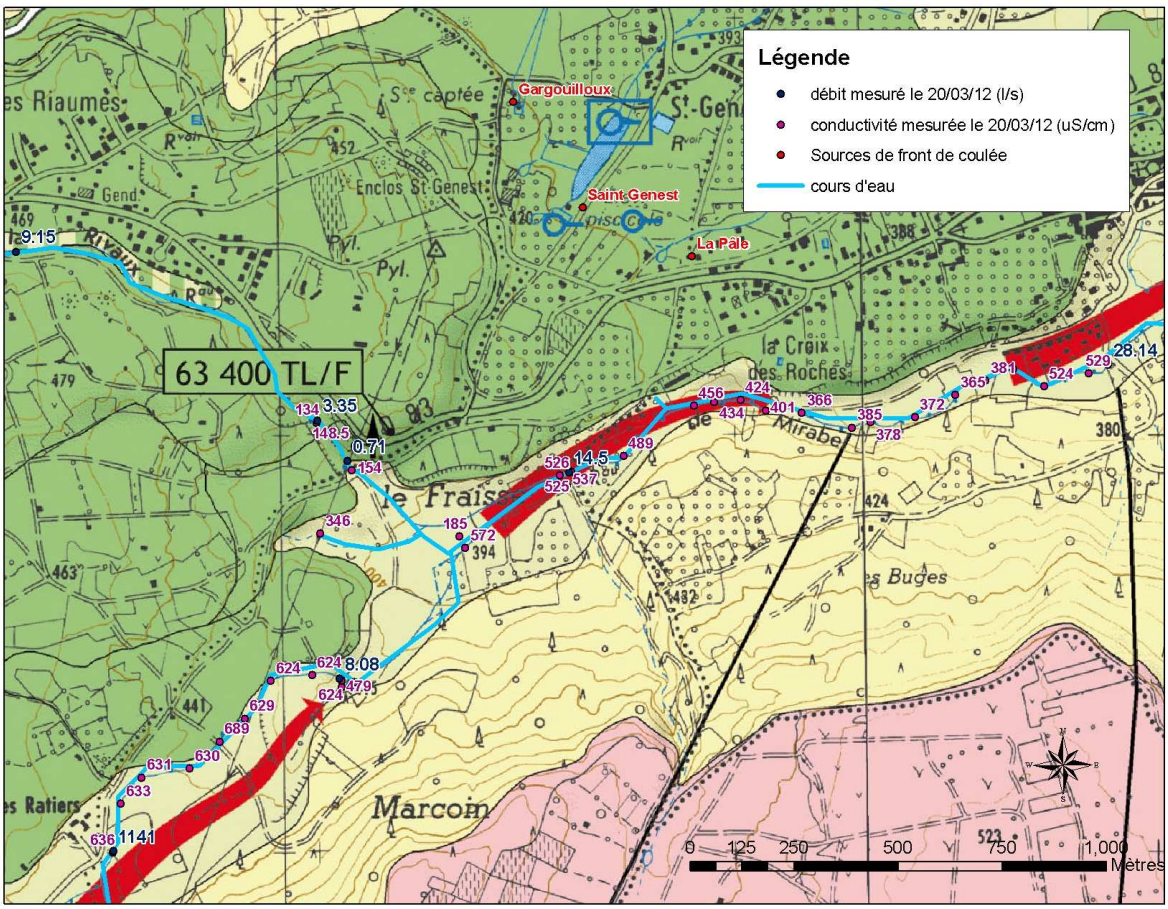


Figure 38 : Conductivités et débits mesurés sur les cours d'eau de la Rivaux et du Mirabel le 20/03/12

Le 08/08/12, en période de basses eaux, le Viallard était sec depuis la tête de son bassin versant jusqu'en amont immédiat de la ville de Volvic (Ferroud, 2012 ; Figure 39). Là, seul le faible débit du trop-plein de la maison de la pierre alimentait le cours d'eau (Ferroud, 2012).

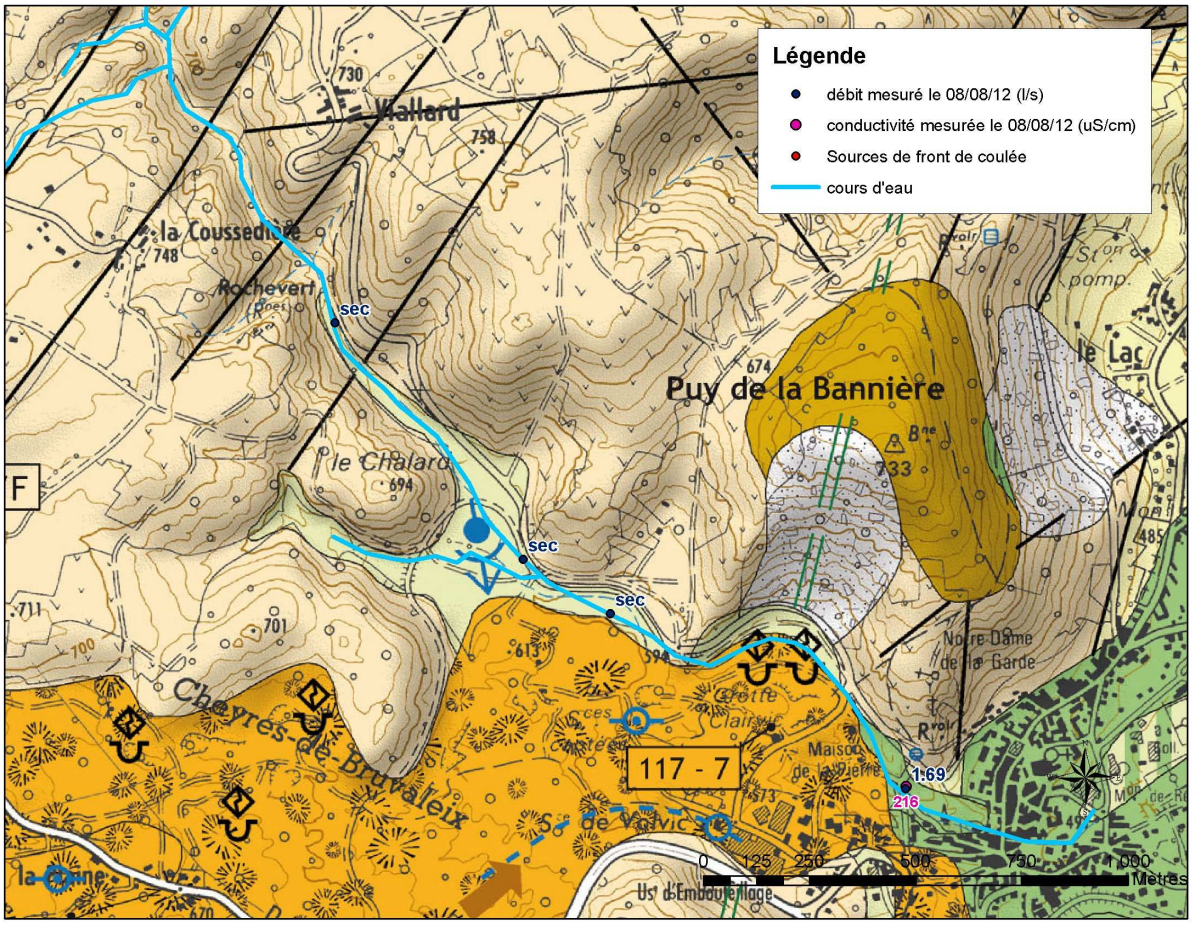


Figure 39 : Conductivités et débits mesurés sur le Viallard amont le 08/08/12 (Ferroud, 2012)

Plus en aval, le faible débit du cours d'eau de la Rivaux s'infiltrait en totalité dans les matériaux volcaniques (Ferroud, 2012 ; Figure 40). En amont de la confluence entre La Rivaux et le Mirabel, ce dernier avait un débit négligeable (Ferroud, 2012). Au niveau de la confluence, la petite source au lieu-dit le Fraisse alimente le cours d'eau. En aval de la confluence, le débit du Mirabel est très faible (0,4 à 0,6 l/s) et ne varie pas de façon significative, malgré l'apport d'une petite source s'écoulant en pied de coulées volcaniques (Ferroud, 2012). La conductivité augmente le long du cours d'eau depuis la confluence jusqu'à Marsat (Ferroud, 2012).

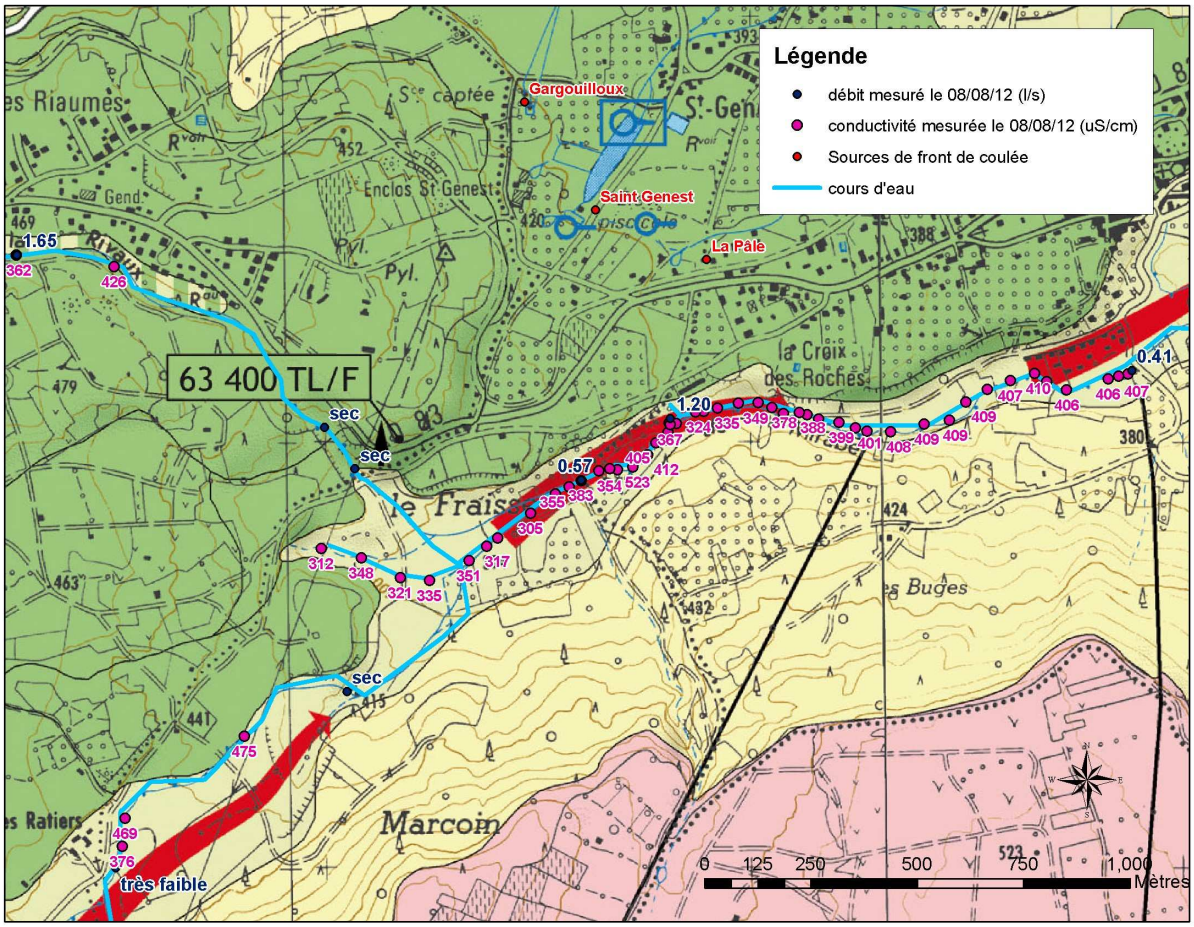


Figure 40 : Conductivités et débits mesurés sur La Rivaux et le Mirabel le 08/08/12 (Ferroud, 2012)

D'après l'étude critique des données de débits mesurés sur l'Ambène et le Lambertèche, les conclusions suivantes peuvent être tirées :

- *les données de débit de l'Ambène semblent fiables pour la modélisation du fonctionnement d'un petit bassin versant de socle et pour l'évaluation de la fonction de production du substratum affleurant et des alluvions ;*
- *les données de débit du Lambertèche mesurées au niveau du seuil semblent fiables, mais l'étude de la relation entre la nappe d'accompagnement et le cours d'eau montre qu'il existe des échanges (Figure 41), difficiles à évaluer sur l'ensemble du cycle hydrologique. Le débit produit par la totalité du bassin versant du Lambertèche semble donc difficilement quantifiable par la seule mesure du débit à l'exutoire.*

La modélisation du fonctionnement de ces petits bassins versants de socle et alluvions permettra d'évaluer plus précisément leur productivité en fonction du temps et de simuler la quantité d'eau qui s'infiltre au niveau des bassins du Lambertèche.

Une partie du débit du Viallard, environ 15 l/s en moyennes eaux, s'infiltre dans les alluvions au contact des matériaux volcaniques (Ferroud, 2012). Une part importante du débit du cours d'eau de la Rivaux (environ 8 l/s le 20/03/12), alimenté en partie par des rejets urbains, s'infiltre aussi dans les matériaux volcaniques. Enfin le cours d'eau du Mirabel, s'écoulant au pied des coulées volcaniques, est probablement alimenté par l'aquifère volcanique, à hauteur de 14 l/s en moyennes eaux (Figure 41).

La compréhension du fonctionnement des petits bassins versants de socle en périphérie des coulées volcaniques et leur relation avec les écoulements souterrains a été améliorée. Il apparaît maintenant nécessaire de décrire les processus associés aux écoulements souterrains dans le milieu volcanique et de mieux comprendre, notamment dans la partie amont de l'axe nord et au Goulet de Volvic, l'impact des interactions entre les écoulements de surface et souterrains.

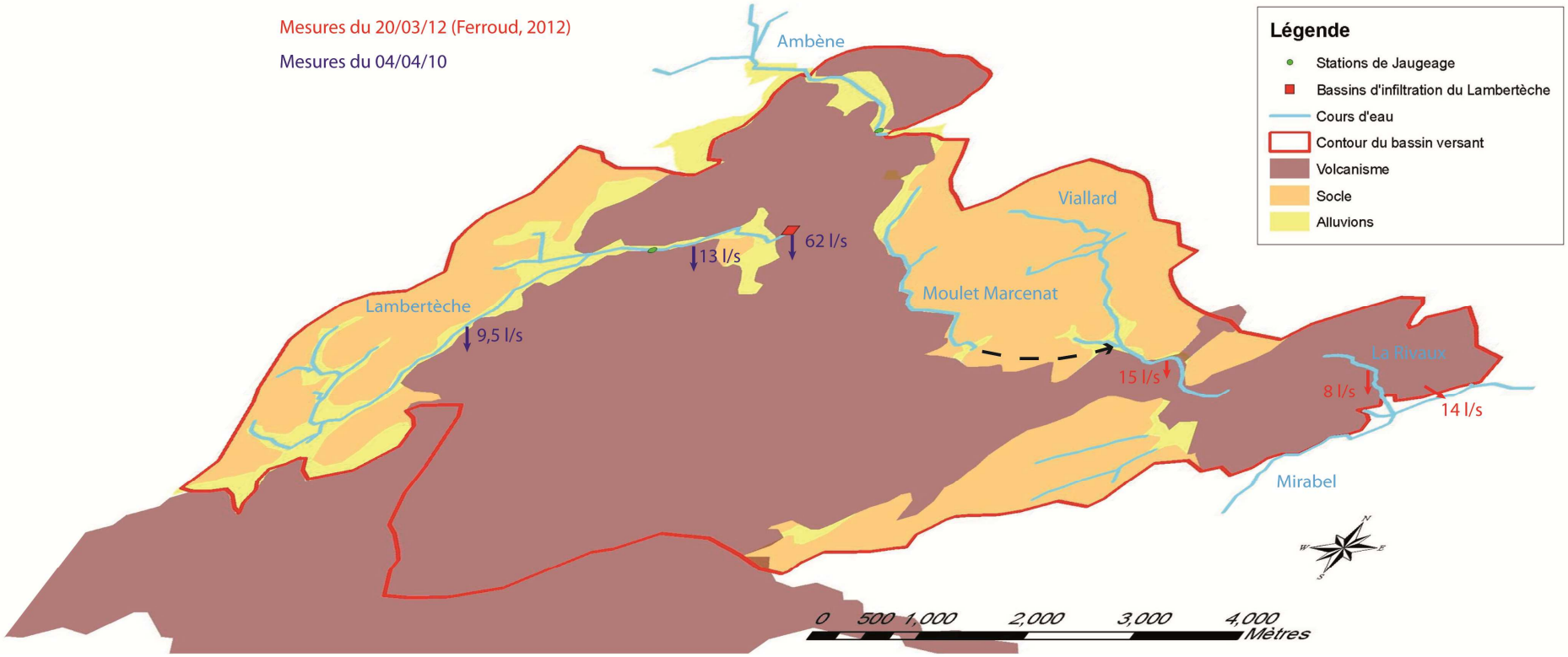


Figure 41 : Schématisation des pertes des cours d'eau de socle par infiltration dans les matériaux volcaniques

2.4 Ecoulements souterrains

2.4.1 Paramètres hydrodynamiques

L'aquifère de Volvic est restreint au cœur des paléovallées entaillées dans le substratum granitique (Figure 44). On distingue un axe nord, venant du maar de Beaunit, de direction NW-SE, et un axe sud, situé à l'aplomb de la D943 dans sa partie amont et sous le versant ouest du puy de la Nugère dans sa partie aval. Les deux axes d'écoulement confluent au niveau du lieu-dit Les Goulots. Puis les flux d'eau souterrains sont orientés vers l'est en direction de la plaine de la Limagne. Une partie de l'eau est capté par la Galerie du Goulet et les forages du Goulet, dans la partie la plus étroite de la paléovallée. L'autre partie s'écoule jusqu'aux sources de front de coulée : La Pâle, St Genest et Gargouilloux.

Les paramètres hydrodynamiques calculés sur la base de plusieurs essais révèlent le caractère particulièrement transmissif de la nappe (Tableau 7).

Ouvrage pompé	Ouvrage suivi	Méthode	Année	Source	Transmissivité (m^2/s)	Perméabilité (m/s)	Coefficient d'emmagasinement	Porosité efficace (%)
Arvic	Arvic	Essai de pompage	1969	Archives Société des Eaux de Volvic	3.00E-02	7.00E-04		
Arvic	Volvillante	Essai de pompage	1969	Archives Société des Eaux de Volvic	5.00E-02	1.00E-03		
Volvillante	Volvillante	Essai de pompage	1964	Archives Société des Eaux de Volvic	2.00E-02	4.00E-04		
Clairval	Clairval	Essai de pompage	1981	Archives Société des Eaux de Volvic		1.00E+00	0.0225	0.05
Moulet Marcenat	Maison du Miel	Traitement du signal	2002	Joux (2002)	2.00E-03	9.00E-02		
Moulet Marcenat			1991	Service régional d'Aménagement des Eaux	2.00E-03			
Maison du miel	Maison du Miel	Essai de pompage	2000	Joux (2002)	4.70E-04	1.00E-05		
Volvillante Est	Volvillante Est	Essai de pompage	2003	Bonneval (2003)	2.50E-01	1.25E-02		
Naturfruit	Naturfruit	Essai de pompage	2002	Bonneval (2002)	1 à 3e-4	1.00E-05		
Garage 2	Garage 3	Essai de pompage	2002	Bonneval (2002)	2.00E-04	1.50E-05		
Parking	Parking	Essai de pompage	2002	Bonneval (2002)	7e-5 à 2e-4	6e-6 à 2.5e-5		

Tableau 7 : Paramètres hydrodynamiques calculés sur l'aquifère de Volvic

Par ailleurs, un essai de pompage a été réalisé durant la thèse sur l'ouvrage du Suc de la Louve. L'interprétation de cet essai, présentée en Annexe 14, a montré que les pertes de charges liées à l'aquifère étaient négligeables devant les pertes de charges liées à l'ouvrage.

Les horizons perméables captés par les forages implantés dans l'aquifère volcanique correspondent à (voir Annexe 8) :

- des scories de toit ou de base de coulée pour 18 forages,
- des dépôts phréatomagmatiques pour 12 forages,
- des dépôts pyroclastiques pour 2 forages.

La galerie du goulet capte des venues d'eau dans des scories situées entre deux cœurs massifs de coulées. Les sources de front de coulée émergent au niveau de la zone scoriacée à l'interface entre deux coulées. Pour les 22 forages captant un aquifère captif (Figure 42), le confinement de la nappe est lié au cœur massif imperméable de la coulée sus-jacente.

Le caractère captif ou libre de l'aquifère a été évalué pour chaque ouvrage du bassin versant d'après les informations recueillies par les foreurs au cours de leur réalisation.

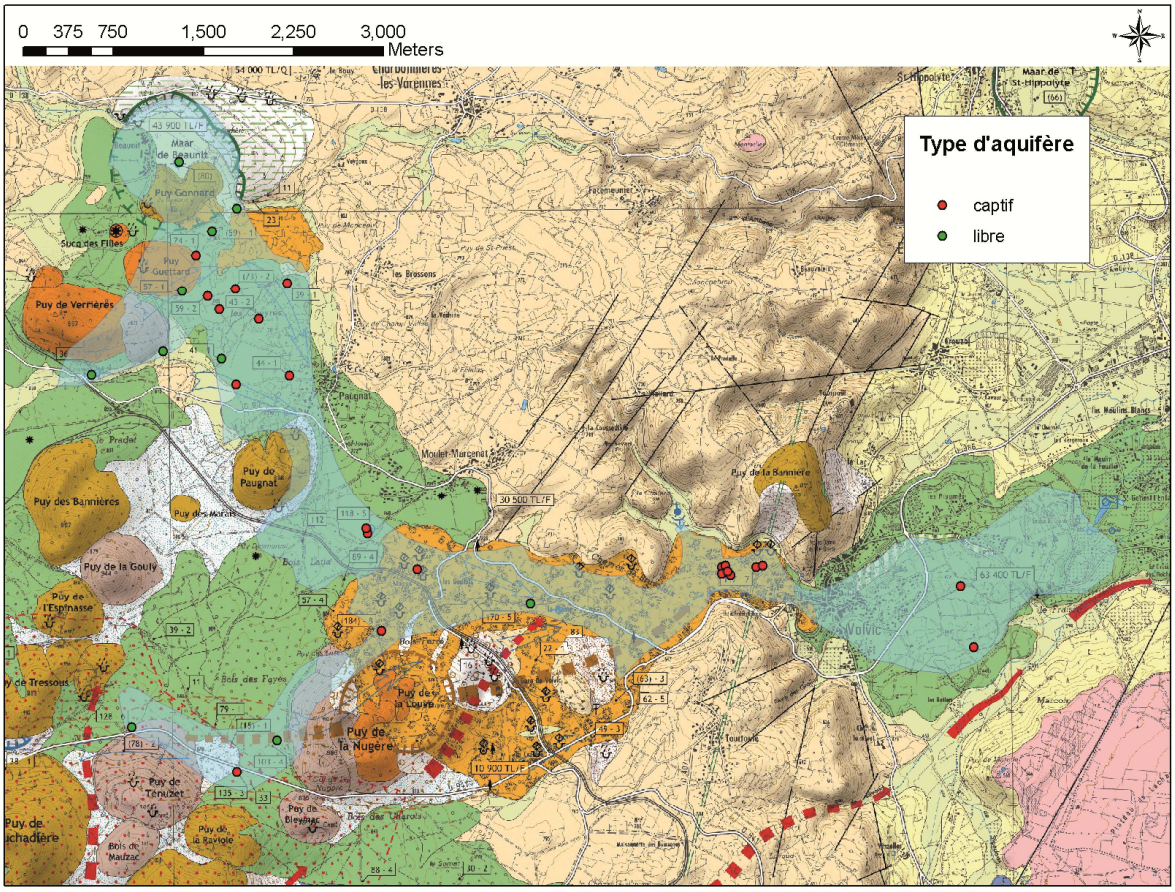


Figure 42 : Caractère libre ou captif de l'aquifère pour chaque ouvrage

Dans la partie amont du bassin versant, l'aquifère capté est libre :

- au pied du Puy de Verrières (les ouvrages y captent l'eau contenue dans les scories de cônes),
- dans les alluvions du Lambertèche,
- à proximité du maar de Beaunit, dans les dépôts phréatomagmatiques,
- dans certains forages de l'axe sud,
- à Clairval.

L'aquifère est captif dans la zone axiale de la paléovallée nord, au niveau du Goulet et dans la partie aval. Dans la partie amont de l'axe sud du bassin versant, l'aquifère est libre au droit de 2 ouvrages (S06 et S27) et captif au droit du forage S25. Cependant, l'évaluation du caractère captif ou libre de la nappe est rendu difficile par le manque d'indications sur les coupes géologiques de forages.

2.4.2 Piézométrie à l'échelle du bassin versant

114 forages et une galerie de captage d'eau ont été implantés sur le bassin versant. Des données piézométriques sont disponibles sur 43 ouvrages (Figure 43). De plus l'altitude du griffon de la galerie du Goulet et celle des sources de front de coulée constituent des éléments de contrainte pour définir la piézométrie dans le secteur du Goulet et dans la partie aval.

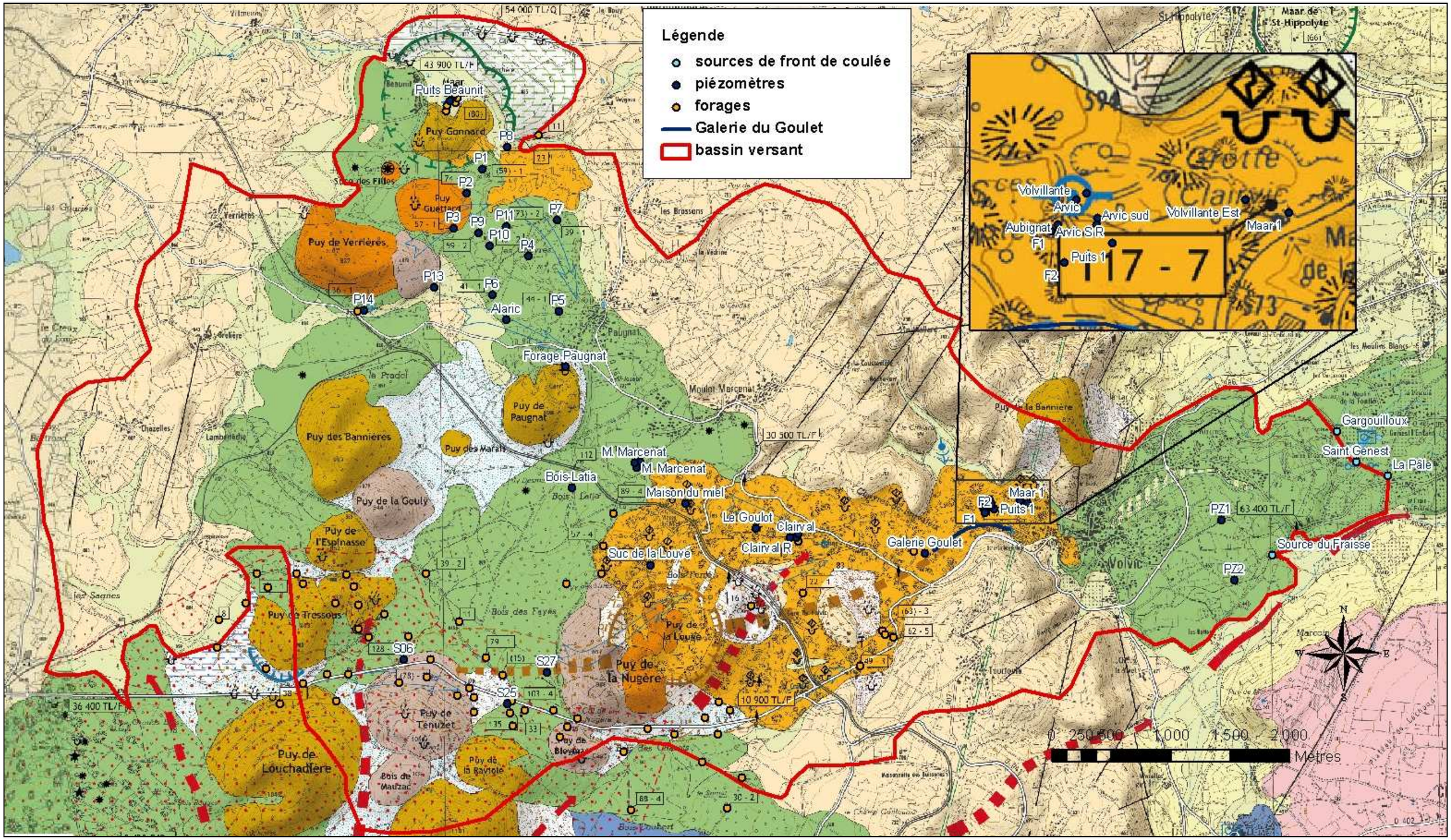


Figure 43 : Points d'observation de l'aquifère sur l'ensemble du bassin versant (remarque : S06 est également nommé N27 et S25 est également nommé N06)

Une carte piézométrique a été élaborée sur la base des niveaux piézométriques mesurés en fin de foration (voir Annexe 8) et indiqués par les coupes de forage (Figure 44). Dans les cas où le niveau piézométrique observé en fin de foration n'est pas indiqué sur les coupes de forage, les données de niveau piézométrique indiquées dans les fichiers de données de Joux (2002) ont été utilisées.

Les niveaux piézométriques mesurés dans les forages F15 à F22 correspondent à la nappe superficielle du maar de Beaunit, contenue dans les alluvions de l'Ambène. Ces données n'ont pas été prises en compte pour construire la carte piézométrique de l'aquifère volcanique de Volvic. Les niveaux piézométriques mesurés dans de nombreux forages réalisés par Joux (2002) sont très proches, à quelques décimètres près, de la carte du toit du socle cristallin. On peut supposer que ces niveaux correspondent à un drainage sur socle avec une très faible épaisseur de zone saturée et non à la nappe proprement dite.

A niveau des forages du Goulet, plusieurs horizons aquifères sont superposés, le niveau piézométrique considéré pour élaborer la carte piézométrique à l'échelle du bassin versant correspond au niveau piézométrique observé au droit du forage Arvic Sud. Le niveau piézométrique du PZ2, en amont de la source du Fraisse, a un niveau piézométrique plus bas que celle-ci. La donnée piézométrique du PZ2 n'a donc pas été prise en compte. Enfin, l'altitude des sources a été prise en compte sur la base de la carte IGN.

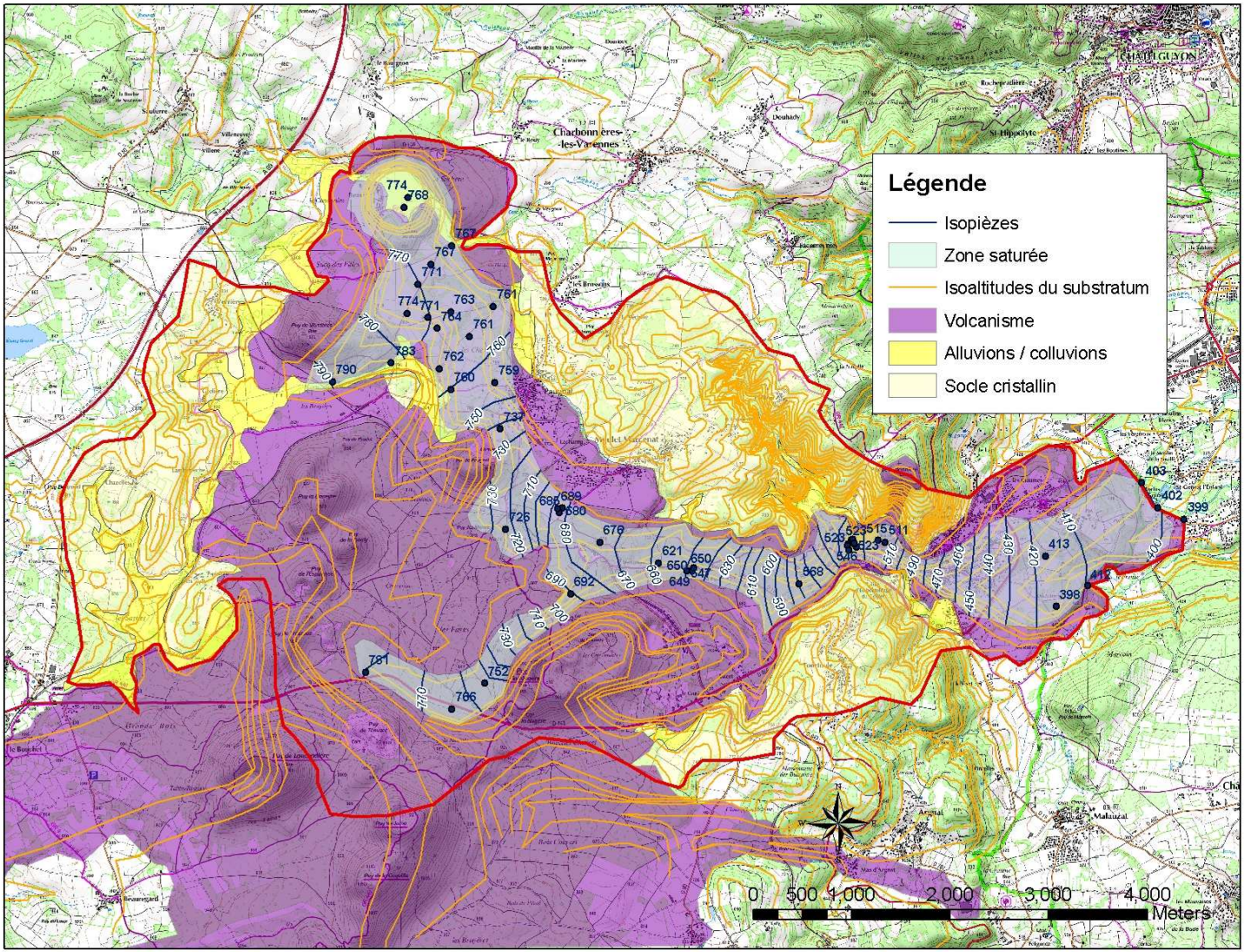


Figure 44 : Carte piézométrique de la zone saturée de la nappe volcanique du bassin versant de Volvic

La carte piézométrique construite à l'échelle du bassin versant de Volvic présente des macrogradients piézométriques qui varient de 1,5 % dans la partie amont de l'axe nord et dans le secteur des sources de front de coulée, à 10 % dans la partie centrale de l'axe d'écoulement principal. Ces valeurs apparaissent très élevées pour des gradients hydrauliques d'aquifère. En réalité, les gradients indiqués ne seraient pas les mêmes si l'on considère une échelle plus petite (voir modèle conceptuel proposé dans le chapitre V). En effet, l'alternance de niveaux scoriacés, de cœur de coulée massive ou fissurée génère une structure en tuiles ou marches d'escalier. Les horizons aquifères supérieurs se vidangent dans les horizons inférieurs lorsque la perméabilité des coulées le permet (soit à cause d'une fissuration plus importante, soit au droit du front de la coulée sous-jacente). A l'échelle plus locale, les gradients piézométriques seraient donc plus faibles.

Afin de mieux comprendre le lien entre la géologie et les gradients piézométriques, une zonation de l'aquifère a été effectuée en fonction du nombre supposé de coulées superposées dans les cœurs de paléovallée (Figure 45).

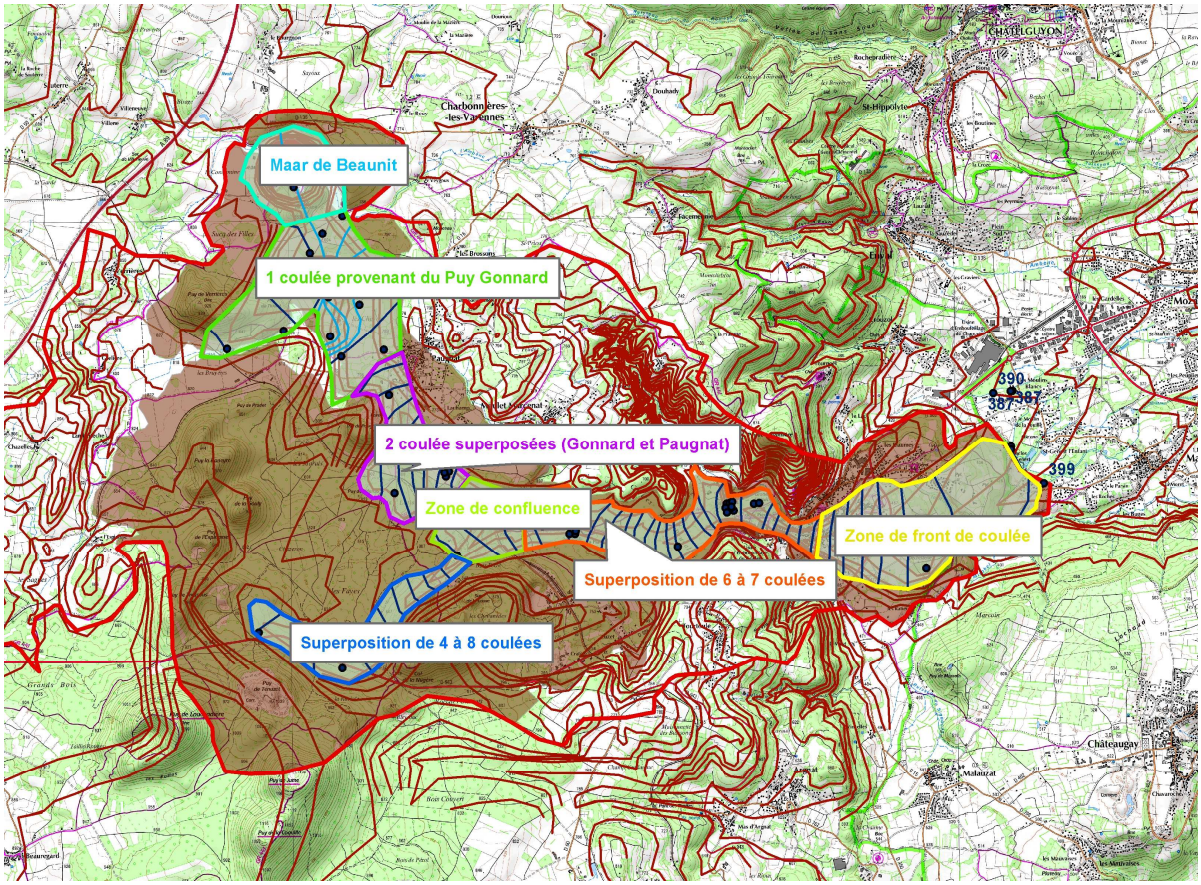


Figure 45 : Relation entre gradient piézométrique et géologie

Il semble que plus la vallée est étroite, plus le nombre de coulées qui s'y sont superposées est important, plus la section d'écoulement diminue, et plus le gradient piézométrique est fort. Par

ailleurs, plus le nombre de coulées superposées est important dans les zones plus étroites, plus les phénomènes d'écoulements en tuile pourraient être influents, ce qui pourrait expliquer des gradients piézométriques élevés.

2.4.3 Fonctionnement de la partie amont de l'axe nord

2.4.3.1 Piézométrie en basses et hautes eaux

La piézométrie a été étudiée de manière détaillée dans la partie amont de l'axe nord, secteur où la densité d'ouvrages et les longues périodes de suivi du niveau piézométrique permettent une étude fine du fonctionnement hydrogéologique.

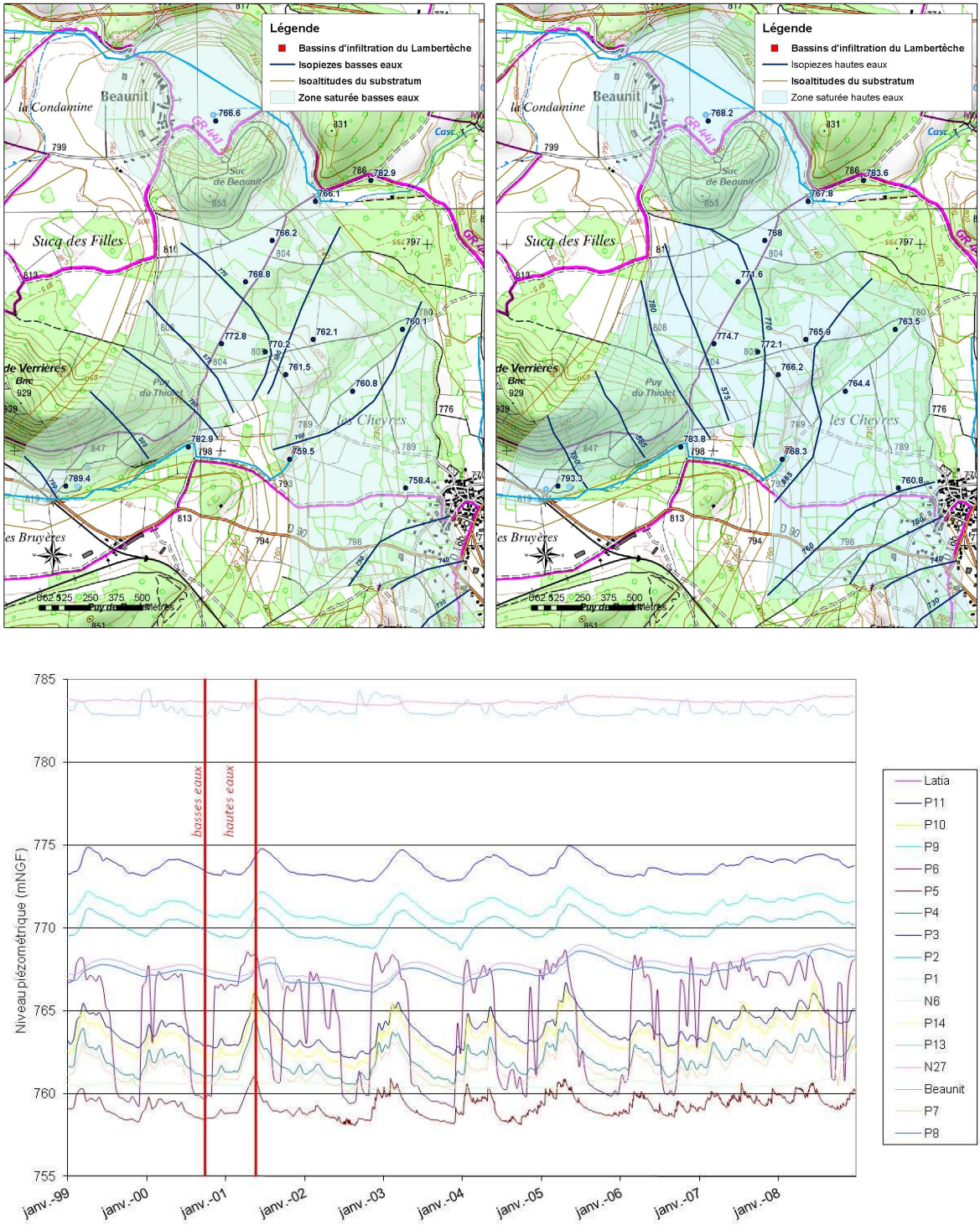


Figure 46 : En haut : piézométrie en basses eaux (octobre 2002) et hautes eaux (juin 2001), respectivement à gauche et à droite, dans la partie amont de l'axe d'écoulement nord – En bas : chroniques piézométriques et régimes représentés

La piézométrie en période de basses eaux fait apparaitre (Figure 46) :

- un gradient moyen dans la partie amont sous le puy de Verrières de 1.7% environ,
- un gradient, défini donné par les forages Beaunit, P1, P2, et P8, particulièrement faible à proximité du maar de Beaunit,
- un gradient très élevé entre les piézomètres P9 et P10/P11 (de 3 à 6%). La transmissivité dans cette zone serait 2 à 3 fois inférieure à celle de la partie amont. Cela pourrait être dû à une remontée du socle (crête) entre les piézomètres P9 et P10/P11,
- une zone à plus fort gradient en amont du piézomètre P3.

2.4.3.2 *Mise en évidence d'une discontinuité hydrogéologique*

Entre les piézomètres P9 et P10/P11 semble exister une discontinuité hydrogéologique. En effet la piézométrie à l'ouest (P3 et P9) et à l'est (P10 et P11) évolue de manière différente au cours du temps. Le signal piézométrique dans les piézomètres P3 et P9 est plus amorti et marqué par des amplitudes de variations plus faibles (Figure 47).

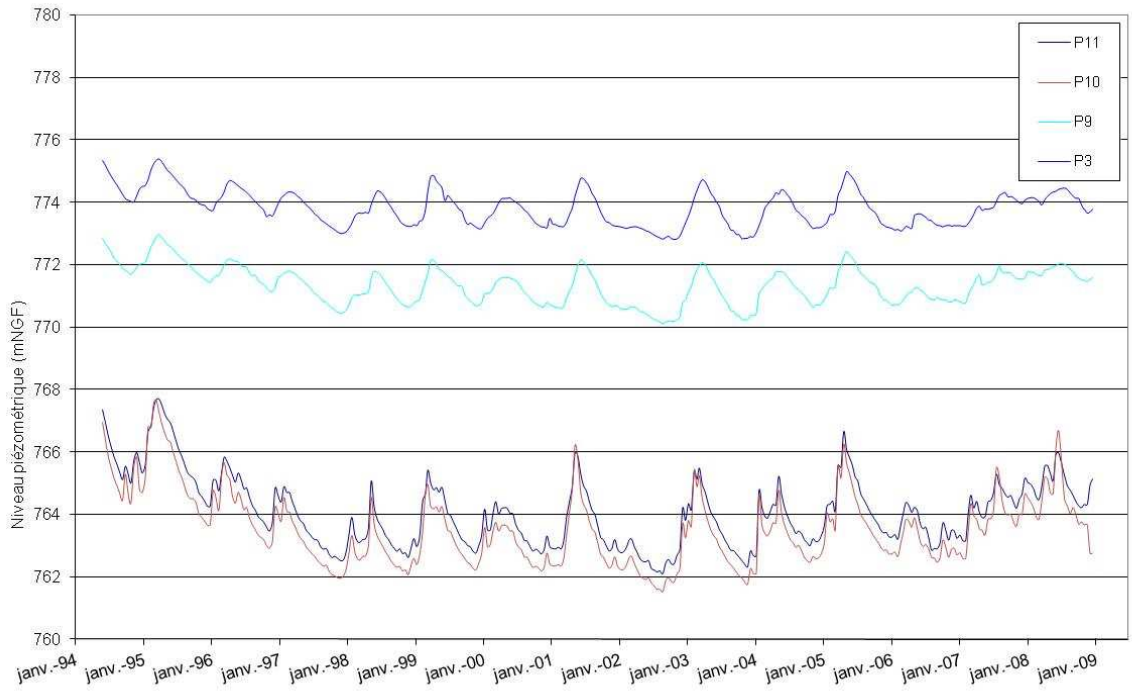


Figure 47 : Evolution de la piézométrie au droit des forages P3, P9, P10 et P11

Sur la période de mai 1994 à décembre 2008, l'écart-type du signal hebdomadaire pour les 4 piézomètres considérés montre également une différence de comportement entre les deux couples de piézomètres (Tableau 8).

Piézomètre	Ecart-type
P11	1.14
P10	1.19
P9	0.60
P3	0.57

Tableau 8 : Ecart-type calculé sur la base des signaux piézométrique des forages P3, P9, P10, P11

Le calcul des périodogrammes confirme que les piézomètres P10 et P11 sont marqués par des variations haute fréquence plus importantes que le P9 et le P3.

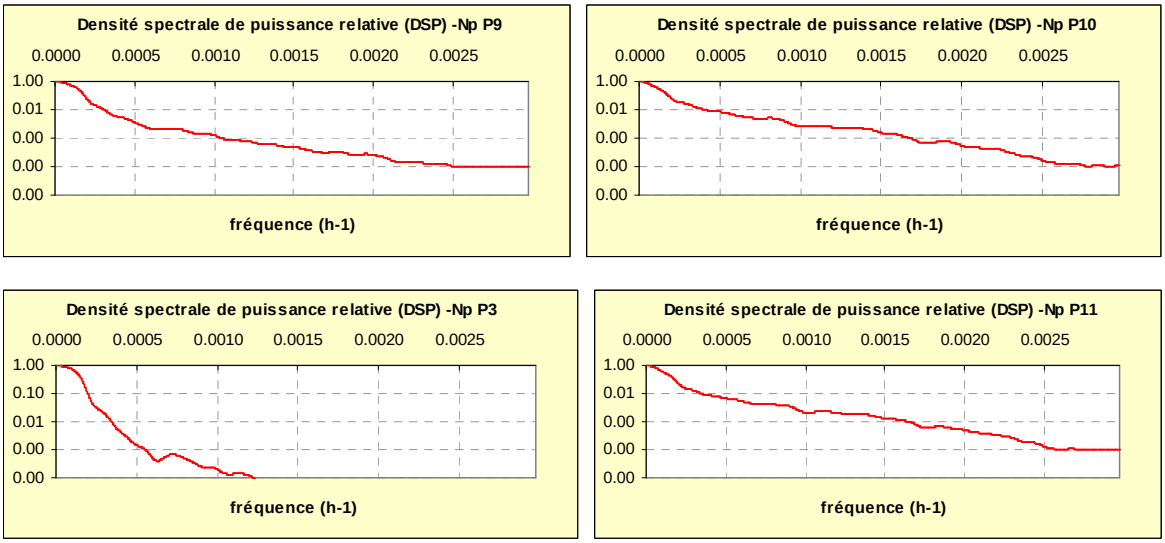


Figure 48 : Périodogrammes des signaux piézométriques de P3 et P9 (à gauche), P10 et P11 (à droite)

La présence de deux compartiments, séparés par une crête au niveau du socle cristallin, apparait ainsi clairement.

2.4.3.3 Traitement du signal piézométrique dans la partie amont du bassin versant

Le signal piézométrique enregistré dans les différents ouvrages de la partie amont de l'axe d'écoulement nord a été étudié de manière détaillée. Les piézomètres (Figure 43) et les périodes d'observation considérés sont indiqués dans le Tableau 9. Sont pris en compte :

- 15 ouvrages implantés par la DREAL et désormais suivis par le BRGM,
- 4 ouvrages équipés dans le cadre de la présente thèse.

Ouvrage	Pas de temps	Période	Source
Maar de Beaunit	bimensuel	25/05/87 - 25/12/99	BRGM
Maar de Beaunit	journalier	01/01/00 - 31/12/08	BRGM
P1	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P2	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P3	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P4	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P5	bimensuel	25/05/87 - 25/12/99	BRGM
P5	journalier	01/01/00 - 31/12/08	BRGM
P6	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P7	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P8	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P9	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P10	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P11	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P13	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
P14	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
Latia	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
N27	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
N06	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	BRGM
Suc de la louve	15 minutes	02/02/11 - 18/12/11	Rouquet
Piézomètre Moulet Marcenat	15 minutes	28/10/10 - 12/07/11	Rouquet
N27	15 minutes	18/02/10 - 11/07/11	Rouquet
Alaric	15 minutes	09/06/11 - 11/07/11	Rouquet

Tableau 9 : Données de piézométrie dans la partie amont du bassin versant

Les longues chroniques de niveau piézométrique enregistrées dans les piézomètres suivis par le BRGM permettent une étude de détail de la compartimentation hydrogéologique de l'aquifère.

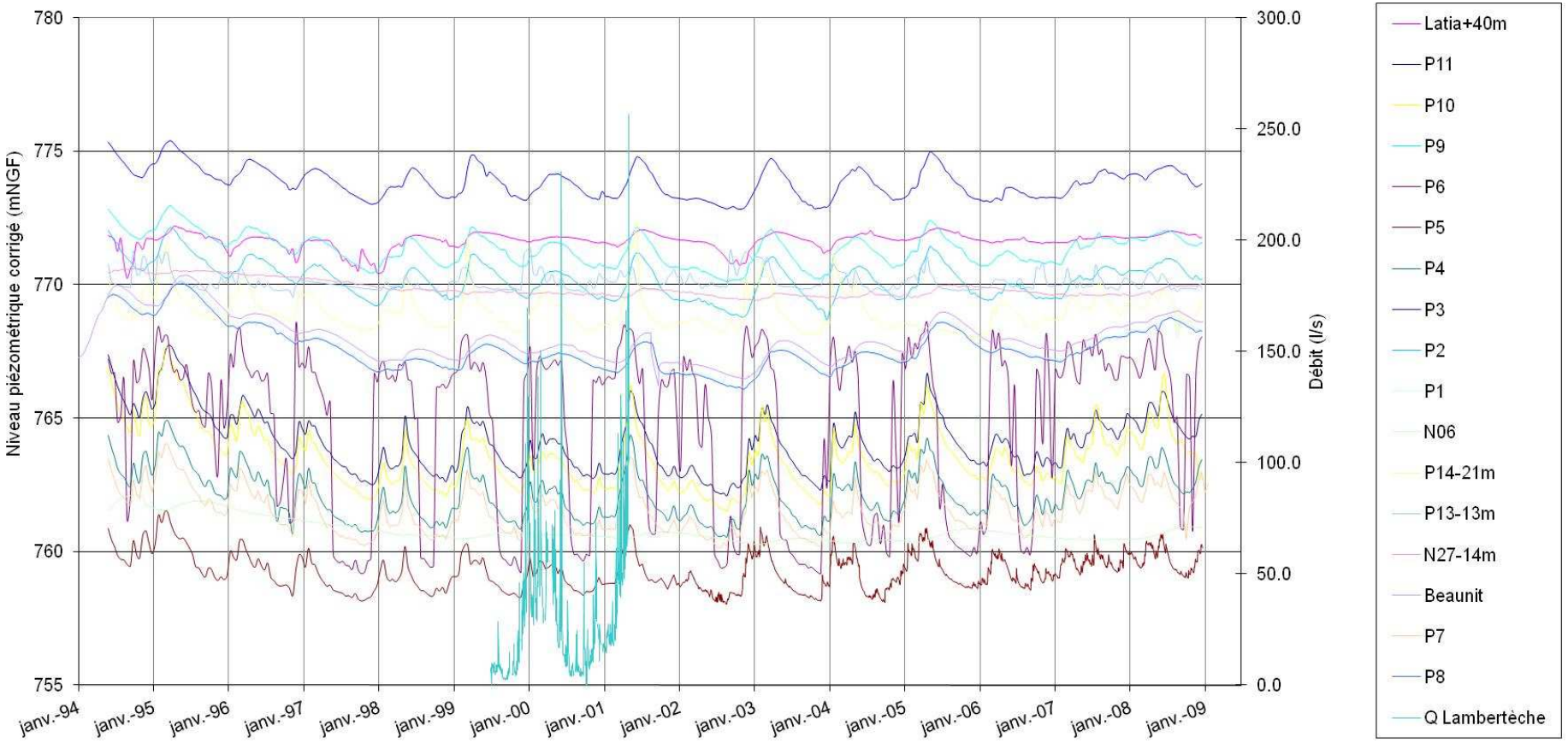


Figure 49 : Comparaison entre le niveau piézométrique aux forages de la DREAL corrigé (pour faciliter la lisibilité de la figure) et le débit du Lambertèche

L'étude graphique des chroniques piézométriques permet de différencier le comportement des signaux enregistrés :

- le forage P6, situé à proximité des bassins d'infiltration du Lambertèche, présente des variations piézométriques saisonnières d'une amplitude de 9 m et semble particulièrement influencé par l'infiltration des débits du Lambertèche ;
- les chroniques piézométriques aux forages P4, P5, P7, P10 et P11 sont également marquées par une influence des débits infiltrés dans les bassins d'infiltration du Lambertèche, le signal piézométrique étant néanmoins plus amorti qu'en P6. Les variations piézométriques saisonnières ont une amplitude moyenne sur l'ensemble de ces forages de l'ordre de 3 à 6 m. L'amplitude moyenne de ces variations varie de manière décroissante lorsqu'on s'éloigne de la zone d'infiltration (Tableau 10). Le signal est marqué par un amortissement croissant dans les forages selon l'ordre suivant : P10>P4>P11>P7>P5 ;

Piézomètre	Amplitude de variation de la piézométrie (m)	Distance des bassins du Lambertèche (m)
P4	4.36	390
P5	3.47	550
P7	3.94	780
P10	6.15	370
P11	5.6	540

Tableau 10 : Amplitude moyenne de variation de la piézométrie enregistrée dans différents ouvrages de l'amont de l'axe nord

- les chroniques piézométriques aux forages P2, P3 et P9 sont caractérisées par un signal plus amorti que pour les forages précédemment cités. Leurs maxima sont décalés dans le temps par rapport à ces-derniers d'environ 2 à 3 mois. Ce décalage semble traduire l'effet du transfert hydraulique à travers coulées et matériaux pyroclastiques du paléotalweg d'orientation SW-NE ;
- les chroniques piézométriques des forages Beaunit, P1 et P8 sont marquées par un comportement proche du groupe précédemment décrit mais avec un signal piézométrique plus amorti. En effet, les variations piézométriques saisonnières dans ces forages sont de l'ordre de 1 m alors qu'elles sont de l'ordre de 1,8 m pour les forages P2, P3 et P9. L'amortissement du signal semble décroitre selon l'ordre suivant : P1>P8>Beaunit. Ces forages semblent être influencés par l'effet d'emmagasinement du maar de Beaunit ;
- les forages P13 et P14 sont situés respectivement à 10 et 65 m du cours du Lambertèche, en amont des bassins d'infiltration. La piézométrie au droit du forage P14 est marquée par

des variations saisonnières d'amplitude moyenne de l'ordre de 4 m, variations importantes liées à l'influence du Lambertèche. La piézométrie au forage P13 est marquée par une variabilité temporelle importante mais les variations sont d'amplitude plus faible (de l'ordre de 1,3 m) ;

- le signal piézométrique au forage du Bois Latia, situé 1500 m en aval des bassins d'infiltration du Lambertèche, est particulièrement amorti. Les variations piézométriques saisonnières ont une amplitude moyenne d'environ 1,2 m. Le décalage temporel des maxima de niveau piézométrique par rapport à ceux observés en P6 est de l'ordre de 2 mois ;
- les forages N27 et N06 interceptent la nappe dans l'axe d'écoulement sud, le forage N06 étant situé à environ 950 m en aval du forage N27. Le signal piézométrique est plus amorti que pour les forages de l'axe nord. Les variations saisonnières ont une amplitude de l'ordre de 40 cm pour le forage N27 et de l'ordre de 50 cm pour le forage N06. Le décalage temporel entre les maximums observés en N27 et N06 est de l'ordre de 1 mois, pour une distance entre les deux ouvrages d'environ 950 m.

Les chroniques piézométriques hebdomadaires des ouvrages suivis par le BRGM ont fait l'objet d'un traitement du signal sur la période allant du 25/05/1994 au 24/12/2008, à l'aide du logiciel Tempo (BRGM).

Dans un premier temps, l'autocorrélogramme du signal piézométrique a été calculé pour chaque chronique (Figure 50). L'autocorrélogramme permet notamment d'évaluer l'effet mémoire du signal piézométrique enregistré au droit de chaque ouvrage. L'effet mémoire caractérise l'inertie du signal, c'est à dire la vitesse de décroissance de l'autocorrélation.

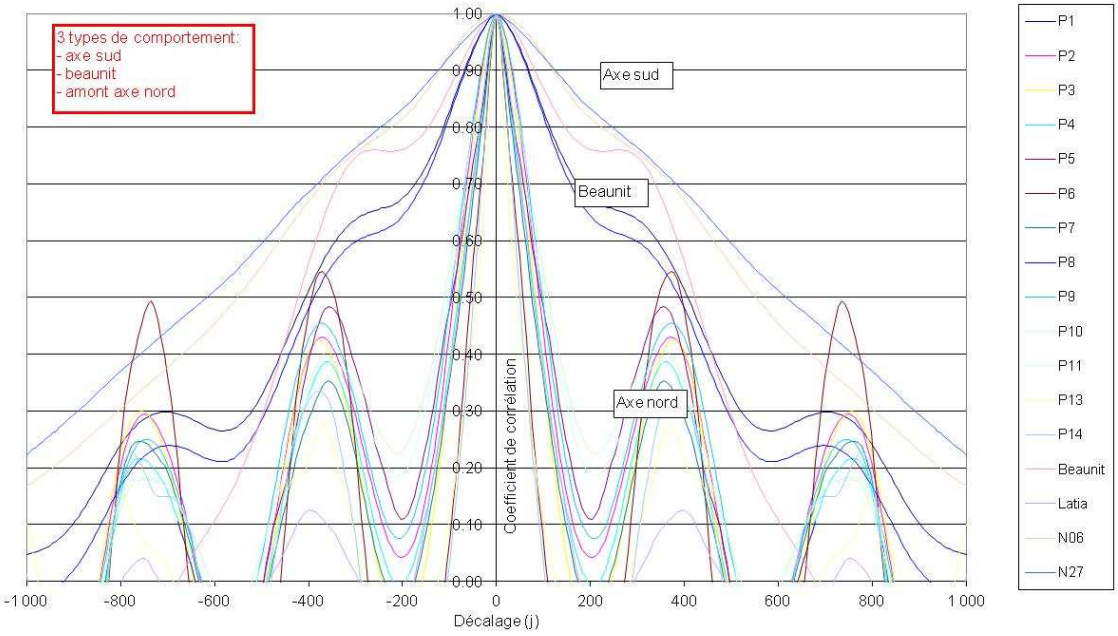


Figure 50 : Autocorrélogrammes calculés pour les signaux piézométriques des ouvrages suivis par le BRGM

On distingue, grâce au calcul des autocorrélogrammes, 3 comportements différents :

- les piézomètres de l'axe sud, N27 et N06, caractérisés par un effet mémoire important lié à la présence d'une zone non saturée de forte épaisseur, notamment au droit des cônes de scorie (Puy de Louchadière, Ténuzet, Jumes) ;
- les piézomètres P1, P8 et Beaunit, caractérisés par un effet mémoire intermédiaire, influencé par la présence du maar de Beaunit ;
- les piézomètres de l'amont de l'axe nord influencés par l'infiltration du Lambertèche, ayant un effet mémoire plus faible, qui dépend de la distance séparant le piézomètre des bassins d'infiltration du Lambertèche. En effet, plus on s'éloigne des bassins d'infiltration du Lambertèche, plus l'effet mémoire du signal piézométrique augmente (Figure 51).

Les analyses chimiques réalisées par Joux (2002) montrent que le forage P1 capte une eau qui n'a pas un faciès réducteur et qui semble influencée par les flux de nitrates circulant dans l'axe nord. Ce forage ne capte pas une zone aquifère confinée pourtant le traitement du signal et la carte piézométrique montre qu'il est fortement influencé par le maar de Beaunit (Figure 50).

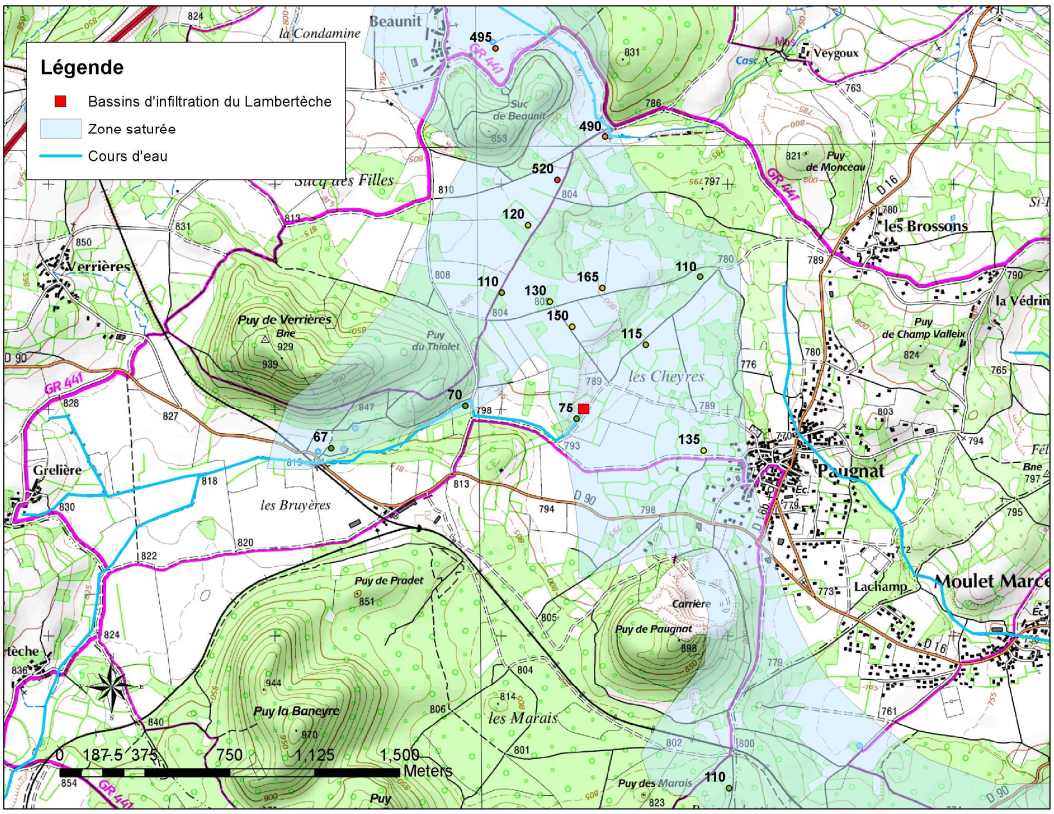


Figure 51 : Effet mémoire (caractérisé par le décalage temporel associé à un coefficient d'autocorrélation égal à 0,3) pour les piézomètres de l'amont de l'axe nord

Les corrélogrammes croisés entre le signal de précipitations et le signal piézométrique hebdomadaire ont également été calculés. Le décalage temporel et les coefficients de corrélation associés aux pics de corrélation sont présentés dans le Tableau 11. Les coefficients de corrélation sont faibles (inférieurs à 0,2 sauf pour P1 et P6) et ne permettent pas une interprétation pertinente des résultats. Néanmoins le décalage temporel associé au pic de corrélation le plus important pour chaque piézomètre est compris entre 200 et 400 jours et semble plus associé à un effet saisonnier qu'à un temps de transfert entre la pluie et le niveau piézométrique.

Piézomètre	Pas de temps	Décalage (j) pour C=0.2	Décalage (j) pour C=0.3	Décalage pic de corrélation Pluie-Niveau piézométrique (j)	Coefficient de corrélation Pluie-Niveau piézométrique	Décalage pic de corrélation Débit Ambène-Niveau piézométrique (j)	Coefficient corrélation Débit Ambène-Niveau piézométrique
P1	hebdomadaire	830	520	378	0.42	161	0.36
P2	hebdomadaire	140	120	294	0.14	126	0.6
P3	hebdomadaire	123	110	287	0.14	119	0.63
P4	hebdomadaire	130	115	231	0.145	35	0.6
P5	hebdomadaire	161	135	14/168/245	0.1/0.15/0.15		
P6	hebdomadaire	85	75	217	0.21	14	0.7
P7	hebdomadaire	127	110	14/210	0.1/0.15	21	0.63
P8	hebdomadaire	774	490	336	0.07	154	0.37
P9	hebdomadaire	150	130	280	0.135	112	0.58
P10	hebdomadaire	189	150	21/266	0.08/0.105	70	0.55
P11	hebdomadaire	455	165	28/259	0.03/0.12	98	0.52
P13	hebdomadaire	84	70	7/168	0.15/0.17	0	0.65
P14	hebdomadaire	80	67	35/217	0.05/0.16	35	0.69
N06	hebdomadaire	845	805	448	0.03	238	0.33
N27	hebdomadaire	1040	890	392	0.01	196	0.3
Beaunit	hebdomadaire	540	495	252	0.14		
Bois Latia	hebdomadaire	130	110	294	0.15	140	0.5

Tableau 11 : Effet mémoire déduit des autocorrélogrammes (décalage temporel pour des coefficients de corrélation de 0,2 et 0,3) – corrélation déduites des corrélogrammes croisés Pluie-Niveau piézométrique et Débit de l'Ambène-Niveau piézométrique

Dans l'objectif d'évaluer le temps de transfert entre la pluie efficace et la nappe, le corrélogramme croisé entre le débit de l'Ambène (dont le bassin versant a un temps de concentration de l'ordre de la journée) et le signal piézométrique a été calculé pour chaque point d'observation (Tableau 11 et Figure 52). On remarque que plus on s'éloigne des bassins d'infiltration du Lambertèche et plus le décalage temporel associé au pic de corrélation (paramètre associable au temps de transfert entre la pluie efficace et le niveau piézométrique) est important. Les chroniques considérées ayant un pas de temps d'enregistrement hebdomadaire, le décalage temporel est donné avec une précision de 7 jours.

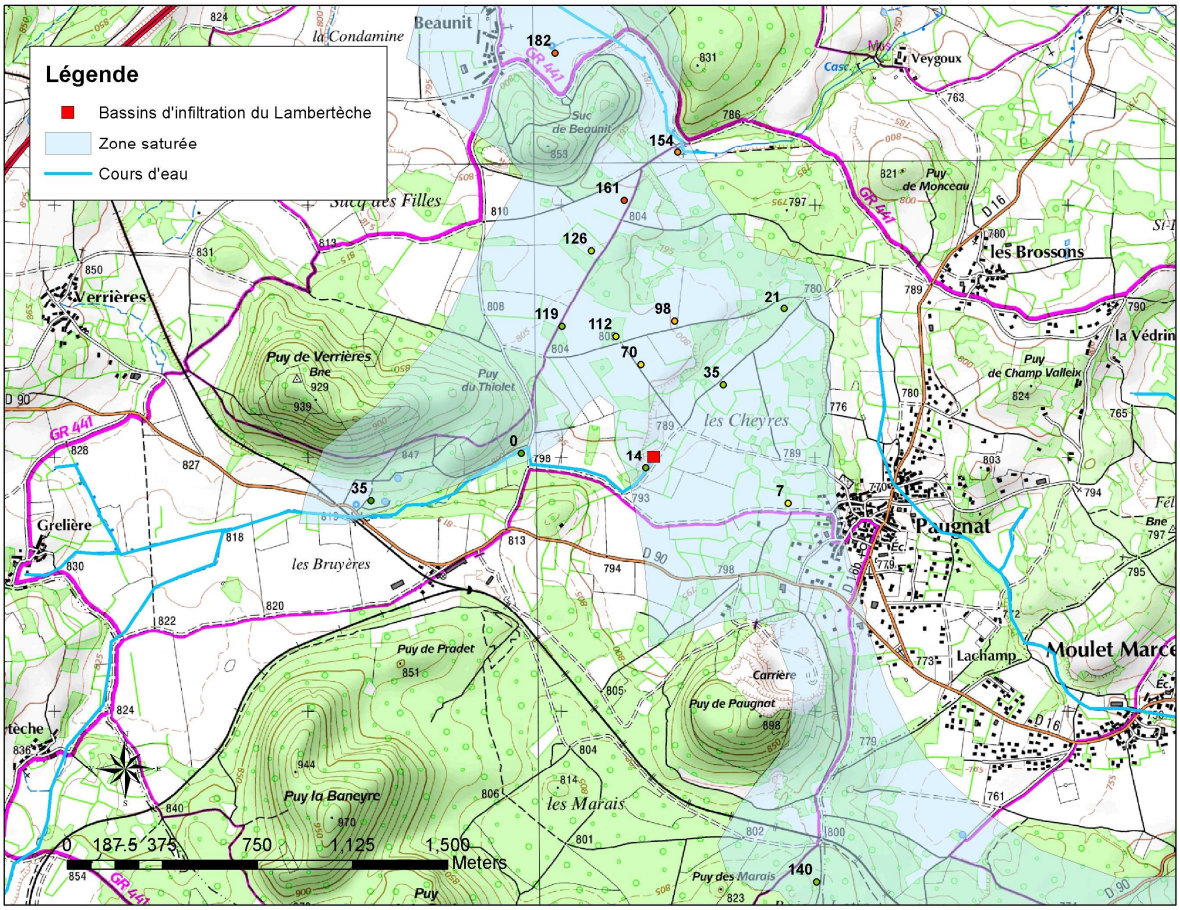


Figure 52 : Décalage temporel du maximum de corrélation entre le débit de l'Ambène et le niveau piézométrique (en jours)

Le calcul des périodogrammes permet de mettre en évidence un pic de périodicité proche de la périodicité annuelle bien marqué sur les chroniques des piézomètres P6, P13 et P14, situés à proximité du Lambertèche.

2.4.3.4 Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique dans la partie amont de l'axe nord

Les écoulements souterrains dans la partie amont de l'axe nord sont directement influencés par :

- l'infiltration du Lambertèche, le long du cours d'eau et au niveau des bassins d'infiltration,
- la morphologie du substratum granitique,
- la structure géologique du secteur, formée de coulées volcanique, dépôts phréatomagmatiques et alluvions / colluvions, qui compartimente l'aquifère et conditionne les paramètres hydrodynamiques.

L'étude détaillé de la structure géologique et du fonctionnement hydrodynamique de la partie amont de l'axe nord ont permis de dresser un modèle conceptuel de fonctionnement

hydrogéologique du secteur (Figure 53). Ce modèle conceptuel peut être décrit de la façon suivante.

Les piézomètres P13 et P14 sont situés sur le paléoversant sud-est du paleotalweg passant à l'aplomb du Puy de Verrières. Ce paleotalweg est limité au sud-est du piézomètre P13 par une paléocrête et au nord-est par des points hauts du socle affleurant. Au sein de ce paleotalweg, les écoulements souterrains sont de direction nord-est. Le piézomètre P13 est situé à moins de 10 m du Lambertèche, il est donc particulièrement influencé par ce-dernier. Le temps de transfert entre la pluie efficace et la piézométrie observée y est très faible. Cependant le niveau piézométrique au droit de ce forage est situé à environ 18 m sous le lit du cours d'eau. Deux hypothèses de fonctionnement sont envisageable : soit les flux d'eau infiltrés depuis le cours d'eau au droit du piézomètre P13 sont faibles au regard de la perméabilité des terrains, soit les matériaux dans lesquels circule l'eau durant son infiltration sont peu perméables. La coupe géologique du forage P13 montre que celui-ci traverse 7 m de scories puis des dépôts phréatomagmatiques moins perméables. La présence de tels matériaux tend à confirmer la deuxième hypothèse sans pour autant infirmer totalement que les flux d'eau infiltrés soient faibles. Le piézomètre P14, situé à environ 65 m du Lambertèche, est également caractérisé par un temps de transfert rapide entre la pluie efficace et la piézométrie.

Les piézomètres P2, P3 et P9 sont caractérisés par des temps de transfert entre la pluie efficace et la piézométrie, évalués respectivement à 110 et 130 jours, plus long que les piézomètres P13 et P14. En amont du forage P3 le gradient piézométrique est plus élevé. Ce phénomène peut être expliqué par la structure géologique locale. En effet, la coulée du Puy Gonnard, intercepté par le forage P3, a barré le passage du Lambertèche qui s'écoulait dans le paléotalweg. Celui-ci a donc déposé des alluvions moins perméables contre les coulées. Les vitesses de transfert dans ces matériaux sont donc plus faibles en amont du piézomètre P3, ce qui explique des temps de transferts entre la pluie efficace et la piézométrie plus longs pour les piézomètres P2, P3 et P9.

Les forages P10 et P11 sont implantés dans une zone où plusieurs coulées volcaniques sont empilées. Les temps de transfert entre la pluie efficace et la piézométrie de ces ouvrages sont différents des piézomètres P2, P3 et P9. En effet une discontinuité hydrogéologique, située dans le prolongement de la crête granitique affleurante, sépare les piézomètres P10 et P11 des piézomètres P2, P3 et P9. De plus, le signal piézométrique enregistré au niveau des ouvrages P10 et P11 est marqué par des variations de haute fréquence plus importantes qu'au niveau des ouvrages P3 et P9.

Les piézomètres P1 et P8 captent la nappe contenue dans les dépôts phréatomagmatiques émis par le maar de Beaunit. Les temps de transfert entre la pluie efficace et la piézométrie de ces ouvrages est relativement long. Un tel phénomène peut être lié à la faible perméabilité des dépôts pyroclastiques.

Les forages P4, P5, P6 et P7 sont implantés dans la coulée du Puy de Paugnat et captent la nappe contenue dans ses scories basales. Par ailleurs, ces ouvrages sont situés à proximité des bassins d'infiltration du Lambertèche. L'eau infiltrée atteint rapidement l'aquifère des scories de base de la coulée du Puy de Paugnat. Le temps de transfert entre la pluie efficace et la piézométrie de ces ouvrages, directement influencés par les flux d'eau infiltrés au droit des bassins, est de quelques dizaines de jours.

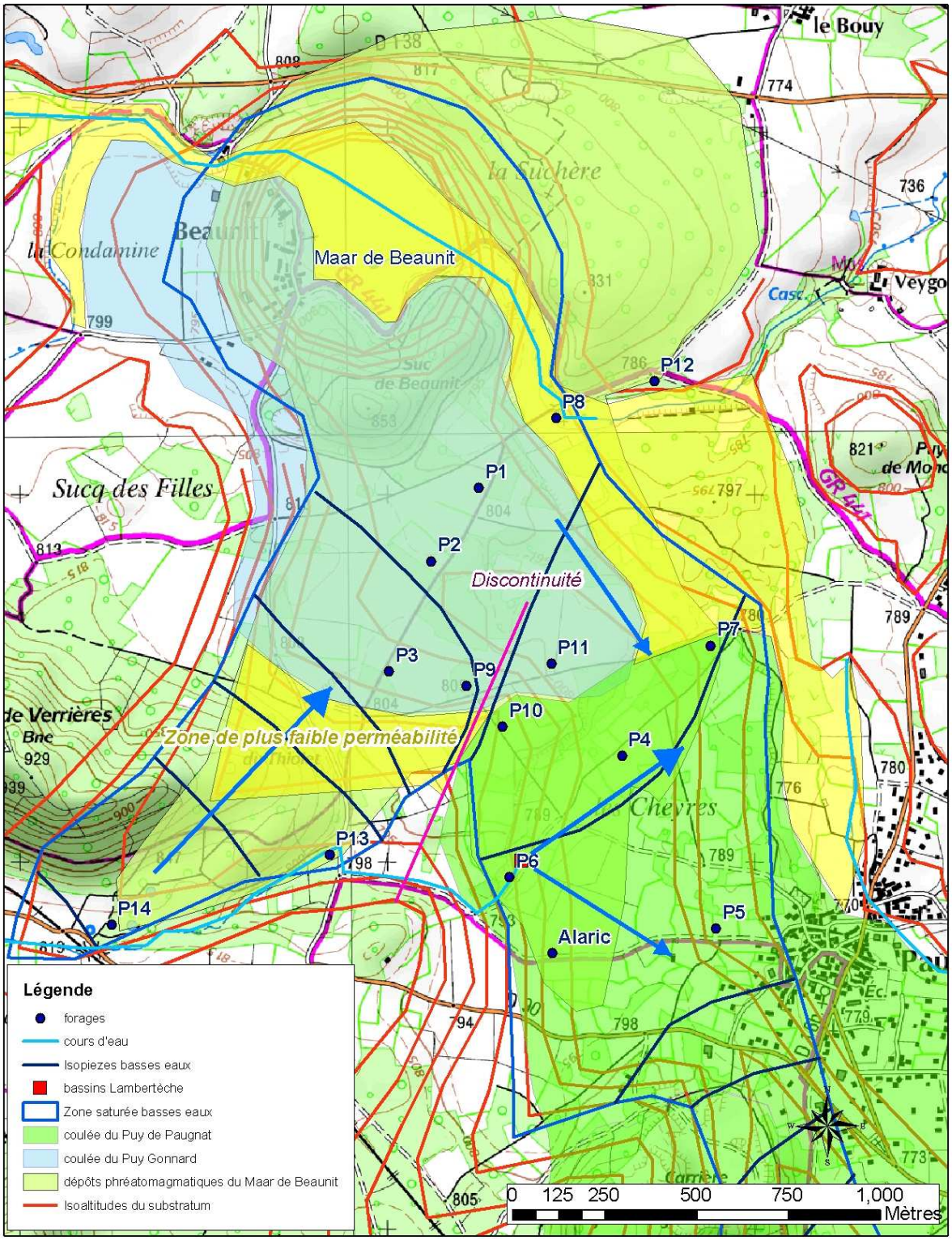


Figure 53 : Modèle conceptuel de fonctionnement de la partie amont de l'axe nord

2.4.4 Fonctionnement de la galerie du goulet

La galerie du Goulet, exploitée par le SMUERR (Syndicat Mixte des Utilisateurs d'Eau de la Région Riomoise), est située au niveau de la partie la plus étroite de la paléovallée principale de Volvic. La chambre de captage est située en amont des forages du Goulet, à 700 m à l'ouest de l'entrée de la galerie.

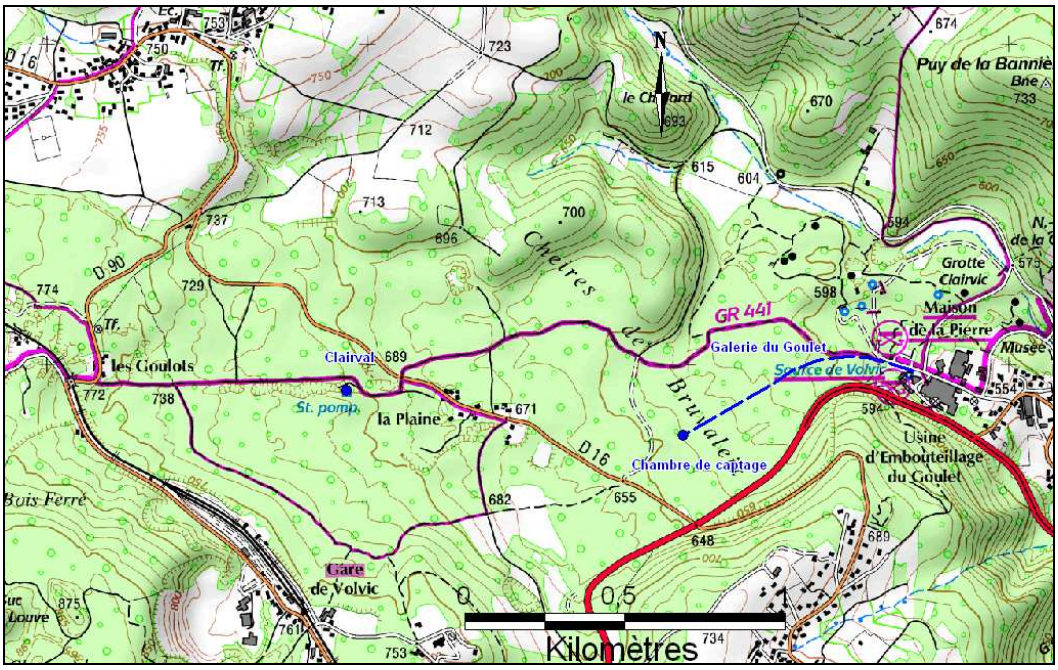


Figure 54 : Localisation de la galerie du Goulet et du forage Clairval

L'étude du signal de débit mesuré au niveau de la galerie du Goulet permet de mettre en évidence les phénomènes influençant le débit mesuré, notamment les effets liés au dispositif de mesure, mais également les processus de transfert de pression et d'interférence jouant un rôle dans la variabilité du signal. Ont notamment été étudiés dans le cadre de la présente étude l'influence des précipitations et des pompages au niveau du forage de Clairval, situé à 1060m en amont de la chambre de captage (Figure 54), et des forages du Goulet, situés en aval de la chambre de captage.

2.4.4.1 Description des données brutes de débit de la galerie

Les données de débit de la galerie du Goulet proviennent d'un débitmètre enregistreur, placé à 70 m de l'entrée de la galerie, sur la conduite principale reliant la chambre de captage au réservoir de stockage. Les données de débits sont enregistrées au pas de temps 15 minutes. La SAUR nous a fait part de la possible influence du réservoir de stockage sur la mise en charge de la conduite où le débit est mesuré, d'où la possibilité de valeurs de débit mesurés erronées.

Les débits moyens journaliers ont été calculés à partir des données brutes au pas de temps 15 minutes. Les données brutes montrent des variations importantes du débit mesuré enregistré (Figure 55), à savoir :

- une période initiale (jusqu'au 04/07/08) où les débits mesurés sont inférieurs à 650 l/s,
- plusieurs périodes brèves (souvent journalières) de chute du débit enregistré, l'amplitude de ces chutes de débit variant de 20 à 200 m^3/h,
- plusieurs périodes prolongées de chute du débit enregistré (du 16/03/09 au 20/06/09, du 30/06/09 au 01/08/09 et du 02/02/10 au 14/02/10). Notons que durant ces périodes, le débit diminue progressivement durant 4 à 5 jours, puis remonte progressivement durant 4 à 5 jours.

Les périodes de chute de débit pourraient être liées à la mise en charge de la conduite par la fermeture du réservoir de stockage en aval de la conduite.

Notons que le débit journalier semble avoir diminué progressivement de 700 m^3/h en juillet 2008 à 650 m^3/h en janvier 2010 (Figure 55).

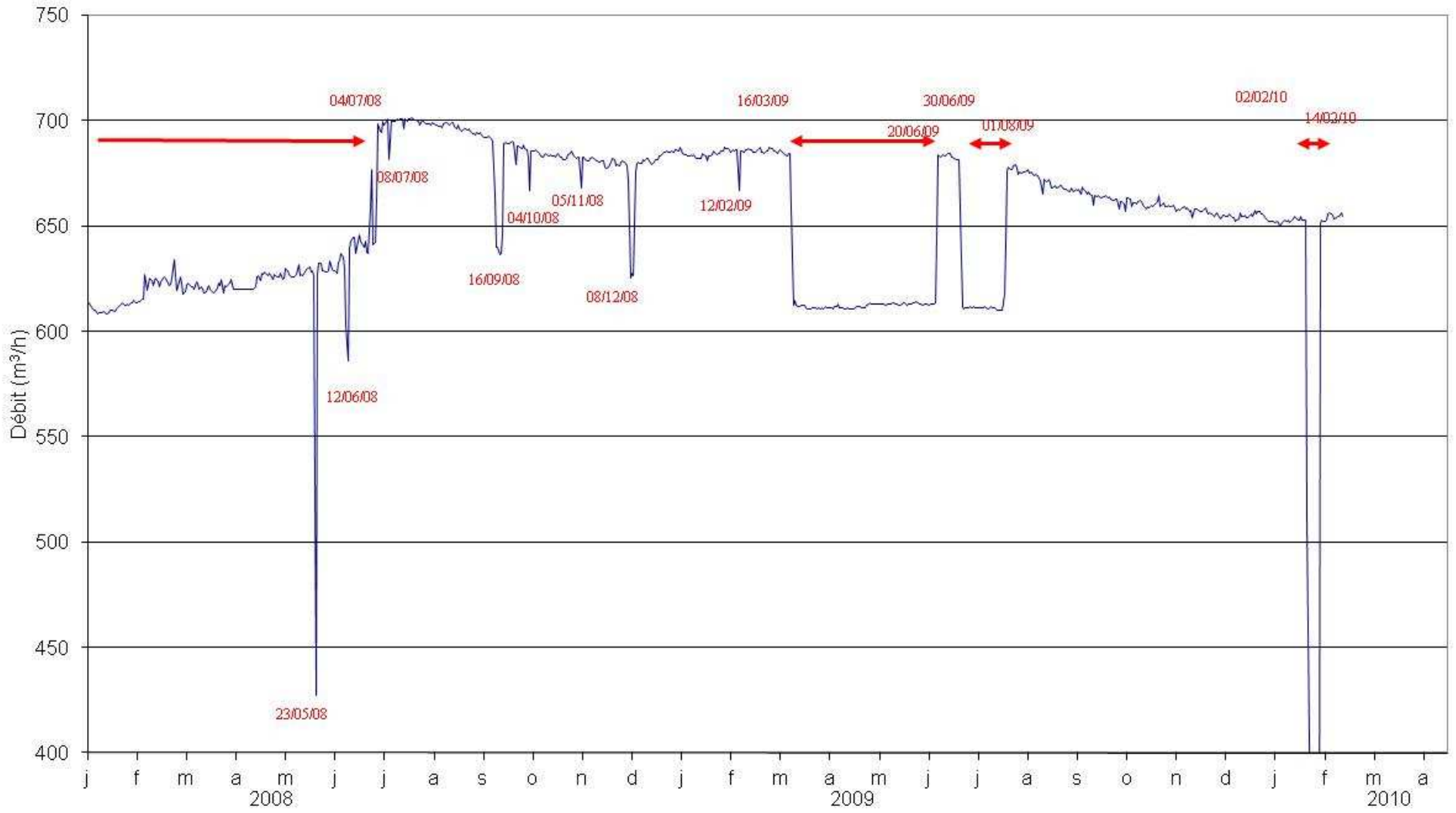


Figure 55 : Débit moyen journalier calculé à partir des données brutes du débitmètre enregistreur de la galerie du Goulet

2.4.4.2 Etude du signal de débit enregistré à la galerie

Les données de débit mesurées et enregistrées au pas de temps 15 minutes présentées pour chaque année de 2008 à 2010 montrent :

- des variations journalières de débit d'amplitude 5 à 12 m^3/h,
- des pics de chute de débit de fréquence journalière ou pluri journalière et d'amplitude variant de 10 à 40 m^3/h.

Les moyennes mobiles calculées sur 24 h à partir des données de débit brutes présentées sur la Figure 56 montrent des variations de fréquence hebdomadaire.

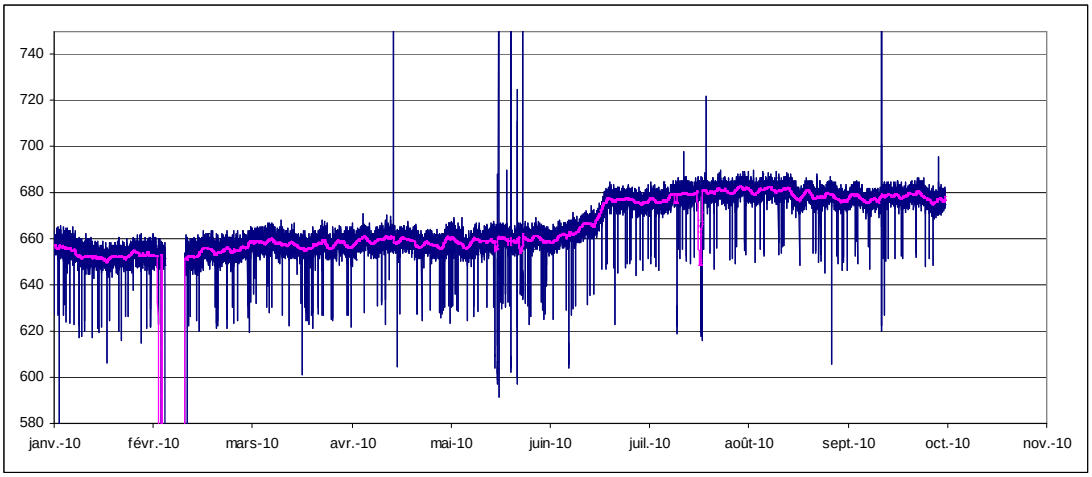


Figure 56 : Données de débit en m^3/h mesurés au pas de temps 15 minutes par le débitmètre enregistreur de la galerie du Goulet. En rose : moyenne mobile sur 24 h pour l'année 2010

On peut s'interroger sur l'importante hausse de débit mesuré de début juillet 2008 (Figure 55) : le débit passe de 642 m^3/h le 29/06/08 à 698 m^3/h le 05/07/08. Afin d'identifier un éventuel événement hydrologique important à l'échelle du bassin versant, le débit mesuré dans la galerie peut être comparé au signal de précipitations ainsi qu'au débit de l'Ambène observé et simulé par le modèle MODSUR (voir chapitre V) (Figure 57).

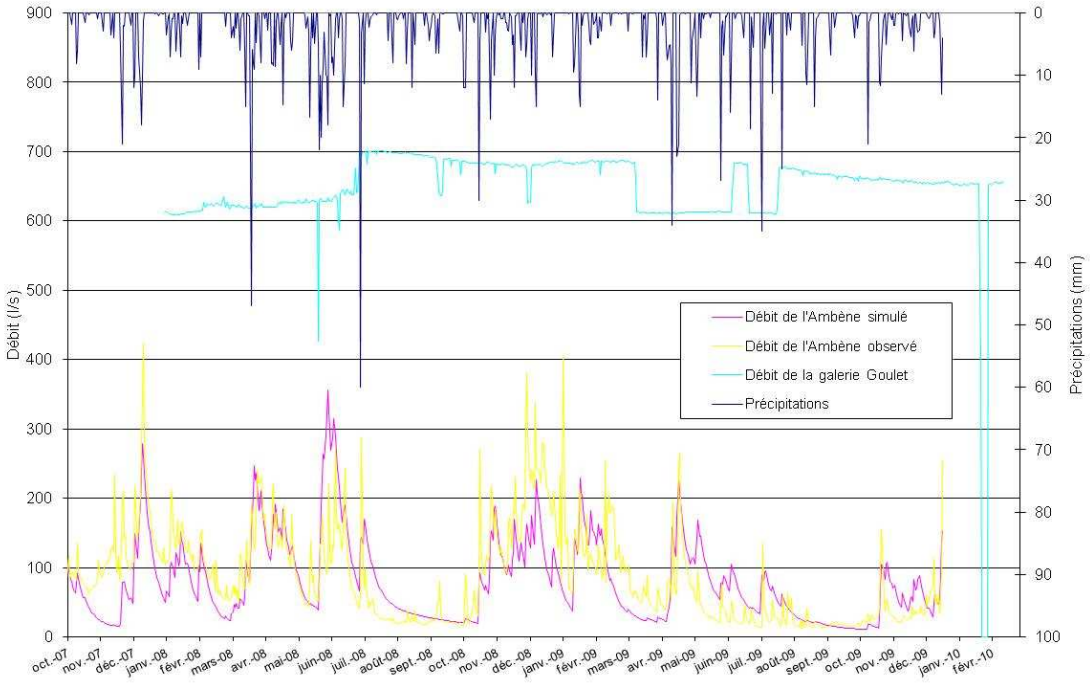


Figure 57 : Comparaison de la chronique de débits mesurés à la galerie avec les débits observés et simulés (voir chapitre V) de l'Ambène et la chronique de précipitations

Les débits de l'Ambène observés montrent deux périodes d'augmentation du débit du 20/03/08 au 03/05/08 et du 23/05/08 au 11/07/08, périodes pendant lesquelles le débit de l'Ambène atteint 200 l/s. Puis il s'ensuit une période d'étiage jusqu'au 20/10/08. Le régime de l'Ambène semble être affecté par une alternance régulière de périodes de crue et d'étiage, et ne montre pas de hausse très significative et prolongée du débit avant l'augmentation du débit dans la galerie datée du 02/07/08. Le signal de précipitation présente des pics de pluviométrie de 40 à 60 mm avant la date d'augmentation du débit de la galerie mais on peut penser qu'aucun événement pluviométrique d'ordre majeur ne puisse expliquer une telle variation brutale du débit de la galerie. La variation brutale du 02/07/08 du débit mesuré dans la galerie semble donc due au dispositif de mesure et non à un événement hydrologique majeur.

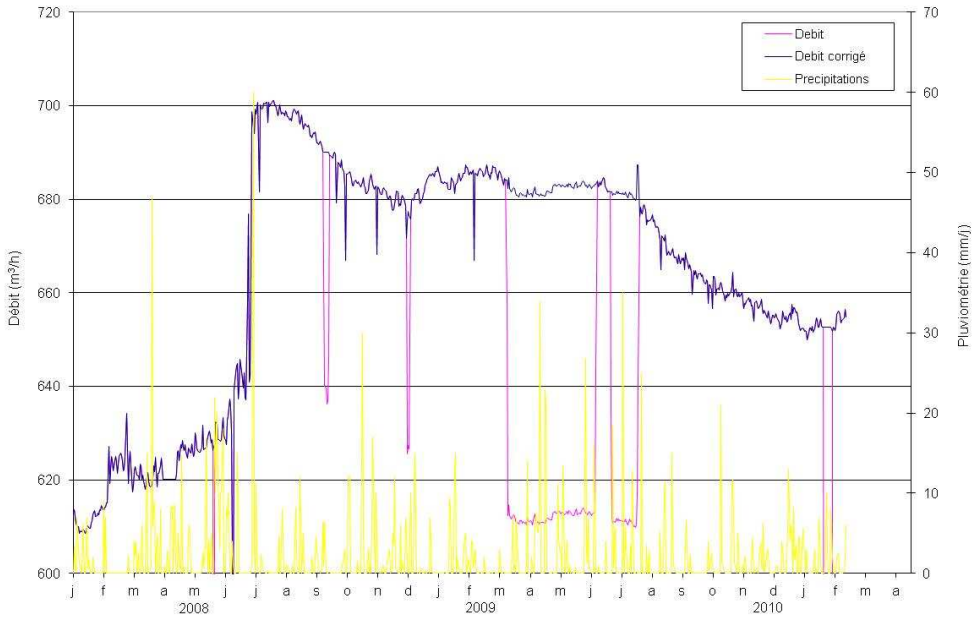


Figure 58 : Débit journaliers calculé à partir des données brutes (en rose), corrigées (en bleu) et pluviométrie journalière mesurée à la station de Volvic (en jaune)

Les débits journaliers présentés sur la Figure 58 ont été corrigés en augmentant la valeur du niveau de base du signal dans les périodes de chute du débit enregistré mais en conservant la variabilité enregistrée. Notons qu'à l'échelle de la Figure 58, mis à part l'événement du 02/07/08, les fortes pluies n'entraînent pas d'augmentation marquée du débit mesuré à la galerie. Après la hausse de débit du 02/07/08, le débit corrigé reste important pendant plusieurs mois et décroit ensuite lentement jusqu'à aujourd'hui.

Le signal de débit de la galerie a été traité en utilisant le logiciel Tempo (BRGM), ce qui a permis de mettre en évidence des phénomènes périodique sur le signal mesuré, de période infra journalière, journalière et pluri journalière (voir Annexe 15).

Des techniques de traitement du signal ont également été mises en œuvre pour étudier la corrélation entre le signal de pluie journalière et le débit journalier corrigé. Cependant, le coefficient de corrélation entre les deux signaux ne dépasse pas 0.1. Le corrélogramme ne peut donc pas être interprété de manière pertinente.

2.4.4.3 Etude des interférences entre les forages d'exploitation et la galerie du Goulet

Des techniques de traitement du signal ont été mises en œuvre pour mettre en évidence des phénomènes corrélés entre le débit pompé à Clairval et le débit journalier brut de la galerie du Goulet (voir Annexe 16). Le corrélogramme croisé entre les deux signaux montre une anticorrélation maximale pour un décalage temporel de 4 jours (lorsque le forage de Clairval est en pompage, une réduction de débit à la galerie du Goulet serait mise en évidence), avec un

coefficient de corrélation égal à -0.184. Ce corrélogramme montre également que le débit pompé au niveau du forage de Clairval aurait une incidence sur le débit mesuré à la galerie du Goulet sur une durée d'environ 10 jours. Il est important de noter qu'avec un coefficient de corrélation aussi faible en valeur absolu, l'interprétation des résultats est très limitée.

Afin de quantifier l'impact du forage Clairval sur la galerie du Goulet, une étude graphique de l'impact des augmentations du débit pompé à Clairval a été réalisée (voir Annexe 16). Pour des variations de débit pompé à Clairval comprises entre 38 et 77 m^3/h, les variations de débit enregistrées dans la galerie du Goulet sont comprises entre 0,3 et 1,4 l/s.

Une seconde méthode de quantification de l'impact du pompage à Clairval sur le débit de la galerie a été mise en œuvre en utilisant la méthode de la réponse impulsionnelle (voir Annexe 16). Les résultats montrent que pour 100 m^3/h pompés à Clairval, la réduction de débit attendue à la galerie est de 0,39 l/s.

Enfin, les signaux de débits pompés aux différents forages d'exploitation de la Société des Eaux de Volvic et de débit enregistré à la galerie du Goulet ont été traités afin de mettre en évidence des phénomènes d'interférence (voir Annexe 16). Cependant, le régime de fonctionnement de l'ensemble des forages d'exploitation est très proche (le signal est marqué par une périodicité hebdomadaire sur l'ensemble des ouvrages). Il est difficile de mettre en évidence, de manière indépendante, l'impact du pompage au droit de chaque forage sur le débit de la galerie du Goulet.

L'étude du fonctionnement hydrodynamique au niveau de la galerie du Goulet a permis de mettre en évidence des phénomènes d'interférence entre le pompage des forages d'eau minérale et la galerie du Goulet. L'impact de ces pompages sur le débit de la galerie est très faible. Cependant, le synchronisme du pompage dans ces ouvrages ne permet pas de réaliser une analyse fine de l'influence propre à chaque ouvrage sur son environnement hydrogéologique.

2.4.5 Fonctionnement hydrodynamique dans le secteur du Goulet

2.4.5.1 Fonctionnement hydrogéologique et structure géologique au Goulet

Sur la base de la coupe géologique du secteur du Goulet (voir chapitre I), un schéma structural a été dressé (Figure 59).

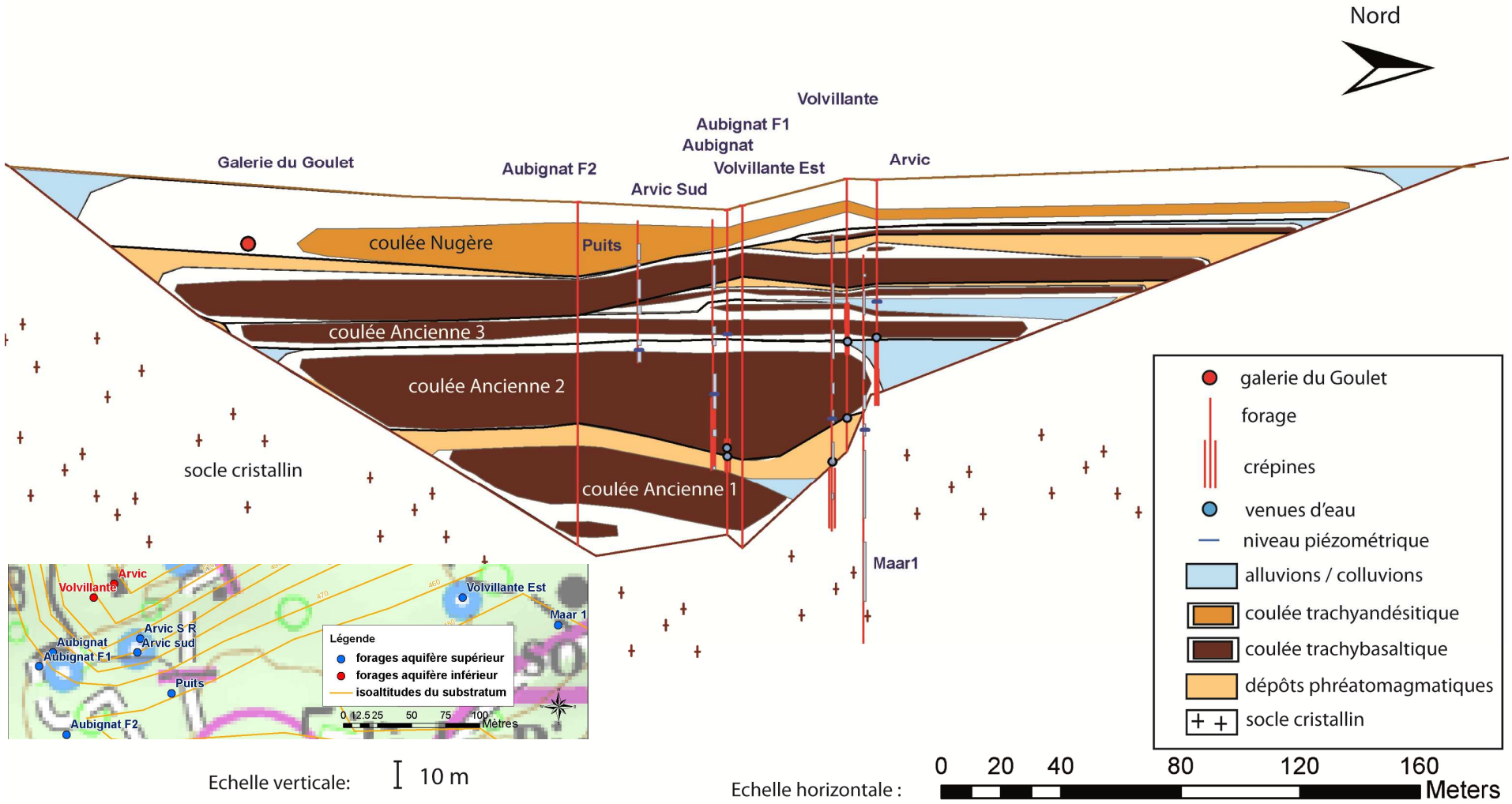


Figure 59 : Schéma de fonctionnement hydrogéologique de la zone du Goulet

La piézométrie observée au droit des différents ouvrages du Goulet est détaillée dans le Tableau 12.

Forage	Date de foration	Aquifère capté	Niveau piézométrique en fin de foration (m NGF)	Niveau piézométrique actuel maximum (m NGF)	Niveau piézométrique actuel minimum (m NGF)
Volvillante Est	2002	Scories de base de la coulée Ancienne 2	515	518	515
Maar 1	2002	Scories de base de la coulée Ancienne 2	511	Non exploité	Non exploité
Arvic Sud	1994	Scories de base de la coulée Ancienne 2	523	523	521
Aubignat	1989	Scories de base de la coulée Ancienne 2	541	531	519
Arvic	1968	Scories de base de la coulée Ancienne 3 et brèches latérales de la coulée Ancienne 2	553	546	546
Volvillante	1964	Scories de base de la coulée Ancienne 3	552	553	552

Tableau 12 : Piézométrie dans les forages du Goulet

Notons que le forage Volvillante, au cours de sa réalisation, a intercepté plusieurs aquifères captifs (Barbaud, 1983). Un premier niveau aquifère captif était rencontré à la base de coulée Ancienne 3. Lors du franchissement de celle-ci, le niveau piézométrique est remonté à 552 m NGF. Puis un nouvel aquifère a été rencontré à la base de la coulée Ancienne 2. Le niveau piézométrique s'est alors abaissé à 525 m NGF puis s'est rééquilibré à 552 m NGF (Barbaud, 1983).

Au niveau du goulet, deux niveaux aquifères captifs sont donc superposés, séparés par la partie massive d'une coulée particulièrement épaisse jouant le rôle d'un horizon imperméable (partie massive de la coulée Ancienne 2). L'extension des aquifères superposés dans le secteur du goulet a pu être définie sur la base du modèle géologique et des données de forage (Figure 60).

Notons que les niveaux piézométriques des forages d'exploitations du Goulet ont diminué, depuis les années 60, de 5 à 10 m. Cette diminution pourrait être liée à l'aménagement du cours d'eau du Viallard. L'imperméabilisation du lit du cours d'eau dans les années 1990 aurait en effet pu limiter les apports dans ce secteur, le Viallard s'infiltrant désormais plus en aval.

Les gradients piézométriques dans l'aquifère ont été calculés (Figure 60) :

- entre Clairval et la galerie du Goulet : 6,2% ;
- entre la galerie du Goulet et Aubignat : 6,95% ;
- entre la galerie du Goulet et Arvic Sud : 7,5% ;
- entre Aubignat et Arvic Sud : 13,6% ;
- entre Arvic Sud et Volvillante est : 2,8% ;

Le gradient élevé entre les forages Aubignat et Arvic Sud montre qu'il existerait une discontinuité hydrogéologique (un horizon de faible perméabilité) entre les deux ouvrages. De plus, la variabilité importante du niveau piézométrique dans le forage Aubignat au regard des autres forages confirme la moindre perméabilité de l'aquifère capté par cet ouvrage.

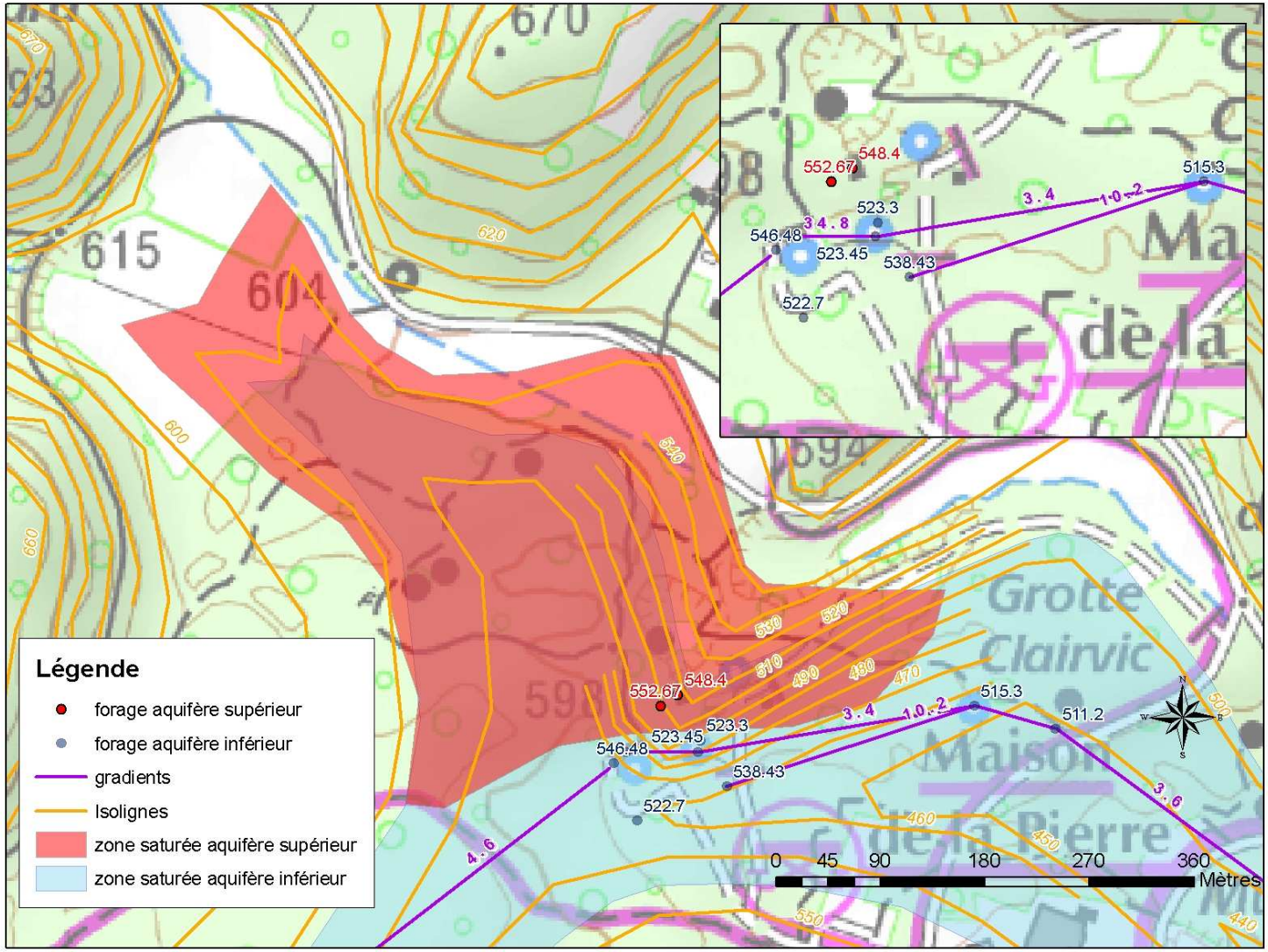


Figure 60 : Carte de l'extension des aquifères du secteur du Goulet et côte du toit de l'aquifère intercepté par les différents ouvrages

Au niveau de l'étroiture du goulet, l'aquifère inférieur est capté par les forages Arvic Sud et Aubignat dans les scories de base de la coulée Ancienne 2. Le toit de cet aquifère est observé à 518 m NGF dans le forage Arvic Sud et à 504 m NGF dans le forage Aubignat. D'après les variations du niveau piézométrique et le fort gradient observé entre Aubignat et Arvic Sud, il semblerait que le forage Aubignat soit implanté dans une zone moins perméable. La coulée Ancienne 2 se serait mise en place en pénétrant partiellement le vallon du Viallard. Des apports sédimentaires se sont ensuite mis en place contre la coulée, isolant ce niveau aquifère du niveau supérieur jusqu'à l'étroiture du Goulet. Par contre, plus en aval, entre les forages Arvic Sud et Volvillante Est, un seul horizon aquifère serait constitué par le mélange avec l'horizon supérieur décrit ci-après.

La coulée Ancienne 3, qui a recouvert la coulée Ancienne 2, pourrait avoir progressé davantage en direction du vallon du Viallard, d'où des apports sédimentaires moindres et une meilleure connexion entre les pertes du cours d'eau du Viallard et l'aquifère volcanique. Les formations de la coulées Ancienne 3 débordent peut être l'extension des coulées les plus récentes cartographiées. L'aquifère supérieur correspond aux scories de base de la coulée Ancienne 3 au droit de Volvillante et à des scories de la base de la coulée Ancienne 3 et du bord de la coulée Ancienne 2, en contact avec le substratum, au droit d'Arvic. Le toit de cet aquifère est observé à 553 m NGF dans le forage Volvillante et à 548 m NGF dans le forage Arvic. Au niveau de ce même forage il semblerait que l'aquifère supérieur soit influencé par le sous bassin du Viallard.

Dans la partie aval du Goulet (au droit des forages Volvillante Est et Maar 1), il y aurait une seule nappe captive localisée dans les scories de base de la coulée Ancienne 2. Le toit de cet aquifère est observé à 486 m NGF dans le forage Maar 1 et à 500 m NGF dans le forage Volvillante Est.

2.4.5.2 Traitement du signal piézométrique

Les données de niveaux piézométriques dans les forages d'exploitation de la Société des Eaux de Volvic sont disponibles au pas de temps journalier depuis 2002 (Figure 61). Le signal piézométrique pour les forages Volvillante Est et Arvic Sud est marqué par des variations saisonnières de l'ordre du mètre. Le signal piézométrique au forage Arvic semble particulièrement stable (variations de quelques dizaines de centimètres). Le niveau piézométrique dans le forage Aubignat varie de manière beaucoup plus importante. Les variations de fréquence hebdomadaire y ont une amplitude de 8 à 10 m (Figure 61).

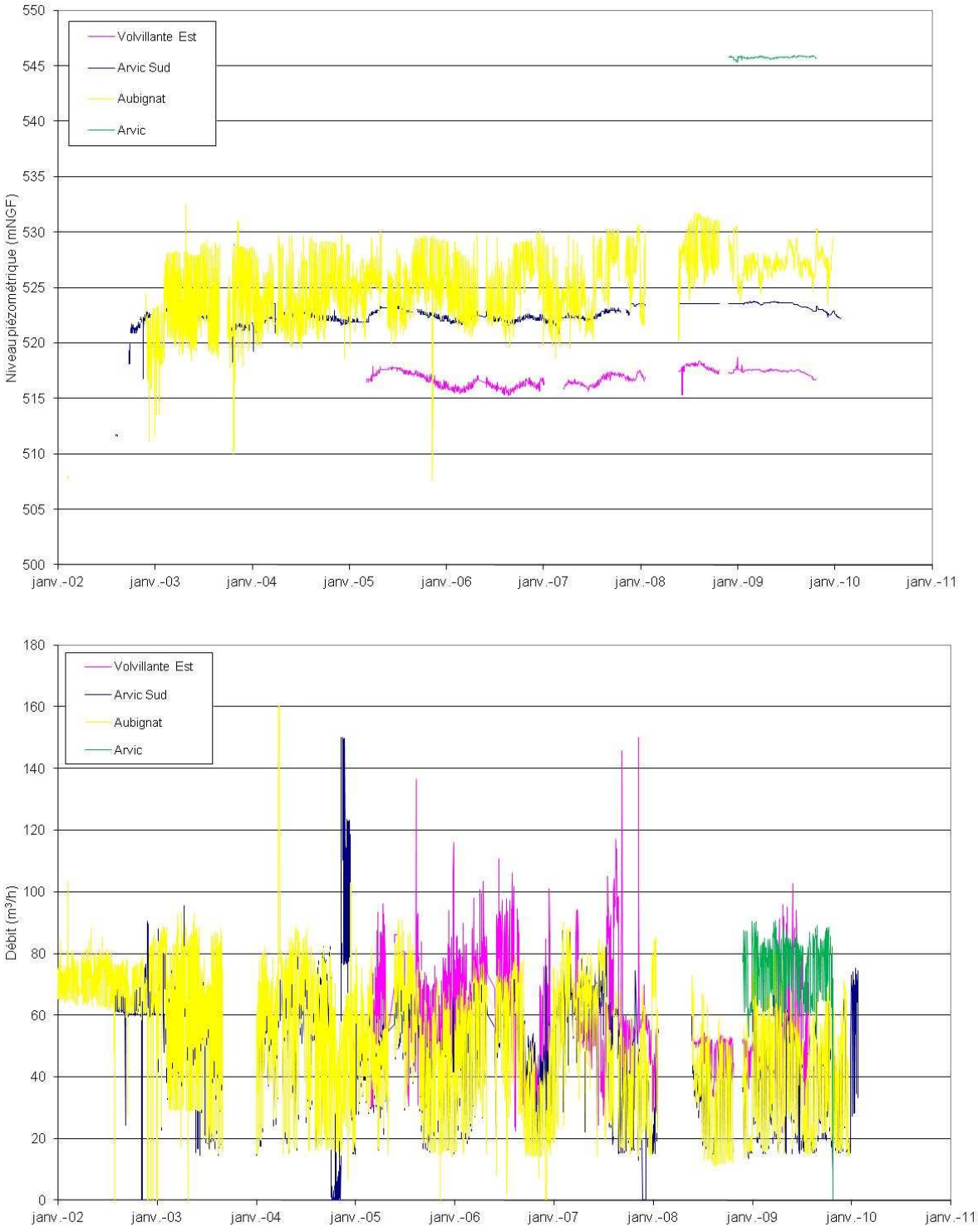


Figure 61 : Evolution des niveaux piézométriques (en haut) et des débits pompés (en bas) au droit des ouvrages d'exploitation du Goulet

Les autocorrélogrammes du signal piézométrique enregistré dans les ouvrages d'exploitation ont été calculés sur la base des données disponibles au pas de temps 8h. Pour l'ensemble des ouvrages, le signal piézométrique est marqué par une périodicité hebdomadaire liée au régime de pompage, comme le montre l'autocorrélogramme du niveau piézométrique dans le forage Aubignat (Figure 62).

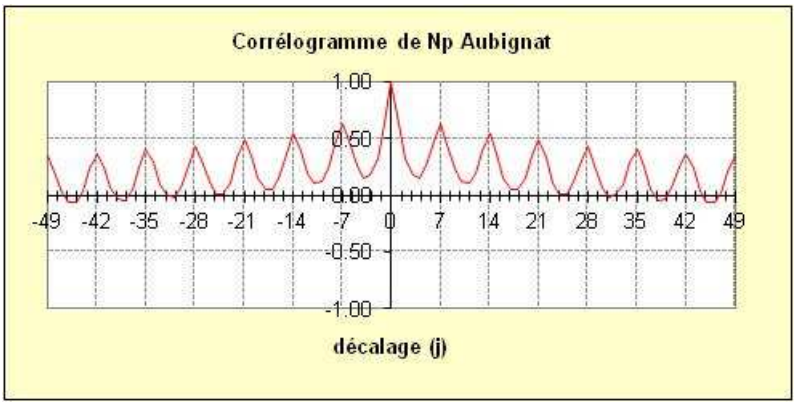


Figure 62 : Autocorrélogramme du signal piézométrique enregistré dans le forage Aubignat

Les corrélogrammes croisés entre le débit pompé et le niveau piézométrique (enregistré au pas de temps 8h) ont été calculés sur les ouvrages Arvic Sud, Aubignat, Clairval et Volvillante Est (Figure 63). Les périodes considérées varient en fonction des ouvrages.

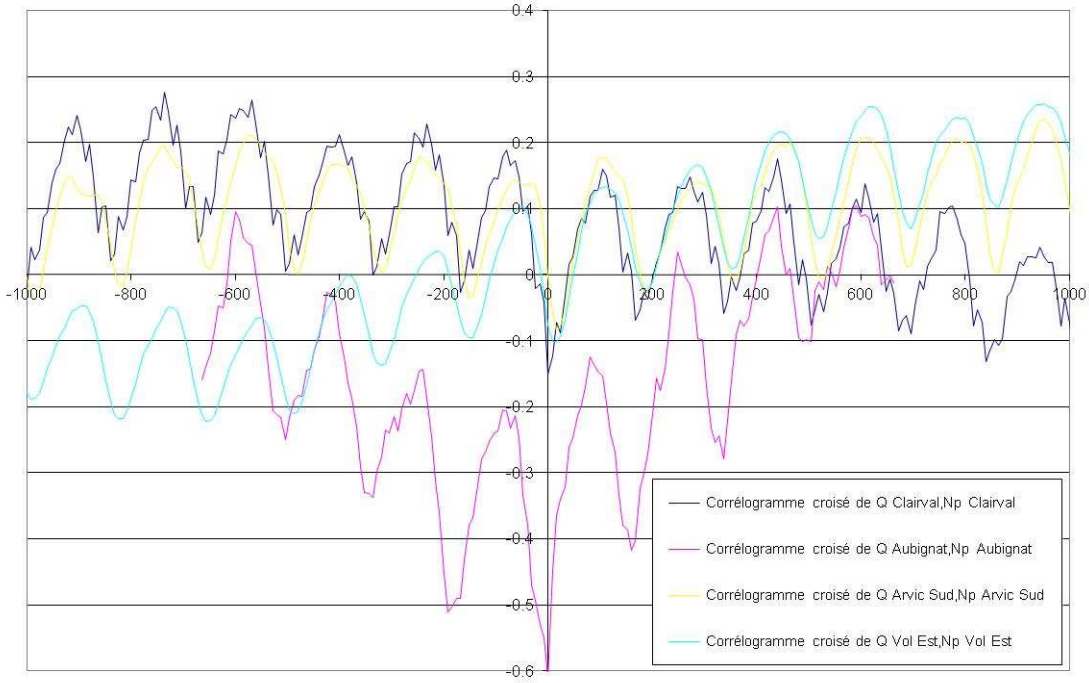


Figure 63 : Autocorrélogramme du signal piézométrique enregistré dans les forages d'exploitation

L'effet du pompage sur le niveau piézométrique enregistré dans le forage est très rapide (inférieur à 8h). Les corrélogrammes sont influencés par la périodicité hebdomadaire. On notera que le niveau aquifère capté par Aubignat est particulièrement influencé par les pompages

(coefficient de corrélation de l'ordre de 0,6 en valeur absolue). Le corrélogramme débit - niveau piézométrique au forage Arvic n'a pas pu être comparé aux autres forages étant donné que son pas d'enregistrement est journalier.

La Figure 64, qui représente la moyenne glissante des niveaux piézométriques aux forages et les précipitations mensuelles, permet d'évaluer graphiquement un temps de transfert de pression entre les précipitations et les niveaux piézométriques enregistrés aux forages de l'ordre de 2 mois.

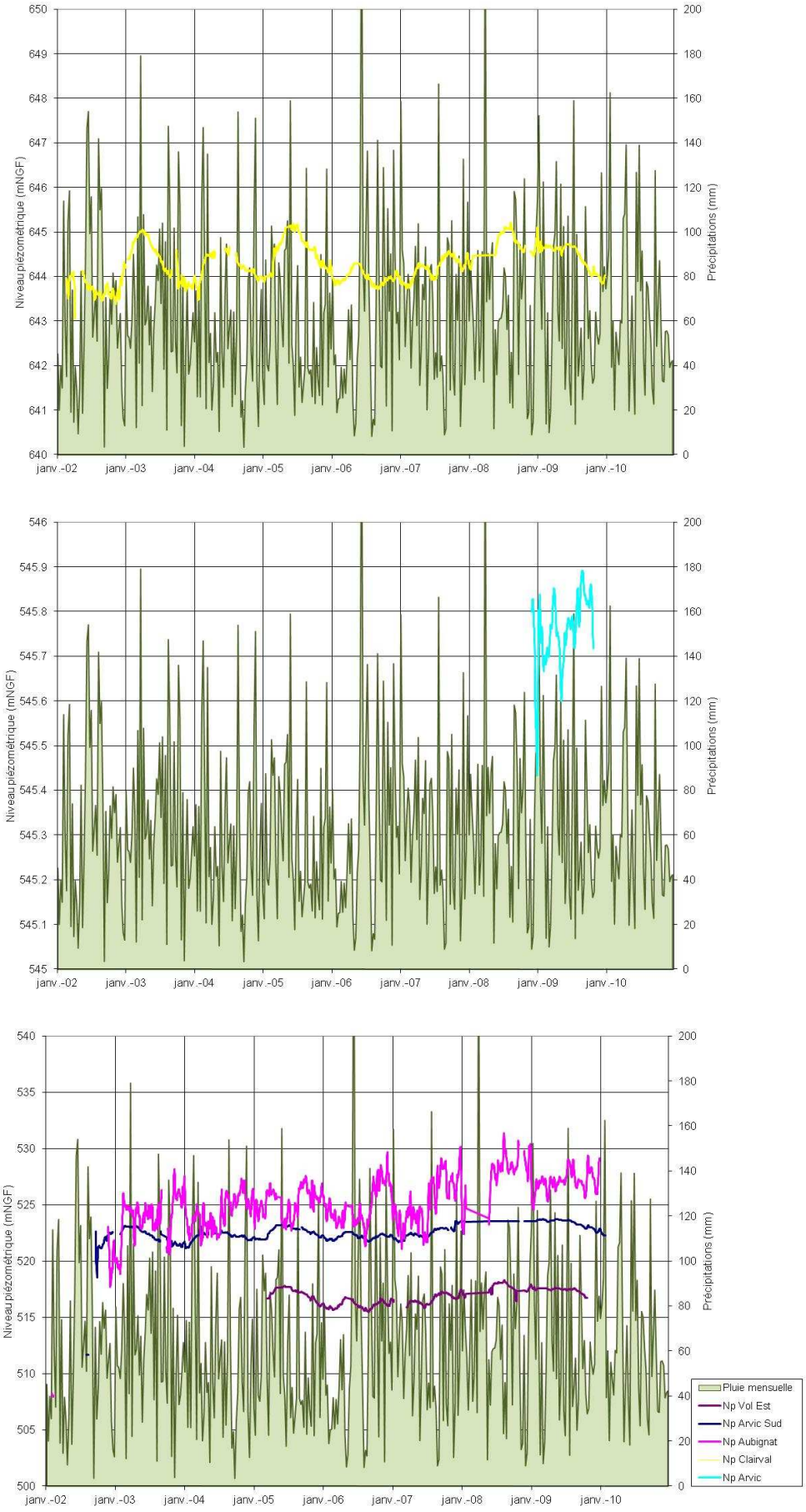


Figure 64 : Moyenne glissante à 7 jours du signal piézométrique et précipitations mensuelles

Afin de mieux comprendre les différents comportements du signal piézométrique de chaque forage, les corrélogrammes croisés suivants ont été calculés :

- entre le signal de précipitation et les niveaux piézométriques moyens journaliers (Tableau 8) ;
- entre le signal de précipitation et les moyennes glissantes à 7 jours des niveaux piézométriques, afin d'estomper les effets hebdomadaires liés au régime de pompage, (Figure 65 et Tableau 8) ;
- entre le débit de l'Ambène (représentatifs des précipitations efficaces sur la partie socle) et les niveaux piézométriques moyens journaliers (Tableau 8).

Le temps de transfert entre la pluie et le niveau piézométrique moyen à 7 jours dans l'horizon capté par le forage Aubignat est le plus élevé parmi les forages du Goulet (Tableau 13). Le corrélogramme dans le forage Arvic présente deux maxima, correspondant l'un à une composante rapide et l'autre une composante plus lente (Tableau 13). L'existence d'une composante rapide confirme l'hypothèse d'une connexion entre le bassin versant du Viallard et la nappe supérieure. Le deuxième maximum (composante lente) correspond à un décalage temporel proche de celui observé sur le forage Aubignat. Le transfert de pression entre la pluie et le niveau piézométrique moyen à 7 jours sur Volvillante Est semble également être influencé par les composantes rapides et lentes (Tableau 13). Les temps de transfert entre la pluie et le niveau piézométrique moyen à 7 jours dans les horizons captés par les forages Arvic Sud et Clairval sont plus difficiles à interpréter.

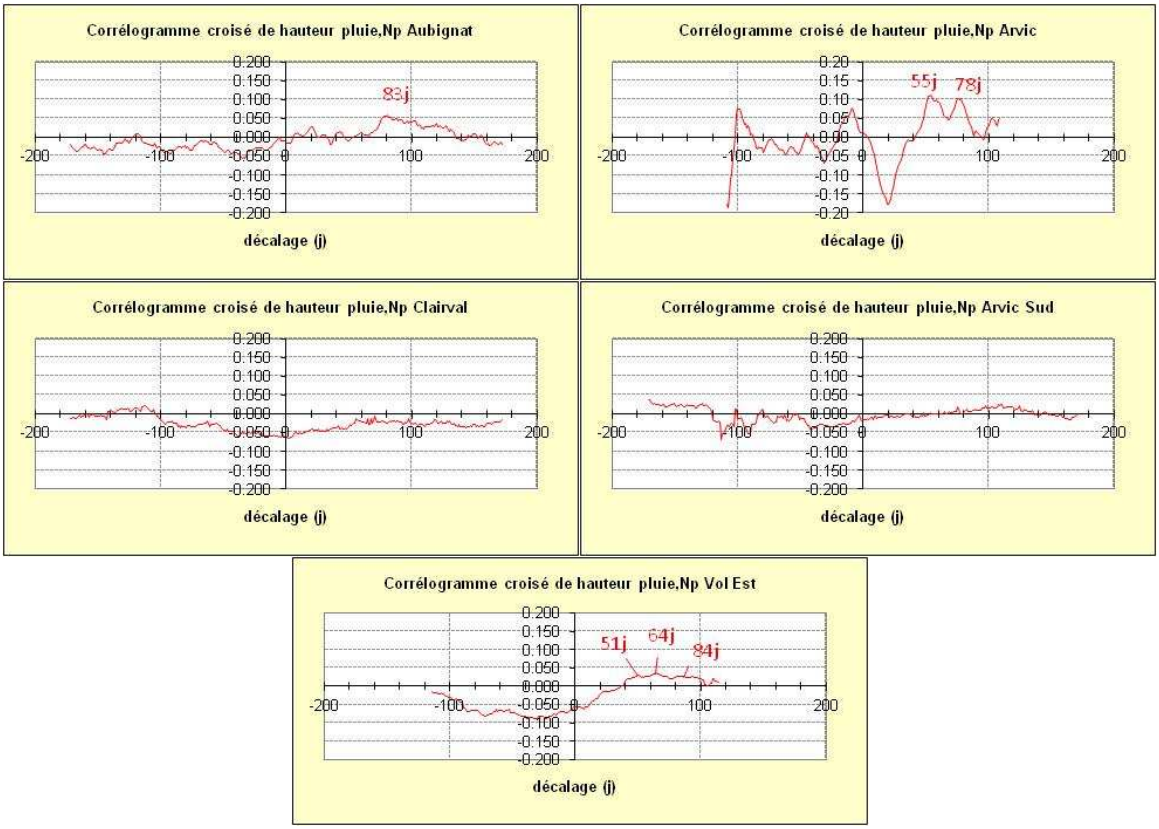


Figure 65 : Corrélogrammes croisés entre la pluie et le niveau piézométrique (moyenne glissante sur 7 jours)

Les corrélogrammes croisés entre le débit de l'Ambène (représentatif de la pluie efficace) et le niveau piézométrique dans les forages d'exploitation présentent des structures identifiables uniquement pour les forages Clairval, Arvic Sud et Volvillante Est (Figure 66). Les maxima de corrélation sont respectivement de 60 et 65 jours pour les forages Clairval et Arvic Sud. Le maximum de corrélation est observé pour un décalage temporel plus élevé pour Volvillante Est (90 jours). Au niveau du forage Aubignat, on peut penser que les variations de niveau piézométrique dues au pompage masquent les variations de niveau liées aux pluies efficaces.

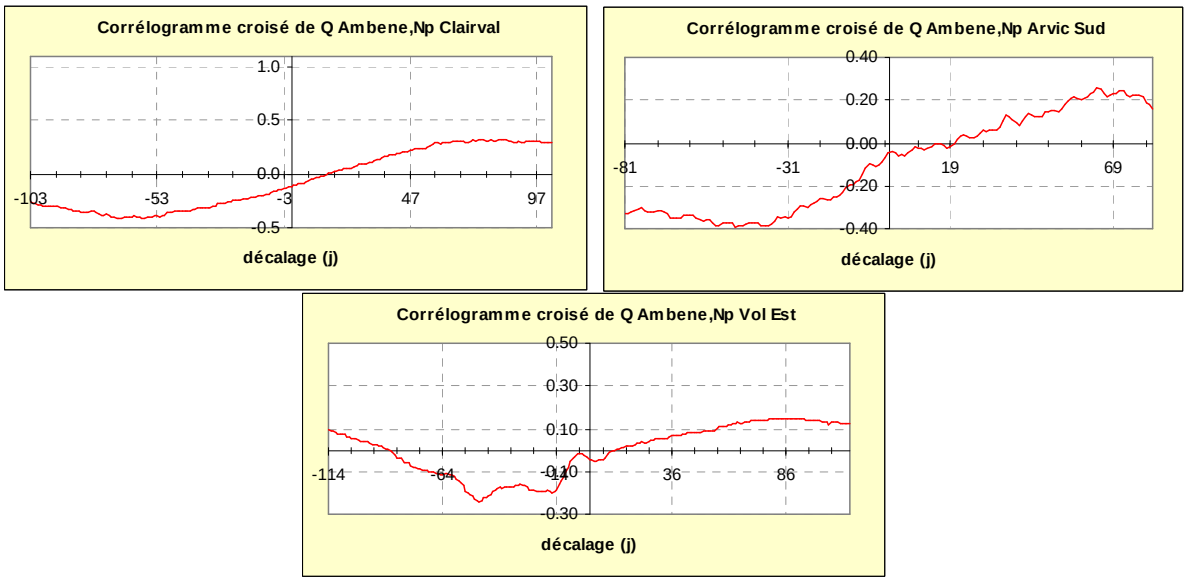


Figure 66 : Corrélogrammes croisés entre le débit de l'Ambène et le niveau piézométrique dans les forages d'exploitation

Forage	date début	date fin	Décalage temporel des pics de corrélation Pluie-- Niveau piézométrique (j)	Coefficients de corrélations associés aux pics	Décalage temporel des pics de corrélation Pluie- - Niveau piézométrique moyen à 7 jours (j)	Coefficients de corrélations associés aux pics	Décalage temporel des pics de corrélation Débit de l'Ambène-- Niveau piézométrique moyen à 7 jours (j)	Coefficients de corrélations associés aux pics
Arvic	01/12/2008	31/10/2009	53	0.15	55 78	0.11 0.1		
Arvic Sud	01/08/2002	31/01/2010	66	0.1	111	0.025	65	0.25
Aubignat	01/01/2002	31/12/2009	76	0.05	83	0.05		
Volvillante Est	01/03/2005	28/10/2009	62	0.015	51 64 84	0.029 0.034 0.027	89	0.15
Clairval	12/02/2002	31/12/2009	54	0.01			75	0.32

Tableau 13 : Synthèse des résultats du traitement du signal pluie – niveau piézométrique

La confrontation des données liées à la structure géométrique et au fonctionnement hydrodynamique du Goulet de Volvic a permis de mettre en évidence la présence de deux horizons aquifères au comportement différent. L'aquifère supérieur, capté par les forages Arvic et Volvillante, semble être influencé par le bassin versant du Viallard. L'existence d'une composante plus rapide de transfert de pression entre la pluie efficace et le niveau piézométrique confirme cette hypothèse. L'aquifère inférieur, capté par les forages Aubignat et Arvic Sud, serait caractérisé par un temps de transfert de pression entre la pluie efficace et le niveau piézométrique plus long. Le forage Volvillante Est, implanté plus en aval, capterait un mélange entre ces deux composantes. La confrontation de ce modèle de fonctionnement hydrodynamique avec des données hydrochimiques (notamment d'un élément conservatif tel que le chlorure) permettra d'améliorer la compréhension du fonctionnement dans le secteur clé du Goulet de Volvic.

2.4.6 Fonctionnement des sources de front de coulée

Les 3 sources de front de coulée, St Genest, La Pâle et Gargouilloux, sont situées sur la commune de St Genest l'Enfant, à l'ouest de Marsat. Structuralement, la ligne de sources est associée au front d'une coulée volcanique (Boivin *et al.*, 2009). Ces sources donnent naissance à de petits cours d'eau qui s'écoulent sur la coulée sous-jacente. Au front de cette dernière aucune source au débit notable n'a été repérée. Seul un puits de grand diamètre capte de faibles venues d'eau au niveau du lieu-dit Chassaings.

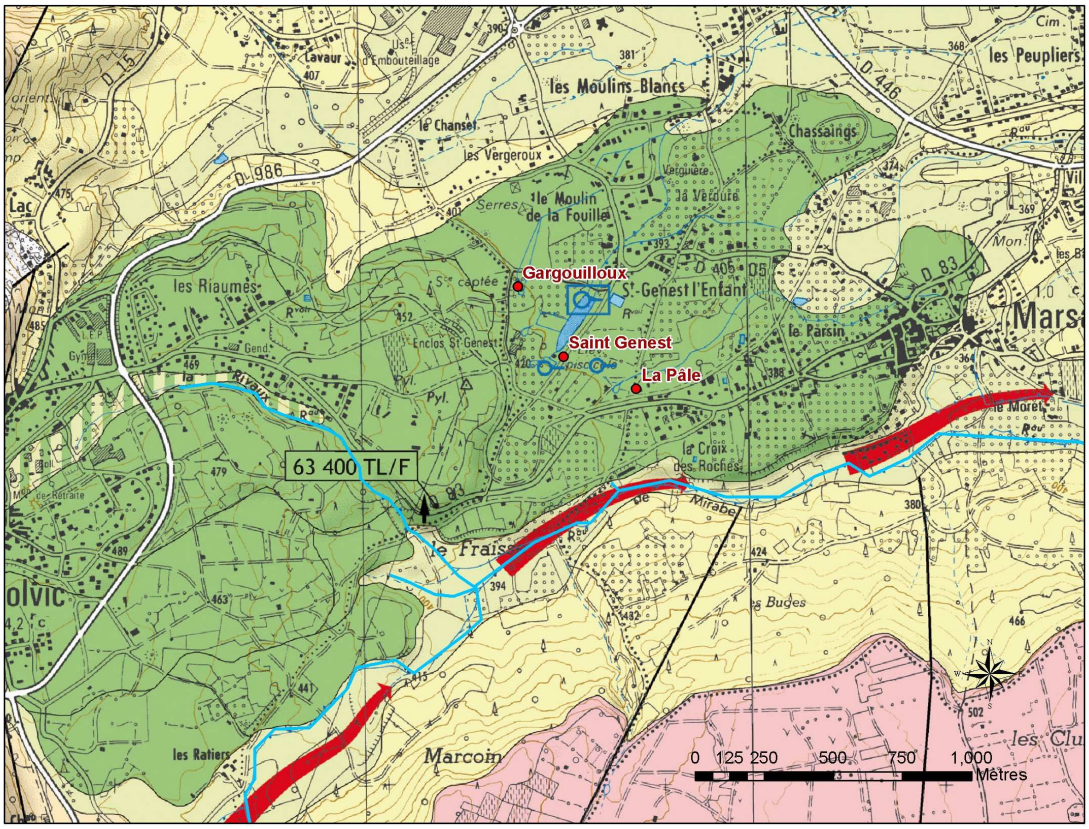


Figure 67 : Localisation des sources de front de coulée et géologie du secteur

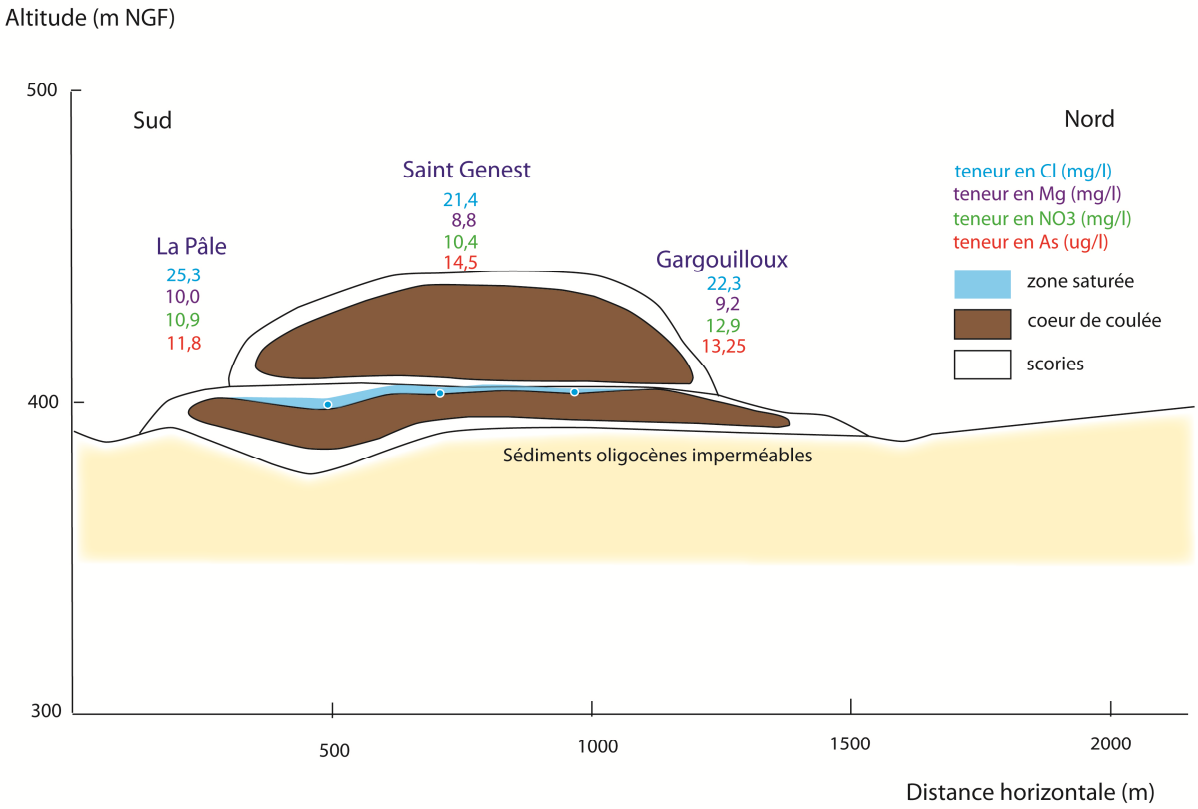


Figure 68 : Schéma structural des sources de front de coulée et faciès hydrochimiques

Les sources du Gargouilloux et de St Genest émergent à des altitudes respectives de 402 et 403 m NGF. La source de La Pâle émerge plus en aval (à une distance de 100 m de la ligne formée par les 2 premières sources), à une altitude de 399 m NGF. On peut penser que ces trois sources émergent à l'interface entre deux coulées volcaniques. Elles semblent donc être alimentées par la zone aquifère contenue dans les scories sommitales de la coulée la plus ancienne et dans les scories basales de la coulée postérieure.

Une relation a été établie, sur la base de l'ensemble des jaugeages ponctuels (réalisés par la DREAL, le BRGM, le CETE, et Joux (2002)), entre le débit de chaque source et le débit total des sources de front de coulée (Stouls, 2009). Cette relation a été confirmée par les 10 jaugeages supplémentaires réalisés en 2010 et 2011 en collaboration avec la DREAL.

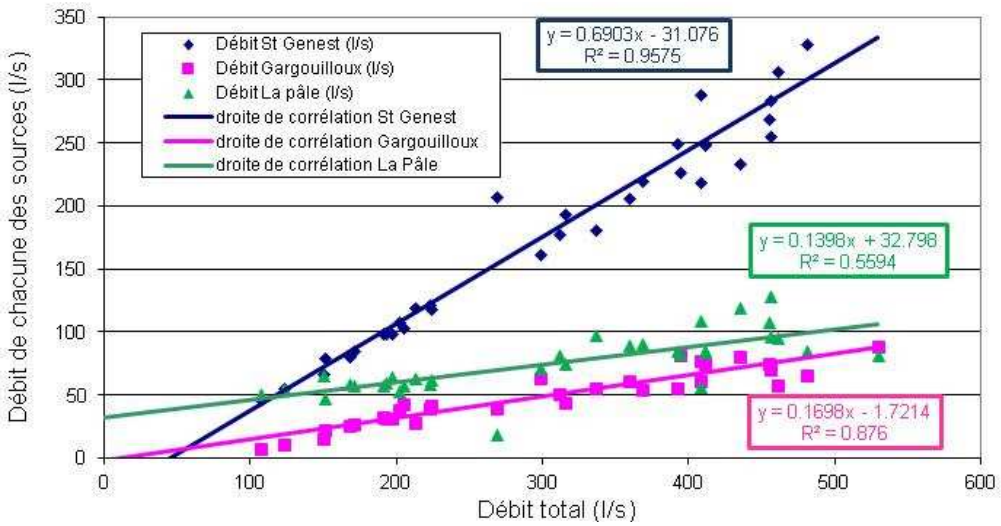


Figure 69 : Relation entre le débit de chaque source et le débit total des sources de front de coulée

Comme on peut l'observer sur la Figure 69, la source de La Pâle est marquée par une faible amplitude de variation de débit et un débit moyen relativement faible. La droite de débit de la source en fonction du débit total en front de coulée coupe l'axe des débits de la source de la Pâle, ce qui indique que cette source contribue majoritairement au débit de base en front de coulée.

La source du Gargouilloux présente également une faible amplitude de variation de débit et un débit moyen plus faible que celui de la source de La Pâle. Notons que cette source est occasionnellement captée pour assurer un complément d'approvisionnement en eau potable. Le captage de la source est cependant très limité à cause des teneurs notables en arsenic (Lacaze, SEMERAP, com. pers.). Le captage n'a pas été mis en service pendant la durée de la thèse, de 2009 à 2012.

La source de St Genest est caractérisée par une forte amplitude de variation de débit et un débit moyen plus élevé que les sources du Gargouilloux et de La Pâle. Il pourrait s'agir d'une source de trop plein où émerge l'excédent (la droite coupe l'axe des débits totaux pour des débits totaux de l'ordre de 50 l/s). En étiage très sévère, elle tarirait avant la source de la Pâle. Malgré tout, cette source, en position centrale, est la plus importante des trois sources citées.

La chronique de débit de St Genest, mesurée par la DREAL depuis 1973, présente des variations de débit horaires, saisonnières, mais également pluriannuelles. Stouls (2009) a réalisé une étude critique de la chronique de débit et a montré que :

- l'activité de la pisciculture influence la chronique de débit horaire de la source de St Genest (dégrillages quotidiens),
- la comparaison des données de jaugeage ponctuel avec la chronique de débit de St Genest valide la chronique de débit sur les périodes où l'on dispose de mesures ponctuelles (de 1973 à 1975 et depuis 1990),
- les courbes de tarage utilisées par la DREAL pour calculer les débits de St Genest à partir des hauteurs d'eau mesurées en continu ont varié dans le temps (Figure 70).

De plus la station de jaugeage a été déplacée en novembre 2000 (Bouchet, DREAL, com. pers.).

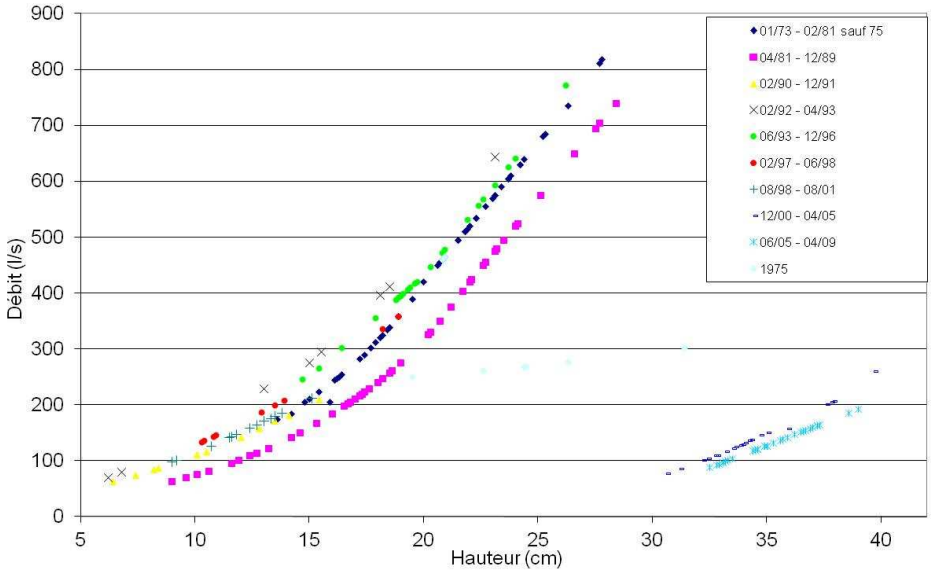


Figure 70 : Courbes de tarages utilisées par la DREAL (Stouls, 2009)

La relation mise en évidence entre le débit de chaque source et le débit total de front de coulée (Figure 69) permet, sur la base de la seule chronique de débit de St Genest mesuré depuis 1973, d'évaluer le débit total en front de coulée (Figure 71). Les débits totaux ainsi calculés peuvent être comparés aux mesures ponctuelles de débit total en front de coulée. Au regard des jaugeages ponctuels, la méthode de calcul semble satisfaisante (Figure 72).

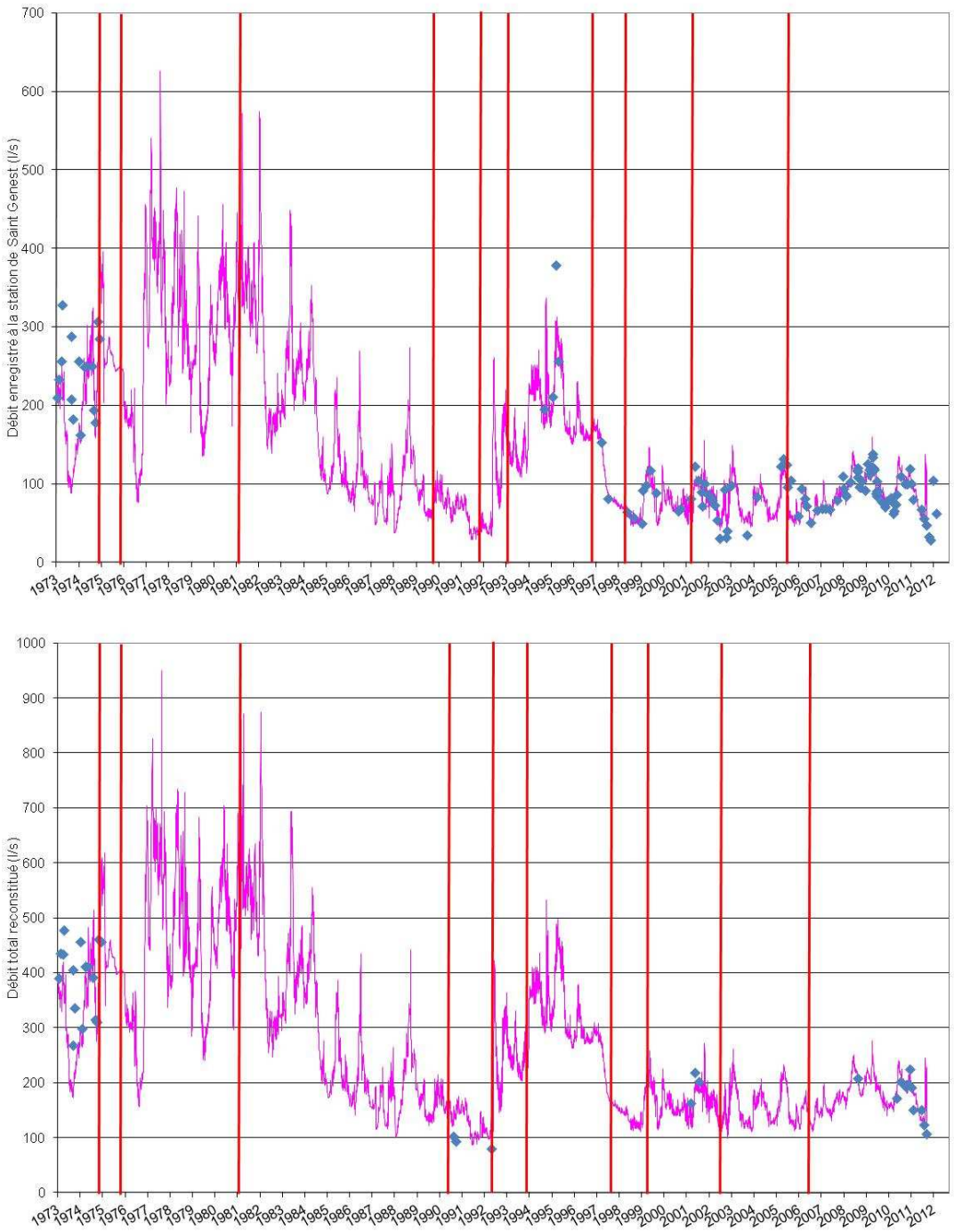


Figure 71 : Débit de St Genest (en rose, graphe supérieur), débit reconstitué de l'ensemble des sources de front de coulée (en rose, graphe inférieur), jaugeages ponctuels (en bleu), et changements de courbe de tarage (traits rouges).

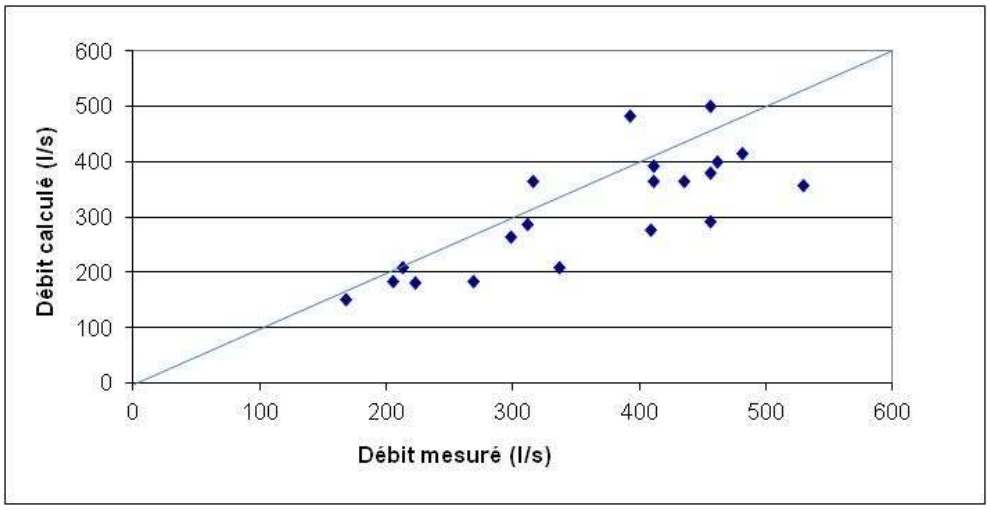


Figure 72 : Comparaison du débit total de front de coulée calculé avec les mesures ponctuelles

Le débit enregistré à St Genest est influencé par des facteurs liés au fonctionnement du bassin versant :

- la pluviométrie,
- l'occupation du sol,
- les aménagements (canalisation du Viallard, conduite de Moulet Marcenat…),

mais également pas des facteurs liés à la station elle-même :

- la variation de courbe de tarage,
- le changement de position de la station.

La prise en compte de l'ensemble de ces facteurs permet d'identifier plusieurs périodes dans la chronique de débit de St Genest enregistrée par la DREAL :

- 1973 à 1981 : les débits enregistrés par la DREAL sont élevés (300 l/s en moyenne), et confirmés par les mesures de Belkessa (1973) pour environ 2/3 des mesures. Les précipitations annuelles sont relativement élevées (660 à 930 mm/an à Volvic). La courbe de tarage utilisée favorise les débits élevés (de 40 à 100 l/s de plus par rapport à la courbe de tarage de la période suivante, pour des hauteurs d'eau variant de 10 à 20 cm) ;
- 1981 à 1991 : les débits de la DREAL diminuent fortement (de 300 à 80 l/s en moyenne), les débits faibles en 1990 sont confirmés par les mesures du LRPC et du BRGM (1990 cité par Stouls, 2009) et du BRGM (1992 cité par Stouls, 2009). Les précipitations annuelles diminuent également (de 930 mm/an en 1981 à 440 mm/an en 1991 à la station MétéoFrance de Volvic). La courbe de tarage utilisée favorise les débits faibles par rapport à la courbe de tarage de la période précédente. De plus, les prélèvements augmentent dès 1981 avec la mise en exploitation du forage de Clairval, d'un débit de pompage moyen de 77 m^3/h. De plus, le secteur du ruisseau de Moulet Marcenat est aménagé en 1986-1987

(mise en place de la conduite et réalisation de la digue). Les forages Aubignat et Moulet Marcenat ont été réalisés respectivement en 1989 et en 1990 ;

- 1992 à 1997 : les débits de la DREAL sont élevés (200 l/s en moyenne), les mesures ponctuelles de la DREAL confirment cette hausse. Les précipitations annuelles augmentent (440 à 1000 mm/an à Volvic en 1992-1994). La courbe de tarage utilisée favorise les débits élevés. La canalisation du Viallard et l'aménagement des bassins du Lambertèche ont respectivement été réalisés en 1992 et en 1995. Le forage Arvic Sud, d'un débit moyen de pompage de 56 m^3/h, a été réalisé en 1994 ;
- 1997 à 1998 : Cette période correspond à une baisse de débit (200 à 80 l/s), associée à une baisse des précipitations (940 à 630 mm/an à Volvic). Cette baisse est confirmée par les mesures ponctuelles de la DREAL ;
- depuis 1999 : les débits de la DREAL sont plus faibles (80 l/s en moyenne), ils sont confirmés par les mesures réalisées par Joux (2002) et la DREAL. Les précipitations annuelles varient de 650 à 1020 mm/an à Volvic. La station a été déplacée en novembre 2000 de 50 m vers l'amont. Le forage Volvillante Est, d'un débit moyen de pompage de 50 m^3/h, a été réalisé en 2002 et le pompage au forage Volvillante, d'un débit moyen de pompage de 26 m^3/h, a été arrêté en 2004.

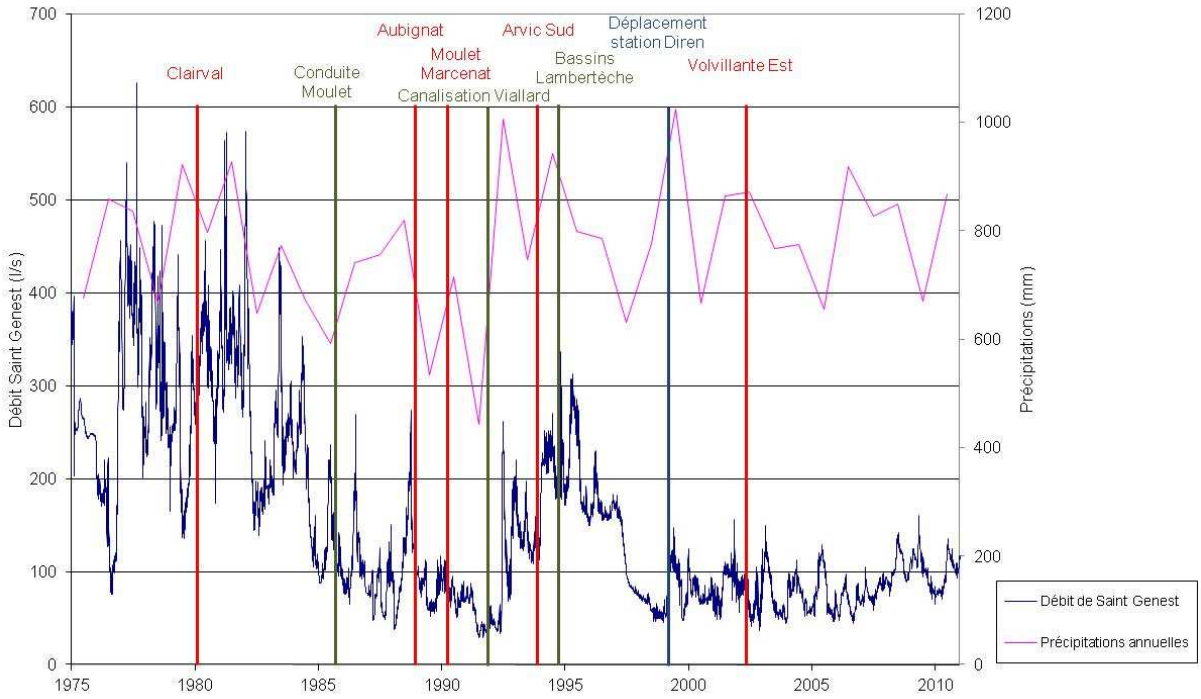


Figure 73 : Débit de St Genest, précipitations annuelles, chronologie des aménagements

Par ailleurs il est possible que l'évolution de l'occupation des sols joue un rôle important sur la variation du débit des sources. En effet l'augmentation de la surface forestière, en lien avec la

déprise agricole qui perdure depuis les années 60, devrait augmenter la part d'évaporation liée au territoire forestier et diminuer le débit transitant dans la nappe.

La relation entre le débit de chaque source et le débit cumulé des trois sources (St Genest, Gargouilloux et la Pâle) permet, à partir de la chronique de débit de St Genest enregistrée par la DREAL depuis 1973, d'évaluer le débit total s'écoulant en front de coulée. La validité des données de débit de la source St Genest, et notamment de ses variations pluriannuelles importantes, a été vérifiée sur les périodes de 1973 à 1975 et de 1990 à 2011, au regard des données de jaugeage ponctuel. Cependant, il semble que les forts débits enregistrés de 1975 à 1985 soient difficiles à justifier au regard de la pluviométrie. Il est malgré tout possible que la déprise agricole sévissant depuis les années 60 ait eu un impact sur le débit du bassin versant.

Troisième chapitre

3 Etude intégrée de traceurs conservatifs : chlorures et ^{18}O

L'étude du transfert d'éléments conservatifs (chlorures et ^{18}O) au sein des différents compartiments de l'hydrosystème est susceptible d'apporter des éléments de contrainte à la compréhension de son fonctionnement hydrogéologique. Dans la perspective d'une modélisation numérique déterministe, la prise en compte de ces éléments permettra de valider ou d'améliorer les hypothèses de fonctionnement considérées. L'étude du ^{18}O apportera des éléments de contrainte sur la variation altitudinale de la recharge (fonction des précipitations et de l'évapotranspiration) et l'étude des chlorures, traceurs du cycle de l'eau, permettra de contraindre la fonction de transfert dans l'hydrosystème.

3.1 Les chlorures

L'objectif a été fixé de synthétiser les données et d'évaluer les flux de chlorures en entrée, sortie de l'hydrosystème, ainsi que dans les différents compartiments qui le composent. Ces données seront utilisées pour dresser des bilans de flux à l'échelle de l'hydrosystème. L'importance relative de chaque source d'apport de chlorures pourra être discutée. Il s'agira également de disposer d'éléments de contrainte conceptuels et quantitatifs pour mettre en œuvre la modélisation du transfert d'éléments conservatifs.

3.1.1 Les sources de chlorures

3.1.1.1 Apports de chlorures par la pluie

Dans cette partie, l'objectif est d'évaluer les flux de chlorures provenant de la pluie, leur répartition spatiale et leur variation temporelle.

3.1.1.1.1 Résultats des travaux antérieurs

Négrel et al. (2007) ont interprété des résultats d'analyses d'échantillons d'eau de pluie dans l'objectif d'évaluer les apports moyens en chlorures par les précipitations. Les

prélèvements ont été effectués entre 2003 et 2004 à Brest, Paris et Dax. Les résultats issus d'autres études à Clermont Ferrand, Tours, Paris, Montpellier et aux environs de Strasbourg ont aussi été intégrés. Les moyennes des teneurs en chlorures pondérées par les hauteurs de pluie pour ces sites sont présentées dans le Tableau 14. Les paramètres statistiques décrivant la variabilité du signal chlorure mesuré n'ont pas été publiés.

Ville	**Moyenne pondérée de teneur en Chlorures (mg/l)**
Clermont Ferrand	0.64
Orléans	1.28
Brest	8.71
Dax	6.51
Tours	3.69
Montpellier	1.14 à 3.55

Tableau 14 : Teneurs moyennes en chlorures pondérées par les hauteurs précipitées

De plus Meybeck (1986, cité par Négrel, 2007) montre que la teneur moyenne dans les précipitations près des côtes est d'environ 28 mg/l. La relation entre la teneur moyenne en chlorures dans les précipitations et la distance à l'océan a été établie par Meybeck (1986, cité par Négrel, 2007) :

$$[Cl^-] = -47 \times \ln(D) + 332$$

Avec :

- D: distance à l'océan [km]
- $[Cl^-]$: teneur en chlorures [mg/l]

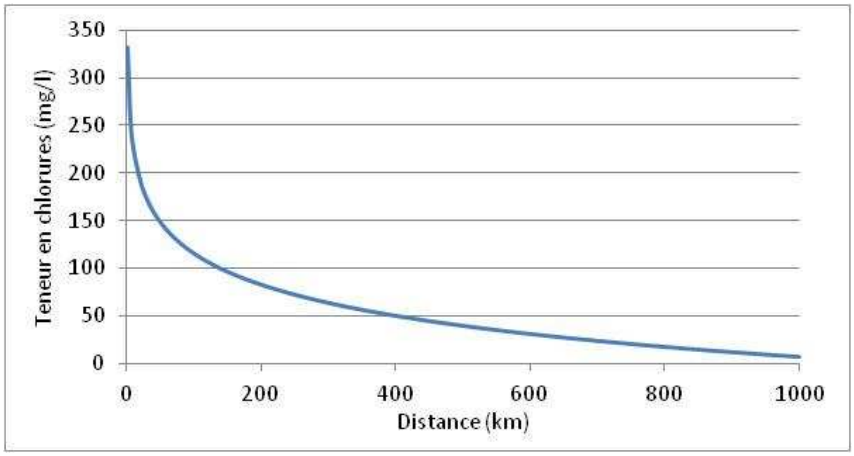


Figure 74 : Relation empirique établie par Meybeck (1986, cité par Négrel, 2007) entre la teneur en chlorures et la distance à l'océan

Pour l'ensemble des analyses disponibles, le rapport entre la teneur en chlorures et la teneur en sodium est très proche du rapport du sel marin. Cette étude montre ainsi que les chlorures dans les précipitations sont essentiellement d'origine marine.

Notons également que les valeurs mondiales de teneurs en chlorures dans les pluies côtières publiées par Berner (Négrel et al., 1997) sont de l'ordre de 6 mg/l.

3.1.1.1.2 Données disponibles dans la région de Volvic

Afin de caractériser le signal hydrochimique en entrée des aquifères de la chaîne des Puys, Bertrand et al. (2009) ont étudié l'influence des paramètres climatiques et météorologiques sur les caractéristiques hydrochimiques de la pluie.

Dans un premier temps, des prélèvements ont été réalisés sur le site d'Opme, dont la station météorologique appartient à l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont Ferrand, situé à 8 km au sud de l'agglomération de Clermont Ferrand, à une altitude de 650 mNGF (Figure 75).

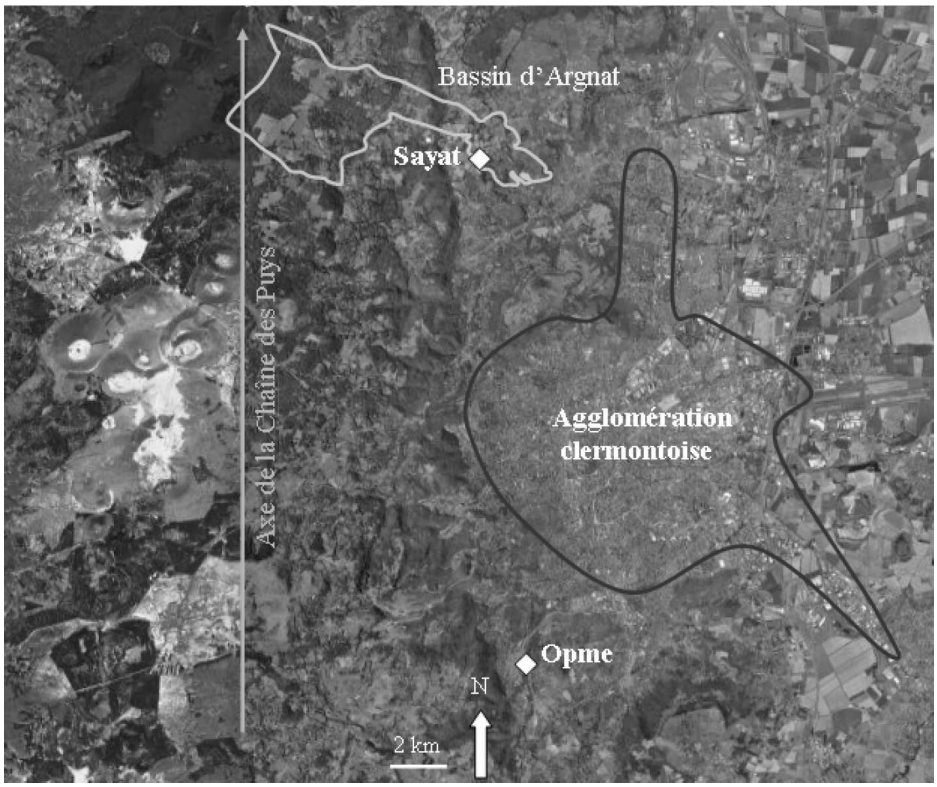


Figure 75 : Localisation des stations météorologiques de Sayat et d'Opme (source : Bertrand, 2009)

A la station d'Opme, les pluies sont échantillonnées au moyen d'un collecteur automatique (Eigenbrodt NSA 181/KHS) de 500 cm² d'ouverture. Au début d'un événement pluvieux, le

collecteur s'ouvre et il se referme lorsque l'épisode pluvieux s'achève. Cela permet d'éviter les contaminations par des dépôts secs. Notons également que les analyses chimiques nécessitant un volume d'au moins 15 ml, les événements de moins de 0,3 mm n'ont pu être analysés. En prenant en compte les problèmes d'ouverture du collecteur, 89% des jours de pluie ont été analysés (Bertrand, 2009).

Bertrand *et al.* (2009) montrent que la minéralisation de la pluie est due à 2 phénomènes principaux :

- les processus de rainout (incorporation d'aérosols par le nuage) ;
- les processus de washout (lessivage par la pluie sous le nuage).

On peut distinguer 3 origines pour les éléments dissous dans les pluies : marine, anthropique et terrigène. Comme le montre l'analyse factorielle réalisée par Bertrand (2009), les chlorures proviennent des 3 pôles mais ils sont essentiellement d'origine marine. On peut supposer que le salage des routes peut également être à l'origine de la mise en suspension d'aérosols et engendrer une augmentation de la teneur en chlorures dans les pluies en hiver.

217 échantillons ont été prélevés sur le site d'Opme entre novembre 2005 et novembre 2007. Sur ces 217 échantillons les paramètres présentés dans le Tableau 15 ont été quantifiés.

Paramètre	Teneur en µeq/l	Teneur en mg/l
Teneur moyenne	23	0.81
Teneur minimale	0.8	0.028
Teneur maximale	211.4	7.48
Teneur moyenne pondérée par les volumes précipités	11.5	0.41

Tableau 15 : Teneurs dans les précipitations à la station d'Opme (Bertrand, 2009)

La variabilité de la teneur en chlorures semble essentiellement liée à la hauteur d'eau précipitée et à la variation de l'origine des courants atmosphériques (Tableau 16).

Origine de la masse d'air	Teneur moyenne en chlorures pondérée par les hauteurs précipitées (mg/l)	Ecart-type
Océan Atlantique	14.7	23.6
Europe centrale et Europe du Nord	13.8	30.1
Méditerranée, Péninsule Ibérique, Afrique du Nord	8.6	11.7
Origine locale	8	6.6

Tableau 16 : Origine des masses d'air et teneur moyenne en chlorures associée (Bertrand, 2009)

29 échantillons ont été prélevés et analysés de décembre 2005 à mai 2006. L'échantillonneur utilisé est de type Bourrié, avec une surface de collecte de 1134 cm² (Bertrand, 2009).

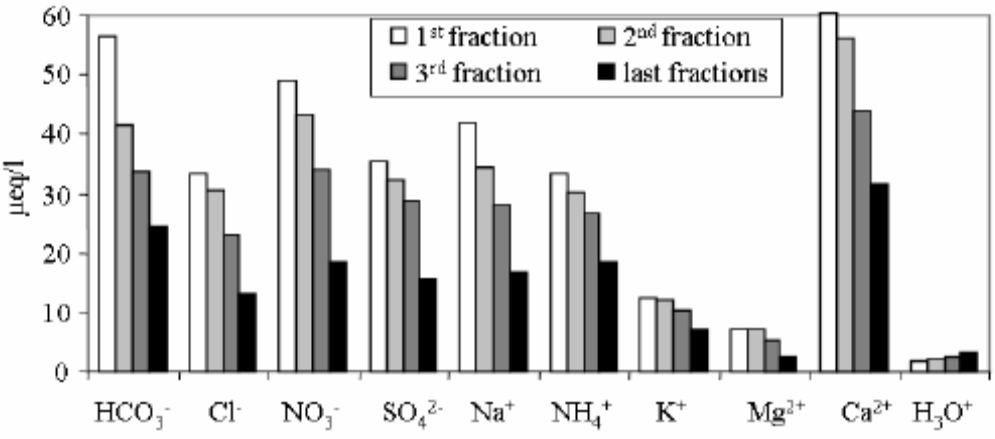


Figure 76 : Evolution moyenne de la minéralisation au cours de la pluie (source : Bertrand, 2009)

On constate que la minéralisation, de manière générale, et la teneur en chlorures, en particulier, diminuent au cours de la pluie (Figure 76), par lessivage progressif des aérosols. Cela montre que les processus de washout sont prédominants dans la minéralisation de l'eau de pluie.

Les précipitations ont également été échantillonnées au pas de temps hebdomadaire à la station de Sayat (550 mNGF) située sur le bassin d'Argnat (Figure 75). Le pluviomètre utilisé totalisait les quantités d'eau précipitées sur une semaine et échantillonnait à la fois la partie humide et les dépôts secs. Il était cependant nettoyé toutes les semaines afin d'éviter de fortes accumulations de dépôts secs.

Une étude comparative des résultats d'analyse a été effectuée avec ceux de la station d'Opme.

Sur les échantillons prélevés à la station de Sayat, les paramètres présentés dans le Tableau 17 ont été quantifiés.

Paramètre	Teneur en µeq/l	Teneur en mg/l
Teneur moyenne	59.3	2.1
Teneur minimale	3.7	0.13
Teneur maximale	532.3	18.8
Teneur moyenne pondérée par les volumes précipités	29.1	1.03

Tableau 17 : Teneurs dans les précipitations à la station de Sayat (Bertrand, 2009)

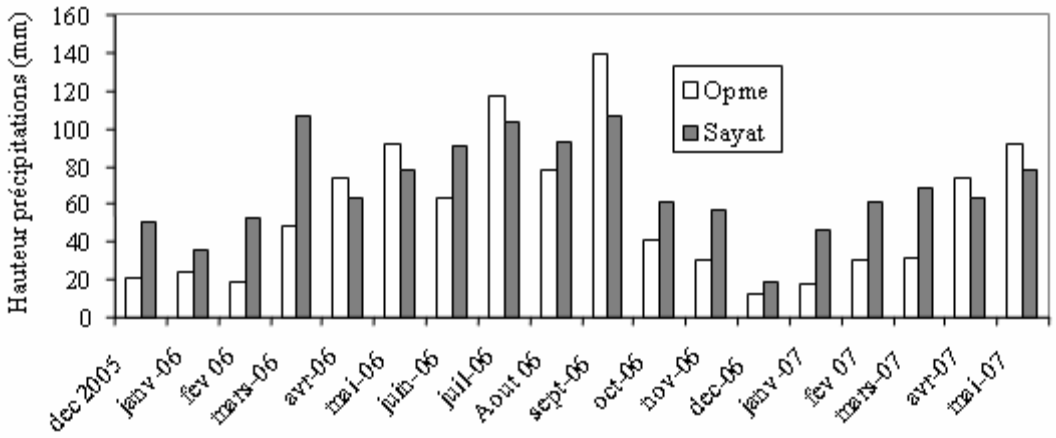


Figure 77 : Hauteurs mensuelles de précipitations pour les stations d'Opme et de Sayat pour la période commune de prélèvement (source : Bertrand, 2009)

Les hauteurs de pluie cumulée sont légèrement plus élevées à Sayat (1238 mm), situé à 550 m d'altitude, qu'à Opme (1010 mm), situé à 650 m d'altitude, durant la période commune d'échantillonnage (décembre 2005- mai 2007) malgré la différence d'altitude entre les deux stations. Le nombre de jours de pluie est de 243 jours à Sayat et 282 jours à Opme (Bertrand, 2009). L'évolution des hauteurs précipitées au cours de l'année (Figure 77) montre que la hauteur d'eau précipitée à Sayat est plus importante qu'à Opme en automne et en hiver (décembre 2005 - mars 2006 et octobre 2006 - mars 2007). Opme est en revanche plus arrosée au printemps et en été. Bertrand (2009) explique cette différence par la position de la station d'Opme qui favoriserait l'échantillonnage d'événements convectifs, vecteurs d'importantes quantités d'eau en été. Cependant, les deux stations sont positionnées au pied des versants qui constituent la bordure est du plateau des

Dômes, à quelques kilomètres de l'axe de la Chaîne des Puys, il semble donc difficile d'expliquer les différences observées.

La teneur en chlorures dans les précipitations est plus importante en hiver (alors que les hauteurs précipitées sont faibles), et diminue en été (alors que les hauteurs précipitées sont plus importantes). Cela pourrait être expliqué par :

- une influence des masses d'air océaniques plus importante en hiver,
- un lessivage plus important en hiver par des pluies de courte durée et de faible intensité et des teneurs plus faibles durant les orages estivaux de forte intensité.

De manière générale, la teneur en chlorures pour une même hauteur d'eau précipitée semble plus importante à Sayat qu'à Opme (Figure 78). L'écart entre les teneurs en chlorures des deux sites est plus élevé durant les pluies d'hiver qu'en été. Une partie de ces écarts pourrait être due à l'influence rétroactive du salage des routes (par mise en suspension de chlorures), notamment en janvier 2006. Par ailleurs, la station de Sayat prend en compte les dépôts secs, contrairement à la station d'Opme. Ainsi les aérosols déposés sur une période suffisamment longue, une fois dilués par la pluie, peuvent entraîner des concentrations importantes à la station de Sayat.

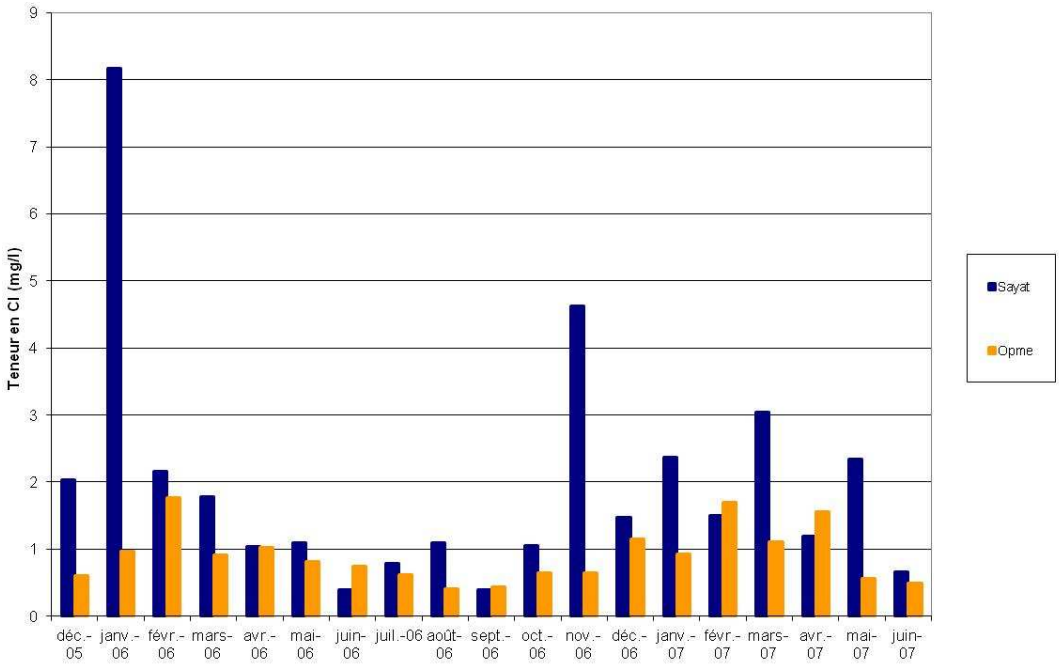


Figure 78 : Concentration moyenne mensuelle en chlorures dans les précipitations d'Opme et de Sayat

Les flux de chlorures ont également été calculés au pas de temps journalier et moyennés au pas de temps mensuel pour les 2 stations (Figure 79).

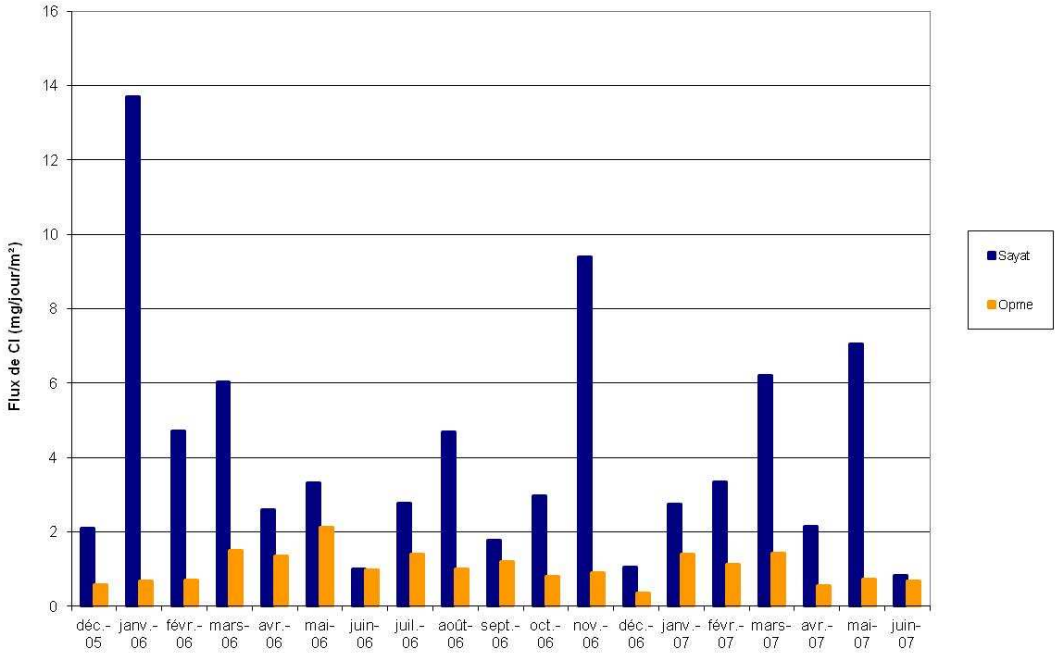


Figure 79 : Flux mensuels de chlorures calculés à Sayat et à Opme (en mg/j.m^2)

Les flux calculés à la station d'Opme présentent des valeurs plus faibles :

- de décembre 2005 à février 2006,
- d'octobre à décembre 2006.

Les flux sont plus importants :

- de mars à septembre 2006,
- de janvier à mars 2007.

Les flux calculés à la station de Sayat ne présentent pas de structure saisonnière évidente. Les forts écarts observés peuvent être liés à la prise en compte des dépôts secs à la station de Sayat, à l'origine des masses d'air, ou à des effets de washout. Notons qu'il semble judicieux, si l'on souhaite comptabiliser les flux de chlorures réels entrant dans un hydrosystème, de prendre en compte ces dépôts secs.

Par ailleurs il semble difficile d'évaluer la cyclicité du flux de chlorures liés aux précipitations en étudiant le signal dans les points d'observation de l'hydrosystème (cours d'eau, forages, sources) puisqu'ils sont tous soumis à des influences anthropiques (salage des routes), qui ont un effet temporel sur la concentration en chlorures (voir partie 3.1.3).

3.1.1.1.3 Recherche d'une relation entre teneur en chlorures et hauteur d'eau précipitée

Pour les stations d'Opme et de Sayat, la teneur en chlorures semble être fonction des hauteurs d'eau précipitées (Figure 80). Les hauteurs d'eau considérées correspondent aux hauteurs d'eau journalières enregistrées à Opme et aux hauteurs d'eau hebdomadaires à Sayat (Bertrand, 2009).

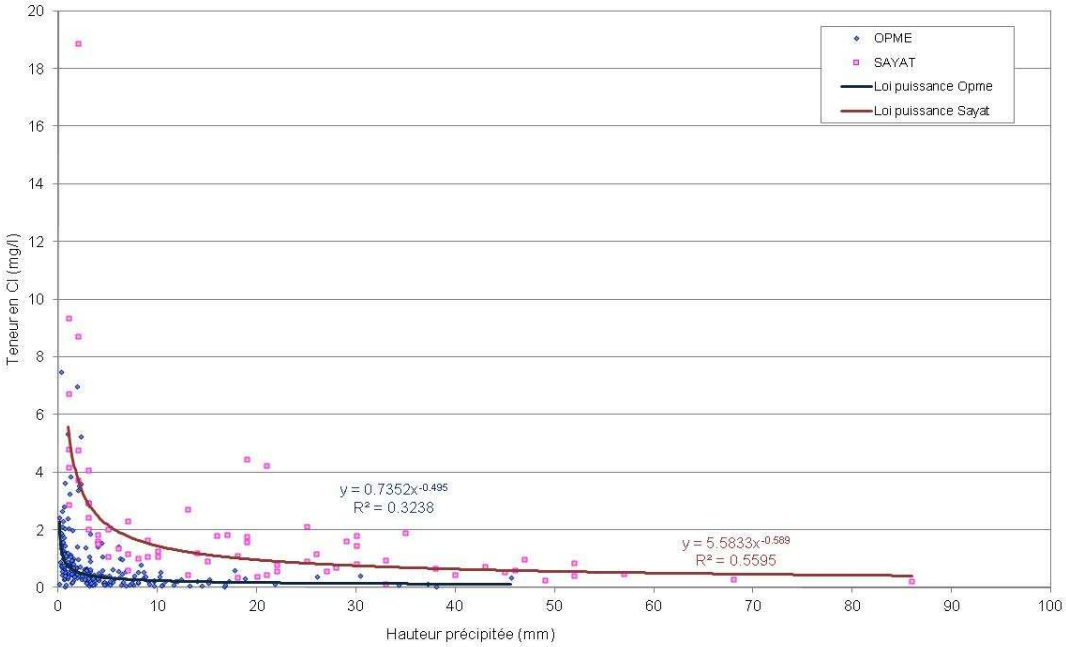


Figure 80 : Evolution de la teneur en chlorures en fonction de la hauteur d'eau précipitée aux sites d'Opme et de Sayat

Pour de simples raisons de localisation, on peut penser que la teneur en chlorures sur le site de Volvic est plus proche de celle échantillonné à Sayat qu'à Opme (Celle-Jeanton, Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont Ferrand, com. pers.). Par ailleurs, les teneurs enregistrées à la station d'Opme pourraient être influencées par des apports locaux liés à l'environnement urbanisé (Celle-Jeanton, LMV, com. pers.). Enfin, les teneurs enregistrées à la station d'Opme ne sont pas influencées par les dépôts secs. Or leur prise en compte semble judicieuse dans la mesure où l'on souhaite évaluer les flux de chlorures entrant dans l'hydrosystème.

La relation suivante permet de relier la teneur en chlorures à la hauteur d'eau précipitée (Figure 80) sur la base des données à la station de Sayat (Bertrand, 2009) :

$$[Cl^-] = 5.5833 \times H - 0.5891$$

Avec :

- $[Cl^-]$: teneur en chlorures [mg/l]
- H : hauteur précipitée [mm]

Le coefficient de corrélation est égal à 0,56 sur les données de la station de Sayat (voir Figure 80). Cette relation a été utilisée dans le modèle numérique de transfert conservatif appliqué au bassin versant de Volvic (chapitre IV).

Une deuxième méthode d'évaluation des flux de chlorures peut être considérée. Cette méthode prend en compte une teneur moyenne en chlorures pour les précipitations d'environ 30 µeq/l (moyenne pondérée par les hauteurs d'eau à Sayat ; Bertrand, 2009) soit 1 mg/l. Une discussion sur la fiabilité de cette méthode est présentée en Annexe 20. Celle-ci nous a conduits à écarter cette deuxième méthode.

3.1.1.1.4 Evaluation du flux annuel de chlorures sur la période 1973-2011

En utilisant la relation entre hauteur précipitée et teneur en chlorures, l'évolution de la teneur annuelle moyenne en chlorures a pu être calculée sur la base des pluies journalières enregistrées à la station de Volvic depuis 1975 (Figure 81). La teneur moyenne en chlorures dans les précipitations semble avoir augmenté de 1975 à 1994, puis diminué de 1994 à 2002. Elle semble être ensuite marquée par une cyclicité de 3 à 4 ans jusqu'en 2011.

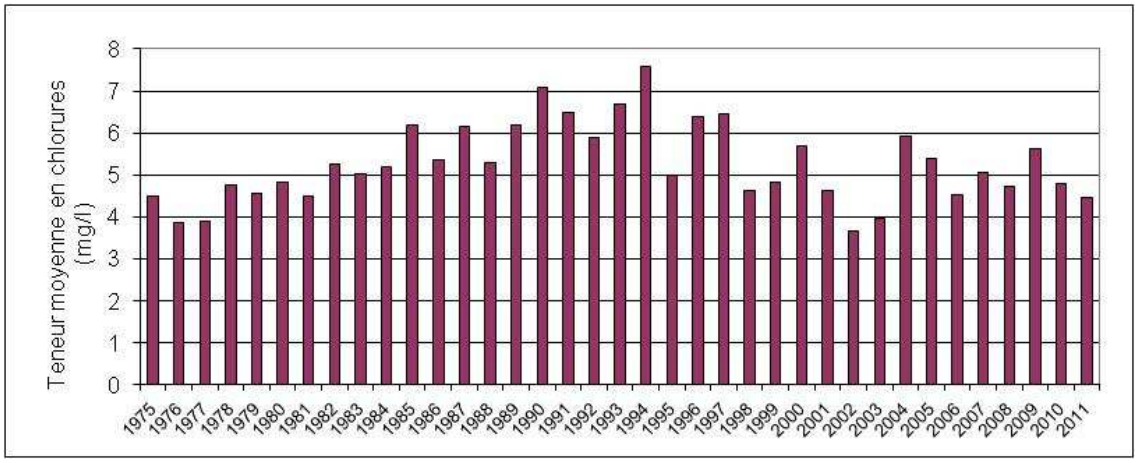


Figure 81 : Evolution de la teneur moyenne annuelle en chlorures dans les précipitations à Volvic

Il est intéressant de noter que le seul régime naturel des précipitations semble responsable d'une augmentation de la teneur moyenne en chlorures entre les années 1985 et 1997 (Figure 81).

Le flux annuel de chlorures a également été calculé pour différentes altitudes en tenant compte du gradient altitudinal de précipitation calculé et de la relation reliant la teneur en chlorures et la hauteur journalière précipitée (Figure 82). Ce flux semble marqué par une

cyclicité pluriannuelle. Il semble que les faibles flux des années 1989 à 1991 soient associés à de faibles précipitations annuelles.

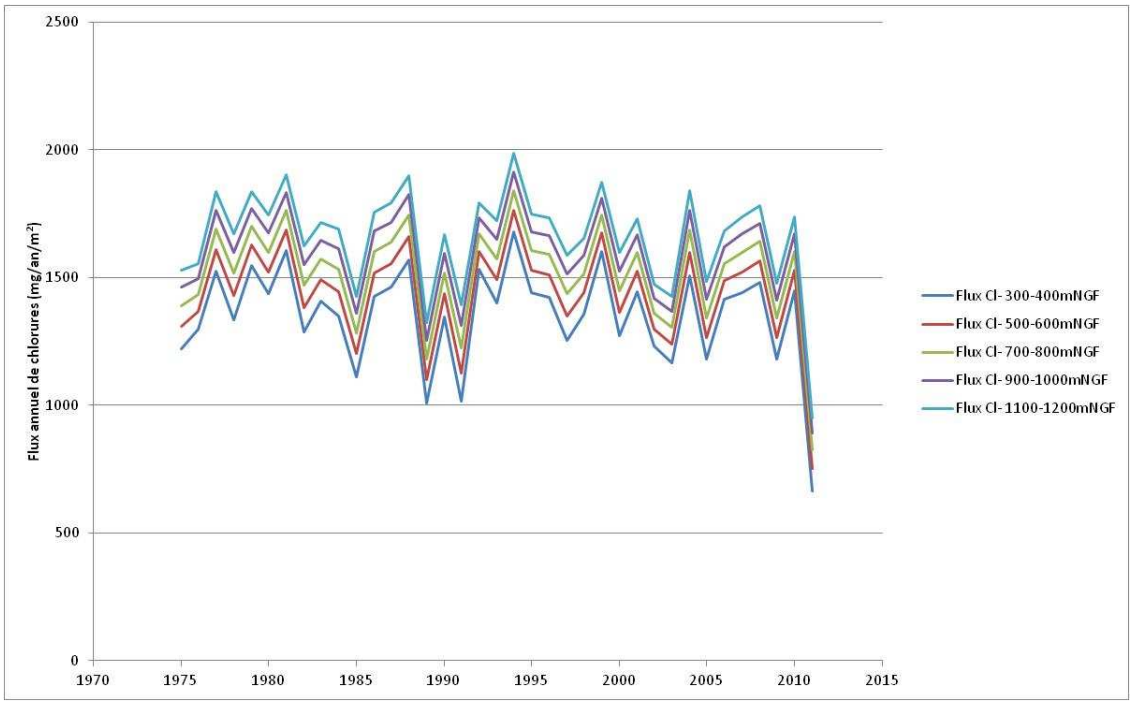


Figure 82 : Flux annuel de chlorures pour différentes tranches d'altitudes sur le bassin versant de Volvic (en g/m^2.an)

Des tests de validation de la méthode proposée, permettant l'évaluation des apports de chlorures par la pluie, sont présentés en Annexe 21.

La relation entre la hauteur précipitée et la teneur en chlorures considérée comme la plus pertinente pour une application sur Volvic est celle définie sur la base des analyses de Sayat effectués par Bertrand (2009) :

$$[Cl\text{-}] = 5{,}5833.H^{-0.5891}$$

Avec :

- *[Cl$^-$] : teneur en chlorures [mg/l]*
- *H : hauteur précipitée [mm]*

Une telle relation permet, pour chaque tranche d'altitude du bassin versant de Volvic, d'évaluer les flux de chlorures associés aux précipitations entrant dans l'hydrosystème au pas de temps journalier.

3.1.1.2 *Le salage des routes*

Chaque tonne de sel pur épandu pour le traitement du réseau routier sur le bassin versant correspond à un apport de 607 kg de chlorures, le calcul étant réalisé sur la base des masses molaires du chlorure (35,5 g/mol) et du sodium (23 g/mol).

L'objectif dans cette partie est de déterminer la variabilité spatiale et temporelle des flux de chlorures sur l'impluvium provenant du salage des routes, sur la base des itinéraires de salage et des quantités épandues. Le salage des routes sur l'impluvium implique :

- les services techniques du conseil général du Puy-de-Dôme,
- les services techniques de la commune de Volvic,
- la commune de Charbonnières-les-Varennes.

3.1.1.2.1 Evolution de l'épandage annuel de fondant routier

Dans les années 1990, l'IVH[8] a été élaboré sur la base de données météorologiques pour évaluer la probabilité d'intervention sur le réseau routier (site web www.viabilite-hivernale.equipement.gouv.fr, E. Jacquot, CETE de l'Est, com. pers.).

Les paramètres utilisés pour le calcul de l'IVH sont :

- la température minimale,
- les précipitations,
- l'occurrence de neige.

Chaque paramètre est évalué en période diurne et nocturne. Pour chaque jour d'hiver (soit environ 150 jours), une note est attribuée en fonction de ces paramètres. A chaque note, une probabilité d'intervention sur le réseau routier est associée. Ces probabilités ont été construites sur la base d'observations effectuées dans l'Est de la France. Les calculs de l'IVH sont effectués par MétéoFrance (Jacquot, CETE de l'Est, com. pers.).

L'IVH100, correspondant à un IVH normé, permet d'évaluer la variabilité interannuelle pour un département donné. L'hiver moyen sur le département correspond à un IVH100 égal à 100.

Comme indiqué par Jacquot (CETE de l'Est, com. pers.) et comme le confirme l'évolution des ventes de fondant à l'échelle nationale (Figure 83), le salage des routes a démarré en

[8] Index de Viabilité Hivernale

France dans les années 1970. Dans les années 1980, l'utilisation de fondant est devenue systématique en hiver quelques soient les conditions météorologiques. Dans les années 1990, l'amélioration des connaissances a permis de prendre conscience de l'impact environnemental du salage. En 2005, la décentralisation a eu pour effet de modifier la gestion du traitement du réseau routier. A l'heure actuelle, la tendance est à la gestion raisonnée des consommations de fondant.

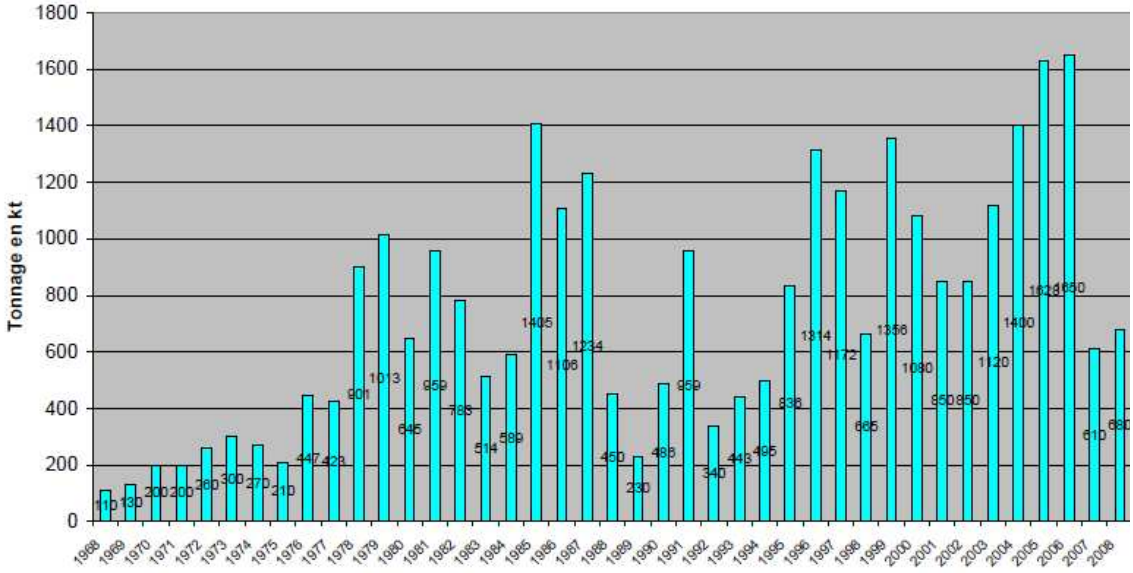


Figure 83 : Statistique nationale de vente de fondant routier de 1968 à 2008 (source : Jacquot, CETE de l'Est, com. pers.)

On constate que les variations interannuelles de vente de fondant sont en phase avec les variations interannuelles de l'IVH (Figure 84), par contre la corrélation entre les deux paramètres est discutable (coefficient de corrélation à 0.28, Figure 85).

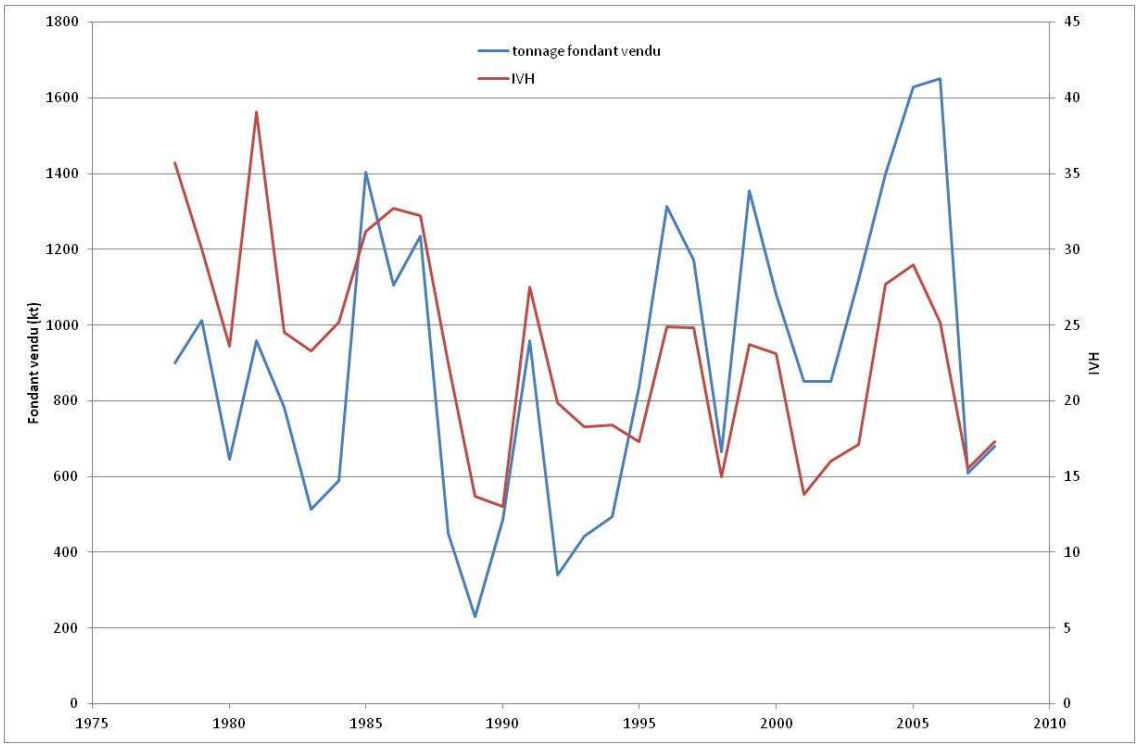


Figure 84 : IVH et quantité de fondant vendue en France par année

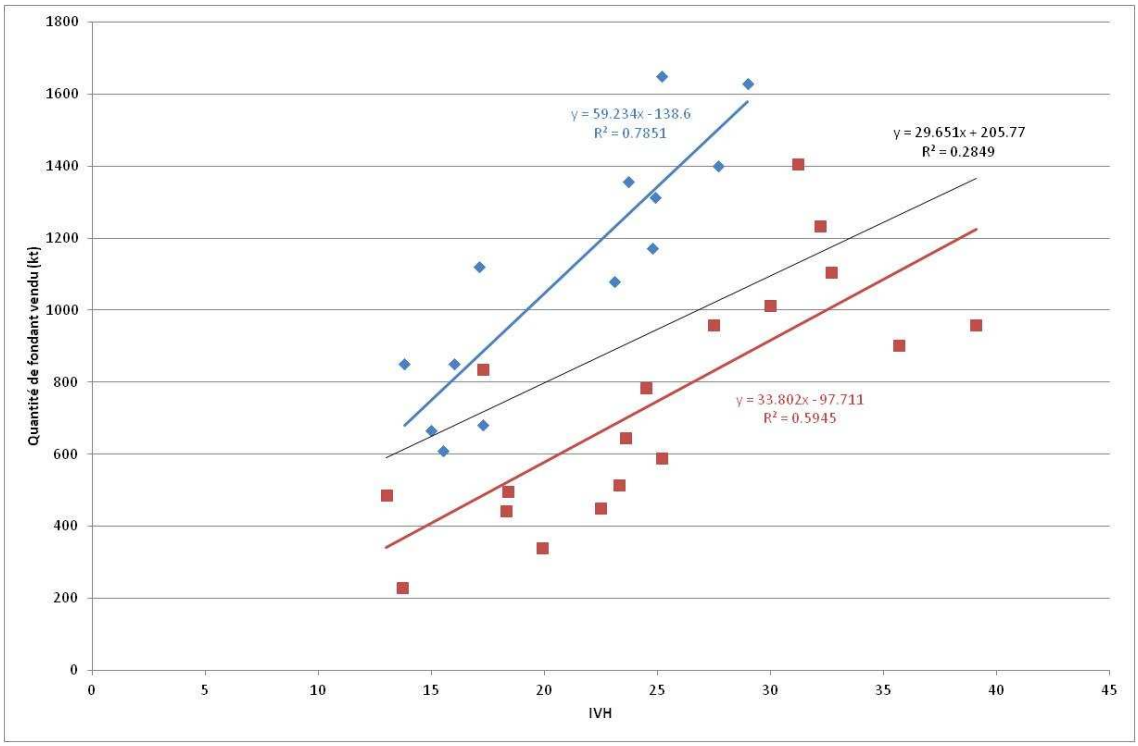


Figure 85 : Corrélation entre IVH et quantité de fondant vendue (en bleu : après 1995 ; en rouge : avant 1995)

Le paramètre « Quantité de fondant vendu » à lui seul ne permet pas d'évaluer l'épandage réel annuel puisqu'il ne permet pas de tenir compte de l'effet de stockage entre 2 années.

Par ailleurs, la quantité de fondant vendu est affectée d'une tendance (globalement à l'augmentation depuis les années 70), tendance qui ne se retrouve pas dans l'IVH (calculée uniquement à partir de paramètres météorologiques). Ainsi, sur le diagramme de corrélation, les points correspondant aux années les plus anciennes sont situés sous la droite de corrélation.

3.1.1.2.2 Le salage départemental

Le Conseil général du Puy-de-Dôme gère en viabilité hivernale 7260 km de routes. Ces routes ne pouvant pas être traitées en totalités à chaque intervention, il a été mis en place une hiérarchisation des interventions qui est liée à l'importance de chaque route ou tronçon de route. Trois priorités ont ainsi été définies. Chacune de ces priorités est associée à des heures d'intervention et des techniques différentes (Priolet, Conseil Général du Puy-de-Dôme, com. pers.).

Le traitement hivernal du réseau routier sur le bassin versant de Volvic est effectué par plusieurs centres d'intervention (Priolet, Conseil Général du Puy-de-Dôme, com. pers. ; Figure 86) :

- le centre d'intervention de Manzat traite la D16 et la D138 (Bois, Centre d'intervention de Manzat, com. pers.) ;
- le centre d'intervention de St Georges traite la D90, la D407, une partie de la D943 et la D16 (Mourel, Centre d'intervention de St Georges, com. pers.) ;
- le centre de Pontgibaud traite la D986 et la D943 (Priolet, Conseil Général du Puy-de-Dôme, com. pers.).

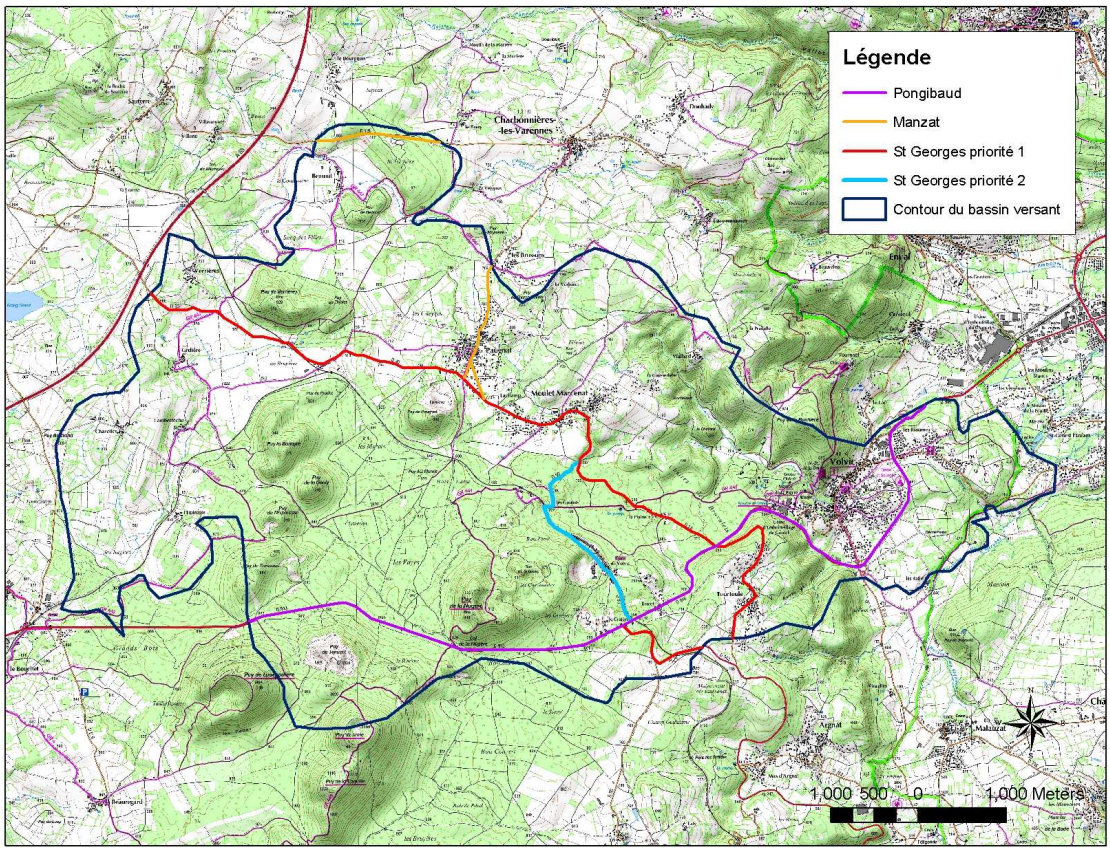


Figure 86 : Itinéraires suivis par les saleuses du Conseil Général

Le centre d'intervention de Manzat traite la D16 et la D138, classées en priorité 2, de la façon suivante : s'il neige en continu, les services techniques épandent uniquement de la pouzzolane, et éventuellement du sel pur en fin d'épisode. Si la précipitation neigeuse est faible, ils effectuent un seul passage de sel pur. Lors de l'épandage de sel, le grammage est de 20 g/m^2 sur une route de 5 m de large environ (Bois, Centre d'intervention de Manzat, com. pers.). Le linéaire de route étant d'environ 3,2 km, la quantité de sel épandu par intervention est de 0,32 t. Durant l'hiver 2010-2011, on peut supposer, au regard des occurrences de neige, qu'il y a eu une dizaine d'interventions au sel pur. La quantité épandue durant cet hiver est d'environ 3,2 t de NaCl (soit **1 t/km** de linéaire).

Le centre d'intervention de St Georges traite au total 32,5 km de route en priorité 1, dont 11,4 km sur le bassin versant. Sur l'impluvium, il traite également la D90 dans le secteur de la gare de Volvic classé en priorité 2 uniquement avec de la pouzzolane (Mourel, Centre d'intervention de St Georges, com. pers.). Le centre dispose de la donnée de quantité de sel épandue uniquement pour l'hiver 2010-2011 : 282 t de NaCl au total, soit 99 t sur le bassin versant, ce qui représente **8,67 t/km** de linéaire.

Sur la départementale reliant Riom à St Ours, classée en priorité 1, les services techniques utilisent de la bouillie de sel (Priolet, Conseil Général du Puy-de-Dôme, com. pers.). Le grammage de la bouillie de sel est de 15 g/m^2 alors qu'il est de 20 g/m^2 pour du sel pur. Le linéaire de route sujet à ce mode de salage est de 10,3 km. Si l'on prend en compte la différence de grammage sur le tonnage par linéaire de route évalué pour le centre de St Ours, on obtient un tonnage de NaCl de **6,5 t/km** de linéaire pour l'hiver 2010-2011.

La quantité de sel (NaCl) de déneigement épandue par linéaire de route est importante pour les itinéraires de St Ours et St Georges, dont le réseau est majoritairement classé en priorité 1, et plus faible pour l'itinéraire de Manzat, dont le réseau est classé en priorité 2.

Deux index de viabilité hivernale nous ont été communiqués par le Conseil Général du Puy-de-Dôme sur la période 1977-2011 (Priolet, Conseil Général du Puy-de-Dôme, com. pers.) :

- l'IVH 100 Clermont Ferrand (voit partie 3.1.1.2.1) ;
- l'IVH du département Puy-de-Dôme.

L'IVH sur le département, de l'hiver 1977-1978 à l'hiver 2010-2011, varie entre 13 et 39,1. L'IVH 100 Clermont Ferrand a varié sur la même période entre 56 et 168.

L'index départemental pour l'hiver 2010-2011 est de 22,1. Il est proche de la moyenne des années 1977 à 2011, soit 23,3. Afin d'évaluer si l'hiver 2010-2011 a été très différent d'une année moyenne, les précipitations hivernales (de novembre à mars) ont été calculées pour les hivers 1976 à 2011 (Figure 87). L'hiver 2010-2011 a connu des précipitations hivernales de 200 mm alors que la moyenne est de 267 mm.

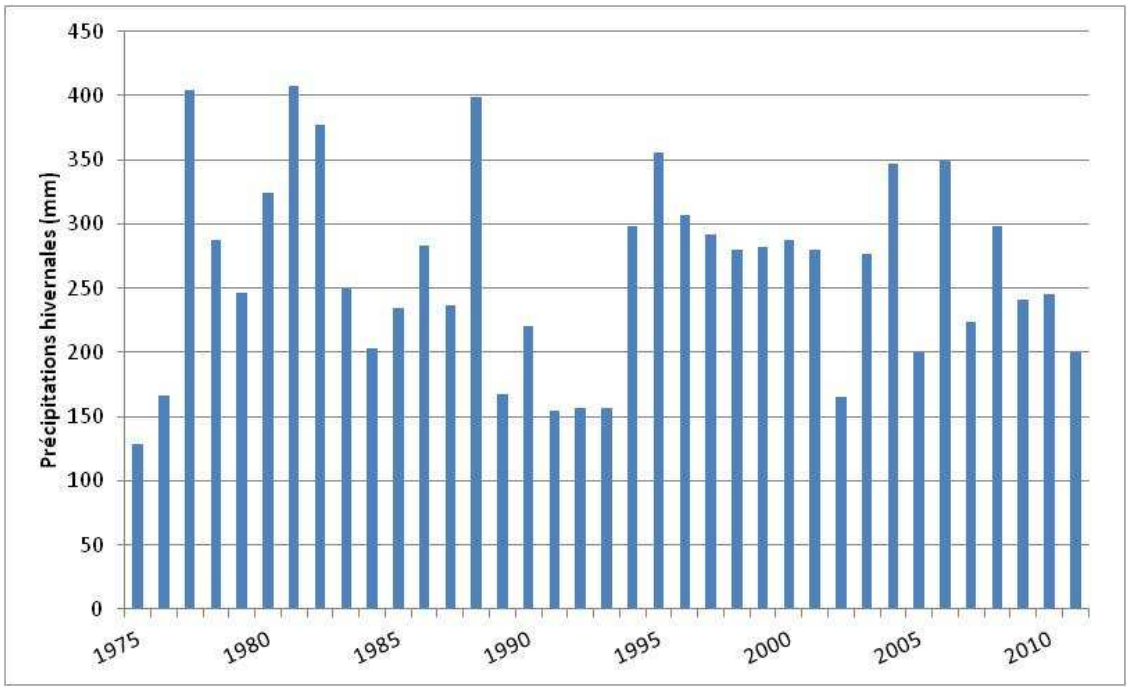


Figure 87 : Précipitations hivernales de l'hiver 1975-1976 à l'hiver 2010-2011

La loi normale des précipitations hivernales a été calculée sur la base des données de 1975 à 2011, afin de visualiser la position de l'hiver 2010-2011 (Figure 88).

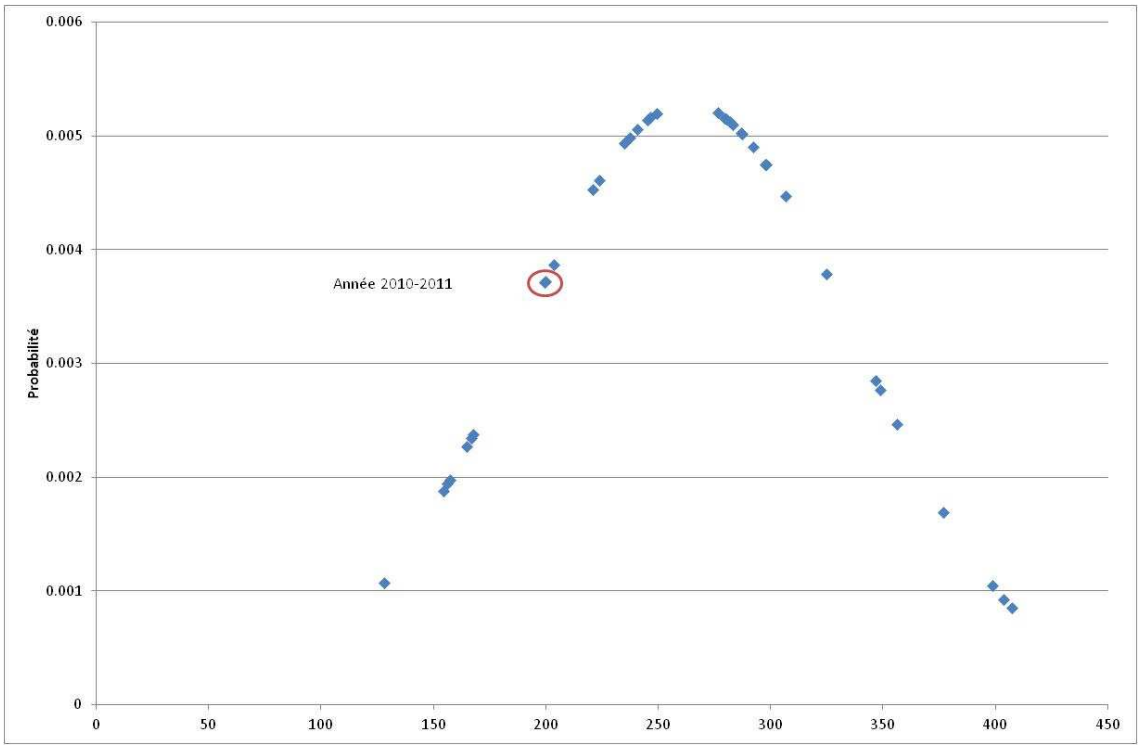


Figure 88 : Loi normale des précipitations hivernales de 1975 à 2011.

Les quantités de sel épandues sont en principe proportionnelles à l'IVH (Priolet, Conseil Général du Puy-de-Dôme, com. pers.), même si la politique actuelle du Conseil Général du Puy-de-Dôme est de maîtriser au mieux l'emploi des fondants.

Nous disposons des quantités de sel épandues annuellement par la Division Routière Départementale (DRD) des Combrailles depuis l'hiver 2007-2008 (Priolet, Conseil Général du Puy-de-Dôme, com. pers.). Ces données ont été comparées à l'IVH départemental (Figure 89).

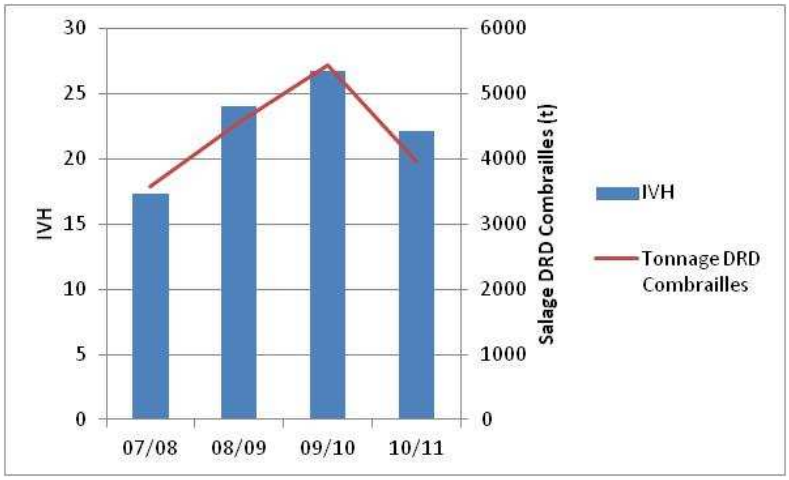


Figure 89 : Quantités de sel épandues annuellement par la DRD des Combrailles (en rouge) et IVH départemental (en bleu)

La corrélation entre l'IVH et la quantité de sel épandue par la DRD des Combrailles (Figure 90) est significative (R^2=0,8819).

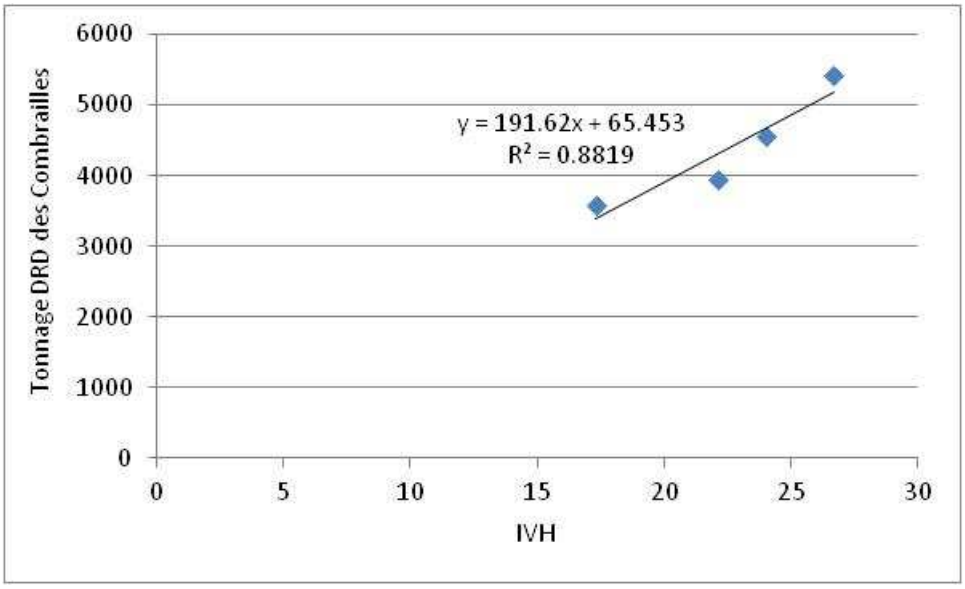


Figure 90 : Corrélation entre les quantités de sel épandues annuellement par la DRD des Combrailles et l'IVH départemental

A partir de la relation suivante : $\text{Tonnage DRD Combrailles} = 191{,}62 \times \text{IVH} + 65{,}453$, on peut évaluer pour chaque année, la quantité de sel épandue par la DRD des Combrailles.

Le rapport entre la quantité de sel épandue par la DRD des Combrailles et la quantité de sel évaluée sur le bassin versant de Volvic durant l'hiver 2010-2011 est de 23,38. On peut donc, pour chaque année, évaluer la quantité de sel épandue sur le bassin versant de Volvic, en supposant ce rapport constant (Figure 91).

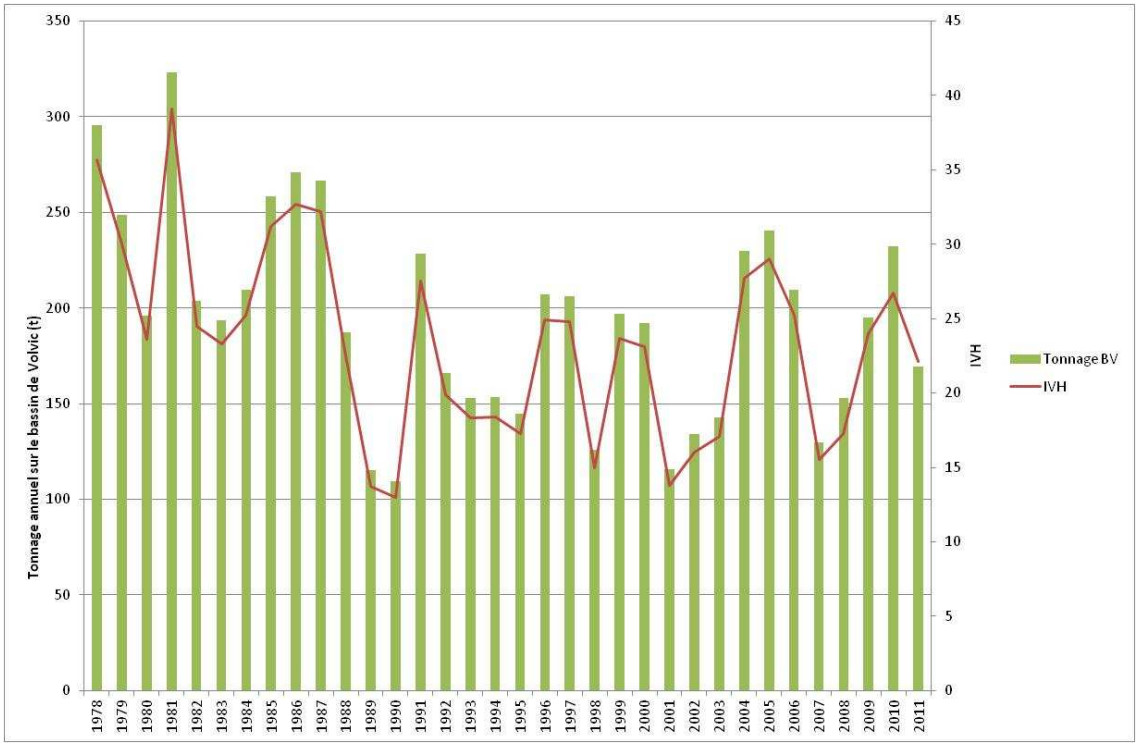


Figure 91 : IVH et quantité de sel épandue annuellement sur le bassin versant de Volvic

3.1.1.2.3 Le salage communal Volvic

Le salage des routes a démarré sur la commune de Volvic aux alentours de 1980 (Toussaint, Services techniques de la commune de Volvic, com. pers.). Le salage consistait en l'épandage de sel pur (sans pouzzolane), jusqu'en 2009-2010. Depuis l'hiver 2009-2010, le traitement est effectué avec un mélange 2/3 de volume de sel (NaCl), 1/3 de volume de pouzzolane. Si les chutes de neige sont trop importantes, du sel pur est épandu. La période hivernale pendant laquelle le personnel est mobilisé sur le salage des routes va du 1er novembre au 30 avril.

L'équipement utilisé pour le salage des routes de la commune est le suivant :

- un camion acheté en 2007, qui peut contenir 4 m^3 de sel, est utilisé systématiquement après une chute de neige sur l'itinéraire des villages du haut. Le grammage est réglé à 15 g/m^2 et reste constant le long de l'itinéraire. Après de fortes chutes de neige, le camion est rempli deux fois (soit 8 m^3) par intervention ;
- un petit tracteur acheté en 2007, qui peut contenir 0,8 m^3 de sel, est utilisé systématiquement après une chute de neige dans le centre-ville de Volvic. La benne est munie d'une ouverture à commande manuelle qui reste constante le long de l'itinéraire. Après de fortes chutes de neige, le petit tracteur est rempli 5 à 6 fois (soit 4 m^3) par intervention ;
- un gros tracteur acheté en 2011, qui peut contenir 1 m^3 de sel. Il n'est pas utilisé systématiquement et vient en complément sur les secteurs de Crouzol et la zone industrielle de Volvic. L'achat de ce tracteur étant récent, il ne sera pas pris en compte dans la présente étude.

Le grammage du camion et du tracteur acheté en 2007 est proche. Quel que soit l'équipement, le grammage est réglé au départ et reste identique sur l'ensemble de l'itinéraire, qui ne comprend pas de point sensible.

La commune n'effectue pas de salage préventif, elle intervient uniquement pour déneiger. Lorsque les températures sont très basses (inférieures à -10°c), il ne semble pas judicieux au service technique de la commune de saler. L'intervention aurait pour conséquence de favoriser l'apparition de verglas. Sur la départementale D986, les services communaux ne salent pas, seule la lame de déneigement est utilisée.

Les itinéraires suivis par le camion de salage et le tracteur sur la commune de Volvic et les « villages du haut » sont présentés en Figure 92 (itinéraire avant l'achat du gros tracteur en 2011).

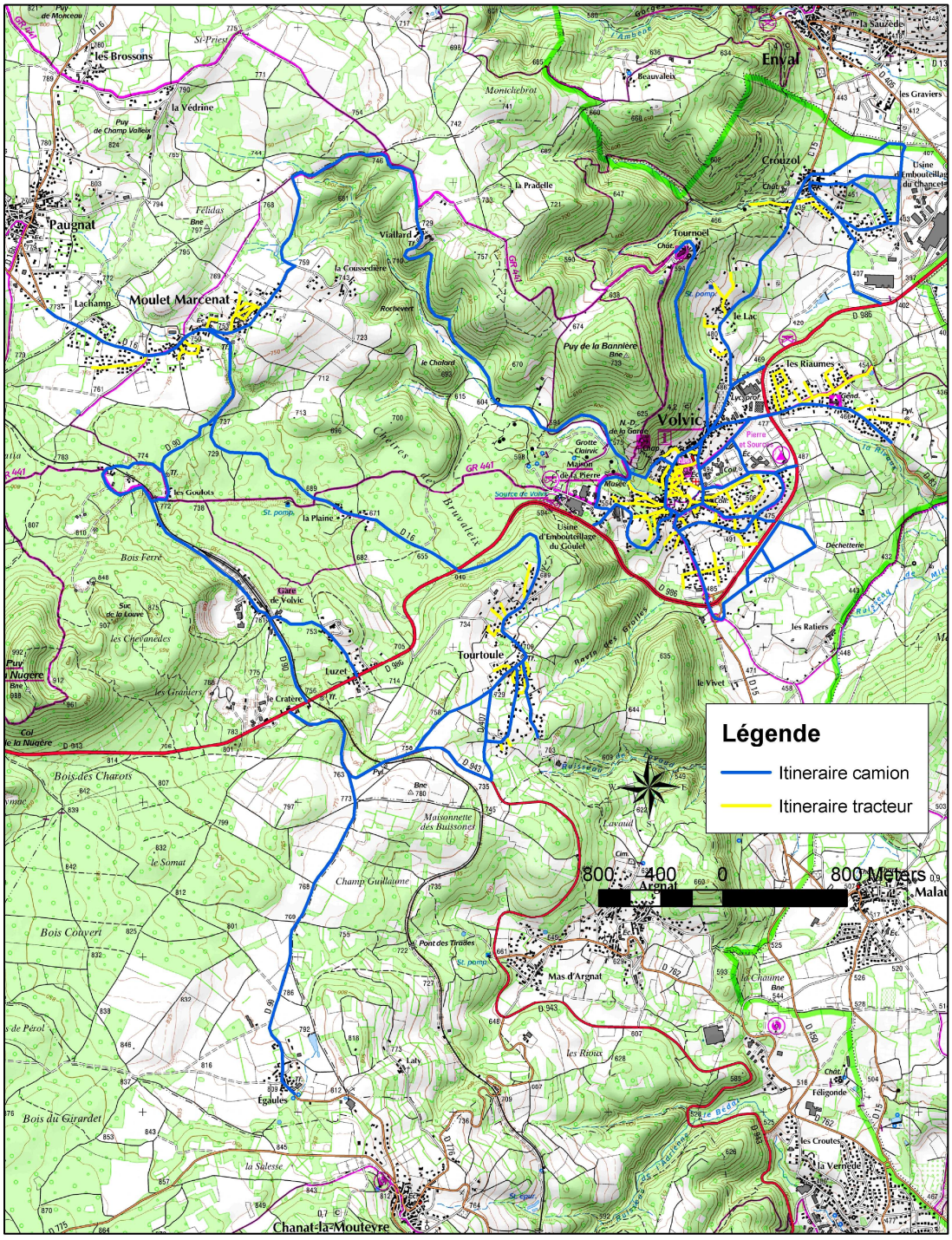


Figure 92 : Itinéraires suivis pour le salage communal de Volvic (source : Frisach, Services techniques de la commune de Volvic, com. pers.)

Le linéaire parcouru par le camion de salage est de 38,01 km (soit 28,95 km dans le bassin versant) et le linéaire parcouru par le tracteur est d'environ 11,35 km (soit 10 km dans le bassin versant).

La répartition du tonnage est effectuée de la façon suivante :

- 8 m^3 pour le camion,
- 4,5 m^3 pour le tracteur.

Avant 2011, pour 1 m^3 de sel utilisée, les 2/3 environ étaient donc épandus par le camion et environ 1/3 était épandu par le tracteur.

La quantité de sel achetée par la mairie de Volvic pour l'hiver 2010-2011 est de 44 t. A la fin de l'hiver, il restait un volume de 22 m^3 (Perfetti, Société des Eaux de Volvic, com. pers.). 1 t de sel de déneigement correspondant environ à un volume de 1,2 m^3 (site web www.viabilite-hivernale.equipement.gouv.fr), la quantité de sel restante peut être évaluée à 18 t. La quantité de sel effectivement épandue est donc de 26 t environ. Concernant les stocks, l'hiver 2010-2011 était particulièrement singulier car d'importants stocks étaient restés en fin d'hiver (Toussaint, Services techniques de la mairie de Volvic, com. pers.). Les stocks en fin d'hiver sont généralement faibles, ils varient entre 2 et 3 m^3.

Le tonnage par linéaire de route communale est de **0,39 t/km pour l'hiver 2010-2011, soit 0,27 t/km pour le camion et 0,45 t/km pour le tracteur**. La quantité de sel épandue par linéaire de route est faible au regard des quantités épandues par le Conseil Général. Cela est dû à deux facteurs :

- l'altitude du réseau routier de la commune de Volvic est plus faible que celle du réseau traité par le Conseil Général sur l'impluvium,
- le traitement est effectué depuis l'hiver 2009-2010 avec un mélange 2/3 de sel et 1/3 de pouzzolane.

On connait également des quantités de sel achetées pour les hivers suivants :

- 2007-2008 : 79 t,
- 2008-2009 : 117 t,
- 2009-2010 : 161 t.

On peut supposer que la quantité de matière épandue (sel pur ou sel + pouzzolane) est proportionnelle à l'IVH (Figure 93). Cela nous permet d'estimer la quantité de sel épandue par la commune de Volvic année après année. Pour évaluer la proportionnalité entre l'IVH départemental et la quantité de sel épandue, l'hiver 2010-2011 n'a pas été considéré

puisqu'il a fait l'objet de changements de pratiques et que cet hiver a été particulier en termes d'enneigement (fortes quantités de neige en novembre et décembre et très faibles quantités de neige de janvier à mars).

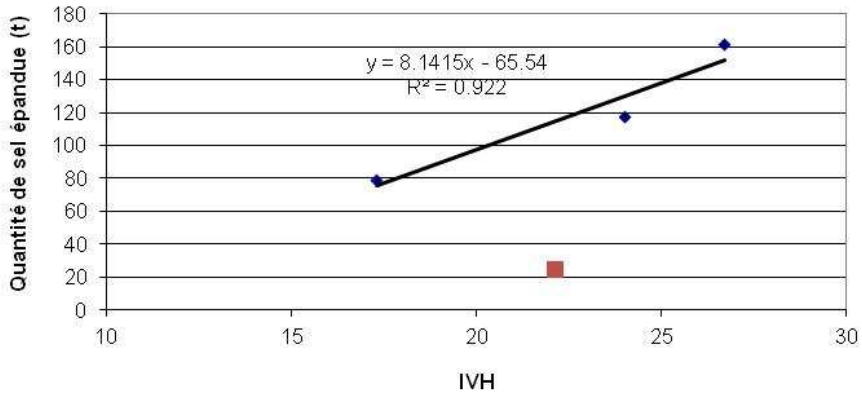


Figure 93 : Relation entre quantité de sel achetée (t) et IVH pour les années 2008 à 2010 ; en rouge : l'année 2010-2011

Les quantités de sel annuelles épandues sur le bassin de Volvic ont été évaluées de 1978 à 2011 de la manière suivante :

- la quantité de matière pour l'ensemble de la commune de Volvic a été évaluée par hiver (sauf pour 2010-2011 où la quantité de sel est connue) de la manière suivante :

$$\text{Quantité totale annuelle (t)} = 8{,}1415.IVH_{\text{départemental}} - 65{,}54$$

- les quantités de sel annuelles épandues par le camion et le tracteur sur le bassin versant de Volvic ont été évaluées de 1978 à 2011 (Figure 94) de la manière suivante :
    - la quantité de sel épandue par le camion sur la totalité du linéaire correspond à 2/3 de la quantité totale épandue ;
    - la quantité de sel épandue par le tracteur sur la totalité du linéaire correspond à 1/3 de la quantité totale épandue ;
    - la quantité de sel épandue par le camion sur le bassin versant est égale à :

$$\text{Quantité totale camion} \times \frac{\text{linéaire camion BV (29 km)}}{\text{linéaire camion total (38 km)}}$$

    - la quantité de sel épandue par le camion sur le bassin versant est égale à :

$$\text{Quantité totale tracteur} \times \frac{\text{linéaire tracteur BV (10 km)}}{\text{linéaire tracteur total (11,3 km)}}$$

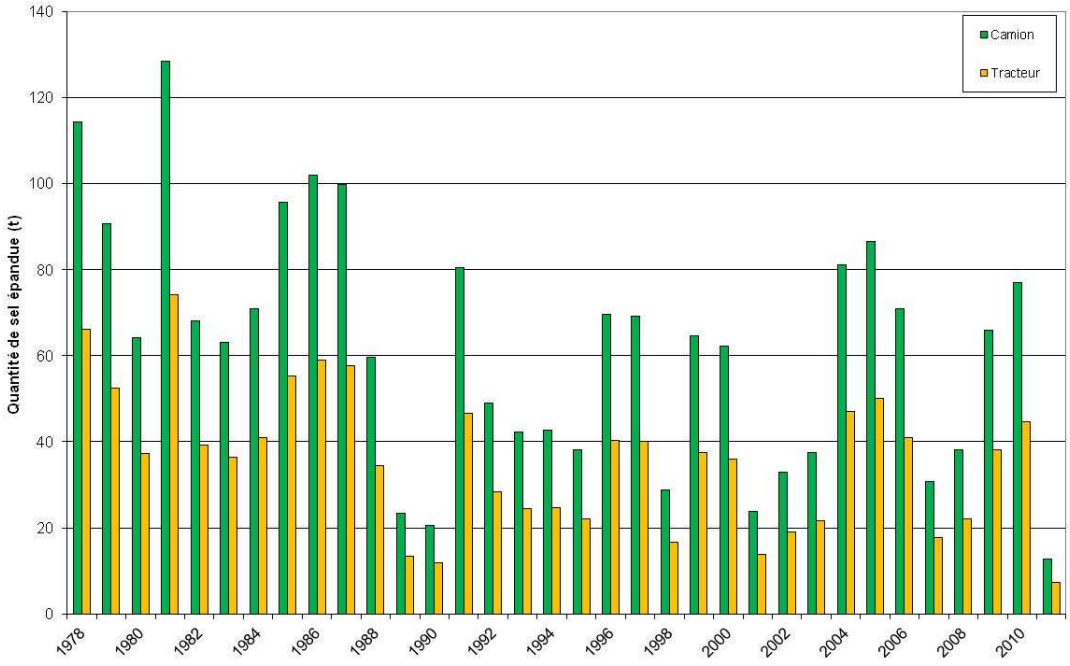


Figure 94 : Quantité de sel épandue annuellement par la commune de Volvic sur le bassin versant.

3.1.1.2.4 Le salage sur la commune Charbonnières-les-Varennes

La mairie de Charbonnières-les-Varennes traite le réseau routier de la commune avec du sel de déneigement notamment dans le secteur de Paugnat. L'itinéraire concerné par le salage des routes de la commune est présenté en Figure 95.

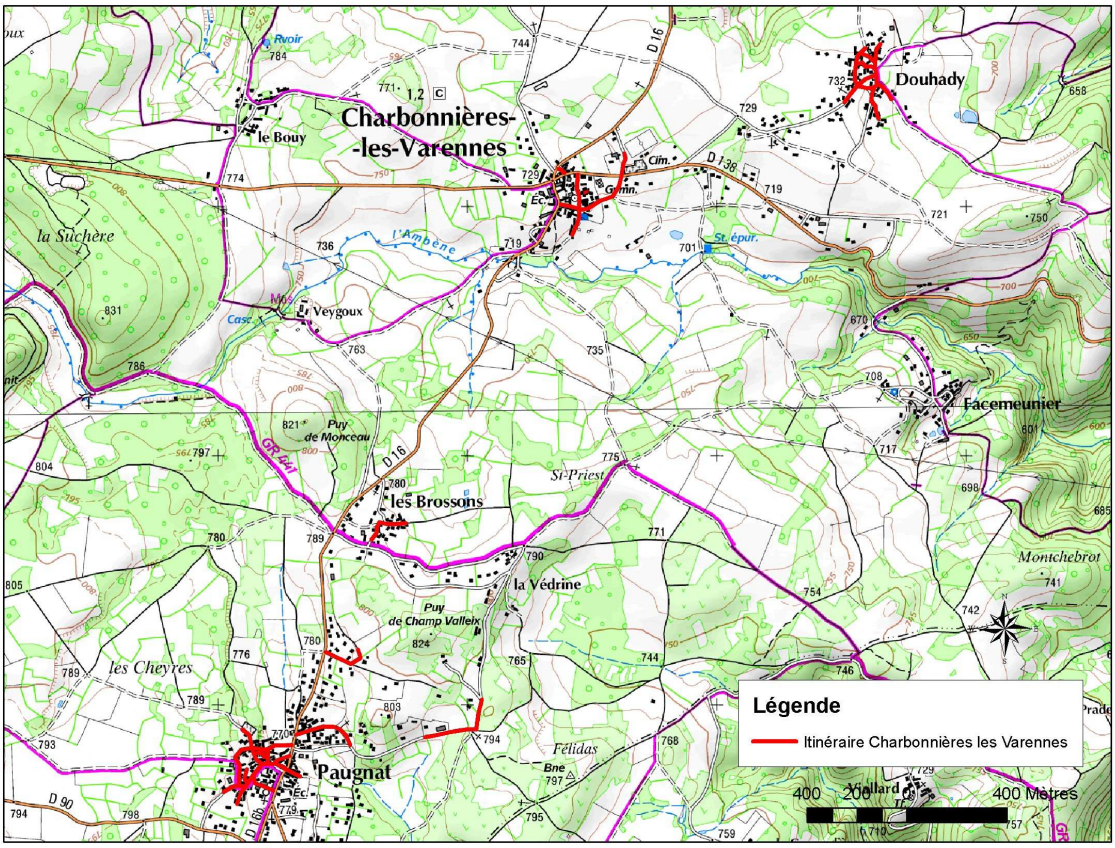


Figure 95 : Itinéraire de salage des routes de Charbonnières-les-Varennes (source : Gille, Services techniques de la commune de Charbonnières-les-Varennes, com. pers.)

Cet itinéraire représente 3,9 km de réseau routier au total et comprend 2,1 km de linéaire dans les limites de l'impluvium (soit 54 % de l'itinéraire).

Les données disponibles concernent les achats de sel durant l'hiver 2010-2011 uniquement :

- 4,98 t de sel achetées le 24/11/10 (Gille, Services techniques de la commune de Charbonnières-les-Varennes, com. pers.) ;
- 14,85 t de sel achetées le 23/12/2010 (Gille, Services techniques de la commune de Charbonnières-les-Varennes, com. pers.).

Par ailleurs le stock restant en 2011 est d'environ 10 t (Gille, Services techniques de la commune de Charbonnières-les-Varennes, com. pers.).

La quantité de sel utilisée est supposée égale à 9,8 t (en négligeant l'utilisation des stocks accumulés pendant l'année 2009-2010 au cours de l'hiver 2010-2011). En tenant compte de la part de linéaire située dans les limites de l'impluvium, cela représente 5,3 t de sel épandu sur le bassin versant. Le tonnage par linéaire de route est donc de **2,51 t/km pour l'hiver 2010-2011**. Cette valeur est nettement supérieure à celle de l'itinéraire Volvic (situé plus bas

en altitude et bénéficiant d'un changement de pratique), et légèrement supérieure à celle de l'itinéraire de Manzat, traitant le même secteur.

Si l'on suppose que la quantité de sel épandue par la commune de Charbonnières-les-Varennes sur l'impluvium est proportionnelle à l'IVH départemental, on peut calculer la quantité de sel épandue sur l'impluvium par la mairie de Charbonnière les Varennes par année (Figure 96). Pour cela on tient compte du rapport suivant :

$$\frac{\text{Quantité sel 2010/2011}}{\text{IVH}} = \frac{5,3}{22,1} = 0,24$$

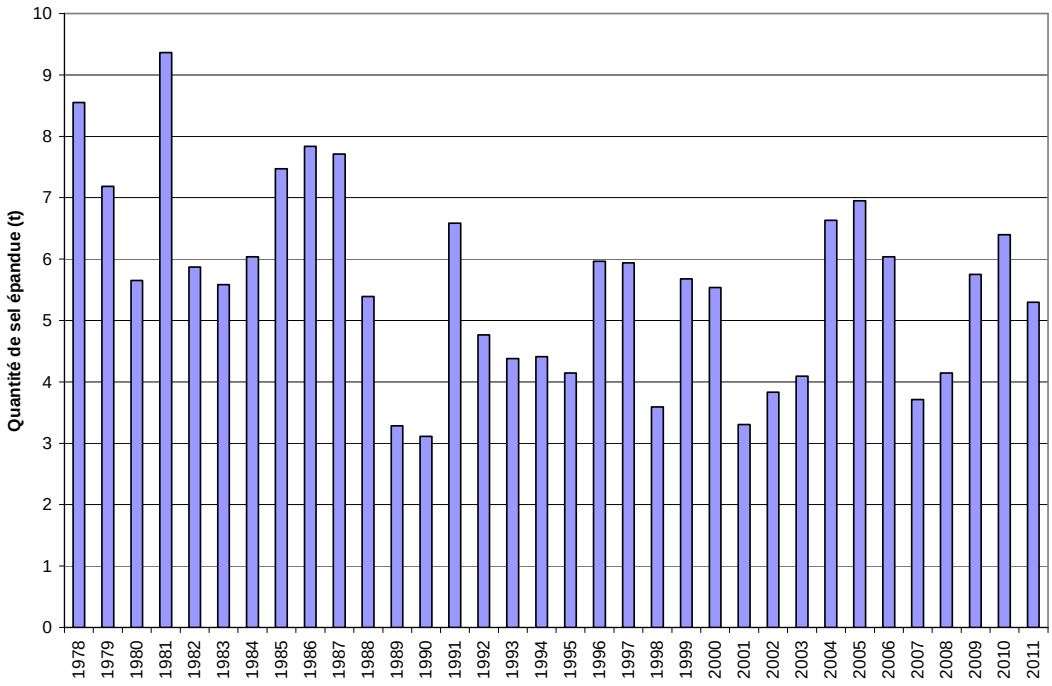


Figure 96 : Quantité de sel annuellement épandue sur le bassin versant par la commune de Charbonnières-les-Varennes

L'enquête réalisée a permis :

- *de définir les itinéraires de salage suivis par le Conseil Général et les communes de Charbonnières-les-Varennes et de Volvic,*
- *d'estimer les quantités de sel de déneigement annuellement épandues durant l'hiver 2010-2011.*

La relation de proportionnalité entre l'IVH et la quantité de sel utilisée permet d'estimer depuis 1978 les tonnages annuels épandus sur le bassin versant, pour chaque itinéraire.

Cette enquête, aux limites de sa précision près, fait apparaître des écarts de quantité de sel épandue par linéaire de route en fonction de l'itinéraire et de la pratique de traitement. Les disparités mises en évidence peuvent constituer des bases techniques pour la mise en place de plans d'actions visant à réduire les apports de sel sous forme NaCl, dans l'objectif de préserver la qualité de la ressource en eau minérale.

3.1.1.2.5 Répartition temporelle du salage des routes

3.1.1.2.5.1 Evolution depuis les années 70

Le salage des routes a démarré dans les années 60-70 comme le montre le graphique sur l'évolution de la vente de fondant (Figure 83). La quantité de sel annuelle vendue semble avoir augmenté progressivement de 1965 à 1985.

Dans la présente étude, les quantités de sel annuelles épandues sur le bassin versant ont été jusqu'alors calculées en tenant compte uniquement de l'IVH. Or l'évolution annuelle de la vente de fondant intègre la variabilité météorologique évaluée par l'IVH. Ainsi les faibles valeurs d'IVH sont souvent associées à de faibles ventes de fondant.

Il semble judicieux, pour intégrer l'évolution du salage des routes, de pondérer les quantités de sel annuelles épandues évaluées en intégrant l'IVH, par une évolution de 5% par an entre 1965 et 1985, d'après la tendance observée sur la Figure 83, avec :

$$M_{épandue}^{1965} = M_{calculée} \times 0\%$$

$$M_{épandue}^{i} = M_{calculée} \times (i - 1965) \times 5\%$$

$$M_{épandue}^{1985} = M_{calculée} \times 100\%$$

Avec :

- $M_{calculée}$: masse de sel (NaCl) calculée en tenant compte uniquement de l'évolution de l'IVH [t],
- $M_{épandue}$: masse de sel (NaCl) calculée en tenant compte de l'évolution de la vente de fondant [t],
- i : année considérée.

3.1.1.2.5.2 Répartition journalière

Afin de définir la répartition temporelle des opérations de salage en fonction de paramètres météorologique, les données suivantes ont été collectées et étudiées sur la période 2010-2011 (Figure 97 et Figure 98) :

- nombre d'heures par jour et par agent de la commune de Volvic passé aux opérations de déneigement depuis le 01/01/2010 ;
- la pluie journalière à la station MétéoFrance de Volvic depuis le 01/01/1975 (qui intègre sans distinction la pluie et la neige) ;
- l'occurrence de neige observée à la station MétéoFrance de Volvic, disponible depuis le 03/01/1961.

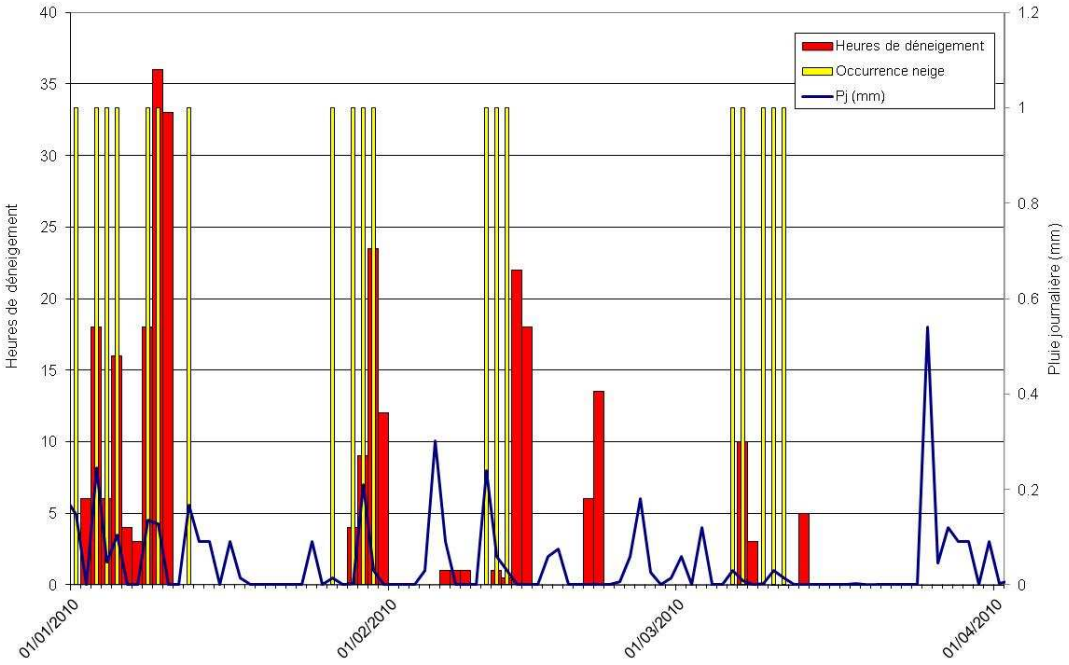


Figure 97 : Occurrence de neige, précipitations journalières et heures passées au déneigement pour l'hiver 2009-2010

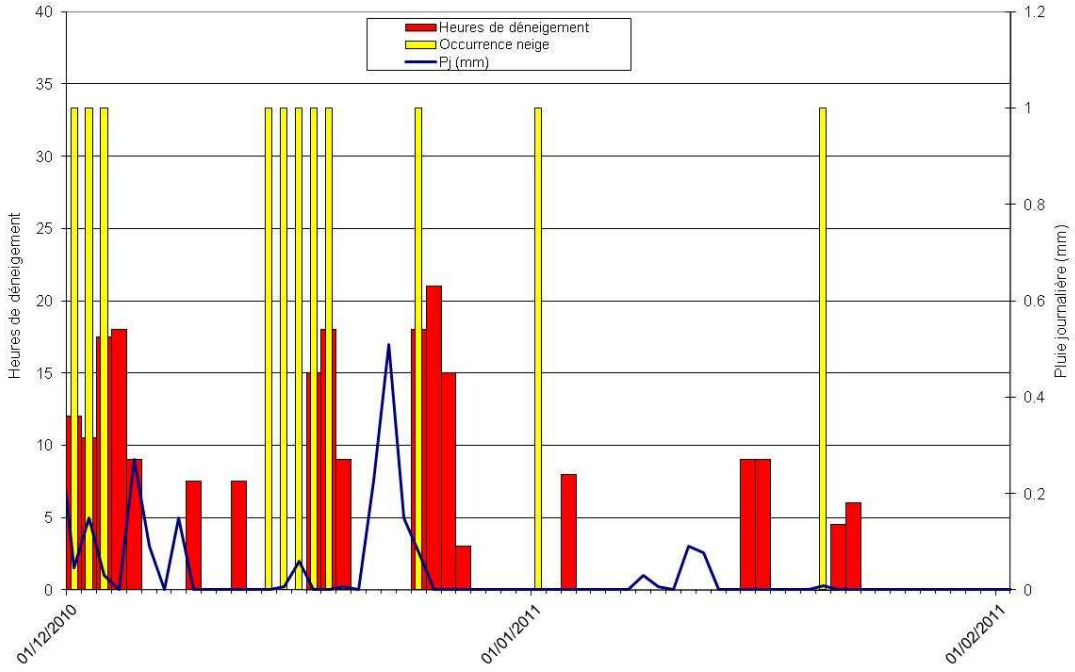


Figure 98 : Occurrence de neige, précipitations journalières et heures passées au déneigement pour l'hiver 2010-2011

La corrélation entre le nombre d'heures passées au déneigement par jour et la hauteur journalière précipitée (Figure 99) est mauvaise sur la période considérée.

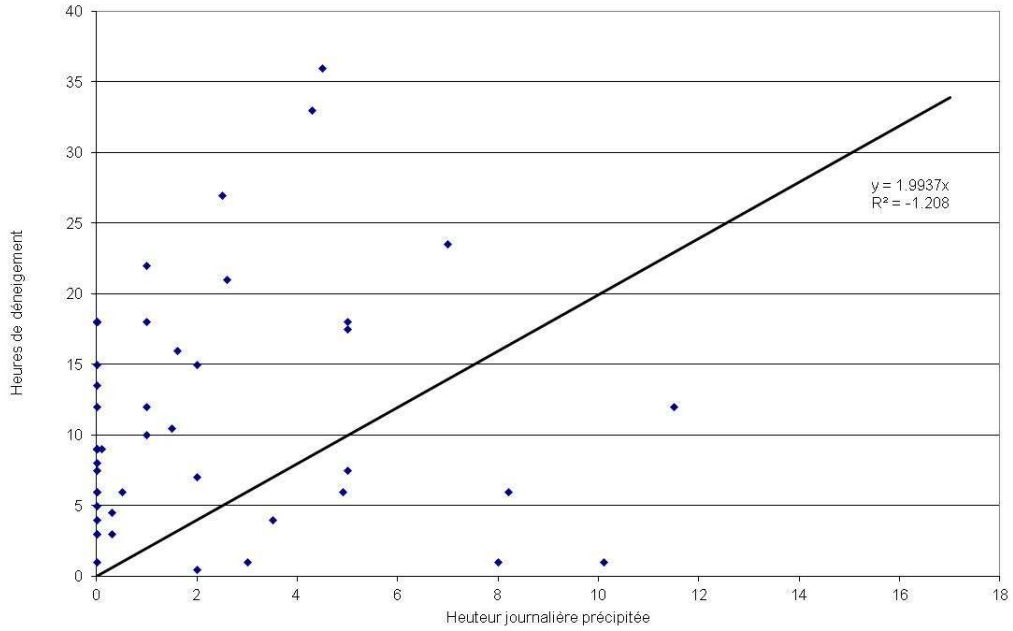


Figure 99 : Corrélation entre la pluie journalière et le nombre d'heures de déneigement du 15 novembre au 15 mars pour les hivers 2009-2010 et 2010-2011

Par contre cette corrélation est meilleure si l'on considère un cumul à 5 jours (R^2=0.38), et d'autant plus à 10 jours (R^2=0.6) (Figure 100).

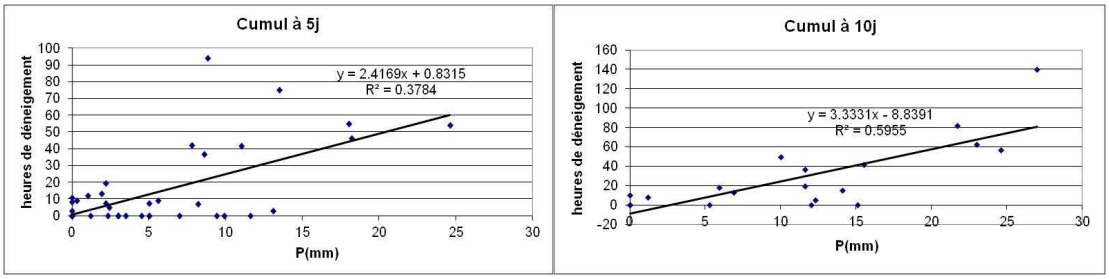


Figure 100 : Corrélations entre la précipitation journalière et le nombre d'heures de déneigement cumulés à 5 et 10 jours, du 15 novembre au 15 mars pour les hivers 2009-2010 et 2010-2011

Le nombre de jours passé par mois au déneigement est comparé au nombre de jours de précipitations et au nombre de jours d'occurrence neige pour les hivers 2009-2010 et 2010-2011 en considérant les périodes hivernales allant du 15 novembre au 15 mars (Figure 101).

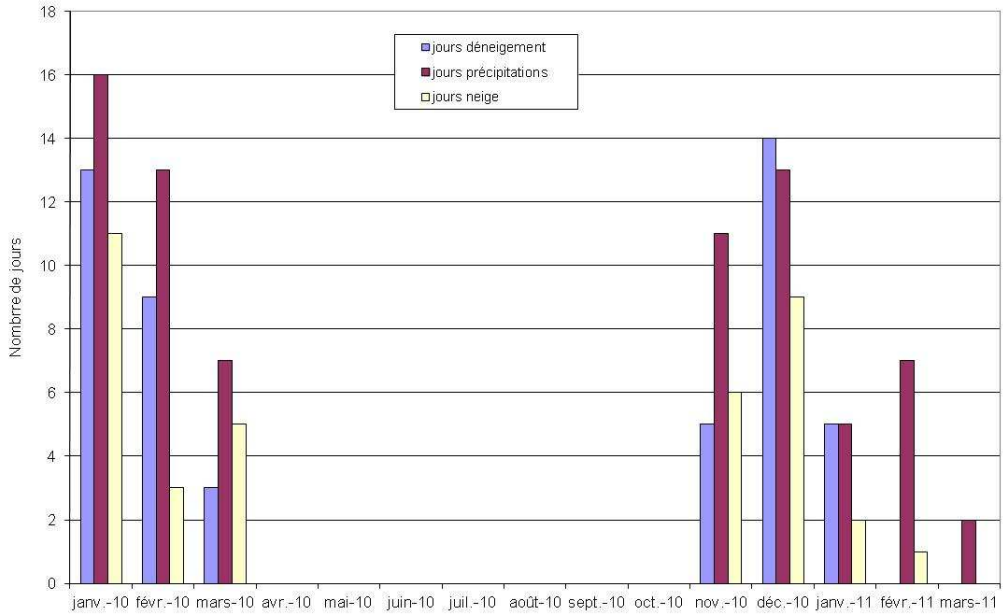


Figure 101 : Nombre d'occurrence mensuelle des paramètres : précipitation, déneigement, neige

Le nombre de jours de précipitations est, pour la plupart des mois considérés, nettement supérieur au nombre de jours de déneigement. L'occurrence de précipitation ne permettrait pas de décrire de manière correcte la répartition de sel sur le réseau routier dans le temps. Par ailleurs l'occurrence de neige est souvent inférieure au nombre de jours passés au déneigement. Le déneigement après une phase de chute de neige est souvent plus long que la période de neige en elle-même. Cependant, ce paramètre semble être un meilleur descripteur temporel des opérations de déneigement.

Sur l'ensemble de la période considérée, on compte 49 jours de déneigement pour 37 jours d'occurrence neige. En moyenne, cela correspond à 1,3 jour de déneigement pour une occurrence de neige.

Pour les différents événements de la période considérée, le nombre de jours consécutifs de neige a été associé à un nombre moyen de jours de déneigement (Tableau 18).

Nombre de jours consécutifs d'occurrence neige	Nombre de jours consécutifs de déneigement
1	2.0
2	pas de données
3	4.0
4	5.3
5	3.3

Tableau 18 : Comparaison du nombre de jours consécutifs de neige et du nombre moyen de jours de déneigement associé

Le faible nombre d'événements, soit 11 au total sur les 2 hivers considérés, ne nous permet pas de déduire une règle générale reliant le nombre de jours consécutifs d'occurrence neige au nombre de jours consécutifs de déneigement.

Un test de concomitance expérimental entre l'occurrence neige et l'occurrence de déneigement, présenté en Annexe 24, montre les opérations de déneigement sont en moyenne décalées de 2 jours par rapport aux chutes de neige.

Il semblerait donc que, pour être au plus près de la réalité, l'épandage de sel routier devrait être maximal 2 jours après l'occurrence neige. Cependant, étant donnée l'inertie de l'hydrosystème, on considérera que l'épandage de sel routier est effectué le jour même où l'occurrence de neige a été observée.

Grâce à l'observation de ce paramètre, la masse de sel (NaCl) épandue annuellement sur chaque itinéraire peut donc être répartie sur les jours d'occurrence neige. Le flux de chlorures journalier épandu sur chaque itinéraire peut ensuite être calculé (Figure 102).

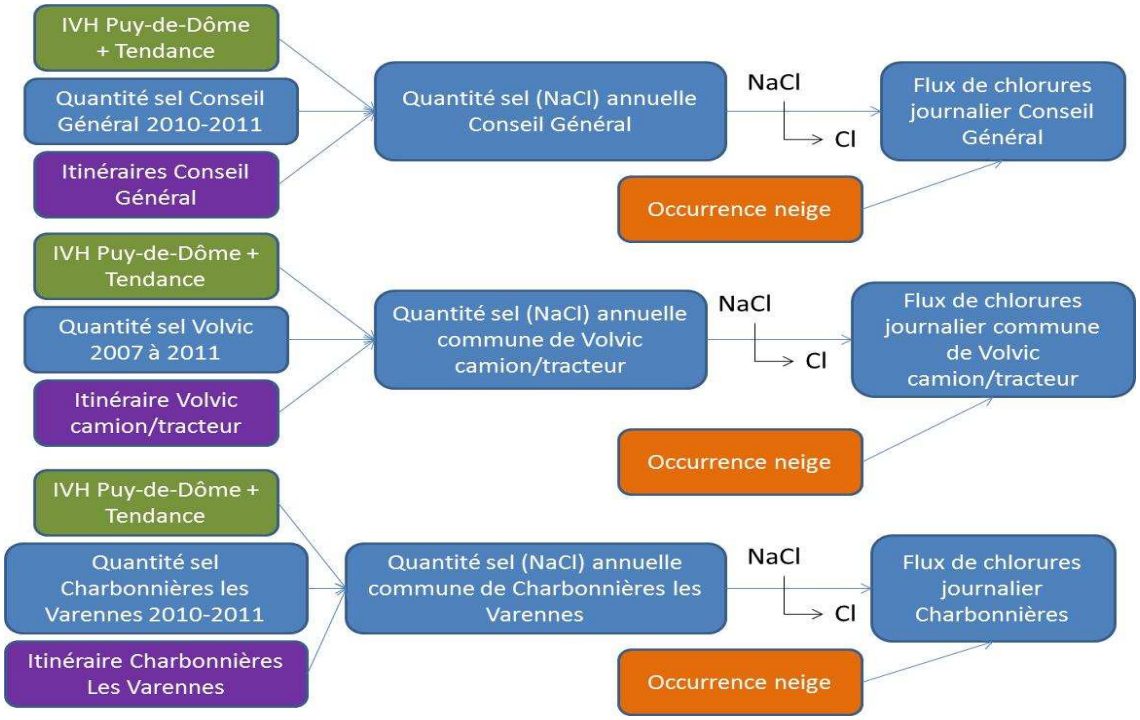


Figure 102 : Stratégie de calcul des flux journaliers de chlorures provenant du salage des routes sur chaque itinéraire

Pour chaque itinéraire de traitement du réseau routier, la quantité de sel épandue a été évaluée par année en fonction de l'IVH et en tenant compte de l'évolution des ventes de fondant depuis les années 60. Pour chaque année, la masse de sel calculée peut être répartie en utilisant le paramètre « occurrence neige » observé à la station Météo-France de Volvic. Une chronique journalière de flux de chlorure provenant de l'épandage de sel sur le réseau routier est ainsi évaluée.

3.1.1.3 L'agriculture

L'activité agricole sur le site de Volvic est correspond essentiellement à de petites exploitations où est pratiqué un élevage extensif. Une étude des pratiques agricoles a été menée sur l'impluvium d'Evian et a permis d'évaluer le flux en chlorures provenant des activités d'élevage à 15 kg/an.UGB[9] (Cristofini et al., 1994).

Une étude a été menée en 2008 pour effectuer un bilan des activités agricoles sur l'impluvium de Volvic. Le détail des SAU[10] et du nombre d'UGB par exploitation agricole est présenté en Annexe 25.

[9] Unité Gros Bétail
[10] Surface Agricole Utile

Sur la base du nombre total d'UGB par exploitation et de la SAU sur l'impluvium, le nombre d'UGB par exploitation sur l'impluvium a été calculé (Figure 103). Le flux de chlorures a ensuite été évalué pour chaque exploitation du bassin versant sur la base d'un flux unitaire de 15 kg/UGB/an : $F = UGB \times F_{unitaire}$ (Figure 104).

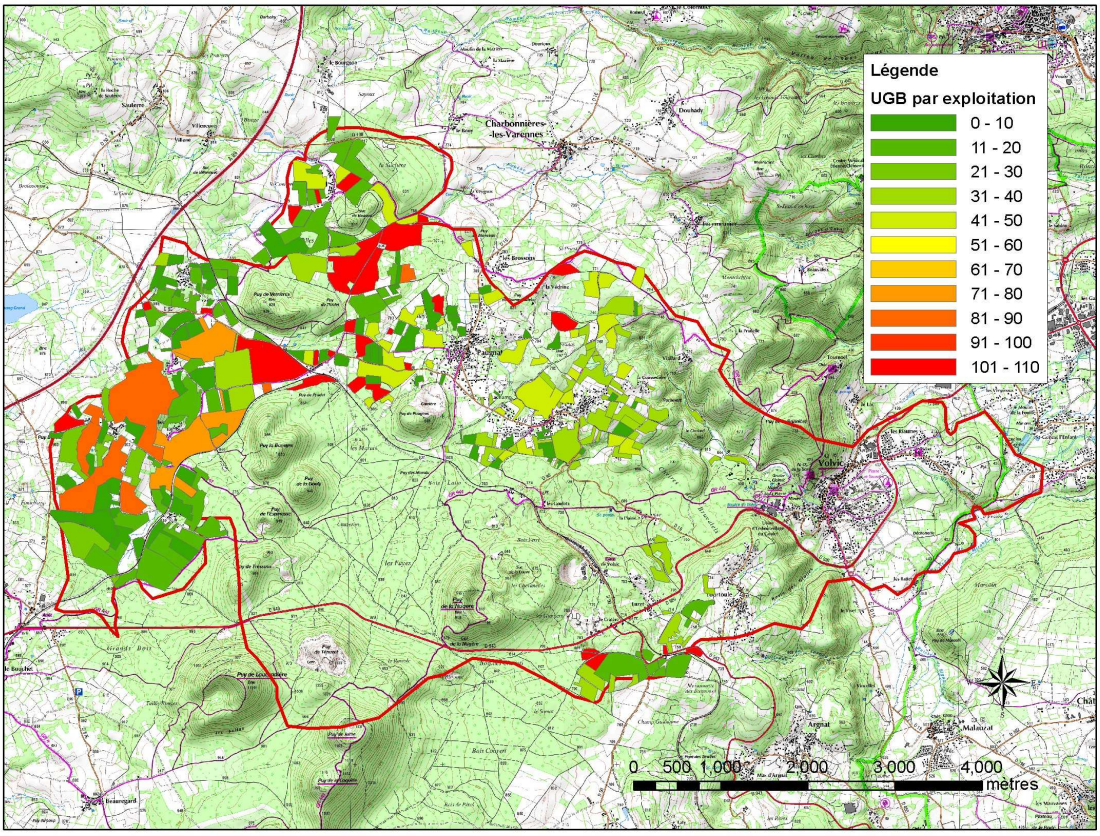


Figure 103 : Surfaces agricoles classées par nombre d'UGB par exploitation

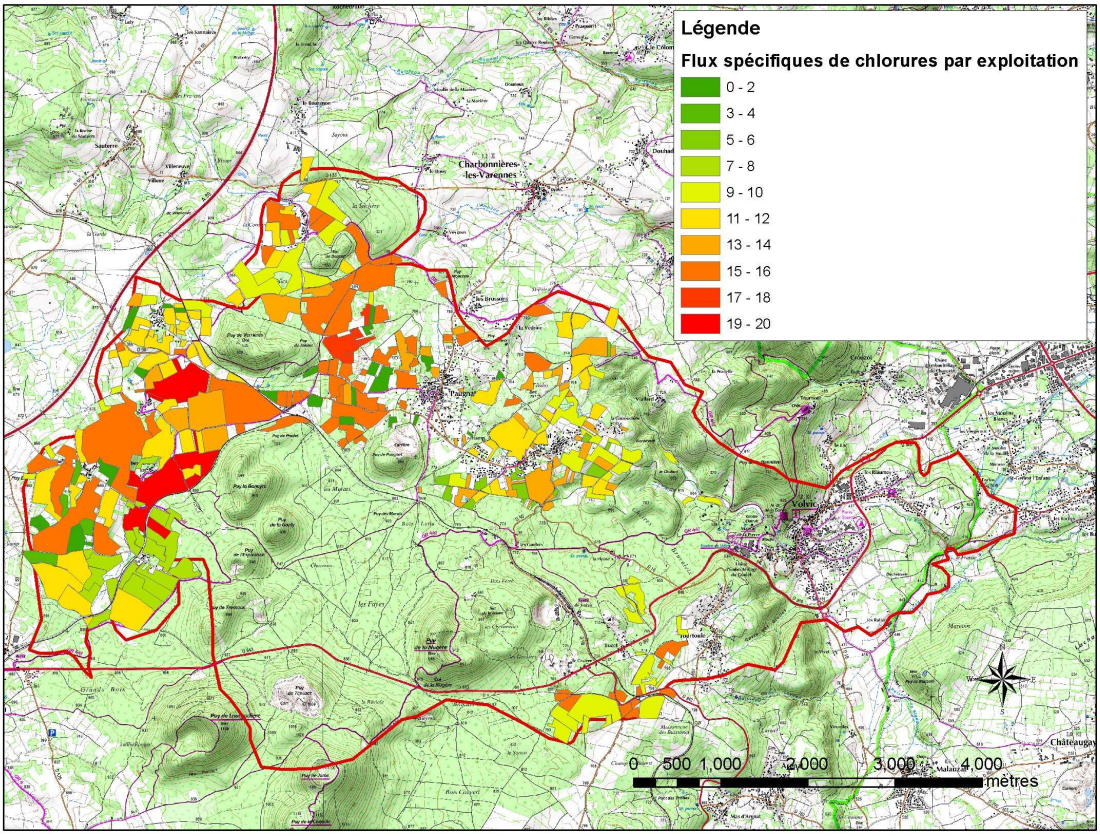


Figure 104 : Surfaces agricoles classées par flux spécifique de chlorures (kg/ha/an)

Une partie du bétail est en stabulation pendant 5 mois en moyenne par an (de novembre à début avril), d'après le bilan sur les actions agricoles daté de 2008. La stabulation concerne, sur le bassin versant, 433 UGB sur 686 au total. D'après ce même bilan 2008, les périodes d'épandage peuvent avoir lieu :

- plusieurs fois dans l'hiver (de novembre à mars) ;
- au début du printemps (de fin mars à mi-avril) ;
- parfois à l'automne.

Par ailleurs les conditions de stockage varient de manière importante parmi les pratiques suivantes :

- stockage en plein champ ;
- stockage sur plateforme ;
- épandage direct sans stockage.

De manière générale, même si la période de stabulation est assez homogène, les modalités de stockage et d'épandage des fumiers sont très diversifiées. Etant donnée l'échelle de

temps considérée, les apports sporadiques liés à l'épandage sont supposés équivalent, tout au long de l'année, aux apports liés au pâturage en plein champ. Les exportations hors du bassin versant ont été négligées. Notons que la part des apports liés à l'élevage, estimée dans le bilan de flux de chlorures (Tableau 25), est faible par rapport aux apports liés au salage des routes et aux précipitations.

3.1.1.4 L'assainissement

L'objectif dans cette partie est d'évaluer les flux de chlorures liés aux pertes des dispositifs d'assainissement, individuels pour les hameaux de la partie amont, collectifs pour les villages de Paugnat, Moulet Marcenat et pour la ville de Volvic. Une des difficultés dans l'évaluation des entrées liées à l'assainissement est liée à la connaissance de la teneur en chlorures dans les eaux usées.

A titre indicatif, la teneur en chlorures mesurée en étiage au niveau des ruisseaux de la Rivaux et de Moulet Marcenat (voir Figure 23), qui correspondent à des effluents d'eau usées non ou peu dilués par les apports pluviaux, est d'environ 60 mg/l (Figure 105).

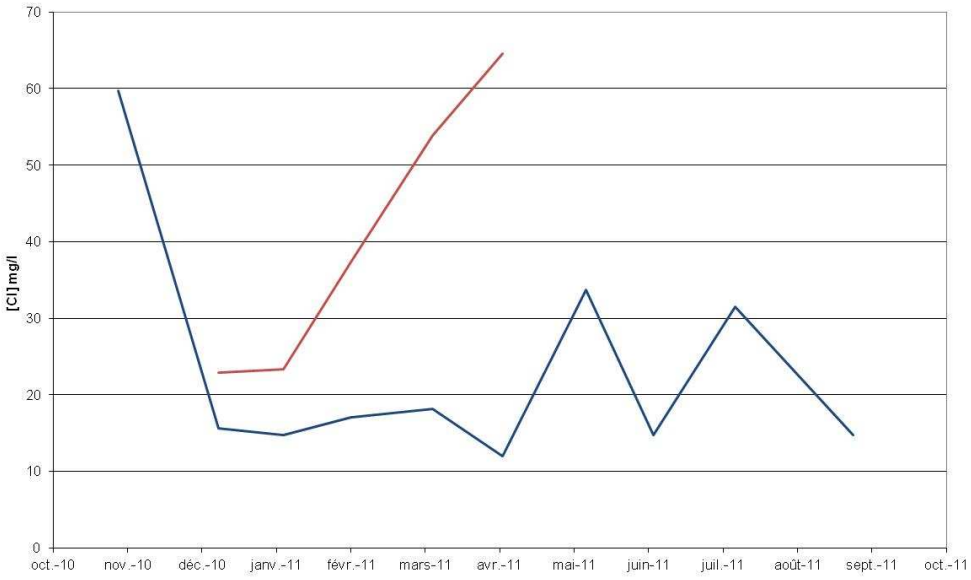


Figure 105 : Teneurs en chlorures au niveau des ruisseaux de la Rivaux (en bleu) et de Moulet Marcenat (en rouge) déterminées par les analyses réalisés au cours de la thèse

3.1.1.4.1 Les hameaux de l'impluvium

Les données relatives au traitement des eaux usées des hameaux de l'impluvium sont présentées dans le Tableau 19.

Hameau	Traitement des eaux usées	Milieu récepteur	Source
Beaunit	collecte dans une bache de stockage et renvoi vers la station de traitement de Charbonnières-les-Varennes	hors de l'impluvium	Gilles, Services techniques de la commune de Charbonnières-les-Varennes, com. pers.
Grelière	depuis le mois de mars 2011 traitement sur place par des lits plantés de roseaux	ruisseau de Grelière	Gilles, Services techniques de la commune de Charbonnières-les-Varennes, com. pers.
Lambertèche	assainissement individuel	ruisseau du Lambertèche	Mairie de Pulvérières, com. pers.
Chazelles	station de lits plantés de roseaux sur la parcelle YE43 depuis 2009	ruisseau du Lambertèche	
Viallard	station d'épuration en contre bas du village	ruisseau du Viallard	

Tableau 19 : Traitement des eaux usées des hameaux de l'impluvium de Volvic

Afin d'évaluer l'influence d'éventuels apports liés à l'assainissement non collectif des hameaux du sous bassin du Lambertèche, un bilan en chlorures a été réalisé en période de basses eaux (période favorable à la détection d'apports de chlorures du fait de la faible dilution).

Dans la partie aval du sous bassin du Lambertèche, le cours d'eau venant de Grelière (surverse de la source captée et bras secondaires) rejoint le Lambertèche (Figure 106). C'est en aval de cette confluence que les prélèvements de la campagne hydrochimique de 2011 ont été effectués. Des prélèvements ont également été réalisés au niveau de la source de Grelière. Entre la source de Grelière et la confluence avec le Lambertèche, le cours d'eau est sujet à des effets de dilution, du fait des apports de petits bras secondaires au pied du versant de Grelière. Le facteur de dilution en basses eaux entre la source de Grelière et la confluence peut être calculé sur la base des conductivités mesurées le 27/04/10 (Figure 106) :

- 208 µS/cm au niveau de la surverse de la source ;
- 173 µS/cm en amont immédiat de la confluence.

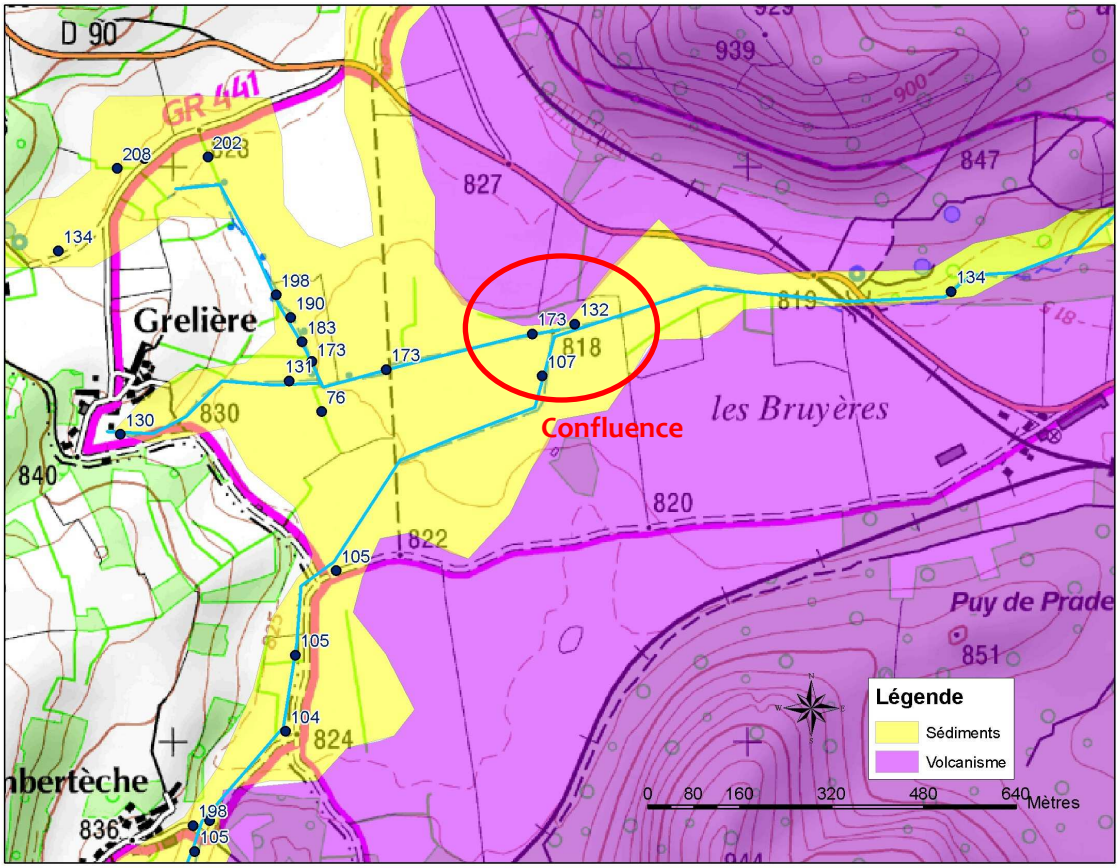


Figure 106 : Carte de conductivités (en µS/cm) mesurées le 27/04/10 dans les cours d'eau du Lambertèche et du bras de Grelière

Des jaugeages ont été effectués au niveau des trois tronçons de la confluence le 27/04/10 (en période de basses eaux). Les résultats sont présentés dans le Tableau 20.

La teneur en chlorures en aval du Lambertèche est connue (prélèvement daté du 20/10/2011) ainsi que celle de la source de Grelière, donc du bras de Grelière en amont de la confluence (en tenant compte du facteur de dilution, voir Tableau 20). On peut ainsi calculer, par un bilan de masse, la teneur en chlorures de la branche amont du Lambertèche qui est susceptible d'être influencée par les apports des hameaux de l'Espinasse, du Lambertèche, et éventuellement de la station de Chazelles :

$$[Cl]_{amont} = \frac{[Cl]_{aval} \times Q_{aval} - [Cl]_{Grelière} \times Q_{Grelière}}{Q_{amont}}$$

Avec les données du Tableau 20, une teneur en chlorures de 5,3 mg/l est calculée. Cette teneur en chlorures est comparée au bruit de fond naturel. Ce dernier peut être approché par la teneur en chlorures des prélèvements de Glangeaud (1913), soit 5 mg/l.

Paramètre	Valeur	Date de la mesure / source
Débit Grelière amont confluence (l/s)	5	27/04/2010
Débit Lambertèche amont (l/s)	9	27/04/2010
Débit Lambertèche aval (l/s)	14	27/04/2010
[Cl] Grelière (mg/l)	22.3	06/04/2011
facteur de dilution	0.83	calculé
[Cl] Grelière amont confluence (mg/l)	18.5	calculé
[Cl] Lambertèche amont (mg/l)	5.3	calculé
[Cl] Lambertèche aval (mg/l)	10	20/10/2011
[Cl] bruit de fond (mg/l)	5	Glangeaud (1913)

Tableau 20 : Paramètres nécessaires au bilan de masse dans la partie aval du Lambertèche en basses eaux

La teneur en chlorures calculée dans le Lambertèche en amont de la confluence est proche du bruit de fond naturel. On peut donc faire l'hypothèse que les apports liés à l'assainissement des hameaux sont négligeables.

Pour vérifier cette hypothèse, une deuxième méthode d'évaluation de l'impact des eaux usées des hameaux du sous bassin du Lambertèche sur les teneurs du Lambertèche a été utilisée. Le 20/10/2011, le Lambertèche avait un débit d'étiage de 16 l/s et une concentration en chlorures de **10 mg/l**. La part de la concentration en chlorures du Lambertèche associée aux eaux usées des hameaux du sous bassin a été évaluée de la façon suivante :

- le nombre d'équivalents habitants (EH) a été évalué sur le sous bassin du Lambertèche à 134 ;
- à partir de la concentration en chlorures dans le ruisseau de Moulet Marcenat en étiage (soit 60 mg/l), du débit théorique produit par EH (150 l/s) et du nombre d'EH raccordé au réseau de Moulet Marcenat (240 EH), le flux par EH a été estimé à 0,1 mg/s.EH ;
- la concentration en chlorures pour un tel flux, appliqué à 134 EH, et pour un débit de 16 l/s, est de 0**,87 mg/l** soit 8,7 % de la concentration du cours d'eau du Lambertèche.

On peut donc conclure que le flux de chlorures associé aux eaux usées des hameaux du sous bassin du Lambertèche est négligeable au regard du flux total dans le Lambertèche.

3.1.1.4.2 Le réseau du SIARR

Dans cette partie, l'ensemble du réseau de collecte du SIARR est décrit dans un premier temps. Dans un deuxième temps, nous verrons en quoi le diagnostic du fonctionnement du réseau (EgisEau, 2011) nous amène à négliger les pertes du réseau d'assainissement.

Les villages de Paugnat et Moulet Marcenat sont reliés au réseau d'assainissement du SIARR. Un diagnostic du réseau réalisé en 2010 (EgisEau, 2010) permet de décrire son fonctionnement : les eaux usées et pluviales de Paugnat et Moulet Marcenat sont collectées par un réseau en partie séparatif, en partie unitaire, et envoyées vers la station du SIARR à Riom (Figure 107). Plusieurs déversoirs d'orages ont été positionnés sur ce réseau et renvoient l'excédent dans le ruisseau de Moulet Marcenat.

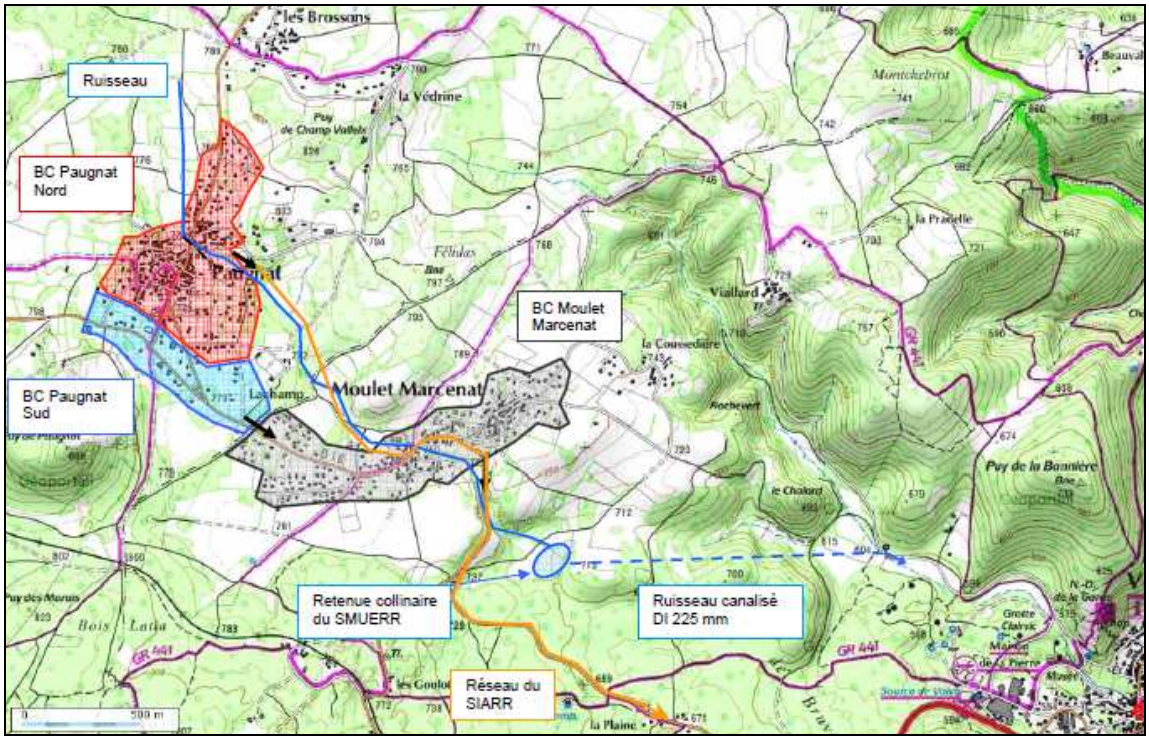


Figure 107 : Schéma du réseau de collecte des eaux usées et pluviales des villages de Paugnat et Moulet Marcenat (source : EgisEau, 2010). Remarque : BC signifie Bassin de Collecte

La collecte des eaux usées sur le bassin de Paugnat est organisée en deux bassins de collecte (Figure 107) :

- le bassin de collecte sud est de type séparatif. Ce réseau est raccordé à celui de Moulet Marcenat. Son volume moyen journalier est de 9,8 m^3/j (EgisEau, 2010);
- le bassin de collecte nord de Paugnat, comporte un réseau majoritairement de type unitaire. Ce bassin de collecte est équipé d'un déversoir d'orage avant le

raccordement au réseau du SIARR. Son volume moyen journalier est de 49,1 m^3/j (EgisEau, 2010).

Le réseau du village de Moulet Marcenat est structuré de la manière suivante :

- un bassin de collecte unitaire,
- un bassin de collecte séparatif, dont les eaux sont rejetées dans le réseau unitaire en aval. Le réseau sud du village de Paugnat est raccordé en amont de ce bassin de collecte.

Le volume moyen journalier est de 68 m^3/j (EgisEau, 2010).

La ville de Volvic, qui comptait 4786 habitants au 1er janvier 2010, renvoie également ses eaux usées vers la station du SIARR à Riom via une conduite traversant une partie du bassin versant (Figure 108). La station du SIARR à Riom collecte les eaux de 55000 EH et traite un débit moyen de 14610m3/j. Cependant cette station est influencée par la collecte d'eaux usées de plusieurs structures industrielles.

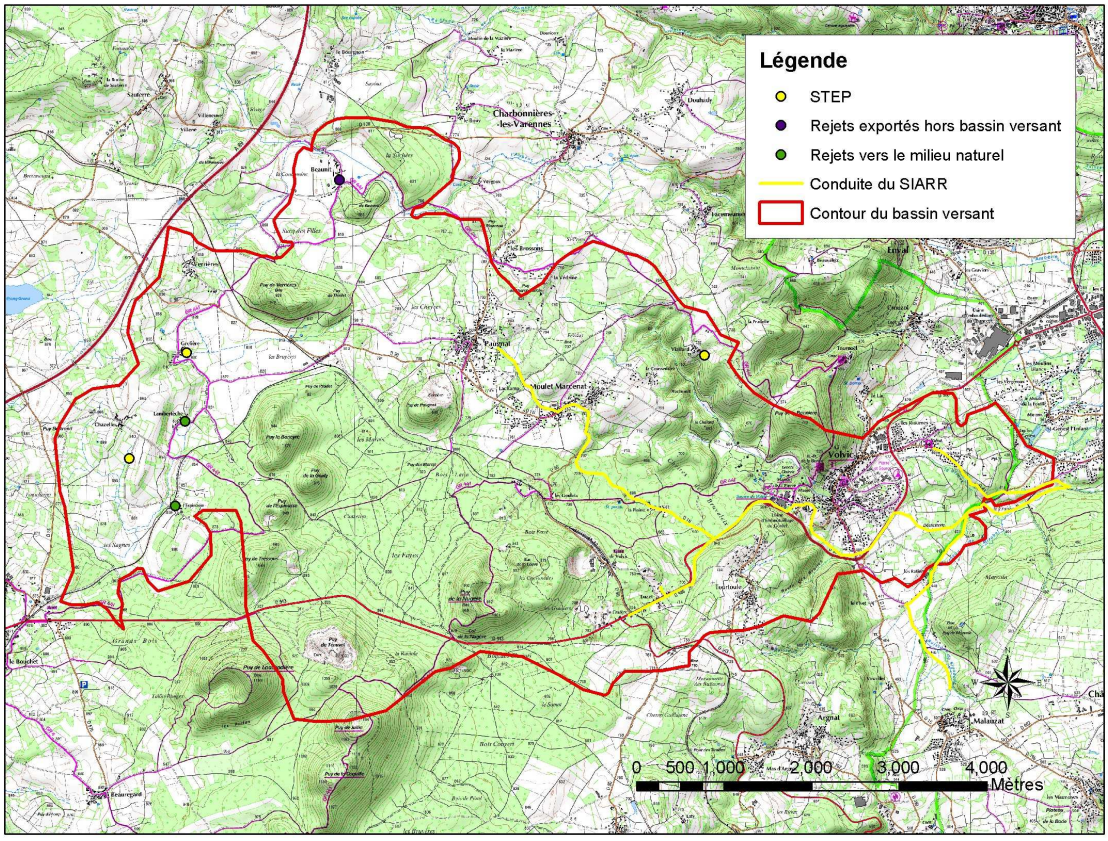


Figure 108 : Tracé de la conduite principale des eaux usées en direction de la STEP du SIARR

Au cours du diagnostic de fonctionnement des réseaux du SIARR et de la station d'épuration de Riom (EgisEau, 2011), les données suivantes ont été recueillies :

- les débits en différents points en distinguant eaux usées (EU), eaux claires parasites permanentes (ECPP) provenant des nappes et eaux claires météoriques (ECM) ;
- les charges polluantes : par temps sec (en termes de MES, DCO, DBO5, NTK et Ptot) et par temps de pluie (en termes de MES, DCO et DBO5).

Quatre points de mesure ont été définis, ils sont localisés sur la Figure 109.

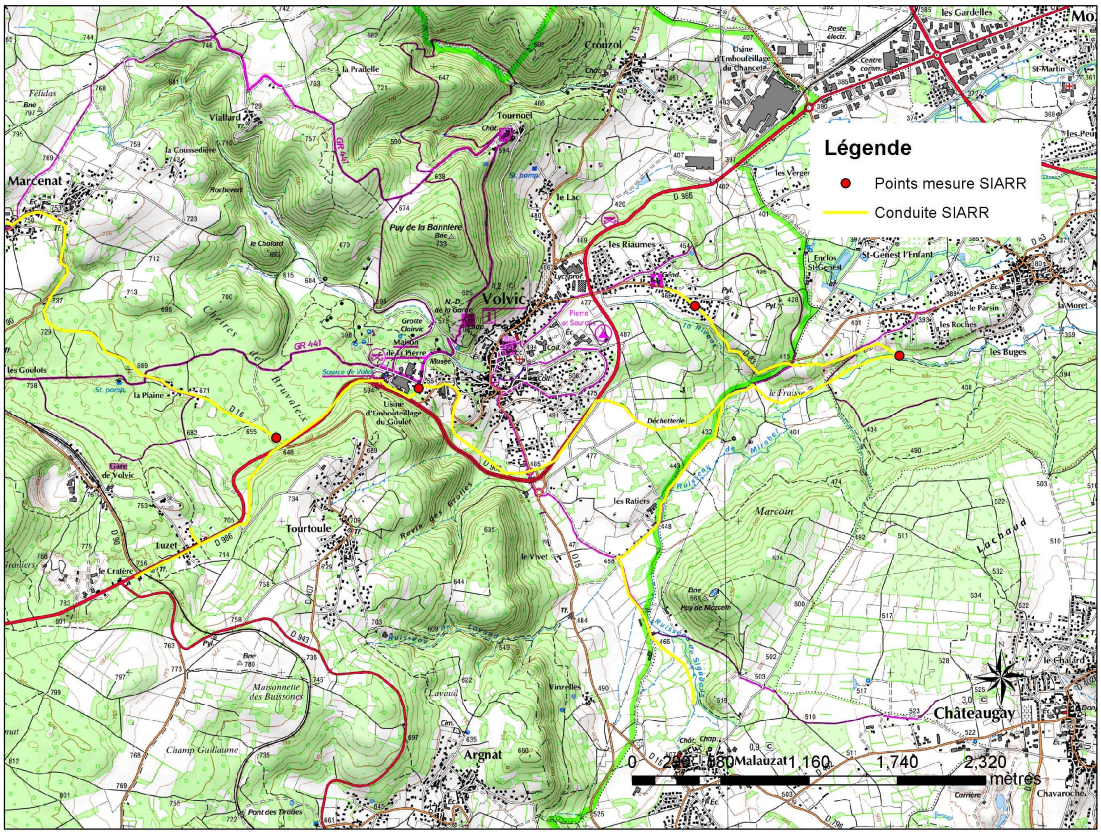


Figure 109 : Localisation des points de mesure considérés pour le diagnostic eaux usées (source : EgisEau, 2011)

Les débits et la charge polluante ont été évalués de manière théorique sur la partie du réseau concernée à partir des consommations en eau et du nombre d'équivalent habitant pour les flux d'origine domestiques. Pour cela, les données de base ont été collectées par commune (Tableau 21).

Commune	Nombre d'habitants raccordés estimés	Consommation journalière (m^3/j)	Consommation moyenne par abonné (m^3/j)	Volume théorique attendu en entrée de STEP (m^3/j)
Volvic	4608	655	0.39	590
Paugnat	550	61	0.23	55

Tableau 21 : Communes et consommation en eau des abonnés

Des valeurs théoriques de DCO (Demande Chimique en Oxygène), de Débit et de NTK (Azote Total Kjeldahl) ont été calculées en différents points du réseau du SIARR (Tableau 22). Ces valeurs théoriques ont été comparées aux données collectées pendant la campagne de mesures instantanées en basses eaux en différents points du réseau. Le taux de collecte par les réseaux communaux et les réseaux du SIARR a ainsi été évalué (Tableau 21 et Tableau 22), par point de mesure et par commune, par rapport aux débits par temps sec, aux mesures de DCO et aux mesures de NTK.

Point de mesure	Bassin versant	Taux de collecte des débits	Taux de collecte de la DCO	Taux de collecte du NTK
Paugnat	Paugnat	71%	101%	135%
Amont Marsat	Paugnat + Volvic + Malauzat	117%	79%	81%
Les Riaumes	Les Riaumes	NC	NC	NC
Amont Volvic	Paugnat + villages du haut + Volvic amont	NC	NC	NC

Tableau 22 : Taux de collecte par point de mesure

Commune	Taux de collecte des débits	Taux de collecte de la DCO	Taux de collecte du NTK
Paugnat	71%	101%	135%
Volvic	126%	97%	97%
Malauzat	30%	75%	90%

Tableau 23 : Taux de collecte par commune

On notera que le taux de collecte peut être supérieur à 100% dans le cas où le rejet théorique est supérieur au rejet mesuré. Le taux de collecte des eaux usées de Volvic et Paugnat est proche de 100% pour la plupart des critères. On peut donc estimer que les

pertes du réseau d'assainissement sont négligeables, donc que le flux de chlorures transitant depuis le réseau d'eaux usées et vers la nappe est négligeable par temps sec. Par temps de pluie cependant, les déversoirs d'orage peuvent potentiellement transmettre une partie du flux du réseau.

3.1.2 Bilan chlorure

Le bilan en chlorures a été réalisé sur la base des données collectées pendant la campagne de prélèvements et d'analyses hydrochimiques durant le cycle hydrologique du 01/10/2010 au 30/09/2011. Les flux annuels en chlorures ont été évalués pour chaque source d'apport en entrée et pour les différentes composantes de sortie de l'hydrosystème (ouvrages AEP et Eau Minérale, sources de front de coulée).

3.1.2.1 Flux d'entrée

Les flux de chlorures annuels en entrée du système ont été évalués. L'importance des flux d'entrée liés à l'assainissement a été discutée et les flux d'origine géogénique ont été négligés.

3.1.2.1.1 Apport des précipitations

La pluie enregistrée à la station météorologique de Volvic pour le cycle considéré est de 603,1 mm. Le bassin versant a été divisé en 7 zones météo construites sur la base de tranches d'altitude de 100 m. Pour chaque zone météo la pluie annuelle a été calculée sur la base d'un gradient altitudinal annuel de 56 mm/100 m (Joux, 2002). Une chronique de précipitations journalières est calculée pour chaque tranche d'altitude.

$$H_j^{Alti} = H_j^{Volvic} \times \frac{H_{annuel}^{Volvic} + (0{,}56 \times Alt_i - Alt_{Volvic})}{H_{annuel}^{Volvic}}$$

Pour chaque pluie journalière, grâce à la relation pluie journalière/teneur en chlorures établie à partir des données de la station de Sayat, la teneur en chlorures de la pluie est calculée avec la relation :

$$[Cl]_j = 5.5833(H_j)^{0{,}5891}$$

Le flux journalier pour chaque tranche d'altitude j est ensuite déduit de la façon suivante, pour chaque maille associé à une tranche d'altitude (Figure 110) :

$$F_j = [Cl]_j \times H_j$$

Le flux annuel total de chlorures provenant des précipitations est évalué à **57 t/an** (Tableau 25).

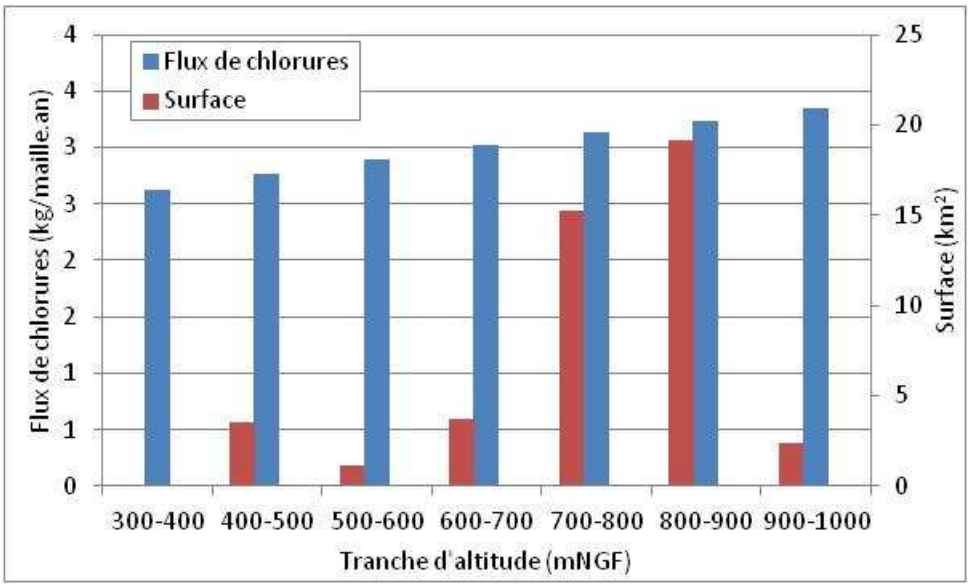


Figure 110 : Flux annuel de chlorures provenant des précipitations pour chaque maille associé à une tranche d'altitude et surface correspondant à chaque tranche d'altitude

3.1.2.1.2 Apports de l'agriculture

L'impluvium de Volvic contient une trentaine d'exploitations. Le nombre total d'UGB sur le bassin versant est estimé à 686. Le flux de chlorures émis par une UGB est d'environ 15 kg/an (Cristofini et al., 1994). Le flux total annuel est ainsi évalué à **10 t/an** (Tableau 26).

3.1.2.1.3 Apports liés au salage des routes

Pour l'hiver 2010-2011, la quantité de sel épandue est définie dans le Tableau 24.

Service technique	Linéaire (km)	Quantité de sel épandue (t)
Conseil Général	25	170
Commune de Volvic	39	25 (44 t achetées et 19 t stockées)
Commune de Charbonnière les Varennes	2.1	3.2

Tableau 24 : Quantité de sel épandue durant l'hiver 2010-2011

A partir de ces masses de sel de déneigement, la masse de chlorures épandue sur le réseau routier est évaluée à **117 t** pour le cycle hydrologique 2010-2011.

3.1.2.1.4 Apports liés à l'assainissement

Dans un premier temps, étant données les conclusions du diagnostic du SIARR, on considérera que les fuites du réseau d'eau usées vers la nappe sont négligeables.

A titre d'analyse de sensibilité, on peut évaluer les flux de chlorures correspondant à un débit de fuite représentant 10% du débit total d'eaux usées. On considère que la teneur moyenne en chlorures dans les eaux usées urbaines est d'environ 60 mg/l (sur la base des analyses effectuées en étiage lors de la campagne d'octobre 2010 à septembre 2011 sur les cours d'eau de la Rivaux et de Moulet Marcenat). On estime le nombre d'abonnés rattachés au réseau d'assainissement du SIARR à environ 5000 personnes et un débit moyen par EH à environ 300 l/j, d'après les données majorantes en entrée de la station du SIARR et non les standards couramment utilisés de 150 l/j.EH. Le débit total s'écoulant dans les conduites est d'environ 15000 l/j. Pour un débit de fuite représentant 10% du débit total, on peut calculer un flux de chlorures transitant dans le milieu naturel de 3,2 t/an avec :

$$F = [Cl]_{Rivaux} \times Q_{tot} \times \%_{fuite}$$

Cette valeur représente environ 1,4% du flux total de chlorures en sortie du système (Tableau 26) et reste donc très faible malgré les hypothèses majorantes prise en compte.

3.1.2.2 Flux de sortie

Les flux de chlorures sortant de l'hydrosystème correspondent :

- aux ouvrages d'AEP (forage de Moulet Marcenat et galerie du Goulet),
- aux forages d'Eau Minérale,
- aux sources de front de coulée (Sant Genest, Gargouilloux, La Pâle).

Les concentrations moyennes au niveau des forages ont été calculées à partir des analyses effectuées d'octobre 2010 à septembre 2011. Les débits pompés aux forages d'Eau Minérale considérés correspondent au débit moyen de l'année 2009. Le débit pompé au forage de Moulet Marcenat correspond au débit moyen calculé sur les années 2001 à 2008.

Les flux annuels de chlorures ont été évalués pour les forages (Tableau 25) de la manière suivante :

$$\text{Flux annuel} = [Cl]_{moyen} \times V_{annuel}^{\text{écoulé ou prélevé}}$$

La faible variabilité des teneurs en chlorures au niveau des forages permet de justifier cette approche (Figure 120).

Point de sortie	Concentration moyenne (mg/l)	Débit m^3/h	Volume annuel (m^3)	flux de chlorures annuel (t)
Moulet Marcenat	13.55	13.5	118260	1.60
Galerie Goulet	11.29	594.0	5203440	58.75
Clairval	10.06	70.0	613200	6.17
Aubignat	23.34	45.0	394200	9.20
Arvic	14.14	75.0	657000	9.29
Arvic Sud	16.95	40.0	350400	5.94
Volvillante Est	18.49	55.0	481800	8.91

Tableau 25 : Estimation des flux de chlorures en sortie de l'hydrosystème

Les concentrations et débits des sources de front de coulée mesurés durant le cycle hydrologique 2010-2011 sont présentés dans la Figure 111.

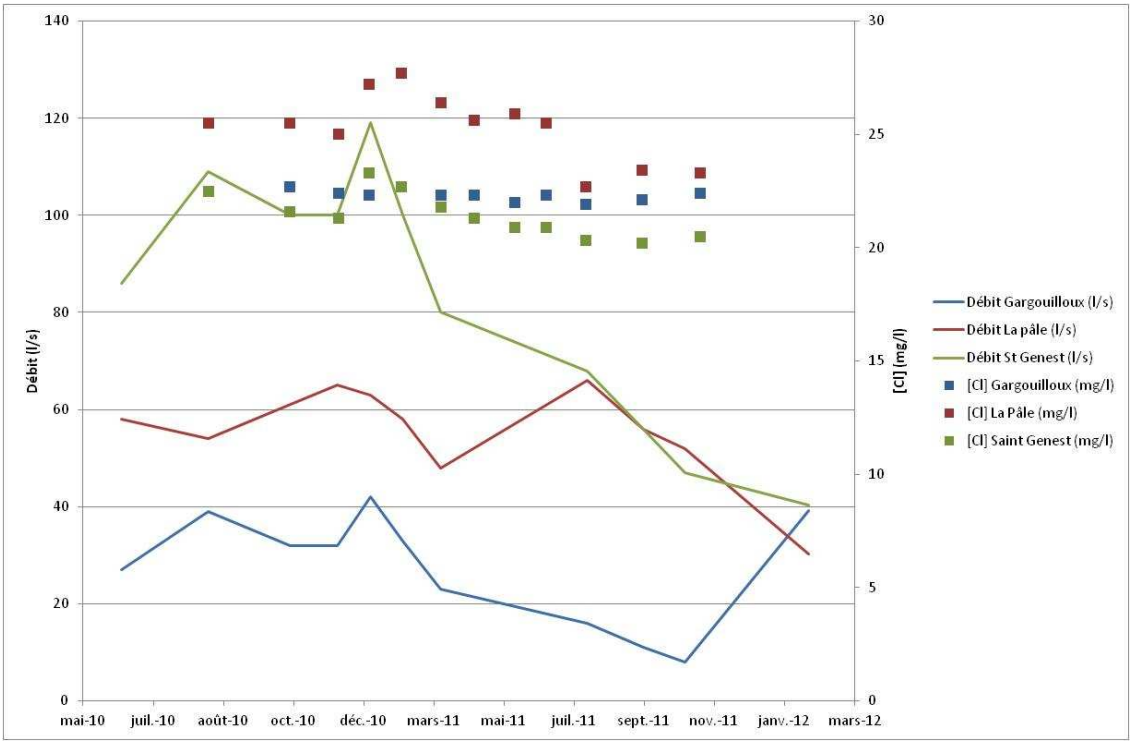


Figure 111 : Débit mesuré par la DREAL et teneur en chlorures des sources de front de coulée

A partir des données mensuelles de débit et de teneur en chlorures, le flux mensuel de chlorures a été évalué pour chaque source de front de coulée, la somme de ces flux correspondant au flux total annuel. Les mesures de débit et de concentration n'étant pas

synchrones, chaque concentration mesurée a été associée à la mesure de débit la plus proche dans le temps.

3.1.2.3 Bilan de flux

Le bilan des flux de chlorures a été dressé sur la base des données collectées et des interprétations précédemment décrites (Tableau 26).

	Origine	Flux annuel (t/an)	%
Entrée	Pluie	57	**30.9**
	Agriculture	10	**5.6**
	Salage	117	**63.5**
	Assainissement	négligeable	**négligeable**
	Total entrées	**184**	100
Sortie	Moulet Marcenat	2	**0.7**
	Galerie Goulet	59	**25.9**
	Forages Eau Minérale	41	**18.2**
	Sources	125	**55.2**
	Total sorties	**227**	100

Tableau 26 : Estimation des flux de chlorures en entrée et sortie de l'hydrosystème

L'écart de bouclage du bilan est de 18,6 % (les entrées étant inférieurs aux sorties). Cette première évaluation du bilan en chlorures semble satisfaisante au regard notamment de l'incertitude associée aux données brutes utilisées. La compilation des données d'entrée est donc validée et peut être prise en compte pour la modélisation. Les flux d'entrée proviennent majoritairement du salage des routes (environ 60 à 65 %) et des précipitations (environ 30 %). Le pôle agricole vient en troisième position puisqu'il ne représente que 5 % du flux d'entrée en chlorures.

L'écart de bouclage peut être dû à la mauvaise estimation des apports en chlorures, mais également à un effet de rémanence du système. Dans ce cas, il semble difficile de raisonner sur un seul cycle hydrologique. Il semblerait plus judicieux d'effectuer des bilans à l'échelle de plusieurs années (d'autant plus que les quantités de sel épandues par la commune de Volvic ont été réduites à partir de l'hiver 2010-2011 uniquement). Une part de l'erreur peut également être liée au manque de prise en compte des rejets d'eau usée de la ville de Volvic dans le ruisseau de la Rivaux, dont une part du débit s'infiltre en amont des sources de front de coulée. De tels rejets peuvent être à l'origine des fortes variations de concentration entre les forages du Goulet et les sources de front de coulée. Enfin, on peut penser qu'une part de l'écart de bouclage peut être liée aux apports d'origine géogénique, au niveau du socle sous couverture volcanique.

3.1.3 Flux de chlorures dans les différents compartiments de l'hydrosystème

Afin d'étudier la compartimentation du signal chlorure dans l'hydrosystème, les flux de chlorures ont été calculés par sous bassin (Tableau 27 et Figure 112) sur la base :

- des teneurs moyennes en chlorures au point d'observation considéré, estimées à partir des prélèvements effectués durant la campagne mensuelle de prélèvements sur la période 2010-2011 (voir partie 3.1.5.2),
- des précipitations annuelles sur le cycle octobre 2010-septembre 2011 enregistrées à Volvic,
- de l'altitude moyenne de chaque sous bassin versant estimée à partir du MNT topographique,
- de l'extension du sous bassin versant estimée à partir du MNT du substratum,
- du gradient altitudinal de précipitations,
- du rapport entre pluie efficace et pluie brute de 44% (Joux, 2002).

La relation suivante a été utilisée :

$$\mathrm{Flux}_{\mathrm{observé}} = \left(\mathrm{P}^{\mathrm{eff}}_{\mathrm{Volvic}} + \mathrm{grad} \times (\mathrm{Alt} - \mathrm{Alt}_{\mathrm{Volvic}})\right) \times \mathrm{Surface}_{\mathrm{sous\,BV}} \times [\mathrm{Cl}]_{\mathrm{moy}}$$

Les flux prélevés (forages, galerie) sont également pris en compte.

Nom	[Cl] moyenne (mg/l)	Surface du bassin versant (km²)	Altitude moyenne de recharge	Pluie moyenne 2010-2011	Flux de chlorures (t/an)
Source Grelière	22.3	0.1	870	824	0.8
Lambertèche	7.3	5.4	862	820	14.3
Ambène	19.2	6.1	846	811	42.2
Viallard	13.3	0.3	738	750	1.3
P10	5.6	8.7	855	816	17.6
N06	4.9	2.2	939	863	4.1
Moulet Marcenat	7.9	15.8	835	805	44.4
Paugnat	5.3	14.4	838	806	27.5
Maison du Miel	28.6	18.9	829	801	191.8
Suc de la Louve	7.8	5.5	927	856	16.3
Clairval	10.1	26.7	847	811	96.6
Galerie du Goulet	11.3	31	835	805	114.5
Arvic	14.1	35.8	831	802	93.6
Aubignat	23.3	35.8	831	802	154.4
Arvic Sud	17.0	35.8	831	802	112.1
Volvillante Est	18.5	35.8	831	802	122.3
Gargouilloux	22.3	41.6	779	773	138.0
La Pâle	25.5	41.6	779	773	157.8
St Genest	21.4	41.6	779	773	132.6

Tableau 27 : Estimation des flux de chlorures par sous bassin

Notons que le sous-bassin versant considéré pour les forages du Goulet est identique. Il en est de même pour celui des sources de front de coulée.

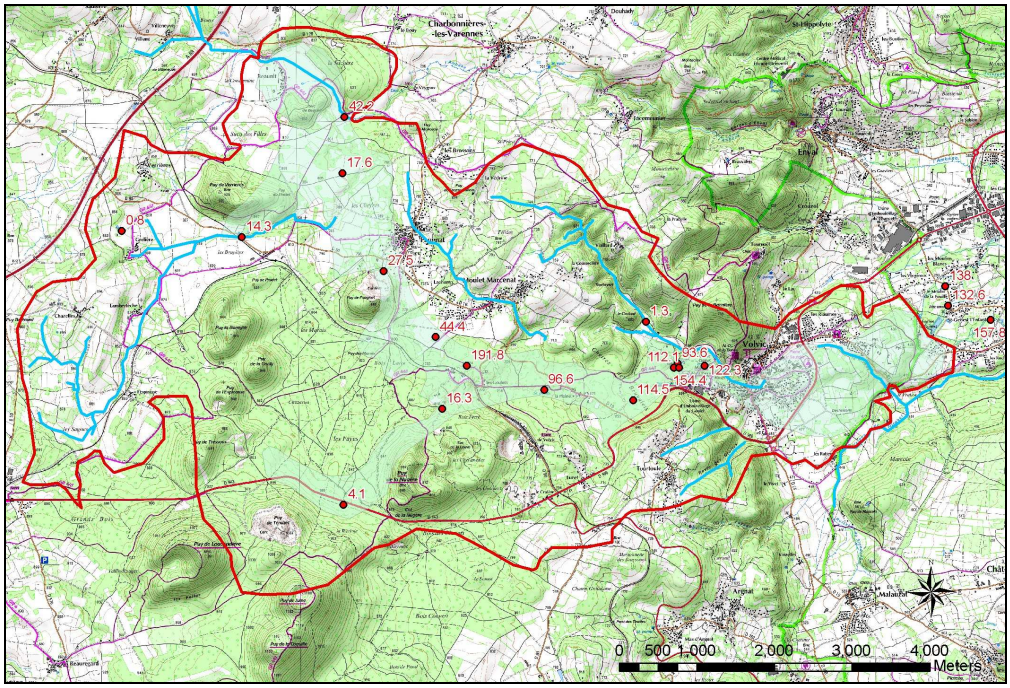


Figure 112 : Flux de chlorures (t/an) en sortie de chaque sous bassin

Dans le secteur où le socle affleure, le bassin de l'Ambène produit un flux de chlorures plus important que le Lambertèche. Dans la partie amont de l'aquifère, le flux de chlorures augmente régulièrement jusqu'au forage de Moulet Marcenat. Au niveau de la confluence des paléovallées nord et sud, le flux provenant de l'axe nord est plus important que celui provenant de l'axe sud, moins sujet aux apports liés à l'agriculture et au salage des routes. De la confluence des axes jusqu'aux sources de front de coulée, le flux de chlorures augmente progressivement.

Pour chaque sous bassin versant associé à un point d'observation, l'influence de chacune des sources de chlorures (Figure 113 et Tableau 28) a été étudiée en comparant :

- le flux de chlorures provenant des précipitations,
- le flux de chlorures provenant de l'élevage (flux proportionnel au nombre d'UGB),
- le flux associé au linéaire de routes salées par le Conseil Général et les communes de Volvic et Charbonnières-les-Varennes (évalué sur la base des données 2010-2011).

La part d'apport de chlorures par les précipitations a été évaluée par sous-bassin, en comparant le flux annuel en sortie de chaque sous bassin avec le flux lié aux précipitations

(calculé à partir des précipitations à l'altitude moyenne du sous bassin et de la teneur moyenne pondérées dans les précipitations de Sayat, soit 29,1 µeq/l).

$$Flux_{précipitations} = \left(P_{Volvic} + grad \times (Alt - Alt_{Volvic})\right) \times Surface_{sous_BV} \times [Cl]_{précipitations} - Flux_{précipitations}^{prélevéenamont}$$

$$Part_{précipitations} = \frac{Flux_{précipitations}}{Flux_{observé}}$$

Notons que le flux provenant des précipitations est probablement sous-évalué étant donné que nous avons considéré une teneur moyenne en chlorures et non la relation entre la hauteur journalière précipitée et la concentration en chlorures (voir Annexe 20). Néanmoins, les flux ainsi évalués permettent une interprétation qualitative.

L'évaluation des flux pour chaque sous bassins tient également compte des flux prélevés en amont et de la part de ce flux prélevé liée à chacune des trois origines. Notons que les flux liés aux activités agricoles sur le bassin de l'Ambène n'ont pas pu être évalués du fait du manque de données dans le secteur correspondant.

Dans les bassins versants du Lambertèche et du Viallard, les flux liés à l'agriculture semblent avoir une influence significative (Figure 113 et Tableau 28). Dans la partie amont de l'axe nord (P10), les trois origines semblent avoir une importance significative. Plus en aval, le salage des routes a une influence croissante. Dans l'axe sud, les flux totaux sont faibles et essentiellement liés au salage des routes et, dans une moindre mesure, aux précipitations. Les flux provenant du salage des routes sont nettement majoritaires dans la partie aval de l'impluvium, à partir du forage de Clairval jusqu'aux sources de front de coulée.

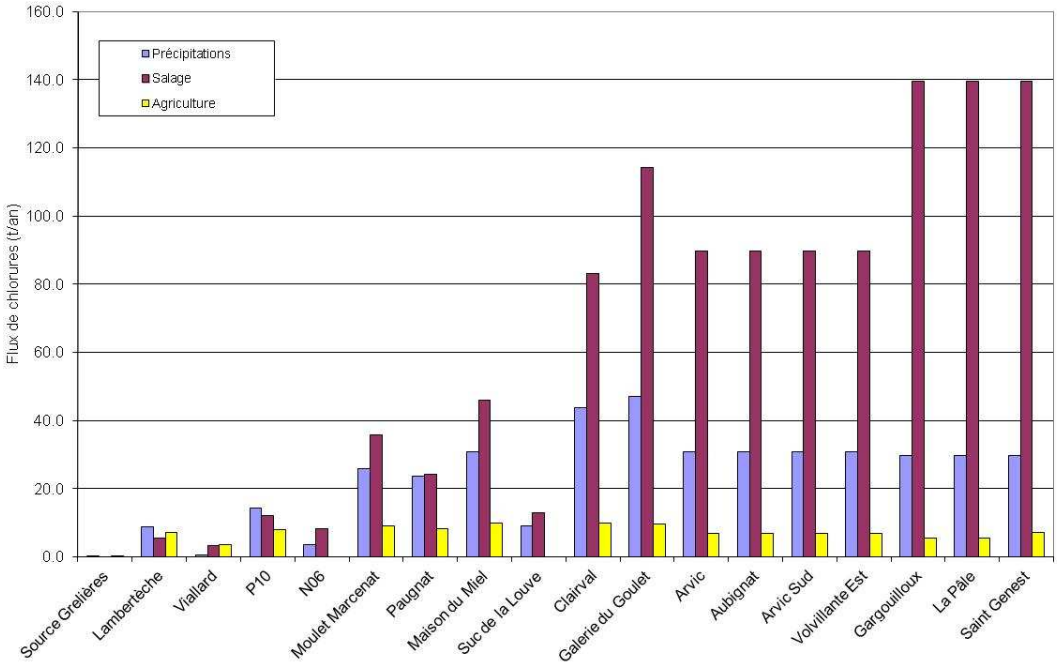


Figure 113 : Flux de chlorures provenant des 3 origines principales par sous bassin versant (t/an)

Nom	Flux Précipitations (%)	Flux Agricoles (%)	Flux Salage (%)	Flux impactant non pris en compte
Source Grelière	81.2%	18.8%	0.0%	apports géogéniques
Lambertèche	41.2%	33.5%	25.3%	assainissement
Viallard	6.7%	48.3%	44.9%	
P10	41.2%	23.4%	35.4%	
N06	30.8%	0.0%	69.2%	
Moulet Marcenat	36.4%	13.0%	50.6%	
Paugnat	42.2%	14.6%	43.2%	
Maison du Miel	35.7%	11.4%	52.9%	
Suc de la Louve	41.5%	0.0%	58.5%	
Clairval	32.0%	7.2%	60.8%	
Galerie du Goulet	27.5%	5.7%	66.8%	assainissement
Arvic	24.2%	5.3%	70.5%	assainissement
Aubignat	24.2%	5.3%	70.5%	assainissement
Arvic Sud	24.2%	5.3%	70.5%	assainissement
Volvillante Est	24.2%	5.3%	70.5%	assainissement
Gargouilloux	17.0%	3.1%	79.9%	assainissement
La Pâle	17.0%	3.1%	79.9%	assainissement
St Genest	16.9%	4.1%	79.1%	assainissement

Tableau 28 : Estimation de l'influence des sources de chlorures par sous bassin

Dans l'aquifère, la part du flux non lié aux précipitations semble directement reliable au linéaire d'itinéraire de salage sauf pour le forage de Maison du Miel (voir Annexe 26).

3.1.4 Variation spatiale de la teneur en chlorures

26 points d'observation ont fait l'objet d'analyses chimiques durant la thèse. Parmi ces points, 21 ont été suivis au pas de temps mensuel durant un cycle hydrologique, d'octobre 2010 à septembre 2011. Sur la base de ces analyses ont été calculées les moyennes et écart type de la teneur en chlorures pour chaque point (Tableau 29 et Figure 114).

Nom	Moyenne	Ecart type	Ecart type/Moyenne (%)
Source Grelière	22.3	3.3	14.8
Lambertèche amont	4.8	2.7	56.0
Lambertèche	7.3	1.3	17.9
Ambène	19.2	6.4	33.0
Emergence Chalard	9.9		
Viallard	13.3	2.6	19.4
La Rivaux	23.2	14.8	63.9
P10	5.6	0.3	6.2
Alaric	7.4	0.9	12.3
N06	4.9	0.3	5.9
Moulet Marcenat	7.9	0.4	4.9
Ruisseau Moulet Marcenat	40.4	18.5	45.9
Paugnat	5.3	0.1	1.7
Maison du Miel	28.6	0.7	2.5
Suc de la Louve	7.8	0.1	0.9
Clairval	10.1	0.3	2.5
Galerie du Goulet	11.3	0.2	2.1
Arvic	14.1	0.7	5.0
Aubignat	23.3	1.1	4.8
Arvic Sud	17.0	0.8	4.5
Volvillante Est	18.5	0.6	3.0
Fontaine Volvic	11.8		
Gargouilloux	22.3	0.3	1.2
La Pâle	25.5	1.5	6.0
St Genest	21.4	1.0	4.6
Tourtoule	5.1	0.4	7.0
Source du Fraisse	27.7		

Tableau 29 : Moyenne et écart-type des teneurs en chlorures – analyses hydrochimiques d'octobre 2010 à septembre 2011

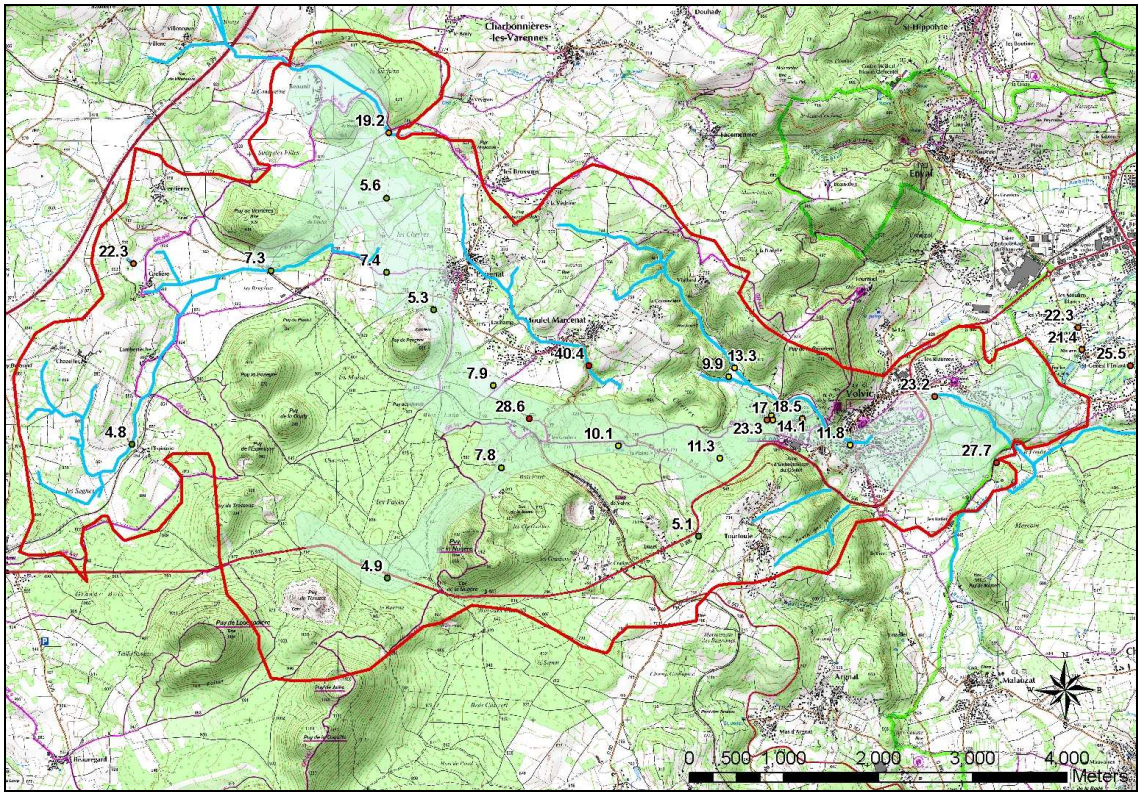


Figure 114 : Teneur moyenne en chlorures (mg/l) par point au cours du cycle hydrologique d'octobre 2010 à septembre 2011

La teneur moyenne en chlorures est relativement faible dans le Lambertèche amont (autour de 4,8 mg/l) et augmente le long du cours d'eau, notamment après la confluence de Grelière. Notons que le ruisseau de l'Ambène, qui traverse le hameau et le maar de Beaunit, est plus chargé en chlorures que le Lambertèche.

La source de Grelière est particulièrement chargée en chlorures d'origine majoritairement géogénique à priori. En effet la forte teneur en chlorures y est associée à de fortes teneurs en arsenic (voir Annexe 27), élément provenant du socle cristallin. Cependant les teneurs en ^{13}C y sont peu élevées (Joux, 2002).

Dans l'aquifère volcanique, la teneur en chlorures est très faible en amont de l'axe nord (5 à 7 mg/l) et augmente jusqu'au forage de Moulet Marcenat. Le piézomètre Alaric notamment montre l'influence de l'infiltration du Lambertèche au niveau des bassins d'infiltration. Dans l'axe sud, les teneurs en chlorures sont faibles (respectivement 4,9 et 7,8 mg/l pour les forages No6 et Suc de la Louve). Au niveau de la confluence, la teneur au forage de la maison du miel est particulièrement élevée. Même si les teneurs importantes en chlorures au niveau de la maison du Miel ne sont pas corrélées à de fortes teneurs en arsenic (voir

Annexe 27), des apports profonds minéralisés ne peuvent être exclus au droit de ce piézomètre.

Du forage de Clairval au Goulet, la teneur en chlorures de l'aquifère augmente progressivement. Au droit du Goulet la teneur moyenne en chlorures varie de 14 à 23 mg/l. La composante profonde (captée par Aubignat), est nettement plus chargée en chlorures que la composante moins profonde (captée par Arvic). Dans ce secteur, il semble cependant difficile de déceler l'influence d'apports de socle en fonction des niveaux aquifères captés en considérant les teneurs en arsenic (voir Annexe 27).

Le bassin du Viallard semble apporter un flux de chlorures relativement faible (la source du Chalard étant moins chargée que le ruisseau du Viallard). Le faciès chimique de la fontaine de Volvic, notamment sa teneur en chlorures, semble correspondre au Viallard. Il semble que cette fontaine corresponde à un captage du ruisseau. Les eaux de la Rivaux, en partie constituées par des eaux usées, sont particulièrement chargées en chlorures. Il en est de même pour le ruisseau de Moulet Marcenat.

Les trois sources de front de coulée, plus chargées que les forages du Goulet, ont des faciès légèrement distincts au regard des teneurs en chlorures. St Genest est la source la moins chargée et La Pâle est la plus chargée. On peut penser que La Pâle correspond à la composante profonde de l'aquifère et les deux autres sources à la composante moins profonde. On peut également émettre l'hypothèse que La Pâle est influencée par des eaux d'infiltration locale plus chargées en chlorures.

Enfin, la source granitique de Tourtoule, sur la partie est du plateau, est très faiblement chargée.

L'écart-type permet d'avoir un premier aperçu de la variabilité du signal chlorure. Les forages et les sources de front de coulée sont caractérisés par une très faible variabilité de leur teneur en chlorures. Notons également que l'écart type est très faible pour les forages de l'axe sud, cela étant dû à l'effet tampon de la zone non saturée. Les cours d'eau de socle (Lambertèche, Ambène, Viallard) ont une variabilité plus marquée. Enfin, la teneur en chlorures varie fortement au niveau des ruisseaux influencés par les eaux usées (Moulet Marcenat et La Rivaux). Au sein de l'axe principal, la variabilité augmente vers les sources

de front de coulée. Au niveau du Goulet la variabilité de la teneur en chlorures dépend de l'influence relative des pôles profond (où l'écart type est plus important) et superficiel (où l'écart type est plus faible). Dans le secteur des sources de front de coulée, l'écart type semble également dépendre de la source considérée.

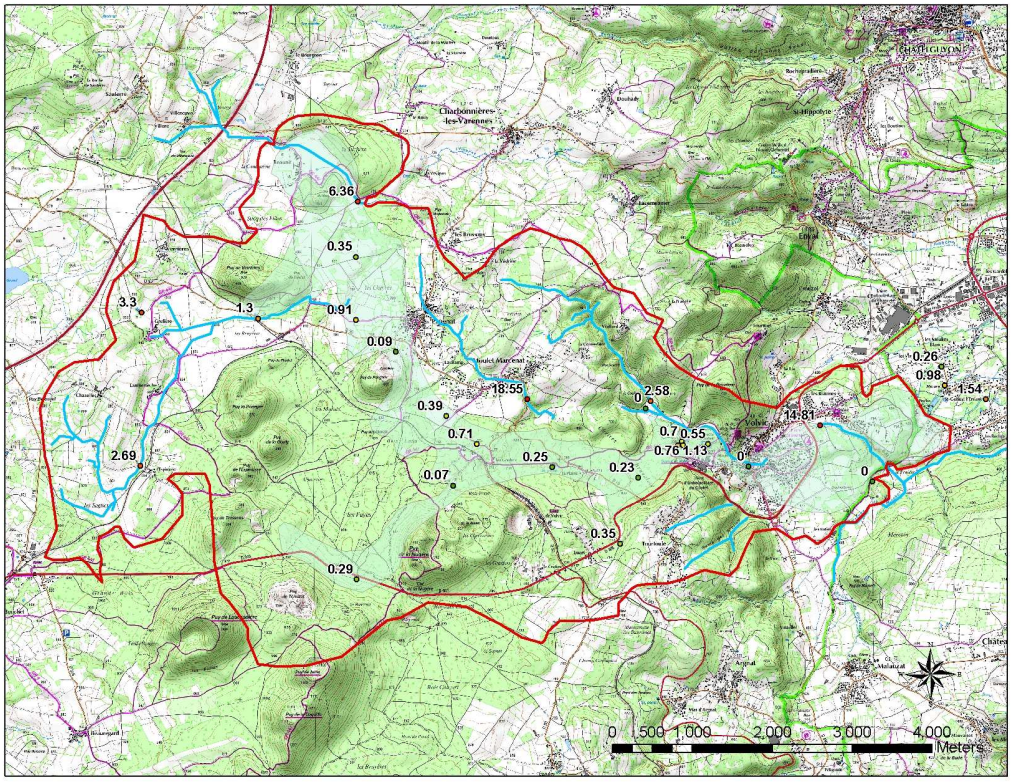


Figure 115 : Ecart type du signal chlorure au cours du cycle 2010-2011

Les teneurs en chlorures ont également été représentées au moyen d'un diagramme binaire Cl/Na en Annexe 28.

3.1.5 Variation temporelle des teneurs en chlorures dans les différents compartiments de l'hydrosystème

L'objectif dans cette partie est d'étudier la réactivité des différents compartiments de l'hydrosystème par rapport au transfert d'un élément conservatif, le chlorure. Pour cela un ensemble de points d'observations ayant fait l'objet d'analyses hydrochimiques a été considéré (Figure 116).

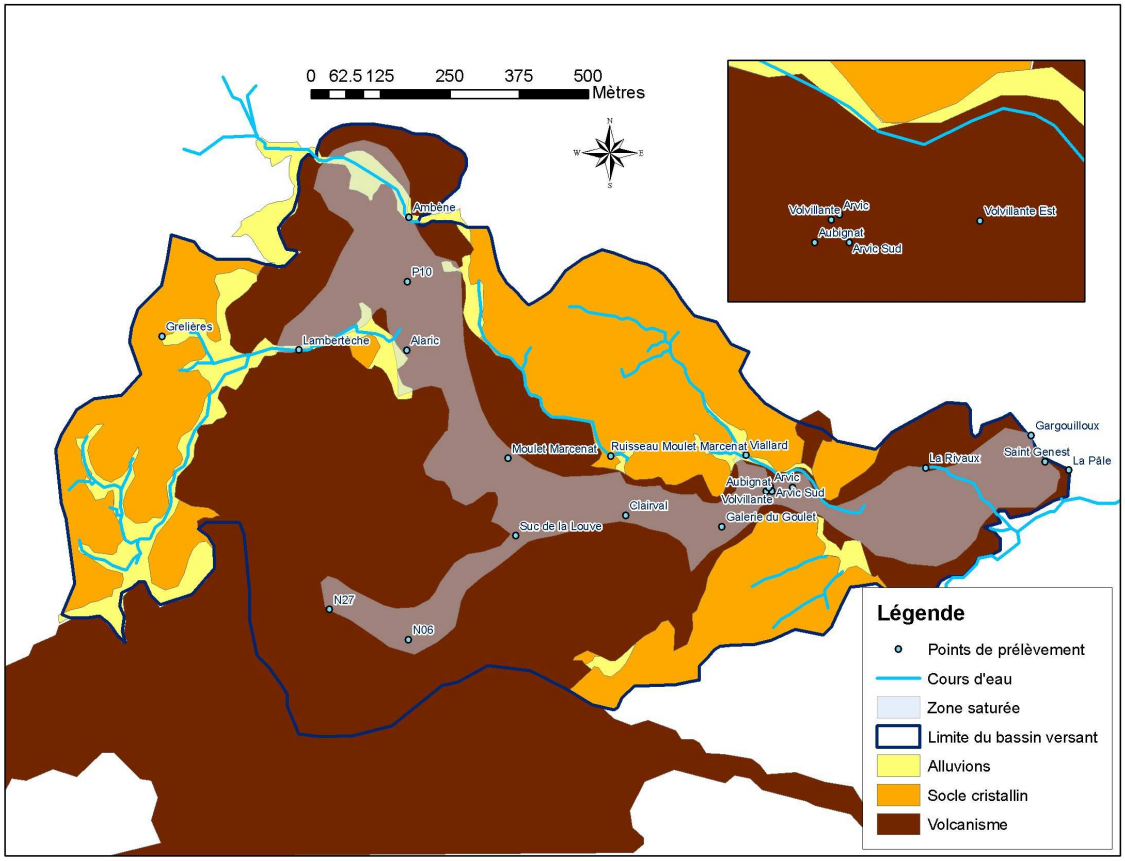


Figure 116 : Localisation des points de prélèvement concernés par les campagnes hydrochimiques

3.1.5.1 Ensemble des données historiques à actuelles

Des analyses anciennes de Glangeaud (1913) et Belkessa (1973) permettent d'évaluer le bruit de fond (influencé uniquement par les précipitations et l'agriculture extensive) du signal chlorure dans les aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys avant l'apparition du salage des routes (Tableau 30 et Tableau 31). Ce bruit de fond est compris entre 3,35 et 6 mg/l.

Coulée concernée	Site de prélèvement	Teneur en chlorures dans l'eau souterraine (mg/l)
petit puy de Dôme	Kuhn	4
Pariou	Orcines	4
Barme	Chez Pierre	4

Tableau 30 : Analyses des émergences d'aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys (Glangeaud, 1913)

Coulée concernée	Teneur en chlorures dans l'eau souterraine (mg/l)
puy de la Nugère	4.6
petit puy de Dôme	6
puys de la Vache et de Lassolas	3.35
puy de Louchadière	5.32
puy Balmet	3.6

Tableau 31 : Analyse des émergences d'aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys (Belkessa, 1973)

L'évolution à long terme de la teneur en chlorures dans les différents compartiments de l'hydrosystème a pu être étudiée grâce à la compilation de l'ensemble des analyses de Belkessa (1973), Barbaud (1983), Joux (2002), du réseau de surveillance et du suivi des forages d'exploitation réalisé par la Société des Eaux de Volvic (Figure 117 à Figure 121).

La source de Grelière a vu sa teneur en chlorures augmenter de manière significative depuis 1981. L'hypothèse d'une origine géogénique des chlorures de cette source ne semble donc pas valide. Cette source est probablement influencée par des apports anthropiques (salage ou autre influence). Les cours d'eau de socle de l'Ambène, du Viallard et, dans une moindre mesure, du Lambertèche, présentent également une tendance à l'augmentation des teneurs en chlorures (Figure 117). Ce phénomène met en évidence une certaine rémanence des chlorures dans les sols et les nappes de ces petits bassins versants granitiques.

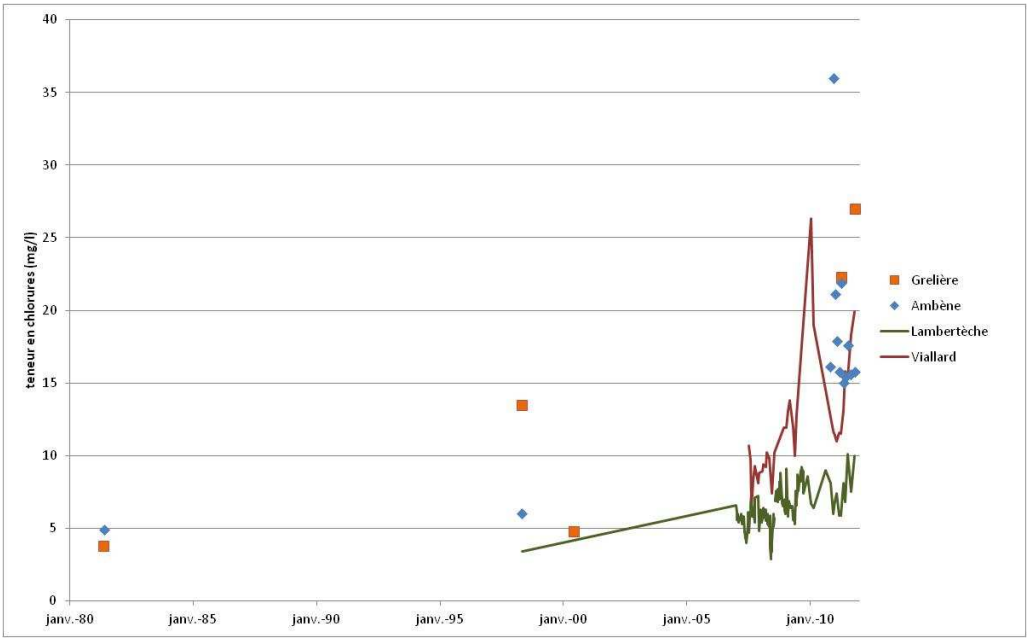


Figure 117 : Evolution de la teneur en chlorures dans la partie socle et alluvionnaire du bassin versant

Le forage de Paugnat présente une légère tendance à l'augmentation (Figure 118). Le pic de chlorures observé semble être un artefact. Le forage de Moulet Marcenat est marqué par une tendance à l'augmentation plus prononcée que celui de Paugnat, néanmoins plus faible que celle du Lambertèche.

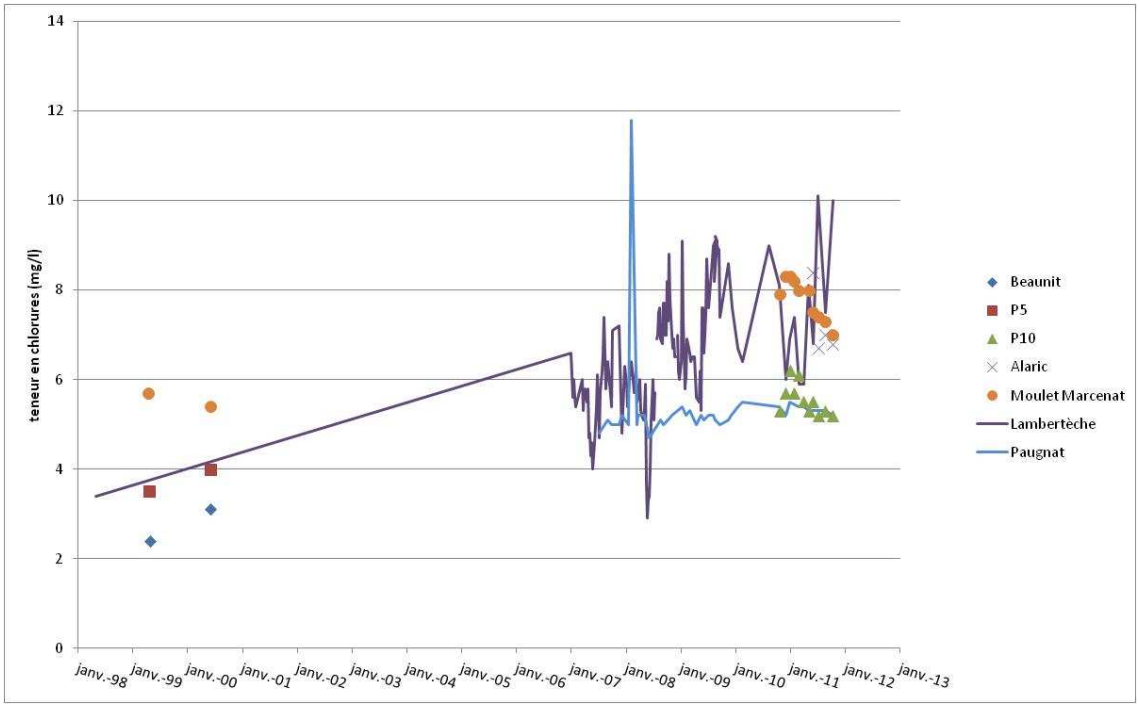


Figure 118 : Evolution de la teneur en chlorures dans la partie amont de l'axe nord

Les forages de l'axe sud sont tous marqués par une faible tendance à l'augmentation, qui semble d'autant plus significative que l'on se déplace vers l'aval (Figure 119). L'impact du salage paraît relativement faible sur le forage N06 (situé dans la partie amont de l'axe sud) et plus marqué sur Clairval (situé au niveau de la confluence des axes nord et sud).

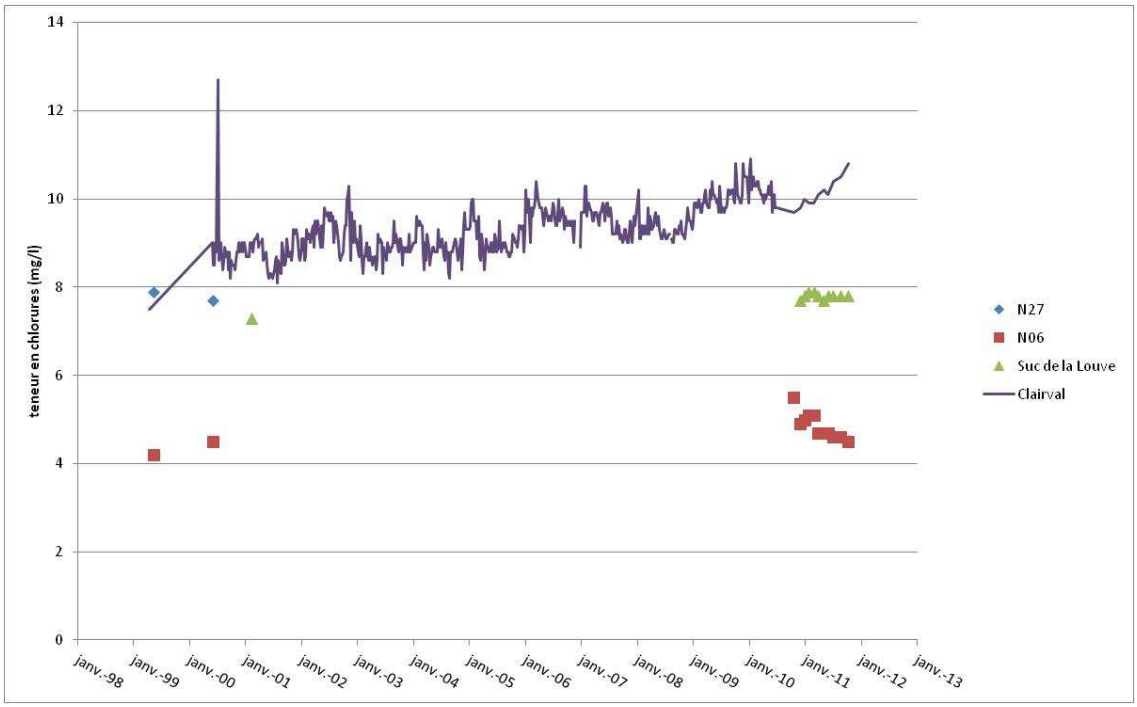


Figure 119 : Evolution de la teneur en chlorures dans la partie amont de l'axe sud

Les ouvrages du Goulet sont tous marqués par une tendance à l'augmentation des teneurs en chlorures (Figure 120). La teneur en chlorures à la galerie du Goulet a dépassé celle de Clairval dans les années 2000. Les forages Volvillante Est et Arvic Sud ont des teneurs intermédiaires entre les pôles Arvic et Aubignat. Les eaux captées par ces forages pourraient correspondre à un mélange des aquifères supérieur et inférieur.

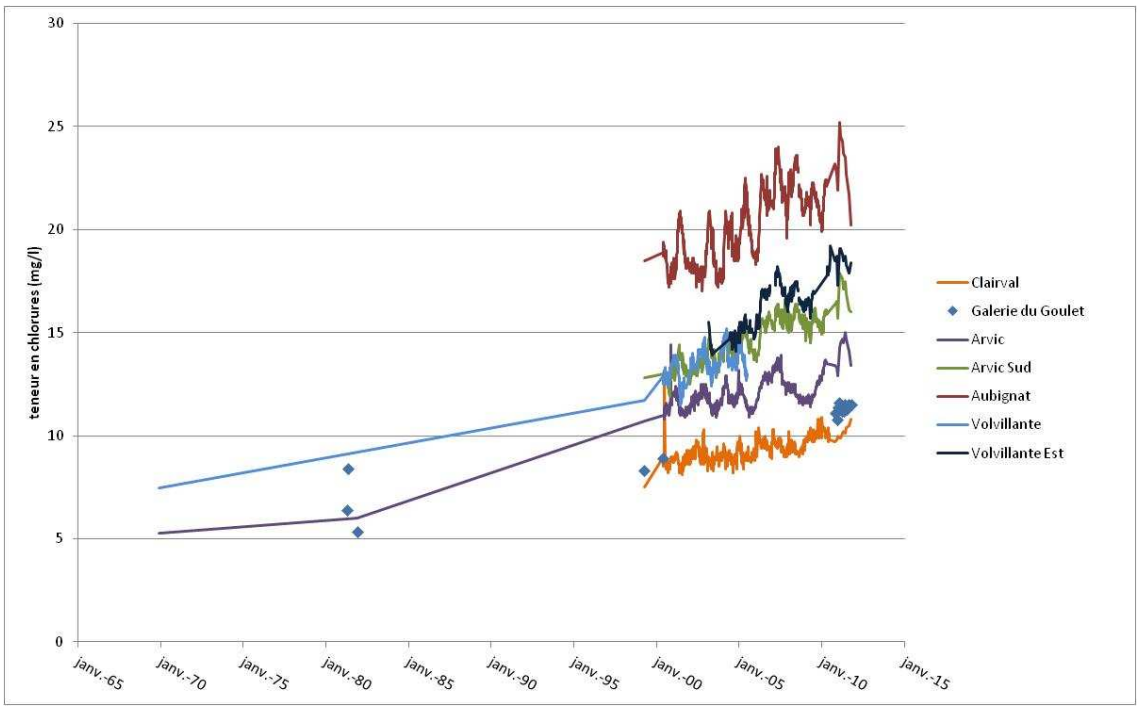


Figure 120 : Evolution de la teneur en chlorures dans le secteur du Goulet

Les sources de front de coulée sont toutes marquées par une tendance à l'augmentation, plus élevée depuis les années 2000 qu'entre les années 80 et 2000. La source de la Pâle a toujours eu des teneurs supérieures aux deux autres sources (Figure 121).

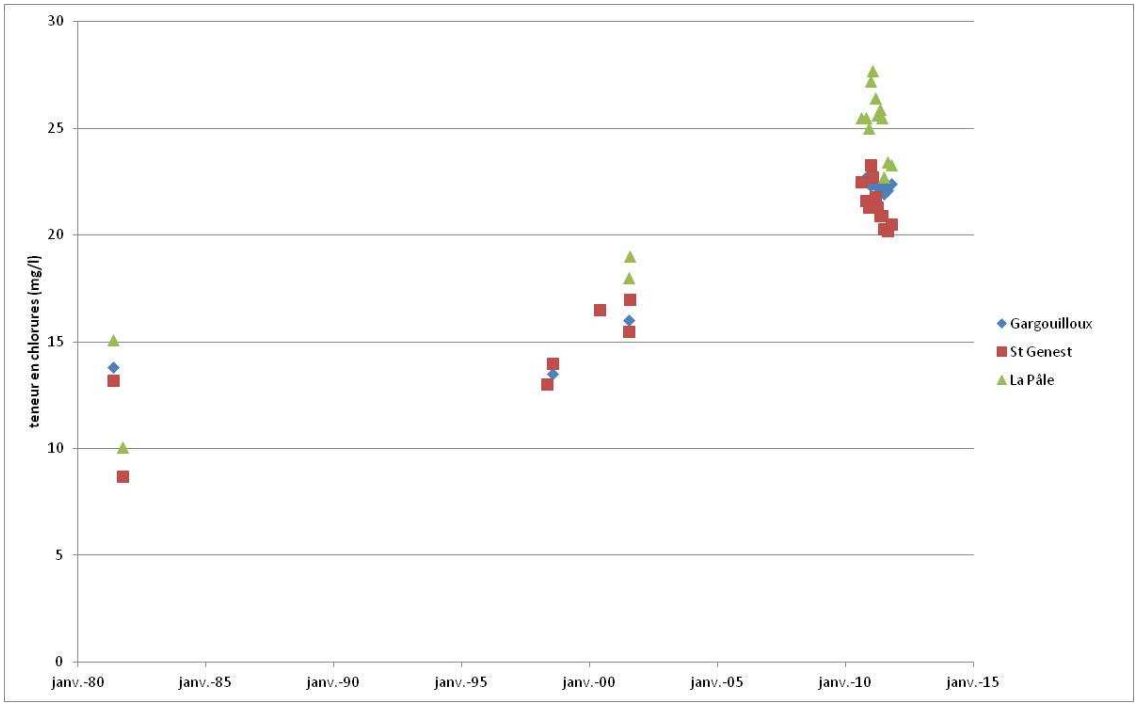


Figure 121 : Evolution de la teneur en chlorures aux sources de front de coulée

Pour une partie des points d'observations de l'aquifère dont nous disposons de données historiques, l'évolution de la teneur en chlorures a été évaluée, sur la base de la première et de la dernière analyse répertoriées (Tableau 32).

Nom	Date première mesure	[Cl] (mg/l) première mesure	Date dernière mesure	[Cl] (mg/l) dernière mesure	Δ[Cl] (mg/l)	Δ[Cl]/an (mg/l.an)
Grelière	15/05/1981	3.8	20/10/2011	27	23.2	0.76
Ambène	20/05/1981	4.9	20/10/2011	15.8	10.9	0.36
Lambertèche	01/05/1998	3.4	20/10/2011	10	6.6	0.49
Viallard	12/07/2007	10.7	20/10/2011	19.9	9.2	2.15
N06	10/05/1999	4.2	20/10/2011	4.5	0.3	0.02
Moulet Marcenat	16/04/1999	5.7	20/10/2011	7	1.3	0.10
Paugnat	12/07/2007	4.8	20/10/2011	5.2	0.4	0.09
Maison du Miel	12/07/2007	30.2	20/10/2011	30.3	0.1	0.02
Suc de la Louve	07/02/2001	7.3	20/10/2011	7.8	0.5	0.05
Clairval	16/04/1999	7.5	20/10/2011	10.8	3.3	0.26
Galerie du Goulet	01/12/1981	5.34	20/10/2011	11.5	6.16	0.21
Arvic	01/12/1969	5.3	20/10/2011	13.4	8.1	0.19
Aubignat	16/04/1999	18.5	20/10/2011	20.2	1.7	0.14
Arvic Sud	16/04/1999	12.8	20/10/2011	16	3.2	0.26
Volvillante	01/12/1969	7.45	04/07/2005	12.9	5.45	0.15
Volvillante Est	10/03/2003	15.5	20/10/2011	18.4	2.9	0.34
Gargouilloux	17/05/1981	13.8	20/10/2011	22.4	8.6	0.28
La Pâle	20/05/1981	15.1	20/10/2011	23.3	8.2	0.27
St Genest	17/05/1981	13.2	20/10/2011	20.5	7.3	0.24

Tableau 32 : Evolution des teneurs en chlorures entre la première et la dernière analyse enregistrée

Les teneurs en chlorures varient saisonnièrement de manière importante au niveau des cours de l'eau de socle. Pour cela il semble difficile d'évaluer l'augmentation annuelle moyenne de la teneur en chlorures vu le faible nombre d'analyses anciennes. Par contre cette augmentation a pu être évaluée au niveau des points d'observation de l'aquifère (Figure 122).

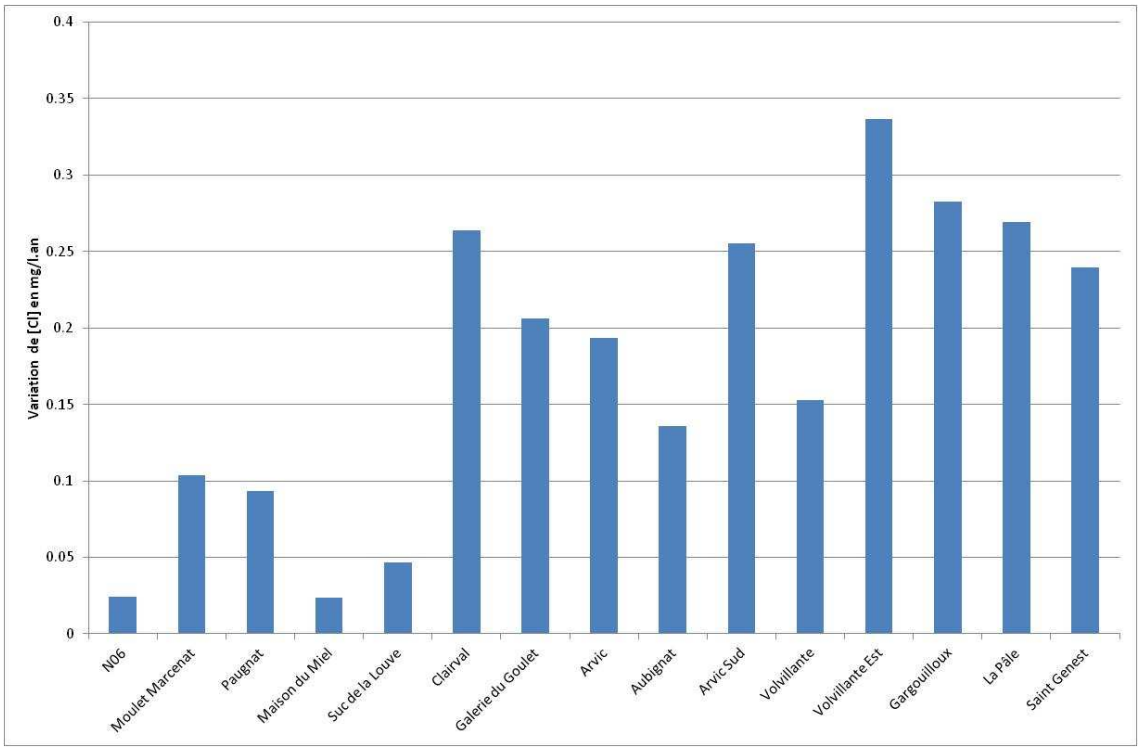


Figure 122 : Variation moyenne de teneurs en chlorures dans l'aquifère (en mg/l.an)

Les forages situés dans l'axe sud semblent relativement préservés d'une augmentation des teneurs en chlorures. Les forages situés en amont de l'axe nord semblent marqués par une évolution intermédiaire des teneurs en chlorures. Enfin les forages du Goulet et les sources de front de coulée sont marqués par une évolution significative de la teneur en chlorures.

Une telle évolution des différents compartiments du système semble fortement liée à l'évolution du salage des routes.

3.1.5.2 Campagne hydrochimique sur le cycle hydrologique 2010 – 2011

Les campagnes de prélèvement et d'analyse menées dans le cadre de la thèse et précédemment décrites permettent d'accéder à la variabilité du signal chlorure au cours d'un cycle hydrologique sur différents points d'observation (forages, sources, cours d'eau ; voir Figure 123).

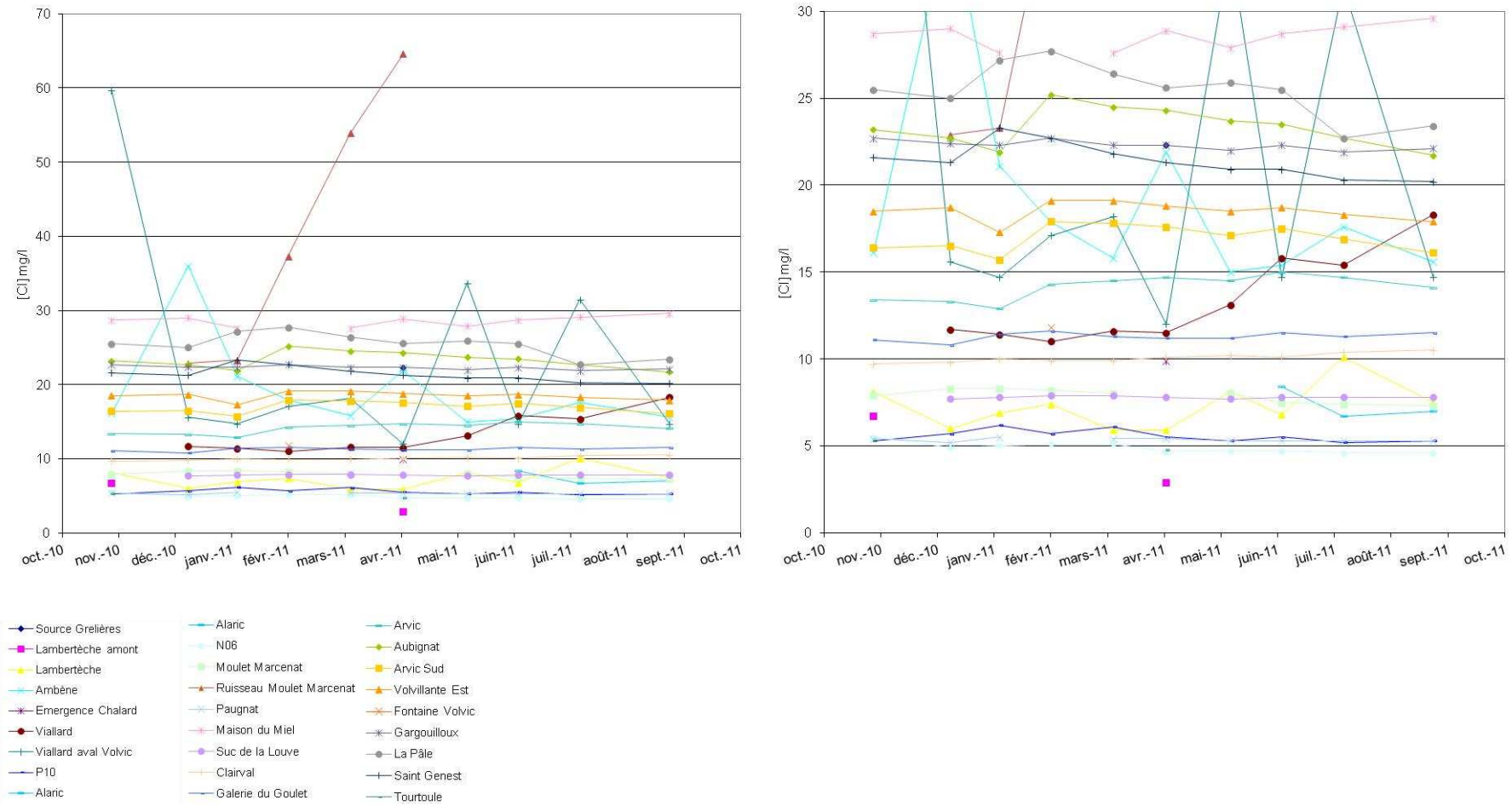


Figure 123 : Evolution temporelle du signal chlorure au niveau des différents points d'observation de l'hydrosystème

Le cours d'eau de l'Ambène présente une hausse significative des teneurs en chlorures en hiver, et plus particulièrement au mois de décembre (durant la période d'enneigement). Concernant le cours d'eau du Lambertèche, il semblerait que la concentration en chlorures augmente lors des périodes de faibles précipitations. Elle augmente en janvier et février (effet du salage) et de mai à juillet (effet de moindre dilution). Tout en restant faible en valeur absolue, le signal chlorure du Lambertèche varie ainsi de manière importante au cours de l'année. Les ruisseaux fortement influencés par les apports d'eau usée présentent une forte variabilité de leur teneur en chlorures. Les ruisseaux de Moulet Marcenat et du Viallard semblent d'autant plus chargé en chlorures que les débits diminuent en période d'étiage (l'étiage 2011 ayant été particulièrement sévère).

La teneur en chlorures dans le forage P10 augmente modérément de janvier à mars, en période de salage des routes. L'amplitude des variations du signal au droit du forage de Paugnat est très faible. La teneur en chlorures dans le forage de Moulet Marcenat augmente de décembre à mai. De même que N06 et Suc de la Louve, Clairval présente de très faibles variations. Ces forages sont en effet fortement influencés par la forte épaisseur de zone non saturée à l'aplomb de l'axe sud (jusqu'à plus de 280 m au droit des cônes de scorie).

La teneur en chlorures dans la galerie du Goulet augmente essentiellement en février-mars. Les forages du Goulet présentent une diminution de la teneur en chlorures au mois de janvier, une augmentation en février, et une décroissance lente jusqu'en août. Le pôle profond (capté notamment par Aubignat) présente une teneur moyenne en chlorures plus élevée et des variations plus importantes que le pôle moins profond (capté notamment par Arvic).

Les sources de front de coulée présentent une augmentation de la teneur en chlorures en février-mars et une décroissance progressive jusqu'en juillet. La pâle semble être marquée par une variabilité plus forte que les sources de St Genest et Gargouilloux.

Les chutes de neige de décembre 2010 à mars 2011 (Figure 124) ont donné lieu au traitement du réseau routier, donc à un flux de chlorures important et localisé dans le temps. Notons que :

- le forage P10 est marqué par une hausse régulière de sa teneur en chlorures de novembre à janvier et une décroissance régulière de mars à septembre,
- le forage Clairval présente une évolution très amortie du signal,
- le signal à la galerie du Goulet a été influencé par le salage des routes en janvier et février. La teneur en chlorures semble avoir également augmenté en juin. Cela pourrait être dû à une remobilisation des chlorures stockés dans le sol pendant l'hiver lors des pluies de printemps,
- le forage Arvic est marqué par une hausse de la teneur en chlorures de février à avril et par une hausse similaire à celle observée à la galerie en juin,
- le forage Aubignat présente une hausse de sa teneur en chlorures nette en février et une décroissance jusqu'en septembre,
- les trois sources de front de coulée présentent une évolution de leur teneur en chlorures différente suite à ces apports :
    - La Pâle est marqué par une forte variabilité de la teneur en chlorures et présente deux périodes d'augmentation du signal, en janvier-février et en mai-juin,
    - La teneur en chlorures à St Genest augmente en janvier et décroit progressivement jusqu'en septembre,
    - Le signal à la source du Gargouilloux est particulièrement amorti par rapport aux deux autres sources. Il présente un faible pic en mars.

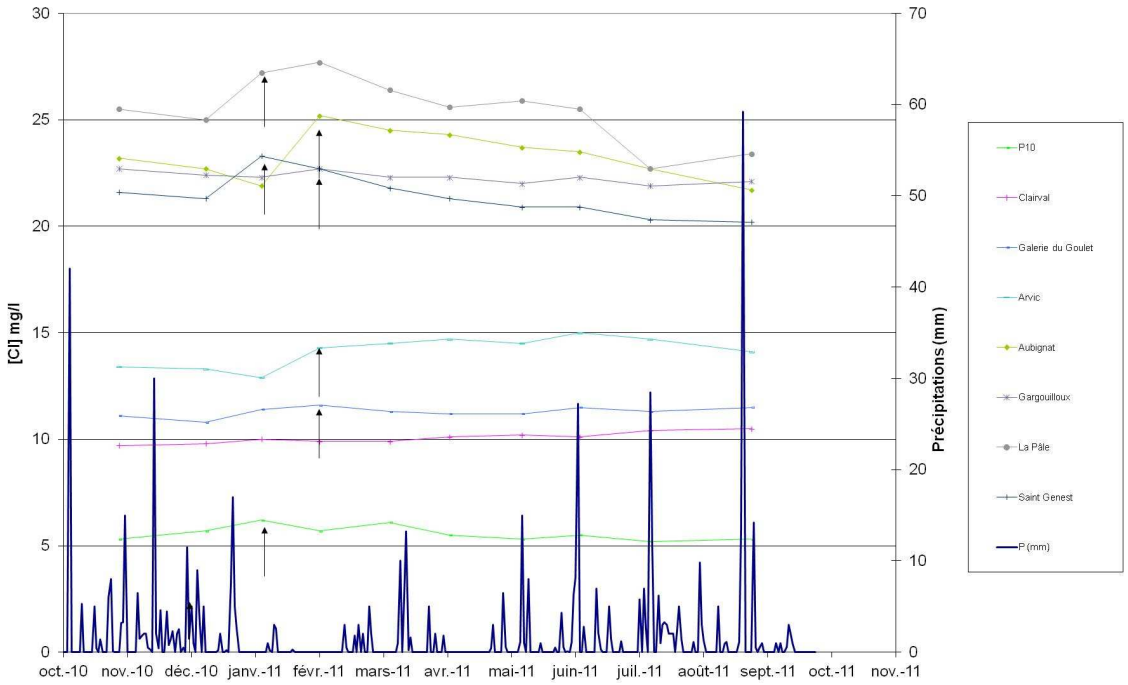


Figure 124 : Précipitations et évolution du signal chlorure le long de l'axe principal

3.1.5.3 *La dynamique du signal chlorure dans le secteur du Goulet*

3.1.5.3.1 Modèle conceptuel hydrochimique dans le secteur du Goulet

Les teneurs en chlorures au Goulet (Tableau 33) permettent notamment de définir différents faciès hydrochimiques associés aux différents forages :

- le forage de Clairval a la teneur en chlorures la plus faible (9,02 mg/l en moyenne) et une faible variabilité. Il est remarquable par sa situation, en amont des forages du Goulet,
- le forage Arvic présente des teneurs en chlorures relativement faibles et la variabilité la plus faible parmi les forages du Goulet,
- les forages Arvic Sud et Volvillante ont des teneurs en chlorures intermédiaires,
- le forage Volvillante Est présente des teneurs en chlorures plus élevées,
- le forage Aubignat est caractérisé par la minéralisation la plus élevée et la variabilité la plus forte.

Forage	Teneur moyenne en chlorures (mg/l)	Ecart type	Ecart type / Moyenne (%)
Volvillante Est	15.44	0.90	5.8
Clairval	9.02	0.50	5.6
Arvic Sud	13.87	0.86	6.2
Aubignat	19.23	1.37	7.1
Arvic	11.74	0.61	5.2
Volvillante	13.37	0.77	5.8

Tableau 33 : Statistiques sur les teneurs en chlorures sur la période 2000-2006, sur la base d'analyses hebdomadaires

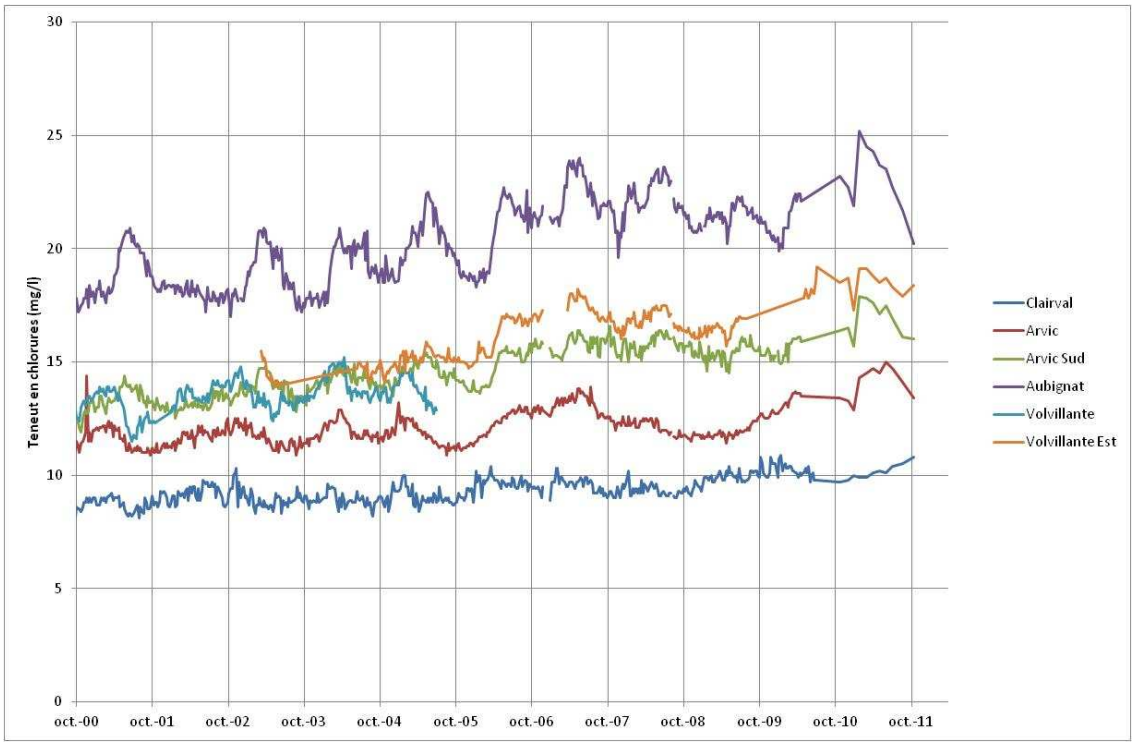


Figure 125 : Teneurs en chlorures aux forages d'exploitation de la Société des Eaux de Volvic

L'évolution de la teneur en chlorures dans les forages d'eau minérale (Figure 125) montre des variations annuelles, avec des pics d'amplitude variables. L'amplitude de ces pics est plus élevée sur le forage Aubignat que sur Arvic. Pour chaque cycle annuel, la teneur en chlorures maximale apparait à des périodes différentes selon les forages (Tableau 34) : pour les pics de 2001, 2002 et 2005 (particulièrement individualisés) le maximum de la teneur en chlorures dans les forages Volvillante, Arvic et Clairval apparait à des dates relativement proches. La teneur maximale en chlorures dans les forages Aubignat et Arvic Sud apparait 2 à 3 mois plus tard. La teneur en chlorures dans le forage Volvillante Est semble avoir une évolution proche de ces derniers.

Année	Aubignat	Arvic Sud	Arvic	Volvillante	Volvillante Est	Clairval
2000	26-juin	15-mai				
2001	18-juin	21-mai	19-mars	02-avril		02-avril
fin 2002 début 2003	31-mars-03	14-avr.-03	18-nov.-02	25-nov.-02		11-nov.-02
2004	22-mars	19-avril	29-mars	13-avril		23-février
2005	23-mai	02-mai	03-janvier	31-janvier	16-mai	31-janvier
2006	22-mai	26-juin			15-mai	20-mars
2007	22-mai	05-juin	12-juin		27-février	06-février
2008	08-juillet	01-juillet			01-juin	15-janvier
2009	14-juillet	28-juillet				

Tableau 34 : Dates des pics de chlorures observés sur les différents forages d'eau minérale

Sur la base du modèle géologique élaboré de façon détaillée dans la vallée principale au niveau du Goulet, les niveaux aquifères captés par les forages de la Société des Eaux de Volvic ont pu être identifiés (Figure 123). La compartimentation géologique verticale a été corrélée avec les teneurs moyennes aux forages d'éléments chimiques discriminants tels que les chlorures pour définir ces niveaux aquifères.

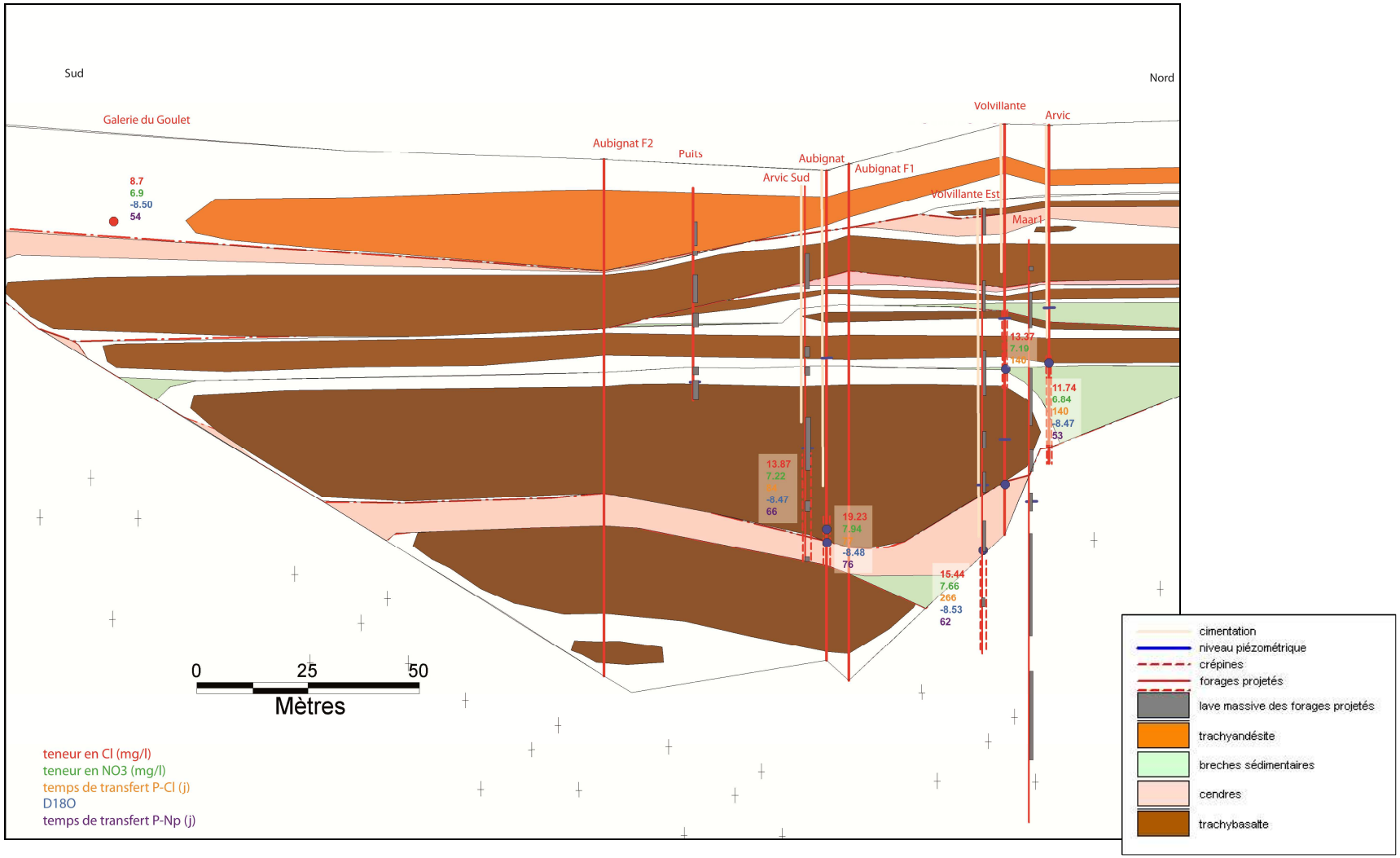


Figure 126 : Modèle conceptuel géologique et hydrochimique du secteur du Goulet

Ce modèle conceptuel fait apparaitre la présence de deux pôles d'influence hydrochimiques correspondant à des niveaux captés différents :

- le pôle Aubignat correspond à un niveau aquifère profond, où les teneurs en chlorures sont plus élevées, où l'amplitude des variations du signal est importante et où les teneurs en chlorures évoluent avec un certain retard par rapport à l'autre pôle. Les forages Arvic Sud et Volvillante Est semblent particulièrement influencés par ce pôle,
- le pôle Arvic correspond à un niveau aquifère plus superficiel, où les teneurs en chlorures sont plus faibles, où l'amplitude des variations du signal chlorure est faible et où les teneurs évoluent de manière anticipée par rapport à l'autre pôle. Le forage Volvillante est particulièrement influencé par ce pôle.

3.1.5.3.2 Etude de l'autocorrélation du signal chlorure

Afin de confirmer les hypothèses précédemment décrites, les chroniques hebdomadaires de teneurs en chlorures enregistrées au forage du Goulet ont fait l'objet d'un traitement à l'aide du logiciel Tempo (BRGM). Les autocorrélogrammes simples du signal chlorure au niveau des différents forages ont ainsi été calculés (Tableau 35 et Figure 127).

Forage	Période considérée
Arvic Sud	du 05/06/2000 au 27/11/2006
Volvillante	du 05/06/2000 au 04/07/2005
Clairval	du 05/06/2000 au 27/11/2006
Aubignat	du 05/06/2000 au 27/11/2006
Volvillante Est	du 14/06/2004 au 27/11/2006
Arvic	du 05/06/2000 au 27/11/2006

Tableau 35 : Périodes considérées pour le calcul de l'autocorrélogramme de teneur en chlorures, pour chaque forage

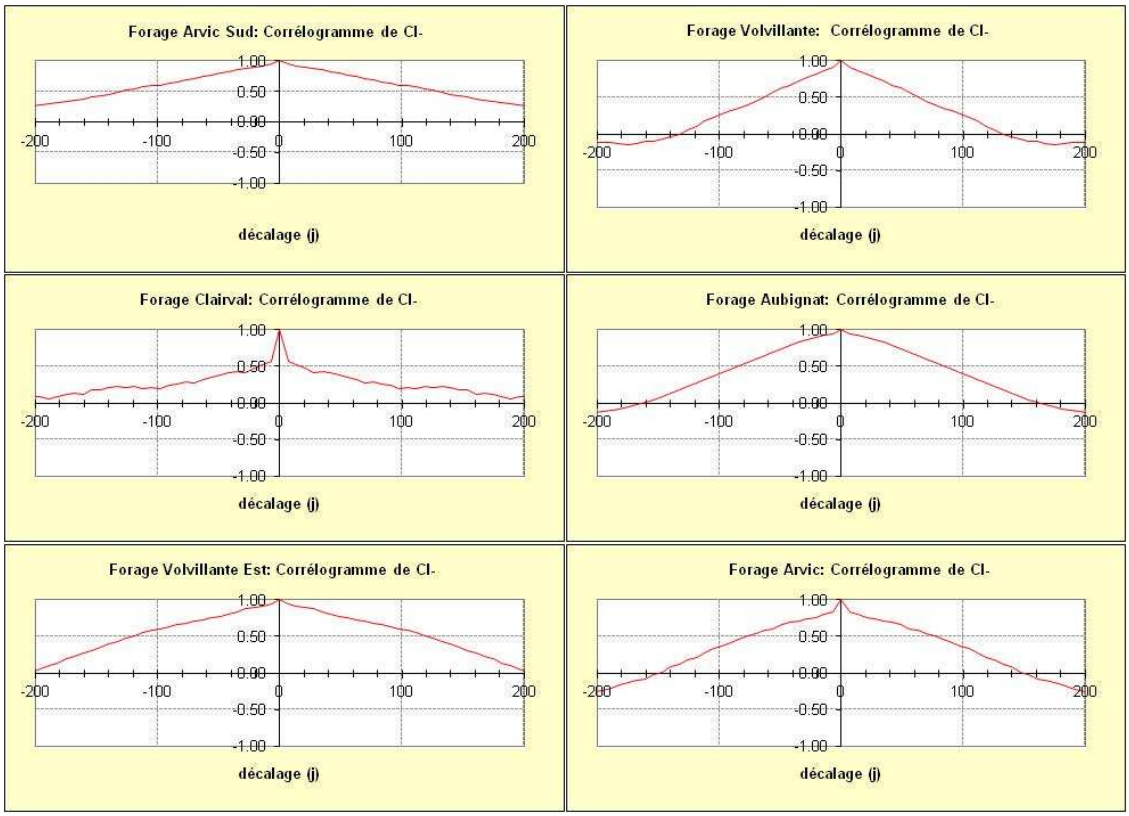


Figure 127 : Autocorrélogrammes du signal chlorure aux forages d'exploitation de la SEV

Notons que toutes les chroniques de teneur en chlorures présentent un effet mémoire important. De façon à mieux caractériser l'inertie du signal chlorure au droit des différents forages, les décalages temporels pour une fonction d'autocorrélation égale à 0,2 sont présentés dans le Tableau 36. Notons que la forme de l'autocorrélogramme au forage Clairval semble remarquable : l'autocorrélation du signal décroit d'abord rapidement avec le décalage temporel, jusqu'à 7 jours de décalage, puis la décroissance et moins prononcée. On retrouve ce type de forme, cependant moins marquée, sur le forage Arvic.

Ouvrage	**Décalage temporel pour une fonction d'autocorrélation égale à 0,2 (en jours)**
Volvillante	108
Arvic	122
Aubignat	130
Clairval	143
Volvillante Est	172
Arvic Sud	252

Tableau 36 : Caractérisation de l'effet mémoire du signal chlorure dans les forages de la SEV enregistré au pas de temps hebdomadaire (classé par importance croissante de l'effet mémoire)

L'effet mémoire du signal chlorure dans les forages Arvic et Volvillante est plus faible, ce qui pourrait montrer l'influence d'une composante de surface. L'effet mémoire du signal chlorure est nettement plus important dans les forages Volvillante Est et Arvic Sud, signe d'une moindre influence de la composante superficielle.

3.1.5.3.3 Densité spectrale de puissance

La densité spectrale de puissance du signal chlorure au niveau des forages d'exploitation a été calculée à l'aide du logiciel Tempo (BRGM) (Figure 128). Les périodes considérées pour chaque ouvrage sont indiquées dans le Tableau 35.

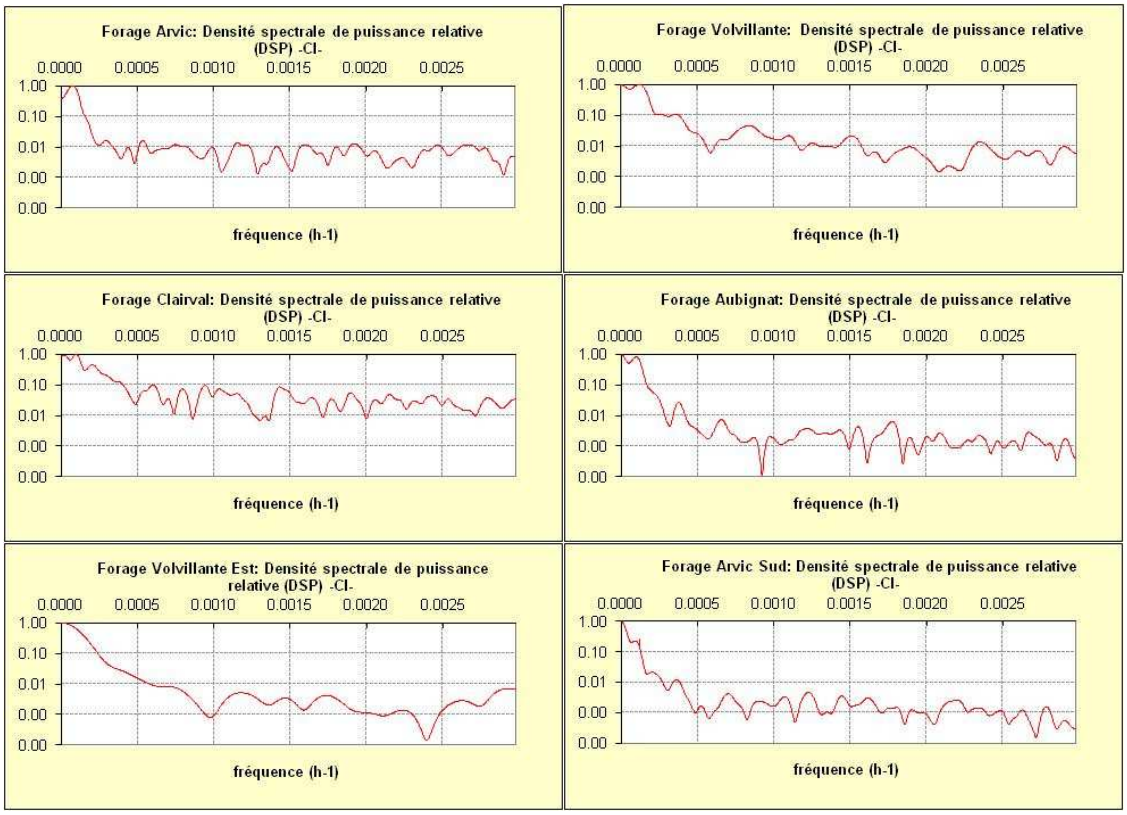


Figure 128 : Autocorrélogrammes du signal chlorure aux forages d'exploitation de la SEV

Ces périodogrammes montrent tous un maximum pour une périodicité annuelle. Cette périodicité est cependant moins visible sur Volvillante Est et Arvic Sud que sur les autres forages.

3.1.5.3.4 Relation entre la pluie et la teneur en chlorures

Afin de caractériser la réactivité de l'aquifère au droit des différents forages, la relation entre la pluie et la teneur en chlorures a été étudiée en mettant en œuvre des techniques de traitement du signal. La période de juin 2000 à mai 2010 a été considérée pour calculer les corrélogrammes croisés entre les pluies hebdomadaires mesurées à la station

MétéoFrance de Volvic et les teneurs en chlorures aux forages de la SEV (mesurées au pas de temps hebdomadaire), sauf pour le forage Volvillante pour lequel nous ne disposons de données que jusqu'en 2005 (Figure 128).

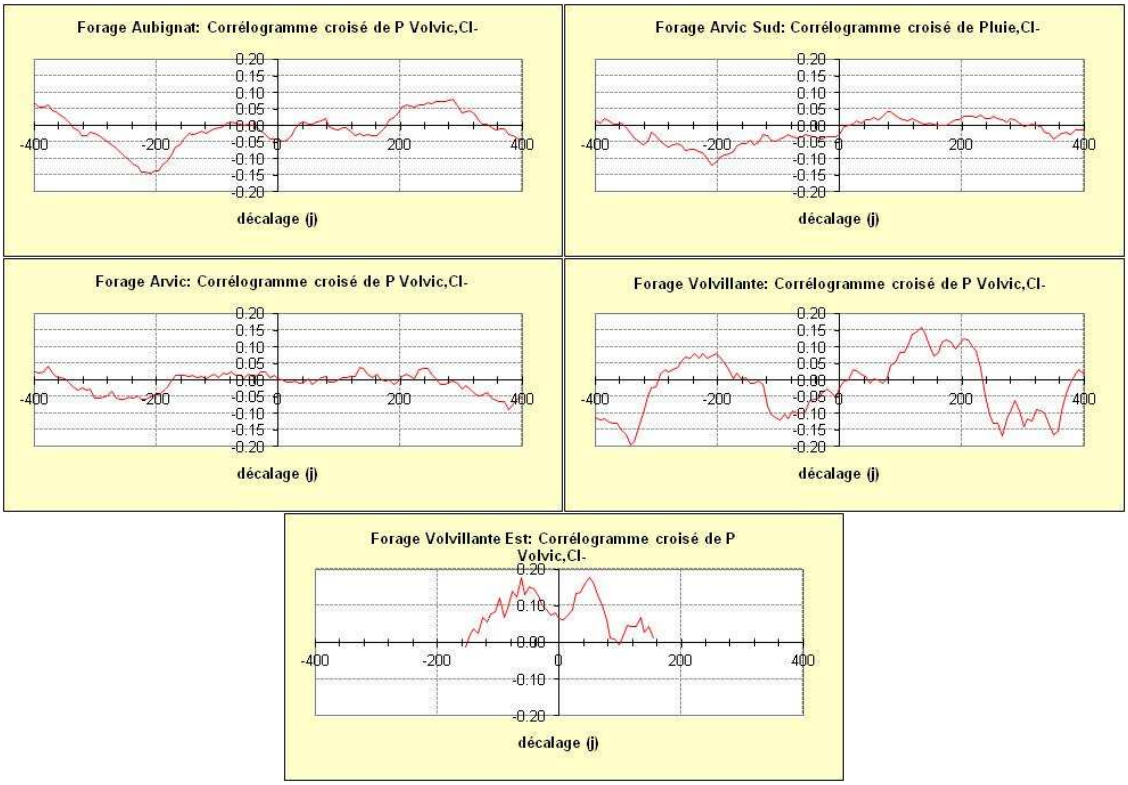


Figure 129 : Corrélogrammes croisés pluie – teneur en chlorures pour les forages d'exploitation

Pour chaque ouvrage, les coefficients de corrélations et décalages observés pour les maximums de corrélation sont présentés dans le Tableau 37.

Forage	Décalage pic1 (j)	Coefficient de corrélation	Décalage pic2 (j)	Coefficient de corrélation	Décalage pic3 (j)	Coefficient de corrélation
Aubignat	77	0.02	217	0.059	287	0.08
Arvic Sud	77	0.043	210	0.03	231	0.033
Arvic	133	0.04	238	0.036		
Volvillante	133	0.157	175	0.121	203	0.123
Volvillante Est	49	0.176	133	0.066		

Tableau 37 : Récapitulatif des décalages temporels des pics de corrélation. Le code couleur permet d'associer des pics de décalage temporel proche.

Les corrélations croisées entre la pluie et les teneurs enregistrées aux forages d'exploitation ne présentent pas de corrélation significative sauf pour les forages Volvillante et Volvillante Est (néanmoins, le coefficient de corrélation des maxima reste faible). Au forage Volvillante le maximum de corrélation est obtenu pour un décalage temporel plus long (133 jours) qu'au forage Volvillante Est (49 jours). Cependant les

nombreuses lacunes dans la chronique de teneur en chlorures du forage Volvillante Est limitent la longueur des séries utilisables pour le traitement du signal.

3.1.5.3.5 Relation débit-teneur en chlorures

Les débits hebdomadaires prélevés aux différents ouvrages de la SEV ont été comparés aux teneurs en chlorures sur la période de février 2000 à juin 2006 (Figure 130). Notons que pour la plupart des forages le débit prélevé présente des variations saisonnières.

La concomitance entre hausse du débit pompé et hausse de la teneur en chlorures est particulièrement marquée sur les forages Aubignat et Arvic Sud mais également visible lors de certains épisodes sur Arvic, Clairval, Volvillante et Volvillante Est.

On peut donc envisager deux hypothèses :

- soit la teneur en chlorures est influencée par le débit pompé,
- soit les variations saisonnières de débit sont concomitantes avec les variations « naturelles » de la teneur en chlorures,
- soit les deux niveaux aquifères se mélangent en proportion variable.

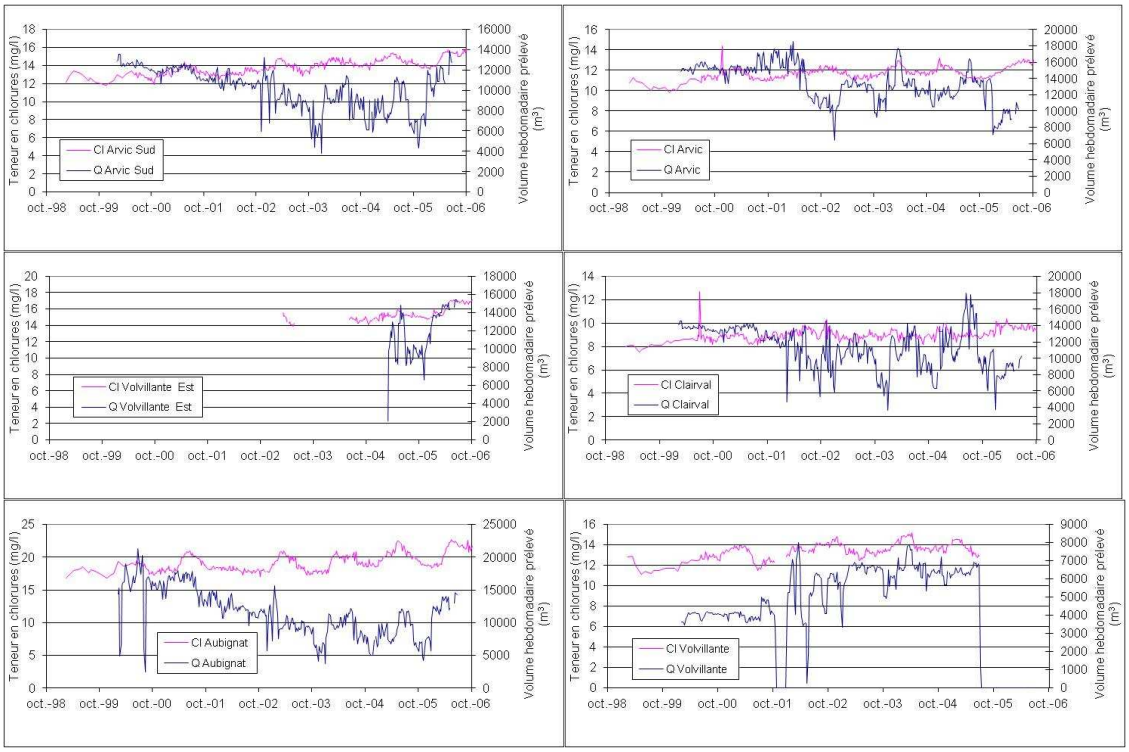


Figure 130 : Comparaison des chroniques de débit (m^3/mois) et de teneurs en chlorures (mg/l) sur la période 2000-2006

Afin de tester la première hypothèse pour les forages Aubignat et Arvic, qui semblent particulièrement marqués par l'influence décrite ci-dessus, une étude des corrélations a été réalisée au moyen de techniques de traitement du signal avec le logiciel Tempo (BRGM).

Le corrélogramme croisé entre le débit la teneur en chlorures a été calculé avec :

- en entrée : les volumes hebdomadaires prélevés,
- en sortie : les teneurs en chlorures hebdomadaires.

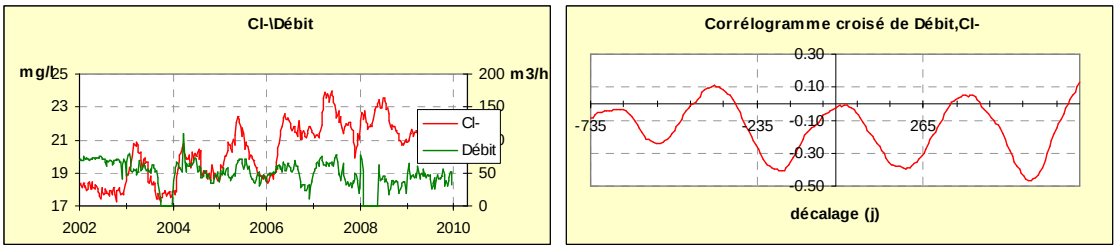


Figure 131 : A gauche : chroniques de débit et teneur en chlorures au forage Aubignat. A droite : corrélogramme croisé débit – teneur en chlorures au forage Aubignat

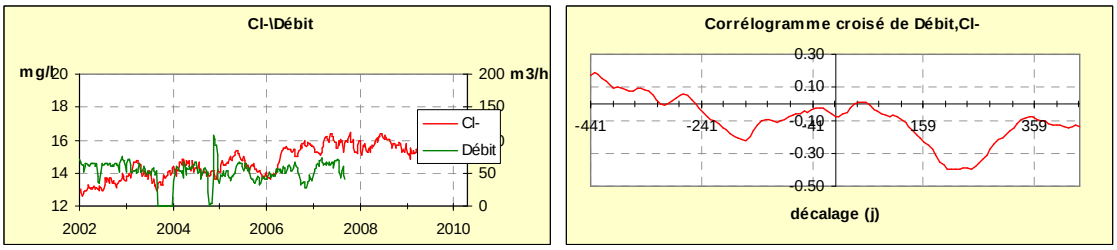


Figure 132 : A gauche : chroniques de débit et teneur en chlorures au forage Arvic. A droite : corrélogramme croisé débit – teneur en chlorures au forage Arvic

Notons que les chroniques de débit d'Aubignat et Arvic présentent de nombreuses lacunes. Les données ont été interpolées de manière linéaire de façon à pouvoir calculer la fonction de corrélation jusqu'à des décalages temporels de 735 jours maximum.

Les corrélogrammes croisés présentent une structure marquée par la périodicité annuelle liée à la variabilité saisonnière des débits et de la teneur en chlorures. Cependant, ils ne montrent pas de corrélation entre le débit pompé et la teneur en chlorures pour des décalages faibles, le coefficient de corrélation étant inférieur à 0,1 (Figure 131 et Figure 132). D'après l'interprétation des corrélogrammes croisés, aucune corrélation entre les débits aux forages Aubignat et Arvic Sud et les teneurs en chlorures n'est mise en évidence.

Les différentes sources d'apport de chlorures en entrée de l'hydrosystème sont, par ordre d'importance : le salage des routes (63% des flux d'entrée), les précipitations (31% des flux d'entrée), l'élevage (environ 6%) et l'assainissement (à priori négligeable). Pour chaque source d'apport, la fonction d'entrée des flux de chlorures associés a pu être évaluée. Les flux associés à la pluie ont été évalués sur la base d'une relation entre hauteur de précipitation journalière et teneur en chlorures, grâce aux données recueillies par Bertrand (2009).

Concernant le salage des routes une enquête a été menée auprès des services techniques des collectivités territoriales (communes de l'impluvium, conseil général du Puy-de-Dôme) pour évaluer les masses de sel annuellement épandues et définir les itinéraires de salage. Les flux associés aux activités agricoles ont été estimés à partir du flux de chlorures émis par Unité Gros Bétail (Cristofini et al., 1994). D'après plusieurs diagnostics de fonctionnement du réseau d'eaux usées, les flux provenant de fuites du réseau assainissement sont supposées négligeables du moins en amont de Volvic. Cependant, il est possible que les rejets d'eau usée dans le ruisseau de la Rivaux et son infiltration partielle aient une influence sur les teneurs en chlorures des sources de front de coulée. Le bilan de flux réalisé sur la base de ces données présente une précision satisfaisante. La fonction d'entrée en termes de flux de chlorures est à priori bien définie dans la perspective de la modélisation du transfert de chlorures.

L'étude de la variabilité spatiale des flux et de la teneur en chlorures au niveau des différents points d'observation de l'hydrosystème permet de mieux définir l'impact des sources d'apports par sous bassin. La partie amont de l'axe sud, dont le sous bassin est recouvert de forêt, est essentiellement influencée par les apports anthropiques et atmosphériques. Les cours d'eau de l'Ambène et du Lambertèche semblent marqués par les pratiques agricoles, néanmoins dans un contexte d'agricole particulièrement extensif (épandages, mise en pâture du bétail). La source de Grelière, initialement définie comme influencée par des apports géogéniques, notamment d'après sa forte teneur en arsenic, semble en réalité impactée par des apports anthropiques. Le Viallard et surtout les ruisseaux de la Rivaux (Viallard aval) et de Moulet Marcenat présentent un signal chlorure particulièrement variable et influencé par des rejets d'eau usée. Les flux de chlorures dans la partie aval de l'aquifère sont essentiellement liés au traitement du réseau routier.

Le traitement du signal chlorure au niveau du Goulet (et notamment des corrélations entre la pluie et la teneur en chlorures) a permis de mettre en évidence des différences de fonctionnement en fonction du niveau aquifère capté :

- *le niveau aquifère plus profond, capté par le forage Aubignat, a des teneurs en chlorures plus élevées, l'amplitude des variations du signal chlorure y est importante et les teneurs en chlorures évoluent avec un certain retard par rapport à l'autre pôle. Le traitement du signal montre que l'effet mémoire du signal chlorure de ce pôle est plus important. Le forage Arvic Sud semble particulièrement influencé par ce pôle ;*
- *le niveau aquifère plus superficiel, capté par le forage Arvic, a des teneurs en chlorures*

plus faibles, l'amplitude des variations du signal chlorure y est faible et les teneurs évoluent de façon anticipée par rapport à l'autre pôle. Le traitement du signal montre que l'effet mémoire du signal chlorure de ce pôle est plus faible. Le forage Volvillante était particulièrement influencé par ce pôle.

- *Le forage Volvillante Est, situé plus en aval, capterait un mélange de ces 2 pôles.*

3.2 Etude de la variation spatiale de la recharge grâce à l'isotope stable ^{18}O

L'interprétation des résultats d'analyse de l'isotope stable de la molécule d'eau et l'étude de la variation altitudinale du signal en ^{18}O sont susceptibles de permettre de mieux comprendre la recharge de chaque compartiment de l'hydrosystème. Les données d'analyse disponibles ont été confrontées et la variation altitudinale de la teneur en ^{18}O définie dans la littérature a été discutée. Cette première phase d'interprétation a ensuite conduit à la modélisation du transfert du ^{18}O (chapitre V).

L'abondance en isotope stable ^{18}O dans l'eau peut être donnée à partir du rapport $^{18}O/^{16}O$. Pour des raisons pratiques, plutôt que d'utiliser ce rapport isotopique, les compositions isotopiques sont généralement données en δ, correspondant aux déviations relatives par rapport à une valeur standard. Le standard reconnu et accepté pour les isotopes de l'eau est le VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). R étant le rapport $^{18}O/^{16}O$, on a :

$$^{18}R_{VSMOW} = (2005.20 \pm 0.45) \times 10^{-6}$$

Cette abondance est la valeur utilisée pour le standard de référence, correspondant à la valeur δ = 0 sur l'échelle VSMOW. Les valeurs de δ pour les échantillons d'eau qui seront discutés par la suite, sont données pour :

$$\delta^{18}O = \frac{R_{échantillon}}{R_{VSMOW}} - 1$$

Comme δ est habituellement petit, il est exprimé en ‰.

3.2.1 Le signal ^{18}O dans les précipitations

3.2.1.1 Données du réseau GNIP

Le $\delta^{18}O$ est analysées sur les pluies cumulées mensuelles brutes des stations de Thonon, Orléans et Brest (Figure 133), dans le cadre du suivi du réseau GNIP (Global Network for

Isotopes in Precipitations), de l'IAEA (International Atomic Energy Agency) et de la WMO (World Meteorological Organization) (http://www.iaea.org/water). Seules les données disponibles sur la période 1996-2002 sont présentées.

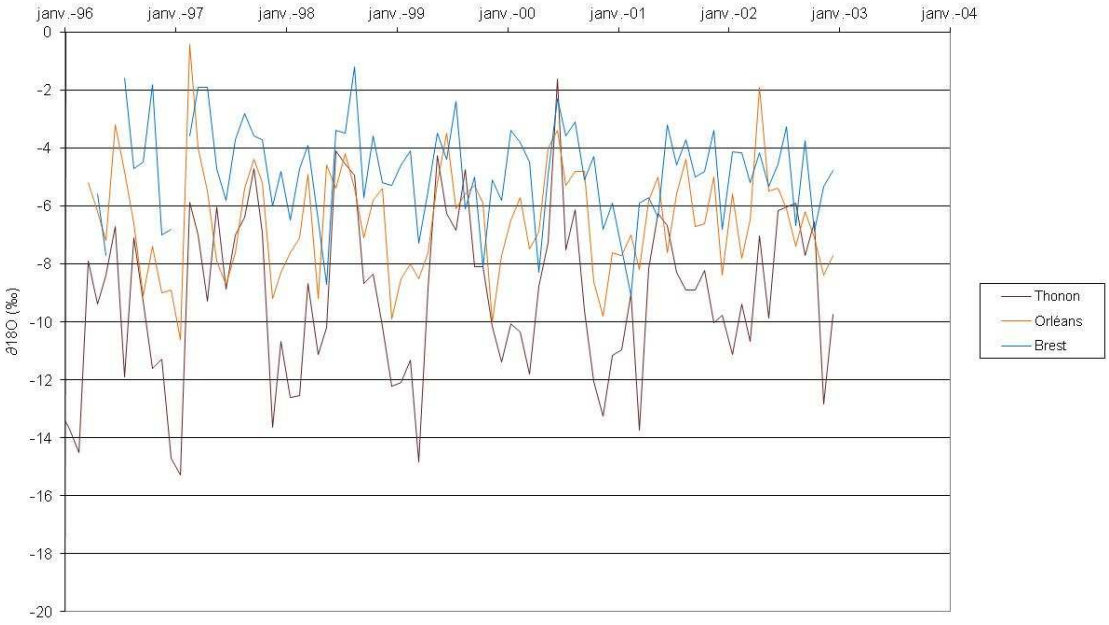


Figure 133 : Evolution des teneurs isotopiques dans les précipitations au niveau de différentes stations du réseau GNIP

De manière générale, plus on s'éloigne de l'océan, plus le $\delta^{18}O$ moyen annuel dans les précipitations diminue. Le $\delta^{18}O$ présente une cyclicité saisonnière avec des valeurs maximales de juin à août, où les pluies sont plus chargées en isotope lourd du fait des températures élevées (Blavoux, 1978), et des valeurs minimales de décembre à mars.

3.2.1.2 Données de Barbaud (1983)

Durant la thèse de Barbaud (1983), l'eau des précipitations a été prélevée au pas de temps hebdomadaire, entre juin 1981 et juin 1982, au niveau de stations météorologiques implantées à Aubière, Volvic et Moulet Marcenat (Figure 134). La quantité de données à la station de Volvic est moins importante que pour les deux autres stations. A Volvic (475 mNGF), le $\delta^{18}O$ variait entre -12 ‰ en hiver et -4 ‰ en été et la valeur moyenne pondérée par les hauteurs de pluie est de -8.37 ‰. Cette dernière est de -7.99 ‰ à Aubière (403 mNGF) et de -8.88 à Moulet Marcenat (750 mNGF). La logique altitudinale est donc bien respectée.

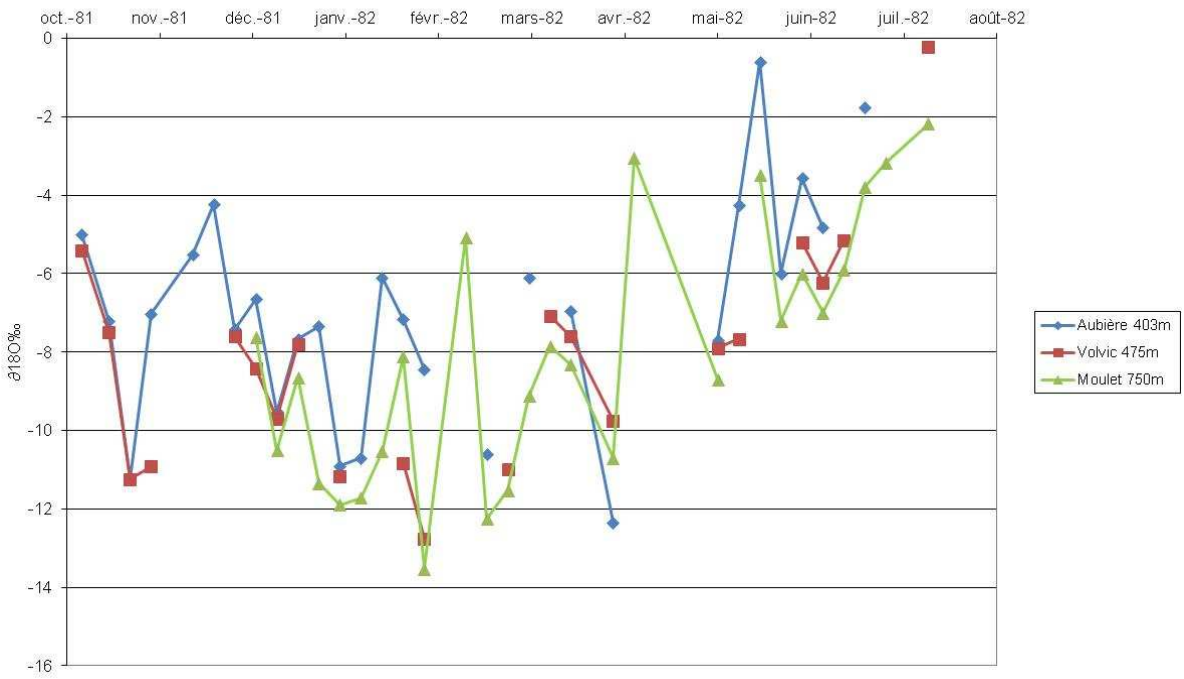


Figure 134 : Evolution du $\delta^{18}O$ dans les précipitations (source : Barbaud, 1983)

Les pluies sont marquées par une variabilité dont l'amplitude est de 2 à 3 ‰ en $\delta^{18}O$ au cours d'un même mois d'observation. Le signal semble aussi logiquement marqué par une variabilité saisonnière.

3.2.1.3 Données de Bertrand (2009)

Bertrand (2009) a déterminé la Droite Météorique de Bassin d'Argnat (DMBA) sur la base de 43 échantillons hebdomadaires de précipitations prélevés à la station météorologique de Sayat (550mNGF) (Figure 135), durant la période avril 2006 - avril 2007. Lors de la phase analytique, les faibles pluies (hauteurs inférieures à 2 mm) ont été éliminées, afin de ne pas prendre en compte des échantillons ayant subi un fractionnement isotopique important lié à l'évaporation pouvant se produire entre l'événement de précipitation et le moment de l'échantillonnage. La valeur moyenne de $\delta^{18}O$ dans les précipitations du bassin d'Argnat, pondérée par les hauteurs d'eau est de -6,9 ‰.

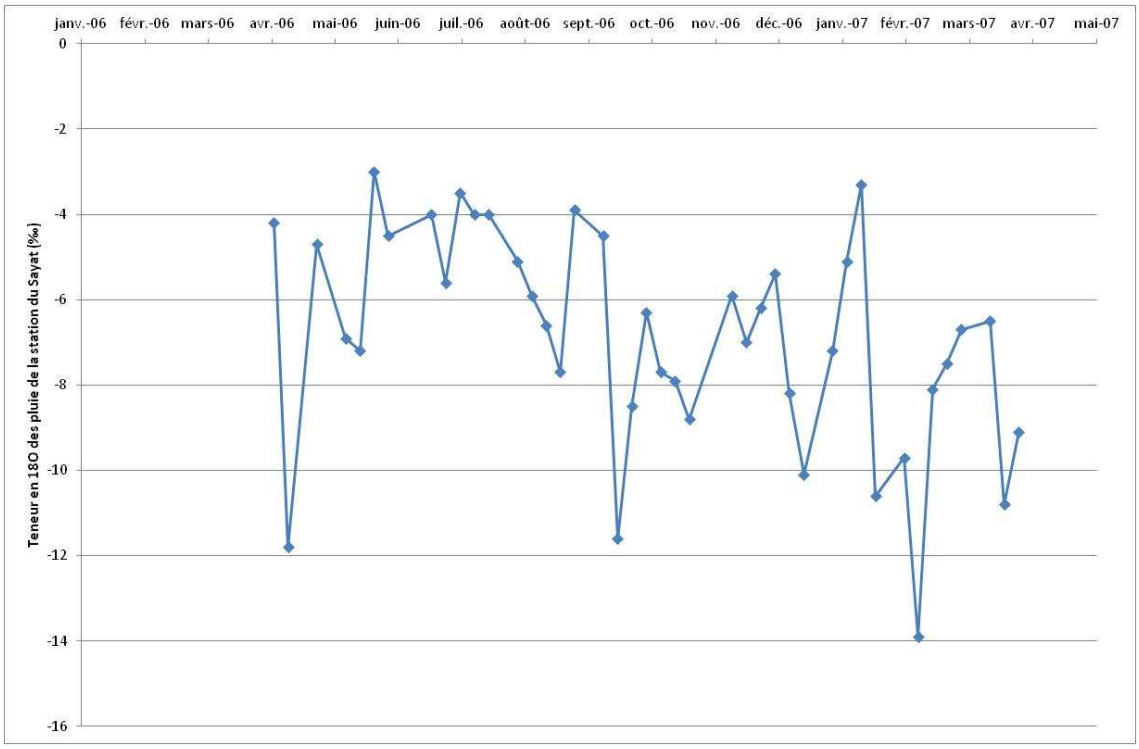


Figure 135 : $\delta^{18}O$ dans les précipitations échantillonnées à la station de Sayat

3.2.2 $\delta^{18}O$ dans l'hydrosystème et variation altitudinale du signal d'entrée

3.2.2.1 Données de Barbaud (1983)

Barbaud (1983) a mis en évidence une relation entre la valeur du $\delta^{18}O$ et la température moyenne mensuelle (en prenant en compte un gradient altitudinal de température de -0,65°c/100 m) :

$$\delta^{18}O = 0{,}424T - 12{,}15$$

Avec T= température en °c.

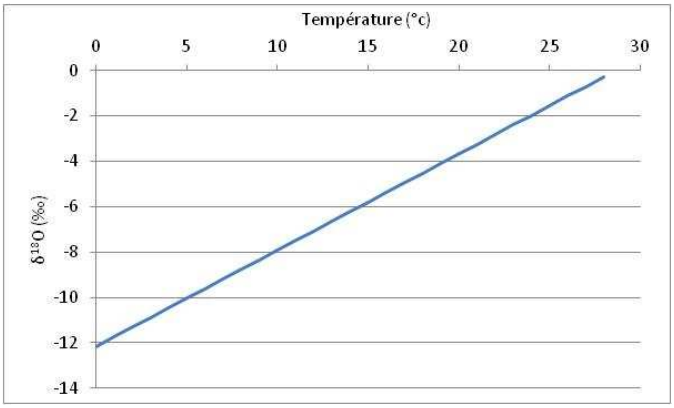


Figure 136 : Relation entre température et $\delta^{18}O$ définie par Barbaud (1983)

Pour une région climatiquement homogène, le $\delta^{18}O$ diminue donc avec l'altitude (Barbaud, 1983). Ce phénomène est une conséquence de la dépendance de la température moyenne au sol. La répartition spatiale de la recharge des différents points d'observation de l'hydrosystème peut être étudiée en confrontant les teneurs isotopiques du forage ou de la source étudiée au signal dans les précipitations (Blavoux, 1978).

Douze sources ont été prélevées par Barbaud (1983) dans l'objectif d'établir le gradient altitudinal de $\delta^{18}O$ dans la pluie efficace. Les douze sources, échantillonnées en avril et mai 1981, sont étagées en altitude, et leur bassin versant hydrogéologique est bien connu (Tableau 38).

Source	Altitude moyenne (mNGF)	$\delta^{18}O$ ‰
Vinzelles	620	-8.78
Fontaine de la Roche (Puy du Chalard)	780	-9.17
Source de la Coussidière (Puy du Chalard)	800	-9.3
Source du pont de Beaunit	800	-9.22
Source du pré de Beaunit	820	-9.53
Grelière	865	-9.48
Palon (Verrières)	865	-9.5
Source du Puy de Chanat	880	-9.3
Puits du Puy Thiollet	880	-9.58
Bac de Montmeyre	1020	-10.15
Bac du Puy des Gouttes	1050	-10.13
Source de l'enfer (Puy des Gouttes)	1150	-10.05

Tableau 38 : Résultats des analyses des 12 sources et altitude moyenne du bassin versant

Une corrélation linéaire a été établie par Barbaud (1983) entre le $\delta^{18}O$ et l'altitude (Figure 137). Le coefficient de corrélation est de 0,88 et l'écart type résiduel de 0,13. Le gradient altitudinal de $\delta^{18}O$ a été évalué à -0,28 ‰/100 m (Barbaud, 1983). Ce gradient a été validé par Barbaud (1983) en prenant en compte la relation entre le $\delta^{18}O$ des précipitations, la température et le gradient altitudinal de température.

L'altitude de recharge de chacune des douze sources évaluée Barbaud (1983) a été réévaluée dans le cadre de la présente étude, sur la base des arguments détaillés dans le Tableau 39.

Source	Altitude du point (mNGF)	Altitude moyenne Barbaud (mNGF)	Altitude moyenne réévaluée (mNGF)	$\delta^{18}O$	Remarque
Vinzelles	530	620	600	-8.78	Au pied du versant granitique, plateau de 620 à 640 mNGF, versant abrupt de 530 à 620mNGF
Fontaine de la Roche (Puy du Chalard)	740	780	770	-9.17	Socle affleurant de 740 à 790mNGF. Volcanisme avec drainage vers la Coussedière de 800 à 840 mNGF
Source de la Coussidière (Puy du Chalard)	630	800	720	-9.3	Exutoire d'un aquifère volcanique. Alt min 630m, altitude max au sommet d'un Puys à 840 mNGF
Source du pont de Beaunit	800	800	800	-9.22	Alimentation par ruissellement très locale probable. Variation temporelle du signal possible
Source du pré de Beaunit	820	820	820	-9.53	Alimentation par ruissellement très locale probable. Variation temporelle du signal possible
Grelière	850	865	871	-9.48	Altitude moyenne évaluée au moyen du MNT et de la Pluie efficace
Palon (Verrières)	840	865	860	-9.5	Source de la Palombe au nord-ouest du Puy de Verrières qui émerge à 840 mNGF. Altitude du plateau au-dessus : 875 mNGF
Source du Puy de Chanat	820	880	880	-9.3	Emergence d'un petit aquifère volcanique (altitude minimale : 820m, altitude maximale 928 mNGF)
Puits du Puy Thiollet	820	880	866	-9.58	Alimentation essentiellement par le bassin versant du Lambertèche. Estimation par le MNT et les Pluies efficaces
Bac de Montmeyre	946	1020	1050	-10.15	bac de Montmeyre près de Ceyssac, émergence des coulées du Puy de Dôme (altitude minimale : 946 mNGF, altitude du Puy de Dôme : 1465 mNGF)
Bac du Puy des Gouttes	990	1050	1050	-10.13	Puy des gouttes au sud du Puy Chopine Fontaine des Pères à 990 mNGF, Puy des Gouttes à 1119 mNGF.
Source de l'enfer (Puy des Gouttes)	1070	1150	1150	-10.05	Dans le fer à cheval enserrant le Puy Chopine

Tableau 39 : Réévaluation des altitudes de recharge pour chaque source.

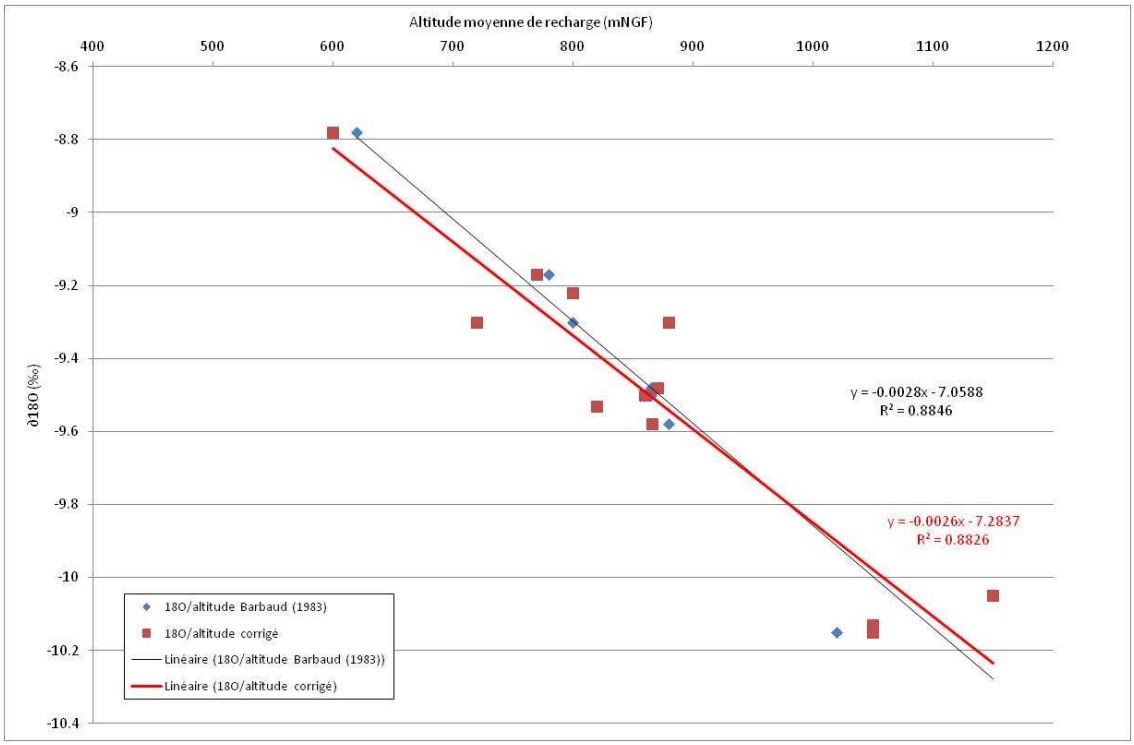


Figure 137 : En noir : la droite initiale définie par Barbaud (1983), en rouge : la nouvelle droite définie sur la base de la réévaluation des altitudes moyenne de recharge des sous bassins.

La droite de variation altitudinale du $\delta^{18}O$ réévaluée est de la forme :

$$\delta^{18}O\ ‰ = -0{,}0026 \cdot \text{Altitude(mNGF)} - 7{,}2837$$

Cependant la réévaluation de l'altitude moyenne de recharge des sources ne remet pas en question de manière importante la corrélation établie par Barbaud (1983).

Plusieurs campagnes de prélèvements sur différents points de l'hydrosystème de Volvic ont aussi été effectuées par Barbaud (1983) dont la première en avril-mai 1981 (Tableau 40).

Nom	Détail	Date de prélèvement	$\delta^{18}O$‰
Ambène	Cours d'eau de socle	20/05/1981	-9.8
La Rivaux	Cours d'eau de socle	15/05/1981	-9.4
infiltration à l'est du puy Thiollet	Cours d'eau de socle	20/05/1981	-9.6
Infiltration à Moulet Marcenat	Cours d'eau de socle	15/05/1981	-11.1
Grelière	Source granitique	15/05/1981	-9.5
Goulot de Volvic	Galerie du Goulet	10/04/1981	-9.1
Goulot de Volvic	Galerie du Goulet	15/05/1981	-9.3
Féligonde captée nord	Source de front de coulée (Gargouilloux)	17/05/1981	-9.3
Féligonde captée sud	Source de front de coulée (St Genest)	17/05/1981	-9.1
Féligonde grotte	Source de front de coulée (St Genest)	17/05/1981	-9.2
Féligonde source du petit étang	Source de front de coulée (St Genest)	17/05/1981	-9.2
la Pâle	Source de front de coulée	20/05/1981	-8.8
Marsat	Source	17/05/1981	-8.8
Puy Thiollet	Puits du puy Thiollet	10/04/1981	-9.5
Puy Thiollet	Puits du puy Thiollet	15/05/1981	-9.6

Tableau 40 : $\delta^{18}O$ des prélèvements réalisés par Barbaud (1983)

Sur la période d'avril-mai 1981, à partir du $\delta^{18}O$ observé dans la Galerie du Goulet (Tableau 40) et du gradient altitudinal, l'altitude moyenne de recharge de celle-ci a été estimée à 800 mNGF (Barbaud, 1983). Les sources en aval du Goulet sont légèrement enrichies en isotope lourd. La source de la Pâle a notamment un $\delta^{18}O$ particulièrement élevé. Pour cette émergence, Barbaud (1983) suggère un mélange entre des eaux de haute altitude et des eaux d'infiltration locale. Une proportion de mélange a été calculée par Barbaud (1983) entre ces deux contributions. La part d'infiltration locale est ainsi évaluée à 54% (Barbaud, 1983).

L'évolution des valeurs de $\delta^{18}O$, entre juillet 1981 et juin 1982, au niveau du forage Arvic et de la galerie du Goulet, est présentée dans la Figure 138. Le $\delta^{18}O$ moyen sur cette période est de -9,26‰ au niveau de la galerie du Goulet et de -9,25‰ pour Arvic (à noter que les périodes d'évaluation de ces moyennes ne sont pas concomitantes). La faible variabilité du signal isotopique au niveau du Goulet confirme le pouvoir régulateur de l'hydrosystème souterrain (Barbaud, 1983). Le $\delta^{18}O$ moyen dans les pluies pondéré par les hauteurs précipitées et tenant compte de l'effet orographique sur l'ensemble du bassin est de **-7,84**

‰ (valeur estimée par Barbaud (1983) sur la période d'observation allant de juillet 1981 à juin 1982).

Les altitudes moyennes de recharge ont été estimées sur la base des données recueillies de juillet 1981 à juin 1982 (Barbaud, 1983) :

- pour la galerie du Goulet : 982 mNGF,
- pour Arvic : 939 m.

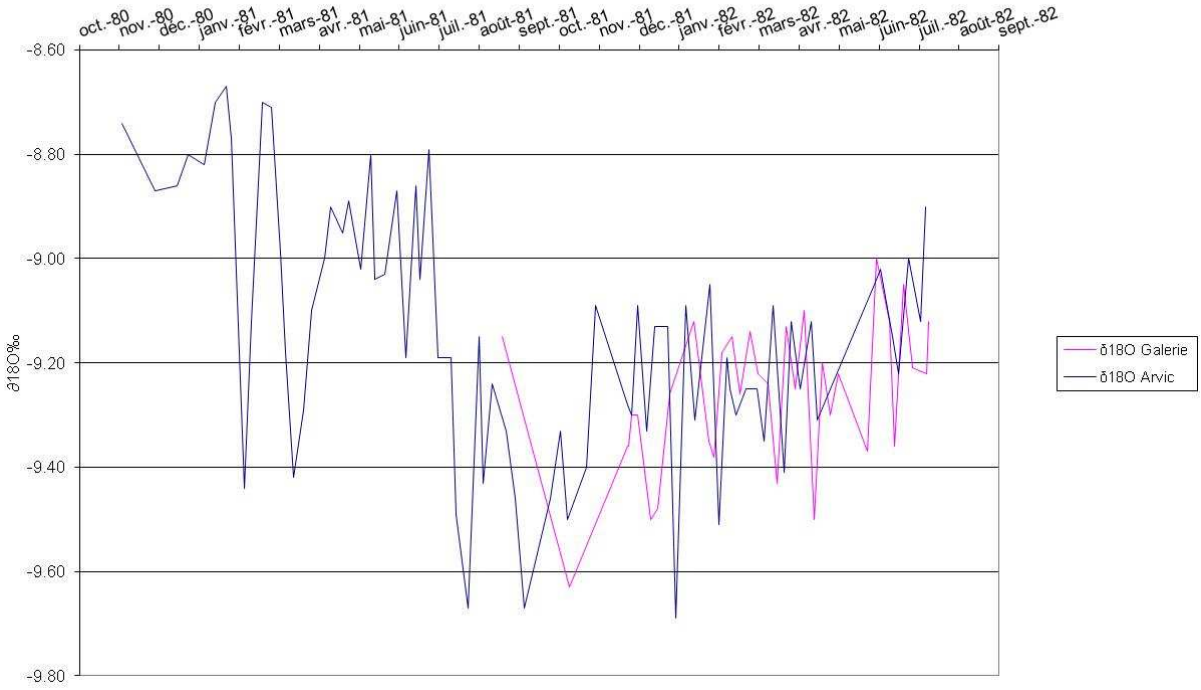


Figure 138 : Evolution du Le $\delta^{18}O$ dans la galerie du Goulet et au forage Arvic (source : Barbaud, 1983)

Une évaluation du temps de renouvellement de l'hydrosystème de Volvic a été réalisée par Barbaud (1983) sur la base du $\delta^{18}O$ mesuré. Un modèle du Kusakaba (modèle de signal sinusoïdal) a pour cela été utilisé et calé sur le $\delta^{18}O$ mesuré sur le forage Arvic de 1980 à 1982. Le modèle de Kasukaba est le suivant :

$$\alpha = \frac{A}{a} = \frac{1+4\pi^2T^2}{2\pi\pi - e^{-0.25/T}}$$

Avec :

- A : amplitude de la sinusoïde du $\delta^{18}O$ dans les précipitations, $A=3,5.\delta^{18}O$,
- a : amplitude de la sinusoïde du $\delta^{18}O$ au niveau du point d'observation, $a=0,2.\delta^{18}O$
- α : amortissement, α=17,5,
- T : temps de résidence de l'eau.

Le temps de résidence minimum a été évalué à 2 ans et 7 mois (Barbaud, 1983).

3.2.2.2 *Données de Bertrand (2009)*

Bertrand (2009) a réalisé un suivi de plusieurs captages au sein ou à proximité du bassin versant d'Argnat (Figure 139 et Figure 140).

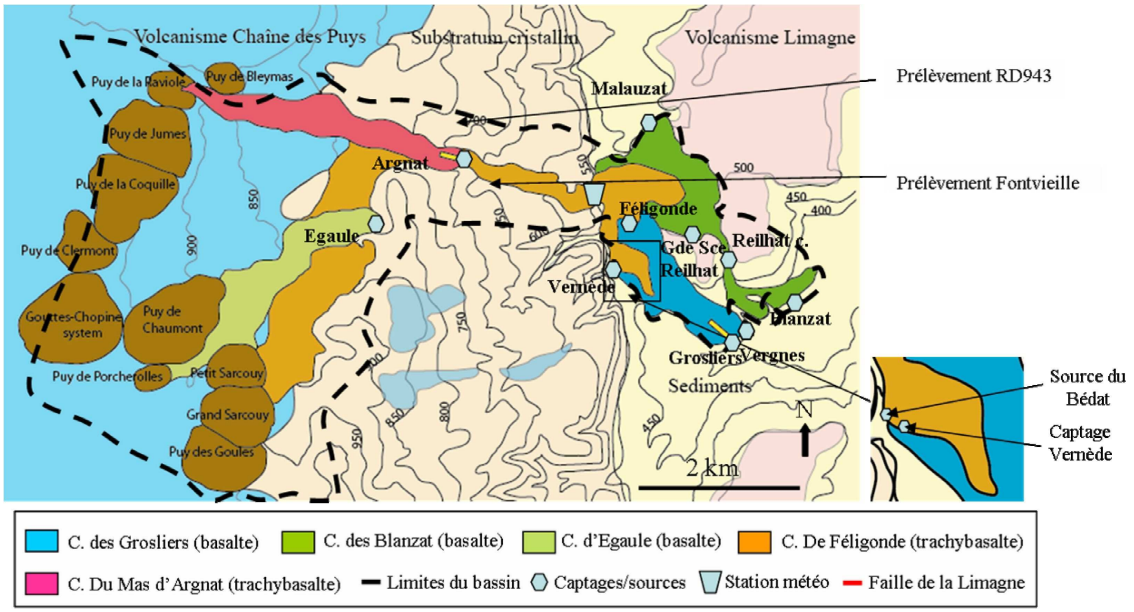


Figure 139 : Localisation des points de prélèvement (source : Bertrand, 2009)

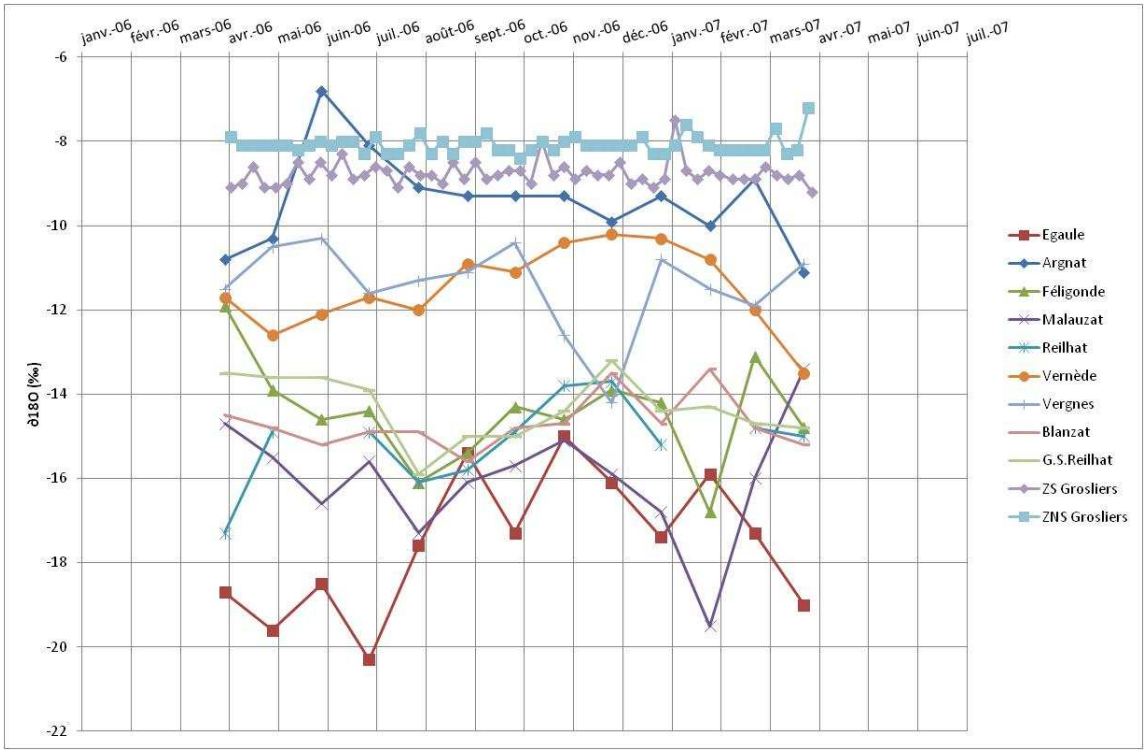


Figure 140 : Suivi isotopique d'émergences du bassin d'Argnat (source : Bertrand, 2009)

La variabilité temporelle du $\delta^{18}O$ des émergences de l'aquifère volcanique du bassin versant d'Argnat peut être interprétée de la façon suivante :

- certaines sources présentent une faible variabilité saisonnière et témoignent de la forte inertie du système volcanique (Grosliers par exemple),
- certaines sources sont marquées par une plus forte variabilité saisonnière et caractérisent des systèmes à plus faible inertie (Egaule par exemple).

Notons qu'une part de la variabilité peut être liée aux opérations effectuées lors de l'analyse du ^{18}O.

3.2.2.3 *Données de Joux (2002)*

Les données de Joux (2002) n'ont pas été prises en compte du fait de la forte incertitude analytique (Blavoux, Université d'Avignon, com. pers.).

3.2.2.4 *Données recueillies au cours de la présente étude*

Dans le cadre de la présente thèse, 19 points d'échantillonnage ont dans un premier temps été définis sur l'ensemble du bassin versant de Volvic pour deux campagnes de prélèvement : avril et octobre 2011. Sur chaque point, des analyses ^{18}O-^{2}H ont été réalisées par l'Université Paris-Sud pour évaluer l'altitude moyenne de recharge de chaque sous-bassin et mettre en évidence des mécanismes liés à la recharge en contexte forestier, la pluie efficace étant a priori moins importante sous couvert forestier que sous prairie. Dans un second temps des prélèvements complémentaires ont été réalisés, en 2012, sur des sources de petit bassin versant afin de caractériser la variation altitudinale du signal ^{18}O.

Les caractéristiques des points d'échantillonnage et leur localisation sont présentées dans le Tableau 41 et la Figure 141.

Nom du point prélevé	X Lambert II (m)	Y Lambert II (m)	Caractéristiques	Surface sous-bassin versant (km^2)	Altitude du point (mNGF)	Altitude maximale du sous bassin (mNGF)
Grelière	646764	2098840	Source granitique du plateau des Dômes	1.06	840	885
Ambène	649472	2100228	Cours d'eau de socle du plateau des Dômes	6.06	780	970
Lambertèche	648223	2098768	Cours d'eau de socle du plateau des Dômes	5.4	815	900
Viallard	653137	2097738	Cours d'eau de socle du plateau des Dômes		600	820
No6	649458	2095510	Forage de l'axe d'écoulement souterrain sud	2.23	860	1050
Suc de Louve	650662	2096680	Forage de l'axe d'écoulement souterrain sud	5.52	810	1100
P10	649447	2099540	Forage de l'axe d'écoulement souterrain nord	8.66	800	950
Paugnat	649948	2098350	Forage de l'axe d'écoulement souterrain nord	14.36	800	970
Moulet Marcenat	650578	2097550	Forage de l'axe d'écoulement souterrain nord	15.79	760	970
Maison Miel	650960	2097200	Forage de l'axe d'écoulement souterrain nord		770	970
Clairval	651900	2096910	Forage confluence des axes d'écoulement souterrains nord et sud	26.67	700	1100
Galerie Goulet	652981	2096780	Galerie de captage du Goulet	31.01	640	1100
Arvic	653525	2097230	Forage du Goulet	35.83	590	1100
Aubignat	653480	2097180	Forage du Goulet	35.83	590	1100
Arvic Sud	653542	2097180	Forage du Goulet	35.83	590	1100
Volvillante Est	653850	2097200	Forage du Goulet	35.83	580	1100
St Genest	656615	2097512	Source de front de coulée	41.63	400	1100
Gargouilloux	656460	2097808	Source de front de coulée	41.63	400	1100
La Pâle	656883	2097416	Source de front de coulée	41.63	400	1100

Tableau 41 : Caractéristiques des points de prélèvements pour analyses ^{18}O et ^{2}H

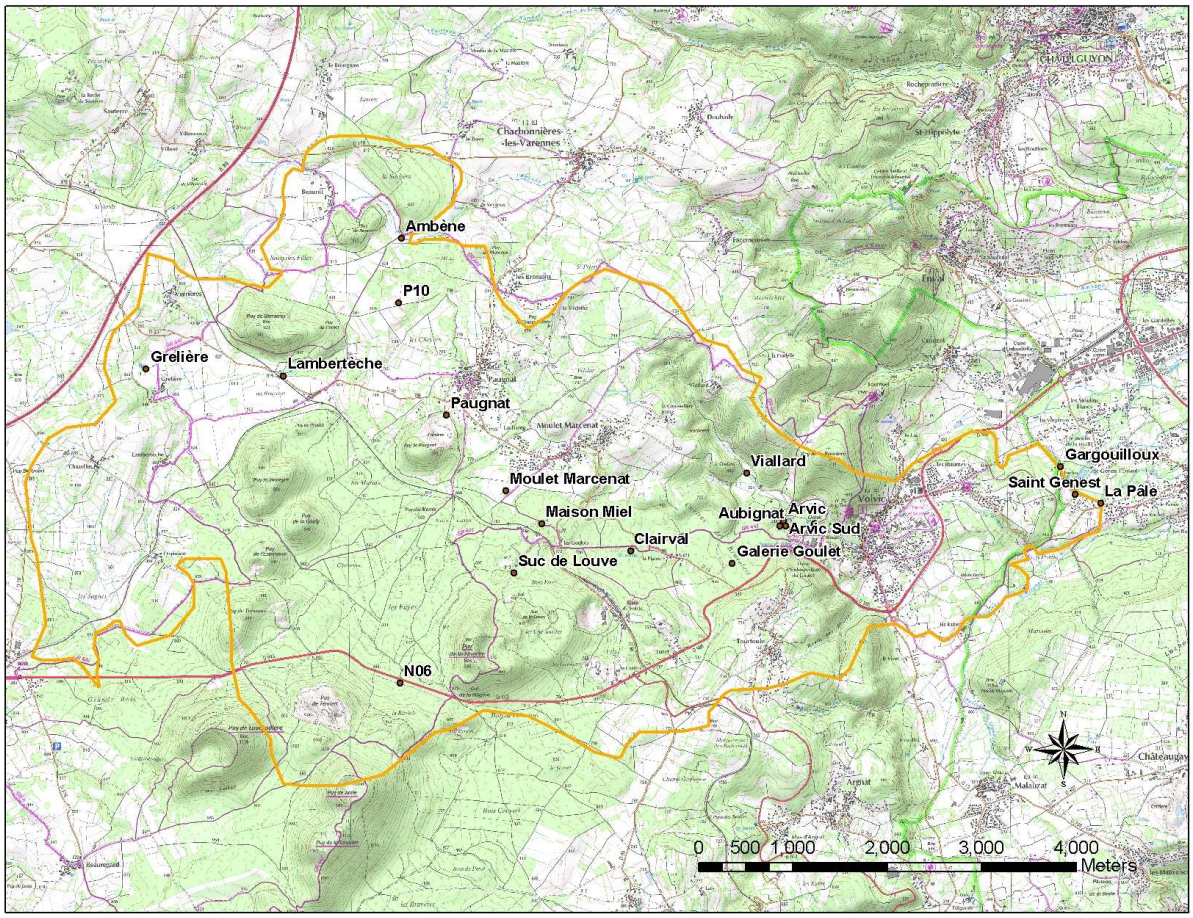


Figure 141 : Localisation des points de prélèvement pour analyse ^{18}O et ^{2}H

Les résultats des analyses d'isotopes stables ^{2}H et ^{18}O sont présentés dans la Figure 142 et la Figure 143. L'incertitude analytique est de 0,05 ‰ sur le ^{2}H et le ^{18}O. La différence entre le $\delta^{18}O$ des prélèvements d'avril et d'octobre est présentée dans la Figure 144.

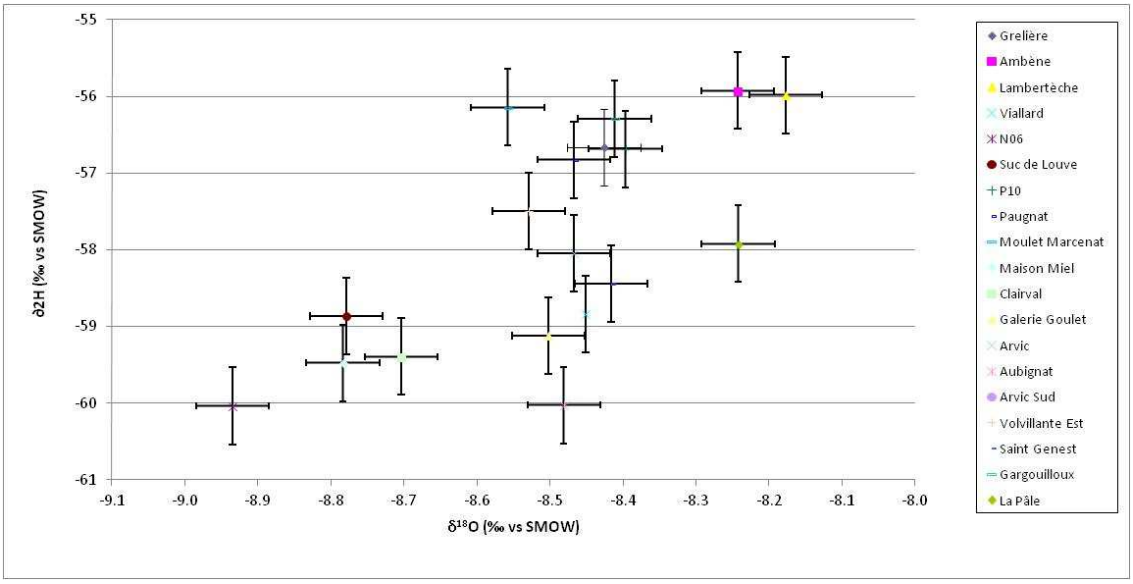


Figure 142 : Résultats d'analyses ^{18}O et ^{2}H des prélèvements d'avril 2011

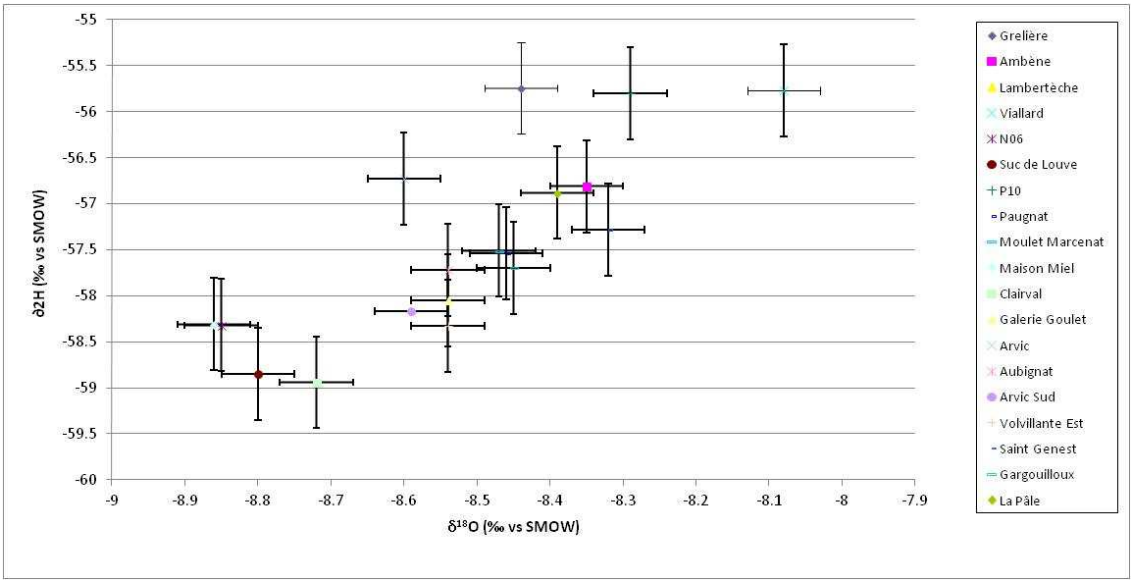


Figure 143 : Résultats d'analyses ^{18}O et ^{2}H des prélèvements d'octobre 2011

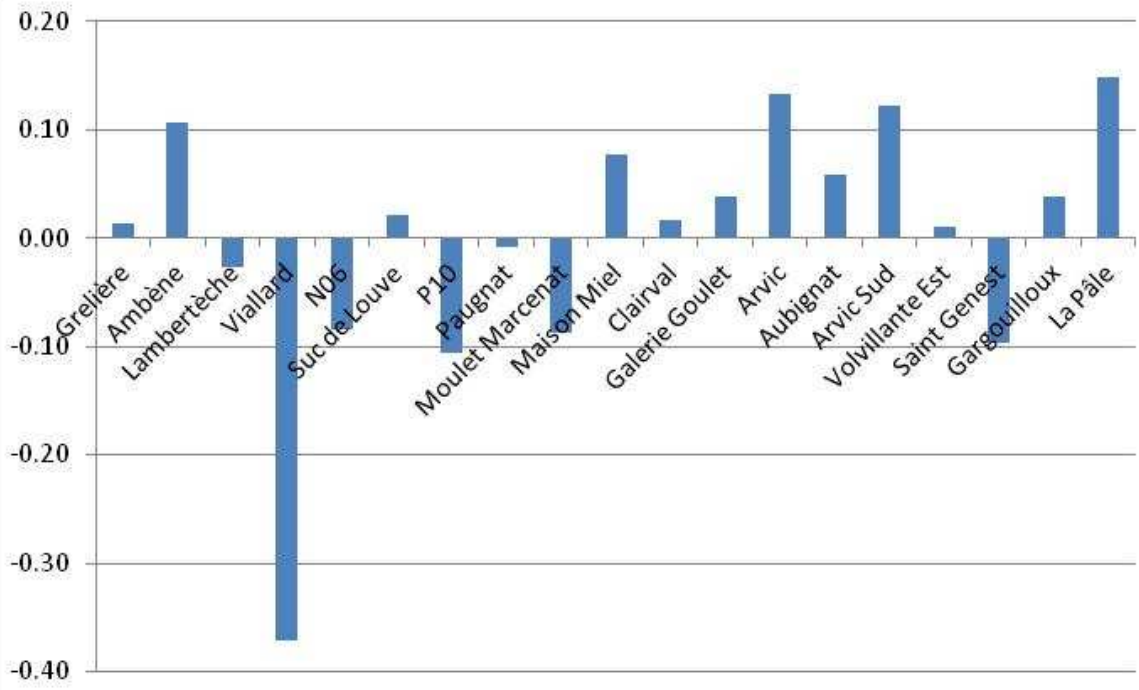


Figure 144 : Différence de $\delta^{18}O$ entre les analyses d'octobre et avril ($\delta^{18}O$ Octobre - $\delta^{18}O$ Avril)

Sur la base des deux seules campagnes d'analyses effectuées en avril et octobre 2011, on notera la variabilité plus importante du signal ^{18}O du Viallard (Figure 144), cours d'eau de socle dont le temps de concentration du bassin versant est relativement cours (inférieur à la journée). La différence de $\delta^{18}O$ entre les 2 analyses d'avril et octobre est nettement plus faible pour l'Ambène et le Lambertèche, qui drainent également des petits bassins versants de socle, car les prélèvements ont été réalisés au cours de deux périodes de valeurs moyennes. Ces différences auraient pu être plus significatives si les prélèvements avaient

été réalisés en été et en hiver. Le signal d'entrée en ^{18}O dans les pluies étant variable en fonction de la saison, il est logique d'observer une variabilité significative du signal ^{18}O dans les cours d'eau drainant de petits bassins versants de socle réactifs.

La relation entre l'altitude évaluée du sous bassin d'alimentation et le $\delta^{18}O$ a été étudiée pour chaque point d'observation. Dans un premier temps le $\delta^{18}O$ est exprimé en fonction de l'altitude moyenne calculée à partir du MNT et pondérée par les pluies efficaces pour chaque sous-bassin versant (Figure 145, Figure 146).

La méthode de calcul de l'altitude moyenne d'alimentation pour chaque point est la suivante :

Le MNT topographique est défini selon un maillage de 50 m de côté. Pour chaque maille, en fonction de l'altitude, une pluie moyenne annuelle est calculée en fonction de l'altitude sachant que : la pluviométrie moyenne à la station de Volvic (475 mNGF) sur la période 1994-2009 est de 801 mm, et le gradient altitudinal est de 56 mm/100 m/an. On calcule également une ETP Penman Monteith moyenne annuelle sachant que : l'évapotranspiration potentielle moyenne à la station de St Genest Champanelle (890 mNGF) sur la période 1994-2009 est de 670 mm, et le gradient altitudinal d'ETP est de -24 mm/100 m/an. On calcule ensuite une ETR par maille en utilisant le rapport moyen annuel ETR/ETP calculé par Joux (2002) :

$$\frac{ETRmoy}{ETPmoy} = \frac{535mm}{595mm}$$

On en déduit la pluie efficace par maille avec : Peff = P - ETR. On calcule enfin pour chaque sous bassin, dont l'extension est définie sur la base du MNT du substratum, l'altitude moyenne de recharge pondérée par les pluies efficaces, sur chaque maille du sous bassin versant, de la façon suivante :

$$Alt(m) = \frac{\sum Altmaille \times Peff}{\sum Peff}$$

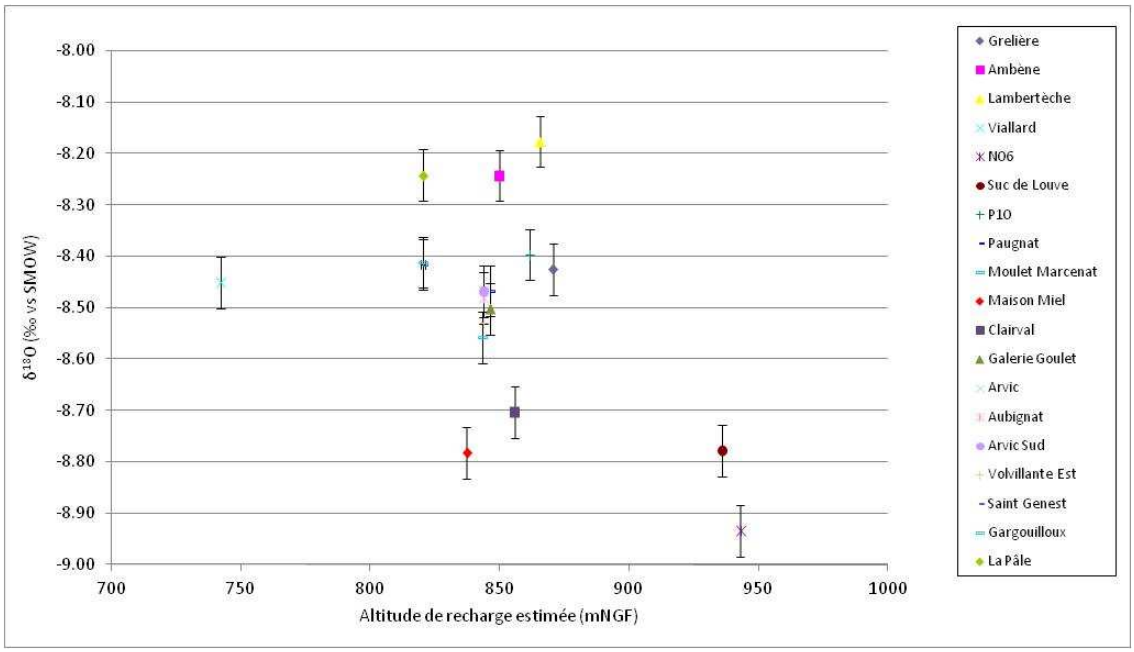


Figure 145 : Relation entre l'altitude moyenne de recharge estimée et $\delta^{18}O$ (campagne d'avril 2011)

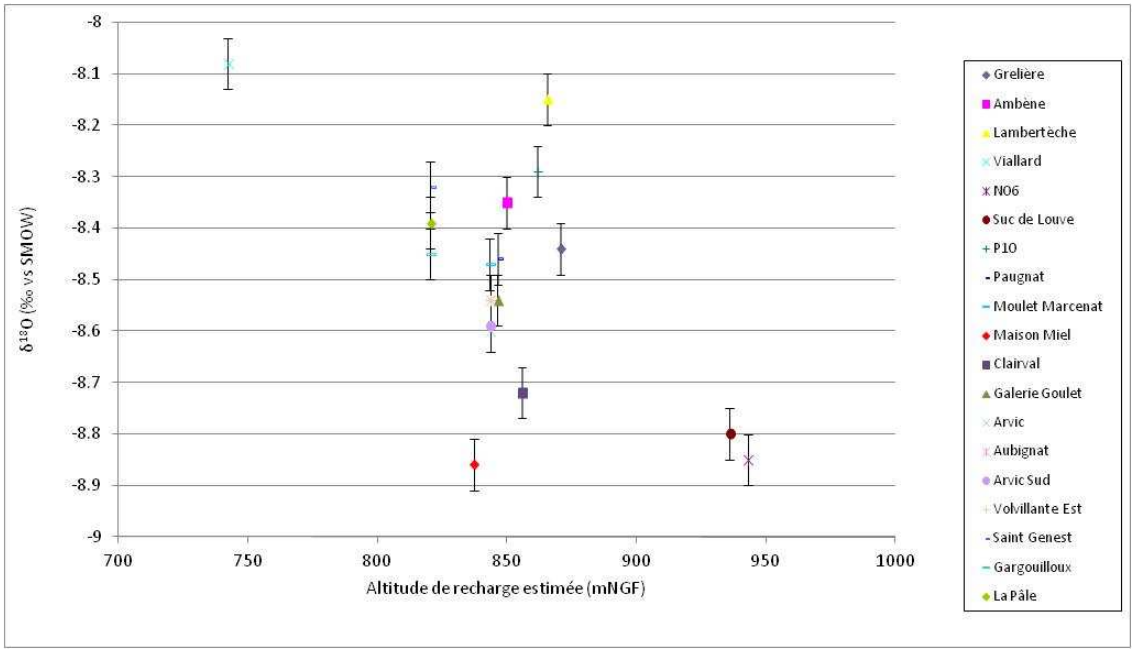


Figure 146 : Relation entre l'altitude moyenne de recharge estimée et $\delta^{18}O$ (campagne d'octobre 2011)

La relation linéaire entre l'altitude estimée de la recharge et le $\delta^{18}O$ n'est pas clairement mise en évidence pour plusieurs raisons :

- les cours d'eau de socle sont fortement influencés par le signal des pluies récentes,
- dans la partie amont de l'axe nord, chaque point d'observation est caractérisé par un déphasage par rapport au signal dans les précipitations qui lui est propre,
- l'altitude moyenne de recharge et l'extension du sous bassin versant sont sans doute estimées avec une forte incertitude. Il est possible que cette raison explique la position de Clairval et de Maison du Miel sur la Figure 145 et la Figure 146.

Les gradients altitudinaux calculés par cette méthode sont de 0.23 ‰/100 m en avril et 0.32 ‰/100 m en octobre, alors que le gradient estimé par Barbaud (1983) est de 0,28 ‰/100 m.

Des prélèvements ont été réalisés par Ferroud (2012) en mai 2012, sur 5 sources et un forage (N06) dont l'altitude moyenne de recharge est bien connue. L'objectif a été fixé de redéfinir une nouvelle droite de variation altitudinale du $\delta^{18}O$, en faisant appel au même laboratoire d'analyses pour la définition de la droite et pour les analyses sur l'ensemble des points d'observation de l'hydrosystème. Les analyses ont été réalisées par le laboratoire de l'Université Paris-Sud. La localisation de ces points de prélèvement est indiquée en Figure 147.

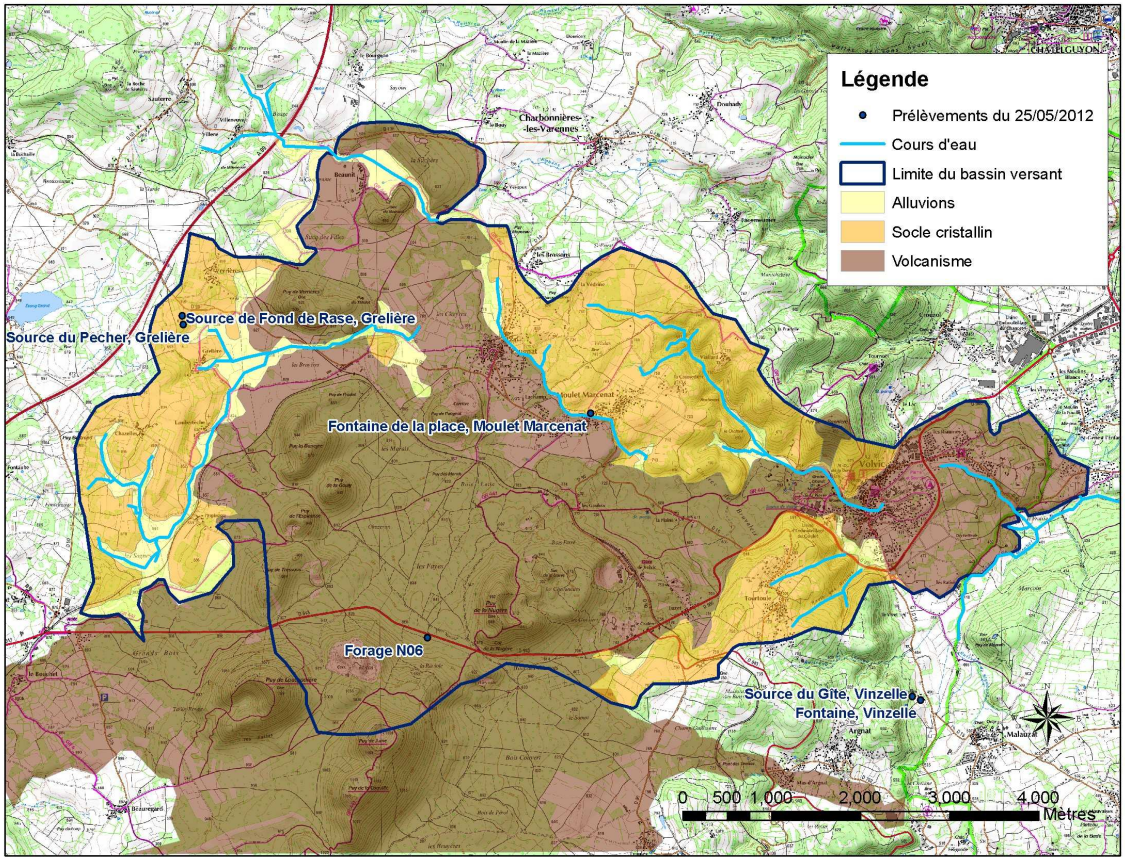


Figure 147 : Localisation des points de prélèvement de Ferroud (2012)

Les résultats d'analyse sont présentés dans le Tableau 42.

Nom du point prélevé	altitude min (mNGF)	altitude max (mNGF)	altitude moyenne estimée (mNGF)	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)
Fontaine Moulet Marcenat	760	795	777.5	-8.49	-57.53
Vinzelles fontaine	530	660	595	-8.21	-56.69
N06	860	1050	955	-8.87	-59.39
Grelière fond de rases	853	885	869	-8.53	-57.70
Vinzelles gite Volvic	510	660	585	-8.26	-59.32
Grelière source du pêcher	853	885	869	-8.48	-58.09

Tableau 42 : Altitude estimée de la recharge et résultats d'analyse en $^{18}O/^{2}H$

La relation entre l'altitude estimée de la recharge et le $\delta^{18}O$ a pu être définie sur la base de ces analyses (Figure 148). Le coefficient de corrélation est de 0,8322.

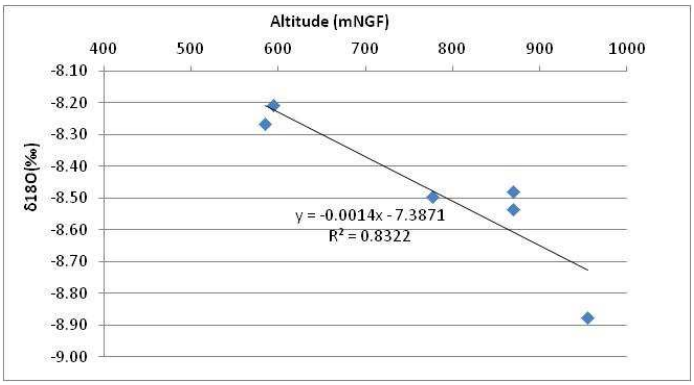


Figure 148 : Relation entre l'altitude moyenne de recharge et le $\delta^{18}O$

Pour les deux campagnes d'avril et d'octobre 2011, l'altitude moyenne de recharge de chaque point échantillonné a été évaluée (Tableau 43 et Tableau 44) en prenant en compte :

- le $\delta^{18}O$ de la source de Grelière, dont l'altitude moyenne du sous bassin d'alimentation est connue (environ 870 mNGF) et le gradient altitudinal de $\delta^{18}O$ estimé par Barbaud (1983), soit -0.28 ‰/100 m,
- la droite relation entre le $\delta^{18}O$ et l'altitude de recharge définie sur la base des analyses de 2012 (droite Rouquet).

Nom du point prélevé	Altitude du point (mNGF)	Altitude recharge (mNGF) gradient Barbaud	Altitude recharge (mNGF) droite Rouquet	$\delta^{18}O$ ‰	δD ‰
Grelière	840	871	742	-8.43	-56.66
Ambène	780	806	611	-8.24	-55.93
Lambertèche	815	782	564	-8.18	-55.98
Viallard	600	880	760	-8.45	-58.84
No6	860	1053	1106	-8.93	-60.04
Suc de Louve	810	997	994	-8.78	-58.86
P10	800	860	721	-8.40	-56.68
Paugnat	800	886	772	-8.47	-56.83
Moulet Marcenat	760	918	836	-8.56	-56.14
Maison Miel	770	999	997	-8.78	-59.48
Clairval	700	970	940	-8.70	-59.39
Galerie Goulet	640	898	796	-8.50	-59.12
Arvic	590	886	772	-8.47	-58.05
Aubignat	590	891	781	-8.48	-60.03
Arvic Sud	590	886	772	-8.47	-54.04
Volvillante Est	580	908	816	-8.53	-57.49
St Genest	400	867	735	-8.42	-58.45
Gargouilloux	400	866	732	-8.41	-56.29
La Pâle	400	805	611	-8.24	-57.92

Tableau 43 : Calcul des altitudes moyennes de recharges à partir des gradients altitudinaux estimés par Barbaud (1983) et Rouquet, sur la base des analyses d'avril 2011 – en rouge : valeurs aberrantes lorsque l'altitude de recharge et inférieure à l'altitude du point

Nom du point prélevé	Altitude du point (mNGF)	Alt recharge (mNGF) gradient Barbaud	Alt recharge (mNGF) droite Rouquet	$\delta^{18}O$ ‰	δD ‰
Grelière	840	871	752	-8.44	-55.74
Ambène	780	839	688	-8.35	-56.81
Lambertèche	815	767	545	-8.15	-54.05
Viallard	600	742	495	-8.08	-55.77
No6	860	1017	1045	-8.85	-58.32
Suc de Louve	810	1000	1009	-8.8	-58.85
P10	800	817	645	-8.29	-55.8
Paugnat	800	878	766	-8.46	-57.54
Moulet Marcenat	760	882	774	-8.47	-57.51
Maison Miel	770	1021	1052	-8.86	-58.31
Clairval	700	971	952	-8.72	-58.94
Galerie Goulet	640	907	823	-8.54	-58.05
Arvic	590	928	866	-8.6	-56.73
Aubignat	590	907	823	-8.54	-57.72
Arvic Sud	590	925	859	-8.59	-58.17
Volvillante Est	580	907	823	-8.54	-58.33
St Genest	400	828	666	-8.32	-57.28
Gargouilloux	400	875	759	-8.45	-57.7
La Pâle	400	853	716	-8.39	-56.88

Tableau 44 : Calcul des altitudes moyennes de recharges à partir des gradients altitudinaux estimés par Barbaud (1983) et Rouquet, sur la base des analyses d'octobre 2011 – en rouge : valeurs aberrantes

On constate que la droite de variation altitudinale du $\delta^{18}O$ évaluée à partir du gradient Barbaud et du $\delta^{18}O$ à Grelière donne des valeurs d'altitude de recharge plus faibles que la droite évaluée à partir de analyses 2012 (droite Rouquet). La droite évaluée à partir de ces analyses donne, pour une variation de $\delta^{18}O$ fixée, une variation d'altitude de recharge plus importante que la droite Barbaud. Les valeurs aberrantes sont plus nombreuses si l'on considère la droite Rouquet. Nous retiendrons donc la droite Barbaud pour évaluer l'altitude moyenne de recharge de chaque point. Rappelons cependant que les cours d'eau de socle, particulièrement réactifs, présentent de fortes variations saisonnières qui influencent la fiabilité de l'évaluation de l'altitude de recharge par cette méthode. C'est pour cette raison que l'altitude moyenne de recharge de ces cours d'eau n'est pas présentée dans la Figure 149 et la Figure 150.

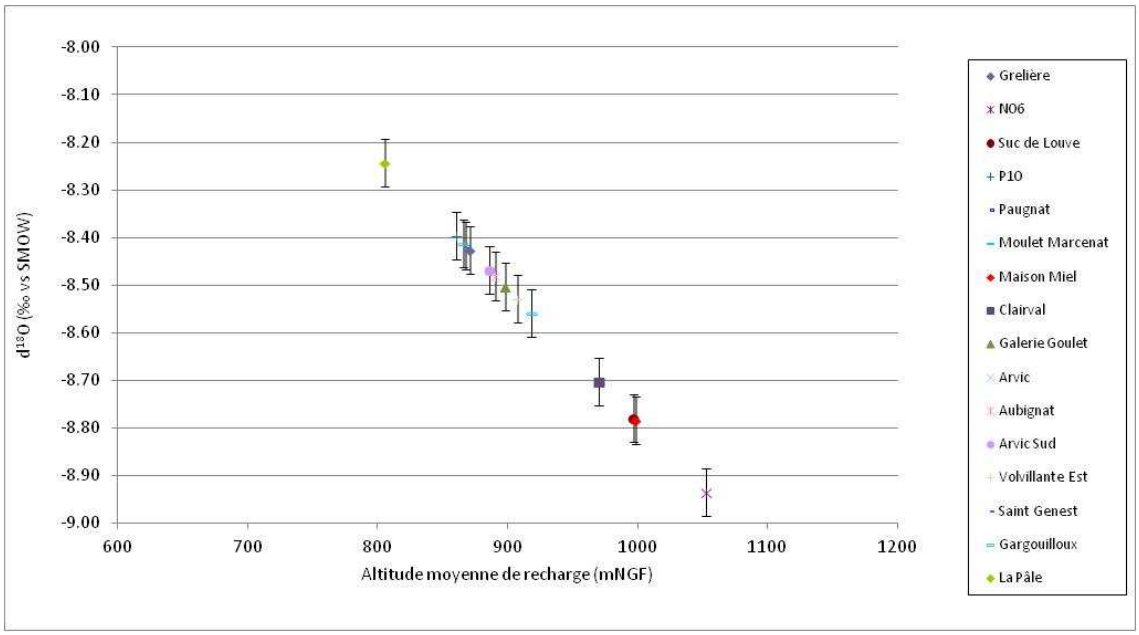


Figure 149 : Estimation des altitudes de recharge grâce au gradient calculé par Barbaud (1983) à partir des analyses de la campagne d'avril 2011

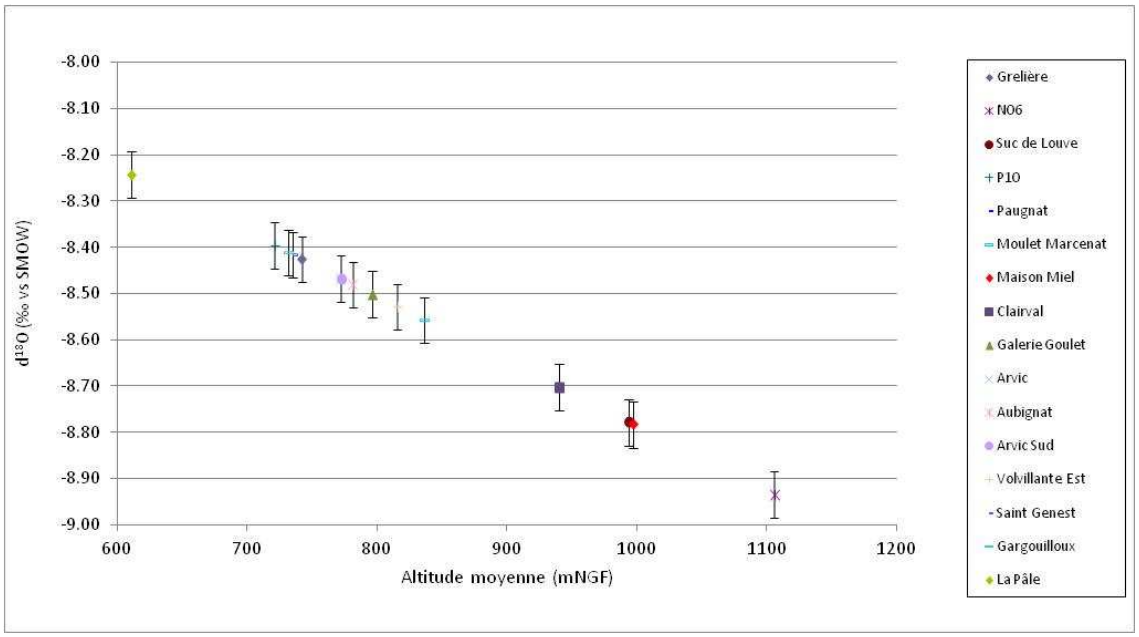


Figure 150 : Estimation des altitudes de recharge grâce au gradient calculé par Rouquet à partir des analyses de la campagne d'avril 2011

Comme le montrent la Figure 149 et la Figure 150, les altitudes de recharges élevées des ouvrages N06, Suc de la Louve, et Clairval (comprises entre 970 et 1050 mNGF) confirment une contribution de la recharge au niveau des Puys (Jumes, Coquille) à l'alimentation de l'axe sud. Le forage de Maison du Miel semble également influencé par cet axe. Ces altitudes sont plus élevées que celles des forages de la partie amont de l'axe nord (comprises entre 860 et 920 mNGF).

Au niveau du Goulet, le signal en $\delta^{18}O$ traduit une influence de la recharge dans les axes nord et sud. Les ouvrages du Goulet ont en effet une altitude moyenne de recharge comprise entre 880 et 910 mNGF. Ces altitudes, estimées sur la base du gradient Barbaud et de la teneur à la source de Grelière en avril 2011, sont inférieures de 60 à 80 m à celles estimées par Barbaud (1983) pour Arvic et la galerie du Goulet.

En front de coulée, la source de la Pâle est très enrichie en isotope lourd par rapport aux deux autres sources Gargouilloux et St Genest. Son altitude moyenne de recharge est estimée à environ 805 mNGF. On peut émettre deux hypothèses : soit la source reçoit une alimentation locale (comme le suggérait Barbaud, 1983) soit elle subit un processus de fractionnement supplémentaire (évapotranspiration importante au niveau de la zone d'émergence par exemple, qui semble néanmoins peu probable étant donnés le débit élevé de la source). Les altitudes moyennes de recharge des sources du Gargouilloux et St Genest (860 à 870 mNGF) sont plus élevées et relativement proches.

La Figure 151 permet de synthétiser les résultats d'analyse et d'interprétation de la variabilité altitudinale du signal $\delta^{18}O$, elle comprend :

- l'ensemble des analyses $\delta^{18}O$ répertoriées par auteurs en fonction de l'altitude moyenne de recharge estimée. Pour la campagne 2011, l'évaluation de l'altitude moyenne de recharge a été effectuée sur la base du MNT et d'une pondération par les pluies efficaces,
- les relations altitude de recharge – $\delta^{18}O$ suivantes :
    - Barbaud initial,
    - Barbaud corrigé,
    - Gradient Barbaud calé par rapport aux analyses de la source de Grelière et à son altitude de recharge,
    - Rouquet.

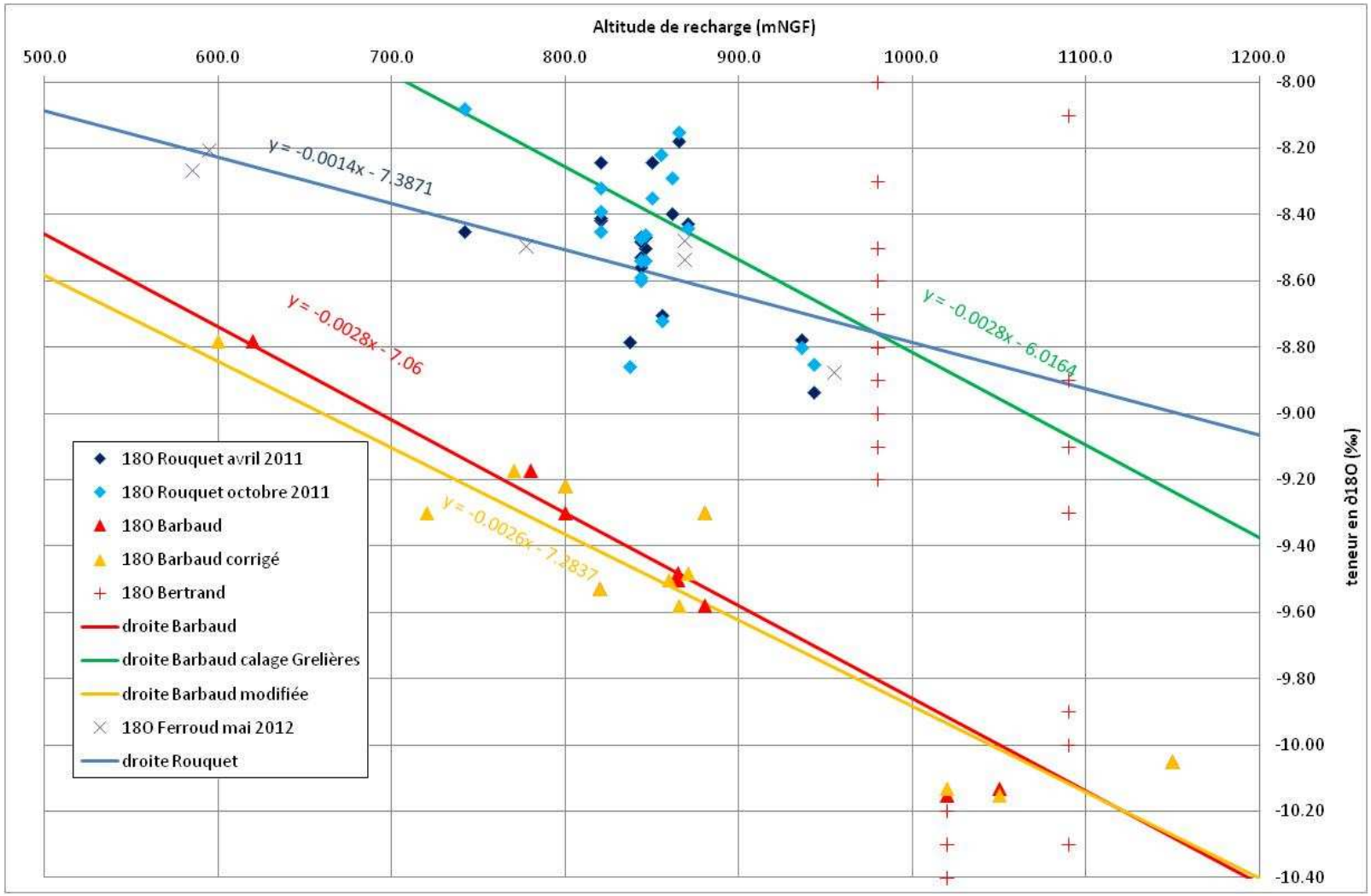


Figure 151 : $\delta^{18}O$ pour différentes campagnes d'analyse – droites de variation altitudinale de $\delta^{18}O$

Les résultats d'analyse des teneurs en ^{18}O dans les précipitations permettent de définir la variabilité saisonnière du signal d'entrée dans les précipitations, tant au niveau des stations de suivi à long terme du réseau GNIP qu'au niveau local sur quelques cycles hydrologiques.

La comparaison des résultats d'analyse des différentes campagnes menées au niveau des points d'observation de l'hydrosystème montre une variabilité importante en fonction des auteurs (donc du laboratoire ayant effectué ces analyses). Cependant pour une même campagne d'analyses, la variabilité altitudinale du signal ^{18}O semble pouvoir être définie, notamment lors de la campagne de Barbaud (1983). Plusieurs droites de variation altitudinale du signal d'entrée en ^{18}O ont été définies et testées, notamment celle définie par Barbaud, sur la base de l'analyse de 12 sources dont le petit bassin versant est bien connu.

Dans le cadre d'une modélisation du transfert d'^{18}O à l'échelle de l'hydrosystème, et dans l'objectif de reproduire les concentrations observées durant les campagnes 2011, il semble judicieux de prendre en compte la droite de variation altitudinale en ^{18}O intégrant :

- *le gradient altitudinal calculé par Barbaud (1983),*
- *la concentration mesurée à Grelière et l'altitude estimée de sa recharge,*

Par ailleurs, il sera nécessaire de prendre en compte la variabilité saisonnière du signal ^{18}O dans les précipitations.

Sur la base de la variation altitudinale du signal d'entrée, la recharge de chaque compartiment du système peut être caractérisée de manière plus approfondie :

- *les cours d'eau s'écoulant sur le socle, particulièrement réactifs, sont particulièrement marqués par la variabilité saisonnière du signal d'entrée. Pour cela il semble difficile d'estimer l'altitude moyenne de leur recharge,*
- *les forages de l'axe sud ont une altitude moyenne de recharge comprise entre 970 et 1050 mNGF, plus élevée que celle des forages de la partie amont de l'axe nord, comprise entre 860 et 920 mNGF,*
- *les ouvrages du Goulet ont une altitude moyenne de recharge comprise entre 880 et 910 mNGF. Ces altitudes, estimées par la méthode présentée, sont inférieures de 60 à 80 m à celles estimées par Barbaud pour Arvic et la galerie du Goulet,*
- *les altitudes moyennes de recharge des sources du Gargouilloux et St Genest (860 à 870 mNGF) sont relativement proches, alors que l'altitude moyenne de recharge estimée de la source de la Pâle est plus faible (environ 805 mNGF). Comme le suggérait Barbaud (1985), cette source est probablement sujette à une infiltration plus locale.*

Deuxième partie : conceptualisation, modélisation et prospective

Quatrième chapitre

4 De la conceptualisation au développement d'un outil de modélisation

4.1 Du modèle conceptuel au modèle numérique

4.1.1 Modèle conceptuel de fonctionnement de l'hydrosystème

L'interprétation des données présentée dans les chapitres I à III permet de dresser le modèle conceptuel du fonctionnement de l'hydrosystème de Volvic en vue de sa modélisation. Un schéma synthétique reprenant les éléments importants du modèle conceptuel est présenté en Figure 153.

La structure géologique du bassin versant est caractérisée par un socle cristallin surmonté sur une partie de sa surface par un empilement complexe de formations volcaniques. Le socle cristallin présente une morphologie influencée par les phases d'érosion successives. Celles-ci ont façonné une paléovallée principale (axe nord) de direction NW-SE, de Beaunit jusqu'au lieu-dit les Goulots (Figure 152), puis W-E jusqu'au Goulet de Volvic (Figure 152). Cette paléovallée entaille ensuite les sédiments Oligocènes de la Limagne jusqu'aux sources de front de coulée. Une paléovallée secondaire (axe sud), à la morphologie particulièrement accidentée à l'aplomb du versant ouest du Puy de la Nugère, rejoint l'axe nord au lieu-dit les Goulots. Par ailleurs, plusieurs paléotalweg secondaires rejoignent la paléovallée principale. Les matériaux volcaniques, coulées de lave, cônes de scories, brèches volcano-sédimentaires, dépôts pyroclastiques, notamment phréatomagmatiques, se sont mis en place sur le socle cristallin. Le modèle géologique 3D décrit la géométrie de ces formations de remplissage. Un tel modèle permettra notamment, lors de la mise en œuvre de la modélisation hydrogéologique, de contraindre le calage de paramètres hydrodynamiques au regard d'arguments géologiques.

Selon les éléments décrits dans les chapitres précédents, la pluviométrie moyenne annuelle enregistrée à la station Météo-France de Volvic est de 770 mm sur la période 1975-2010. La pluviométrie moyenne mensuelle présente un maximum en mai et un maximum relatif en

septembre, le secteur d'étude étant influencé par des courants atmosphériques de plusieurs origines (Bertrand, 2009). Les précipitations brutes sont réparties sur l'ensemble du bassin versant selon un gradient altitudinal de 56 mm/100 m/an. La station Météo-France de Volvic mesurant les précipitations journalières est retenue pour évaluer, en tenant compte du gradient altitudinal, les précipitations journalières en tout point du bassin versant. L'ETP journalière est calculée par la méthode de Penman Monteith à la station INRA de St Genès Champanelles. L'ETP moyenne mensuelle varie de 18 mm en décembre à 110 mm en juillet. Le gradient altitudinal d'ETP est évalué à 24,1 mm/100 m/an. Le bilan hydrique permettant de générer la pluie efficace qui participe aux écoulements de surface et souterrains dépend de la nature des sols et de la végétation, notamment du couvert forestier. La recharge de l'hydrosystème est caractérisée par une signature en $\delta^{18}O$ qui dépend de deux facteurs : la saisonnalité dans les précipitations brutes et le gradient altitudinal. La droite de variation altitudinale de teneur moyenne en $\delta^{18}O$ est la suivante :

$$\delta^{18}O\ (‰) = -0{,}0028 \times Alt(mNGF) - 6{,}0164.$$

Sur la partie socle et alluvionnaire du bassin versant, les pluies donnent naissance à des cours d'eau de surface particulièrement réactifs : le Lambertèche, l'Ambène, le ruisseau de Moulet Marcenat et le Viallard (Figure 152). Le débit des cours d'eau de l'Ambène et du Lambertèche est suivi au pas de temps journalier au niveau de stations de jaugeage. Le cours d'eau du Lambertèche s'infiltre en totalité au niveau des bassins d'infiltration, avec un débit d'infiltration évalué à environ 62 l/s le 04/04/10. En amont des bassins d'infiltration, une partie du débit du Lambertèche se perd dans les alluvions en contact avec les matériaux volcaniques (environ 22,5 l/s le 04/04/10). Le cours d'eau de l'Ambène ne présente pas de relation avec la nappe sous-jacente, et s'écoule, en sortie du maar de Beaunit, hors du bassin versant de Volvic. Le débit du ruisseau de Moulet Marcenat est capté au niveau d'un avaloir et transféré en direction du cours d'eau du Viallard. Le cours d'eau du Viallard infiltre une partie de son débit dans les alluvions en contact avec les coulées volcaniques en amont de la ville de Volvic (environ 15 l/s le 20/03/12). En aval de la ville de Volvic, le cours d'eau, chargé par des eaux usées, s'infiltre à nouveau en partie dans les matériaux volcaniques (environ 8 l/s le 20/03/12). Enfin, le cours d'eau du Mirabel, s'écoulant en périphérie des coulées volcaniques dans la partie aval du bassin versant, est alimenté par des eaux de l'aquifère volcanique, à hauteur de 14 l/s le 20/03/12.

Sur la partie volcanique du bassin versant, les précipitations efficaces s'infiltrent dans leur totalité.

Les eaux d'infiltration percolent à travers la zone non saturée composée soit d'une alternance de scories, de cœurs de coulée plus ou moins fissuré et de dépôts pyroclastiques, soit de cônes de

scories. La zone saturée est particulièrement épaisse à l'aplomb de la paléovallée sud surmontée de plusieurs appareils volcaniques (jusqu'à 280 m d'épaisseur). Lorsque les eaux d'infiltration atteignent le socle cristallin, elles sont drainées sur les paléoversants granitiques très peu perméables, recouverts de formations volcaniques, en direction des cœurs de paléovallée saturés en eau.

Au sein de l'aquifère, concentré dans le cœur des paléovallées nord et sud, la transmissivité est particulièrement élevée, de l'ordre de 10^{-3} à 5.10^{-2} m^2/s. Les gradients piézométriques apparents, c'est-à-dire construits sur la base des observations ponctuelles, sont également particulièrement importants, de l'ordre de 5 % en moyenne. Dans la partie amont de l'axe nord, le fonctionnement hydrodynamique est étroitement lié à la structure géologique et aux interactions surface / souterrain. La présence du maar de Beaunit, correspondant à une importante dépression creusée dans le substratum, influence le comportement hydrodynamique de la nappe à proximité de ce dernier. Une discontinuité hydrogéologique associé à une paléocrête du substratum sépare les compartiments captés par les forages P3 et P9 d'un côté, et P10 et P11 de l'autre. Les pertes du Lambertèche en amont des bassins influencent le fonctionnement de la nappe dans le paléotalweg situé à l'aplomb du Puy de Verrières. Le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère à proximité des bassins d'infiltration est marqué de manière importante par le régime de fonctionnement du Lambertèche. Dans la partie amont de l'axe sud, le signal piézométrique est marqué par une forte inertie, ce phénomène étant lié à l'épaisseur importante de la zone non saturée à l'aplomb de l'axe d'écoulement. Au droit du Goulet (Figure 152), il existe des phénomènes d'interférence, cependant très limités, entre le régime de pompage des ouvrages d'eau minérale naturelle, notamment de Clairval, et la galerie du Goulet. Les forages d'eau minérale naturelle captent deux horizons aquifères superposés. L'horizon aquifère supérieur, influencé par le sous bassin versant du Viallard, est capté par Arvic et Volvillante (Figure 152). L'horizon aquifère inférieur est capté par Aubignat et Arvic Sud (Figure 152). Par rapport à l'autre l'horizon aquifère inférieur, l'horizon aquifère supérieur est marqué par :

- un temps de transfert entre la pluie efficace et le niveau piézométrique plus court,
- une teneur moyenne en chlorures plus faible,
- une amplitude de variation du signal chlorures plus faible,
- un signal chlorure qui évolue de façon anticipée par rapport à l'autre pôle,
- un effet mémoire du signal chlorures plus faible.

Les 2 composantes se mélangent en amont du forage Volvillante Est.

L'exutoire du bassin versant correspond aux trois sources de front de coulée : St Genest, Gargouilloux et la Pâle (Figure 152). Il existe une relation entre le débit de chaque source et le

débit total des trois sources. Cette relation permet, à partir de la chronique de débit de la source de St Genest enregistrée par la DREAL depuis 1973, d'évaluer le débit total en front de coulée. La validité des données de débit de la source St Genest, et notamment de ses variations pluriannuelles importantes, a été vérifiée sur les périodes de 1973 à 1975 et de 1990 à 2011, au regard des données de jaugeage ponctuel. Cependant, les débits élevés, accompagnés de fortes variations, enregistrés de 1975 à 1985, sont difficiles à justifier pour la seule source de St Genest au regard de la pluviométrie.

Les apports en chlorures au sein de l'hydrosystème évalués sur l'année 2011 sont liés aux précipitations (à hauteur de 31 % du flux d'entrée total), au salage du réseau routier (à hauteur de 63 % du flux d'entrée total) et à l'élevage (à hauteur de 6 % du flux d'entrée total). L'influence du salage des routes est d'autant plus importante que l'on se déplace vers l'aval de l'hydrosystème, le réseau routier étant plus dense en direction de la ville de Volvic située dans la partie aval du bassin versant.

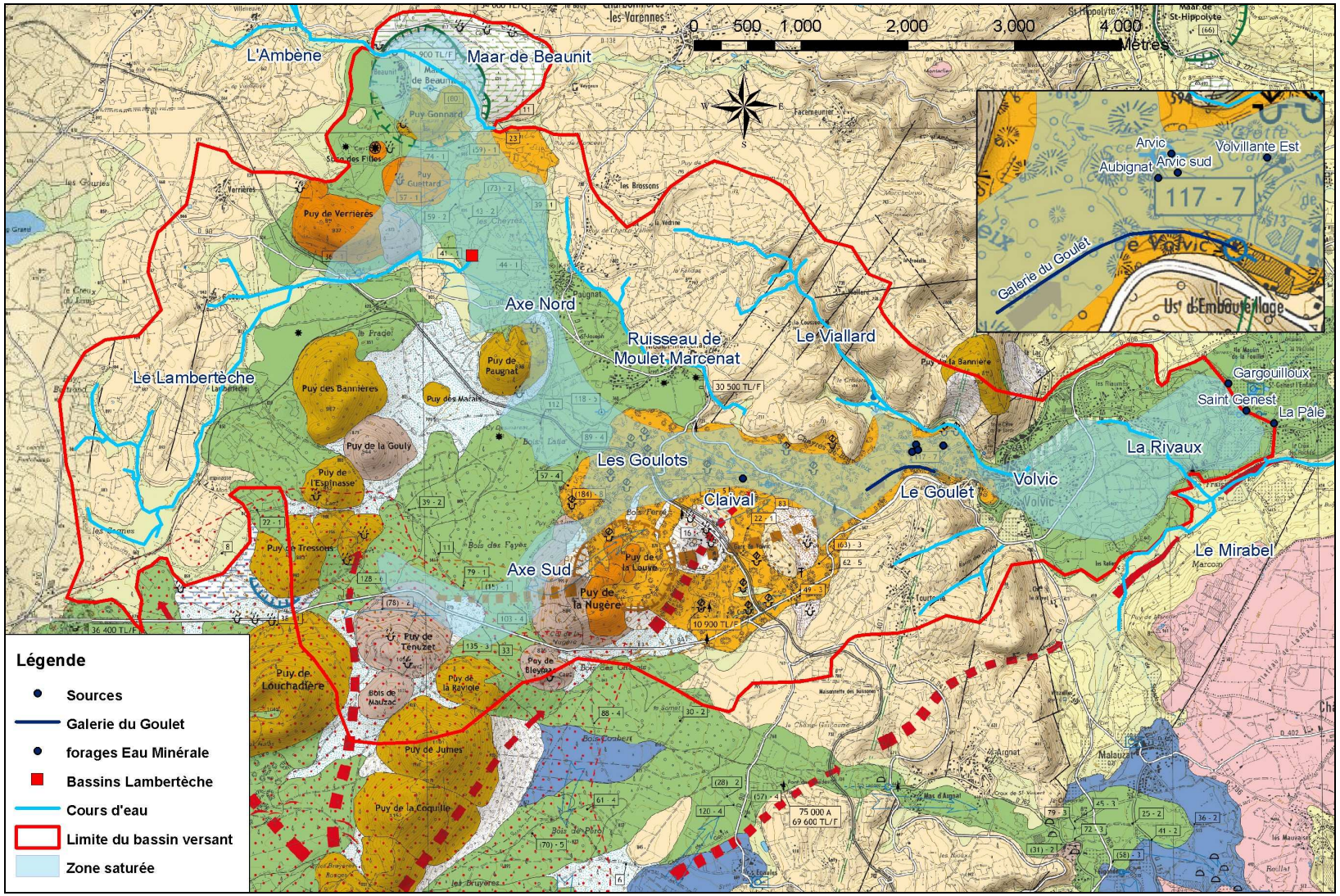


Figure 152 : Carte synthétique du bassin versant

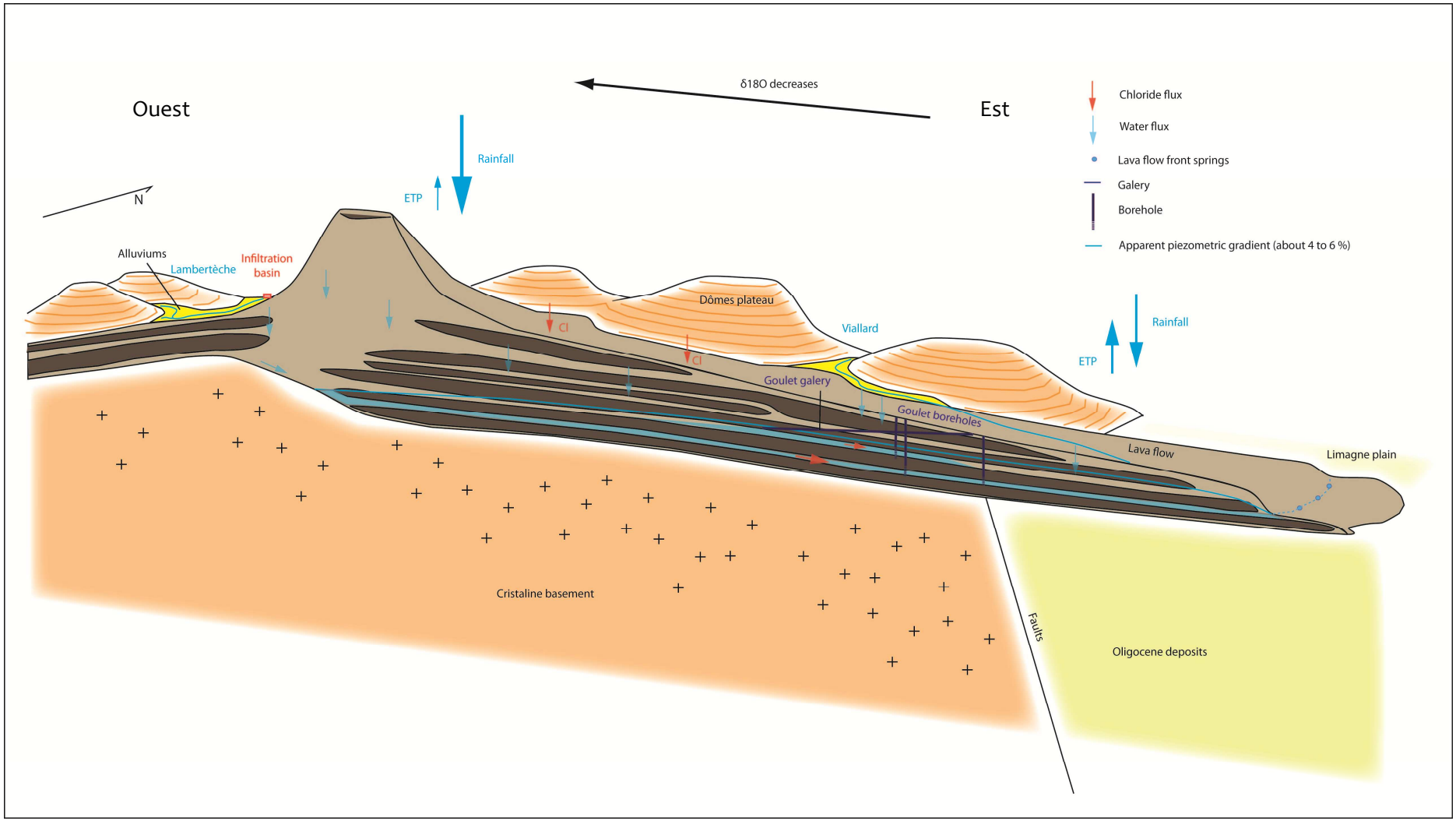


Figure 153 : Modèle conceptuel de fonctionnement

4.1.2 Phénomènes physiques observés et modélisation numérique

Les différents phénomènes observés et décrits dans le modèle conceptuel nécessitent la mise en œuvre d'un outil de modélisation modulaire. Chaque processus important est pris en compte dans la modélisation selon les modalités explicitées dans le Tableau 45. Le détail du fonctionnement de ces modules est décrit par la suite.

Processus	Prise en compte dans la modélisation
Influence du relief sur les précipitations	Pluie journalière calculée par tranche d'altitude de 100 m en prenant en compte la pluie journalière à Volvic et le gradient altitudinal annuel de précipitation
Variation de l'ETP avec l'altitude	ETP journalière calculée par la méthode de Penman Monteith par tranche d'altitude de 100 m en prenant en compte l'ETP journalière à la station de St Genès Champanelles et le gradient altitudinal annuel d'ETP
Bilan hydrique fonction de la nature du sol et de la végétation, notamment de la forêt	Le bassin versant est discrétisé en mailles de 50 m de côté. Le bilan hydrique est réalisé de manière spécifique sur chaque maille en prenant en compte la géologie et la végétation. Un module spécifique est développé pour le calcul du bilan hydrique en forêt, en distinguant les peuplements de feuillus, de résineux et mixtes
Ecoulement sur le socle et les alluvions	Drainage de surface par la méthode des isochrones selon un schéma de drainage établi à partir du MNT topographique
Ecoulement de l'Ambène hors du bassin versant de Volvic	Réalisation d'un modèle indépendant de fonctionnement de l'Ambène. Exportation des débits produits dans le sous bassin versant de l'Ambène hors du bassin versant de Volvic
Infiltration du Lambertèche au niveau des bassins d'infiltration	Les débits du Lambertèche sont injectés dans la zone non saturée au droit de la maille correspondant aux bassins d'infiltration
Pertes du Lambertèche en amont des bassins d'infiltration	Non pris en compte car non quantifié au cours d'un cycle hydrologique
Une conduite transmet les eaux du ruisseau de Moulet Marcenat depuis un avaloir vers le Viallard	Injection des débits du ruisseau de Moulet Marcenat dans le Viallard
Infiltrations du Viallard en amont et en aval de la ville de Volvic	Définitions de mailles d'infiltration et d'une fraction constante du débit total infiltré de manière uniforme sur ces mailles
Alimentation du Mirabel par l'aquifère volcanique	Non pris en compte

Processus	Prise en compte dans la modélisation
Infiltration de la totalité de la pluie efficace sur le volcanisme notamment sur les tufs du maar de Beaunit faisant partie du bassin versant topographique de l'Ambène	Infiltration de 100 % de la pluie efficace sur les mailles correspondant aux formations volcaniques affleurantes
Transfert dans la zone non saturée d'épaisseur variable	Transfert dans la zone non saturée au moyen de cascades de Nash, le nombre de réservoirs étant fonction de l'épaisseur de la zone non saturée à l'aplomb de chaque maille
Hétérogénéité verticale des matériaux constituant la zone non saturée	Non prise en compte
Drainage sur le socle recouvert de formations volcaniques	Transfert par la méthode des isochrones
Morphologie du toit du socle cristallin	Drainage réalisé en prenant en compte le MNT du toit du socle cristallin
Extension de la zone saturée limitée au cœur des paléovallées	Maillage spécifique de la zone saturée limité au cœur des paléovallées
Ecoulement dans l'aquifère jusqu'aux sources de front de coulée	Transfert dans l'aquifère selon les mécanismes physiques décrits par l'équation de diffusivité
Influence de la géométrie et de la nature des formations volcaniques aquifères sur le fonctionnement hydrodynamique	Calage de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement pour chaque maille de la zone saturée qui prend en compte les hétérogénéités géologiques
Deux horizons aquifères au Goulet de Volvic	Non pris en compte, aquifère modélisé monocouche
Prélèvements AEP et Eau Minérale	Prélèvement dans l'aquifère pour chaque ouvrage pris en compte au droit de la maille correspondante
3 sources de front de coulée	3 exutoires drainent l'aquifère au niveau de 3 mailles

Processus	Prise en compte dans la modélisation
Relation entre le débit de chaque source et le débit total en front de coulée	Le modèle est calibré de façon à reproduire le débit total s'écoulant en front de coulée. Ce débit total est construit sur la base de la chronique de débit à St Genest et de la relation entre le débit de chaque source et le débit total
Flux de chlorures provenant des précipitations	Prise en compte de la relation entre la pluie journalière et la teneur en chlorure et zonation altitudinale des apports liés à la pluie par tranche d'altitude de 100 m.
Flux de chlorures provenant du salage des routes	Prise en compte des itinéraires de salage et de la masse de chlorures épandue par intervention
Flux de chlorures provenant de l'agriculture	Prise en compte du flux unitaire par UGB et de la répartition spatiale des UGB par exploitation agricole
Variation de la teneur en ^{18}O avec l'altitude	Utilisation d'une droite de variation altitudinale de $\delta^{18}O$ et zonation par tranche d'altitude de 100 m
Variation saisonnière de la teneur en ^{18}O dans les précipitations	Modulation sinusoïdale du signal $\delta^{18}O$ dans les précipitations
Transfert des flux de solutés dans l'hydrosystème	Transport des flux de soluté de manière conservative, de la même manière que les flux d'eau

Tableau 45 : Processus observés et modélisation

4.2 Développement d'un outil de modélisation d'un hydrosystème volcanique

Une première étude d'état des lieux sur la modélisation a été menée dans le cadre du projet SEMEAU (Ledoux et Rouquet, 2010). Elle a permis de faire un bilan sur les méthodologies et outils de modélisation hydrologique et hydrogéologique utilisés, notamment dans le cadre de la mise en œuvre de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau. Cette étude a permis de justifier le choix du code de calcul MODCOU développé par l'Ecole des Mines de Paris (Girard *et al.*, 1980 ; Ledoux, 1980), pour mettre en œuvre une modélisation couplée des écoulements de surface et souterrains à l'échelle de l'hydrosystème. Le modèle MODCOU, comprenant les modules couplés MODSUR, NONSAT et NEWSAM, a été mis en œuvre pour la modélisation du fonctionnement de grands bassins versants Français tels que le bassin du Rhône (Habets, 1998 ; Golaz-Cavazzi, 2001), le bassin de la Seine (Gomez, 2002), le bassin de l'Adour (Habets, 1998) et le bassin Rhénan (Thierion, 2012). Le modèle MODCOU couplé au système d'analyses météorologique SAFRAN et au modèle d'occupation des sols ISBA, a été appliqué à l'échelle de l'ensemble de la France (Habets *et al.*, 2008).

L'application du modèle MODCOU au bassin versant de Volvic a nécessité le développement de modules spécifiques, permettant notamment de prendre en compte les relations spécifiques entre les cours d'eau et les écoulements souterrains et de calculer le drainage sur le socle cristallin recouvert de formations volcaniques. Par ailleurs des hypothèses de fonctionnement particulièrement contraignante ont été retenues, notamment concernant la variation altitudinale des paramètres climatiques ou le transfert dans la zone non saturée. Les partis pris pour la modélisation et les développements associés sont présentés ci-après.

4.2.1 Application du modèle couplé MODCOU simulant les écoulements de surface et souterrains à l'hydrosystème de Volvic

La modélisation déterministe quantitative intègre la structure et le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant de Volvic et permet de simuler les débits des sources de front de coulée.

Le modèle développé sur la base des connaissances du fonctionnement de l'hydrosystème de Volvic intègre les spécificités de ce site forestier de moyenne montagne. Ainsi le modèle quantitatif intègre les processus observés selon les modalités décrites dans le Tableau 45.

Le logiciel utilisé pour la modélisation quantitative de l'ensemble du bassin versant de Volvic comprend les modules suivants (Figure 154) :

- module FORET : bilan hydrique en forêt,
- MODSUR1 : répartition entre infiltration et ruissellement et calcul des écoulements de surface,
- NONSAT : transfert dans la zone non saturée,
- MODSUR2 : drainage sur le socle recouvert de formations volcaniques,
- NEWSAM : transfert dans la zone saturée.

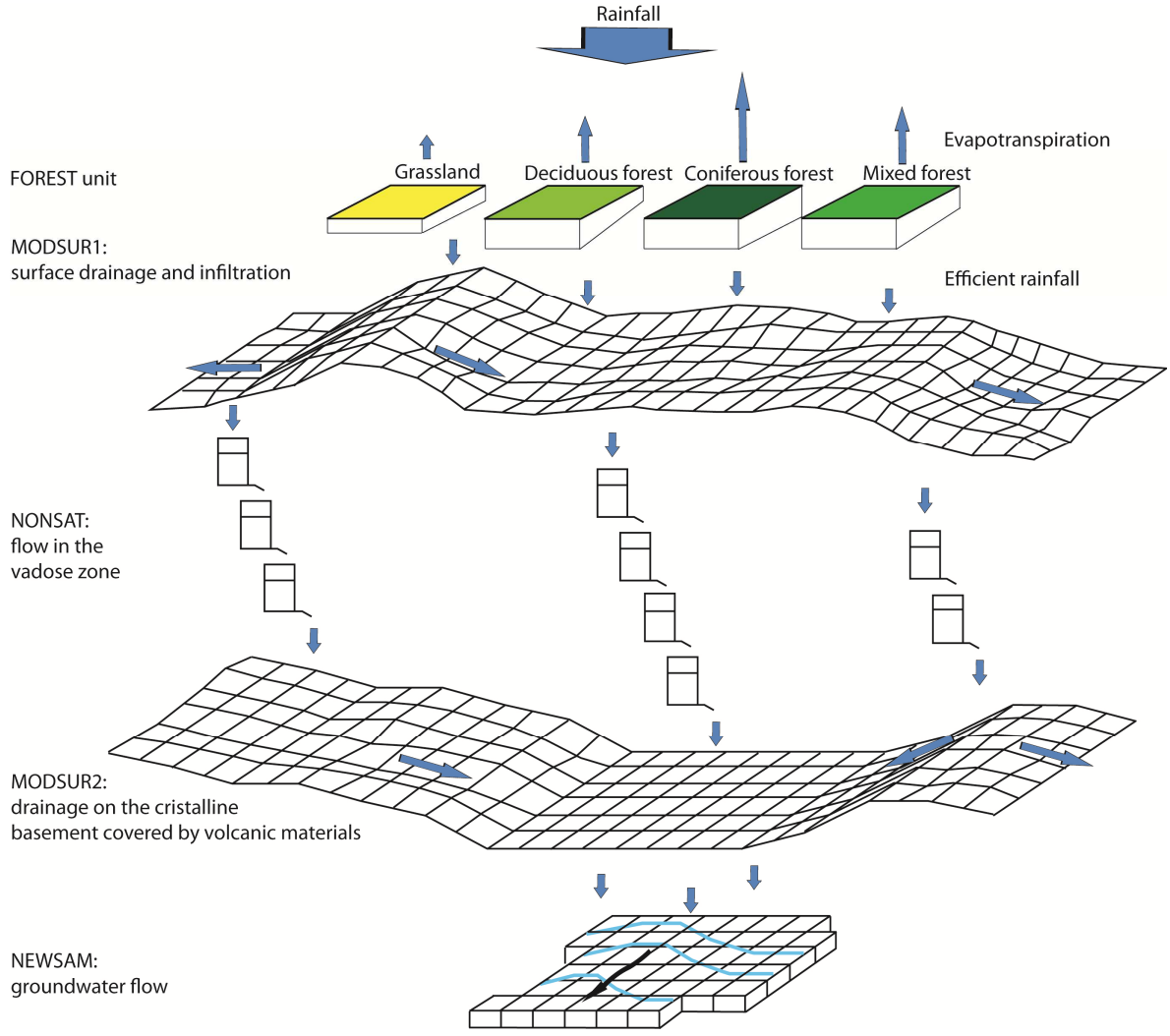
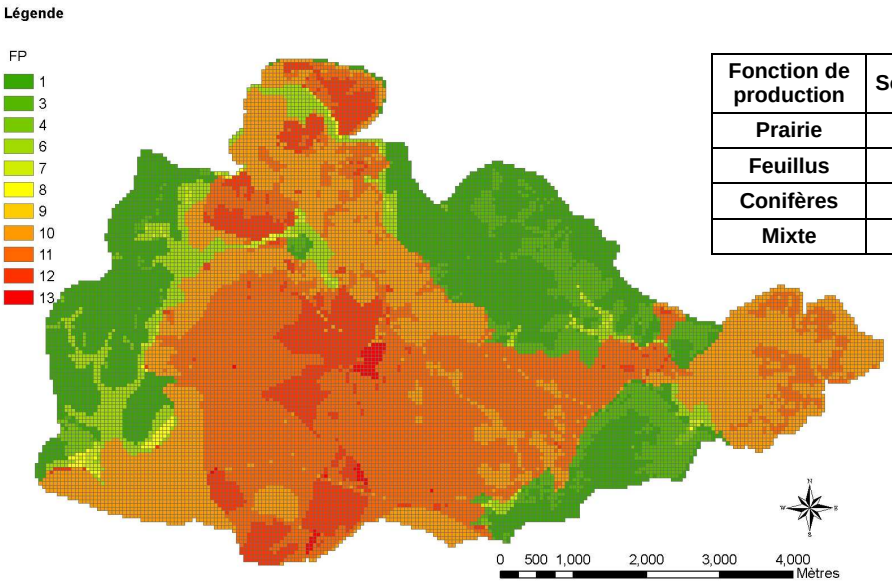


Figure 154 : Structure du modèle quantitatif

Le fonctionnement détaillé de chaque module peut être décrit de la façon suivante (Figure 154):

- un premier module FORET, développé dans le cadre de la thèse et décrit dans la partie 4.2.4, permet de calculer l'ETP d'une forêt en fonction de l'ETP Penman Monteith (correspondant au pouvoir évapotranspirant de l'atmosphère pour un gazon) et du LAI (index de surface foliaire, intégrant le pouvoir évapotranspirant lié au couvert forestier). Un second volet du module FORET est intégré dans MODSUR1 : la réserve en eau du sol disponible pour satisfaire l'évapotranspiration potentielle varie en fonction du LAI ;

- un module nommé MODSUR1 calcule la répartition entre l'évapotranspiration, l'infiltration et le ruissellement et modélise les écoulements de surface par ruissellement sur des zones isochrones. Ce module a déjà été appliqué au milieu volcanique par Violette (1995). Dans le cas du bassin versant de Volvic, il prend en compte le bassin versant étendu (correspondant à la réunion des bassins versants topographique et hydrogéologique), discrétisé en 18164 mailles de 50 m de côté (Figure 155). MODSUR 1 permet :
    - de réaliser le bilan hydrique de manière spécifique pour chaque type de couverture végétale et de géologie (définis par les fonctions de production, voir Figure 155) sur l'ensemble des mailles. Ce module intègre les précipitations journalières et l'ETP journalière spatialisées sur 7 zones météo (Figure 156). Ces zones météo sont définies sur la base du MNT topographique (Figure 157), et correspondent à des tranches d'altitude de 100 m (en prenant en compte une morphologie « rabotée » au niveau des Puys),
    - de drainer les flux d'eau sur la partie socle et alluvionnaire du bassin versant par la méthode des isochrones vers des mailles rivières correspondant aux cours d'eau du Lambertèche, du Viallard, de Moulet Marcenat, et de l'Ambène, ou vers des mailles infiltrant le ruissellement diffus au contact des matériaux volcaniques. Le schéma de drainage est basé sur le MNT topographique (MNT de l'IGN et SRTM interpolé à 50 m, Figure 157),
    - d'infiltrer la totalité de la lame d'eau précipitée sur la partie volcanique et de réguler le transfert vers zone non saturée (grâce à un premier réservoir dont la vidange est régie par une loi exponentielle) ;



Fonction de production	Socle	Alluvions	Volcanisme
Prairie	1	6	10
Feuillus	3	7	11
Conifères	4	8	12
Mixte	5	9	13

Figure 155 : Maillage et fonctions de production du modèle Volvic. La fonction de production n°5 n'est pas représentée sur le bassin versant des sources de front de coulée

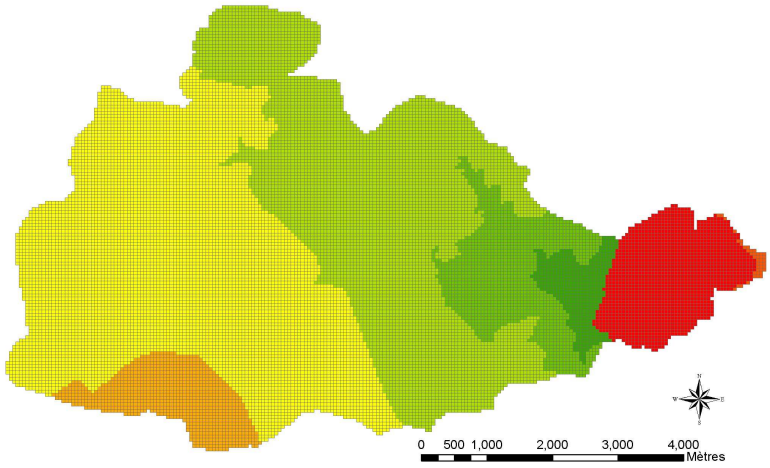


Figure 156 : Zonation météorologique

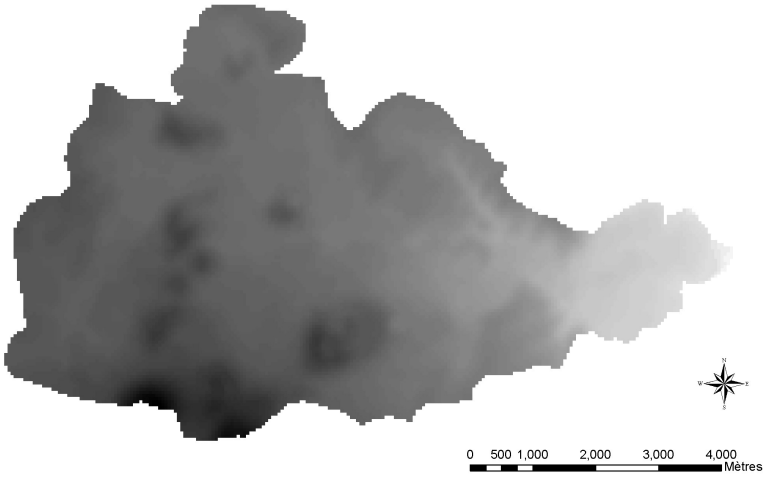


Figure 157 : MNT topographique

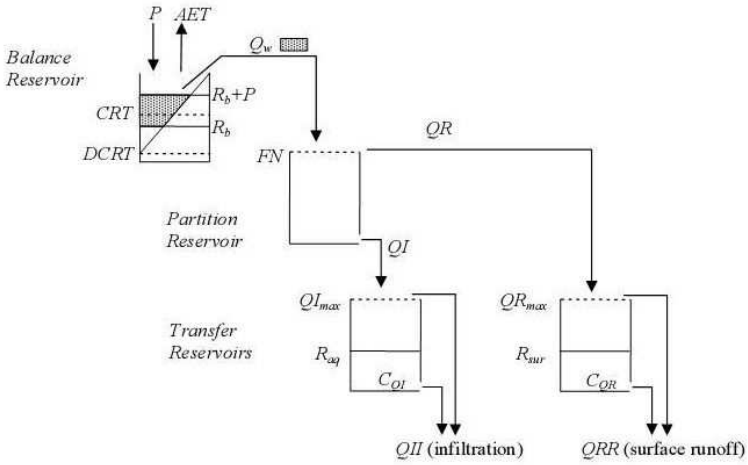


Figure 158 : Schématisation de la fonction de production (Thierion et al., 2012). Les paramètres présentés sont décrits dans le Tableau 46

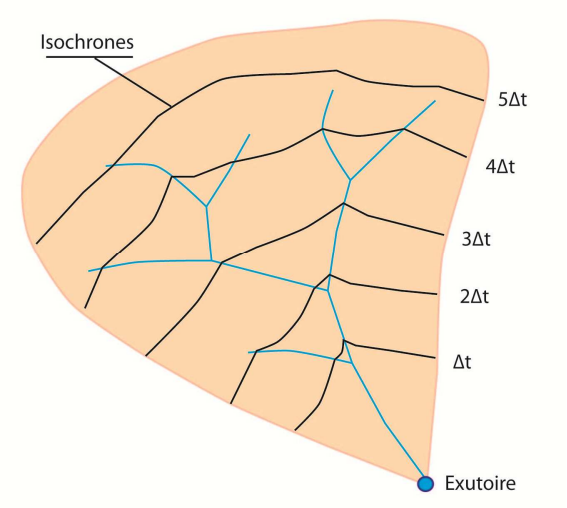


Figure 159 : Définition des isochrones à l'échelle d'un bassin versant

- un programme développé dans le cadre de l'application à l'hydrosystème de Volvic, permet (au pas de temps journalier) :
    - d'infiltrer les eaux de surface du Lambertèche au droit des bassins d'infiltration,
    - d'injecter les débits du ruisseau de Moulet Marcenat vers le Viallard,
    - d'infiltrer une partie du débit du Viallard au niveau des mailles prédéfinies et en fonction du coefficient d'infiltration. Ce coefficient correspond à la part du débit total du Viallard qui est infiltré de manière uniforme sur l'ensemble des mailles prédéfinies ;
- le module NONSAT correspond à une arborescence de réservoirs de type cascade de Nash. Ce module a notamment été appliqué au bassin de la Seine par Philippe *et al.* (2011). Il permet, dans le cadre de l'application à l'hydrosystème de Volvic, de simuler l'infiltration à travers les matériaux volcaniques dans la zone non saturée jusqu'au substratum ou jusqu'au toit de la zone saturée. Le nombre de réservoirs à l'aplomb d'une maille est fonction de l'épaisseur de la zone non saturée (Figure 160). Chaque réservoir simule le fonctionnement d'une épaisseur de zone non saturée de 10 m ;

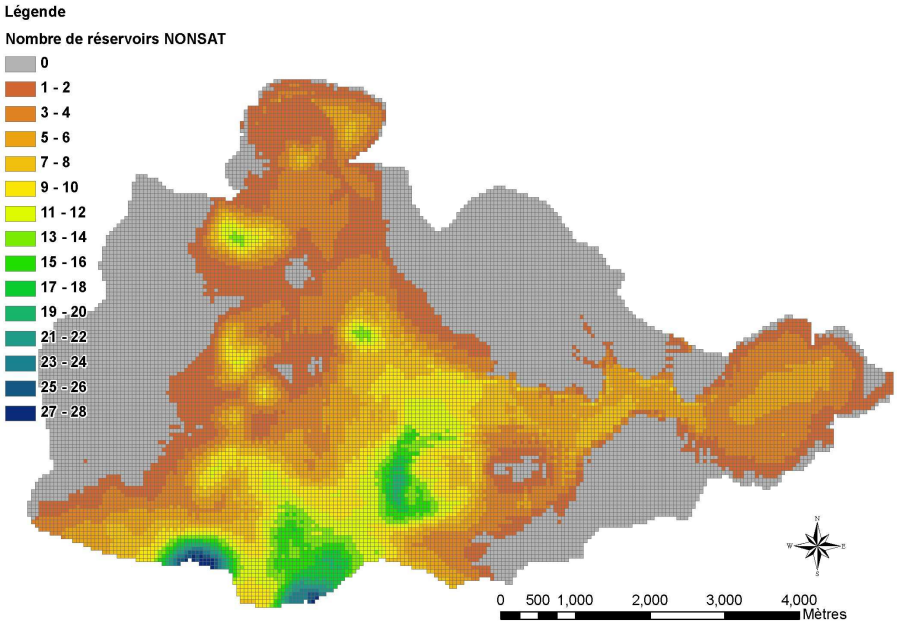


Figure 160 : Maillage du modèle et épaisseur de la zone non saturée

- un module de drainage souterrain nommé MODSUR2 concerne uniquement la zone de socle recouverte de formations volcaniques, dont le schéma de drainage est basé sur le MNT du substratum (construit par interpolation à partir des isoaltitudes du substratum, voir Figure 161). MODSUR2 :
    - reçoit les flux d'eau issus de la zone non saturée des formations volcaniques,
    - draine ensuite les écoulements à l'interface entre les formations volcaniques non saturées et le socle cristallin jusqu'au cœur des paléovallées saturé en eau ;

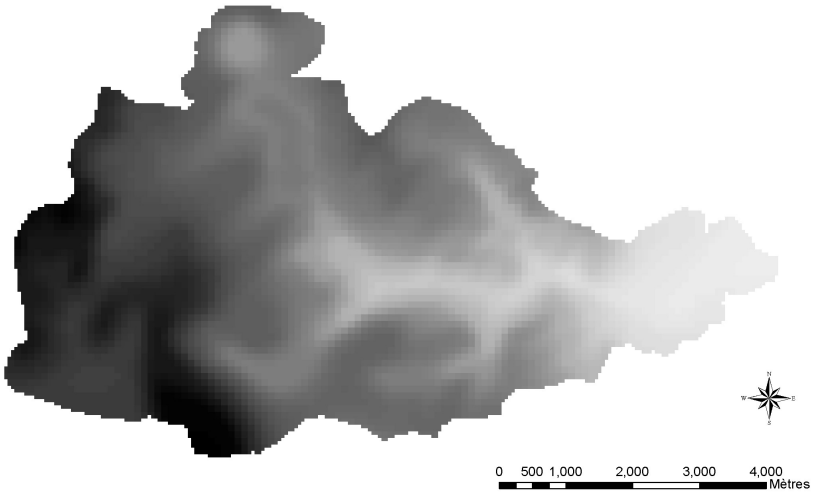


Figure 161 : MNT du socle cristallin, identique au MNT topographique dans les secteurs où le socle cristallin affleure

- un module d'écoulement souterrain en milieu saturé nommé NEWSAM, a déjà été appliqué au calcul des écoulements souterrains en milieu volcanique par Violette (1995). Dans le cas de Volvic, ce module a une extension limitée au cœur des paléovallées saturé

en eau. La zone saturée y est discrétisée en 3663 mailles de 50 m de côté (Figure 162). Son épaisseur est considérée comme uniforme et égale à 20 m. Ce module de calcul :

- reçoit les flux latéraux provenant de MODSUR2,
- reçoit les flux verticaux provenant de NONSAT à l'aplomb de la zone saturée,
- prend en compte les prélèvements par pompage ou gravitaires (galerie du Goulet) et les débits injectés,
- transfère les flux d'eau suivant l'équation de diffusivité, par la méthode des différences finies, vers l'exutoire correspondant aux sources de front de coulée,
- calcule la côte piézométrique sur l'ensemble des mailles et le débit des sources de front de coulée.

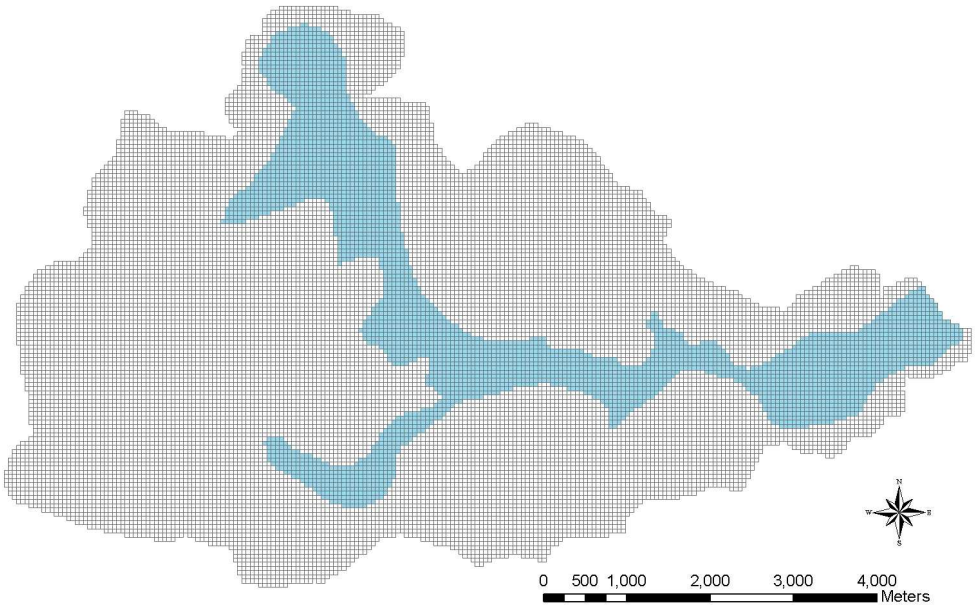


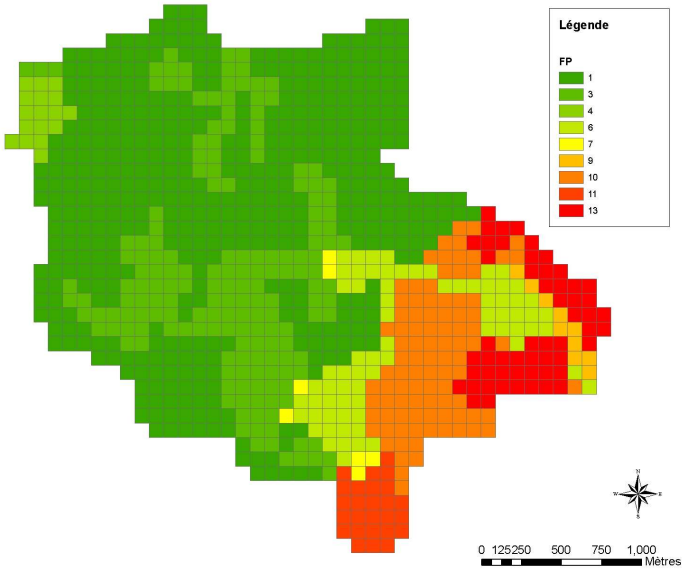
Figure 162 : Maillages de surface et souterrain

La plupart des modules fonctionnent au pas de temps journalier. Dans NEWSAM le calcul numérique est réalisé au pas de temps décadaire.

4.2.2 Modalités de modélisation des écoulements de surface sur le bassin versant de l'Ambène

Le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Ambène a été modélisé en mettant en œuvre uniquement le module MODSUR1. Le module FORET est mis en œuvre pour prendre en compte l'impact de la couverture végétale sur les bilans hydriques. L'occupation des sols prise en compte est celle définie par la base de données Corine Land Cover. L'occupation des sols et la géologie sont définies dans le modèle au moyen des fonctions de production (Figure 163). Chacune des 915 mailles de 90 m de côté est donc affectée d'une fonction de production (Figure

163). Les paramètres du module FORET utilisés sont ceux issus du calage présenté dans la partie 4.2.4.



Fonction de production	Socle	Alluvions	Volcanisme
Prairie	1	6	10
Feuillus	3	7	11
Conifères	4	8	12
Mixte	5	9	13

Figure 163 : Maillage du bassin versant de l'Ambène et détail des fonctions de production. Les fonctions de production n°5, 8 et 12 ne sont pas représentées sur le bassin versant de l'Ambène

On considère que, sur la partie socle et alluvionnaire du bassin versant, les écoulements sont limités au ruissellement rapide et à l'écoulement hypodermique. Sur la partie volcanique, la totalité de la pluie efficace s'infiltre en profondeur vers la nappe et n'alimente pas le cours d'eau de l'Ambène, ce débit étant exporté vers le bassin de Volvic.

Le bilan hydrique est calculé au pas de temps journalier en prenant en compte les paramètres de chacune des fonctions de production et les paramètres spécifiques liés aux différents types de couvert forestier (voir partie 4.3.2). Puis, toujours à l'échelle de la maille de MODSUR 1, les écoulements sont répartis de la façon suivante :

- le ruissellement rapide sur la partie socle et alluvionnaire est modélisé au moyen d'un premier réservoir à vidange rapide,
- l'écoulement hypodermique sur la partie socle et alluvionnaire est modélisé au moyen d'un autre réservoir à vidange plus lente,
- la totalité de la pluie efficace sur la partie volcanique est infiltrée en profondeur.

La pluie efficace en sortie des réservoirs de ruissellement rapide et d'écoulement hypodermique est ensuite routée jusqu'aux mailles rivière par la méthode des isochrones en fonction du temps

de concentration prédéfini (Girard *et al.*, 1980) et selon un schéma de drainage construit à partir du MNT. Les débits sont ensuite transférés le long des mailles rivière par un second transfert isochrone (Girard *et al.*, 1980) vers l'exutoire de l'Ambène en sortie du maar de Beaunit.

4.2.3 Description du modèle de transport conservatif sur le bassin de Volvic

L'objectif est de simuler le transfert d'éléments conservatifs dans les différents modules du modèle précédemment décrit. Chaque module de MODCOU a donc été adapté au transport des flux conservatifs de solutés.

4.2.3.1 Structure du modèle

L'outil de base utilisé pour le développement de la partie transport conservatif est le modèle quantitatif Volvic couplé au module FORET décrit dans la partie 4.3.2. Le modèle permet, conformément au Tableau 45 :

- d'intégrer les flux d'entrée d'origine diverse (dans le cas des chlorures, ces flux proviennent de la pluie, du salage des routes et de l'agriculture),
- de calculer les flux d'élément conservatif ruisselés, infiltrés, ou stockés dans les sols,
- de répartir les flux de soluté de la même manière que les flux d'eau de surface (routage sur la partie socle, infiltration des flux du Lambertèche et d'une partie des flux du Viallard, injection des flux du ruisseau de Moulet Marcenat dans le Viallard),
- de calculer le transfert des flux d'élément conservatif dans la zone non saturée en fonction de l'épaisseur de celle-ci et de l'effet de dilution associé,
- de drainer les flux d'élément conservatif sur la paléosurface sous couverture volcanique,
- de calculer le transfert de matière en zone saturée jusqu'aux sources de front de coulée et de calculer les concentrations au niveau de différents points d'observation de l'hydrosystème.

4.2.3.1.1 Fonctionnement de MODSUR1

MODSUR1 reçoit les flux d'entrée de soluté sur chaque maille et à chaque pas de temps (Figure 165). A chaque maille sont affectés :

- un flux d'eau journalier destiné au ruissellement et à l'infiltration (Qrui et Qinf),
- un stock d'eau dans le sol (Qstock) qui varie en fonction du bilan hydrique,
- un stock d'eau fixe, le « talon », servant uniquement à diluer le flux de soluté lorsque le volume d'eau contenu dans le sol est de l'ordre du bruit de fond numérique. En effet, un problème numérique peut intervenir en étiage, en l'absence du talon : Qstock diminue, Qrui et Qinf sont très faibles, la concentration en élément conservatif stockée dans le sol devient importante, et, malgré les faibles débits d'eau en sortie, le flux d'élément

conservatif en sortie peut être très important et devenir irréaliste. Par ailleurs, le talon permet de régler localement la dilution.

Ainsi, à chaque pas de temps, chaque maille reçoit un flux de soluté, le dilue dans un volume d'eau constitué par : Qrui+Qinf+Qstock+talon et calcule une concentration C. Le flux de soluté ruisselé Frui pour chaque maille est tel que : Frui=Qrui.C. Le flux de soluté infiltré Finf pour chaque maille est tel que : Finf=Qinf.C.

Un deuxième programme développé dans le cadre de l'application au bassin de Volvic :

- calcule le flux total de soluté dans le Lambertèche et l'infiltre au niveau de la maille des bassins d'infiltration,
- calcule le flux de soluté dans le ruisseau de Moulet Marcenat et l'ajoute au flux du Viallard,
- calcule le flux total de soluté du Viallard et en infiltre une partie au niveau des mailles prédéfinies, en fonction du coefficient d'infiltration.

4.2.3.1.2 Fonctionnement de NONSAT

Le programme NONSAT utilisé pour le modèle Volvic (Figure 165) correspond au modèle NonsatSW développé par Gomez (2002). Dans ce modèle, 2 types d'eau sont considérés :

- l'eau qui circule par gravité et véhicule le soluté,
- l'eau capillaire qui contribue au stockage du soluté.

Gomez (2002) introduit un volume minimum Vmin qui représente l'eau retenue par capillarité dans la zone non saturée, identique dans tous les réservoirs d'une même colonne de zone non saturée (voir partie 4.2.1). Vmin peut varier spatialement en fonction des types de formation géologique. A chaque pas de temps, une nouvelle strate j, correspondant à l'infiltration du jour, est introduite au sommet de la zone non saturée. Chaque strate est définie par un volume d'eau V et une concentration en soluté C (Figure 164). Ces strates s'empilent dans chaque réservoir sans mélange. Un effet piston est ainsi créé : une entrée au sommet du réservoir génère instantanément une sortie sous le réservoir. C'est lors de la sortie d'eau qu'un mélange est réalisé. Le nombre de strates drainées dans la partie basse de chaque réservoir est fonction du volume de sortie. Une concentration moyenne est calculée dans ce volume en fonction de la concentration et du volume des strates mobilisées. Le volume transitant dans les réservoirs est calculée de la façon suivante :

$$Vout_{i(t)} = (V_{i(t)} - Vmin) \times \delta$$

$$\delta = 1 - \exp\left(\frac{-dt}{\tau}\right)$$

Avec :

- $Vout_{i(t)}$: volume sortant du réservoir i au pas de temps t,
- $V_{i(t)}$: volume du réservoir i au pas de temps t,
- Vmin : volume minimal dans chaque réservoir d'une colonne de zone non saturée,
- δ : coefficient de drainage,
- τ : temps de percolation.

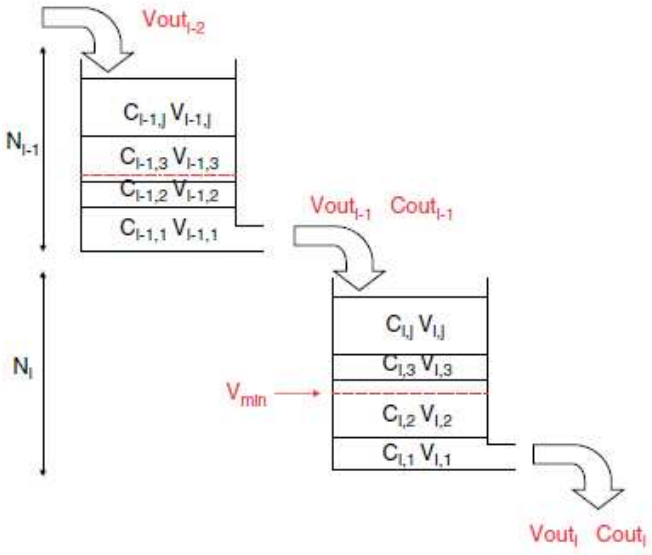


Figure 164 : Représentation du transfert de soluté dans NONSAT avec 2 réservoirs (Philippe et al., 2011)

Pour des raisons numériques, un nombre maximum de strates est introduit. Lorsqu'il est atteint au sein d'un réservoir, les 2 strates supérieures sont mélangées pour n'en former plus qu'une. Un tel mécanisme permet de reproduire de manière analogique la diffusion de la matière dans l'eau contenue dans la zone non saturée.

On introduit également dans le modèle une condition initiale, Vinitial=Vmin, dans chaque réservoir de NONSAT.

4.2.3.1.3 Fonctionnement de MODSUR2

MODSUR2 réalise un routage des flux en utilisant la méthode des isochrones de la même manière que MODSUR1, jusqu'en périphérie de la zone saturée, où les flux sont infiltrés vers l'aquifère (Figure 165).

4.2.3.1.4 Fonctionnement de NEWSAM

Le module NEWSAM calcule le transport de soluté, de manière conservative, en régime transitoire (Figure 165). NEWSAM prend en compte les flux d'élément conservatifs prélevés au niveau des forages d'exploitation et de la galerie du Goulet. Ce module permet de calculer, à chaque pas de temps, la concentration de soluté en chaque maille de la zone saturée, et notamment au niveau des sources de front de coulée. Le pas de temps de calcul de NEWSAM est décadaire.

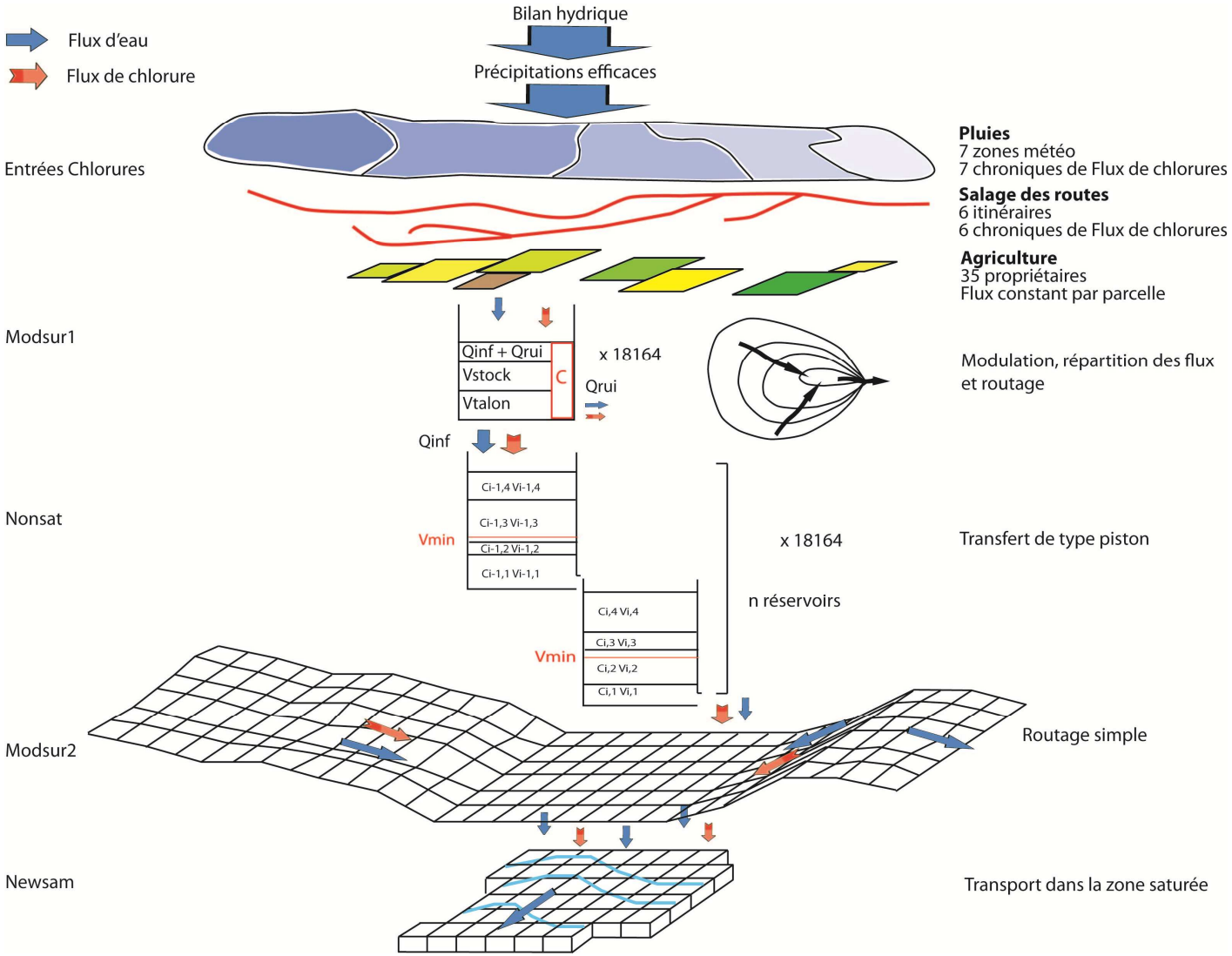


Figure 165 : Architecture du Modèle de transport d'éléments conservatifs

4.2.4 Les paramètres du modèle

Les paramètres décrits dans le Tableau 46 seront calibrés dans des gammes de valeurs réalistes au regard de la connaissance du fonctionnement du système, afin de reproduire au mieux les variables observées (débit des cours d'eau de socle, débit des sources de front de coulée, concentration en chlorures en différents points d'observation du système).

Module	Paramètre	Définition / fonction
FORET	α	coefficient d'ajustement de l'influence du pouvoir évapotranspirant lié aux conditions atmosphériques sur l'ETP [-]
	β	coefficient d'ajustement de l'ETP en fonction du LAI [-]
	ε1	coefficient d'ajustement du CRT en fonction de la surface foliaire [-]
	ε2	coefficient d'ajustement du DCRT en fonction de la surface foliaire [-]
MODSUR1	R	volume initial dans le réservoir sol [mm]
	$DCRT_o$	valeur minimale du stock en eau du sol [mm]
	CRT_o	valeur moyenne du stock en eau du sol [mm]
	FN	valeur maximale de l'infiltration sur un pas de temps [mm]
	CQR	coefficient de tarissement du réservoir de ruissellement [-]
	QRMAX	niveau de débordement du réservoir de ruissellement [mm]
	CQI	coefficient de tarissement du réservoir d'infiltration [-]
	QIMAX	niveau de débordement du réservoir d'infiltration [mm]
	Talon	volume minimum dans le réservoir sol permettant la dilution de soluté [mm]
	tc1	temps de concentration du bassin versant topographique [j]
Programme spécifique	Coef Viallard	part du débit du Viallard qui s'infiltre vers la nappe [-]
NONSAT	τ	temps de percolation d'un réservoir [j]
	Vmin	volume minimum dans les réservoirs de la zone non saturée [m]
	Nmax	nombre de strates maximales dans les réservoirs [-]
MODSUR2	tc2	temps de concentration du paléo bassin versant (définis sur la base de la morphologie du substratum) [j]
NEWSAM	θ	porosité cinématique[11] [-]
	e	épaisseur de l'aquifère [m]
	T	transmissivité [m^2/s]
	S	coefficient d'emmagasinement [-]

Tableau 46 : Paramètres de calibration du modèle. En rouge : paramètres spécifiques du modèle de transport conservatif

Afin de prendre en compte les spécificités du fonctionnement de l'hydrosystème de Volvic, un outil de modélisation à structure modulaire a été construit, sur la base de l'outil MODCOU développé par l'Ecole des Mines de Paris. Plusieurs modules ont été développés dans le cadre de l'application à l'hydrosystème Volvic, notamment un module de gestion des interactions spécifiques entre les cours d'eau de socle et les écoulements souterrains, et un couplage avec un module de calcul du drainage sur le socle recouvert de formations volcaniques. Par ailleurs, un module spécifique de calcul du bilan hydrique en forêt a été mis au point et sera décrit dans la partie 4.3.2. Un tel outil doit

[11] Rapport du volume des vides réellement parcourus par l'eau en mouvement au volume total

permettre de modéliser les écoulements de surface et souterrains, mais aussi le transfert conservatif sur l'ensemble de l'hydrosystème.

Les différents modules permettent d'intégrer les spécificités de ce site d'étude, à savoir :

- *la variation des paramètres climatiques en fonction du relief,*
- *les relations entre les écoulements de surface et souterrains spécifiques à chaque cours d'eau,*
- *le transfert des flux d'eau et de soluté dans la zone non saturée,*
- *le transfert des flux d'eau et de soluté sur la paléosurface granitique recouverte de formations volcaniques,*
- *les écoulements et le transport conservatif dans les axes de paléovallée saturés en eau, jusqu'aux sources de front de coulée.*

4.3 Développement d'une méthode de modélisation de l'impact hydrologique du couvert forestier

4.3.1 Le rôle hydrologique de la forêt

Le rôle joué par le couvert forestier sur la ressource en eau a fait l'objet d'observations très anciennes. Pline Le Vieux avait fait état dans « Histoire Naturelle » d'observations liées l'augmentation du débit de cours d'eau ou de sources après une coupe forestière (Andréassian, 2004). A l'heure actuelle, l'impact quantitatif de la forêt sur la recharge et le fonctionnement des hydrosystèmes constitue une question scientifique d'importance. En effet, l'enjeu de la gestion du territoire forestier en vue de préserver la qualité de la ressource en eau est de plus en plus mis en avant, tant dans le cadre de la gestion concertée à l'échelle du bassin versant, comme le préconise la Directive Cadre Européenne sur l'Eau, que dans le cadre de la protection localisée de captages en forêt.

A l'échelle du globe, le couvert forestier représente 31% de la surface terrestre, soit 4 milliards d'hectares (www.fao.org). La France possède la troisième plus grande surface forestière européenne, avec ses 16,1 millions d'hectare (Bansept, 2012), après la Suède et la Finlande. Le phénomène de déprise agricole qui sévit en France depuis les années 60, particulièrement important dans le Massif central (Cavailhes et Normandin, 1993 ; Andréassian, 2004), se traduit actuellement par un taux de boisement d'environ 28% (Fiquepron *et al.*, 2011).

Le rôle hydrologique de la forêt, des modifications du couvert végétal et des pratiques forestières (coupes rases par exemple) est décrit par la suite selon trois échelles d'observation. On

distinguera l'échelle régionale, l'échelle du bassin versant et l'échelle de la parcelle ou de l'arbre. C'est après la description du fonctionnement à l'échelle de l'arbre ou de la parcelle que seront détaillés les processus physiques importants associés au bilan hydrique et aux écoulements en forêt.

4.3.1.1 Le rôle de la forêt à échelle régionale

De nombreux travaux ont conduit à la conclusion qu'à l'échelle locale la forêt n'a pas d'impact perceptible sur la pluviométrie. Ceci n'est néanmoins pas vrai dans le cas de surfaces forestières d'ampleur continentale très importantes. Ainsi, en Amazonie, 25 à 35% de la pluviométrie serait issue du recyclage des pluies (Mateucci *et al.*, 2011). Les modèles prédisent une diminution des précipitations de 25% en réponse à une déforestation quasi-totale de la forêt amazonienne (Fort, 1999). En climat tempéré, les auteurs russes écrivent que les très grandes forêts d'Europe et d'Asie augmenteraient le volume des écoulements en raison des pluies abondantes générées (Cosandey, 2006). En effet, à l'échelle de ces très grandes surfaces forestières, la présence de la forêt modifie les échanges surface-atmosphère en termes de chaleur et d'humidité. Elle entraîne une baisse de l'albédo et une meilleure absorption énergétique. La rugosité de la canopée a un effet sur les flux de chaleur, les circulations atmosphériques locales et donc sur la genèse des précipitations (Hamilton *et al.*, 2008).

Pour le cas particulier de secteurs à brouillards fréquents, la forêt peut favoriser la condensation (Fiquepron *et al.*, 2011).

Une étude menée par Sun (2006) a permis d'évaluer, en utilisant une méthode de calcul semi-empirique de l'évapotranspiration de la forêt, l'impact d'un reboisement à l'échelle de la Chine. Du fait de l'augmentation de l'évapotranspiration associée, une telle modification de l'occupation du sol entraînerait une réduction de débit de 50 mm/an dans les régions arides et jusqu'à 300 mm/an dans les régions subtropicales.

Dumas (2011) a développé une méthode permettant de calculer les précipitations arrivant au sol sous couvert forestier, à l'échelle du massif de la Chartreuse (départements de la Savoie et de l'Isère, France), sur la base de l'interprétation des données enregistrées par 50 pluviomètres. Pour chaque tranche altitudinale du massif, dont la superficie est connue (S_{Zalt}), il est possible de calculer annuellement les précipitations reçues au sol (P_{sol}), en tenant compte des précipitations (P), des surfaces (S_{fai}) respectives des différentes formations arborées (fai) et de leur taux d'interception (Int_{fai}). Les pluies moyennes reçues au sol sont ainsi calculées pour chaque tranche altitudinale par pondération des surfaces, grâce à la formule suivante :

$$P_{sol} = \left(\frac{S_{non_arborée}}{S_{Zalt}} \right) P + \sum_{i=1}^{3} \left[\left(\frac{S_{fai}}{S_{nZalt}} \right) (P - Int_{fai}) \right]$$

A l'échelle du massif étudié, les précipitations moyennes, calculées sur la période 1900-1999, sont de 1951 mm par an. Pour une année moyenne, l'interception moyenne sur l'ensemble du massif est proche de 300 mm. La hêtraie-sapinière et la hêtraie soustraient au cycle hydrologique respectivement 311 mm et 358 mm d'eau par an (Dumas, 2011). Malgré une occupation du sol plus réduite, la pessière intercepte une part des pluies nettement plus élevée sur son feuillage, évaluée à 835 mm d'eau par an (Dumas, 2011).

4.3.1.2 Le rôle de la forêt à l'échelle du bassin versant

De nombreuses études ont été menées à l'échelle du bassin versant, notamment en comparant le comportement de deux bassins expérimentaux appariés (Andréassian, 2004). De tels bassins considérés doivent être similaires en termes de taille, géologie et conditions climatiques. Ces bassins sont suivis pendant une période de calibration de manière à caractériser leur comportement. Puis l'occupation des sols est modifiée sur l'un des deux bassins. La plupart de ces études confirment que le débit annuel produit augmente avec la déforestation et diminue avec la reforestation, mais l'impact sur les débits est très variables (Andréassian, 2004). De plus, pour la plupart des bassins versants, cet impact n'est pas stable dans le temps.

La forêt permet un stockage d'eau plus important, notamment lors de pluies courtes et de faible intensité (Hamilton *et al.*, 2008). La déforestation semble clairement augmenter les débits de base alors que la reforestation les diminue (Andréassian, 2004). Les effets semblent se faire ressentir après une modification de plus de 25% de l'occupation du sol du bassin versant. La forêt semble également avoir un impact sur la distribution saisonnière des écoulements, notamment sur les écoulements liés à la fonte de neige, retardée sous forêt. La reforestation entraine aussi un retard de la date où un pourcentage donné de l'écoulement annuel s'écoule à l'exutoire. La déforestation de bassins aurait pour conséquence d'augmenter les débits de pointe et les volumes de crue (Andréassian, 2004). Cependant, les résultats sont plus variables que ceux concernant l'étude du débit annuel produit (Andréassian, 2004). Pour les événements hydrologiques dont la période de retour est élevée, l'impact d'une reforestation est faible voir nul. L'effet de la modification du couvert forestier n'est pas stationnaire. Un bassin déforesté, après une augmentation importante du débit produit, tend à revenir à son état initial, c'est-à-dire à sa propre relation précipitation-débit, puisque la forêt se développe à nouveau en évoluant selon une succession de types de végétation (Andréassian, 2004).

Cosandey (1995) souligne la complexité des effets des aménagements forestiers sur la ressource en eau, la dispersion des valeurs étant très importante. Cosandey (1995) cite cependant les résultats de Bosch et Helwett (1982) pour qui l'accroissement de l'écoulement suit le taux de déboisement avec des valeurs différentes en fonction de la végétation.

Les résultats de plusieurs études menées à l'échelle du bassin versant sont présentés dans le Tableau 47.

Auteur	Objet d'étude	Méthodologie	Résultat
Sahin et Hall (1996)	145 bassins versants	Interprétation de données de terrain	pour différents pourcentages de surface déforestée, et différents types de forêt, les rendements en eau en eau augment. L'augmentation du rendement est plus importante pour une forêt de conifères que pour une forêt de feuillus, ce qui démontre que l'évapotranspiration est plus importante pour des peuplements de résineux que pour des peuplements de feuillus.
Serrano-Muela (2008)	Bassins versants pyrénéens	Interprétation de données de terrain	les différences de coefficient d'écoulement, correspondant au rapport ruissellement/précipitations, semblent étroitement liées à l'interception par le couvert forestier et à la transpiration par les plantes pendant la période végétative.
Trinquet (2009)	18 paires de bassins versants aux Etats-Unis, en France, en Afrique du Sud et en Australie	pour chaque couple de bassins versants, un des deux bassins versant a subi soit une coupe à blanc, soit un incendie, soit une plantation d'arbres (pour les bassins versants initialement recouverts de prairie).	après une coupe, il a été montré que le débit journalier augmente, en moyenne de 10 à 100%, durant quelques années après la coupe, la coupe forestière entraînerait ainsi une réduction de l'évapotranspiration, il existe une relation entre la variation maximale du débit interannuel suite à une coupe et le déficit d'écoulement P-Q, suite à une coupe, les débits augmentent puis diminuent jusqu'à un minimum inférieur au débit initial, atteint au bout de quelques dizaines d'année puis ils augmentent à nouveau jusqu'à atteindre le débit initial. Cette tendance est essentiellement observée sur les débits d'étiage, il existe une influence des plantations sur les débits. Après une plantation, les débits diminuent en moyenne de 30 à 100%. Le débit minimum semble être atteint 20 à 25 ans après la plantation.
Andréassian (2002)	63 petits bassins versants du Massif Central, de surface inférieure à 100 km², qui, du fait de la déprise agricole, voient leur taux de reboisement croître depuis 1945	Le modèle pluie-débit à réservoirs CR4j a été sélectionné pour modéliser le comportement des bassins. Les données de l'IFN (Inventaire Forestier National) ont été utilisées sur 34 de ces bassins versants pour définir l'évolution du couvert forestier. Plusieurs paramètres ont été pris en compte pour caractériser le couvert forestier : le volume exploitable au km², l'accroissement du volume exploitable au km², la surface terrière au km². Afin d'évaluer l'impact hydrologique de l'évolution de l'occupation des sols, des tests de stationnarité ont été appliqués sur les 63 bassins, ce qui a permis de mettre en évidence une forte proportion de bassins non stationnaires, sans pour autant qu'il n'y ait de direction très claire dans cette non-stationnarité. L'hypothèse d'un lien entre les tendances hydrologiques et forestières a été testée en comparant un indice d'évolution du comportement hydrologique à l'évolution de la surface terrière.	Bassin par bassin, il n'a pas été possible de montrer d'influence claire de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique, quelle que soit la variable hydrologique étudiée.
Cosandey *et al.* (2003)	Différents bassins versants méditerranéens	Interprétation de données de terrain	La forêt diminue le débit annuel, par l'interception d'une partie des précipitations, d'autant plus lorsque les pluies sont fréquentes et de faible intensité, et par l'utilisation plus efficace des réserves du sol pendant les mois d'été. Ainsi, les débits de pointe sur les bassins versants forestiers sont 50% plus faibles que sur les bassins non forestiers, la déforestation semble augmenter les débits de pointe et entraîner des décrues plus rapides, le bassin versant devenant plus réactif. La déforestation favoriserait ainsi l'écoulement rapide en limitant le stockage et en réduisant l'infiltration.
Fort (1999)	2 bassins versants des Alpes de Haute Provence : le Busquet et Laval	Interprétation de données de terrain	Le taux de boisement influence le débit de pointe et le temps de réponse de chaque bassin versant
Fort (1999)	Différents bassins versants européens: - des bassins versants recouverts d'herbacées, de 6 à 210 ha, avec une pluviométrie variant de 2728 à 3032 mm/an, - des bassins versants recouverts de forêt de 20 à 479 ha, et une pluviométrie variant de 577 à 2238 mm/an	Interprétation de données de terrain	Le rapport débit/pluie incidente est de 90% pour des bassins recouverts de prairie et il varie de 10 à 80% pour des bassins recouverts de forêt (Tableau 48)
Fort (1999)	3 bassins versant en Lozère, sur la période 1981 à 1983 (pluviométrie est comprise entre 1722 et 1809 mm/an): - un bassin versant de 81 ha de recouvert de pelouse - un bassin versant de 19 ha de recouvert d'épicéas, - un bassin versant de 54 ha de recouvert de hêtres ont un rapport de 76%	Interprétation de données de terrain	Le bassin versant recouvert de pelouse a un rapport Q/P de 90% alors que les bassins versants forestiers ont un rapport de 76%
Fort (1999)	Plusieurs bassins versants du Pays de Galles, de surface comprises entre 308 et 347 ha, la pluviométrie variant entre 2328 et 2458 mm/an: - 2 bassins versants recouverts d'épicéas (à hauteur de 48 et 77%) et de prairie (à hauteur de 52 et 23%) - un bassin versant recouvert exclusivement de prairie	Interprétation de données de terrain	Le rapport Q/P des deux bassins recouvert d'épicéas et de prairie est évalué à 76 et 78% lorsqu'il est évalué à 85% pour le bassin versant recouvert exclusivement de prairie
Le Bloas (1997)	Un échantillon de bassins versants du Massif Central	Interprétation de données de terrain	Sur 3 bassins ayant connu un fort boisement, les écoulements annuels et les débits d'étiage étaient en décroissance par rapport à un bassin versant resté peu boisé
Probst *et al.* (1995)	Deux bassins versants: - le bassin versant de Stengbach de 80 ha dans le massif Vosgien - un bassin versant sur le Mont Lozère de 19,5 ha	Interprétation de données de terrain	Sur le bassin de Stengbach (Vosges), peuplé d'épicéas, la différence P-Q diminue avec la hauteur précipitée. A partir d'un seuil (P-Q=0,9.ETP), les pluies additionnelles sont disponibles pour l'écoulement. Un tel phénomène pourrait être lié à la saturation de la canopée qui intercepte une part de la pluie. Sur le Mont Lozère, la différence P-Q augmente avec la hauteur précipitée. Il semblerait que dans ce cas l'évapotranspiration joue un rôle important tout au long l'événement pluvieux.
Vernier *et al.* (2003)	2 bassins versants dans les landes Gasconnes, de 2460 et 9490 ha. La pluviométrie moyenne pour ces bassins est d'environ 900 mm/an. L'un est forestier, l'autre est partiellement occupé par des zones agricoles.	Interprétation de données de terrain	A volume de pluie et à linéaire de cours d'eau identique, la production hydrique du bassin versant forestier est plus faible. Un tel phénomène peut être lié à l'interception et à la transpiration plus importante en forêt
Maréchal (2009)	Un hydrosystème forestier tropical, en Inde	Bilan chlorures, fluctuation de la piézométrie, géophysique, hydrochimie et analyse du signal de débit	Il existe un déficit dans la recharge du bassin versant étudié d'environ 100 mm/an, par rapport à un bassin versant non boisé, déficit attribué à la consommation du couvert forestier par évapotranspiration
Poff *et al.* (2012)	9 sites d'Arizona, où la pluviométrie varie de 230 à 1143 mm/an, observés depuis les années 50. Chaque site comprend plusieurs bassins versants de taille comprise entre 22 et 6662 ha.	Interprétation de données de terrain	Sur chacun des sites, la conversion de forêt en prairie, la réalisation d'éclaircie ou les incendies ont entrainé des augmentations de débit moyen annuel notables (Poff, 2012). Cela peut être lié à une réduction de l'évapotranspiration lors du déboisement.
Fort (1999)		Etude comparative de bassins versants	L'écoulement est plus faible sur des bassins forestiers du fait d'une interception plus élevée, d'une meilleure infiltration et d'une plus forte évapotranspiration. Le phénomène est d'autant plus important que les saisons sont contrastées et que le sol est profond. La destruction partielle ou totale du couvert forestier entraine une augmentation de l'intensité et de la fréquence des crues. Lors d'une crue, le temps s'écoulant entre l'averse et la montée en crue diffère aussi en fonction du taux de boisement

Tableau 47 : Synthèse d'études du rôle quantitatif de la forêt à l'échelle du bassin versant

	Le Busquet	Laval
Surface (ha)	108	86
Précipitations moyennes annuelles (mm)	850	850
Taux de boisement (%)	87	32,5
Débit maximal ($m^3/s/km^2$)	2,2	23,5
Temps de réponse	Plus lent	Plus rapide

Tableau 48 : Taux de boisement et fonctionnement hydrologique de deux bassins versants alpins (Fort, 1999)

4.3.1.3 Le rôle de la forêt à l'échelle du peuplement

Dans cette partie les observations de phénomènes liés au bilan hydrique et aux écoulements en forêt à échelle très locale sont présentées.

Le rapport entre l'évapotranspiration des herbacées et celle d'une forêt varie de 0,8 à 1 (Fort, 1999). Hudson et al (1999 cité par Maître et Jenni, 2007) ont mesuré une évapotranspiration représentant 45% des précipitations pour une forêt contre 22% pour une prairie. L'évapotranspiration passe par un maximum lorsque la forêt a environ 40 à 60 ans (Fort, 1999). A l'échelle saisonnière, pour les arbres caduques, l'évapotranspiration augmente régulièrement du débourrement jusqu'au développement complet des houppiers. L'enlèvement total ou partiel du couvert forestier entraine une réduction de l'évapotranspiration, de 17% pour des Pins Douglas après éclaircie (Fort, 1999). L'évapotranspiration redevient identique 4 ans après l'opération (Fort, 1999), du fait du développement du couvert forestier.

La pluie efficace serait 20% plus importante sous les feuillus que sous les résineux (Breda, 1999). L'étude de la variation du niveau des nappes perchées par Aussenac (1980) permet d'évaluer l'influence des peuplements sur le bilan en eau, notamment sur l'évapotranspiration réelle. Pendant l'hiver, le niveau de la nappe est en moyenne plus élevé sous les feuillus. L'écart s'atténue en mars, les nappes perchées disparaissent en juin et réapparaissent en été, plus hautes sous les résineux que sous les feuillus. L'évapotranspiration des résineux serait donc moins importante que celle des feuillus en été alors qu'elle serait plus importante que celle des feuillus en hiver.

La différence d'évapotranspiration entre forêt et herbacées est importante sur sol profond et lors de saisons hydrologiquement contrastées. En Australie, la conversion d'une forêt d'eucalyptus en culture a entraîné une réduction de l'évapotranspiration de 10%, une augmentation des flux d'eau sous-racinaires (de 0,1 mm/an initialement, ils ont atteint 1 à 50 mm/an après conversion), une

montée du niveau piézométrique et une augmentation de 30% du débit de surface (Scanlon, 2007). L'effet d'une coupe rase dans les Apalaches a été étudié pendant 2 ans par Quals *et al.* (2000 cité par Maître et Jenni, 2007). Le flux d'eau sous racinaire était de 550 mm/an pour une station témoin, et de 810 mm/an pour un secteur ayant subi une coupe rase. Manerkaski *et al.* (2005 cité par Maître et Jenni, 2007) ont étudié le niveau piézométrique pendant 5 an dans un bassin ayant subi une coupe partielle (de 10 à 30%) puis une régénération. Ils ont montré que cela n'avait pas eu d'influence sur le niveau piézométrique. On peut cependant se demander si la surface de coupe était significative par rapport à la surface du bassin versant. Henriksen et Kirhkusmo (2000 cité par Maître et Jenni, 2007) ont étudié le niveau piézométrique d'une nappe souterraine peu profonde et ont observé une augmentation du niveau piézométrique pendant 2 ans après une coupe rase. En période de repos végétatif, l'infiltration est plus élevée sous peuplement de feuillus que sous les résineux. En période de végétation, l'infiltration dépend essentiellement du stade de développement et de la structure du peuplement. Lors d'une coupe rase, l'infiltration augmente dans un premier temps puis elle diminue avec la croissance des plantations. Avec l'âge du peuplement, l'infiltration diminue (Vernier *et al.*, 2003). Une étude menée sur 6 ans a permis de comparer le fonctionnement des forêts de hêtre et d'épicéa. L'infiltration était ainsi moins importante, de 36%, sous les épicéas (Maître et Jenni, 2007). Durant les années très sèches ou très humides les différences s'atténuent. Une étude réalisée sur une futaie de feuillus en Haute Belgique, sur la période 1964 – 1968, montre que 75% des pluies s'écoulent en profondeur en hiver, contre 18% en période végétative (Fort, 1999). Si un déboisement est réalisé sur moins de 20% de la surface étudiée, cela n'entraîne pas d'effet sur l'écoulement (Fort, 1999).

4.3.1.4 Les processus associés au rôle hydrologique de l'arbre ou de la forêt

Les processus importants liés à l'impact quantitatif de la forêt où de l'arbre sont discutés, à savoir :

- le potentiel d'évaporation en forêt,
- l'interception,
- la transpiration,
- l'utilisation d'eau par la plante hors transpiration,
- l'évaporation des sols sous forêt,
- la dynamique d'utilisation des réserves en eau du sol forestier,
- l'infiltration dans les sols forestiers.

La description de l'ensemble des processus mène à l'élaboration d'un modèle conceptuel du rôle quantitatif joué par la forêt sur le bilan hydrique et les écoulements.

4.3.1.4.1 Considérations générales

Il est important de noter que l'évapotranspiration d'une surface végétalisée, jouant un rôle majeur dans le bilan hydrique en forêt, se compose de l'évaporation de l'eau interceptée, de la transpiration végétale, et de l'évaporation à la surface du sol (Figure 166). L'évapotranspiration dépend de 2 facteurs : l'énergie disponible, qui dépend du bilan radiatif et de l'advection, et l'eau disponible, qui dépend des précipitations mais aussi des réserves en eau du sol utilisables par la végétation. Le type de végétation intervient sur ces paramètres (Cosandey, 1995). La forêt utilise plus d'eau par évapotranspiration que les zones agricoles ou les prairies (Hamilton *et al.*, 2008, Van Dijk et Keenan, 2007) et produit moins de ruissellement rapide, de recharge des aquifères et d'écoulement dans les rivières (Van Dijk et Keenan, 2007).

D'après Fort (1999), l'évapotranspiration annuelle d'une forêt est plus élevée qu'une prairie pour les raisons suivantes :

- la surface foliaire est plus importante,
- l'enracinement est plus profond,
- l'énergie disponible pour l'évaporation plus élevée du fait de l'albédo plus faible et de la turbulence de l'air plus importante.

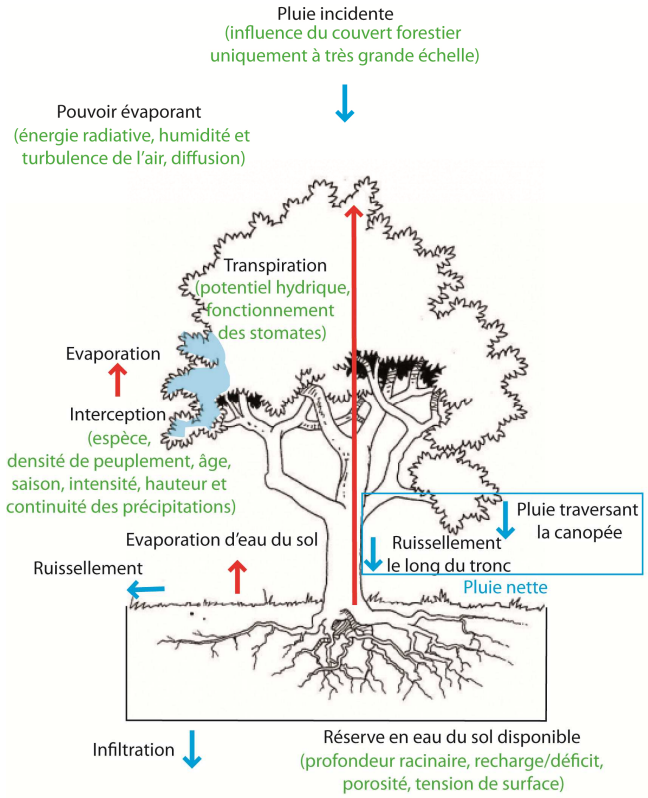


Figure 166 : Processus physiques du bilan hydrique à l'échelle d'une forêt – en vert : paramètres majeurs influençant les processus (d'après la synthèse bibliographique réalisée dans le cadre de la thèse)

L'évapotranspiration fait intervenir des processus complexes dont la compréhension est encore approximative (Cosandey, 2000). Les hydrologues ont donc eu recours à des hypothèses simplificatrices, dont la notion d'évapotranspiration potentielle (ETP), correspondant à l'évapotranspiration maximale lorsque l'eau n'est pas un facteur limitant. L'ETP calculée à l'aide de la formule de Penman Monteith par exemple, correspond à l'évaporation d'une pelouse suffisamment étendue, en bon état et convenablement alimentée en eau. L'ETP Penman Monteith peut être considérée comme la demande climatique qui ne dépend pas du comportement de l'eau dans le sol, ni de la végétation, ni de l'albédo (Cosandey, 2000). Il est peu probable que l'ETP Penman Monteith représente l'évaporation maximale possible d'un couvert forestier (Cosandey, 2000). La taille de la végétation comme les apports advectifs affectent le flux de transpiration : l'évapotranspiration réelle (ETR) en forêt peu parfois dépasser l'ETP Penman Monteith (Cosandey, 2000).

4.3.1.4.2 La forêt et le potentiel d'évaporation atmosphérique

Cosandey (2006) affirme que la présence de la forêt augmente le pouvoir évaporant de l'atmosphère (somme de l'énergie radiative et de l'énergie advective), à cause d'un albédo plus faible et d'une plus forte rugosité (qui entraîne une hausse de la turbulence de l'air et de l'énergie advective). Le taux d'évaporation est contrôlé par la rugosité aérodynamique de la surface. La rugosité des forêts est plus élevée, donc le taux d'évaporation y est 3 à 5 fois plus élevé (David *et al.* dans Birot *et al.*, 2011).

4.3.1.4.3 L'interception en forêt

Lors des épisodes pluvieux une partie de la pluie atteint le sol par égouttage ou par écoulement le long du tronc, l'autre partie est interceptée par la biomasse aérienne et évaporée. Les nombreuses études sur l'interception donnent des résultats très dispersés. L'interception augmente pour des pluies fréquentes et de faible intensité. La quantité d'eau interceptée augmenterait avec la durée et la hauteur totale des précipitations (Cosandey, 1995 ; David *et al.*, 2011 ; Fort, 1999). L'interception serait limitée par la capacité de saturation de la canopée, d'environ 4 mm selon Probst *et al.* (1995). Cette capacité de saturation varierait de 1 à 4 mm en forêt tempérée selon Fort (1999).

Ambroise *et al.* (1995) affirment que la reprise évaporatoire de l'interception représente la composante principale de l'ETR. Dumas (2011) montre, sur une étude à l'échelle du massif de la Chartreuse, que pour des épisodes pluvieux d'une faible intensité journalière (une averse inférieure à 5 mm), l'interception peut dépasser 50% de la pluie incidente quelle que soit la formation arborée considérée. L'interception diminue assez rapidement lorsque l'épisode pluvieux devient plus important (supérieur à 15 mm). Sous forêt métropolitaine, Fiquepron *et al.*

(2011) retiennent un ordre de grandeur de 20 à 30 % d'interception des précipitations sur une année. L'interception des résineux est en général plus importante que celle des feuillus (Fiquepron *et al.*, 2011 ; Tableau 49).

Auteur(s)	Taux d'interception de feuillus (%)	Taux d'interception de résineux (%)
Humbert et Najjar (1992)	14 à 32	18 à 43
Fort (1999)	15 à 30	25 à 45
Probst *et al.* (1995)		34
Ambroise *et al.* (1995)	20	25 à 32
Dumas (2011)	15,6 à 19,7	38,5
Aussenac *et al.* (1980)	6 à 21	32 à 37
Aussenac (1968)	31 à 43	16,9

Tableau 49 : Evaluation de l'interception de peuplements de feuillus et de résineux

Lors d'une éclaircie, les quantités d'eau arrivant au sol sont plus importantes. D'après Fort (1999), le sous-bois et la litière peuvent aussi jouer un rôle dans l'interception (1 à 5% des précipitations). Par ailleurs, la capacité de stockage de neige par interception est près de 5 fois plus élevée que celle de la pluie.

4.3.1.4.4 Utilisation des flux d'eau par le couvert forestier

La transpiration du couvert végétal dépend du fonctionnement des stomates à travers lesquels la vapeur d'eau s'échappe. Le système constitué par les stomates, le xylème et le système racinaire constitue un circuit à « résistances » hydrauliques variables. La différence de potentiel hydrique d'un point à l'autre de ce système est responsable de la circulation de l'eau par transpiration (Cosandey, 2000). Seule une petite partie de l'eau circulant dans l'arbre est utilisée pour le métabolisme cellulaire ou redistribuée sous forme de sève élaborée (Fort, 1999). La majeure partie de l'eau transite par le végétal avant de passer en phase gazeuse au sein des stomates, dont le degré d'ouverture est modulable. Les stomates se ferment quand l'air est sec, la température est élevée et l'état hydrique du sol diminue (Fort, 1999). La transpiration peut être évaluée à partir de la mesure du flux de sève. Les résineux présentent des vitesses de conduction de la sève dans le xylème plus faibles que les feuillus, mais la section d'aubier conductrice est plus élevée : les flux totaux s'équilibrent entre feuillus et résineux (Fort, 1999).

La transpiration dépend de la résistance stomatique du couvert mais aussi de la résistance aérodynamique (moins importante dans le cas d'un couvert forestier, à l'inverse pour les herbacées). Elle varie ainsi en fonction de l'environnement microclimatique de l'arbre (Fort, 1999). La transpiration présente des variations journalières (le maximum étant en milieu de journée) et

saisonnières. Elle varie aussi en fonction du statut de l'arbre (dominant ou dominé) (Fort, 1999). Plusieurs valeurs de transpiration sont indiquées dans le Tableau 50.

Auteur(s)	Valeur	Unité	Type de peuplement	Remarque
Fort (1999)	10 à 175	l/j	Arbre adulte	
Fort (1999)	2 à 4	mm/j	Peuplement en milieu tempéré	
Ambroise *et al.* (1995)	4,5	mm/j	Pessière de 30 ans	Evalué par mesure du flux de sève. Plus faible pour une pessière vieillissante

Tableau 50 : Valeurs de transpiration évaluées par différents auteurs

La part de transpiration et d'interception dans l'évapotranspiration totale varie en fonction des auteurs (Tableau 51). Il semble cependant que pour des peuplements adultes en bon état physiologique la transpiration soit plus importante que l'interception.

Auteur(s)	Part d'interception %	Part de transpiration %	Type de peuplement
David *et al.* cités par Birot *et al.*, 2011	25	75	forêts méditerranéennes
Probst *et al.* (1995)	58	42	Peuplement mature d'épicéas en déclin dans le massif Vosgien
Probst *et al.* (1995)	25	75	jeune peuplement d'épicéas dans le massif Vosgien

Tableau 51 : Part de transpiration et d'interception dans l'évapotranspiration des peuplements forestiers

L'eau stockée dans les tissus et utilisée pour la photosynthèse représente une faible part du flux total (Sabaté *et al.*, 2011). Dans une forêt de chênes verts les flux associés à chaque mécanisme sont détaillés dans le Tableau 52.

Mécanisme	Flux (mm/an)
Transpiration	463
Eau libre dans les tissus	11 à 17
Eaux utilisée pour la photosynthèse	2,3
Respiration	1,2

Tableau 52 : Mécanismes et flux d'eau associés pour un peuplement de chênes verts (Sabaté et al., 2011)

4.3.1.4.5 L'évaporation du sol

Mis à part les régions arides et les forêts ouvertes soumises à de petites pluies fréquentes, l'évaporation directe des sols humides peu profonds est fréquemment considéré comme négligeable (David *et al.* dans Birot *et al.*, 2011). En effet, le couvert forestier protège la surface du sol de l'évaporation, par réduction de la radiation et du vent (Fort, 1999). D'après Breda (1999), l'évaporation du sol correspond à 5% de l'évaporation totale lorsque l'indice foliaire (LAI) atteint 4. L'évaporation du sol peut atteindre 50 % de l'évaporation totale si le LAI descend en dessous de 2. Notons que le LAI de peuplements forestiers est présenté dans la partie 4.3.2, et que le LAI d'herbacées est compris entre 0.87 et 4.60 (Willaert *et al.*, 2005). L'évaporation du sol et du sous-bois est donc inversement proportionnelle à l'indice foliaire des arbres.

4.3.1.4.6 Utilisation des réserves en eau du sol

La forêt a un potentiel d'utilisation des réserves en eau du sol plus important que les herbacées (Cosandey, 1995). Pour que la présence de la forêt influence l'utilisation des réserves, il faut :

- que les sols soient suffisamment profonds,
- un climat avec des périodes de déficit hydrique (P<<ETP) et des périodes de surplus hydrologique (P>>ETP).

Le point de flétrissement permanent des espèces ligneuses correspond à un potentiel hydrique plus faible que celui des herbacées : les arbres peuvent donc extraire plus d'eau du sol (Duchaufour, 1970 cité par Fort, 1999). La prospection racinaire importante des arbres leur donne de fortes capacités de mobilisation de l'eau du sol (Fiquepron *et al.*, 2011, Badeau et Breda, 2008). En profondeur, les surfaces d'échange sol/racine diminuent. Les racines profondes peuvent cependant jouer un rôle en période de déficit hydrique (Fort, 1999). Il est donc nécessaire de prendre en compte la profondeur maximale colonisée par les racines fines des arbres. A cette profondeur, il y a peu de racines fines mais elles assurent la quasi-totalité de l'approvisionnement en eau des arbres pendant l'été (Badeau et Breda, 2008). Le phénomène de succion par une forêt de pins maritimes agit sur le niveau de la nappe jusqu'à ce que celle-ci soit descendue à une profondeur de 1 mètre environ (Vernier *et al.*, 2003). La surface foliaire (évaluée par le LAI) influence la quantité d'eau disponible dans le sol (Breda, 1999). Si le couvert forestier est développé, celle-ci diminue plus vite, la date d'atteinte du déficit est plus précoce et l'épuisement des réserves est plus intense (Figure 167).

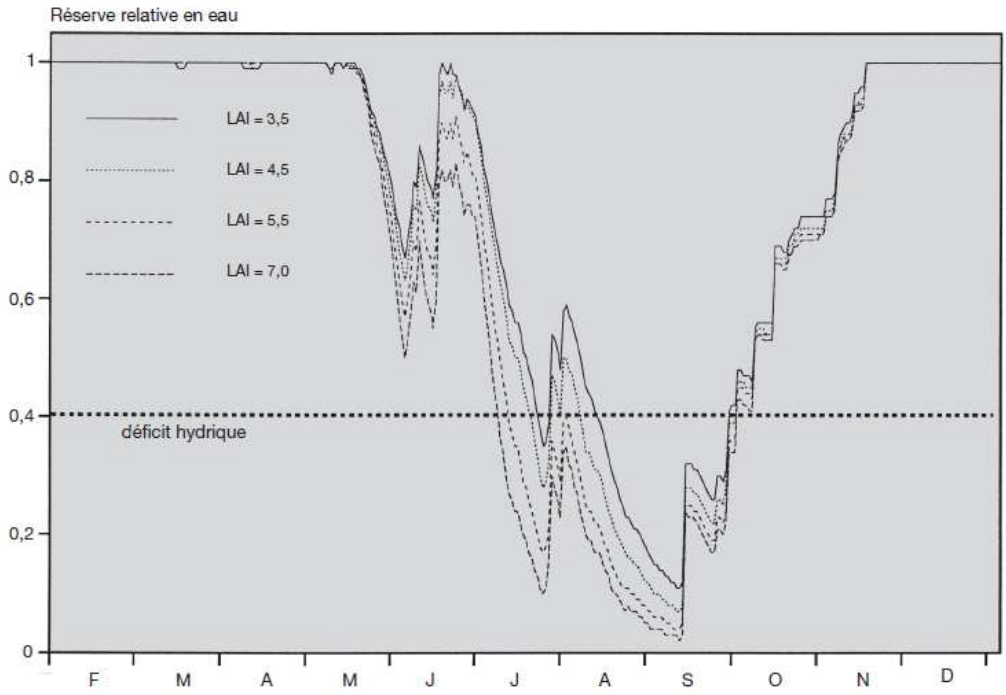


Figure 167 : Exemple d'évolution saisonnière de la réserve relative en eau d'un sol en fonction de l'indice de surface foliaire (LAI) (Breda, 1999)

Le sol forestier constitue des réserves plus importantes pendant la saison humide. Du fait de sa capacité, en saison sèche, à mobiliser des eaux du sol en profondeur, la forêt évapotranspire davantage et plus longtemps. En début de la saison humide, la reprise de l'écoulement sera plus tardive en forêt. Par exemple, dans un petit bassin versant de Bretagne, la reprise de l'écoulement est retardée d'environ 2 mois par la présence du couvert forestier (Cosandey, 1995).

4.3.1.4.7 Influence de la forêt sur l'infiltration

Les forêts favorisent l'infiltration de l'eau, en influençant fortement les caractéristiques hydrauliques des sols (Fiquepron *et al.*, 2011). Grâce à leur forte production organique, une activité biologique intense au niveau du sol et une prospection racinaire importante, elles favorisent la rugosité et la porosité des sols, propriétés favorables à l'infiltration (Lavabre et Andréassian, 2000 dans Fiquepron *et al.*, 2011 ; Maître et Jenni, 2007), d'où l'existence de voies d'écoulement préférentielles (Fort, 1999). Barati *et al.* (2002, cité par Maître et Jenni, 2007) ont mesuré par des anneaux de Munz des capacités d'infiltration sous forêt plus élevées que sous prairie, d'un facteur 5. Ambroise *et al.* (1995) affirment ainsi que le ruissellement est généralement absent des versants vosgiens, du fait de la nature filtrante des sols et de la continuité du couvert forestier. Ils affirment également que la matière organique augmente la rétention hydrique du sol. Les solutions aqueuses contenues dans le sol ont ainsi une tension superficielle plus faible ce qui augmente la mouillabilité des sols. Ce phénomène est d'autant plus important sous une hêtraie et sous une chênaie que sous des résineux ou de la pelouse.

4.3.1.4.8 Modèle conceptuel du fonctionnement hydrologique d'un peuplement forestier

Au regard des nombreuses études menées sur le rôle joué par le couvert forestier sur le bilan hydrique et l'infiltration, un modèle conceptuel du fonctionnement hydrique de la forêt peut être proposé (Figure 166).

Les précipitations brutes ne sont influencées par la présence du couvert forestier que dans le cas de très grands territoires forestiers (forêt amazonienne par exemple). On ne considèrera pas cet effet à l'échelle du bassin versant de Volvic.

La pluie incidente est en partie interceptée par le couvert forestier (15 à 30% dans le cas d'un peuplement de feuillus et 25 à 45 % dans le cas d'un peuplement de résineux). L'eau interceptée est évaporée en fonction du potentiel d'évaporation atmosphérique. Ce potentiel d'évaporation est influencé par la forêt puisqu'il dépend notamment de la turbulence de l'air, influencée par la rugosité de la canopée, et de l'albédo de la surface végétalisée.

La pluie incidente non interceptée (pluie nette) alimente le réservoir sol. Cette eau est ensuite répartie en 4 fractions :

- une partie est transpirée par le couvert forestier (entre 2 et 4 mm/j). Cette fraction représente environ 75 % de l'ETR pour une forêt adulte en période végétative,
- une partie, très limitée par la présence de la couverture forestière, représentant environ 5 % de l'évapotranspiration totale, est évaporée au niveau du sol,
- une partie est stockée dans le sol,
- une partie, la pluie efficace, alimente les écoulements de surface et souterrains.

Enfin le sol forestier, de par sa structure, sa composition et la présence de racines, favorise l'infiltration par rapport au ruissellement.

4.3.2 Modélisation du rôle hydrologique joué par la forêt

Article soumis au journal Hydrological Processes le 25 septembre 2012.

Hydrological modelling of the forest cover at the watershed scale. Application to the Volvic watershed (France)

Simon Rouquet [12, 13], Patrick Lachassagne[a], Emmanuel Ledoux[b]

Abstract

The water resources of many European regions, including the Massif Central in France, are located in forest land. In the Volvic area (Puy-de-Dômes, France), and the Massif Central as a whole, agricultural decline has seen an increase in afforestation since the 1960's. Forest cover has a quantitative impact on evapotranspiration, and therefore on water system replenishment, as proved by many studies carried out over the past 20 years. The sustainable management of water resources in forest land therefore requires modelling tools to be implemented on the scale of the catchment area. A simple and practical method was developed to model the quantitative role played by forest cover on the water balance. This method can be used to calculate evapotranspiration depending on the type of planting, while taking into account a physiological factor, Leaf Area Index (LAI). The forest water balance calculation model was coupled with the MODCOU hydrological model, which simulates surface and groundwater flow runoff on the scale of the catchment area. The model was applied to a small, mountainous and forest catchment area, the Volvic forest catchment area (40 km^2), which supplies the deep boreholes of Volvic Natural Mineral Water. The application of the model simulating the quantitative impact of the forest was highly satisfactory in the Volvic catchment area, and it can easily be applied to other forest catchment areas.

1. Introduction

Since the 1960's, the rural regions of France have witnessed agricultural decline. On a national scale, this phenomenon has led to a rate of forest cover that currently stands at 28% (Fiquepron et al., 2011) and continues to rise. Certain French regions, including the Massif Central, are particularly affected by agricultural decline (Cavailhes and Normandin, 1993). A number of studies have demonstrated the beneficial effect of forest cover on the quality of water systems, especially in terms of sediment transport and diffuse pollution (Hamilton et al., 2008, Fiquepron, 2012), in comparison with other modes of land use (grassland, farming). Forest cover also has a quantitative impact on water resources. The higher potential evapotranspiration, higher interception and a greater quantity of available soil water mean that the forest evaporates more and runoff is reduced. However, there is great disparity between the values put forward (Cosandey, 2006).

On a regional scale, Sun (2006) has assessed the impact of afforestation of the whole of China using a semi-empirical method to calculate forest evapotranspiration. Changing how the land is used in this way would lead to a reduction in the discharge of 50mm/year in arid regions and up to 300mm/year in subtropical regions.

Many studies have been undertaken on the catchment area scale, including by comparing the behaviour of two experimental catchment areas similar in size, geology and climatic conditions (Poff, 2012). Most of these studies confirm that the annual discharge produced increases with deforestation and reduces with reforestation, but the impacts on rates of flow are very variable (Andréassian, 2004). Sahin and Hall (1996) carried out a study on 145 catchment areas, demonstrating how outlet discharge increases following deforestation. Cosandey (2003) has also demonstrated how forests reduce the annual rates of flow and the reactivity of the catchment area to rainfall, comparing data from different Mediterranean catchment areas. Based on a study of 82 catchment areas, Komatsu *et al.* (2011) have shown that under climates that experience high rainfall in winter, coniferous forests evapotranspirate more than deciduous forests.

On the plot scale, forests play a role in various water balance processes. Cosandey (2006) asserts that forest cover, on account of its lower albedo and higher rugosity, increases the evaporative potential of the atmosphere. During rainfall, a part is intercepted by the aerial biomass before reaching the ground. However, numerous studies about interception rate have given a very diverse set of results (Cosandey, 1995). Wei *et al*. (2005) propose interception values of between 15 and 30% of incident rainfall for the forests of China. Coniferous trees generally record higher interception levels than deciduous trees (Fiquepron *et al*., 2011). Humbert and Najjar (1992, cited by Cosandey, 2006) reach figures of 18 to 43% of interception in coniferous forests

[12] Evian Volvic World Sources, Service Environnement et Ressources en Eau, BP 87, 74503 Evian Cedex, France ; simon.rouquet@danone.com; patrick.lachassagne@danone.com
[13] Centre de Géosciences, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 35, rue Saint Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex, France ; emmanuel.ledoux@ensmp.fr

and 14 to 32% in deciduous forests. Interception increases when rainfall is frequent and low in intensity (David *et al,*, 2011; Fort, 1999). Transpiration, the process by which water is transported from the roots to the leaves, varies from 2 to 4 mm per day in temperate environments (average values recorded in an oak grove, a spruce stand and a pine forest during a vegetative period) (Fort, 1999). It displays daily variations (the maximum is in the middle of the day) and seasonal variations (Fort, 1999). In Mediterranean forests, evapotranspiration can be broken down into 75% transpiration and 25% interception (David et al., 2011). In the case of mature spruces in decline in the Vosges Massif, Probst *et al*. (1995) show that transpiration represents 42% of evapotranspiration. The deep root prospection of trees gives them a high capacity to mobilise water from the soil (Fiquepron *et al*., 2011). The permanent wilting point in forests corresponds to the lower water potential: trees can extract more water from the soil than herbaceous plants (Duchaufour, 1970 cited by Fort, 1999). In order to the role of the forest can play a part in the use of water reserves, the soil must be deep enough and the climate must have periods of water stress and periods of water excess (Cosandey, 1995). Forests promote water infiltration by strongly influencing the hydraulic characteristics of soils (Fiquepron et al., 2011). Under forest cover, there is a high level of organic production and intense bacterial activity. Moreover, the root network in forests is particularly developed. These characteristics promote porosity of soil. These properties are favourable to underground transfers (Lavabre and Andréassian, 2000, Maître and Jenni, 2007), hence the existence of preferential flow paths (Fort, 1999).

Several models have been developed to represent the quantitative role played by forest cover at different spatial and temporal scales. Semi-empirical formulae have been proposed by several authors to assess evapotranspiration in forests on an annual (Zhang, 2001) or monthly scale (Sun et al., 2011; Komatsu, 2010). The accuracy of some of these models will be discussed below. The BILJOU model (Granier *et al*., 1995; Granier, 1999; Badeau and Breda, 2008) was devised to calculate the various water flows of the water balance in forests. However, this model was calibrated on a plot scale, and cannot be used to calculate runoff on a catchment area scale. The WASSI model (Sun *et al.*, 2011) can be used to calculate the water balance on a catchment area scale by incorporating a semi-empirical method to take into account evapotranspiration in forests. However, this model operates at a monthly time step. Several coupled models using a semi-mechanistic approach have also been developed, and require a large set of parameters. For example, the MIKE SHE model calculates water flow on a catchment area scale and incorporates a method developed by Kristensen and Jensen (1975, cited by Zhang, 2008) to calculate the water balance in forests. The FOREST-BGC model (Running, 1987) simulates the water balance in addition to carbon allocation, the growth of plantings, respiration, the function of leaf litter and nitrogen mineralisation. Finally, Feikema (2012) has developed a coupling tool, integrating a forest growth model and a hydrological model, and applied it on the scale of a forested catchment area. Therefore, there is no simple method to model the water balances in a forest (i.e. involving a low number of parameters), coupled with a hydrological model on a catchment area scale. Moreover, in order to simulate surface and underground runoff in a detailed manner, it appears necessary to develop such a method at a daily time step.

Different types of model can be used to simulate the hydrological and hydrogeological functioning of a water system on the scale of its catchment area, including analytical solutions, "black box" type models and deterministic models. Analytical solutions offer accuracy in terms of their mathematical developments, but assume homogeneous geological and hydrodynamic conditions (Dassargues, 1991 cited by Ledoux, 2010). "Black box" models require neither a very sophisticated functional description of the catchment area nor the attribution of a physical significance to the parameters of the model. It is therefore, in theory, simpler to implement this type of model. Its drawback lies in the fact that a relatively long series of observations is required to statistically calibrate the parameters (Ledoux, 2010). In this type of model, it is also difficult to accurately take into account the spatialisation of soil use. Deterministic models of runoff and/or transfer must be used for water systems with complex geometry, and when the physical characteristics of the environment are heterogeneous. Compared to black box models, deterministic models need a good description of the functioning of the catchment area; these are referred to as behaviour models (Adebnego *et al*., 1989). Coupling surface flow models with vadose and groundwater flows models must take into account, as accurately as possible, the physical phenomena acting on water flow. The basic mechanisms governing groundwater flow in porous media are particularly well known and can be processed using digital methods. The more complex mechanisms that govern surface flow and infiltration into the ground can be processed empirically using parametric models. Using the MODCOU coupled model (Ledoux, 1980) it is therefore possible to break down the chain of mechanisms in such a way as to reproduce, as accurately as possible, the interactions between the different sub-systems on the scale of the catchment area.

At present, 52% of the area of the Volvic catchment area (Puy-de-Dôme, France) has forest cover, as afforestation has constantly been on the increase since the 1960's. This catchment area supplies the Volvic catchments, which natural mineral water is exported to 65 countries (web site www.volvic.fr). Given this context, management is required on a catchment area

scale in such a way as to protect the water resource. The metrology of the Volvic water system is therefore monitored closely (rainfall, piezometry, discharge of springs and pumpings). Given the way in which forest cover is extending over the Volvic area and the importance of the quantitative impact of the forest, it appears necessary to develop a modelling tool coupled with the water balances in the forest and water flow at the scale of the catchment area. As part of the European Life SEMEAU project (www.life-semeau.eu), a method of modelling the hydrological impact of the forest has been developed in the Volvic catchment area. This method can be applied to any other forest catchment area. Implementing this tool at the Volvic site will make it possible to support the forest management policies implemented by the CEPIV (environmental committee for the protection of the Volvic impluvium). The aims of these policies include stimulating public and private forest management over the whole catchment area. Simulating the quantitative role played by forest cover on the recharge of the aquifer is therefore a major challenge for the Volvic site. It is also of more general importance in terms of managing water resources in forest catchment areas.

2. Hydrogeological and environmental context

The catchment area supplying the Volvic water system, which is tapped, particularly for natural mineral water bottling, covers an area of approximately 40 km² (Figure 1). This catchment area is subject to a climate strongly influenced by orographic effects. Moreover, approximately 52 % of the surface area is covered by forest, which has a major influence on water balances. The forest area consists of 42 % deciduous trees (mainly beech, Fagus sylvatica), 38% forest extensions (a sign of the significant influence of agricultural decline) and 20% conifers (mainly Douglas Pine, Pseudotsuga menziesii). The geological structure of the site is relatively complex: much of the Variscan crystalline substratum, which is considered as impervious, is covered by lava flows and scorias produced by Quaternary strombolian volcanoes (Boivin *et al.*, 2009) (Figure 1). Lavas were channelized into paleovalleys dug in the crystalline basement. In sectors where the crystalline substratum is outcropping, runoff is predominant and water infiltrates at the contact with volcanic formations. In the area covered by volcanic formations, 100% of effective rainfall infiltrates into the ground. This effective rainfall depends on climatic parameters but also on the type of vegetation that evapotranspirates. Water that has infiltrated the ground then passes through the thick vadose zone formed by lava flows and scorias (Figure 2). Groundwater then drains down the impervious basement slides until it reaches the heart of the paleovalleys, which are saturated with water. Once in the saturated part of aquifer, the water flows eastwards, towards the springs located at the lava flow front. Some of this water is catched at a shallow depth by a drinking water supply gallery and, at a greater depth, by natural mineral water boreholes. As this catchment area is particularly well monitored, a large amount of data is available in order to study its hydrogeological functioning. Several detail studies have been carried out to define the crystalline basement morphology, the volcanic filling geometry, and the whole water system functioning (Rouquet, 2012). This forest catchment area therefore appears to be particularly well suited to implement surface and underground flow modelling.

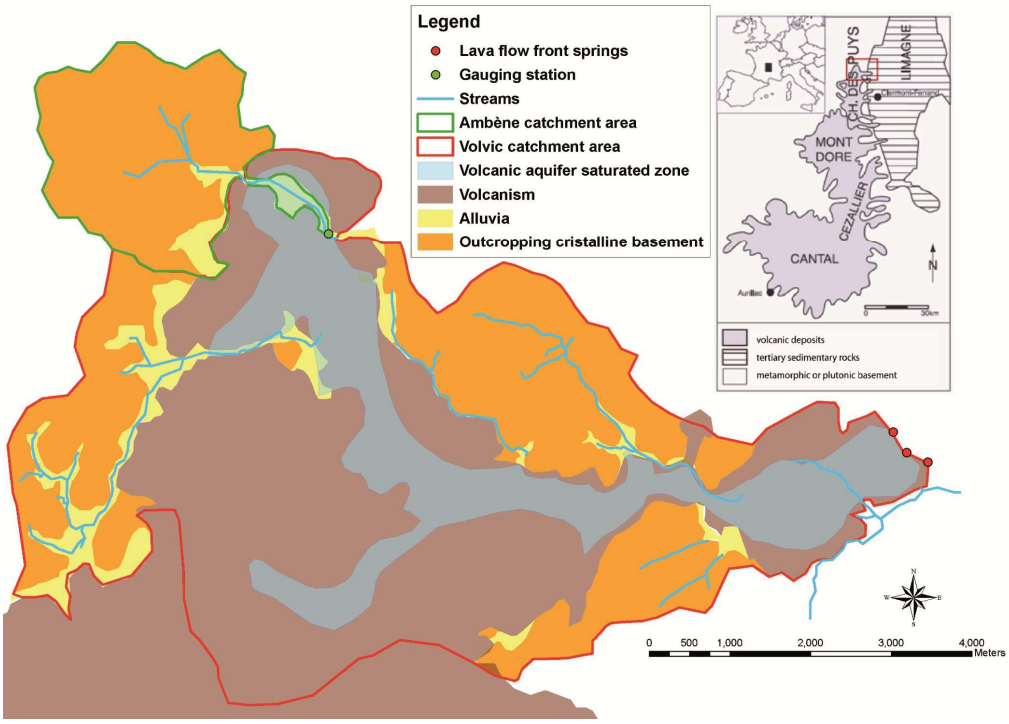


Figure 1: Map of the Volvic catchment area

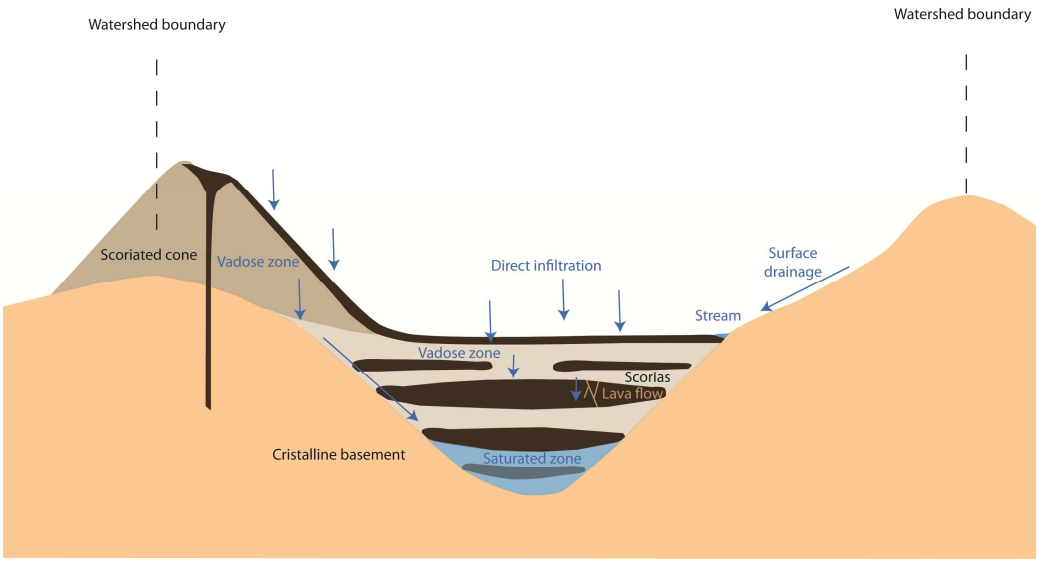


Figure 2: Diagram of the hydrogeological functioning of the Volvic water system (after Joux, 2002)

3. Methodology

In order to model the impact of the forest on the water balance, one or several functional variables need to be defined to describe the capacity of the forest cover to mobilise flows of water. These variables must make it possible to differentiate between the behaviour of various types of forest and to take into account the seasonal variations of the vegetative period. Leaf Area Index (LAI; in m^2/m^2), which refers to the projected surface area of leaves (m^2) per area of ground (m^2), is defined by Breda (1999) and Running (1987) as the functional variable of the vegetation structure that governs water flows. LAI explains the main differences in water functioning between deciduous and coniferous forest Breda (1999). LAI varies from 3 to 6 for deciduous trees and can reach 20 for conifers. LAI varies depending on the age, type and density of the planting, and also according to the seasonal dynamic and the soil water availability (Breda, 1999). As shown in Figure 3a, the interception of rainfall is directly linked to LAI (Breda, 1999). If soil water availability is not a limiting factor, forest cover transpiration is at a maximum, and is also directly proportional to LAI (Breda, 1999) (Figure 3b). Evaporation from the soil and undergrowth transpiration are also proportional to the quantity of net radiation that penetrates the canopy and is inversely proportional to LAI. LAI affects the quantity of water available in the soil (Breda, 1999) (Figure 3c). If the forest cover is developed, the available soil water reduces more quickly, water deficit is reached earlier and the depletion of reserves is more intense (Breda, 1999).

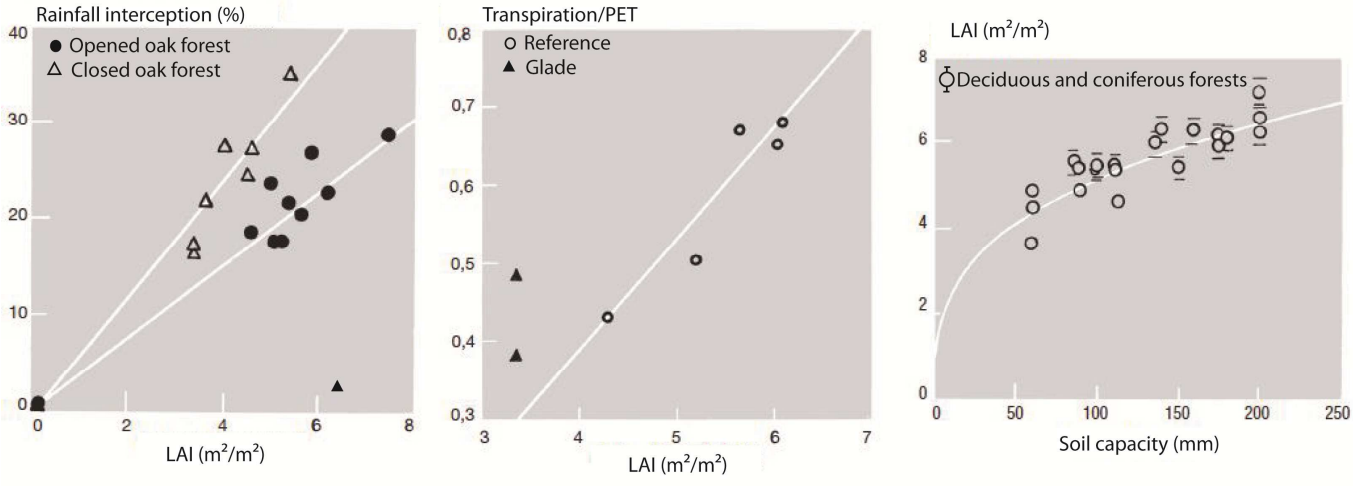


Figure 3: Examples of the relationship between LAI and rainfall interception (a), ratio between maximum transpiration and Penman PET (b), and soil water holding capacity (c) (after Breda, 1999)

Several semi-empirical methods of calculating evapotranspiration in forests, using LAI as the functional variable, have been developed and tested on the catchment area scale. Of these methods, those of Zhang (2001) and Sun *et al.* (2011) can be used to assess evapotranspiration in forests, at an annual and monthly time step respectively. First of all, a critical study of these methods was carried out. For this purpose, the methods were applied to the Ambène (Figure 2) catchment area, a small granitic catchment area located next to the Volvic catchment area. This catchment area, 32% of which is covered by forest, is especially

reactive to rainfall, and is characterised by an absence of groundwater flow. Among the tested methods, Sun's method seemed more relevant but displayed limitations identified during the exercise.

Next, a new method was developed to take into account the role of the forest when calculating the water balance. This method uses a functional variable that is of key importance in forests: LAI (Breda, 1999). This parameter varies depending on the species and the type of forest, as well as the season, the density of the forest and forestry practices. The water balance calculation method used makes it possible to vary the potential evapotranspiration and the amount of water available for vegetation.

The forest water balance calculation model was coupled with the MODCOU calculation chain, which simulates surface flow and groundwater flow in the vadose zones and in the aquifer. The entire model was applied on the scale of the Volvic catchment area and was calibrated in such a way as to reproduce, as far as possible, the discharge from the springs at the lava flow front.

4. Tests on existing models

Several methods have been developed to assess the evapotranspiration in forests, on the scale of the catchment area. These include the models developed by Zhang (2001), which is applicable at an annual time step, and Sun *et al.* (2011).

The model developed by Zhang (2001) to calculate real annual evapotranspiration for a given type of plant cover is set out as follows:

$$(1) \qquad RET_{Zhang} = P \times \frac{1 + w\frac{PET}{P}}{1 + w\frac{PET}{P} + \left(\frac{PET}{P}\right)^{-1}}$$

Where:

- w is the plant-available water coefficient and it represents the relative difference in the way plants use soil water for transpiration. w=2 for forests and w=0.5 for grassland,
- RET_{Zhang}: real evapotranspiration calculated by Zhang's model (mm),
- PET: potential evapotranspiration calculated by the method of Priestley and Taylor (mm),
- P: annual rainfall (mm).

In a catchment area consisting of forests and herbaceous plants, total evapotranspiration is as follows:

$$(2) \qquad RET_{Zhang}^{total} = f \times RET_{Zhang}^{forest} + (1-f) \times RET_{Zhang}^{herbaceous}$$

Where:

- RET_{Zhang}^{total} : real evapotranspiration calculated by Zhang's model for the whole catchment area (mm),
- RET_{Zhang}^{forest} : real evapotranspiration calculated by Zhang's model for the part of the catchment area occupied by forest (mm),
- $RET_{Zhang}^{herbaceous}$: real evapotranspiration calculated by Zhang's model for the part of the catchment area occupied by herbaceous plants (mm),
- f: fractional forest cover.

Zhang (2001) proposes a generalisation of this model calibrated with the annual data from 250 observed catchment areas:

$$(3) \qquad RET_{Zhang} = P \times \left(f \times \frac{1 + 2\frac{1410}{P}}{1 + 2\frac{1410}{P} + \frac{P}{1410}} + (1-f) \times \frac{1 + 0.5\frac{1100}{P}}{1 + 0.5\frac{1100}{P} + \frac{P}{1100}} \right)$$

Where:

- P: annual rainfall (mm),
- f: fractional forest cover,
- 1410 and 1100: potential evapotranspiration of forest and herbaceous plants which was obtained by a least squares fit based on the data listed by Zhang *et al*. (1999, cited by Zhang, 2001).

The model developed by Sun *et al.* (2011) can be used to calculate monthly evapotranspiration from LAI, rainfall and Penman-Monteith PET data. In forest catchment areas at latitudes higher than 40°, the formula proposed by Sun *et al*. (2011) and tested on several catchment areas in the United States is as follows:

$$RET_{Sun} = O.4 \times PET + 7.87 \times LAI + 0.00169 \times PET \times P \quad (4)$$

Where:

- RET_{Sun}: real evapotranspiration calculated by Sun's model (mm),
- PET: potential evapotranspiration (mm),
- P: annual rainfall (mm),
- LAI: Leaf Area Index (m^2/m^2).

The two models were tested on the scale of the Ambène catchment area (Figure 2). As this catchment area is particularly reactive (concentration time less than one day), real evapotranspiration was quite accurately calculated from the difference between the rainfall and runoff on the basement and alluvial part of the catchment area at an annual time step. Rainwater that fell onto volcanic formations was not taken into consideration because 100% of this water infiltrates deeply.

Using the standard and generalised models proposed by Zhang (2001) (Eq. 1), we can calculate the annual theoretical evapotranspiration of the Ambène catchment area. For the standard model, and in order to adapt Zhang's model (2001) to local climatic parameters, we will assume that the potential evapotranspiration of grassland is equal to Penman-Monteith PET and that the PET of a forest is equal to:

$$PET_{forest} = PET_{Penman\ \ Monteith} \times \frac{1410}{1100} \quad (5)$$

Where:

- PET_{forest}: potential evapotranspiration of forest cover (mm),
- $PET_{Penman\ Monteith}$: Penman-Monteith potential evapotranspiration (mm),
- 1410 and 1100: potential evapotranspiration of forest and herbaceous plants (Zhang *et al*., 1999, cited by Zhang, 2001) which was obtained by a least squares fit based on the data listed by Zhang *et al*. (1999, cited by Zhang, 2001).

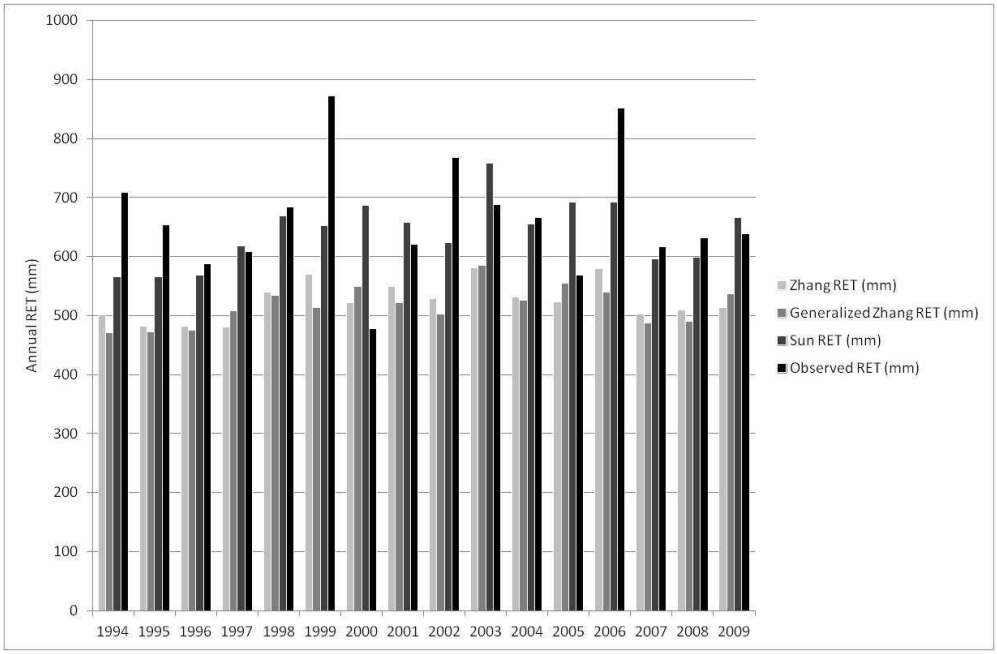


Figure 4: Real annual evapotranspiration simulated by models developed by Zhang (2001) (Eq. 1), Zhang (generalised) (2001) (Eq. 3) and Sun *et al.* (2011) (Eq. 4) on the Ambène catchment area

It is evident that the annual evapotranspiration calculated by both of Zhang's models (2001) (Eq. 1 and 3) is systematically lower than the real evapotranspiration in the Ambène catchment area (Figure 4). The mean deviation over the period in question is 21% for Zhang's standard method (2001) (Eq. 1) and 22% for the generalised method (Eq. 3). The overall mean deviation for Sun *et al.*'s model (2011) (Eq. 4) is approximately 12%. This last model therefore appears to be more accurate than Zhang's model (2001), even though the differences are significant in certain years (2000 and 2006 for example)

At a monthly time step, evapotranspiration as calculated by Sun *et al.*'s method (2011) underestimates the amplitude of seasonal variations in years with a major difference between winter and summer evapotranspiration (Figure 5). Nevertheless, this model does appear to correctly simulate monthly evapotranspiration during an average year (1995, 2000, 2005, 2007, for example).

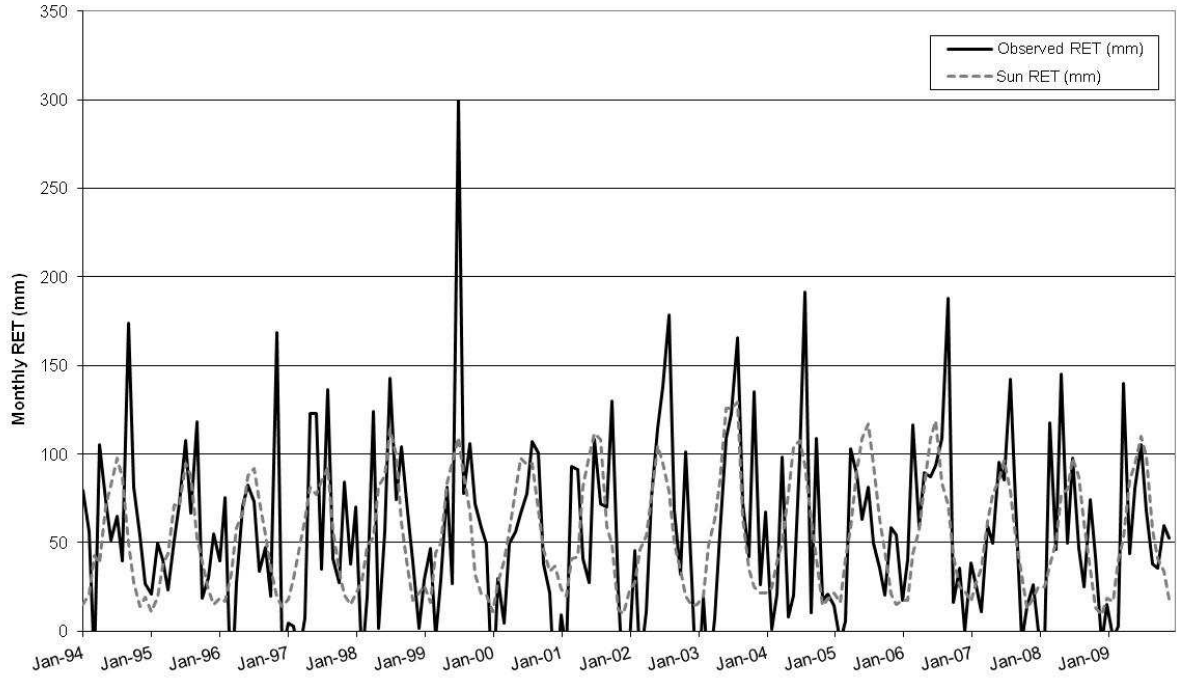


Figure 5: Real monthly evapotranspiration calculated using Sun *et al.*'s method (2011) and real monthly evapotranspiration determined by the water balance in the Ambène catchment area

Sun *et al.*'s model (2011) does not take into account the amount of water in the soil at a daily time step. To this effect, a method needs to be developed to take into account the evapotranspiration demand in forests and the quantity of water stored in the ground at a daily time step. Sun's model may, however, prove practical for calibrating the new forest water balance calculation model at a monthly time step.

5. Implementation of modelling

5.1. The MODCOU model

In order to simulate surface and groundwater flow on the scale of the Volvic catchment area, the MODCOU coupled model (Ledoux, 1980), which was developed by the Paris School of Mines (Mines-ParisTech), was used and adapted to the specific conditions of the Volvic water system. The model developed in this way is a spatially discretised model that takes into account differences in soil use and operates at a daily time step. The structure of the model developed for the quantitative modelling of the whole Volvic catchment area is described in Figure 6.

A forest model can be used to calculate the PET of a forest according to the Penman-Monteith PET and the LAI, and also to vary the reserve of water available for evapotranspiration depending on the LAI. The daily water balance is computed in each mesh of the model depending on the vegetation cover (grassland, deciduous forest, coniferous forest, mixed forest).

A surface module called MODSUR1 calculates surface drainage to the river meshes using the isochrone method, then calculates the discharge at all points of the stream. This module can also calculate the proportion of surface water that infiltrates at the contact with volcanic formations.

A tank series model (NONSAT) simulates infiltration via volcanic materials in the vadose zone to the substratum or to the top of the saturated zone. The number of reservoirs directly below a mesh is directly proportional to the thickness of the underlying vadose zone.

The module named MODSUR2 drains groundwater flow along the granitic bedrock covered with volcanic formations to the saturated zone located in the heart of the paleovalleys.

The NEWSAM module calculates groundwater flow in saturated environments according to the diffusivity equation, using the finite difference method.

This model is then used to calculate the discharge of surface stream, piezometry, the discharge of springs at the flow front at a daily time step, the impact of pumping, etc.

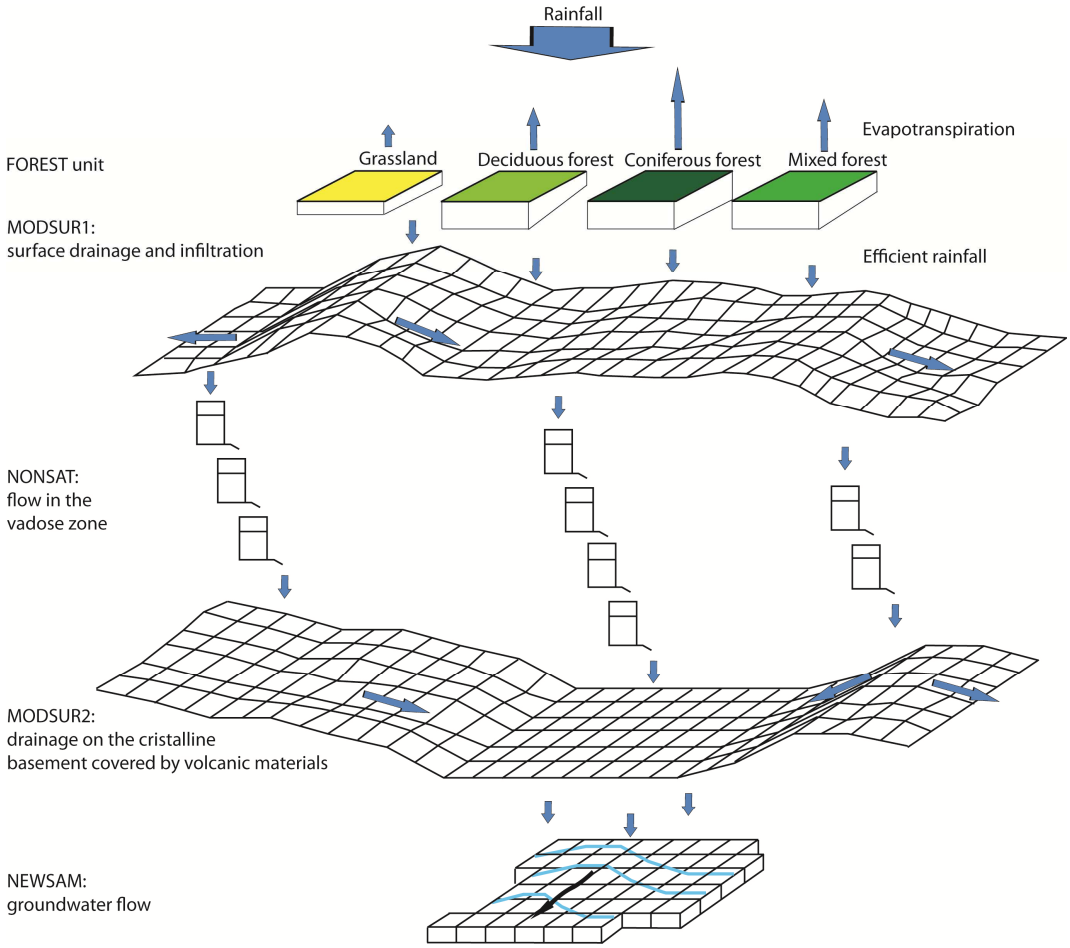


Figure 6: structure of the model simulating the Volvic water system and the role played by forest cover

5.2. Forest hydrological role modelling, calibration of the forest module

A specific module was developed to take into account the quantitative role played by forest cover in the water balance (forest module of the MODCOU model). In this module, which calculates the water balance at a daily time step, potential evapotranspiration and the amount of soil water available for the vegetation depend on a key functional variable, the LAI. The potential evapotranspiration under different types of forest cover is calculated by taking into account the evaporative capacity of the atmosphere (Penman-Monteith PET representative of a grassland surface) and the transpiration capacity of plant cover (a function of LAI). The following formula is applied to calculate potential evapotranspiration at a daily time step:

$$PET_{forest} = \alpha \times PET_{PM} + \beta \times LAI \qquad (6)$$

Where:

- PET_{forest}: potential evapotranspiration of forest cover (mm),
- $PET_{Penman\ Monteith}$: Penman-Monteith potential evapotranspiration (mm),
- α and β: calibration parameters.

This formula is applied to calculate the PET of different types of forest cover. For grassland areas, Penman-Monteith PET is applied directly (α=1; β=0).

In the Volvic catchment area, for a mixed forest (deciduous and coniferous) :

- when α varies from 0.2 to 1, the term α x PET varies from 4 to 20 mm/month in winter and from 18 to 100 mm/month in summer,
- when β varies from 0 to 20, the term β x LAI varies from 0 to 40 mm/month in winter and from 0 to 140 mm/month in summer.

The average rainfall varies from 40 mm/month in winter to 120 mm/month in summer at an altitude of approximately 900 m amsl.

Depending on the season, interception and soil water that can be mobilised by a forest to satisfy the potential evapotranspiration is variable. LAI, which describes the physiological condition of the forest, can be taken as a good indicator of this mobilisable volume of water (Breda, 1999). In our model, it is considered that the volume of water that can be mobilised to satisfy PET is proportional to the LAI and is a function of a fixed reference state. The water reserve available for the vegetation is defined by two parameters, CRT and DCRT (Figure 7), as follows:

$$CRT_{forest} = CRT_0 + \varepsilon 1 \times LAI \quad (7)$$

$$DCRT_{forest} = DCRT_0 + \varepsilon 2 \times LAI \quad (8)$$

Where:

- CRT_{forest}: average level of reservoir in forest (mm),
- CRT_0: average level of reservoir when LAI=0 (mm),
- $DCRT_{forest}$: minimum level of reservoir in forest (mm),
- $DCRT_0$: minimum level of reservoir when LAI=0 (mm),
- $PET_{Penman\ Monteith}$: Penman-Monteith potential evapotranspiration (mm),
- ξ1, ξ2 :calibration parameters.

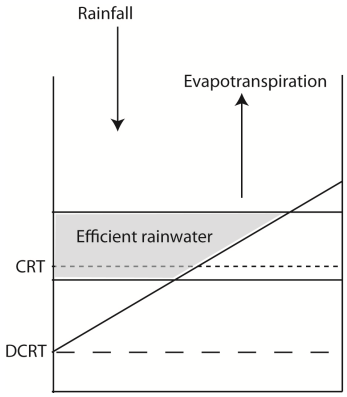


Figure 7: Functioning of the water balance reservoir in MODCOU (Ledoux, 1980)

The model takes into account the seasonal changes in leaf surface area of three types of forest on the Volvic site (deciduous, coniferous and mixed). The LAI used in the model for deciduous forests matches the LAI of a beech, as described by Wang *et al.* (2005). The LAI used in the model for coniferous forests matches that published by Spanner *et al.* (1990). The LAI of a mixed forest is calculated for each month as the average of deciduous and coniferous LAI's (Figure 8).

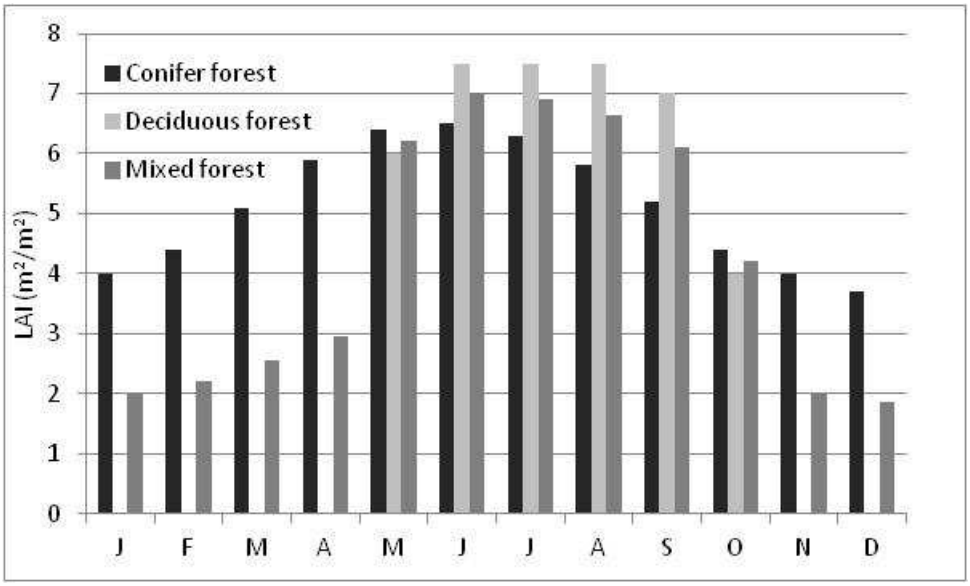


Figure 8: Monthly LAI in deciduous, coniferous and mixed forests used in the model

The forest module was calibrated by simulating the water balances of two fictional granitic catchment areas identical in size and morphology to the Ambène catchment area. One is covered with 100% coniferous trees, the other with 100% deciduous trees.

As the functioning of these small basement catchment areasis not influenced by groundwater flow, only the MODSUR1 module of the MODCOU hydrological model previously described is used. The MODSUR1 module was applied to the morphology of the Ambène watershed and simulates its hydrological functioning from the 1st October 1993 to the 31st December 2009. The model takes into account the daily rainfall measured at the Volvic MeteoFrance weather station, which is modified by the local altitudinal rainfall gradient of 56 mm/100m/year (Joux, 2002) to reproduce the daily rainfall at the average altitude of the Ambène catchment area. The mean annual rainfall during this period is 1006 mm. The daily Penman-Monteith PET is calculated from parameters measured at the Saint-Genès-Champanelle weather station, which is located at an altitude close to the average altitude of the Ambène catchment. Tthe concentration time of the catchment area is set at one day. Parameter sets α, β, ε1 and ε2 are tested systematically with:

- α varying from 0.2 to 1,
- β varying from 0 to 20,
- ε1 and ε2 varying from 0 to 40.

The aim is to select the parameter set that best reproduces the evapotranspiration calculated by the semi-empirical model developed by Sun *et al.* (2011). The final selection is as follows (Figure 9):

- for deciduous forest cover: α=0.7, β=5, ε1=ε2=30,
- for coniferous forest cover: α=0.9, β=3, ε1=ε2=30,

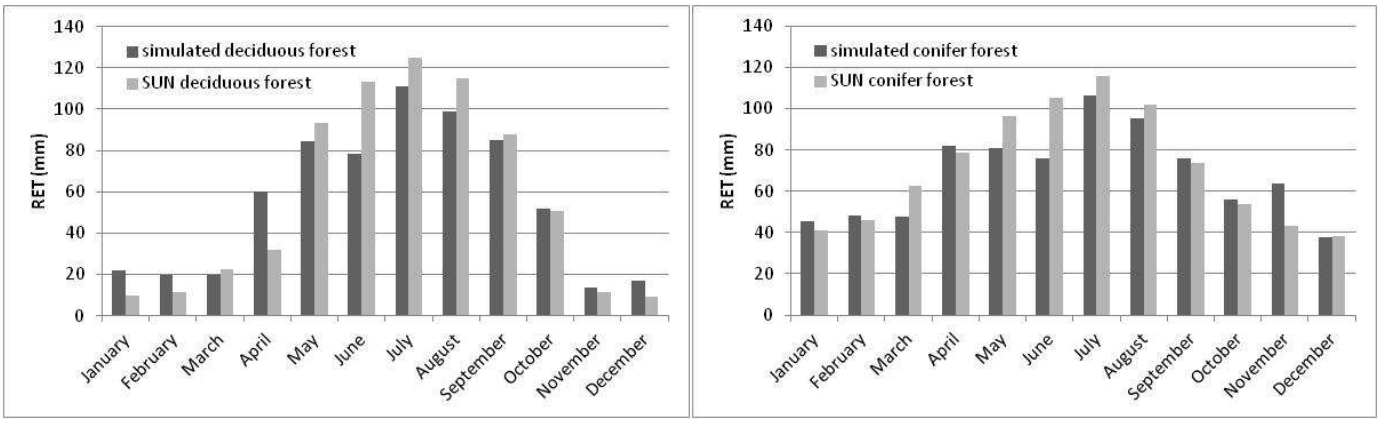


Figure 9: Simulated evapotranspiration and evapotranspiration calculated using Sun *et al.*'s method (2011) on fictional catchment areas covered with a deciduous forest (left), and a coniferous forest (right)

During the calibration phase, it was possible to test the sensitivity of the model to the parameters of the forest module. First of all, in the absence of the forest module coupled with the hydrological model, as in the absence of a variation in the water availability depending on LAI, the RET simulated during the vegetative period is underestimated by 15 to 45% compared to the SUN model, depending on the month in question (Figure 10). Implementing and calibrating the forest module reduced the deviation from the average monthly RET of the SUN model to less than 10% over an average year (Figure 10).

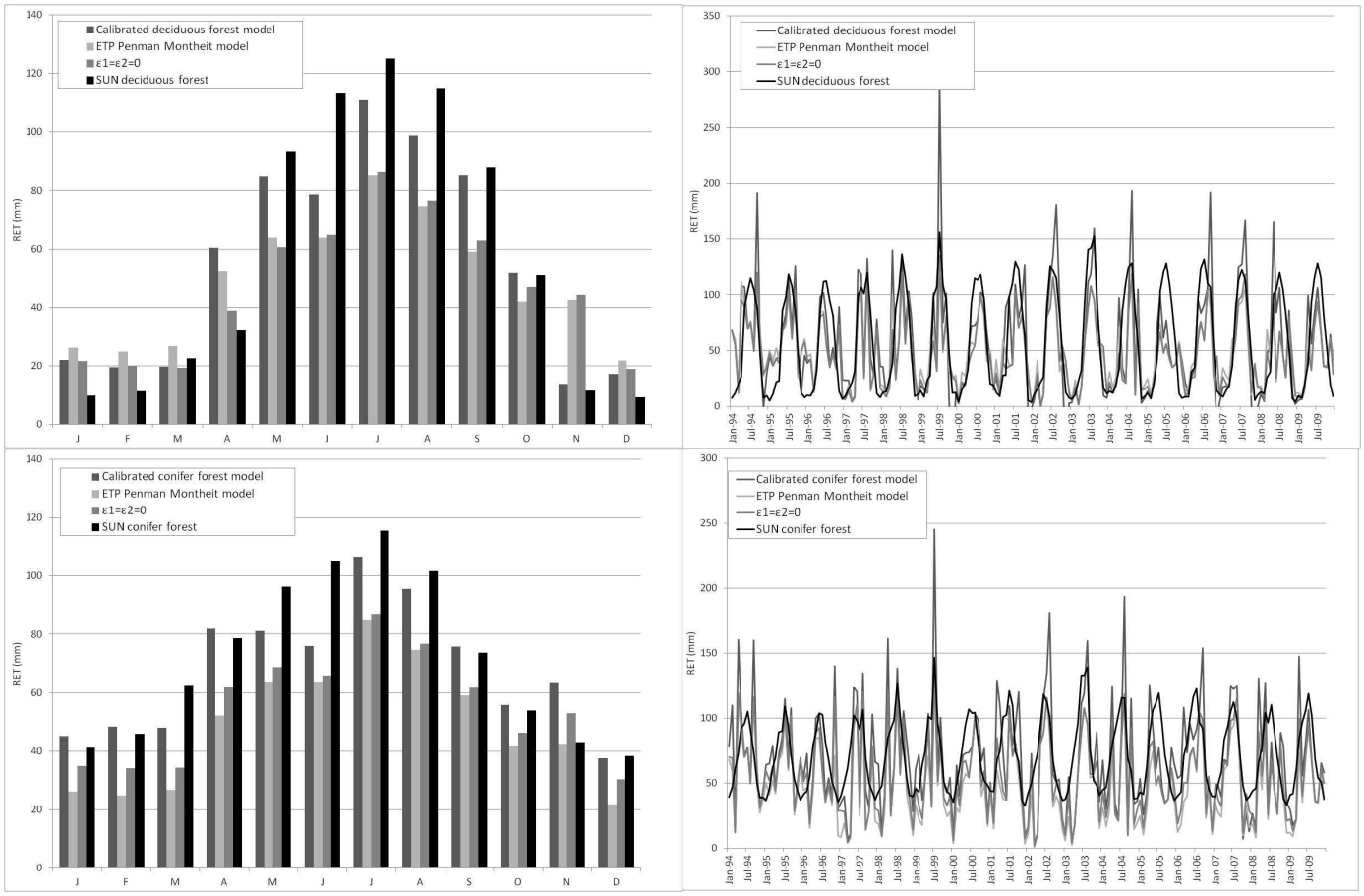


Figure 10: Average monthly RET (left) and monthly RET simulated by the calibrated model (right), by a model not incorporating the forest module (PET = Penman-Monteith PET), by a model with no variation in water stored in the ground depending on LAI, and by the SUN model, for a catchment area covered with deciduous trees (above) and coniferous trees (below)

The impact on the model of varying parameters α, β, ε1 and ε2 was evaluated, particularly on the model of the catchment area covered with conifers (Figure 11):

- when parameter α varies from 0.8 to 1, RET increases by 5 to 15 mm/month in summer and approximately by 20 mm/month in winter,
- when parameter β varies from 1 to 5, RET increases by approximately 5 mm/month in summer and by 5 to 10 mm/month in winter,
- when parameters ε1 and ε2 vary independently of one another, it seems that the configuration ε1=ε2 maximises RET in spring and summer. This configuration was used to calibrate the forest module.
- when parameters ε1 and ε2 vary from 0 to 20, the influence on RET is considerable (on average 8 mm/month in winter to 9 mm/month in summer). The sensitivity of the model decreases with higher ε1 and ε2 values: when ε1 and ε2 vary from 20 to 40, RET increases, on average, by 1 mm/month to 5 mm/month from January to August, and decreases by 2 to 3 mm/month from September to December.

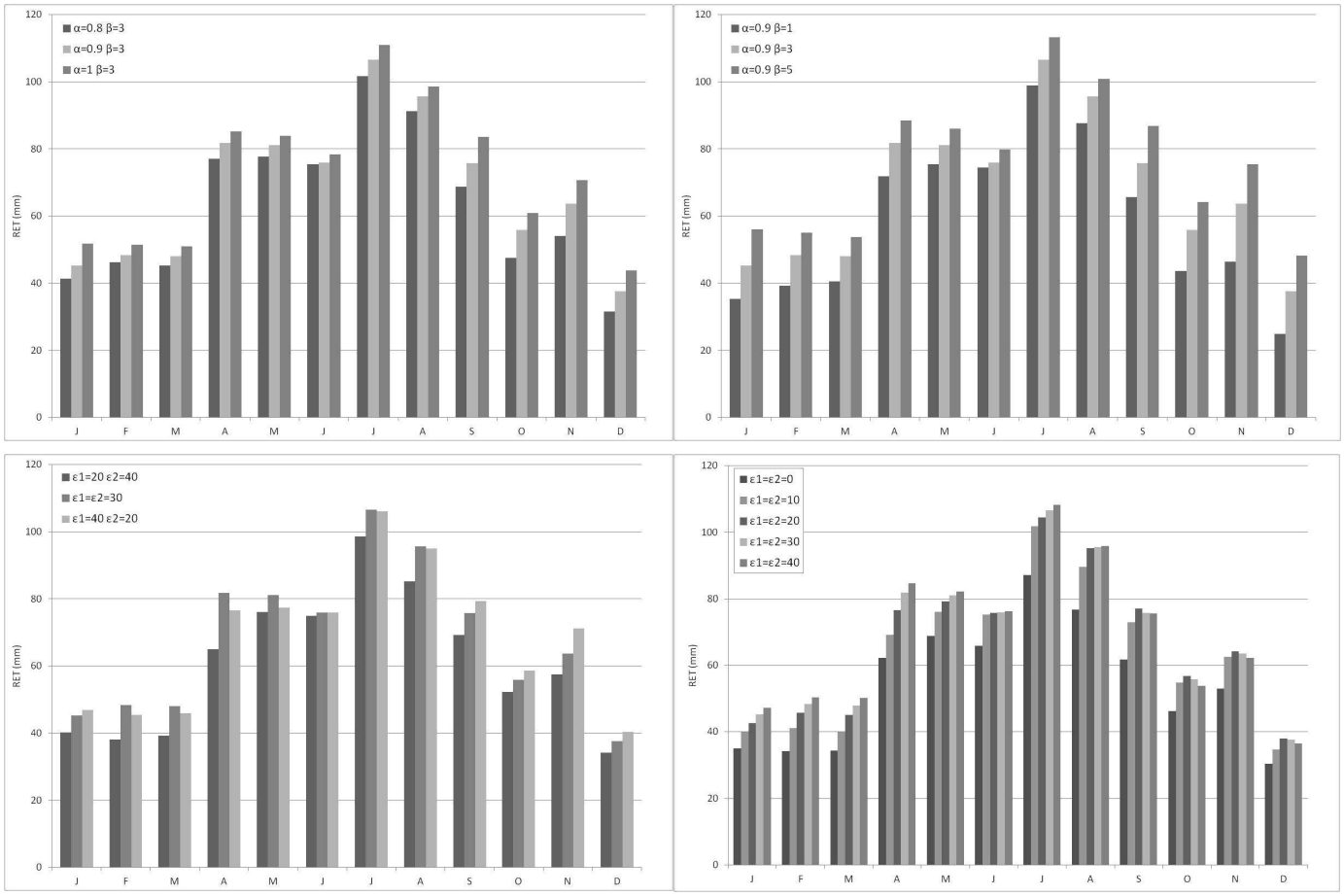


Figure 11: Average monthly variation in RET of the catchment area covered in coniferous trees, depending on parameters α, β, ε1 and ε2

5.3. Application to the Volvic watershed

The MODCOU hydrological modelling tool coupled with the calibrated forest water balance calculation module was applied on the scale of the Volvic water system. The model takes into account rainfall measured at the Volvic Meteo France weather station at a daily time step. It also incorporates the local altitudinal rainfall gradient of 56 mm/100m/year (Joux, 2002) to spatialise the rainfall over the whole catchment area, whose altitude ranges from 400 to 1100 m amsl. The forest water balance calculation module incorporates parameters α, β, ε1 and ε2 taken from the calibration described above, and the Penman-Monteith PET measured at the Saint-Genès-Champanelle weather station, spatialised using the local altitudinal gradient of 24 mm/100m/year (Joux, 2002). The spatial distribution of forest types is defined according to the inventory of forest plantings, which was carried out in 2011 as part of the SEMEAU project (Figure 12).

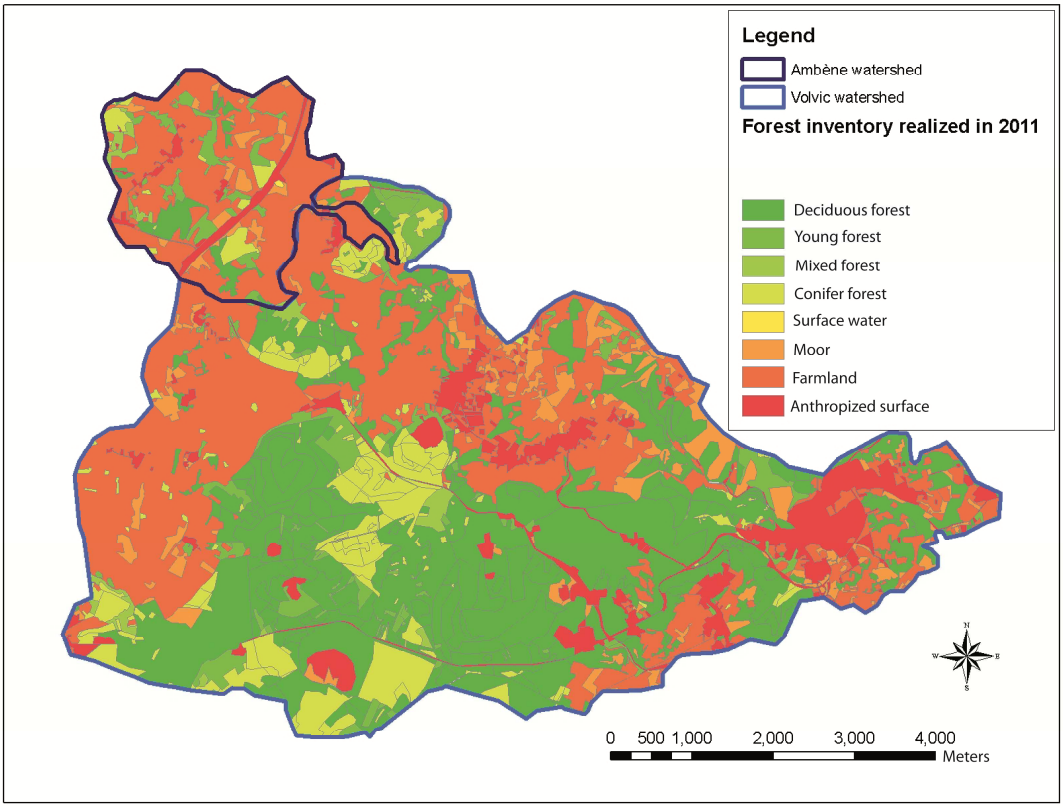


Figure 12: Mapping of forest plantings on the Ambène and Volvic catchment areas.

The MODCOU hydrological model is calibrated by adjusting the following parameters:

- water balance parameters (CRT_0, $DCRT_0$) depending on geology,
- the times of concentration of surface subcatchments,
- NONSAT reservoir draining parameters,
- the time of concentration of crystalline basement covered with volcanic formations,
- transmissivity and storage coefficient in the aquifer.

In order to calibrate the hydrological model, the discharge from springs at the lava flow front simulated for 25 years is compared to the discharge continuously measured by DREAL (regional department for the environment, development and housing) and available on the website http://www.hydro.eaufrance.fr/. The calibration is presented in Figure 13.

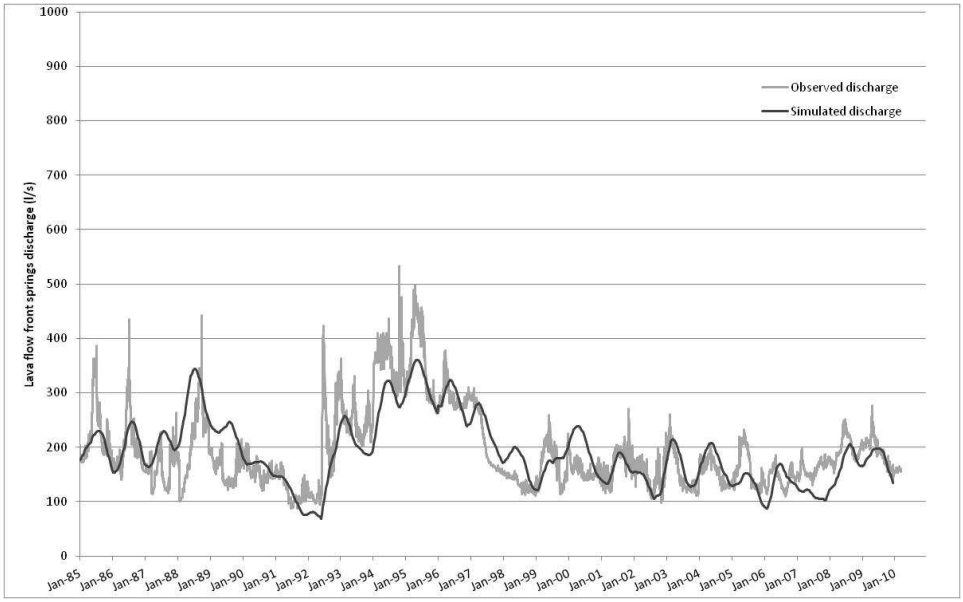


Figure 13: Simulated and observed lava flow front springs discharge

The modelling tool coupling the forest water balance calculation model and the MODCOU hydrological model reproduces satisfactory seasonal variations in the discharge observed since 1985, as well as variations in the discharge over several consecutive years, for example the reduced discharge from 1990 to 1992 and the high discharge from 1993 to 1997.

5.3. Discussions

The modelling tool incorporating a water balance calculation module for different types of forest coupled with a hydrological model can be used to simulate discharge at the Volvic lava flow front springs. This model simulates correctly the reactivity of the system and the amplitudes of variations in the discharge over 25 years (Figure 13). Seasonal variations in the discharge and major long-term variations (in particular the high rates of flow measured from 1993 to 1997) are fairly well reproduced.

Moreover, the calibration of the whole model on the scale of the Volvic water system was fine-tuned by simulating the transfer of a conservation element, chloride, into the whole of the water system (Rouquet, 2012). The modelling therefore provides a reliable reproduction of the chloride concentration directly below the observation points in the aquifer.

However, this model does have certain limitations. The calibration carried out takes into account a rather basic distinction between a deciduous forest (representative of a beech forest) and a coniferous forest (representative of a Douglas Pine and spruce forest). Indeed characterising forests, and therefore its leaf surface area, is clearly more complex. LAI depends not only on the species but also on the density of the forest, the quantity of understoreys, and the forest practices. In its present state, the model does not take into account a more detailed description of the characteristics of the forest. However, insofar as these characteristics could be expressed in terms of LAI, the presented method could certainly be applied.

Moreover, in the Volvic region, as in a large number of regions in Europe that are subject to agricultural decline, a significant area is covered by forest extensions. These extensions are growing relatively quickly and, often, little is known about their leaf surface area. The impact of such extensions on water resources is therefore relatively difficult to model.

7. Conclusion

With the aim of combining water resource management and forest management, a number of studies have demonstrated the beneficial effect of forest cover on the quality of water systems (Hamilton et al., 2008, Fiquepron, 2012). In terms of the quantitative impact, none of the available modelling methods could simulate, in a simple way, the role played by the forest in water balances coupled with a hydrological model on the catchment area scale. The model developed as part of the SEMEAU project incorporates the spatial distribution of different types of forest and simulates forest evapotranspiration at a daily time step. The simulation of the water balance was calibrated using an existing semi-empirical models to calculate forest evapotranspiration. As a whole, the model can then be used to provide a satisfactory simulation of flows within a complex water system down to its outlet. The simulation results are satisfactory in relation to field observations.

The developed method takes into account LAI, a functional parameter recognised both by hydrologists and forest managers to assess, in a simple manner, the impact of the forest on the productivity of a catchment area. Such a method is therefore perfectly applicable to other forest catchment areas where protection of water resource and forest management are challenged. The issue of agricultural decline in many European regions requires such methods to be implemented to assess the changes in the recharge of water systems. Such a method is also useful in the case of a sudden change in forest cover, for example in case of a fire or clearfelling of large areas.

The developed model will subsequently be able to test forest land management scenarios (modifications in land use, clearfelling). It will be possible to use simulations to calculate the impact of these scenarios on recharge in the different compartments of the water system, and therefore on the lava flow front spring discharge. Such a tool will therefore make it possible to plan land management policies for the impluvium and to direct forest stewardship.

8. Acknowledgements

This hydrogeological modelling has been developed as part of an “Environment” LIFE+ program project (2009-2012 “SEMEAU” project; http://www.life-semeau.eu/) co-funded by the European Community, whose main beneficiary is the Société des Eaux de Volvic.

9. References

Adebnego B, Meylan P, Musy A. 1989. Modélisation hydrologique orientée objet. New Directions for Surface Water Modeling, proceedings of the Baltimore Symposium, IAHS Publication n°181, 387-395.

Andréassian V. 2004. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology* **291** : 1-27.

Badeau V, Bréda N. 2008. Modélisation du bilan hydrique: l’étape clé de la détermination des paramètres et des variables d’entrée. *RDV techniques ONF hors-série* **4** : 111-114.

Birot Y, Gracia C, Palahi M. 2011. *L'eau pour les Forêts et les Hommes en région Méditerranéenne: un équilibre à trouver*. European Forest Institute, 195 pp.

Boivin P, Besson JC, Briot D, Gourgaud A, Labazuy P, Langlois E, de Larouzière FD, Livet M, Mergoil J, Miallier D, Morel JM, Vernet G, Vincent P. 2009. *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. Parc naturel régional des Volcans d’Auvergne, 5e édition, 196 pp.

Breda N. 1999. L'indice foliaire des couverts forestiers: mesure, variabilité et rôle fonctionnel. *Revue Forestière Française* **51**(2) : 135-150.

Cavailhes J, Normandin D. 1993. Déprise agricole et boisement, état des lieux, enjeux et perspectives dans le cadre de la réforme de la PAC. *Revue Forestière Française* **45**(4) : 465-482.

Cosandey C. 2006. Conséquences des forêts sur l'écoulement annuel des cours d'eau. *Revue Forestière Française* **58**(4) : 317-328.

Cosandey C. 1995. La forêt réduit-elle l'écoulement annuel ? *Annales de Géographie* **104**(581-582) : 7-25.

Cosandey C, Andréassian V, Martin C, Didon-Lescot JF, Lavabre J, Folton N, Mathys N, Richard D. 2003. The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. *Journal of Hydrology* **301**: 235–249.

David JS, Bellot J, Birot Y, David T. 2011. Les flux d'eau dans les forêts. In *L'eau pour les Forêts et les Hommes en région Méditerranéenne: un équilibre à trouver*, Birot Y, Gracia C, Palahi M (eds), 39-45.

Feikema P, Beverly C, Morris J, Lane P, Baker T. 2012. Process-based modelling of vegetation to investigate effects of climate and tree cover change on catchment hydrology. Revisiting Experimental Catchment Studies in Forest Hydrology, proceedings of a Workshop held during the XXV IUGG General Assembly in Melbourne, IAHS Publ. 353, 74-81.

Fiquepron J. 2012. Expertise et synthèse bibliographique : effet des pratiques forestières sur la qualité des eaux. SEMEAU European project Report.

Fiquepron J, Granier A, Badeau V. 2011. Forêt et quantité d’eau, l’apport des modèles de bilans hydriques. *La lettre Eau* **54** : 9-11

Fort C. 1999 L'eau et la forêt. *Bulletin technique de l'ONF* **37**, 240 pp.

Granier A, Bréda N, Biron P, Villette S. 1999. A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecological Modelling* **116** : 269-283.

Granier A, Badeau V, Bréda N. 1995. Modélisation du Bilan hydrique des peuplements forestiers. *Revue Forestière Française* **47** : 59-68.

Hamilton L.S., Hassan N., Lamb D., Dudley N., Stolton S., Greminger P., Tognetti S. 2008. Forests and water. FAO Forestry Paper 155, ISSN 0258-6150, 78 pp.

Joux M. 2002. *Structure et fonctionnement hydrogéologique du système aquifère volcanique des eaux minérales de Volvic*. PhD thesis, Université d’Avignon, 227pp.

Komatsu H, Kume T, Otsuki K. 2010. A simple model to estimate monthly forest evapotranspiration in Japan from monthly temperature. *Hydrological Processes* **24**(13), 1896-1911.

Komatsu H, Kume T, Otsuki K. 2011. Increasing annual runoff—broadleaf or coniferous forests? *Hydrological Processes* **25**(2) : 302-318.

Lavabre J., Andréassian V. 2000. *Eaux et forêts. La forêt : un outil de gestion des eaux?* Cemagref éditions, 147 pp.

Ledoux E. 1980. *Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements sur un bassin hydrologique*. PhD thesis, ENSMP-UPMC.

Ledoux E, Rouquet S. 2010. Etat des lieux sur la modélisation hydrologique et hydrogéologique et applicabilité dans le cadre de projets européens. SEMEAU European project Report.

Maître V, Jenni R. 2007. Etude bibliographique sur la relation forêt - eau souterraine. Bureau Nouvelle forêt sarl Report, 13 pp.

Poff B, Neary DG, Henderson V, Tecle A. 2012. The hidden treasures of long-term paired watershed monitoring in the forests and grasslands of Arizona, USA, Revisiting Experimental Catchment Studies in Forest Hydrology, proceedings of a Workshop held during the XXV IUGG General Assembly in Melbourne, IAHS Publ. 353, 42-48.

Probst A, Lelong F, Viville D, Durand P, Ambroise B, Fritz B. 1995. Comparative Hydrochemical Behaviour and Element Budgets of the Aubure (Vosges Massif) and Mont-Lozère (Southern Massif Central) Norway Spruce Forested Catchments. In *Forest decline and atmospheric deposition effects in the French mountains*, Landmann G., Bonneau M. (eds), 203-225.

Rouquet S. 2012. *Modélisation de l'aquifère minéral de Volvic - Prise en compte du rôle joué par le couvert forestier*. Phd thesis, ENSMP, 236 pp.

Running SW, Nemani RR, Hungerford RD. 1987. Extrapolation of synoptic meteorological data in montainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. *Canadian Journal of Forest Research* **17** : 472-483.

Sahin V, Hall M. 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yiels. *Journal of Hydrology* **178** : 293-309.

Spanner M, Pierce L, Running S, Peterson D. 1990. The seasonality of AVHRR data of temperate coniferous forests: relationship with leaf area index. *Remote Sensing of Environment* **112** : 33-97.

Sun G, Zhou G, Zhang Z, Wei X, McNulty SG, Vose JM 2006. Potential water yield reduction due to forestation across China. *Journal of Hydrology* **328** : 548-558.

Sun G, Caldwell P, Noormets A, McNulty SG, Cohen E, Moore Myers J., Domec JC, Treasure E, Mu Q, Xiao J, John R, Chen J. 2011. Upscaling key ecosystem functions across the conterminous United States by a water-centric ecosystem model. *Journal of Geophysical Research* **116** : 1-16.

Wang Q, Tenhunen J, Quoc Dinh N, Reichstein M, Otieno D, Granier A, Pilegarrd K. 2005. Evaluation of seasonal variation of MODIS derived leaf area index at two European deciduous broadleaf forest sites. *Remote Sensing of Environment* **96** : 475-484.

Wei X, Liu S, Zhou G, Wang C. 2005. Hydrological processes in major types of Chinese forest. *Hydrological Processes* **19**(1) : 63–75.

Zhang L, Dawes WR, Walker GR. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research* **37**(3) : 701-708.

Zhang Z, Wang S, Sun G, McNulty SG, Zhang H, Li J, Zhang M, Klaghofer E, Strauss P. 2008. Evaluation of the Mike She model for application in the loess plateau, China. *Journal of the American Water Resources Association* **44**(5) :1108-1120.

Les résultats de nombreuses études sur l'impact hydrologique de la forêt ont permis de dresser un modèle conceptuel clair soulignant les spécificités des processus associés au bilan hydrique en forêt.

Sur la base de ce modèle conceptuel, une méthode de modélisation du bilan hydrique en forêt a été développée. Cette méthode permet de faire varier le potentiel d'évapotranspiration en fonction d'un potentiel lié aux variables climatiques et d'un potentiel lié au type de peuplement forestier et à son état physiologique. L'ETP varie ainsi en fonction de l'indice de surface foliaire, le LAI. Dans la méthode développée, la quantité d'eau disponible dans le sol pour l'évapotranspiration du couvert végétal varie également en fonction du LAI. La méthode a été calibrée au regard du modèle semi-empirique de Sun et al. (2011), appliqué à un petit bassin versant de socle dont la morphologie est identique au bassin versant de l'Ambène (voir chapitre II et partie 5.1.1). Cette méthode est intégrée dans le modèle FORET, couplé au modèle hydrologique de l'hydrosystème de Volvic.

Cinquième chapitre

5 Calibration du modèle et simulations exploratoires

5.1 Validation des outils développés sur l'hydrosystème de Volvic

5.1.1 Calibration des fonctions de production sur un bassin versant de socle

L'objectif de la modélisation d'un bassin versant de socle tel que celui de l'Ambène est de calibrer les paramètres régissant la production d'eau et le routage sur la partie socle et alluvionnaire du plateau. Le bassin versant de l'Ambène a été sélectionné puisque son débit est mesuré en continu depuis 1993. Ce dernier représente la production d'eau effective sur le socle de manière fiable, du fait des interactions négligeables avec les écoulements souterrains (voir chapitre II). Une telle modélisation présente un enjeu important au regard de la mise en œuvre de la modélisation à l'échelle du bassin versant de Volvic. En effet, les écoulements de plusieurs sous bassins versants de socle et alluvions s'infiltrent dans l'aquifère volcanique, en totalité pour le sous bassin du Lambertèche, en partie pour les sous bassins de Moulet Marcenat et du Viallard. Ces derniers ne sont pas jaugés en continu, et le bassin versant du Lambertèche présente des pertes en amont de sa station de jaugeage, dont l'évolution au cours d'un cycle hydrologique est difficile à évaluer.

Un calage satisfaisant sur le bassin versant de l'Ambène, dont le débit est mesuré en continu par la DREAL en sortie du maar de Beaunit, devrait permettre, lors de la mise en œuvre du modèle du bassin versant de Volvic, d'évaluer correctement les débits produits sur le socle qui s'infiltrent dans les matériaux volcaniques, mais aussi de valider les chroniques de précipitation et d'ETP prises en compte.

Le modèle du bassin versant de l'Ambène simule son fonctionnement du 01/01/1994 au 31/12/2009, au pas de temps journalier, soit 5844 pas de temps. Les données météorologiques prises en comptes sont les suivantes :

- les précipitations journalières mesurées à la station MétéoFrance de Volvic et affectées du gradient altitudinal des précipitations de 56 mm/100 m/an pour reconstituer une

chronique de précipitations à l'altitude moyenne du bassin versant de l'Ambène (840 mNGF),

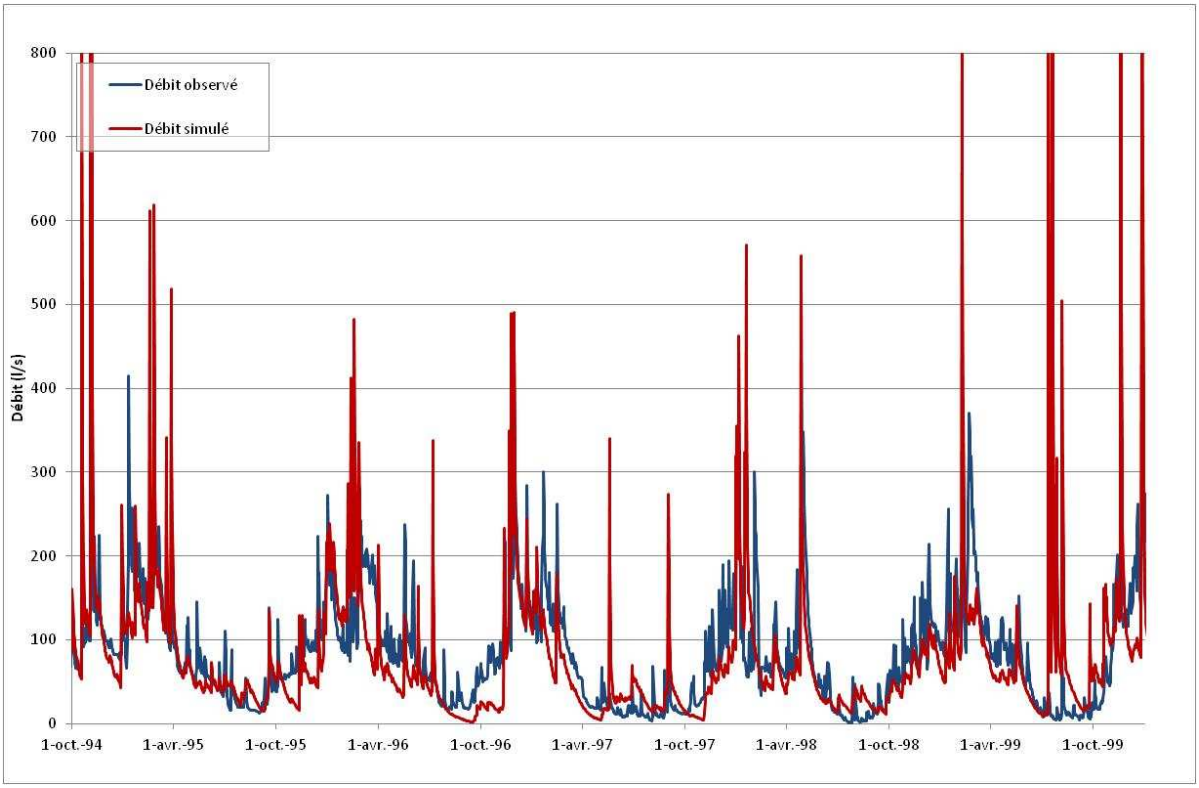
- l'ETP Penman Monteith journalière fournies par la station INRA de St Genès Champanelle (située à une altitude de 890 mNGF).

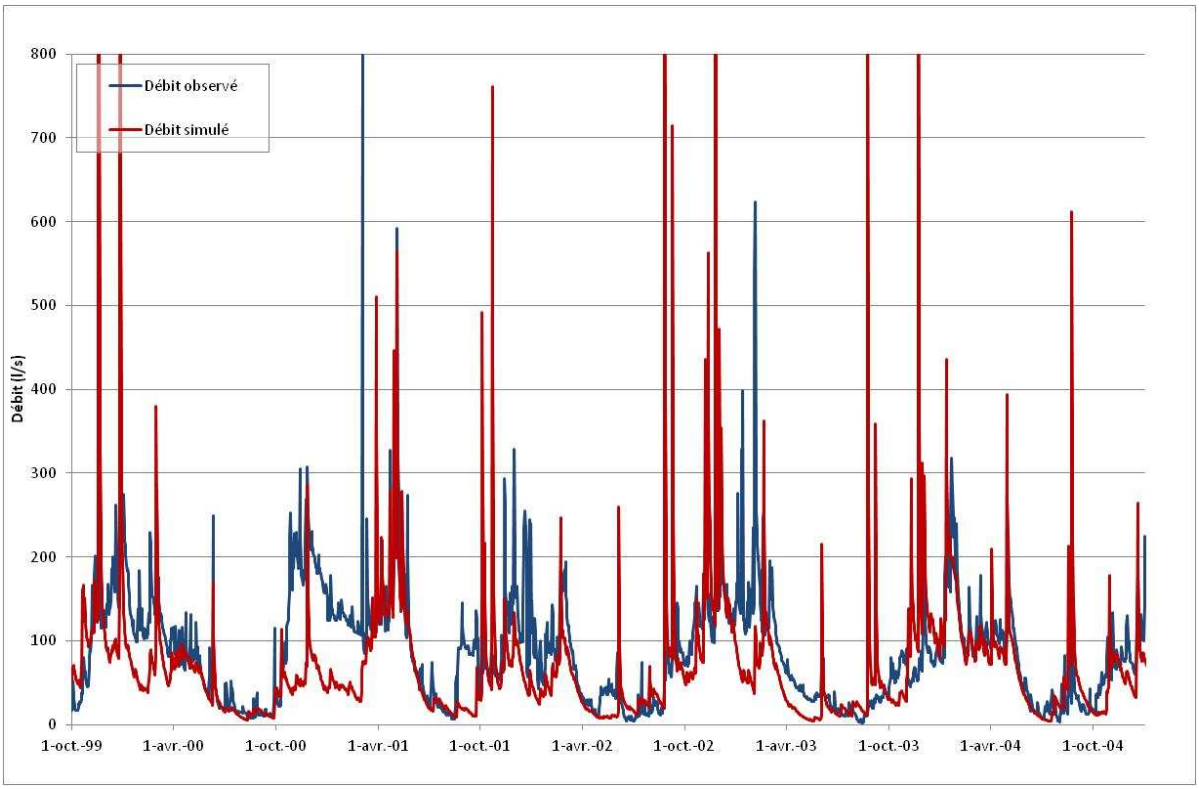
Le modèle intègre les paramètres du module FORET calibrés (voir la partie 4.2.4) et les paramètres hydrodynamiques issus du calage et indiqués dans le Tableau 53. Notons que des tests de sensibilité du modèle aux paramètres des fonctions de production des parties socle et alluvionnaire sont présentés en Annexe 32. Le débit de l'Ambène simulé par le modèle avec un tel jeu de paramètres est présenté par la Figure 168.

Paramètre	Valeur
DCRT [mm]	5
CRT [mm]	60
FN [mm]	-9
CQR [-]	0.5
QRMAX [mm]	500
CQI [-]	0.05
QIMAX [mm]	500
R [mm]	20
tc1 [j]	1

Tableau 53 : Paramètres du module MODSUR1 retenus pour la calibration du modèle Ambène

Le paramètre tc1, correspondant au temps de concentration maximal du bassin versant, est égal au pas de temps de calcul du modèle, soit 1 jour, étant donnée la réactivité du bassin. A chaque pas de temps, le volume de vidange des réservoirs de ruissellement de l'ensemble des mailles est ainsi transféré à l'exutoire.


Débit observé
Débit simulé
Débit (l/s)
800
700
600
500
400
300
200
100
0
1-oct.-94
1-avr.-95
1-oct.-95
1-avr.-96
1-oct.-96
1-avr.-97
1-oct.-97
1-avr.-98
1-oct.-98
1-avr.-99
1-oct.-99


Débit observé
Débit simulé
Débit (l/s)
800
700
600
500
400
300
200
100
0
1-oct.-99
1-avr.-00
1-oct.-00
1-avr.-01
1-oct.-01
1-avr.-02
1-oct.-02
1-avr.-03
1-oct.-03
1-avr.-04
1-oct.-04

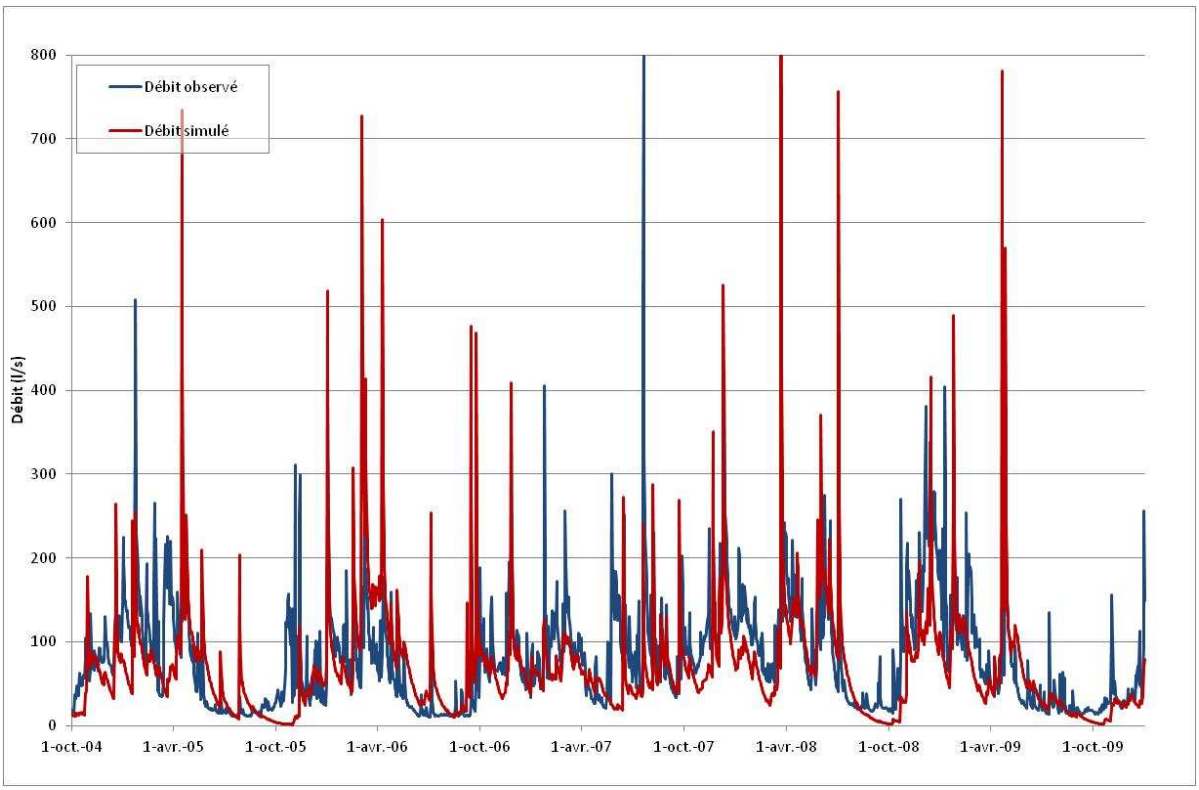


Figure 168 : Débits journaliers observés et simulés

Ce modèle permet de reproduire de manière satisfaisante le temps de montée ainsi que les débits en période de décrue et de tarissement. Par contre les débits de pointe sont surestimés par le modèle. Cependant la bonne simulation de ces débits de pointe n'est pas un enjeu important dans le cadre de l'évaluation de l'infiltration des débits produits sur le socle dans un système volcanique particulièrement inertiel. Plusieurs périodes sont cependant mal simulées par le modèle (Tableau 54). Au cours de la plupart de ces périodes, le débit simulé est très inférieur au débit observé. Un tel phénomène est particulièrement remarquable durant les hautes eaux d'octobre 2000 à mars 2001. Hormis ces périodes de déficit d'écoulement simulé, la pente de la courbe de débit simulé cumulé est proche de celle des débits observés (Figure 169).

Période	Régime hydrologique/pluviométrique	Erreur observée
01/08/1996-10/11/1996	Fin d'étiage et début de hautes eaux	Débit simulé très inférieur au débit observé
10/07/1999-10/09/1999	Etiage	Débit simulé très supérieur au débit observé
10/10/2000-10/03/2001	Hautes eaux	Débit simulé très inférieur au débit observé
20/08/2001-25/09/2001	Début de hautes eaux	Débit simulé très inférieur au débit observé
25/12/2002-05/06/2003	Fin de hautes eaux	Débit simulé très inférieur au débit observé
25/08/2005-15/11/2005	Début de hautes eaux	Débit simulé très inférieur au débit observé
22/05/2007-05/07/2007	Orages estivaux	Débit simulé très inférieur au débit observé

Tableau 54 : Détail des erreurs observées dans la simulation des débits de l'Ambène sur la période du 01/01/1994 au 31/12/2009

Sur l'ensemble de la période modélisée, le volume total écoulé observé est de $42{,}7.10^6$ m^3 alors que le volume total écoulé simulé est de $38{,}3.10^6$ m^3. La période de hautes eaux mal simulée d'octobre 2000 à mars 2001 semble responsable de ce déficit d'écoulement total dans une proportion importante. Il est possible que la mesure du débit durant cette période soit faussée à cause d'un dysfonctionnement de la station de jaugeage. Bouchet (DREAL, com. pers.) nous a en effet fait part des observations suivantes :

- dans les conditions actuelles d'écoulement, la mesure du débit en hiver peut être influencée par une accumulation de glace en aval du seuil,
- au regard de certains jaugeages de l'été 2000, la ligne d'eau est remontée en 2001 de 10 à 15 cm pour un débit comparable. La morphologie du ruisseau a donc été modifiée cela ayant eu pour effet de changer le comportement de la station.

Nous sommes donc en droit de remettre en question les forts débits enregistrés d'octobre 2000 à mars 2001. Les interprétations présentées par la suite tiendront donc compte de cette remarque puisque les débits enregistrés sont corrigés d'octobre 2000 à mars 2001 : durant cette période on considérera que les débits observés sont égaux aux débits simulés.

L'impact du module FORET sur la simulation des débits de l'Ambène a pu être testé. Les calages retenus montrent que le volume cumulé est mieux simulé sans intégrer le module forêt qu'en l'intégrant (Figure 169). Cependant la qualité du modèle a été jugée sur son aptitude à reproduire la variabilité saisonnière du débit de l'Ambène. Les débits moyens mensuels simulés sans utiliser le module FORET (Figure 170) présentent la tendance saisonnière suivante :

- les débits simulés sont trop importants en basses eaux (de juin à septembre),
- les débits simulés sont trop faibles en hautes eaux (d'octobre à mars).

Au regard de la Figure 170, le débit moyen mensuel est particulièrement mal reproduit par le modèle sans module FORET. La mise en œuvre du module forêt permet de réduire cet effet saisonnier de 27 à 17 % d'erreur en moyenne annuelle si l'on considère le débit brut enregistré par la DREAL et de 25 à 16 % d'erreur en moyenne annuelle si l'on considère le débit corrigé sur la période d'octobre 2000 à mars 2001 (Figure 170). Notons que l'influence du module FORET est limitée par l'extension de la forêt représentant environ 30 % de la surface sur le bassin versant de l'Ambène, la surface restante étant recouverte de prairie.

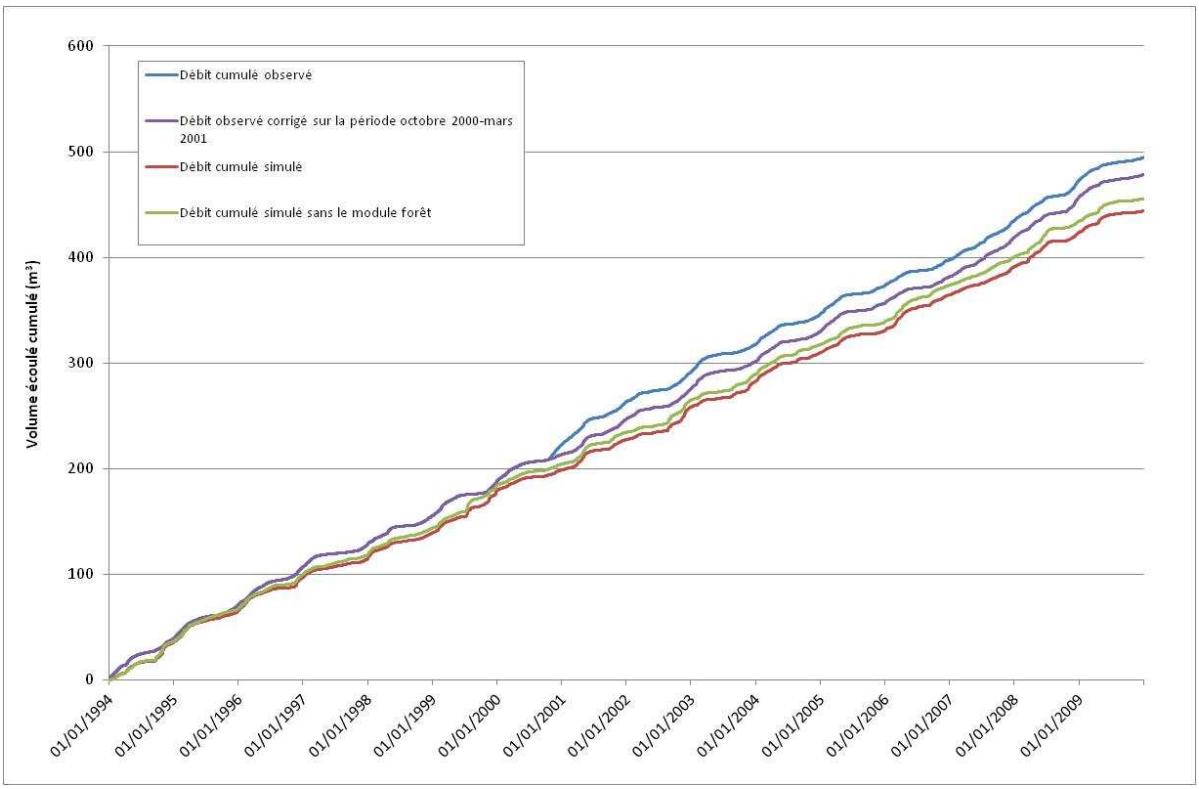


Figure 169 : Débits journaliers cumulés observé et simulés, avec et sans prise en compte du module de calcul du bilan hydrique en forêt

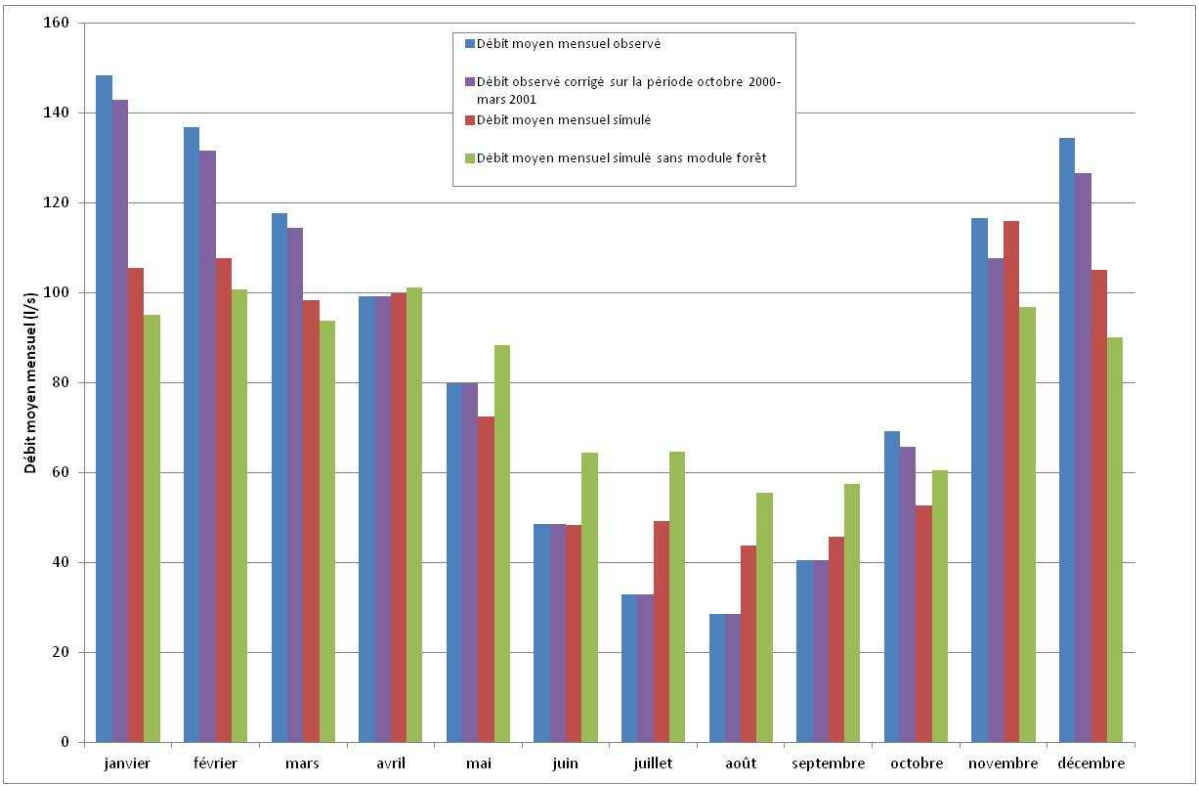


Figure 170 : Débits moyens mensuels observé et simulés, avec et sans prise en compte du module de calcul du bilan hydrique en forêt

Le calage du modèle Ambène pourra être amélioré en calibrant de manière plus précise la vidange des réservoirs de ruissellement et hypodermiques au regard des courbes de décrue et de tarissement.

5.1.2 Calibration du modèle hydrodynamique du bassin versant de Volvic et amélioration des connaissances

5.1.2.1 Objectifs de la modélisation

Les objectifs de la modélisation couplée des écoulements de surface et souterrains à l'échelle de l'hydrosystème de Volvic sont :

- de reproduire correctement la recharge de l'hydrosystème dans ses différents compartiments,
- de simuler correctement les fonctions de transfert en surface, dans la zone non saturée et dans l'aquifère,
- de reproduire la chronique de débit des sources de front de coulée mesurée depuis 1973.

La modélisation de l'hydrosystème met en œuvre les modules couplés de calcul du bilan hydrique en forêt et des écoulements de surface et souterrains décrits dans les parties 4.2.1 et 4.3.2.

Les paramètres retenus après calibration du modèle Ambène sont réutilisé pour la modélisation de la partie socle et alluvionnaire du bassin versant de Volvic.

5.1.2.2 Calage en régime permanent

Le calcul du régime permanent de fonctionnement de l'aquifère permet de calibrer la transmissivité sur l'ensemble de l'aquifère, dans l'objectif de reproduire la carte piézométrique présentée dans le chapitre II. La période de simulation sélectionnée pour le calcul du régime permanent va du 01/01/1996 au 31/12/2009. Cette période est en effet la mieux connue en termes de paramètres de forçage climatique, piézométrie et débits des sources de front de coulée.

Actuellement le débit qui s'écoule en front de coulée varie entre 110 et 230 l/s. Le débit moyen simulé pour le calage en régime permanent retenu est de 140 l/s. Ce régime permanent prend en compte les prélèvements actuels à hauteur de 240 l/s. Le débit total transitant dans l'aquifère simulé par le modèle est donc d'environ 380 l/s.

La transmissivité issue du calage en régime permanent (Figure 171) présente une variation spatiale, sur l'ensemble de l'aquifère, de 1.10^{-4} à 3.10^{-2} m^2/s. De telles valeurs sont proches des valeurs calculées lors des essais par pompage, comprises entre $4{,}7.10^{-4}$ et 5.10^{-2} m^2/s (voir chapitre II). La carte de transmissivité (Figure 171) fait apparaître :

- des zones de plus forte transmissivité à proximité des sources de front de coulée, au niveau de la confluence des axes d'écoulement nord et sud, et à proximité du puy de Paugnat,

- de plus faibles transmissivités dans les parties amont des axes nord et sud et en aval du Goulet de Volvic,
- une faible transmissivité au droit de la discontinuité géologique en amont des bassins du Lambertèche, mise en évidence dans le chapitre II.

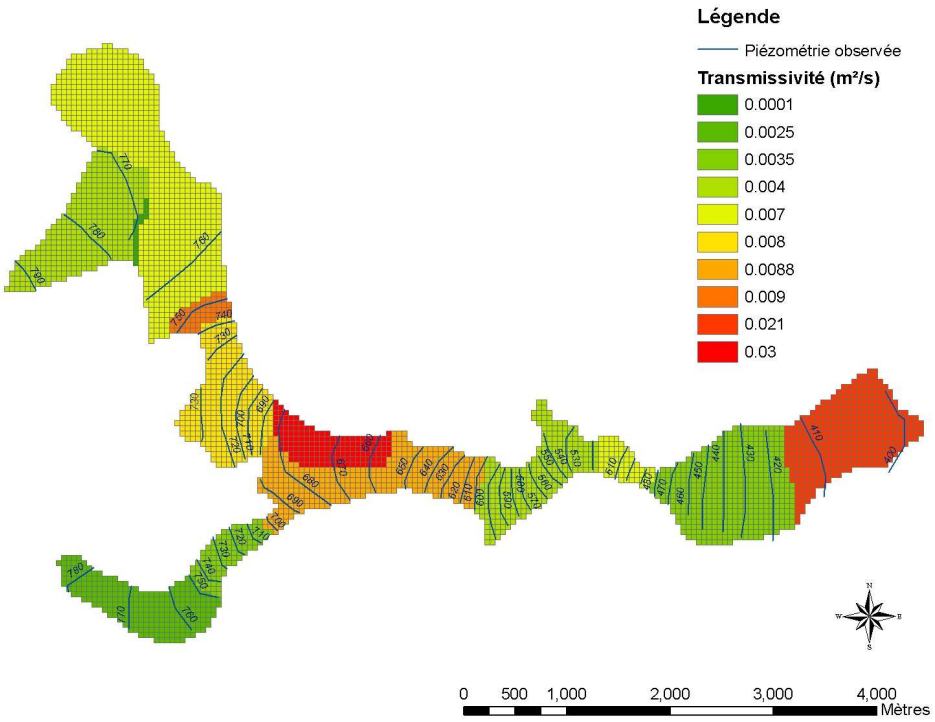


Figure 171 : Carte des transmissivités issue du calage du modèle

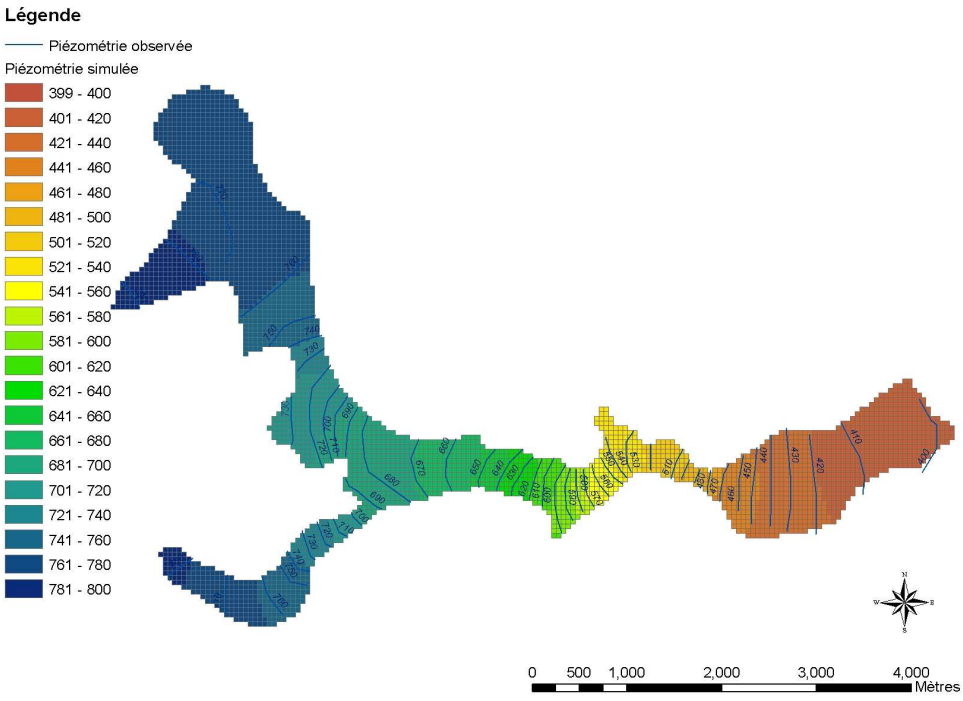


Figure 172 : Piézométrie calée en régime permanent

Le modèle fonctionnant en régime permanent, alimenté avec un débit de 380 l/s, prenant en compte la carte des transmissivités présentée dans la Figure 171, permet de simuler les forts

gradients piézométriques apparents observés, compris entre 1,5 et 10 %, avec des cotes piézométriques qui varient de 399 à 790 mNGF. La carte de transmissivité calibrée permet également de reproduire la variation spatiale de ces gradients dans les différents compartiments de l'hydrosystème.

La carte des transmissivités calibrée sera ensuite prise en compte dans le modèle simulant le fonctionnement de l'hydrosystème en régime transitoire, le module NEWSAM étant initialisé avec les niveaux piézométriques et les débits calculés en régime permanent.

5.1.2.3 *Calage en régime transitoire*

5.1.2.3.1 Présentation des données de forçage climatique

La modélisation en régime transitoire prend en compte les données de forçage climatique suivantes :

- les précipitations journalières observées depuis le 01/01/1975 à la station MétéoFrance de Volvic,
- le gradient altitudinal de précipitations de 56 mm/100 m/an,
- l'ETP Penman Monteith journalière calculée à partir des paramètres mesurés à la station INRA de St Genès Champanelle et disponible depuis le 01/10/1993,
- l'ETP calculée par MétéoFrance au point de grille le plus proche du système SAFRAN (maillage à l'échelle de la France avec des mailles de 8 km de côté, Quintana-Segui *et al.*, 2007), du 01/01/1975 au 01/10/1993,
- le gradient altitudinal d'ETP de 24 mm/100 m/an.

Afin d'intégrer au mieux dans le modèle les données quotidiennes d'ETP calculées par Météo-France au point de grille SAFRAN le plus proche sur la période du 01/01/1975 au 31/09/1993, les données du point de grille ont été comparées à l'ETP calculée par l'INRA à la station de St Genès Champanelle sur la période du 01/10/1993 au 31/12/2009. Notons que l'altitude considérée pour le point de grille Météo-France n'est pas définie. En effet, l'ETP journalière est calculée pour chaque point de grille à partir des 5 postes les plus proches sans tenir compte des effets d'altitude.

On constate que l'ETP mensuelle calculée au point de grille SAFRAN est systématiquement plus élevée que celle calculée par l'INRA (Figure 173). Cette différence est plus importante en été (Figure 174).

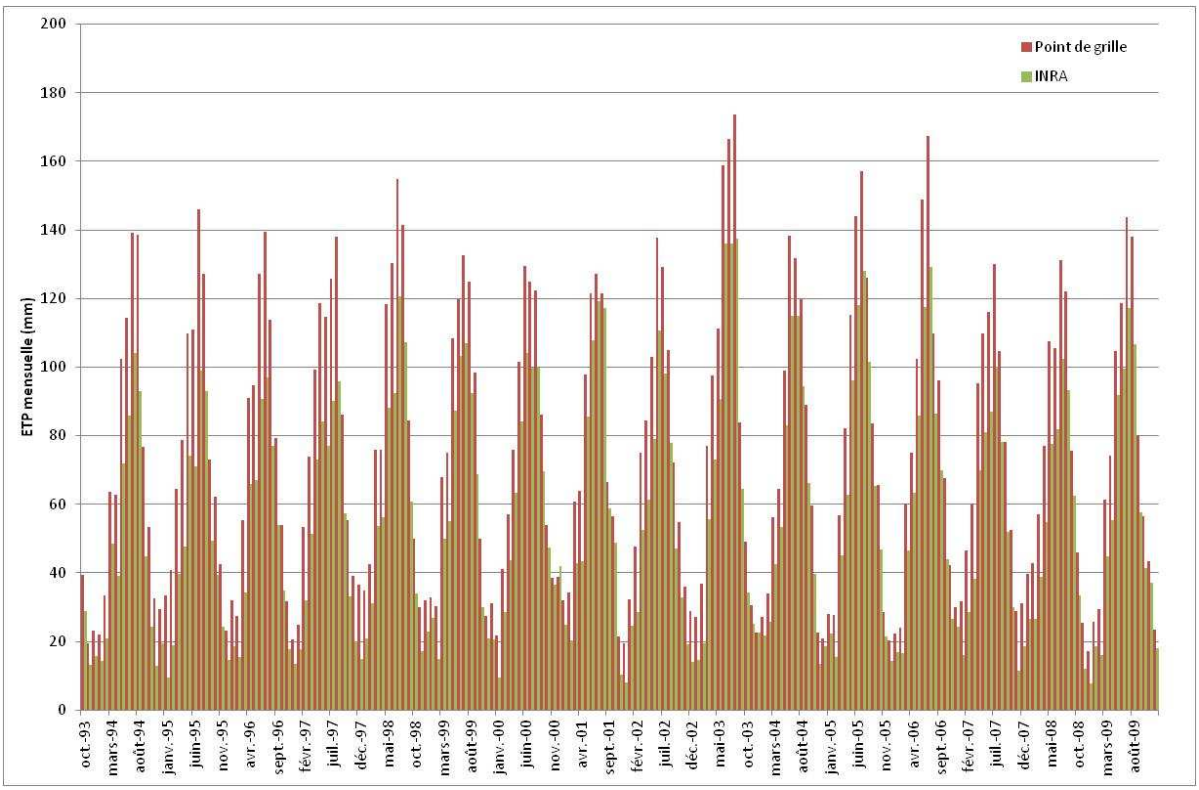


Figure 173 : ETP mensuelle au point de grille et ETP calculée par l'INRA

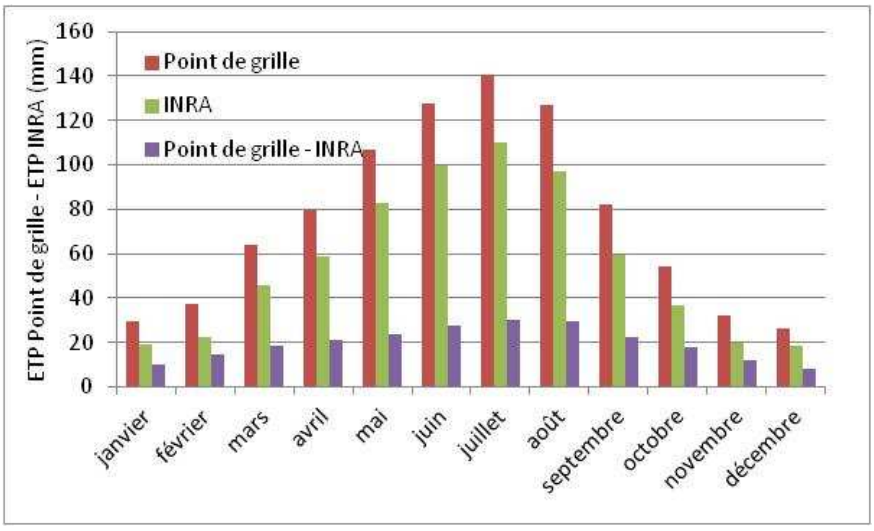


Figure 174 : Comparaison entre l'ETP moyenne mensuelle calculée au point de grille Météo-France et l'ETP moyenne mensuelle calculée par l'INRA

Le rapport entre l'ETP moyenne mensuelle au point de grille et l'ETP moyenne mensuelle INRA (Figure 175) a été utilisé pour reconstituer une chronique journalière d'ETP équivalente à celle mesurée à St Genès Champanelle sur la période 01/01/1975 au 31/09/1993. Le calcul de l'ETP équivalente est tel que :

$$ETP^{j}_{\text{équivalente}} = \frac{ETP^{j}_{\text{point de grille}}}{Rapport^{\text{mois i}}}$$

Avec :

- $ETP^{j}_{\text{équivalente}}$: ETP journalière équivalente à celle de la station de St Genès Campanelle,
- $ETP^{j}_{\text{point de grille}}$: ETP journalière au point de grille Météo-France,
- $Rapport^{mois\,i}$: rapport entre l'ETP moyenne mensuelle au point de grille et l'ETP moyenne mensuelle INRA.

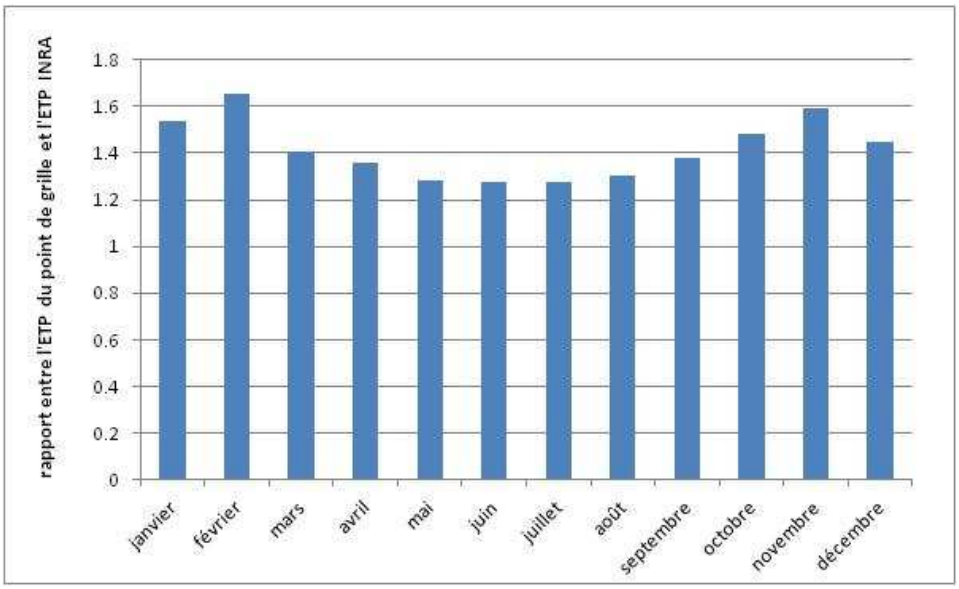


Figure 175 : Rapport ETP point de grille / ETP INRA

5.1.2.3.2 Présentation des données de prélèvements

Les prélèvements par pompage ou captage gravitaire sont pris en compte par le modèle au niveau des différents ouvrages (Figure 176). Le détail des données disponibles pour reconstituer ces prélèvements est présenté en Annexe 5.

La Société des Eaux de Volvic ne possède pas de capacité de stockage significative au niveau de l'usine d'embouteillage. Or la demande en eau pour l'embouteillage est variable. Du fait du temps nécessaire pour adapter le débit pompé à la demande en eau, l'excédent de débit pompé est réinjecté dans un puits de 50 m de profondeur au niveau du Goulet. Ne connaissant pas la date exacte du démarrage de la réinjection au puits, elle est supposée identique à la mise en exploitation du forage Aubignat (soit le 30/11/1989). Les données de débit injecté ne sont pas disponibles avant le 30/06/1996. Avant cette date, ce débit est supposé égal au débit moyen d'injection calculé sur la période de 30/06/1996 au 31/12/2009. Cette hypothèse explique les débits reconstitués des forages de la Société des Eaux de Volvic plus faibles du 30/11/1989 au 26/10/1994 (Figure 176).

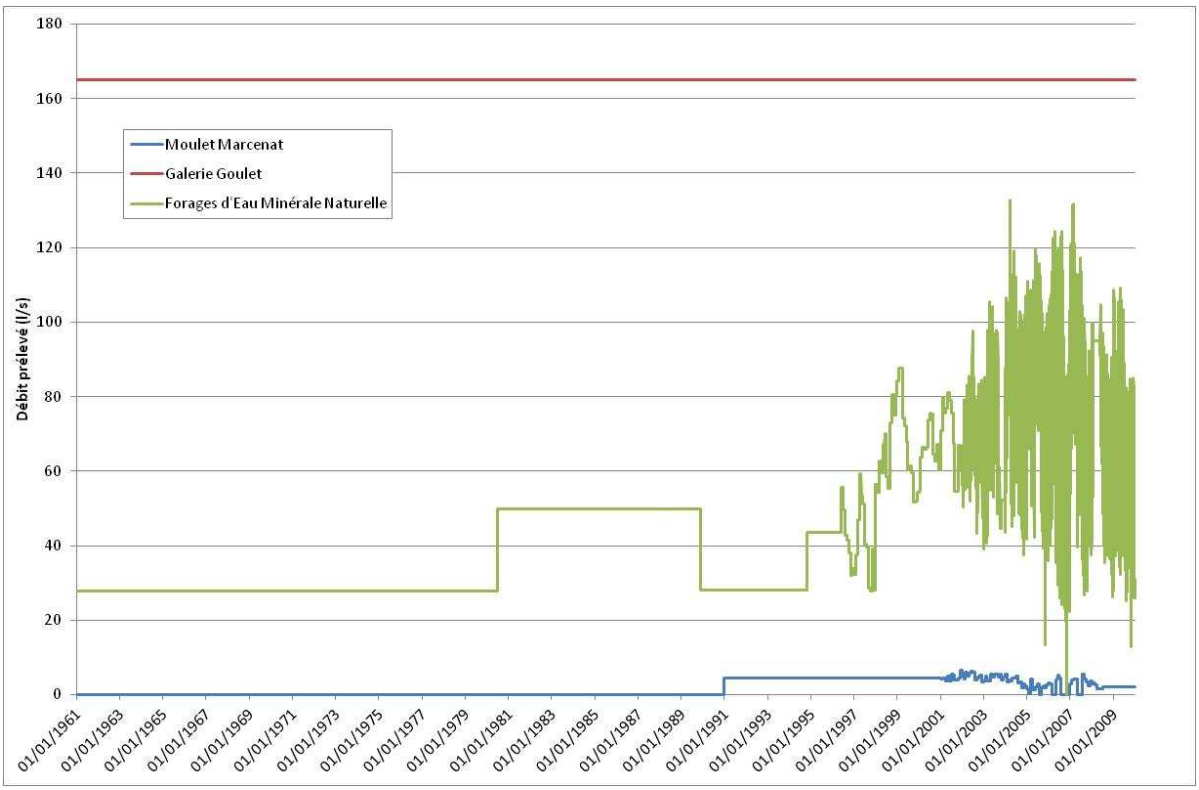


Figure 176 : Prélèvements pris en compte par le modèle

5.1.2.3.3 Stratégie de modélisation

Trois périodes de simulation ont été définies pour simuler le fonctionnement de l'hydrosystème du 01/01/1961 au 31/12/2009. Le choix de ces périodes est essentiellement lié à la simulation du transport de chlorure (voir 5.1.3), le modèle visant à reproduire le fonctionnement du système tant de manière quantitative que qualitative. Les périodes définies sont les suivantes :

- du 01/01/1961 au 31/12/1974, soit 5114 jours de simulation, les précipitations et l'ETP ne sont pas connues. Cette période est simulée avec les précipitations et l'ETP d'une période où ces données climatiques journalières sont bien connues, soit du 01/01/1996 au 31/12/2009. Par contre les prélèvements estimés du 01/01/1961 au 31/12/1974 sont pris en compte,
- du 01/01/1975 au 31/12/1995, soit 7670 jours de simulation, les précipitations journalières intégrées dans le modèle sont celles mesurées à la station Météo-France de Volvic. Par contre l'ETP Penman Monteith n'est disponible à la station INRA de St Genès Champanelle qu'à partir du 01/10/1993. Avant cette date, l'ETP utilisée est celle au point de grille SAFRAN, corrigée afin de reconstituer l'ETP équivalente à l'altitude de St Genès Champanelle,
- du 01/01/1996 au 31/12/2009, soit 5114 jours de simulation, les données de forçage climatique utilisées sont :
    - les précipitations journalières mesurées à la station Météo-France de Volvic,
    - l'ETP Penman Monteith journalière calculée à partir des paramètres mesurés à la station INRA de St Genès Champanelle.

Lors de la première période de simulation, seul le module NEWSAM est initialisé avec les résultats du calcul du régime permanent de fonctionnement de la nappe.

L'occupation du sol prise en compte par le modèle est, dans un premier temps, constante. Elle est basée sur l'inventaire forestier réalisé en 2011 dans le cadre du projet SEMEAU (Favre d'Anne, CRPF, com. pers.).

5.1.2.3.4 Tests de sensibilité des paramètres de la fonction de transfert surface-souterrain

5.1.2.3.4.1 Tests sur les paramètres de transfert dans la zone non saturée

Les paramètres DCRT, CRT et CQI considérés pour les tests de sensibilité du modèle concernent uniquement la partie volcanique du bassin versant, des tests de sensibilité du modèle Ambène aux paramètres des fonctions de production des parties socle et alluvionnaire étant présentés en Annexe 32.

Le débit simulé en front de coulée est peu sensible au paramètre DCRT (Figure 177). Par contre il est nettement plus sensible au paramètre CRT. En effet, l'augmentation de ce dernier entraine une réduction notable du débit moyen en front de coulée (Figure 178).

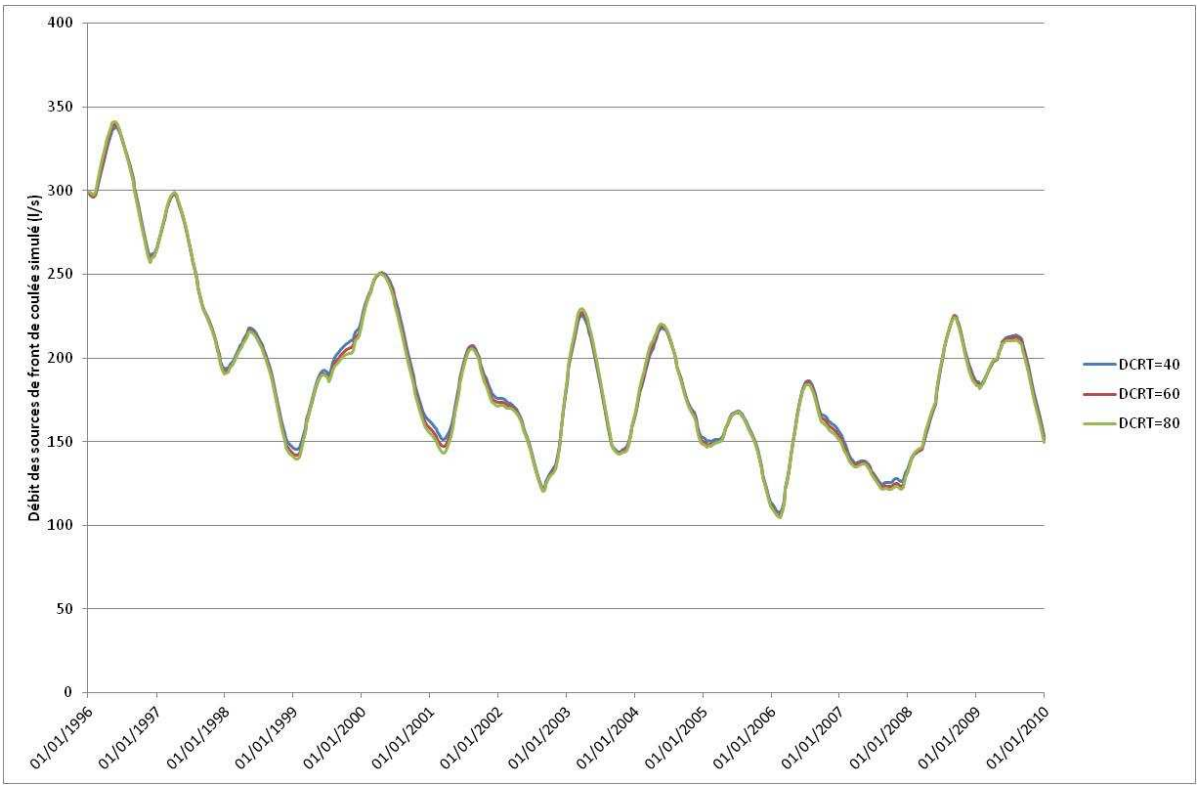


Figure 177 : Influence du paramètre DCRT des formations volcaniques sur le débit simulé des sources de front de coulée

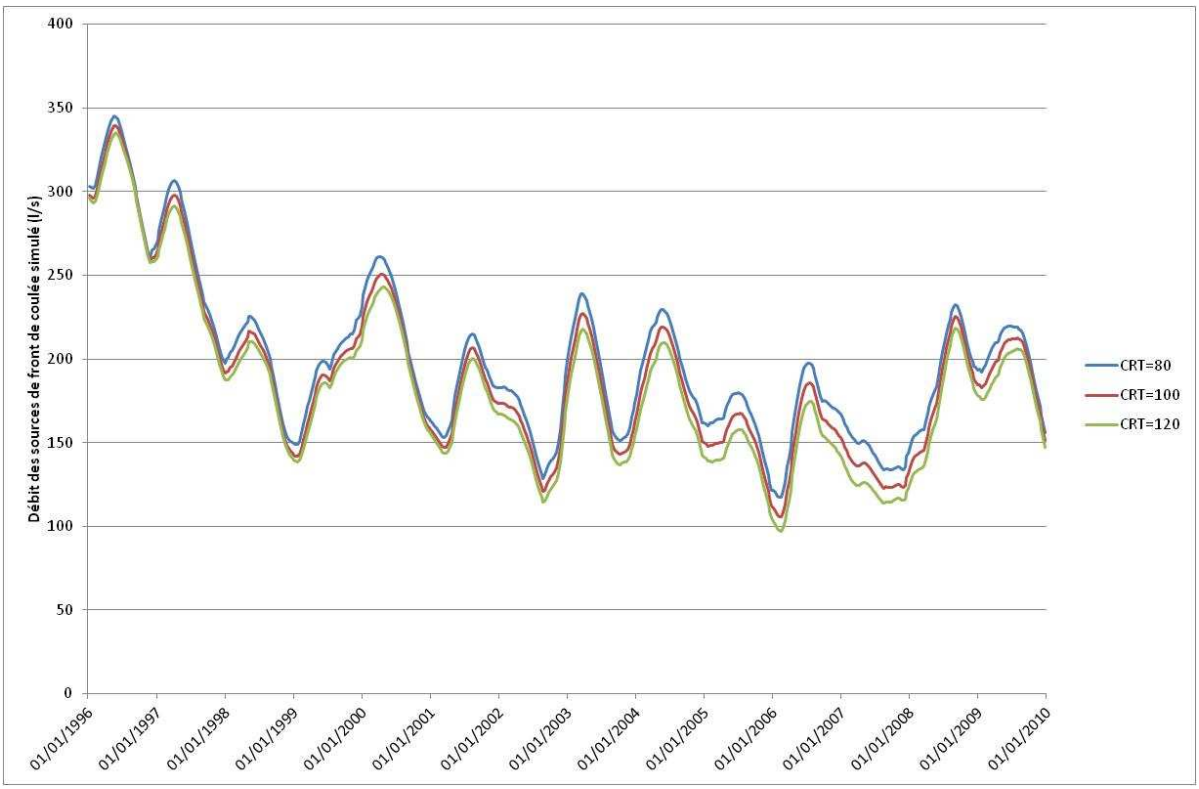


Figure 178 : Influence du paramètre CRT des formations volcaniques sur le débit simulé des sources de front de coulée

La réduction du coefficient de vidange du réservoir d'infiltration de MODSUR1 sur le volcanisme entraîne un amortissement du signal de débit des sources de front de coulée (Figure 179). Néanmoins, l'essentiel de l'amortissement du signal de débit étant principalement lié au transfert dans la zone non saturée et dans l'aquifère, la sensibilité du modèle à ce paramètre reste limitée aux valeurs très faibles de CQI.

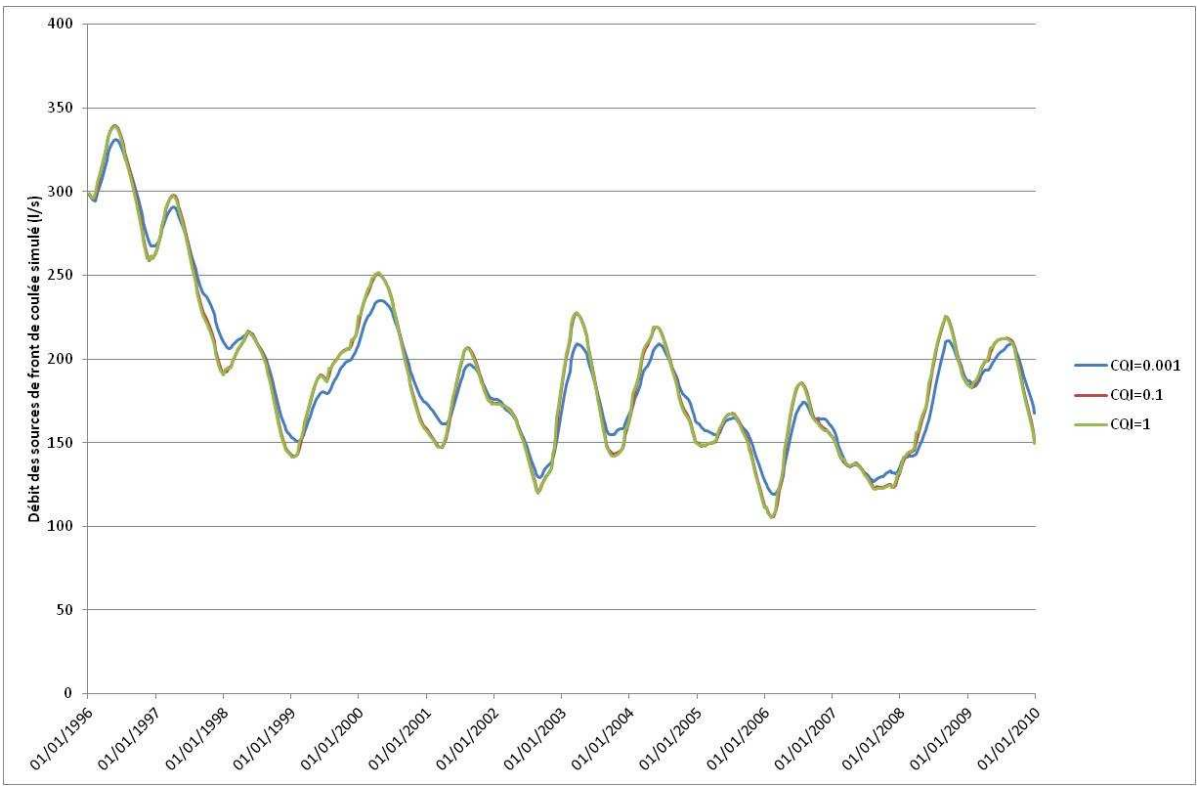


Figure 179 : Influence du paramètre CQI des formations volcaniques le volcanisme sur le débit simulé des sources de front de coulée

Le coefficient d'infiltration du Viallard a une influence notable sur l'amplitude des variations saisonnières et sur la valeur moyenne du débit des sources de front de coulée (Figure 180).

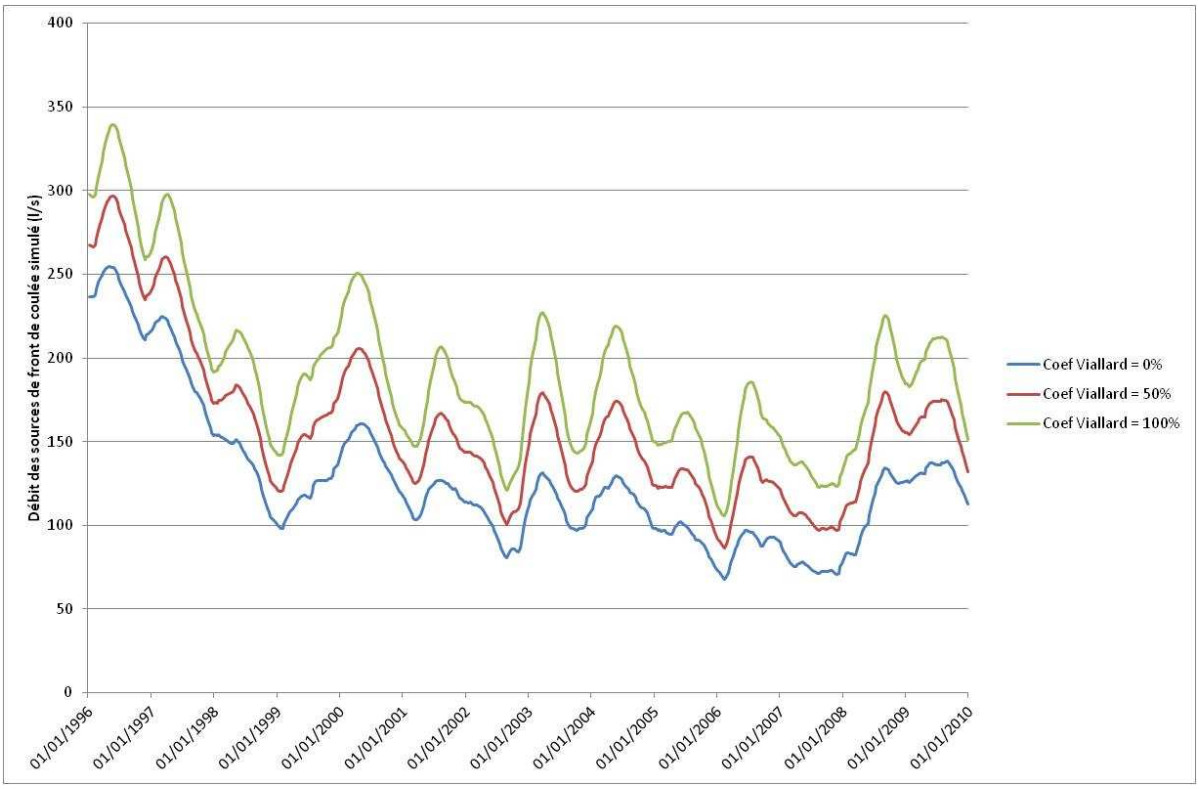


Figure 180 : Influence du coefficient d'infiltration du Viallard sur le débit simulé des sources de front de coulée

5.1.2.3.4.2 Tests sur les paramètres de transfert dans la zone non saturée

Afin de reproduire au mieux la fonction de transfert dans la zone non saturée, on dispose de 2 paramètres de calage, τ dans NONSAT et tc2 dans MODSUR2. τ correspond au temps de percolation au sein de chaque réservoir de NONSAT et tc2 correspond au temps de concentration du bassin versant des sources de front de coulée sur le substratum recouvert de formations volcaniques. Or on dispose de peu d'éléments de calibration pour l'évaluation de ces paramètres de manière indépendante. Des tests de sensibilité du modèle à τ et tc2 ont donc été réalisés.

Pour ces tests, une fonction d'entrée de type Dirac, correspondant à une pluie de 400 mm précipitée instantanément, est injectée sur l'ensemble des mailles du modèle. La piézométrie est simulée au niveau d'une maille située dans la partie amont de l'axe sud, où la zone non saturée est particulièrement épaisse. Par ailleurs, le sous bassin versant de la maille sélectionnée est en grande partie constitué par des versants de socle recouverts de formations volcaniques non saturées en eau. La piézométrie au droit de cette maille est donc particulièrement influencée par le transfert dans la zone non saturée et le drainage sur socle recouvert de formations volcaniques.

On constate que (Figure 181) :

- le décalage entre le pic de pluie et le pic de piézométrie augmente de manière logarithmique avec le paramètre τ,
- à partir d'un seuil d'environ 10 j, temps de transfert de pression entre la surface et l'aquifère augmente de manière linéaire avec le paramètre tc2,
- la hauteur du pic de piézométrie diminue de manière exponentielle lorsque le paramètre τ augmente,
- à partir d'un seuil, la hauteur du pic de piézométrie diminue lorsque le paramètre tc2 augmente.

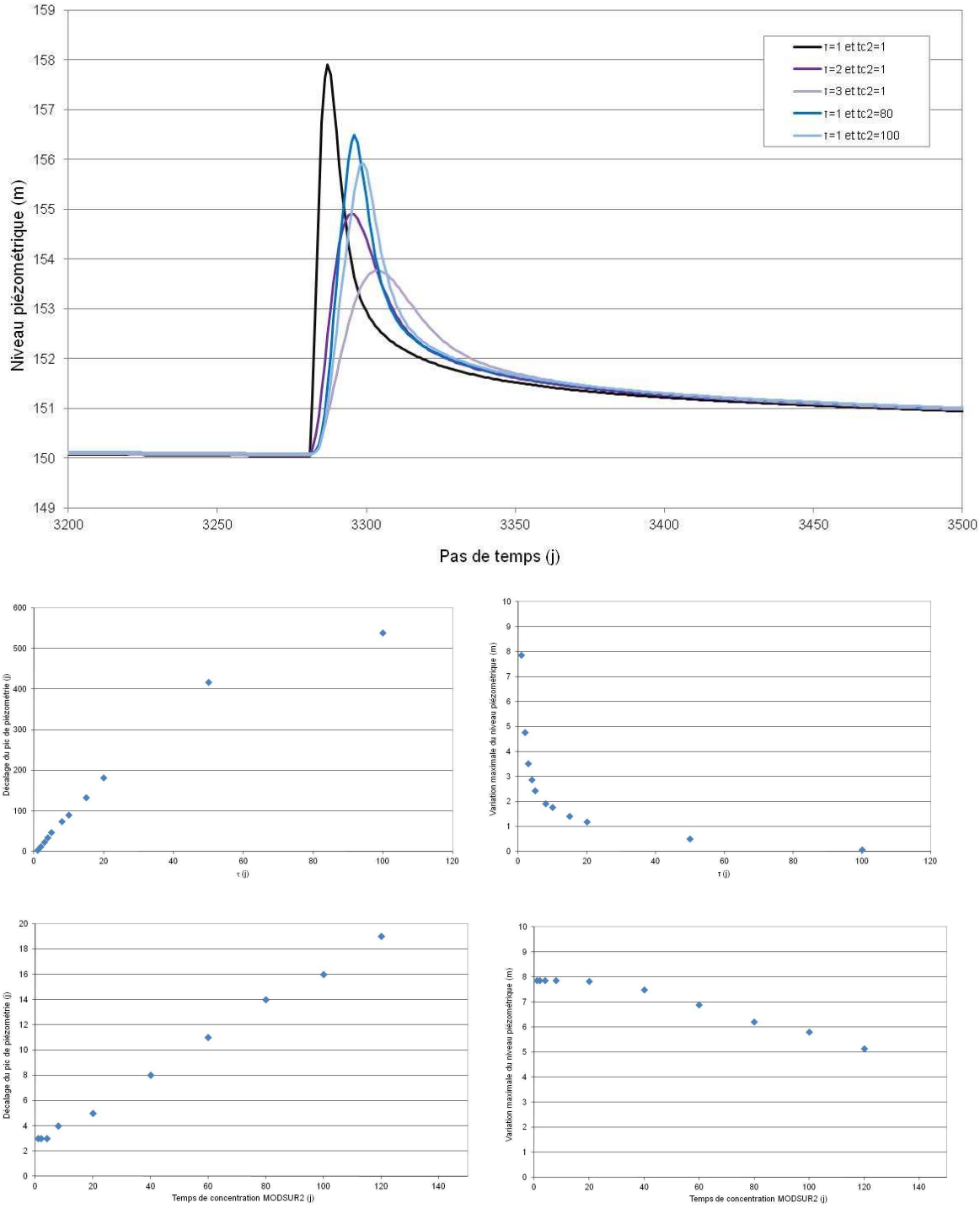


Figure 181 : Tests de sensibilité de la piézométrie aux paramètres τ et tc2

Lors de la mise en œuvre de la modélisation il s'agira de prendre en compte un paramètre tc2 suffisamment élevé pour que le drainage sur le socle soit réaliste même dans la partie la plus amont du bassin versant des sources de front de coulée. La faible sensibilité du modèle à ce paramètre nous autorise à fixer une valeur raisonnable et à calibrer le fonctionnement de la zone saturée dans les matériaux volcaniques à l'aide du paramètre τ.

5.1.2.3.4.3 Tests sur les paramètres de transfert dans la zone saturée

Des tests ont été effectués pour évaluer l'effet de la variation du coefficient d'emmagasinement sur la simulation du débit des sources de front de coulée (Figure 182). Le coefficient d'emmagasinement utilisé pour ces tests est homogène sur l'ensemble du bassin versant.

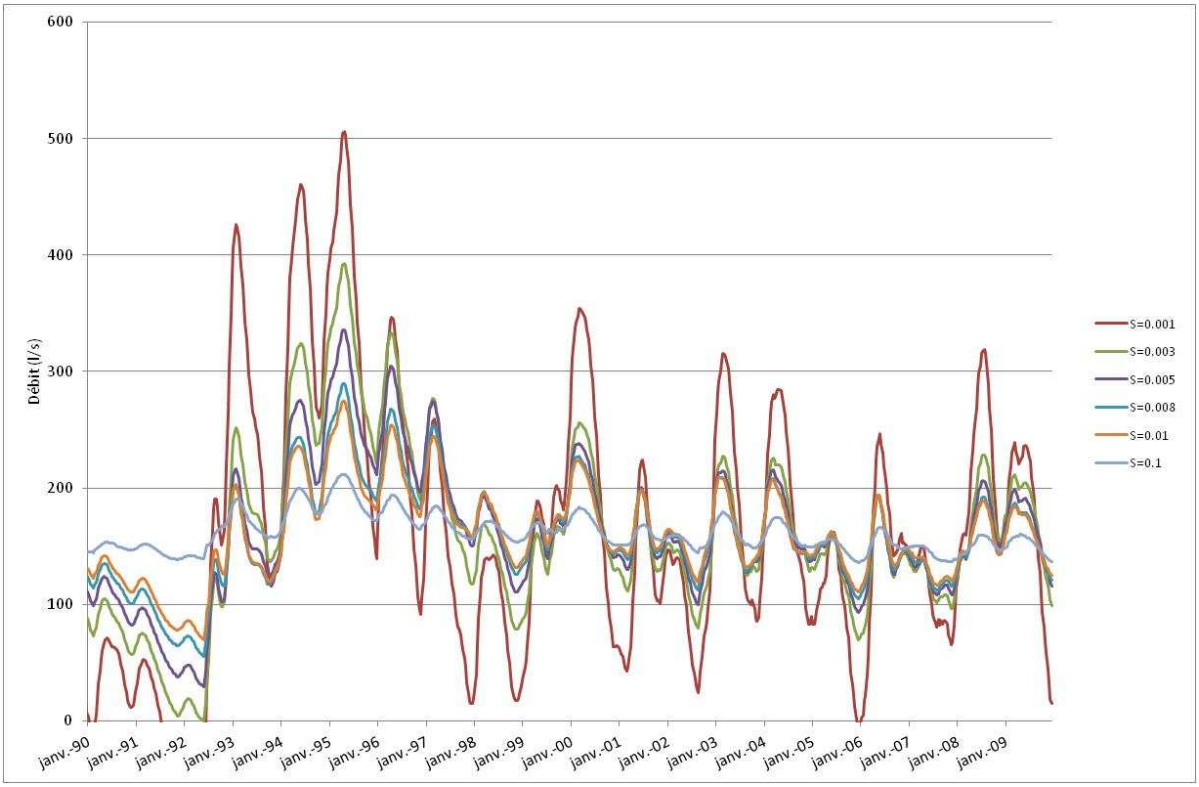


Figure 182 : Effet de l'emmagasinement sur le débit simulé des sources de front de coulée (période 1990-2009)

L'augmentation de la valeur de l'emmagasinement a pour effet de diminuer l'amplitude des variations du débit simulé en front de coulée. Par contre, le temps de transfert entre un pic de pluie et un pic de débit reste identique quelle que soit la valeur du coefficient d'emmagasinement, les pics de débit restant synchrones. La variation de la valeur de l'emmagasinement impacte également de manière importante l'amplitude de variation du niveau piézométrique.

5.1.2.3.5 Résultats du calage en régime transitoire

Les paramètres de calibration retenus pour reproduire au mieux le fonctionnement de l'hydrosystème sont présentés dans le Tableau 55.

	Fonction de production	Socle/Alluvions	Volcanisme
MODSUR1	DCRT [mm]	5	60
	CRT [mm]	60	100
	FN [mm]	-9	100
	CQR [-]	0.5	0.1
	QRMAX [mm]	500	500
	CQI [-]	0.05	0.1
	QIMAX [mm]	500	500
	R [mm]	20	20
	tc1 [j]	1	1

Programme secondaire	Coef Viallard	1
NONSAT	τ [j]	30
MODSUR2	tc2 [j]	50
NEWSAM	S [-]	5.10^{-3}

Tableau 55 : Paramètres retenus pour la calibration du modèle quantitatif Volvic

Les paramètres CRT et DCRT sur la partie socle proviennent du calage du modèle Ambène. Sur la partie volcanique, ils permettent de simuler correctement les quantités d'eau produites par le bassin versant en basses et hautes eaux.

Le paramètre FN est, par convention dans le logiciel, négatif sur la partie socle afin de tenir compte de l'absence d'infiltration et pour simuler un écoulement hypodermique (voir partie 5.1.1). Sur le volcanisme, 100 % de la pluie efficace s'infiltre, d'où une valeur de FN élevée.

Les paramètres QRMAX et QIMAX sont grand afin d'éviter les transferts rapide par « surverse » des réservoirs d'infiltration et de ruissellement. Les paramètres CQR et CQI sur la partie socle proviennent du calage du modèle Ambène. Sur la partie volcanique, le calage de ces paramètres est effectué au regard des variations du signal de débit des sources de front de coulée. Cependant le modèle est peu sensible au CQI sur la partie volcanique, l'essentiel de l'amortissement du signal étant lié à NONSAT.

Le paramètre tc1 joue un rôle uniquement sur la partie socle. Celui-ci est égal au pas de temps de calcul étant donné que les bassins versants de socle sont très réactifs et de petite taille.

La valeur initiale du contenu en eau du sol R a été fixée à une valeur moyenne et a peu d'influence sur les flux d'eau simulés étant donnée la longue période modélisée.

Le paramètre τ est calibré de façon à reproduire les variations saisonnières et interannuelles du débit des sources et des teneurs en chlorures.

Le paramètre tc2 est fixé de façon à simuler un amortissement de la teneur en chlorures et des flux d'eau même dans la partie la plus amont de l'aquifère, notamment dans l'axe sud.

L'emmagasinement est calibré pour reproduire les variations saisonnières et pluriannuelles du débit des sources de front de coulée. La valeur de l'emmagasinement retenue pour la calibration est considérée comme homogène à l'échelle de l'aquifère. Dans la réalité, l'emmagasinement peut varier spatialement. Par exemple, la simulation du niveau piézométrique des forages situés à proximité des bassins d'infiltration du Lambertèche à l'aide de fonction Erfc (voir Annexe 33) montre que le coefficient d'emmagasinement est de l'ordre de 10^{-1}, pour une transmissivité de 7.10^{-3} m^2/s dans ce secteur.

L'épaisseur de l'horizon aquifère capté en fonction des ouvrages est détaillée dans le Tableau 56. Une épaisseur moyenne aquifère de 20 m semble justifiée.

Forage	Epaisseur horizon aquifère capté
Volvillante Est	21 m
Arvic Sud	19 m
Arvic	21 m
Volvillante	2 horizons de 6 et 12 m
Aubignat	16 m
Moulet Marcenat	14 m

Tableau 56 : épaisseur de l'aquifère capté par les forages d'exploitation

Pour reproduire les fortes variations saisonnières du débit des sources de front de coulée, une part importante du Viallard, proche de 100%, est infiltrée. Cette hypothèse est confirmée par les campagnes de jaugeage différentiel le long du Viallard et de la Rivaux (Ferroud, 2012) présentées dans le chapitre II.

Le débit des sources de front de coulée et les volumes cumulés simulés avec la calibration retenue sont présentés respectivement dans la Figure 183 et la Figure 184.

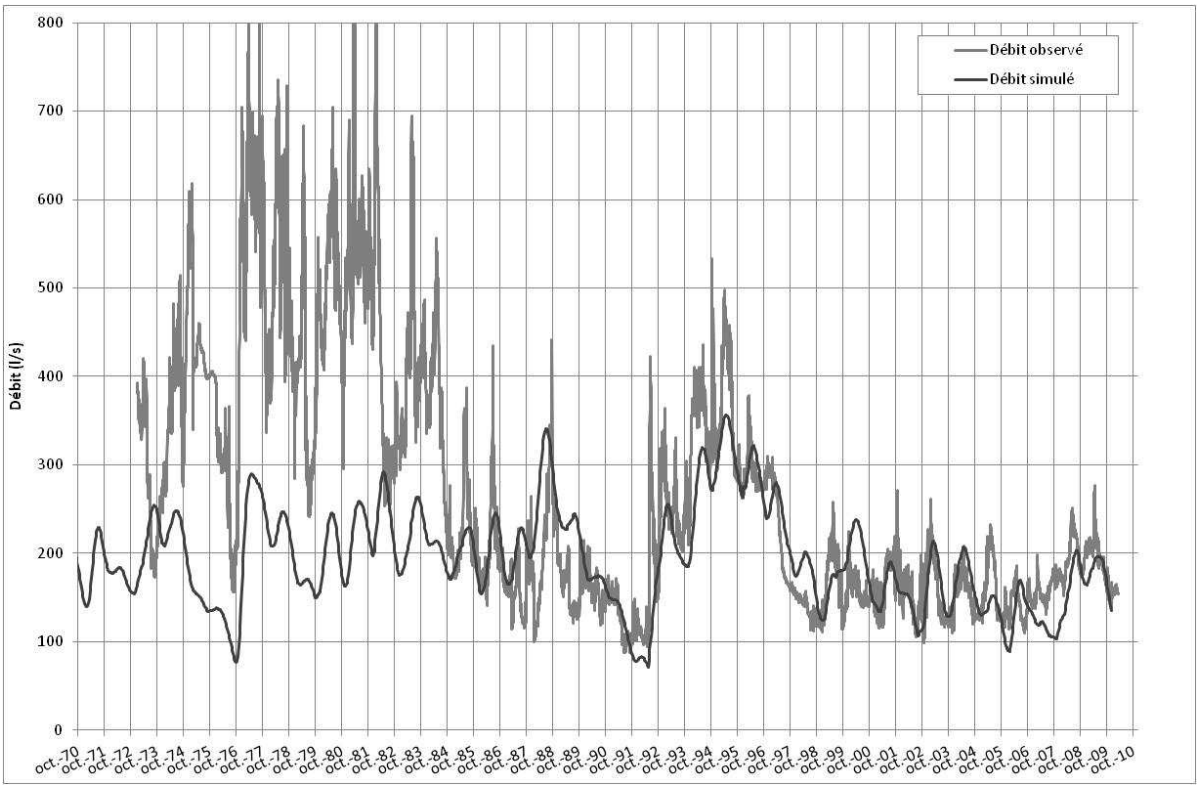


Figure 183 : Débit simulé et débit reconstitué des sources de front de coulée

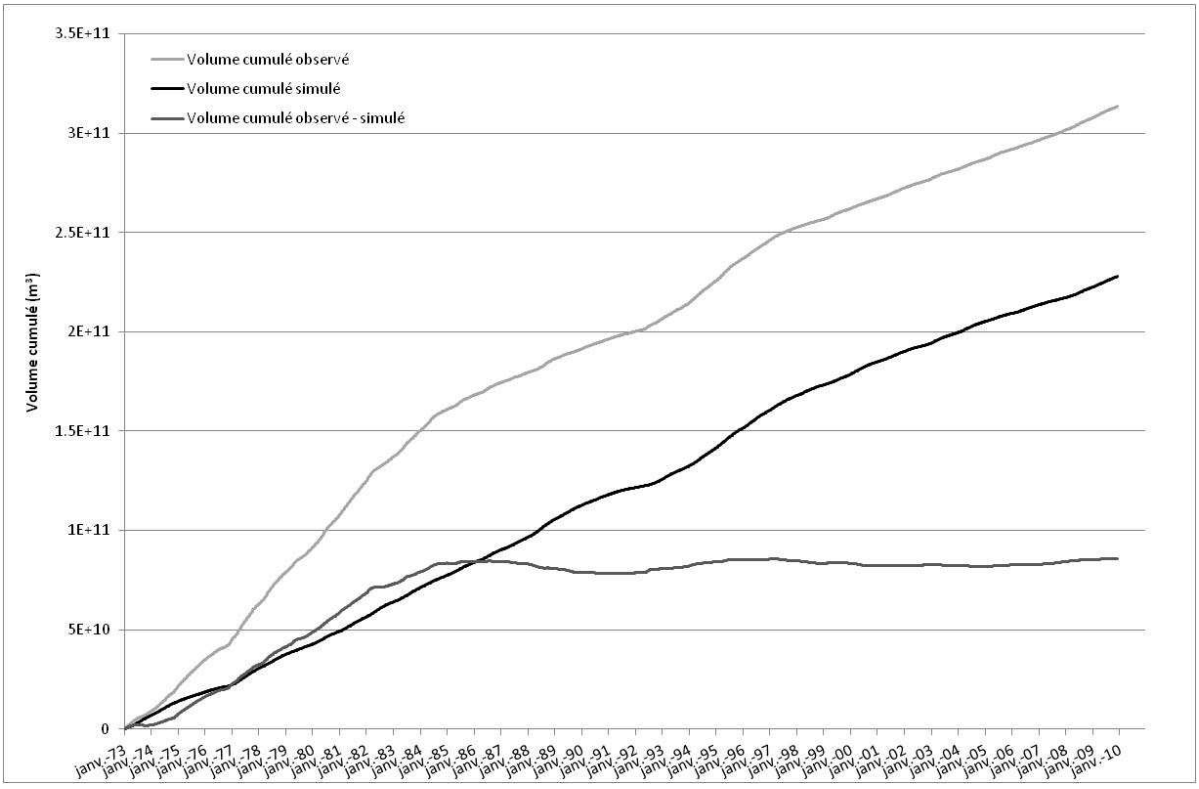


Figure 184 : Volumes cumulés simulés et observés

Le débit des sources est affecté de variations pluriannuelles de plusieurs centaines de l/s et de variations saisonnières de 80 à 120 l/s (sur la période actuelle depuis 1999).

Les variations pluriannuelles du débit sont modélisées de manière satisfaisante mais seulement à partir de 1985. Sont notamment reproduites :

- la diminution du débit entre les hautes eaux de 1988 et l'étiage de 1992,
- la période de forts débits de juin 1992 à mars 1997,
- la diminution importante du débit de mars 1997 à décembre 1998.

Par contre les débits élevés accompagnés de variations saisonnières de très fortes amplitudes des années 1973 à 1985 ne sont pas reproduits par le modèle. La différence entre les débits cumulés observés et simulés augmente, en effet, depuis 1973 jusqu'en 1985 et est relativement constante depuis 1985 (Figure 184).

De manière générale, grâce à l'infiltration de la quasi-totalité du débit du Viallard, les débits moyens hautes eaux et basses eaux sont reproduits de manière satisfaisante par le modèle, notamment depuis 1999. Par contre les débits les plus élevés enregistrés en hautes eaux sont quasi systématiquement sous-estimés depuis 1985, notamment pendant la période de forts débits de 1992 à 1997. Cela peut être lié à l'absence de prise en compte de voies d'écoulement plus rapide dans le système. Par ailleurs le modèle sous-estime les débits de manière significative en 1994, 1995, 2007 et 2008. Il surestime les débits de manière significative en 1988, 1989 et 1998.

Afin de mettre en évidence d'éventuelles modifications de la recharge du système au cours du temps, notamment avant et après 1985, les bilans hydrologiques ont été évalués par année hydrologique, d'octobre à septembre (Figure 185). Le débit d'entrée du système est calculé à partir des précipitations observées à la station Météo-France de Volvic, affectées du gradient altitudinal pour évaluer la pluie brute à l'altitude moyenne de recharge du bassin versant, égale à 780 mNGF environ. Le débit annuel de sortie de l'hydrosystème est calculé en additionnant le débit total reconstitué en front de coulée et les prélèvements par pompage ou gravitaires sur l'ensemble des ouvrages du bassin versant.

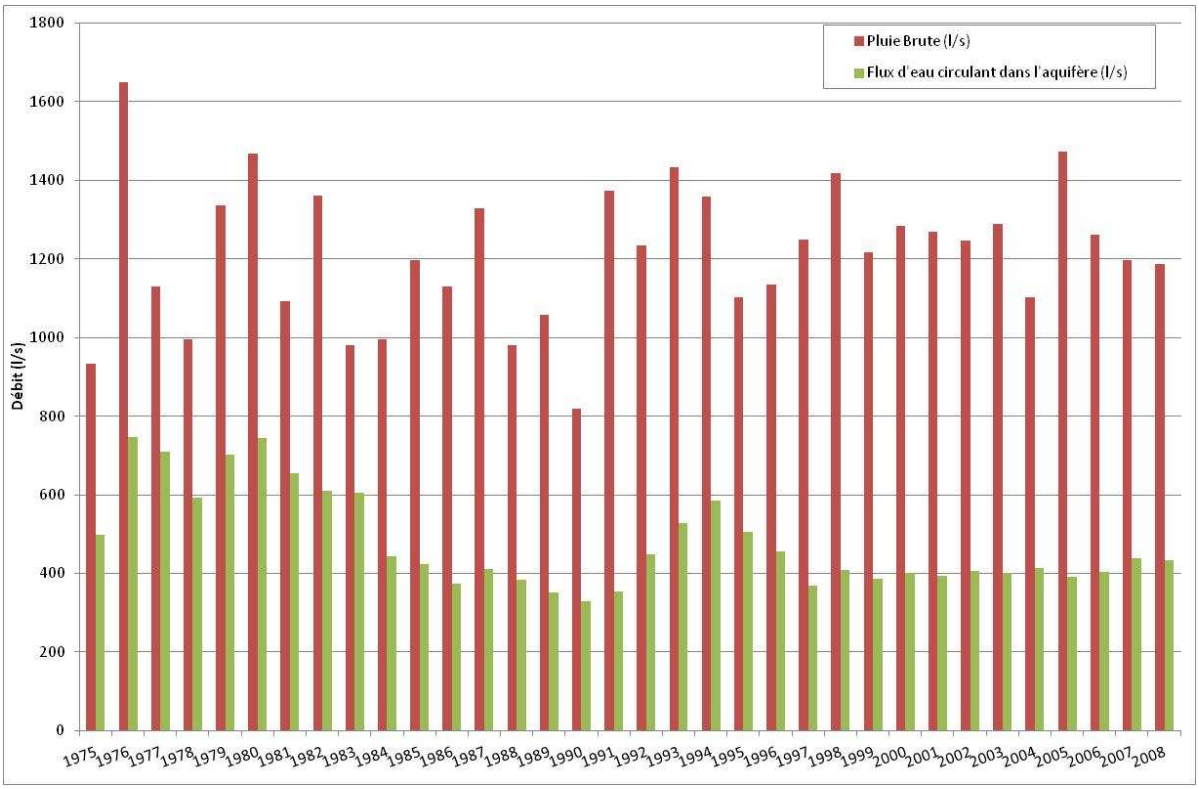


Figure 185 : Pluie brute mesurée à la station Météo-France de Volvic et débit circulant dans l'aquifère, présentés par année hydrologique (d'octobre à septembre)

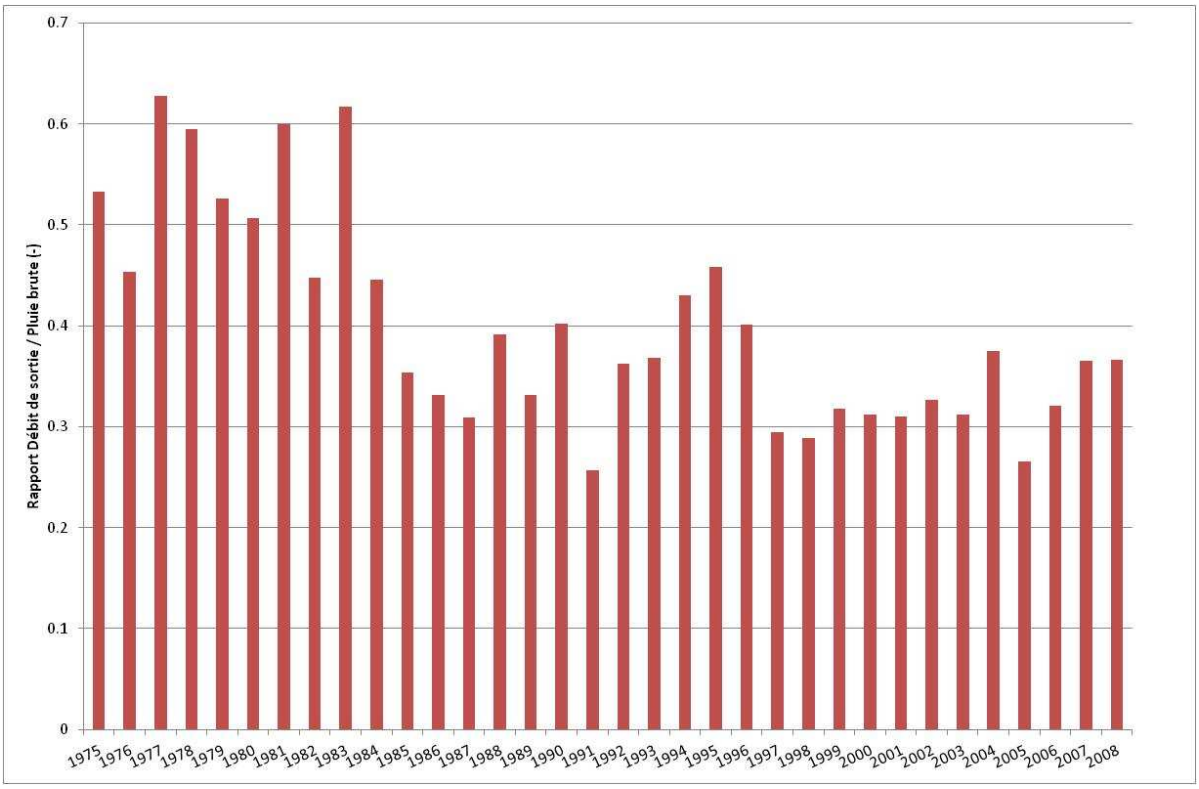


Figure 186 : Rapport entre la pluie brute et le flux d'eau total transitant dans l'aquifère par année hydrologique

Si l'on considère 2 périodes, 1975-1984 et 2000-2010, la part de pluie efficace a diminué de 55 à 30 % de la pluie brute alors que la pluie brute, proche de 950 mm/an ne présente pas de différence significative entre ces deux périodes (Figure 186).

Plusieurs aménagements réalisés sur l'impluvium ont pu affecter le débit de recharge de la nappe, cependant l'impact de la réalisation de chacun de ces ouvrages ne permet pas d'expliquer les variations importantes de débit observées entre les périodes 1975-1985 et 2000-2010 (voir chapitre II).

Plusieurs hypothèses peuvent donc être émises quant aux forts débits enregistrés dans les années 1975 à 1984 :

- une modification importante de la couverture végétale après les années 1985 aurait entraîné une augmentation de la part d'évapotranspiration et une réduction de la pluie efficace disponible pour les écoulements de surface et souterrains,
- les débits enregistrés à St Genest surestimeraient les débits réellement écoulés au niveau de cette seule source entre 1975 et 1985.

La première hypothèse a été envisagée au travers de l'étude et de la modélisation de l'évolution de l'occupation des sols.

5.1.2.4 Simulation du changement d'occupation des sols sur la période 1960-2010

Le modèle, tel qu'il a été calibré, intègre l'occupation des sols (et notamment de la surface forestière) issue du recensement réalisé en 2011 dans le cadre du projet SEMEAU (Favre d'Anne, CRPF, com. pers.). Afin de mieux simuler le débit des sources de front de coulée depuis les années 70, les objectifs suivants ont été fixés :

- évaluer les modifications de l'occupation des sols, notamment du territoire forestier, sur le bassin versant de Volvic, depuis les années 50,
- simuler le débit des sources de front de coulée en intégrant l'occupation des sols des années 70.

Dans le cadre du projet SEMEAU, une étude de l'évolution de l'occupation du sol, notamment forestière, a été menée à l'échelle du bassin versant, sur la base d'une analyse de photographies aériennes (Favre d'Anne, CRPF, com. pers.). Six états d'occupation des sols, correspondant à différentes mission aériennes, de 1946 à 2009, ont été cartographiés.
Entre 1946 et 2009, l'emprise des landes et des surfaces agricoles est passée de 69,8 % à 39,9 % (Figure 187 et Figure 188). La surface agricole du bassin versant a fortement diminué jusqu'en

1989 du fait de la déprise agricole, elle est restée stable par la suite. La proportion de bois jeune a ainsi fortement augmenté de 1946 à 1989 et a ensuite diminué. La surface forestière totale est donc passée de 27 % en 1946 à 51 % en 1999, cette augmentation ayant surtout favorisé les peuplements de feuillus (Figure 187). La surface anthropisée a également augmenté de 6 % environ à l'échelle du bassin versant depuis 1946.

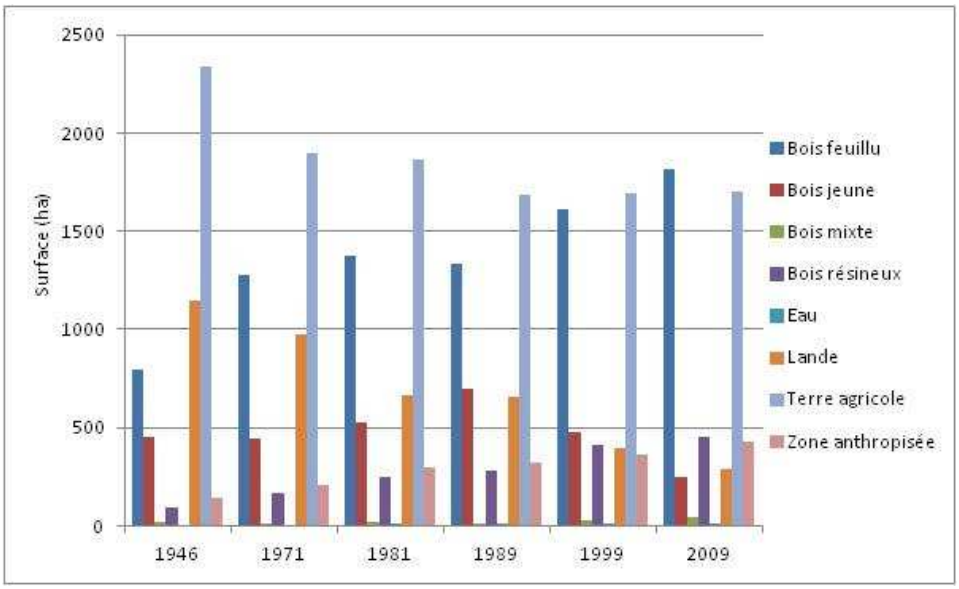


Figure 187 : Evolution des différents types d'occupation du sol

L'étude de l'évolution de l'occupation des sols confirme la présence d'une couverture végétale actuelle qui favorise l'évapotranspiration par rapport à l'occupation des sols des années 70.

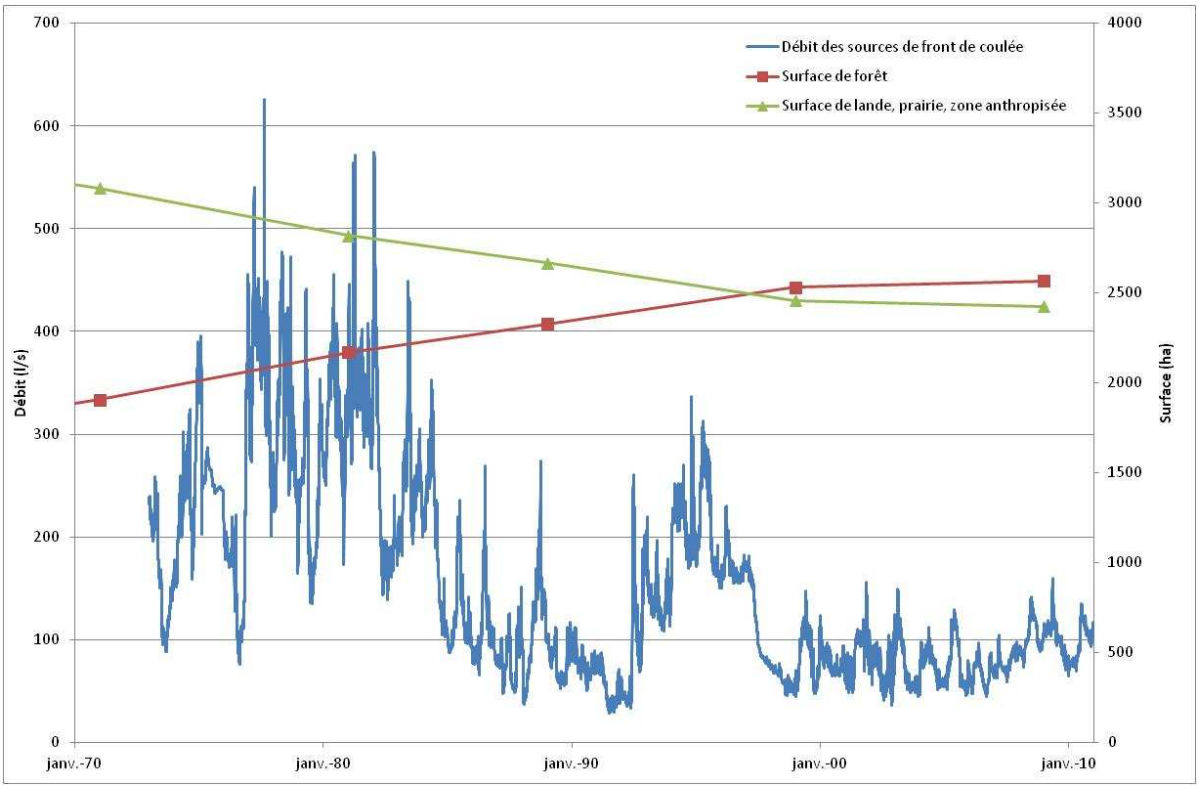


Figure 188 : Evolution de l'occupation du sol et des débits en front de coulée

Une simulation du débit des sources de front de coulée a été réalisée en intégrant :

- l'occupation forestière cartographiée à partir des photographies aériennes de 1971,
- les paramètres de calage identiques au modèle intégrant l'occupation des sols actuelle. Ces paramètres sont présentés dans la partie 5.1.2.3.5 pour le modèle hydrologique et dans la partie 4.3.2 pour le module FORET.

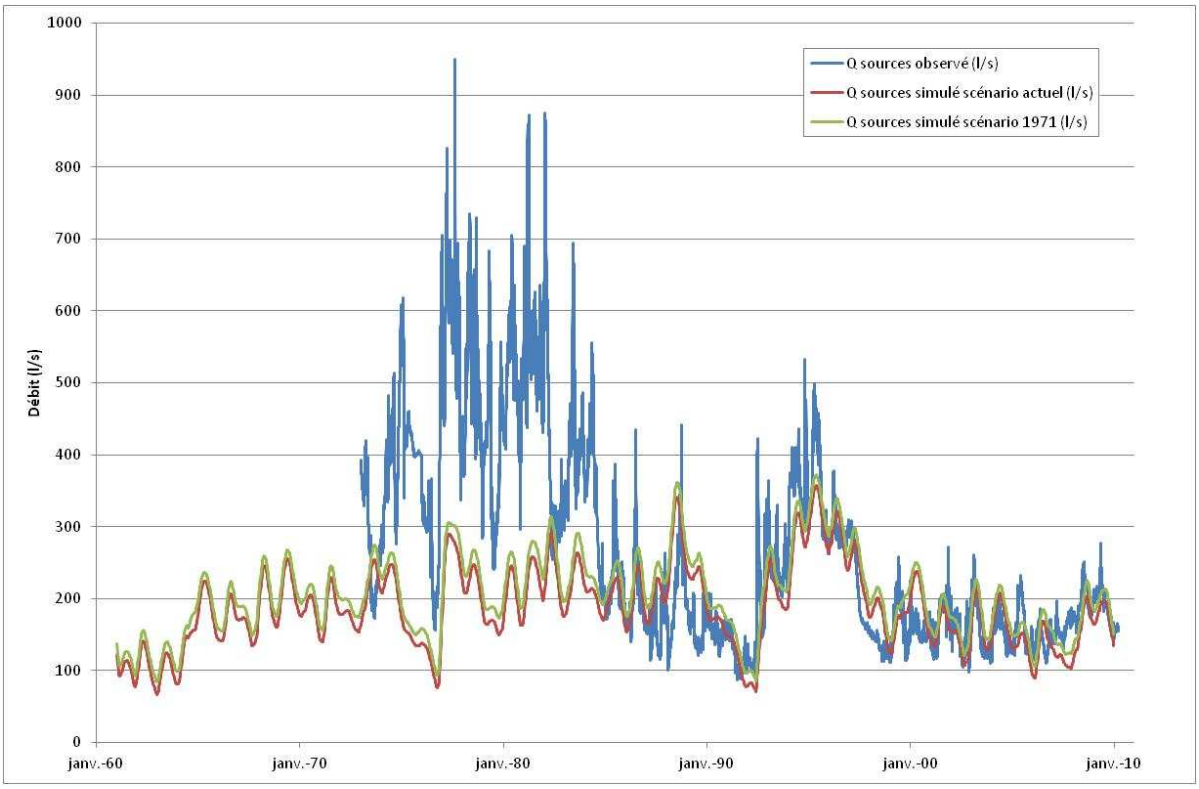


Figure 189 : Débit des sources de front de coulée simulé en intégrant l'occupation des sols de 1971

Les débits moyens simulés avec le scénario d'occupation des sols de 1971, les autres paramètres restant inchangé par ailleurs, sont supérieurs aux débits moyens simulés avec le scénario d'occupation des sols actuel, de 19 l/s en moyenne. Etant donné le calage actuel du modèle, l'intégration du mode d'occupation des sols de 1971 ne permet cependant pas de reproduire les débits 2 à 4 fois plus élevés de la période 1975-1985.

Il est important de noter que le mode d'exploitation forestière, notamment la pratique plus intensive des coupes rases pendant les années 70, n'est qu'en partie intégré dans le modèle par l'occupation des sols. La pratique intensive de coupes rases aurait pu avoir pour effet de réduire de manière significative l'évapotranspiration, donc d'augmenter les volumes d'eau disponibles pour la recharge de l'aquifère. Dans le modèle, ces sites de coupe rase ont simplement été classifiés soit en landes (donc intégrés dans le modèle sous forme de prairie), soit en bois jeune (intégrés dans le modèle sous forme de forêt de feuillus).

Une nouvelle simulation a été effectuée en modifiant le calage présenté, c'est-à-dire en favorisant au maximum la production de pluie efficace sous prairie, en réduisant la production de pluie efficace sous couvert forestier et en favorisant la production sur le socle, tout en équilibrant les bilans hydrologiques (Tableau 57).

Paramètre	Socle et alluvions	Volcanisme
DCRT prairie	10	40
DCRT forêt	10	140
CRT prairie	30	70
CRT forêt	30	180

Tableau 57 : Paramètres favorisant l'influence de la modification de l'occupation des sols

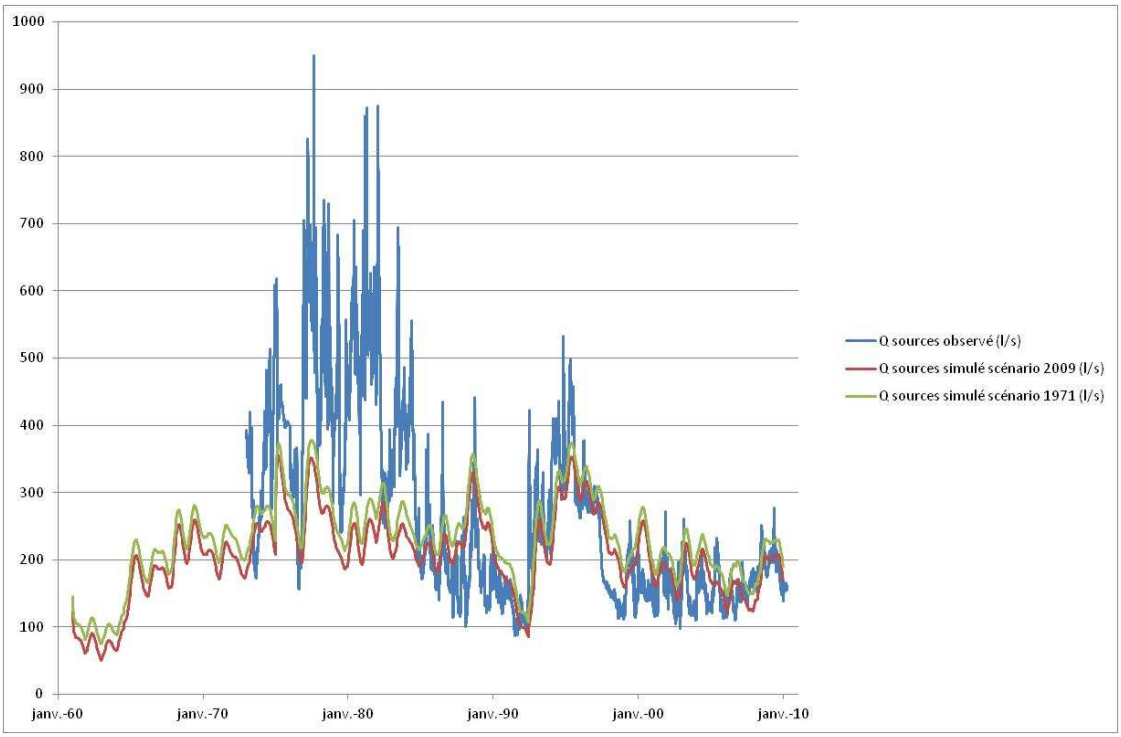


Figure 190 : Simulation du débit des sources de front de coulée avec un calage favorisant l'influence de la modification de l'occupation des sols.

Avec un tel calage, les débits simulés avec le scénario d'occupation des sols de 1971 sont supérieurs aux débits simulés avec le scénario d'occupation des sols actuel, de 25 l/s en moyenne. La modification du calage visant à amplifier l'influence de l'occupation des sols ne permet toujours pas de simuler correctement les débits élevés enregistrés sur la période 1975-1985.

La prise en compte de l'occupation des sols des années 70 ne permet donc pas de simuler les débits élevés des sources de front de coulée mesurés avant 1985. Par ailleurs, comme indiqué dans le chapitre II, seules les données de jaugeages effectués par Belkessa (1973) permettent de valider les débits de la source de St Genest enregistrés avant 1975. Aucune donnée de jaugeage

ponctuel des sources de front de coulée permettant de valider la chronique de débit n'est disponible entre le 01/12/1974 et le 01/10/1990 (voir chapitre II).

5.1.2.5 *Apport de la modélisation à l'élaboration d'un nouveau modèle conceptuel d'écoulement souterrain dans les coulées volcaniques de la Chaîne des puys*

5.1.2.5.1 Constat de fonctionnement

L'aquifère de Volvic est caractérisé par une forte perméabilité dans une section d'écoulement étroite (environ 200 m de large au niveau de l'étroiture du Goulet, pour 20 m d'épaisseur d'aquifère en moyenne d'après les données de forage). Par ailleurs, les gradients piézométriques sont particulièrement élevés à l'échelle du bassin versant (de l'ordre de 6 % en moyenne).

Si l'on considère un système aquifère au fonctionnement darcéen le flux d'eau s'écoulant dans la nappe peut être calculé avec :

- un gradient piézométrique d'environ 6 %,
- une perméabilité d'environ 10^{-3} m/s,
- une section d'écoulement de 300 m de large et de 20 m d'épaisseur.

Le débit ainsi calculé est de 360 l/s. Ce débit est comparable au débit moyen actuel s'écoulant en front de coulée (140 l/s) additionné des débits pompés (90 l/s) et du débit à la galerie du Goulet (165 l/s) soit un débit total de 395 l/s. A l'échelle de l'ensemble de l'aquifère, le débit circulant dans l'aquifère peut donc être évalué de manière réaliste avec l'équation de Darcy et les paramètres présentés ci-dessus.

Les sources de front de coulée présentent des variations de débit à différentes échelles temporelles :

- des variations pluriannuelles, d'environ 150 à 300 l/s,
- des variations saisonnières, d'environ 50 à 100 l/s si l'on considère la période 2000-2010,
- des variations hebdomadaire à mensuelle, d'environ 100 à 200 l/s si l'on considère la période 1978-1982, et d'environ 20 à 30 l/s si l'on considère la période 2000-2010.

Les variations rapides de période hebdomadaires à mensuelles peuvent être expliquées par le transfert rapide de flux d'eau dans la partie aval de l'impluvium correspondant à l'infiltration locale des ruisseaux du Viallard et de la Rivaux. Les variations saisonnières peuvent être expliquées par la modulation saisonnière des débits s'écoulant dans la nappe depuis l'amont de l'hydrosystème, additionnée à la modulation saisonnière de l'infiltration locale des ruisseaux du Viallard et de la Rivaux. Les variations pluriannuelles depuis 1985 semblent pouvoir être expliquées par la variation annuelle de pluviométrie, affectant aussi le gradient piézométrique.

Le débit des sources de front de coulée observé peut être multiplié par un facteur 2 à 3 au cours de variations pluriannuelles. Entre 1995 et 1999 par exemple, le débit moyen passe de 200 à 80 l/s. Une telle variation du débit devrait engendrer des gradients piézométriques 2 à 3 fois plus faibles. Or le gradient sur l'ensemble de l'aquifère est particulièrement important. S'il est aujourd'hui d'environ 5%, il aurait dû être d'environ 12,5 % en 1995, soit une variation de 75 m par km.

Le modèle construit à l'échelle du bassin versant de Volvic, calibré pour reproduire au mieux les variations de débit des sources de front de coulée, montre logiquement, compte tenu des constats qui précèdent, des variations de piézométrie très importantes, de quelques dizaines de mètres à plus d'une centaine de mètres (Figure 191).

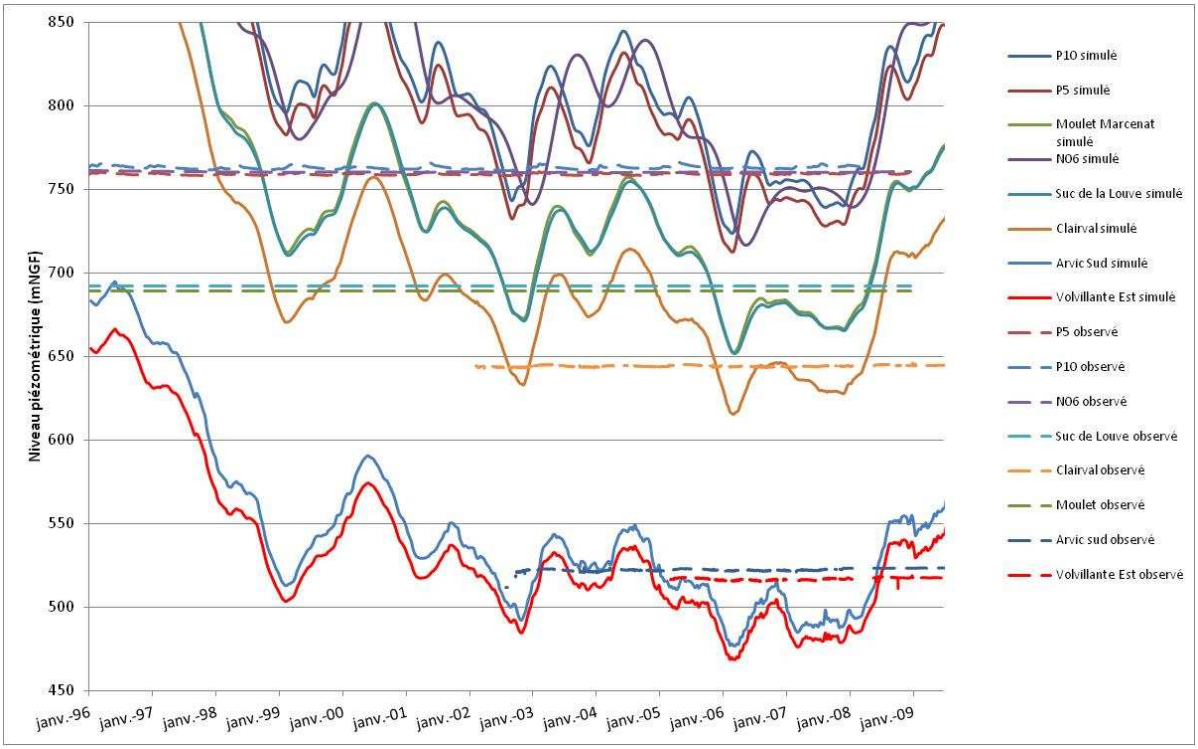


Figure 191 : Piézométrie simulée par le modèle et piézométrie observée

Or la piézométrie, observée dans différents ouvrages des axes nord et sud depuis 1994, présente des variations très différentes (voir chapitre II) :

- saisonnières, d'une amplitude de 2 à 9 m, pour les piézomètres de l'axe nord, et de quelques dizaines de centimètres pour les piézomètres de l'axe sud,
- pluriannuelles, d'une amplitude de 1 à 2 m, pour les piézomètres de l'axe nord et de quelques dizaines de centimètres pour les piézomètres de l'axe sud.

De plus, le débit de la Galerie du Goulet, qui s'écoule par gravité, présente un débit d'environ 165 l/s, avec une variabilité haute fréquence d'environ 6 l/s. La période de mesure de ce débit étant peu étendue, il est difficile d'estimer si le débit de la galerie est affecté de manière importante par

des variations de débit pluriannuelles. Cependant, il semblerait que les débits soient relativement stables depuis la construction de la galerie en 1929 (Bertrand, SMUERR, com. pers.). La stabilité du débit de la galerie indique que le niveau piézométrique local varie peu au cours du temps (le niveau de drainage que constitue la galerie étant une constante). Les variations piézométriques sont donc faibles au regard de la variation du gradient estimée sur la base de l'amplitude de variation du débit des sources de front de coulée.

Par ailleurs, dans les piézomètres de l'axe nord, les variations piézométriques saisonnières sont supérieures aux variations pluriannuelles alors que, au niveau des sources de front de coulée, les variations saisonnières de débit sont très nettement inférieures aux variations pluriannuelles.

Ces phénomènes montrent que l'aquifère à un fonctionnement plus complexe que le simple modèle darcéen initialement proposé.

5.1.2.5.2 Premières hypothèses de conceptualisation

Plusieurs hypothèses de fonctionnement ont été proposées pour expliquer les variations de piézométrie et de débit en front de coulée.

1) Les variations de débit des sources de front de coulée pourraient être influencées par des apports importants du réseau d'eaux usées, pluviales ou potables de la ville de Volvic. Une telle hypothèse pourrait expliquer les fortes teneurs en chlorures des sources de front de coulée. Cependant, les fuites du réseau devraient être relativement constantes au cours du temps. Un tel processus ne permettrait donc pas d'expliquer les variations de débit observées non accompagnées de variations piézométriques en amont.

2) Les sources de front de coulée pourraient être alimentées par des apports de nappes perchées dans les formations Oligocènes et les faciès d'altération en pied de plateau granitique sous les coulées. Cependant, il semble difficile de définir un sous bassin versant suffisamment important pour apporter 150 à 200 l/s supplémentaires. Par ailleurs, il semblerait que les apports de la nappe Oligocène puissent être négligés. En effet, d'après les coupes de trois forages implantés dans les sédiments oligocènes, à proximité de l'usine d'embouteillage du Chancet (Bonneval, 2002), l'horizon aquifère de la nappe oligocène est isolé de la surface par un niveau argileux de plus de 10 m d'épaisseur. D'autre part la perméabilité de cet aquifère captif est 1000 fois plus faible que celle de l'aquifère volcanique (Bonneval, 2002 ; Tableau 58). A titre de comparaison avec les données du Tableau 58, la transmissivité évaluée sur le forage Volvillante Est est de $2{,}5.10^{-1}$ m^2/s.

Forage	Profondeur du toit de la nappe (m)	Profondeur du niveau piézométrique (m)	Transmissivité (m^2/s)	Perméabilité (m/s)
Naturfruit	34	artésien	10^{-4} à 3.10^{-4}	10^{-5}
Garage 2	25	2,5	2.10^{-4}	$1,5.10^{-5}$
Parking	35	23,54	7.10-5 à 2.10^{-4}	6.10-6 à $2,5.10^{-5}$

Tableau 58 : Caractérisation des niveaux aquifères captés par les forages du Chancet

De plus, les terrains affleurants oligocènes observés par Ferroud (2012) présentent un faciès à dominante argileuse. On peut donc considérer que ces matériaux sont imperméables, donc négliger les apports verticaux de la nappe oligocène vers la nappe volcanique.

3) L'existence, au sein des formations volcaniques, de 2 aquifères superposés au fonctionnement différent pourrait être envisagée. Un aquifère inférieur captif pourrait se vidanger dans l'aquifère sus-jacent plus transmissif, ce qui entraînerait un écrêtage des variations piézométriques. En basses eaux, seul l'aquifère inférieur et les infiltrations du Viallard influenceraient le débit des sources de front de coulée. En hautes eaux, l'aquifère supérieur serait « activé ». Cependant un tel fonctionnement n'explique pas que les variations saisonnières de piézométrie soient supérieures aux variations pluriannuelles alors que l'on observe l'inverse pour les débits des sources. De plus la structure géologique ne permet pas de valider un tel fonctionnement.

Ces trois hypothèses de fonctionnement montrent leurs limites. Un quatrième modèle conceptuel de fonctionnement plus cohérent est proposé pour expliquer :

- que les variations de piézométrie soient faibles alors les variations du débit des sources de front de coulée sont importantes,
- que, si l'on observe la piézométrie, les variations saisonnières du signal soient plus fortes que les variations pluriannuelles alors que, si l'on observe le débit des sources de front de coulée, les variations saisonnières du signal sont plus faibles que les variations pluriannuelles.

5.1.2.5.3 Effet de discontinuités locales sur le gradient piézométrique réel

Le modèle conceptuel proposé est le suivant. Le gradient piézométrique serait élevé à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère mais il serait faible à l'échelle locale et présenterait des discontinuités formant ainsi à l'échelle de l'aquifère une série de « marches ». L'écoulement serait darcéen à

l'échelle locale, la perméabilité locale forte se traduisant par un gradient local faible. Il existerait des ruptures des écoulements darcéens au niveau de discontinuités géologiques très fortement perméables (front de coulée sous-jacente ou fissuration importante du cœur de la coulée sous-jacente) constituant des ruptures de la surface piézométrique (Figure 192). Les variations de débit engendrent ainsi de faibles variations de piézométrie et ne se propagent pas à l'ensemble de l'aquifère.

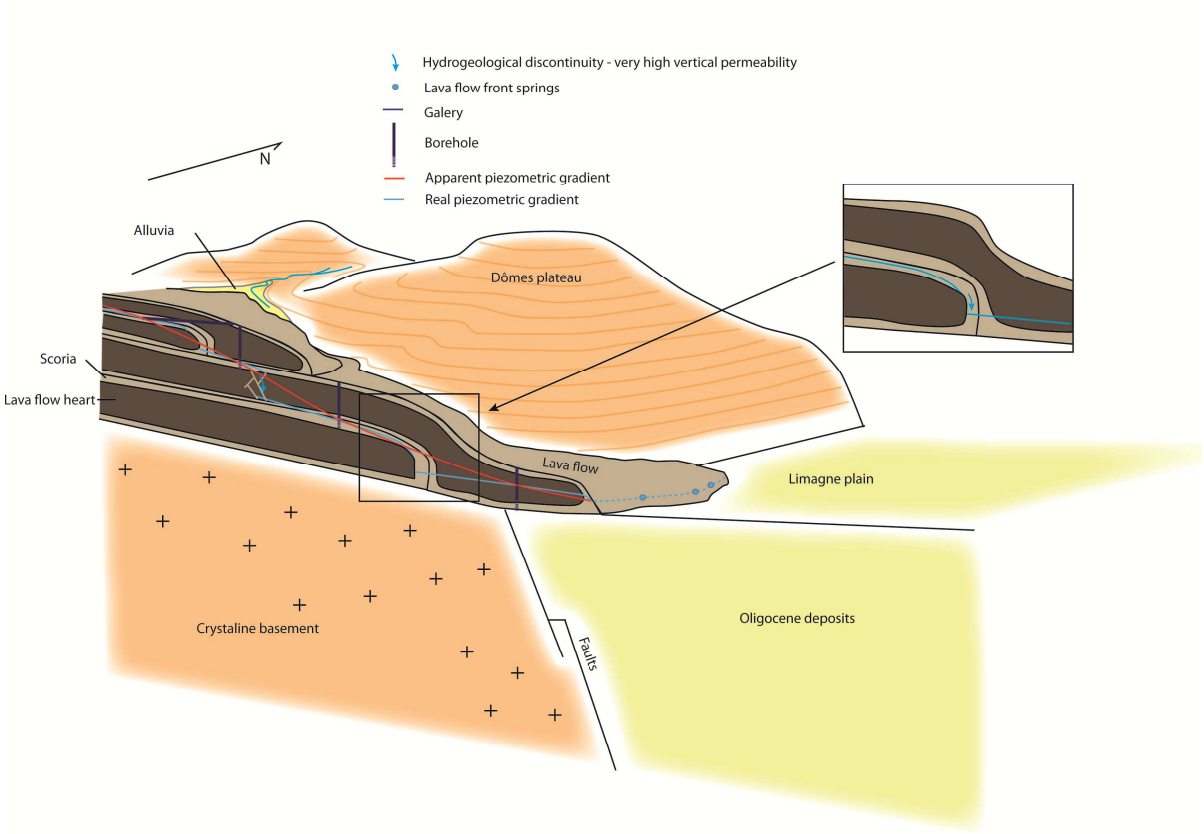


Figure 192 : Schéma conceptuel de fonctionnement hydrodynamique

Pour valider le modèle conceptuel de fonctionnement proposé, il s'agit de vérifier les hypothèses suivantes :

1) si l'on considère des piézomètres proches dans un secteur géologiquement homogène, le gradient doit être plus faible que le gradient moyen évalué à grande échelle,
2) il doit exister des discontinuités importantes du gradient piézométrique,
3) les variations pluriannuelles de débit des sources sont accompagnées d'une hausse de gradient piézométrique proportionnelle à la perméabilité locale,

Pour répondre au point 1, le gradient apparent sur l'ensemble de la partie amont de l'axe nord, entre les forages P4 et Moulet Marcenat (Figure 193), distants de 1500 m environ, est d'environ 3,7%. Si l'on considère les forages P4 et P5 (Figure 193), distants de 536 m, le gradient est d'environ 5 à 6 ‰, et si l'on considère les forages P11 et P4 (Figure 193), distants de 318 m, le

gradient est d'environ 6 à 7 ‰. Ceci confirme bien l'aspect en marches d'escalier de la surface piézométrique.

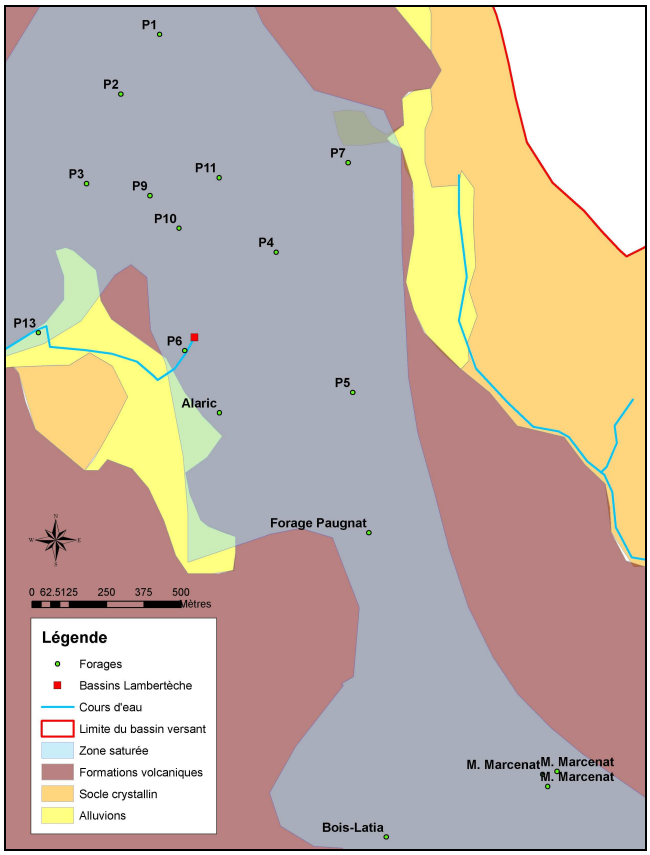


Figure 193 : Localisation des forages de la partie amont de l'axe nord

Pour répondre au point 2, les gradients piézométriques entre les forages du Goulet ont été calculés, sur la base des données recueillies en fin de foration (voir chapitre II). Le gradient moyen en amont et en aval des forages du Goulet est compris entre 3 et 6 %. Pourtant, entre les forages Aubignat et Arvic Sud, qui captent tous deux l'aquifère inférieur, le gradient piézométrique (calculé sur la base des niveaux observés en fin de foration) atteint plus de 30%, signe de la présence d'une discontinuité importante entre ces deux ouvrages. Le gradient observé entre le Puits et Volvillante Est, de 10,2 %, est également particulièrement important. Ces forts gradients pourraient révéler la présence d'une ou plusieurs discontinuités. A une échelle très locale, les gradients piézométriques peuvent donc être très variables, les gradients très élevés révélant la présence de discontinuités.

Pour répondre au point 3, les évolutions du gradient piézométrique entre les piézomètres P4 et P5 et entre les piézomètres P4 et P7 ont été calculées et comparées à l'évolution du débit des sources de front de coulée (Figure 194 et Figure 195). On constate, sur la période 1994-2000, que les variations pluriannuelles du débit en front de coulée s'accompagnent également de variations cohérentes du gradient piézométrique, pour les deux couples de piézomètres considérés.

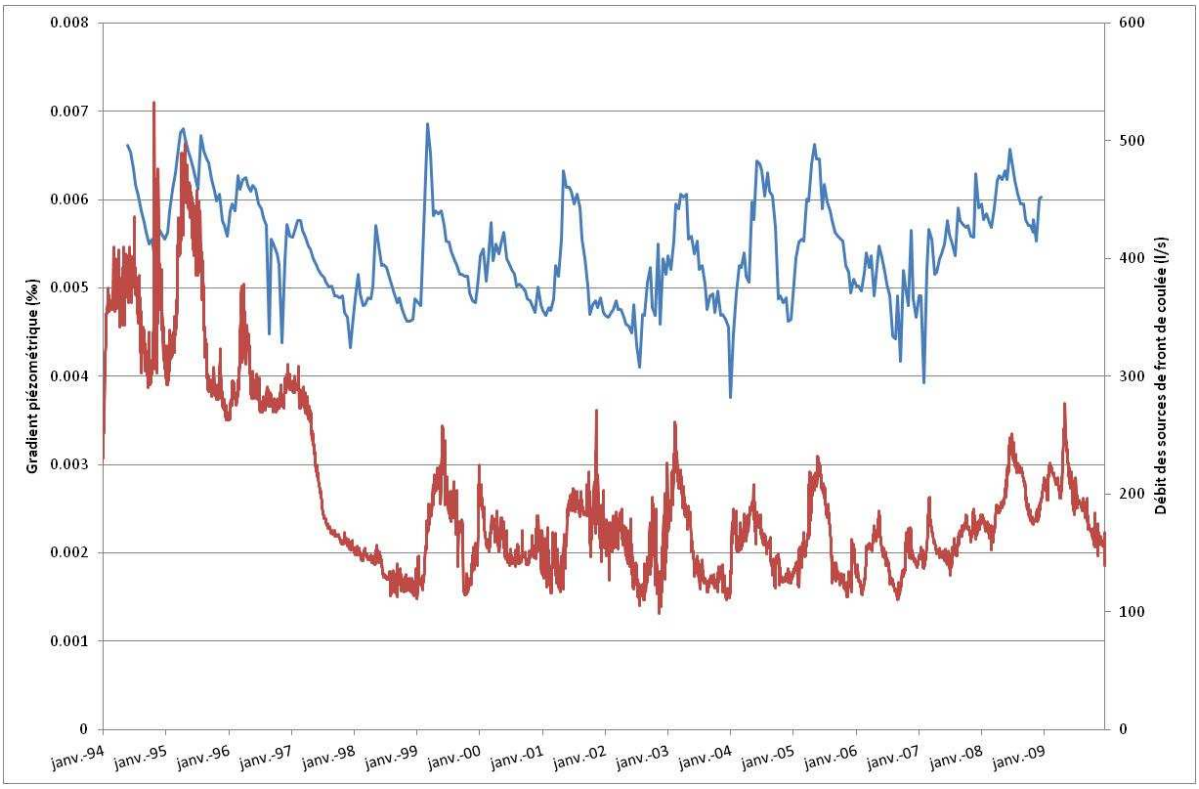


Figure 194 : Evolution du gradient piézométrique entre les forages P4 et P5 (en bleu) et évolution du débit total en front de coulée (en rouge)

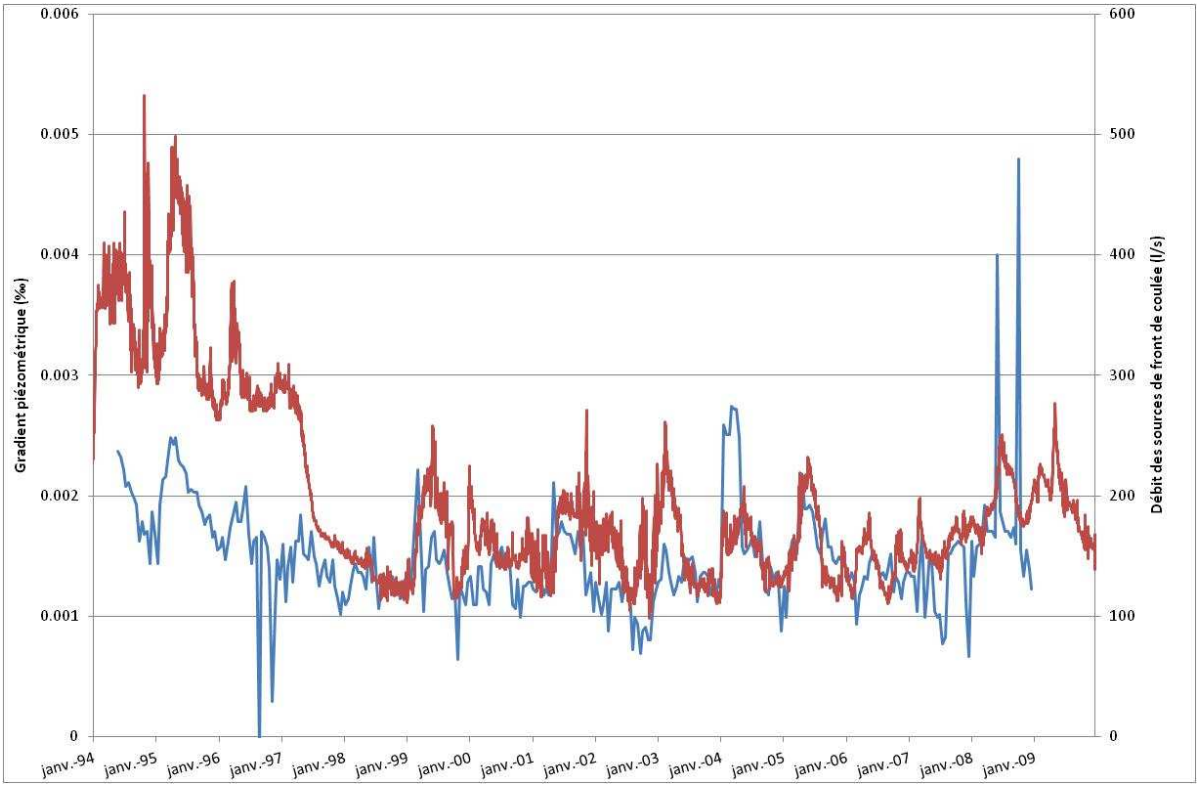


Figure 195 : Evolution du gradient piézométrique entre les forages P4 et P7 (en bleu) et évolution du débit total en front de coulée (en rouge)

5.1.2.5.4 Influences des apports locaux sur la variabilité du signal piézométrique et des débits en front de coulée

Les variations du débit des sources de front de coulée et de la piézométrie pourraient être expliquées de la façon suivante :

- les variations pluriannuelles du débit des sources de front de coulée sont liées à une hausse de gradient piézométrique consécutive à l'augmentation de la pluie efficace,
- les variations saisonnières du débit des sources de front de coulée sont essentiellement liées aux variations du débit d'infiltration du Viallard,
- les variations saisonnières de la piézométrie dans la partie amont de l'axe nord sont essentiellement liées à l'infiltration du Lambertèche, l'influence de ce dernier étant limitée dans l'espace.

Dans ce cas on peut supposer que les variations saisonnières de piézométrie dans la partie amont de l'axe nord et les variations saisonnières du débit en front de coulée sont liées à l'infiltration de cours d'eau différents, et dont l'influence est limitée dans l'espace.

Pour valider le modèle conceptuel de fonctionnement proposé, il s'agit de vérifier les hypothèses suivantes :

1) les variations saisonnières de piézométrie dans la partie amont de l'axe nord sont essentiellement liées à l'infiltration du Lambertèche dont l'influence est limitée dans l'espace,
2) les variations saisonnières de débit du Viallard peuvent expliquer les variations saisonnières de débit des sources.

Pour répondre au point 1, l'amplitude de variation saisonnière de la piézométrie pour un cycle hydrologique moyen évalué entre les hautes eaux de mai 2005 et les basses eaux d'octobre 2005, est comparée à la distance entre l'ouvrage et les bassins d'infiltration du Lambertèche. Pour cela, quatre ouvrages ont été sélectionnés pour leur localisation en aval des bassins du Lambertèche : les piézomètres P4, P5, P6 et Bois Latia (Figure 196).

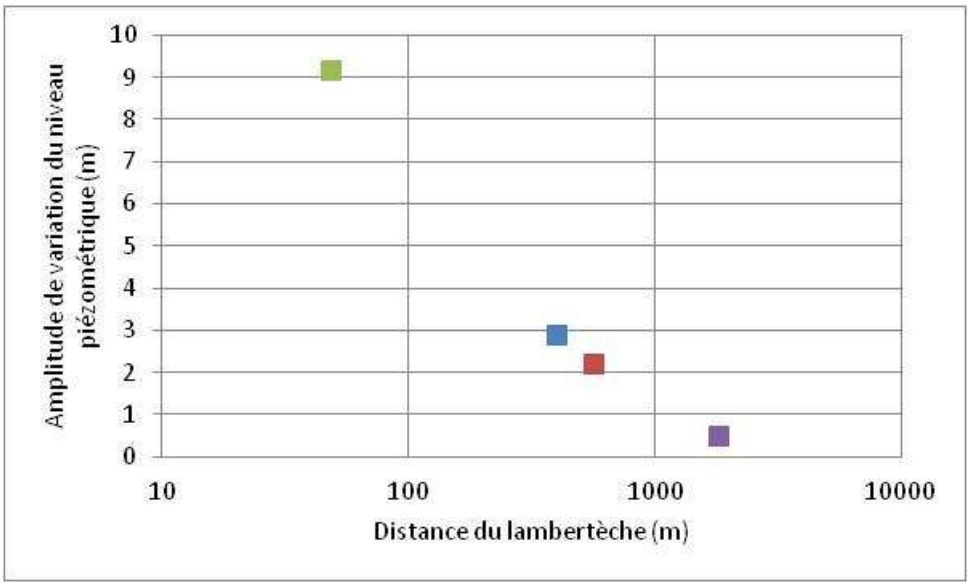


Figure 196 : Evolution de l'amplitude de variation saisonnière de la piézométrie en fonction de la distance aux bassins d'infiltration du Lambertèche

L'amplitude de variation saisonnière de la piézométrie décroît de manière linéaire avec le logarithme de la distance entre l'ouvrage et les bassins d'infiltration du Lambertèche. L'influence hydrodynamique de l'infiltration du Lambertèche étant donc très locale, elle ne peut être directement associée aux variations saisonnières de débit en front de coulée.

Pour répondre au point 2, le débit produit par le bassin versant de socle du Viallard a été estimé sur la base :

- du débit de l'Ambène depuis 1993,
- du rapport des surfaces de socle affleurant et d'alluvions entre le bassin versant de l'Ambène (6,05 km²) et du Viallard (3,8 km²). Dans un premier temps la surface du sous bassin du ruisseau de Moulet Marcenat, bien que raccordé au Viallard, n'a pas été pris en compte. En effet d'une grande partie du débit du ruisseau de Moulet Marcenat s'infiltre probablement en amont de l'avaloir et de la conduite permettant le raccordement (voir la description du dispositif dans le chapitre II).

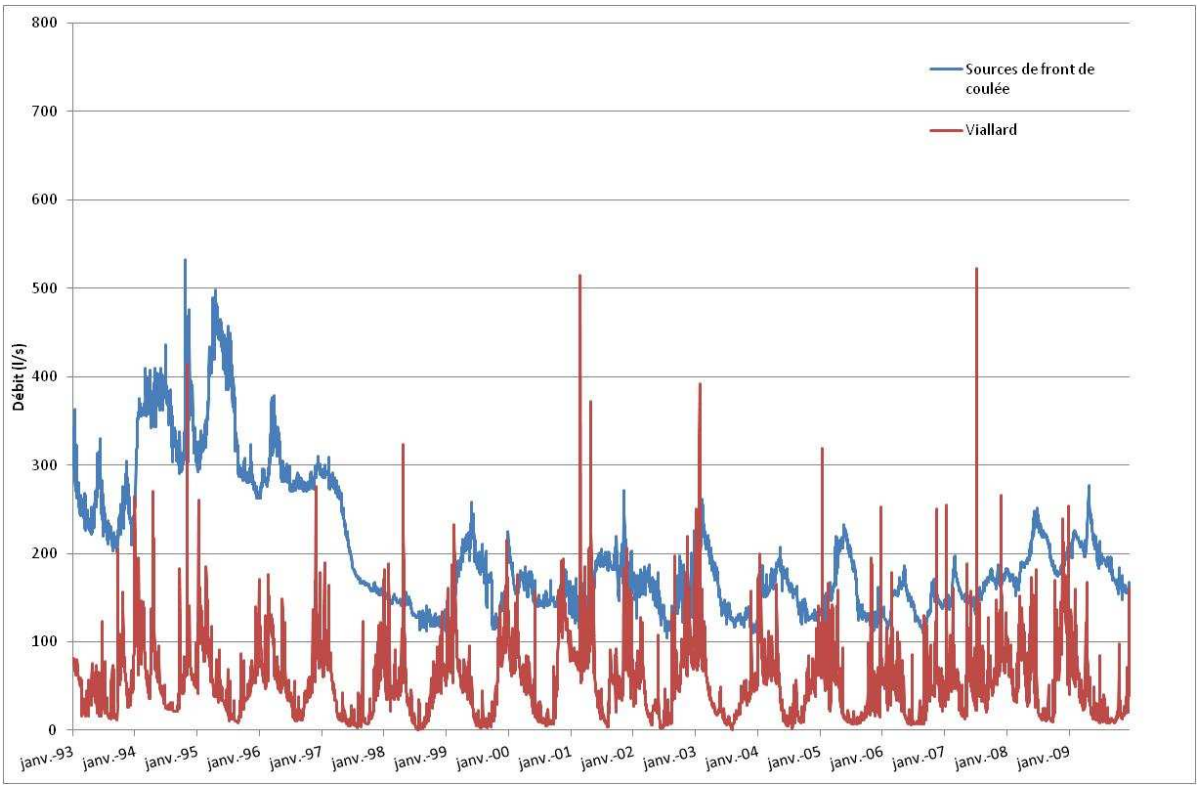


Figure 197 : Débit des sources de front de coulée et débit estimé du Viallard

L'amplitude de variation saisonnière du débit du Viallard, d'environ 80 à 100 l/s, est proche de l'amplitude de variation saisonnière du débit des sources de front de coulée. L'infiltration d'une grande partie du débit du Viallard semble donc pouvoir expliquer une grande partie de la variabilité saisonnière du débit des sources de front de coulée.

Le modèle construit à l'échelle du bassin versant de Volvic permet de simuler les écoulements de surface et souterrains. Sa calibration permet de reproduire les variations saisonnières et pluriannuelles du débit des sources de front de coulée de manière satisfaisante à partir de 1985. Cependant le modèle sous-estime de manière importante les débits enregistrés de 1973 à 1984.

La variation de l'occupation des sols, et notamment de l'étendue du territoire forestier sur le bassin versant depuis 1950, semble être significative. Cependant la prise en compte dans le modèle de l'occupation forestière des années 70 ne permet pas de reproduire de manière satisfaisante les débits élevés des sources de front de coulée et leur forte variabilité avant 1985. D'autre part, aucun jaugeage ponctuel de la source de St Genest ne permet de valider les débits élevés et les fortes variations enregistrés entre le 01/12/1974 et le 01/10/1990. Ni la pluviométrie, ni les aménagements réalisés sur le bassin versant, ni les prélèvements réalisés durant cette période ne permettent d'expliquer de tels débits pour la seule source de St Genest. Nous sommes donc en droit de douter de la validité de la chronique de débit de la source de St Genest enregistrée durant cette période.

Enfin, la mise en regard des variations de débit des sources de front de coulée avec les variations de piézométrie observée et simulée par le modèle a permis de proposer un modèle conceptuel de fonctionnement de l'aquifère. Le gradient piézométrique est élevé à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère mais il est faible à l'échelle locale et présente des discontinuités sous forme de « cascades ». L'écoulement est darcéen à l'échelle locale (du fait de l'existence d'une forte perméabilité et d'un gradient local faible) mais il existerait des ruptures des écoulements darcéens au niveau de discontinuités géologiques localement très perméables (front de coulée sous-jacente ou fissuration importante du cœur de la coulée sous-jacente). Par ailleurs, les variations du débit des sources de front de coulée et de la piézométrie peuvent être expliquées de la façon suivante après 1985 :

- *les variations pluriannuelles de débit des sources de front de coulée sont liées à une hausse de gradient piézométrique,*
- *les variations saisonnières de débit des sources sont essentiellement liées aux variations du débit d'infiltration du Viallard,*
- *les variations saisonnières de la piézométrie dans la partie amont de l'axe nord sont essentiellement liées à l'infiltration du Lambertèche, l'influence de ce dernier étant limitée dans l'espace.*

5.1.3 Validation du modèle au moyen de traceurs conservatifs

5.1.3.1 Modélisation du transfert de chlorures à l'échelle du bassin versant

L'objectif de la modélisation du transfert de chlorures est, d'une part, d'affiner et de valider le calage du modèle hydrodynamique à l'échelle du bassin versant de Volvic et, d'autre part, de mieux comprendre le fonctionnement des différents compartiments du système.

5.1.3.1.1 Données d'entrée pour modélisation des chlorures

Les flux de chlorures en entrée de l'hydrosystème de Volvic et pris en compte pour la modélisation du transfert de chlorures proviennent principalement de 3 origines (voir chapitre III) : la pluie, le salage des routes et l'élevage.

Les flux de chlorures provenant de la pluie sont répartis en 7 zones météorologiques, chacune des 18164 mailles du modèle étant affectée à une zone. Une chronique journalière de flux de chlorure est calculée pour chaque zone météo, sachant que :

- la concentration en chlorures de la pluie est fonction de la hauteur journalière, la relation entre ces deux variables a été décrite dans le Chapitre III,

- le flux de chlorure F_{Cl} en entrée de chaque maille est tel que :

$$F_{Cl} = [Cl] \times P_j \times S \times 1000$$

Avec :

- F_{Cl} : flux de chlorures [g/j],
- [Cl] : concentration en chlorures de la pluie du jour [mg/l],
- Pj : hauteur de pluie journalière [mm/j],
- S : surface de la maille [m^2].

Concernant les flux d'entrée liés au salage des routes, plusieurs itinéraires sont à prendre en compte : l'itinéraire du camion communal de Volvic, l'itinéraire du tracteur communal de Volvic, l'itinéraire de Paugnat et l'itinéraire des saleuses départementales (pour lequel il existe trois sous itinéraires : Manzat, St Georges et Pontgibaud). Une liste de mailles est affectée à chaque itinéraire. Pour chaque maille et pour chaque itinéraire, une chronique journalière de flux de chlorure F_{Cl} est calculée telle que :

$$F_{Cl} = \frac{M_{Cl}^{\text{année i}}}{N_{\text{épandage}}^{\text{année i}} \times N_{\text{mailles}} \times 10^6}$$

Avec :

- F_{Cl} : flux de chlorures [g/j],
- $M_{Cl}^{\text{année i}}$: masse de sel épandue pendant l'année i [t],
- $N_{\text{épandage}}^{\text{année i}}$: nombre de jours de traitement du réseau routier pendant l'année i (supposé égal au nombre d'occurrences neige observées à la station Météo-France de Volvic) [j],
- N_{mailles} : nombre de mailles de l'itinéraire [-].

On suppose que le flux de chlorures épandu à chaque pas de temps est instantanément disponible pour son transport vers l'hydrosystème. On aurait également pu considérer que ce flux était mobilisable uniquement partir des précipitations suivantes. Cependant, l'échelle temporelle à laquelle nous nous intéressons pour l'interprétation des concentrations simulées (hebdomadaire voir mensuelle) et l'inertie du système nous autorisent à faire l'hypothèse d'une disponibilité instantanée des chlorures apportés. On considère également que les flux provenant du traitement du réseau routier étaient nuls avant 1970 et qu'ils ont augmenté de manière linéaire jusqu'en 1985, en restant proportionnels, année par année, à l'IVH. Ne disposant pas des données

d'IVH avant 1978, nous avons considéré pour les années antérieures qu'il était constant et égal à l'IVH moyen sur la période 1978-2011, soit 23,4.

Les flux provenant de l'élevage de bétail sont également pris en compte par le modèle. Une carte de la SAU et du nombre d'UGB par exploitation a été superposée avec le maillage. Le nombre d'UGB par maille a été calculé sur la base du rapport : Nombre d'UGB par exploitation/Nombre de mailles sur la SAU de chaque exploitation. On considère un flux journalier constant au cours de l'année de 15 kg/an.UGB, soit 41 g/j.UGB (voir chapitre III). Le flux journalier de chlorures pour une maille i lié à l'élevage F_{Cl}^{i} est tel que :

$$F_{Cl}^{i} = F_{Cl}^{unitaire} \times N_{UGB}^{i}$$

Avec :

- F_{Cl}^{i} flux de chlorures [g/j],
- $F_{Cl}^{unitaire}$: Flux de chlorures par UGB et par maille,
- N_{UGB}^{i} : nombre d'UGB de la maille i.

Les flux de chlorures transitant dans l'hydrosystème et provenant des fuites du réseau d'assainissement, d'après le diagnostic effectué sur le réseau du SIARR (voir chapitre III), semblent négligeables, du moins en amont de la ville de Volvic. Ces flux ne seront donc pas pris en compte dans la modélisation.

5.1.3.1.2 Tests de sensibilité

Les paramètres spécifiques au modèle de transport conservatif tels que le talon de MODSUR1 et Vmin de NONSAT ont fait l'objet de tests de sensibilité. Plusieurs simulations ont été effectuées avec :

- un talon égal 2 mm, et Vmin variant de 0,01 à 1 m,
- un talon variant de 0,1 m^3 à 1000 m^3 (soit 0,4 à 400 mm dans chaque maille) et Vmin égal à 0,1 m.

Lors de ces simulations, les flux de chlorures provenant de la pluie, de l'agriculture et du salage des routes sont injectés à partir du 01/01/1993. La Figure 198 et la Figure 199 présentent la concentration en chlorures simulée au forage Arvic pour les différents tests.

Figure 198 : Teneurs en chlorures simulées au forage Arvic avec un talon variable

Figure 199 : Teneurs en chlorures simulées au forage Arvic avec un Vmin variable

L'augmentation du volume du talon de MODSUR 1 entraîne :

- une augmentation du temps de remplissage en chlorures du système,
- une diminution de l'amplitude des variations saisonnières de la concentration simulée.

L'augmentation du Vmin de NONSAT entraîne :

- une augmentation du temps de remplissage en chlorures du système,
- une diminution de l'amplitude des variations saisonnières de la concentration simulée,
- un déphasage du signal chlorure simulé.

La teneur en chlorures dans la nappe dépend étroitement de la porosité cinématique et de l'épaisseur de la nappe (fixée à 20 m, voir partie 5.1.2). Des tests ont été effectués pour évaluer l'impact de la variation de porosité cinématique sur l'évolution de la concentration en chlorures au droit du forage Arvic. Pour ces tests, le Vmin est égal à 0,1 m et le talon est égal à 5 m^3. Lors de ces simulations, les flux de chlorures provenant de la pluie, de l'agriculture et du salage des routes sont injectés à partir du 01/01/1993.

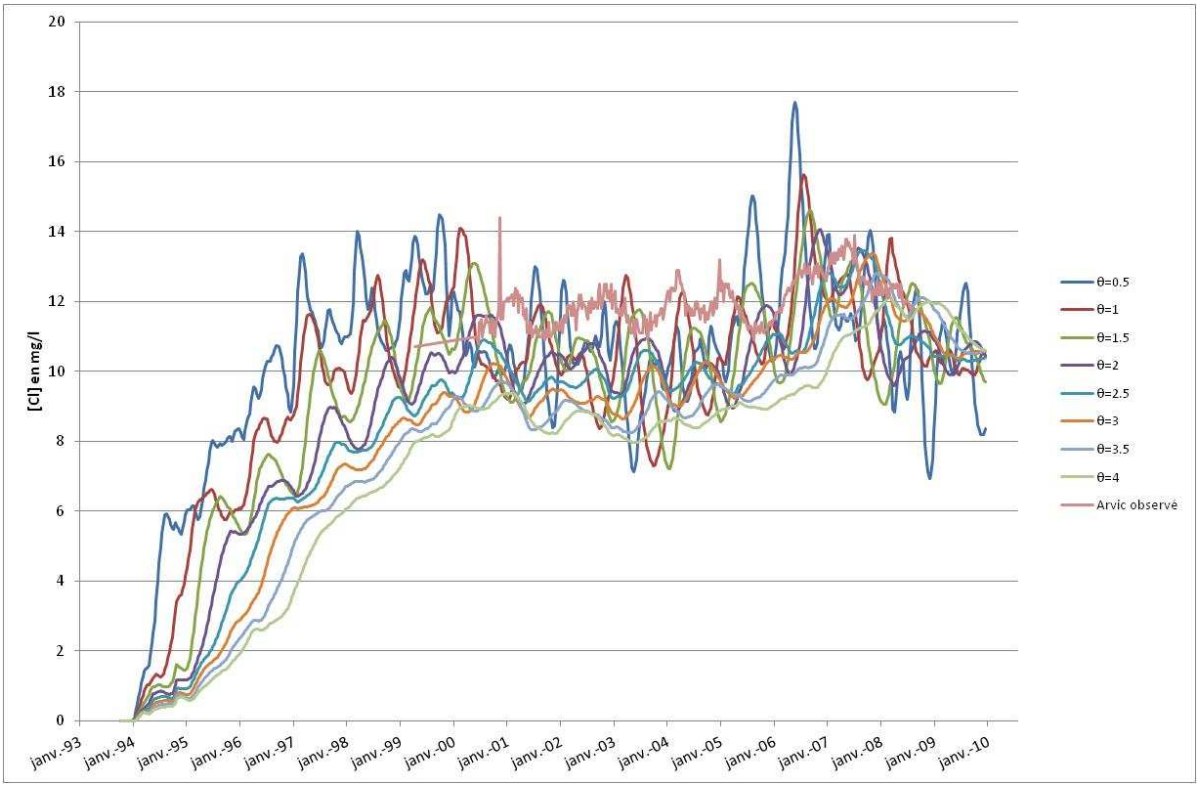


Figure 200 : Teneurs en chlorures simulées au forage Arvic avec une porosité cinématique variable

L'augmentation de la porosité cinématique, à épaisseur d'aquifère constante, entraine une augmentation du temps de transfert des chlorures, une diminution de l'amplitude des variations saisonnières de la teneur en chlorure dans la nappe et une augmentation du temps d'initialisation du système pour le remplissage en chlorures des différents compartiments.

5.1.3.1.3 Procédure d'initialisation et de simulation

5.1.3.1.3.1 Description de la procédure de simulation suivie

La simulation du transfert de chlorures depuis les années 60 est réalisée en enchaînant trois simulations successives correspondant à trois périodes distinctes. Dans un premier temps, il s'agit de reconstituer le fonctionnement de l'hydrosystème sans influence du salage des routes, c'est-à-dire avant 1970. Durant cette simulation les seuls apports en chlorures viennent de la pluie et de l'agriculture. Une deuxième période de simulation permet de reproduire l'évolution progressive du traitement du réseau routier par apport croissant de sel de déneigement, depuis les années 1970. Enfin, la dernière période de simulation correspond à un état de fonctionnement « actuel », de 1996 à 2009, période durant laquelle la quantité de sel de déneigement épandue annuellement est proportionnelle à l'IVH.

Chaque simulation est initialisée avec les résultats issus de la simulation sur la période précédente. Pour la première simulation, NEWSAM est initialisée hydrodynamiquement avec les résultats d'une simulation en régime permanent du fonctionnement de l'hydrosystème en l'état actuel, sur la période 1996-2009. Cette simulation n'est pas initialisée en soluté.

A la fin de chaque simulation, pour chaque module, les paramètres conservés pour être pris en compte dans la simulation suivante sont indiqués dans le Tableau 59.

Module	Paramètre conservé	Remarque sur l'initialisation
MODSUR1	les concentrations et stocks de chlorures dans chaque maille	
NONSAT	pour chaque réservoir de la cascade de Nash associé à une maille, la concentration moyenne sur l'ensemble des strates, le volume d'eau total, et le nombre de strates	l'initialisation de la simulation suivante est réalisée avec un volume d'eau et une concentration identiques pour chaque strate d'un même réservoir
NEWSAM	les niveaux piézométriques, les débits aux exutoires, les concentrations pour chaque maille	

Tableau 59 : Paramètres conservés lors des procédures d'embrayage d'une période de simulation à la suivante

Les données de forçages et les flux de chlorures pris en compte pour les différentes simulations considérées sont présentés dans les parties 5.1.3.1.3.2 à 5.1.3.1.3.4.

Par ailleurs, plusieurs tests, détaillés en Annexe 34, ont été réalisés pour vérifier la conservation de la masse au sein du modèle, notamment durant les procédures d'embrayage, permettant l'initialisation de la simulation n avec les résultats de la simulation n-1.

5.1.3.1.3.2 Etat sans influence du salage des routes

L'objectif dans cette première simulation est de reconstituer les teneurs en chlorures sans influence du salage des routes (état existant à la fin des années 60). Cet état initial est simulé avec les précipitations et l'ETP d'une période durant laquelle ces données climatiques sont disponibles au pas de temps journalier et évaluées précisément, soit du 01/01/1996 au 31/12/2009 (période de 5114 jours identique à la dernière simulation). Les données de forçage climatique utilisées pour la mise en œuvre de cette simulation sont les suivantes :

- la pluie journalière pour chaque tranche d'altitude calculée sur la base des pluies journalières mesurées à la station de Volvic affectées du gradient altitudinal de précipitation annuelle (56 mm/100 m/an),
- l'ETP journalière calculée sur la base des paramètres mesurés à la station de St Genès Champanelle et affectée du gradient altitudinal annuel pour reconstituer l'ETP par tranche d'altitude (-24,1 mm/100 m/an).

Les prélèvements mensuels sur Arvic, Volvillante et la galerie du Goulet sont pris en compte sans réinjection au droit du site d'exploitation du Goulet.

Les flux de chlorures pris en compte concernent uniquement les apports agricoles (supposés constants et identiques à l'actuel) et les flux atmosphériques (calculés sur la base des pluies journalières du 01/01/1996 au 31/12/2009).

Afin de représenter au mieux cet état de référence sans influence du traitement du réseau routier, cette simulation a été réitérée plusieurs fois en intégrant à chaque itération les résultats de la simulation précédente. Une telle démarche permet de remplir l'ensemble des compartiments du système en chlorures et de simuler des concentrations en soluté dont les modulations sont uniquement liées aux variations saisonnières des flux d'entrée.

Dans la partie amont de l'axe nord (associée aux forages P10 et Moulet Marcenat), le système se remplit en chlorures en 10 ans environ (Figure 201). Les piézomètres d'observation de l'axe sud, influencés par une zone non saturée d'épaisseur plus importante, présentent un temps de remplissage en chlorures de l'ordre de 40 ans. Notons également que les seuls apports des précipitations et de l'agriculture entraînent des concentrations plus importantes en chlorures dans la partie amont de l'axe nord (6 mg/l en moyenne) que dans l'axe sud. La variabilité saisonnière du signal sans influence du salage des routes est aussi plus importante dans l'axe nord que dans l'axe sud.

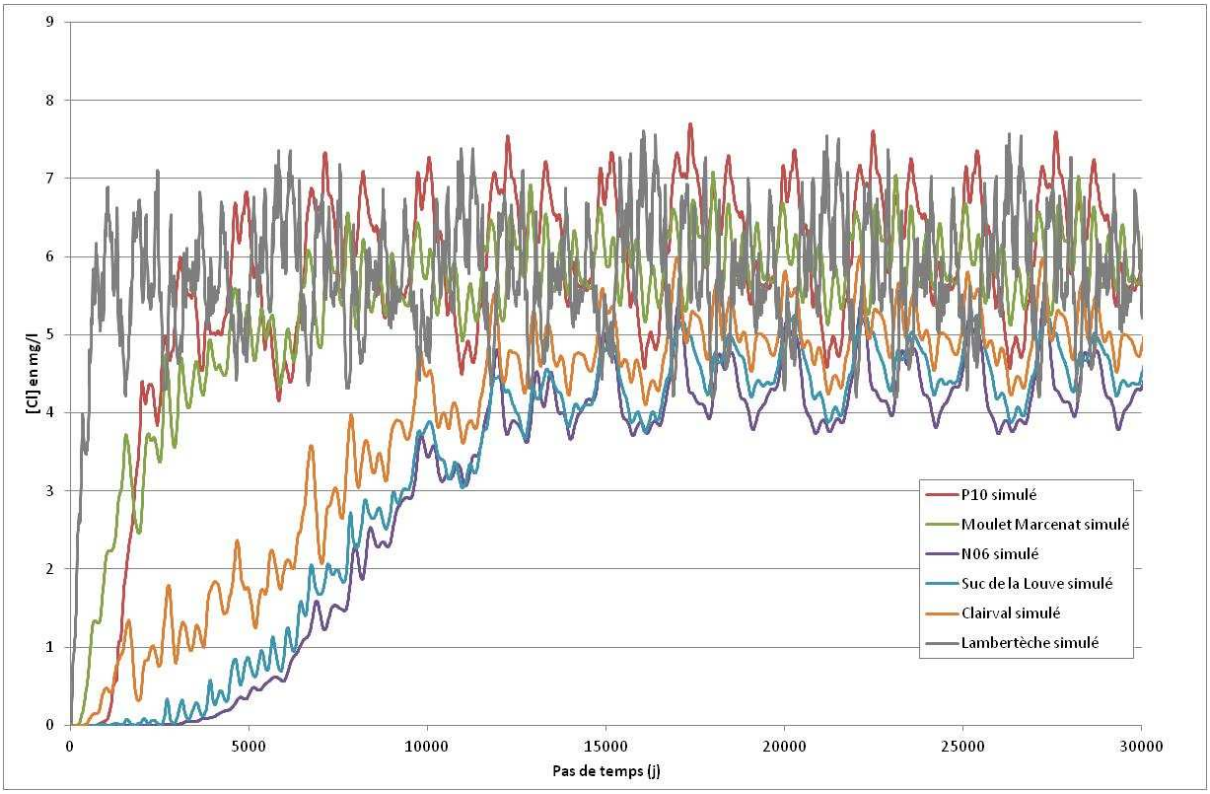


Figure 201 : Concentrations simulées dans la partie amont de l'aquifère sans influence du salage des routes

Dans la partie aval de l'aquifère, la tendance à l'augmentation de la concentration en chlorures, conséquence du chargement progressif du système en chlorures, semble disparaitre au bout 40 ans de simulation. La concentration obtenue dans la partie aval de l'aquifère, influencée uniquement par les flux provenant de la pluie et de l'élevage, est comprise entre 5 et 6,5 mg/l. Une telle concentration est comparable aux analyses anciennes des exutoires d'aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys, dont les teneurs en chlorures sont comprises entre 3,35 et 6 mg/l (Tableau 60 et Tableau 61). La teneur moyenne est d'autant plus importante et le signal chlorure est d'autant plus amorti que l'on se déplace vers l'aval, même sans influence du salage des routes.

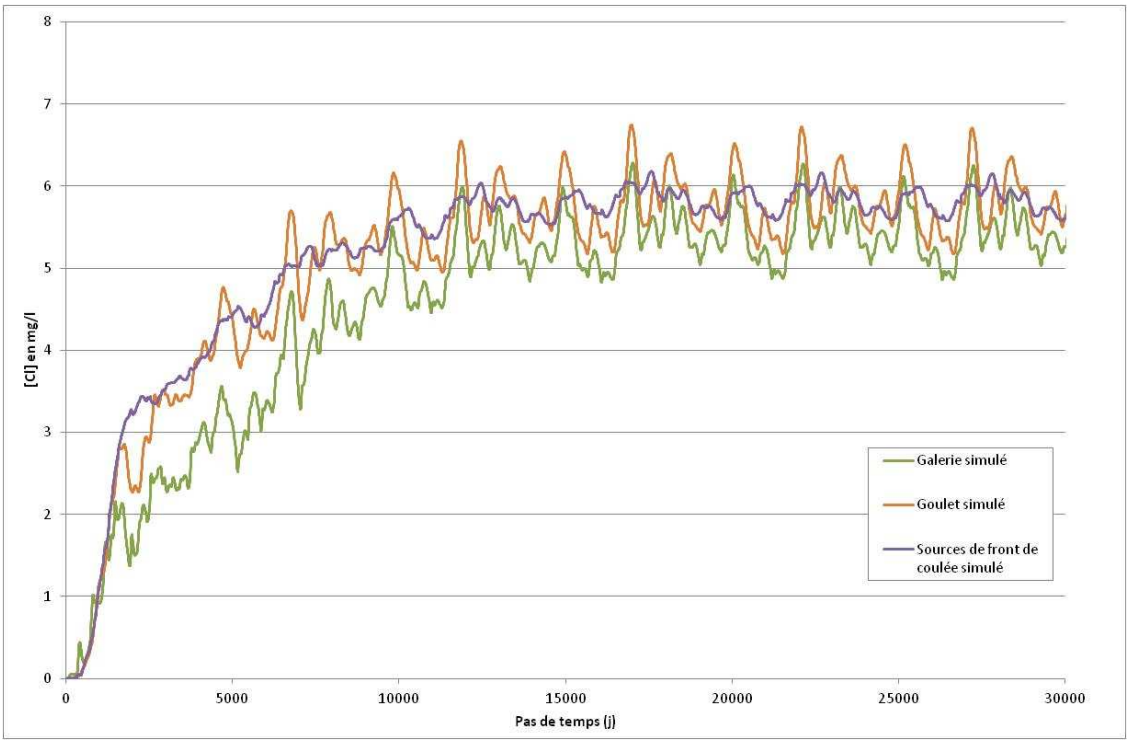


Figure 202 : Concentrations simulées dans la partie aval de l'aquifère sans influence du salage des routes

Coulée concernée	Lieu de prélèvement	Teneur en chlorure dans l'eau souterraine (mg/l)
Petit puy de Dôme	Kuhn	4
Pariou	Orcines	4
Barme	Chez Pierre	4

Tableau 60 : Analyses d'exutoires d'aquifères volcaniques de la chaîne des Puys (Glangeaud, 1913)

Coulée concernée	Teneur en chlorures dans l'eau souterraine (mg/l)
puy de la Nugère	4.6
petit puy de Dôme	6
puys de la Vache et de Lassolas	3.35
puy de Louchadière	5.32
puy Balmet	3.6

Tableau 61 : Analyses d'exutoires d'aquifères volcaniques de la chaîne des Puys (Belkessa, 1973)

5.1.3.1.3.3 Augmentation progressive de l'épandage de sel routier

L'objectif de cette deuxième simulation est d'intégrer l'augmentation progressive de l'épandage de sel sur le réseau routier et de permettre une initialisation du système pour la simulation suivante qui reproduit le fonctionnement actuel. On considère, pour cette simulation, et conformément aux statistiques de vente de fondant routier (voir chapitre III), que le salage des routes a commencé en 1970 et a augmenté jusqu'en 1985. Cependant, les données de pluie journalière ne sont disponibles que depuis 1975. La période de simulation considérée va donc du

01/01/1975 au 31/12/1995, soit 7670 jours. Les données de forçage climatique utilisées pour la mise en œuvre de cette simulation sont les suivantes :

- la pluie journalière pour chaque tranche d'altitude calculée sur la base des pluies journalières mesurées à la station de Volvic affectées du gradient altitudinal de précipitation annuelle,
- l'ETP journalière affectée du gradient altitudinal annuel pour reconstituer l'ETP par tranche d'altitude. Les données intégrées correspondent au point de grille SAFRAN le plus proche avant le 01/10/1993 et aux mesures de la station INRA de St Genès Champanelle depuis le 01/10/1993.

Les prélèvements mensuels moyens sont introduits progressivement, au fur et à mesure de la mise en service des ouvrages.

Les flux de chlorures pris en compte concernent :

- l'épandage de sel routier marqué par une évolution linéaire de 1970 à 1985, suivant les fluctuations de l'IVH. Ne disposant pas de l'IVH avant 1978, un IVH moyen a été pris en compte pour les années antérieures,
- les apports agricoles constants et identiques à l'actuel,
- les teneurs en chlorures des pluies calculées sur la base des pluies journalières du 01/01/1975 au 31/12/1995, pour chaque tranche d'altitude.

5.1.3.1.3.4 Etat actuel

L'objectif de cette simulation est de reproduire le fonctionnement actuel de l'hydrosystème sur une période pendant laquelle les mesures de concentration en chlorures en différents points d'observation du système sont disponibles. La période de simulation considérée va du 01/01/1996 au 31/12/2009 (soit 5114 jours).

Les données de forçage climatique utilisées pour la mise en œuvre de cette simulation sont les suivantes :

- la pluie journalière pour chaque tranche d'altitude calculée sur la base des pluies mesurées à la station de Volvic affectées du gradient altitudinal de précipitation annuelle,
- l'ETP journalière mesurée à la station INRA de St Genès Champanelle et affectée du gradient altitudinal annuel pour reconstituer l'ETP par tranche d'altitude,

Les prélèvements sont pris en compte au pas de temps mensuel puis journalier (à partir du 01/06/2006), avec introduction des ouvrages au fur et à mesure de leur mise en service.

Les flux de chlorures pris en compte concernent :

- l'épandage de sel routier suivant les fluctuations de l'IVH,
- les apports agricoles constants,
- les teneurs en chlorures des pluies calculées sur la base des pluies journalières du 01/01/1996 au 31/12/2009 pour chaque tranche d'altitude.

5.1.3.1.4 Résultats de la simulation

Les flux de chlorures et leur variation spatiale et temporelle en entrée de l'hydrosystème ont été évalués pour chaque source d'apport (apports atmosphériques, salage des routes, agriculture). Les flux de chlorures provenant de la pluie ont été évalués au moyen d'une relation mathématique simple, basée sur des données existantes (voir chapitre III). Les flux provenant de l'agriculture sont basés sur un flux unitaire par UGB cité dans la bibliographie (voir chapitre III). Les flux les plus importants, provenant du traitement du réseau routier, ont été évalués sur la base d'une enquête auprès des services techniques communaux ou départementaux (voir chapitre III). Les flux d'entrée n'ont en aucun cas été estimés ou ajustés en considérant les variations spatiales et temporelles des teneurs en chlorures observées dans les différents compartiments de l'hydrosystème. L'objectif est donc d'intégrer ces flux dans le modèle de transport conservatif et de voir dans quelle mesure les teneurs moyennes, la variabilité saisonnière et la tendance à long terme enregistrées aux différents points d'observation du système sont reproduites.

Les paramètres du calage retenus (Tableau 62) permettent d'affiner la calibration du modèle hydrodynamique mais aussi la conceptualisation du fonctionnement de l'hydrosystème :

- le volume de dilution dans le sol (talon de MODSUR1) est particulièrement important. Ce volume d'eau, évalué à 320 mm, permet de simuler le stockage dans le sol et la mobilisation progressive du chlorure,
- les paramètres de vidange des réservoirs de NONSAT (τ et Vmin) correspondent à un système très inertiel. La vidange de chaque réservoir est lente (τ élevé) et mobilise un flux d'eau et de soluté peu important à chaque pas de temps (Vmin élevé),
- la valeur de la porosité cinématique retenue, de 15 %, est réaliste. Cette valeur est difficile à comparer à la porosité efficace de scories échantillonnées sur les Puys de Ténusset et Gonnard, mesurée par Josnin *et al.* (2005) de 40 %. Cependant, il est peu évident de savoir dans quelle mesure l'échantillon de scories prélevé par Josnin *et al.* (2005) est représentatif de la porosité efficace des matériaux volcaniques aquifères, notamment des brèches de toit et de base de coulée volcanique. Par ailleurs, l'impact du changement d'échelle sur la mesure de la porosité efficace n'est pas connu. Enfin, la porosité

cinématique évaluée lors de la calibration du modèle est homogène à l'échelle de la nappe, donc intégratrice de la porosité cinématique des scories de base et de toit de coulée sur l'ensemble de l'aquifère d'une surface d'environ 9,2 km^2.

Module	Paramètre	Valeur
MODSUR1	Talon [mm]	320
NONSAT	τ [j]	30
	Vmin [m]	0.6
MODSUR2	tc2 [j]	50
NEWSAM	θ [-]	0.15
	e [m]	20

Tableau 62 : Paramètres de calage du modèle chlorures

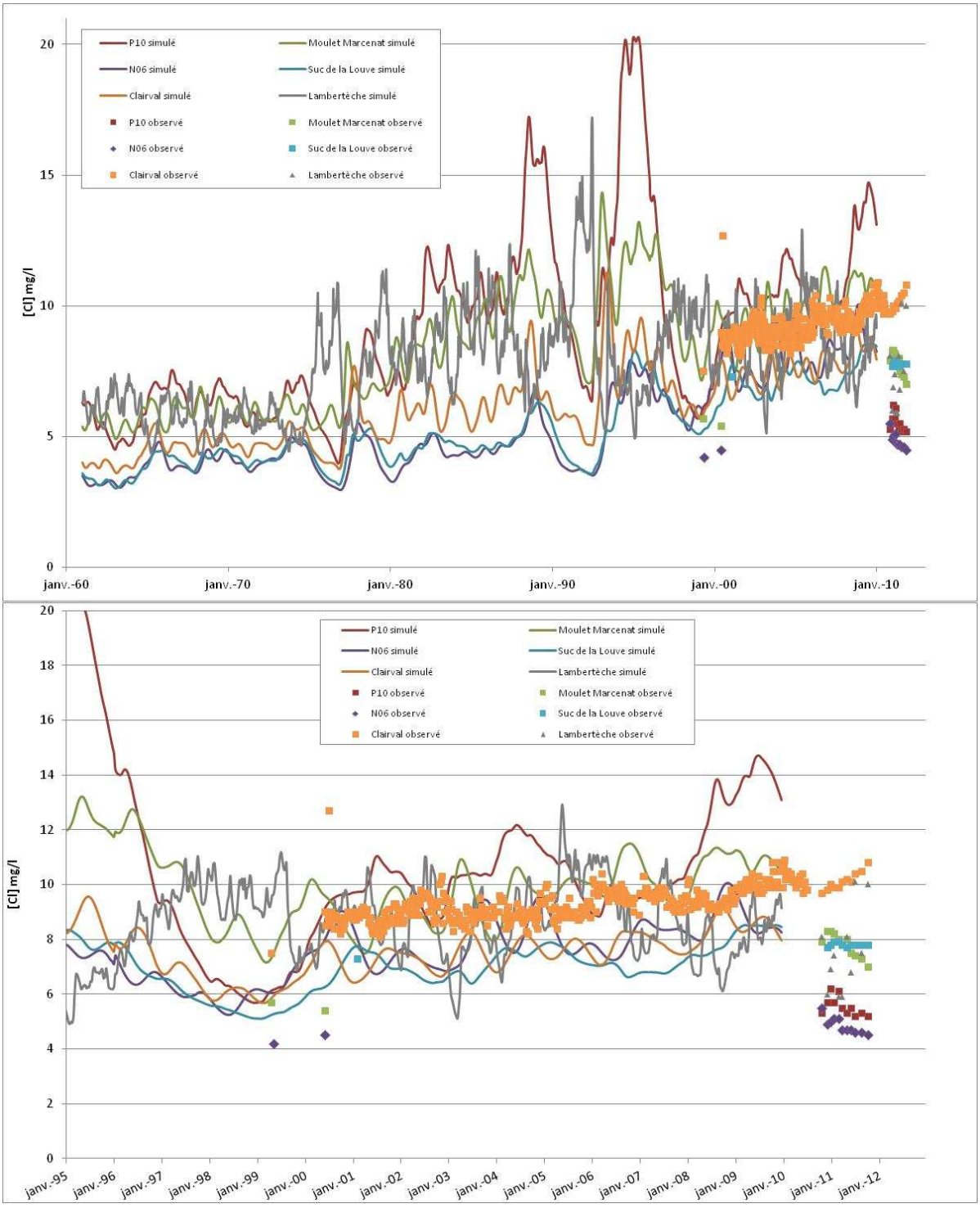


Figure 203 : Teneurs en chlorures simulées et observées dans la partie amont de l'aquifère. En haut : sur la période 1961–2009 – en bas : zoom sur la période 1995-2009

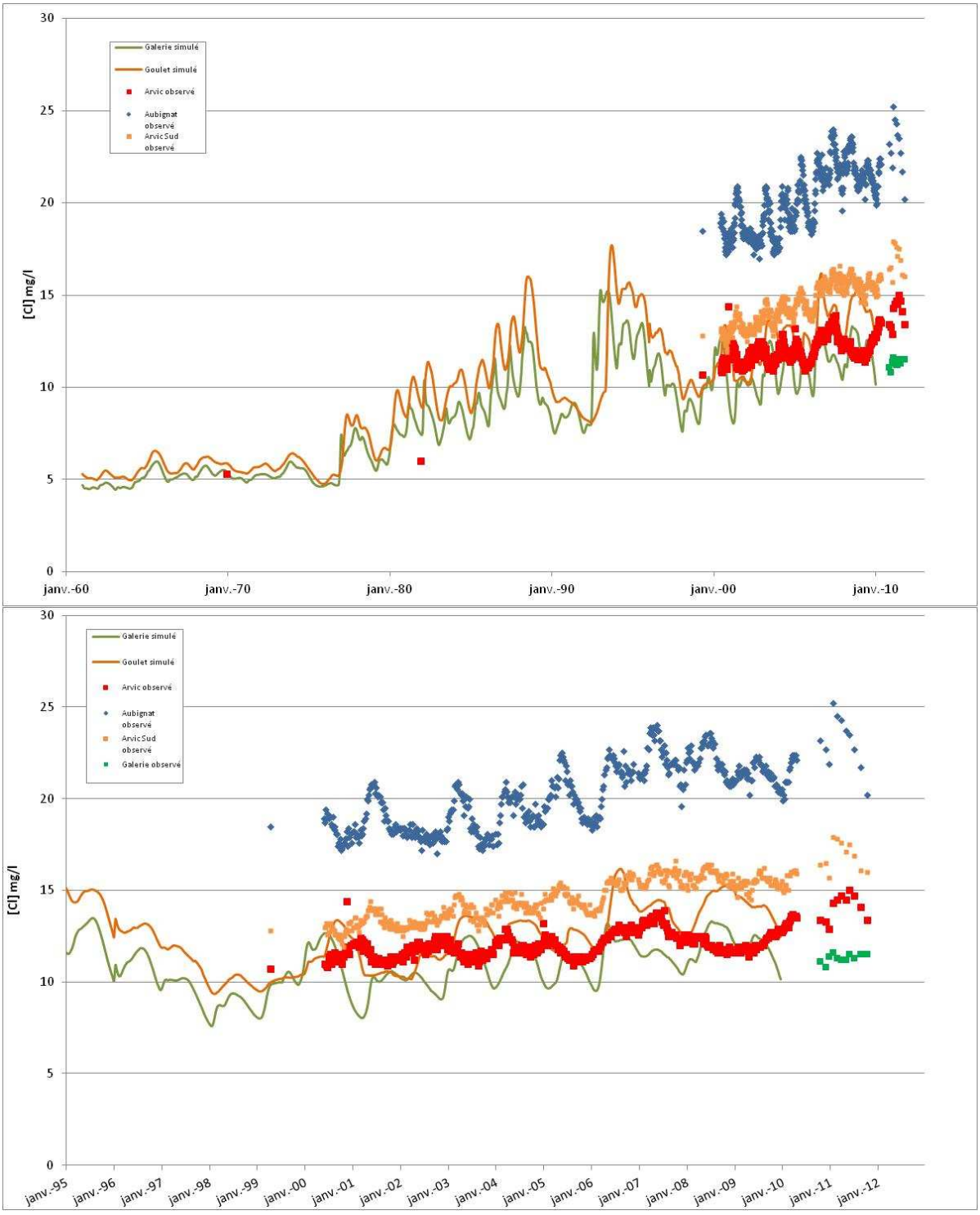


Figure 204 : Teneurs en chlorures simulées et observées au droit du Goulet de Volvic. En haut : sur la période 1961–2009 – en bas : zoom sur la période 1995-2009

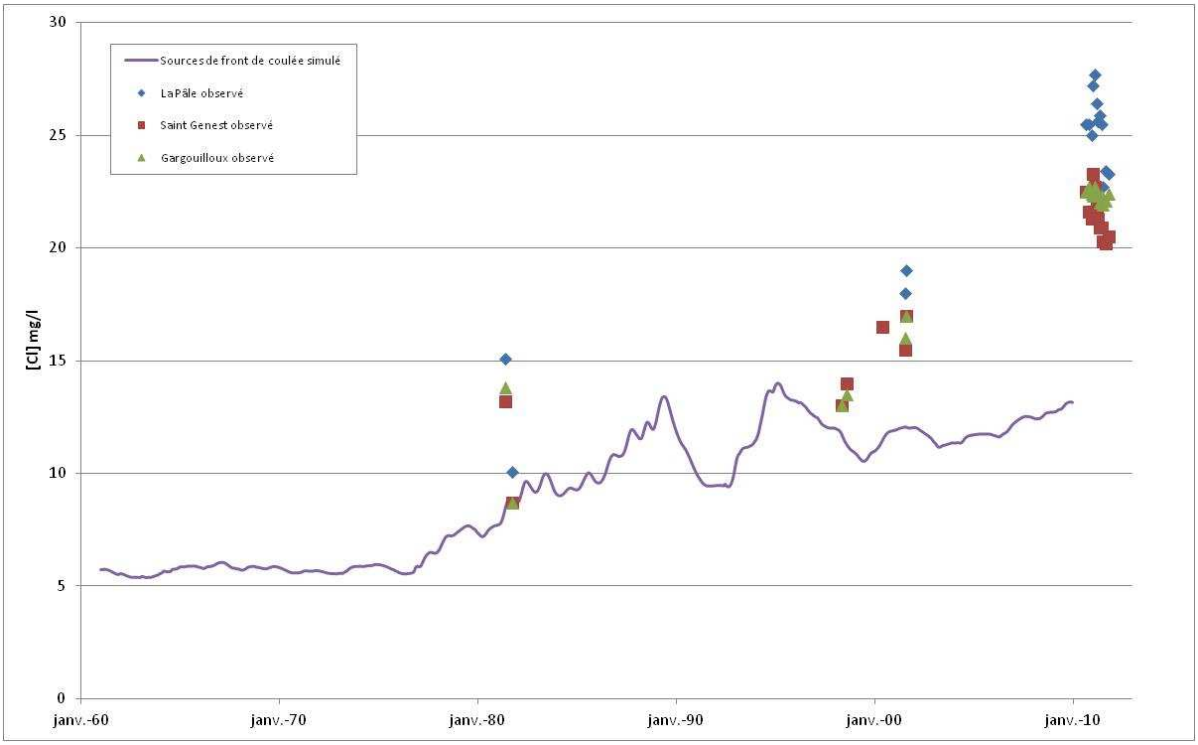


Figure 205 : Teneurs en chlorures simulées et observées aux sources de front de coulée

Notons que les périodes de concentration élevée aux forages P10, Paugnat et au Goulet (1987-1990 et 1993-1996) sont associées à de forts débits en front de coulée, alors que les périodes de faible concentration (1991-1992 et 1998-1999) sont associées à des débits faibles. On peut donc penser que les flux d'eau importants entraînent un lessivage des chlorures dans les différents modules du modèle.

La comparaison entre le signal chlorure observé et simulé (Figure 203 à Figure 205) est effectuée pour chaque compartiment de l'hydrosystème : dans la partie amont des axes nord et sud, dans le secteur du Goulet de Volvic et au niveau des sources de front de coulée. Pour la plupart des points d'observation, étant donné le faible nombre d'analyses des teneurs en chlorures à disposition, la qualité de la modélisation a été évaluée de manière qualitative (Tableau 63). Pour la même raison il est difficile de comparer les temps de transfert de chlorures simulés avec des temps de transfert évalués sur la base des teneurs observées.

Secteur	Objet	Simulation de la teneur moyenne	Simulation de l'amplitude de variation saisonnière
Amont axe nord	Lambertèche	satisfaisante	satisfaisante
	piézomètre P10	surestimation de 5 mg/l	surestimée
	forage de Moulet Marcenat	surestimation de 2 mg/l	satisfaisante
Amont axe sud	piézomètre N06	surestimation de 3 mg/l	surestimée
	piézomètre Suc de la Louve	satisfaisante	satisfaisante
	forage Clairval	sous-estimation de 1 à 2 mg/l	satisfaisante
secteur du Goulet	Galerie du Goulet	satisfaisante	surestimée
	forages du Goulet	satisfaisante	satisfaisante
Sources de front de coulée		sous-estimation de 10 mg/l	sous-estimée

Tableau 63 : Comparaison qualitative du signal chlorure simulé et observé

Le nombre important d'analyses à disposition sur les captages d'eau minérale permet de faire une comparaison quantitative entre les chroniques de teneur en chlorures simulées et observées sur la période 1999-2009 (Tableau 64).

Ouvrage	Teneur moyenne simulée (mg/l)	Teneur moyenne observée (mg/l)	Amplitude des variations saisonnières simulées (mg/l)	Amplitude des variations saisonnières observées (mg/l)
Clairval	7.54	9.31	3.53	5.20
Aubignat	12.58	20.21	6.70	8.20
Arvic		12.06		4.30
Arvic Sud		14.55		6.00

Tableau 64 : Comparaison entre les moyennes et l'amplitude de variation des teneurs observées et simulées au droit des ouvrages d'exploitation du Goulet

La teneur moyenne simulée au droit du forage de Clairval sous-estime la teneur moyenne observée d'environ 1,8 mg/l. L'amplitude de variation du signal est aussi sous-estimée d'environ 1,7 mg/l.

Il a été montré que les ouvrages du Goulet étaient influencés par deux horizons aquifères superposés. L'aquifère supérieur, capté par le forage Arvic, présente une teneur moyenne en chlorures et une amplitude de variation du signal chlorure plus faibles que l'aquifère inférieur, capté par Aubignat. Le modèle ne prend en compte qu'un seul horizon aquifère. La teneur en chlorures simulée est donc comparable avec une combinaison des signaux chlorure observés dans les deux horizons aquifère. La teneur moyenne simulée sur la période 1999-2009 est proche de la

teneur moyenne observée à Arvic et son amplitude de variation saisonnière est intermédiaire entre celle observée du forage Arvic et celle du forage Aubignat. Par ailleurs, l'évolution saisonnière du signal chlorure au droit des forages du Goulet est reproduite de manière satisfaisante (Figure 204). Le modèle simule le déphasage entre les flux d'entrée et la teneur en chlorure au Goulet, avec un décalage de 0 à 6 mois entre le signal simulé et observé en fonction du pic de chlorures et du forage considérés (Tableau 65). Les analyses existantes au droit du Goulet montrent une tendance à l'augmentation de la teneur en chlorures sur l'ensemble des ouvrages d'environ 1,5 à 4 mg/l sur la période 2000-2010. Cette tendance est moins marquée pour le forage Arvic que pour le forage Aubignat. Le modèle reproduit une tendance à l'augmentation d'environ 2 mg/l sur la période 2000-2010. L'identification de l'origine précise de la tendance à l'augmentation et de la variabilité saisonnière du signal chlorure fait partie des perspectives de recherche. Il s'agira notamment d'évaluer quelle est la part d'influence du régime climatique et la part d'influence du salage des routes de manière indépendante.

Ouvrage	Décalage entre les maxima du signal simulé et observé
Arvic	0 à + 6 mois
Arvic Sud	0 à + 3 mois
Aubignat	+1 à + 3 mois

Tableau 65 : Décalage entre les maxima du signal simulé et observé

Au droit des sources de front de coulée, la teneur moyenne actuelle est sous-estimée par le modèle d'environ 10 mg/l. L'amplitude de variation de la teneur en chlorure est aussi sous-estimée. Il est important de noter que le modèle ne simule pas le fonctionnement spécifique de chaque source, en termes de flux d'eau et de flux de soluté, puisqu'il n'intègre pas la structure géologique de détail influençant le fonctionnement des sources. Par ailleurs, dans le cadre de l'évaluation des flux de chlorures en entrée du système, les flux liés à l'assainissement ont été considérés comme négligeables. Cela semble vrai pour l'ensemble du bassin versant situé en amont de la ville de Volvic. Par contre, entre la ville de Volvic et les sources de front de coulée, une partie des eaux usées rejetées dans le ruisseau de la Rivaux s'infiltre dans les formations volcaniques (Ferroud, 2012). Cependant les flux de chlorures associés à cette infiltration n'expliquent pas à eux seuls la concentration élevée aux sources de front de coulée (voir Annexe 36).

5.1.3.1.5 Evaluation du temps de transfert de soluté entre la surface et les différents points d'observation

Le modèle de transfert conservatif construit à l'échelle de l'hydrosystème de Volvic et calibré pour le transport de chlorures a été mis en œuvre pour évaluer le temps de transfert d'un traceur conservatif depuis la surface jusqu'aux sources de front de coulée.

Pour cela une masse de traceur conservatif de 1 kg/maille a été injectée sur toutes les mailles du modèle, sous la forme d'un Dirac dont la durée est d'un seul pas de temps. Les paramètres climatiques et les prélèvements pris en compte sont ceux définis dans la stratégie de simulation détaillée dans la partie 5.1.3.1.3. Le transport des flux de traceur et d'eau a été modélisé afin de calculer la concentration et le débit aux sources de front de coulée, pour en déduire l'évolution du flux de traceur aux sources de front de coulée (Figure 206).

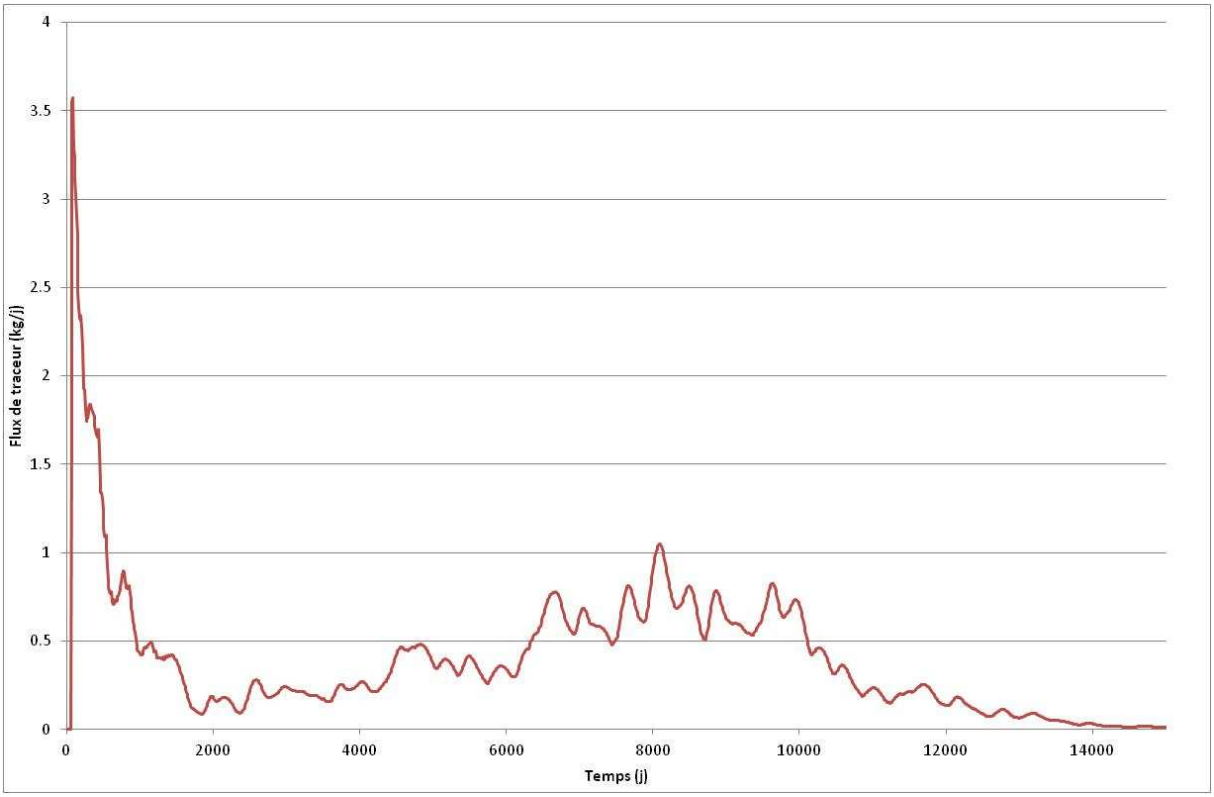


Figure 206 : Courbes de restitution du traceur conservatif simulées pour différents point d'observation

Pour évaluer le temps de transfert de traceur entre la surface et le point d'observation considéré, plusieurs paramètres ont été calculés (Tableau 66) :

- le temps moyen d'arrivée du traceur,
- les quartiles correspondant à la durée nécessaire pour que 25, 50 et 75 % de la masse du traceur restituée soit ressortie en front de coulée.

Le temps moyen est calculé de la façon suivante :

$$t_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^{t_{max}} t_i \times F_i}{\sum_{i=1}^{t_{max}} F_i}$$

Avec :

- t_{moy} : temps moyen,
- t_{max} : temps maximal de détection du traceur,
- F_i : flux de traceur au pas de temps i,
- t_i : durée entre l'injection et le pas de temps i.

Les quantiles ont été calculés sur la base de la masse de traceur cumulée restituée en front de coulée (Figure 207). Le taux de restitution total du traceur est de 33 %, étant donnés les prélèvements en amont et les phénomènes de drainage hors du bassin versant.

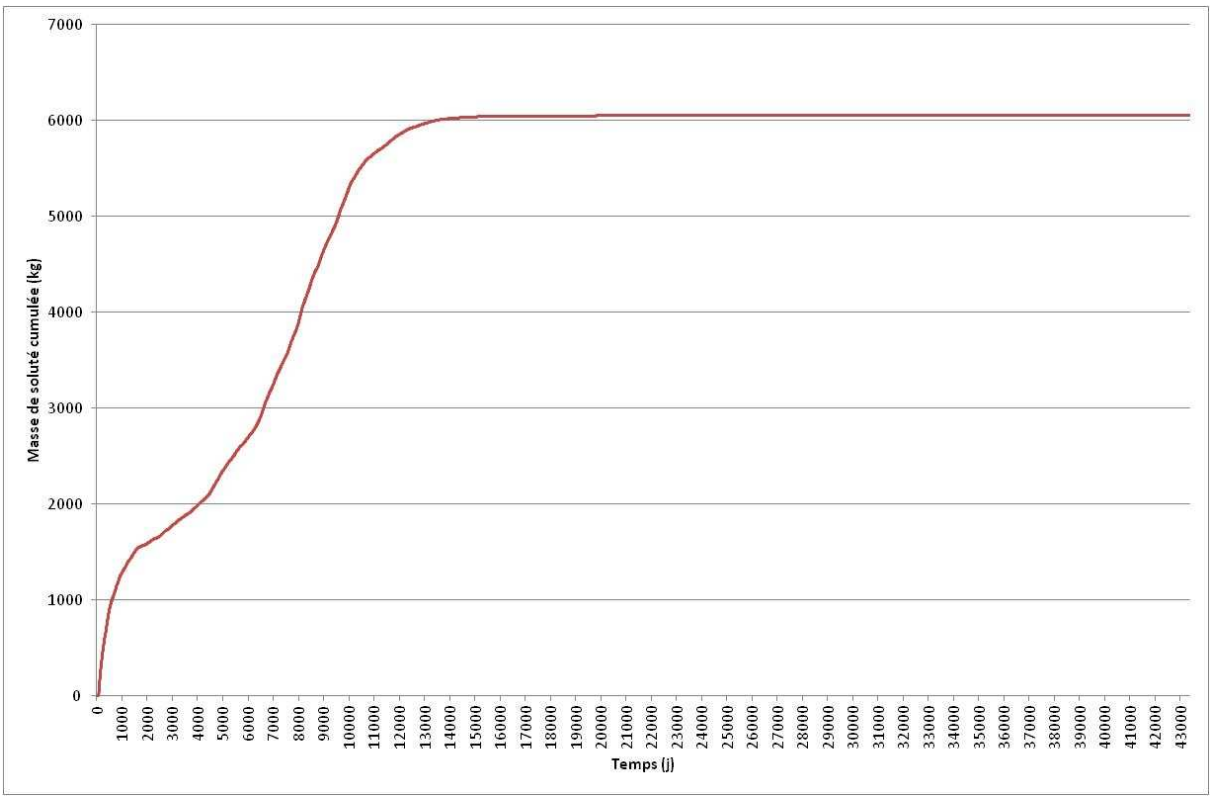


Figure 207 : Simulation de la masse de traceur restituée en front de coulée

Paramètre	jours	an
t_{25}	1530	4
t_{50}	6650	18
t_{75}	8860	24
t_{moyen}	5847	16

Tableau 66 : Evaluation du temps de transfert de traceur conservatif depuis la surface jusqu'aux sources de front de coulée sur la base des courbes de restitution simulées

Il est important de noter que l'eau prélevée par les captages situés en amont des sources de front de coulée (Clairval, galerie et forages du Goulet) est plus ancienne, puisque ces ouvrages ne sont pas influencés par les apports d'eau plus récente en aval de Volvic, secteur où la zone non saturée est peu épaisse. En l'absence de ces prélèvements, le temps de transfert moyen des eaux émergeant aux sources de front de coulée serait donc plus important.

En termes de perspectives, le modèle pourrait être utilisé pour déterminer le temps de transfert de traceur conservatif en aval des axes nord et sud et au Goulet. Pour cela, il s'agirait de calculer le débit et la concentration en traceurs au niveau des mailles situées sur chacune des sections définies, afin d'évaluer le flux transitant à travers ces sections. L'évaluation du temps de résidence des eaux pourra également être réalisée en identifiant des traceurs de datation des eaux souterraines adaptés au milieu volcanique et à la gamme d'âge attendue.

Les flux de chlorures en entrée du système ont été évalués sur la base des données issues de la bibliographie et de l'enquête auprès des services techniques communaux et départementaux, sans ajustement au regard des teneurs en chlorures observées dans les différents secteurs de l'aquifère. Les flux d'entrée ainsi évalués permettent de reproduire de manière satisfaisante les teneurs moyennes en chlorures observées dans les différents compartiments du système, en amont de Volvic, avec une précision d'environ 2 à 3 mg/l. La prise en compte des seuls flux provenant de la pluie et de l'élevage permet de reproduire la concentration en chlorures des eaux souterraines de l'aquifère volcanique avant traitement du réseau routier par épandage de sel, d'environ 5 à 6,5 mg/l en aval du bassin versant. Par ailleurs, la variation saisonnière et la tendance actuelle à l'augmentation de la teneur en chlorures sont modélisées de manière satisfaisante au droit du Goulet de Volvic. Cependant les teneurs en chlorures aux sources de front de coulée sont sous-estimées par le modèle.

Une des pistes d'amélioration du modèle de transfert de chlorure consisterait à affiner la fonction d'entrée du système, notamment concernant le salage des routes.

Notons que la modélisation d'un essai de traçage réalisé entre le forage Arvic Sud et la source du Gargouilloux (voir Annexe 35) met en évidence les limites du modèle. En effet celui-ci ne permet pas de simuler le transport à vitesse rapide de soluté dans des voies d'écoulement préférentielles.

5.1.3.2 Modélisation du transfert de ^{18}O

L'objectif de la modélisation du transfert de ^{18}O est de valider la manière dont le modèle simule la recharge sur l'ensemble de l'hydrosystème. Il s'agit également de voir dans quelle mesure la droite de variation altitudinale de ^{18}O définie dans le chapitre III permet de reconstituer les teneurs observées au niveau des sources de front de coulée.

Une méthode de construction des chroniques de teneur en ^{18}O dans les précipitations a tout d'abord été développée pour la mise en œuvre de la modélisation. Puis ces concentrations ont été prises en compte dans le modèle de transport conservatif pour simuler le transfert dans l'hydrosystème jusqu'aux sources de front de coulée. Enfin, la sensibilité du modèle aux paramètres de forçage climatique a pu être testée.

5.1.3.2.1 Signal d'entrée en ^{18}O

La droite de variation altitudinale de teneur moyenne en $\delta^{18}O$ évaluée dans le chapitre III a été construite sur la base du gradient altitudinal évalué par Barbaud (1983) et des analyses de la source de Grelière réalisées dans la cadre de la thèse :

$$\delta^{18}O‰ = 0{,}0028 \times \text{Altitude(mNGF)} - 6{,}0164$$

Cette droite est utilisée pour évaluer le $\delta^{18}O$ moyen annuel des précipitations pour chaque tranche d'altitude de 100 m (Tableau 67).

tranche d'altitude (mNGF)	altitude moyenne (mNGF)	$\delta^{18}O$ ‰
300-400	350	-6.99
400-500	450	-7.27
500-600	550	-7.55
600-700	650	-7.83
700-800	750	-8.11
800-900	850	-8.39
900-1000	950	-8.67

Tableau 67 : $\delta^{18}O$ (‰) pour chaque tranche d'altitude

Comme indiqué dans le chapitre III, le $\delta^{18}O$ dans les précipitations est marqué par des variations saisonnières. Le $\delta^{18}O$ est notamment analysé au pas de temps mensuel à Orléans dans le cadre du suivi du réseau du GNIP (http://www.iaea.org/water).

Il est possible de caler une fonction sinusoïdale sur ce signal observé. Cette fonction est du type :

$$f(x) = \delta^{18}O_{moy} + a \times \sin(b \times (x + c))$$

Avec

- $18O_{moy}$: teneur moyenne en 18O [‰],
- a : amplitude du signal [‰],
- b : fréquence du signal [j^{-1}],
- c : décalage temporel du signal [j].

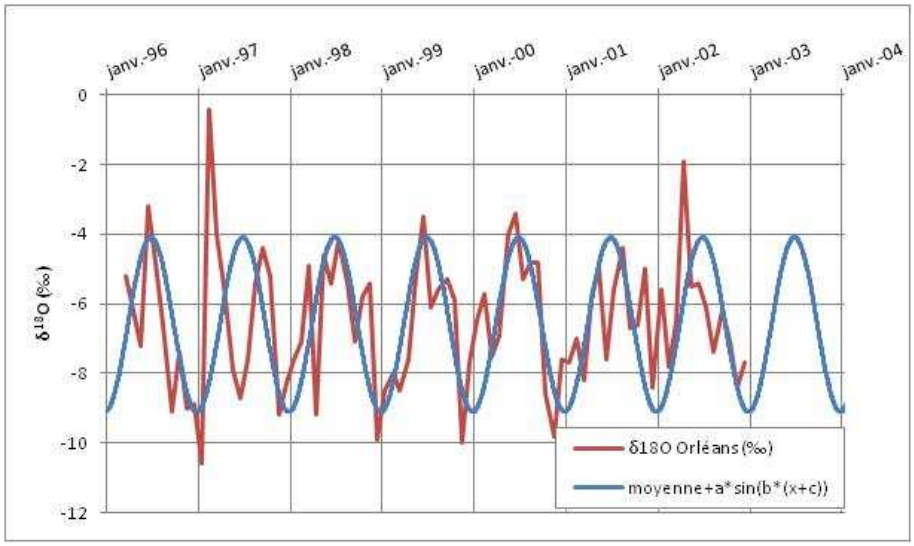


Figure 208 : Signal $\delta^{18}O$ observé à Orléans et signal sinusoïdal calé

Ce signal sinusoïdal a également été calé par rapport au $\delta^{18}O$ moyen observé par Barbaud (1983) sur un cycle hydrologique à Volvic et Moulet Marcenat (Figure 209). Pour cela, seule la moyenne a été modifiée dans l'équation présentée plus haut. Il semble que cette fonction sinusoïdale permette de reproduire la variabilité saisonnière locale du signal isotopique.

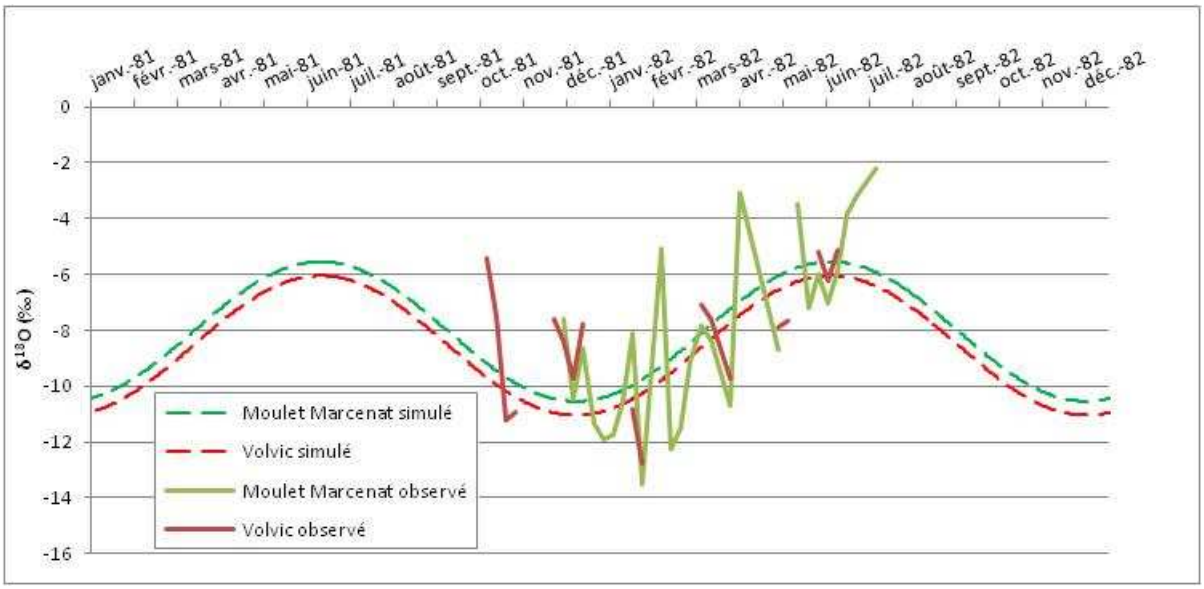


Figure 209 : Signal 18O observé à Volvic et Moulet Marcenat et signal sinusoïdal calé

A partir de la fonction sinusoïdale calibrée et des teneurs moyennes évaluées pour chaque tranche d'altitude, une fonction d'entrée a été calculée pour chaque tranche d'altitude telle que :

$$f(x) = 18O_{moy}^{altitude\ i} + a \times \sin(b \times (x + c))$$

Avec :

- $18O_{moy}^{altitude\ i}$: teneur moyenne en ∂18O à l'altitude i [‰].

Ce signal d'entrée, construit au pas de temps journalier, a ensuite été intégré au modèle de transport conservatif à l'échelle de l'hydrosystème de Volvic.

5.1.3.2.2 Simulation du transfert d'^{18}O

Au cours du bilan hydrique, le fractionnement isotopique du ^{18}O est négligeable (Barbecot, Université du Québec, com. pers. ; Bertrand, 2009). En effet, le phénomène de transpiration n'entraîne pas de changement d'état de l'eau au niveau racinaire (le changement d'état ne s'effectue qu'au niveau des stomates). Par ailleurs, le phénomène d'évaporation pure concerne une lame d'eau suffisamment faible par rapport aux précipitations brutes pour être négligée (Barbecot, Université du Québec, com. pers.). On peut donc admettre que la teneur en ^{18}O dans une pluie brute est identique à la teneur dans la pluie efficace qu'elle génère.

Le signal de $\delta^{18}O$ des précipitations est intégré dans le module MODSUR1 du modèle à l'échelle du bassin versant de Volvic. Ces concentrations sont directement affectées aux flux d'eau infiltrés et ruisselés. Les flux de ^{18}O sont ensuite transportés dans le modèle de la même manière que les flux de chlorures.

La stratégie de simulation est la suivante :

- le module NEWSAM est initialisé hydrodynamiquement par une première simulation en régime permanent sur la période du 01/01/1996 au 31/12/2009,
- le modèle de transfert de ^{18}O est initialisé en flux d'eau et de ^{18}O par une première simulation qui prend en compte les paramètres de forçage et les chroniques d'entrée en de $\delta^{18}O$ sur la période du 01/01/1975 au 31/12/2009. Au cours de cette simulation les différents modules du modèle se remplissent de soluté,
- une deuxième simulation, initialisée avec les résultats de la simulation précédente, est réalisée la période du 01/01/1975 au 31/12/2009 pour modéliser le $\delta^{18}O$ au niveau des sources de front de coulée (Figure 210).

Le $\delta^{18}O$ simulé au niveau des sources de front de coulée varie d'environ -10,06 à -7,01 ‰, avec une moyenne de -8,46 ‰ sur l'ensemble de la période modélisée (Figure 210). Cette valeur est située

dans la plage de variation des teneurs observées (Tableau 68). Les fortes valeurs de $\delta^{18}O$ sont associées à des débits faibles, donc à une recharge faible, et les faibles valeurs sont plutôt associées à des débits importants, donc à une recharge importante (Figure 210). En effet comme le montre la Figure 211, avec un gradient pluviométrique de 56 mm/100 m/an, plus la pluviométrie annuelle est importante et plus la part de volume précipité en altitude est important. La recharge en altitude ayant un $\delta^{18}O$ plus faible, le signal de $\delta^{18}O$ dans l'aquifère est plus faible. Cet effet est accentué par le gradient d'évapotranspiration de -24 mm/ 100 m/an qui favorise la recharge en altitude lorsque la pluie annuelle est plus importante.

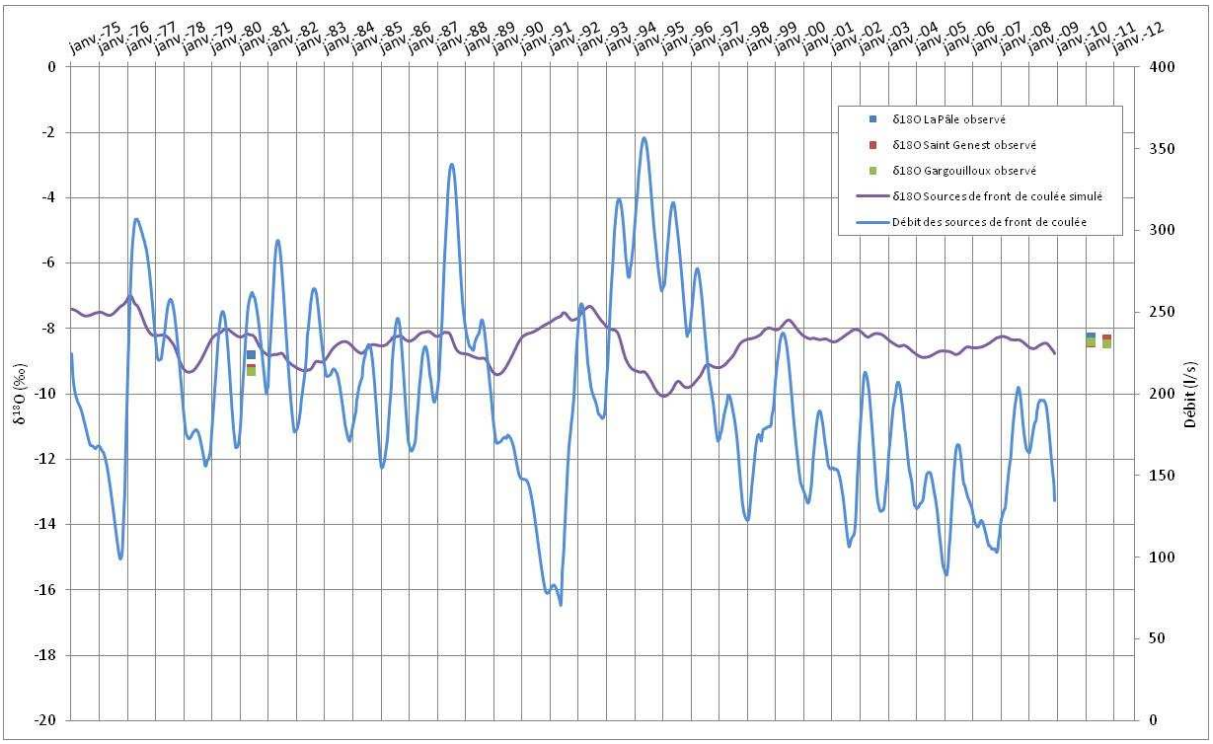


Figure 210 : $\delta^{18}O$ observé et simulé par le modèle sur la période du 01/01/1975 au 31/12/2009 au niveau des sources de front de coulée

Date	La Pâle	St Genest	Gargouilloux
17/05/1981	-8.80	-9.20	-9.30
05/04/2011	-8.24	-8.42	-8.41
20/10/2011	-8.39	-8.32	-8.45

Tableau 68 : $\delta^{18}O$ (‰) observé au niveau des sources de front de coulée

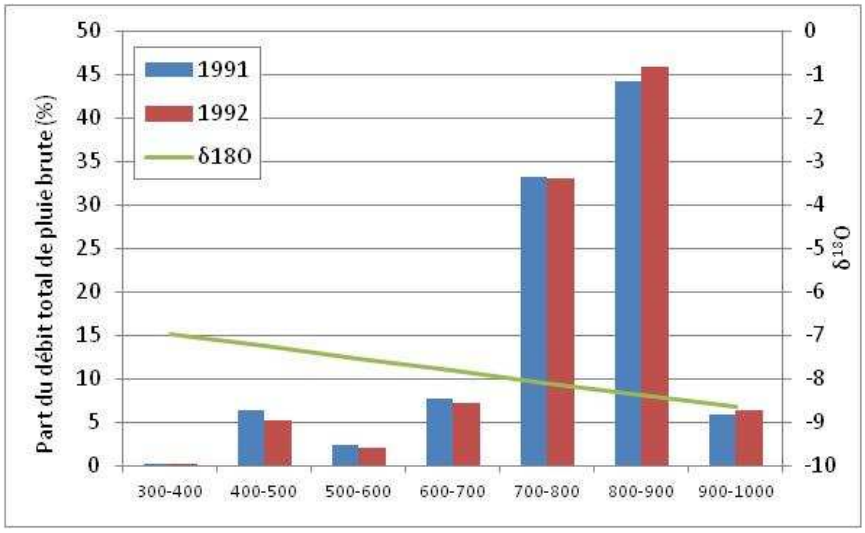


Figure 211 : Part du débit annuel précipité par tranche d'altitude pour une année peu pluvieuse (1991) et une année très humide (1992)

Le faible nombre de données à disposition ne permet cependant pas de valider la variabilité temporelle à court et moyen termes du signal $\delta^{18}O$ simulé par le modèle. Cependant, il semble que la variabilité du signal simulé soit faible (0,2 à 0,3 ‰) au regard de la variabilité du signal des pluies (2,5 ‰). C'est également ce qui est observé au niveau des sources de front de coulée : entre les mois d'avril et d'octobre 2011, la variation du signal est de 0,2 ‰ pour la Pâle, 0.1 ‰ pour St Genest et 0.04 ‰ pour le Gargouilloux.

Il faut rappeler que les tranches d'altitude prises en compte par le modèle sont calculées sur la base d'une morphologie « rabotée » au niveau des Puys, les valeurs de $\delta^{18}O$ plus faibles liées à la recharge dans la partie haute des Puys (plus de 1000 mNGF) ne sont donc pas pris en compte. Cependant, la surface du bassin versant située à plus de 1000 m d'altitude (0,8 km^2) représente seulement 2 % de la surface totale.

A titre d'exemple, le signal de $\delta^{18}O$ a également été simulé en prenant en compte, en entrée du modèle, un $\delta^{18}O$ constant au cours de l'année et égal au $\delta^{18}O$ moyen calculé pour chaque tranche d'altitude (Figure 212).

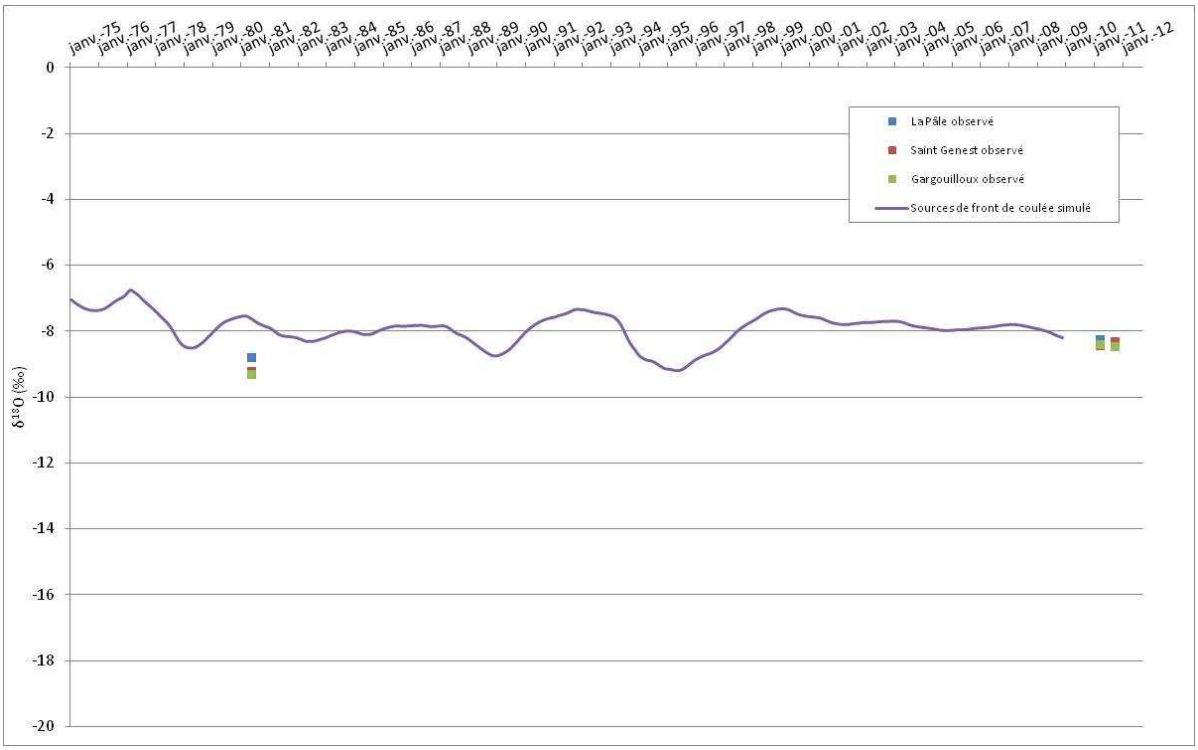


Figure 212 : $\delta^{18}O$ simulé par le modèle sans prendre en compte la variabilité saisonnière et $\delta^{18}O$ observé au niveau des sources de front de coulée

Comme on pouvait s'y attendre le signal simulé ne présente plus de variations saisonnières identifiables. Les teneurs simulées sans variations saisonnières (environ -7,6 à -7,9 ‰ pour le période la plus récente) sont légèrement supérieures aux teneurs simulées en intégrant des variations sinusoïdales. Cela est dû au fait que les pluies d'hiver moins chargées en ^{18}O ont une plus grande influence sur le signal isotopique de la nappe que les pluies d'été plus chargées et de moindre importance. Cependant les teneurs simulées restent dans l'ordre de grandeur des teneurs observées.

Des tests de sensibilité du modèle au gradient altitudinal de $\delta^{18}O$ ont été effectués. Pour cela, différentes valeurs de gradient ont été intégrées en conservant les teneurs observées à la source de Grelière comme point de calage des droites (Figure 213).

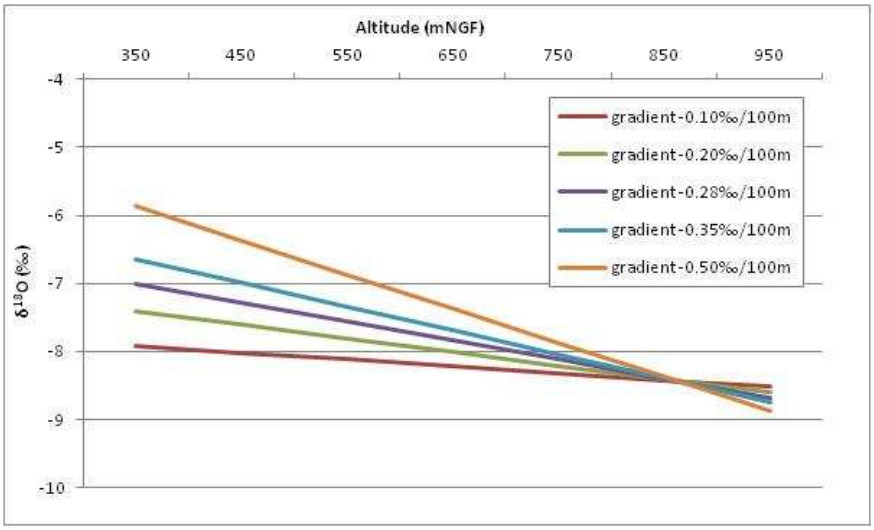


Figure 213 : Présentation des différents gradients altitudinaux testés

L'altitude de la source de Grelière et sa teneur en $\delta^{18}O$, considérées pour l'élaboration de la droite de variation altitudinale, correspondent au point de pivot des différents gradients. Or comme il a été montré dans le chapitre III, l'altitude de la source de Grelière (840 mNGF) est proche de l'altitude moyenne de recharge des eaux souterraines drainées par les sources de front de coulée (environ 805 à 870 mNGF). Les variations de gradient altitudinal en ^{18}O devraient donc avoir une faible incidence sur le $\delta^{18}O$ simulé en front de coulées.

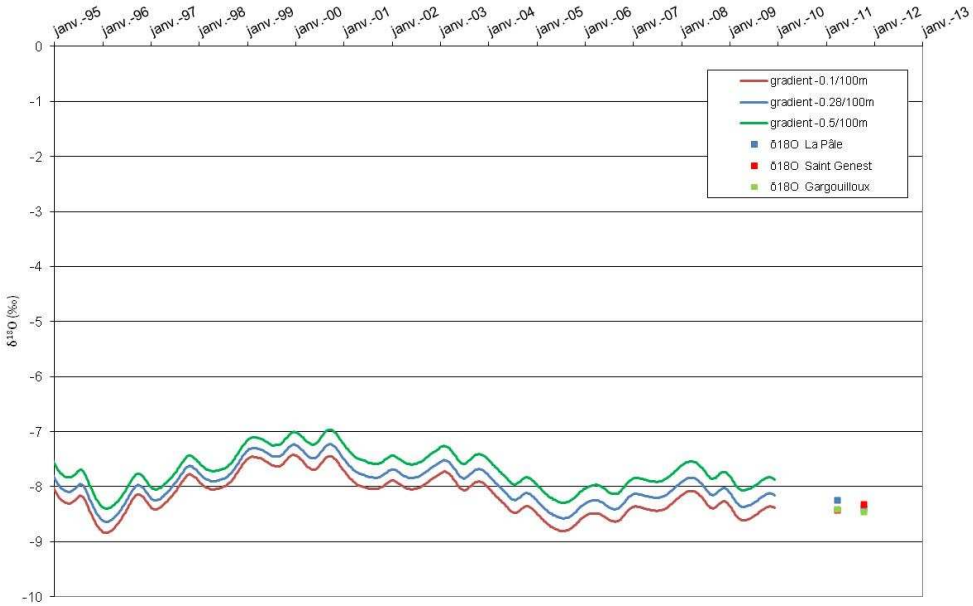


Figure 214 : Influence du gradient altitudinal de $\delta^{18}O$ des précipitations sur le $\delta^{18}O$ simulé en front de coulée

Lorsque le gradient altitudinal de $\delta^{18}O$ varie de -0,1 à -0,5 ‰, le $\delta^{18}O$ moyen simulé en front de coulée augmente de 0,5 ‰ (Figure 214).

Des tests de sensibilité du modèle au gradient altitudinal d'ETP ont ensuite été effectués, sans nouvelle calibration du modèle. Le point de référence pour le calcul des gradients d'ETP est la

station de St Genès Champanelle située à une altitude d'environ 890 mNGF. L'altitude les mailles prises en compte par le modèle varie de 400 à 1000 mNGF. Un gradient faible (en valeur absolu) correspond donc à des plus faibles valeurs d'ETP dans toute la partie du bassin versant située à moins de 800 m d'altitude.

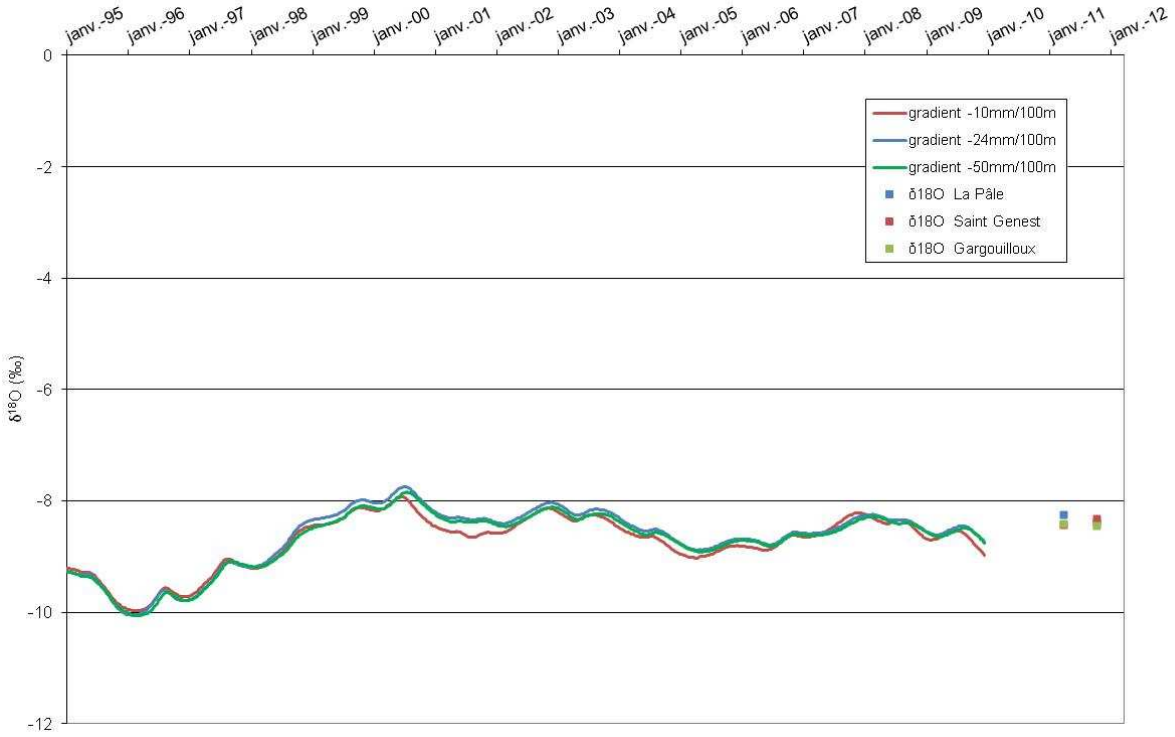


Figure 215 : Simulation du $\delta^{18}O$ aux sources de front de coulée en fonction du gradient altitudinal d'ETP considéré

De manière générale, le gradient d'ETP n'a qu'une faible influence sur le $\delta^{18}O$ moyen au niveau des sources de front de coulée (Figure 215). Cependant plus le gradient d'ETP est fort, moins la recharge est importante, plus le réservoir sol tarde à se remplir et plus l'influence de la recharge est retardée dans le temps.

Des tests de sensibilité du modèle au gradient altitudinal de précipitations ont ensuite été effectués. Pour cela différentes valeurs de gradient altitudinal de précipitation ont été intégrées dans le modèle. La station de référence pour calculer ce gradient de précipitations est la station Météo-France de Volvic (alt : 475 mNGF).

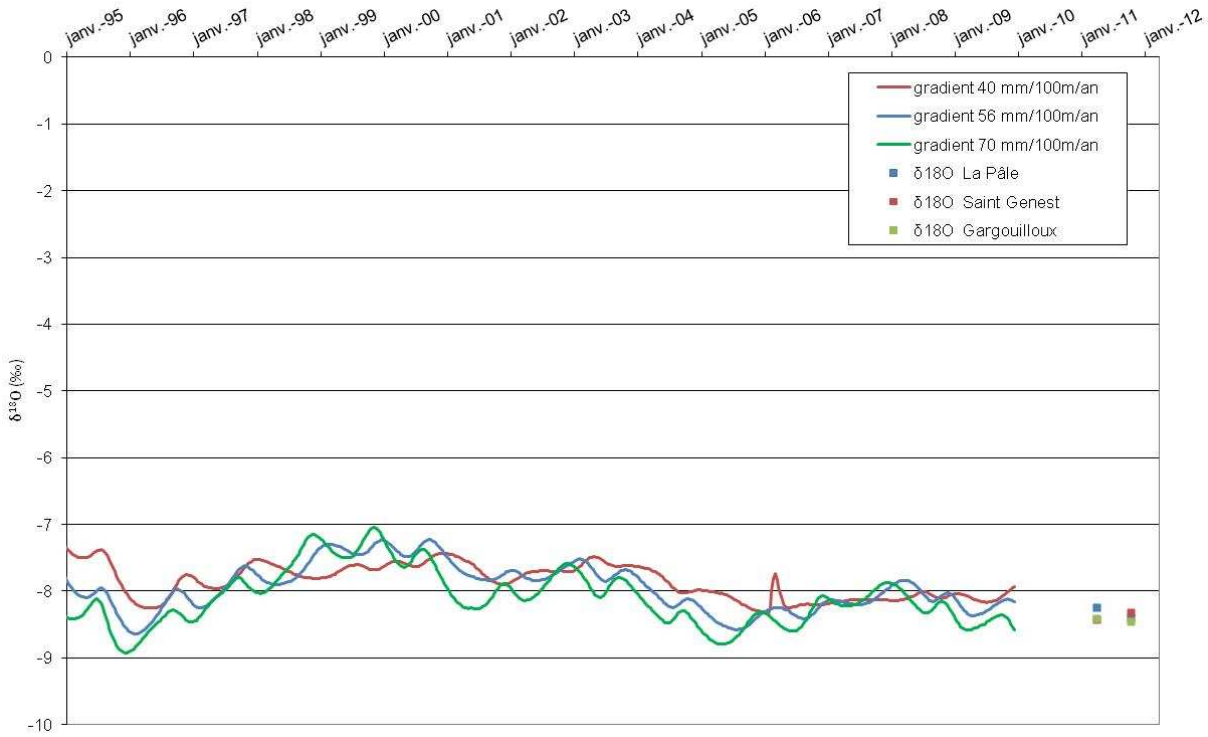


Figure 216 : Simulation du $\delta^{18}O$ aux sources de front de coulée en fonction du gradient altitudinal de précipitation

De manière générale, la sensibilité du modèle au gradient altitudinal de précipitation est faible. Pour un gradient de précipitation qui varie de 40 à 70 mm/100 m/an, le $\delta^{18}O$ en front de coulée diminue d'environ 0,4 ‰. Par ailleurs, plus le gradient est faible, moins la recharge est importante et plus l'influence de la recharge est retardée dans le temps.

La droite de variation altitudinale de $\delta^{18}O$ et la répartition spatiale de la recharge telles qu'elles ont été définies et prises en compte permettent de reproduire la teneur moyenne en ^{18}O observée au niveau des sources de front de coulée. Cependant, les tests effectués ont mis en évidence la faible sensibilité du modèle aux gradients altitudinaux d'ETP et de précipitations. Le modèle reste néanmoins plus sensible au gradient altitudinal de ^{18}O.

On peut donc considérer que la mise en œuvre du modèle de transfert de ^{18}O n'infirme pas les hypothèses retenues pour la modélisation de la recharge de l'hydrosystème de Volvic.

5.2 Simulations de scénarios de changement global

5.2.1 Scénarios de gestion forestière et d'occupation des sols

Le modèle construit à l'échelle de l'hydrosystème de Volvic permet de simuler son fonctionnement actuel, en intégrant l'occupation des sols et la répartition des peuplements forestiers, telles qu'elles ont été décrites en 2011 dans le cadre du projet SEMEAU (Favre d'Anne, CRPF, com. pers.). La capacité du modèle à prendre en compte le type de végétation dans le calcul du bilan hydrique permet d'envisager différents modes d'occupation des sols et de tester l'impact de scénarios sur les bilans hydrologiques.

5.2.1.1 Définition des scénarios simulés

Dans l'objectif d'évaluer l'impact d'une modification de l'occupation forestière en termes de peuplements ou d'extension de la forêt sur le débit des sources de front de coulée, plusieurs scénarios d'occupation des sols ont été définis et simulés.

Dans un premier temps, des modes d'occupations des sols très contrastés ont été envisagés. Dans un deuxième temps, un scénario réaliste correspondant à la poursuite de la déprise agricole a été pris en compte. Enfin, l'impact de pratiques forestières telles que des coupes rases d'extension importante, néanmoins réalistes, a été testé.

Les scénarios d'occupation forestière proposés sont les suivants :

- bassin versant totalement recouvert de peuplements de feuillus ;
- bassin versant totalement recouvert de peuplements de résineux ;
- bassin versant recouvert à 50 % par des résineux et à 50 % par des feuillus ;
- bassin versant totalement recouvert de prairies ;
- poursuite de la déprise agricole, augmentation de la surface du couvert forestier pour atteindre 80% de la surface du bassin versant, en conservant un couvert forestier avec 80 % de feuillus et 20 % de résineux (Figure 218) ;
- réalisation d'une coupe rase de 25 ha à l'aplomb de l'axe d'écoulement sud, sur le versant sud-ouest de la Nugère (Figure 219) ;
- réalisation d'une coupe rase de 25 ha à l'aplomb de l'axe d'écoulement nord, au niveau des Cheires de Volvic (Figure 219).

Les scénarios proposés, pour être intégrés dans le modèle, ont été traduits en termes de fonctions de production, ces fonctions de production tenant compte de la géologie et du type de

végétation (Figure 217 à Figure 219). Notons que, dans le cas d'une coupe rase, la fonction de production de type forêt est remplacée par la fonction de production de type prairie. Cette approximation ne tient pas compte de la présence de sous-bois ou de rémanents après la coupe. Par ailleurs, il est supposé que la coupe est permanente sur l'ensemble de la période simulée. Cette hypothèse, non réaliste, permet néanmoins d'évaluer l'impact maximal de la coupe rase dans la durée.

Symbologie	Géologie	Occupation du sol	Fonction de Production
1	socle	prairie	1
3	socle	feuillus	3
4	socle	conifères	4
6	socle	mixte	5
7	alluvions	prairie	6
8	alluvions	feuillus	7
9	alluvions	conifères	8
10	alluvions	mixte	9
11	volcanisme	prairie	10
12	volcanisme	feuillus	11
13	volcanisme	conifères	12
	volcanisme	mixte	13

Figure 217 : Symbologie et fonction de production correspondante

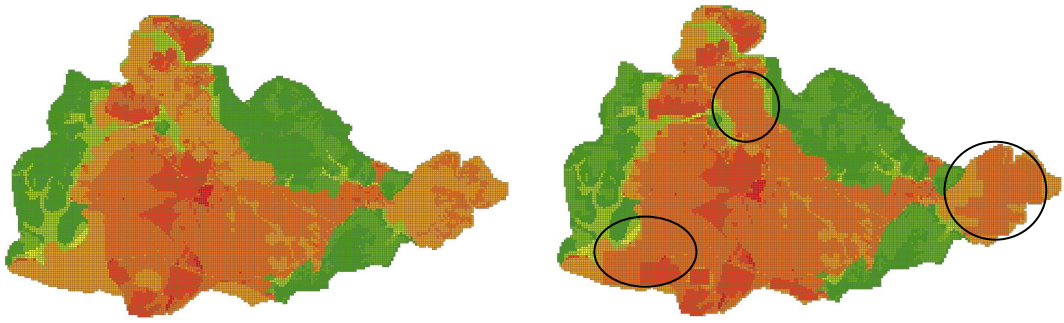


Figure 218 : A gauche : occupation forestière actuelle – à droite : occupation forestière environ 30 % plus importante

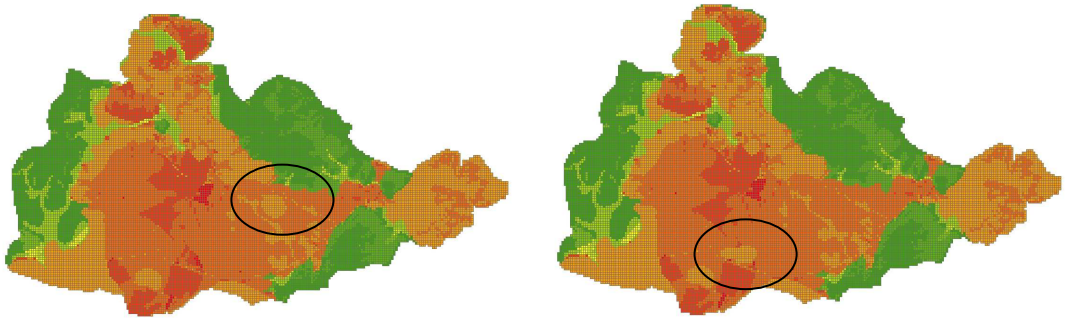


Figure 219 : Coupe rase de 25 ha. A gauche : au droit de l'axe nord – à droite : au droit de l'axe sud

Les débits simulés en front de coulée en prenant en compte l'occupation forestière actuelle constituent la chronique de référence. Les débits simulés en intégrant les différents scénarios proposés seront comparés à cette chronique de référence.

Les scénarios d'occupation du sol ont été simulés sur la période du 01/01/1961 – 31/12/2009. Les paramètres de forçage climatique pris en compte (précipitations et ETP) sont ceux présentés dans la partie 5.1.2.

5.2.1.2 *Résultats des simulations*

5.2.1.2.1 Impact des scénarios testés sur le débit moyen

Le débit des sources de front de coulée simulé au pas de temps journalier semble particulièrement sensible au mode d'occupation des sols, tant du point de vue du débit moyen simulé que de l'amplitude des variations saisonnières et pluriannuelles (Figure 220 et Tableau 69). D'une manière générale, plus la surface forestière est importante par rapport à la surface de prairie, plus le débit moyen diminue. Par ailleurs, plus la surface occupée par les résineux est importante par rapport à la surface occupée par des feuillus, plus le débit moyen diminue et plus l'amplitude des variations de débit est faible. L'évapotranspiration des peuplements de résineux simulée par le modèle est particulièrement importante, voir irréaliste. Sur l'ensemble du bassin versant de Volvic, la surface occupée par des peuplements de résineux est faible (environ 20 % du territoire forestier, soit environ 10 % de la surface du bassin versant). Le modèle est donc peu sensible à la calibration des paramètres de calcul du bilan hydrique sous forêt de résineux. La calibration de ces paramètres réalisée au regard du modèle de Sun (voir partie 4.3.2), est donc difficilement améliorable sur ce site d'étude.

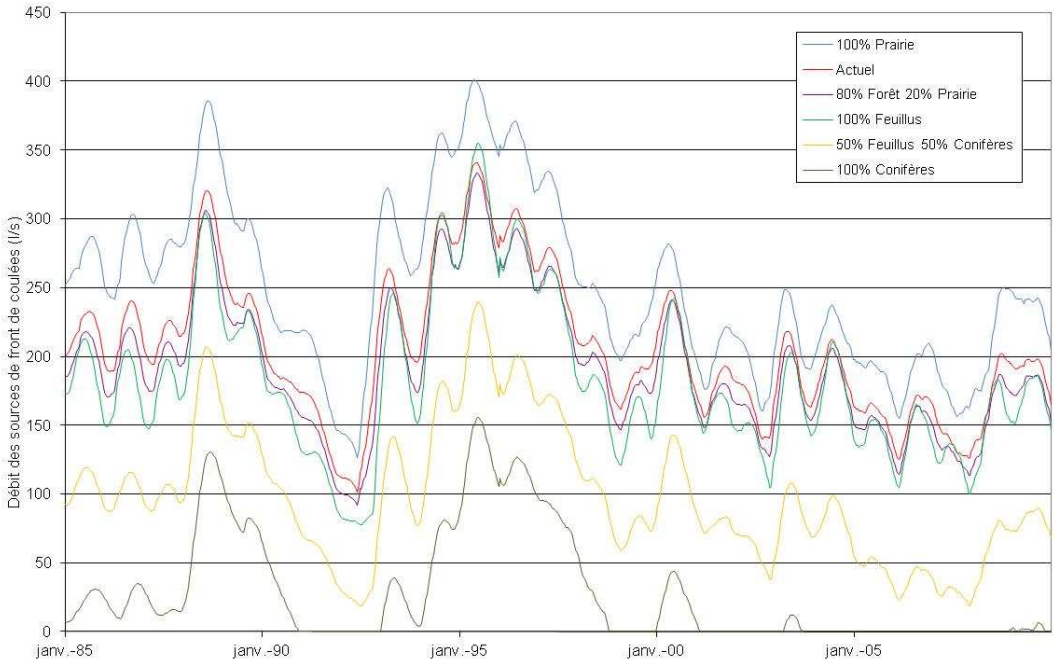


Figure 220 : Simulations de différents types d'occupation des sols

Le modèle est également sensible à la réalisation d'une coupe rase représentant 0,6 % de la surface du bassin versant (Figure 221 et Tableau 69). La variation de débit occasionnée par une telle coupe est de l'ordre de 1 % en moyenne par rapport au débit moyen. L'impact de la coupe est d'autant plus important que le site concerné est haut en altitude, la pluviométrie étant d'autant plus élevée et l'ETP d'autant plus faible.

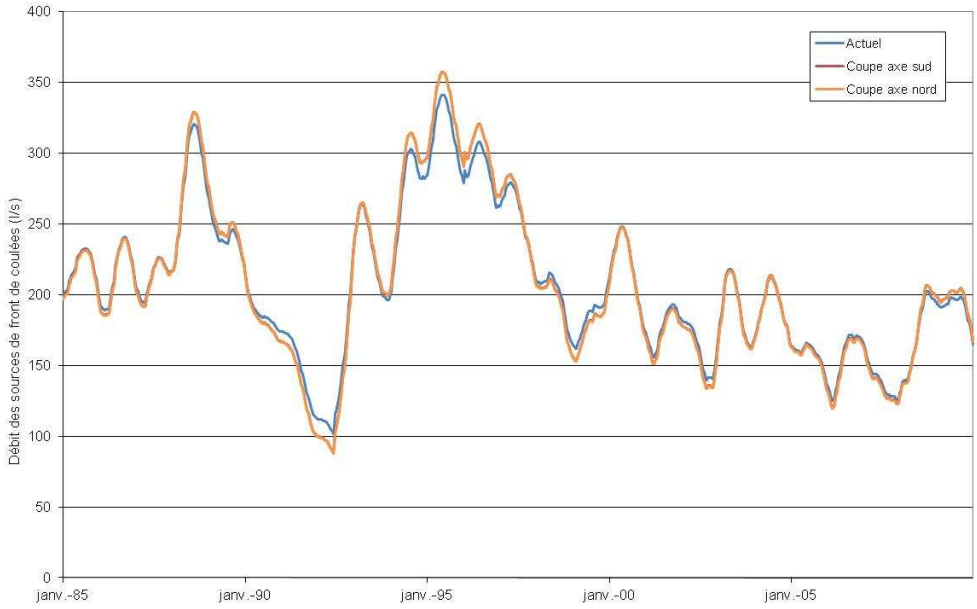


Figure 221 : Simulations de coupes rases de 25 ha (les courbes correspondant aux deux coupes rases sont quasi confondues)

Occupation du sol	Débit moyen (l/s)	Variation de débit par rapport à l'actuel (%)
Actuel	303.8	0.0
100% Conifères	40.2	-86.8
100% Feuillus	276.7	-8.9
100% Prairie	371.4	22.2
50% Feuillus 50% Conifères	144.5	-52.4
80% Forêt 20% Prairie	284.7	-6.3
Coupe axe nord	306.9	1.0
Coupe axe sud	307.5	1.2

Tableau 69 : Débit moyen et variation de débit pour les différents scénarios simulés

5.2.1.2.2 Impact des scénarios testés sur la variation saisonnière du débit

L'amplitude saisonnière de variation du débit des sources peut être évaluée en calculant la différence entre les débits mensuels maximal et minimal au cours d'une année moyenne (Tableau 70). Les débits mensuels simulés pour chaque scénario montrent une amplitude de variation saisonnière du débit d'autant plus importante que (Figure 222 et Tableau 70) :

- l'extension du territoire forestier est importante par rapport à la surface de prairie,
- la proportion de peuplement de feuillus est importante par rapport à la proportion de peuplement de résineux.

La poursuite de la déprise agricole aurait donc pour effet d'augmenter l'amplitude de variation saisonnière du débit, les peuplements feuillus consommant plus d'eau en période estivale, donc hors période de recharge. Enfin les coupes rases auraient un faible impact sur l'amplitude de variation du débit par rapport à l'actuel (Figure 222 et Figure 223).

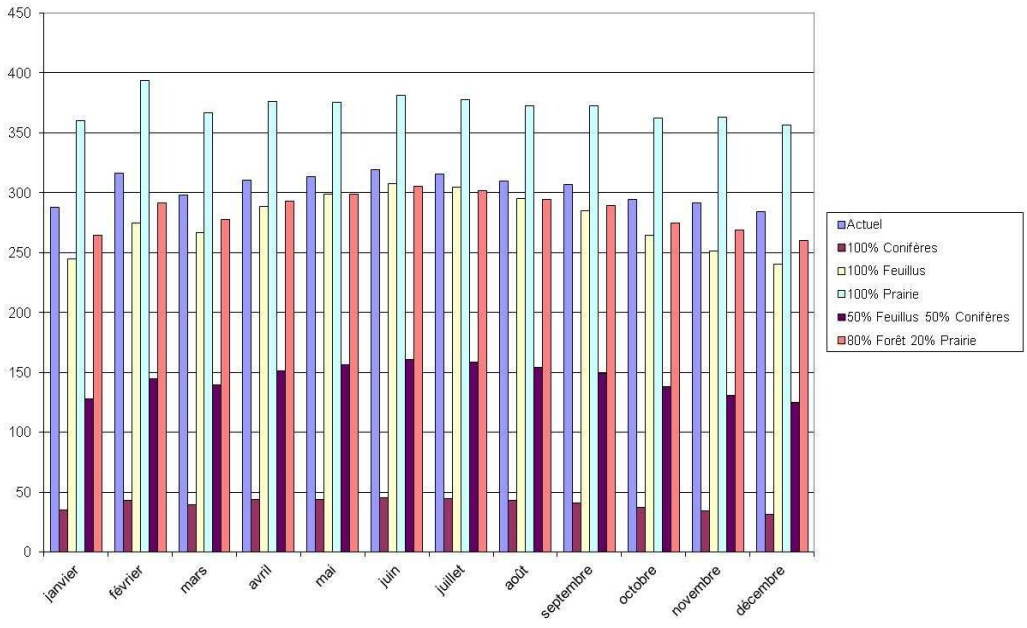


Figure 222 : Débit moyen mensuel simulé en intégrant des scénarios d'occupation des sols

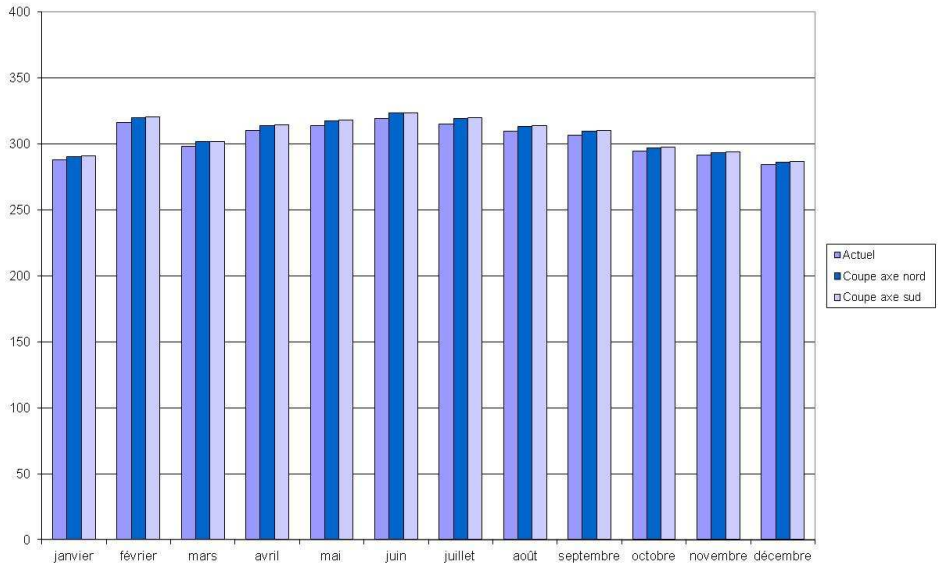


Figure 223 : Débit moyen mensuel simulé en intégrant des scénarios de coupe rase de 25 ha

Occupation du sol	Amplitude de variation saisonnière (l/s)	Variation relative au débit moyen simulé (%)
Actuel	35.0	11.5
100% Conifères	13.8	34.3
100% Feuillus	66.9	24.2
100% Prairie	37.2	10.0
50% Feuillus 50% Conifères	35.9	24.8
80% Forêt 20% Prairie	44.9	15.8
Coupe axe nord	37.1	12.1
Coupe axe sud	37.0	12.0

Tableau 70 : Impact de l'occupation des sols sur l'amplitude de variation saisonnière du débit

Afin d'améliorer le modèle prenant en compte le rôle hydrologique joué par le couvert forestier, il s'agira de mieux évaluer les paramètres associés au bilan hydrique sous peuplements de résineux. Pour ce faire, l'étude de l'impact de l'évapotranspiration forestière sur les concentrations en traceur conservatif (chlorures) pourrait apporter des éléments de calibration.

Des scénarios d'occupation du sol contrastés et de coupe forestière ont été simulés à l'aide du modèle. Le débit simulé aux sources de front de coulée apparait sensible au type de végétation recouvrant le bassin versant. Les conclusions suivantes ont pu être tirées de ces simulations :

- plus la surface forestière est importante et plus le débit moyen à l'exutoire diminue,
- plus la surface de résineux augmente par rapport aux surfaces de prairie et de feuillus, plus le débit moyen et l'amplitude de variation saisonnière du débit diminuent,
- plus la surface de feuillus augmente par rapport aux surfaces de prairie et de résineux, plus l'amplitude de variation saisonnière du débit augmente,
- une coupe rase de 25 ha sur un bassin versant de 40 km^2 entraine une augmentation du débit de 1 %,
- plus la coupe rase est réalisé en altitude plus l'impact de la coupe sur la recharge est important,
- la poursuite de la déprise agricole jusqu'à ce que la surface forestière atteigne 80 % de la surface du bassin versant entraine une réduction du débit d'environ 6 %.

En termes de perspective, le modèle devra être amélioré pour mieux évaluer le bilan hydrique sous peuplement de résineux.

5.2.2 Scénarios de changement climatique

L'objectif a été fixé de simuler l'impact de scénarios de changement climatique contrastés sur la réponse hydrologique du système de Volvic, à moyen et long terme. Ces scénarios sont élaborés sur la base (Figure 224) :

- de scénarios d'émission de gaz à effet de serre définis par le Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat (GIEC),
- de modèles de circulation globale intégrant les scénarios du GIEC comme données de forçage,
- de méthodes de désagrégation et de spatialisation permettant d'utiliser les sorties de modèle global pour une application à l'échelle du bassin versant de Volvic.

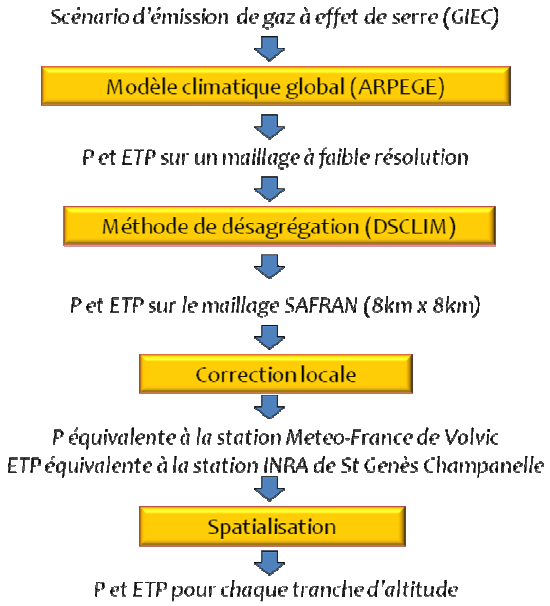


Figure 224 : Méthodologie adoptée pour la construction des scénarios de précipitation et d'ETP à partir des scénarios du GIEC

Les variables climatiques (précipitation et ETP journalière) ainsi obtenues ont été intégrées dans le modèle simulant le fonctionnement de l'hydrosystème de Volvic.

Notons que le modèle MODCOU, utilisé pour la modélisation de l'hydrosystème de Volvic, a déjà été mise en œuvre pour simuler l'impact de changements climatiques, notamment par Gomez (2003) et Thierion (2011).

5.2.2.1 *Sélection de scénarios et production de variables climatiques désagrégés*

5.2.2.1.1 Des scénarios du GIEC aux paramètres désagrégés à l'échelle du maillage SAFRAN

Différents scénarios d'émission de Gaz à Effet de Serre (GES) ont été définis par le GIEC, notamment lors du quatrième rapport d'évaluation. Ces scénarios d'émission sont basés sur des scénarios d'évolutions économique, démographique et technologique (Thierion, 2011).

Pour tous les scénarios d'émission définis, considérés comme équiprobables, les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère ne cessent d'augmenter jusqu'en 2100 (Figure 225).

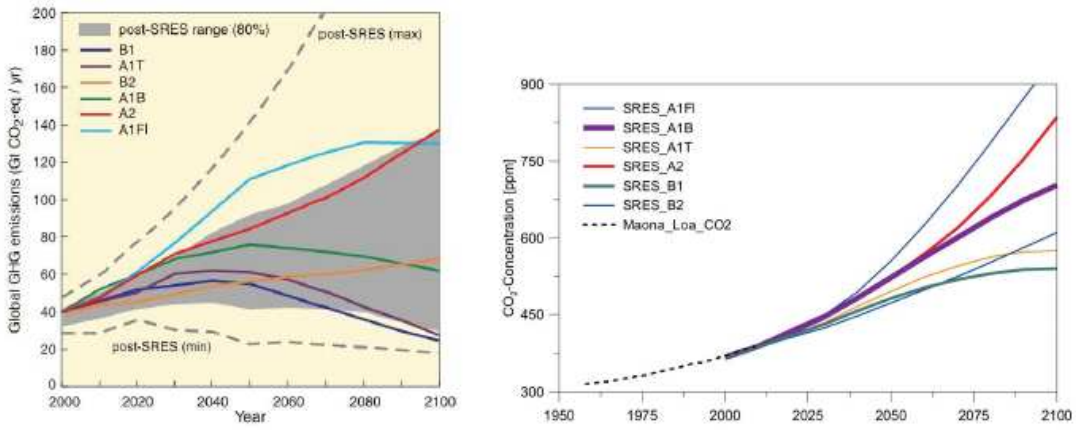


Figure 225 : A gauche : scénarios d'émission de GES - à droite : scénarios de concentration en GES (Thierion, 2011)

Les concentrations en GES sont utilisées comme données de forçage des Modèles Climatiques Globaux Océan-Atmosphère (MCGOA). Ces modèles représentent le fonctionnement climatique à échelle mondiale, en couplant le fonctionnement du système atmosphère-océan. Chacun de ces modèles calcule des scénarios d'évolution de paramètres climatiques sur un maillage à faible résolution (en moyenne, la taille des mailles est d'environ 300 km x 300 km ; Thierion, 2011). Parmi les modèles globaux, le modèle ARPEGE produit des scénarios d'évolution de paramètres climatiques pour Météo-France.

Ensuite, des méthodes de régionalisation permettent de calculer des données climatiques sur le maillage SAFRAN de 8 km de coté à partir de variables climatiques d'échelle régionale. Parmi ces méthodes, la méthode basée sur les types de temps, notamment utilisée par le logiciel DSCLIM du CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique,), est une méthode statistique développée pour le bassin de la Seine, et appliquée à la France entière (www.cerfacs.fr). Pour chaque saison (printemps, été, automne, hiver), différents types de temps sont définis, grâce à un algorithme de classification des pluies SAFRAN et de pression atmosphérique (Thierion, 2011). Cette classification est effectuée sur une période dite d'apprentissage, durant laquelle des observations fines et à grande échelle sont à disposition. Pour chaque type de temps, une répartition des descripteurs climatique en surface est définie. Ainsi, à un pas de temps donné en sortie du modèle climatique, un type de temps est défini et affecté d'indices. Le type de temps et la combinaison d'indices les plus proches sont recherchés dans la base de données SAFRAN. Les variables climatiques sont ensuite déduites à plus fine résolution (précipitation, rayonnement, température, humidité, vitesse du vent). On suppose, en utilisant cette méthode, que la relation entre la variable à grande et à petite échelle est stationnaire. La méthode est limitée au fait que des types de temps inconnus à l'heure actuelle ne pourront pas être pris en compte lors de la prédiction du climat futur.

5.2.2.1.2 Sélection de scénarios et des mailles SAFRAN

Thierion (2011) a testé les variables calculées par 7 modèles climatiques différents et montré que chacun de ces modèles présentait un biais. La suppression de ces biais nécessiterait une analyse fine des données en sortie de chaque modèle climatique global. L'objectif de la simulation des scénarios à l'aide du modèle Volvic n'est pas d'analyser en détail l'incertitude des prédictions en fonction du modèle climatique utilisé, mais bien d'observer la réaction du système à des scénarios contrastés.

3 scenarios contrastés d'émission de GES, simulés notamment par Thierion (2011) en utilisant le modèle couplé MODCOU développé à l'échelle du bassin rhénan, ont été sélectionnés pour la simulation de l'impact du changement climatique à l'échelle du bassin versant de Volvic. Les scénarios d'émission sont les suivants :

- le scénario A1B prévoit une augmentation des émissions de GES de 100 % d'ici 2050 puis une diminution de ces émissions pour atteindre en 2100 un niveau légèrement supérieur à l'actuel,
- le scénario A2, le plus pessimiste, prévoit une augmentation atteignant le triple de l'émission actuelle en 2100,
- le scénario B1, le plus optimiste, prévoit une augmentation des émissions de GES jusqu'en 2040 puis une baisse pour atteindre un niveau inférieur à l'actuel en 2100.

Chaque scénario a été simulé avec le modèle climatique global ARPEGE (Météo-France). Les résultats de la simulation ARPEGE ont ensuite été désagrégés en utilisant le logiciel DSCLIM du CERFACS, qui met en œuvre la méthode des types de temps. Les variables climatiques désagrégées sont disponibles sur chaque maille de la grille SAFRAN. Les données journalières de précipitation et d'ETP ainsi calculées nous ont été fournies par Météo-France.

Trois mailles SAFRAN, situées sur ou à proximité du bassin versant de Volvic, ont été sélectionnées pour extraire les sorties du modèle ARPEGE : les mailles 6236, 6237 et 6315. La maille 6151 a également été sélectionnée sur la base d'une comparaison entre la pluie actuelle calculée par Météo-France sur la grille SAFRAN et la pluie observée à la station Météo-France de Volvic. En effet, comme indiqué en Annexe 37, les données de pluie moyenne mensuelle et d'ETP moyenne mensuelle calculées sur cette maille et corrigées d'un biais moyen annuel sont proches de celles observées à Volvic.

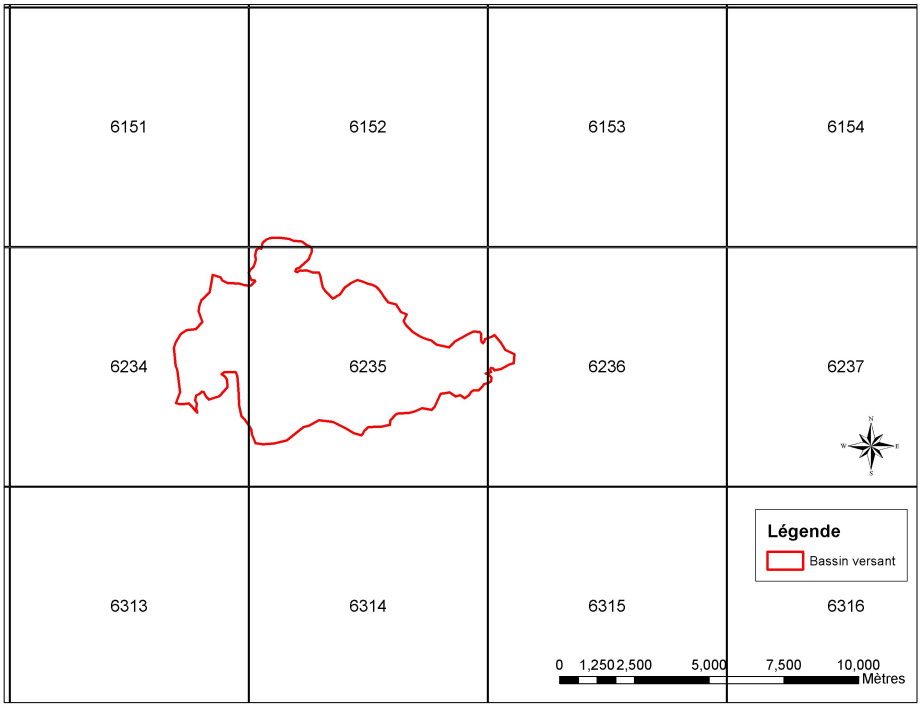


Figure 226 : Maillage SAFRAN et localisation du bassin versant de Volvic

5.2.2.2 *Comparaison des données ARPEGE actuelles avec les données observées*

5.2.2.2.1 Données de précipitation

Afin de vérifier l'applicabilité des données ARPEGE au bassin versant de Volvic, la pluie journalière mesurée à Volvic (altitude 475 mNGF) a été comparée à la pluie journalière calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur la grille SAFRAN au droit les mailles sélectionnées. La période considérée pour cette comparaison va du 01/01/1975 au 31/12/2010.

L'évolution de la pluie annuelle (Tableau 71 et Figure 227) est relativement mal reproduite par les sorties d'ARPEGE au droit des différentes mailles. Il semblerait que la pluie moyenne annuelle et que l'évolution de la pluie annuelle au droit de la maille 6151 soient les plus proche des observations à Volvic. Il en est de même si l'on considère la pluie journalière cumulée (Figure 228).

année	Volvic	Maille 6151	Maille 6236	Maille 6237	Maille 6315
Pluie moyenne annuelle (mm)	770	864	994	653	1029
Différence avec la pluie Volvic (mm/an)		94	224	-117	259

Tableau 71 : Pluie moyenne annuelle calculée sur la période du 01/01/1975 au 31/12/2010

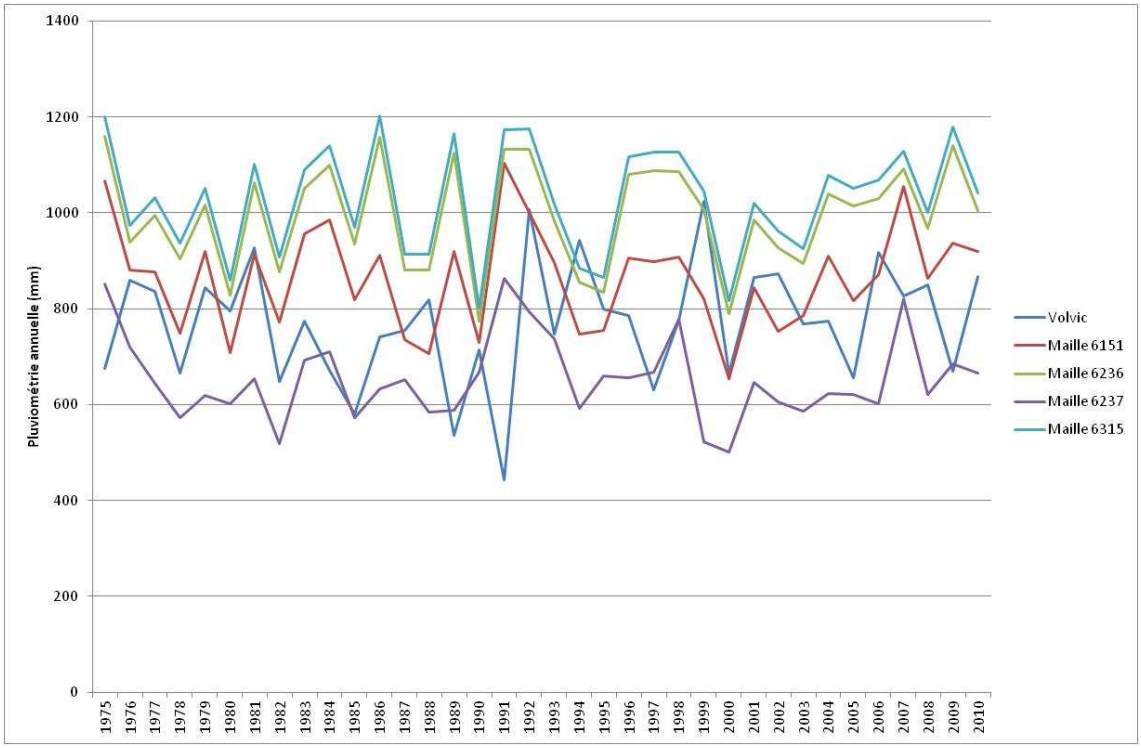


Figure 227 : Pluie annuelle à Volvic et calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées

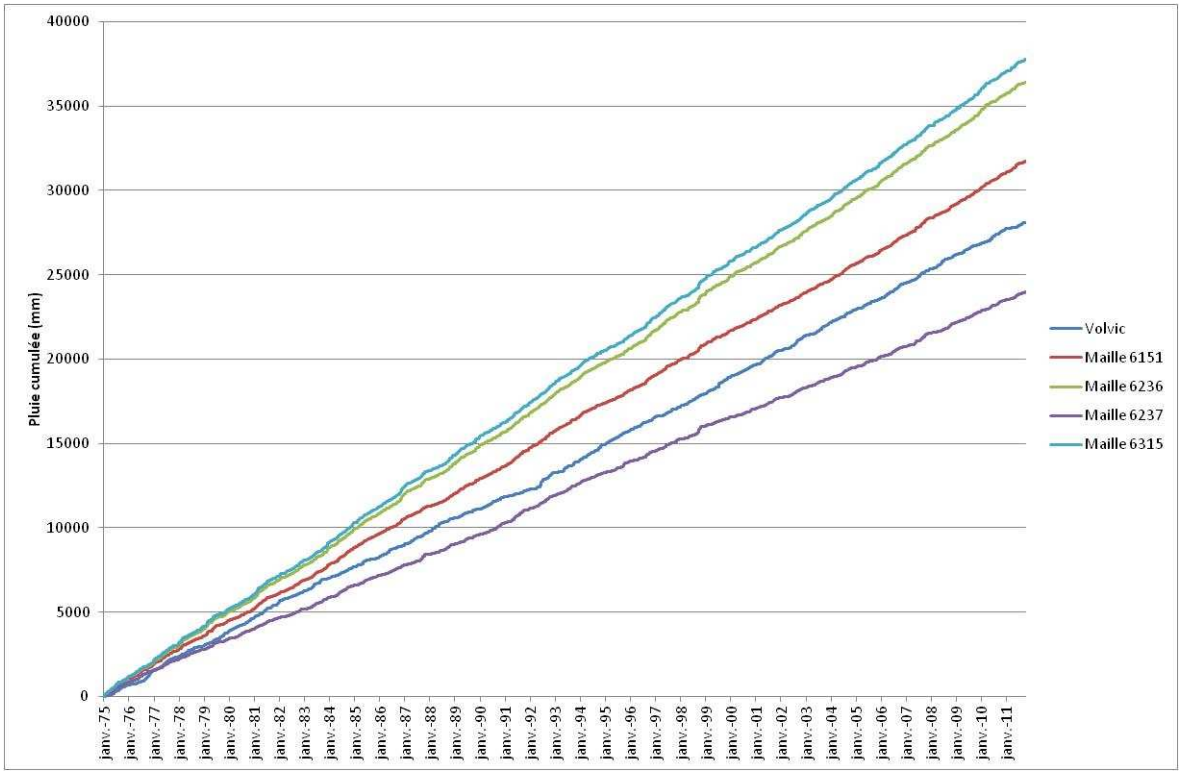


Figure 228 : Pluie journalière cumulée à Volvic et calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées

Au regard de la pluie moyenne mensuelle (Figure 229), la maille 6151 présente la variation saisonnière la plus proche de celle observée à la station de Volvic.

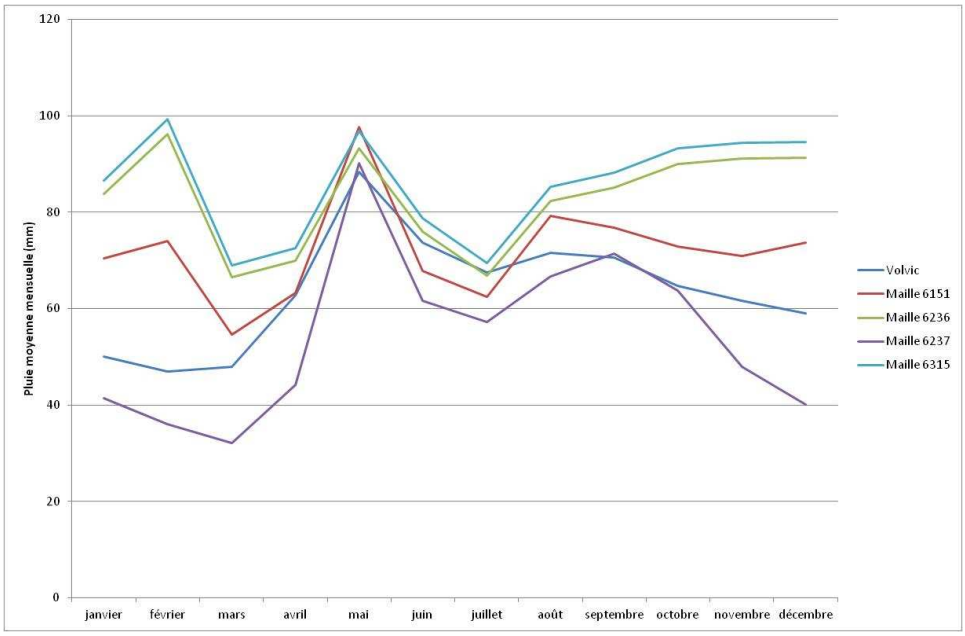


Figure 229 : Pluie moyenne mensuelle à Volvic et calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées

La pluie journalière de la maille SAFRAN 6151 peut être corrigée d'un biais moyen mensuel (rapport entre la pluie moyenne mensuelle mesurée et celle de la maille 6151 présentées dans la Figure 229). La correction de la pluie journalière pour chaque maille et pour chaque mois est telle que :

$$\text{Pjcorrigée}_{\text{mois i}}^{\text{maille 6151}} = \text{biais} \times \text{Pj}_{\text{mois i}}^{\text{maille 6151}}$$

$$\text{biais} = \frac{\text{P}_{\text{moyenne mois i}}^{\text{Volvic}}}{\text{P}_{\text{moyenne mois i}}^{\text{maille 6151}}}$$

Ainsi, la pluie moyenne mensuelle de la nouvelle chronique calculée est égale à la pluie moyenne mensuelle enregistrée à la station de Volvic sur la période 1975-2010. De plus la pluie cumulée observée à la station de Volvic et calculée sur la maille SAFRAN 6151 sont proches (Figure 230).

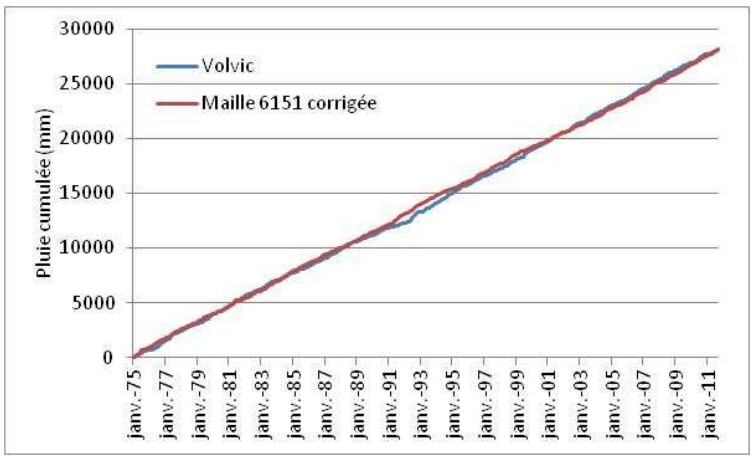


Figure 230 : Pluie cumulée observée à Volvic et calculée sur la maille SAFRAN 6151

5.2.2.2.2 Données d'ETP

Afin de vérifier l'applicabilité des données d'ETP calculées par le modèle ARPEGE au bassin de Volvic, l'ETP journalière mesurée à la station INRA de St Genès Champanelle (altitude 890 mNGF) a été comparée à l'ETP journalière calculée par le modèle ARPEGE et désagrégé par DSCLIM sur les mailles SAFRAN sélectionnées. La période considérée pour cette comparaison va du 01/01/1994 au 31/12/2009.

Les variations d'ETP annuelle sont relativement mal reproduites par ARPEGE quelle que soit la maille considérée (Figure 231). L'ETP est surévaluée sur l'ensemble des mailles. Cette tendance est notamment visible sur l'ETP journalière cumulée (Figure 232). Cela peut être lié à l'altitude moyenne considérée pour chaque maille (plus faible que l'altitude de la station INRA de St Genès Champanelle).

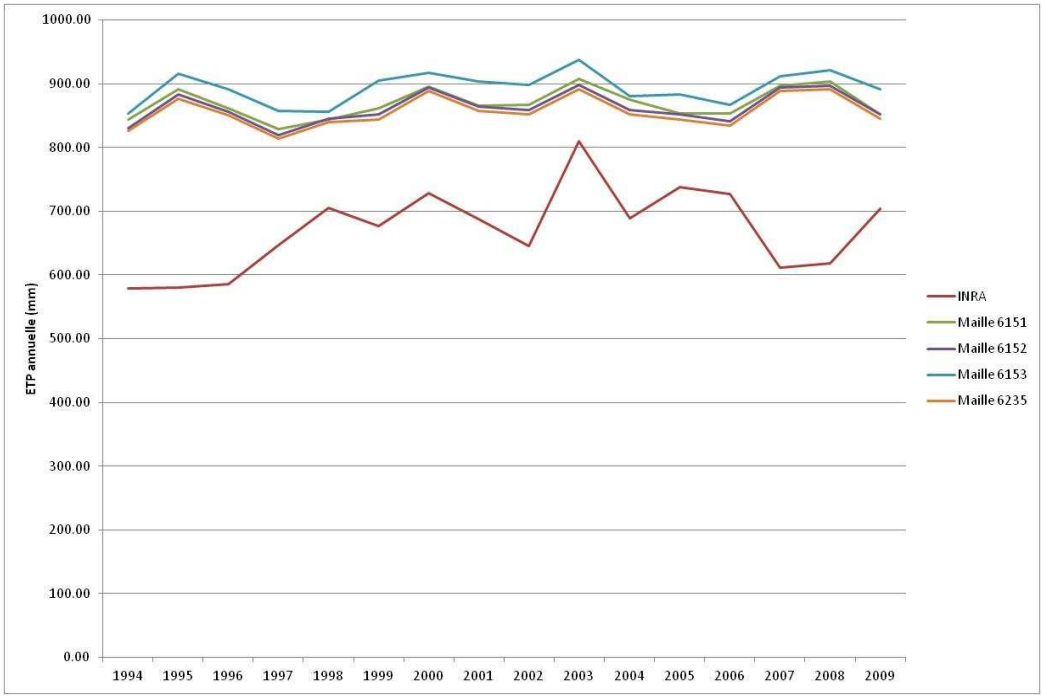


Figure 231 : ETP annuelle à la station INRA de St Genès Champanelle et calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées

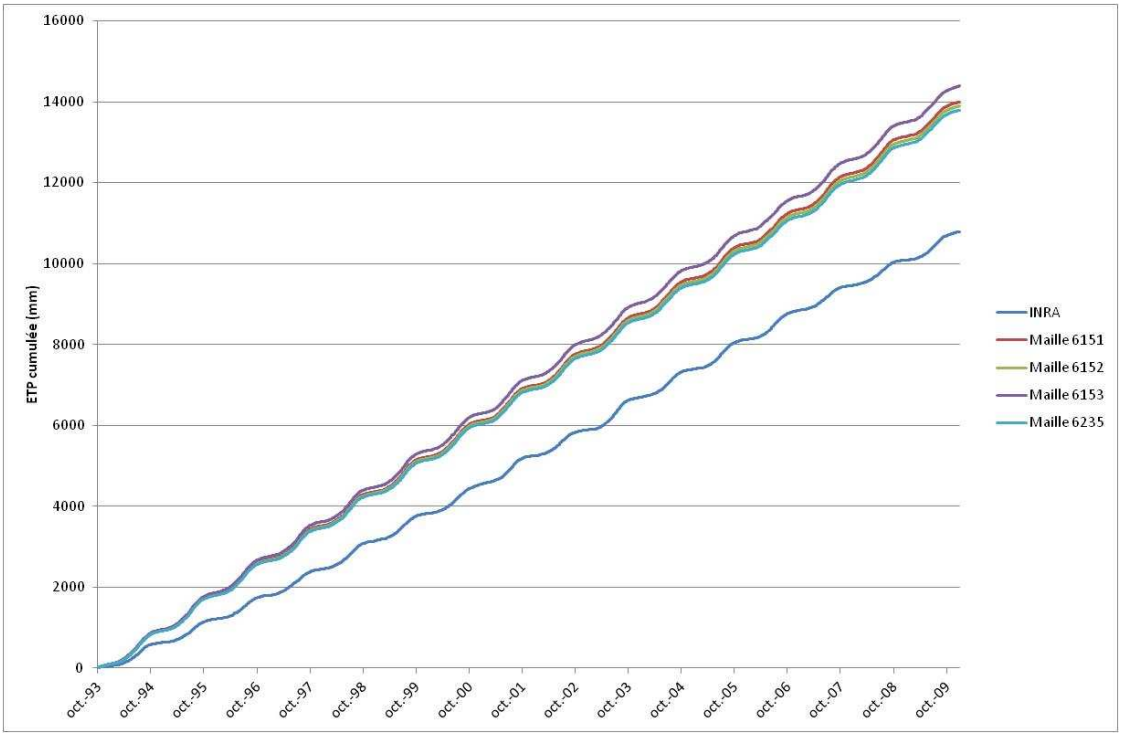


Figure 232 : ETP journalière cumulée à la station INRA St Genès Champanelle et ETP calculée par le modèle ARPEGE et désagrégée sur les 4 mailles SAFRAN sélectionnées

On constate que l'amplitude des variations saisonnières de l'ETP simulée est surestimée par rapport à celle de l'ETP mesurée (Figure 233), quelle que soit la maille considérée.

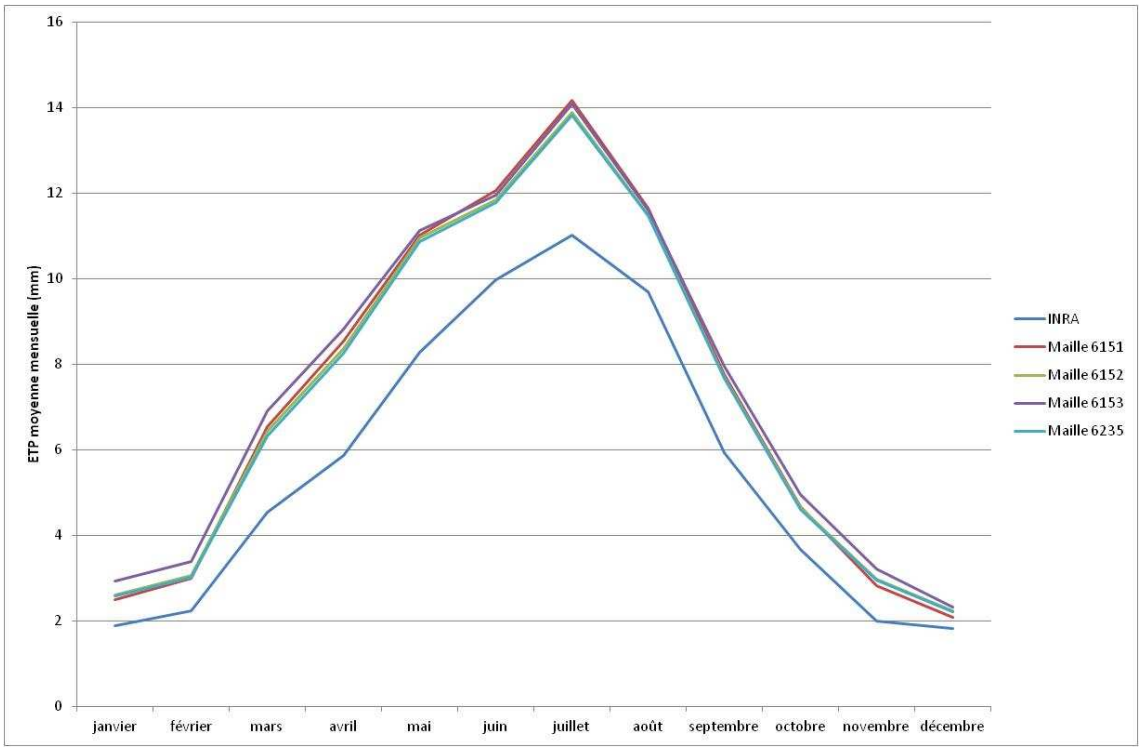


Figure 233 : ETP moyenne mensuelle à St Genès Champanelle et calculée sur les mailles SAFRAN

Les valeurs moyennes mensuelles d'ETP simulées pour chaque maille SAFRAN ont été corrigées d'un biais moyen annuel calculé sur la période 1994-2010 de la façon suivante :

$$ETPcor^{\text{maille j}}_{\text{mois i}} = \frac{ETP^{\text{maille j}}_{\text{mois i}}}{biais}$$

$$biais = \frac{ETP^{\text{maille j}}_{\text{moyenne annuelle}}}{ETP^{\text{INRA}}_{\text{moyenne annuelle}}}$$

Si l'on considère les valeurs moyennes mensuelles d'ETP ARPEGE corrigées du biais, il semble que les données simulées sur la maille 6151 soient les plus proches de celles mesurées.

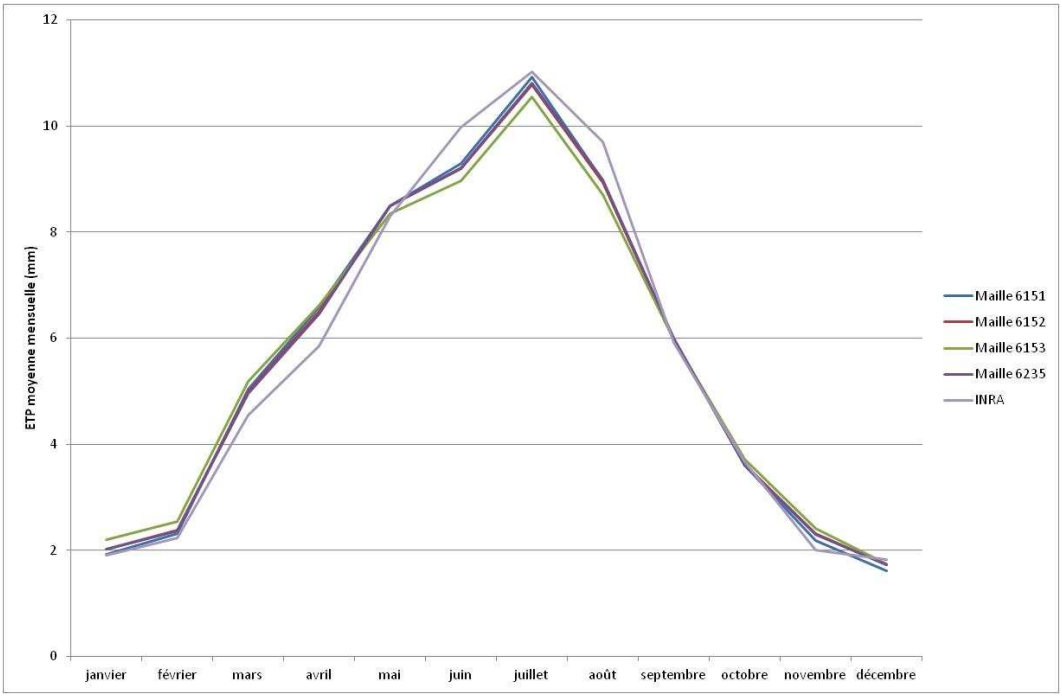


Figure 234 : ETP moyenne mensuelle interannuelle corrigée

5.2.2.2.3 Méthode de correction locale des variables simulées

La comparaison des données de précipitation et d'ETP simulées par le modèle ARPEGE et désagrégées par DSCLIM avec les données observées sur la période 1975-2010 a permis de sélectionner les données calculées sur la maille 6151. Ces données seront corrigées du biais moyen annuel pour l'ETR et moyen mensuel pour les précipitations, afin de calculer :

- les précipitations journalières équivalentes à la station de Volvic (altitude : 475 mNGF),
- l'ETP journalière équivalente à la station de St Genès Champanelle (altitude : 955 mNGF).

Le facteur associé à la correction des précipitations est présenté pour chaque mois dans le Tableau 72.

	Pluie moyenne observée à Volvic	Pluie ARPEGE de la Maille 6151	Correction
janvier	50.08	70.46	0.71
février	46.99	73.95	0.64
mars	47.93	54.57	0.88
avril	62.71	63.26	0.99
mai	88.36	97.68	0.90
juin	73.66	67.76	1.09
juillet	67.44	62.53	1.08
août	71.54	79.26	0.90
septembre	70.64	76.72	0.92
octobre	64.69	72.91	0.89
novembre	61.64	70.98	0.87
décembre	58.97	73.76	0.80

Tableau 72 : Pluie moyenne mensuelle sur la période du 01/01/1975 au 30/09/2011 et facteur de correction mensuel

La correction appliquée à la pluie journalière ARPEGE est calculée de la façon suivante :

$$\text{Pjcorrigée}_{\text{mois i}}^{\text{maille 6151}} = \text{biais} \times \text{Pj}_{\text{mois i}}^{\text{maille 6151}}$$

$$\text{biais} = \frac{P_{\text{mois i}}^{\text{Volvic}}}{P_{\text{mois i}}^{\text{maille 6151}}}$$

Le facteur associé à la correction moyenne annuelle de l'ETP journalière ARPEGE est de 1,2975. L'ETP journalière corrigée est calculée de la façon suivante :

$$\text{ETPcorrigée}_{\text{mois i}} = \frac{\text{ETP}_{\text{mois i}}}{1{,}2975}$$

5.2.2.3 *Scénarios d'évolution des précipitations*

Les trois scénarios d'émission de GES A1B, A2 et B1 simulés par le modèle ARPEGE ont été considérés. Les variables en sortie d'ARPEGE (précipitations et ETP journalière), désagrégés par DSCLIM sur la maille SAFRAN 6151 ont ensuite été corrigées pour une application au site de Volvic. Ces données ont été considérées pour la simulation de scénarios.

Si l'on compare les précipitations simulées pour les 3 scénarios à l'horizon 2070-2100 (Figure 235) avec une période de référence actuelle 1975-2005, tous les scénarios prévoient une diminution de la hauteur moyenne annuelle précipitée par rapport à l'actuel (Tableau 73). A l'horizon 2070-2100, le scénario A2 prévoit une réduction de 14 % des précipitations, le scénario B1 prévoit la réduction 6 %, et la réduction associée au scénario A1B est de 8 %. Notons que l'évolution des précipitations annuelles n'est pas comparable d'un scénario à l'autre à l'horizon 2070-2100 (Figure 235).

Scénario	A1B 1975-2005	A1B 2030-2060	A1B 2070-2100	A2 2070-2100	B1 2070-2100
Précipitation moyenne annuelle calculée sur une période de 30 ans (mm)	750	663	691	646	707

Tableau 73 : Précipitations moyennes annuelles prévues par les scénarios désagrégés

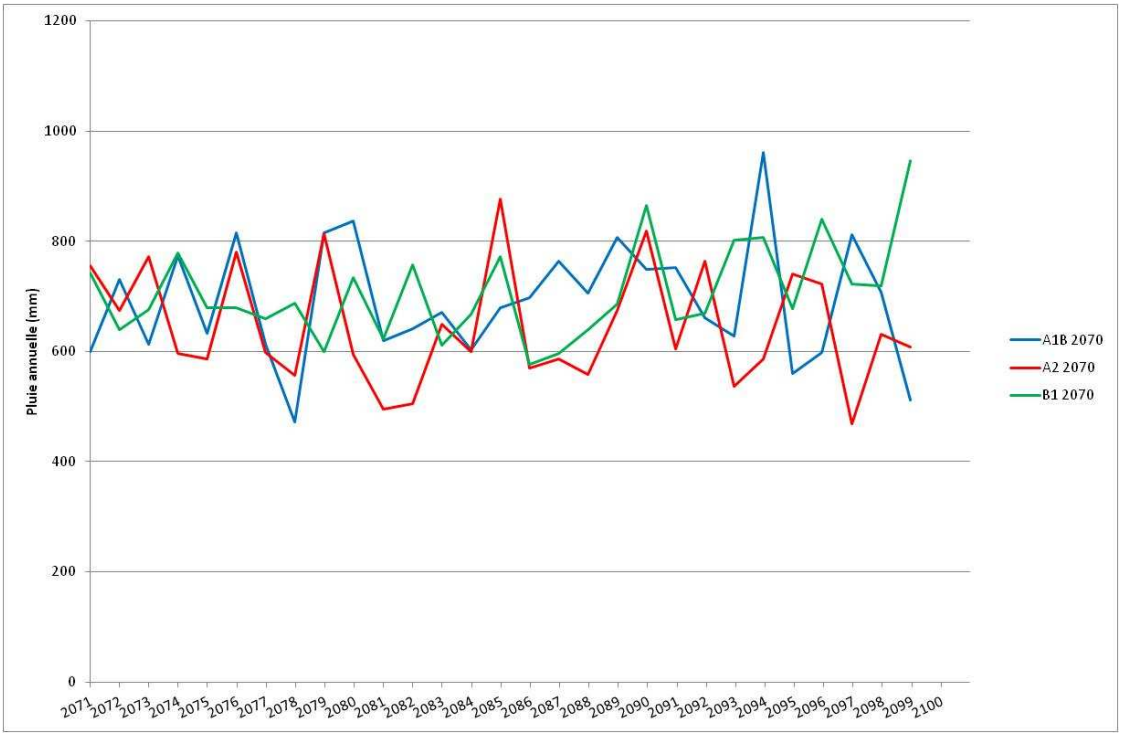


Figure 235 : Pluie annuelle simulée à l'horizon 2070-2100 pour les 3 scénarios d'émission

Concernant la variation saisonnière des précipitations, à l'horizon 2070-2100, le scénario A2 prévoit, par rapport à la pluie actuelle, une diminution des précipitations sur l'ensemble de l'année sauf au mois d'août. Le scénario B1 prévoit une augmentation des précipitations d'août à octobre et une réduction des précipitations de novembre à juillet. Le scénario A1B prévoit une diminution des précipitations mensuelles sauf pour les mois de mars, août et septembre (Figure 236). Ces scénarios sont tous pénalisant pour la ressource en eau puisqu'ils prévoient une réduction de la pluie hivernale contribuant fortement à la recharge des hydrosystèmes.

Figure 236 : Pluie moyenne mensuelle simulées pour les 3 scénarios à différents horizons

5.2.2.3.1 Scénarios d'évolution de l'ETP

Si l'on compare l'ETP simulée sur la maille SAFRAN 6151 et corrigée, pour les 3 scénarios, à l'horizon 2070-2100, avec une période de référence actuelle (de 1975 à 2005), tous les scénarios prévoient une augmentation de l'ETP moyenne annuelle, en lien direct avec l'augmentation de température prévue (Tableau 73).

Scénario	A1B 1975-2005	A1B 2030-2060	A1B 2070-2100	A2 2070-2100	B1 2070-2100
ETP moyenne annuelle calculée sur une période de 30 ans (mm)	664	711	729	752	707

Tableau 74 : ETP moyenne annuelle prévue par les scénarios désagrégés

A l'horizon 2070-2100, l'augmentation d'ETP est de 13 % pour le scénario A2, 7 % pour le scénario B1, et 10 % pour le scénario A1B. Notons que l'évolution de l'ETP annuelle n'est pas comparable d'un scénario à l'autre à l'horizon 2070-2100 (Figure 237).

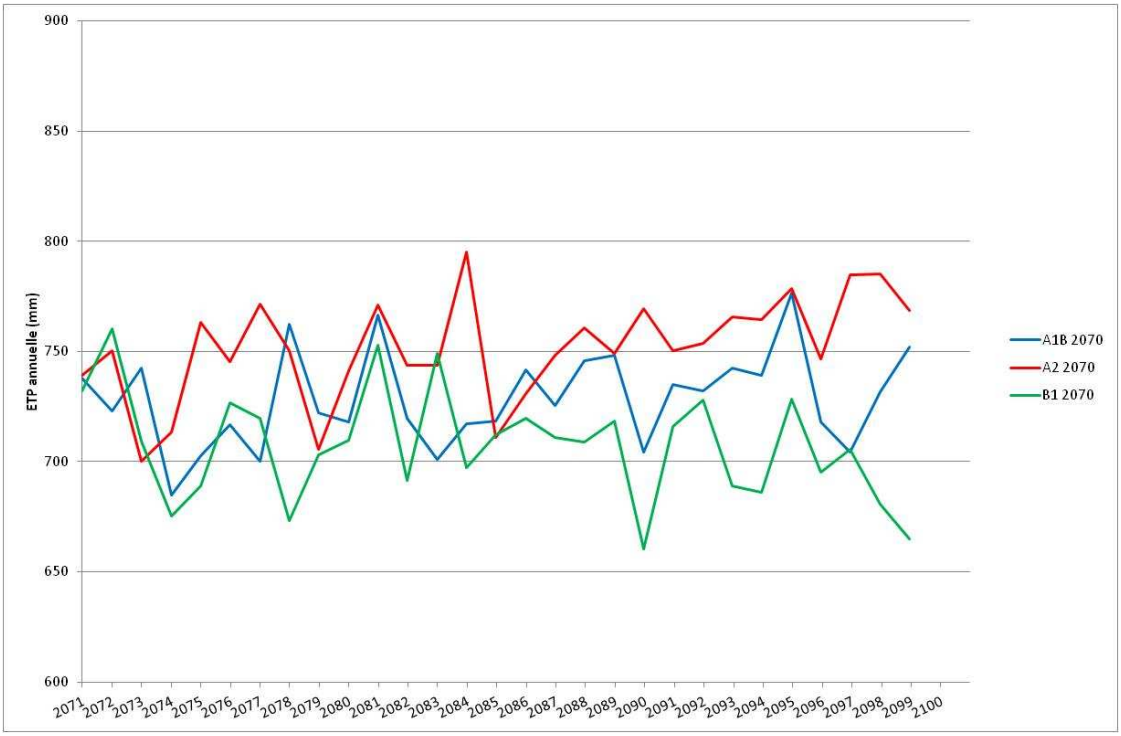


Figure 237 : ETP annuelle simulée à l'horizon 2070-2100 pour les 3 scénarios d'émission

A l'échelle de moyennes mensuelles, tous les scénarios prévoient également une hausse de l'ETP quel que soit le mois considéré (Figure 238).

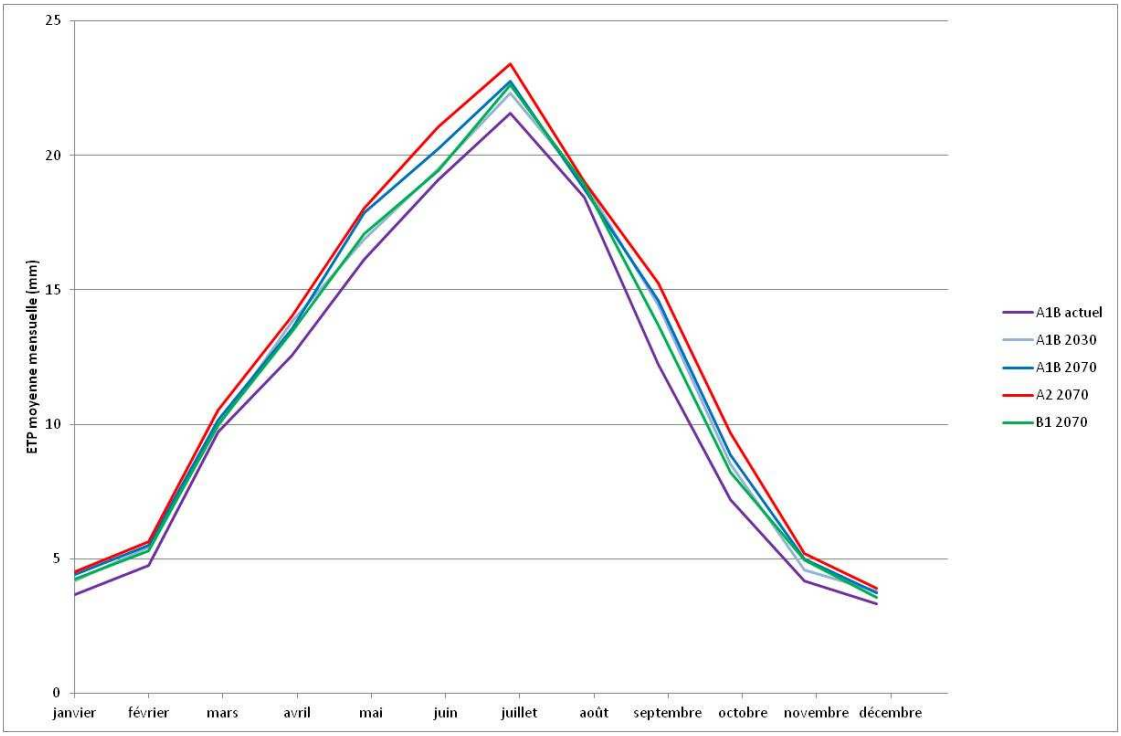


Figure 238 : ETP moyenne mensuelle simulées pour les 3 scénarios à différents horizons

5.2.2.4 *Mise en œuvre de la simulation des scénarios*

5.2.2.4.1 Préparation des données d'entrée

Les variables simulées par le modèle ARPEGE intégrant les scénarios A1B, A2 et B1, désagrégé sur la maille SAFRAN 6151 sont utilisées, après application d'une correction locale pour une application sur l'hydrosystème de Volvic.

La pluie corrigée est ainsi considérée comme équivalente à une pluie à l'altitude de la station de Volvic. A l'aide du gradient de précipitations de 56 mm/100 m/an, la pluie journalière est ensuite calculée pour chaque tranche d'altitude de 100 m.

L'ETP corrigée est considérée comme équivalente à une ETP Penman Monteith à l'altitude de la station INRA de St Genès Champanelle. L'ETP Penman Monteith journalière est ensuite calculée pour chaque tranche d'altitude de 100 m sur la base du gradient d'ETP de -24 mm/100 m/an.

5.2.2.4.2 Méthodologie utilisée pour simuler les scénarios

Le modèle utilisé simule le fonctionnement de l'hydrosystème durant 30 ans, soit 10958 pas de temps journaliers, quel que soit le scénario simulé. En fonction des données de forçage climatique transmises par Météo-France, les scénarios sélectionnés ont été simulés sur des horizons temporels différents (Tableau 75).

Scénario	Données transmises par Météo-France	Période(s) de simulation
A1B	Précipitations et ETP journalière de 1950 à 2100	1975-2005 (actuel), 2030-2060, 2070-2100
A2	Précipitations et ETP journalière de 2070 à 2100	2070-2100
B1	Précipitations et ETP journalière de 2070 à 2100	2070-2100

Tableau 75 : Scénarios climatiques, données transmises par Météo-France et période(s) de simulation

Toutes les simulations sont initialisées avec un régime permanent intégrant les paramètres de recharge actuelle du scénario A1B sur la période 1975-2005.

5.2.2.4.3 Simulation des débits actuels

Sur la période actuelle considérée, qui va d'août 1975 à juillet 2005, le débit des sources de front de coulée n'est bien simulé par le modèle prenant en compte la pluie observée à la station Volvic

qu'à partir de février 1985. Avant cette date, le modèle sous-estime le débit des sources de front de coulée.

Sur cette même période, le débit moyen simulé avec la pluie observée à la station Volvic est d'environ 200 l/s alors que le débit moyen simulé avec la pluie ARPEGE est d'environ 140 l/s, soit une sous-estimation d'environ 30%. Par ailleurs, même si l'amplitude de variation saisonnière, de 50 à 100 l/s, semble être reproduite par le modèle intégrant la pluie ARPEGE, les variations pluriannuelles de débit ne sont pas reproduites de manière satisfaisante (Figure 239).

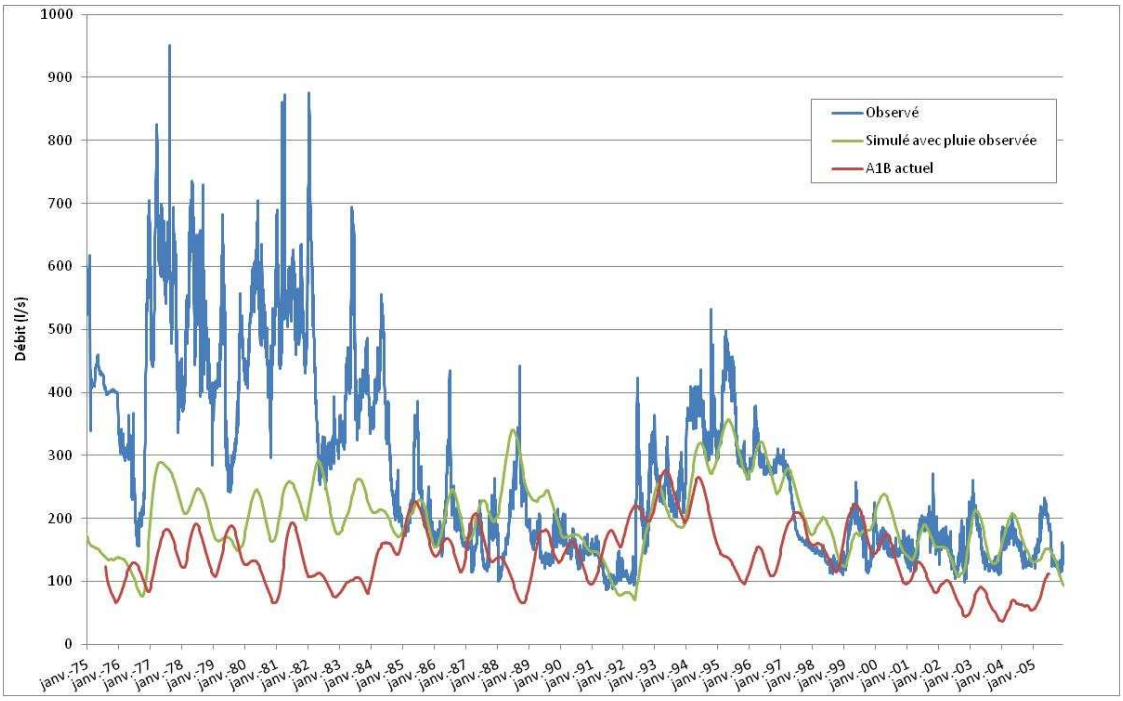


Figure 239 : Débit des sources de front de coulée observé, simulé par le modèle avec la pluie observée à la station de Volvic et avec la pluie du modèle ARPEGE désagrégée

5.2.2.5 Résultats de la simulation des scénarios

La simulation du scénario intermédiaire A1B entraîne une réduction du débit moyen de 56 l/s à l'horizon 2030-2060, et de 57 l/s l'horizon 2070-2100 (Tableau 76, Figure 240). La simulation des scénarios A2 et B1 à l'horizon 2070-2100, montre une réduction du débit moyen par rapport à l'actuel de 65 l/s pour le scénario pessimiste A2 et de 45 l/s pour le scénario optimiste B1 (Tableau 76, Figure 241).

Scénario	A1B actuel	A1B 2030-2060	A1B 2070-2100	A2 2070-2100	B1 2070-2100
Débit moyen (l/s)	85	28	28	19	40
Variation moyenne du débit par rapport à l'actuel (l/s)	0	-56	-57	-65	-45

Tableau 76 : Débit moyen calculé sur l'ensemble de la période de simulation pour chaque scénario

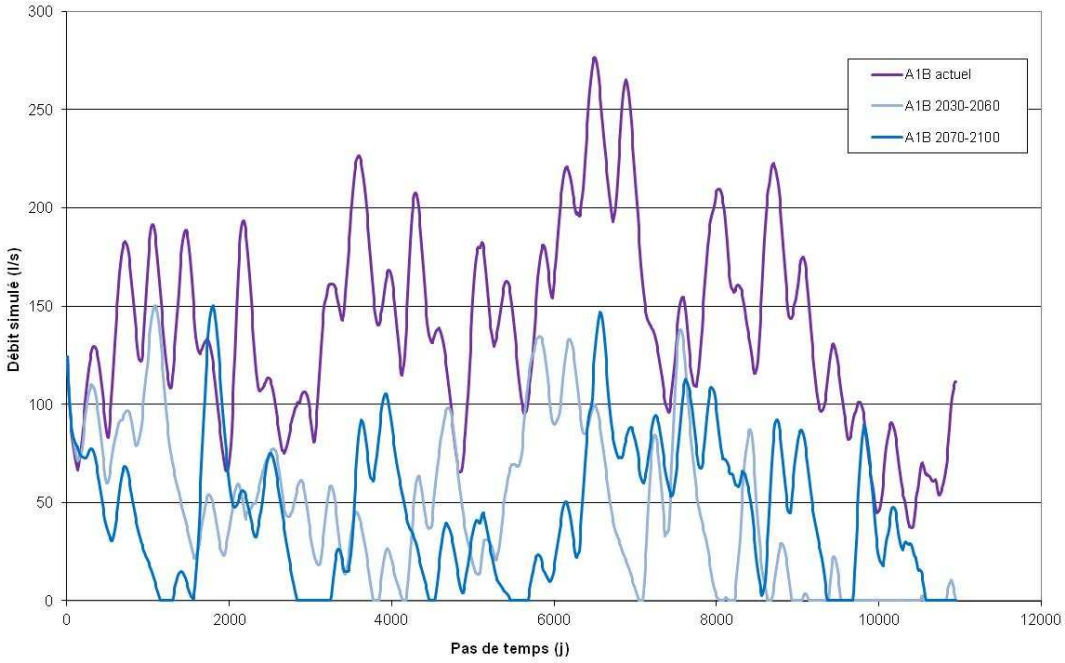


Figure 240 : Débit simulé en intégrant le scénario A1B actuel, à l'horizon 2030-2060 et à l'horizon 2070-2100

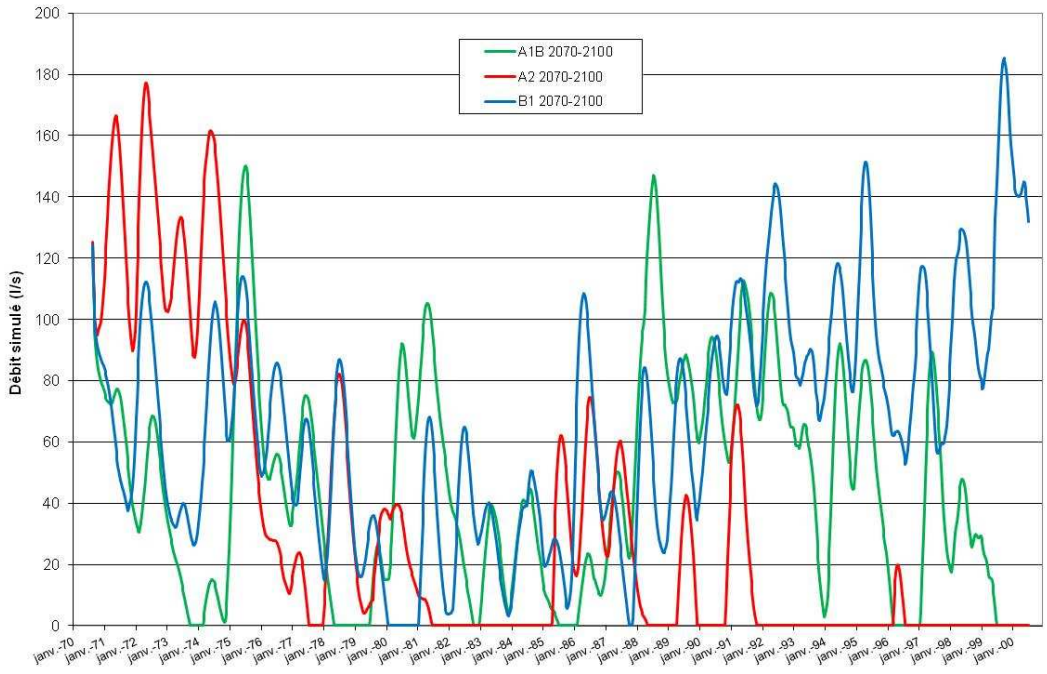


Figure 241 : Débit simulé en intégrant les scénarios A1B, A2 et B1 à l'horizon 2070-2100

A l'échelle d'une année moyenne, les scénarios simulés prévoient tous une réduction du débit, quel que soit le mois de l'année (Figure 242, Figure 243). Cette réduction de débit est de 40 à 60 l/s en hiver et de 50 à 75 l/s en été en fonction du scénario considéré.

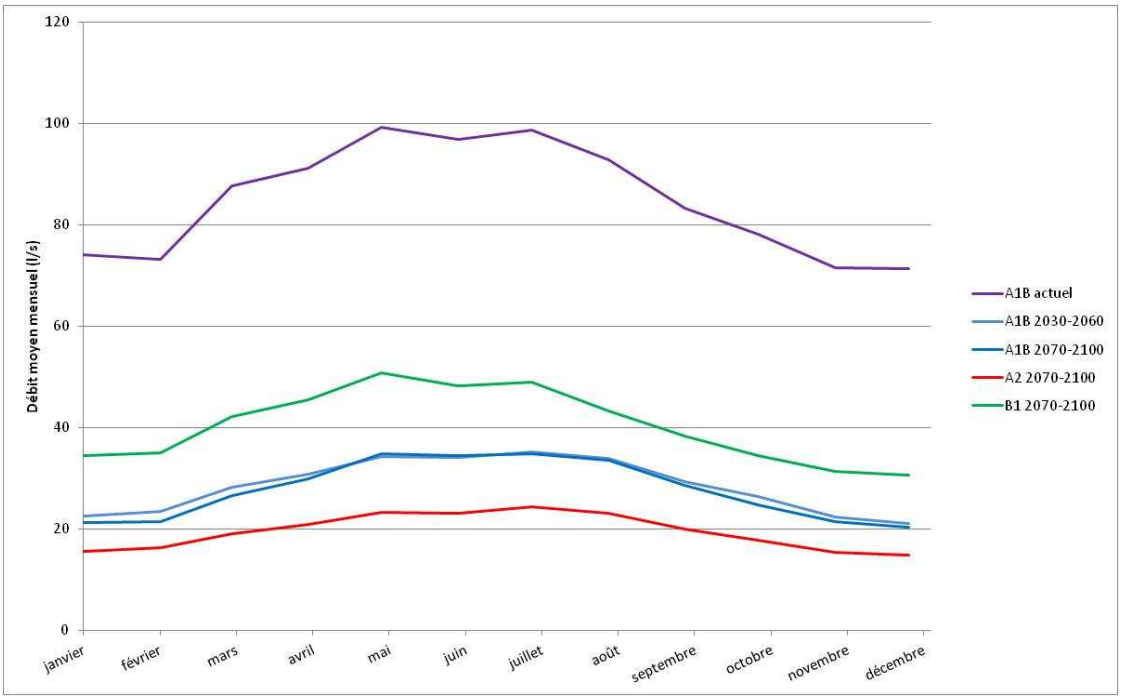


Figure 242 : Débit moyen mensuel simulé en intégrant les scénarios A1B, A2 et B1 à différents horizons de temps

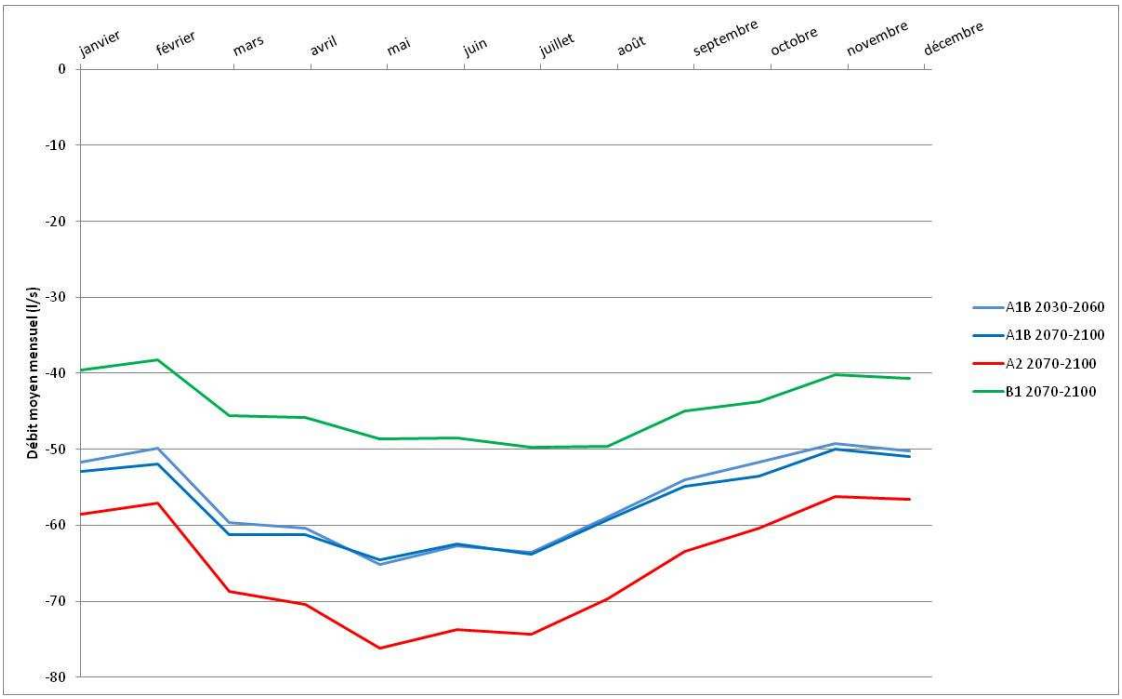


Figure 243 : Différence entre le débit moyen mensuel simulé en intégrant les scénarios A1B, A2 et B1 à différents horizons de temps et le débit moyen mensuel simulant le scénario A1B actuel

Le débit spécifique moyen mensuel a également été calculé pour chaque scénario simulé, en prenant en compte le bassin versant des sources de front de coulée d'une surface de 41,6 km² (Figure 244).

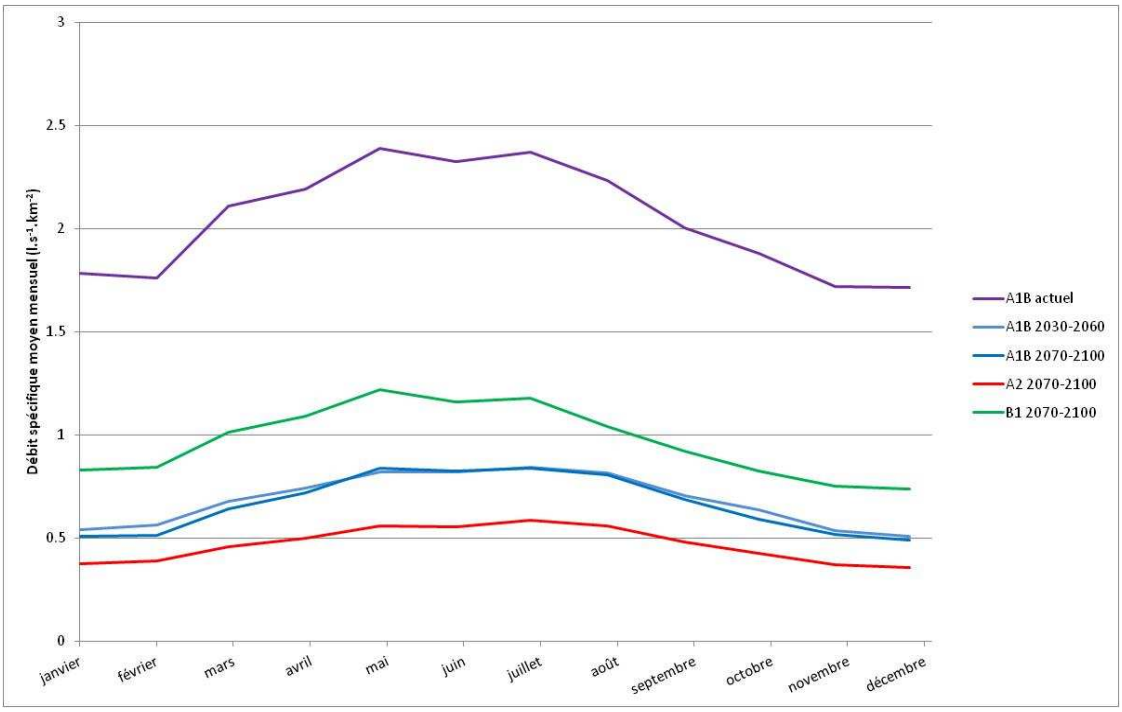


Figure 244 : Débit spécifique moyen mensuel simulé en intégrant les scénarios A1B, A2 et B1 à différents horizons de temps

5.2.2.6 Répercussion du résultat des simulations de scénario sur la chronique de débit observée

Les variables climatiques simulées par ARPEGE sur la période actuelle de référence ne permettent pas de simuler correctement la chronique de débit observée (voir partie 5.2.2.4.3). Le modèle de fonctionnement de l'hydrosystème de Volvic a été calibré avec une pluie actuelle observée plus élevée, qui permet de reproduire au mieux les débits observés. Un tel modèle ne réagit pas de manière linéaire aux variations de forçage climatique. L'impact de chaque scénario sur les débits ne peut donc pas être évalué directement en prenant en compte les variations par rapport à un état de référence simulé avec la pluie actuelle ARPEGE. La différence moyenne mensuelle entre le débit simulé pour chaque scénario et le débit simulé avec la pluie ARPEGE actuelle est donc affectée à la chronique de débit réellement observée, pour tenter de limiter les effets du biais introduit par les simulations ARPEGE.

La différence mensuelle appliquée pour ce faire est détaillé dans le Tableau 77.

Mois	A1B actuel	A1B 2030-2060	A1B 2070-2100	A2 2070-2100	B1 2070-2100
janvier	0.0	-51.7	-52.9	-58.5	-39.6
février	0.0	-49.8	-51.9	-57.1	-38.3
mars	0.0	-59.6	-61.2	-68.7	-45.6
avril	0.0	-60.4	-61.3	-70.4	-45.8
mai	0.0	-65.2	-64.5	-76.1	-48.6
juin	0.0	-62.7	-62.4	-73.7	-48.6
juillet	0.0	-63.6	-63.9	-74.3	-49.7
août	0.0	-58.9	-59.3	-69.7	-49.6
septembre	0.0	-54.0	-54.8	-63.4	-45.0
octobre	0.0	-51.7	-53.5	-60.4	-43.8
novembre	0.0	-49.2	-50.0	-56.2	-40.2
décembre	0.0	-50.3	-51.0	-56.5	-40.7

Tableau 77 : Facteur de correction moyen mensuel pour chaque scénario (l/s)

Les chroniques de débit mensuel reconstituées pour chaque scénario sont présentées dans la Figure 245.

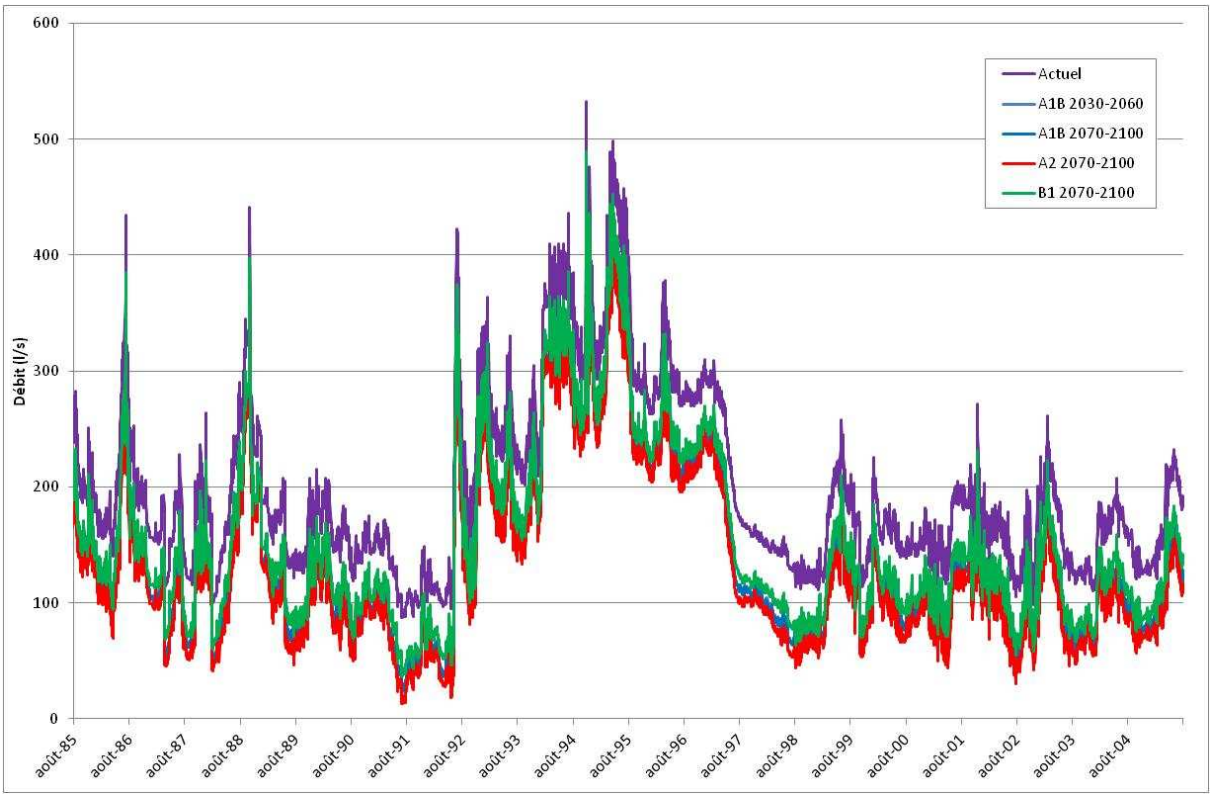


Figure 245 : Débit reconstitué pour chaque scénario sur la période 1985-20

En fonction du scénario sélectionné, la réduction de débit à l'horizon 2070-2100 varie de 16 % pour le scénario B1 à 24 % pour le scénario A2 (Tableau 78). Notons que de telles prédictions sont réalisées en supposant que les débits prélevés seront identiques à ceux de la période de référence actuelle.

Scénario	Actuel	A1B 2030-2060	A1B 2070-2100	A2 2070-2100	B1 2070-2100
Débit moyen (l/s)	274.7	218.3	217.5	209.3	230.1
Variation de débit moyen (l/s)	-	56.5	57.3	65.5	44.7
Variation de débit moyen (%)	-	21	21	24	16

Tableau 78 : Débit moyen sur 30 ans de simulation

Trois scénarios contrastés d'émission de GES définis par le GIEC ont été sélectionnés pour être simulés à l'aide du modèle de l'hydrosystème de Volvic. Dans l'objectif de simuler l'impact de ces scénarios climatiques sur le débit en front de coulée, la méthodologie suivante a été mise en œuvre :

- *les variables climatiques de précipitation et d'ETP journalière simulées par le modèle ARPEGE et désagrégées par DSCLIM sur la grille SAFRAN ont été fournis par Météo-France,*
- *ces variables ont fait l'objet d'une correction locale, en moyenne mensuelle dans le cas des précipitations et en moyenne annuelle dans le cas de l'ETP. Cette correction permet de reconstituer les chroniques équivalentes de précipitation journalière à la station de Volvic et d'ETP journalière à la station de St Genès Champanelle,*
- *les chroniques d'ETP et de précipitations ont été spatialisées à l'échelle du bassin versant pour tenir compte de l'effet orographique,*
- *le débit des sources de front de coulée a été simulé en prenant en compte les paramètres de forçage climatique des différents scénarios, à différents horizons temporels,*
- *la différence moyenne mensuelle entre le débit simulé sur une période de référence actuelle et le débit simulé pour chaque scénario a été évaluée,*
- *les variables climatiques simulées par ARPEGE sur la période actuelle ne permettent pas de simuler correctement la chronique de débit observée. En outre, le modèle ne réagit pas de manière linéaire aux variations de forçage climatique. La différence moyenne mensuelle entre le débit simulé pour chaque scénario et le débit simulé avec la pluie ARPEGE actuelle est donc reportée sur la chronique de débit réellement observée. L'impact de chaque scénario est évalué en comparant la chronique ainsi élaborée et la chronique observée.*

La simulation de ces scénarios climatique contrastés prévoit une réduction du débit des sources de front de coulée à l'horizon 2070-2100, sous réserve de la conservation des débits prélevés actuels, qui varie de 16 % à 24 % en fonction du scénario considéré.

En termes de perspectives à envisager, le modèle pourrait être appliqué à la simulation de scénarios de changement global, intégrant les rétroactions du changement climatique (effets de l'évolution des températures et des précipitations) sur les peuplements et l'extension de la forêt.

Conclusion

Les hydrosystèmes volcaniques montrent généralement une structure géologique et un fonctionnement hydrodynamique complexes. La gestion opérationnelle de ces ressources en eau nécessite une compréhension fine de leur fonctionnement hydrogéologique. En Auvergne, et notamment dans la Chaîne des Puys, l'amélioration de la connaissance du fonctionnement de tels hydrosystèmes, en vue de leur gestion et de leur protection, constitue un enjeu capital. Sur la base des connaissances acquises, le développement d'un outil de modélisation quantitatif et qualitatif à l'échelle du bassin versant, constitue un atout important dans le cadre de la mise en œuvre de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau.

Les bassins versants de moyenne montagne du Massif Central, comme les hydrosystèmes de plusieurs massifs européens (massifs périalpins, Ardennes, Bohème) sont recouverts d'importantes surfaces boisées. Ces territoires forestiers, sujet à des pratiques sylvicoles variées, voient leur extension augmenter depuis les années 60 du fait de la déprise agricole. Le rôle quantitatif joué par la forêt sur les bilans hydrologiques et les écoulements a fait l'objet de nombreuses études, principalement à l'échelle du bassin versant et de la parcelle. Ces études ont mis en évidence l'impact notable de la forêt et des pratiques sylvicoles sur les écoulements et permettent l'élaboration d'un modèle conceptuel de fonctionnement du bilan hydrique en forêt. Le développement d'une méthode de modélisation, simple et transposable, pour prendre en compte l'influence quantitative des peuplements forestiers à l'échelle du bassin versant, constitue un atout majeur pour la gestion du territoire forestier en vue de la préservation de la ressource en eau.

C'est dans le cadre du projet Européen LIFE SEMEAU qu'a été menée la présente thèse, qui a pour objectif de répondre à ces enjeux de territoire, en mettant en œuvre et en développant des approches innovantes et transposables à d'autres bassins versants forestiers de moyenne montagne. Cette thèse a ainsi permis d'améliorer la connaissance sur des sujets scientifiques à l'interface entre les domaines de la gestion forestière, de l'hydrologie et de l'hydrogéologie.

Une **méthode de modélisation, à l'échelle du bassin versant, du bilan hydrique en milieu forestier**, originale, simple et facilement transposable, a été développée (Cf. publication soumise en Septembre 2012 à la revue « Hydrological Processes »). Cette méthode prend en compte un paramètre physiologique clé, le LAI (indice de surface foliaire), pour évaluer le potentiel d'évapotranspiration et le stock d'eau mobilisable par le couvert végétal. Le modèle a été implémenté au sein du code MODCOU et validé par une application sur le bassin versant forestier de Volvic. Ce modèle a ensuite été mis en œuvre pour la simulation de scénarios d'occupation des sols et de coupes forestières. Les conclusions suivantes ont pu être tirées de ces simulations :

- plus la surface forestière est importante et plus la pluie efficace est faible,
- plus la surface de résineux augmente par rapport aux surfaces de feuillus, plus la pluie efficace est faible,
- une coupe rase de 25 ha sur le bassin versant de Volvic (40 km^2) entraine une augmentation du débit à l'exutoire de 1 %,
- la poursuite de la déprise agricole jusqu'à ce que la surface forestière atteigne 80 % de la surface du bassin versant (elle est aujourd'hui de 50 %) entrainerait une réduction du débit à l'exutoire d'environ 6 %.

Les résultats de ces simulations permettent ainsi d'envisager des politiques de gestion forestière en vue de la protection voire du développement de la ressource en eau. Une des pistes envisagée aujourd'hui vise à reconvertir les accrus forestiers en prairie afin, d'une part, d'augmenter la ressource en eau disponible à l'échelle du bassin versant et, d'autre part, sur le plan de la préservation de la qualité des eaux souterraines, de disposer de prairies extensives et de limiter ainsi la surface des prairies cultivées. En termes de perspectives, le modèle développé pourra être amélioré, notamment pour le calcul du bilan hydrique sous forêt de résineux. Des jeux de données de bassins versants différents pourront par exemple être utilisés pour valider ou affiner la calibration retenue.

La **modélisation d'un hydrosystème volcanique complexe** prenant en compte les processus physiques associés a nécessité le développement d'un outil modulaire. Cet outil couple ainsi, à l'échelle du bassin versant, le modèle de bilan hydrique en forêt avec la modélisation des écoulements de surface et souterrains, dans les formations volcaniques non saturées, sur les paléoversants de socle sous recouvrement volcanique et dans la zone saturée de l'aquifère volcanique. Le code de calcul MODCOU, développé par l'Ecole des Mines-Paristech (Ledoux, 1980), a été utilisé pour la modélisation des écoulements et du transport de soluté. Des modules spécifiques ont été développés et couplés à l'outil existant pour simuler notamment (i) les relations entre les cours d'eau de socle et les écoulements souterrains au sein des formations

volcaniques ainsi que (ii) le drainage sur le socle recouvert de formations volcaniques. La variation altitudinale des paramètres climatiques a aussi été intégrée de manière fine. Le modèle, appliqué à l'hydrosystème volcanique de Volvic, permet de reproduire de manière satisfaisante le débit des sources de front de coulée depuis 1985. Par ailleurs la simulation du transport de solutés tels que les chlorures et le ^{18}O permet de valider les hypothèses retenues quant à la variation altitudinale de la recharge (gradient de précipitations et d'ETP), à l'évaluation de la fonction d'entrée et à la fonction de transfert.

La **compréhension de détail du fonctionnement de l'hydrosystème volcanique de Volvic** a été améliorée depuis les processus de recharge jusqu'au fonctionnement des exutoires. D'un point de vue quantitatif, il s'agissait de mieux appréhender les variations spatiale et temporelle des paramètres climatiques, le fonctionnement de petits bassins versant de socle, la relation entre les écoulements de surface et souterrains, le transfert dans la zone non saturée et les écoulements dans les différents compartiments de l'aquifère jusqu'aux sources de front de coulée. La structure géologique complexe du bassin versant hydrogéologique joue également un rôle majeur dans le fonctionnement de l'aquifère. La morphologie du substratum granitique et la géométrie du remplissage volcanique ont été modélisées sur la base de l'interprétation des données à disposition et en mettant en œuvre une approche géologique génétique (Rouquet *et al.*, 2012). Par ailleurs, l'interprétation des données géologiques, hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques a aussi permis de dresser le modèle conceptuel détaillé du fonctionnement de plusieurs secteurs, notamment de la partie amont de l'axe d'écoulement nord, où s'infiltre le Lambertèche, et du secteur du Goulet, site de captage d'eau potable et d'eau minérale. Même si le modèle numérique ne doit pas intégrer un tel détail géologique, tant à l'échelle du bassin versant qu'à celle de ces secteurs spécifiques, cette description et compréhension fines permettent d'une part une aide à la décision opérationnelle pour la gestion de l'hydrosystème et, d'autre part, d'envisager des améliorations futures de l'outil de simulation de l'hydrosystème de Volvic. Enfin, la compréhension du fonctionnement du système pourra être affinée dans des secteurs où la quantité des données disponibles est plus faible, en mettant notamment en œuvre des méthodes d'investigation non invasives (tomographie électrique par exemple).

La modélisation de l'ensemble de l'hydrosystème et l'interprétation conjointe des niveaux piézométriques et du débit des sources de front de coulée ont permis d'envisager **un nouveau modèle conceptuel du fonctionnement** de l'aquifère volcanique. Le gradient piézométrique est, à l'échelle locale, faible (5 à 10 ‰), et conforme à une forte perméabilité de l'aquifère. Le gradient apparent définit à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère est beaucoup plus élevé (3 à 6 %). La

surface piézométrique comporte ainsi des marches, localisées au niveau de structures géologiques très perméables (front de coulée scoriacés ou zone de fracturation du cœur de coulée). Au droit de ces marches l'écoulement n'est plus darcéen et entraine une forte perte de charge. Plusieurs arguments complémentaires permettent de soutenir ce modèle de fonctionnement, notamment les variations importantes du gradient piézométrique à l'échelle locale, dans des secteurs (Goulet par exemple) où une forte densité d'ouvrages permettant la mesure du niveau piézométrique est disponible. Une publication à ce sujet est envisagée prochainement.

Le modèle calibré a été mis en œuvre pour la **simulation de scénarios d'évolution climatique** contrastés. Les paramètres de forçages pris en compte par le modèle ont été calculés sur la base des scénarios simulés par le modèle climatique ARPEGE (Météo-France) et désagrégés sur le maillage SAFRAN. **Une méthode de désagrégation locale, s'additionnant aux méthodes de désagrégation existantes, a été développée pour appliquer les paramètres calculés à un petit bassin versant de moyenne montagne.** La simulation des scénarios permet ainsi d'évaluer l'impact du changement climatique sur les débits futurs en front de coulée. La réduction de ce débit varie de 16 à 24 % à l'horizon 2070-2100 en fonction du scénario considéré. En termes de perspectives, des simulations pourront être réalisées en prenant en compte non seulement le changement climatique, mais aussi les rétroactions sur les peuplements forestiers.

Le modèle de transport de chlorures prend en compte des fonctions d'entrée spécifiques pour chaque source d'apport considérée. Une méthode d'évaluation simple de la fonction d'entrée du chlorure lié aux précipitations a notamment été définie et mise en œuvre. La prise en compte de ces fonctions d'entrée permet de **simuler de manière satisfaisante les concentrations en chlorures uniquement liées à la pluie et à l'élevage extensif, avant le salage des routes**. Les concentrations observées actuellement dans les différents compartiments de l'hydrosystème sont aussi modélisées de manière satisfaisante en prenant en compte les flux provenant du salage des routes, évalués sur la base d'une enquête de terrain. L'ajustement raisonné de cette fonction d'entrée constitue une perspective d'amélioration des simulations, mais aussi de meilleure compréhension des apports dus au salage et du fonctionnement de l'hydrosystème.

Le modèle de l'hydrosystème de Volvic constitue ainsi un outil opérationnel utile pour la gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant. Cet outil permet de simuler l'impact de variation des prélèvements, de l'occupation des sols ou des forçages climatiques. Ce modèle constitue également un outil pilote permettant d'apporter des éléments de réponse à des

questions scientifiques telles que : Quel peut être l'impact des modifications du climat à venir sur les écoulements de surface et souterrains ? Quel est le rôle joué par les peuplements forestiers sur les bilans hydriques ? Quels sont les impacts potentiels de modifications de l'occupation des sols et des pratiques sylvicoles sur les écoulements ? Néanmoins, le paramètre physiologique pris en compte par le modèle, le LAI, ne peut pas pour l'instant être directement lié aux paramètres dendrométriques utilisés par les forestiers. Cette problématique constitue un axe de recherche à développer.

Les activités de recherches liées au modèle développé sur le sujet de l'impact de la forêt sur les ressources en eau, vont au-delà des aspects quantitatifs. Dans le cadre des travaux de Ferroud (2012), le modèle a déjà été mis en œuvre pour évaluer l'influence des pratiques forestières sur les flux et sur les concentrations en nitrate.

Références bibliographiques

Ambroise B., Auzet A.-V., Humbert J., Najjar G., Mercier J.-L., Paul P., Viville D., 1995. Le cycle de l'eau en moyenne montagne tempérée : apport des bassins versants de recherche vosgiens (Ringelbach, Strengbach, Fecht), French mountains. Springer, Bertin, Heildelberg, New York, pp. 203-225.

Andréassian V., 2004. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. Journal of Hydrology, 291, pp. 1-27.

Andréassian V., 2002. Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.

Aussenac G., 1968. Interception des précipitations par le couvert forestier. Annales des Sciences Forestières, 25, 3, pp. 135-157.

Aussenac G., Boulangeat C., 1980. Interception des précipitations et évapotranspiration réelle dans des peuplements de feuillu (Fagus silvatica L.) et de résineux (Pseudotsuga menziesii (Mirb) Franco). Annales des Sciences Forestières, 37, 2, pp. 91-107.

Badeau V., Bréda N., 2008. Modélisation du bilan hydrique: l'étape clé de la détermination des paramètres et des variables d'entrée. RDV techniques ONF, 4, pp. 111-114.

Bansept J., 2012. Bilan des connaissances et propositions pour orienter les politiques publiques incitant à une gestion favorable pour la ressource en eau. Mémoire de fin d'étude AgroParistech, 110p.

Barbaud J. Y., 1983. Etude chimique et isotopique des aquifères nord de la Chaîne des Puys. Thèse de doctorat Université d'Avignon, 169p.

Belkessa R., 1973. Données hydrogéologiques et hydrométriques sur les captages de la Chaîne des Puys. Rapport BRGM 73 SGN 437 MCE, 5p.

Bertrand G., 2009. De la pluie à l'eau souterraine. Apport du traçage naturel (ions majeurs, isotopes) à l'étude du fonctionnement des aquifères volcaniques. (Bassin d'Argnat, Auvergne, France). Thèse de doctorat Université Blaise Pascal, 251p.

Bertrand G., Celle-Jeanton H., Laj P., Rangognio J., Chazot G., 2009. Rainfall chemistry : Long range transport versus below cloud scavenging. A two-year study at an inland station (Opme, France). Journal of Atmospheric Chemistry, 60, 3, pp. 253-271.

Birot Y., Gracia C., Palahi M., 2011. L'eau pour les Forêts et les Hommes en région Méditerranéenne: un équilibre à trouver. Editions Européen Forest Institute, 195p.

Boivin P., 2012. Étude pétrographique et géochimique des cuttings du forage Alaric. Rapport du Laboratoire Magmas et Volcans. Université Blaise Pascal, 19p.

Boivin P., 2011. Étude géologique de la coupe du bassin d'infiltration du Lambertèche, commune de Charbonnières-les-Varennes (63). Rapport du Laboratoire Magmas et Volcans. Université Blaise Pascal, 7p.

Boivin P., Besson J.-C., Briot D., Gourgaud A., Labazuy P., Langlois E., de Larouzière F.-D., Livet M., Mergoil J., Miallier D., Morel J.-M., Vernet G., Vincent P., 2009. Volcanologie de la Chaîne des Puys. Parc naturel régional des Volcans d'Auvergne 5e édition, 196p.

Bonneval F., 2003. Rapport d'exécution du forage Volvillante 2 et interprétation des pompages. 11p.

Bonneval F., 2002. Rapport d'exécution de trois forages à Volvic Usine du Chancet. 15p.

Bourlier P.Y., Lachassagne P., Desprats J.F., Gille E., 2005. Nouveaux éléments sur la structure et le fonctionnement hydrogéologique du plateau basaltique de l'Aubrac (Massif Central, France). Première évaluation des potentialités en eau souterraine. Comptes Rendus Géosciences, 337, 7, pp. 663-673.

Breda N., 1999. L'indice foliaire des couverts forestiers: mesure, variabilité et rôle fonctionnel. Revue Forestière Française, 51, 2, pp. 135-150.

Cavailhes J., Normandin D., 1993. Déprise agricole et boisement, état des lieux, enjeux et perspectives dans le cadre de la réforme de la PAC. Revue Forestière Française, 51, 2, pp. 135-150.

Charlier J.-B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical. Thèse de doctorat LISAH, 226p.

Cosandey C., 2006. Conséquences des forêts sur l'écoulement annuel des cours d'eau. Revue Forestière Française, 51, 2, pp. 135-150.

Cosandey C., 1995. La forêt réduit-elle l'écoulement annuel ? Revue Forestière Française, 55, 4, pp. 465-482.

Cosandey C., Andréassian V., Martin C., Didon-Lescot J.F., Lavabre J., Folton N., Mathys N., Richard D., 2003. The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. Revue Forestière Française, 58, 4, pp. 317-328.

Cosandey C., Robinson M., 2000. Hydrologie continentale. Editions Armand Colin, 360p.

Cristofini B., Dorioz J.-M., Fehri A., Roybin D., 1994. Activités agricoles, milieux physiques, et qualité des eaux. Rapport INRA-GIS Alpes du Nord, 53p.

David J. S., Bellot J., Birot Y., David T, 2011. Les flux d'eau dans les forêts. L'eau pour les Forêts et les Hommes en région Méditerranéenne: un équilibre à trouver. Birot Y., Gracia C., Palahi M. (eds), pp. 39-45.

d'Ozouville N., Auken E., Sorensen K., Violette S., Ghislain de Marsily G., Deffontaines B., Merlen G., 2008. Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. Earth and Planetary Science Letters, 269, pp. 517–521.

Dumas D., 2011. Impact de la forêt sur l'évolution des ressources en eau en moyenne montagne alpine depuis le milieu du XIXe siècle (massif de Chartreuse, France). Revue de géographie alpine, 99, 4p.

EgisEAU, 2011. Etude diagnostic du fonctionnement des réseaux et de la station d'épuration. Réf: HUD95530W, 21p.

EgisEAU, 2010. Villages de Paugnat et de Moulet Marcenat - Etude pour l'optimisation de la gestion qualitative et quantitative de réseau d'assainissement. Réf: 96390U/9.40, 40p.

EKS, 2002. Opération de traçage des eaux souterraines à Volvic. Rapport EKS RA120.V03, 15p.

Ferroud A., 2012. Fonctionnement hydrogéologique dans la partie aval de l'impluvium de Volvic. Rapport Danone Eaux France SQERRE/E&RE/ R 074 /12 _AF, 60p.

Fiquepron J., 2012. Expertise et synthèse bibliographique : effet des pratiques forestières sur la qualité des eaux. Rapport du projet Européen SEMEAU.

Fiquepron J., Granier A., Badeau V., 2011. Forêt et quantité d'eau, l'apport des modèles de bilans hydriques. La lettre Eau, 54, pp. 9-11.

Fort C., 1999. L'eau et la forêt. Bulletin technique de l'ONF, 37, 240p.

Girard G., Ledoux E., Villeneuve J.P., 1980. Modèle intégré pluie eau de surface - eau souterraine. La houille blanche, 4-5, pp. 315-320.

Glangeaud P., 1913. Les caractéristiques des eaux de source des formations volcaniques de l'Auvergne. Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences - séance du 14 novembre 1913, pp. 1031-1033.

Golaz-Cavazzi C., Etchevers P., Habets F., Ledoux E., Noilhan J., 2001. Comparison of two hydrological simulations of the Rhone basin. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 26, 5-6, pp. 461-466.

Gomez E., 2002. Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'achelle régionale dans un système hydrologique : application au bassin de la Seine. Thèse de doctorat ENSMP, 287p.

Habets F., 1998. Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale : Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône. Thèse de doctorat Université Toulouse III, 224p.

Habets F., Boone A., Champeaux J. L., Etchevers P., Franchistéguy L., Leblois E., Ledoux E., Le Moigne P., Martin E., Morel S., Noilhan J., Quintana Seguí P., Rousset-Regimbeau F., Viennot

P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. Journal of Geophysical Reseaurch, 113, 18p.

Hamilton L.S., Hassan N., Lamb D., Dudley N., Stolton S., Greminger P., Tognetti S., 2008. Forests and water. FAO Forestry Paper ISSN 0258-6150, 78p.

Humbert J., Najjar G., 1992. Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré. Une analyse de la littérature francophone. CEREG report, 85p.

Jalludin M., 1997. Modélisation d'un aquifère en milieu volcanique fracturé sous climat aride (République de Djibouti). Hard Rock Hydrosystems, Proceedings of Rabat Symposium S2, IAHS Publ. n° 241, pp. 91-101.

Josnin J.-Y., Livet M., J.-C. Besson., 2007. Characterizing unsaturated flow from packed scoriated lapilli: Application to Strombolian cone hydrodynamic behavior. Journal of Hydrology, 335, pp. 225-239.

Joux M., 2002. Structure et fonctionnement hydrogéologique du système aquifère volcanique des eaux minérales de Volvic. Thèse de doctorat Université d'Avignon, 227p.

Jung J., 1946. Géologie de l'Auvergne et de ses confins Bourbonnais et Limousins. Imprimerie Nationale, 372p.

Le Bloas J., 1997. Etude des relations couverture végétale - débit d'étiage sur des bassins versants représentatifs du massif central. Rapport, 43p.

Ledoux E., 1980. Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements sur un bassin hydrologique. Thèse de doctorat ENSMP-UPMC, 236.

Ledoux E., Rouquet S., 2010. Etat des lieux sur la modélisation hydrologique et hydrogéologique et applicabilité dans le cadre de projets européens. Rapport du projet Européen SEMEAU, 41p.

Maître V., Jenni R., 2007. Etude bibliographique sur la relation forêt - eau souterraine. Forum broyard de la forêt et du bois, commission forêt-eau, 13p.

Maréchal J.-C., Varma M. R.R., Riotte J., Vouillamoz J.-M., Kumar M.S. M., Ruiz L., Sekhar M., Braun J.-J., 2008. Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed: Mule Hole, India. Journal of Hydrology, 364, pp. 272-284.

Matteucci G., Vanclay J., Martin-Vide J., 2011. Les zones forestières influencent-elles le régime des pluies? L'eau pour les Forêts et les Hommes en région Méditerranéenne: un équilibre à trouver. Birot Y., Gracia C., Palahi M. (eds), pp. 33-38.

Michel R., 1957. Hydrogéologie des formations volcaniques de l'Auvergne. Bulletin de la Société Géologique de France, 7, pp. 977-994.

Négrel P., Guerrot C., Millot R., 2007. Chemical and strontium isotope characterization of rainwater in France: influence of sources and hydrogeochemical implications. Isotopes in Environmental and Health Studies, 43, 3, pp. 179-196.

Négrel P., Lachassagne P., Laporte P., 1997. Caractérisation chimique et isotopique des pluies de Cayenne (Guyane française). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 324, pp. 379-386.

Pinault J.-L., 2007. Manuel utilisateur de TEMPO - Logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie. Rapport BRGM RP-55313-FR. 275p.

Philippe E., Habets F., Ledoux E, Goblet P., Viennot P., Mary B., 2011. Improvement of the solute transfer in a conceptual unsaturated zone scheme: a case study of the Seine River basin. Hydrological Processes, 25, pp. 752-765.

Poff B. , Neary D. G. , Henderson V., Tecle A. , 2012. The hidden treasures of long-term paired watershed monitoring in the forests and grasslands of Arizona. USA, Revisiting Experimental Catchment Studies in Forest Hydrology, proceedings of a Workshop held during the XXV IUGG General Assembly in Melbourne, IAHS Publ. n°353, pp. 42-48.

Probst A., Lelong F., Viville D., Durand P., Ambroise B., Fritz B., 1995. Comparative Hydrochemical Behaviour and Element Budgets of the Aubure (Vosges Massif) and Mont-Lozère (Southern Massif Central) Norway Spruce Forested Catchments. "Forest decline and atmospheric deposition effects in the French mountains. Springer, Bertin, Heildelberg, New York.", Landmann G., Bonneau M., (eds), pp. 203-225.

Pryet A., 2011. Hydrogeology of volcanic islands: a case-study in the Galapagos Archipelago (Ecuador). Thèse de doctorat Université Pierre et Marie Curie, 257p.

Quintana-Segui P., Le Moigne P., Durand Y, Martin E., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchisteguy L., Morel S., 2008. Analysis of near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47, pp. 92-107.

Rouquet S., 2010. Essai de pompage sur le forage Suc de la Louve. Rapport Danone DQE/E&RE/R/072/10_SR, 23p.

Rousselot D., 1977. Calcul automatique de la diffusivité des nappes en relation avec un plan d'eau libre nouvelle version: programme RCERF . Rapport BRGM/76-SGN-392-AME, 18p.

Sabaté S., Garcia C. A., 2011. Fonctionnement des arbres: transpiration et photosynthèse. L'eau pour les Forêts et les Hommes en région Méditerranéenne: un équilibre à trouver. pp. 79-83.

Sahin V., Hall M., 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yiels. Journal of Hydrology, 178, pp. 293-309.

Scanlon B. R., Jolly I., Sophocleous M., Zhang L., 2007. Global impacts of conversions from natural to agricultural ecosystems on water resources: Quantity versus quality. Water Resources Research, 43p.

Serrano-Muela M.P., Lana-Renault N., Nadal-Romero E., Regüés D., Latron J., Martí-Bono C., García-Ruiz J.M., 2008. Forests and Their Hydrological Effects in Mediterranean Mountains. Mountain Research and Development, 28, 3, pp. 279-285.

Stouls A., 2009. Conceptualisation de la structure et du fonctionnement de l'aquifère de Volvic (Puy-de-Dôme) dans la perspective de sa modélisation, 53p.

Sun G., Zhou G., Zhang Z., Wei X., McNulty S. G., Vose J. M., 2006. Potential water yield reduction due to forestation across China. Journal of Hydrology, 328, pp. 548-558.

Thierion C., 2011. Modélisation du fonctionnement de l'aquifère alluvial du fossé rhénan supérieur et vulnérabilité sous l'impact du changement climatique. Thèse de doctorat ENSMP, 144p.

Thierion C., Longuevergne L., Habets F. , Ledoux E., Ackerer P., Majdalani S., Leblois E., Lecluse S., Martin E., Queguiner S., Viennot P., 2012. Assessing the water balance of the Upper Rhine Graben hydrosystem. Journal of Hydrology, 424-425, pp. 68-83.

Trinquet V., 2009. Influence du boisement ou du déboisement sur le débit des rivières. Mémoire de fin d'études Université Pierre et Marie Curie, Ecoles des Mines Paristech, ENGREF, 34p.

Van Dijk A., Keenan R., 2007. Planted forests and water in perspective. Forest Ecology and Management, 251, pp. 1-9.

Vernier F., Beuffe H., Chossat J.-C., 2003. Forêt et ressource en eau: étude de deux bassins versants en sol sableux (Landes de Gascogne). Revue Forestière Française, 52, 3, pp. 523-542.

Violette S., 1995. Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Reunion. Joumal of Hydrology, 191, pp. 37-63.

Willaert L., Samson R., Provoost S., Verbeke L., Lemeur R., Meuleman K., De Wulf R., 2005. LAI determination in dune vegetation: a comparison of different techniques. Proceedings 'Dunes and Estuaries 2005' – International Conference on Nature Restoration Practices in European Coastal Habitats, Koksijde, Belgium, 19-23 September 2005, Herrier J.-L., J. Mees, A. Salman, J. Seys, H. Van Nieuwenhuyse and I. Dobbelaere, pp. 681-682.

Annexes

Annexe 1 : Métadonnées de précipitations 400
Annexe 2 : Métadonnées d'évapotranspiration 401
Annexe 3 : Métadonnées relatives aux écoulements de surface 402
Annexe 4 : Métadonnées de piézométrie 403
Annexe 5 : Métadonnées relatives aux prélèvements 404
Annexe 6 : Métadonnées de débit des sources de front de coulée 405
Annexe 7 : Métadonnées relatives à la géologie 406
Annexe 8 : Données relatives aux ouvrages du bassin versant 407
Annexe 9 : Coupes géologiques de la partie amont de l'axe nord 410
Annexe 10 : Critique des données de la station de Charbonnières-les-Varennes 415
Annexe 11 : Tests de la qualité des données de précipitation de la station de Charbonnières-les-Varennes sur le modèle Ambène 417
Annexe 12 : Relation entre Hauteur d'eau mesurée et Débit du Lambertèche à la station du Puy Thiollet (Joux, 2002) 422
Annexe 13 : Calage des lois de tarissement sur les décrues de l'Ambène et du Lambertèche 423
Annexe 14 : Interprétation de l'essai de pompage sur le Suc de la Louve 425
Annexe 15 : Traitement du signal des données de la galerie du Goulet 428
Annexe 16 : Etude des interférences entre les forages d'exploitation et la galerie du Goulet 430
Annexe 17 : Jaugeages des sources de front de coulée 437
Annexe 18 : Données de Bertrand (2009) sur la station d'Opme 440
Annexe 19 : Données de Bertrand (2009) sur la station de Sayat 442
Annexe 20 : Comparaison entre deux méthodes d'évaluation des apports de chlorures par la pluie 443
Annexe 21 : Tentative de validation de la méthode d'évaluation des apports de chlorures par la pluie 445
Annexe 22 : Quantités de sel épandues par an par le conseil général sur la commune de Volvic 448
Annexe 23 : Quantités de sel épandues par an par la commune de Volvic 449
Annexe 24 : Test de concomitance entre l'occurrence de neige et le salage des routes 450
Annexe 25 : SAU et nombre d'UGB par exploitation agricole sur le bassin versant de Volvic 451

Annexe 26 : Part du flux de chlorures non lié aux précipitations et linéaire d'itinéraire de salage par sous bassin versant 453
Annexe 27 : Teneurs moyennes en arsenic 454
Annexe 28 : Diagramme binaire Cl/Na 455
Annexe 29 : Résultats d'analyses chlorures (en mg/l) sur les forages, sources et cours d'eau de l'impluvium au cours du cycle hydrologique 2010-2011 456
Annexe 30 : Protocole de prélèvements pour analyses isotopique $^{18}O/^{2}H$ 458
Annexe 31 : Résultats d'analyses $^{18}O/^{2}H$ des campagnes d'avril 2011 et octobre 2011 459
Annexe 32 : Tests de sensibilité sur le modèle Ambène 460
Annexe 33 : Simulation de la piézométrie à proximité des bassins du Lambertèche 462
Annexe 34 : Vérification de la conservation de la masse du modèle de transport de soluté 463
Annexe 35 : Simulation d'un essai de traçage 465
Annexe 36 : Infiltration du cours d'eau de la Rivaux et bilan de flux de chlorures dans la partie aval du bassin versant 467
Annexe 37 : Comparaison des variables climatiques SAFRAN et observées localement 468

Annexe 1 : Métadonnées de précipitations

Station ou lieu	Pas de temps	Période	Paramètre(s)	Source
Volvic	mensuel	de 1951 à 1991	pluies brutes moyennes mensuelles	BRGM, 1992
Volvic	journalier	01/01/75 - 30/09/11	pluies brutes journalières	Météo France
Orcines	journalier	01/01/93 - 31/12/10	pluies brutes journalières	Météo France
Arvic	journalier (sauf week end)	03/01/00 - 03/01/10	pluies brutes journalières	SEV
Clairval	journalier (sauf week end)	03/01/00 - 25/12/09	pluies brutes journalières	SEV
Charbonnières-les-Varennes	journalier	04/03/06 - 31/12/09	pluies brutes journalières	DEMETER
Ambène	annuel et mensuel	1965 - 1974	pluies (mm) annuelles et intermensuelles	Belkessa, 1977
St Genès Champanelle	mensuel	2008	pluie mensuelle et pluie moyenne interannuelle sur les 18 dernières années	BRGM, 2009
Ensemble des bassins versants de la Chaîne des Puys	interannuel	1965 - 1974	relation débit/pluie efficace	Belkessa, 1977
Ensemble des bassins versants de la Chaîne des Puys		1965 - 1974	relation débit/pluie efficace	Belkessa, 1977
Charbonnières-les-Varennes	journalier	01/07/99 - 05/06/01	pluies journalières et mensuelles	Joux, 2002
BV de Volvic	mensuel	1975 - 1978	pluies efficaces mensuelles	Belkessa
stations de Volvic, Pontgibaud et Clermont-Ferrand	Moyennes mensuelles	1971 - 2000	pluies moyennes mensuelles	Météo France
Chaîne des Puys	moyenne interannuelle	1965 - 1974	isohyètes (probablement P brutes)	Belkessa, 1977
Chaîne des Puys	moyenne interannuelle	1946-1970	isohyètes (probablement P brutes)	Belkessa, 1977

Annexe 2 : Métadonnées d'évapotranspiration

Station ou lieu	Pas de temps	Période	Paramètre(s)	Source
Bassin versant de Volvic	mensuel	probablement 1965-1974	déficit d'écoulement: P-Q émergences, et ETR obtenues à partir d'ETP Turc	Belkessa, 1977
St Genès Champanelle (station INRA)	journalier	01/10/93 - 31/05/10	ETP Penman Monteith	INRA
St Genès Champanelle (station INRA)	journalier	01/12/85 - 31/08/01	Rg, Température, ETP Turc	Joux, 2002
Bassin versant de Volvic	interannuel	probablement 1965-1974	ETR	Belkessa, 1977
Bassin versant de Volvic	intermensuel	probablement 1965-1974	ETR	Belkessa, 1977
Bassin versant de Volvic	mensuel ou intermensuel	probablement 1965-1974	ETP, P, ETR, RFU, T℃	Belkes sa, 1977
Chaîne des Puys (dont BV de Volvic)	moyenne interannuelle	1965 - 1974	courbes d'isovaleurs de Pluie efficace	Belkessa, 1977
Chaîne des Puys (dont BV de Volvic)	moyenne interannuelle	1965 - 1974	isothermes en ℃.	Belkessa, 1977
Orcines, St Genès Champanelle, Volvic et Pontgibaud	moyenne intermensuelle et annuelle	1965 - 1974	Pluies brutes et T℃	Belkessa, 1977

Annexe 3 : Métadonnées relatives aux écoulements de surface

Cours d'eau	Pas de temps	Période	Paramètre(s)	Source
Lambertèche	journalier	02/07/99 - 05/07/2001	Débit en l/s	Joux, 2002
Ambène	journalier	31/12/92 à 31/03/2010	Hauteur d'eau (m) et Débit (l/s)	DREAL
Ambène Lambertèche	journalier	18/07/99 au 01/10/2000	Débit en l/s	Joux, 2002
Morge	mensuel	1967 - 2010	Débit moyen (l/s) mensuel calculé sur la période 1967 - 2010	Banque Hydro
Lambertèche	mesures ponctuelles	04/04/10 et 27/04/10	Jaugeages différentiels (l/s), conductivité et température le long du cours d'eau	Rouquet, 2012
Lambertèche	15 minutes	21/01/10 - 08/12/2011	Débit (l/s) et conductivité (l/s)	Rouquet, 2012
Viallard	mesures ponctuelles	07/04/11 et 13/03/11	Conductivité et Température le long du cours d'eau	Rouquet, 2012
Viallard	mesures ponctuelles	19-22/03/12 et 21-25/05/12	Jaugeages différentiels (l/s), conductivité et température le long du cours d'eau	Ferroud, 2012

Annexe 4 : Métadonnées de piézométrie

Ouvrage	Pas de temps	Période	Paramètre(s)	Source
Maar de Beaunit	bimensuel	25/05/87 - 25/12/99	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
Maar de Beaunit	journalier	01/01/00 - 31/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P1	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P2	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P3	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P4	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P5	bimensuel	25/05/87 - 25/12/99	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P5	journalier	01/01/00 - 31/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P6	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P7	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P8	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P9	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P10	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P11	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P13	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
P14	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
Latia	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
N27	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
N06	bimensuel	25/05/94 - 24/12/08	Niveau piézométrique (mNGF)	BRGM
Suc de la louve	15 minutes	02/02/11 - 18/12/11	Niveau piézométrique (mNGF)	Rouquet
Piézomètre Moulet Marcenat	15 minutes	28/10/10 - 12/07/11	Niveau piézométrique (mNGF)	Rouquet
N27	15 minutes	18/02/10 - 11/07/11	Niveau piézométrique (mNGF)	Rouquet
Alaric	15 minutes	09/06/11 - 11/07/11	Niveau piézométrique (mNGF)	Rouquet
Maison du Miel	variable (mesures manuelles)	29/03/00 - 02/02/01	Niveau piézométrique (mNGF)	Joux
Maison du Miel	6 heures	02/02/01 - 18/06/01	Niveau piézométrique (mNGF)	Joux
Maison du Miel	2 heures	07/05/01 - 19/06/01	Niveau piézométrique (mNGF)	Joux
Arvic	1 jour	01/12/08 - 31/10/09	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV
Arvic Sud	8 heures	01/08/02 - 05/02/06	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV
Arvic Sud	1 jour	06/02/06 - 31/01/10	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV
Aubignat	8 heures	01/01/02 - 05/02/06	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV
Aubignat	1 jour	06/02/06 - 31/12/09	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV
Volvillante Est	8 heures	01/03/05 - 05/02/06	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV
Volvillante Est	1 jour	06/02/06 - 28/10/09	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV
Clairval	8 heures	12/02/02 - 05/02/06	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV
Clairval	1 jour	06/02/06 - 31/12/09	Niveau piézométrique (mNGF)	SEV

Annexe 5 : Métadonnées relatives aux prélèvements

Ouvrage	Pas de temps	Période	Paramètre(s)	Source
Galerie du Goulet	mensuel	1965 à 1974	Débit (m3/s)	Belkessa
Moulet Marcenat	mensuel/variable	01/01/01 - 31/12/08	Débit (m3/h)	Commune de Volvic
Galerie du Goulet	journalier	31/12/2007 - 25/02/10	Débit (m3/h)	SAUR
Arvic	mensuel	30/06/96 au 09/12/00	Débit (m3/h)	SEV
Arvic	hebdomadaire	03/02/00 au 11/05/06	Débit (m3/h)	SEV
Arvic	journalier	01/06/06 au 31/01/09	Débit (m3/h)	SEV
Aubignat	mensuel	30/06/96 au 09/12/00	Débit (m3/h)	SEV
Aubignat	hebdomadaire	03/02/00 au 11/05/06	Débit (m3/h)	SEV
Aubignat	journalier	01/06/06 au 31/01/09	Débit (m3/h)	SEV
Arvic Sud	mensuel	30/06/96 au 09/12/00	Débit (m3/h)	SEV
Arvic Sud	hebdomadaire	03/02/00 au 11/05/06	Débit (m3/h)	SEV
Arvic Sud	journalier	01/06/06 au 31/01/09	Débit (m3/h)	SEV
Volvillante	mensuel	30/06/96 au 09/12/00	Débit (m3/h)	SEV
Volvillante	hebdomadaire	03/02/00 au 07/07/05	Débit (m3/h)	SEV
Volvillante Est	hebdomadaire	03/03/05 au 11/05/06	Débit (m3/h)	SEV
Volvillante Est	journalier	01/06/06 au 31/01/09	Débit (m3/h)	SEV
Clairval	mensuel	30/06/96 au 09/12/00	Débit (m3/h)	SEV
Clairval	hebdomadaire	03/02/00 au 11/05/06	Débit (m3/h)	SEV
Clairval	journalier	01/06/06 au 31/01/09	Débit (m3/h)	SEV

Annexe 6 : Métadonnées de débit des sources de front de coulée

Source de front de coulée	Pas de temps	Période	Paramètre(s)	Source
St Genest l'enfant	Journalier	01/01/1973 - 20/10/11	Débit (l/s)	DREAL
St Genest l'enfant, Gargouilloux, La Pâle	Mesure ponctuelle	avant 1977	Débit (m3/s)	Belkessa, 1977
St Genest l'enfant, Gargouilloux, La Pâle	Mesures ponctuelles	du 8 au 19/09/2008	Débit (l/s)	BRGM, 2009
St Genest l'enfant, Gargouilloux, La Pâle	Mesures ponctuelles	le 02/04,07/06 et le 08/08/2001	Débit (l/s)	Joux et Livet, juin 2001
St Genest l'enfant, Gargouilloux, La Pâle	Mesure ponctuelle	du 8 au 17 octobre 1990	Débit (l/s)	BRGM-CETE, 1990
St Genest l'enfant, Gargouilloux, La Pâle	Mesure ponctuelle	14/05/1992	Débit (l/s)	BRGM, 1992
St Genest l'Enfant (station DIREN probablement)	mensuel	1972 - 1975	Débit (m3/s)	Belkessa, 1975
probablement ancienne station DIREN de St Genest l'enfant	mensuel	06/72 - 06/73	Débit (l/s) et hauteurs d'eau	Belkessa, 1973
St Genest l'enfant (château)	Mesure ponctuelle	années 70	Q (m3/s)	Belkessa, 1977
St Genest l'enfant (parc du château)	Mesure ponctuelle	années 70	Q (m3/s)	Belkessa, 1977
St Genest l'enfant, Gargouilloux, La Pâle	mensuel	1972 - 1975	Q (m3/s)	Belkessa, 1975
St Genest l'enfant, Gargouilloux, La Pâle	Mesures ponctuelles	03/06/10 - 06/10/11	Débit (l/s)	DREAL
St Genest l'enfant	Mesures ponctuelles	28/09/94 - 21/03/12	Débit (l/s)	DREAL

Annexe 7 : Métadonnées relatives à la géologie

Objet	Type de donnée	Source
forages Diren	coupes de forage	BSS
forages de reconnaissance du projet d'autoroute	coupes de forage	BSS
forages Joux	coupes de forage	Joux, 2002
forages SEV	coupes de forage	SEV
forage Maar1	coupes de forage, analyses pétrographiques et géochimiques	Boivin, 2002
forage Alaric	coupes de forage, analyses pétrographiques et géochimiques	Boivin, 2011
Ensemble du bassin versant	panneau géophysique	BRGM, 2009
Ensemble du bassin versant	panneau géophysique	EDG, 1998
front de coulée bassins du Lambertèche	analyses pétrographiques et géochimiques	Boivin, 2012

Annexe 8 : Données relatives aux ouvrages du bassin versant

Nom	Date de réalisation	Nature	Commune	X Lambert II	Y Lambert II	Altitude (mNGF)	Profondeur (m)	Profondeur du Socle (m)	Altitude du socle (mNGF)	Niveau piézométrique (m)	Cote piézométrique (mNGF)	Hauteur de la colonne d'eau (m)	Propriétaire	Type d'aquifère capté	Horizon perméable capté
Puits 1	1962	P	Volvic	653567	2097150	581.6	50.0	nd	< 532	43.2	538	7	SEV	captif	scories
Volvillante	1964	FE	Volvic	653493	2097220	596.0	92.7	92.2	504	43.6	552	49	SEV	captif	scories
Arvic	1968	FE	Volvic	653525	2097230	593.7	81.0	74.4	519	41.0	553	40	SEV	captif	scories
Clairval	1980	P	Volvic	651900	2096910	702.1	58.7	nd	< 643	53.0	649	6	SEV	libre	scories
Clairval R	1979	FR	Volvic	651910	2096880	702.0	60.0	60	642	sec	sec	0.0	SEV		
Clairval R	1979	FR	Volvic	651910	2096940	702.0	60.0	nd	< 642	52.0	650	8	SEV		
Aubignat	1989	FE	Volvic	653490	2097165	587.1	117.7	115	472	46.1	541	72	SEV	captif	scories
F1	oct-87	FR	Volvic	653480	2097180	588.5	122.9	116.2	472	42.0	546	81	SEV		
F2	nov-87	FR	Volvic	653496	2097130	588.0	129.0	126.5	461.5	65.0	523	64	SEV		
Arvic Sud	1994	FE	Volvic	653542	2097180	582.0	84.2	nd	< 498	58.6	523	26	SEV	captif	scories
Arvic S R	1993	FR	Volvic	653544	2097190	583.3	96.3	92	491	60.0	523	36	SEV		
Clairval 2.1	nov-97	FR	Volvic	651843	2096910	705.0	73.0	nd	< 632	58.0	647	15	SEV		
Clairval 2.2	déc-97	FR	Volvic	651843	2096910	705.0	85.0	83	622	55.0	650	30	SEV		
Volvillante Est	déc-02	FR	Volvic	653780	2097220	577.6	100.0	nd	<477	62.3	515	38	SEV	captif	scories
Luzet	mars-99	FR	Volvic	652620	2096120	700.0	58.0	54	646	sec	sec	3	SEV		
Maison du miel	févr-00	FR	Volvic	650960	2097200	769.5	148.0	136	633.5	93.3	676	55	SEV	captif	scories
Puy des Littes	nov-00	FR	Volvic	650255	2096610	814.2	82.0	73	733	sec	sec	2	SEV		
Les Creux	nov-00	FR	Volvic	650266	2096840	806.7	67.0	57	746	56.3	750	14	SEV		
Les Souches	déc-00	FR	Charbonnières-les-Varennes	649958	2096520	815.5	83.0	73	740	sec	sec	2	SEV		
Suc de la Louve	janv-01	FR	Volvic	650662	2096680	810.7	184.0	nd	<627	118.7	692	65	SEV	captif	scories
Gare de Volvic	janv-01	FR	Volvic	651949	2096440	733.4	31.0	22	711	21.4	712	10	SEV		
Carrière gare Volvic	janv-01	FR	Volvic	651513	2096330	760.0	21.0	16	744	14.1	746	7	SEV		
Chemin des Goulots	janv-01	FR	Volvic	650354	2097110	793.1	112.0	89	704	87.5	706	25	SEV		
Luzet	89	FR	Volvic	652436	2095830	720	84	49	671	sec	sec	0	SMUERR		
Le Goulot	89	FR	Volvic	651558	2096990	720	174	170	550	99	621	75	SMUERR		
M. Marcenat	90	FR	Volvic	650578	2097550	759	136	118	641	79.5	680	57	SMUERR		
M. Marcenat	90	PZ	Volvic	650547	2097500	757	117	116	641	72	685	45	SMUERR	captif	scories
M. Marcenat	90	FE	Volvic	650530	2097540	758	120	115	643	69	689	51	SMUERR	captif	scories
Bois-Latia	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	650006	2097330	806	162	112	694	80.4	726	82	SMUERR		
FA2	93	FR	Volvic	652649	2096090	700	63	61	639	sec	sec	0	SMUERR		
Puits galerie	1925	P	Volvic	652889	2096790	656	80	nd	< 576	80	576 ?	0	SMUERR		
P. L. Chevalier	1899	P	Volvic	652719	2096070	700	47	47	653	50	653 ?	0	Legay Chevalier		
Galerie Goulet	1929	G	Volvic	652981	2096780			nd			576	nd	SMUERR		
Puits Thiollet		P	Charbonnières-les-Varennes	648198	2098820								SMUERR		
Forage Barbaud	79	FR	Charbonnières-les-Varennes	649012	2100700	782.5	60	nd	< 722	9.0	774	51	DDA		
Puits Beaunit	87-88	P	Charbonnières-les-Varennes	648974	2100600	783.06	80	nd	< 703	15.1	768	65	DDA	libre	dépôts phréatomagmatiques
Forage Paugnat	97	FR	Charbonnières-les-Varennes	649948	2098350	800	81	75	725	63	737	18	SPL		
S01	88-89	SR	Volvic	650047	2095380	874.9	35	nd	< 840	nd	nd	nd	CETE		
S02	88-89	SR	St-Ours	649849	2095450	872.93	26	nd	< 847	nd	nd	nd	CETE		
S03	88-89	SR	St-Ours	649497	2095530	862.37	15.75	nd	< 847	nd	nd	nd	CETE		
S04	88-89	SR	St-Ours	649140	2095640	868.15	16.5	nd	< 852	nd	nd	nd	CETE		
S05	88-89	SR	St-Ours	648811	2095880	879.78	33	nd	< 847	nd	nd	nd	CETE		
S06	88-89	PZ	St-Ours	648582	2095880	893.84	140	134	760	113.28	781	27	CETE	libre	dépôts phréatomagmatiques
S07	88-89	SR	St-Ours	648119	2095760	906.74	28	nd	< 879	nd	nd	nd	CETE		

Nom	Date de réalisation	Nature	Commune	X Lambert II	Y Lambert II	Altitude (mNGF)	Profondeur (m)	Profondeur du Socle (m)	Altitude du socle (mNGF)	Niveau piézométrique (m)	Cote piézométrique (mNGF)	Hauteur de la colonne d'eau (m)	Propriétaire	Type d'aquifère capté	Horizon perméable capté
S08	88-89	SR	St-Ours	647736	2095680	924.62	33	nd	< 892	nd	nd	nd	CETE		
S09	88-89	SR	Pulvérières	647422	2095800	908.54	15.5	nd	< 893	nd	nd	nd	CETE		
S10	88-89	SR	Pulvérières	647012	2095980	866.03	15	nd	< 851	nd	nd	nd	CETE		
S11	88-89	SR	St-Ours	647939	2095760	922.98	21	nd	< 902	nd	nd	nd	CETE		
S12	88-89	SR	Volvic	650639	2095300	834.63	13	nd	< 822	nd	nd	nd	CETE		
S13	88-89	SR	Volvic	650868	2095250	811.81	12.5	nd	< 799	nd	nd	nd	CETE		
S14	88-89	SR	Volvic	651105	2095020	804.79	12	nd	< 793	nd	nd	nd	CETE		
S15	88-89	SR	Volvic	651237	2095250	793.7	15	nd	< 779	nd	nd	nd	CETE		
S16	88-89	SR	Volvic	651127	2095390	796.59	12	nd	< 785	nd	nd	nd	CETE		
S17	88-89	SR	Charbonnières-les-Varennes	649417	2095750	852.8	15	nd	< 838	nd	nd	nd	CETE		
S18	88-89	SR	Charbonnières-les-Varennes	649051	2096200	841.52	15	13	827	sec	sec	0	CETE		
S19	88-89	SR	St-Ours	648289	2096070	892.01	18	nd	< 874	nd	nd	nd	CETE		
S20	88-89	SR	St-Ours	648421	2096260	882.8	14	nd	< 867	nd	nd	nd	CETE		
S21	88-89	SR	Pulvérières	648105	2096600	901.92	18	nd	< 884	nd	nd	nd	CETE		
S22	88-89	SR	Pulvérières	647679	2096610	886.57	16	12	875	sec	sec	0	CETE		
S23	88-89	SR	Pulvérières	647345	2096610	873.48	29.5	22	851	sec	sec	0	CETE		
S24	88-89	SR	Charbonnières-les-Varennes	649282	2095900	845.51	91	85	761	sec	sec	0	CETE		
S25	88-89	FR	St-Ours	649458	2095510	866.91	138	135	732	100.69	766	37	CETE	libre	scories
S26	88-89	SR	Charbonnières-les-Varennes	648770	2096610	839.64	42	32	808	sec	sec	0	CETE		
S27	88-89	SR	Charbonnières-les-Varennes	649791	2095770	847.35	108	104	743	95	752	13	CETE	captif	scories/dépôts pyroclastiques
S28	88-89	SR	Volvic	651309	2094630	809.59	36	32	778	sec	sec	0	CETE		
S29	88-89	SR	Volvic	651434	2094880	798.72	18	12	787	sec	sec	0	CETE		
S30	88-89	SR	Volvic	650443	2095100	826.02	42	38	788	sec	sec	0	CETE		
S31	88-89	SR	Volvic	651338	2095450	784.2	48	40	744	sec	sec	0	CETE		
S32	88-89	SR	Volvic	651242	2095520	789.4	55	55	734	sec	sec	0	CETE		
S33	88-89	SR	Volvic	650504	2094610	839.21	93	87.5	752	sec	sec	0	CETE		
T01	30/11/1990	SR	St Ours	649503	2095320	883.8	72	nd	< 812	nd	nd	nd	CETE		
T02	04/12/1990	SR	St Ours	649481	2095430	871.8	60	nd	< 812	nd	nd	nd	CETE		
T03	06/12/1990	SR	St Ours	649605	2095450	872.0	72	nd	< 800	nd	nd	nd	CETE		
T04	10/12/1990	SR	St Ours	649175	2095560	879.0	72	nd	< 807	nd	nd	nd	CETE		
T05	11/12/1990	SR	St Ours	649179	2095440	892.8	90	nd	< 803	nd	nd	nd	CETE		
T06	13/12/1990	SR	St Ours	649038	2095580	895.9	90	nd	< 806	nd	nd	nd	CETE		
T07	14/01/1991	SR	St Ours	648780	2095730	894.4	72	nd	< 822	nd	nd	nd	CETE		
T08	15/01/1991	SR	St Ours	648542	2095690	916.9	78	nd	< 839	nd	nd	nd	CETE		
T09	16/01/1991	SR	St Ours	648627	2096080	886.3	60	nd	< 826	nd	nd	nd	CETE		
T10	17/01/1991	SR	Pulvérières	648200	2096340	905.1	66	61	844	sec	sec	0	CETE		
T11	17/01/1991	SR	Pulvérières	648163	2096500	900.9	26	nd	< 875	nd	nd	nd	CETE		
T12	18/01/1991	SR	Pulvérières	648199	2096140	885.3	60	60	825	sec	sec	0	CETE		
T13	22/01/1991	SR	Pulvérières	648004	2096360	936.6	84	nd	< 853	nd	nd	nd	CETE		
T14	23/01/1991	SR	Pulvérières	647254	2096360	866.9	24	12	855	sec	sec	0	CETE		
T15	23/01/1991	SR	Pulvérières	647028	2096220	863.2	12	8	855	sec	sec	0	CETE		
T16	24/01/1991	SR	Pulvérières	647734	2096520	899.0	24	14	885	sec	sec	0	CETE		
T17	28/01/1991	SR	St Ours	648017	2095530	933.0	60	nd	< 873	nd	nd	nd	CETE		
T18	30/01/1991	SR	St Ours	647537	2095510	926.8	42	38	889	sec	sec	0	CETE		
T19	31/01/1991	SR	Pulvérières	647439	2096490	886.5	18	16	870	sec	sec	0	CETE		
T20	91	SR	St Ours	649962	2095310	886.0	51	nd	< 835	nd	nd	nd	CETE		

Nom	Date de réalisation	Nature	Commune	X Lambert II	Y Lambert II	Altitude (mNGF)	Profondeur (m)	Profondeur du Socle (m)	Altitude du socle (mNGF)	Niveau piézométrique (m)	Cote piézométrique (mNGF)	Hauteur de la colonne d'eau (m)	Propriétaire	Type d'aquifère capté	Horizon perméable capté
T21	91	SR	St Ours	649905	2095230	893.0	83	nd	< 810	nd	nd	nd	CETE		
P1	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649248	2100020	802.01	60	nd	< 742	34.8	767	25	CETE	libre	dépôts phréatomagmatiques
P2	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649118	2099820	806.62	78	75	732	35.9	771	42	CETE	captif	dépôts phréatomagmatiques
P3	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649003	2099520	805.73	60	58	748	32.0	774	28	CETE	libre	dépôts pyroclastiques
P4	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649638	2099290	787.17	60	nd	< 727	26.0	761	34	SMUERR	captif	scories?
P5	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649894	2098820	791.18	54	45	746	32.7	759	21	SMUERR	captif	scories
P6	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649332	2098960	789.83	48	40	750	28.0	762	20	CETE	libre	dépôts phréatomagmatiques
P7	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649879	2099590	785.19	48	39	746	24.6	761	23	CETE	captif	scories
P8	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649458	2100210	781.76	24	24	758	14.6	767	9	CETE	libre	dépôts phréatomagmatiques
P9	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649215	2099480	805.13	60	59	746	34.1	771	26	CETE	captif	scories/dépôts phréatomagmatiques
P10	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649313	2099370	801.55	48	43	759	37.6	764	10	CETE	captif	scories/dépôts phréatomagmatiques
P11	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649447	2099540	800.07	73	nd	< 727	36.9	763	36	CETE	captif	dépôts phréatomagmatiques
F12	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649726	2100310	785.09	12	12	773	sec	sec	0	CETE		
P13	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	648842	2099020	797.54	24	16	782	14.7	783	9	CETE	libre	dépôts phréatomagmatiques
P14	93	PZ	Charbonnières-les-Varennes	648248	2098830	817.67	42	36	782	27.9	790	14	CETE	libre	dépôts phréatomagmatiques
F15	93	SR	Charbonnières-les-Varennes	648945	2100510	783.44	11	nd	< 772	2.4	781	9	CETE		
F16	93	SR	Charbonnières-les-Varennes	648947	2100560	783.25	5.5	nd	< 778	2.1	781	3	CETE		
F17	93	SR	Charbonnières-les-Varennes	649020	2100580	783.22	10	nd	< 773	sec	sec	0	CETE		
F18	93	SR	Charbonnières-les-Varennes	649036	2100620	783.24	5	nd	< 778	sec	sec	0	CETE		
F21	93	FR	Charbonnières-les-Varennes	648994	2100630	782.06	25.3	nd	< 757	2.0	780	23	CETE		
F22	93	FR	Charbonnières-les-Varennes	649017	2100650	782.86	25	nd	< 758	2.8	780	22	CETE		
Maar 1	26/03-18/04/02	FR	Volvic	653836	2097228	570	131	117	453	58.84	511	72	SEV	captif	scories
PZ1	22/11/2004	PZ	Volvic	655480	2097060	465	66	<58	<407	51.56	413	14		captif	scories
PZ2	19/11/2004	PZ	Volvic	655590	2096550	445	64	<63	<382	47	398	17		captif	scories
Alaric	18/05/2011	PZ	Charbonnières-les-Varennes	649448	2098752	793	61	59	734	33.5	760	28	CEPIV	captif	dépôts phréatomagmatiques

Annexe 9 : Coupes géologiques de la partie amont de l'axe nord

Quatre coupes géologiques, dont la localisation est indiquée sur la Figure Annexe 1, ont été réalisées dans la partie amont de l'axe nord.

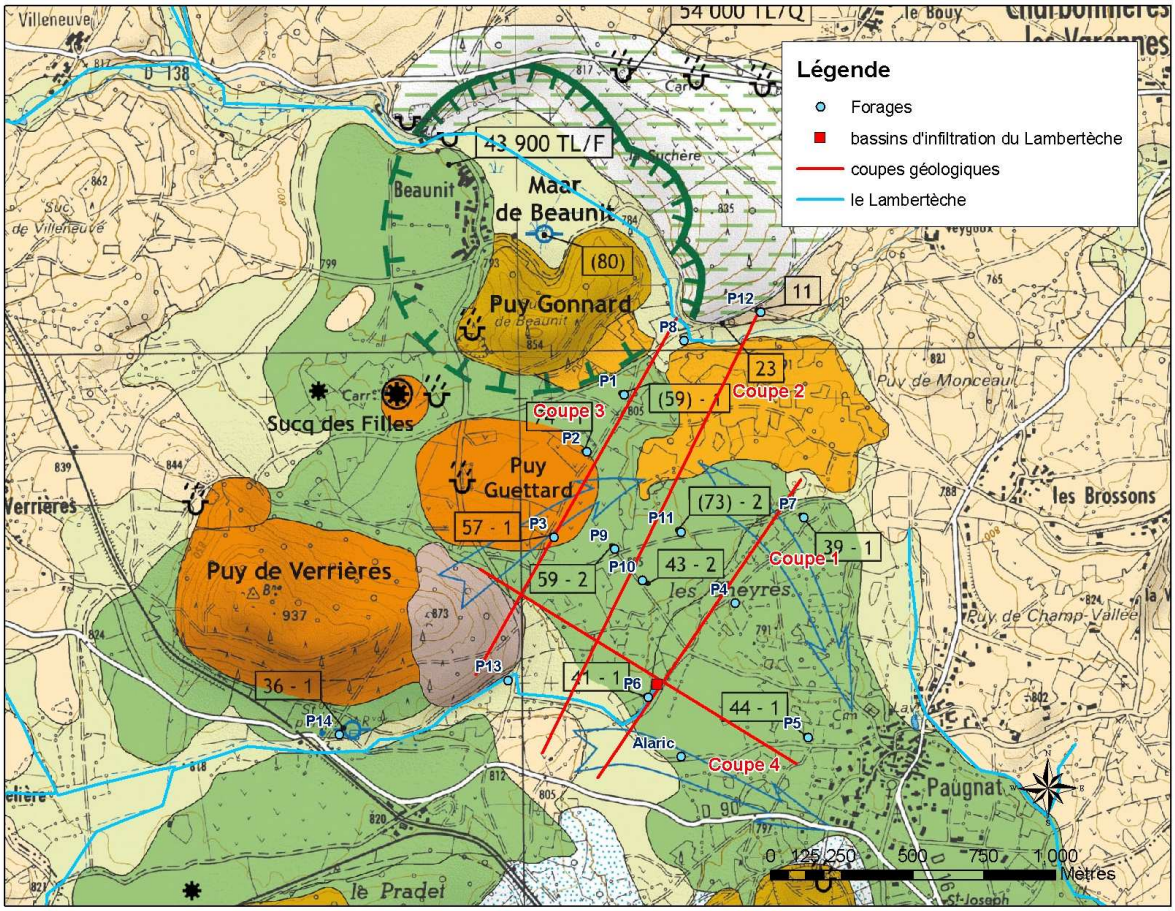


Figure Annexe 1 : Carte Volcanologique (Boivin et al., 2009) – forages et localisation des coupes géologiques réalisées dans la partie amont de l'axe nord

Coupe 1 (Figure Annexe 2)

Une coulée est interceptée par les forages Alaric, P6, P4, P7. Sa partie massive fait environ 25 à 30 m d'épaisseur et son toit est à une altitude de 780 m NGF. Des analyses sur les forages P4 et Alaric montrent qu'il s'agit d'un trachybasalte. Cette coulée pourrait être issue du Puy de Paugnat (Boivin, 2012). Elle repose sur des dépôts phréatomagmatiques et est surmontée par des alluvions du Lambertèche au droit des forages Alaric et P6.

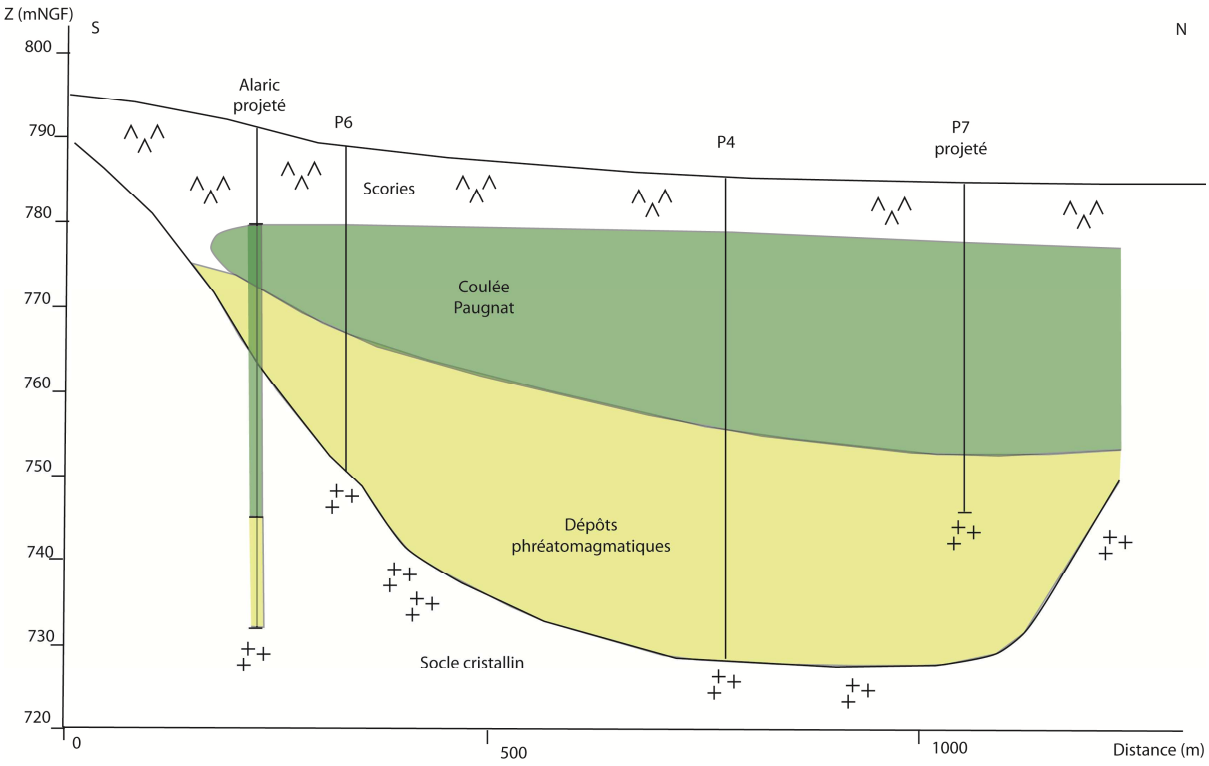


Figure Annexe 2 : Coupe géologique n°1

Coupe 2 (Figure *Annexe* 3)

Les forages P10, P9 et P11 révèlent la présence de 4 coulées :

- une première coulée en fond de vallée interceptée par le forage P11, de nature trachybasaltique,
- une coulée trachybasaltique interceptée par les forages P9 et P11,
- une coulée, uniquement visible sur le forage P10, située à quelques mètres à l'est de la crête du substratum, et qui pourrait correspondre à celle émise par le Puy de Paugnat,
- une coulée trachyandésitique révélée par la morphologie de surface, les analyses géochimiques sur le forage P9 et le front de coulée situé près des bassins d'infiltration.

Ces coulées reposent sur des dépôts phréatomagmatiques, incisés par l'érosion fluviatile et nappant la topographie préexistante. On peut penser que les 2 coulées trachybasaltiques les plus anciennes sont associées au Puy Gonnard (mis en place après l'épisode phréatomagmatique du maar de Beaunit), que la troisième coulée provient du Puy de Paugnat et s'arrête au niveau de la crête du substratum et que la dernière coulée trachyandésitique est associée au Puy de Verrière. La morphologie de cette dernière coulée est bien contrainte par les indices morphologiques de surface.

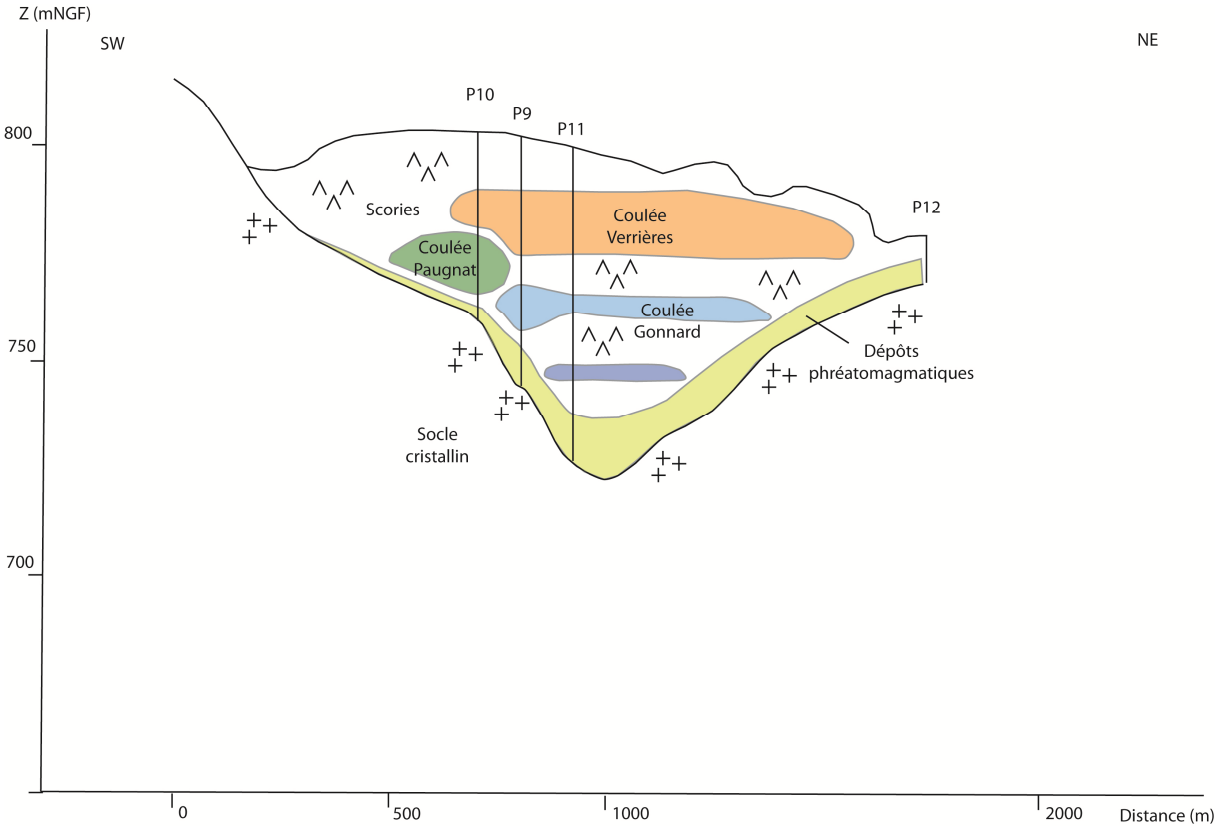


Figure Annexe 3 : Coupe géologique n°2

Coupe 3 (Figure *Annexe* 4)

Les forages P3, P2 et P1 révèlent la présence d'une coulée reposant sur des dépôts phréatomagmatiques, également visibles sur les forages P13 et P8. Le forage P13 recoupe également les scories du cône de Verrières. Le forage P3 révèle la présence d'une importante épaisseur de scories (environ 40 m), correspondant probablement à un cône volcanique. Cet horizon est interprété comme l'effondrement d'une partie du cône du Puy de Verrières, ce dernier étant égueulé vers le NE. Notons que les dépôts phréatomagmatiques présentent une incision liée à l'érosion fluviatile.

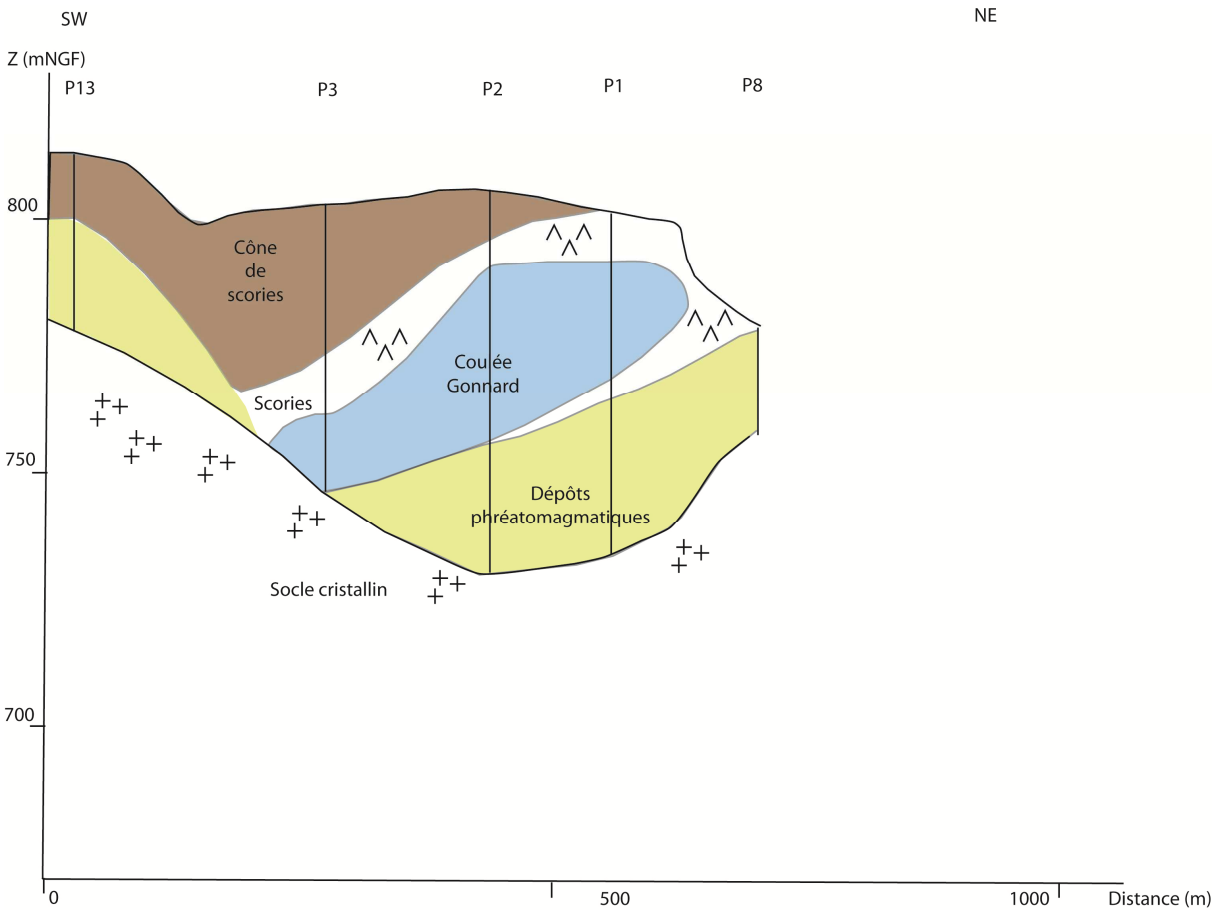


Figure Annexe 4 : Coupe géologique n°3

Coupe 4 (Figure *Annexe* 5)

La coupe 4 intercepte la coulée du Puy de Paugnat surmontant les dépôts phréatomagmatiques, au droit des forages P6, Alaric et P5. Au nord-ouest de la coupe, plusieurs forages interceptent une coulée qui pourrait avoir été émise par le Puy Gonnard. Le toit de la partie massive de cette coulée est à une altitude d'environ 792 m NGF sur les forages P2 et P1 (non représentés sur la coupe). Les forages P3 et P9 interceptent aussi cette coulée dont l'altitude du toit de la partie massive est respectivement à 763 m NGF et 768 m NGF.

Dans la partie centrale de la coupe, le substratum cristallin présente une crête séparant un talweg secondaire de la paléovallée principale. Les forages P9 et P10 interceptent plusieurs coulées : la coulée du Puy Gonnard, la coulée du Puy de Paugnat (recoupée uniquement par le forage P10) et la coulée du Puy de Verrières. Le toit de la partie massive de cette dernière coulée est à une altitude d'environ 790 m NGF. Les forages qui interceptent cette coulée sont situés sur un bombement topographique allongé d'axe SW-NE. Le front de coulée situé au nord-est laisse présager la présence d'une coulée venant du sud-ouest de la zone.

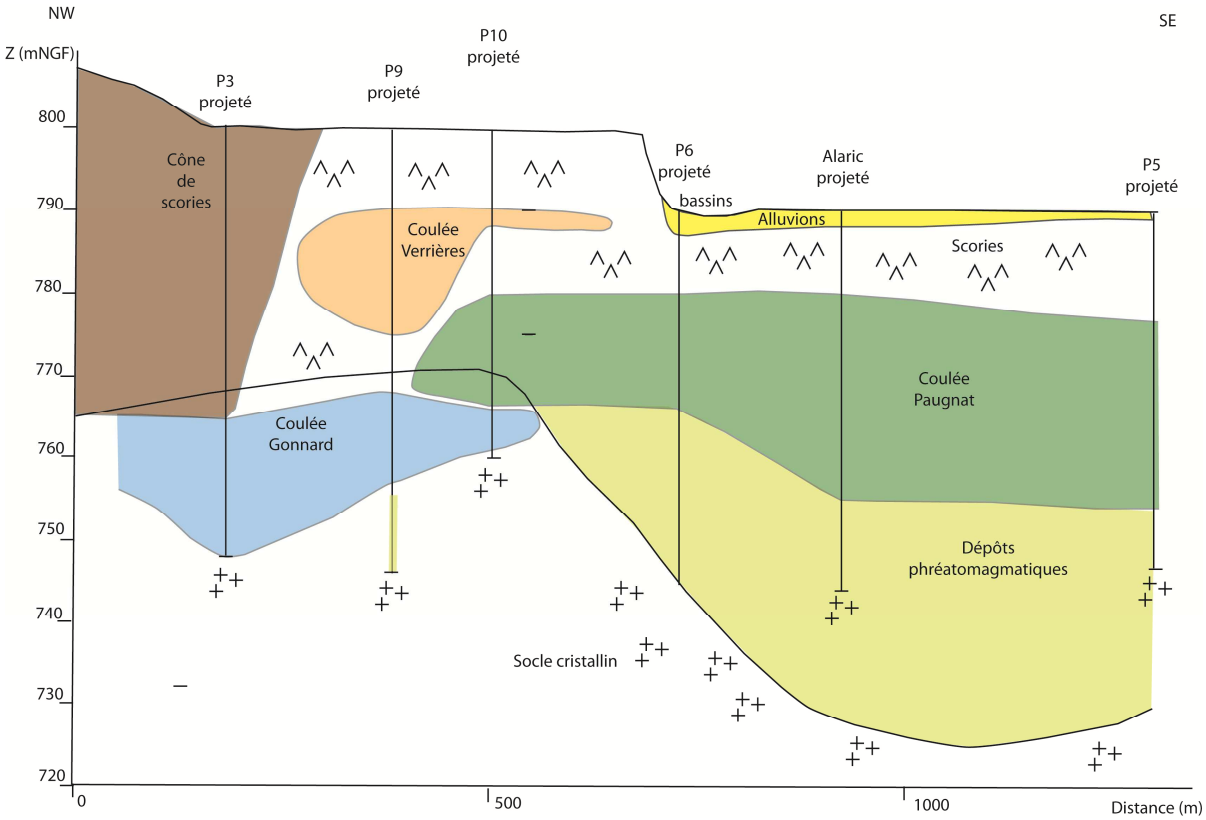


Figure Annexe 5 : Coupe géologique n°4

Il semblerait donc que la coulée du Puy Gonnard, jusqu'alors présentée comme s'étant mise en place dans toute la vallée principale, ne se soit écoulée qu'à proximité du maar de Beaunit (la coulée est interceptée par les forages P1, P2, P3, P9, P11). Une des coulées observées dans le forage Maar1 et la galerie du Goulet était jusqu'à présent interprétée comme provenant du Puy Gonnard à cause de la présence de minéraux hérités et d'inclusions granitiques. Il se pourrait que cette coulée ait été émise par un volcan ayant d'abord eu une activité phréatomagmatique, le puy de la Nugère par exemple. Le secteur situé au sud-est des bassins d'infiltration aurait été recouvert par une coulée du Puy de Paugnat (P6, Alaric, P5, P7 et P10) jusqu'à la crête formée par le socle. Au nord-ouest des bassins, contre la coulée, se serait mise en place la coulée trachyandésitique du Puy de Verrières (observable sur les forages P9, P10, P11 et au front de coulée situé en limite des bassins d'infiltration). Les analyses géochimiques de P. Boivin (Laboratoire Magmas et Volcans, com. pers.) confirment cette interprétation.

Annexe 10 : Critique des données de la station de Charbonnières-les-Varennes

Les données de précipitation mensuelle mesurées sur les stations de Volvic et Charbonnières-les-Varennes sont comparées sur la période avril 2006 - décembre 2010.

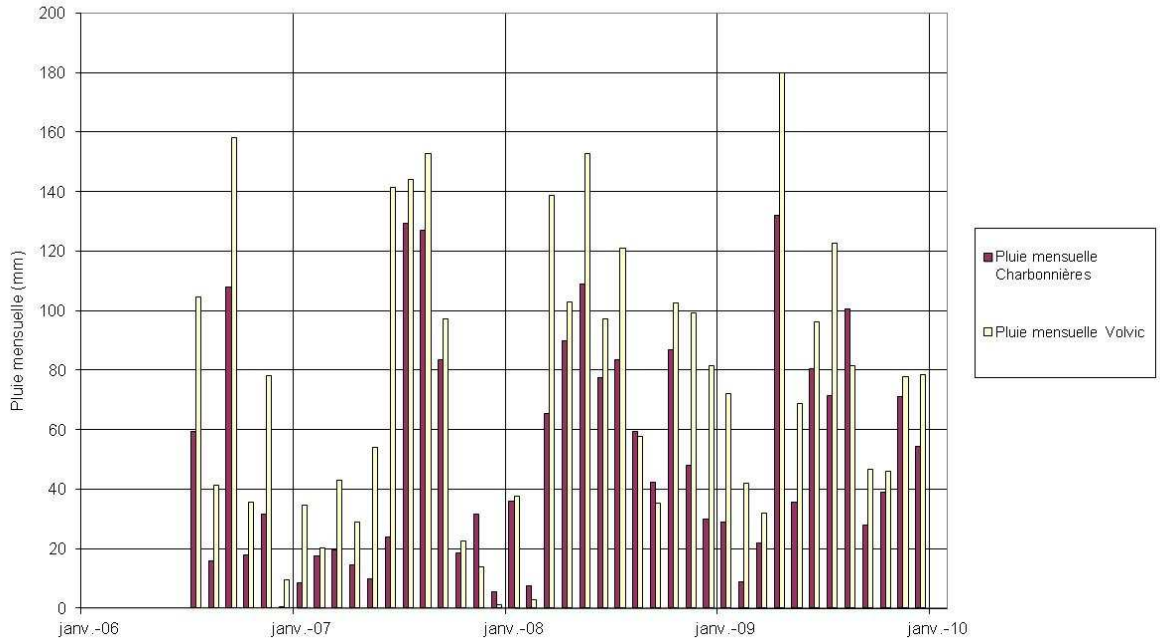


Figure Annexe 6 : Pluie mensuelle mesurée aux stations de Charbonnières-les-Varennes et de Volvic

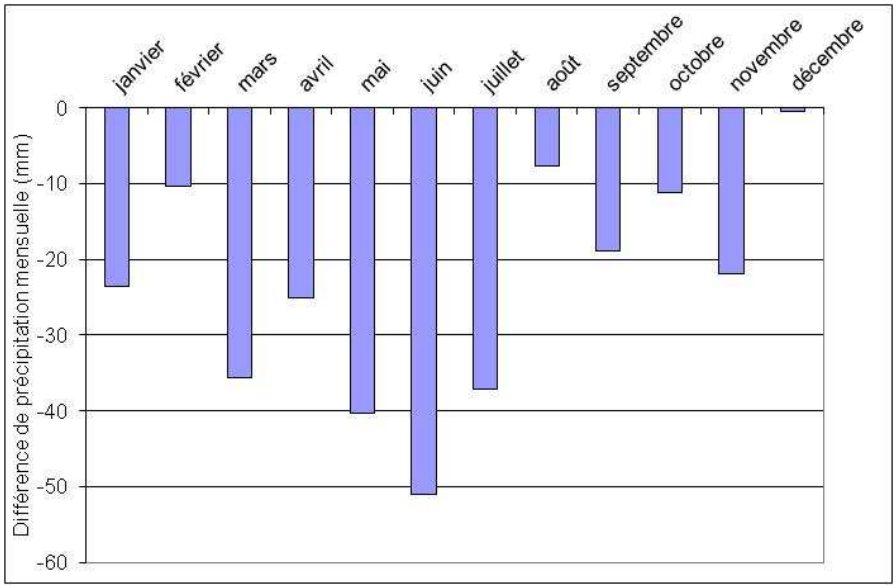


Figure Annexe 7 : Différence entre la pluie moyenne mensuelle de Charbonnières-les-Varennes et Volvic sur la période du 01/07/2006 au 31/12/2009

L'évolution de la pluie mensuelle (Figure Annexe 6) et de la pluie cumulée (Figure Annexe 8) sur les deux stations montrent une lame d'eau précipitée à Volvic plus importante qu'à

Charbonnières-les-Varennes alors que cette dernière est à une altitude de 722 m NGF et celle de Volvic est à une altitude de 475 m NGF. Comme le montre la Figure Annexe 7, les écarts sont particulièrement importants de mars à juillet. Deux hypothèses peuvent être formulées :

- durant cette période le gradient altitudinal de précipitations est modifié. Cependant, on devrait aussi observer ce phénomène sur les stations d'Arvic, Clairval et Orcines,
- l'erreur de mesure de la précipitation à la station de Charbonnières-les-Varennes est proportionnelle à la lame d'eau précipitée.

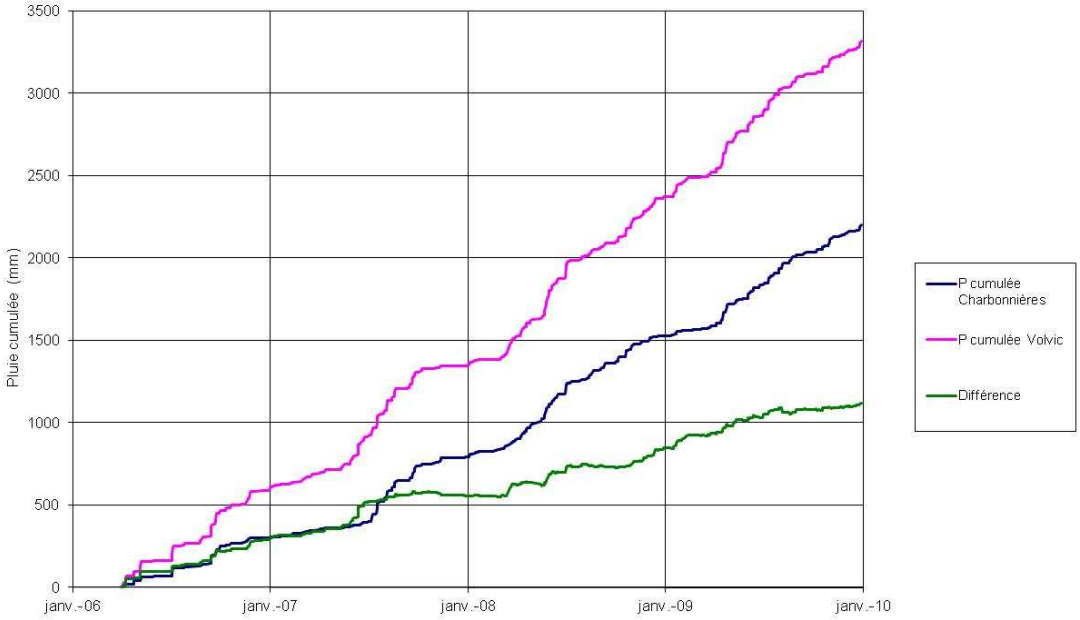


Figure Annexe 8 : Evolution de la pluviométrie cumulée enregistrée aux pluviomètres de Volvic et Charbonnières-les-Varennes

L'évolution de la pluie cumulée au cours de la période étudiée montre entre les deux stations un gradient altitudinal de précipitations négatif d'environ -70 mm/100 m/an. Ce gradient de précipitation ne concorde ni avec le gradient altitudinal de précipitations annuelles calculé par Joux (2002) ni avec celui calculé à partir des données des stations de Volvic, Orcines, Arvic et Clairval. La mesure effectuée au pluviomètre de Charbonnières-les-Varennes semble donc douteuse. Un pluviomètre cumulatif a été installé le 07/06/2011 à proximité de la station de Charbonnières-les Varennes et a été relevé à trois reprises (Tableau 79). Ces données montrent un dysfonctionnement de la station de Charbonnières-les-Varennes.

Période	Volume relevé (ml)	Pluviométrie pluviomètre cumulatif (mm)	Pluviométrie station de Charbonnières-les-Varennes (mm)
07/06/2011 au 12/07/2011	425	28.8	9.5
12/07/2011 au 30/08/2011	2560	173.7	45.5
30/08/2011 au 20/10/2011	930	63.1	0.0

Tableau 79 : Comparaison des données du pluviomètre cumulatif et de la station de Charbonnières-les-Varennes

Annexe 11 : Tests de la qualité des données de précipitation de la station de Charbonnières-les-Varennes sur le modèle Ambène

Afin de confirmer l'hypothèse d'une station défectueuse, les données de la station de Charbonnières-les-Varennes ont été testées pour simuler le débit d'un cours d'eau s'écoulant sur le socle affleurant, à proximité de la station de Charbonnières-les-Varennes : l'Ambène. En effet, les pluies utilisées pour cette simulation peuvent être déterminées de deux manières :

- à partir des précipitations journalières mesurées à Volvic et en tenant compte du gradient altitudinal annuel de 56 mm/100 m.an rapporté au pas de temps journalier (scénario 1),
- à partir des précipitations journalières mesurées à la station de Charbonnières-les-Varennes, située à une altitude proche de l'altitude moyenne du bassin versant (scénario 2).

Le modèle Ambène, construit en utilisant le module MODSUR de l'outil MODCOU, a permis de tester ces scénarios. Pour évaluer la qualité des données d'entrée, le modèle Ambène a été calé en considérant une fonction de production globale à l'échelle du bassin versant contribuant aux écoulements de surface.

Un premier calage du modèle sur les débits de l'Ambène a été effectué du 02/07/1999 au 07/05/2001, en testant les deux scénarios, puis un calage a été réalisé sur la période de 2006 à 2009. Les débits simulés sont comparés au débit de l'Ambène enregistré par la DREAL au sud-est du maar de Beaunit.

Période du 02/07/99 au 07/05/01

Durant cette période, le volume écoulé au droit de la station de mesure du débit de l'Ambène (en sortie du maar de Beaunit) est de 5,7 hm^3. Les paramètres de chacune des fonctions de production du modèle ont été calés de façon à reproduire au mieux les débits observés. Pour le scénario 1, les paramètres CRT et DCRT du modèle MODCOU (voir chapitre IV) sont égaux à 40 et 20 mm respectivement.

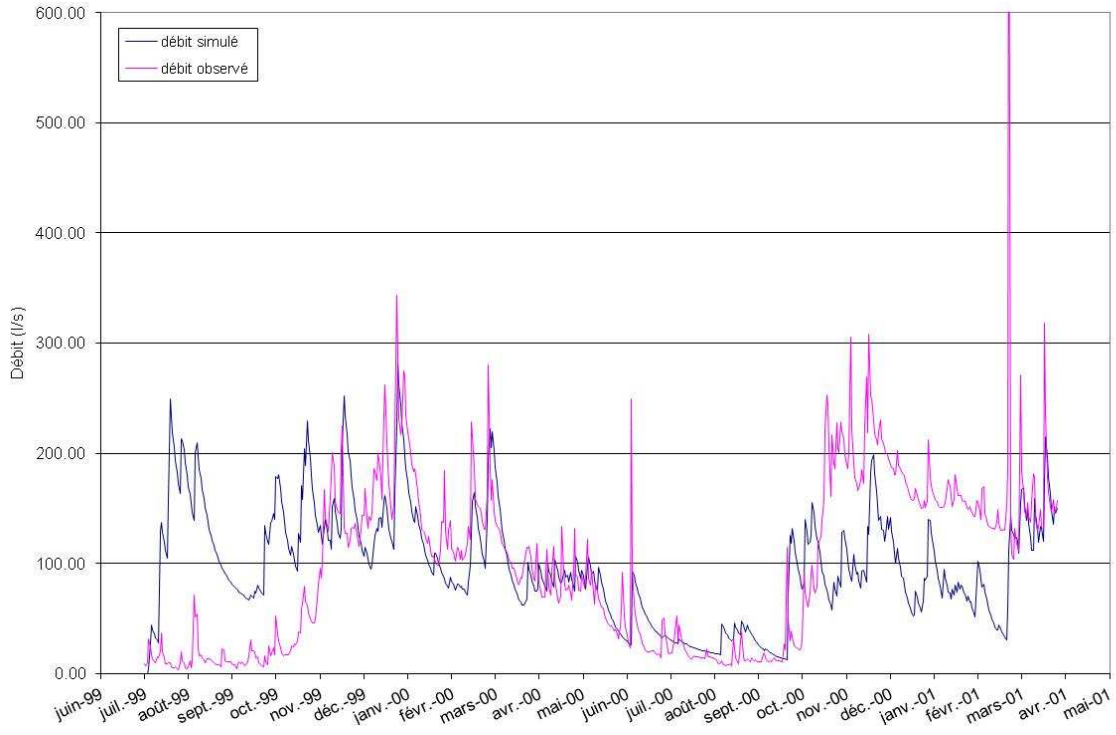


Figure Annexe 9 : Débits simulés et observés sur le bassin versant de l'Ambène durant la période 1999-2001 en intégrant la pluviométrie suivant le scénario 1.

Le volume ruisselé simulé avec le scénario 1 est de 5,88 hm^3 sur la période considérée (Figure Annexe 9).

Concernant le scénario 2, les lacunes de données de pluie à la station de Charbonnières-les-Varennes n'ont pas fait l'objet d'un traitement spécifique. Durant les périodes de lacune, la pluviométrie intégrée dans le modèle est nulle, ces périodes sont cependant indiquées sur la Figure Annexe 10 et la Figure Annexe 12. De plus, le bassin versant étant particulièrement réactif (temps de concentration inférieur à la journée) et peu influencé par la nappe d'accompagnement, on peut considérer que l'effet d'une période de lacune pluviométrique sur les débits est limité dans le temps (20 jours maximum pour des événements pluvieux supérieurs à 20 mm). Les paramètres des fonctions de production retenus pour le calage avec le scénario 2 sont CRT=15 mm et DCRT=10 mm, soit un modèle beaucoup plus productif de pluie efficace que pour le scénario 1.

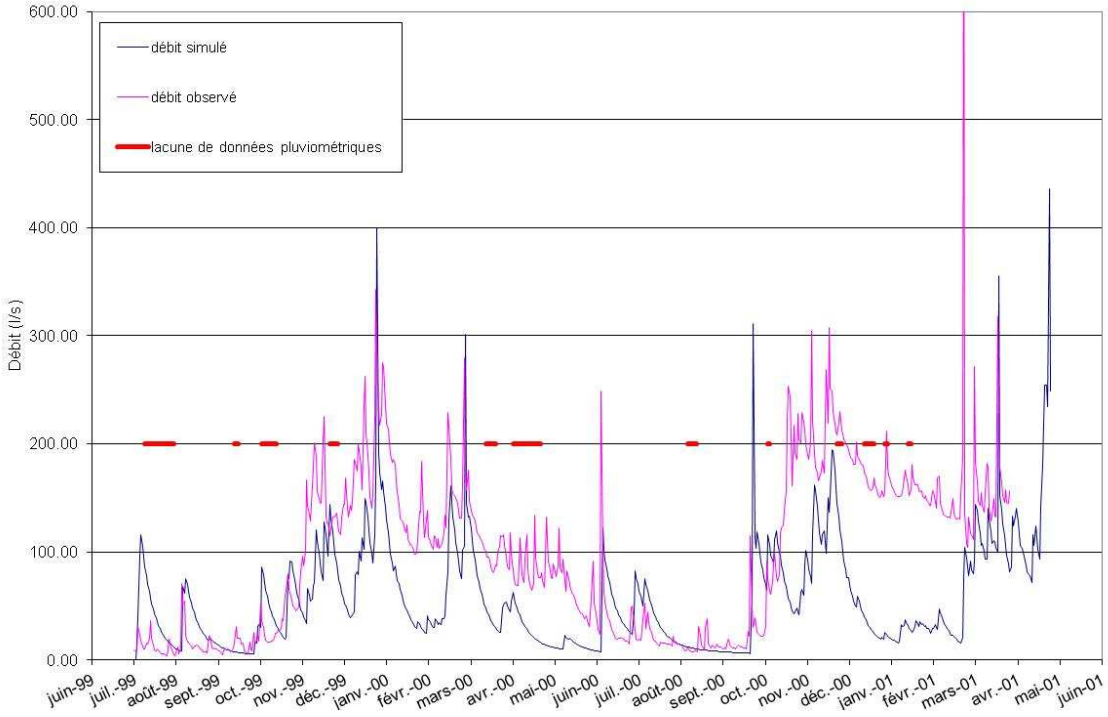


Figure Annexe 10 : Débits de l'Ambène simulés et observés sur la période 1999-2001 en intégrant la pluviométrie suivant le scénario 2. (en rouge : périodes de lacune pluviométrique)

Le volume ruisselé simulé n'est de 3,37hm^3 sur la période considérée, malgré des paramètres de production maximisant les volumes d'écoulement et minimisant l'ETR.

Sur la période de juillet à septembre 1999, les précipitations estimées à partir des pluies enregistrées à la station de Volvic et du gradient altitudinal (scénario 1) semblent surestimer la pluie réellement tombée sur le plateau. Sur cette même période le modèle intégrant les précipitations mesurées à Charbonnières-les-Varennes (scénario 2) semble mieux calé. Par contre de décembre 1999 à mai 2000, le modèle intégrant les précipitations mesurées à la station de Charbonnières-les-Varennes ne permet pas de simuler le débit moyen hautes eaux, contrairement à la simulation avec le scénario 1. La période d'octobre à mars 2001 n'est bien calée avec aucun des scénarios simulés, mais le scénario 1 permet de modéliser des débits plus proches des débits observés. Les débits de base (hautes et basses eaux) sont donc mieux simulés avec le scénario 1.

Période du 01/04/06 au 31/12/09

Durant cette période, le volume ruisselé observé est de 9,7 hm^3. Les paramètres de production calibrés précédemment ont été conservés et les scénarios 1 et 2 ont été testés à nouveau.

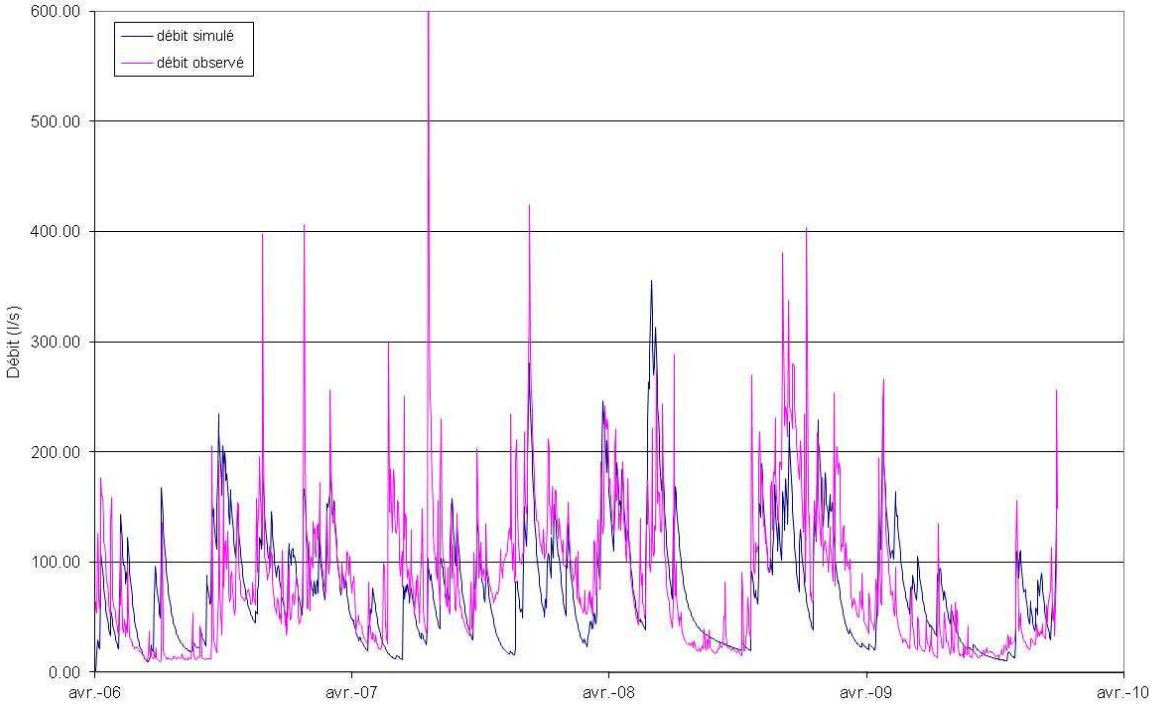


Figure Annexe 11 : Débits simulés et observés sur la période 2006-2009 en intégrant la pluviométrie selon le scénario 1.

Avec le scénario 1, le volume ruisselé simulé est de 9,1 hm^3 sur la période considérée, soit une erreur d'environ 6% sur le bilan en eau (Figure Annexe 11).

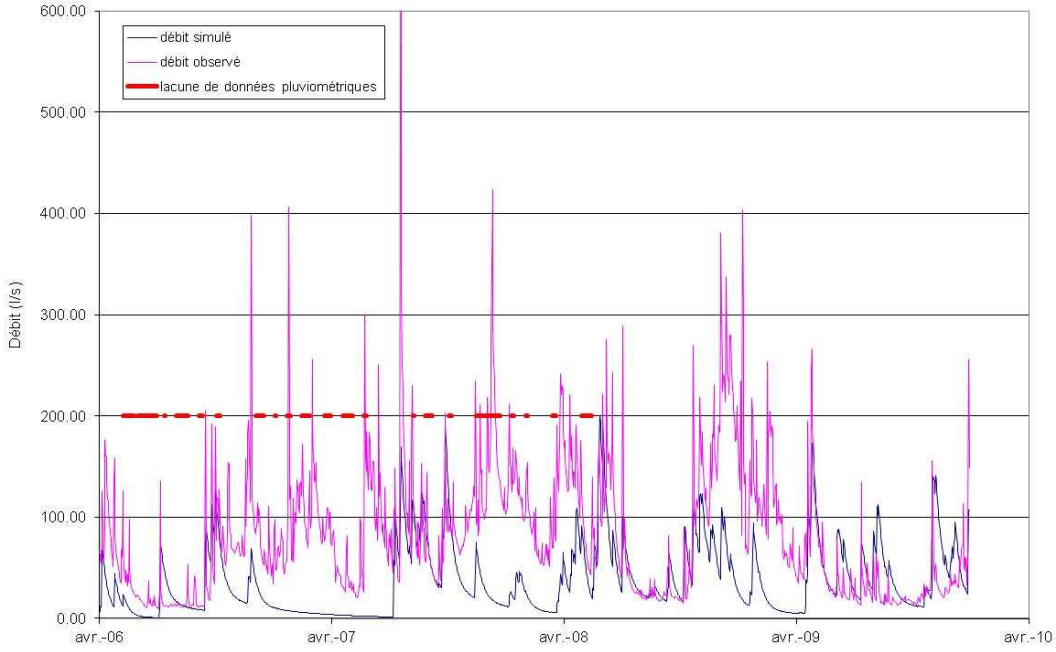


Figure Annexe 12 : Débits simulés et observés sur la période 2006-2009 en intégrant la pluviométrie selon le scénario 2.

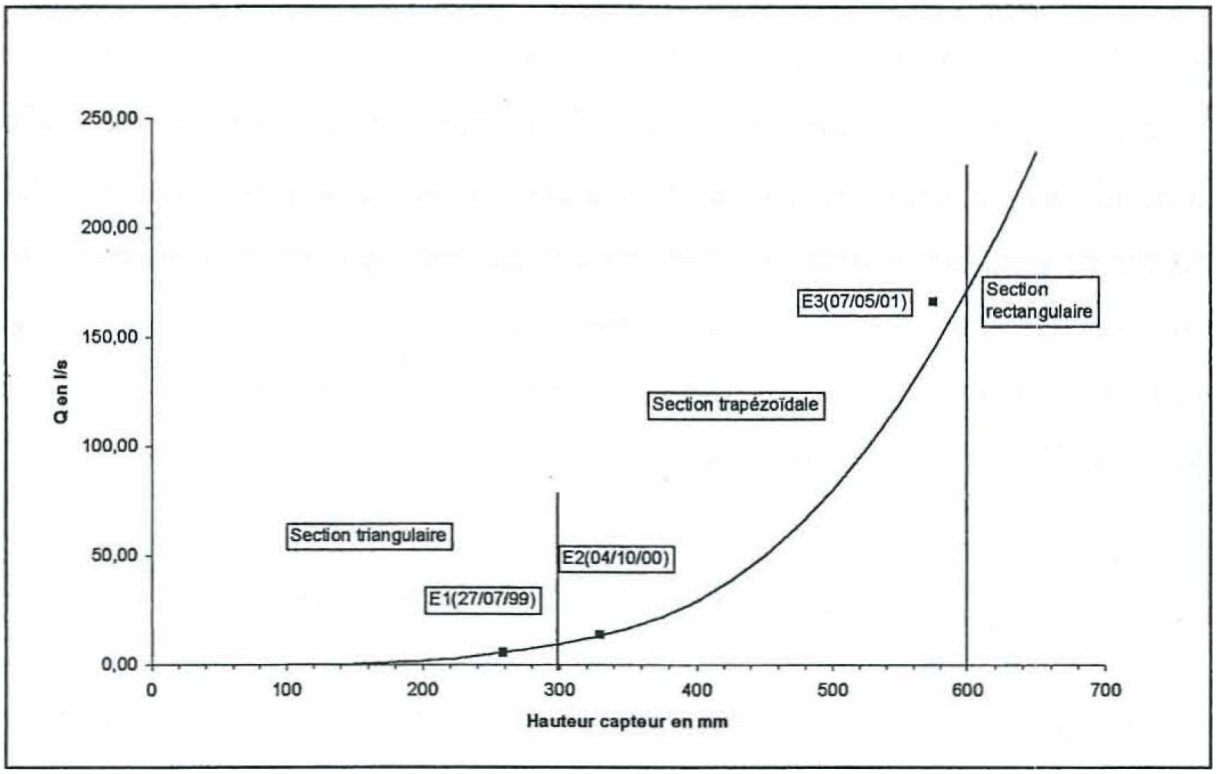
Avec le scénario 2, le volume ruisselé simulé est de 4,44 hm3 sur la période considérée, soit une erreur de 55% sur le bilan en eau (Figure Annexe 12). Même hors période de lacune de données de

pluviométrie à la station de Charbonnières-les-Varennes, le débit simulé avec le scénario 2 est trop faible.

Sur la période 2006-2009, l'intégration des pluies dans le modèle intégrant le scénario 1 permet d'obtenir un volume total ruisselé proche de celui observé (avec une erreur de 6%) et une simulation satisfaisante du débit de l'Ambène. Le scénario 2 ne permet pas de simuler les volumes ruisselés observés. Même avec une fonction de production globale caractérisée par un stockage dans le sol et une disponibilité pour l'évapotranspiration très faible, les débits à l'exutoire sont sous-estimés.

Ces tests permettent clairement d'affirmer que les données enregistrées à la station de Charbonnières-les-Varennes sont erronées. Le scénario 1 est donc retenu pour intégrer la pluviométrie sur l'ensemble du bassin versant de Volvic.

Annexe 12 : Relation entre Hauteur d'eau mesurée et Débit du Lambertèche à la station du Puy Thiollet (Joux, 2002)



Annexe 13 : Calage des lois de tarissement sur les décrues de l'Ambène et du Lambertèche

Plusieurs crues de l'Ambène et du Lambertèche ont été étudiées sur la période allant de juin à septembre 2000. L'allure des courbes de tarissement de l'Ambène et du Lambertèche suite à ces averses est très proche. En effet la réactivité de ces cours d'eau est très similaire, l'Ambène et la Lambertèche étant particulièrement réactifs. Le tarissement est rapide : après un pic de crue, le débit de chacun de ces cours d'eau est divisé par deux en moins de 24h. Deux types de loi de tarissement ont été calés sur les courbes de décrue enregistrées suite à quatre épisodes pluvieux :

- une décroissance exponentielle du type $Q = Q_o e^{-\frac{t}{\tau}}$ (loi de Maillet)
- une loi de vidange de nappe libre du type $Q = \frac{Q_o}{(1+\alpha t)^2}$ (loi de Boussinesq)

Les coefficients caractéristiques des lois de tarissement calées sont :

- pour la loi de Maillet (loi exponentielle) : $\frac{1}{\tau}$
- pour la loi de Boussinesq (loi de vidange de nappe libre) : α

	Calage loi exponentielle		Calage loi de vidange de nappe libre				Remarques
Date averse	Coef. Ambène	Coef. Lambertèche	Qo Ambène	Coef. Ambène	Qo Lambertèche	Coef. Lambertèche	
11/06/2000	0,0445	0,0396	28	0,15	24	0,3	perturbation causée par des précipitations lors de la décrue
16/07/2000	0,0993	0,147	38	0,08	22	0,14	
27/08/2000	0,0508	0,0186	17	0,02	13	0,05	perturbation causée par des précipitations lors de la décrue
29/09/2000	0,0446	0,1128	34	0,03	28	0,1	

Tableau 80 : Paramètres de calage des lois de tarissement sur les décrues de l'Ambène et du Lambertèche

Le coefficient de tarissement de la loi de vidange de nappe libre est, pour les 4 événements, plus élevé pour le Lambertèche que pour l'Ambène (Tableau 80). Ce coefficient est en général plus faible dans le cas où la relation nappe-rivière permet l'infiltration et l'emmagasinement par la nappe d'un volume important, volume qui est restitué lors du tarissement. En comparant les coefficients calés sur l'Ambène et le Lambertèche, une hypothèse de fonctionnement du Lambertèche pourrait être proposée. Lors des épisodes pluvieux, une partie du débit du Lambertèche s'infiltre dans la nappe d'accompagnement sans être restitué au cours d'eau, d'où un tarissement plus rapide du cours d'eau. On pourrait également envisager une contribution importante des alluvions de l'Ambène.

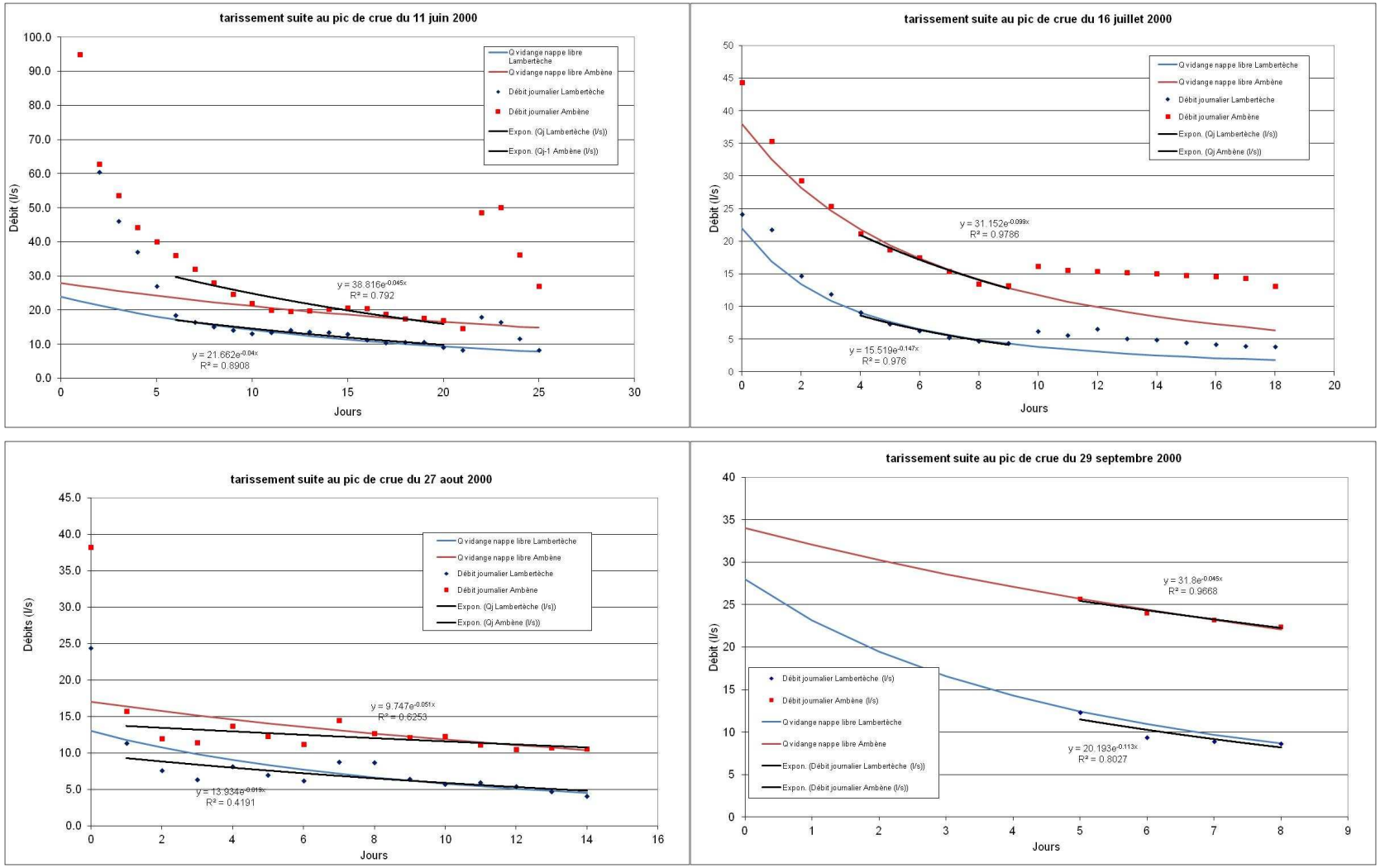


Figure Annexe 13 : Calage des lois de tarissement sur les décrues de l'Ambène et du Lambertèche

Annexe 14 : Interprétation de l'essai de pompage sur le Suc de la Louve

La Société des Eaux de Volvic a réalisé un essai par pompage sur le piézomètre du Suc de la Louve, situé dans la partie aval de l'axe d'écoulement sud (Rouquet, 2010). Cet essai était composé d'un essai par paliers et d'un essai de longue durée. L'essai par paliers a été réalisé pour quatre débits différents : 4 m^3/h, 5,75 m^3/h, 9,24 m^3/h et 11,7 m^3/h. Ces paliers ont été effectués de manière discontinue afin d'observer la remontée du niveau piézométrique. Chaque palier a donc consisté en 1 h de pompage et 15 minutes d'arrêt. Durant l'essai par paliers, les courbes de descente (en pompage) et de remontée (hors pompage) du niveau piézométrique montrent une évolution très rapide (une dizaine de seconde) vers la stabilisation du niveau piézométrique pour chaque palier et chaque remontée (Figure Annexe 14).

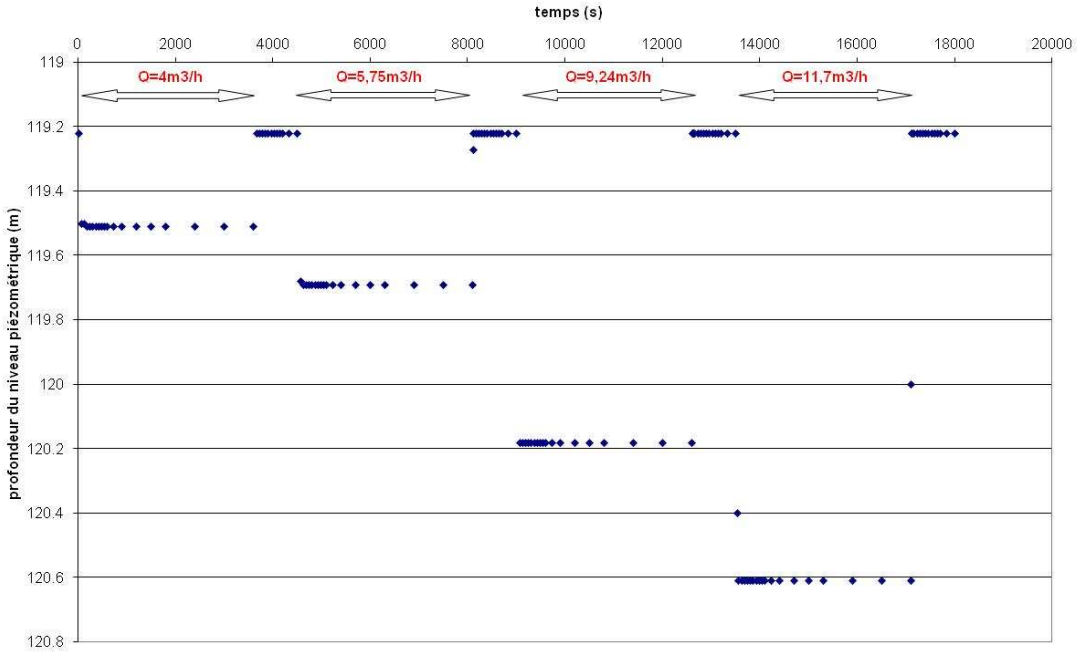


Figure Annexe 14 : Evolution du niveau piézométrique durant l'essai par paliers (Rouquet, 2010)

Ce comportement montre que seules les pertes de charge liées à l'ouvrage sont mises en évidence lors de l'essai. On admet généralement que le rabattement à la fin de chaque palier pour des temps de pompage identique est tel que :

$$s = BQ + CQ^n$$

Avec :

- s : rabattement,
- Q : débit,
- B : coefficient de pertes de charges linéaires,
- C : coefficient de pertes de charges quadratiques.

L'exposant n est compris entre 1,5 et 3,5. Jacob (1947) avait proposé n=2. Dans cette dernière configuration (n=2), les coefficients B et C peuvent être calculés à partir du graphique s/Q=f(Q) (Figure Annexe 15).

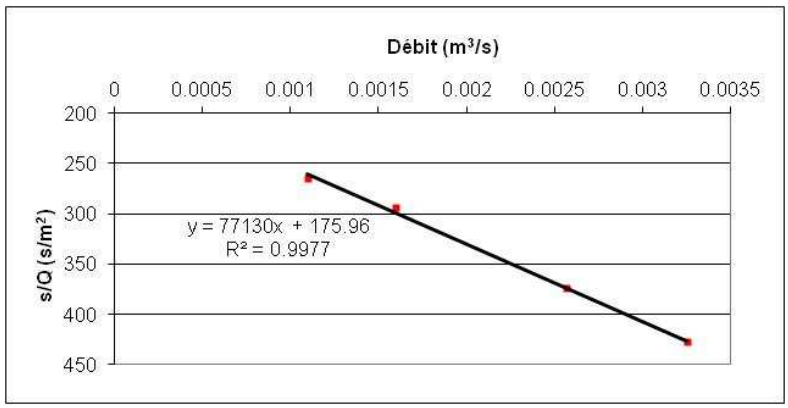


Figure Annexe 15 : Evolution de s/Q en fonction du débit Q (Rouquet, 2010)

Le coefficient de pertes de charges quadratiques caractéristique de l'effet de l'ouvrage C, est égal à 77130. Le coefficient de pertes de charge linéaires B, à priori caractéristique de l'effet de l'aquifère, est égal à 176. Dans la configuration du forage actuel, pour des débits inférieurs à 8 m^3/h, les pertes de charges linéaires sont supérieures aux pertes de charges quadratiques. Pour des débits supérieurs à 8 m^3/h, les pertes de charges linéaires sont inférieures aux pertes de charges quadratiques (Figure Annexe 16).

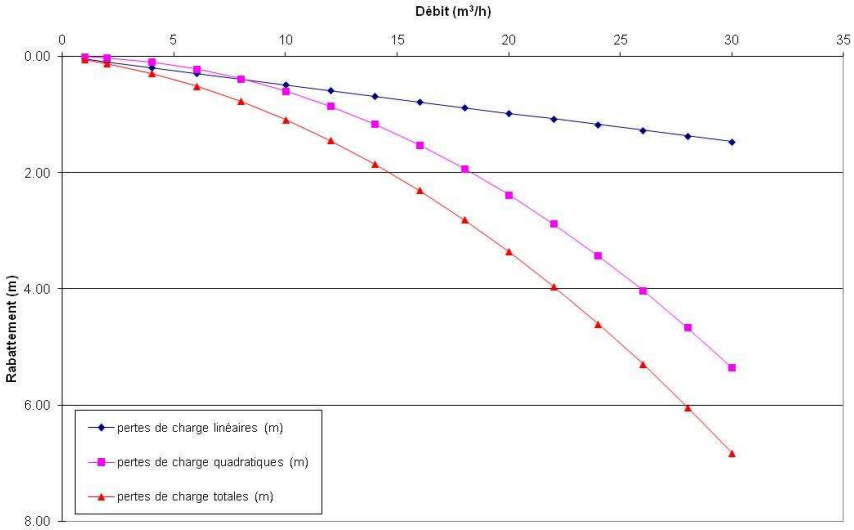


Figure Annexe 16 : Effet des pertes de charges quadratiques et linéaires (Rouquet, 2010)

Le calcul des pertes de charge confirme l'hypothèse d'une influence importante de l'ouvrage sur les pertes de charges observées. Il est très probable que l'ensemble des pertes de charges quadratiques et linéaires soient dues à des effets pariétaux. Notons que le diamètre du forage (112/125 mm) est relativement faible et peut expliquer une part importante de ces effets pariétaux.

Un essai par pompage de longue durée a ensuite été réalisé avec un débit de 11,65 m^3/h pendant neuf jours. La remontée du niveau après l'essai a également été suivie (Figure Annexe 17).

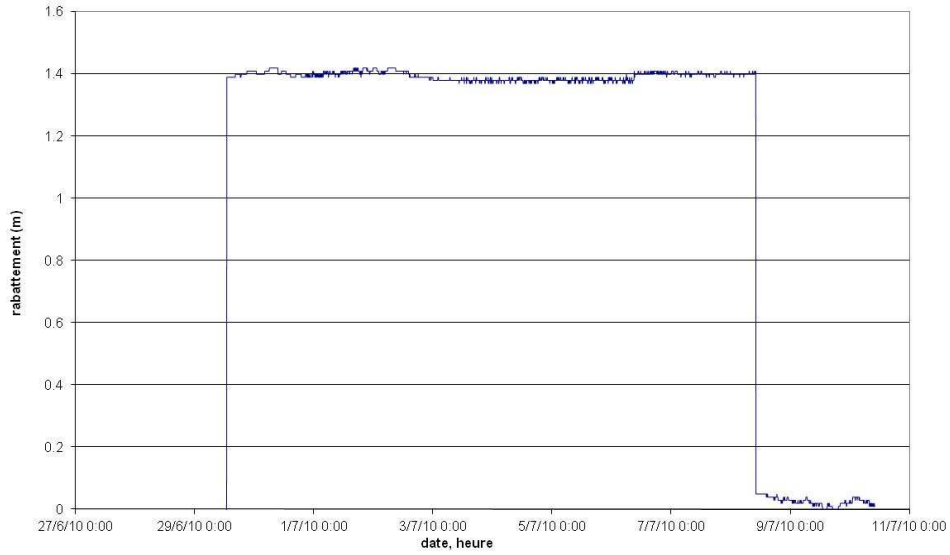


Figure Annexe 17 : Evolution du rabattement durant l'essai de longue durée

Durant le pompage de longue durée, le niveau piézométrique s'est abaissé très rapidement au début du pompage pour atteindre en moins de 20 secondes un rabattement de 1,41 m. Le niveau piézométrique durant le pompage ne montre ensuite pas de tendance régulière. On observe uniquement des variations qui semblent journalières. Le périodogramme du signal piézométrique enregistré au Suc de la Louve pendant les 9 jours a été calculé et montre 3 pics de faible corrélation (le coefficient de corrélation étant d'environ 0,01) pour des décalages temporels de 24, 15,5 et 12 h. Les pics à 12 h et 24 h pourraient être dus à des effets barométriques ou de marées terrestres. Le pic à 15,5 h pourrait être dû à l'influence du pompage de Moulet Marcenat. Cependant les corrélations restent faibles (Figure Annexe 18).

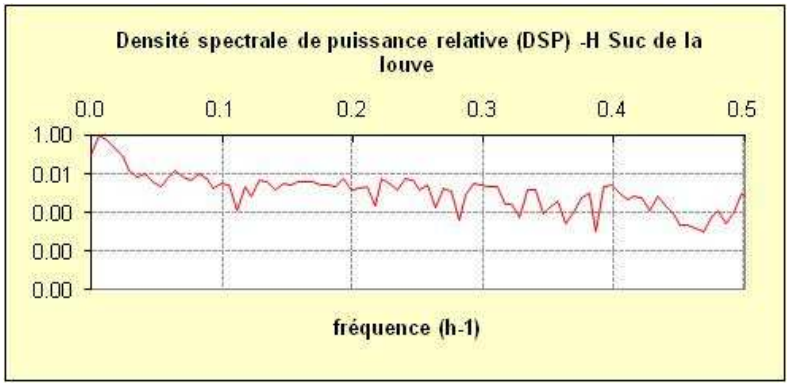


Figure Annexe 18 : Périodogramme du signal piézométrique au Suc de la Louve

Annexe 15 : Traitement du signal des données de la galerie du Goulet

Le signal de débit de la galerie a été traité en utilisant le logiciel Tempo (BRGM) pour mettre en évidence des phénomènes périodique sur le signal mesuré. Pour cela les données de débit au pas de temps 15 minutes ont été prises en compte, dans un premier temps, pour les années 2007-2008, et, dans un second temps, pour les années 2009-2010.

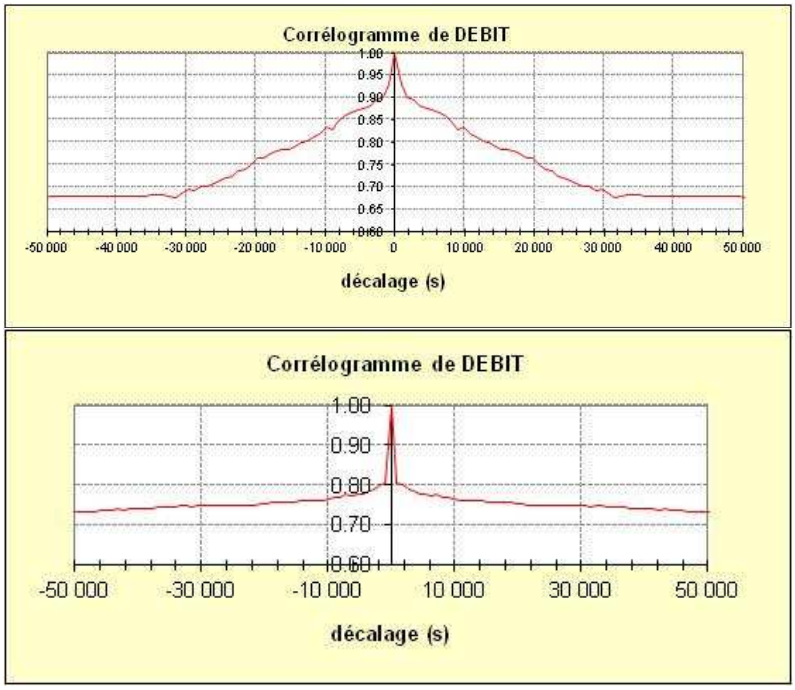


Figure Annexe 19 : Autocorrélogramme de débit brut mesuré au pas de temps 15 minutes, en haut : pour la période 2007-2008, en bas : pour la période 2009-2010

L'autocorrélogramme du signal de débit brut mesuré est caractérisé par (Figure Annexe 19) :

- des pics de décalage inférieur à la journée,
- un pic de corrélation étalé de décalage journalier.
- des pics de décalage plurijournaliers (4 jours et 7 jours), sur la période 2009-2010.

La densité spectrale de fréquence du signal de débit mesuré (Figure Annexe 20) ne présente pas de pic remarquable révélant une cyclicité dans le signal de débit.

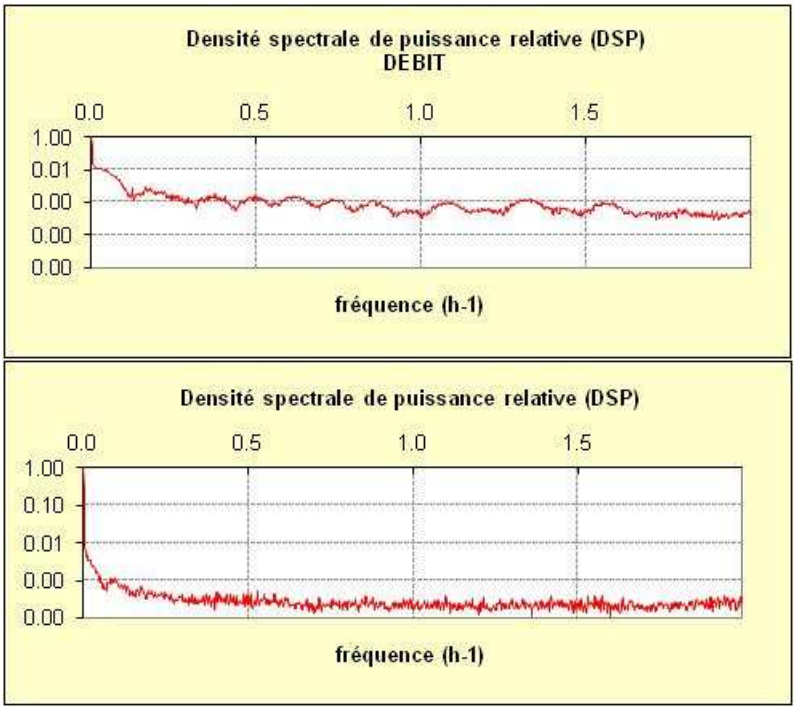


Figure Annexe 20 : Densité spectrale de fréquence du signal de débit brut mesuré au pas de temps 15 minutes, en haut : sur la période 2007-2008, en bas : sur la période 2009-2010

Le signal de débit de la galerie a également fait l'objet d'un traitement pour étudier la corrélation entre la pluie journalière et le débit journalier, sur les périodes non marquées par une chute importante de débit (Figure Annexe 21).

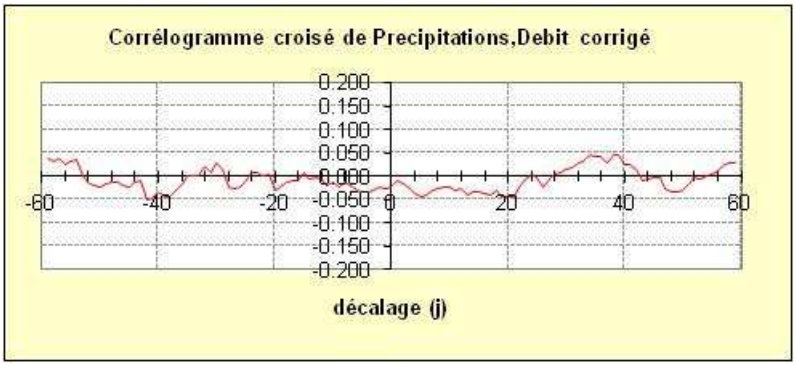


Figure Annexe 21 : Corrélogramme croisé entre le signal pluviométrique enregistré à Volvic de débit de la galerie du Goulet au pas de temps journalier

Notons que le coefficient de corrélation entre les deux signaux ne dépasse pas 0,1. Deux maximums de corrélation (dont les coefficients de corrélations sont de 4,7 %) correspondent à des décalages temporels de 34 et 38 jours. Ces décalages pourraient correspondre au temps de transfert de pression entre un pic de pluie et une augmentation du débit à la galerie du goulet, mais, étant donnés les faibles coefficients de corrélation, cette conclusion ne peut pas être affirmée avec certitude.

Corrélation entre le débit de la galerie de la Galerie et le débit prélevé à Clairval

Les données de débit prélevé au niveau du forage de Clairval sont disponibles au pas de temps journalier depuis le 01/01/02. Ces données de débit contiennent des lacunes d'enregistrement (Figure Annexe 22) :

- du 25/01/08 au 25/05/08,
- du 28/10/08 au 30/11/08.

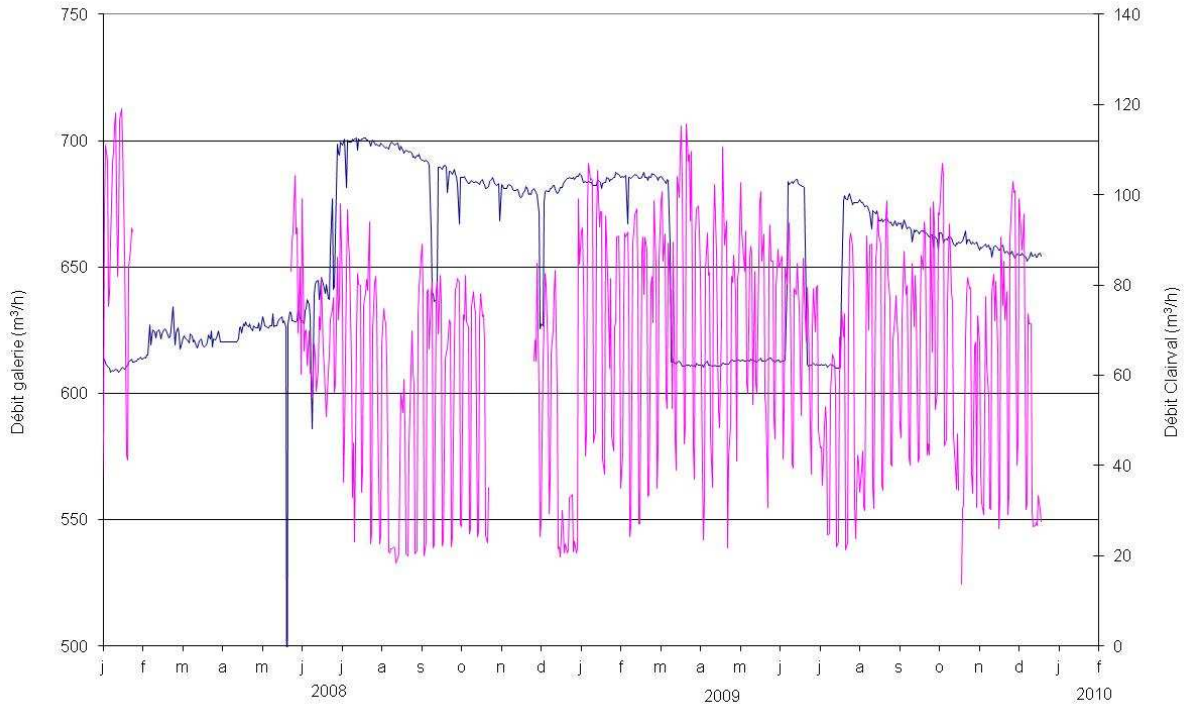


Figure Annexe 22 : Débit moyen journalier de la galerie du Goulet (en m^3/h) et débit prélevé à Clairval (en m^3/h)

Le signal de débit pompé à Clairval semble marqué par des variations hebdomadaires. Lors de ces variations, les débits varient de 20 m^3/h à 80 m^3/h, dépassant parfois 100 m^3/h.

Des techniques de traitement du signal ont été mises en œuvre pour mettre en évidence des corrélations :

- sur le seul signal de débit pompé à Clairval,
- entre le signal de débit pompé à Clairval et le débit brut de la galerie.

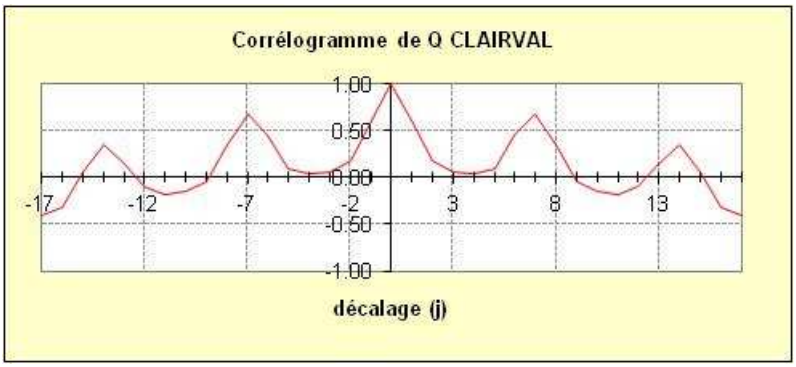


Figure Annexe 23 : Autocorrélogramme du signal de débit journalier pompé sur le forage Clairval

L'autocorrélogramme de débit pompé à Clairval (Figure Annexe 23) montre une variabilité hebdomadaire.

Le corrélogramme croisé entre le débit pompé à Clairval et le débit de la galerie du Goulet a été réalisé :

- hors période de lacune de donnée de débit pompé à Clairval,
- hors période de chute de débit enregistré dans la galerie du Goulet

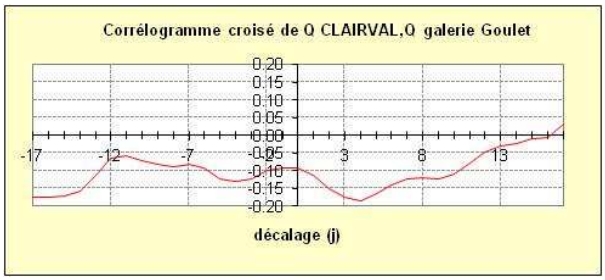


Figure Annexe 24 : Corrélogramme croisé entre le signal de débit journalier pompé à Clairval et le signal de débit brut journalier enregistré dans la galerie du Goulet

Le corrélogramme croisé entre le débit pompé à Clairval et le débit de la galerie du Goulet (Figure Annexe 24) montre une anticorrélation entre les signaux. Cela est en accord avec les processus physiques attendus : dans l'éventualité d'une influence du débit pompé à Clairval sur le débit de la galerie, plus le débit pompé à Clairval est important plus le débit dans la galerie est faible.

Pour un décalage temporel de 4 jours, le coefficient de corrélation est égal à -0.184. Ce dernier diminue en valeur absolue pour atteindre -0.1 pour un décalage de 10 jours.

On peut donc penser que le débit pompé au niveau du forage de Clairval a une incidence sur le débit de la galerie du Goulet sur une durée de quelques jours.

Quantification de l'impact du pompage à Clairval sur la galerie du Goulet

Afin de quantifier l'impact d'une augmentation de débit pompé à Clairval sur le débit d'exhaure naturel dans la galerie du Goulet, deux périodes d'étude ont été considérées :

- du 04/01/2009 au 15/03/2009,
- du 16/08/2009 au 26/12/2009.

Durant ces périodes nous disposons des données de débit pompé à Clairval et la chronique de débit de la galerie du Goulet présente peu de chute importante de débit enregistré (effet dû à l'influence de la bâche de stockage).

Pour chaque période, les pics d'augmentation du débit pompé à Clairval ont été identifiés. Pour chaque pic, la variation de débit pompé a été évaluée. La variation de débit mesuré dans la galerie du Goulet a été identifiée avec un effet retard (de 2 à 4 jours) par rapport à l'augmentation de débit pompé à Clairval, puis évaluée quantitativement (Figure Annexe 25).

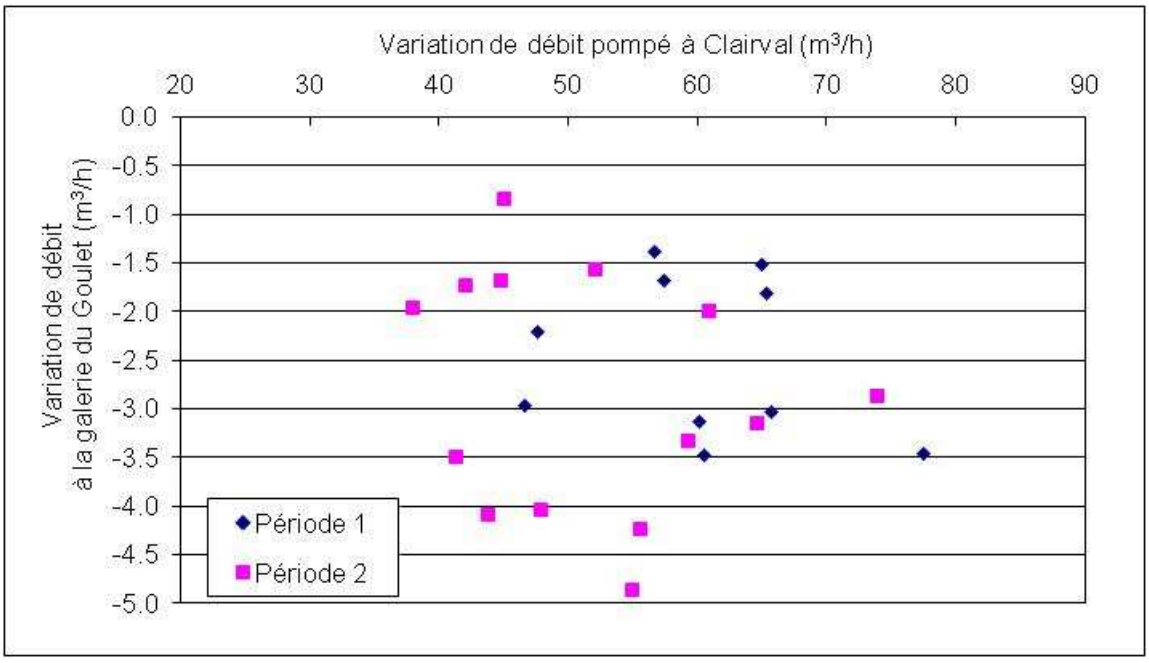


Figure Annexe 25 : Variations de débit pompé à Clairval et diminution du débit de la galerie associée, pour les deux périodes considérées

Le nuage de points de la Figure Annexe 25 ne présente pas de structure nette. Il paraît difficile de relier linéairement la variation du débit mesuré dans la galerie du Goulet à la variation de débit pompé à Clairval. Cependant durant les périodes considérées, pour des variations de débit pompé à Clairval comprises entre 38 et 77 m^3/h, les variations de débit enregistrées dans la galerie du Goulet sont comprises entre 0,8 et 4,86 m^3/h (soit 0,3 à 1,4 l/s).

La quantification de l'impact du pompage à Clairval sur le débit de la galerie peut être abordée en utilisant la méthode de la réponse impulsionnelle. Les réponses impulsionnelles expriment une variable de sortie d'un système en fonction d'une ou plusieurs variables d'entrées (Pinault, 2007). La réponse impulsionnelle I d'un phénomène temporel (série S) à une sollicitation (série R) est solution de l'équation (Pinault, 2007) :

$$S = R * I + a \times t + b$$

où * représente le produit de convolution discret, t le temps. Le terme a x t+b est appelé tendance. La réponse impulsionnelle I est parfois appelée fonction de transfert (la réponse impulsionnelle est alors strictement positive). Dans le cas d'une fonction de transfert, la solution peut être un modèle paramétrique. La réponse impulsionnelle est alors représentée par le produit de convolution d'une Gaussienne par une exponentielle (Pinault, 2007). D'un point de vue physique, le modèle de la réponse impulsionnelle traduit la recharge d'un réservoir matérialisée par une loi Gaussienne suivie par sa vidange représentée par une loi exponentielle. La succession de ces deux phénomènes est alors le produit de convolution de la loi de recharge par la loi de vidange. Les réponses du système à ces sollicitations sont dites impulsionnelles car elles représentent le signal de sortie perturbé S lorsque les sollicitations à l'entrée du système sont des impulsions (variations instantanées de durée égale au pas d'échantillonnage). Les réponses impulsionnelles représentent donc le comportement du système après une telle perturbation, jusqu'à son retour à l'état initial.

L'entrée d'un système est dite impulsionnelle lorsqu'elle représente des événements dont la durée n'excède pas la longueur du pas d'échantillonnage (Pinault, 2007). La pluie constitue le meilleur exemple de telles impulsions. Une telle variable est discrète car sa valeur au temps t ne présume en rien de sa valeur au temps t+1.

Dans le cas présenté, la série d'entrée correspond à la chronique de débit moyen pompé au forage Clairval au pas de temps journalier. On ne peut pas affirmer dans ce cas précis que l'entrée du système est véritablement impulsionnelle étant donné que le débit au forage Clairval présente des variations hebdomadaires et que le pas de temps de mesure du débit est journalier. Cependant nous considérerons de prime abord que le débit pompé au jour j est indépendant du débit pompé au jour j-1. Sur la base de cette hypothèse, nous avons tenté d'exprimer la série de débit moyen journalier de la galerie du Goulet à partir du débit pompé à Clairval. La zone temporelle d'influence du débit pompé à Clairval sur le débit de la galerie a été bornée à 6 jours, sur la base de l'interprétation du corrélogramme croisé.

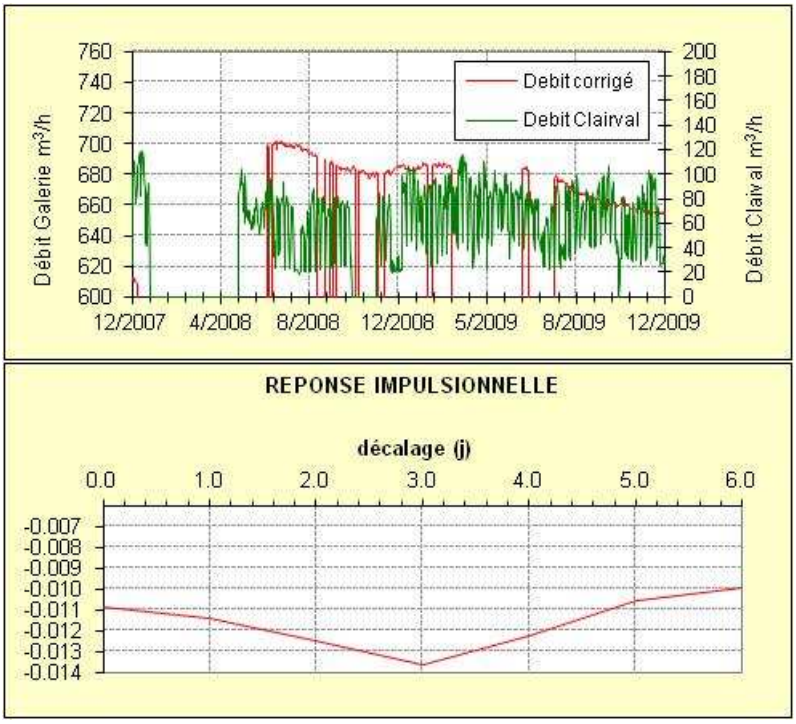


Figure Annexe 26 : Chroniques de débit de la galerie du Goulet et de débit pompé à Clairval prises en compte dans la réponse unitaire – résultat de la réponse impulsionnelle

L'amplitude de la réponde unitaire est de -0,014 m^3/h (Figure Annexe 26). Pour 100 m^3/h pompés à Clairval, la réduction de débit au niveau de la galerie du Goulet est estimée à 1,4 m^3/h soit 0,39 l/s.

Impact de l'ensemble des forages d'Eau Minérale

Les signaux de débits pompés aux différents forages d'exploitation de la Société des Eaux de Volvic et de débit de la galerie du Goulet ont été traités en utilisant le logiciel Tempo du BRGM. Ont été pris en compte, sur la période du 31/12/07 au 31/01/09 :

- les débits pompés aux forages Aubignat, Arvic, Volvillante Est et Clairval moyennés au pas de temps journalier (sans tenir compte de la réinjection),
- les débits mesurés à la galerie du goulet moyennés au pas de temps journalier et corrigés des périodes de chute de débit mesuré liées au dispositif de mesure.

Les données de débits prélevés à Arvic Sud n'ont pas été traitées (la qualité des données recueillies étant douteuses). Pour chaque forage, un corrélogramme croisé entre le débit pompé et le signal de débit de la galerie du Goulet a ainsi été calculé hors périodes de lacunes de données (Figure Annexe 27). Un corrélogramme croisé entre la somme des débits pompés et le signal de débit de la galerie du Goulet a également été calculé (Figure Annexe 28).

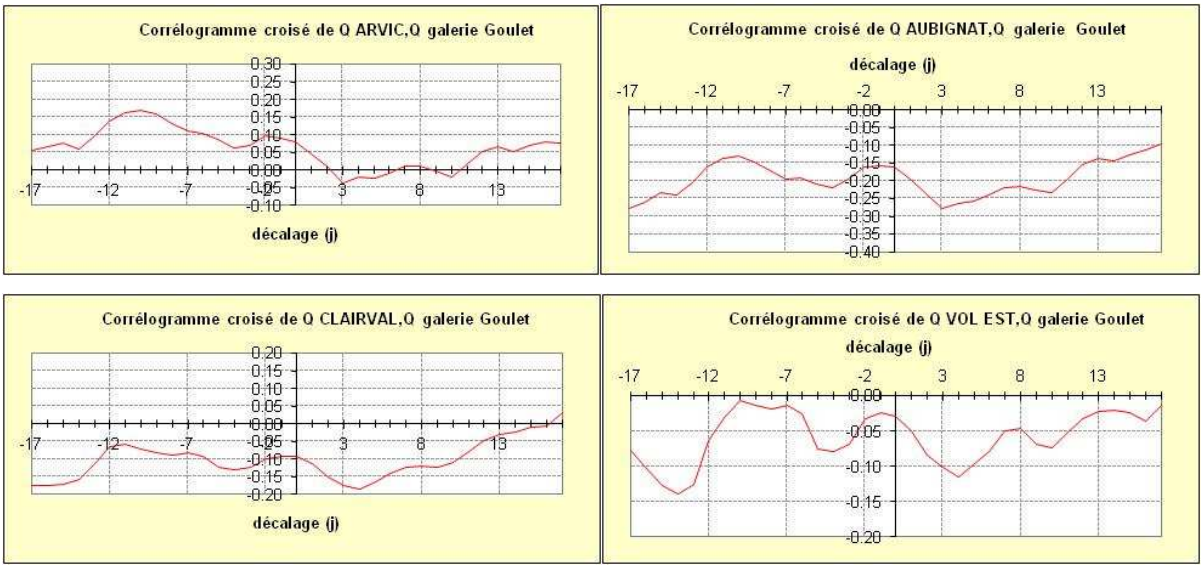


Figure Annexe 27 : Corrélogrammes croisés entre le débit aux forages et le débits galerie

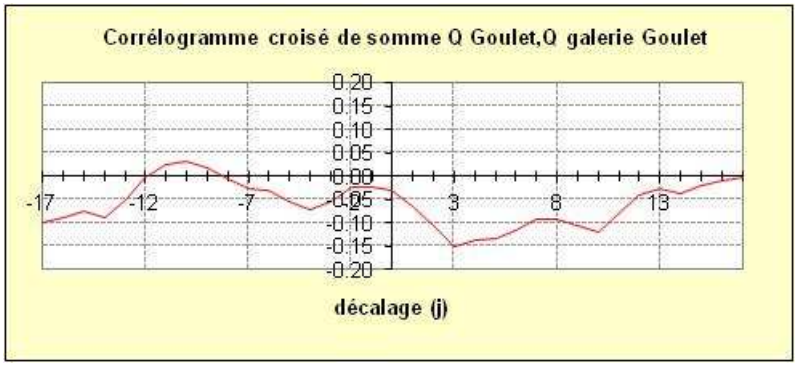


Figure Annexe 28 : Corrélogrammes croisés entre la somme des débits aux forages du Goulet et le débit de la galerie

Signaux étudiés	Amplitude du pic de corrélation	Décalage du pic de corrélation (j)
Débit pompé Arvic –Débit galerie du Goulet	Pas de corrélation significative	
Débit pompé Aubignat –Débit galerie du Goulet	-0,278	3
Débit pompé Volvillante Est – Débit galerie du Goulet	-0,115	4
Débit pompé total –Débit galerie du Goulet	-0,151	3

Tableau 81 : Corrélations entre les signaux de débit pompé aux ouvrages d'Eau Minérale et le débit de la galerie du goulet

Aux vues des résultats du traitement du signal (Tableau 81), on peut émettre plusieurs hypothèses de fonctionnement :

- les débits pompés aux forages Clairval, Aubignat et Volvillante Est ont tous un impact sur le débit pompé à la galerie avec un décalage temporel de 3 à 4 jours ;
- le débit pompé à Clairval à lui seul a un impact sur le débit pompé à la galerie du Goulet et la concordance du régime de pompage hebdomadaire avec les débits pompés dans les forages du Goulet permettrait d'expliquer la corrélation entre les signaux de débits pompés aux forages du Goulet et de débit mesuré à la galerie du Goulet ;
- seuls les débits pompés aux forages du Goulet ont un impact sur le débit à la galerie du Goulet et la concordance du régime de pompage hebdomadaire avec les débits pompés dans le forage de Clairval permettrait d'expliquer la corrélation entre les signaux de débit pompé à Clairval et de débit mesuré à la galerie du Goulet.

Afin de différencier l'impact des pompages à Clairval et au Goulet, une recherche d'anomalie de fonctionnement de Clairval par rapport aux forages du Goulet a été effectuée sur la période allant du 31/12/2007 au 31/01/2009. Cependant, sur la période considérée, le régime de pompage à Clairval semble identique au régime de pompage sur les forages du Goulet sans anomalie notable.

Le gradient piézométrique a également été pris en compte pour éventuellement mettre en évidence une compartimentation du secteur d'étude. Le gradient de piézométrie entre le forage de Clairval et la chambre de captage de la galerie du Goulet est d'environ 3,5 %. Le gradient de piézométrie entre la chambre de captage de la galerie du Goulet et les forages du Goulet est d'environ 3 %. La faible différence de gradient en amont et en aval de la chambre de captage de la galerie du Goulet ne permet pas de mettre en évidence des phénomènes de compartimentation importants. Cependant on peut penser que ces gradients importants, associés à des perméabilités locales importantes, mettent en évidence un processus de circulation discontinu en tuiles (voir chapitre V). Un effet de compartimentation pourrait exister mais ne serait pas décelable sur une carte piézométrique à l'échelle du bassin versant.

Annexe 17 : Jaugeages des sources de front de coulée

Date	Auteur	Débit St Genest (l/s)	Débit Gargouilloux (l/s)	Débit La pâle (l/s)
01/07/1972	Belkessa	228.00	82	84
01/08/1972	Belkessa	220	78	110
01/09/1972	Belkessa	221	55	92
01/12/1972	Belkessa	207	62	90
01/01/1973	Belkessa	270	76	109
01/02/1973	Belkessa	234	81	120
01/03/1973	Belkessa	358	89	82
01/04/1973	Belkessa	329	66	86
01/06/1973	Belkessa	289	62	57
01/09/1973	Belkessa	208	40	20
01/10/1973	Belkessa	182	56	98
01/01/1974	Belkessa	256	71	129
01/02/1974	Belkessa	162	64	72
01/04/1974	Belkessa	249	77	85
01/05/1974	Belkessa	250	75	86
01/08/1974	Belkessa	250	56	86
01/09/1974	Belkessa	194	45	76
01/10/1974	Belkessa	178	51	82
01/11/1974	Belkessa	307	58	96
01/12/1974	Belkessa	285	74	97
02/04/2001	Joux	81.6	26.7	59.2
07/06/2001	Joux	122.6	39.7	60
08/08/2001	Joux	104.00	43	58
19/09/2008	BRGM	120.00	29	63.72
28/09/1994	DREAL	195		
06/02/1995	DREAL	211		
04/04/1995	DREAL	379		
10/05/1995	DREAL	256		
08/04/1997	DREAL	153		
31/07/1997	DREAL	81		
04/06/1998	DREAL	64		
23/09/1998	DREAL	57		
04/02/1999	DREAL	50		
22/02/1999	DREAL	92		
16/04/1999	DREAL	98		
15/06/1999	DREAL	117		
13/09/1999	DREAL	89		
13/09/2000	DREAL	65		
22/10/2000	DREAL	69		
26/09/2001	DREAL	90		
12/10/2001	DREAL	72		
22/11/2001	DREAL	100		
11/01/2002	DREAL	87		
19/02/2002	DREAL	83		
20/03/2002	DREAL	79		
29/04/2002	DREAL	73		
11/06/2002	DREAL	54		
16/07/2002	DREAL	31		

Date	Auteur	Débit St Genest (l/s)	Débit Gargouilloux (l/s)	Débit La pâle (l/s)
16/10/2002	DREAL	93		
08/11/2002	DREAL	32		
15/11/2002	DREAL	40		
23/01/2003	DREAL	98		
07/10/2003	DREAL	35		
22/03/2004	DREAL	83		
11/04/2005	DREAL	122		
17/05/2005	DREAL	132		
12/07/2005	DREAL	124		
01/08/2005	DREAL	96		
27/09/2005	DREAL	104		
19/01/2006	DREAL	59		
21/03/2006	DREAL	94		
04/05/2006	DREAL	81		
02/06/2006	DREAL	72		
09/08/2006	DREAL	51		
29/11/2006	DREAL	66		
09/02/2007	DREAL	69		
05/04/2007	DREAL	69		
19/06/2007	DREAL	68		
18/10/2007	DREAL	79		
11/01/2008	DREAL	110		
06/02/2008	DREAL	94		
20/02/2008	DREAL	87		
05/03/2008	DREAL	84		
23/05/2008	DREAL	102		
02/09/2008	DREAL	117		
11/09/2008	DREAL	109		
11/09/2008	DREAL	116		
14/10/2008	DREAL	96		
26/11/2008	DREAL	103		
19/01/2009	DREAL	92		
18/02/2009	DREAL	125		
18/03/2009	DREAL	112		
18/03/2009	DREAL	118		
13/05/2009	DREAL	138		
13/05/2009	DREAL	134		
27/05/2009	DREAL	120		
08/06/2009	DREAL	118		
07/07/2009	DREAL	88		
16/07/2009	DREAL	103		
16/07/2009	DREAL	84		
16/07/2009	DREAL	91		
18/08/2009	DREAL	91		
15/10/2009	DREAL	77		
27/11/2009	DREAL	71		
28/01/2010	DREAL	79		
05/03/2010	DREAL	82		
16/04/2010	DREAL	62		
27/04/2010	DREAL	65		
28/04/2010	DREAL	75		
27/05/2010	DREAL	74		

Date	Auteur	Débit St Genest (l/s)	Débit Gargouilloux (l/s)	Débit La pâle (l/s)
03/06/2010	DREAL	86	27	58
18/08/2010	DREAL	109	39	54
28/10/2010	DREAL	100	32	61
08/12/2010	DREAL	100	32	65
06/01/2011	DREAL	119	42	63
03/02/2011	DREAL	100	33	58
08/03/2011	DREAL	80	23	48
13/07/2011	DREAL	68	16	66
31/08/2011	DREAL	56	11	56
06/10/2011	DREAL	47	8	52
22/11/2011	DREAL	33		
13/12/2011	DREAL	28		
17/01/2012	DREAL	104		
21/03/2012	DREAL	62		

Annexe 18 : Données de Bertrand (2009) sur la station d'Opme

Date	H (mm)	Cl (µeq/l)	Date	H (mm)	Cl (µeq/l)	Date	H (mm)	Cl (µeq/l)	Date	H (mm)	Cl (µeq/l)
09/11/2005	6	15.7	11/04/2006	14.5	1.9	04/10/2006	6.2	28.1	13/04/2007	3	13.1
12/11/2005	2.8	18.3	15/04/2006	1.1	14.9	05/10/2006	1.4	14.6	28/04/2007	8	5.4
13/11/2005	3.4	2.9	24/04/2006	21.8	3.6	07/10/2006	3.1	2.2	29/04/2007	1.3	13.3
16/11/2005	1.2	32	26/04/2006	0.4	12.1	11/10/2006	3.6	12.4	03/05/2007	9.2	3.6
25/11/2005	4.5	4.2	27/04/2006	0.6	48.9	12/10/2006	6.8	1.9	13/05/2007	6.1	10
28/11/2005	0.4	41.2	06/05/2006	15.1	4.6	18/10/2006	0.4	51.6	14/05/2007	6.8	15.6
29/11/2005	1	11.2	07/05/2006	16.7	0.8	19/10/2006	4.3	11.8	15/05/2007	0.6	14.8
30/11/2005	2.7	11.3	08/05/2006	13.2	2.2	20/10/2006	6.5	5.5	17/05/2007	0.7	40.9
04/12/2005	4.4	16.9	10/05/2006	2.6	18	21/10/2006	1.3	17.3	24/05/2007	15.2	8.2
05/12/2005	0.4	19.4	12/05/2006	1.9	19.3	27/10/2006	0.3	53.8	30/05/2007	1.9	13.1
06/12/2005	0.7	13	13/05/2006	5.5	4.9	11/11/2006	0.4	44.6	31/05/2007	4.1	6.7
07/12/2005	2.4	12.8	18/05/2006	26.1	11	16/11/2006	4	40.5	01/06/2007	3.2	3.5
08/12/2005	2	94.9	22/05/2006	1.8	19.6	17/11/2006	6.4	13.6	03/06/2007	0.7	15.4
09/12/2005	0.5	28.4	23/05/2006	2.3	101.9	19/11/2006	3.5	2.7	04/06/2007	1.9	39.9
13/12/2005	0.4	32.7	29/05/2006	2.6	15.6	21/11/2006	4	10.1	06/06/2007	5.2	2.5
17/12/2005	1.3	26.8	31/05/2006	0.6	34	22/11/2006	1.5	28.3	08/06/2007	0.9	10.9
30/12/2005	2.6	18.2	01/06/2006	1.3	25.3	23/11/2006	0.9	8.9	10/06/2007	0.9	25.3
31/12/2005	4.1	8.6	17/06/2006	17.8	16.9	26/11/2006	2.1	99.9	13/06/2007	1.3	19.5
01/01/2006	5.1	11.6	18/06/2006	2.2	20.3	28/11/2006	0.5	44.9	14/06/2007	14	5.9
02/01/2006	0.7	13.9	19/06/2006	0.7	22.6	06/12/2006	1.4	56.3	25/06/2007	11.8	5.9
06/01/2006	2.3	147.4	20/06/2006	5.5	17.4	08/12/2006	4.4	11.6	01/07/2007	5.7	8.7
07/01/2006	1.2	17.2	21/06/2006	0.6	28.5	17/12/2006	4.7	10.7	03/07/2007	0.4	21
19/01/2006	1.7	17.1	24/06/2006	8.8	10.9	18/12/2006	1.4	26.3	04/07/2007	1.3	26.6
21/01/2006	1.1	91.6	26/06/2006	4.7	4.5	01/01/2007	8	15.1	20/07/2007	10.8	5.9
01/02/2006	2.3	9.9	27/06/2006	4.6	5.1	02/01/2007	1.9	196.3	21/07/2007	3.2	5.9
08/02/2006	1	57.5	28/06/2006	1.2	21.7	06/01/2007	0.1	68.3	23/07/2007	3	9.1
15/02/2006	1	23	04/07/2006	18.8	8.8	07/01/2007	2.4	8.1	24/07/2007	2.6	8.1
16/02/2006	9.1	5.9	05/07/2006	9.6	6	08/01/2007	1.5	7.3	26/07/2007	1.5	20.6
17/02/2006	3.1	30.5	06/07/2006	37.2	3.7	22/01/2007	0.7	102.1	27/07/2007	9.6	7.5
18/02/2006	3.2	11.3	07/07/2006	0.2	25.2	23/01/2007	5.2	6.4	30/07/2007	2.8	4.7
19/02/2006	0.8	33.4	08/07/2006	0.6	8.3	24/01/2007	4.1	14.6	01/08/2007	0.8	31
28/02/2006	0.6	36	14/07/2006	3.5	11.6	25/01/2007	1.6	11.9	02/08/2007	3.2	17.9
02/03/2006	0.7	16.7	22/07/2006	0.7	32.8	07/02/2007	0.9	33.4	06/08/2007	12.4	7.9
03/03/2006	2.7	39.5	27/07/2006	17.2	6	11/02/2007	3.5	8.9	07/08/2007	7.7	11.3
04/03/2006	10.5	2.5	30/07/2006	16.8	2.6	12/02/2007	4.3	43.8	09/08/2007	1.5	19.2
05/03/2006	0.1	3.3	02/08/2006	3.7	3.9	14/02/2007	6.4	27.7	10/08/2007	1.6	10.3
07/03/2006	1.9	9.4	03/08/2006	1.3	4.1	17/02/2007	0.6	33.3	15/08/2007	12	5.8
08/03/2006	0.5	21.1	08/08/2006	8	4.6	18/02/2007	0.4	59.2	16/08/2007	0.6	22
09/03/2006	0.9	150.7	12/08/2006	3.2	16.1	25/02/2007	10.3	15.2	19/08/2007	1.2	30.4
10/03/2006	3.2	52.5	15/08/2006	7.6	7.7	26/02/2007	2	27.7	20/08/2007	11.6	2.7
11/03/2006	0.4	75.1	16/08/2006	0.3	21.8	01/03/2007	7.6	2.4	21/08/2007	0.4	16.2

Date	H (mm)	Cl (µeq/l)	Date	H (mm)	Cl (µeq/l)	Date	H (mm)	Cl (µeq/l)	Date	H (mm)	Cl (µeq/l)
18/03/2006	0.3	38.4	17/08/2006	30.4	11.7	02/03/2007	10.4	1.4	22/08/2007	0.7	11.4
19/03/2006	1.3	16.9	19/08/2006	10.2	10.4	03/03/2007	1.4	5.4	23/08/2007	0.8	2.7
21/03/2006	1.8	12.8	20/08/2006	0.7	9.2	07/03/2007	0.5	65.1	29/08/2007	45.6	9.6
22/03/2006	2.8	5.6	28/08/2006	0.3	43	08/03/2007	6	39.8	30/08/2007	3.3	4.1
24/03/2006	9.6	1.5	29/08/2006	5.1	4.4	09/03/2007	0.8	29.6	17/09/2007	7.4	4.3
28/03/2006	0.7	57.5	04/09/2006	0.9	67.4	22/03/2007	0.3	211.4	18/09/2007	7.2	2.9
29/03/2006	2.4	11.2	07/09/2006	3.7	7.3	24/03/2007	1	22.3	22/09/2007	34.3	2.9
30/03/2006	4.7	2.6	14/09/2006	8.6	15.2	25/03/2007	0.6	17	25/09/2007	1.2	108.8
31/03/2006	0.7	1.3	15/09/2006	38.1	1.2	02/04/2007	2.8	18	26/09/2007	8.3	22.5
01/04/2006	1.6	14.9	25/09/2006	1.5	11.9	03/04/2007	4.4	30.2	27/09/2007	6.3	2.7
04/04/2006	0.6	79.1	26/09/2006	0.6	19.3	04/04/2007	2.8	16.6	29/09/2007	4	9.3
05/04/2006	8.6	10	30/09/2006	2.8	4.8	09/04/2007	3.2	6.4	17/10/2007	0.9	21
			03/10/2006	4.6	2.8	12/04/2007	3.2	25.8	18/10/2007	1.5	23.1

Annexe 19 : Données de Bertrand (2009) sur la station de Sayat

Date	H (mm)	Cl (µeq/l)	Date	H (mm)	Cl (µeq/l)
07/12/2005	26	32.68	13/09/2006	20	10.92
14/12/2005	3	82.57	20/09/2006	45	14.94
21/12/2005	3	56.94	27/09/2006	68	8.05
04/01/2006	47	27.68	04/10/2006	22	22.62
11/01/2006	2	245.51	11/10/2006	40	12.16
18/01/2006	2	532.27	18/10/2006	3	68.32
25/01/2006	1	117.08	25/10/2006	22	16.4
01/02/2006	9	30.13	01/11/2006	1	263.88
08/02/2006	2	134.61	15/11/2006	1	189.77
15/02/2006	17	51.91	22/11/2006	30	23.09
22/02/2006	33	27.13	29/11/2006	29	44.98
01/03/2006	2	104.88	06/12/2006	5	56.95
08/03/2006	52	23.83	13/12/2006	10	35.29
15/03/2006	16	51	20/12/2006	7	32.96
22/03/2006	5	30.18	03/01/2007	19	125.7
29/03/2006	30	40.94	10/01/2007	9	46.43
05/04/2006	28	19.76	24/01/2007	8	28.76
12/04/2006	33	3.66	07/02/2007	7	17.15
19/04/2006	1	81.05	14/02/2007	30	51.02
26/04/2006	13	12.43	28/02/2007	25	59.53
10/05/2006	57	13.68	07/03/2007	46	17.15
17/05/2006	14	33.52	14/03/2007	1	134.9
24/05/2006	18	31.55	21/03/2007	13	76.9
31/05/2006	4	45.62	28/03/2007	3	115.09
21/06/2006	27	15.66	04/04/2007	10	30.47
28/06/2006	49	6.87	11/04/2007	4	42.41
05/07/2006	86	5.92	18/04/2007	19	49.69
19/07/2006	18	9.68	25/04/2007	21	12.43
26/07/2006	4	51.49	02/05/2007	43	20.22
02/08/2006	35	53.57	09/05/2007	3	82.57
09/08/2006	6	38	16/05/2007	21	118.98
16/08/2006	15	25.57	23/05/2007	7	64.93
23/08/2006	52	11.54	31/05/2007	19	44.64
30/08/2006	25	25.64	07/06/2007	38	18.68

Annexe 20 : Comparaison entre deux méthodes d'évaluation des apports de chlorures par la pluie

Les deux méthodes d'évaluation des concentrations de chlorures dans les précipitations décrites dans le chapitre III ont été comparées :

- scénario 1: en utilisant la relation entre la concentration en chlorures et la hauteur d'eau précipitée,
- scénario 2: en utilisant la concentration moyenne en chlorures pondérée par les hauteurs précipitées, sur la base des données de Bertrand (2009).

Pour ces 2 scénarios, les concentrations ont été multipliées par les hauteurs de pluie à Volvic pour évaluer le flux de chlorures au pas de temps journalier. Puis les flux mensuels ont été calculés sur la période du 01/10/93 au 30/09/09 (Figure Annexe 29 et Figure Annexe 30).

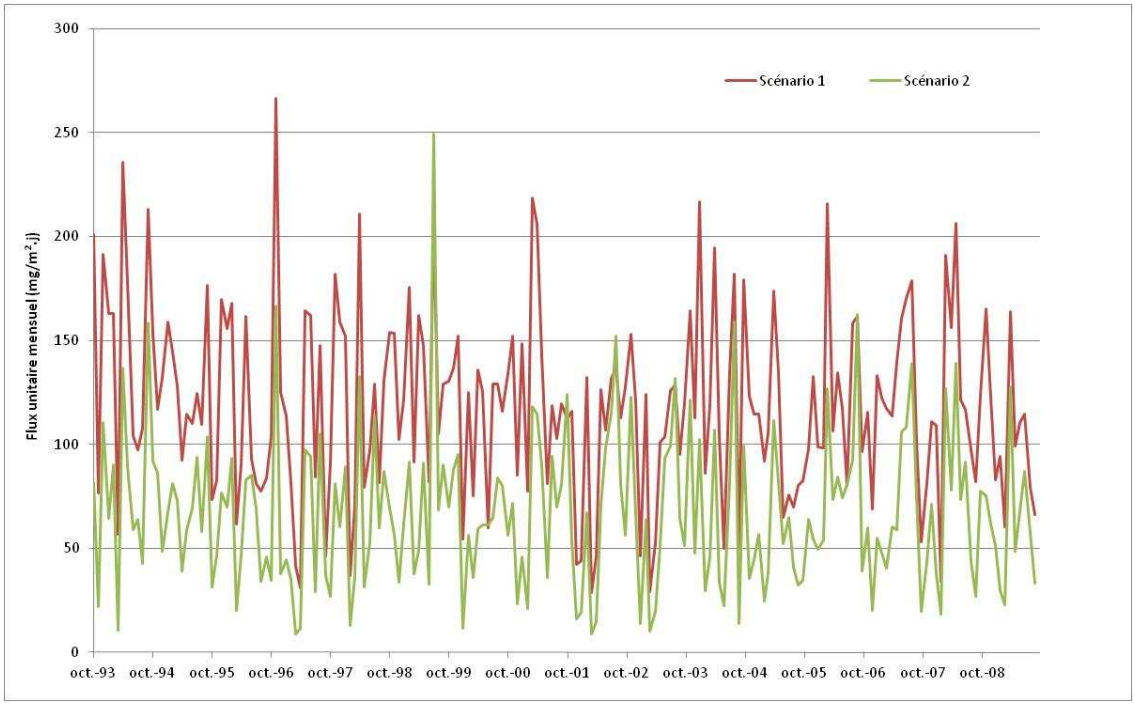


Figure Annexe 29 : Flux surfaciques mensuels de chlorures apportés par les précipitations journalières à Volvic calculés sur la base de la relation entre la teneur en chlorures et la hauteur précipitée (scénario 1) et de la concentration moyenne (scénario 2)

De manière générale, les flux estimés avec le scénario 1 sont plus important qu'avec le scénario 2.

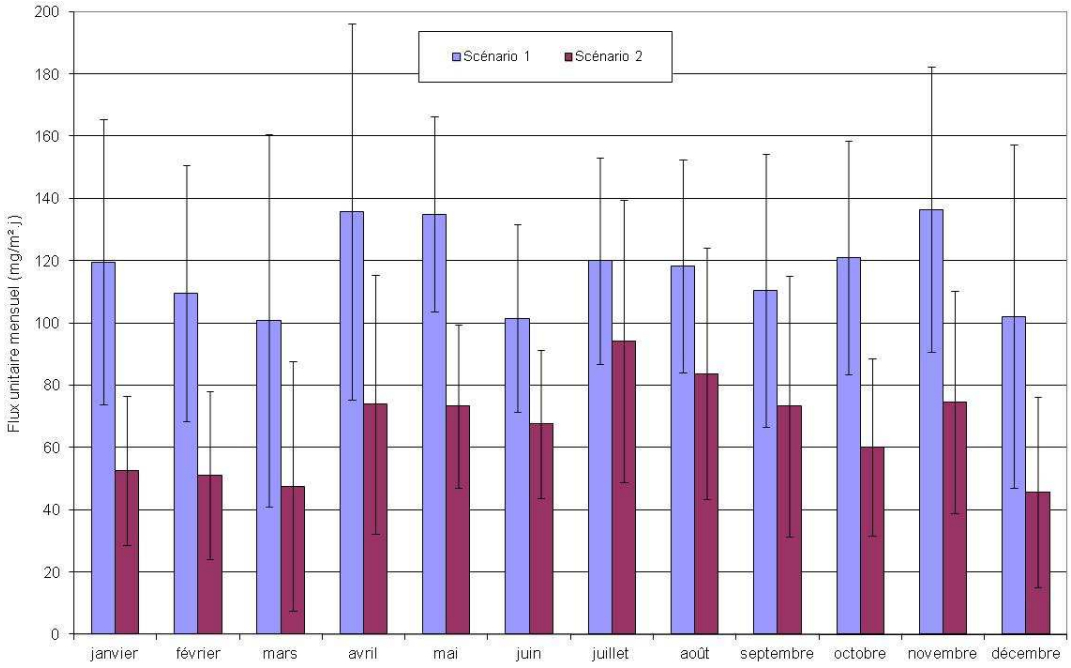


Figure Annexe 30 : Flux unitaires moyens mensuels de chlorures apportés par les précipitations journalières à Volvic calculés sur la base de la relation entre la teneur en chlorures et la hauteur précipitée (scénario 1) et de la concentration moyenne (scénario 2)

On constate que les flux mensuels évalués par la méthode de la concentration moyenne sont environ 40% plus faibles que ceux évalués par la relation entre hauteur de pluie journalière et concentration en chlorure. Le scénario 1 ne fait pas apparaître de saisonnalité dans les flux de chlorures associés aux précipitations. Le scénario 2 fait apparaître une saisonnalité apparente des flux, liée à la saisonnalité des précipitations (voir chapitre II). Ces flux sont ainsi plus importants en été qu'en hiver.

Si l'on considère que les stocks d'aérosols dans l'atmosphère sont constants au cours de l'année et que le processus de washout est prédominant, le scénario 1 semble plus réaliste à ce stade de l'étude.

En considérant le scénario 1, l'évolution temporelle de la teneur en chlorures des précipitations calculée à Volvic peut être décrite de la façon suivante :

- les flux mensuels estimés varient entre 101 et 136 mg/m².j,
- il semble difficile de mettre en évidence une saisonnalité des flux de chlorures, car ils dépendent des hauteurs mensuelles précipitées mais aussi des types de précipitation (intensité, fréquence).

Annexe 21 : Tentative de validation de la méthode d'évaluation des apports de chlorures par la pluie

Afin d'évaluer la teneur en chlorures sans influence du salage des routes, des analyses effectuées dans des ouvrages avant la mise en place de traitement du réseau routier par épandage de sel ont été considérées.

Parmi les analyses les plus anciennes à disposition, le forage Arvic a été prélevé le 24/12/1969. La teneur était à 5,3 mg/l. Cette concentration est proche des teneurs révélées par des analyses de Glangeaud (1913) sur d'autres bassins versants de la Chaîne des Puys (chapitre III). Le bassin d'alimentation d'Arvic a une altitude moyenne d'alimentation d'environ 830 mNGF (altitude moyenne calculée sur la base du MNT). Les hauteurs de précipitations calculées pour la tranche d'altitude 800-900 m NGF ont donc été considérées. La pluviométrie annuelle en 1969 était d'environ 773 mm (Belkessa, 1973). Or ces données de précipitations journalières ne sont disponibles à la station de Volvic que depuis 1975. L'année 1983, dont le cumul annuel de pluie est également de 773 mm, sert de base pour le calcul de la teneur en chlorures des précipitations.

Les teneurs en chlorures ont été calculées à partir de la relation entre la pluie journalière et la concentration estimée sur la base des données de Bertrand (2009) soit à Sayat, soit à Opme. Le facteur de concentration (déterminant la part d'évapotranspiration) a été calé de façon à reproduire au mieux la concentration mesurée à Arvic en 1969 (Figure Annexe 31).

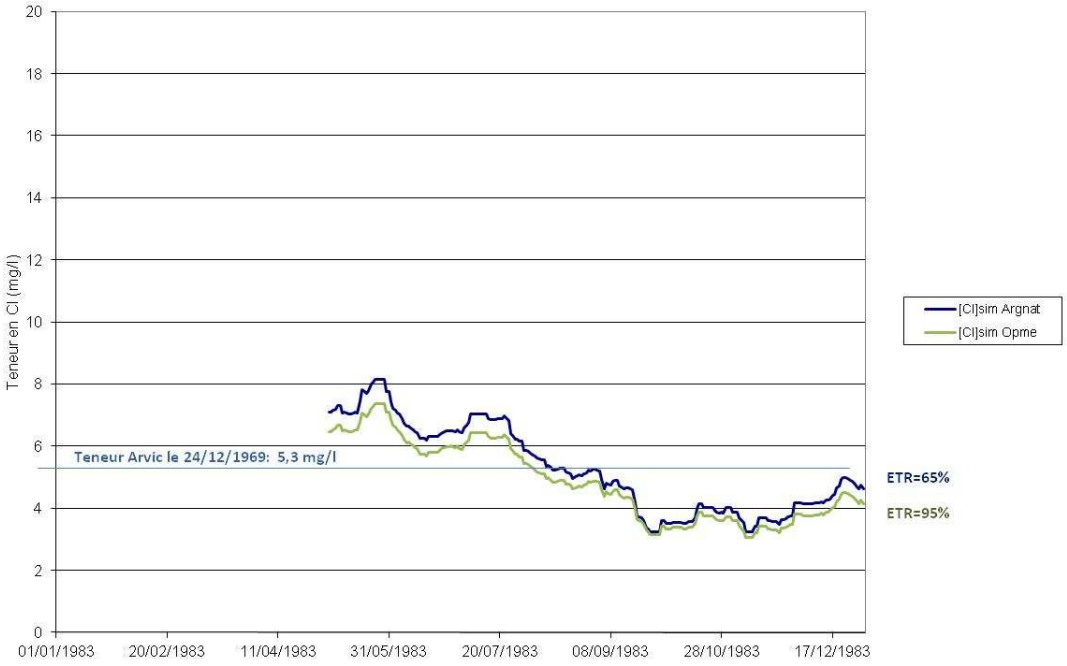


Figure Annexe 31 : Calage des teneurs en chlorures simulées au forage Arvic

Si l'on considère les données d'Argnat, la part d'évapotranspiration calée est de 65%. Si l'on considère les données d'Opme, la part d'évapotranspiration calée est au minimum égale à 95%. Cette valeur n'est pas réaliste.

Les données d'Opme ne nous permettent donc pas d'estimer une concentration dans les pluies satisfaisante pour reproduire le bruit de fond naturel. De plus, comme l'indique Celle-Jeanton (LMV, com. pers.), les concentrations mesurées à la station d'Argnat seraient plus représentatives du bassin de Volvic, pour des raisons géographiques.

Des tests ont également été effectués pour évaluer la sensibilité de la chronique de teneur en chlorures simulée à Arvic au facteur de concentration pour l'année 1983 (Figure Annexe 32).

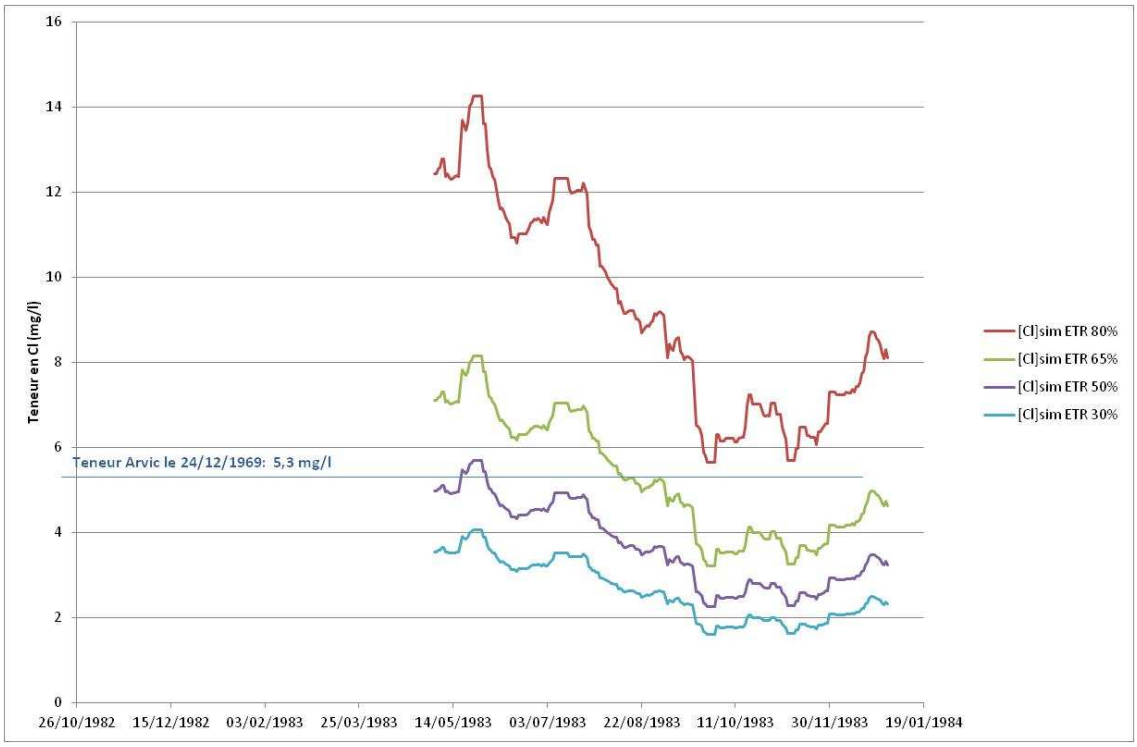


Figure Annexe 32 : Tests de sensibilité du facteur de concentration sur les teneurs en chlorures simulées

Annexe 22 : Quantités de sel épandues par an par le conseil général sur la commune de Volvic

Année	IVH	Masse de sel épandue sur l'itinéraire communal Volvic (t)
1978	35.7	307.7217
1979	30	245.814
1980	23.6	176.3036
1981	39.1	344.6491
1982	24.5	186.0785
1983	23.3	173.0453
1984	25.2	193.6812
1985	31.2	258.8472
1986	32.7	275.1387
1987	32.2	269.7082
1988	22.5	164.3565
1989	13.7	68.7797
1990	13	61.177
1991	27.5	218.6615
1992	19.9	136.1179
1993	18.3	118.7403
1994	18.4	119.8264
1995	17.3	107.8793
1996	24.9	190.4229
1997	24.8	189.3368
1998	15	82.899
1999	23.7	177.3897
2000	23.1	170.8731
2001	13.8	69.8658
2002	16	93.76
2003	17.1	105.7071
2004	27.7	220.8337
2005	29	234.953
2006	25.2	193.6812
2007	15.5	88.3295
2008	17.3	107.8793
2009	24	180.648
2010	26.7	209.9727
2011	22.1	160.0121

Annexe 23 : Quantités de sel épandues par an par la commune de Volvic

Année	IVH départemental	Quantité de sel totale épandue (t)	Quantité de sel épandue sur le bassin versant (t)
1978	35.70	106.62	84.13
1979	30.00	89.59	70.70
1980	23.60	70.48	55.62
1981	39.10	116.77	92.14
1982	24.50	73.17	57.74
1983	23.30	69.58	54.91
1984	25.20	75.26	59.39
1985	31.20	93.18	73.53
1986	32.70	97.66	77.06
1987	32.20	96.16	75.88
1988	22.50	67.19	53.02
1989	13.70	40.91	32.29
1990	13.00	38.82	30.64
1991	27.50	82.13	64.81
1992	19.90	59.43	46.90
1993	18.30	54.65	43.13
1994	18.40	54.95	43.36
1995	17.30	51.67	40.77
1996	24.90	74.36	58.68
1997	24.80	74.06	58.44
1998	15.00	44.80	35.35
1999	23.70	70.78	55.85
2000	23.10	68.99	54.44
2001	13.80	41.21	32.52
2002	16.00	47.78	37.71
2003	17.10	51.07	40.30
2004	27.70	82.72	65.28
2005	29.00	86.61	68.34
2006	25.20	75.26	59.39
2007	15.50	46.29	36.53
2008	17.30	51.67	40.77
2009	24.00	71.67	56.56
2010	26.70	79.74	62.92
2011	22.10	44.00	34.72
moyenne	23.35	69.74	55.03

Annexe 24 : Test de concomitance entre l'occurrence de neige et le salage des routes

Des tests de concomitance expérimentaux ont été effectués, sur la période du 01/01/2009 au 30/03/2011, en considérant 2 paramètres :

- l'occurrence de neige,
- l'occurrence de déneigement.

Si ces 2 paramètres sont concomitants à une date donnée, la variable « Concomitance » prend la valeur 1, sinon, elle prend la valeur 0. On réalise ensuite la somme des valeurs de la variable « Concomitance » et on divise par le nombre de jours de neige observés sur l'ensemble de la période, cela nous donne la valeur du test. Plus cette valeur est élevée plus la corrélation entre les 2 séries est bonne. Le test est effectué en décalant les 2 séries entre elles de 0 à 10 jours.

$$\text{Test} = \frac{\sum \text{Concomitance}}{\text{Nombre d'occurrence neige}}$$

La valeur maximale du test est obtenue pour un décalage de 2 jours (Figure Annexe 33). Cela signifie que, de manière statistique, les opérations de déneigement sont en moyenne décalées de 2 jours par rapport aux chutes de neige.

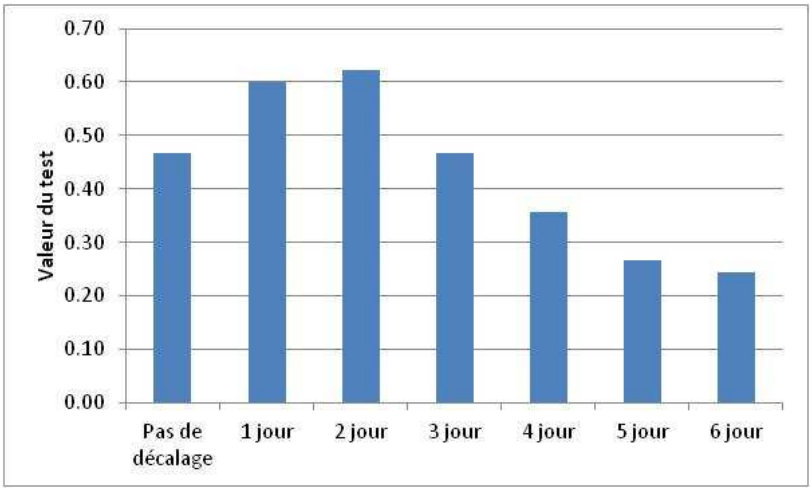


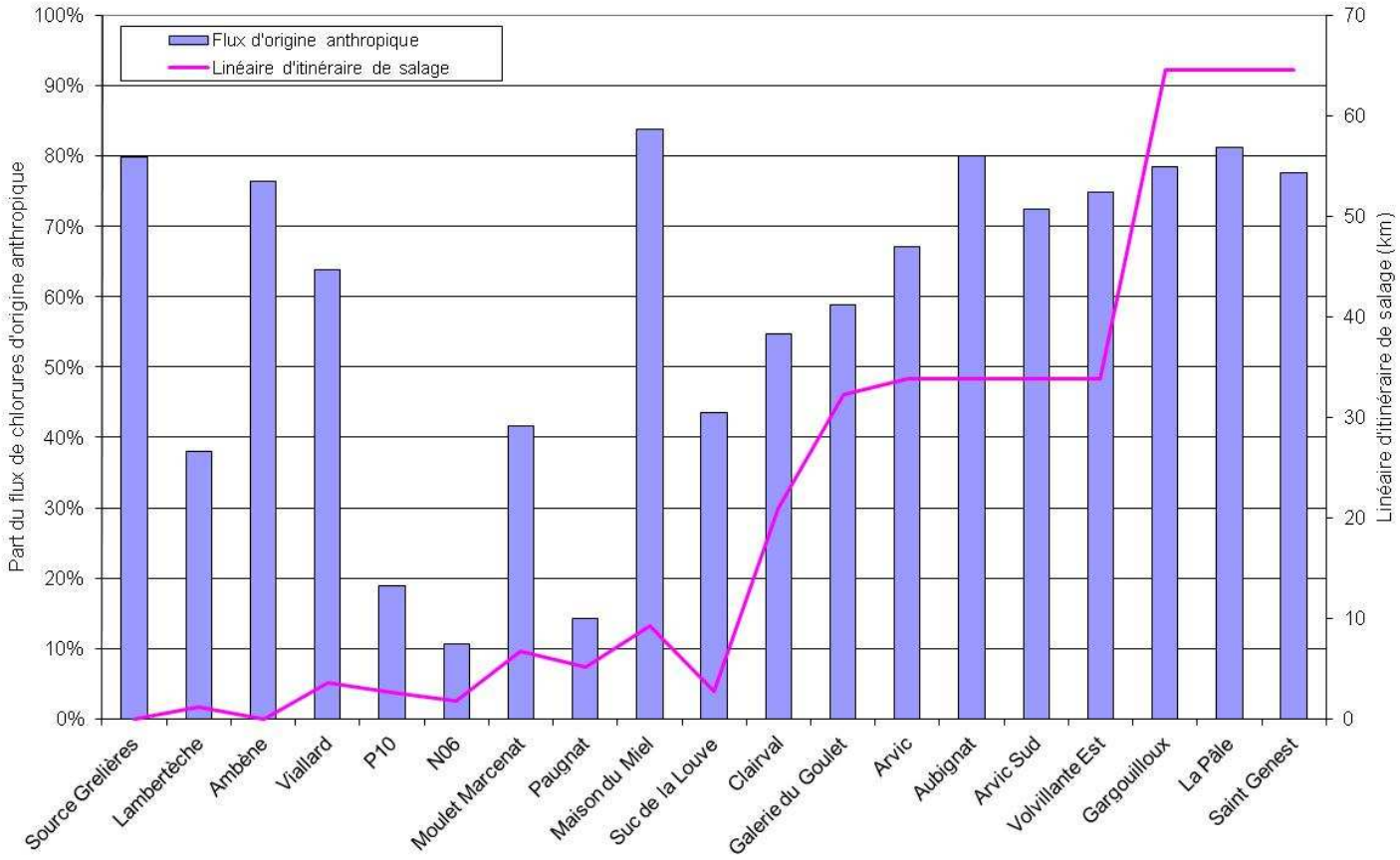
Figure Annexe 33 : Valeurs du test en fonction du décalage entre les séries occurrence neige et occurrence de déneigement

Annexe 25 : SAU et nombre d'UGB par exploitation agricole sur le bassin versant de Volvic

N° d'exploitation	Commune	SAU totale (ha)	SAU sur le bassin versant (ha)	Nombre d'UGB totaux	Part de SAU sur le bassin versant	Nombre d'UGB sur le bassin versant	Flux de chlorures sur le bassin versant (kg/an)
1	Charbonnières	50	16	38	32.00%	12.16	182
2	Charbonnières	62	30	40.5	48.39%	19.59677	294
3	Charbonnières	27	15.88	18.8	58.81%	11.05719	166
4	Charbonnières	220	48	207	21.82%	45.16364	677
5	Cisternes la forêt	80	62	61	77.50%	47.275	709
6	Manzat	130	12.58	148.2	9.68%	14.3412	215
7	Pulvérières		1.5			0	0
8	Pulvérières	135	40	117	29.63%	34.66667	520
9	Pulvérières	48	23	33	47.92%	15.8125	237
10	Pulvérières		1.5			0	0
11	Pulvérières	43	24	17.6	55.81%	9.823256	147
12	Pulvérières	96	92	90	95.83%	86.25	1294
13	Pulvérières	40.57	33.74	17	83.16%	14.13803	212
14	Pulvérières	10.71	10.71	2	100.00%	2	30
15	Pulvérières	75	9.23	50.4	12.31%	6.20256	93
16	Pulvérières	96	8	90	8.33%	7.5	113
17	Pulvérières	54	17		31.48%	0	0
18	Pulvérières	180	105	188	58.33%	109.6667	1645
19	Pulvérières	72	12	55.6	16.67%	9.266667	139
20	Pulvérières	70	3.86	45.8	5.51%	2.525543	38
21	Pulvérières	65	4.77	53	7.34%	3.889385	58
22	Pulvérières	63	36	45	57.14%	25.71429	386
23	Pulvérières	12.18	12.18		100.00%	0	0
24	Pulvérières	76	60	97	78.95%	76.57895	1149

N° d'exploitation	Commune	SAU totale (ha)	SAU sur le bassin versant (ha)	Nombre d'UGB totaux	Part de SAU sur le bassin versant	Nombre d'UGB sur le bassin versant	Flux de chlorures sur le bassin versant (kg/an)
25	Pulvérières	130	13	72.5	10.00%	7.25	109
26	Pulvérières	45	4	36	8.89%	3.2	48
27	St Ours	80	20	58	25.00%	14.5	218
28	Vitrac	87	12.43	70	14.29%	10.00115	150
29	Volvic	14.37	14.37	5	100.00%	5	75
30	Volvic	63	58.72	36	93.21%	33.55429	503
31	Volvic	88	11	88.05	12.50%	11.00625	165
32	Volvic	34.68	34.68	30.3	100.00%	30.3	455
33	Volvic	5	5	4	100.00%	4	60
34	Volvic	70	21	45.5	30.00%	13.65	205

Annexe 26 : Part du flux de chlorures non lié aux précipitations et linéaire d'itinéraire de salage par sous bassin versant



Annexe 27 : Teneurs moyennes en arsenic

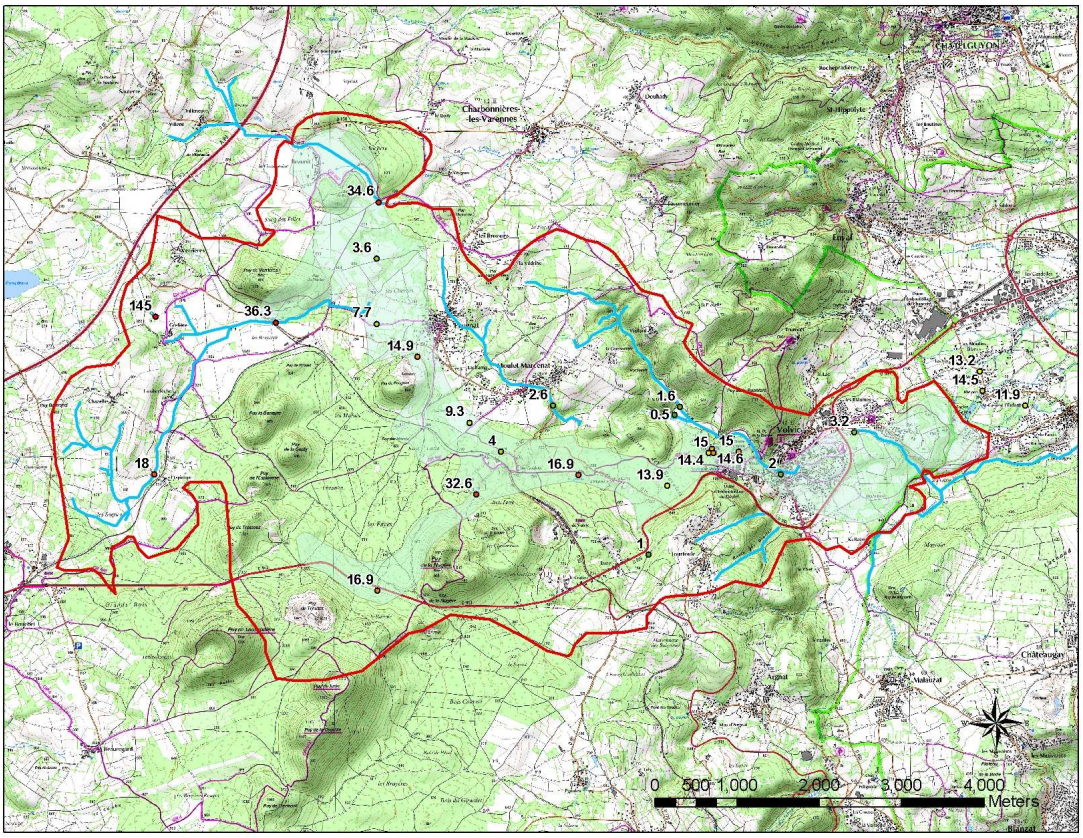


Figure Annexe 34 : Carte des teneurs moyennes en arsenic (en µg/l) au cours du cycle hydrologique 2010-2011

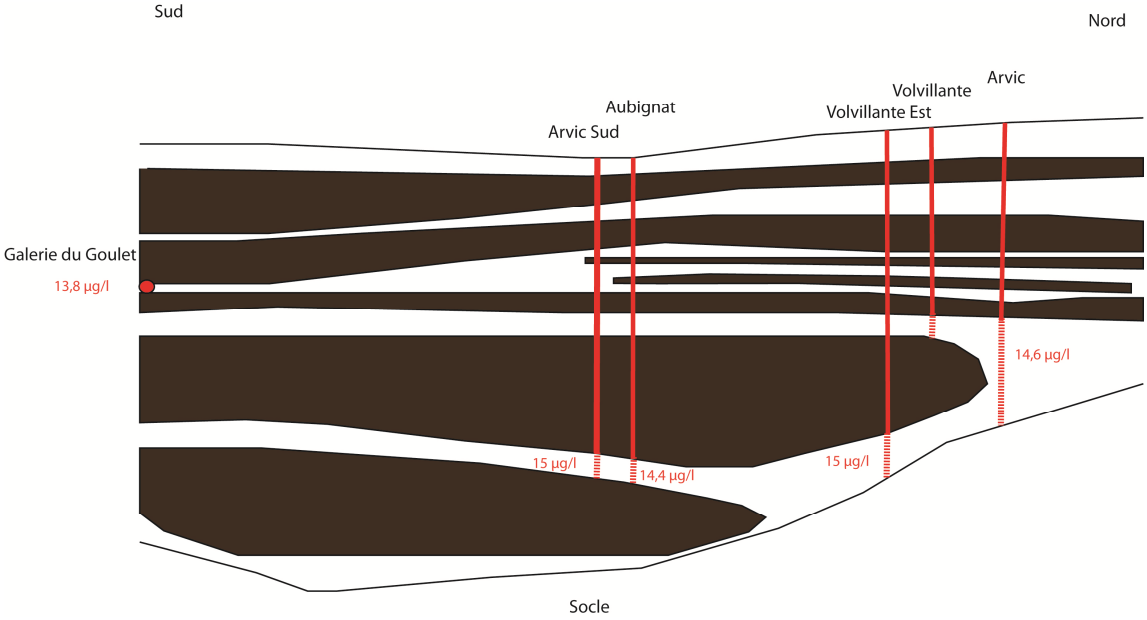


Figure Annexe 35 : Teneurs moyennes en arsenic (en µg/l) au cours du cycle hydrologique 2010-2011 dans le secteur du goulet

Annexe 28 : Diagramme binaire Cl/Na

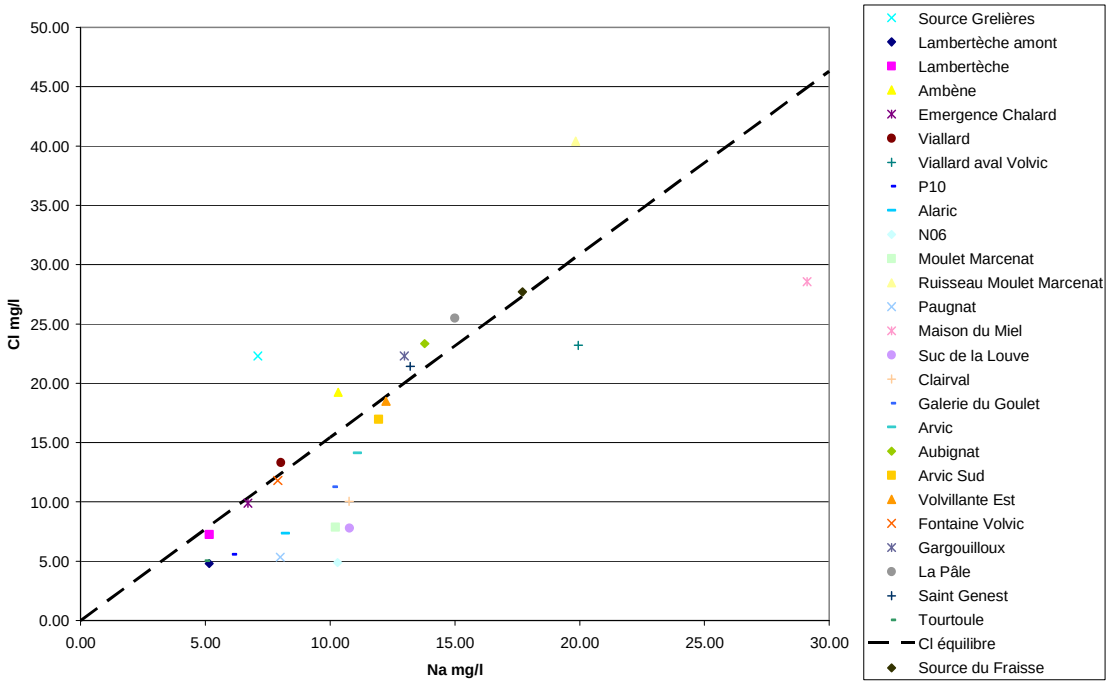


Figure Annexe 36 : Diagramme binaire Cl/Na

Le Lambertèche, le Viallard, les forages du Goulet et les sources de front de coulée ont des teneurs en chlorure et sodium qui se situent sur la droite de dilution du NaCl (Figure Annexe 36).

Les eaux de l'amont des axes nord et sud, jusqu'au forage Clairval, sont enrichies en sodium. Cela pourrait être lié aux interactions eau-roche au cours du transfert souterrain.

Le ruisseau de Moulet Marcenat a un faciès enrichi en sodium. Le ruisseau de la Rivaux (Viallard aval) est enrichi en chlorures. Ces deux cours d'eau sont particulièrement influencés par des rejets d'eau usée.

Le forage de Maison du Miel est également très enrichi en sodium.

La source de Grelière a un faciès enrichi en chlorures et/ou appauvri en sodium.

Annexe 29 : Résultats d'analyses chlorures (en mg/l) sur les forages, sources et cours d'eau de l'impluvium au cours du cycle hydrologique 2010-2011

Date	Source Grelière	Lambertèche amont	Lambertèche	Ambène	Emergence Chalard	Viallard	Viallard aval Volvic	P10	Alaric	N06	Moulet Marcenat	Ruisseau Moulet Marcenat	Paugnat
28/10/2010		6.7	8.1	16.1			59.7	5.3		5.5	7.9		5.4
09/12/2010			6	36		11.7	15.6	5.7		4.9	8.3	22.9	5.2
05/01/2011			6.9	21.1		11.4	14.7	6.2		5	8.3	23.3	5.5
02/02/2011			7.4	17.9		11	17.1	5.7		5.1	8.2	37.3	
08/03/2011			5.9	15.8		11.6	18.2	6.1		5.1	8.0	53.9	5.4
06/04/2011	22.3	2.9	5.9	21.9	9.9	11.5	12.0	5.5		4.7		64.6	5.4
11/05/2011			8.1	15.0		13.1	33.7	5.3		4.7	8.0		5.3
08/06/2011			6.8	15.4		15.8	14.7	5.5	8.4	4.7	7.5		5.3
12/07/2011			10.1	17.6		15.4	31.5	5.2	6.7	4.6	7.4		5.3
30/08/2011			7.5	15.6		18.3	14.7	5.3	7.0	4.6	7.30		5.3
Moyenne	**22.3**	**4.8**	**7.3**	**19.2**	**9.9**	**13.3**	**23.2**	**5.6**	**7.4**	**4.9**	**7.9**	**40.4**	**5.3**
Ecart type		**2.7**	**1.3**	**6.4**		**2.6**	**14.8**	**0.3**	**0.9**	**0.3**	**0.4**	**18.5**	**0.1**

Date	Maison du Miel	Suc de la Louve	Clairval	Galerie du Goulet	Arvic	Aubignat	Arvic Sud	Volvillante Est	Fontaine Volvic	Gargouilloux	La Pâle	St Genest	Source de Tourtoule
28/10/2010	28.7		9.7	11.1	13.4	23.2	16.4	18.5		22.7	25.5	21.6	5.3
09/12/2010	29	7.7	9.8	10.8	13.3	22.7	16.5	18.7		22.4	25	21.3	
05/01/2011	27.6	7.8	10	11.4	12.9	21.9	15.7	17.3		22.3	27.2	23.3	
02/02/2011		7.9	9.9	11.6	14.3	25.2	17.9	19.1	11.8	22.7	27.7	22.7	
08/03/2011	27.6	7.9	9.9	11.3	14.5	24.5	17.8	19.1		22.3	26.4	21.8	
06/04/2011	28.9	7.8	10.1	11.2	14.7	24.3	17.6	18.8		22.3	25.6	21.3	4.8
11/05/2011	27.9	7.7	10.2	11.2	14.5	23.7	17.1	18.5		22.0	25.9	20.9	
08/06/2011	28.7	7.8	10.1	11.5	15.0	23.5	17.5	18.7		22.3	25.5	20.9	
12/07/2011	29.1	7.8	10.4	11.3	14.7	22.7	16.9	18.3		21.9	22.7	20.3	
30/08/2011	29.6	7.8	10.5	11.5	14.1	21.7	16.1	17.9		22.1	23.4	20.2	
Moyenne	**28.6**	**7.8**	**10.1**	**11.3**	**14.1**	**23.3**	**17.0**	**18.5**	**11.8**	**22.3**	**25.5**	**21.4**	**5.1**
Ecart type	**0.7**	**0.1**	**0.3**	**0.2**	**0.7**	**1.1**	**0.8**	**0.6**		**0.3**	**1.5**	**1.0**	**0.4**

Annexe 30 : Protocole de prélèvements pour analyses isotopique $^{18}O/^{2}H$

Le prélèvement s'opère de manière directe avec du matériel approprié en évitant toute contamination ou souillure au cours des manipulations.

Pour un échantillonnage optimal :

- les flacons sont transportés vides, fermés, dans un conteneur les mettant à l'abri des souillures et des poussières,
- avant chaque échantillonnage, les mains du préleveur ne doivent jamais entrer en contact avec l'eau des échantillons,
- on procède aux mesures in situ après les prélèvements pour analyses au cas où le matériel, la technique ou les manipulations relatives à ces mesures pourraient contaminer l'eau à prélever.

Prélèvement de l'eau d'un forage : Le prélèvement est effectué soit à l'aide d'une pompe immergée soit à l'aide d'un échantillonneur (bailer). Dans le cas où l'on ne peut utiliser une pompe, l'échantillonnage est effectué dans un seau rempli d'eau. Le flacon est abondamment rincé avant remplissage. Le récipient et le bouchon sont placés sous l'eau en éliminant toute bulle d'air et le flacon est refermé sous l'eau. Dans les cas où on doit utiliser un tube de prélèvement, la vidange du bailer s'effectue par le bas, avec une valve à bille. Le flacon est rempli de façon à créer un ménisque sur le goulot.

Prélèvement dans un plan d'eau ou un cours d'eau : Le récipient et le bouchon sont placés sous l'eau en éliminant toute bulle d'air et le flacon est refermé sous l'eau.

Des flacons en verre avec bouchons étanches aux gaz sont utilisés afin d'éviter la diffusion de gaz. Les bouchons utilisés permettent l'élimination des bulles d'air lors de la fermeture des flacons. Lors de l'analyse, l'absence de bulle d'air est un gage d'étanchéité du flaconnage. Lorsque les eaux sont claires, les échantillons destinés aux analyses des isotopes stables de la molécule d'eau ne sont pas filtrés. Les échantillons sont conservés à l'abri de la lumière et dans un milieu tempéré, afin d'éviter les milieux a faible humidité relative souvent associés aux systèmes réfrigérés.

Annexe 31 : Résultats d'analyses $^{18}O/^{2}H$ des campagnes d'avril 2011 et octobre 2011

Nom du point prélevé	δ^2D 04/11	δ^2D 10/11	Différence δD	$\delta^{18}O$ 04/11	$\delta^{18}O$ 10/11	Différence δ18O
Grelière	-56.66	-55.74	-0.92	-8.43	-8.44	0.01
Ambène	-55.93	-56.81	0.88	-8.24	-8.35	0.11
Lambertèche	-55.98	-54.05	-1.93	-8.18	-8.15	-0.03
Viallard	-58.84	-55.77	-3.07	-8.45	-8.08	-0.37
No6	-60.04	-58.32	-1.72	-8.93	-8.85	-0.08
Suc de Louve	-58.86	-58.85	-0.01	-8.78	-8.8	0.02
P10	-56.68	-55.8	-0.88	-8.40	-8.29	-0.11
Paugnat	-56.83	-57.54	0.71	-8.47	-8.46	-0.01
Moulet Marcenat	-56.14	-57.51	1.37	-8.56	-8.47	-0.09
Maison Miel	-59.48	-58.31	-1.17	-8.78	-8.86	0.08
Clairval	-59.39	-58.94	-0.45	-8.70	-8.72	0.02
Galerie Goulet	-59.12	-58.05	-1.07	-8.50	-8.54	0.04
Arvic	-58.05	-56.73	-1.32	-8.47	-8.6	0.13
Aubignat	-60.03	-57.72	-2.31	-8.48	-8.54	0.06
Arvic Sud	-54.04	-58.17	4.13	-8.47	-8.59	0.12
Volvillante Est	-57.49	-58.33	0.84	-8.53	-8.54	0.01
St Genest	-58.45	-57.28	-1.17	-8.42	-8.32	-0.10
Gargouilloux	-56.29	-57.7	1.41	-8.41	-8.45	0.04
La Pâle	-57.92	-56.88	-1.04	-8.24	-8.39	0.15

Annexe 32 : Tests de sensibilité sur le modèle Ambène

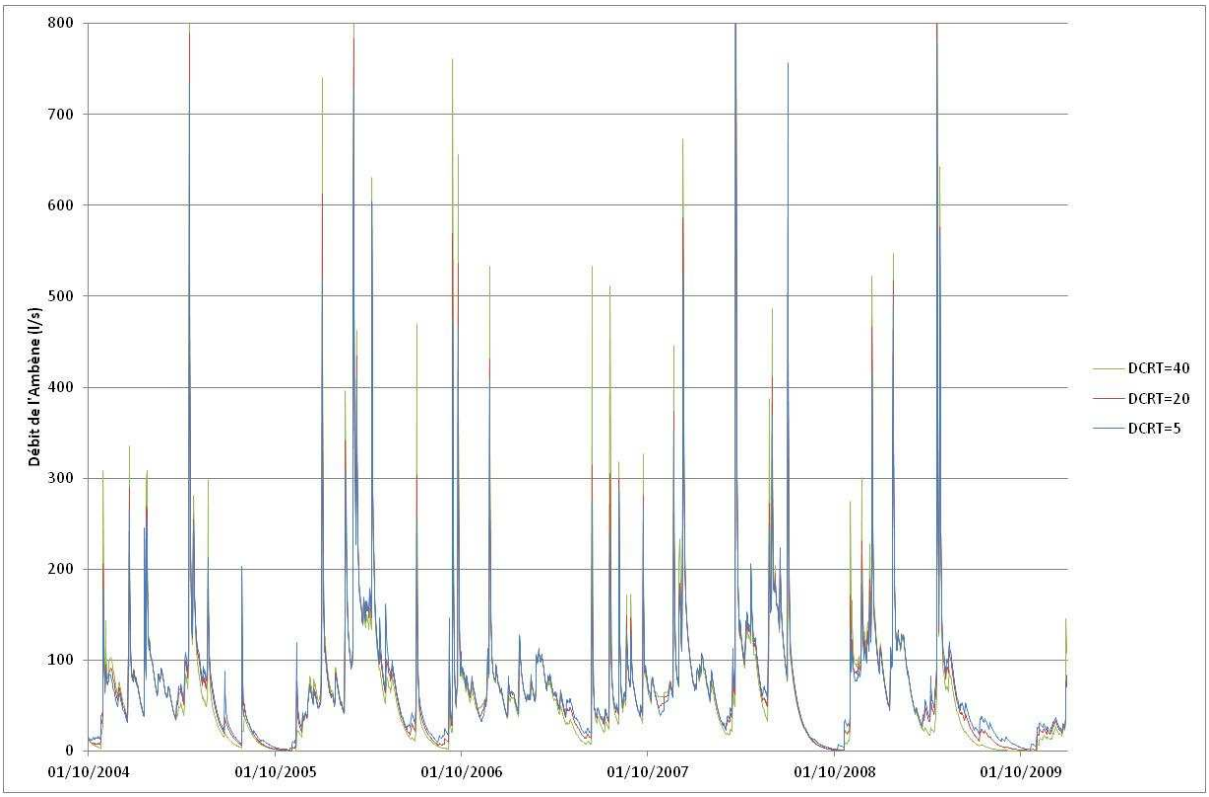


Figure Annexe 37 : Sensibilité du débit simulé de l'Ambène au DCRT

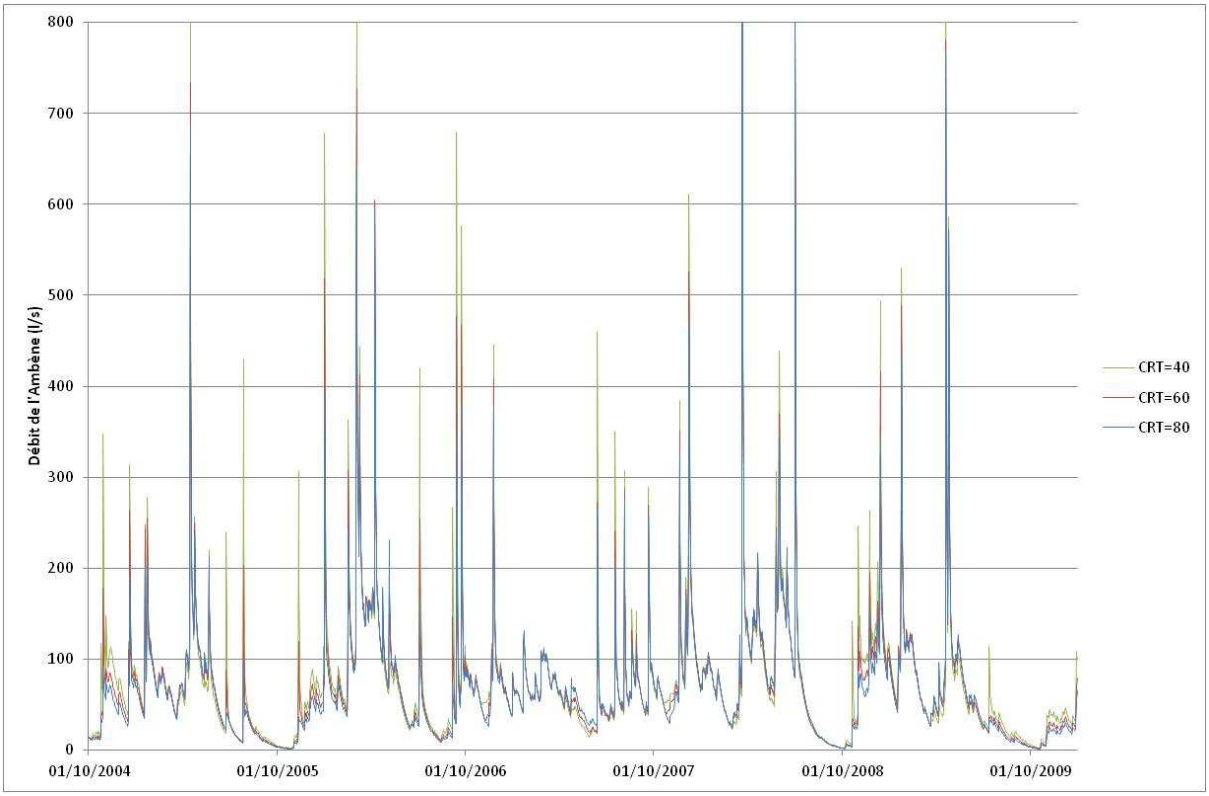


Figure Annexe 38 : Sensibilité du débit simulé de l'Ambène au CRT

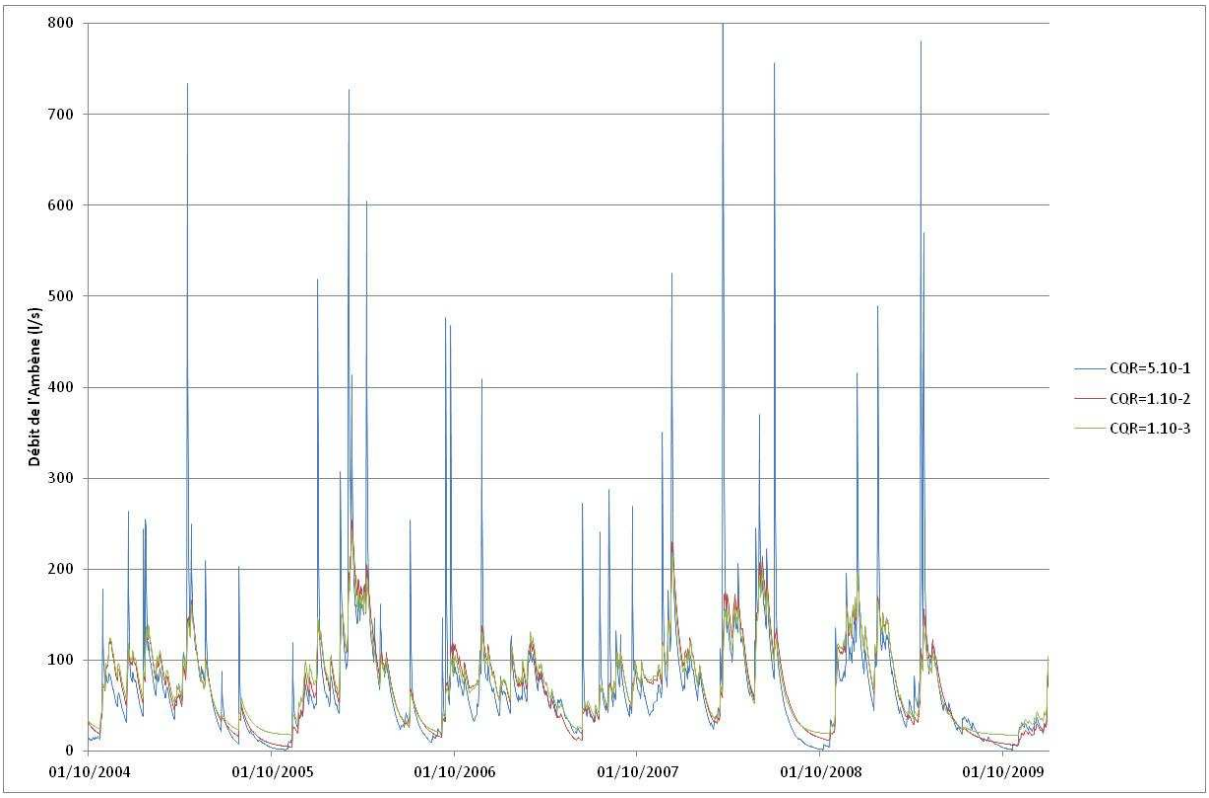


Figure Annexe 39 : Sensibilité du débit simulé de l'Ambène au CQR

Annexe 33 : Simulation de la piézométrie à proximité des bassins du Lambertèche

La simulation du niveau piézométrique des forages situés à proximité des bassins d'infiltration de Lambertèche a été réalisée à l'aide de la fonction Erfc (Rousselot, 1977). La simulation vise à reproduire les variations de niveau piézométrique enregistrées dans les piézomètres P4 et P5 au regard des variations de débit du Lambertèche. Les piézomètres P4 et P5 sont respectivement situés à une distance de 450 et 560 m des bassins d'infiltration. Les paramètres hydrodynamiques utilisés pour le calage de cette simulation sont : $T=7.10^{-3}$ m^2/s (d'après le calage du modèle NEWSAM à l'échelle du bassin versant de Volvic en régime permanent), S=0,1 pour P5 et S=0,3 pour P4.

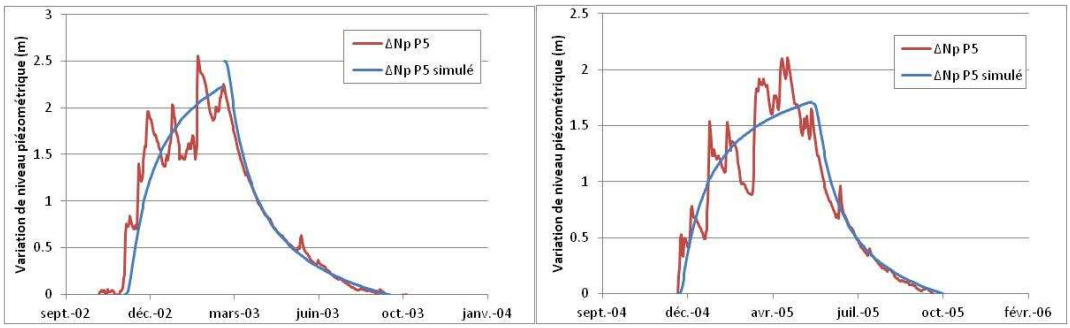


Figure Annexe 40 : Simulations de l'effet de variations du Lambertèche sur la piézométrie du forage P5 (d=560 m, $T=7.10^{-3}$ m^2/s, S=0,1) au moyen d'une fonction Erfc

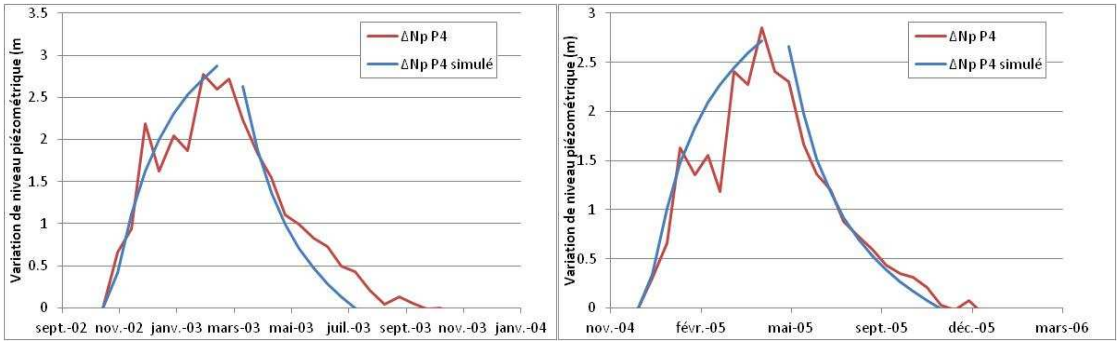


Figure Annexe 41 : Simulations de l'effet de variations de débit du Lambertèche sur la piézométrie du forage P4 (d=450 m, $T=7.10^{-3}$ m^2/s, S=0,3) au moyen d'une fonction Erfc

Annexe 34 : Vérification de la conservation de la masse du modèle de transport de soluté

Un test a été réalisé pour vérifier la conservation de la masse du modèle de transport de soluté au cours des embrayages. Ce test séquentiel comprend 4 simulations successives (Runs 1 à 4). Ces simulations sont détaillées dans le Tableau 82.

Run	Nombre de jours de simulation	Paramètres de forçage climatique	Flux de soluté en entrée	Initialisation
1	366	précipitation et ETP évaluées sur la période 01/01/1996 au 31/12/1996	flux de chlorures provenant des pluies, de l'agriculture et du salage des routes	Aucune
2	365	précipitation et ETP évaluées sur la période du 01/01/1997 au 31/12/1997	flux de chlorures provenant des pluies, de l'agriculture et du salage des routes	Avec les résultats du Run 1
3	4383	précipitation et ETP évaluées sur la période 01/01/1998 au 31/12/2009	Nul	Avec les résultats du Run 2
4	4383	précipitation et ETP évaluées sur la période 01/01/1998 au 31/12/2009	Nul	Avec les résultats du Run 3

Tableau 82 : Détail des simulations

On considère arbitrairement lors de ce test que 50% du débit du Viallard est infiltré. Les paramètres utilisés dans les différents modules permettent une vidange relativement rapide de la zone non saturée et de la nappe (Tableau 83).

Module	Paramètre	Valeur
MODSUR1	Talon [m3]	200
NONSAT	τ [j]	5
	Vmin [m]	0.1
MODSUR2	tc2 [j]	1
NEWSAM	θ [-]	0.05
	e [m]	20

Tableau 83 : Valeur des paramètres utilisés lors du test de conservation de la masse dans le modèle

La masse de chlorures en entrée du modèle cumulée sur les 2 premières simulations est de 527 t (Tableau 84). Les flux de chlorures en entrée et sortie de chaque module du modèle sont simulés et comparés.

Masse de chlorures (t)	Run1	Run2	Run3	Run4	Total
Masse injectée	351.9	175.1	0.0	0.0	527.0
Infiltration Modsur1	146.0	138.0	99.3	0.1	383.4
Ruissellement Modsur1	31.6	40.9	18.1	0.0	90.6
Stock Modsur1	156.1	128.0	0.1	0.0	284.2
Entrée NonSat	177.6	178.8	117.4	0.1	473.9
Sortie NonSat	75.2	124.5	273.9	0.2	473.8
Entrée Modsur2	75.2	124.5	273.9	0.2	473.8
Sortie Modsur2	70.2	120.8	261.3	0.2	452.5
Entrée Newsam	69.07	119.21	261.26	0.18	449.72
Stockage	47.90	14.59	-62.09	-1.61	-1.20
Sortie Newsam	21.17	104.62	323.36	1.79	450.94

Tableau 84 : Flux de chlorures en entrée et sortie de chaque module, au cours du test comprenant 4 simulations successives

On constate qu'une partie du flux injecté dans MODSUR1 n'est pas transmise au module NONSAT. Ces flux sont drainés hors du bassin versant et correspondent au secteur de l'Ambène et du Viallard (qui n'est infiltré qu'à 50% durant ce test). De même une partie du flux entrant dans MODSUR2 est drainé hors bassin notamment dans le sous bassin versant hydrogéologique situé à l'aplomb du Puy de Louchadière, drainé vers le sud-ouest. Sur l'ensemble de la simulation, la totalité des flux entrant dans NEWSAM est retrouvée en sortie, le déstockage des chlorures emmagasinés durant les deux premières simulations s'effectuant majoritairement dans la troisième simulation.

Annexe 35 : Simulation d'un essai de traçage

Un essai de traçage a été réalisé à l'iodure de sodium entre le forage Arvic Sud et la source du Gargouilloux, distants de 3096 m, de décembre 2001 à janvier 2002 (EKS, 2002). 5 kg de NaI (soit 4191 g d'iodure) ont été injectés dans le forage Arvic Sud le 24 décembre 2011. Des mesures du traceur aux sources de front de coulée ont été effectuées avec un pas de temps de 20 minutes, du 24 décembre au 13 janvier. Les trois sources de front de coulée ont été suivies mais le traceur n'a pas été détecté au niveau des sources de St Genest et la Pâle.

Le taux de restitution du traceur pendant la période d'observation est faible (de l'ordre de 7%). La courbe de restitution fait apparaître :

- une première détection du traceur au bout de 6 jours et 21h,
- un premier maximum au bout de 11 jours et 14h,
- un deuxième maximum au bout de 12 jours et 20h.

La vitesse maximale de transfert du traceur est de 449 m/j. Les vitesses calculées sur la base des temps d'arrivée des deux pics de concentration sont de 265 m/j et 241 m/j.

L'essai de traçage est modélisé à l'aide du modèle de transport conservatif. Le 24 décembre 2001 est injecté dans le modèle une masse de 4191 g d'iodure dans la maille correspondant au forage Arvic Sud, directement dans le module NEWSAM.
Une simulation a été effectuée en considérant :

- les paramètres T et S issus du calage du modèle,
- un aquifère captif d'une épaisseur de 20 m,
- une porosité cinématique de 10 %.

La courbe de restitution simulée au niveau des sources de front de coulée montre (Figure Annexe 42) :

- une première détection du traceur au bout de 23 jours ;
- une première détection graphiquement observable au bout de 194 jours (soit une vitesse de 16 m/j) ;
- un maximum de concentration au bout de 323 jours (pour une vitesse de 9,5 m/j).

Cela montre que si l'on considère un seul aquifère homogène sur une section d'écoulement en termes de circulation des flux d'eau et de soluté, on ne peut pas simuler les transferts rapides à travers des chemins d'écoulement préférentiels qui ont notamment été empruntés par le traceur lors de l'opération réalisée en décembre 2001.

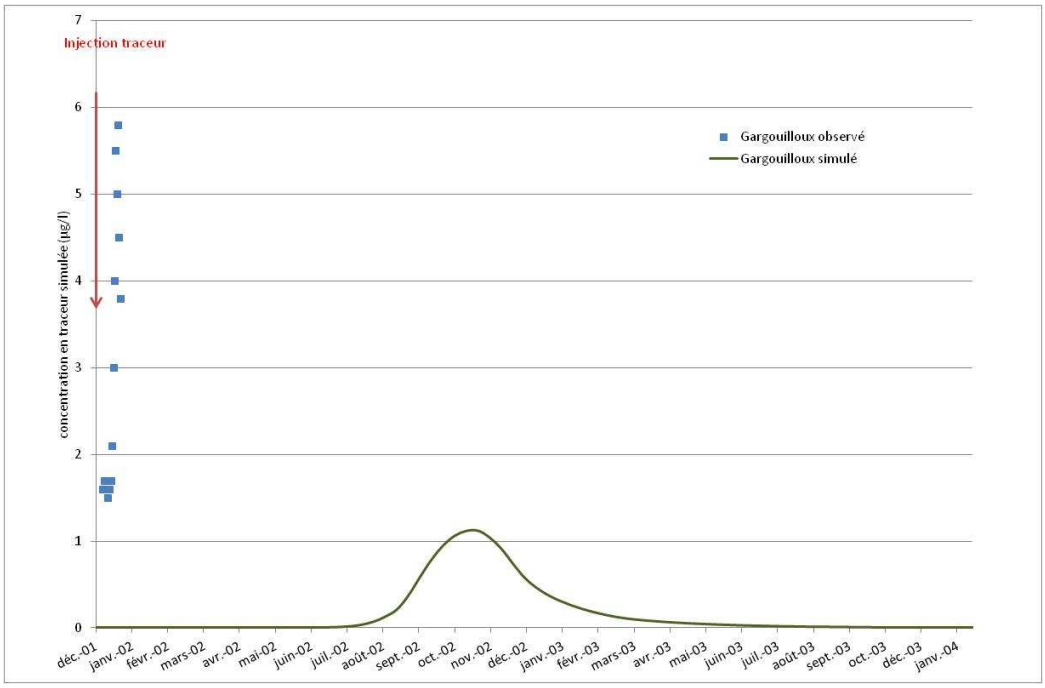


Figure Annexe 42 : Simulation de l'essai de traçage avec une porosité cinématique de 10%

La vitesse de transfert du traceur peut être artificiellement augmentée en réduisant la porosité cinématique de l'aquifère. Ainsi, avec une porosité cinématique de 1 %, le temps d'arrivée du maximum de concentration permet de calculer une vitesse de 70 m/j et une vitesse maximale du transfert du traceur est de 220 m/j (Figure Annexe 43).

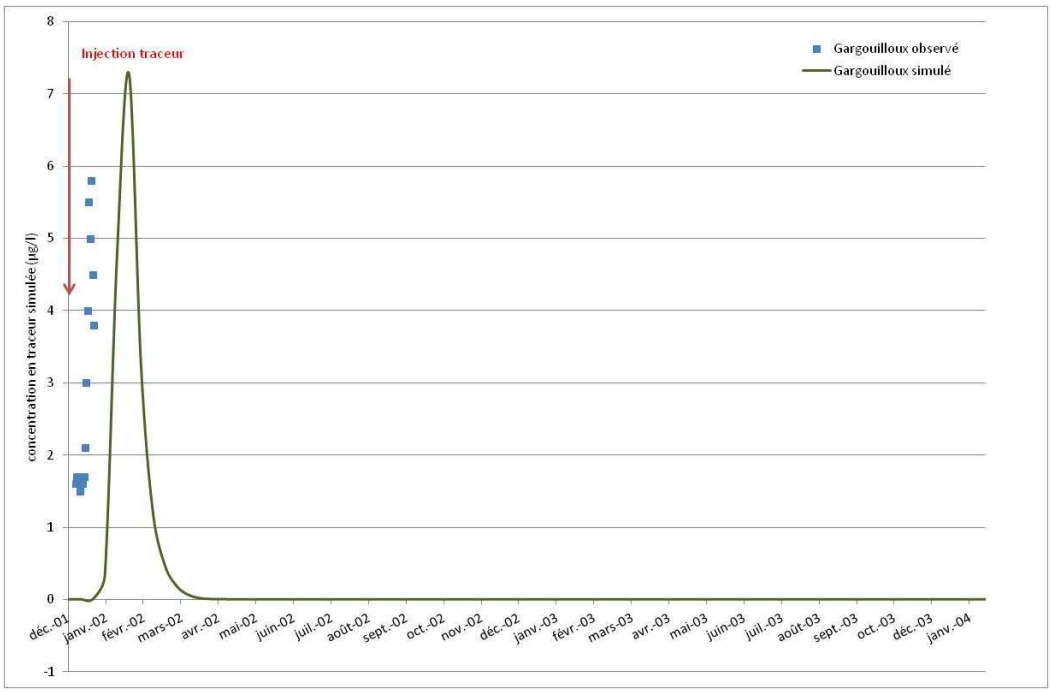


Figure Annexe 43 : Simulation du traçage (porosité cinématique de 1%)

Annexe 36 : Infiltration du cours d'eau de la Rivaux et bilan de flux de chlorures dans la partie aval du bassin versant

Le bilan de flux de chlorures a été évalué dans la partie du bassin versant située en aval du Goulet de Volvic (Tableau 85). Pour ce faire, les concentrations moyennes calculées sur la base des analyses de 2010-2011 et les débits moyens des sources de front de coulée ont été considérés. Pour équilibrer ce bilan en prenant en compte uniquement les flux de chlorures provenant du Goulet, de l'infiltration de la Rivaux et des sources de front de coulée, il faudrait un débit d'infiltration bien supérieur à celui estimé par Ferroud (2012), et un débit en aval des forages du Goulet beaucoup trop faible au regard de la pluie efficace évaluée par Joux (2002).

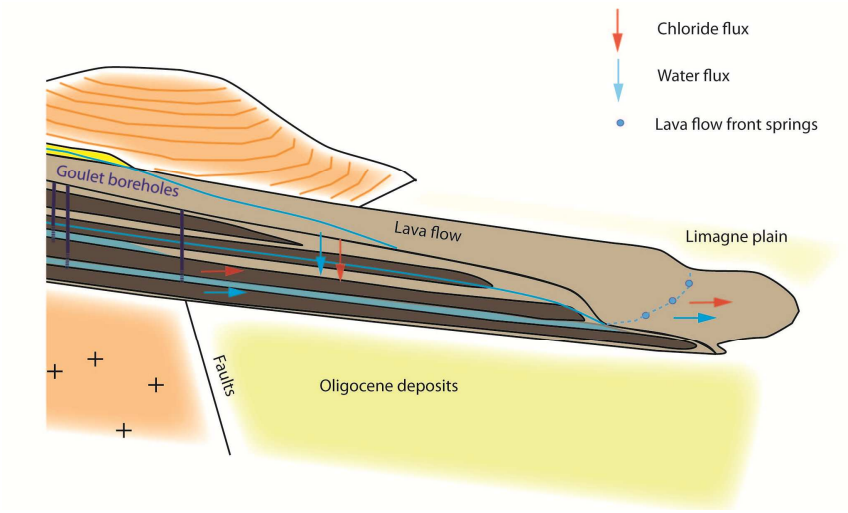


Figure Annexe 44 : Schéma du bilan de flux de chlorures dans la partie aval du bassin versant

Paramètres	Valeur
[Cl] Infiltration la Rivaux (mg/l)	23
[Cl] Volvillante Est (mg/l)	18.5
[Cl] Sources de front de coulée (mg/l)	22
Débit Infiltration la Rivaux (l/s)	140
Débit Aval Goulet (l/s)	40
Débit Sources de front de coulée (l/s)	180

Tableau 85 : Bilan de flux de chlorures en aval de Volvic

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer les fortes teneurs en chlorures observées aux sources de front de coulée, sous estimées par le modèle. Il est possible que les flux de chlorures apportés par le salage des routes de la commune de Volvic soient sous-estimés dans le modèle. Il se peut aussi que les sources de front de coulée soient essentiellement alimentées par la partie la plus profonde de l'aquifère, captée par Aubignat au droit du Goulet, et plus chargée en chlorures.

Annexe 37 : Comparaison des variables climatiques calculées par SAFRAN et observées localement

Les variables climatiques SAFRAN des mailles localisées à l'aplomb et à proximité du bassin versant de Volvic sont comparées aux précipitations mesurées à la station Météo-France de Volvic et à l'ETP mesurée à la station INRA de St Genès Champanelle, sur la période 1975-2010.

Une correction a été appliquée à la pluie Météo-France calculée sur les grilles SAFRAN afin d'obtenir des valeurs de pluie mensuelle proches de celles observées à la station de Volvic. Le biais moyen annuel pris en compte est tel que :

$$biais = \frac{P^{maille\,j}_{moyenne\,annuelle}}{P^{Volvic}_{moyenne\,annuelle}}$$

La pluie corrigée est telle que :

$$Pcor^{maille\,j}_{moisi} = \frac{P^{maille\,j}_{moisi}}{biais}$$

Figure Annexe 45 : Pluie moyenne mensuelle à Volvic et pluie Météo-France de la grille SAFRAN corrigée pour chaque maille

Une correction a été appliquée à l'ETP Météo-France calculée sur la grille SAFRAN afin obtenir des valeurs d'ETP mensuelle proches de celles observées à la station INRA de St Genès Champanelle.

Le biais moyen annuel pris en compte est tel que :

$$biais = \frac{ETP^{\text{maille j}}_{\text{annuelle}}}{ETP^{\text{INRA}}_{\text{moyenne annuelle}}}$$

L'ETP corrigée est telle que :

$$ETPcor^{\text{maillej}}_{\text{moisi}} = \frac{ETP^{\text{maillej}}_{\text{moisi}}}{biais}$$

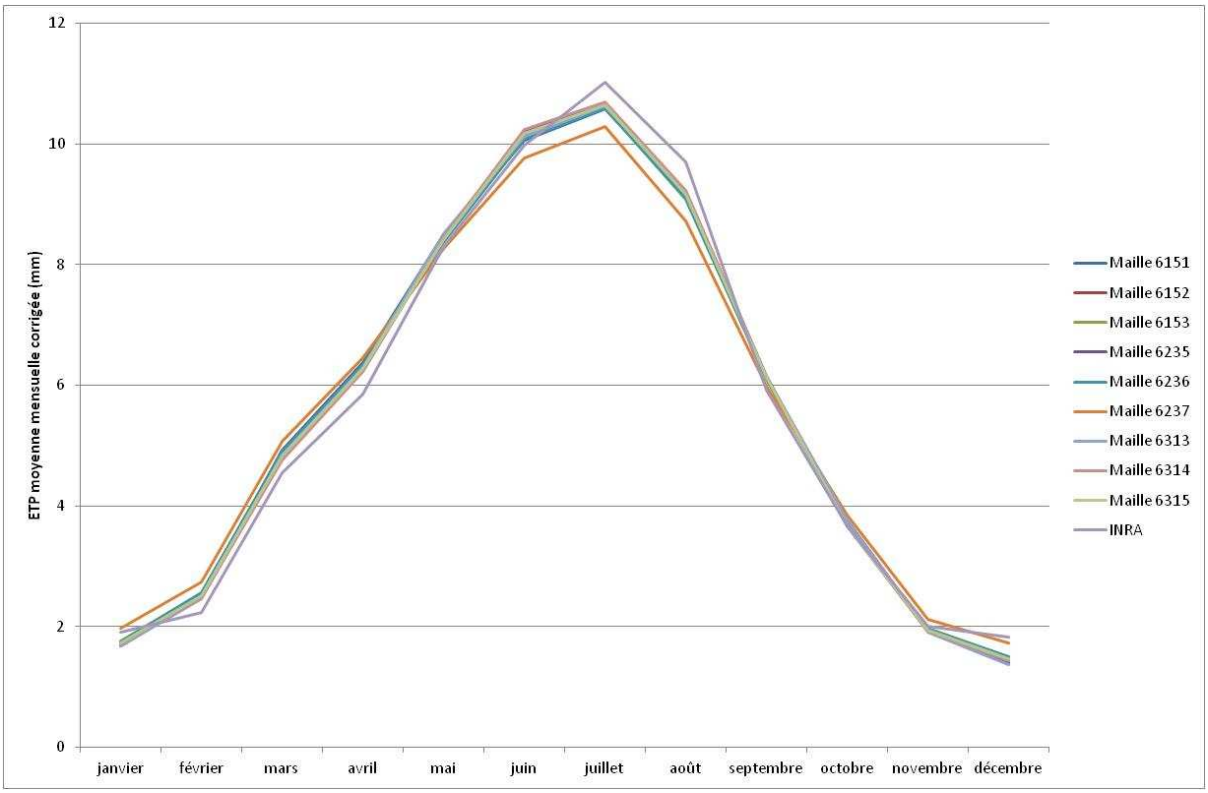


Figure Annexe 46 : ETP moyenne mensuelle à la station INRA de St Genès Champanelle et ETP Météo-France de la grille SAFRAN corrigée pour chaque maille

Tant au regard de la pluviométrie que de l'ETP, les données corrigées de la maille SAFRAN 6151 sont les plus proches des variables observées localement.

Etude du fonctionnement hydrogéologique et modélisation de l'hydrosystème de Volvic. Prise en compte du rôle hydrologique joué par la forêt

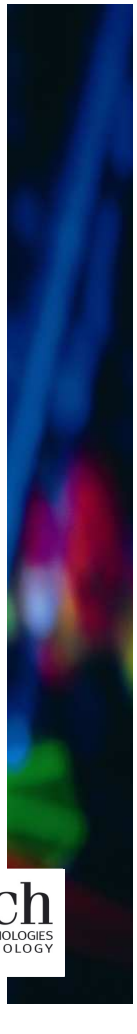
RESUME : Dans l'objectif d'évaluer l'influence de la forêt sur l'hydrologie des bassins versant, une méthode de modélisation du bilan hydrique en milieu forestier a été développée et validée sur l'hydrosystème de Volvic. Cette méthode, facilement transposable, a permis de simuler l'impact hydrologique de scénarios de gestion forestière.
La compréhension du fonctionnement de l'hydrosystème volcanique complexe de Volvic a été améliorée, depuis les processus de recharge jusqu'au fonctionnement des exutoires. La structure géologique complexe du site a été modélisée en utilisant l'ensemble des données disponibles et en mettant en œuvre une approche géologique génétique. Le fonctionnement hydrogéologique détaillé a ensuite pu être étudié dans plusieurs secteurs clés. L'hydrosystème de Volvic a été modélisé en utilisant le code MODCOU. Afin de prendre en compte les processus physiques spécifiques du site, des modules ont été développés et couplés à l'outil existant. Le modèle permet ainsi de simuler le débit à l'exutoire de l'aquifère. La modélisation et l'interprétation de données ont également permis de proposer un nouveau modèle conceptuel de fonctionnement hydrogéologique. La simulation du transport de traceurs tels que le chlorure et le ^{18}O valide la fonction de transfert et les hypothèses retenues quant aux processus de recharge. Le modèle a ensuite été utilisé pour simuler des scénarios d'évolution climatique contrastés.
Le modèle de fonctionnement l'hydrosystème de Volvic constitue ainsi un outil de gestion opérationnelle mais surtout un outil pilote permettant d'apporter des réponses à des questions scientifiques d'actualité relatives au rôle hydrologique de la forêt ou à l'impact du changement climatique à l'échelle de petits bassins versants de moyenne montagne.

Mots clés : aquifère volcanique, eau minérale, Chaîne des Puys, modélisation, hydrologie forestière, changement climatique, gestion forestière.

Hydrogeological functioning study and modeling of the Volvic hydrosystem taking into account the hydrological role of the forest

ABSTRACT : In order to take account of hydrological forest role at the catchment scale, a method for evapotranspiration computation in forest context has been developed and validated on the Volvic site. This method, easily transposable, allows simulating forest management scenarios impact on hydrosystems recharge.
Functioning understanding of the Volvic volcanic hydrosystem has been improved, from recharge processes to outlet functioning. The complex geological structure of the Volvic site has been modeled based on data interpretations and using a geological genetic approach. Detailed hydrogeological functioning was studied in several key sectors. The hydrogeological functioning of the Volvic hydrosystem has been modeled using the MODCOU code. In order to take account of the physical processes observed in Volvic, several modeling units has been developed and coupled to the existing tool. This model allows simulating the Volvic outlet discharge since 1985. This modeling allows suggesting a new conceptualization of hydrogeological functioning. The conservative transport modeling (chloride, 18O) validates the transfer function modeling and the evaluated altitudinal variation of climatic parameters. Then contrasted climate change scenarios were simulated.
The Volvic hydrosystem functioning model constitutes an operational tool but also a pilot contributing to scientific progress in forest hydrology or in order to evaluate climate change impact on small mountainous watershed.

Keywords : volcanic aquifer, mineral water, Chaîne des Puys, hydrological modeling, forest hydrology, climate change, forest management.



MINES ParisTech

ParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY