



HAL
open science

Recherche multidisciplinaire pour caractériser deux aquifères fracturés : les eaux minérales de Plancoët en contexte métamorphique, et de Quézac en milieu carbonaté

Véronique Durand

► **To cite this version:**

Véronique Durand. Recherche multidisciplinaire pour caractériser deux aquifères fracturés : les eaux minérales de Plancoët en contexte métamorphique, et de Quézac en milieu carbonaté. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2005. Français. NNT : 2005PA066402 . tel-00083473v2

HAL Id: tel-00083473

<https://theses.hal.science/tel-00083473v2>

Submitted on 4 Jul 2006

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

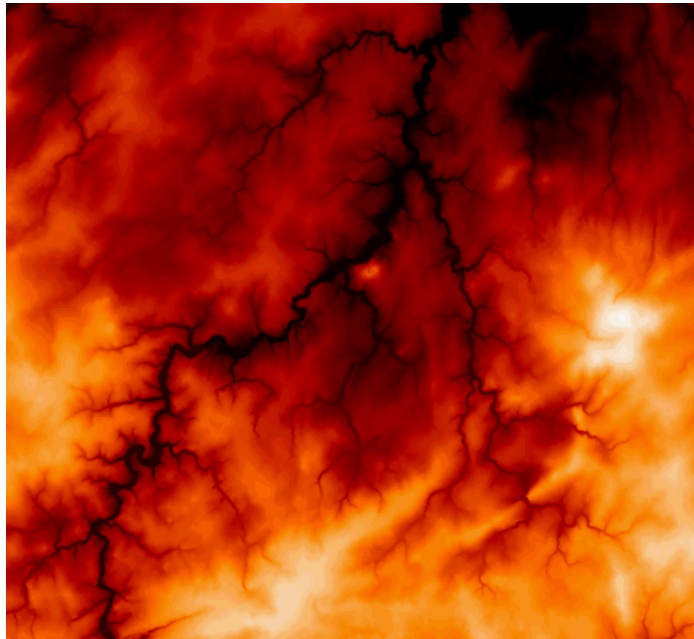
Université Paris VI – Pierre et Marie Curie

Thèse de doctorat
Spécialité : Hydrogéologie

Véronique DURAND

**RECHERCHE MULTIDISCIPLINAIRE POUR CARACTERISER
DEUX AQUIFERES FRACTURES :**

**LES EAUX MINERALES DE PLANCOËT EN CONTEXTE
METAMORPHIQUE, ET DE QUEZAC EN MILIEU CARBONATE**



Soutenue le 15 décembre 2005, devant le jury composé de :

Philippe RENARD	Neuchâtel	Rapporteur
Séverin PISTRE	Université Montpellier 2	Rapporteur
Ghislain DE MARSILY	Université Paris 6	Co-directeur de thèse
Benoît DEFFONTAINES	Université Marne-la-Vallée	Co-directeur de thèse
Jean-Luc BONJOUR	Nestlé Waters	Examineur
Nicolas FLORSCH	Université Paris 6	Examineur
Véronique LEONARDI	Université Paris 6	Invitée
Olivier VIDAL	Nestlé Waters	Invité

Résumé

Une méthodologie multidisciplinaire de caractérisation des aquifères fracturés est élaborée en s'appuyant sur deux exemples concrets d'aquifères déjà exploités dans différents contextes géologiques : un milieu cristallin à Plancoët dans les Côtes d'Armor (22, Bretagne), et un milieu carbonaté à Quézac en Lozère (48, Languedoc-Roussillon). Une cartographie régionale des fractures majeures repose tout d'abord sur des analyses d'images (photos aériennes et traitement de Modèles Numériques de Terrain). Elle est complétée par des mesures de terrain et une synthèse de l'histoire géologique structurale de chaque site pour mieux comprendre les rôles joués par les différentes structures sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères. Ceci apparaît crucial pour le site de Quézac, où les contraintes tectoniques successives postérieures au dépôt des formations sont seules responsables de la perméabilité actuelle du massif. Sur ce site, des mesures microtectoniques permettent de mieux comprendre les rejeux successifs des failles au cours de l'histoire tectonique et de hiérarchiser les différentes familles de fractures qui véhiculent de l'eau et du dioxyde de carbone d'origine mantellique. Sur le site de Plancoët, une cartographie régionale des épaisseurs des horizons d'altération (altérites et zone fissurée), sur la base d'observations de terrain, complète la cartographie des structures majeures. Sur les deux sites, des méthodes de prospection géophysique permettent de préciser le modèle géométrique de l'aquifère en trois dimensions à l'échelle locale. L'aquifère de Plancoët, dont les caractéristiques hydrologiques, hydrogéologiques et géochimiques sont analysées, est considéré comme un milieu poreux équivalent : un modèle hydrogéologique maillé bicouche reproduit convenablement les variations temporelles piézométriques mesurées sur le site et permet de tester les rôles hydrodynamiques respectifs des différents éléments structuraux et de proposer un nouvel emplacement de forage. La pluridisciplinarité des méthodes utilisées dans ce travail permet d'avoir une compréhension assez complète des aquifères étudiés, à la fois à l'échelle régionale et à l'échelle locale.

Si vous fermez la porte à toutes les erreurs, la vérité aussi restera dehors.

Tagore

Remerciements

Avant de vous présenter le résultat de ces trois années de recherches, je tiens à rendre hommage aux personnes qui ont participé à l'accomplissement de cette thèse.

Il s'agit tout d'abord de Jean-Luc Bonjour et Virginie Foulon, de la société Nestlé Waters, qui ont permis de lancer un sujet de thèse sur des eaux minérales appartenant à Nestlé Waters, ainsi que de financer ce projet par un contrat CIFRE. Je remercie particulièrement Jean-Luc pour son ouverture vers le milieu universitaire et la confiance qu'il lui porte, même si les questions posées par la recherche peuvent parfois s'éloigner des objectifs industriels.

Viennent ensuite mes directeurs de thèse, sans qui ce travail n'aurait pas eu lieu, et qui m'ont soutenue tout au long de ces trois ans. Je dois l'idée d'une thèse sur les eaux minérales de Nestlé Waters à Benoît Deffontaines, chez qui j'ai apprécié la confiance en mes capacités à apprendre ce qui m'était inconnu au départ et son enthousiasme permanent, surtout sur le terrain. Je n'oublierai pas les baignades dans le Tarn pour aller faire des mesures géologiques en maillot de bain, marteau et boussole en main, ni les escapades bretonnes, à affronter les risques d'un lac « sans fond » au milieu d'une carrière aux parois instables, et à traverser des champs de ronces plus hautes que nous pour aller voir des affleurements... Quant à Ghislain de Marsily, sa disponibilité et sa très grande ouverture scientifique m'ont aidée à donner à cette thèse une dimension de recherche pertinente, me donnant définitivement le goût de cette vocation. Comment ne pas mentionner également Véronique Léonardi, proche de moi au quotidien et sur le terrain, dont les conseils, l'humour, la disponibilité et le soutien m'ont été très précieux.

Je n'oublie pas Philippe Renard et Séverin Pistre qui ont lu ma thèse avec beaucoup de soin et dont les remarques pertinentes me permettent d'approfondir mes recherches, ainsi que Nicolas Florsch qui a accepté de représenter la communauté des géophysiciens au sein de mon jury de thèse.

Le personnel de la société Nestlé Waters doit être également vivement remercié, que ce soit Olivier Vidal pour avoir accepté de collaborer avec l'UMR Sisyphe, ou les personnes que j'ai pu rencontrer sur les sites de Vittel, Quézac et Plancoët, et particulièrement Michel Picard, Patrick Daven, Frédéric Erudel et Christine Bellot pour leur aide et leur curiosité à l'égard de mes travaux sur Plancoët.

Je voudrais d'autre part remercier très chaleureusement ceux qui ont participé de près à ce projet de recherche, à l'UMR Sisyphe et ailleurs. Roger Guérin m'a apporté notamment une aide indispensable en géophysique, autant disponible sur le terrain qu'au bureau, à m'expliquer avec beaucoup de patience les principes des méthodes employées, leur mise en œuvre, les outils de traitement et l'interprétation des données. La passion de Jean-Claude Macquar pour le contexte géologique structural de Quézac m'a contaminée et conduite à décrire l'histoire géologique de ce site avec la plus grande précision possible. Virginie Ayraud, du laboratoire Géosciences Rennes, a contribué fortement à la partie « géochimie » des travaux sur Plancoët, par ses mesures de CFC, ses connaissances dans ce domaine, et sa relecture avisée de cette partie de mon manuscrit. C'est grâce à Virginie et ses collègues de terrain, notamment Thierry Labasque, que nous avons finalement découvert que la réelle profondeur du lac à Plancoët n'était que d'un mètre !

Merci à Jean-Paul Sagon, Université Paris 6, pour son aide à la caractérisation des roches cristallines, à Patrick Lachassagne et Robert Wyns, du BRGM, pour leur connaissance des milieux de socle et leur aide à la cartographie des altérites, à Jean-Luc Michelot, Université d'Orsay, et Martial Dray, à Thonon, pour les échanges « géochimiques », à Louis Rimbault, au CIG de Fontainebleau, pour les mesures de soufre 34 sur pyrite, et à Jérôme Molénat, INRA de Rennes, pour les discussions sur la recharge.

Une mention très spéciale doit être accordée à tous ceux avec qui j'ai partagé le quotidien au cours de ces trois années. Les collègues de l'UMR Sisyphe, thésards, chercheurs, ingénieurs, techniciens et administratifs, ont rendu l'ambiance de travail très conviviale. Sans pouvoir citer tout le monde, merci Anne pour avoir partagé avec moi

spectacles de danse, escalade, ski de randonnée... merci Pauline pour ton grand soutien et ton amitié, très chers en période de rédaction, merci Solenne et Cécilia pour les « pauses au troisième », dont j'aurais du mal à me passer, merci Kostas pour ton accueil à Athènes, merci Julio pour l'ambiance que tu crée au labo, l'organisation de pots, pique-niques, fêtes, concerts... merci Noémi pour les échanges sur la photographie et autres, merci Thomas pour l'intérêt que tu as porté à mes travaux et ta joie de vivre, merci Denis, Harouna et Angelbert, la « clique africaine » qui a animé l'atmosphère pendant quelque temps, merci Julien et l'autre Anne pour votre énergie, merci Edson et Quynh pour l'ouverture sur la Bolivie et le Vietnam, merci Séverine pour ta gaieté et ton exubérance, merci Claire et Sylvain pour votre aide toujours bienvenue en SIG, merci Maya pour les éternels services rendus en informatique, merci Florence, Agata, Shannon, Aude, Aurélie, Samia, Maia, Elodie, Cendrine, Emmanuelle, le « groupe des filles » du labo, merci aux « hydro », Valérie, Sophie, Pierre, Hocine, Agnès pour votre accueil chaleureux au sein de votre équipe, je m'y sens un peu chez moi... merci aux géophysiciens et géochimistes-biologistes pour les conseils et aides divers, merci enfin aux « nouveaux », Simon, Christelle, Johan, Ludovic, Fatima, Vincent et Sidonie pour mettre votre énergie à renouveler l'ambiance du labo, vous êtes bien partis !

Le quotidien ne se résumant pas seulement aux horaires de travail, merci à tous les adhérents de l'Hydrologie Sociale, Thomas, Jean-Michel, Bénédicte, Laetitia, Thais, Charles, Marie, Nicolas, Manu, Cuca, et plein d'autres encore, pour les inoubliables soirées chez Mamane et pots de thèse... Une mention spéciale à Thibault, fondateur et digne représentant de cet éminent club, qui possède une sorte de passion scientifique contagieuse, et qui m'a sorti d'un « mauvais pas hydrologique » à un moment crucial de ma rédaction.

Merci à l'école doctorale Géosciences et Ressources Naturelles pour nous permettre de suivre des enseignements intéressants et des stages de terrain. Merci notamment à Douy Tristani pour l'organisation, à Laurent Jolivet pour son sens de la pédagogie et à Olivier Lacombe et Frédéric Mouthereau pour m'avoir acceptée au stage de M2 dans le Vercors, qui m'a fourni des connaissances indispensables en tectonique. Merci au passage aux étudiants présents à ce stage, en particulier Marie, Sunsea, William et Cédric, pour leur accueil et la bonne ambiance qu'ils ont créé.

Je réserve une attention particulière à mes partenaires de l'atelier chorégraphique, Anne, Laurence, Séverin, Chloé, Corinne, Anne-Hélène, Tamer, Bibi, Hélène, Marie-Eve, Charline, Tahar, Georgia, Johanna, Amandine(s), Prune... avec qui j'ai découvert et partagé la joie de danser avec une démarche de création, ce qui m'a donné un véritable souffle d'énergie au cours de ma thèse.

Mes amis « escaladeurs », Arnaud, Valentin, Irénée, Pierre, Julie, Thierry, Caroline, Bertrand, Sylvie et toute la clique de Chanteloube, mes amis de toujours, Cécile, Guillaume, Elvire, Selvam, et leurs amis dont je ne peux citer tous les noms, mes copains de fac, Perrine, Frédérique, Charlotte, Sébastien, Grégoire, Mélanie, Nathalie, Christian, Marion, Claire, Frédéric, Romain, Sibylle, Agnès, Virginie, Anne, Kanhana, Xavier, Erwan... mes cousins, Sabine, Matthieu, Ludovic, Pascale, mes voisins, Gaspard, Sandra, Thomas, Alice, Sandrine, Nicolas et les autres, mes camarades du CAF-RSF avec qui j'ai eu l'occasion de faire du ski de randonnée, ainsi que Marci, Mélanie, Maël, Benjamin, Camille, Caroline, Benoît, Clément et d'autres encore, ont chacun contribué à leur façon à mon travail de recherche en apportant rires, bonne humeur, plaisirs partagés, soutien...

Mes derniers mots sont pour ma famille proche : Geneviève, Jean-Paul, Hélène, Jean-Baptiste, Françoise, Kevin, aujourd'hui élargie à celle de l'homme de ma vie : Claudine, Guy, Estienne, Magali, Elias, Samuel, Valérie, dont le soutien et la patience ont été permanents au cours de ces trois ans. Merci à tous très chaleureusement.

Je finis avec toi, mon Guillemain, qui partages toute mon intimité, qui sais tout de ma thèse, ou presque, je te dois l'idée d'avoir toqué à la porte du monde de la recherche, ton immense attention m'a permis d'aller jusqu'au bout de cette formidable aventure de thèse.

TABLE DES MATIERES

<i>Introduction</i>	11
Partie 1. Plancoët, exemple d'une étude hydrogéologique multidisciplinaire en milieu métamorphique	15
I. Connaissances géologiques initiales sur le site de Plancoët	17
A. Orogenèse cadomienne	18
1) Description des différentes unités	18
2) Modèles tectoniques de l'Orogenèse	21
B. Le Dôme migmatitique de Saint-Malo	24
C. Réactivation hercynienne du massif de Saint-Malo	26
D. Evolution du paysage post-hercynien	27
1) Périodes d'altération dans le Massif Armoricain	27
2) Profils d'altération en milieu cristallin	29
3) Modelé du relief actuel	30
E. Synthèse des connaissances géologiques initiales	31
II. Géométrie 3D de l'aquifère	33
A. Cartographie des linéaments en deux dimensions	34
1) Imagerie aérienne	35
2) Modèle Numérique de Terrain	39
3) Observations de terrain	41
4) Synthèse de la cartographie structurale	42
B. Cartographie des profils d'altération	46
1) Etape 1 : Cartographie de terrain	47
2) Etape 2 : Altitudes ponctuelles de la zone de contact	48
3) Etape 3 : Interpolation de l'altitude de la zone de contact	49
4) Etape 4 : Dédution des épaisseurs en chaque point de la carte	54
5) Analyse des résultats	55
C. Prospection géophysique et modèle 3D local	61
1) Choix des méthodes de prospection	61
2) Résultats VLF	63
3) Résultats des sondages électriques	65
4) Résultats des panneaux électriques	70
5) Synthèse des résultats géophysiques	77
III. Introduction à l'hydrogéologie du site de Plancoët	81
A. Contexte hydrogéologique	82
1) Climat	82
2) Hydrographie	85
3) Suivi piézométrique local	86
4) Essais de pompage	95
5) Estimation de la recharge de l'aquifère	103
B. Analyse géochimique	116
1) Géochimie des eaux	116
2) Problématique de dénitrification	126
3) Datations des eaux	130

IV. Modélisation hydrogéologique	135
A. Description et construction du modèle	136
1) Maillage et géométrie	136
2) Conditions aux limites	139
3) Cas particuliers	141
4) Contraintes appliquées et durée de modélisation	142
5) Ennoyage de la couche 1	143
6) Calage du modèle	143
B. Résultats et validation du modèle	144
1) Cartes piézométriques	144
2) Variations temporelles de piézométrie	148
3) Bilans hydriques	154
4) Tests de bilans sur le lac	159
5) Simulation d'arrêt des pompages et calcul du débit à la Source de Sassay	160
6) Paramètres hydrodynamiques calés	161
C. Sensibilité des paramètres	163
1) Conditions initiales	163
2) Test sur les drains	165
3) Géométrie des couches	166
4) Paramètres hydrodynamiques	170
5) Influence de la recharge	181
6) Simulations prospectives	185
D. Discussion	190
1) Propriétés hydrodynamiques du milieu	190
2) Bilans quantitatifs	194
V. Synthèse sur le site de Plancoët	199
Partie 2. Analyse de la fracturation de l'aquifère carbo-gazeux de Quézac	203
I. Introduction	205
II. Fracturation analysis	208
A. Regional scale : morphostructural analysis	209
1) Methodology of morphostructural analysis	209
2) Results	210
B. Local investigations	213
1) Description of the local data	213
2) Interpretation of the various structures	213
III. Hydrodynamics of the fracturation	216
A. Microtectonics	217
1) Jurassic and Early-Cretaceous extensions	217
2) Aptian-Albian and Eocene compressions	218
3) Oligocene extension	219
4) Miocene compression	220
B. Study of water and gas transfers	222
1) Signs of ancient transfers	222
2) Present tranfers	225
IV. Discussion	227
A. Jurassic-Lower Cretaceous	228
B. Aptian-Eocene	229
C. Oligocene	230
D. Miocene	231
E. Plio-Quaternary	232
V. Conclusion	233

<i>Conclusion générale</i>	237
<i>Références</i>	242
<i>Annexe A. Résultats de la cartographie 2 en VLF</i>	I
<i>Annexe B. Résultats de tous les sondages électriques</i>	II
<i>Annexe C. Détail des mesures de CFC</i>	X
<i>Annexe D. Récapitulatif des périodes du modèle hydrogéologique sur Plancoët</i>	XI
<i>Annexe E. Travail supplémentaire effectué sur le site de Vittel- Contrexéville</i>	XIV
<i>Annexe F. Suite et fin des remerciements</i>	XXXIV

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1. Localisation du site de Plancoët	16
Figure 1-2. (Nance et Murphy, 1996) repris dans (Brun et al., 2001) : Reconstitution approximative de la position des continents au Néoprotérozoïque, soulignant la position de la chaîne Avalonnienne-Cadomienne	17
Figure 1-3. Les différentes unités du Bloc Cadomien et les failles qui les séparent (Chantraine et al., 2001)	19
Figure 1-4. Schéma des étapes successives de l'orogénèse cadomienne selon l'hypothèse de (Chantraine et al., 2001). Unités cadomiennes : 1 : Batholithe du nord-Trégor ; 2 : Autres plutons cadomiens ; 3 : Sédiments briovériens ; 4 : Roches volcaniques de Paimpol ; 5 : Roches volcaniques de Lanvollon ; 6 : Migmatites de guingamp ; 7 : Complexe d'Iffiniac-Belle-Isle ; Croûte continentale ; 8 : Croûte Icartienne supérieure ; 9 : Croûte pentévrienne supérieure ; 10 : Prisme d'accrétion ou croûte continentale ; 11 : Croûte inférieure ; Croûte océanique ; 12.	22
Figure 1-5. Faciès pétrographiques du Massif de Saint-Malo d'après (Jeannette, 1972). 1 : Schistes séricito-chloriteux ; 2 : Micaschistes à biotite et muscovite ; 3 : Gneiss albitiques ; 4 : Gneiss plagioclasiques ; 5 : Gneiss à microcline ; 6 : Gneiss à cordiérite et sillimanite ; 7 : Gneiss migmatitiques ; 8 : Granite cadomien ; 9 : Granite hercynien ; 10 : Gabbro ; 11 : Métamorphisme de contact ; 12 : Gneiss dioritiques ; 13 : Amphibolites ; 14 : Grès ; 15 : Série d'Erquy	25
Figure 1-6. Modèle de développement d'un profil d'altération selon (Wyns et al., 2004)	30
Figure 1-7. Exemples locaux d'interprétation de dykes de dolérite à partir du parcellaire des photos aériennes de 1961	36
Figure 1-8. Interprétation des photos aériennes de 1961 sur la surface recouverte	36
Figure 1-9. Interprétation des photos aériennes de 1998	38
Figure 1-10. Carte de synthèse des interprétations de photos aériennes	39
Figure 1-11. Exemples de différents estompages du MNT et interprétation	40
Figure 1-12. Carte structurale d'après analyse du MNT	41
Figure 1-13. Projection stéréographique des plans de fractures et failles mesurés au sein de la carrière de phanites du Terre de Brandefert	42
Figure 1-14. Diagrammes d'orientations des dykes selon les quatre méthodes de cartographie (en pourcentages de longueurs cumulées normées par la famille d'orientation dominante, valeurs de 0 au centre du cercle à 100 % au bord du cercle)	43
Figure 1-15. Diagrammes d'orientations des fractures / failles selon les deux méthodes de cartographie	43
Figure 1-16. Diagrammes d'orientation des dykes et fractures après analyse finale	44
Figure 1-17. Carte de synthèse structurale sur le site de Plancoët	45
Figure 1-18. Faciès d'altérites, de zone de transition et d'horizon fissuré	46
Figure 1-19. Cartographie des profils d'altération, première étape : tracé des altérites. Exemple du site d'étude	48
Figure 1-20. Cartographie des profils d'altération, seconde étape : déduction de l'altitude de l'IAF sur le contour des altérites. Exemple du site d'étude	49
Figure 1-21. Variogrammes avec 25 et 40 classes sur les données d'altitude de la zone de contact (h : distance entre les points, $\gamma(h)$: variance des données)	50
Figure 1-22. Variogrammes avec différents types d'informations sur les données d'altitude de la zone de contact : points observés sur le terrain, points secondaires déduits des tracés et somme des deux, ainsi que leurs modèles linéaires respectifs (droites de régression)	51

Figure 1-23. Variogrammes orientés sur les données de l'altitude de contact	52
Figure 1-24. Cartographie des profils d'altération, troisième étape : interpolation de l'altitude de la base des altérites. Exemple du site d'étude	53
Figure 1-25. Cartographie des profils d'altération, quatrième étape : Déduction des épaisseurs d'altérites d'après l'interpolation, et comparaison avec la cartographie de terrain	55
Figure 1-26. Carte régionale des écart-types de l'interpolation du niveau de contact	56
Figure 1-27. Carte régionale des épaisseurs d'altérites calculées	57
Figure 1-28. Carte des pentes du niveau de transition calculé	58
Figure 1-29. Carte régionale du niveau de base des altérites couplée à la carte géologique structurale	60
Figure 1-30. Localisation des mesures VLF	63
Figure 1-31. Résultats des profils VLF	64
Figure 1-32. Résultats de la cartographie VLF (mode VLF-EM)	65
Figure 1-33. Localisation des sondages électriques avec l'orientation des alignements d'électrodes	66
Figure 1-34. Exemples de logs de forages et leurs interprétations	67
Figure 1-35. Exemples de sondages électriques interprétés avec cinq couches (r : écart quadratique moyen entre le modèle et les données)	68
Figure 1-36. Résultats des sondages électriques	70
Figure 1-37. Localisation des profils électriques	71
Figure 1-38. Résistivités interprétées sur le profil 4 pour les dispositifs Wenner α et pôle-dipôle	72
Figure 1-39. Résistivités calculées pour les profils 1, 2 et 3 au nord du Tertre, avec le niveau piézométrique connu par ailleurs	75
Figure 1-40. Résistivités calculées pour les profils au sud du Tertre	76
Figure 1-41. Polarisation provoquée pour le profil 5	77
Figure 1-42. Carte de synthèse des informations structurales complétées par la géophysique	79
Figure 1-43. Coupes de synthèse sur le site	80
Figure 1-44. Moyennes mensuelles et écarts-types de précipitations sur le site de Plancoët de 1973 à 2002, superposés aux valeurs d'évapotranspiration potentielle	83
Figure 1-45. Bilans annuels de précipitations en différentes stations depuis 1950	84
Figure 1-46. Débits de l'Arguenon à Jugon-les-Lacs	85
Figure 1-47. Localisation des piézomètres et positions au sein du profil d'altération	87
Figure 1-48. Comparaison des niveaux piézométriques d'un ouvrage supposé dans les altérites (puits peu profond) et d'un autre captant également la zone fissurée (forage profond), avec en parallèle les précipitations brutes sur le site de Plancoët	88
Figure 1-49. Exemples de suivis piézométriques sur un forage pompé (S-nord) et trois piézomètres non directement influencés par les pompages, comparés aux pompages sur les six forages d'exploitation	90
Figure 1-50. Variogrammes des données piézométriques en période de basses eaux et en période de hautes eaux	92
Figure 1-51. Exemples de cartes piézométriques en période de basses eaux et de hautes eaux	93
Figure 1-52. Cartes d'épaisseur de la zone non saturée entre la surface topographique et la surface piézométrique	94
Figure 1-53. Position de la piézométrie par rapport à la base des altérites (IAF)	95
Figure 1-54. Exemples de courbes de Jacob sur A-F1 et A-PZ01 lors de l'essai de pompage sur A-F1, montrant respectivement une courbe interprétée avec deux valeurs de transmissivité (A-F1), et une courbe où les points ne s'alignent pas complètement (A-PZ01), montrant l'hétérogénéité du milieu	98

Figure 1-55. Carte de répartition des transmissivités mesurées par essais de pompage	102
Figure 1-56. Schéma conceptuel de Gardénia avec un réservoir souterrain	107
Figure 1-57. Débits journaliers observés et modélisés à Jugon-les-Lacs selon le modèle de référence	109
Figure 1-58. Piézométrie observée et modélisée sur S-90.26 selon le modèle de référence	110
Figure 1-59. Evolution du critère de Nash en fonction de RUIPER, avec différents couples THG/K : en (a), on fait varier THG en fixant K, et en (b) on fait varier K en fixant THG	111
Figure 1-60. Débits observés et modélisés à Jugon-les-Lacs avec le modèle « recharge 2 »	112
Figure 1-61. Tests de sensibilité des différents paramètres (RUIPER/THG/K) au modèle Gardénia sur les chroniques piézométriques	113
Figure 1-62. Chroniques de recharge retenues. Les périodes qui sont utilisées par la suite pour présenter les résultats du modèle hydrogéologique sont repérées ici : étiage, hautes eaux, réinitialisation et début du pompage H-F1	115
Figure 1-63. Cartes de localisation des mesures géochimiques	117
Figure 1-64. Diagramme Schoeller des eaux sur le site d'exploitation	119
Figure 1-65. Diagramme Schoeller sur les ouvrages situés à l'extérieur du site	119
Figure 1-66. Lames minces observées au microscope en lumière analysée (grossissement $\times 5,6$) sur des phanites prélevés dans la carrière de Brandefert désaffectée. Des cristaux de muscovite (plus gros en b) sont observés au sein d'une matrice graphitique (quartz et matière organique)	120
Figure 1-67. Résultats des analyses aux rayons X sur le profil d'altérites à l'endroit de l'usine d'embouteillage	121
Figure 1-68. Variations de chlorures (a) et de conductivité (b) en fonction de la distance à la rivière	123
Figure 1-69. Variations de conductivité et de piézométrie sur S-ouest et A-F1	125
Figure 1-70. Droite météorique régionale oxygène 18 / deutérium (station de Brest) comparée aux mesures locales	131
Figure 1-71. Carte de répartition des mesures CFC, montrant les calculs des distances aux sommets	133
Figure 1-72. Ages des eaux mesurés en fonction de la distance maximum parcourue au sein de l'aquifère	134
Figure 1-73. Maillage du modèle et position des ouvrages du site	137
Figure 1-74. Coupe schématique de la construction géométrique du modèle à partir des données existantes	138
Figure 1-75. Géométrie et conditions aux limites du modèle. (a) altitudes du sommet des couches, (b) épaisseurs des couches	140
Figure 1-76. Cartes piézométriques modélisées sur toute la zone, en périodes de d'étiage et de crue	145
Figure 1-77. Cartes piézométriques modélisées et observées sur le site d'exploitation en périodes d'étiage et de crue	147
Figure 1-78. Résultats des variations piézométriques calculées au cours du temps, comparées aux mesures (série 1)	149
Figure 1-79. Résultats des variations piézométriques calculées au cours du temps, comparées aux mesures (série 2)	150
Figure 1-80. Carte de répartition des groupes de piézomètres selon leurs anomalies de calage piézométrique (groupes A, B, C D et E)	152
Figure 1-81. Charges hydrauliques simulées et observées dans les forages pompés, avec la correction de Dupuit	153
Figure 1-82. Zones choisies pour le calcul des bilans hydriques	154
Figure 1-83. Comparaison des débits spécifiques calculés sur la rivière au centre du modèle et mesurés à Jugon-les-Lacs	156

<i>Figure 1-84. Somme des pompages modélisés : vérification de l'adéquation entre les pompages imposés un à un sur chaque période, et les bilans globaux fournis après la modélisation</i>	157
<i>Figure 1-85. Echanges entre la zone locale d'exploitation (zone 4) et la rivière du Tertre (zone 3)</i>	158
<i>Figure 1-86. Echanges modélisés entre le lac et l'aquifère : un flux vers le bas correspond à une infiltration du lac vers la nappe, un flux vers le haut alimente le lac</i>	159
<i>Figure 1-87. Cartes des perméabilités calées et transmissivités correspondantes</i>	162
<i>Figure 1-88. Influence des conditions hydrauliques initiales sur une chronique piézométrique (S-90.26)</i>	164
<i>Figure 1-89. Cartes piézométriques à la même période (n°72) sur la couche 2, avec différentes conditions initiales : Modèle 1 avec la topo, Modèle 2 avec la piézométrie du Modèle 1 en période 72, Modèle 3 avec la piézométrie du Modèle 2 en période 72</i>	164
<i>Figure 1-90. Influence de la position des drains au sein de l'aquifère sur l'évolution piézométrique à proximité : exemple du piézomètre S-90.26</i>	165
<i>Figure 1-91. Cartes piézométriques calculées en période 87 après une modification sur la position des drains</i>	166
<i>Figure 1-92. Test de suppression de la couche 1 (test géom 1) sur la chronique piézométrique de S-90.26, réinitialisé à la période 72 pour le test géom 2</i>	168
<i>Figure 1-93. Cartes piézométriques aux périodes d'étiage (38) et de recharge (89) après suppression de la couche 1 (test géom 2)</i>	168
<i>Figure 1-94. Cartes piézométriques obtenues avec une réduction de l'épaisseur de la couche 2 à 70 m au lieu de 100 m</i>	169
<i>Figure 1-95. Tests de différentes valeurs d'emménagement sur la chronique piézométrique de S-90.26</i>	171
<i>Figure 1-96. Tests de différentes porosités sur la couche 1 et la couche 2, influences sur deux types de piézomètres : S-90.26 où la couche 2 est captive et T-PZ06 où la couche 2 est libre</i>	173
<i>Figure 1-97. Cartes piézométriques en étiage (période 38) obtenues en diminuant les perméabilités verticales d'un facteur 10 ou 100</i>	175
<i>Figure 1-98. Test de différentes valeurs de perméabilité horizontale de la couche 1 sur la chronique piézométrique calculée de S-90.26</i>	176
<i>Figure 1-99. Modification de la carte piézométrique en période d'étiage impliquée par une modification légère de la perméabilité horizontale en couche 2 sur la zone du forage T-F3</i>	177
<i>Figure 1-100. Cartes des zones de perméabilités considérées lors de l'essai par pompage sur H-F1</i>	178
<i>Figure 1-101. Tests de modification de la perméabilité horizontale en couche 2 pour reproduire l'essai de pompage sur H-F1.</i>	180
<i>Figure 1-102. Cartes piézométriques obtenues avec la recharge 1 (31 % de Peff)</i>	183
<i>Figure 1-103. Cartes piézométriques obtenues avec la recharge 2 (68 % de Peff)</i>	184
<i>Figure 1-104. Chroniques piézométriques sur T-PZ10 simulées en allongeant la durée de modélisation, sans et avec ajout d'un nouveau pompage à proximité</i>	186
<i>Figure 1-105. Cartes piézométriques obtenues en allongeant la durée de simulation sans ajout de nouveau pompage</i>	187
<i>Figure 1-106. Cartes piézométriques obtenues en allongeant la durée de simulation et en rajoutant un pompage sur le site</i>	188
<i>Figure 1-107. Délimitation des aires d'alimentation des forages pompés sur le site d'exploitation et emplacement de la zone de prospection proposée</i>	197

<i>Figure 2-1. Regional and local geological maps. Regional lithological facies (Macquar, 1973): 1: Mesozoic; 2: Palaeozoic; 3: Granites. Local lithological facies (Gèze et al., 1980): 4: Limestones (Oxfordian, Kimmeridgian, Portlandian); 5: Dolomites and limestones (Bathonian, Bajocian); 6: Marls (Domerian, Toarcian, Aalenian); 7: Limestones, dolomites and marls (Hettangian, Sinemurian, Lotharingian, Carixian); 8: Basement (micaschists). Faults: 1: uncertain; 2: certain; 3: thrusts</i>	207
<i>Figure 2-2. Structural map from morphostructural analyses. (a) Aerial photography; (b) Photointerpretation from aerial photography; (c) Photointerpretation synthesis, taking into account the interpretations from aerial photography and DEM, and the geological map, superposed to the springs and karsts locations.</i>	211
<i>Figure 2-3. Orientation of the lineaments from the following interpretations: geological map, aerial photointerpretation, DEM and critical analysis. The diagrams present the length percentage of each orientation class (every 5 degrees) relative to the most represented class function of the azimuth. A new orientation of fractures is found with the azimuth of N035°E compared to the geological map</i>	212
<i>Figure 2-4. Synthesis at the local scale from the interpretations of wells-logs, seismic lines and ERT. Well-logs: 1: Alluvial deposits; 2: Bathonian-Bajocian; 3: Domerian-Toarcian-Aalenian; 4: Sinemurian-Lotharingian-Carixian; 5: Hettangian; 6: Rhetian; 7: Basement; 8: Fractured rocks (assumed fault zone). Seismic lines: 9: Base of the alluvial deposits; 10: Reflectors in carbonates; 11: Base of Hettangian; 12: Base of Rhetian (basement); 13: Diffraction hyperbolas; 14: Assumed minor faults; 15: Assumed major faults. ERT: 16: Weak resistivity values between 0 and 30 $\Omega.m$ (high mineralised water or marls); 17: Intermediate resistivity values between 30 and 100 $\Omega.m$ (contact zone or fractured dolomitic limestones); 18: High resistivity values between 100 and 800 $\Omega.m$ (limestones or alluvions); 19: Assumed locations of major faults</i>	215
<i>Figure 2-5. Microtectonic measurements on the studied site, for each tectonic phase. 1: Stratigraphic contacts; 2: Faults; 3: Joints; 4: Extradors; 5: Fold axes; 6: Slickenslides; 7: Stylolites</i>	221
<i>Figure 2-6. Examples of springs, karstic phenomenon and gas transfers on the studied site. The comments indicate in which formations these sources and karsts are found, and what are the fault planes involved</i>	224
<i>Figure 2-7. Spring percentage and mean flow depending on the orientation of the lineaments</i>	226
<i>Figure 2-8. Measurements of carbon dioxide in soil gases and structural interpretation</i>	226
<i>Figure 2-9. Schematic reconstitution of the hydrodynamic history on the local site</i>	232

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1-1. Bilans annuels de précipitations en mm</i>	83
<i>Tableau 1-2. Résultats des essais par pompage sur les deux forages Alix (A-F1 et A-F2)</i>	99
<i>Tableau 1-3. Résultats de l'essai par pompage sur le forage du Tertre (T-F3)</i>	100
<i>Tableau 1-4. Résultats de l'essai par pompage sur le forage Ville-Hatte (H-F1)</i>	101
<i>Tableau 1-5. Calcul de pluie efficace annuelle avec différentes valeurs de RFU</i>	104
<i>Tableau 1-6. Résultats de Gardénia pour différents jeux de paramètres</i>	111
<i>Tableau 1-7. Résumé des valeurs de recharges testées dans la suite de l'étude</i>	114
<i>Tableau 1-8. Résultats des mesures géochimiques ponctuelles</i>	118
<i>Tableau 1-9. Mesures isotopiques des sulfates sur les forages d'exploitation</i>	127
<i>Tableau 1-10. Part du soufre 34 des sulfates issue de la pyrite, estimée à partir de la mesure isotopique du $\delta^{34}S$ dans les forages, selon deux hypothèses de $\delta^{34}S$ dans les pluies</i>	129
<i>Tableau 1-11. Résultats des analyses de tritium (en ‰) en 1995 et en 2003, comparés aux mesures dans les pluies à la station de Brest en 1996 et 2001, pondérées par les hauteurs de pluie</i>	131
<i>Tableau 1-12. Résultats des mesures CFC comparés à divers paramètres des ouvrages.</i>	133
<i>Tableau 1-13. Calculs des débits de la petite rivière au centre de la zone modélisée en trois périodes différentes</i>	155
<i>Tableau 1-14. Débits disponibles pour les pompages sur le site d'exploitation, selon deux hypothèses de surfaces contributives et deux hypothèses de recharges, pour un débit réel pompé de 446 m³/j</i>	198

INTRODUCTION

On désigne par le terme « aquifères fracturés » les milieux de très faible perméabilité matricielle, dans lesquels les transferts d'eau s'effectuent préférentiellement au sein d'ouvertures dans la roche, créées puis éventuellement modifiées par des contraintes tectoniques (failles, fractures, fentes de tension), mécaniques (fissures de décompression), ou chimiques (conduits de dissolution karstique). Peuvent être ainsi concernés les milieux cristallins (roches de socle métamorphiques, plutoniques et certaines roches volcaniques) et les milieux sédimentaires indurés comme les carbonates, certains grès...

Selon les types de milieux considérés, les histoires géologiques/géomorphologiques qu'ils ont subies, et selon les échelles considérées, les caractéristiques géométriques et hydrodynamiques de ces milieux peuvent être très différentes, ainsi que les approches utilisées pour les étudier.

Dans ce travail, nous nous attachons à élaborer une méthodologie d'approche de ces aquifères en nous intéressant à la problématique de gestion des ressources en eau. La thèse ayant été financée en contrat CIFRE avec la Société Nestlé Waters, nous avons étudié en particulier deux sites d'exploitation d'eau minérale appartenant à l'entreprise : Plancoët (22), qui se situe en contexte métamorphique, et Quézac (48) en contexte carbonaté. Sur chacun de ces sites, des études ponctuelles effectuées par des bureaux d'études avaient été réalisées auparavant, axées essentiellement sur des prospections géophysiques et des interprétations rapides de données hydrogéologiques. Le but de ce travail est d'améliorer les connaissances sur chacun des sites en proposant de nouvelles méthodes d'approches et une réflexion approfondie et globale sur les fonctionnements hydrogéologiques.

Même si les problématiques des deux sites semblent a priori similaires, nous verrons que les méthodes abordées ne sont pas équivalentes, et que les questions relatives à la caractérisation géométrique et hydrodynamique ne se posent pas tout à fait dans les mêmes termes. Nous avons donc choisi de présenter chacun des sites dans une partie distincte. Par ailleurs, comme nous disposons de plus de données hydrogéologiques sur le site de Plancoët que sur le site de Quézac, nous avons choisi de focaliser notre analyse hydrogéologique essentiellement sur l'analyse du site de Plancoët, d'où un déséquilibre apparent entre les deux parties.

Pour chacun des deux sites, la compréhension du contexte géologique est essentielle pour connaître le fonctionnement hydrogéologique. Les méthodes présentées s'attachent tout d'abord à décrire la géométrie structurale de ces milieux, par des analyses d'images et des observations de terrain pour une cartographie régionale, et par des prospections géophysiques et des données de forages pour construire un modèle 3D à l'échelle locale.

Pour le site de Plancoët, les processus hydrodynamiques sont ensuite analysés en relation avec le modèle géométrique réalisé au préalable en utilisant des observations d'ordre hydrogéologique et hydrologique, ainsi que des données de géochimie. Un modèle hydrogéologique permet enfin de confirmer et préciser le fonctionnement hydrogéologique supposé d'après les analyses précédentes et de pousser la réflexion plus loin.

Pour le site de Quézac, l'accent est surtout porté sur la géologie structurale : une étude des divers comportements des fractures vis-à-vis des transferts d'eau et de gaz est menée en relation avec les contraintes tectoniques qui se sont succédé en cet endroit après le dépôt des formations carbonatées concernées.

En conclusion, nous présenterons les principaux résultats obtenus au cours de ce travail, et proposerons de nouvelles voies de recherche pour l'étude des aquifères fracturés.

Une brève étude supplémentaire ayant été réalisée au cours de ce travail sur le site de Vittel (appartenant également à Nestlé Waters) est présentée à titre indicatif en Annexe E.

PARTIE 1

PLANCOËT, EXEMPLE D'UNE ETUDE HYDROGEOLOGIQUE MULTIDISCIPLINAIRE EN MILIEU METAMORPHIQUE

Partie 1. PLANCOËT, EXEMPLE D'UNE ETUDE HYDROGEOLOGIQUE MULTIDISCIPLINAIRE EN MILIEU METAMORPHIQUE

L'étude du site de Plancoët (localisé en Figure 1-1), dans les Côtes d'Armor (22), sous-tend en réalité deux objectifs. Le premier, celui pour lequel la société Nestlé Waters a financé la thèse, présente un caractère très immédiat : il s'agit tout simplement de « trouver de l'eau ». En d'autres termes, de définir la position idéale pour implanter de nouveaux forages productifs qui pourront être exploités en tant que « Eau Minérale de Plancoët ». Comment s'y prend-on ? La réponse n'est pas si simple qu'elle en a l'air, étant donné la nature très hétérogène du milieu. Ceci nous amène donc à répondre à une autre question plus fondamentale : comment peut-on caractériser un aquifère en contexte métamorphique hétérogène ?

Nous avons pensé qu'il fallait avant tout comprendre l'histoire géologique du site pour mieux connaître sa structure générale. Située près de 10 kilomètres au sud de la Baie de Saint-Jacut (Bretagne Nord), la ville de Plancoët est traversée par la rivière « Arguenon » qui se jette dans la Manche au nord. Les roches en cet endroit appartiennent à un ensemble géologique appelé aujourd'hui « migmatites de Saint-Malo », massif métamorphique qui a subi une fusion partielle. Ce massif cristallin, de structure très hétérogène, a subi postérieurement à sa formation des contraintes tectoniques cassantes qui l'ont plus ou moins affecté, ainsi que des intrusions filoniennes. Afin de mieux comprendre d'où viennent ces migmatites et les contraintes qu'elles ont subies, nous faisons donc en premier lieu une revue des principaux modèles reconstituant cette histoire géologique, et montrons ainsi que l'interprétation d'un tel système est délicate, d'autant plus qu'il n'existe pas encore de carte géologique détaillée (à l'échelle du 1/50 000) sur cette zone. Plus encore que l'histoire de la formation des roches et des contraintes tectoniques, c'est le phénomène d'altération de ces roches en surface qui nous intéresse particulièrement au cours de ce travail, dans la mesure où l'exploitation de ressources en eau dans ce type de milieu est inhérente à la présence de couches d'altération des roches.

Après la synthèse des connaissances géologiques existantes sur le site d'étude, nous détaillons ensuite la construction d'un modèle géologique en trois dimensions de l'aquifère à partir de nos propres investigations, par une méthode pluridisciplinaire. Ce modèle considère à la fois la structure du site (distinction de différentes lithologies, localisation de failles, fractures et filons) et l'épaisseur des couches d'altération des roches. Il a été élaboré à une échelle générale de 300 km², et précisé au droit du site d'exploitation de Plancoët à une échelle de 4 km².

L'hydrogéologie du site est abordée dans un troisième temps. Une présentation du contexte hydrogéologique apporte notamment des éléments de discussion pour estimer la recharge de l'aquifère. Une analyse géochimique permet ensuite d'apporter une première contrainte aux circulations aquifères. La dernière étape de l'étude, qui intègre toutes les autres, est de construire un modèle hydrogéologique sur la base du modèle géométrique préalablement établi. L'objectif de ce modèle est de montrer que l'on peut assimiler l'aquifère de Plancoët, et plus généralement un aquifère cristallin altéré, à un milieu poreux équivalent dans lequel le rôle des fractures d'origine tectonique est discuté. Le suivi pendant sept ans de 40 piézomètres de surveillance appartenant à Nestlé Waters servira de contrainte pour caler le modèle. De plus, le modèle pourra servir d'outil de gestion des ressources en eau, afin d'optimiser les débits pompés dans les forages d'exploitation actuels, et de modéliser l'impact de nouveaux prélèvements.

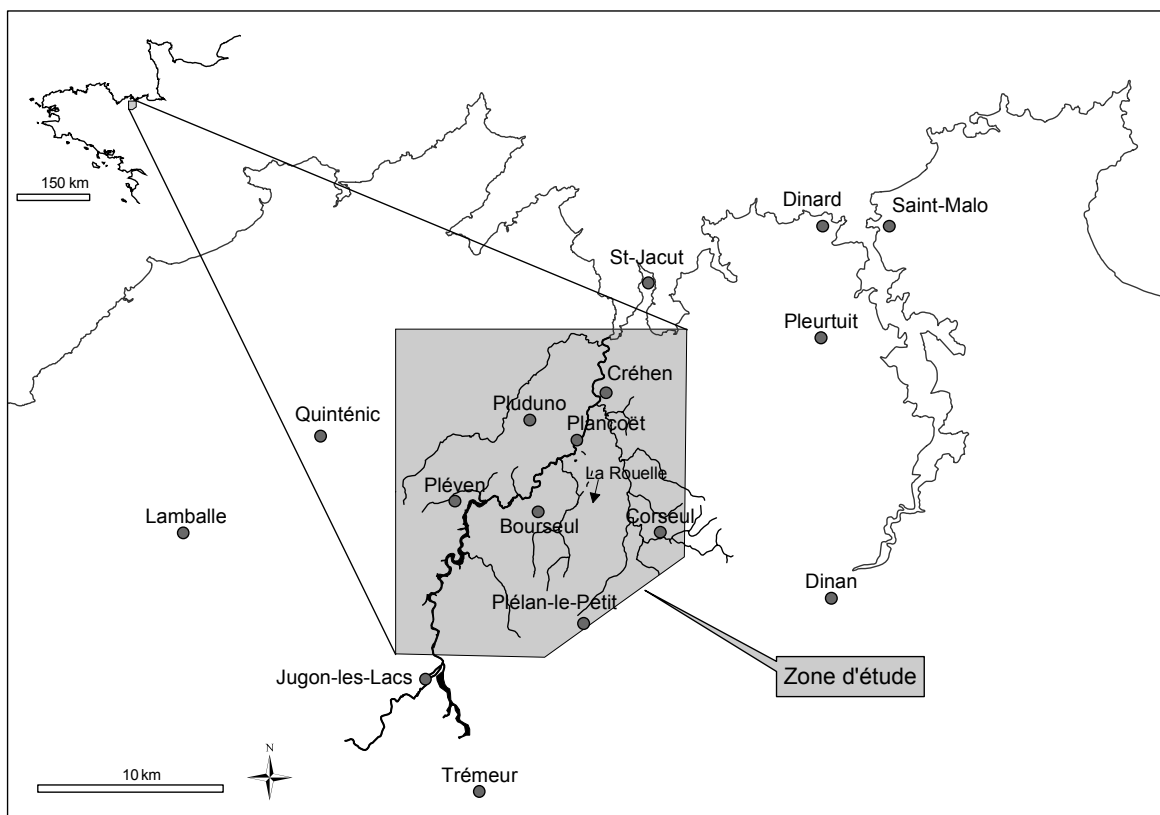


Figure 1-1. Localisation du site de Plancoët

I. Connaissances géologiques initiales sur le site de Plancoët

L'histoire géologique du Massif de Saint-Malo remonte au Précambrien (il y a plus de 540 millions d'années). Peu de roches sur Terre conservent la trace de cette lointaine période, et le Bloc Cadomien, occupant la partie nord de la Bretagne, en est un des rares témoins aujourd'hui.

Le Bloc Cadomien appartient à la Chaîne Avalonienne, appelée aussi orogène Pan-Africain selon la zone étudiée. Cette chaîne est liée à la fermeture de l'océan en marge nord du continent Gondwana à l'ère Néoprotérozoïque (1000-540 Ma) et participe par exemple à la formation des Appalaches du côté avalonien. Nance et Murphy (1996) proposent une reconstruction paléogéographique centrée sur la Chaîne Avalonienne-Cadomienne des positions respectives des continents à cette époque (Figure 1-2, d'après la carte déjà établie par Dalziel (1992)). Dans cette reconstitution, le Bloc Cadomien fait face au continent Ouest-Africain (appartenant au Gondwana), ce qui est étayé par des données isotopiques cohérentes entre ces deux blocs (Nance et Murphy, 1996).



Figure 1-2. Nance et Murphy (1996) repris dans Brun et al. (2001) : Reconstitution approximative de la position des continents au Néoprotérozoïque, soulignant la position de la chaîne Avalonienne-Cadomienne

Nous abordons ci-dessous l'histoire géologique de l'orogénèse Avalonienne-Cadomienne (540 Ma), à l'origine des migmatites de Saint-Malo, puis l'évolution de ce massif jusqu'à nos jours.

A. Orogenèse cadomienne

Le premier auteur à avoir analysé en détail les formations armoricaines est Barrois. Il a notamment réalisé la couverture des cartes géologiques au 1/80 000 de toute la Bretagne (Barrois, 1892). Selon lui, l'orogénèse hercynienne (360 Ma) contribue aux structures principales de cette région. Une bonne synthèse sur les premiers travaux en Bretagne réalisée par Jeannette (1972) montre que ce n'est que dans les années 50 que l'on découvre le rôle de l'orogénèse cadomienne sur la déformation des dépôts briovériens (découverts pour la première fois en baie de Saint-Brieuc, âge entre 1000 et 540 Ma). C'est notamment Cogné (1962) qui insiste sur l'importance de la période précambrienne pour la structuration de cet édifice, dont il ne donne pas l'âge précis, et qui a été seulement réactivé à l'Hercynien.

1) Description des différentes unités

Avant d'essayer une reconstitution de la mise en place et du fonctionnement de cet orogène, de nombreux auteurs se sont d'abord attachés à décrire les formations du bloc cadomien (Cogné, 1962; Rabu et al., 1983; Egal et al., 1996; Strachan et al., 1996; Hébert et al., 1997; Chantraine et al., 2001). Nous reprenons ici la synthèse la plus récente parue dans Chantraine et al. (2001). Cinq unités sont actuellement distinguées (Figure 1-3), appartenant à deux grands domaines : la Domnonée au nord, et la Mancellia au sud, séparés par la faille de Belle-Isle-La-Fresnaye (Figure 1-3). Analysons succinctement chacune des unités du nord vers le sud, ordre qui respecte la chronologie entre ces différents blocs.

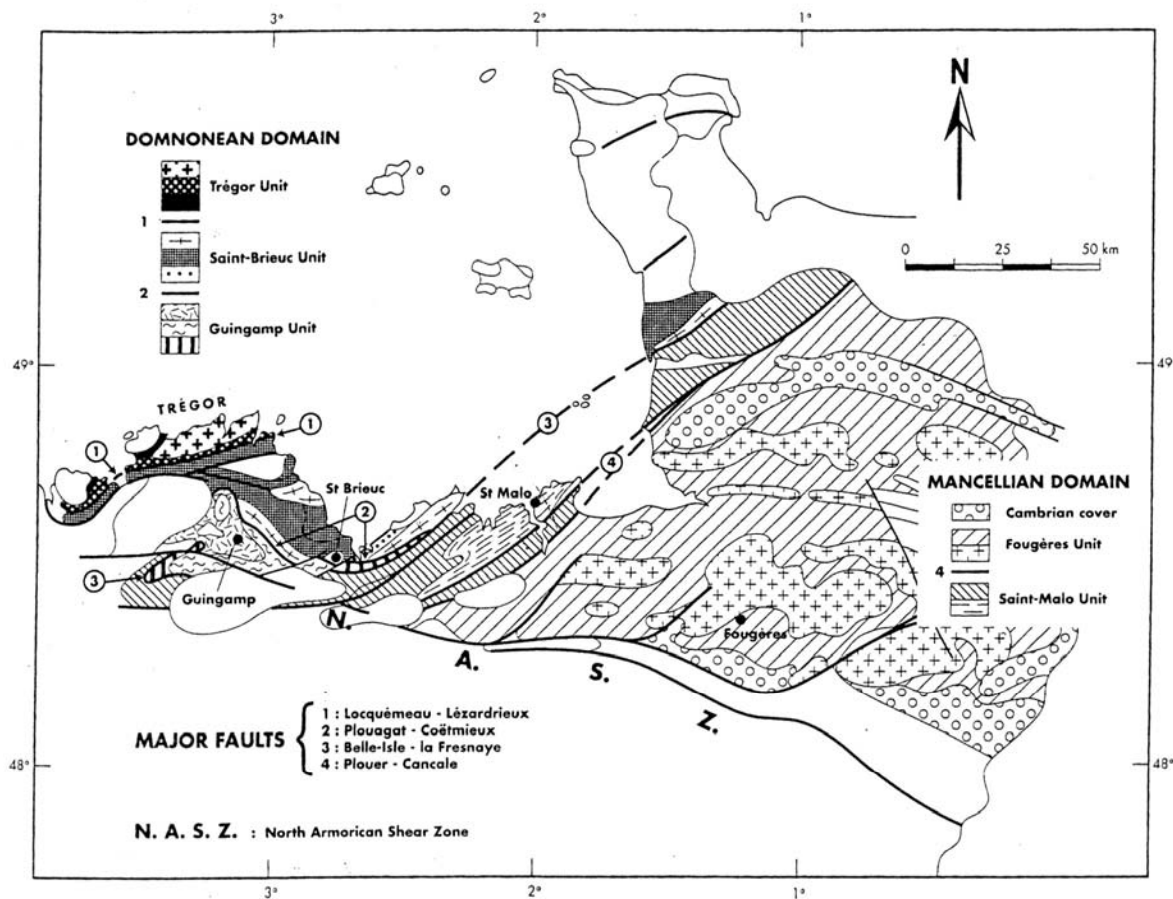


Figure 1-3. Les différentes unités du Bloc Cadomien et les failles qui les séparent (Chantraine et al., 2001)

▪ *Le Trégor*

L'unité du Trégor se compose d'un socle orthogneissique ancien, d'âge Icartien (2000 Ma, Auvray et al., 1980), sur lequel s'est développé un complexe volcanique et plutonique calco-alcalin d'âge 615 Ma. Ce dernier a été interprété comme un arc insulaire situé au dessus d'une zone de subduction (Auvray et Maillet, 1977). La question de la direction de plongement d'une plaque sous l'autre fait encore l'objet de nombreux débats.

▪ *Saint-Brieuc*

L'unité de Saint-Brieuc, accolée à l'unité du Trégor par la faille NE-SW de Locquémeau-Lézardrieux, est composée de différents types de formations affectées par un métamorphisme croissant du nord au sud :

- les Spilites de Paimpol (Auvray, 1979), formations dérivées de basaltes dans lesquelles on trouve des laves acides datées à 610 Ma (Egal et al., 1996), et la « Formation de La Roche Derrien », déposée par dessus et interprétée comme des turbidites (sédiments détritiques) ayant été déposées dans un bassin marginal, forment une succession volcano-sédimentaire ;

- la « Formation de Lanvollon », recouverte par la « Formation de Binic », fine couverture détritique d'environ 2 km d'épaisseur selon Cauvin-Cayet et al. (2001), correspond à des roches magmatiques (amphibolites et orthogneiss leucocrate), plutôt apparues sur une marge continentale amincie, et intrudées par des plutons gabbro-dioritiques d'âges compris entre 590 et 580 Ma, qui ont précédé l'orogénèse cadomienne ;
- un complexe orthogneissique, encore mal connu, semble constituer un socle éo-cadomien (autour de 750 et 650 Ma d'après Egal et al. (1996) sur lequel se serait développée la « Formation de Lanvollon ».

- ***Guingamp***

Les failles de Plouagat-Coëtmieux et Belle-Isle-La Fresnaye, contacts majeurs du Bloc Cadomien, encadrent l'unité de Guingamp, d'origine essentiellement anatectique (migmatites et leucogranites) et associée à l'exhumation du complexe d'Iffiniac-Belle-Isle (mélange d'intrusions successives de compositions chimiques très diversifiées), dont la signification géologique reste incertaine.

- ***Saint-Malo***

Les unités de Saint-Malo et de Guingamp, côte à côte, ont longtemps été considérées comme ne formant qu'une seule unité (Egal et al., 1996), mais on considère aujourd'hui que la faille de Belle-Isle-La-Fresnaye qui les sépare constitue la suture entre deux anciennes marges continentales. Ceci est montré par des études gravimétriques (Brun et al., 2001; Truffert et al., 2001) qui mettent en évidence une croûte plus dense au nord qu'au sud de cette faille. Les deux unités appartiendraient donc chacune à un domaine bien distinct (Guingamp à la Domnonée et Saint-Malo à la Mancellia).

Au sein de l'unité de Saint-Malo, la Formation de Lamballe, faiblement métamorphisée, est constituée de sédiments détritiques à lits de phtanites interstratifiés (cherts carbonés). Dabard (1989) montre que ces sédiments sont alimentés par des émissions acides issues de l'arc volcanique, et qu'ils se distinguent pétrographiquement de la Formation de Binic, postérieure. Le contexte de dépôt de ces sédiments n'est pas encore bien défini. D'après l'analyse des phtanites, l'hypothèse d'un bassin marginal immature entre 650 et 630 Ma (Dabard, 1990) peut être émise, Dabard et Loi (1998) précisent que les phtanites résultent d'une silicification secondaire (au cours de la diagenèse). Il s'avère que la migration de la zone de mélange eau douce / eau salée contrôle notamment les processus de diagenèse des phtanites (Dabard, 2000). L'hypothèse d'un prisme d'accrétion comme environnement de dépôt (Graviou, 1992) ne peut cependant pas être écartée (Dabard, 1997).

Les migmatites de Saint-Malo dérivent en partie de la Formation de Lamballe, ayant subi une fusion partielle. Nous reviendrons sur les migmatites de Saint-Malo dans le paragraphe suivant. Notons également l'intrusion du leucogranite de Cancale, d'origine crustale, affectant les deux types de formations précédentes, vers 550 Ma.

▪ *Fougères*

Au sein de l'unité de Fougères, les sédiments briovériens mancelliens, succession terrigène à phtanites remaniés, sont très peu déformés contrairement aux autres formations de la chaîne Cadomienne. Cette formation a été intrudée par un batholite granitique d'origine crustale, de même nature que les migmatites de Saint-Malo. Les hypothèses concernant la raison de la fusion de la croûte dans un domaine non épaissi sont multiples : Graviou et Auvray (1985) suggèrent par exemple la mise en place de magmas juvéniles à la base de la croûte continentale, engendrant l'anatexie du socle. Quant au substratum de cette unité, il demeure inconnu, ce qui ajoute à la méconnaissance de l'Orogenèse Cadomienne.

2) *Modèles tectoniques de l'Orogenèse*

Dans un premier temps, les auteurs ont considéré une orogénèse cadomienne en plusieurs phases (Jeannette, 1972; Brun, 1975), avec plusieurs cycles sédimentaires. Ils se sont pour cela appuyés sur la comparaison entre les formations polyphasées (ayant subi plusieurs types de déformations) attribuées au Briovérien inférieur et moyen (Lanvollon et Lamballe), et celles monophasées attribuées au Briovérien supérieur (à Binic, Jeannette et Cogné, 1968). Ainsi la montée du dôme migmatitique de Saint-Malo se serait amorcée au Cadomien I, suivie par un second cycle au cours duquel le Briovérien supérieur se serait déposé, provenant de l'érosion de la chaîne déjà en place et remaniant le Briovérien à phtanites. Les déformations du cycle Cadomien II auraient ensuite affecté la totalité des formations du Briovérien. Mais Rabu et al. (1983a,b) montrent qu'on ne peut reconnaître qu'un seul cycle orogénique cadomien, grâce à l'observation de deux gradients métamorphiques successifs, ce qui explique la discordance structurale apparente.

Les hypothèses concernant les détails de cette période ne font cependant pas encore l'unanimité. Nous allons en donner un bref aperçu en considérant chaque étape chronologique de l'orogénèse cadomienne. Nous prenons comme base de discussion (Figure 1-4) le dernier modèle paru dans la littérature (Chantraine et al., 2001).

- La formation de l'arc volcanique du Trégor est expliquée par une subduction : les positions exprimées dans la littérature divergent quant au sens de cette subduction, mais il semble aujourd'hui avéré (Graviou, 1992; Brun et al., 2001; Chantraine et al., 2001) qu'elle se soit produite du sud vers le nord, la croûte océanique d'un océan entre le Gondwana et le Bloc Cadomien subductant sous le Bloc Cadomien situé au nord. L'autre hypothèse exprimée précédemment était de supposer la présence d'un océan celtique au nord de l'Unité du Trégor subducté vers le sud sous le Bloc Cadomien (Chantraine et al., 1988; Strachan et al., 1996).

- Une extension locale ouvre ensuite le bassin de Saint-Brieuc après 655 Ma (Chantraine et al., 1988) situé dans une zone d'amincissement crustal. C'est dans ce contexte que se sont développés le complexe volcanique de Lanvollon et les plutons qui l'ont intrudé vers 600-580 Ma (Chantraine et al., 2001). Au sud, les sédiments de la formation de Lamballe sont déposés sur un socle indéterminé, soit dans un contexte de marge continentale, soit au sein d'un prisme d'accrétion (Chantraine et al., 2001).

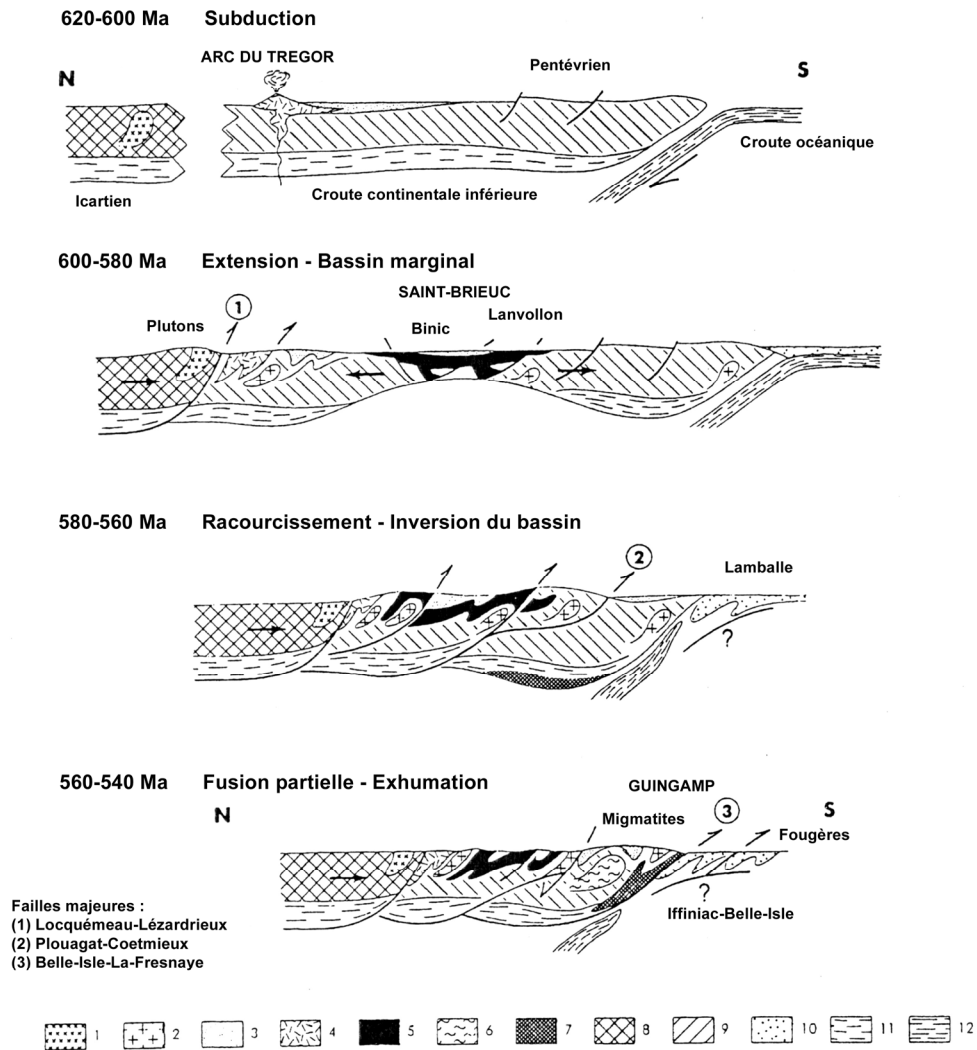


Figure 1-4. Schéma des étapes successives de l'orogénèse cadomienne selon l'hypothèse de Chantraine et al. (2001). *Unités cadomiennes* : 1 : Batholithe du nord-Trégor ; 2 : Autres plutons cadomiens ; 3 : Sédiments briovériens ; 4 : Roches volcaniques de Paimpol ; 5 : Roches volcaniques de Lanvollon ; 6 : Migmatites de guingamp ; 7 : Complexe d'Iffiniac-Belle-Isle ; *Croûte continentale* : 8 : Croûte Icartienne supérieure ; 9 : Croûte pentévrienne supérieure ; 10 : Prisme d'accrétion ou croûte continentale ; 11 : Croûte inférieure ; *Croûte océanique* : 12.

- De 580 à 560 Ma, le bassin de Saint-Brieuc est refermé et inversé par la tectonique cadomienne et vient chevaucher l'unité de Guingamp (Hébert et al., 1997) le long de la faille de Plouagat-Coëtmieux. Ce cisaillement sénestre oblique, dont les caractéristiques tectoniques ont été étudiées par Balé et Brun (1989), Brun et Balé (1990) et Brun et al. (2001), s'accompagne d'une déformation majeure et d'un gradient de métamorphisme croissant du nord vers le sud (Rabu et al., 1983). Des profils sismiques (Bitri et al., 2001) permettent de reconstituer la géométrie en profondeur du jeu de failles cisailantes. Au sein de l'unité de Guingamp, l'épaississement crustal provoque une fusion partielle de la croûte inférieure, probablement à l'origine du complexe d'Yffiniac-Belle-Isle.
- En dernière étape sont exhumées les migmatites de Guingamp et de Saint-Malo, et le complexe d'Yffiniac-Belle-Isle est extrudé le long de la faille de Belle-Isle-La-Fresnaye.

B. Le Dôme migmatitique de Saint-Malo

La mise en place du dôme migmatitique de Saint-Malo, à la fin de l'orogénèse cadomienne, a été guidée par le jeu en cisaillement des failles majeures qui l'encadrent : Belle-Isle-La-Fresnaye au nord et Plouer-Cancale au sud, ce qui lui donne une forme allongée suivant la direction NE-SW.

L'origine de ces migmatites reste encore hypothétique sur certains points. S'il semble avéré aujourd'hui que ces roches proviennent d'une fusion crustale partielle (Jeannette, 1972; Brun, 1975; Martin, 1977), la nature de la formation initiale n'est pas certaine. En effet, la Formation de Lamballe est supposée être en grande partie à l'origine des migmatites de Saint-Malo (Martin, 1980), une transition de l'auréole métamorphique du massif de Saint-Malo vers les sédiments métamorphisés de Lamballe ayant été observée au nord-ouest du dôme. Dabard (1997) apporte cependant des arguments montrant qu'une partie des faciès du dôme migmatitique de Saint-Malo doit être distinguée de la Formation de Lamballe. Elle se base notamment sur l'observation des faciès siliceux carbonés présents sur le site de Plancoët qui ne présentent pas les mêmes caractéristiques que les phthanites interstratifiés dans la Formation de Lamballe. Darlet et al. (1990) considèrent d'autre part que les métasédiments observés dans la vallée de la Rance sont plus proches de la Formation de Binic que de celle de Lamballe, et qu'ils constituent de ce fait un cas particulier au sein de l'unité de Saint-Malo.

En ce qui concerne les faciès pétrographiques du massif de Saint Malo, Jeannette (1972) en distingue trois principaux :

- un noyau migmatitique composé de gneiss hétérogènes partiellement granitisés ;
- une enveloppe de gneiss à cordiérite et à sillimanite dans laquelle les phénomènes de remobilisation sont faibles ou nuls ;
- des séries métamorphiques périphériques (faciès schisteux et gneissique à grain fin) dans lesquelles on reconnaît directement la trame sédimentaire originelle : arkosique, greywackeuse ou pélitique.

Le site de Plancoët se situerait entre le noyau migmatitique et l'enveloppe de gneiss à cordiérite et à sillimanite (Figure 1-5).

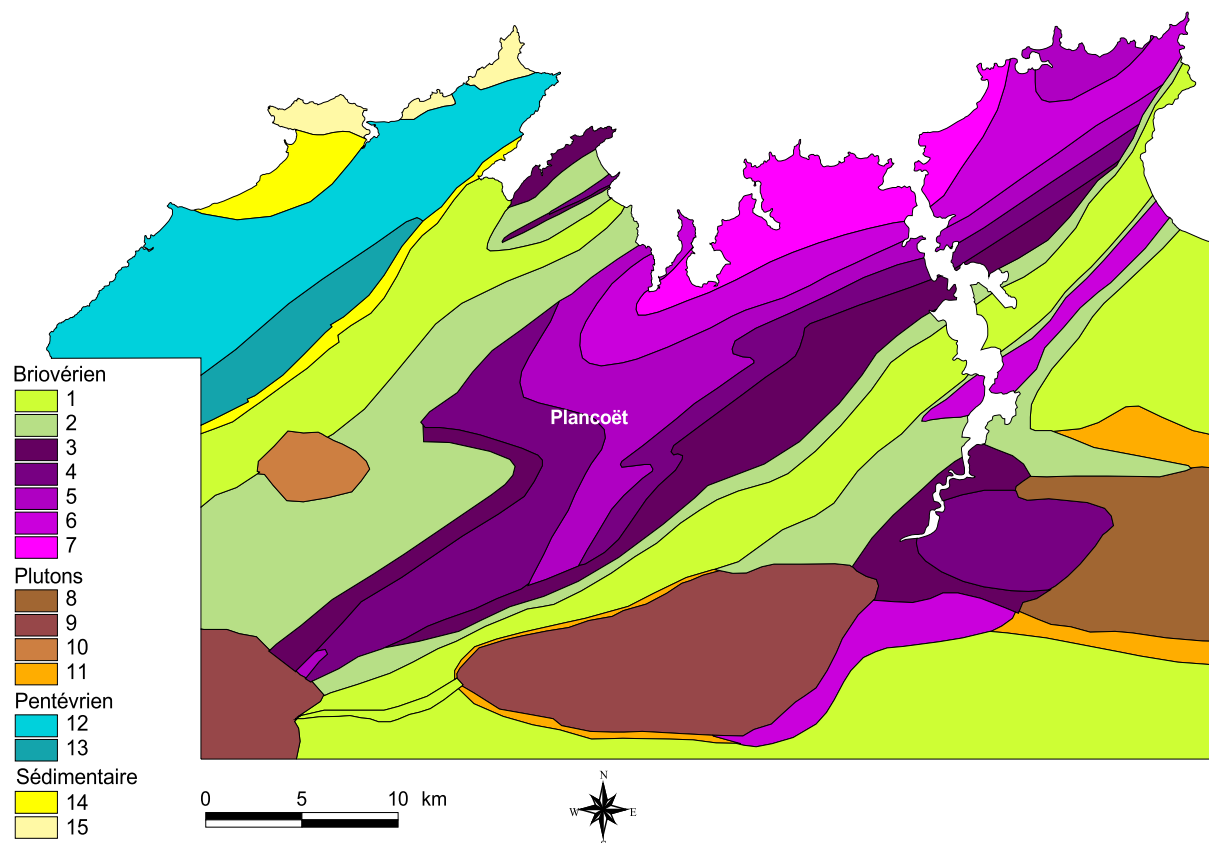


Figure 1-5. Faciès pétrographiques du Massif de Saint-Malo d'après Jeannette (1972). 1 : Schistes séricito-chloriteux ; 2 : Micaschistes à biotite et muscovite ; 3 : Gneiss albitiques ; 4 : Gneiss plagioclasiques ; 5 : Gneiss à microcline ; 6 : Gneiss à cordiérite et sillimanite ; 7 : Gneiss migmatitiques ; 8 : Granite cadomien ; 9 : Granite hercynien ; 10 : Gabbro ; 11 : Métamorphisme de contact ; 12 : Gneiss dioritiques ; 13 : Amphibolites ; 14 : Grès ; 15 : Série d'Erquy

Brun (1975) distingue quant à lui trois différents types de gneiss au sein du noyau migmatitique : (i) des « gneiss d'injection », où un mobilisat a été dissocié du reste de la roche par des mécanismes de cisaillement ou de boudinage ; (ii) des gneiss rubanés, dans lesquels on observe une alternance de lits sombres (mélanosome) et clairs (leucosome), interprétés comme un début de fusion partielle ; (iii) des gneiss granitoïdes homogènes et d'aspect granuleux grossier, correspondant à un stade évolué de remobilisation migmatitique. Des zones de transition, où ces différents faciès sont étroitement imbriqués, sont fréquemment observées.

Sur chacun de ces faciès, trois phases de déformation peuvent être reconnues (Brun, 1975), la première affecte les structures parallèlement au rubanement sédimentaire, la seconde est notamment marquée par des plis de direction N060-080° en moyenne, la troisième, sécante sur la seconde, est difficile à identifier à cause de sa direction proche de la précédente (N000°-N030°), mais elle semble être associée à la montée du dôme migmatitique (structures anticlinales de grande envergure). Ces déformations, à caractère continu et progressif, ont provoqué la recristallisation et la muscovitisation de quasiment toutes les roches, ce qui rend difficile la reconstitution des faciès d'origine.

C. Réactivation hercynienne du massif de Saint-Malo

L'autre événement tectonique qui a marqué fortement l'histoire de la Bretagne est l'orogénèse Hercynienne (vers 360 Ma). Ce sont surtout les formations du centre et du sud de la Bretagne (situées au sud de la zone de cisaillement nord-Armoricain, notée NASZ en Figure 1-3) qui ont été affectées par cette période, on observe néanmoins quelques témoins de cette tectonique au sein du Bloc Cadomien.

Un champ de dykes de dolérite, daté à 330 Ma environ (Perroud et al., 1986), a notamment été injecté au sein des formations du nord de la Bretagne. Jeannette (1972) en fait une description pétrographique dans le massif de Saint-Malo, sans préciser l'âge de ces formations. La mise en place de ces filons est reliée à une tectonique de type extensif (Ballèvre et al., 2001) au cours de l'Hercynien, la position d'une chambre magmatique à l'origine de ces matériaux volcaniques a été repérée grâce à l'analyse conjointe de données magnétiques (Lefort et Aïfa, 1996) et gravimétriques (Aïfa et Lefort, 2001).

Une compression nord-sud a ensuite réactivé le système de failles cadomiennes (NE-SW) en décrochement sénestre (Ballèvre et al., 2001) et recoupé ces dykes qui apparaissent discontinus (Aïfa et Lefort, 2001) ou décalés. Une carte aéromagnétique (Galdeano et al., 2001) permet de confirmer la position des dykes principaux, repérés par de fortes anomalies magnétiques. Cette carte sera comparée plus loin à la cartographie de cette étude, issue d'analyses d'images et d'observations de terrain. Quelques granites comme celui de Dinan recoupent ce champ de dykes (Galdeano et al., 2001) et ont donc été mis en place postérieurement (Aïfa et Lefort, 2001).

D. Evolution du paysage post-hercynien

Après l'Hercynien, il est difficile de révéler les déformations cassantes liées aux orogènes pyrénéen et alpin au sein du massif de Saint-Malo. Par contre le relief, sujet à l'altération et l'érosion, prend des allures variables selon les époques. Les principaux facteurs responsables de l'altération sont les mêmes quel que soit le type de roches, cependant leur influence ne se manifeste pas de la même façon sur différentes lithologies. Simon-Coinçon et al. (1997) notent l'influence essentielle de facteurs extérieurs comme les variations climatiques et l'évolution du niveau de base de la mer (déjà relevée par Durand, 1960), soit à l'échelle globale (eustatisme), soit à l'échelle locale (surrections tectoniques ou subsidences, qui contrôlent d'après Wyns (2002) le potentiel d'enfoncement des profils d'altération), mais relèvent également le rôle du paysage préexistant sur l'évolution de celui-ci. Cette histoire est difficile à reconstituer dans son intégralité, dans la mesure où l'érosion d'un paysage vient détruire les traces des événements précédents. Donnons un aperçu des périodes d'altération pertinentes relevées dans le Massif Armoricaïn, ainsi que des diverses approches mises en œuvre pour cette reconstitution.

1) Périodes d'altération dans le Massif Armoricaïn

Wyns (1991) s'est intéressé particulièrement aux surfaces d'érosion (pénéplaines) de la Bretagne, et en relève quatre principales : les surfaces préliasique, précénomanienne, paléogène et néogène, d'âges respectifs moyens 205 Ma, 100 Ma, 50 Ma et 15 Ma d'après Foucault et Raoult (2001).

La première est mal connue car très peu étudiée. Guillocheau et al. (2003) notent un aplanissement à cette période dans l'actuel domaine sud-ouest du massif armoricaïn.

Au Jurassique-Crétacé inférieur est associée une période modérément humide (Tardy et Roquin, 1998), au cours de laquelle les roches sont altérées. L'hydrolyse des différents cristaux au sein de la roche mère produit des argiles de décomposition, dont la séquence d'apparition en fonction du degré d'altération a été étudiée par Tardy (1969). Quelques horizons argilisés sur plusieurs dizaines de mètres, ou profils d'altérites précénomaniennes, ont été ainsi décrits dans le Massif Armoricaïn (Wyns, 1991).

Une période beaucoup plus humide et chaude s'étend du Crétacé supérieur à la fin de l'Eocène (Tardy et Roquin, 1998). Sous l'influence de ce climat agressif, les roches émergées subissent une érosion puis une altération importante. Au cours d'une période comme celle-ci où le développement d'un couvert forestier important empêche le transport de matériaux détritiques (phénomène appelé biostasie), les sédiments déposés résultent en principe de la recristallisation d'éléments chimiques dissous pendant l'altération météorique des roches en place (Erhart, 1967). Une période de rhexistasie (disparition du couvert végétal et érosion intense des sols (Erhart, 1967) et des profils d'altération) au cours de l'Yprésien (Eocène inférieur) est relevée par Estéoule-Choux (1967) grâce à l'observation de dépôts argileux importants résultant du décapage d'horizons précédemment altérés. Elle suppose qu'une légère modification du climat, devenu un peu moins humide mais toujours aussi chaud, laisse la forêt dépérir par un assèchement progressif et une surconcentration des solutions du sol. Une fois la protection du sol disparue, le climat resté assez humide lessive les matériaux meubles et remet les roches saines à nu. Comme ce climat agressif se prolonge, une nouvelle phase de biostasie avec formation de profils d'altérites importants recommence. Plus récemment le paramètre tectonique a été invoqué (Wyns, 1991; Wyns, 2002) pour expliquer une érosion intense suivie d'un approfondissement des profils d'altération : la surrection d'une grande partie de la France, liée à une déformation de grande longueur d'onde en réponse à une compression N-S due à la convergence Afrique-Eurasie (flambage lithosphérique dit « pyrénéen ») a été mise en évidence à la limite du Crétacé-Tertiaire (Guillocheau et al., 2003). Wyns (1991) note en Bretagne un exhaussement de plus de 120 m, qui aurait été résorbé au cours de l'Oligo-Miocène. Une succession de phases biostasiques et rhexistasiques complexes au cours de l'Eocène conduit à la formation de la surface paléogène (Wyns, 1991). Les altérites de cette période, très développées sur la bordure nord du Massif Central (Simon-Coinçon et al., 1997; Simon-Coinçon et al., 2000), sont connues sous le nom de « Sidérolitique » (Wyns, 1991).

La dernière surface connue, la surface néogène, semble n'être associée qu'à de faibles altérations (Wyns, 1991), ce qui paraît compatible avec un épisode relativement froid et sec au Miocène supérieur (Tardy et Roquin, 1998).

On retient surtout le Précénomanien et le Paléocène-Eocène pour la création des profils d'altération importants, aujourd'hui reconnus en Bretagne (Guillocheau et al., 2003), en sachant que les altérites précénomaniennes ont été moins observées que les autres.

2) *Profils d'altération en milieu cristallin*

Nous avons vu que l'altération ne se manifestait pas de la même façon sur différentes lithologies. Attachons-nous maintenant à décrire les profils d'altération en milieu cristallin, puisque c'est ce type de milieu que l'on trouve sur le Massif de Saint-Malo.

Grâce aux études de Wyns et al. (2004), on reconnaît aujourd'hui l'existence de deux horizons stratiformes (Figure 1-6) dans le profil d'altération des roches de socle développé sur la roche saine sous-jacente :

- Des altérites ou arènes, argileuses ou argilo-sableuses, sont développées en surface sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur lorsque le profil est complet. Ces formations, très meubles car bien altérées, constituent le compartiment peu perméable, mais capacitif, de l'aquifère. Cet horizon d'altération joue donc le rôle principal dans le stockage des ressources en eau. Compte tenu de sa faible perméabilité, l'eau qui y séjourne acquière une minéralisation importante, avec une signature géochimique caractéristique ;
- Entre la roche saine imperméable et les altérites de surface, il faut noter l'existence d'un horizon intermédiaire appelé horizon fissuré, l'origine des fissures étant souvent attribuée à la décompression (Davis et Turk, 1964; Acworth, 1987; Wright, 1992), cités par Lachassagne et al. (2001), et pouvant atteindre des épaisseurs de l'ordre de la cinquantaine de mètres. Il constitue en fait la première étape d'altération de la roche saine (Lachassagne et al., 2001; Wyns et al., 2004), au cours de laquelle les biotites sont transformées au contact de l'eau en chlorite puis en argiles gonflantes. L'augmentation du volume qui résulte de cette altération produit des contraintes à l'intérieur de la roche, ce qui provoque une fissuration sub-horizontale dans le cas d'une roche homogène. Plus l'altération progresse, plus l'espacement entre les fissures se rétrécit (progression de bas en haut sur un profil), jusqu'à atteindre un écart de la taille des minéraux, où la roche commence à s'aréniser. Contrairement aux altérites, ce milieu présente une perméabilité élevée et forme la partie transmissive de l'aquifère.

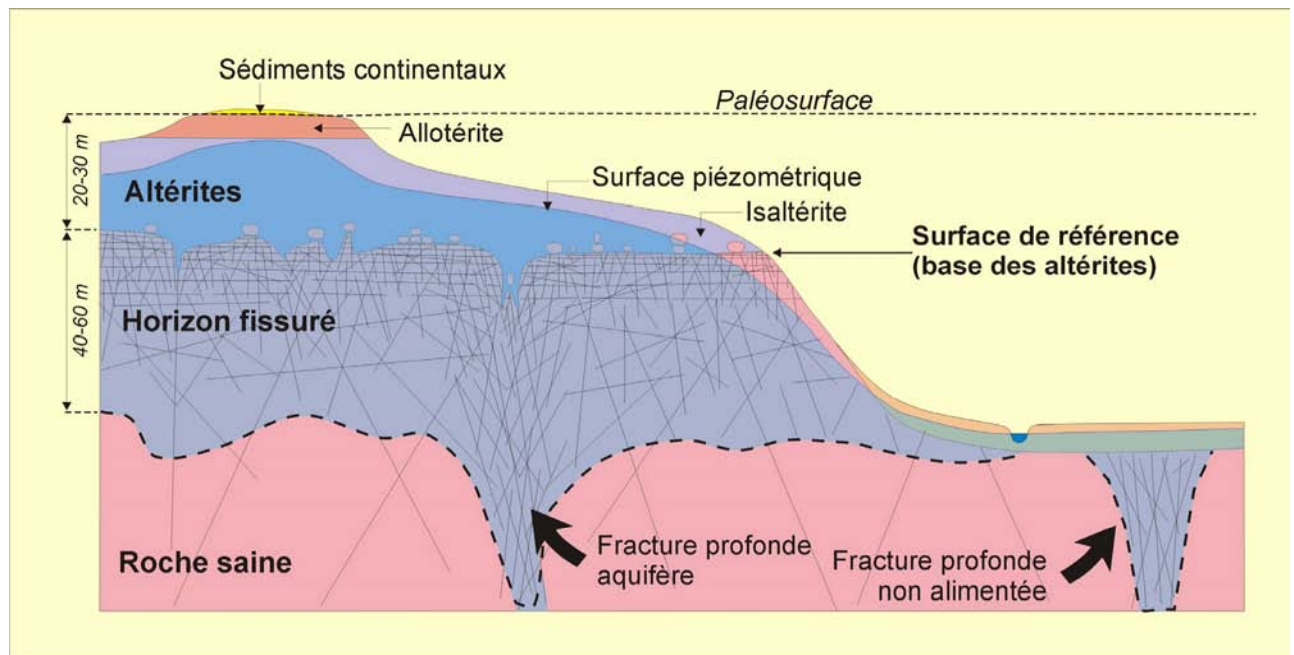


Figure 1-6. Modèle de développement d'un profil d'altération selon Wyns et al. (2004)

3) *Modèle du relief actuel*

Pour terminer l'histoire géologique et géomorphologique du Massif de Saint-Malo, étudions brièvement les périodes pendant lesquelles s'est modelé le relief actuel.

Les premiers systèmes fluviaux reconnus sont datés du Mio-Pliocène (van Vliet-Lanoë et al., 1998). Ces systèmes semblent montrer des profils d'aggradation (avec dépôt de sédiments liés à une transgression marine) plutôt que d'érosion (Bonnet et al., 2000). Cependant les systèmes fluviaux actuels ne suivent pas tout à fait les mêmes réseaux que ceux du Mio-Pliocène et sont datés du Quaternaire (Bonnet et al., 2000; Jost, 2005). Il est également montré que l'incision des vallées au cours du Quaternaire s'est effectuée en deux étapes majeures (Bonnet et al., 2000), avec une légère surrection tectonique de 30 m entre les deux. Une succession de transgressions / régressions marines d'amplitude 5 m liée aux variations climatiques de cette période a permis un apport de sédiments marins dans les vallées, notamment la tange flamandaise au sein de l'Arguenon (Milon, 1955).

E. Synthèse des connaissances géologiques initiales

Que faut-il retenir de cette histoire géologique ? Nous savons que le site d'étude se trouve au sein du dôme migmatitique de Saint-Malo, formations sédimentaires déposées en contexte volcanique au Briovérien, et qui ont subi une fusion partielle lors de l'orogénèse cadomienne. Cet événement tectonique est lié à la subduction sous le Bloc Cadomien d'un océan au sud de celui-ci, limité au sud par le continent Gondwana.

Même si les auteurs ne s'accordent pas complètement sur l'origine sédimentaire des formations qui constituent le dôme de Saint-Malo, celles-ci contenaient entre autre des roches siliceuses (quartzites) interstratifiées dans la formation d'origine et riches en matière organique. Des témoins de ces roches d'origine, complètement recristallisées et intensément déformées pendant la fusion partielle du massif et sa remontée vers la surface, subsistent au sein du massif métamorphique, plissées comme le reste du massif et alignées suivant une direction principale N030-060°E. Nous appellerons ces roches-témoins des phtanites, malgré les observations de Dabard (1997) qui montrent que ces roches ne sont pas toutes de la même origine que les phtanites interstratifiés de la Formation de Lamballe. Un des fragments principaux de ces phtanites se situe au centre du site d'exploitation d'eau étudié, sur le Tertre de Brandefert.

Les formations encaissantes sont des roches cristallines proches du granite à deux micas dans leur constitution, mais très hétérogènes en ce qui concerne leur texture (foliation plus ou moins marquée, taille des grains variable, présence d'enclaves...) du fait de leur fusion partielle. La meilleure cartographie de ces formations à ce jour est celle de Jeannette (1972) en Figure 1-5, réalisée à l'échelle 1/180 000, et elle ne présente pas les discontinuités structurales.

Des filons d'origine volcanique (dykes de dolérite) ont intrudé le massif selon une direction N-S au cours de l'Hercycien, dont les principaux ont été cartographiés par Barrois (1892) à l'échelle 1/80 000.

Nous supposons enfin que la présence de ressources en eau est en partie liée au développement, probablement au cours du Paléocène-Eocène, de profils d'altération stratiformes importants, plus ou moins profonds selon la structure locale des formations, incisés par des vallées au Quaternaire. Deux horizons peuvent être principalement distingués au sein du profil d'altération au dessus de la roche saine, selon leur degré d'altération : les altérites de surface et la zone fissurée sous-jacente.

II. Géométrie 3D de l'aquifère

Après avoir décrit l'histoire géologique de la région du site d'étude, nous souhaitons préciser la connaissance locale des structures décrites. En effet, les cartes géologiques de Barrois (1892) et de Jeannette (1972) sont trop anciennes (terminologie des faciès dépassée pour la carte de Barrois) et à échelle trop petite (au maximum 1/80 000) pour répondre à la problématique hydrogéologique, d'autant plus que les profils d'altération ne sont pas pris en considération. A des fins d'exploitation aquifère, les éléments essentiels à connaître dans ce contexte sont les suivants :

- Quels sont les accidents qui jouent un rôle sur les flux d'eau souterrains ? On effectuera la cartographie des structures marquées dans le paysage, failles avec déplacement de blocs, fractures, filons, contacts entre deux lithologies contrastées, etc. Une analyse statistique de ces accidents sera également effectuée pour révéler les directions préférentielles.
- Quelle est la puissance de l'aquifère, ou autrement dit l'épaisseur des profils d'altération ? Nous nous proposons de cartographier ces profils d'altération et d'en déduire leur épaisseur en chaque point de la carte.
- Que deviennent en profondeur les éléments cartographiés en surface ? La prospection géophysique permet de confirmer localement la structure en trois dimensions indiquée par la cartographie de surface.

Ces investigations diverses permettront de construire un modèle géométrique de l'aquifère en trois dimensions, qui servira de base pour l'élaboration d'un modèle de transfert de l'eau en souterrain (modèle hydrogéologique spatialisé) utilisable pour gérer la ressource en eau.

A. Cartographie des linéaments en deux dimensions

On appelle linéament tout accident linéaire marqué dans la topographie. Celui-ci peut révéler l'alternance de roches de duretés différentes (Scanvic, 1993; Derooin et Deffontaines, 1995) ou bien la présence d'une faille ou fracture ; une fracture est souvent marquée par une incision de vallée assez étroite en raison de l'érosion préférentielle à laquelle elle est sujette. L'observation d'un linéament en relief conduit plutôt à interpréter cette anomalie comme un filon d'une roche plus résistante que l'encaissant. Un contact entre deux lithologies contrastées peut également conduire à une érosion différentielle marquée dans la topographie. Enfin, il faut rester vigilant pour ne pas confondre les accidents naturels et les facteurs anthropiques dans le paysage (routes, fossés, etc.).

La méthode la plus simple pour cartographier les structures linéaires est d'analyser le réseau hydrographique, celui-ci suivant naturellement les chemins les plus facilement érodés. Ceci permet de repérer assez rapidement les failles et fractures suffisamment altérées pour guider un cours d'eau pérenne et fonctionne plutôt bien dans des milieux favorables au développement d'un réseau hydrographique conséquent, comme notre site d'étude. Afin de repérer également les structures non marquées par des cours d'eau, la carte topographique à l'échelle 1/25 000 fournit des indications indispensables sur le relief. En suivant les courbes de niveau, il est possible de repérer de nombreux accidents linéaires, mais ce travail de relevé manuel est un peu fastidieux, surtout dans les milieux à relief faiblement accusé. Les photos aériennes, souvent à la même échelle que les cartes topographiques, apportent une vision en 3D du relief quand elles sont utilisées en projection stéréographique. Nous commenterons ici l'analyse des linéaments sur le site de Plancoët par observation de photos aériennes.

Par ailleurs, il existe aujourd'hui des outils numériques performants pour l'analyse du relief qui permettent d'aller encore plus loin dans l'interprétation des accidents. Nous avons par exemple utilisé un Modèle Numérique de Terrain (MNT), fichier qui donne l'altitude moyenne sur chaque maille de 25 m de côté. Ce fichier, bien que moins précis que les photos aériennes, ouvre de grandes possibilités quant à l'analyse du relief.

1) *Imagerie aérienne*

Nous disposons de deux missions de photographies aériennes sur le site de Plancoët, achetées à l'IGN. Huit photos en noir et blanc (au format 19 cm×19 cm) d'une mission réalisée en août 1961 à l'échelle 1/25 000 permettent de couvrir une surface de 55 km² environ autour de Plancoët en comptant le recouvrement des photos nécessaire à la vision en relief. Nous avons également choisi six photos d'août 1998 en couleur (au format 24 cm×24 cm) et à la même échelle que précédemment, avec une couverture également de 55 km². Il est intéressant de comparer ces deux missions qui apportent une vision multi date et des informations différentes. Sur la plus ancienne apparaît en effet un parcellaire très fragmenté, dont l'organisation est en partie liée à une adaptation au relief. Les couleurs sur la mission de 1998 permettent par contre de voir plus de contrastes. Ces deux missions ont été réalisées en été, il n'existe pas de mission IGN effectuée en hiver sur cette zone, sans doute pour éviter un couvert nuageux gênant. L'inconvénient de la saison estivale est une couverture végétale épaisse dans les endroits boisés, qui est susceptible de masquer des accidents.

a. Interprétation de la mission de 1961

L'analyse de la répartition du parcellaire sur les photos aériennes de 1961 permet de repérer des reliefs allongés interprétés comme des dykes de roche résistante (essentiellement dolérite). Deux exemples sont montrés en Figure 1-7, où les contours courbés des champs montrent un allongement en général perpendiculaire à celui de la structure en relief. Selon l'accentuation du relief plus ou moins forte, un critère de qualité est affecté à chaque structure interprétée : 1 pour les structures incertaines ou imprécises, 2 pour les structures bien marquées.

On repère également sur ces photos des failles ou fractures marquées par des creux rectilignes, essentiellement marqués dans les vallées. De ce fait, l'interprétation des failles est limitée aux endroits proches du réseau de drainage. De même que pour les dykes, un facteur de qualité est attribué à chaque faille tracée. La carte résultante de cette analyse est montrée en Figure 1-8 à l'échelle de la surface couverte par les photos de 1961.

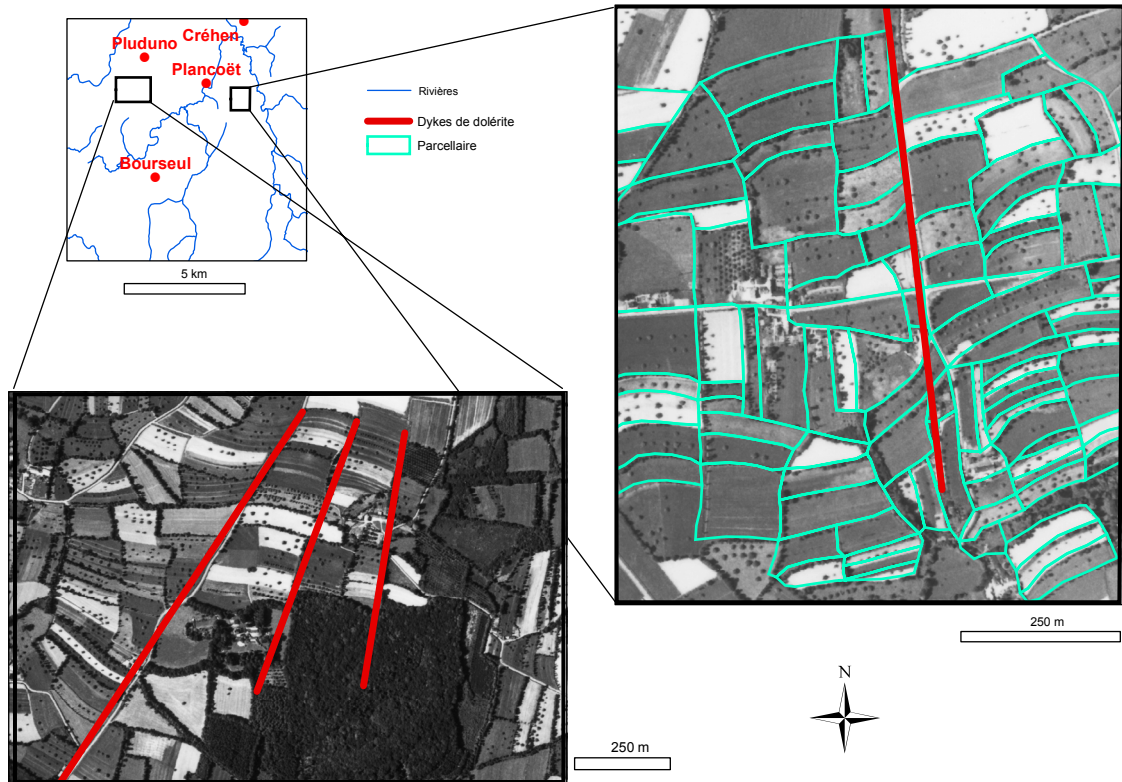


Figure 1-7. Exemples locaux d'interprétation de dykes de dolérite à partir du parcellaire des photos aériennes de 1961

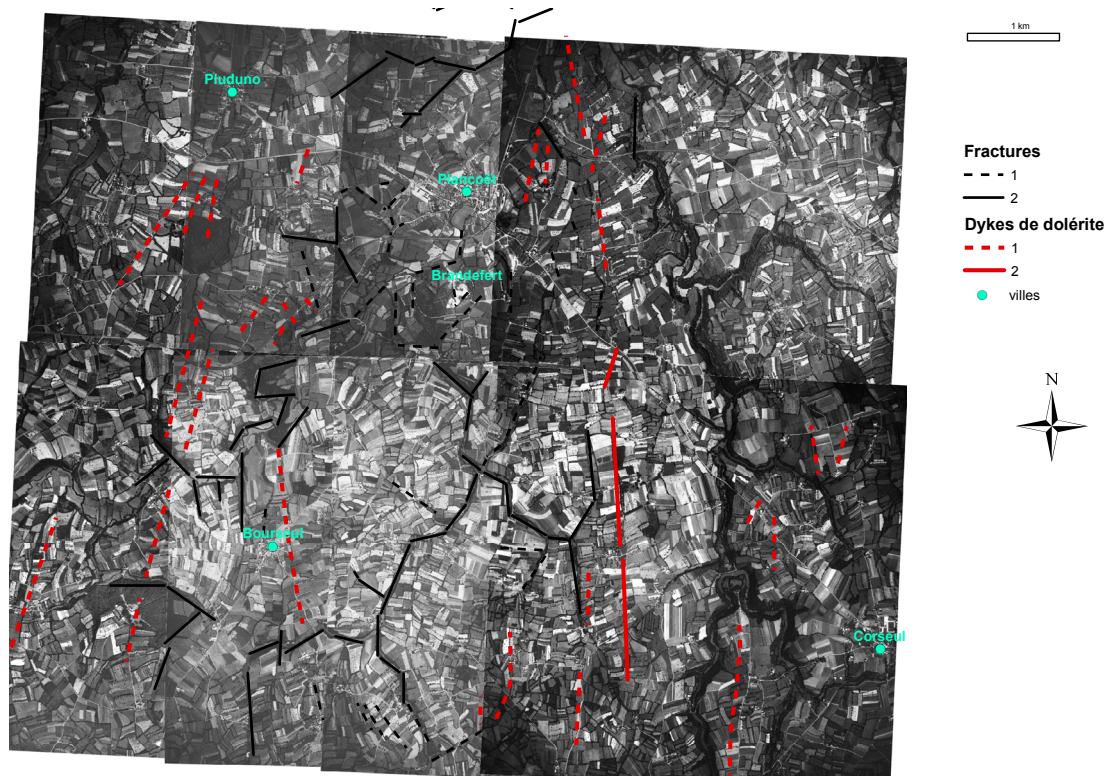


Figure 1-8. Interprétation des photos aériennes de 1961 sur la surface recouverte

b. Interprétation de la mission de 1998

Les photos aériennes de 1998 complètent la mission de 1961, les couleurs rendent l'interprétation un peu plus aisée. Des contrastes de couleur au sein d'une même parcelle peuvent être interprétés comme des failles s'ils sont accompagnés d'un contraste de relief. On attribue également des facteurs 1 et 2 pour les différentes structures interprétées (dykes et fractures). La Figure 1-9 présentant l'analyse des photos de 1998 peut être comparée à la Figure 1-8 correspondant aux photos de 1961 : quelques différences d'interprétation sont relevées, surtout au sud de Plancoët, au niveau du Tertre de Brandefert. En cet endroit, la carrière de phtanites qui était exploitée en 1961 est devenue un lac au milieu d'un petit bois, ce qui conduit à des divergences d'interprétation.

c. Synthèse photos aériennes

La carte structurale issue de l'interprétation des photos aériennes (Figure 1-10) résulte d'une analyse critique des deux cartes interprétées. Elle montre des dykes de dolérite et des fractures avec des facteurs de qualité définis comme suit :

- valeurs 0 et 1 sur les deux interprétations → structure non retenue ;
- valeurs 0 et 2 → facteur 1 après analyse ;
- valeurs 1 et 1, ou 1 et 2, ou 2 et 2 → facteur 2 après analyse.

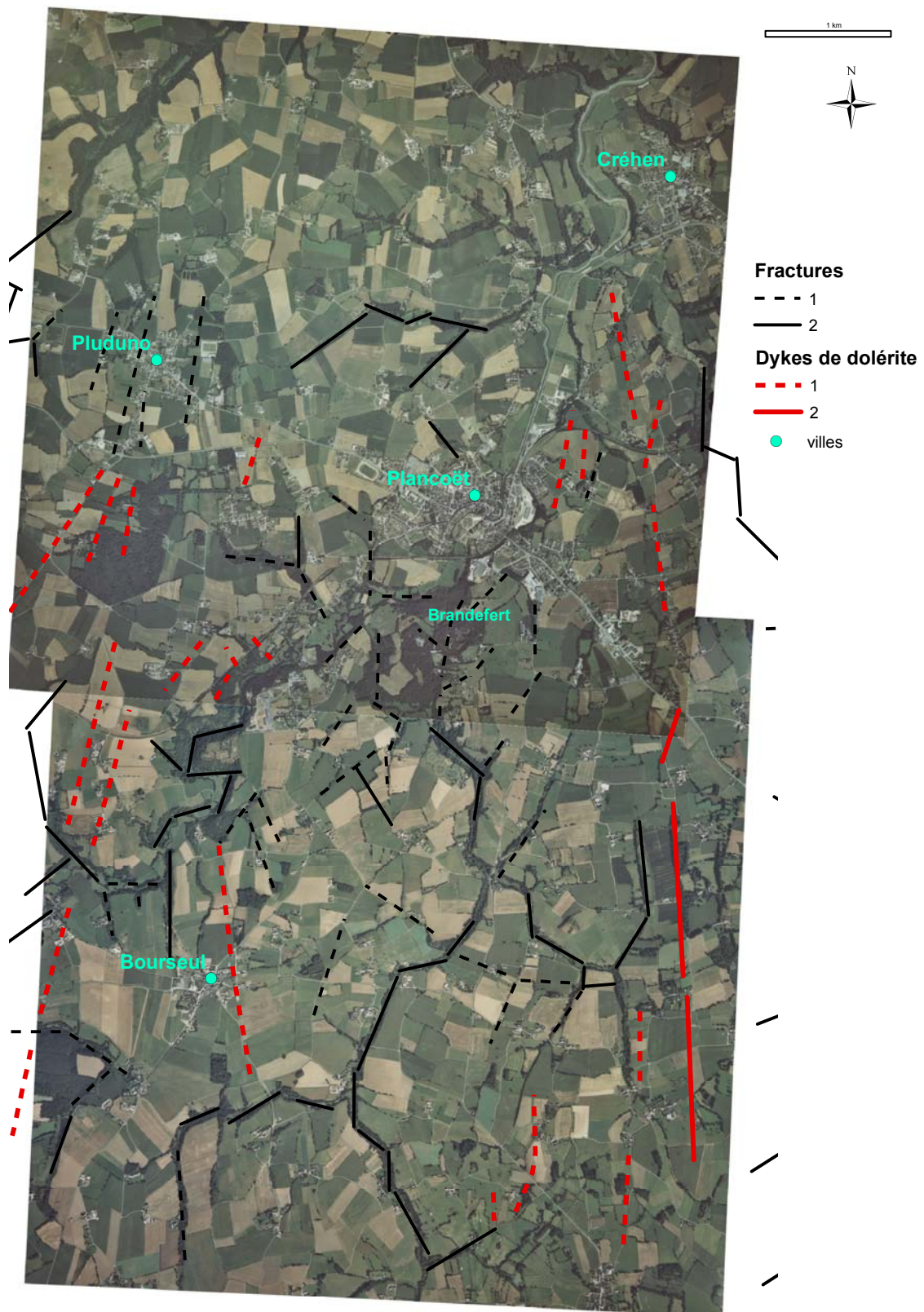


Figure 1-9. Interprétation des photos aériennes de 1998

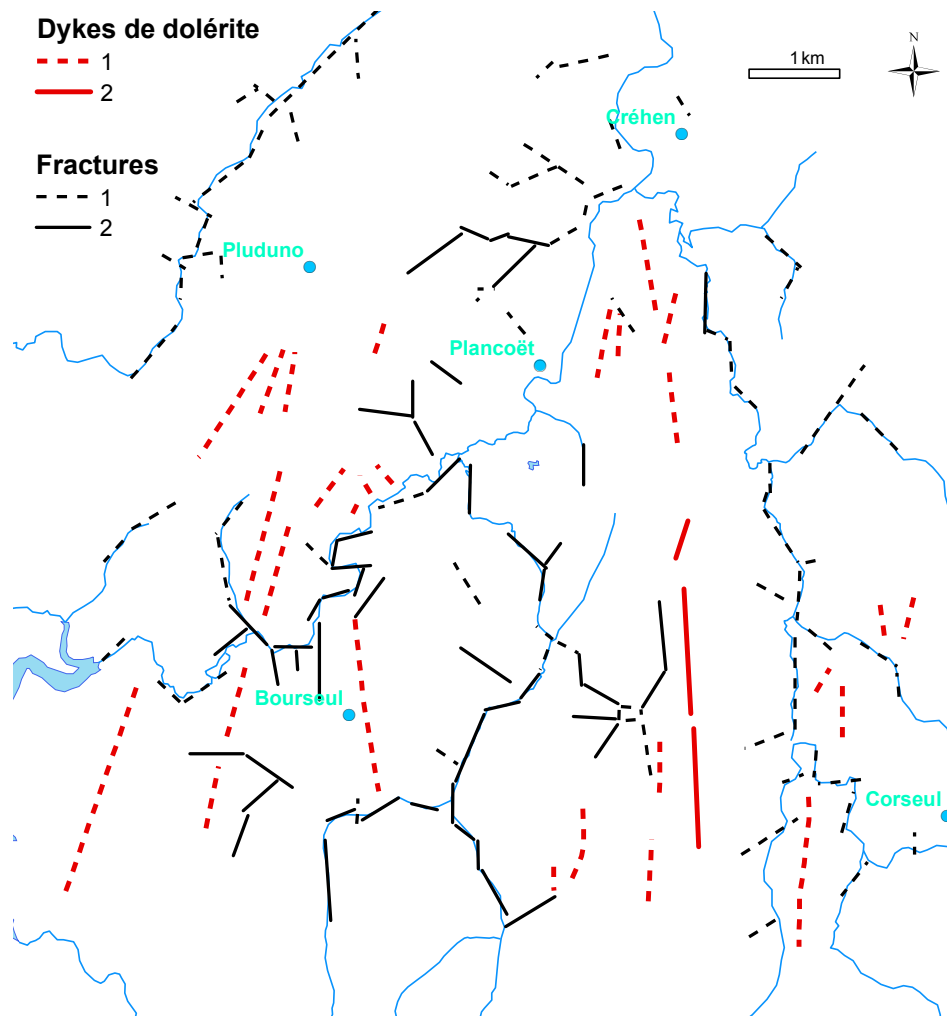


Figure 1-10. Carte de synthèse des interprétations de photos aériennes

2) *Modèle Numérique de Terrain*

Afin de compléter l'information déjà obtenue grâce aux photos aériennes, nous avons utilisé un MNT. Ce fichier de données a été traité sous un Système d'Information Géographique (SIG), ce qui permet d'en tirer un maximum d'informations. Il est par exemple possible de créer des images avec une visualisation du relief, sous différentes formes : le gradient d'altitude peut être représenté par un gradient de couleurs, des ombres peuvent être créées artificiellement sur les reliefs (estompages), avec une orientation d'éclairage choisie, on peut également représenter les variations de pentes.

Afin de voir un maximum de structures linéaires marquées dans la topographie, quatre estompages de MNT ont été réalisés, suivant des éclairages provenant des directions suivantes : N045°, N135°, N225° et N315°. Sur chacune de ces images,

des structures en relief et en creux sont remarquées dans la topographie et ajoutées à la base de données cartographique. Un exemple des variations observées entre deux estompages avec des éclairages orientés différemment est montré en Figure 1-11. Le même principe de facteurs de qualité utilisé pour les photos aériennes est appliqué aux structures interprétées : on donne un facteur de 1 si une structure n'est pas claire ou observée sur seulement une ou deux images, et un facteur de 2 si la structure est bien marquée sur les quatre images.

On ajoute à la cartographie structurale l'interprétation de quelques phtanites marqués en relief et orientés environ N045°, comme la foliation générale des roches. Cette interprétation se base à la fois sur la carte géologique existante (Barrois, 1892), sur des observations de phtanites sur le terrain, et sur la confirmation d'un relief observé sur le MNT, dont on peut ainsi corriger l'orientation. Le résultat est montré en Figure 1-12.

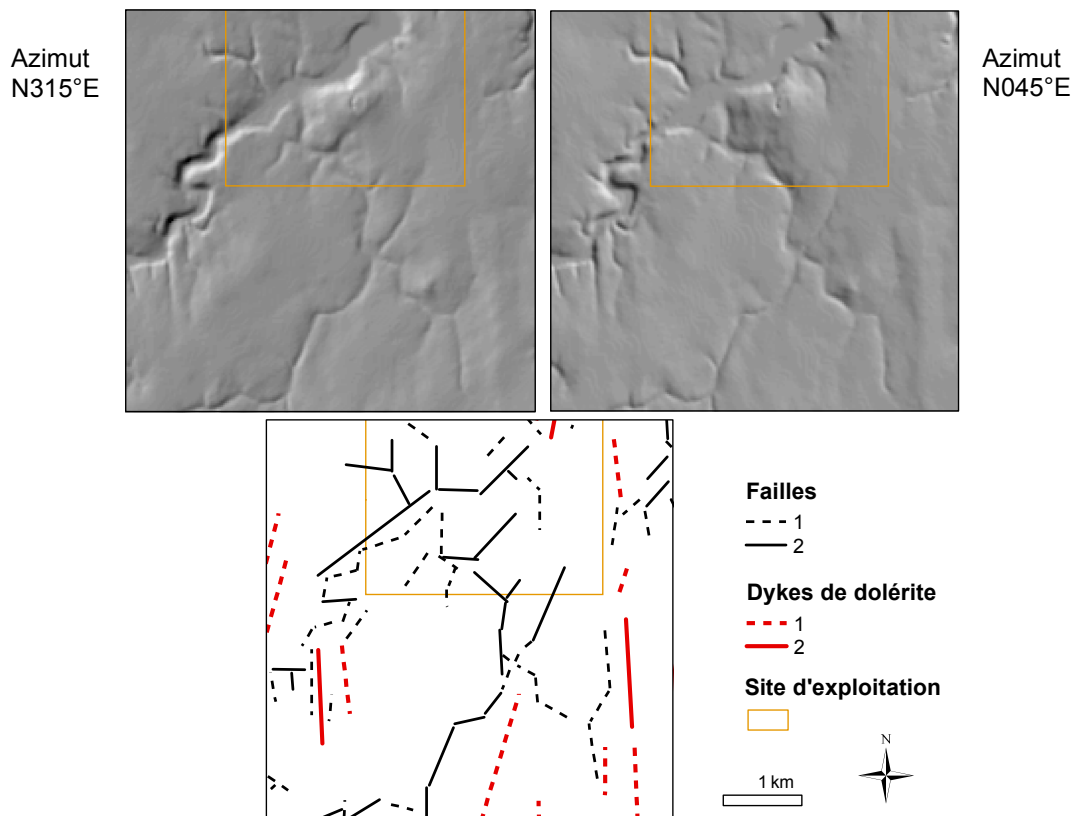


Figure 1-11. Exemples de différents estompages du MNT et interprétation

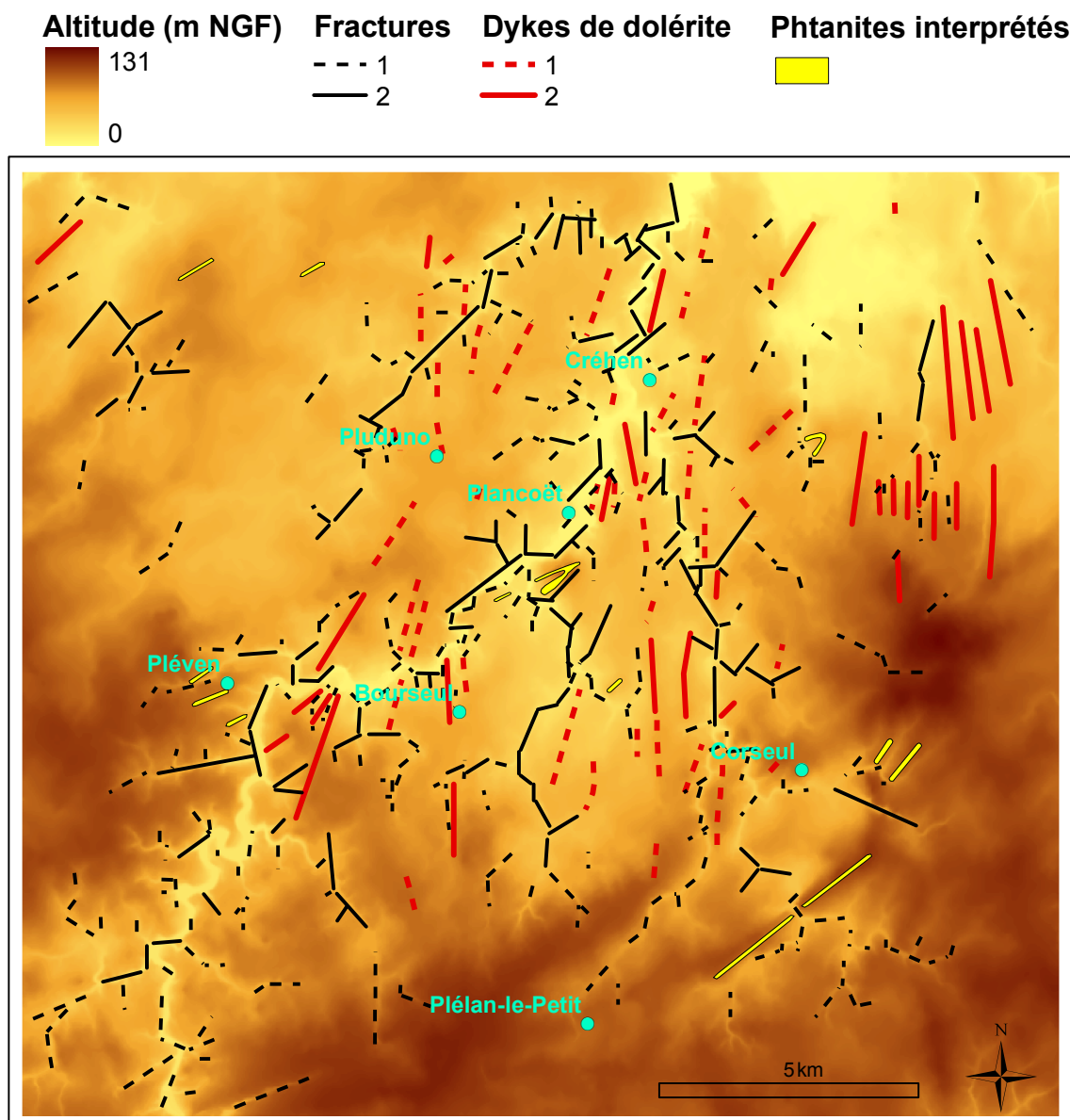


Figure 1-12. Carte structurale d'après analyse du MNT

3) *Observations de terrain*

Afin de valider la carte structurale, nous avons voulu confirmer la présence de structures par des observations de terrain. Compte tenu de la médiocrité générale des affleurements dans cette région, il est assez difficile de repérer sur le terrain les failles et fractures importantes. Par contre, les dykes de dolérite sont plus facilement identifiables. Nous avons donc procédé à une cartographie de terrain pour identifier les variations de lithologies liées à l'histoire tectonique des formations : les schistes ayant subi une fusion partielle sont distingués des

gneiss plus métamorphisés, la présence d'enclaves de phtanites remaniés est confirmée, et l'observation de dolérite au droit de linéaments en relief déjà observés valide la cartographie de ces linéaments. Selon le type d'observation de dolérite, simples blocs épars déplacés de manière anthropique ou dykes en place dont on peut mesurer l'épaisseur et l'orientation, un facteur de qualité « terrain » est attribué de la même manière que pour les précédentes cartographies.

L'affleurement de phtanites au sein de l'ancienne carrière du Tertre de Brandefert présentant un bel affleurement, une campagne de mesures structurales a été menée en cet endroit. Elle a conduit à se rendre compte de l'importante fracturation de ces roches, certaines fractures étant injectées de quartz ou d'anciennes pegmatites altérées en kaolinite. Il est difficile de déterminer de façon précise des groupes de failles issus d'une contrainte tectonique, tellement celles-ci sont nombreuses (Figure 1-13). De plus, les témoins des différentes contraintes (stries) sont rarement visibles.

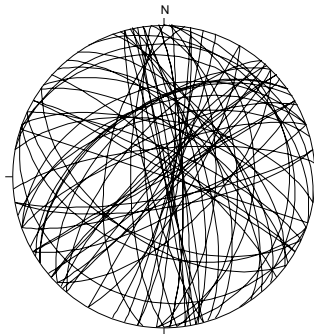


Figure 1-13. Projection stéréographique des plans de fractures et failles mesurés au sein de la carrière de phtanites du Tertre de Brandefert

4) *Synthèse de la cartographie structurale*

Chacune des méthodes de cartographie structurale fournit des éléments qu'il s'agit maintenant de rassembler en une seule interprétation. On tient compte par ailleurs de la cartographie de terrain et de la carte géologique en ce qui concerne l'interprétation des dykes de dolérite.

Nous disposons donc de quatre méthodes d'interprétation différentes pour la cartographie des dykes de dolérite, et de deux méthodes pour la cartographie des fractures. Afin d'estimer la validité de chaque méthode, nous avons comparé les orientations des structures issues des différentes méthodes.

Les diagrammes de la Figure 1-14 présentent les orientations des dykes selon les quatre méthodes de cartographie. Les coordonnées polaires donnent les azimuts par rapport au nord géographique, et les valeurs à l'intérieur du cercle correspondent aux pourcentages de longueur cumulée de linéaments pour chaque

famille de direction, normés par la direction la plus représentée (échelle de 0 à 100 %). On note une orientation assez constante des dykes entre N000° et N015°. Les quatre méthodes fournissent des linéaments orientés à peu près dans les mêmes directions, les interprétations du MNT étant plutôt orientées N000°, alors que les autres méthodes indiquent plutôt une orientation générale N015°. Les interprétations MNT sont peut-être biaisées à cause du maillage carré orienté N-S.

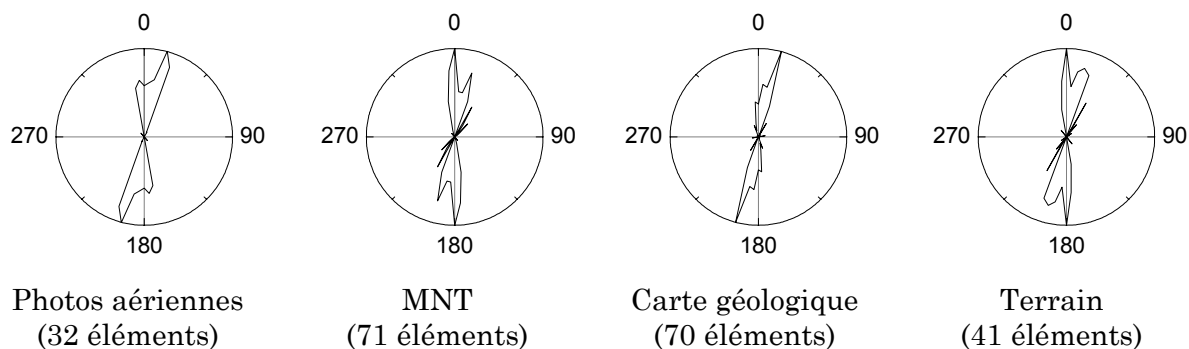


Figure 1-14. Diagrammes d'orientations des dykes selon les quatre méthodes de cartographie (en pourcentages de longueurs cumulées normés par la famille d'orientation dominante, valeurs de 0 au centre du cercle à 100 % au bord du cercle)

La même analyse est effectuée sur les fractures déterminées par deux méthodes (Figure 1-15). Les photos aériennes montrent des fractures orientées essentiellement N000°, puis N045° et N125° dans une moindre mesure. Cette dernière orientation n'est pas vraiment marquée sur l'interprétation MNT, qui montre surtout la direction N000°.

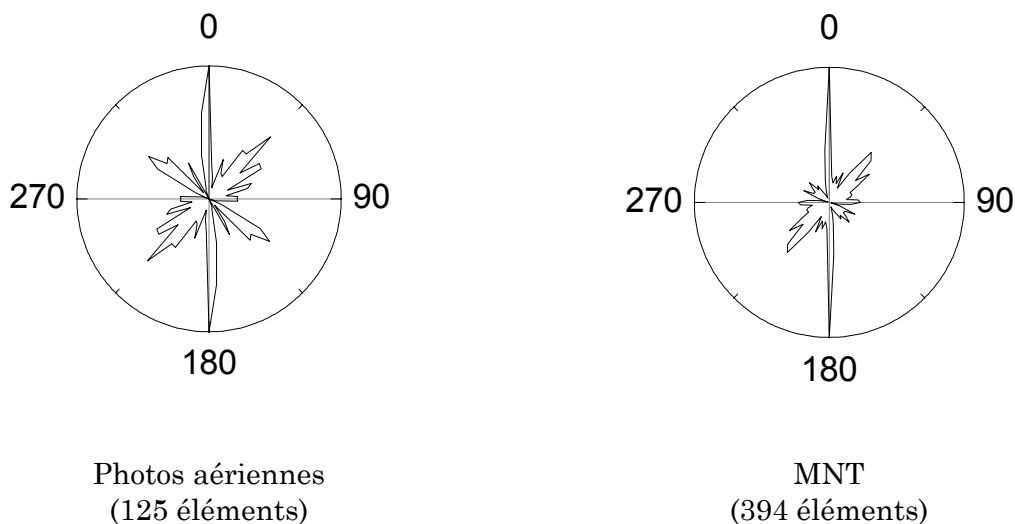


Figure 1-15. Diagrammes d'orientations des fractures / failles selon les deux méthodes de cartographie

La méthode d'analyse des linéaments est similaire à celle utilisée pour rassembler les interprétations des deux missions de photos aériennes. Pour la carte des fractures, on applique exactement le même principe de moyenne entre les facteurs de qualité issus des interprétations MNT et ceux des photos

aériennes. Par contre, pour l'interprétation des dykes de dolérite, on ajoute deux facteurs de qualité issus des observations terrain et de la carte géologique. Comme on dispose de plus de facteurs de qualité que précédemment, une légère précision est apportée à la méthode :

- un premier facteur de qualité est calculé en effectuant la moyenne des quatre facteurs de qualité issus des quatre méthodes différentes, chacun étant compris entre 0 et 2 ;
- ce facteur est ramené à la valeur maximale (2) dans les cas où :
 - une structure est observée par au moins deux méthodes différentes et au moins l'une des deux fournit un facteur égal à 2,
 - une structure est observée par au moins trois méthodes différentes quels que soient les facteurs de qualité.

Les diagrammes obtenus après analyse ressemblent aux diagrammes précédents, on peut préciser qu'ils sont plus proches des interprétations MNT car ce sont celles pour lesquelles un plus grand nombre d'éléments est interprété.

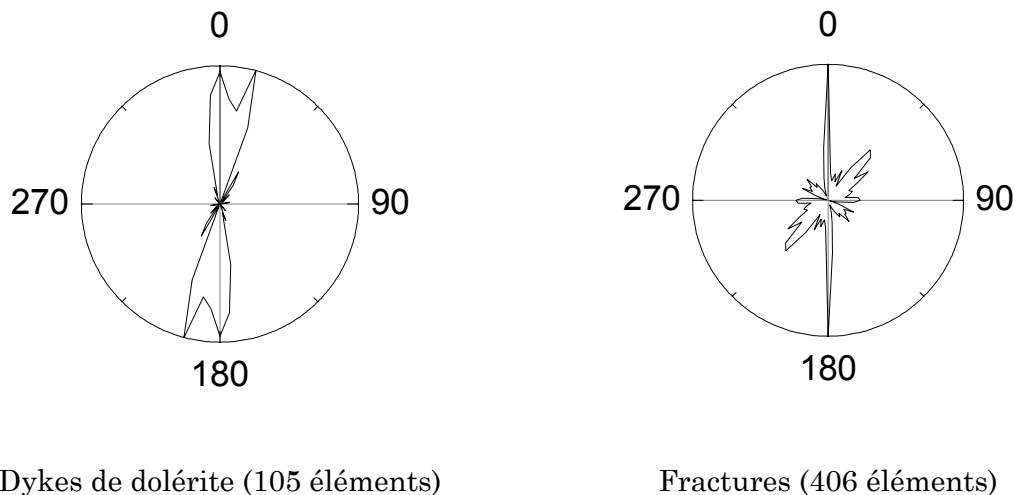


Figure 1-16. Diagrammes d'orientation des dykes et fractures après analyse finale

La carte structurale finale (Figure 1-17) montre les dykes et les fractures avec des facteurs de qualité définitifs, les phtanites interprétés d'après la carte géologique, les observations de terrain et les images MNT, les contours des gneiss et des schistes d'après la cartographie de terrain, et la position approximative des anomalies magnétiques positives (Galdeano et al., 2001) indiquant la position des dykes de dolérite en profondeur. Les anomalies magnétiques concordent avec la cartographie des dykes de dolérite dans la mesure où aucun dyke n'est observé à l'ouest de la carte, ni au centre de la carte au niveau de la ville de Plancoët. Le site de Plancoët présente par ailleurs la particularité d'avoir la plus grande surface de phtanites affleurants, qui forment un tertre assez remarquable dans le paysage.

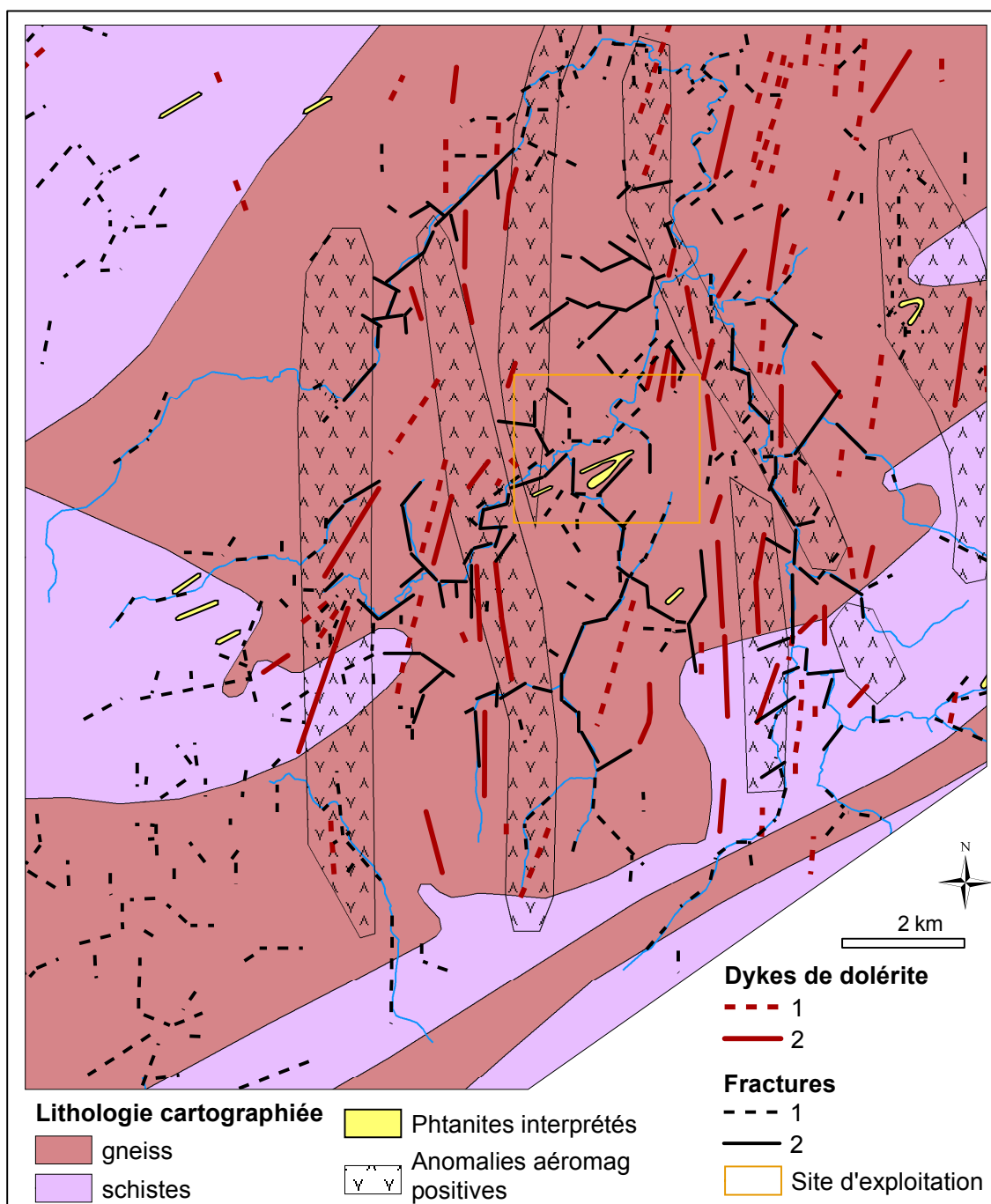


Figure 1-17. Carte de synthèse structurale sur le site de Plancoët

B. Cartographie des profils d'altération

Nous avons vu que les profils d'altération se manifestaient sous la forme de deux horizons, des altérites de surface et un horizon fissuré sous-jacent. Si l'on suppose que l'épaisseur de l'horizon fissuré sous le niveau de transition avec les altérites est à peu près constante spatialement, on peut alors considérer qu'il suffit de repérer la zone de contact altérites / fissuré pour cartographier les épaisseurs des profils d'altération. La transition entre l'horizon fissuré et la roche saine est plus difficile à repérer car les vallées de la zone d'étude ne sont pas suffisamment incisées pour montrer la roche saine à l'affleurement.



Altérites



Zone de transition



Horizon fissuré

Figure 1-18. Faciès d'altérites, de zone de transition et d'horizon fissuré

La méthodologie de terrain adoptée est la même que celle développée par Lachassagne et al. (2001). Cartographier la zone de contact entre les altérites et l'horizon fissuré revient à tracer le contour des affleurements d'altérites comme une formation lithologique en soi. Cette formation est par définition située au-dessus de l'horizon fissuré, on doit donc la rechercher plutôt sur les points hauts de la topographie. Les altérites se caractérisent par une grande friabilité (Figure 1-18), ce qui donne des formes d'érosion planes dans le paysage. Elles sont cartographiées en tant que profils d'altération uniquement lorsqu'elles sont en place, c'est-à-dire quand on peut y reconnaître la structure originelle de la roche mère. En général, une brusque variation de pente dans la topographie actuelle permet de supposer le contact entre les arènes aplanies et la zone fissurée, plus résistante (Figure 1-18) et incisée brutalement. Cette zone de contact, appelée par la suite Interface Altérites/Fissuré (IAF), atteignant parfois quelques mètres d'épaisseur, est reconnue par un aspect feuilleté sub-horizontale de la roche

(Figure 1-18) dans le cas d'une roche mère isotrope. Si la roche mère présente une structure foliée ou plissée, comme les schistes et les gneiss présents sur le site d'étude, le feuilletage n'est pas forcément horizontal et on repère cette zone par une friabilité intermédiaire entre la zone fissurée et les altérites.

L'hypothèse d'un front d'altération régional sub-horizontale (Wyns et al., 2004) aide à se déplacer sur le terrain en des endroits stratégiques pour dessiner le contour des altérites. Afin d'avoir une vision globale des mécanismes d'altération autour du site d'étude, la zone prospectée est inscrite dans un rayon de 10 km autour de Plancoët. A partir d'un exemple cartographique concret à échelle locale, décrivons les étapes successives jusqu'à connaître l'épaisseur d'altérites en chaque point de la carte. Nous avons choisi pour exemple les altérites affleurant sur le site d'étude, mais l'approche est la même quel que soit l'endroit prospecté.

1) Etape 1 : Cartographie de terrain

La première étape, illustrée Figure 1-19, consiste à tracer les contours des altérites sur une carte topographique. En parcourant sur le terrain des transects perpendiculaires aux courbes de niveau, il s'agit de repérer la succession des faciès horizon fissuré/zone de contact/altérites de bas en haut. Les affleurements où apparaît clairement l'IAF (points violet sur la figure) sont notés avec attention. Ils permettent d'estimer directement sur le terrain un contour des altérites hypothétique à proximité, grâce à l'hypothèse d'horizontalité des profils. En s'aidant de plus du repérage des ruptures de pente sur la carte, il est ainsi aisé de rechercher les endroits stratégiques où observer à nouveau l'IAF. Procédant de proche en proche, on parvient à tracer des contours d'altérites sub-horizontaux la plupart du temps, à quelques exceptions près (une pente d'environ 6% est par exemple observée à l'est de Plancoët, Figure 1-19). Quelques observations ponctuelles d'altérites ou d'horizon fissuré sont également relevées pour confirmer le tracé des contours en certains endroits délicats.

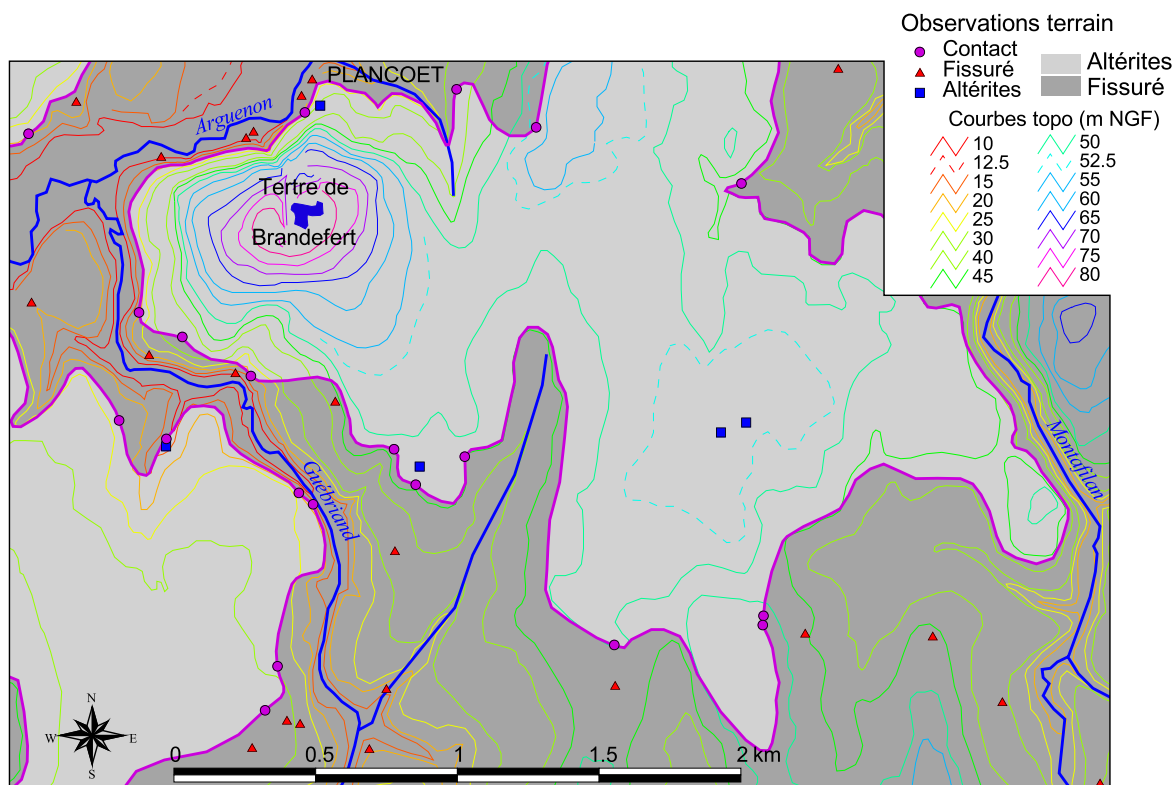


Figure 1-19. Cartographie des profils d'altération, première étape : tracé des altérites. Exemple du site d'étude

2) Etape 2 : Altitudes ponctuelles de la zone de contact

Une fois les contours des altérites tracés sur toute la carte, on souhaite interpoler l'altitude de l'IAF afin de reconstituer la géométrie des profils d'altération telle qu'elle était avant l'incision des vallées : on suppose que les épaisseurs des altérites et de l'horizon fissuré étaient constantes partout, réparties de part et d'autre de la surface IAF.

Cette interpolation nécessite un grand nombre de points qui donnent l'altitude de l'IAF. Nous disposons tout d'abord de l'altitude des points d'observation de l'IAF sur le terrain, au nombre de 166, sur lesquels on peut s'appuyer fortement. D'autre part, nous estimons que le tracé manuel du contour des altérites, passant par ces points d'observation, est à peu près correct, dans la mesure où il a été déduit raisonnablement de toutes les observations de terrain et de la topographie. Nous pouvons donc considérer que n'importe quel point se trouvant sur ce tracé donne une information relativement fiable sur l'altitude de l'IAF. Au jeu des 166 points d'observations directes, nous ajoutons donc un autre jeu de

données plus conséquent de 386 points secondaires situés sur le contour des altérites. Pour des raisons de simplicité, nous avons choisi de considérer tous les points situés sur le contour des altérites qui intersectent les courbes de niveau (intervalle de 5 m d'altitude). Ce choix permet de donner un poids raisonnable sans être excessif aux points secondaires, auxquels on accorde a priori moins de crédit qu'aux observations directes. La Figure 1-20 montre un exemple de répartition de ces points. Les observations directes représentent ainsi 30% de la totalité des points qui sont utilisés pour l'interpolation de l'altitude de la zone de contact.

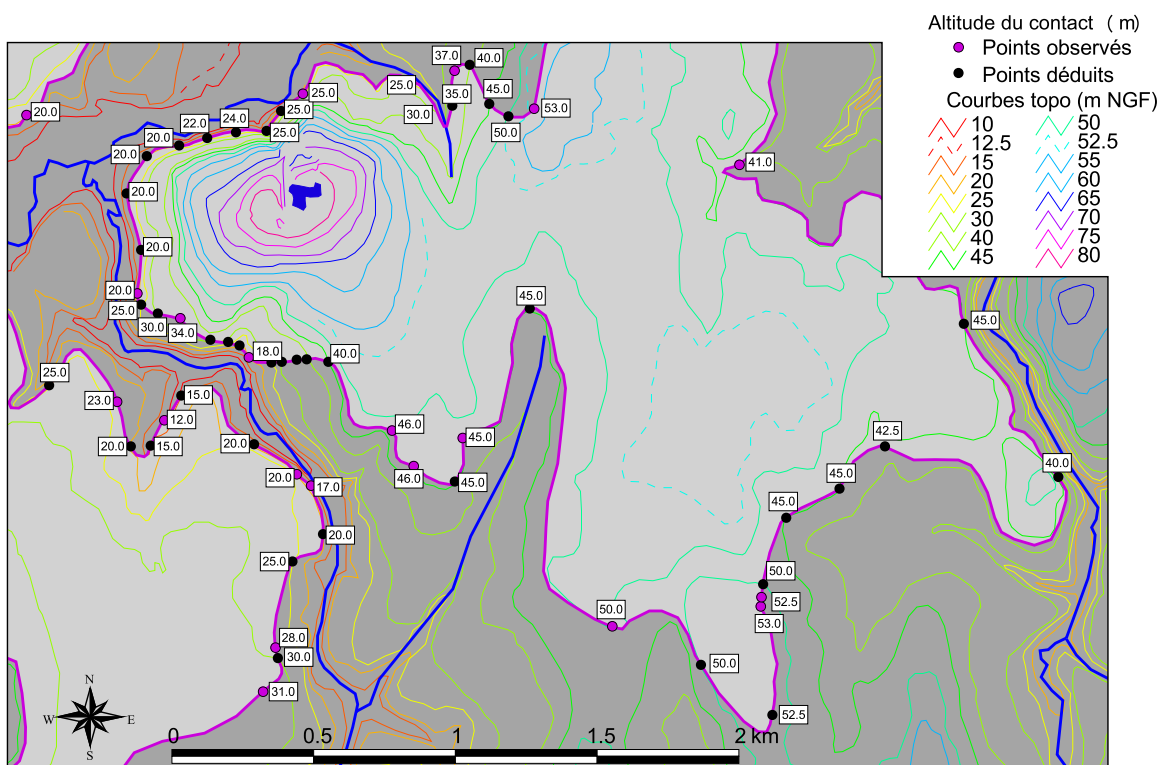


Figure 1-20. Cartographie des profils d'altération, seconde étape : déduction de l'altitude de l'IAF sur le contour des altérites. Exemple du site d'étude

3) Etape 3 : Interpolation de l'altitude de la zone de contact

L'altitude de l'IAF sur toute la carte est alors interpolée à partir de tous les points. La répartition de ces points étant fortement hétérogène, il est nécessaire de porter une attention particulière à la méthode d'interpolation choisie.

a. Analyse géostatistique

Afin de connaître la structure spatiale des données, on utilise la méthode géostatistique. L'outil le plus pertinent pour ce genre d'analyse est le variogramme, qui décrit l'écart quadratique entre deux points (variance notée $\gamma(h)$) en fonction de la distance entre les points (notée h). Sur la totalité des points, décrits en x et y , on définit un certain nombre de classes de distances ; et l'écart quadratique moyen est donné pour chaque classe. Pour tester l'influence de la taille des classes sur la précision, nous comparons deux variogrammes obtenus pour un nombre de classes égal à 25, puis à 40 (Figure 1-21) : le variogramme avec 40 classes est légèrement moins régulier pour les grandes distances que le variogramme avec 25 classes.

L'allure du variogramme montre une très forte structuration des données jusqu'à une distance de 7 km environ entre les points (Figure 1-21). Puis l'écart cesse d'augmenter avec la distance, mais la distance maximale observée (8 km) est vraisemblablement trop courte pour pouvoir atteindre un seuil significatif où la corrélation entre les données serait nulle à grande distance. Le modèle qui caractérise le mieux ce variogramme semble être une droite passant par l'origine (variogramme dit linéaire).

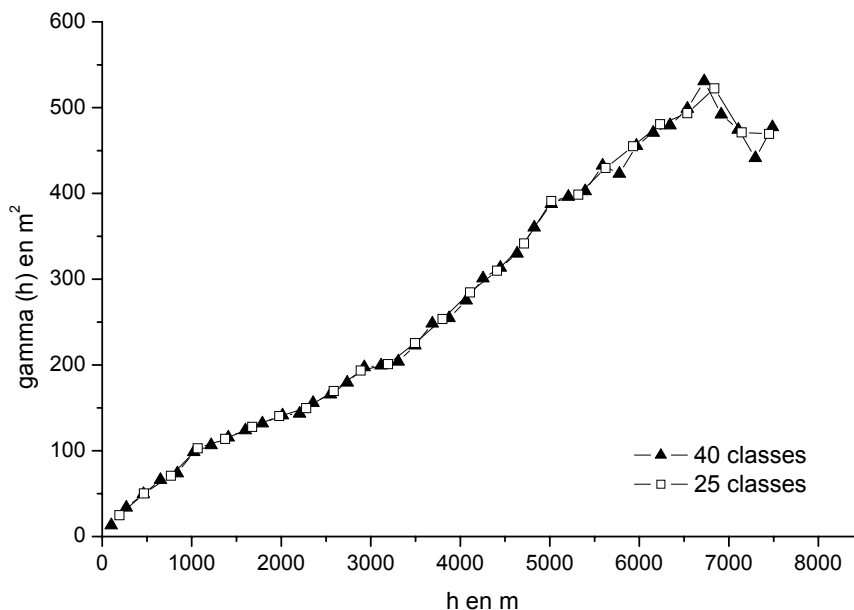


Figure 1-21. Variogrammes avec 25 et 40 classes sur les données d'altitude de la zone de contact (h : distance entre les points, $\gamma(h)$: variance des données)

Dans certains cas, il peut être judicieux de séparer différents types de données dans l'analyse du variogramme. Par exemple, nous pouvons nous demander si les informations fournies par les points résultant d'observations directes sont équivalentes à celles des points secondaires déduits des contours. La Figure 1-22 montre trois variogrammes obtenus avec (1) la totalité des points, (2) seulement

les points secondaires et (3) seulement les points observés. Les pentes des droites de régression (modèles) sont respectivement (1) 0,072, (2) 0,070 et (3) 0,077. Ces trois variogrammes sont quasiment identiques, le troisième étant légèrement moins régulier que les deux autres en raison du plus petit nombre de points considérés, et le variogramme total (1) présentant une pente intermédiaire entre les deux autres. Nous considérons donc que la structure des données est homogène quel que soit le type de points pris en compte. Le variogramme global, modélisé par une droite de pente 0,072, représente correctement cette structuration.

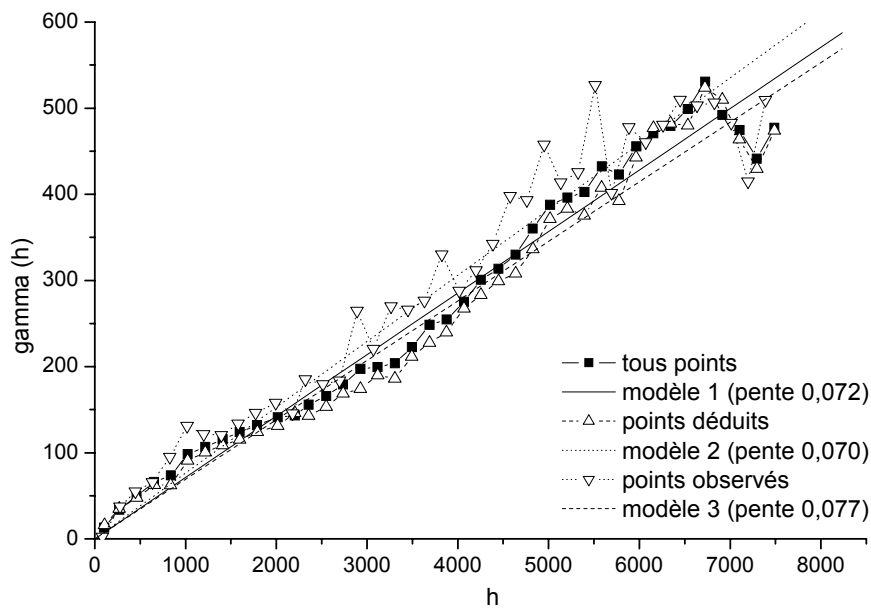


Figure 1-22. Variogrammes avec différents types d'informations sur les données d'altitude de la zone de contact : points observés sur le terrain, points secondaires déduits des tracés et somme des deux, ainsi que leurs modèles linéaires respectifs (droites de régression)

En distinguant des orientations entre les données (les classes de distances sont choisies préférentiellement selon les directions E-W, N-S, NW-SE et NE-SW avec un angle de 45°, Figure 1-23), les variogrammes orientés dans les directions E-W et NW-SE présentent un seuil de corrélation un peu plus marqué que les deux autres, les données étant moins corrélées selon ces directions que selon les axes N-S et NE-SW. Nous retenons donc une structuration plus importante autour des axes N-S et NE-SW, mais nous ne considérons pas cet effet suffisamment marqué pour le prendre en compte dans l'interpolation des données.

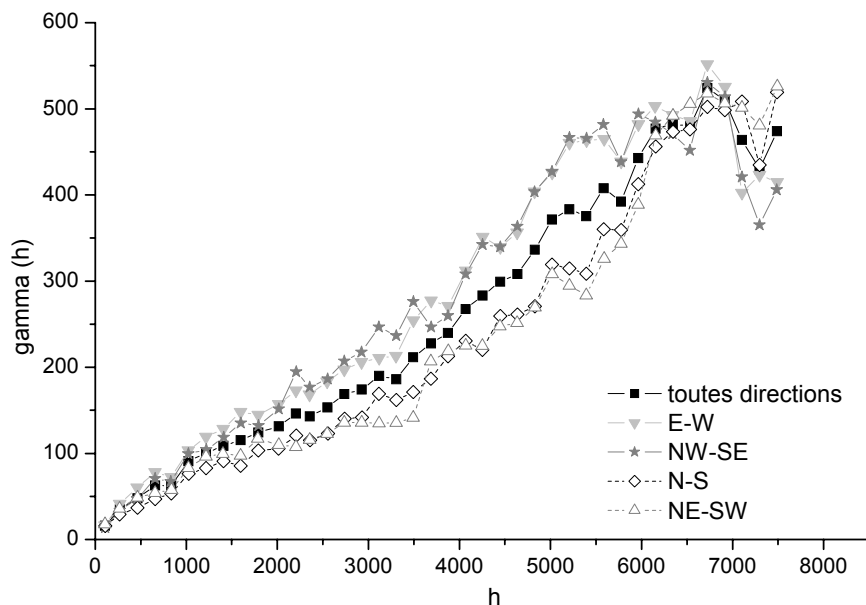


Figure 1-23. Variogrammes orientés sur les données de l'altitude de contact

b. Choix de la méthode d'interpolation

D'après les remarques précédentes, les données sont fortement corrélées, même à grande distance. Pour interpoler l'altitude de la zone de contact, nous souhaitons conserver les valeurs réelles aux points de mesure, afin de retrouver l'allure des contours tracés. Le krigeage à l'aide d'un variogramme sans effet de pépité est une méthode qui respecte cette condition et qui dessine des contours lissés entre les points. Il peut être reproché à cette méthode d'interpolation de créer de variations de pentes brusques d'un point à un autre, mais les méthodes plus lissantes comme celle du minimum de courbure ne rendent pas les valeurs réelles aux points de mesure. Comme le variogramme de nos données ne montre pas d'effet de pépité (la variance est nulle pour une distance nulle), nous choisissons donc le krigeage, prenant en considération le modèle de variogramme que nous avons retenu (droite passant par l'origine, de pente 0,072).

Le logiciel choisi est Isatis (Ecole de Mines de Paris et Géovariations), qui permet de prendre en compte des variances d'incertitude de mesure pour chaque point de donnée. Nous pouvons ainsi donner un poids plus important aux points directement observés par rapport aux points secondaires déduits. Pour les points observés, nous supposons un intervalle de confiance de ± 2 m (incertitude de l'altitude sur la carte topographique ajoutée à l'incertitude de l'observation). Ceci correspond à une valeur d'écart-type de 1 m (pour une distribution supposée gaussienne et un intervalle de confiance de 95%), d'où une variance de 1 m^2 (écart-type au carré). En ce qui concerne les points déduits, l'intervalle de confiance est plus grand, nous choisissons une valeur de ± 4 m, ce qui donne une

variance de 4 m^2 . Ces deux valeurs de variances sont affectées aux données selon leur origine. Sur chaque maille d'une grille définie par l'utilisateur, l'interpolateur calcule l'altitude de la zone de contact en fonction des valeurs de toutes les données, auxquelles il attribue un poids plus ou moins grand fonction de la distribution spatiale des points. La grille choisie encadre les données de façon à mettre tous les points à l'intérieur de la zone de travail et à pouvoir travailler sur un maillage carré. La taille des mailles doit tenir compte de l'espacement moyen entre les proches voisins ; un compromis est choisi arbitrairement à 50 m de côté pour marquer les variations entre les points les plus proches sans pour autant donner de valeurs trop aberrantes dans les zones mal définies. La taille de la grille mesure 15750 m de longitude (direction des x), soit 316 colonnes, et 18100 m de latitude (selon les y), soit 363 lignes. Un extrait de la carte d'interpolation est présenté en Figure 1-24, montrant la taille des mailles de la grille par rapport à la répartition des données.

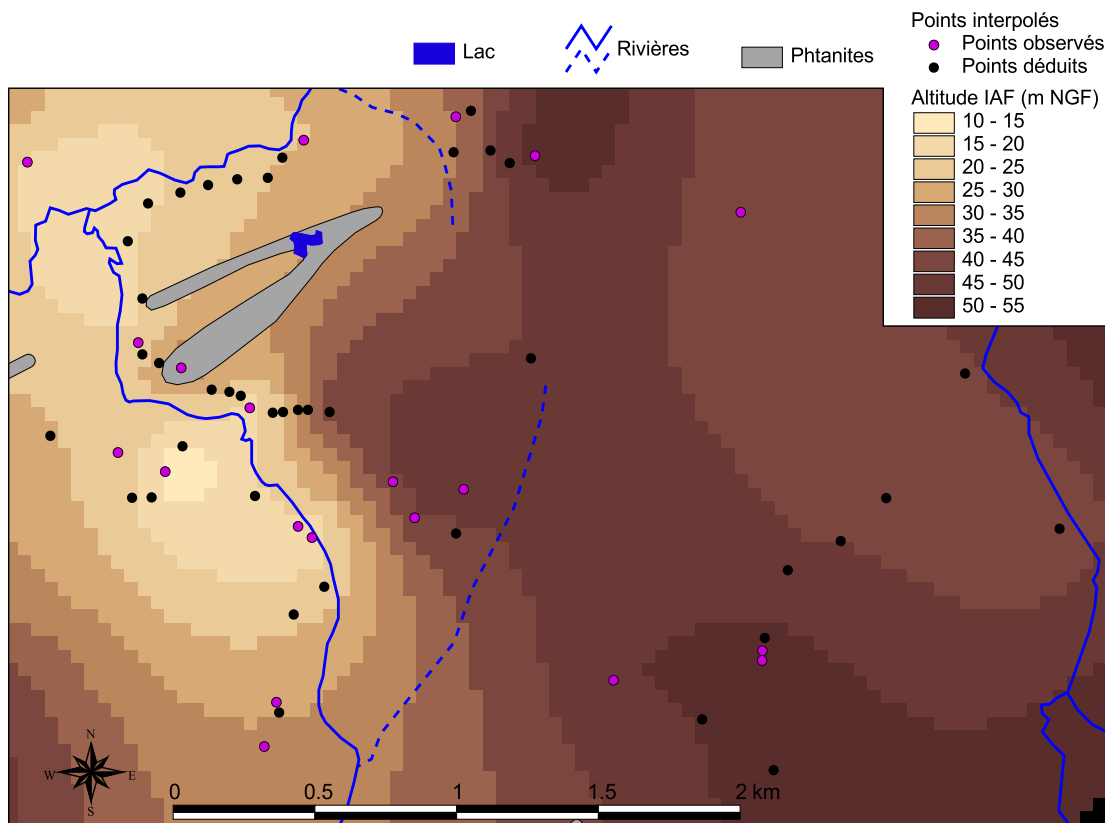


Figure 1-24. Cartographie des profils d'altération, troisième étape : interpolation de l'altitude de la base des altérites. Exemple du site d'étude

4) Etape 4 : Déduction des épaisseurs en chaque point de la carte

Une fois l'altitude de l'IAF interpolée sur toute la carte, il suffit de la soustraire à l'altitude topographique dans les zones où les altérites sont encore en place pour connaître l'épaisseur de celles-ci en chaque point. Nous utilisons pour cela le MNT dont nous disposons sous un Système d'Information Géographique (logiciel Arcview muni de l'extension « Spatial Analyst » pour gérer les formats de grilles). La carte d'interpolation de l'altitude de contact est exportée de façon à pouvoir être lue en tant que grille sous Arcview, elle peut ainsi être comparée au MNT. Sur une nouvelle grille identique à celle de la carte d'interpolation, la valeur de l'altitude topographique (MNT) ôtée de l'altitude de la base des altérites (carte d'interpolation) est calculée. Les valeurs positives sont interprétées en termes d'épaisseur de la couche d'altérites (on néglige la couche de sol, généralement de l'ordre du mètre d'épaisseur). Quant aux valeurs négatives (où la surface topographique se situe sous le niveau de base des altérites), elles donnent en valeur absolue la profondeur incisée au sein de l'horizon fissuré.

Le résultat de ces épaisseurs est comparé à la cartographie de terrain (Figure 1-25). On note que les contours d'altérites tracés initialement et ceux déduits de l'interpolation ne sont pas exactement équivalents, à cause de l'erreur d'interpolation.

En ce qui concerne l'épaisseur de l'horizon fissuré, elle est supposée constante quand elle n'est pas érodée, c'est à dire sous les endroits où subsistent des altérites. On lui donne arbitrairement une valeur de 70 m, choix qui peut être discuté.

D'après Wyns et al. (2004), l'épaisseur moyenne de cet horizon serait de 50 m en Bretagne. Cependant, la base de cet horizon peut être plus ou moins subjective, l'espacement entre les fissures s'accroissant progressivement avec la profondeur. Comme la limite entre la roche saine et l'horizon fissuré n'est pas franche, il est difficile d'être précis à ce sujet.

Considérant que la roche saine n'affleure pas sur le site cartographié, nous avons donc choisi comme épaisseur de l'horizon fissuré la valeur maximale de l'incision (70 m) calculée au sein de celui-ci à partir de l'interpolation de l'IAF. D'autre part, des forages effectués sur le site d'exploitation ont montré ponctuellement des épaisseurs d'une centaine de mètres d'un horizon perméable qui pourrait correspondre à l'horizon fissuré. La valeur de 70 m choisie est donc intermédiaire entre la valeur moyenne considérée pour la Bretagne et des valeurs ponctuelles observées sur le site d'étude.

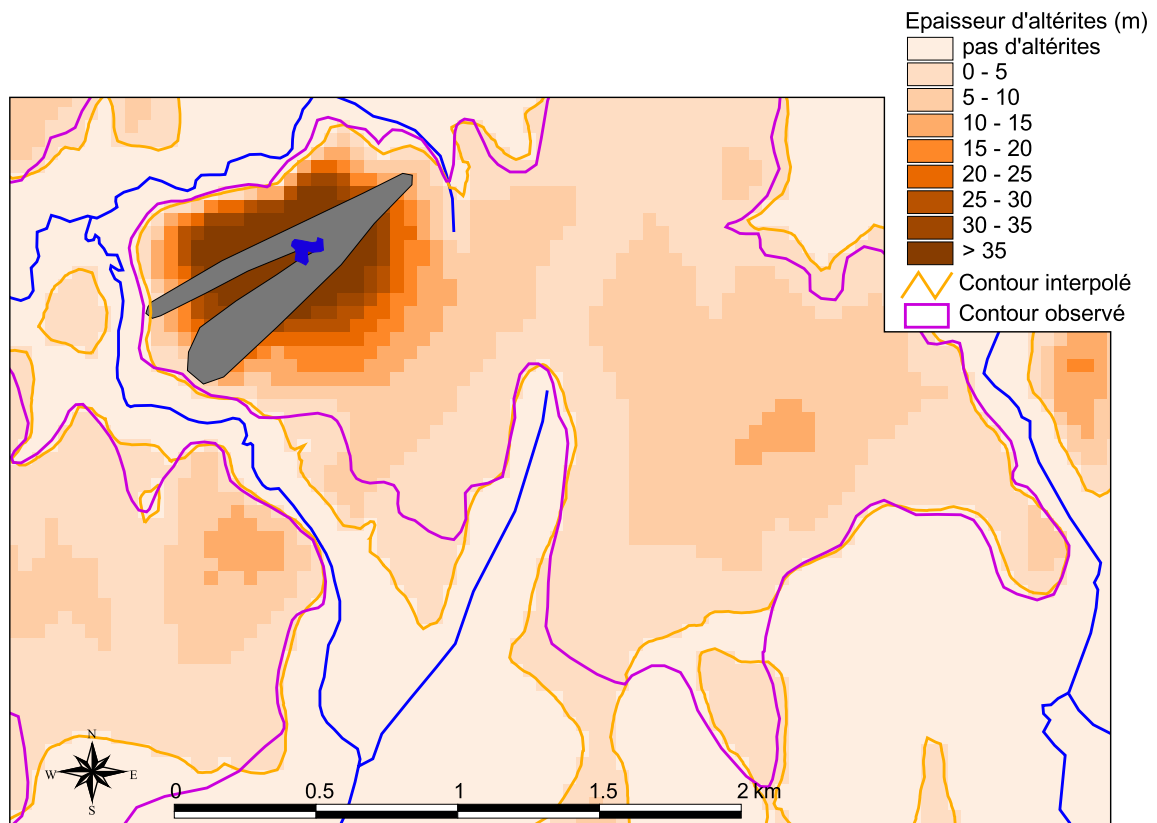


Figure 1-25. Cartographie des profils d'altération, quatrième étape : Déduction des épaisseurs d'altérites d'après l'interpolation, et comparaison avec la cartographie de terrain

5) Analyse des résultats

Associée à la carte d'interpolation calculée, une carte d'incertitude de calcul est également fournie par l'interpolateur (Figure 1-26). L'écart-type de l'incertitude d'interpolation en chaque maille est calculé en fonction de la position des points de données et de la variance de mesure attribuée à ces points. A cause des variances assez fortes affectées aux points de mesures, les écart-types de l'incertitude atteignent des valeurs proches de 10 m dans un rayon de 1 km environ autour des données. L'intervalle de confiance maximum dans un périmètre raisonnable autour des données est donc de ± 20 m, et sa valeur minimum est de ± 2 m sur les points de données observés (écart-type de 1 m). Par contre, l'erreur augmente très vite quand on s'éloigne de la zone cartographiée (notamment au sud-est de la carte, où l'écart-type dépasse la valeur de 25 m).

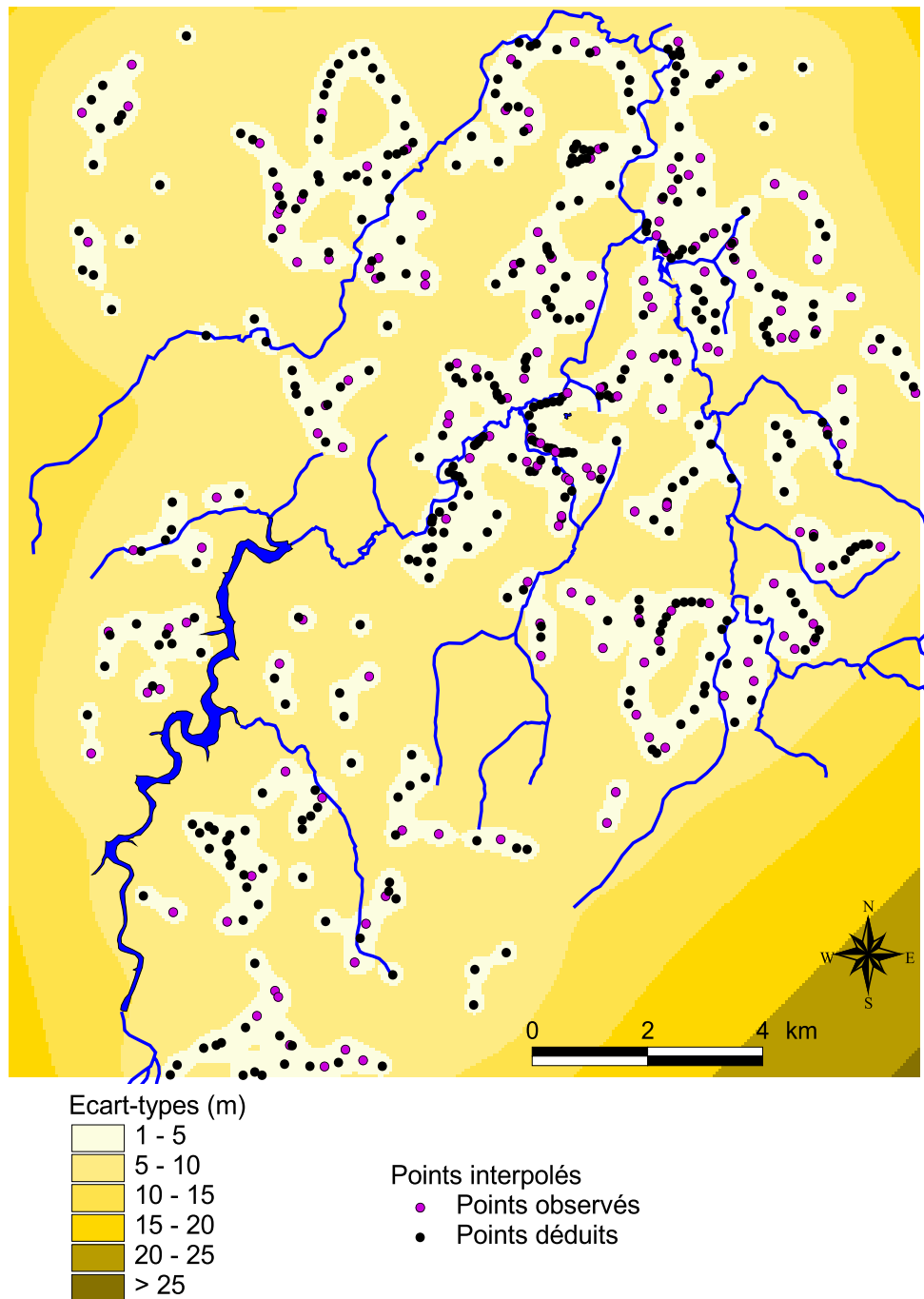


Figure 1-26. Carte régionale des écart-types de l'interpolation du niveau de contact

Après avoir noté une incertitude sur les résultats assez importante, analysons la carte des épaisseurs moyennes calculées (Figure 1-27). La surface totale de recouvrement d'altérites est de 120 km² d'après l'interpolation, soit environ 40% de la surface totale cartographiée. L'épaisseur moyenne est assez faible (autour de 10 m d'épaisseur sur la majorité de la carte), et les épaisseurs maximales ne dépassent pas 35 m. Les zones où les altérites ont été le moins érodées se trouvent à l'ouest, au nord et au centre de la carte, sur le site d'étude. On peut émettre une réserve quant aux épaisseurs réelles des zones en bordure de la carte, dans la mesure où celles-ci sont soumises à une grande incertitude. Le site

d'étude constitue alors un cas particulier en termes d'épaisseurs d'altérites au sein du périmètre cartographié.

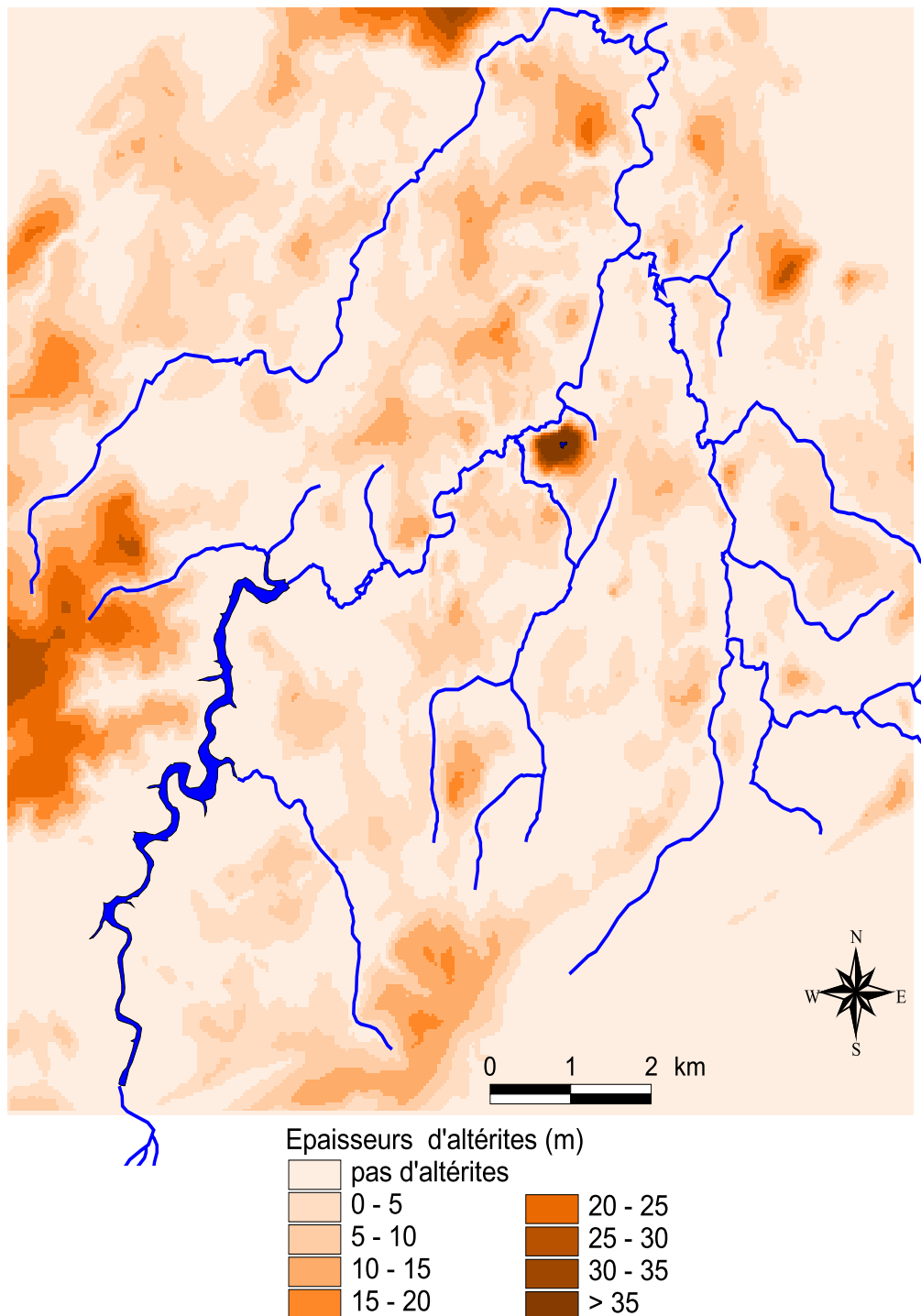


Figure 1-27. Carte régionale des épaisseurs d'altérites calculées

Le calcul de pente de la surface IAF (Figure 1-28) montre une majorité des pentes inférieures à 1 %, certains endroits atteignant des valeurs supérieures à 4 %. La position des pentes les plus fortes laisse suggérer que la surface topographique au moment de la mise en place des profils d'altération (Eocène) devait être déjà marquée par un creusement le long de l'actuelle vallée de l'Arguenon, celle-ci

étant guidée par la direction des dykes de dolérite (Hercynien) qui l'encadrent. Le site d'étude apparaît encore une fois comme une exception par rapport au reste de la carte, avec les gradients les plus forts en cet endroit.

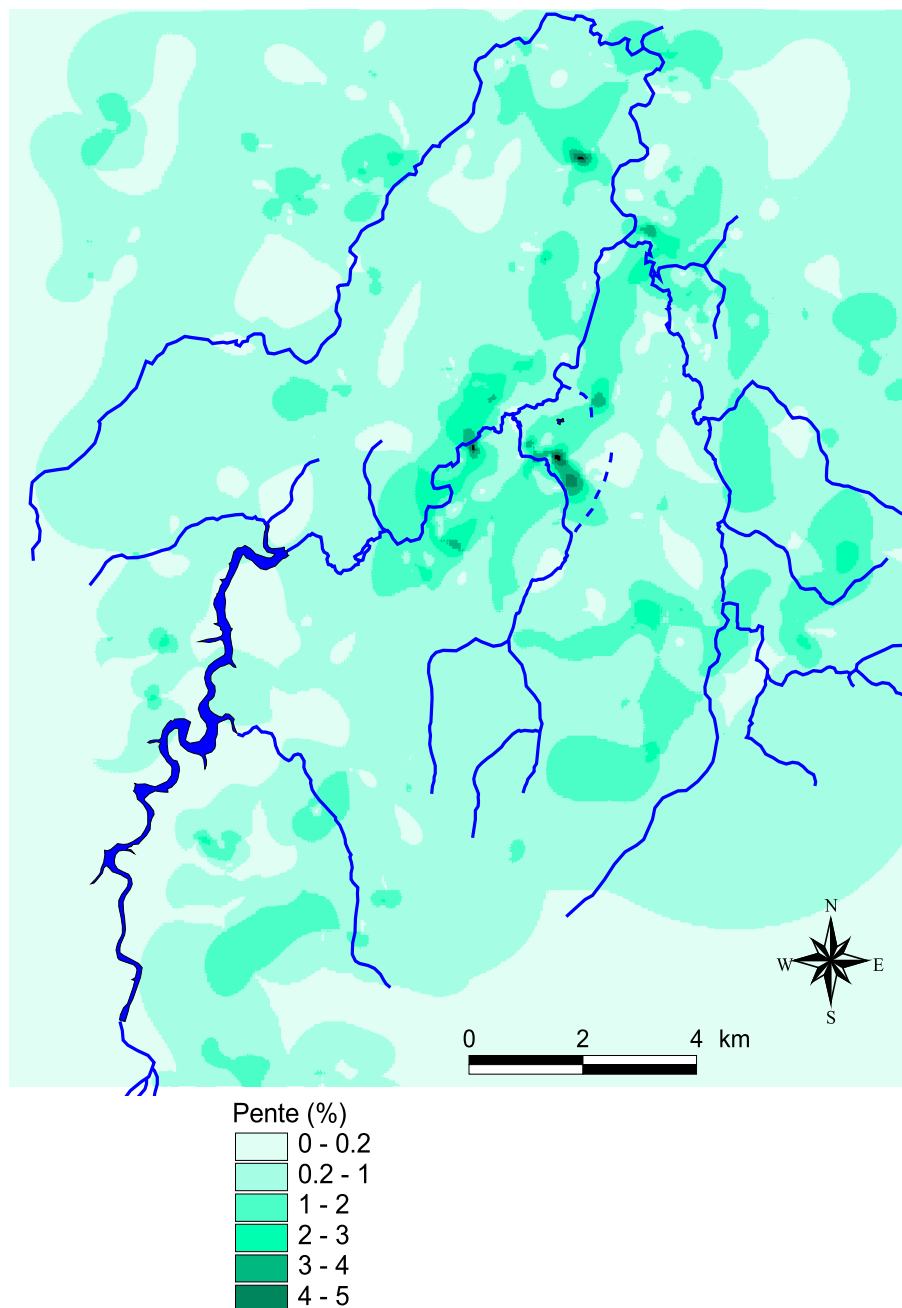


Figure 1-28. Carte des pentes du niveau de transition calculé

Pour expliquer la particularité du site d'étude, analysons la carte du front d'altération (Figure 1-29). Nous superposons à cette carte les éléments structuraux cartographiés précédemment (Partie 1. II.A), afin d'étudier leur influence sur l'altération. Nous notons l'existence d'un couloir centré sur la partie aval de l'Arguenon (de Bourseul, 4 km au sud du site d'étude, à l'exutoire) le long duquel le front d'altération est plus profond. Ceci renforce l'hypothèse d'un creusement préexistant le long de l'Arguenon à l'Eocène. Sur la partie

complètement aval de l'Arguenon, la rivière semble réellement guidée par les dykes de dolérite qui l'encadrent de part et d'autre. Par contre, quand on remonte l'Arguenon vers le site d'étude, sa direction devient plutôt proche de la direction de foliation régionale (N040°), qui oriente les enclaves de phtanites résiduelles.

C'est d'ailleurs autour des phtanites présents sur le site d'étude que l'altitude de la surface de transition altérites/fissuré semble la plus faible, indiquant que l'altération a été favorisée en cet endroit. Les phtanites étant beaucoup moins sujets à l'altération que les gneiss, il est supposé que le contact entre les deux types de roches joue le rôle de drain, favorisant une altération plus marquée dans les gneiss autour de cette zone. On peut penser que la perméabilité élevée des phtanites (roches fortement tectonisées et fracturées) a permis aux phénomènes d'hydrolyse de pénétrer plus profondément au sein des gneiss grâce à une circulation d'eau importante au contact des phtanites.

Le phénomène inverse semble par contre se produire au contact entre les gneiss et les dykes de dolérite. La présence de dolérite semble être accompagnée en certains endroits de la carte d'une altitude de la surface de base des altérites relativement plus élevée qu'aux alentours. Ceci laisse supposer que ces roches résistantes, plutôt imperméables, ont joué un rôle sur l'altérabilité des roches encaissantes en les indurant, peut-être sous l'effet de la température au moment de leur mise en place. Mais ceci reste une supposition, dans la mesure où cette hypothèse n'a pas été vérifiée.

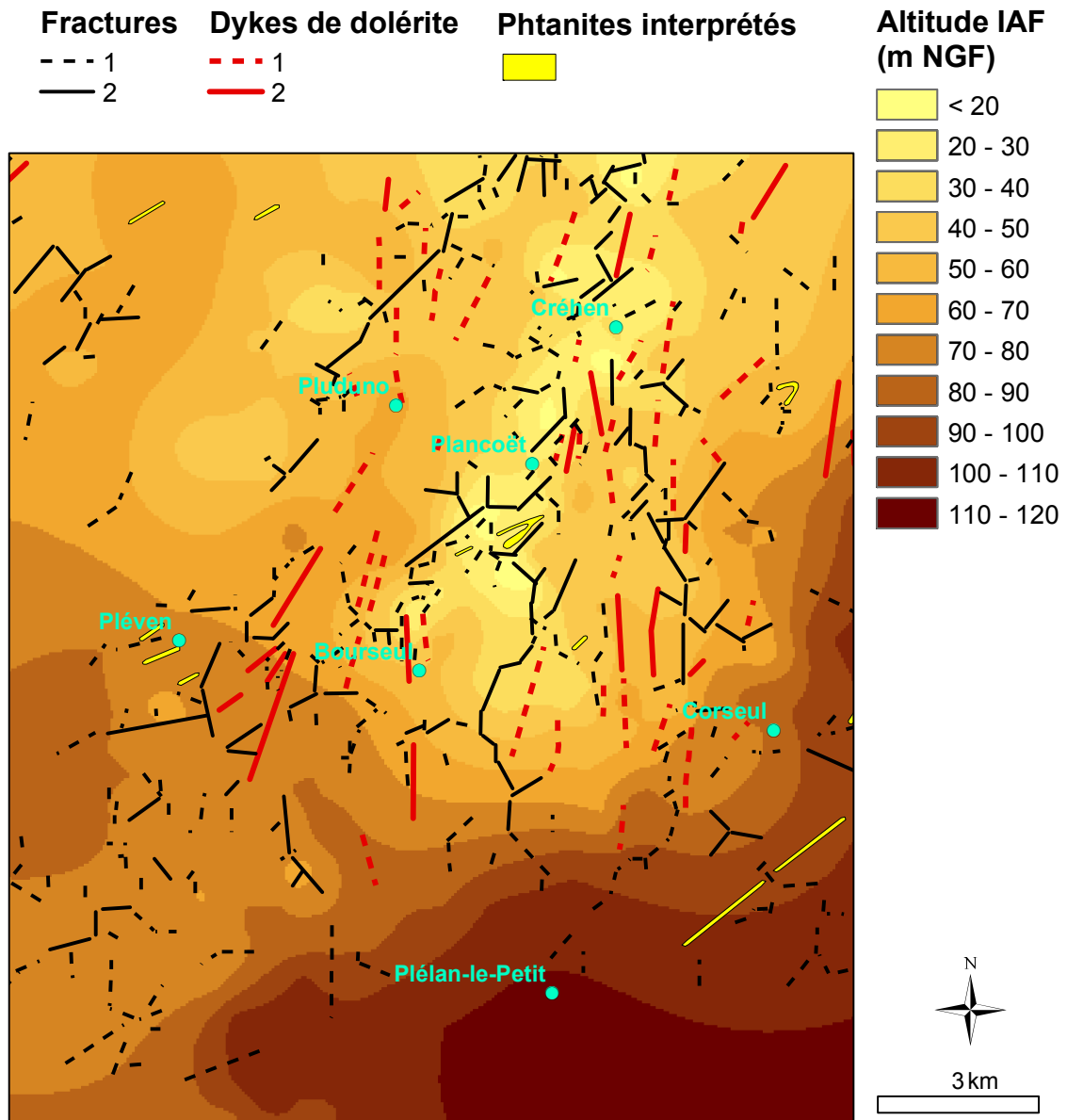


Figure 1-29. Carte régionale du niveau de base des altérites couplée à la carte géologique structurale

C. Prospection géophysique et modèle 3D local

Nous disposons maintenant d'une cartographie des épaisseurs d'altérites couplée à une cartographie géologique structurale à une échelle globale par rapport au site d'étude. Afin de cartographier plus précisément les structures à l'échelle du site d'étude, des campagnes de prospection géophysique ont été menées. Cet outil doit permettre de confirmer et de préciser la position des structures repérées sur le site, ainsi que d'apporter des informations supplémentaires en profondeur. Le but est de compléter le modèle géométrique en trois dimensions des structures géologiques sur le site d'étude.

1) Choix des méthodes de prospection

a. Méthode VLF

La méthode VLF (Very Low Frequency) est une méthode électromagnétique classiquement utilisée pour repérer des structures majeures. La Société Nestlé Waters a déjà fait appel aux prospections VLF sur le site d'étude. Les longs profils ainsi réalisés par ANTEA montrent des anomalies interprétées comme des failles, mais ces profils sont souvent trop espacés (400 m) pour pouvoir établir une continuité entre eux. Cette méthode utilise des sources électromagnétiques lointaines dont les fréquences d'émission sont dans la gamme de 10 à 30 kHz (McNeill et Labson, 1989). La profondeur d'investigation croît avec la résistivité des terrains et la période du signal. Le champ primaire émis possède deux composantes, l'une électrique verticale, l'autre magnétique horizontale perpendiculaire à la direction de propagation (i.e. direction de l'émetteur). L'induction dans le sol crée une composante électrique horizontale dans la direction de propagation. Si le sol n'est pas tabulaire, les autres composantes (magnétiques verticale et horizontale dans la direction de propagation) apparaissent. Deux modes de mesure existent : le mode résistivité (VLF-R, ou MT-VLF) qui permet d'enregistrer les variations de résistivité électrique apparente qui dépend du carré du rapport composante électrique horizontale dans la direction de l'émetteur sur composante magnétique horizontale perpendiculaire (Guérin et al., 1994), et le mode inclinaison (ou VLF-EM, ou « wave tilt ») qui permet d'identifier la présence de variations latérales (Fraser, 1969). Le mode résistivité nécessite la réalisation de deux prospections, c'est-à-dire l'emploi de deux émetteurs (de directions les plus perpendiculaires

possibles), pour corriger l'effet d'anisotropie apparente dû à la polarisation du champ primaire qui déforme les anomalies. L'appareil utilisé est un T-VLF (Iris Instruments), prêté par Nestlé Waters France.

b. Méthodes électriques

Afin de compléter les informations en profondeur, des méthodes électriques sont également utilisées. La technique du sondage électrique permet d'obtenir des informations quantitatives sur les variations de la résistivité avec la profondeur, en différents points (Kunetz, 1966). Sa mise en œuvre nécessite l'emploi de quatre électrodes (deux électrodes d'émission A et B pour l'injection de courant, deux de réception du courant M et N pour la mesure de la différence de potentiel) qui sont régulièrement écartées du centre du sondage afin de prendre en compte une profondeur d'investigation croissante. L'appareil utilisé est un Syscal R1+ (Iris Instruments).

Le panneau électrique 2D reprend le principe du sondage, mais en multipliant le nombre d'électrodes alignées sur un même profil. Nous utilisons ici un dispositif de 64 électrodes espacées régulièrement (4 m). Un protocole préparé à l'avance permet de choisir diverses combinaisons de 4 électrodes au sein des 64 disponibles afin de faire varier la position de la zone prospectée en profondeur et le long du profil. On obtient ainsi une « coupe de résistivités » du terrain, complétant les informations ponctuelles des sondages.

La mise en œuvre d'un panneau électrique requiert un travail de préparation avant de commencer les mesures. Des séquences de mesures sont programmées afin de définir un choix de dispositif et le nombre de mesures souhaitées. Le temps de mesure est plus ou moins long selon la configuration utilisée, et ce facteur est loin d'être négligeable si on veut rentabiliser le nombre de panneaux effectués au cours d'une campagne de terrain.

Deux types de dispositifs ont été retenus : le dispositif Wenner α (équidistance entre les quatre électrodes), assez rapide et présentant un pouvoir lissant, et le dispositif pôle-dipôle (avec une électrode d'émission placée « à l'infini »), plus long mais permettant une plus grande profondeur d'investigation. Les deux dispositifs sont testés sur un même profil pour comparer les différents résultats, et on choisit le dispositif adapté au but recherché pour les autres profils. Pour les profils de la partie N-E du Tertre, on effectue ce qu'on appelle un ou deux roll-along : le panneau est allongé d'une demi-longueur en déplaçant les électrodes de la moitié de la longueur du profil à la fin de la première série de mesures. Comme la moitié des électrodes reste en place, le nombre de mesures est par conséquent réduit. La longueur totale d'un profil en surface varie donc entre 252 m pour un seul panneau (64 électrodes) et 508 m pour trois panneaux dont deux en roll-along, avec un écartement inter-électrodes de 4 m.

Pour certains panneaux, la méthode de polarisation provoquée est testée. Elle consiste à injecter du courant pendant un intervalle de temps t , et à mesurer une chargeabilité du terrain (capacité à avoir une polarisation) pendant la même durée après l'arrêt de l'injection. Ce potentiel résulte d'un stockage d'énergie au sein du matériau qui dépend de ses propriétés mécaniques, électriques et chimiques. Les mesures sont effectuées en domaine temporel, où la durée de polarisation résiduelle est mesurée en ms. Au cours de l'injection du courant, la mesure de la résistivité apparente est toujours effectuée, ce qui permet de comparer les résultats des deux méthodes au cours d'une seule série de mesures.

2) Résultats VLF

Nous avons testé la méthode VLF avec différents types de mesures (Figure 1-30) : deux profils espacés de 100 m, recoupant une faille cartographiée précédemment, une cartographie VLF où les profils sont très rapprochés (maillage carré de 10 m entre les mesures), et une cartographie avec des profils plus écartés (50 m).

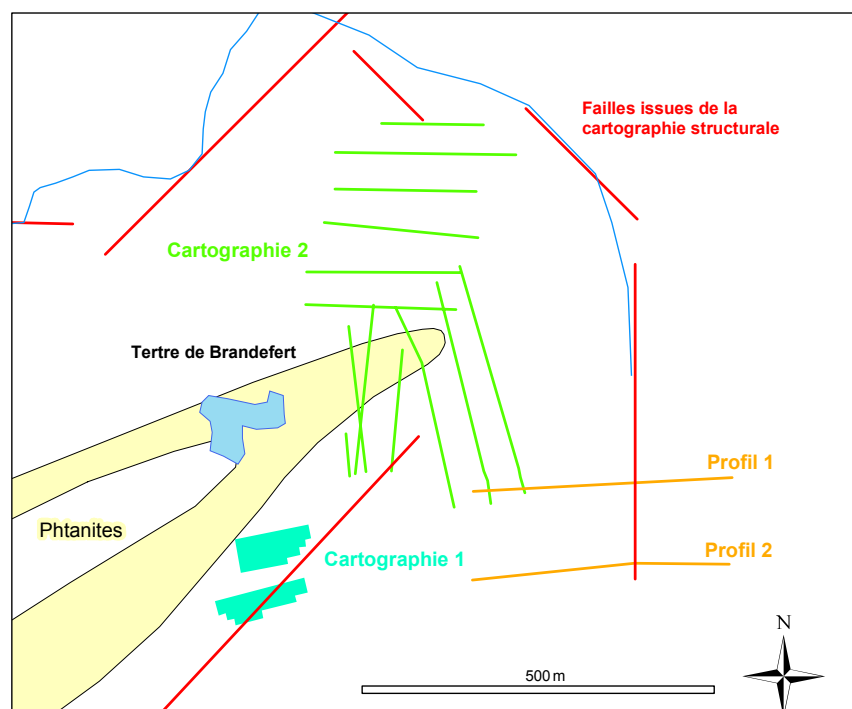


Figure 1-30. Localisation des mesures VLF

Les deux profils orientés E-W sont réalisés en mode VLF-EM, ils sont donc susceptibles d'être perturbés par des facteurs anthropiques (lignes électriques, éventuelles canalisations métalliques enfouies...). La mesure de l'inclinaison (ou tilt) renseigne sur la présence d'anomalies magnétiques liées soit aux facteurs anthropiques, soit à des structures souterraines verticales (failles). En filtrant le signal par la méthode de Fraser (1969), la position de l'anomalie devient plus

précise, correspondant au pic du signal (Figure 1-31). Une anomalie d'orientation N-S est ainsi repérée sur chacun des deux profils (Figure 1-31). Elle se situe pour chacun des profils 1 et 2 à 20 m d'une faille N-S cartographiée précédemment. On peut penser soit que la position de la faille était imprécise au départ, soit que l'anomalie repérée traduit la présence d'un câble ou d'une canalisation métallique enfouie dont nous n'aurions pas eu connaissance (les câbles sont surtout aériens dans cette zone, et les canalisations d'eau sont en PVC). Il est également probable qu'une faille assez large produise une anomalie à 20 m de l'endroit où elle est marquée dans le relief.

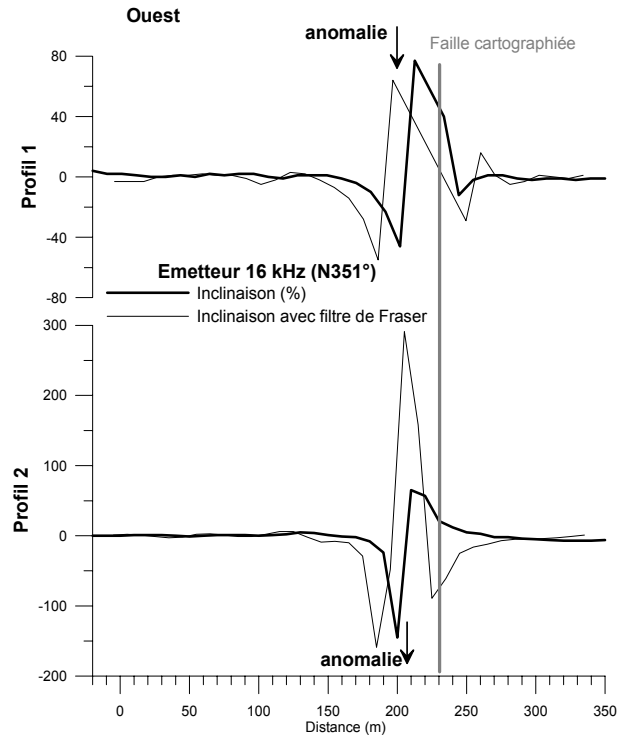


Figure 1-31. Résultats des profils VLF

Les résultats en mode VLF-EM de la cartographie 1 à maille fine (Figure 1-32) montrent, en dehors de la zone perturbée par les lignes électriques, une forme qui corrobore la présence d'une structure géologique identifiée, observée à la fois au cours de l'analyse du relief et sur le terrain, dans sa partie sud. Nous pouvons donc confirmer la position de cette faille NE-SW sur le flan sud du Tertre de Brandefert.

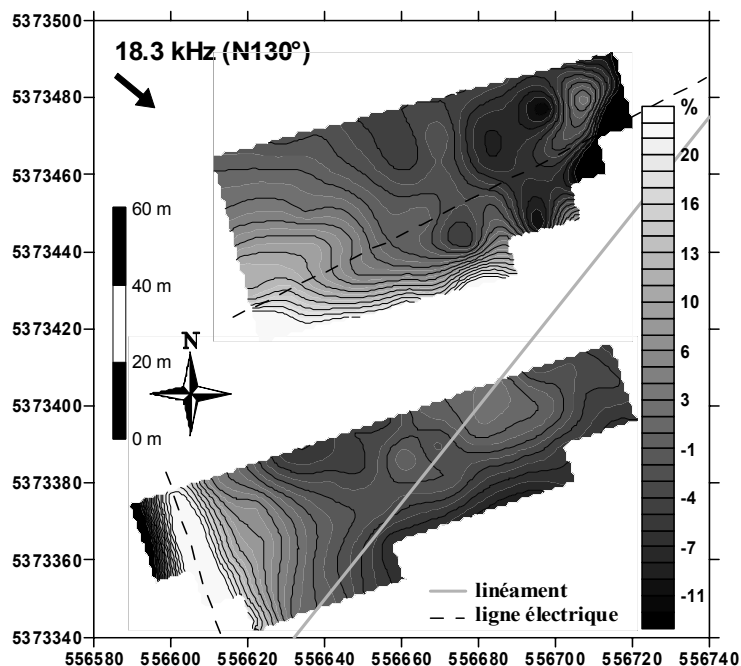


Figure 1-32. Résultats de la cartographie VLF (mode VLF-EM)

En revanche, les résultats de la seconde cartographie (Annexe A) avec des profils plus espacés sont très influencés par les lignes électriques et ne montrent aucune anomalie liée au terrain. L'espacement trop important entre ces profils (50 à 70 m) peut être mis en cause. On retiendra qu'une cartographie locale avec une forte densité de mesures fournit des résultats plus faciles à interpréter que des profils largement espacés, surtout quand la présence de câbles électriques est assez dense comme sur notre site.

La méthode VLF peut être utile dans certains cas précis pour confirmer la présence d'anomalies, mais il faut être certain qu'aucun facteur d'origine anthropique ne vient perturber le signal, et cette méthode ne donne pas d'information sur la profondeur des éléments.

3) Résultats des sondages électriques

Afin de renseigner sur les variations verticales des résistivités du terrain, seize sondages électriques ont été réalisés entre février et avril 2003. Le dispositif de répartition des électrodes autour du point de sondage est du type Schlumberger : les électrodes A et B d'injection du courant sont disposées autour des électrodes M et N de réception sur une même ligne, le milieu des électrodes étant considéré comme le point de mesure, et le rapport de la distance AB sur la distance MN est au moins égal à 5. La distance AB/2 maximale (entre 100 et 300 m pour les différents sondages) ainsi que les différentes orientations des alignements d'électrodes sont indiquées sur la Figure 1-33.

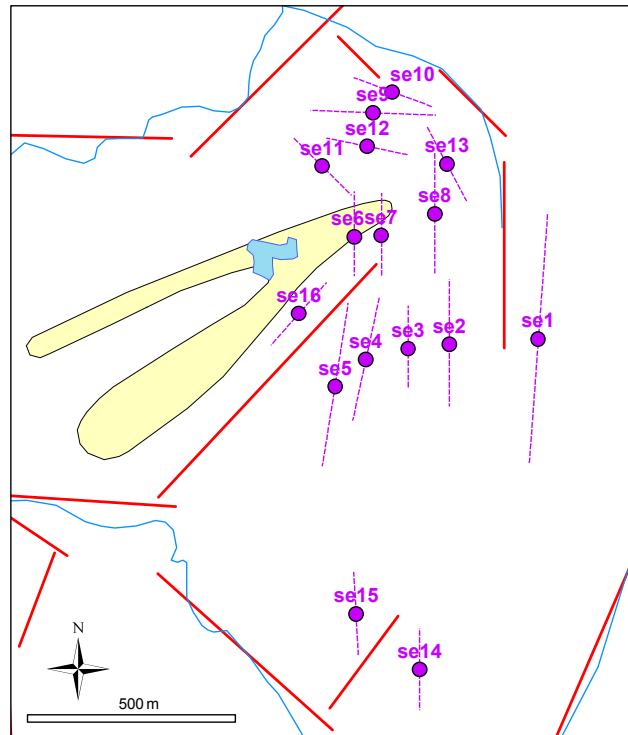


Figure 1-33. Localisation des sondages électriques avec l'orientation des alignements d'électrodes

Pour chaque sondage, on trace les mesures de résistivité apparente en fonction de la distance $AB/2$ sur une échelle bi-logarithmique. L'interprétation consiste à retrouver par un calcul semi-automatique des successions de terrains présentant des résistivités contrastées variant avec la profondeur. Le modèle choisi comme solution (à l'origine des données) caractérisé par le nombre de couches, leurs résistivités (ρ) et leurs épaisseurs (e) successives est confronté aux données en recalculant les résistivités apparentes que l'on peut obtenir avec une telle succession de terrains. Sachant qu'il y a une infinité de solutions passant par les points de mesure, il s'agit de trouver un compromis entre les terrains supposés dont on ne connaît pas la profondeur, les données de profondeur connue comme le niveau piézométrique, et le meilleur ajustement possible entre le modèle et les données. Par exemple, il est difficile de repérer des terrains dont la résistivité varie toujours dans le même sens : si une couche de forte résistivité apparaît sous une couche de plus faible résistivité, la troisième couche éventuellement observée doit présenter également une faible résistivité par rapport à celle du milieu pour être mise en évidence. Dans le cas contraire, on ne la voit pas, excepté si le contraste des résistivités est très grand, ou, cas exceptionnel en milieu hétérogène, si l'épaisseur du deuxième terrain est suffisamment grande pour que la résistivité apparente atteigne la valeur de la résistivité de ce deuxième terrain. Des lois d'équivalence établissent les relations entre des modèles différents, mais à l'origine de mesures semblables.

Afin de déterminer des éléments connus au droit de chaque sondage avant d'interpréter les mesures, on récupère des informations précieuses comme la piézométrie au moment des mesures et la profondeur des altérites, déduite de la

cartographie des profils d'altération. Par ailleurs, les coupes géologiques sur les nombreux ouvrages effectués sur le site d'exploitation peuvent apporter une information complémentaire et plus précise sur la profondeur des altérites (Figure 1-34). Il faut toutefois rester très vigilant quant à l'interprétation des logs de forages, ceux-ci n'ayant pas pour objectif la détermination du niveau de base des altérites. Certains d'entre eux fournissent une profondeur évidente d'altérites, d'autres sont plus évasifs sur cette information, et il n'est pas toujours possible de savoir si le niveau de contact a été rencontré, et à quelle profondeur. Quand des ouvrages à proximité des sondages électriques renseignent sur la profondeur des altérites, il est préférable de comparer les mesures électriques à ces dernières données plutôt qu'à la carte interpolée, peu précise loin du contour des altérites.

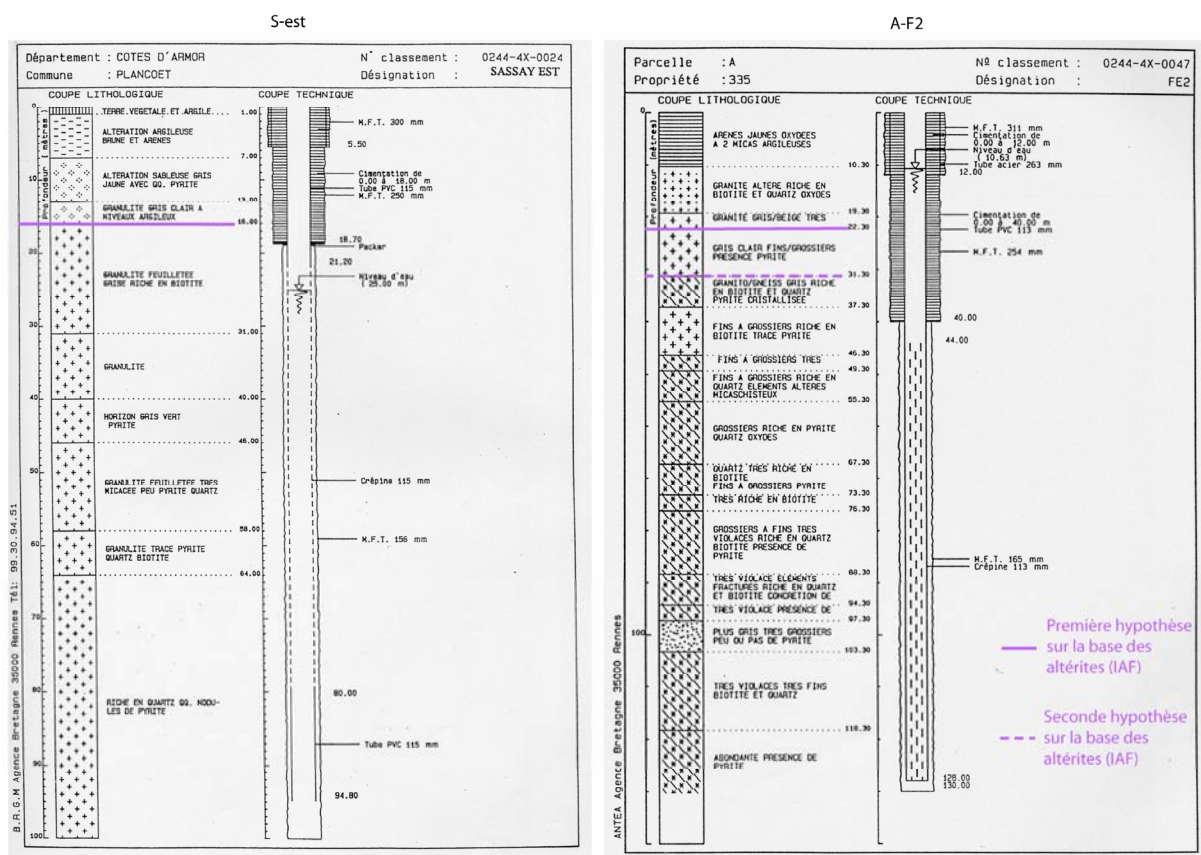


Figure 1-34. Exemples de logs de forages et leurs interprétations

a. Modèles en cinq couches

Un modèle à cinq couches est interprété sur 9 sondages. Pour 6 d'entre eux, les sondages se3, se4, se5, se8, se9 et se10, on retrouve le niveau piézométrique ainsi qu'une profondeur plausible du niveau de contact altérites / fissuré. Ces 6 sondages (Figure 1-36) présentent la succession de terrains suivante :

- un recouvrement superficiel assez résistant (entre 200 et 300 $\Omega.m$), de 35 cm à 1.5 m d'épaisseur ;
- des altérites argileuses conductrices (entre 50 et 85 $\Omega.m$) sur 1 à quelques mètres d'épaisseur ;
- des altérites sableuses plus résistantes non saturées en eau (entre 200 et 600 $\Omega.m$) de 4 à 13 m d'épaisseur ;
- les mêmes altérites que ci-dessus saturées en eau donc plus conductrices (entre 20 et 200 $\Omega.m$) sur quelques cm à 17 m d'épaisseur ;
- l'horizon fissuré beaucoup plus résistant (entre 520 et 1460 $\Omega.m$).

On note une grande variabilité des résistivités des terrains, même dans le cas où ils sont interprétés de la même façon d'un sondage à l'autre. Ceci est rapporté à l'hétérogénéité importante des migmatites dans cette zone. De plus, la présence de l'enclave de phtanites au milieu du site joue certainement un rôle dans l'altération différentielle du massif encaissant.

La Figure 1-35 montre deux exemples d'ajustements de modèles sur les données des sondages se9 et se10. Les résultats de tous les sondages électriques sont présentés en Annexe B.

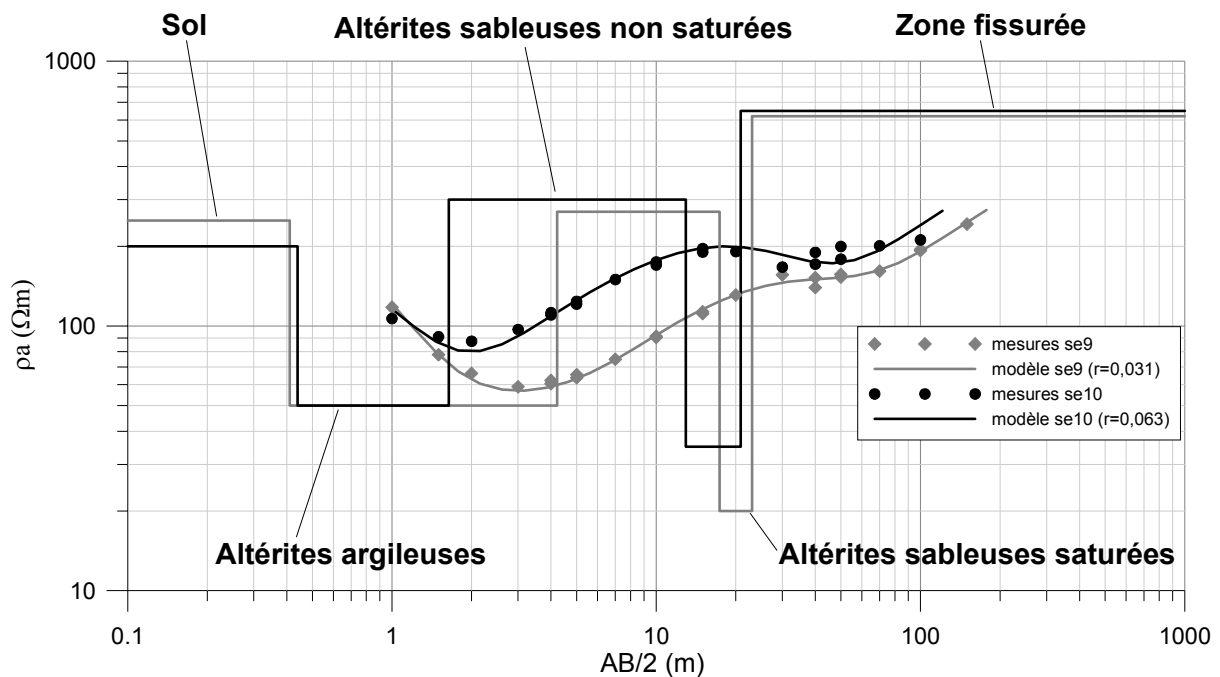


Figure 1-35. Exemples de sondages électriques interprétés avec cinq couches (r : écart quadratique moyen entre le modèle et les données)

Pour les 3 autres sondages se1, se2 et se14, les cinq couches modélisées sont plus difficilement interprétables : le niveau piézométrique réel entre 2 et 4 m de profondeur pour les sondages se1 et se2 n'est pas retrouvé (il doit correspondre à la transition d'une couche plus conductrice sous la précédente). Il est possible que le niveau d'eau se trouve quasiment au même endroit que la transition entre deux terrains contrastés par nature lorsqu'ils sont secs, ou que le terrain contenant le niveau piézométrique ne marque pas de contraste de résistivité avec l'eau. Quant au sondage se14, il se situe dans l'horizon fissuré et on arrive à supposer la présence de l'eau à 9,8 m, mais les contrastes de résistivités sont assez ténus.

b. Modèles en trois couches

Enfin, les autres sondages sont interprétés en trois couches. Le sondage se12, situé entre se11 et se9, donne une profondeur de l'horizon plus résistant à 15 m, le niveau piézométrique se situant en dessous de la profondeur d'investigation. Quant à se6, se7, se13 et se16, ils peuvent être interprétés comme étant dans les phanites, avec une faible épaisseur de terrains altérés. Cette interprétation est néanmoins discutable, étant donné que les résistivités des trois terrains sont très proches des trois premiers terrains également observés dans les modèles à cinq couches.

c. Modèles en deux couches

Les sondages se11 et se15 sont interprétés avec seulement deux couches, la couche résistante apparaissant directement sous la surface dans se15, ce qui est cohérent avec la cartographie de terrain, et l'épaisseur de la couche altérée étant en revanche d'une quarantaine de mètres dans se11. Ce dernier sondage est en effet placé assez haut (62 m d'altitude) sur le Tertre, alors que le front d'altération s'approfondit en cet endroit.

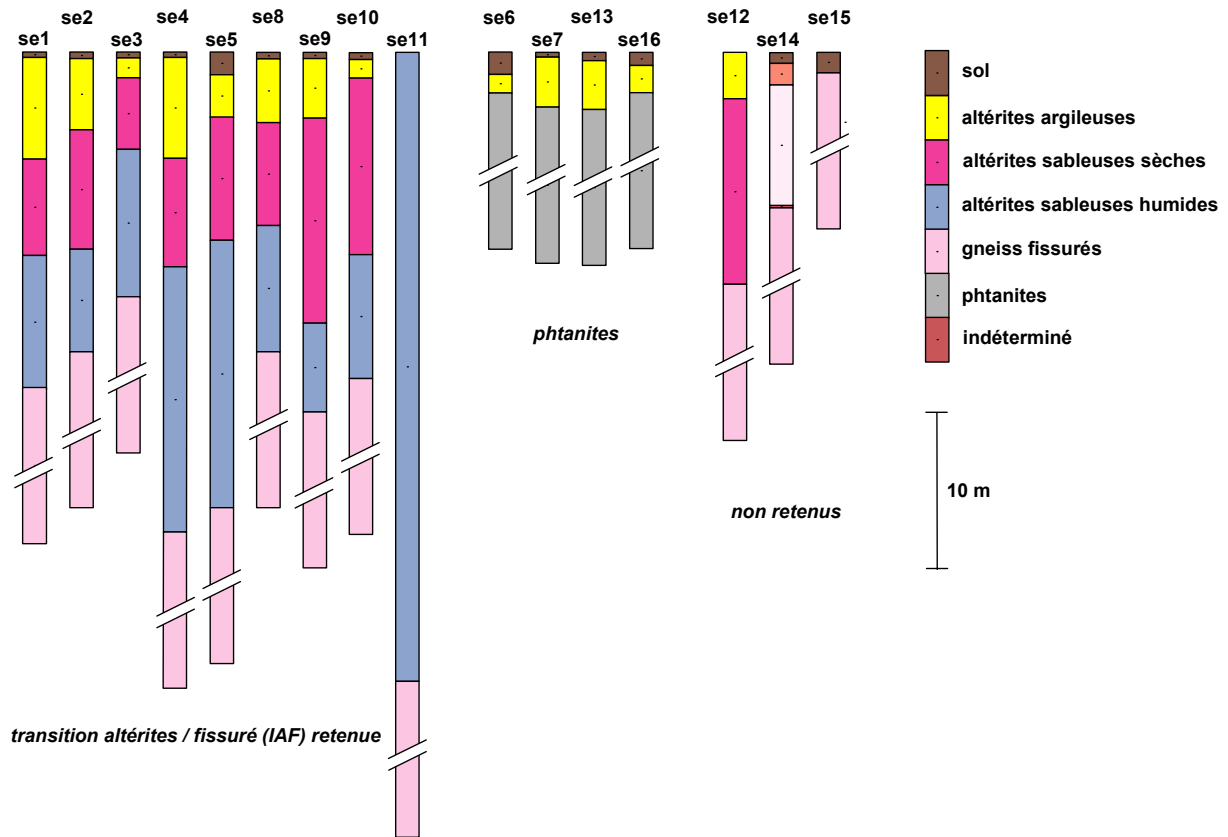


Figure 1-36. Résultats des sondages électriques

4) Résultats des panneaux électriques

Les six panneaux électriques 2D réalisés ont pour but principal de préciser le tracé des phtanites sur le Tertre. Nous supposons a priori que le contour de cette formation lithologique sur la carte géologique présente une allure correcte, mais les limites précises de ce contour ne sont pas bien connues, ni la direction de plongement des phtanites au sein des migmatites encaissantes. Par ailleurs, ces panneaux peuvent fournir une information complémentaire aux sondages électriques sur la profondeur de l'horizon fissuré, et renseigner également sur les failles qu'ils recoupent.

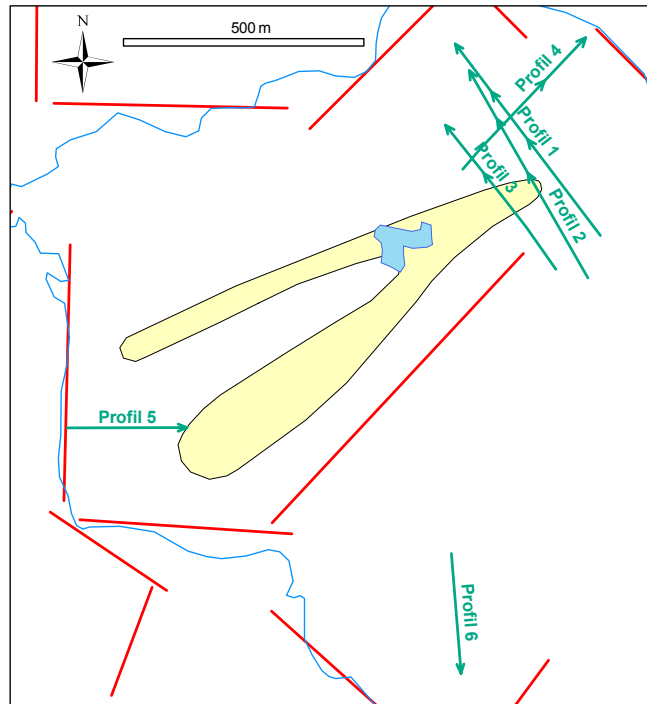


Figure 1-37. Localisation des profils électriques

a. Comparaison des résultats pour les dispositifs Wenner alpha et pôle-dipôle

Le profil 4, effectué en deux panneaux sur la partie nord du Tertre (Figure 1-37), a servi de test de comparaison entre les dispositifs Wenner α et pôle-dipôle : pour chacun des deux panneaux, deux séries de mesures sont effectuées, une en Wenner α et une en pôle-dipôle. Les mesures des profils sont filtrées et traitées sous le logiciel X2ipi (Ritz et al., 1999), puis inversées avec le logiciel Res2dInv (Loke et Barker, 1996) en intégrant la topographie le long des profils. L'inversion fournit des résistivités interprétées sur une grille arbitraire définie par l'utilisateur, dont la taille des mailles augmente avec la profondeur en raison de la diminution de la sensibilité. La profondeur d'investigation est ici définie par le dispositif de mesure et non par les résistivités mesurées. Les résistivités interprétées pour ces deux séries de mesures le long du profil sont comparées en Figure 1-38. Une troisième interprétation est effectuée en additionnant les données des deux dispositifs de mesure (en haut de la Figure 1-38). Nous notons une profondeur d'investigation plus grande et mieux répartie sur les bords du profil pour le dispositif pôle-dipôle. D'autre part, les résistivités interprétées avec le dispositif Wenner α sont plus lisses. Il semble toutefois que les informations récupérées sont assez similaires si on considère une faible profondeur d'investigation. Dans les cas où l'on ne considère pas l'information profonde comme indispensable au but recherché, on peut se contenter du dispositif Wenner α , plus rapide.

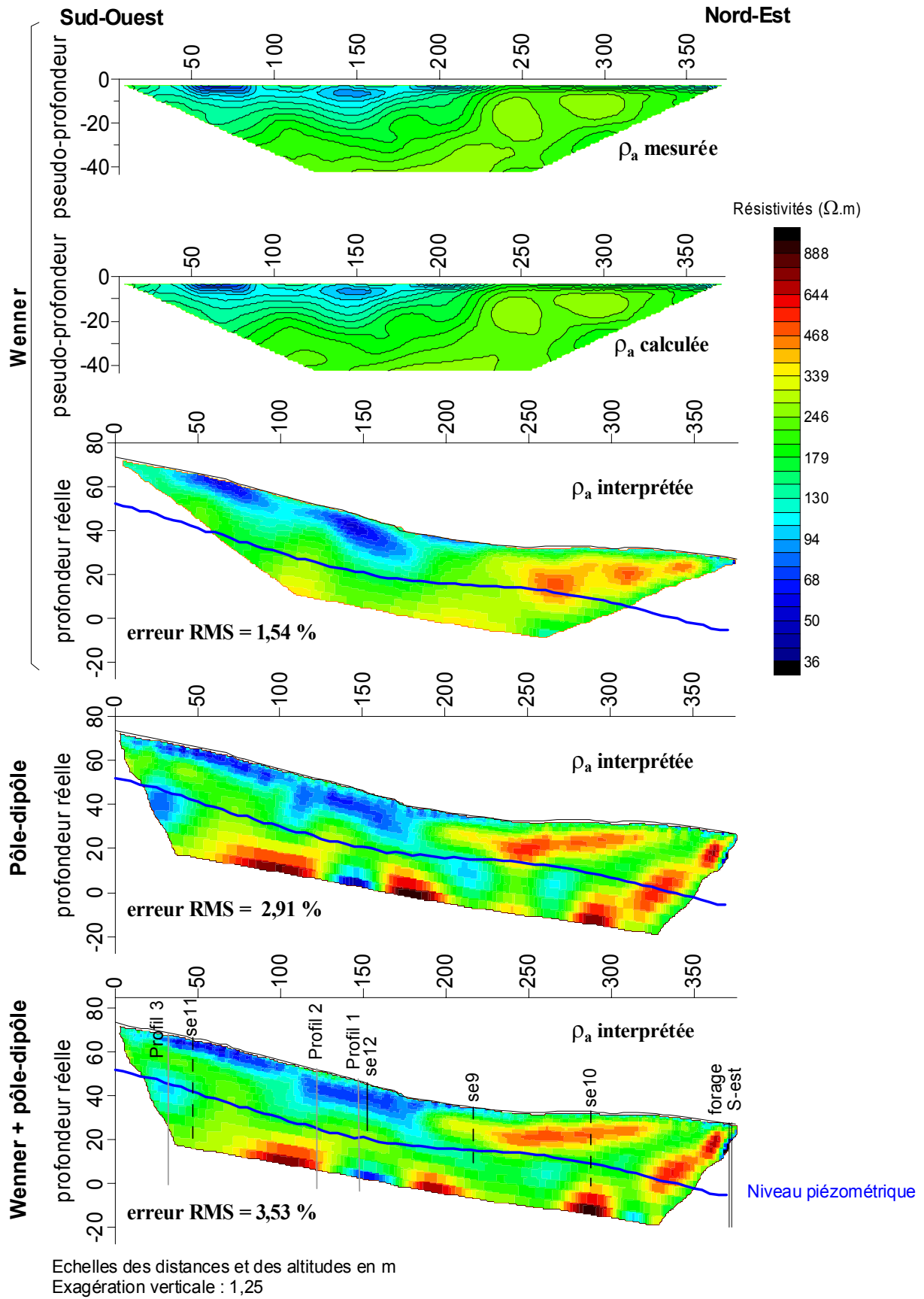


Figure 1-38. Résistivités interprétées sur le profil 4 pour les dispositifs Wenner α et pôle-dipôle

b. Interprétation des résultats sur le nord du Tertre

Sur la partie nord du Tertre, trois profils perpendiculaires au profil 4 recoupent théoriquement les phtanites d'après la carte géologique (Figure 1-37). Les dispositifs utilisés sont le pôle-dipôle pour les profils 1 et 3, et le Wenner α pour le profil 2. Les profils 1 et 2 comprennent trois panneaux juxtaposés, et le profil 3 seulement deux.

Les résultats, présentés en Figure 1-39, montrent de forts contrastes de résistivités calculées sur chacun des trois profils. Une structure très résistante (résistivité supérieure à 500 Ω .m) apparaît notamment du côté sud-est des trois profils, surmontée par une couche plus conductrice (résistivité de l'ordre de 250 Ω .m) de plus en plus fine vers le sommet du Tertre, du profil 1 au profil 3. Cette structure résistante faiblement altérée semble correspondre aux phtanites, ce qui est cohérent avec l'interprétation des sondages électriques se6 et se7 situés sur le profil 3. Le modèle en cinq couches attribué au sondage se8 à proximité du profil 1 perturbe néanmoins l'hypothèse de présence des phtanites en cet endroit. La couche de surface sur ce côté du profil 1 présente en effet des niveaux beaucoup plus conducteurs (résistivités inférieures à 100 Ω .m) et plus épais (environ 20 m) que sur les autres profils, incompatibles avec une altération des phtanites, ces roches quartzitiques ne pouvant produire des horizons d'altération aussi épais et argileux. Il est tout de même possible que les gneiss altérés apparaissent en surface au niveau de se8, et que le bloc sous-jacent plus résistant corresponde aux phtanites plongeant vers le nord-est. Il faudrait dans ce cas reprendre l'interprétation du sondage se8 et associer la couche résistante en profondeur aux phtanites et non aux gneiss fissurés. Dans ce cas, on peut supposer que les phtanites affleurent au niveau du profil 3, et plongent progressivement sous la surface du sol, au sein de l'encaissant gneissique, déjà au niveau du profil 2, puis de façon plus affirmée sur le profil 1. La pente de plongement dans cette direction serait d'environ 25% par rapport à l'horizontale.

Il est difficile de donner à ce bloc résistant une limite précise vers le sud-est, les résistivités aux extrémités des profils étant encore assez fortes de ce côté. On voit cependant des résistivités un peu plus faibles au début des profils 2 et 3, jusqu'à des distances respectives de 80 m et 60 m environ le long des profils 2 et 3.

En revanche, une structure quasi-verticale de forte conductivité par rapport aux phtanites est observée au nord-ouest de ceux-ci. Elle présente une largeur équivalente de 20 à 30 m sur chacun des profils et son allure semble se reproduire d'un profil à l'autre : elle se situe entre deux blocs résistants, celui du nord-ouest étant approfondi d'une vingtaine de mètres par rapport à l'autre. Elle est positionnée sur chaque profil de telle sorte qu'on puisse tracer une ligne droite orientée E-W (Figure 1-42) reliant les trois intersections respectives.

On peut se demander comment interpréter le bloc résistant approfondi du côté nord-ouest de cette anomalie : est-ce la continuité des phtanites séparée du bloc principal par une faille, ou l'anomalie marque-t-elle le contact entre les phtanites et les gneiss, ceux-ci étant considérablement altérés le long du contact ? Dans les

deux cas, la présence de niveaux assez conducteurs au-dessus du bloc résistant profond laisse penser que les roches en surface de ce côté sont des gneiss altérés avec des niveaux argileux. Si l'on examine la première hypothèse, on peut très bien imaginer une continuité entre les deux blocs préexistant à la faille, les pentes de chaque côté de l'anomalie étant cohérentes (cela se voit surtout sur les profils 1 et 3). Selon l'autre hypothèse par contre, il est difficile d'expliquer un contact aussi vertical entre les altérites au sein de l'anomalie et les gneiss fissurés supposés du côté nord-ouest de l'anomalie : si les phtanites jouent le rôle de drain au niveau du contact avec les gneiss et impliquent ainsi un approfondissement du front d'altération au sein des gneiss, il est plus probable que la surface du front d'altération présente un relief peu accusé plutôt qu'une pente verticale. Nous préférons donc l'hypothèse des phtanites coupés par une structure majeure, sans déplacement entre les blocs.

Au nord-ouest des phtanites se trouvent les gneiss sur ces trois profils, reconnaissables à leurs niveaux altérés plus conducteurs. Le niveau piézométrique, connu par interpolation des mesures piézométriques à proximité, peut être reconnu dans les résistivités interprétées, sur le profil 3 au droit de l'intersection avec le profil 4, et sur le profil 1 au nord-ouest des phtanites.

La transition altérites-fissuré n'est quasiment pas observée sur le profil 3, ce qui est compatible avec l'interprétation de se11, pour lequel la transition est plus profonde que la profondeur d'investigation du panneau en cet endroit. Il est également difficile de repérer ce niveau sur le profil 2, aucun contraste important n'étant observé. Par contre, le profil 1 semble montrer un approfondissement de ce niveau de transition du sondage se12 vers les phtanites. Ce profil montre également une importante anomalie conductrice au sud-est du forage S-ouest, qui pourrait correspondre à un linéament tracé sur la carte structurale. Les très faibles résistivités au sein de cette anomalie laissent supposer un remplissage de type argileux.

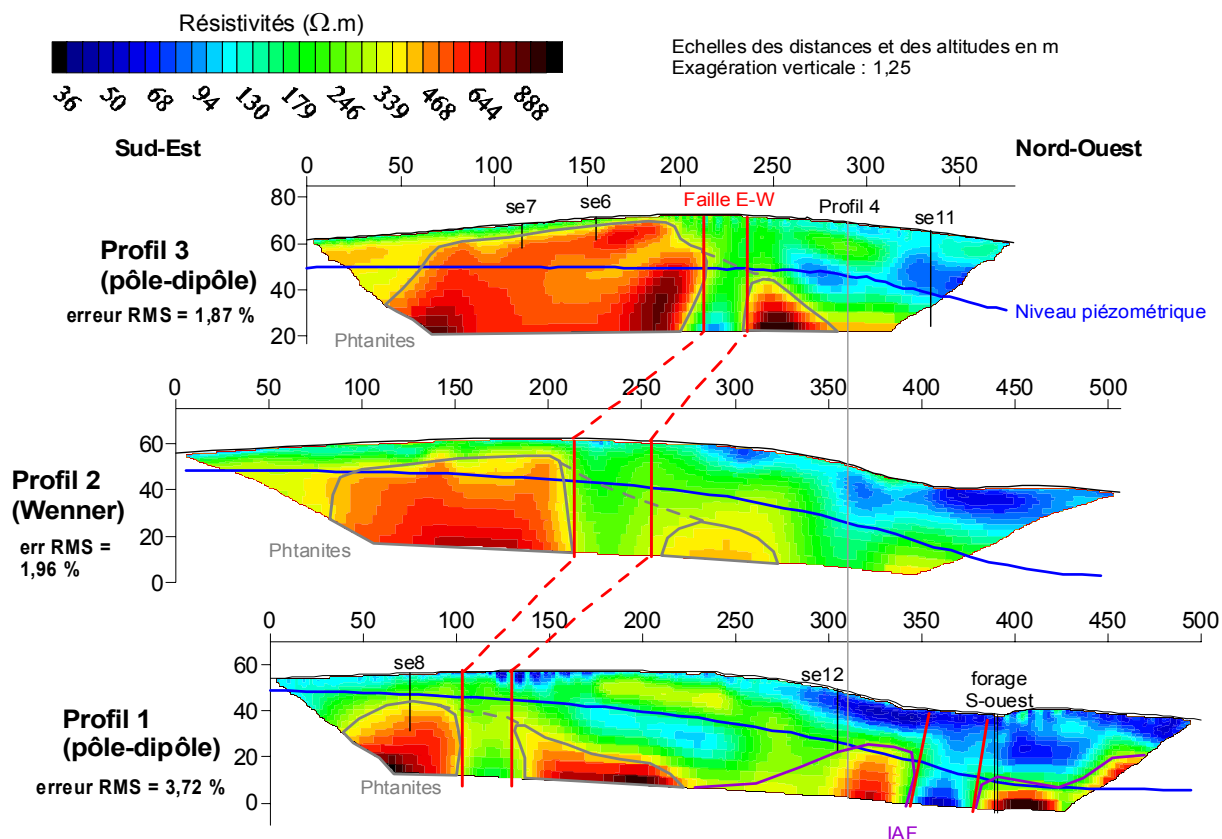


Figure 1-39. Résistivités calculées pour les profils 1, 2 et 3 au nord du Tertre, avec le niveau piézométrique connu par ailleurs

c. Interprétation des résultats pour les profils au sud du Tertre

En ce qui concerne les autres profils effectués sur le site d'étude (Figure 1-40), le profil 5 (dispositif pôle-dipôle) permet de supposer un plongement d'environ 40-45% par rapport à l'horizontale des phtanites vers l'ouest en cet endroit (résistivités plus fortes sur le bord est du profil). Le profil 6 (effectué en Wenner α) montre des résistivités très fortes sur tout le profil, confirmant la localisation de celui-ci directement sur l'horizon fissuré.

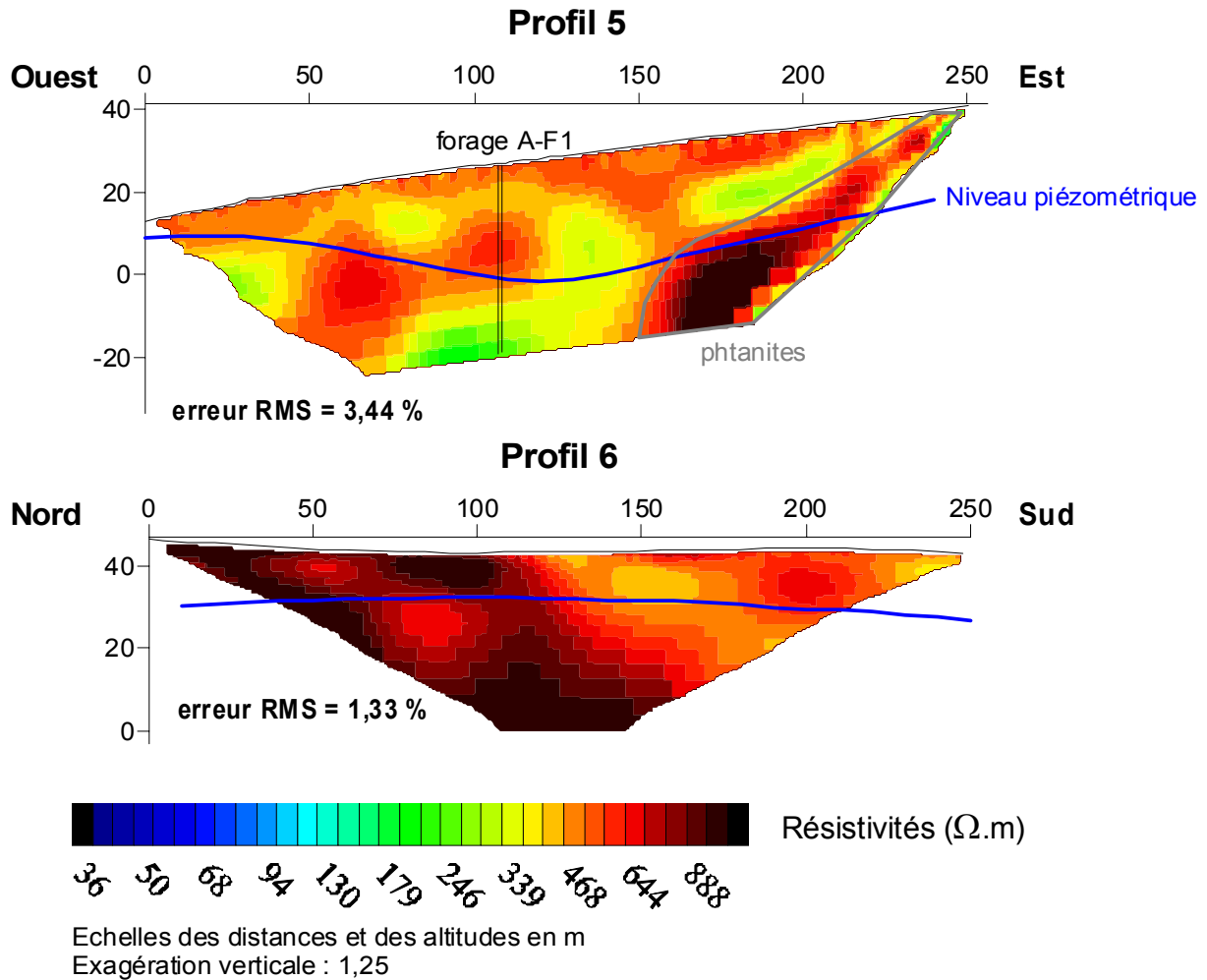
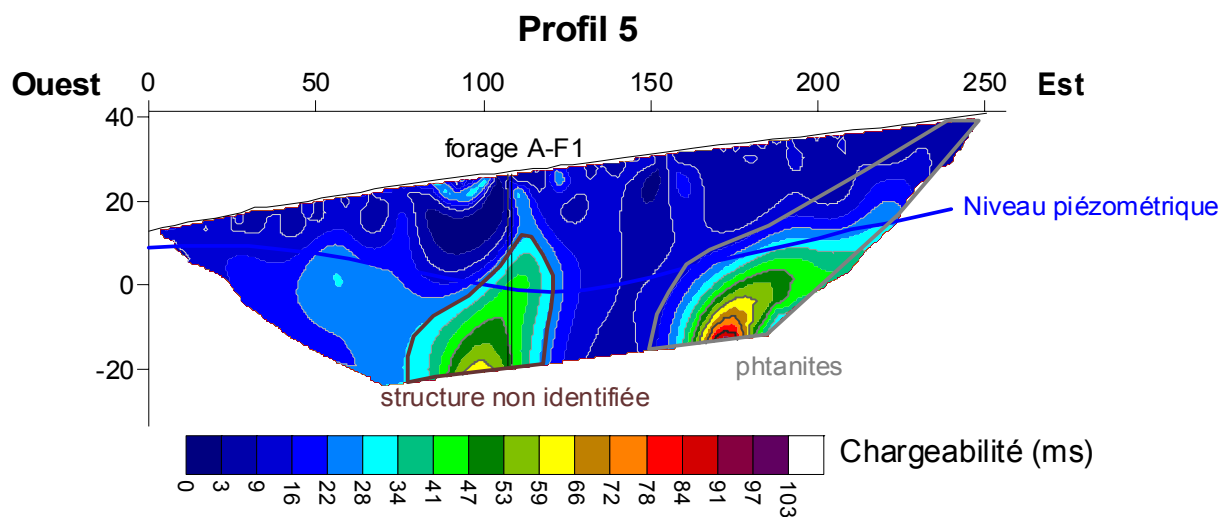


Figure 1-40. Résistivités calculées pour les profils au sud du Tertre

d. Résultats de polarisation provoquée

Les informations apportées par les mesures de polarisation provoquée sur le profil 5 complètent les mesures de résistivité. Une zone de forte chargeabilité est observée au même endroit que les fortes résistivités, confirmant la présence d'une roche différente des autres en cet endroit, soit les phtanites. Une autre anomalie de forte chargeabilité est mesurée au droit du forage A-F1, où les résistivités calculées sont plutôt faibles. Il existe peut-être en cet endroit un autre type de roche, sous forme de filon, présentant une faible résistivité et une forte chargeabilité, mais nous n'avons pas assez d'éléments pour savoir exactement de quoi il s'agit.



Echelles des distances et des altitudes en m
Exagération verticale : 1,25

Figure 1-41. Polarisation provoquée pour le profil 5

5) Synthèse des résultats géophysiques

Les différentes investigations géophysiques permettent de préciser localement la carte structurale et de compléter la carte d'interpolation de l'IAF.

Concernant la carte structurale, les méthodes VLF confirment la position de deux failles cartographiées auparavant. La cartographie 1 semble être en parfaite cohérence avec la faille NE-SW, alors qu'un écart de 20 m est observé entre la faille N-S et les profils VLF. Les panneaux électriques laissent supposer l'existence de deux structures verticales (failles ou zones fracturées) de 20 m de largeur environ, non cartographiées auparavant. Leurs limites sont positionnées à ± 10 m près, sauf sur le profil 2 où l'incertitude liée à l'interprétation du panneau électrique est de ± 20 m. Elles sont reportées sur une carte structurale locale en Figure 1-42.

D'autre part, la géométrie des phtanites est mieux connue après l'analyse des panneaux électriques. Dans la partie nord, on suppose que la limite d'affleurement des phtanites se situe entre les profils 2 et 3, et que ceux-ci plongent vers le nord-est sous le profil 1 avec une pente de 25 % par rapport à l'horizontale (la profondeur du massif est de 15 m sous le profil 1, Figure 1-39). La limite « est » du massif est imprécise car les résistivités interprétées aux extrémités sud-est des profils 1, 2 et 3 sont encore très élevées. On suppose arbitrairement une limite d'affleurement du massif à 70 m du début du profil 3, et un plongement dans la direction sud-est quasiment vertical. Quant à la partie sud, un plongement de 40-45 % est observé vers le sud-ouest au niveau du

profil 5. Sur la carte structurale, on trace, en plus de la forme du massif à l'affleurement, le contour de celui-ci à 30 m de profondeur. Ce contour est assez hypothétique dans les parties non recoupées par des panneaux électriques. Les coupes AB et CD (Figure 1-43) représentent des exemples d'interprétations structurales sur le site, appuyées par les interprétations du profil 1 pour la section AB, et du profil 5 pour la section CD. Les failles sont représentées verticalement par défaut, leurs pendages réels n'étant pas connus et l'exagération verticale des coupes étant très forte (facteur 3). Quant au plongement des phtanites, il est supposé se faire vers le nord-ouest d'après les interprétations des profils 1 et 5, et on suppose également l'enracinement du massif suffisamment profond pour atteindre le bas des coupes.

Nous souhaitons par ailleurs compléter localement la carte d'interpolation du niveau de base des altérites, ou IAF. Nous disposons pour cela de 49 logs d'ouvrages qui renseignent sur ce niveau (une analyse critique ne retient que les données les plus fiables). D'autre part, 9 interprétations de sondages électriques (se1, se2, se3, se4, se5, se9, se10, se11 et se12) fournissent des informations sur la profondeur de l'IAF, convertie en altitude. Les variances de ces nouvelles données sont calculées comme suit :

- un intervalle de confiance de ± 3 m est attribué aux données issues des logs de forages, ce qui implique une variance de $2,25 \text{ m}^2$ (carré de l'écart-type égal à 1,5) ;
- on attribue à chaque sondage électrique un intervalle de confiance pour l'IAF qui dépend du coefficient de régression entre le modèle calculé et les données. Les variances ainsi calculées varient ainsi de $0,47$ à 14 m^2 selon les points considérés.

Une nouvelle carte d'interpolation de l'IAF a donc été tracée, tenant compte des quatre types de données avec chacun leurs variances respectives, et en conservant le même variogramme que précédemment afin de ne pas introduire une plus grande hétérogénéité de données pour des courtes distances. La nouvelle carte est présentée en Figure 1-42. Les données supplémentaires apportent naturellement une plus grande précision du tracé sur le site d'étude, l'irrégularité de la surface de contact étant ainsi accentuée. On note en particulier un approfondissement de cette surface encore plus marqué qu'avant autour des phtanites.

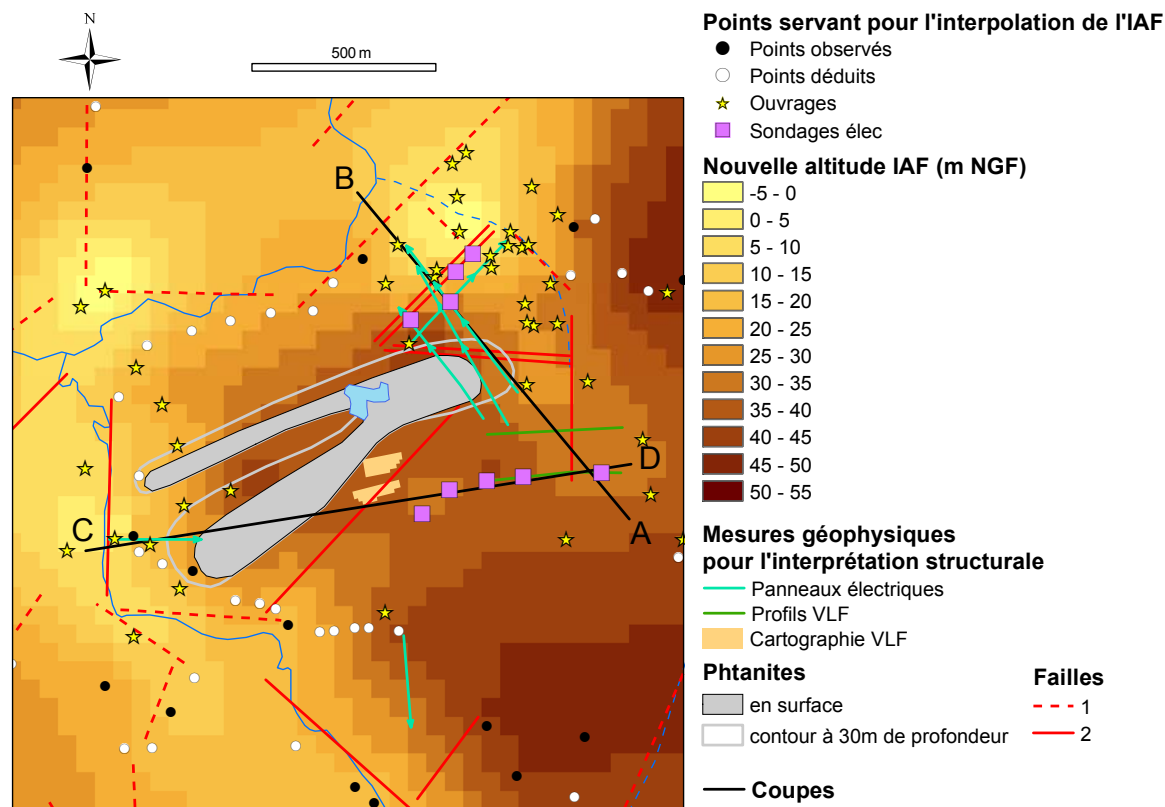


Figure 1-42. Carte de synthèse des informations structurales complétées par la géophysique

De même que pour la cartographie précédente à l'échelle générale, les écarts-types du calcul sont connus en chaque point de la carte, on peut donc reporter sur les coupes à la fois le niveau de l'IAF interpolé, et son intervalle de confiance (entre 5 et 10 m d'incertitude localement). A proximité des phtanites, le niveau de l'IAF tracé diffère de celui calculé car il prend en considération l'hypothèse que le front d'altération des gneiss s'approfondit au contact des phtanites. Cette hypothèse est validée par l'interprétation du profil 1 reporté sur la coupe AB, et par les observations similaires de Gouez (2005) à proximité d'un filon de quartz. Les interprétations des sondages électriques à proximité des coupes sont reportées sur celles-ci, montrant leurs influences respectives sur le niveau de l'IAF.

Enfin, le niveau de transition entre les gneiss sains et la zone fissurée est tracé sur les coupes en supposant arbitrairement une épaisseur constante de la zone fissurée de 70 m.

Ce modèle géométrique local est en accord avec la théorie des horizons d'altération (Wyns et al., 2004) et la structure géologique régionale (voir Partie 1. D). Il présente des incertitudes quantifiées sur la position de certaines structures et l'épaisseur des altérites. Dans le cadre de l'étude hydrogéologique, il servira de base pour définir des zones à fonctionnements hydrodynamiques variables, ce qui sera également l'occasion de tester la validité de chaque structure.

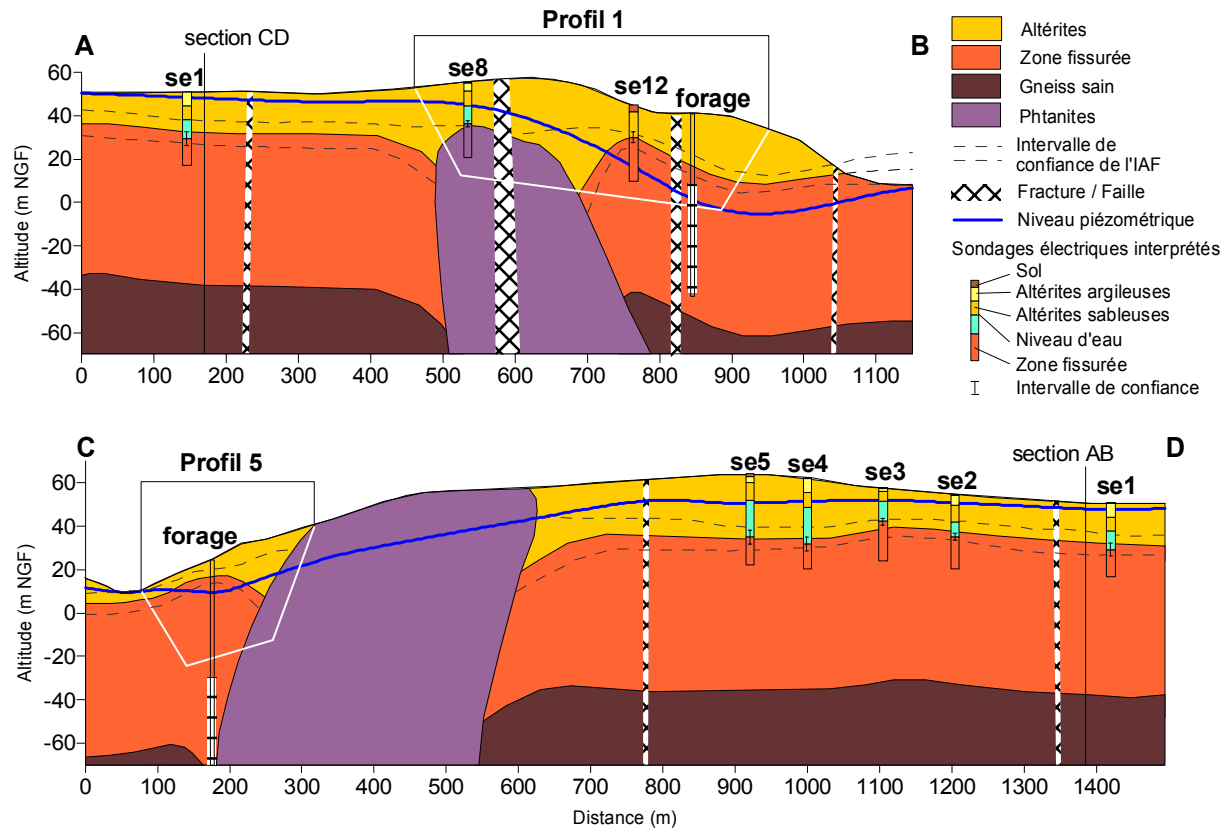


Figure 1-43. Coupes de synthèse sur le site

III. Introduction à l'hydrogéologie du site de Plancoët

L'étude structurale du site de Plancoët a conduit à l'élaboration d'un modèle géométrique structural à deux échelles : une échelle régionale (300 km²) puis une échelle locale (4 km²) pour laquelle les éléments cartographiés précédemment ont été confirmés et complétés par des prospections géophysiques. Ce modèle est indispensable pour une bonne connaissance du fonctionnement hydrogéologique du site, il ne suffit pas cependant pour gérer la ressource en eau. Une étude à partir de données hydrogéologiques va permettre maintenant de relier la géométrie des structures et leur fonctionnement hydrogéologique.

Commençons dans un premier temps par présenter le contexte hydrogéologique et préciser celui-ci par des mesures géochimiques, avant de construire un modèle hydrogéologique qui validera le modèle géométrique et servira d'outil de gestion de la ressource en eau.

A. Contexte hydrogéologique

Afin de bien préparer l'élaboration ultérieure du modèle hydrogéologique, il s'agit ici de présenter les données hydrogéologiques dont on dispose. Nous commencerons par étudier les données météorologiques, puis les données concernant les rivières. Nous analyserons ensuite les suivis piézométriques locaux, ce qui nous conduira à discuter de la recharge en eau apportée à l'aquifère. Enfin, un premier aperçu des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sera donné d'après les résultats d'essais de pompages.

1) Climat

Le climat aux alentours de Plancoët est, comme dans toute la Bretagne, de type océanique. Les températures sont plutôt douces toute l'année, avec un minimum mensuel en hiver compris entre 5 et 10°, et un maximum en été compris entre 15 et 20° (source Météo France, www.meteofrance.com).

Quant aux précipitations, les bilans annuels avoisinent les 700-800 mm en moyenne, avec des pluies un peu plus importantes en hiver qu'en été. Comme ce paramètre joue un rôle primordial sur la ressource en eau, nous allons l'analyser plus en détail.

Nous disposons de mesures de pluie effectuées par la société Nestlé Waters, directement sur le site d'exploitation, depuis 1973. Le pas de temps disponible est mensuel sur les données 1973-1995, et journalier de 1996 à 2002. Nous nous intéressons pour l'instant aux valeurs mensuelles : le calcul des moyennes mensuelles de précipitations à la station de Plancoët est comparé aux valeurs d'évapotranspiration potentielle (Figure 1-44) fournies par les stations Météo France de Trémeur, Quinténic et Pleurtuit (moyenne pondérée par les distances respectives des trois stations). On note une variation saisonnière légèrement marquée pour les précipitations, avec un minimum de 40 mm en juillet et un maximum de 87 mm en novembre. Il faut néanmoins remarquer des écarts-types assez importants sur ces valeurs (entre 20 et 50 mm d'incertitude, Figure 1-44), indiquant une grande variabilité annuelle de ce paramètre.

Par contre, les valeurs d'évapotranspiration potentielle mensuelles sont beaucoup plus régulières d'une année à l'autre, les écarts-types (non présentés sur la figure) sont compris entre 2 et 10 mm. Ce paramètre montre d'autre part une saisonnalité plus marquée que les précipitations : il atteint son maximum au mois de juillet avec environ 105 mm, et son minimum en décembre-janvier autour de 20 mm.

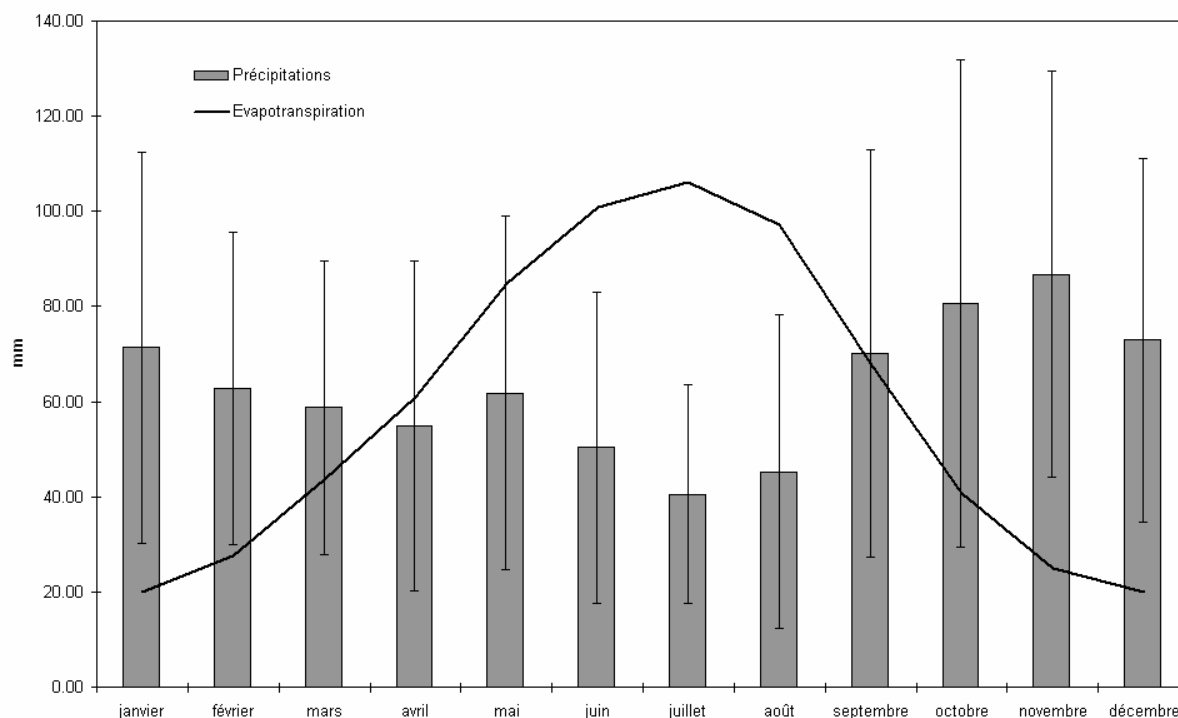


Figure 1-44. Moyennes mensuelles et écarts-types de précipitations sur le site de Plancoët de 1973 à 2002, superposés aux valeurs d'évapotranspiration potentielle

Afin de tester la représentativité des mesures sur le site d'exploitation par rapport aux mesures des stations Météo France servant de référence, nous avons choisi trois stations Météo France autour du site de Plancoët sur lesquelles nous disposons à la fois de données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle. On peut retrouver la localisation de ces stations sur la Figure 1-1 : Dinard (située à Pleurtuit) à 14 km au nord-est, Quinténic à 14 km à l'ouest, et Trémeur à 19 km au sud de Plancoët. La station de Dinard fournit des données de précipitation à partir de 1950, ce qui permet de comparer les mesures actuelles à la moyenne sur une longue durée. Le Tableau 1-1 présente les moyennes annuelles pour le site de Plancoët et les trois stations Météo France de référence, sur les périodes 1950-2002, 1973-2002 et 1996-2002. La dernière colonne correspond à la moyenne des trois stations Météo France pondérée par les distances respectives entre chacune de ces stations et celle de Plancoët.

	Mesures Plancoët	Station Dinard	Station Trémeur	Station Quinténic	Moyenne 3 stations
1950-2002		734 ± 119 [500-1021]			
1973-2002	761 ± 139 [500-1067]	761 ± 121 [500-1021]			
1996-2002	782 ± 116 [588-919]	774 ± 97 [616-878]	795 ± 183 [514-1021]	833 ± 156 [599-1027]	800 ± 145 [575-958]

Tableau 1-1. Bilans annuels de précipitations en mm

On note d'après le Tableau 1-1 que la moyenne « actuelle » des précipitations annuelles (1996-2002) est légèrement supérieure à celle de 1950-2002. D'autre part, des disparités sont observées entre les trois stations Météo France, et la considération de la moyenne des trois est assez proche de la moyenne à Plancoët. Ce constat s'observe encore mieux sur les courbes d'évolutions annuelles par station (Figure 1-45). Par la suite, il est donc justifié de considérer la moyenne pondérée des stations Météo France comme quasiment équivalente aux mesures du site de Plancoët. Cela est notamment utile pour la détermination de l'évapotranspiration potentielle dont on ne dispose d'aucune estimation sur le site d'exploitation.

Les extremums indiqués entre crochets sur le Tableau 1-1 montrent également quelques disparités selon les stations et les périodes considérées, qui s'estompent en considérant la moyenne des stations Météo France par rapport aux mesures de Plancoët. Nous retenons donc des valeurs de précipitations annuelles comprises entre 575 et 958 pour la période 1996-2002 sur le site de Plancoët.

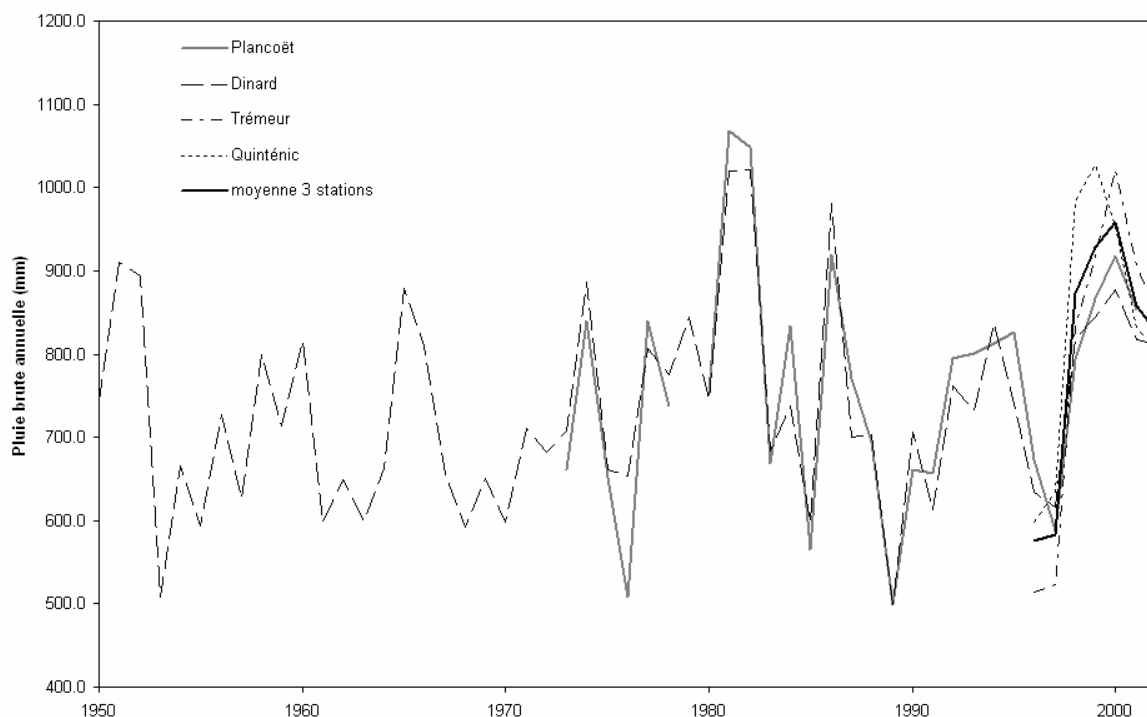


Figure 1-45. Bilans annuels de précipitations en différentes stations depuis 1950

2) Hydrographie

En réponse à l'impact météoritique, il est possible d'analyser la réaction des rivières en termes de débits. Nous disposons d'une seule station de mesure de débits sur l'Arguenon, une des deux rivières qui passent à Plancoët (Figure 1-1) : elle se situe à Jugon-les-Lacs en amont du site d'étude (données de la Banque Hydro, hydro.rnde.tm.fr). Le bassin versant correspondant à cette station, trop large pour être représenté sur la Figure 1-1, possède une superficie de 104 km². On peut supposer que le régime hydrographique de l'Arguenon à Jugon-les-Lacs est similaire à celui de la même rivière sur le site d'étude, c'est-à-dire plus en aval. Ce régime est cependant perturbé par la présence d'un barrage sur l'Arguenon à Pléven, en amont de Plancoët (Figure 1-1), destiné à l'Alimentation en Eau Potable (AEP) des communes voisines, qui doit fournir des débits à Plancoët ne correspondant pas tout à fait au régime naturel de la rivière.

La Figure 1-46 présente les débits à Jugon-les-Lacs de janvier 1996 à septembre 2003. La majorité des débits est inférieure à 5 m³/s, et une proportion encore très importante est inférieure à 2 m³/s. Les débits dépassant 10 m³/s sont rares et peuvent atteindre 20 m³/s. De nombreux pics de débit très brefs indiquent une composante importante de débits rapides écoulés directement sur la surface du bassin par ruissellement, essentiellement en période hivernale. En revanche, en période estivale, des courbes de tarissement pouvant être soutenues pendant plusieurs mois montrent également l'influence d'un réservoir souterrain qui maintient un débit de base dans la rivière.

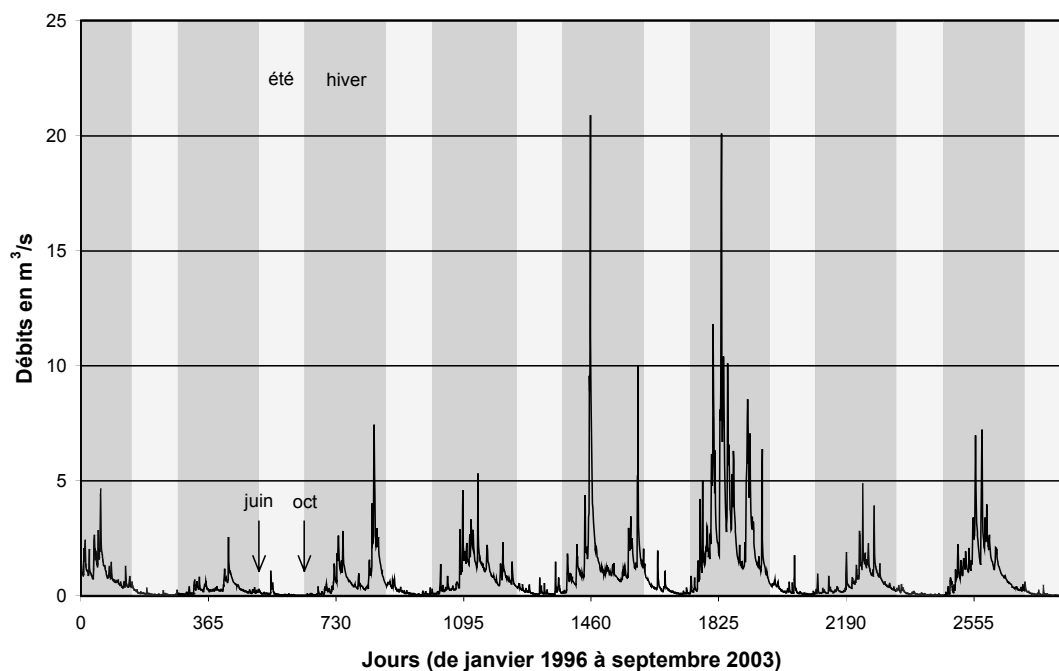


Figure 1-46. Débits de l'Arguenon à Jugon-les-Lacs

3) *Suivi piézométrique local*

Afin de mieux connaître la réponse du réservoir souterrain, nous analysons des suivis piézométriques. Contrairement aux données de la station de mesures sur l'Arguenon qui est assez loin du site d'étude, nous disposons d'une grande quantité de données locales (4 km²) sur l'évolution piézométrique du réservoir souterrain. En effet, le réseau piézométrique est composé d'une cinquantaine d'ouvrages surveillés depuis début 1996 pour la plupart. Ils appartiennent quasiment tous à la Société Nestlé Waters, excepté quelques puits et un forage appartenant à des particuliers. Les niveaux piézométriques sont relevés manuellement par le personnel de la Société environ toutes les deux semaines, la moitié des ouvrages étant relevée chaque semaine. Afin de pouvoir comparer par la suite les niveaux piézométriques de tous les ouvrages aux mêmes dates, les niveaux sont interpolés linéairement entre deux mesures, ce qui constitue une approximation correcte dans le cas de deux mesures rapprochées.

Avant d'analyser ces données, il faut considérer deux paramètres importants :

- Il existe six forages d'exploitation sur le site qui pompent 24 h sur 24, sauf révision des ouvrages ; il faut donc faire attention à l'influence de ces pompes sur les variations piézométriques aux alentours.
- On portera également une attention particulière à la position des ouvrages au sein du profil d'altération.

a. Différents types de piézomètres ?

L'analyse des logs d'ouvrages, déjà effectuée en Partie 1. II.C.5), combinée avec les coupes techniques de ceux-ci, permet de connaître la ou les couches au sein desquelles chaque ouvrage est crépiné. Dans les cas où les logs de forages ne sont pas disponibles ou difficilement interprétables, nous déduisons les couches captées d'après la cartographie effectuée en Partie 1. II.C.5) et la profondeur connue ou supposée de l'ouvrage. La carte présentée (Figure 1-47) distingue les ouvrages qui captent de façon confirmée les altérites, la zone fissurée ou les deux, ceux qui sont supposés capter l'une de ces deux couches ou les deux, et ceux qui sont situés sur les phtanites cartographiés, et dont on suppose alors qu'ils captent l'eau de cette formation, même si le log de forage ne le montre pas explicitement.

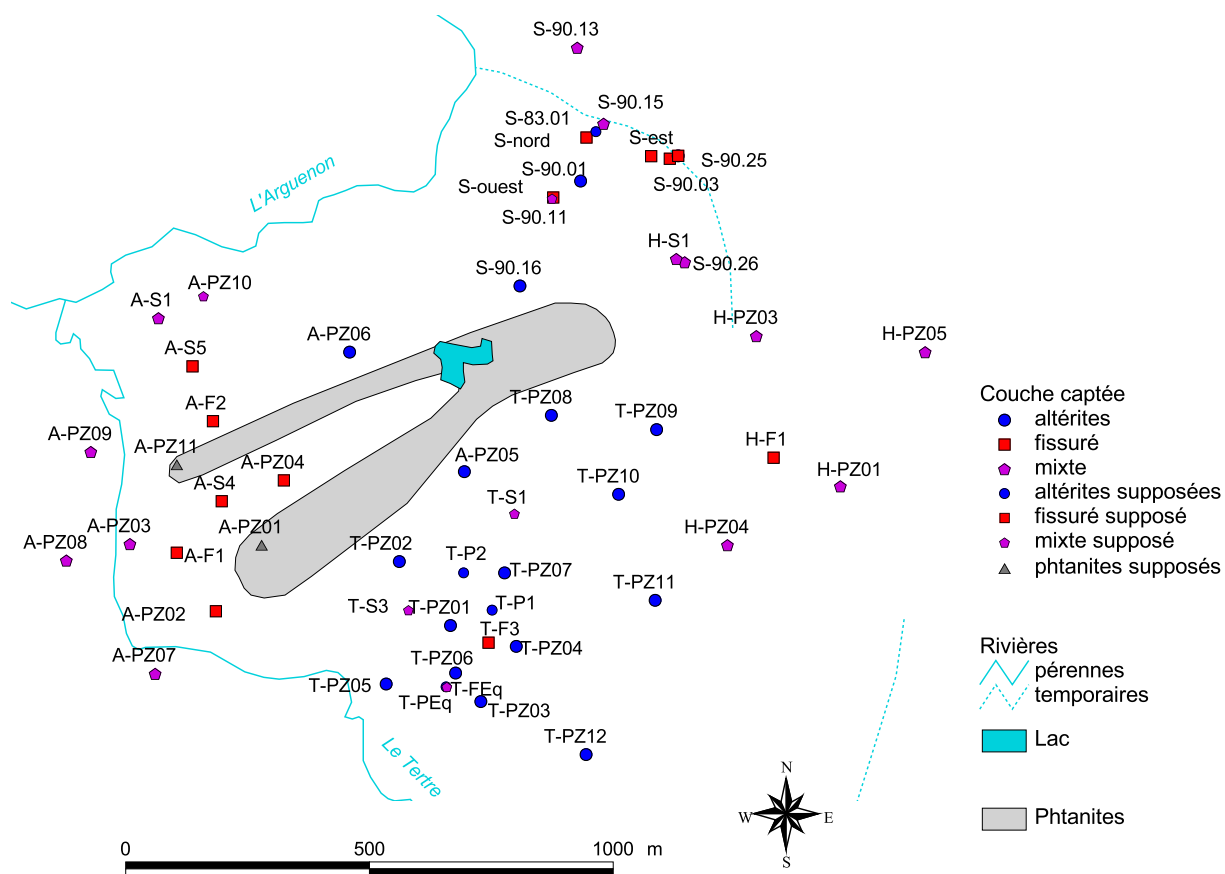


Figure 1-47. Localisation des piézomètres et positions au sein du profil d'altération

Afin de comparer les comportements hydrogéologiques de chacune des deux couches, il serait idéal de disposer de données de deux piézomètres à proximité l'un de l'autre dans deux couches différentes. Le centre équestre au sud du Tertre de Brandefert dispose de deux ouvrages à un mètre de distance l'un de l'autre : un puits peu profond (T-PEq) et un forage profond (T-FEq). Nous ne disposons pas cependant des logs de ces ouvrages. D'après les communications orales du personnel de Nestlé Waters, ainsi que d'après les logs d'ouvrages connus les plus proches, la couche d'altérite en cet endroit est assez importante (environ 20-30 m). Nous pouvons donc supposer que le premier puits, qui ne doit pas dépasser 10 m de profondeur, capte uniquement la couche d'altérite. Le forage de 52 m de profondeur atteint certainement la zone fissurée, il capte peut-être les deux couches ou juste la zone fissurée s'il n'est pas crépiné en face des altérites. Nous comparons donc ici les données relevées par le personnel de Nestlé Waters d'un ouvrage supposé être dans les altérites, et d'un autre au même endroit supposé capter les deux couches (Figure 1-48).

Nous remarquons une très forte similitude entre les deux chroniques, malgré quelques points aberrants peut-être dus à des erreurs de mesure ou à des mesures effectuées à des dates différentes. Vers la fin de la chronique de mesures, les niveaux dans le forage profond s'abaissent fortement alors que ceux du puits peu profond restent supérieurs et montrent un comportement différent de la chronique qui précède, avec des variations très rapides. Il est possible que les niveaux d'eau dans le forage soient inférieurs au niveau du fond du puits, d'où

un dénoyage de celui-ci. Les variations de niveau d'eau au sein du puits seraient liées à son remplissage par percolation des eaux du milieu non saturé au moment des précipitations (Figure 1-48).

Nous déduisons de ces observations que les deux couches aquifères sont connectées au sein d'un même système hydrogéologique, et que les niveaux piézométriques dans les deux couches sont proches tant que les altérites ne sont pas dénoyées.

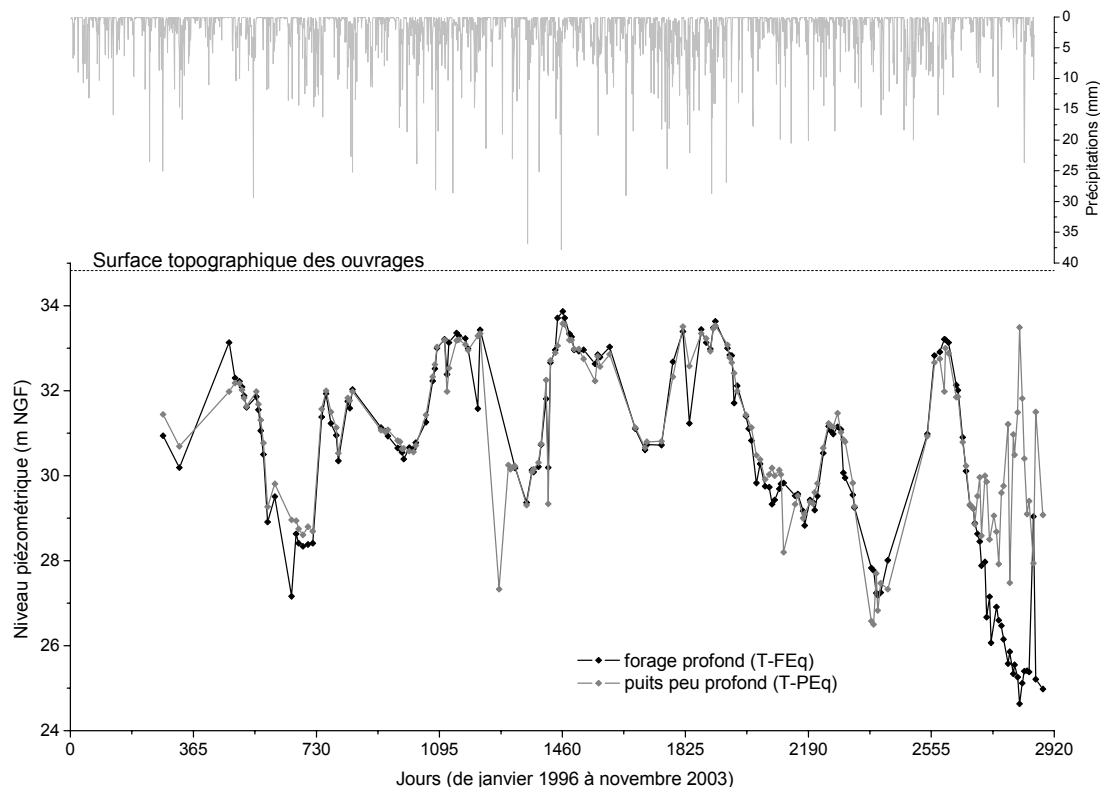


Figure 1-48. Comparaison des niveaux piézométriques d'un ouvrage supposé dans les altérites (puits peu profond) et d'un autre captant également la zone fissurée (forage profond), avec en parallèle les précipitations brutes sur le site de Plancoët

b. Influence des pompages sur les chroniques piézométriques

L'influence des pompages est maintenant analysée en comparant les niveaux au sein d'un forage pompé et au sein de différents piézomètres assez loin des pompages. Ces chroniques (Figure 1-49) sont mises en parallèle avec les débits pompés dans chaque forage d'exploitation (Figure 1-49) sur la même période de temps. Concernant ces mesures, on représente les moyennes calculées sur un pas de temps de deux semaines, sauf pendant les arrêts qui sont représentés fidèlement. Les débits n'étant pas connus exactement en 1996, ils sont supposés

égaux à la première mesure dont on dispose, en janvier 1997. Les trois forages appelés S-nord, S-est et S-ouest se situent au nord du Tertre de Brandefert, sur le site « Sassay » et fournissent l'eau minérale exploitée sous le nom de Plancoët. Les trois autres forages fournissent une eau de source exploitée sous le nom de Sainte-Alix et se situent au sud du Tertre de Brandefert sur les sites de Sainte-Alix (A-F1 et A-F2) et du Tertre (T-F3, mis en exploitation à partir de mai 1997). Les débits pompés sont assez variables au cours du temps, mais surtout différent d'un ouvrage à l'autre (Figure 1-49), ce qui souligne le caractère hétérogène du système hydrogéologique.

Les niveaux piézométriques au sein du forage S-nord (crépiné dans la zone fissurée) sont très sensibles au pompage (Figure 1-49), cela se remarque surtout quand celui-ci s'arrête, car une remontée brutale du niveau piézométrique s'effectue alors sur 15-20 m de hauteur. Aux reprises du pompage, le niveau piézométrique redescend tout aussi brutalement. Le battement de la nappe entre les niveaux les plus hauts et ceux les plus bas dépasse 50 m sur cet ouvrage, ce qui est assez exceptionnel.

En ce qui concerne les piézomètres qui ne sont pas directement sous l'influence des pompages, nous en avons choisi trois à titre d'exemple qui captent respectivement les altérites (A-PZ06), la zone fissurée (A-S5) ou les deux (S-90.26). La Figure 1-49 montre pour chaque piézomètre son altitude (droite de couleur identique) par rapport aux niveaux piézométriques afin de donner une idée de l'épaisseur non saturée pour chacun. On note des amplitudes de variation différentes selon les ouvrages, le battement de la nappe étant assez faible pour A-PZ06 (5 m), plus important sur A-S5 (14 m) et intermédiaire pour S-90.26 (9 m). On peut supposer que la présence du lac au sommet du Tertre de Brandefert (Figure 1-47) influe sur le faible battement piézométrique de A-PZ06. En revanche, le battement important observé sur A-S5, situé sur le flanc ouest du Tertre, peut être soumis à l'influence du forage A-F2 à proximité (Figure 1-47). Quant à S-90.26, sa situation proche d'un replat topographique et d'une source (Figure 1-47) explique la faible épaisseur non saturée en cet endroit et son battement de nappe moyen.

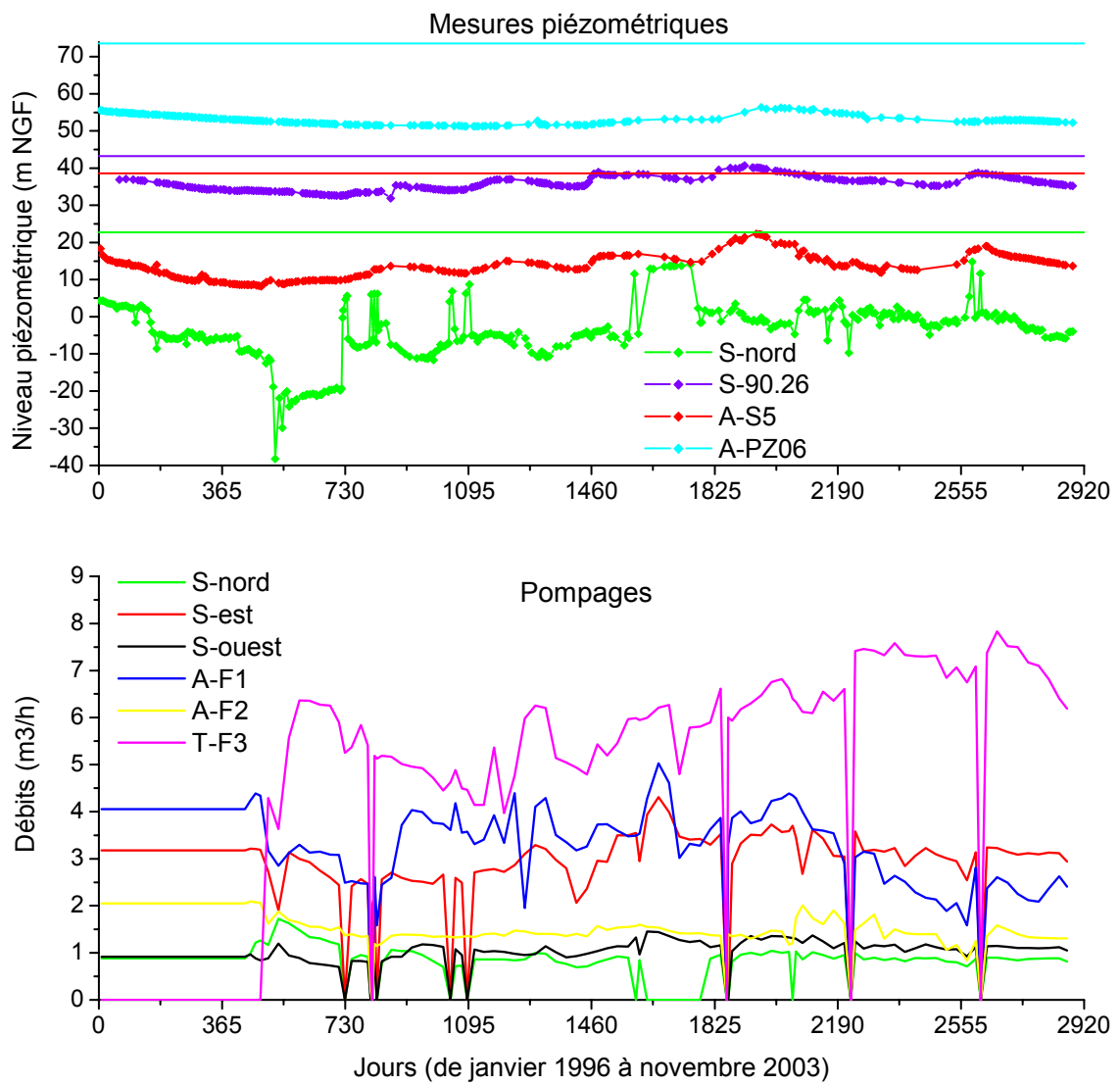


Figure 1-49. Exemples de suivis piézométriques sur un forage pompé (S-nord) et trois piézomètres non directement influencés par les pompages, comparés aux pompages sur les six forages d'exploitation

c. Cartes piézométriques

Enfin, des représentations cartographiques de la piézométrie permettent de mieux connaître les relations entre les différents ouvrages, et entre le système aquifère et le système hydrologique (lac, rivière).

➤ **Méthode de représentation cartographique**

Les cartes présentées (Figure 1-51) pour deux périodes extrêmes de piézométrie (décembre 1997 pour la période de basses eaux et mai 2001 pour la période de hautes eaux) sont déduites des mesures disponibles interpolées dans le temps aux dates choisies, et d'hypothèses concernant le système hydrologique : ne disposant pas de suivi des niveaux de la rivière et du lac sur le Tertre de Brandefert, nous leur donnons des valeurs arbitraires constantes en supposant que ces niveaux ne varient pas. Ceci constitue une approximation grossière, il faudra donc en tenir compte dans la suite de la discussion, et surtout au moment de la modélisation hydrogéologique.

D'après une campagne de nivellement effectuée par le BRGM pour le compte de la société d'exploitation entre 1990 et 1993, l'altitude du lac a varié à cette époque entre 54 m et 57 m, avec une moyenne de 56 m NGF. Les cartes piézométriques que nous avons tracées considèrent l'altitude maximum de 57 m en cet endroit, ce qui donne une idée approximative de l'allure générale de la piézométrie sur le site, sans être pour autant tout à fait exacte. Le niveau est probablement majoré pendant l'étiage. Cela suppose d'autre part que le lac est connecté hydrologiquement à la nappe, ce qui n'est pas absolument certain : son fond semble être recouvert d'une épaisse couche de sédiments dont on ne connaît pas la perméabilité, et qui peut éventuellement isoler en partie le système « lac » du système aquifère.

Concernant les rivières, nous avons également imposé des cotes arbitraires constantes d'après la carte topographique (points cotés interpolés sur le cours d'eau) afin de contraindre l'interpolation piézométrique. Nous l'avons fait autant pour les rivières pérennes qui passent sur le site (l'Arguenon à l'ouest et le ruisseau du Tertre au sud) que pour les ruisseaux non pérennes marqués par des thalwegs sur la carte topographique. Ceci constitue une majoration évidente de la piézométrie en étiage, mais permet de ne pas faire un calcul d'interpolation trop exagéré dans les zones mal définies de la carte, la piézométrie pouvant sinon dépasser le niveau du sol...

Pour chaque carte, un variogramme (Figure 1-50) est calculé en y incluant les valeurs imposées supplémentaires. L'allure de ces variogrammes est un peu bruitée, à cause du faible nombre de points (85 points pour la période de basses eaux et 89 points pour la période de hautes eaux, dont 42 points imposés pour les deux périodes). On retrouve néanmoins pour chacun une structure linéaire qui

montre une organisation spatiale des niveaux piézométriques. La méthode d'interpolation choisie est donc le krigeage en considérant le meilleur modèle de variogramme pour chaque jeu de données (pente de 0,8 en période de basses eaux, et de 0,6 en période de hautes eaux). On choisit une taille de mailles de 20 m (Figure 1-51).

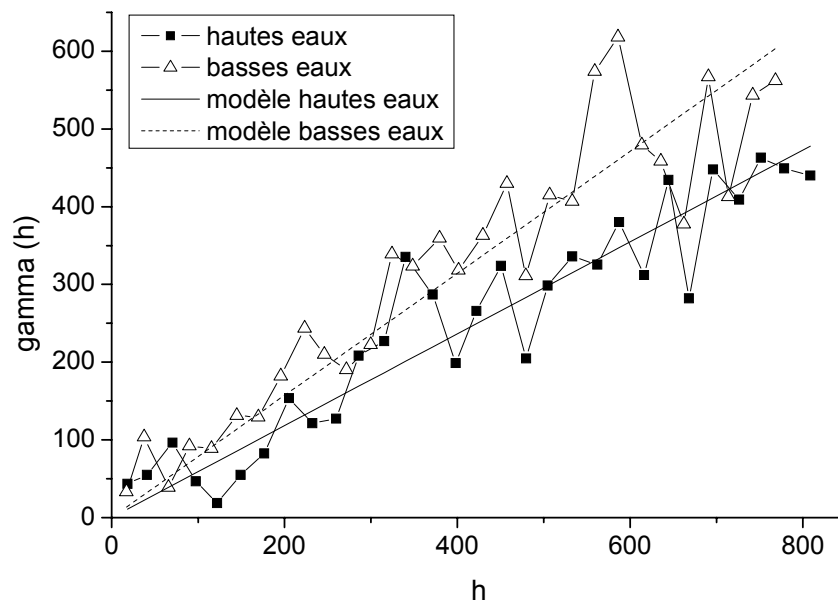


Figure 1-50. Variogrammes des données piézométriques en période de basses eaux et en période de hautes eaux

➤ Analyse des cartes piézométriques

La carte piézométrique en période de basses eaux (Figure 1-51) montre des cônes de rabattement bien marqués autour des forages pompés : de forts gradients hydrauliques sont observés autour des forages (isopièzes rapprochés), on peut en déduire que les perméabilités du milieu doivent être assez faibles, surtout vers les forages de Sassay au nord. Ces cônes de rabattement sont beaucoup moins marqués en période de hautes eaux (Figure 1-51), les niveaux piézométriques étant augmentés sur toute la carte.

Les niveaux des rivières à l'ouest de la carte sont systématiquement plus bas que les niveaux piézométriques, la nappe alimente donc la rivière en cet endroit. En ce qui concerne les ruisseaux temporaires au nord-est et au sud, le premier semble être asséché en période d'étiage (altitude du lit du ruisseau supérieure aux niveaux piézométriques voisins), et il doit drainer l'aquifère en période de hautes eaux (niveaux piézométriques supérieurs au lit du ruisseau). Quant au second au sud-est, il se situe un peu trop loin des mesures piézométriques disponibles pour pouvoir étudier ses relations avec la nappe.

Enfin, le lac de la carrière désaffectée au sommet du Tertre de Brandefert semble constituer un point haut de la carte piézométrique. Si l'on suppose son altitude à 57 m, c'est le point le plus haut en période d'étiage, par contre une mesure piézométrique en période de hautes eaux donne une altitude de 60 m, ce qui implique qu'à cette période la nappe doit alimenter le lac. Pour en être certain, il faudrait mesurer le niveau du lac systématiquement à chaque campagne de mesures piézométriques. On pourrait également envisager d'étudier les sédiments au fond du lac, afin de savoir s'ils sont susceptibles d'isoler hydrauliquement le lac de la nappe.

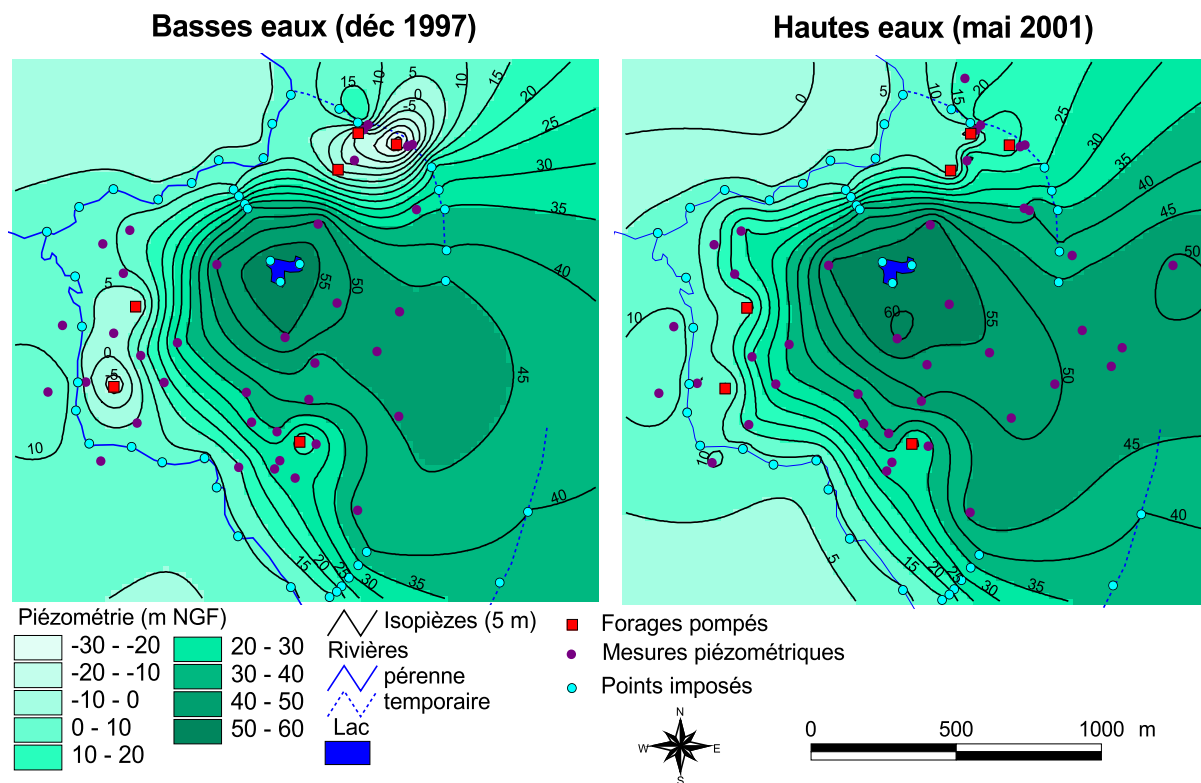


Figure 1-51. Exemples de cartes piézométriques en période de basses eaux et de hautes eaux

➤ **Analyse des cartes d'épaisseur de la zone non saturée**

Afin d'avoir une vision plus claire de la piézométrie par rapport au milieu, on calcule les épaisseurs du milieu non saturé (différence entre la surface topographique issue du MNT et le niveau piézométrique). Les cartes d'épaisseur de la zone non saturée montrées en Figure 1-52 sont calculées avec les mêmes données piézométriques que sur la Figure 1-51, en périodes de basses et hautes eaux.

On s'aperçoit que les épaisseurs de milieu non saturé atteignent facilement 30 m sur le Tertre, et jusqu'à 55 m dans les cônes de rabattement en période d'étiage. La hauteur de la nappe est quasiment au niveau du sol dans la partie est de la carte : le calcul d'interpolation fournit des valeurs négatives à cet endroit, on peut

soit supposer que la nappe soit légèrement captive en certains endroits, les altérites jouant le rôle de couche imperméable en surface, soit considérer que la méthode de calcul n'est pas suffisamment précise pour fournir des niveaux piézométriques juste en dessous de la surface du sol. On ajoute en effet à l'erreur d'interpolation entre les mesures une erreur sur l'estimation des altitudes : l'altitude topographique est issue d'une moyenne sur des pixels de 25 m, alors que les références d'altitude pour calculer les niveaux piézométriques sont données sur des points.

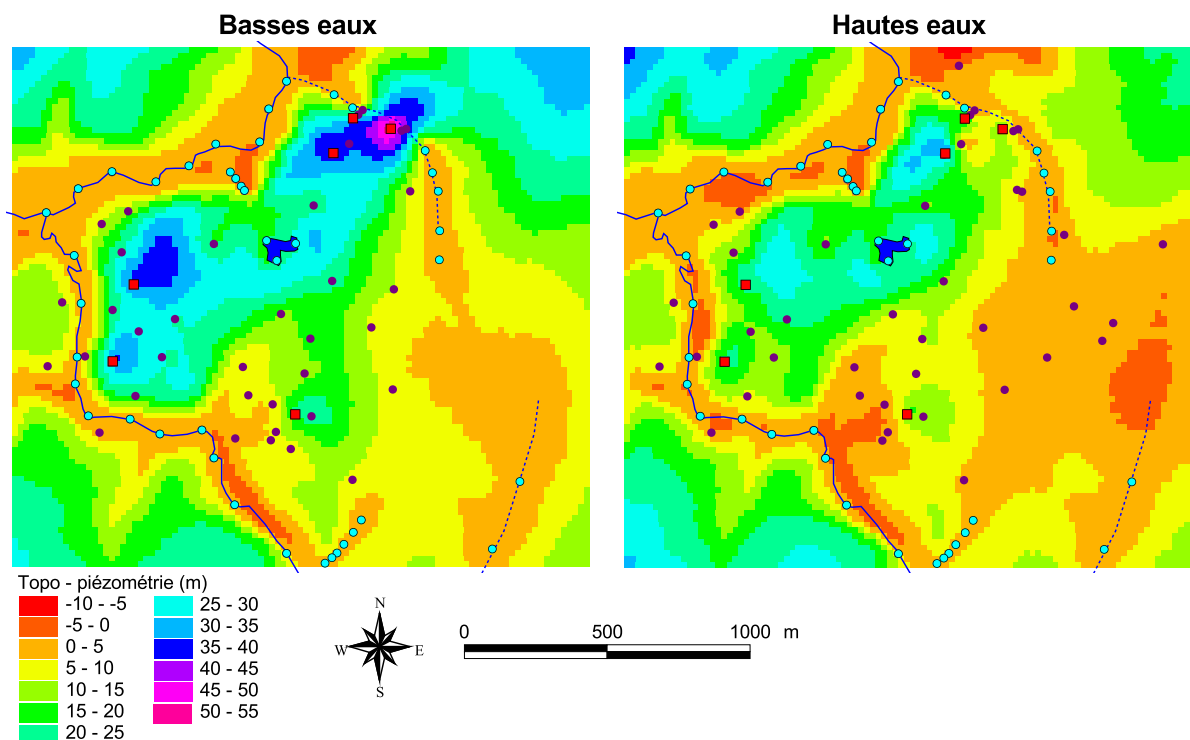


Figure 1-52. Cartes d'épaisseur de la zone non saturée entre la surface topographique et la surface piézométrique

On peut enfin comparer les niveaux piézométriques à la position de la base des altérites (IAF), afin de savoir en quels endroits les altérites sont noyées ou dénoyées (Figure 1-53). On reprend pour cela la carte d'interpolation de l'IAF locale (Figure 1-42). On peut ainsi se rendre compte de la différence de surface d'altérites noyées en période de basses eaux (peu étendue) et en période de hautes eaux (zone plus large). La zone de Sassay est notamment quasiment partout dénoyée en décembre 1997, alors qu'elle est bien ré-ennoyée en mai 2001. Du côté de Sainte-Alix, les altérites semblent dénoyées de façon assez générale.

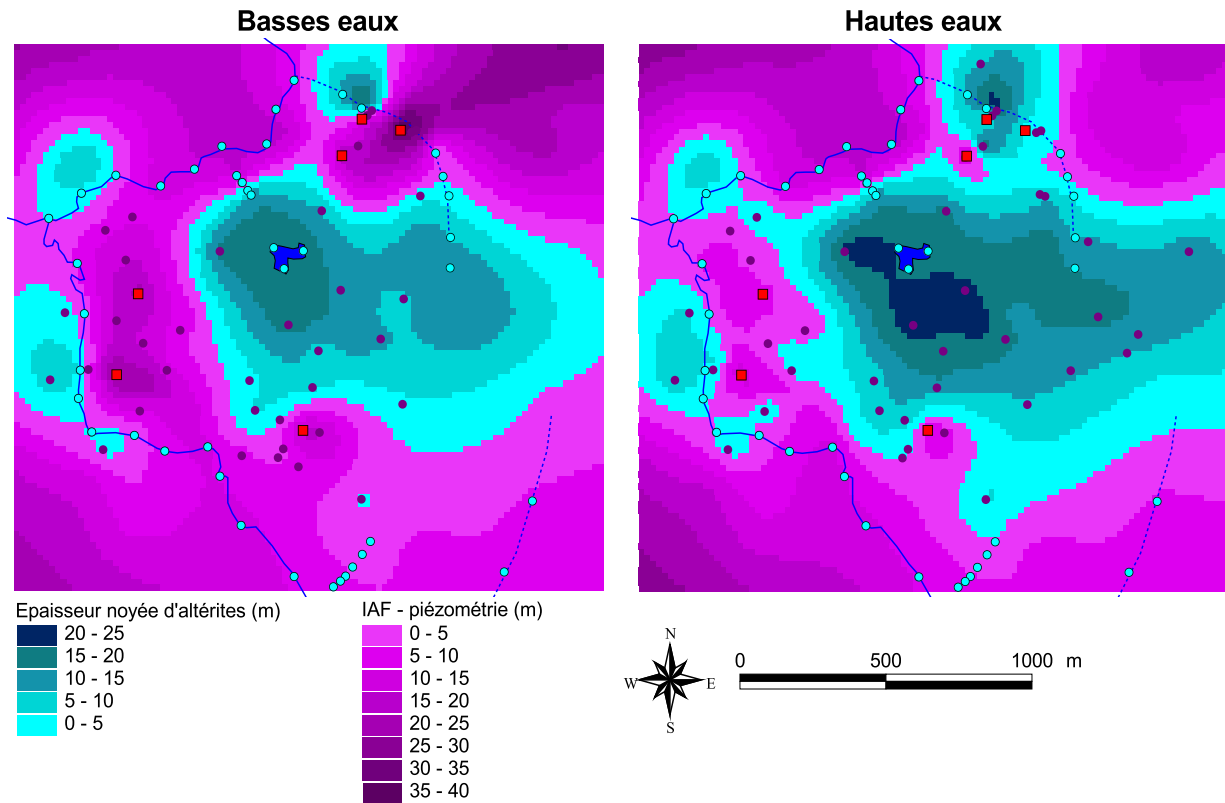


Figure 1-53. Position de la piézométrie par rapport à la base des altérites (IAF)

4) Essais de pompage

Quelques essais de pompages réalisés sur le site permettent d'avoir une information supplémentaire sur les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. Nous pouvons commenter les essais effectués sur les six forages d'exploitation avant leurs mises en route respectives, ainsi qu'un essai réalisé en 2003 sur l'ouvrage H-F1.

a. Forages Sassay (exploités en eau minérale de Plancoët)

En ce qui concerne les essais sur les forages Sassay, ils ont été réalisés entre 1990 et 1992, et nous ne disposons pas des données brutes. Nous reprenons donc ici les interprétations effectuées par le BRGM pour le compte de la Société d'exploitation.

➤ **S-nord**

Sur le forage S-nord, un pompage d'essai longue durée a été réalisé du 16/07/92 au 04/09/92. Le débit moyen pompé était de 1,5 m³/h. Les rabattements ont été mesurés en continu au forage lui-même, ainsi que sur un piézomètre situé à 20 m (S-83.1 probablement).

L'interprétation a été effectuée au moyen de la méthode de Jacob, qui consiste à faire l'approximation qu'à partir d'une durée suffisamment longue, le rabattement en fonction du logarithme du temps suit une relation linéaire (de Marsily, 1981) :

$s = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2,25Tt}{Sr^2}$, avec s le rabattement en m, Q le débit pompé en m³/s, T la transmissivité en m²/s, S le coefficient d'emmagasinement, r la distance du piézomètre de mesure au forage pompé en m, et t le temps en s.

Entre 300 et 10 000 mn, la pente de descente s'atténue, montrant un phénomène de drainance (égouttement vertical des horizons supérieurs, ici les altérites, vers le bas). Ce phénomène, souvent observé en aquifère de socle (Rushton et Weller, 1985; Faillat et Drogue, 1987), montrerait l'alimentation de la zone fissurée par les altérites sus-jacentes.

A partir de 10 000 mn, la pente plus forte observée fournit une valeur de transmissivité de $1,6 \cdot 10^{-5}$ m²/s. La même transmissivité est observée sur le piézomètre à 20 m de distance. L'observation sur ce piézomètre renseigne également sur la porosité de drainage, dont une valeur de $5 \cdot 10^{-2}$ est calculée.

➤ **S-est**

L'essai de pompage sur S-est a été réalisé du 22 au 28/05/90, avec un débit plus important que sur S-nord, de 7,3 m³/h. Le même phénomène de drainance est observé entre 300 et 3 000 mn, la transmissivité au forage à partir de 3 000 mn étant calculée à $7 \cdot 10^{-5}$ m²/s. Sur un piézomètre distant de 40 m (S-90.03), on détermine une transmissivité plus faible ($1,24 \cdot 10^{-5}$ m²/s) et un coefficient d'emmagasinement de $1,2 \cdot 10^{-3}$.

➤ **S-ouest**

Quant à l'essai sur S-ouest réalisé du 8/07/92 au 31/08/92, avec un débit de 1,4 m³/h, il montre une transmissivité à proximité du forage de $2,1 \cdot 10^{-5}$ m²/s (jusqu'à 10 000 mn), puis une transmissivité de $1,27 \cdot 10^{-5}$ m²/s (de 10 000 à 20 000 mn). Des mesures sur deux piézomètres montrent également une plus faible transmissivité à une certaine distance du forage : le piézomètre à 5 m (S-90.11) fournit une transmissivité de $1,9 \cdot 10^{-5}$ m²/s et un coefficient d'emmagasinement de $4,8 \cdot 10^{-3}$, alors que le piézomètre à 70 m (S-90.01) fournit une transmissivité de $0,8 \cdot 10^{-5}$ m²/s et un coefficient d'emmagasinement de $3 \cdot 10^{-3}$.

b. Forages au sud du Tertre (exploités en eau de source Sainte-Alix)

Les forages exploités en eau de source Sainte-Alix ayant été réalisés plus récemment, nous avons pu récupérer les mesures brutes, sur les forages pompés ainsi que sur les piézomètres alentours, ce qui permet d'estimer nous-mêmes des champs de transmissivité.

➤ **A-F1 et A-F2**

Le forage A-F1 a fait l'objet d'un essai de pompage du 30/05/94 au 29/08/94, avec un débit moyen de 7,25 m³/h. L'essai de pompage sur A-F2 s'est étendu du 12/06/95 au 18/09/95, le débit moyen étant de 2,07 m³/h. Tous les piézomètres de la zone Sainte-Alix ont été suivis régulièrement pendant la durée de ces pompages, ainsi que pendant quelques jours après l'arrêt de ceux-ci.

Nous avons également utilisé l'approximation de Jacob afin de déterminer les transmissivités et coefficients d'emménagement pour chaque piézomètre. Certains montrent des résultats aberrants, la piézométrie remontant au cours du pompage, signe probable que le débit pompé a été rejeté trop près du site d'essai et s'est réinfiltré, ou trop irréguliers pour pouvoir être interprétés. Nous n'avons donc interprété que les données qui ne présentaient pas d'ambiguïté.

Sur certains ouvrages (A-F1 et A-F2 pour l'essai sur A-F1, et les mesures au forage pompé pour l'essai sur A-F2), deux droites de pentes différentes sont tracées, la seconde (pente 2) avec une pente plus forte, montrant un milieu moins perméable à partir d'une certaine distance (exemple de A-F1 en Figure 1-54).

Sur d'autres ouvrages, il est difficile d'aligner les points de mesure sur une droite, ceux-ci suivant plutôt une ligne courbe (exemple de A-PZ01 en Figure 1-54), ce qui montre l'hétérogénéité du milieu.

Les résultats sont donnés en Tableau 1-2 pour les deux essais. Pour quelques piézomètres, le coefficient d'emménagement calculé donne une valeur aberrante (notée « ab ») à cause de l'incertitude liée à la méthode d'interprétation, sa valeur n'est donc pas présentée.

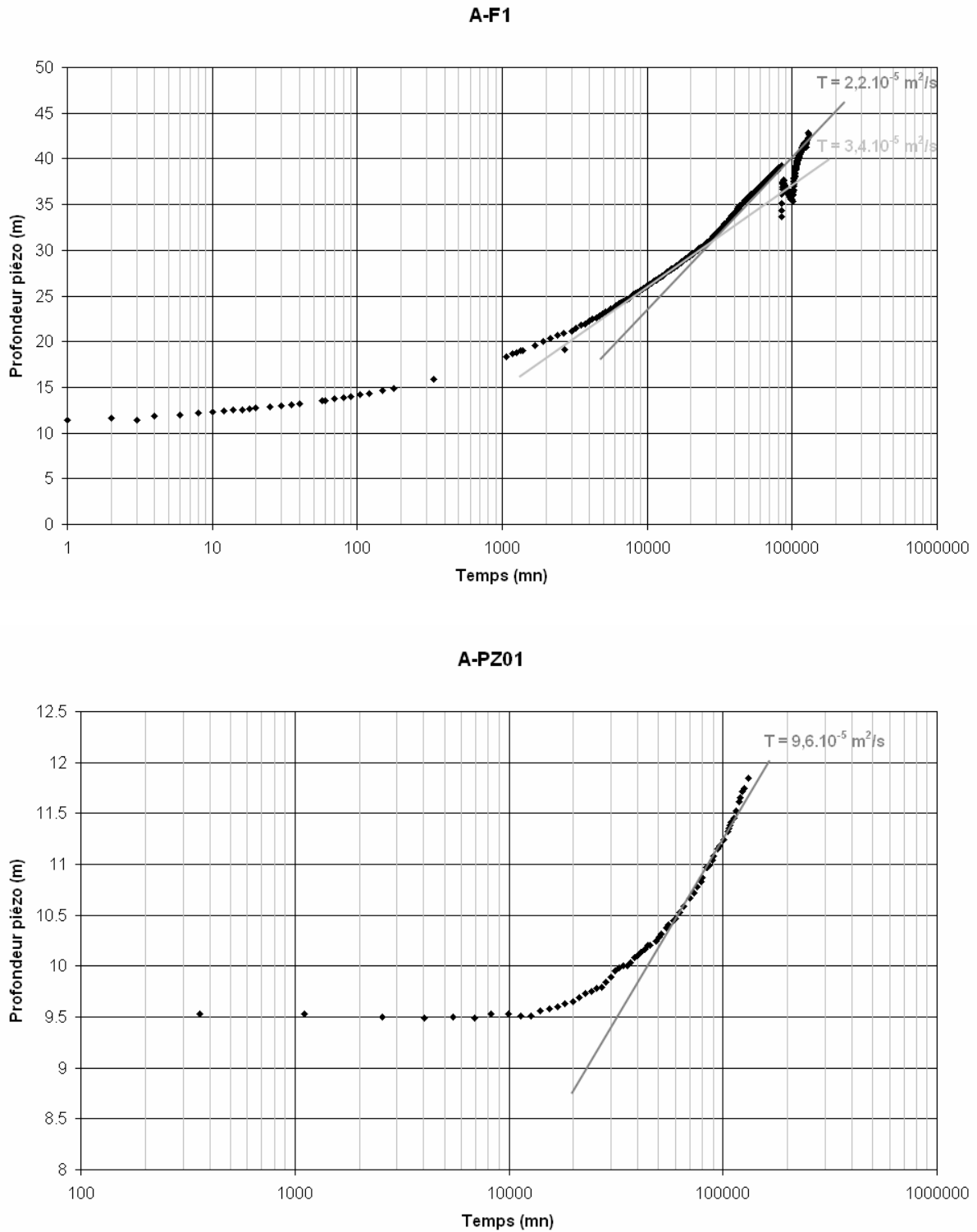


Figure 1-54. Exemples de courbes de Jacob sur A-F1 et A-PZ01 lors de l'essai de pompage sur A-F1, montrant respectivement une courbe interprétée avec deux valeurs de transmissivité (A-F1), et une courbe où les points ne s'alignent pas complètement (A-PZ01), montrant l'hétérogénéité du milieu

		essai A-F1		essai A-F2	
		T (m ² /s)	S	T (m ² /s)	S
A-F1	penne 1	3,4.10 ⁻⁵			
	penne 2	2,2.10 ⁻⁵			
A-F2	penne 1	1,4.10 ⁻⁴	ab	2,2.10 ⁻⁵	
	penne 2	7,9.10 ⁻⁵	5,9.10 ⁻⁵	7,5.10 ⁻⁶	
A-S1		1,9.10 ⁻⁴	ab	7,0.10 ⁻⁵	ab
A-S4		4,6.10 ⁻⁵	1,2.10 ⁻³	3,4.10 ⁻⁵	ab
A-S5		1,5.10 ⁻⁴	ab	2,0.10 ⁻⁵	8,0.10 ⁻⁶
A-PZ01		9,6.10 ⁻⁵	2,5.10 ⁻⁴	5,0.10 ⁻⁵	ab
A-PZ02		7,0.10 ⁻⁵	3,2.10 ⁻²	5,8.10 ⁻⁵	ab
A-PZ03		3,7.10 ⁻⁵	2,0.10 ⁻³	5,4.10 ⁻⁵	ab
A-PZ07		3,2.10 ⁻⁴	2,2.10 ⁻²	1,1.10 ⁻⁴	3,7.10 ⁻⁵
A-PZ08		3,4.10 ⁻⁴	3,6.10 ⁻⁶	2,4.10 ⁻⁴	ab
A-PZ09		1,4.10 ⁻⁴	5,7.10 ⁻⁶	5,5.10 ⁻⁵	ab
A-PZ10				2,2.10 ⁻⁵	2,6.10 ⁻⁴
S-90.16				6,6.10 ⁻⁵	ab

Tableau 1-2. Résultats des essais par pompage sur les deux forages Alix (A-F1 et A-F2)

Nous notons des valeurs de transmissivité en général plus faibles (parfois d'un facteur 10) obtenues pour l'essai de pompage sur A-F2 que pour celui sur A-F1, sur les mêmes piézomètres. Quand aux valeurs de coefficients d'emmagasinement, elles sont assez variables d'un ouvrage à l'autre. Pour les valider, une autre méthode d'interprétation serait souhaitable.

➤ T-F3

Un troisième essai de pompage sur les forages exploités sous le label « Sainte-Alix » a eu lieu en 1996 sur le forage T-F3, du 17 septembre au 18 novembre, le débit pompé moyen étant de 10,07 m³/h. Les piézomètres de la zone du « Tertre » ont été suivis au cours de cet essai, les résultats obtenus avec la méthode de Jacob sont présentés sur le Tableau 1-3. De même que précédemment, certaines valeurs d'emmagasinement (« ab ») ne sont pas présentées à cause de leur incohérence avec la réalité. Deux pentes sont relevées pour les mesures au forage et sur T-PZ04, la deuxième traduisant un milieu moins perméable, comme pour les essais sur les ouvrages de la zone Sainte-Alix.

		essai T-F3	
		T (m ² /s)	S
T-F3	pente 1	3,9.10 ⁻⁴	
	pente 2	1,6.10 ⁻⁴	
T-PZ01		1,9.10 ⁻⁴	4,3.10 ⁻³
T-PZ04	pente 1	3,6.10 ⁻⁴	ab
	pente 2	1,5.10 ⁻⁴	ab
T-PZ06		2,6.10 ⁻⁴	1,3.10 ⁻⁴
T-PZ07		1,5.10 ⁻⁴	2,0.10 ⁻⁴
T-PZ08		7,1.10 ⁻⁴	ab
T-PZ09		4,3.10 ⁻⁴	ab
T-PZ10		2,7.10 ⁻⁴	1,9.10 ⁻⁵
T-PZ11		2,1.10 ⁻⁴	3,1.10 ⁻³
T-P1		1,4.10 ⁻⁴	6,9.10 ⁻²
T-P2		1,9.10 ⁻⁴	3,1.10 ⁻³
T-S3		3,8.10 ⁻⁴	5,5.10 ⁻⁴

Tableau 1-3. Résultats de l'essai par pompage sur le forage du Tertre (T-F3)

On note des valeurs de transmissivité pour cet essai beaucoup plus fortes que sur les autres essais, montrant une zone aux propriétés hydrodynamiques différentes.

c. Forage de la Ville-Hatte

Enfin, un dernier essai par pompage a été réalisé sur un ouvrage qui n'a pas été mis en exploitation noté H-F1, dans la zone de la Ville-Hatte. Cet essai a eu lieu en 2003, du 16 avril au 6 novembre, avec un débit moyen de 1,4 m³/h. Afin de comparer deux méthodes d'interprétation, les résultats (Tableau 1-4) ont été interprétés par les méthodes de Jacob et de Theis.

Le courbe des rabattements en fonction du temps au forage montre comme les autres forages un effet de drainance des altérites vers la zone fissurée.

	Jacob		Theis	
	T (m ² /s)	S	T (m ² /s)	S
H-F1	8,3.10 ⁻⁶			
H-PZ1	5,6.10 ⁻⁵	1,4.10 ⁻³	5,6.10 ⁻⁵	1,4.10 ⁻³
H-PZ3	3,0.10 ⁻⁵	4,1.10 ⁻⁵	3,0.10 ⁻⁵	4,1.10 ⁻⁵
H-PZ4	1,3.10 ⁻⁵	1,7.10 ⁻³	1,1.10 ⁻⁵	2,3.10 ⁻³
H-PZ5	2,8.10 ⁻⁵	3,5.10 ⁻⁴	2,8.10 ⁻⁵	4,0.10 ⁻⁴
T-PZ8	1,2.10 ⁻⁵	1,8.10 ⁻⁶	1,2.10 ⁻⁵	1,8.10 ⁻⁶
T-PZ10	9,0.10 ⁻⁶	1,8.10 ⁻⁴	9,3.10 ⁻⁶	1,8.10 ⁻⁴
T-PZ11	1,0.10 ⁻⁵	2,7.10 ⁻⁴	9,4.10 ⁻⁶	3,3.10 ⁻⁴
H-P	2,5.10 ⁻⁵	1,7.10 ⁻³	2,6.10 ⁻⁵	1,8.10 ⁻³

Tableau 1-4. Résultats de l'essai par pompage sur le forage Ville-Hatte (H-F1)

Chacune des deux méthodes fournit des résultats comparables, voire exactement similaires. Par contre, les perméabilités obtenues pour les piézomètres T-PZ08, T-PZ10 et T-PZ11 sont beaucoup plus faibles que celles obtenues sur les mêmes piézomètres lors du pompage de T-F3. Il faut cependant noter que le pompage sur H-F1 a pu être influencé par le pompage de T-F3, en régime d'exploitation régulière à ce moment-là, conduisant à l'interprétation de perméabilités plus faibles pour l'essai sur H-F1 sur les piézomètres mesurés en commun. Ce phénomène peut également être lié à une anisotropie du milieu.

d. Synthèse

Afin d'avoir une meilleure vision de la variabilité des transmissivités observées, nous avons esquissé une carte du champ de transmissivité (Figure 1-55) en regroupant les valeurs en quatre catégories :

- $T < 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
- $10^{-5} < T < 5.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
- $5.10^{-5} < T < 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
- $T > 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$

En ce qui concerne les piézomètres où des mesures ont été effectuées deux fois avec des résultats différents, nous avons choisi les valeurs que nous estimons les plus proches de la réalité. Par exemple, pour les mesures sur les piézomètres T-PZ08, T-PZ10 et T-PZ11, nous préférons les mesures de l'essai sur T-F3, ces mesures n'étant pas perturbées par la présence d'un autre pompage à proximité.

Le dessin de différentes zones est très grossier, et ne tient pas compte de la structure géologique cartographiée, mais donne une idée globale de la répartition

des transmissivités. Une zone de forte transmissivité est observée à l'est et au centre du site (zone du Tertre), des transmissivités moyennes étant réparties sur le reste du site, avec deux zones restreintes de faibles transmissivités autour de H-F1 et S-90.01.

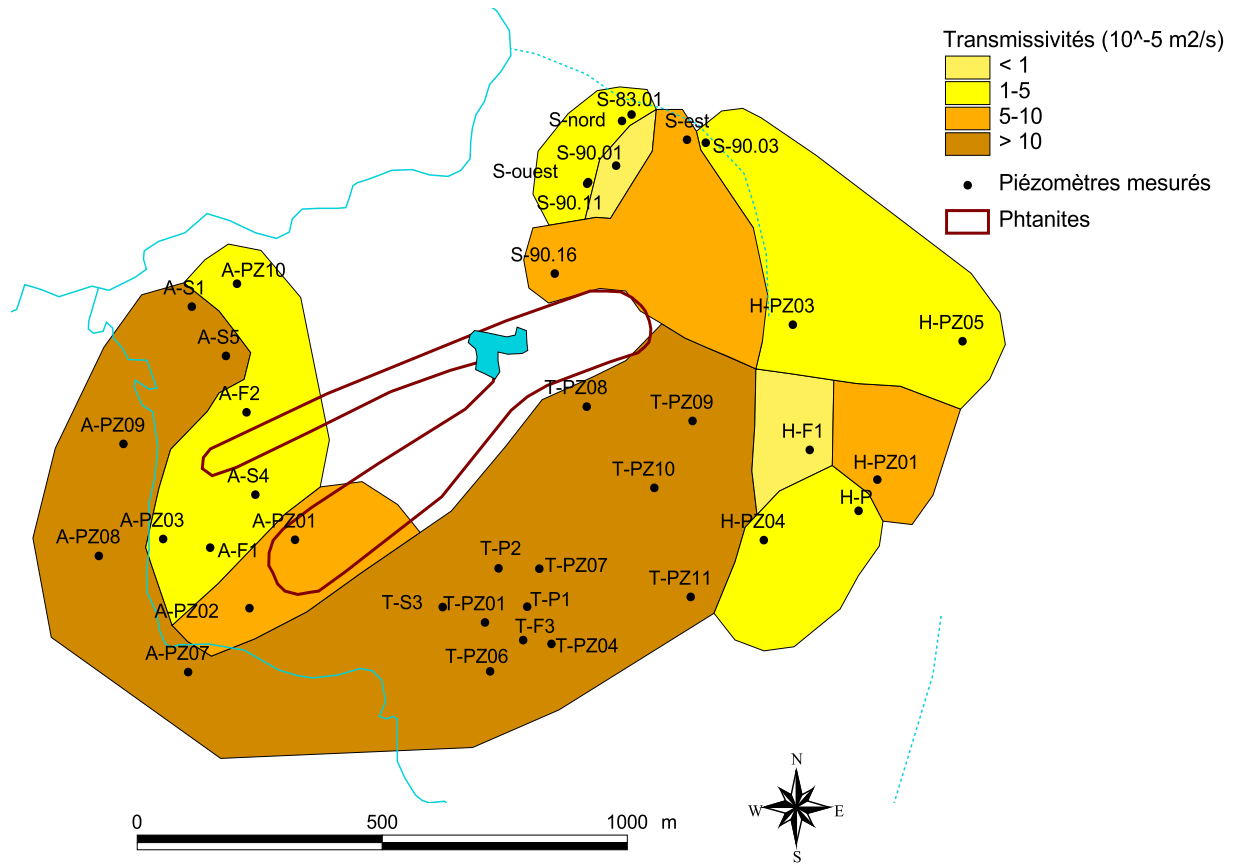


Figure 1-55. Carte de répartition des transmissivités mesurées par essais de pompage

Cette carte sera comparée plus loin aux transmissivités calées dans le modèle, et nous reprendrons également les interprétations de l'essai sur H-F1, inclus au cours de la modélisation.

5) *Estimation de la recharge de l'aquifère*

Dans le but de modéliser par la suite le fonctionnement hydrogéologique du système, il apparaît indispensable d'avoir une estimation de la recharge de l'aquifère. Nous appelons ici « recharge » la quantité d'eau qui parvient dans le milieu saturé et qui peut par conséquent être prélevée par pompage ou s'écouler vers les rivières. Cette estimation est assez délicate car nous ne disposons pas de mesures de percolation dans le sous-sol, ni de mesures d'écoulement de surface, et les schémas conceptuels de ces processus existant dans la littérature sont assez variés. Nous disposons de données météorologiques (précipitations sur le site d'étude et évapotranspiration potentielle sur trois stations météo autour du site), de débits de rivière mesurés sur l'Arguenon à Jugon-les-Lacs, et de chroniques piézométriques sur le site d'étude. L'ensemble de ces données va nous servir à faire des hypothèses concernant la recharge de l'aquifère.

a. Estimation de la pluie efficace

Dans un premier temps, une estimation de la pluie efficace (total de l'eau écoulee, quel que soit le milieu traversé et la vitesse d'écoulement) peut être calculée très simplement par bilans au pas de temps journalier (pas de temps des données). Nous considérons pour cela le sol comme un réservoir qui retient l'eau avant de produire la pluie efficace. La variable qui définit ce réservoir est la réserve facilement utilisable pour l'évapotranspiration (RFU). Elle définit un seuil en deçà duquel le sol ne produit pas de pluie efficace, l'eau de ce réservoir étant réservée pour l'évapotranspiration. On appelle P et ETP les données d'entrée, respectivement les précipitations brutes et l'évapotranspiration potentielle. L'évapotranspiration réelle (ETR), limitée par la valeur de l'ETP, correspond à l'eau disponible pour l'évapotranspiration (réserve dans le sol plus précipitations) à chaque pas de temps. La pluie efficace est ce qui reste des précipitations qui débordent du sol (au-delà de la RFU) et ne sont pas utilisées pour l'ETR. Cela peut s'écrire sous la forme d'équations simples sous un tableur comme Excel, en posant une variable intermédiaire dS qui représente la variation de la réserve en eau du sol S (toutes les données sont exprimées dans la même unité, dans notre étude en mm) :

Au pas de temps i :

- Si $P(i)+S(i-1) \geq ETP(i)$, alors $ETR(i) = ETP(i)$, sinon $ETR(i) = P(i)+S(i-1)$;
- Si $P(i)-ETR(i) < RFU$, alors $dS(i) = P(i)-ETR(i)$, sinon $dS(i) = RFU-S(i-1)$;
- $S(i) = S(i-1)+dS(i)$;
- $P_{eff}(i) = P(i)-ETR(i)-dS(i)$.

En milieu tempéré, la pluie efficace devrait être équivalente au débit spécifique qui transite par les rivières d'un système. Cela suppose qu'il n'y a pas de perte d'eau vers la mer. Dans notre cas, des pertes d'eau vers la côte au nord ne sont pas impossibles compte tenu d'une épaisseur d'aquifère assez importante (autour de 70 m, cf Partie 1. II.C) mais ne sont pas quantifiées. Par la suite, nous supposons de façon arbitraire ces pertes négligeables. Nous sommes donc capables avec nos données d'estimer la pluie efficace au pas de temps journalier en calant une valeur de RFU qui fournit une pluie efficace totale équivalente au débit spécifique total de la rivière exprimé en lame d'eau (mm).

Pour ce calage, nous utilisons les données météo de la station de Trémeur, la plus proche de Jugon-les-Lacs où nous disposons du débit de rivière. Le bassin versant correspondant à la station de jaugeage mesurant 104 km², nous supposons que les précipitations à Trémeur représentent les précipitations sur tout le bassin, faute d'autres données, ce qui n'est pas tout à fait exact. La période observée s'étend du 1^{er} janvier 1996 au 1^{er} octobre 2003.

Sur cette période, le débit moyen à Jugon-les-Lacs écoulé sur une année équivaut à une lame d'eau de 253 mm. En calculant la pluie efficace annuelle avec les données de P et ETP de Trémeur sur la même période, avec des valeurs de RFU différentes, on obtient les résultats du Tableau 1-5.

RFU (mm)	Pe _{eff} (mm)
80	284
100	264
150	218
200	178

Tableau 1-5. Calcul de pluie efficace annuelle avec différentes valeurs de RFU

Nous pouvons confirmer que la valeur de la RFU agit bien comme une capacité de rétention d'eau : plus elle est forte, moins la lame d'eau écoulée est importante donc la pluie efficace est faible. La valeur de Pe_{eff} la plus proche de la lame d'eau écoulée sur le bassin versant de l'Arguenon à Jugon-les-Lacs est calculée avec une RFU de 100 mm : on obtient 264 mm par rapport à une valeur de référence de 253 mm. Ne souhaitant pas être trop précis sur un paramètre assez arbitraire qui peut varier spatialement, nous choisissons donc de fixer pour la suite la RFU à 100 mm, ce qui est d'ailleurs une valeur classique. D'autre part, nous préférons surestimer la valeur de Pe_{eff} plutôt que la sous-estimer à cause de la remarque précédente concernant d'éventuelles pertes en mer.

b. Estimation de la recharge à partir de la pluie efficace supposée

Le devenir précis de la pluie efficace est une affaire beaucoup plus complexe, celle-ci pouvant transiter par différents chemins avant de se retrouver dans la rivière. On distingue généralement les écoulements rapides (participant aux pics de crues) des écoulements lents (alimentant les étiages). Certains auteurs

assimilent les écoulements rapides au ruissellement de surface ou de subsurface (Filippi et al., 1990; Widory et al., 2001), d'autres émettent l'hypothèse qu'une grande part des écoulements rapides transite par l'aquifère (Durand et Juan Torres, 1996; Molénat et al., 1999; Sandford, 2001).

➤ **Hypothèse optimiste**

Nous pouvons estimer dans un premier temps une valeur « optimiste » de la recharge en supposant que seuls les événements pluvieux les plus importants produisent un ruissellement de surface directement écoulé dans la rivière, qui est perdu pour la recharge de l'aquifère. Une grande part des pluies efficaces participe donc à la recharge sous cette hypothèse. Nous pouvons par exemple donner un seuil de pluie efficace journalière à 10 mm au-delà duquel l'eau ruisselle : en dessous de ce seuil, toute la pluie efficace s'infiltré, et au-dessus seulement 10 mm s'infiltré et le reste ruisselle.

Afin de calculer la recharge la plus proche du site d'exploitation, nous considérons cette fois-ci la pluie mesurée sur le site pendant la période où l'on dispose des mesures numérisées (du 1^{er} janvier 1996 au 28 août 2002), la pluie calculée d'après les trois stations météo du 29 août 2002 au 1^{er} octobre 2003, et l'ETP calculée également d'après les trois stations météo du 1^{er} janvier 1996 au 1^{er} octobre 2003. La pluie efficace moyenne annuelle sur cette période est de 247 mm, ce qui est légèrement inférieur au calcul sur la même période avec les données de la station de Trémeur. Avec l'hypothèse d'un ruissellement à partir de 10 mm par jour, on déduit une recharge de 203 mm par an, soit 82 % de la pluie efficace. On peut comparer cette valeur à un calcul de débits de rivière écrété pour enlever les plus fortes crues : sur la chronique de Jugon-les-Lacs (Figure 1-46), la moyenne des débits inférieurs à 2,5 m³/s (les débits supérieurs à cette valeur étant rapportés à 2,5 m³/s) revient à une lame d'eau de 206 mm/an, soit 81 % de la lame d'eau totale écoulée à cette station de mesure (253 mm). Forts de cette comparaison entre recharge estimée et débit de base de rivière, nous retenons pour la suite cette valeur de recharge que nous appelons la « recharge 0 », servant de valeur de référence.

Cette estimation est inférieure aux estimations effectuées par Molénat et al. (1999) dans le même type de milieux (schistes briovériens en Bretagne) : d'après ces auteurs, la part d'écoulements rapides liés au ruissellement n'excède pas 8 % de la pluie efficace. Par la suite, nous estimerons l'influence d'une valeur de recharge sur la réponse de l'aquifère, et dans la discussion nous garderons en mémoire que la « recharge 0 » n'est pas la valeur la plus optimiste que l'on puisse trouver dans la littérature.

➤ **Hypothèses plus pessimistes**

Nous allons par contre faire d'autres estimations de recharge moins optimistes que la « recharge 0 ». Nous nous basons pour cela sur les travaux de certains auteurs comme Filippi et al. (1990) en contexte de socle sahélien ou Widory et al.

(2001) à proximité de notre site d'étude, sur la partie amont de l'Arguenon, qui considèrent que la part du ruissellement de surface qui ne participe pas à la recharge peut être beaucoup plus importante que quelques pourcents : selon Widory et al. (2001), l'aquifère participerait à hauteur de 40 % environ dans la contribution du débit de l'Arguenon, le reste étant attribué à du ruissellement de surface.

Ces auteurs utilisent pour leur argumentation le modèle Gardénia, développé par le BRGM (Thiery, 1988), qui est un modèle à réservoirs. En plus du réservoir « sol » identique à celui décrit ci-dessus pour le calcul de la pluie efficace, ce modèle comporte deux autres réservoirs qui présentent des lois de vidange empiriques reproduisant assez fidèlement le fonctionnement d'un bassin versant (Figure 1-56) : un réservoir H de partage de la pluie efficace en ruissellement (écoulement rapide) et en infiltration (écoulement lent), et un réservoir souterrain G alimenté par l'infiltration, dont la vidange s'ajoute au ruissellement pour alimenter le débit de la rivière. Dans certains cas (Widory et al., 2001), ce modèle peut comporter deux réservoirs souterrains avec deux lois de vidange différentes, mais cela ajoute un degré de liberté en plus au modèle, ce qui rend le calage plus complexe.

Comme nous ne disposons pas vraiment d'éléments qui puissent permettre d'affirmer de façon certaine que la recharge est quasiment égale à la pluie efficace, comme le proposent Molénat et al. (1999), nous avons décidé de ne pas laisser de côté sans les étudier en détail les arguments de Filippi et al. (1990) et Widory et al. (2001) qui considèrent une plus faible recharge au profit d'écoulements de surface rapides.

➤ **Construction du modèle Gardénia**

Nous avons donc appliqué une modélisation de type Gardénia sur notre site d'étude. Un seul réservoir « souterrain » est considéré, le seul objectif ici étant d'estimer un partage entre des écoulements rapides dits « de surface » et des écoulements lents assimilés à la recharge aquifère, et non d'essayer de représenter une réalité physique en distinguant deux réservoirs souterrains assimilés à la couche d'altérite et à la zone fissurée, ce qui n'a pas vraiment de sens avec un modèle qui reste de toute façon empirique. Le schéma conceptuel du modèle est présenté sur la Figure 1-56.

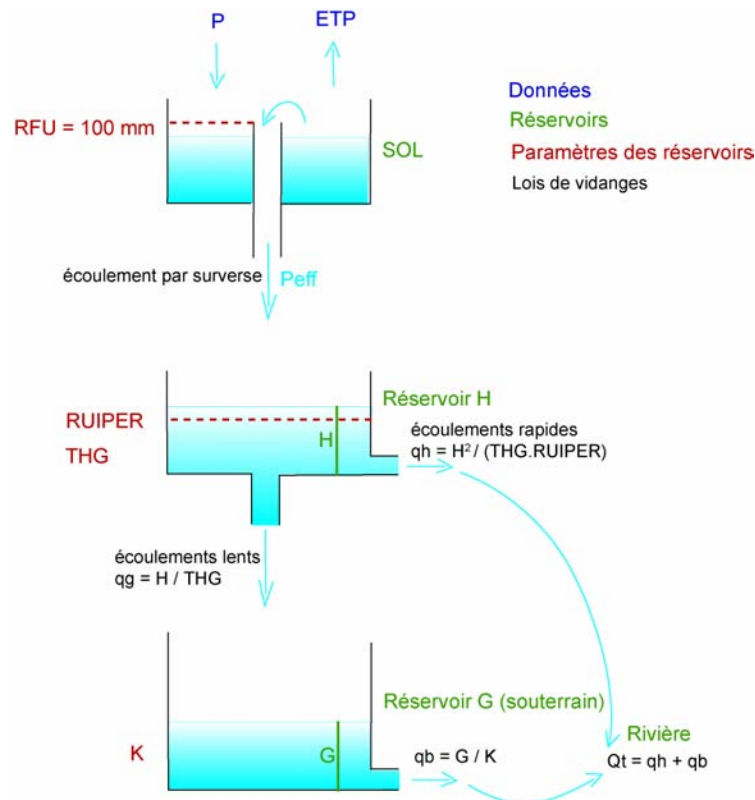


Figure 1-56. Schéma conceptuel de Gardénia avec un réservoir souterrain

Le réservoir H reçoit la P_{eff} et se vidange selon un débit q_h en ruissellement (coefficient de vidange k) et selon un débit q_g en percolation vers le réservoir souterrain G (coefficient de percolation THG), avec les lois de vidange suivantes :

- $q_h = k.H^2$ (vidange rapide, ruissellement)
- $q_g = H/THG$ (vidange lente, vers le réservoir souterrain)

Afin de lier les deux vidanges, on pose un coefficient RUIPER de telle sorte qu'à la hauteur RUIPER dans le réservoir H, les deux vidanges soient égales. On peut donc exprimer le facteur k de la façon suivante :

Pour $H=RUIPER$: $q_h=q_g$, soit $k.RUIPER^2=RUIPER/THG$

D'où $k=1/(THG.RUIPER)$.

On peut alors réécrire la loi de vidange rapide en remplaçant le paramètre k : $q_h=H^2/(THG.RUIPER)$.

Plus le coefficient RUIPER est grand, plus le ruissellement est faible, d'où une recharge relativement plus importante. En revanche, l'augmentation de THG aura plutôt tendance à favoriser le ruissellement par rapport à la recharge, lié à un effet de retard plus accentué sur la vidange par percolation que par ruissellement.

La vidange par percolation alimente le réservoir G, lui-même vidangé selon une relation linéaire : $q_b=G/K$.

Le débit de la rivière Q_t est égal à la somme des débits sortants de H et de G : $Q_t = q_h + q_b$.

Les paramètres du modèle sont donc les coefficients RUIPER, THG et K, sans compter la RFU que nous prendrons égale à 100 mm d'après les indications ci-dessus.

➤ Calage du modèle

On peut caler ce modèle à partir de chroniques de débit comparées à Q_t converti en m^3/s , ou de mesures piézométriques comparées au niveau du réservoir G converti en m et corrigé de la porosité de drainage ω_d (qui peut elle-même être calée, sans influence aucune sur les débits de rivière). La chronique du piézomètre S-90.26, non influencée par les pompages, est choisie pour ce calage, en gardant en mémoire que les réactions piézométriques sont assez variées sur le site : les résultats de ce calage ne seront pas forcément applicables aux autres piézomètres, ce modèle à réservoir ne pouvant représenter les processus physiques d'écoulement en aquifère hétérogène. Nous calerons d'abord le modèle sur les débits observés à Jugon-les-Lacs, avec les données météo de la station de Trémear la plus représentative de cette zone. Puis nous appliquerons les mêmes paramètres aux données météo correspondant au site de Plancoët (cf. ci-dessus) afin de comparer la piézométrie observée et calculée, et éventuellement d'affiner le calage si nécessaire.

Il existe plusieurs jeux de paramètres pour caler ce modèle de façon acceptable, le calage parfait n'existant pas sur ce type de modèle global, dans la mesure où il ne considère pas de variation spatiale des paramètres. Nous allons tester la sensibilité de chacun des paramètres et discuter les résultats obtenus.

Le premier jeu de paramètres qui nous convient (modèle de référence) est le suivant :

- RUIPER=10 mm
- THG=70 j
- K=300 j
- $\omega_d=0,01$

Avec cette combinaison, le calage des débits est tout à fait bon (Figure 1-57) : dans l'ensemble, les pics de crue principaux sont reproduits aux bons moments et selon les bonnes amplitudes, et les courbes de tarissement sont presque parfaites, seuls les débits vraiment très faibles étant un peu surestimés. On peut estimer la qualité de ce calage par le calcul du critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) utilisé généralement par les hydrologues :

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs},i} - Q_{\text{calc},i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs},i} - \overline{Q_{\text{obs}}})^2},$$

$Q_{\text{obs},i}$ étant le débit observé au pas de temps i , $Q_{\text{calc},i}$

le débit calculé, et $\overline{Q_{\text{obs}}}$ le débit moyen observé.

On trouve Nash=0,79, ce qui constitue un bon score.

Quant au calage des niveaux piézométriques (Figure 1-58), il n'est pas parfait mais il est difficile d'obtenir beaucoup mieux. On note surtout un problème dans la descente piézométrique au début de la chronique, où les valeurs calculées réagissent à un impact météorologique par une augmentation du niveau piézométrique, qui n'est pas observée sur les mesures.

La part d'écoulements lents calculée avec ce modèle est de 26 % sur le site de Plancoët, ce qui est très faible comparé aux 82 % de la « recharge 0 ».

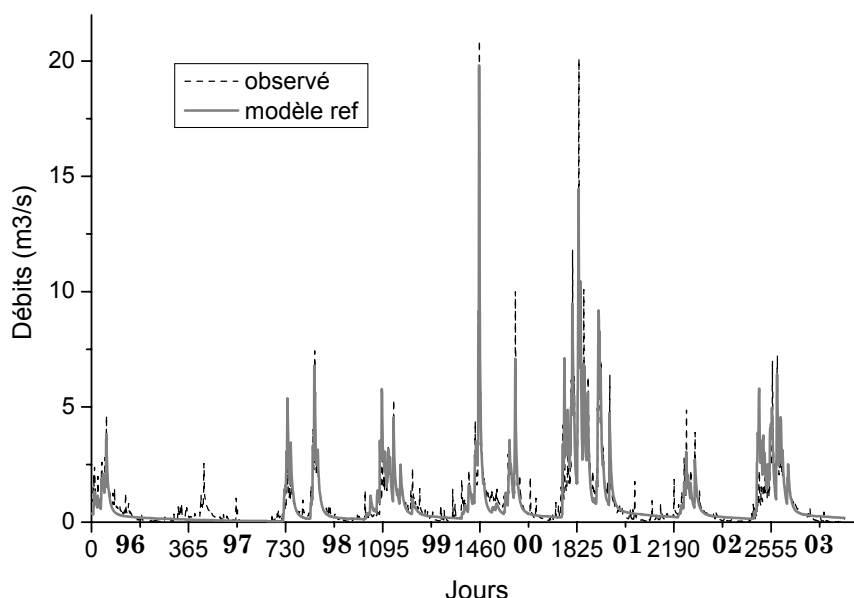


Figure 1-57. Débits journaliers observés et modélisés à Jugon-les-Lacs selon le modèle de référence

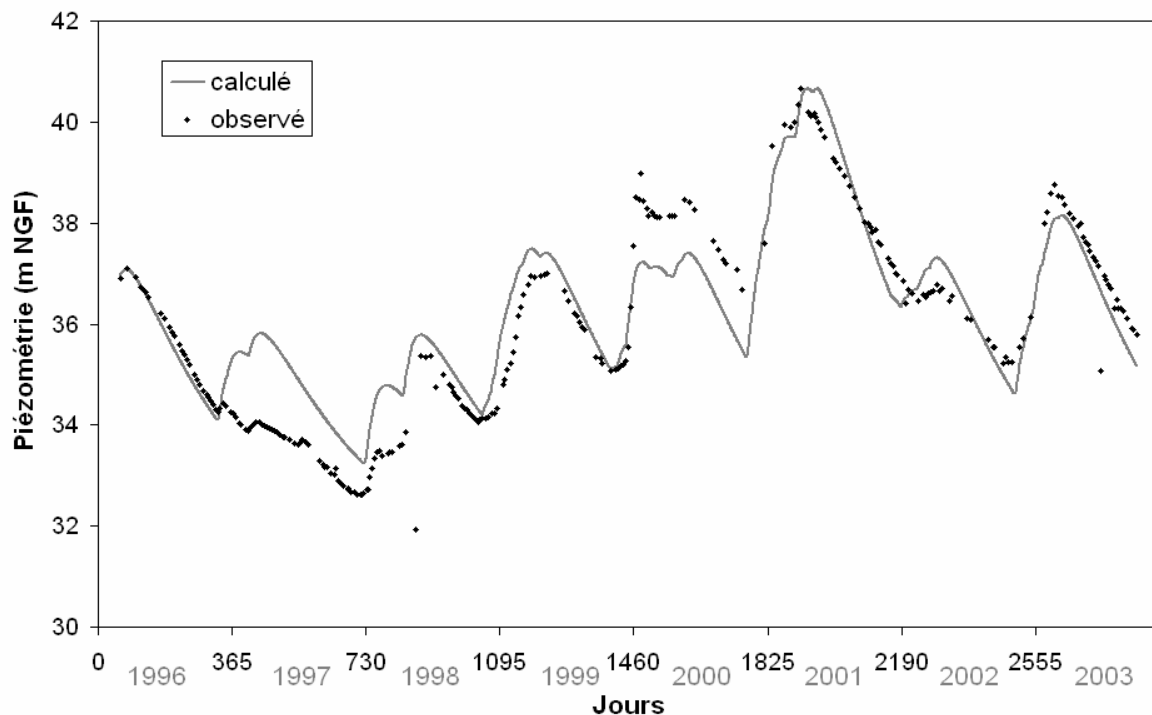


Figure 1-58. Piézométrie observée et modélisée sur S-90.26 selon le modèle de référence

➤ Analyse de sensibilité

Nous souhaitons maintenant savoir si on peut trouver d'autres jeux de paramètres qui fournissent également un calage acceptable en débit et en piézométrie, mais un partage différent entre les écoulements lents et les écoulements rapides.

Nous testons d'abord la réponse des débits à Jugon-les-Lacs, en calculant le critère de Nash pour différents jeux de paramètres. Les trois paramètres qui peuvent faire varier les débits étant RUIPER, THG et K, nous choisissons de fixer 5 couples THG/K avec des valeurs assez extrêmes, et de faire varier RUIPER pour chacun de ces couples. On trace des courbes montrant l'évolution du critère de Nash en fonction du coefficient RUIPER, pour chacun des couples THG/K (Figure 1-59). On remarque que pour chaque couple THG/K, on trouve quelques valeurs de RUIPER qui fournissent un bon critère de Nash. Un seuil est défini à $Nash=0,75$ et nous allons analyser plus précisément les jeux de paramètres pour lesquels le critère de Nash est supérieur à ce seuil.

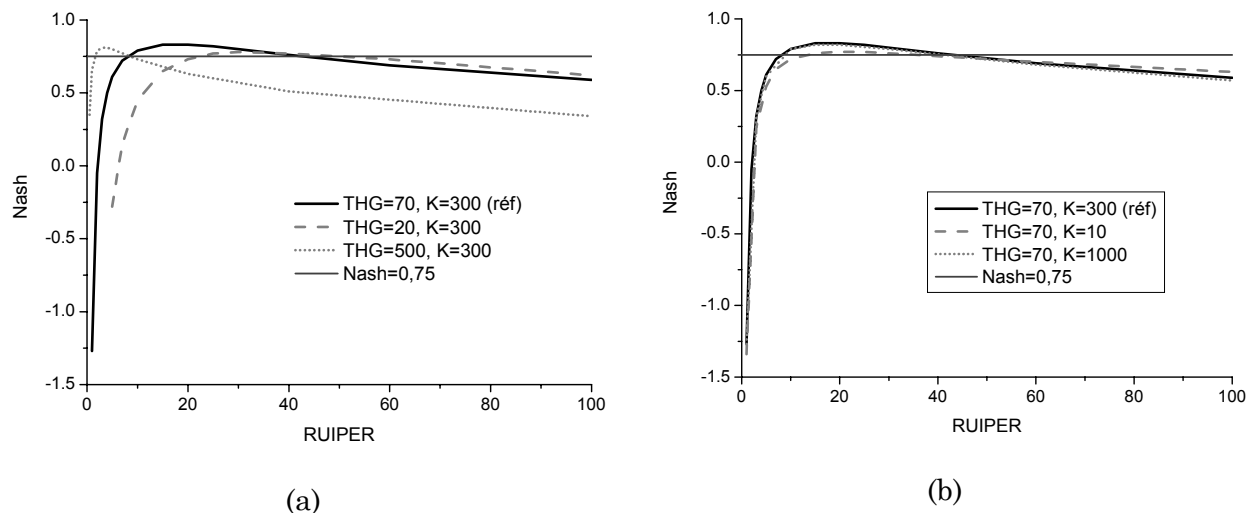


Figure 1-59. Evolution du critère de Nash en fonction de RUIPER, avec différents couples THG/K : en (a), on fait varier THG en fixant K, et en (b) on fait varier K en fixant THG

Le Tableau 1-6 récapitule les résultats obtenus pour le critère de Nash et le partage ruissellement/recharge pour chaque jeu de paramètres fournissant un bon critère de Nash. On distingue les résultats obtenus avec les données météo de Trémeur de ceux obtenus avec les données météo de Plancoët, les partages entre ruissellement et recharge (% rech) étant légèrement différents. Le critère de Nash n'est calculé que pour les données de Trémeur, dans la mesure où nous ne disposons pas de débit mesuré à Plancoët.

	Paramètres de calage			Données Trémeur				Données Plancoët		
	RUIPER (m)	THG (j)	K (j)	Nash	ruis (mm/an)	rech (mm/an)	% rech	ruis (mm/an)	rech (mm/an)	% rech
référence	10	70	300	0.79	202	63	24	184	64	26
recharge 1	15	70	300	0.83	189	75	28	171	77	31
	20	70	300	0.83	179	84	32	161	87	35
	25	70	300	0.82	170	92	35	152	96	39
	30	70	300	0.8	162	99	38	145	103	42
	40	70	300	0.76	150	110	42	133	115	47
	25	20	300	0.77	135	125	47	119	129	52
	30	20	300	0.78	126	132	50	111	137	56
	40	20	300	0.77	113	145	55	98	150	61
recharge 2	60	20	300	0.73	94	171	65	81	167	68
	2	500	300	0.79	251	18	7	234	14	6
	3	500	300	0.81	248	22	8	230	17	7
	4	500	300	0.81	244	24	9	227	20	8
	5	500	300	0.8	242	26	10	224	23	9
	10	500	300	0.73	231	35	13	213	33	13
	15	70	10	0.76	189	82	31	171	77	31
	20	70	10	0.77	179	93	35	161	87	35
	25	70	10	0.77	170	101	38	152	96	39
	30	70	10	0.76	162	109	41	145	103	42
	10	70	1000	0.79	202	46	18	184	64	26
	15	70	1000	0.82	189	55	21	171	77	31
	20	70	1000	0.82	179	61	23	161	87	35
	30	70	1000	0.79	162	72	27	145	103	42

Tableau 1-6. Résultats de Gardénia pour différents jeux de paramètres

Ces résultats montrent une grande dispersion du pourcentage de recharge calculé tout en gardant un bon critère de Nash (entre 6 et 68 % de la pluie efficace en recharge avec les données de Plancoët). Cependant, on s'aperçoit en regardant les chroniques de débit que le critère de Nash ne respecte pas forcément toutes les

contraintes que l'on voudrait pour valider un modèle : on peut prendre comme exemple le modèle appelé « recharge 2 » (RUIPER=60, THG=20, K=300), correspondant à la valeur de recharge la plus importante. Le critère de Nash pour ce modèle est de 0,73, ce qui est relativement correct. La chronique des débits calculés pour ce modèle est présentée en Figure 1-60. On observe que les étiages sont assez mal représentés, l'influence d'une recharge lente provenant de l'aquifère étant largement surestimée. Les crues sont également sous-estimées.

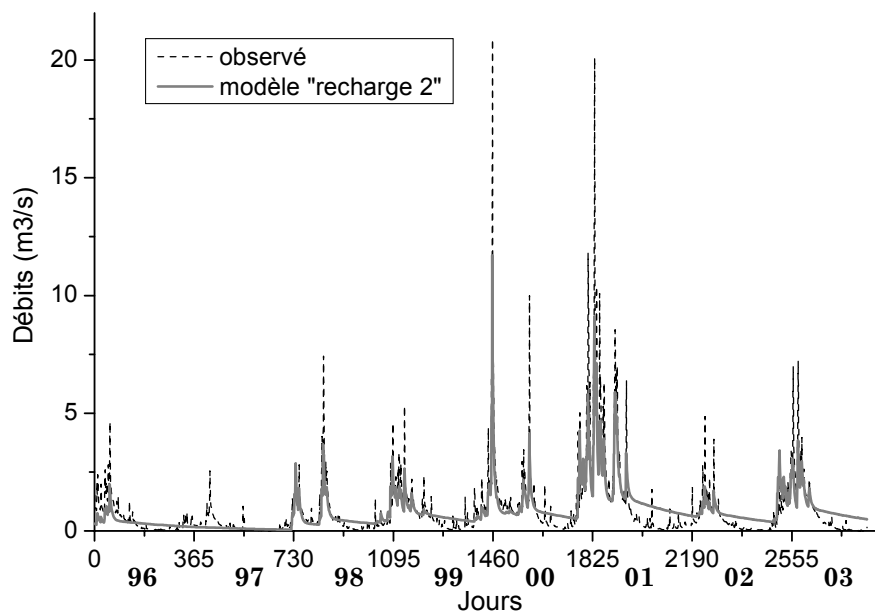


Figure 1-60. Débits observés et modélisés à Jugon-les-Lacs avec le modèle « recharge 2 »

On peut se demander ensuite comment réagit la piézométrie calculée pour les données météo de Plancoët avec tous ces jeux de paramètres. Effectuons le test de caler une piézométrie pour les meilleurs critères de Nash obtenus. Nous avons déjà vu que le modèle de référence pouvait être calé correctement en piézométrie.

Pour le modèle appelé « recharge 1 » (RUIPER=15, THG=70, K=300), seul le paramètre RUIPER diffère du modèle de référence (valeur de 10 pour RUIPER remplacée par 15), et son critère de Nash est le meilleur qu'on puisse obtenir avec le modèle Gardénia sur ces données. Si on modifie un peu la porosité de drainage de l'aquifère ($\omega d=0,014$), on peut également caler une chronique piézométrique pour ce modèle (Figure 1-61 a). Le résultat est légèrement moins bon que pour le modèle de référence.

Une diminution de THG à 20 au lieu de 70 peut conduire à un calage de piézométrie encore acceptable à condition de modifier également RUIPER (jeu de paramètres RUIPER=30, THG=20, K=300, écrit 30/20/300, Figure 1-61 c) et ωd (0,03 au lieu de 0,01).

La modification de RUIPER=60 (60/20/300) par rapport au modèle précédent améliore le calage de piézométrie (Figure 1-61 b) par un meilleur respect des tarissements.

Toujours en gardant le même paramètre K, on peut encore accepter un calage avec une valeur extrême de THG (modèle 4/500/300, Figure 1-61 d). On ajuste pour cela ωd à 0,003.

En revanche, il est impossible de caler la piézométrie avec les deux valeurs extrêmes de K considérées précédemment : avec $K=10$ (modèle 25/70/10, Figure 1-61 e), le réservoir souterrain se vide beaucoup trop vite et ne peut pas supporter les étiages ; avec $K=1000$ (modèle 10/70/1000, Figure 1-61 f) le réservoir souterrain se vide tellement lentement que l'équilibre entre les crues et les étiages n'est pas atteint et que le réservoir n'arrive pas à se vider suffisamment avant l'arrivée d'une crue.

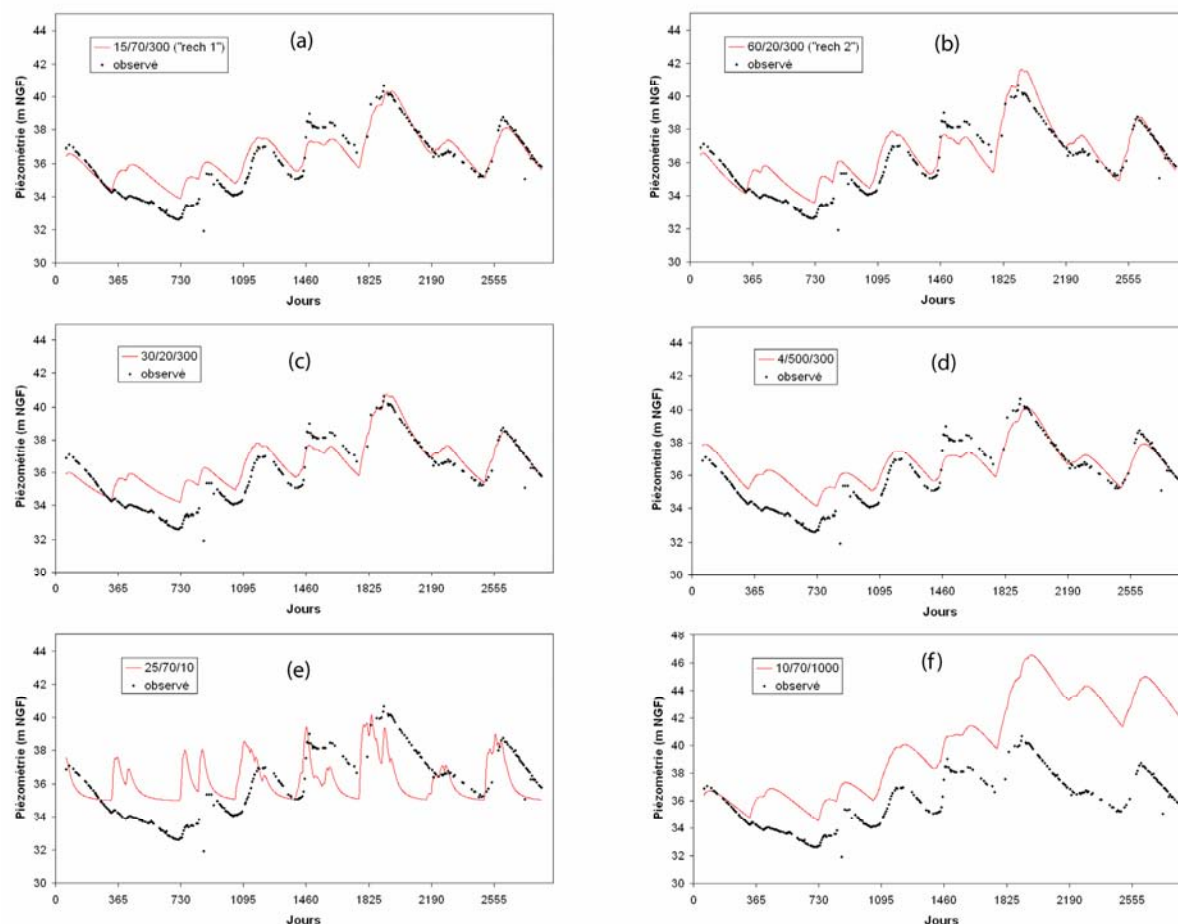


Figure 1-61. Tests de sensibilité des différents paramètres (RUIPER/THG/K) au modèle Gardénia sur les chroniques piézométriques

Nous déduisons de toutes ces observations qu'il est difficile de trouver le « meilleur » calage en fonction de ce que l'on recherche. On peut retenir qu'un jeu de paramètres n'est valide que s'il permet de caler à la fois les débits de rivière et les variations piézométriques (on supprime de ce fait les modèles avec des valeurs extrêmes de K).

Concernant le calage de la piézométrie, une surestimation du calcul par rapport aux mesures est systématiquement observée au début de la chronique. L'erreur

peut être liée à une mauvaise estimation des données d'entrée (erreur sur les pluies, ou pluie efficace mal estimée à cette période sur le piézomètre S-90.26 à cause d'une hétérogénéité du milieu). On peut néanmoins rapporter cette surestimation aux pompages importants sur Sassay à ce moment-là, pouvant avoir rabattu fortement la nappe jusqu'au piézomètre observé.

Enfin, si l'on accepte l'idée que le modèle Gardénia permet effectivement de faire la distinction entre le ruissellement de surface et la recharge de la nappe, on pourra retenir par la suite deux chroniques de recharge contrastées qui conduisent à de bons calages en débit et en piézométrie. Nous choisissons les chroniques correspondant aux modèles appelés « recharge 1 » et « recharge 2 » : ces modèles présentent tous deux de bons résultats par rapport aux mesures (coefficients de Nash respectifs de 0,83 et de 0,73, et chroniques piézométriques bien reproduites). Par ailleurs, ils sont intéressants à prendre en compte pour les différentes valeurs de recharge qu'ils impliquent (recharges respectives équivalant à 31 % et 68 % de Peff). Le modèle « recharge 2 » correspond à la valeur maximale que nous avons pu estimer avec Gardénia. Nous aurions pu choisir comme second modèle celui qui correspond à la valeur minimale de recharge (jusqu'à 6 % de Peff avec un bon calage, cf Tableau 1-6), mais nous avons considéré que cette valeur était beaucoup trop irréaliste ; le modèle « recharge 1 » correspond donc à un compromis entre une valeur faible de recharge à tester, et un très bon calage, le critère de Nash (0,83) étant le meilleur pour ce modèle.

c. Valeurs de recharges retenues

En résumé, nous retiendrons pour la suite trois chroniques de recharges (Tableau 1-7, Figure 1-62) : la « recharge 0 », la plus optimiste, est estimée à partir de la chronique de Peff calculée en écrétant les valeurs journalières supérieures à 10 mm ; les recharges 1 et 2, plus pessimistes, ont été calculées à partir du modèle Gardénia et correspondent respectivement à une valeur faible et une valeur forte de recharge pouvant être estimées par ce modèle.

	Recharge en mm/an	Recharge en % Peff
Recharge 0	203	82
Recharge 1	77	31
Recharge 2	167	68

Tableau 1-7. Résumé des valeurs de recharges testées dans la suite de l'étude

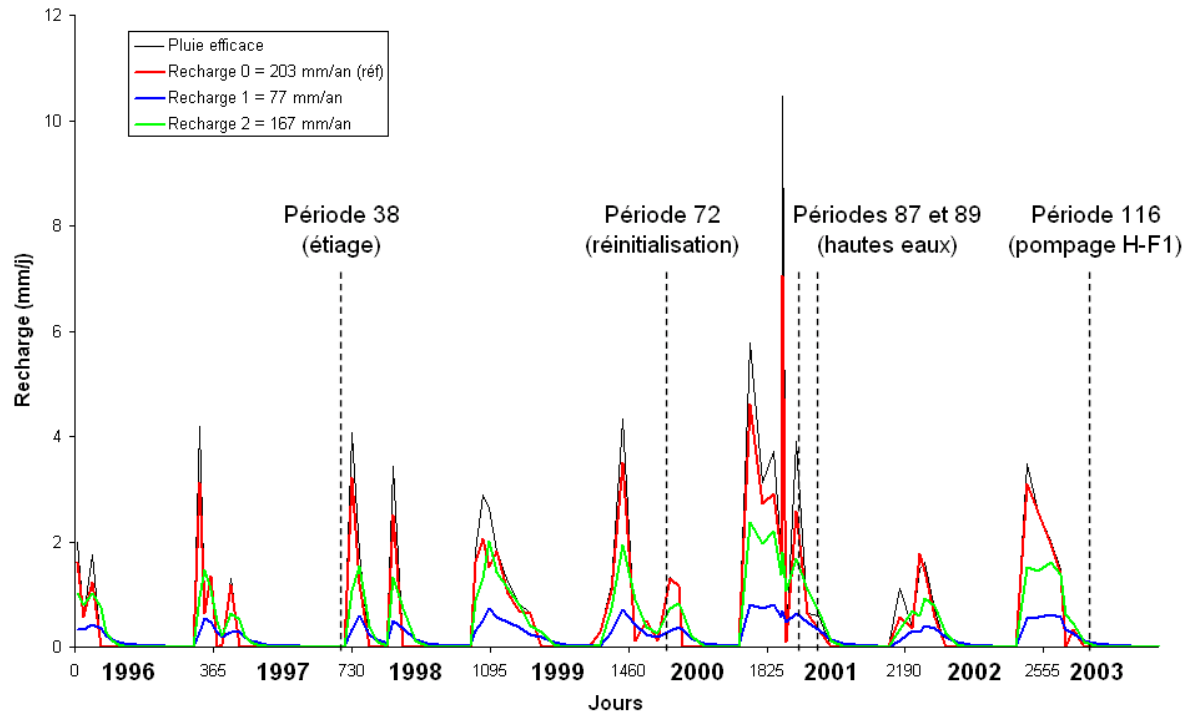


Figure 1-62. Chroniques de recharge retenues. Les périodes qui sont utilisées par la suite pour présenter les résultats du modèle hydrogéologique sont repérées ici : étiage, hautes eaux, réinitialisation et début du pompage H-F1

B. Analyse géochimique

La présentation du contexte hydrogéologique a conduit à montrer l'hétérogénéité des comportements hydrodynamiques à l'échelle locale, d'où l'importance de bien connaître la structure géologique du milieu avec ses hétérogénéités. Cependant, l'adéquation entre les différentes structures géologiques et leur comportement hydrogéologique n'est pas directe. Les difficultés d'interprétation de l'essai de pompage sur H-F1 en constituent un bon exemple.

La géochimie est un outil qui peut permettre de répondre à certaines questions d'ordre hydrogéologique. La première question que l'on se pose est : d'où vient l'eau ? ou autrement dit : où acquière-t-elle sa minéralisation ? Nous discuterons cette question en mettant en lumière certaines variations spatiales et temporelles observées dans les profils géochimiques des eaux. Ensuite, nous nous attacherons plus particulièrement à la problématique de dénitrification, très importante pour un site d'exploitation en eau minérale. Enfin, quelques mesures de datation permettront d'avoir une meilleure connaissance sur les temps de transfert de l'eau.

1) Géochimie des eaux

Les données géochimiques dont nous disposons sont les mesures régulières effectuées par l'usine d'embouteillage sur les forages d'exploitation, et celles issues de deux campagnes de mesures ponctuelles réalisées au cours de la thèse : l'une en août 2004 portant essentiellement sur des ouvrages éloignés du site d'exploitation (analyses réalisées par le laboratoire de Vittel, Nestlé Waters), l'autre réalisée au laboratoire de Géoscience Rennes. Les points de prélèvement sont localisés Figure 1-63. Analysons tout d'abord les profils géochimiques généraux des eaux du site avant de nous intéresser aux variations spatiales et temporelles.

a. Profils géochimiques des eaux

Les résultats des différents profils géochimiques sont donnés sur le Tableau 1-8. On distingue les mesures effectuées sur les forages d'exploitation du site (au moment de leur mise en exploitation), et les mesures effectuées au cours de la thèse sur trois piézomètres du site et sur des ouvrages extérieurs, soient des forages profonds (appartenant en général à des exploitants agricoles), soient des puits peu profonds de particuliers.

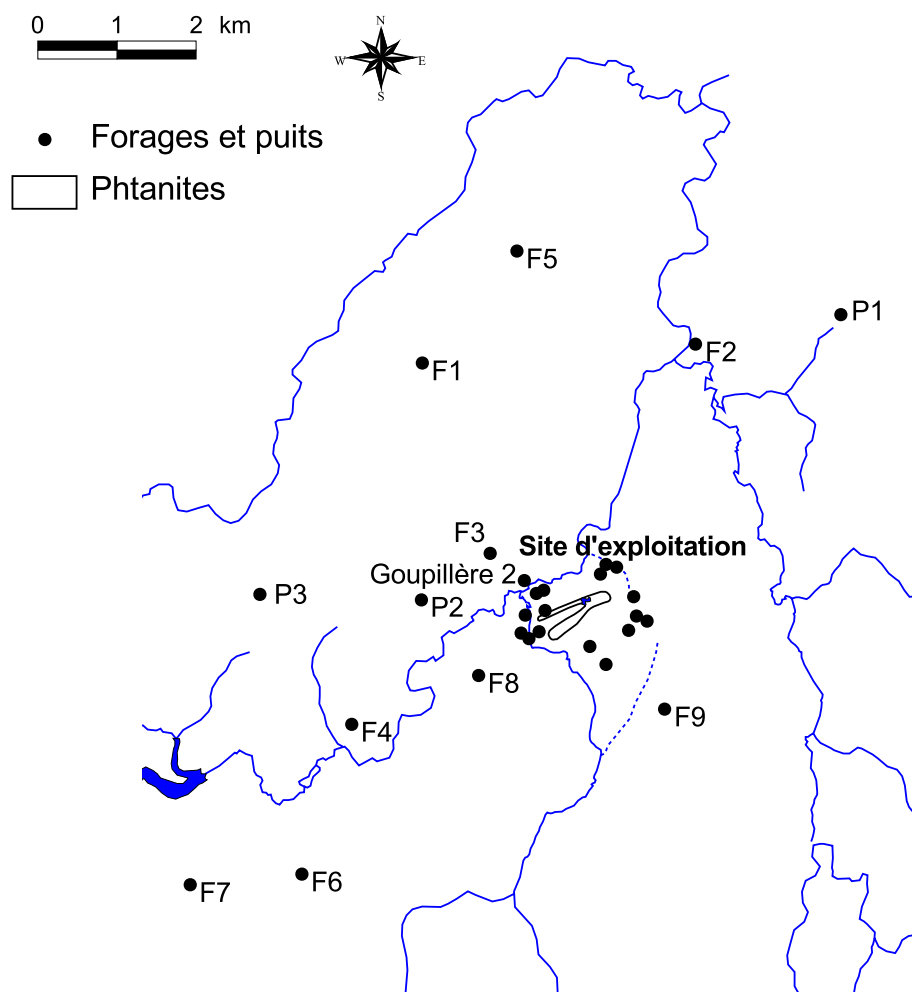


Figure 1-63. Cartes de localisation des mesures géochimiques

dates des prélèvements																
forages site		1991														
		1994														
		1997														
piézomètres site																
forages extérieurs		2004														
puits extérieurs																
nom	pH	cond ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)	Mn ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ³⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
S-nord	6.7	440	31.0	22.2	35.0	6.0				36.3	36.3	193.00	<0.5			
S-est	7.0	370	35.2	17.0	33.0	5.5				37.1	34.4	174.50	<0.5			
S-ouest	6.7	255	15.0	11.2	23.3	3.4				30.0	17.4	97.35	<0.5			
A-F1	6.40	244	9	7.6	31.8	3.80	3.60	0.21	0.28	37.20	18.50	89.10	1.00		<0.01	42.00
A-F2	6.2	228	11.0	7.0	33.1	3.90	3.60	0.24	0.02	33.0	20.0	67.10	<0.5		<0.01	36.90
T-F3	6.75	260	14.5	10.6	27.1	3.9	3.5	0.30	0.04	34.0	25.0	79.3	<0.5			40.5
A-PZ08	6.32	298	18	8.1	22.55	6.83	0.32	0.40	<0.01	36.80	29.00	65.00	0.80	0.02	<0.01	24.10
A-PZ09	6.33	665	38	12.4	80.80	5.09	0.64	0.02	<0.01	60.50	80.00	176.00	0.20	0.02	<0.01	22.60
A-PZ10	5.99	416	27	6.7	44.40	3.45	0.21	0.01	<0.01	56.50	23.00	81.00	23.80	0.32	<0.01	31.00
F1	6.28	532	37	17.0	40.60	4.25	4.27	0.29	0.03	60.00	83.00	92.00	0.20	0.03	<0.01	36.70
F2	7.02	362	20	11.9	33.25	4.40	2.02	0.20	<0.01	49.20	37.00	98.00	4.50	0.03	<0.01	34.40
F3	3.07	888	64	30.2	64.00	10.66	0.99	0.59	<0.01	106.00	135.00	135.00	19.60	0.03	0.04	29.30
F4	6.17	585	32	22.3	44.30	5.17	10.90	0.97	0.04	81.50	90.00	71.00	0.10	0.03	<0.01	41.50
F5	6.30	657	55	20.4	43.60	5.54	5.32	0.24	0.02	71.60	128.00	96.00	1.40	0.02	<0.01	29.80
F6	6.31	490	22	17.0	44.80	4.75	0.12	0.23	<0.01	73.50	50.00	89.00	1.30	0.03	<0.01	29.20
F7	6.69	352	17	12.9	32.35	3.96	3.88	0.23	<0.01	46.80	30.00	78.00	3.50	0.03	0.08	33.50
F8	6.23	536	36	17.4	35.20	4.38	0.45	0.08	<0.01	55.50	42.00	74.00	75.20	0.03	<0.01	25.70
F9	6.56	783	75	24.1	47.60	5.82	1.17	0.23	<0.01	81.00	92.00	205.00	3.80	0.03	0.02	28.20
P1	7.37	761	115	12.8	22.45	6.54	0.01	0.00	<0.01	52.50	53.00	272.00	32.60	0.22	<0.01	8.70
P2	6.77	1388	94	28.3	51.05	9.05	0.00	0.71	<0.01	94.50	64.00	253.00	52.80	0.25	0.40	19.90
P3	6.23	1339	44	42.0	62.70	5.78	0.01	0.02	<0.01	99.50	71.00	128.00	120.00	0.33	0.02	15.70

Tableau 1-8. Résultats des mesures géochimiques ponctuelles

Afin d'avoir une vision globale des différents éléments présents en solution dans les eaux échantillonnées, nous traçons des diagrammes de Schoeller-Berkaloff qui montrent les concentrations des ions majeurs sur une échelle logarithmique. Les concentrations sont exprimées en milliéquivalents.

➤ Comparaison site d'exploitation / extérieur

Un premier diagramme (Figure 1-64) correspond aux mesures sur le site d'exploitation dont nous disposons, soit une mesure sur chaque forage d'exploitation et trois mesures effectuées en août 2004 sur des piézomètres situés dans la zone d'exploitation de l'eau Sainte-Alix (A-PZ10) ou de l'autre côté de la rivière au sud du Tertre (A-PZ08 et A-PZ09).

Nous notons que les eaux des différents ouvrages sont assez similaires, surtout entre les forages d'exploitation. Les eaux du gîte « Sassay » (S-nord, S-est et S-ouest) (exploitées en eau minérale Plancoët) présentent des concentrations plus élevées en général que celles du gîte « Sainte-Alix », cela se voit essentiellement sur S-nord et S-est, dont les concentrations en calcium et magnésium dépassent largement celles des autres forages.

Quant aux piézomètres, leurs profils géochimiques sont plus disparates : le piézomètre A-PZ09 est beaucoup plus minéralisé que tous les autres ; A-PZ10 présente beaucoup de chlorures et de sodium par rapport aux autres et sa concentration en nitrates n'est pas négligeable, alors qu'il n'y en a quasiment pas sur les autres. Nous pouvons supposer que celui-ci est soumis à une pollution

locale, étant situé juste à côté d'une habitation particulière, et qu'aucun processus de dénitrification ne se produit à cet endroit.

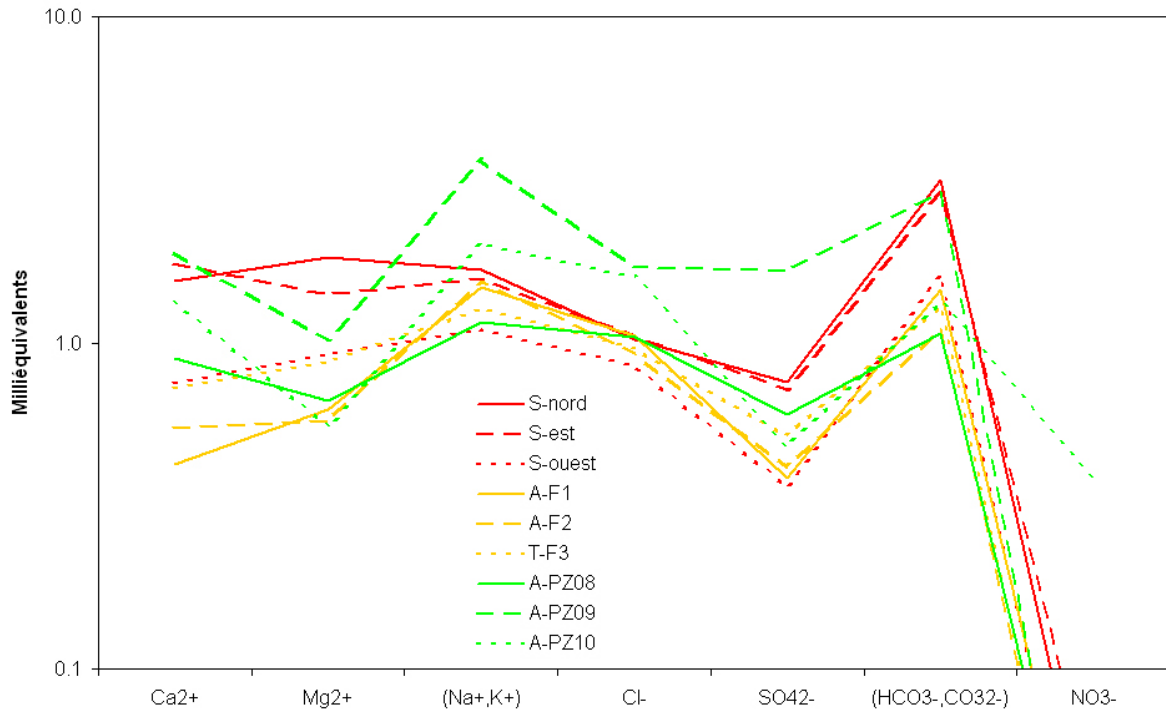


Figure 1-64. Diagramme Schoeller des eaux sur le site d'exploitation

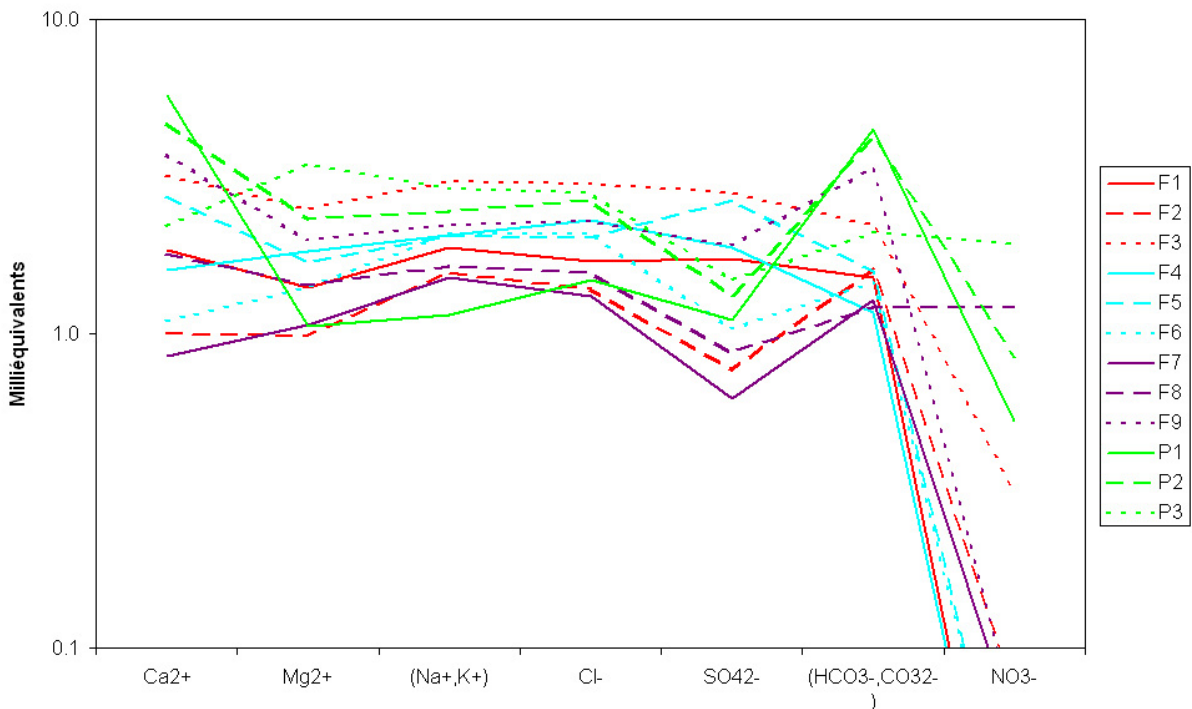


Figure 1-65. Diagramme Schoeller sur les ouvrages situés à l'extérieur du site

En traçant les profils des eaux souterraines mesurées à l'extérieur du site (Figure 1-65), nous nous apercevons que les eaux à l'extérieur comportent en moyenne plus de calcium et plus de sulfates. Les eaux prélevées dans des puits superficiels présentent systématiquement des concentrations en nitrates non négligeables, alors que les forages plus profonds n'ont en général pas de nitrates, sauf pour deux d'entre eux, F3 et F8.

➤ Origine des minéraux

Nous pouvons nous demander si tous les minéraux présents en solution sont issus de l'altération des roches aquifères, ou si d'autres processus interviennent dans l'établissement des profils chimiques. D'après les considérations géologiques sur le site, les roches principales sont les phtanites et les gneiss, arénisés en surface. Les phtanites sont des roches constituées essentiellement de silice. D'après des observations de lames minces réalisées sur des échantillons de phtanite prélevés à l'affleurement au cours de cette étude, nous y avons noté la présence de cristaux de muscovite (Figure 1-66) et de pyrite en quantité non négligeable.



Figure 1-66. Lames minces observées au microscope en lumière analysée (grossissement $\times 5,6$) sur des phtanites prélevés dans la carrière de Brandefert désaffectée. Des cristaux de muscovite (plus gros en b) sont observés au sein d'une matrice graphitique (quartz et matière organique)

D'autre part, les gneiss présents sur la zone d'étude sont constitués principalement de quartz, de feldspaths, de biotite et de muscovite. D'après Tardy (1969), ces minéraux silicatés s'altèrent selon les séquences suivantes, le quartz s'altérant très peu :

Feldspaths \rightarrow séricite \rightarrow vermiculite \rightarrow montmorillonite-Al \rightarrow kaolinite \rightarrow gibbsite

Biotites \rightarrow chlorite \rightarrow vermiculite \rightarrow mont.-Al \rightarrow kaolinite \rightarrow gibbsite \rightarrow goethite

Muscovites \rightarrow vermiculite \rightarrow montmorillonite \rightarrow kaolinite

Afin de mieux connaître la composition des altérites sur le site d'étude, nous avons prélevé des échantillons d'altérites à différentes hauteurs sur un haut talus à côté de l'usine d'exploitation d'eau. Les neuf échantillons prélevés tous les mètres à partir du haut du talus ont ensuite été analysés aux rayons X (laboratoire BIOMCO, Université Paris 6). L'analyse visuelle des spectres montre des séries de pics identifiées comme du quartz, de la muscovite, des feldspaths (plagioclases et potassiques), de la vermiculite et de la kaolinite. Les autres

minéraux n'ont pas été identifiés, les pics n'étant pas suffisamment bien marqués dans le bruit de mesure, ou masqués par les autres. Les proportions quantitatives de ces différents minéraux ne sont pas connues précisément, mais on peut comparer les hauteurs moyennes des pics correspondant à chaque minéral d'un échantillon à l'autre (Figure 1-67), pour étudier au moins qualitativement les variations des minéraux sur le profil d'altération.

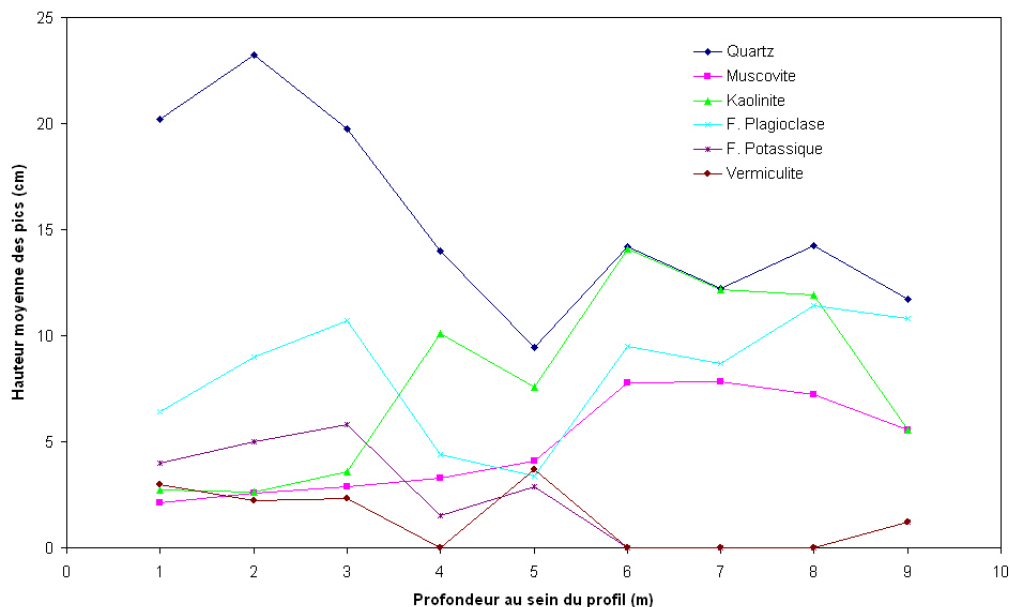


Figure 1-67. Résultats des analyses aux rayons X sur le profil d'altérites à l'endroit de l'usine d'embouteillage

Il est difficile d'interpréter ces résultats sans une analyse plus approfondie des processus en jeu. Selon les remarques précédentes concernant les séquences d'altération, les minéraux de départ devraient diminuer avec l'augmentation de l'altération, c'est-à-dire en haut du profil, et inversement les minéraux argileux (ici kaolinite et vermiculite) devraient augmenter vers les faibles profondeurs. La muscovite suit à peu près cette logique, les hauteurs des pics augmentant avec la profondeur. De façon moins évidente, on peut également attribuer ce comportement à la vermiculite dont les valeurs semblent plus faibles voire nulles en profondeur. En revanche, les quantités de kaolinite semblent augmenter avec la profondeur, et celles de feldspath potassique diminuer avec la profondeur. Le feldspath plagioclase n'a pas un comportement très net vis-à-vis de la profondeur, et le quartz serait présent en plus grandes proportions dans les trois premiers mètres du profil. Concernant ce dernier élément, il se pourrait que le lessivage d'une grande partie des minéraux altérés laisse une proportion de quartz non altéré plus importante proche de la surface. Mais nous n'avons pas d'hypothèse quant aux comportements de la kaolinite et des feldspaths.

Pour mieux décrire ces processus, il faudrait chercher l'influence du niveau de saturation sur les phénomènes d'altération, ainsi que celle d'une mise en dynamique artificielle des circulations aquifères : l'influence des pompages sur la minéralisation de l'eau en milieu de socle a été évoquée comme possibilité par

Touchard (1999), cependant ces phénomènes n'ont pas été montrés explicitement dans ce travail. Ayraud (2005) observe de son côté un changement radical de la géochimie des eaux après la mise en pompage du site de Betton, en Bretagne.

Finalement, d'après les considérations minéralogiques des roches aquifères, nous pouvons dire grossièrement que les ions issus des minéraux altérés sont plutôt le calcium, le magnésium, le sodium et le potassium. Certains minéraux comme les hydroxydes de fer ou de manganèse ou la pyrite, présents en quantités non négligeables, peuvent expliquer les quantités de fer et de manganèse mesurées sur certains échantillons. Les sulfates peuvent également provenir de la pyrite (voir paragraphe dénitrification ci-dessous). En revanche les chlorures ont plutôt une origine de surface, soit par l'apport météoritique, les pluies en contenant un peu, soit par apport anthropique, ce qui est peu probable à proximité des forages d'exploitation exempts de toute pollution. Il est également envisageable que les chlorures soient en partie d'origine marine, éventuellement par l'intermédiaire de l'Arguenon, qui a été envahi par la mer au cours des transgressions marines du quaternaire.

b. Variations spatiales et problématique de biseau salé

Afin d'étudier l'éventuelle présence d'un biseau salé dans la nappe autour de l'Arguenon, nous pouvons analyser les variations spatiales des concentrations en chlorures des eaux souterraines sur toute la zone prospectée. Cette zone s'étend le long de l'Arguenon et des rivières affluentes (Figure 1-68), au sein de la zone cartographiée en Partie 1. II. Ce biseau pourrait être ancien et remonter en amont de Plancoët, ou actuel en aval de Plancoët, dans la mesure où par fortes marées l'eau de la mer remonte quasiment jusqu'à Plancoët et est arrêtée par une écluse juste en aval de la ville.

Il ressort des résultats (Figure 1-68 a) que la proximité de la rivière n'est pas corrélée aux concentrations en chlorures. Par exemple le forage F2 est situé très proche de la rivière, et vers l'aval, mais sa concentration en chlorures est assez faible comparée à la valeur de F4, beaucoup plus en amont, ou F5, beaucoup plus éloigné de la rivière. Pour faire une analyse plus précise, il faudrait disposer de beaucoup plus d'échantillons, et mesurer en plus des chlorures les ions bromures plus représentatifs de l'eau de mer (Touchard, 1999; Meilhac, 2003). Une mesure a été effectuée en rivière, dans l'affluent de l'Arguenon au sud de Plancoët, son profil géochimique est moyen par rapport aux mesures des eaux souterraines ($\text{Cl}^- = 59 \text{ mg/l}$, conductivité = $550 \mu\text{S/cm}$) : il faudrait faire d'autres mesures sur la partie aval de l'Arguenon et étudier les influences des marées sur ces mesures pour mieux connaître les intrusions d'eau de mer par le lit de l'Arguenon.

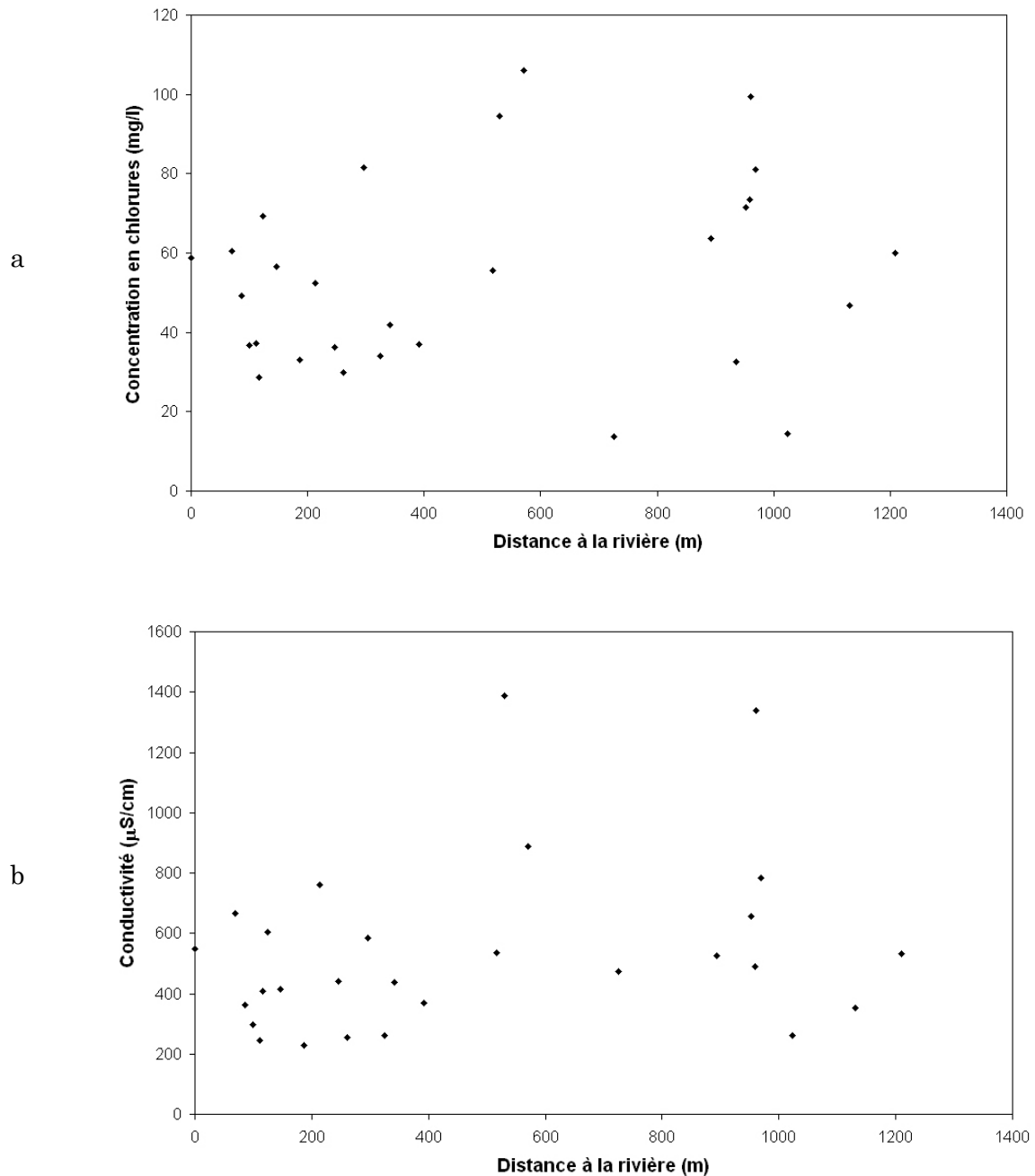


Figure 1-68. Variations de chlorures (a) et de conductivité (b) en fonction de la distance à la rivière

Par ailleurs, si l'on estime que les ions chlorure sont issus d'un mélange entre l'eau de mer et l'eau de pluie, sans considérer d'éventuels apports anthropiques pourtant probables sur certains ouvrages agricoles, on peut écrire l'équation de mélange suivante :

$$[\text{Cl}^-]_{\text{éch}} = x[\text{Cl}^-]_{\text{mer}} + (1-x)[\text{Cl}^-]_{\text{pluie}},$$

avec les concentrations en chlorures respectives de l'eau de mer et de l'eau de pluie, x étant la fraction d'eau de mer présente dans l'échantillon.

On peut calculer x en connaissant $[Cl^-]_{mer}$ et $[Cl^-]_{pluie}$ pour chaque échantillon :

$$x = \frac{[Cl^-]_{éch} - [Cl^-]_{pluie}}{[Cl^-]_{mer} - [Cl^-]_{pluie}}$$

La concentration en chlorures de l'eau de mer est estimée à 19353 mg/l (Aminot et Chaussepied, 1983), et la concentration dans les eaux de pluie a été mesurée à cinq dates différentes entre juin 2002 et janvier 2003 sur le site : la moyenne est de $1,7 \pm 1,3$ mg/l (mesure assez variable). Ces mesures sont supérieures à celles relevées par Somlette (1998) dans le Finistère (moyenne de 0,24 mg/l).

Le calcul des fractions d'eau de mer pour les différents échantillons donne des valeurs entre 0,15 et 0,54 %, avec 0,29 % pour l'eau de rivière, ce qui est plutôt négligeable. Ces valeurs sont similaires à celles estimées par Touchard (1999) sur un aquifère de socle dans le Morbihan.

Il faut cependant noter que ce calcul ne prend pas en compte l'effet de concentration des chlorures dans le sol par évaporation (Martin et al., 2004). Si on prend en compte ce phénomène, les concentrations de chlorures issues des précipitations doivent être multipliées environ par un facteur 3, correspondant au rapport de la précipitation brute sur la pluie efficace. Ceci conduit à diminuer encore plus les fractions d'eau de mer dans les eaux souterraines.

Les conductivités sont plutôt plus faibles sur le site d'exploitation (Tableau 1-8), peut-être à cause de la présence des phthanites qui possèdent moins de minéraux altérables que les gneiss. Là encore, cette question mériterait d'être plus approfondie avec plus de mesures pour pouvoir déterminer différents facteurs d'influences.

c. Evolution temporelle

A propos des facteurs influençant la conductivité, quelques hypothèses peuvent être émises en étudiant les variations temporelles de ce paramètre sur les forages d'exploitation, ce paramètre étant mesuré tous les jours sur chacun des six ouvrages.

Nous montrons les résultats sur deux ouvrages (Figure 1-69) qui présentent des comportements remarquables, et comparons les variations de conductivité aux variations piézométriques.

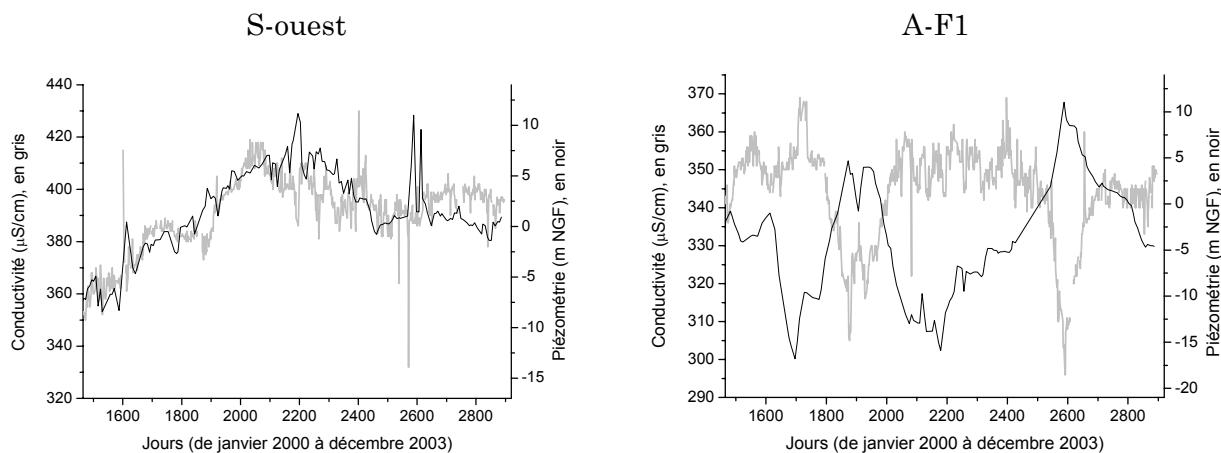


Figure 1-69. Variations de conductivité et de piézométrie sur S-ouest et A-F1

Les variations de conductivité sur S-ouest semblent être corrélées avec les variations de piézométrie. Nous pouvons supposer que ce comportement révèle une forte influence des altérites sur la minéralisation de l'eau : si celles-ci viennent à être moins ennoyées (niveau piézométrique bas), elles fournissent moins de minéraux à l'eau pompée, et vice-versa.

Par contre, le comportement exactement opposé est observé sur A-F1. Nous pouvons émettre deux hypothèses concernant ce phénomène :

- La première est liée à la présence du massif de phtanites tout près de cet ouvrage (cf. profil 5, Figure 1-40) : si le niveau d'eau est bas, une faible proportion de celle-ci provient des phtanites à proximité et la conductivité reflète la composition des gneiss altérés ; si le niveau monte, une plus grande proportion d'eau faiblement minéralisée provenant des phtanites se mélange avec l'eau provenant des gneiss, et la minéralisation qui en résulte est plus faible.
- La seconde hypothèse se rapporte à l'observation d'une anomalie de forte polarisation induite au droit du forage A-F1 (Figure 1-41) : cette anomalie pourrait correspondre à un filon kaolinisé qui apporterait une eau fortement minéralisée. En cas de basse piézométrie, le profil chimique de l'eau refléterait celui lié à ces argiles avec une forte conductivité, et en cas de hautes eaux, cette influence serait diluée par des eaux venant de plus loin, moins minéralisées.

On peut également imaginer l'influence des deux processus combinés.

2) *Problématique de dénitrification*

Dans un but de protection de la qualité des eaux sur le site de Plancoët, nous souhaitons comprendre l'origine du « zéro nitrate » trouvé dans les eaux exploitées. En plus du fait que les terrains appartenant à Nestlé Waters soient protégés de tout apport anthropique de nitrate depuis quelques années, on note dans l'historique de l'exploitation de la source « Sassay » (à l'emplacement de l'actuel forage S-nord) une diminution très forte des concentrations de nitrate (concentrations inférieures au niveau de détection) à partir du moment où l'eau a été captée par un forage profond, celui-ci étant protégé des arrivées d'eau proches de la surface (crépine uniquement au sein de la zone fissurée). Cette observation concorde avec les mesures de nitrate effectuées à l'extérieur du site d'exploitation sur des puits et des forages profonds (voir paragraphe précédent), et d'autres observations dans le même type d'aquifères en Bretagne (Pauwels et al., 2000; Clément et al., 2003), les concentrations en nitrates diminuant avec la profondeur.

a. Origine de la dénitrification

D'après Pauwels et al. (2000), cette observation peut être liée à différents processus : les eaux profondes peuvent être plus anciennes et ne pas avoir été polluées par les nitrates au moment de leur infiltration, et le mélange de ces eaux avec les eaux de surface dilue très fortement les nitrates de surface. Ceci sera discuté au paragraphe suivant, dans lequel on estimera les temps de séjour des eaux sur le site. Une dénitrification par oxydation de la pyrite est également envisageable en profondeur. Cette réaction, catalysée par les bactéries *Thiobacillus denitrificans* (Kölle et al., 1985), s'écrit de la façon suivante :



Afin d'étudier l'éventualité d'une dénitrification par la pyrite, nous avons fait une étude isotopique du soufre. Le rapport isotopique entre ^{34}S et ^{32}S (l'isotope le plus fréquent, servant de référence) est calculé en ‰ de la façon suivante pour un échantillon donné :

$$\delta^{34}\text{S} = \frac{R_{\text{éch}} - R_{\text{std}}}{R_{\text{std}}} \times 1000, \text{ avec } R = ^{34}\text{S}/^{32}\text{S} \text{ donné pour l'échantillon et pour le}$$

standard de mesure adopté par la communauté scientifique (standard CDT). Ce rapport variant en fonction de l'origine du soufre mesuré, il est donc envisageable de savoir si les sulfates mesurés dans les eaux souterraines peuvent provenir d'une réaction avec la pyrite présente dans la roche.

Le même type de mesure peut être effectué sur les isotopes ^{16}O et ^{18}O de l'oxygène des sulfates :

$$\delta^{16}\text{O} = \frac{R_{\text{éch}} - R_{\text{std}}}{R_{\text{std}}} \times 1000, \text{ avec } R = ^{16}\text{O}/^{18}\text{O}, \text{ le standard utilisé étant le SMOW.}$$

b. Résultats des mesures

➤ Sulfates de l'eau

Nous avons donc dans un premier temps mesuré les rapports isotopiques du soufre 34 dans les sulfates issus des six forages d'exploitation (mesures réalisées par le laboratoire IDES à l'Université Paris-Sud à Orsay). Afin de mieux contraindre l'origine des sulfates, des mesures du rapport isotopique de l'oxygène (^{18}O) ont également été réalisées dans le même temps. Les résultats sont présentés sur le Tableau 1-9.

	^{34}S ‰ (CDT)	^{18}O ‰ (SMOW)
S-nord	-1.8	3.1
S-est	-3.9	1.5
S-ouest	-4.7	1.5
A-F1	-3.5	1.4
A-F2	-6.3	5.9
T-F3	-0.3	5.3

Tableau 1-9. Mesures isotopiques des sulfates sur les forages d'exploitation

Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ dans les précipitations sont en général comprises entre +3,2‰ et +8,2‰ CDT (Pearson et Rightmire, 1980), cependant Krouse et Mayer (2000) et Chapelle (2001) considèrent que les valeurs pour des pluies en milieu maritime sont plutôt supérieures à +10‰. Quant au $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$, une gamme de valeurs entre +9‰ et +13,34‰ SMOW (Trembaczowski et Halas, 1984), cité par André et al. (2002) est généralement admise dans les précipitations. Comme les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ et $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans les sulfates sont toutes en dessous des valeurs admises dans les précipitations, nous en déduisons qu'au moins une partie de ces sulfates a été appauvrie en ^{34}S par oxydation de pyrite.

➤ Pyrite

Afin d'estimer cette part de sulfates provenant de la pyrite, nous avons fait des mesures de ^{34}S dans de la pyrite trouvée sur le site. Malheureusement, nous n'avons pas pu récupérer de pyrite directement dans les gneiss, celle-ci étant oxydée à l'affleurement et les cuttings de forages n'ayant pas été conservés. Nous

en avons par contre trouvé dans les phtanites du Tertre de Brandefert, ainsi que dans une petite carrière, située au lieu-dit La Rouelle (Figure 1-1), dans laquelle des phtanites beaucoup plus sulfurés sont en contact avec des amphibolites.

Les analyses ont été effectuées par le CIG (Ecole de Mines de Paris, Fontainebleau). Pour chaque échantillon de phtanite (un dans chaque carrière), quatre grains de pyrite ont été analysés avec une sonde ionique, dont un deux fois pour mesurer la variabilité du signal. On obtient en moyenne : $\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} = -13,0 \pm 0,9 \text{ ‰}$ sur le Tertre de Brandefert, et $\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} = +1,8 \pm 1,8 \text{ ‰}$ à La Rouelle.

Ces mesures soulignent encore une fois l'hétérogénéité des structures géologiques sur le site, les différents rapports du soufre 34 au sein de la pyrite témoignant d'une origine différente de la pyrite dans chaque endroit : les $\delta^{34}\text{S}$ proches de la valeur 0 ‰ (à La Rouelle) témoignent d'une origine primaire de la pyrite (Michelot, 1988), formée en même temps que la roche. En revanche, la pyrite analysée sur le Tertre de Brandefert semble avoir été remobilisée après la formation de la roche (au cours du métamorphisme par exemple ?). D'autres mesures effectuées par Pauwels et al. (2000) sur de la pyrite dans des schistes en Bretagne donnent des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2}$ entre +4 ‰ et +6,9 ‰. Il est probable que des mesures directement sur les gneiss de l'aquifère exploité auraient encore fournis des résultats différents, et il serait très intéressant de récupérer les cuttings des futurs forages effectués sur le site afin de les analyser de la même façon.

En attendant de disposer de ces mesures, on peut supposer que la mesure de soufre 34 dans la pyrite la plus proche de celle que l'on pourrait trouver dans les gneiss de l'aquifère est celle obtenue sur les phtanites du Tertre de Brandefert, pour des raisons de proximité. A partir de cette hypothèse, on calcule une proportion hypothétique de soufre 34 dans les sulfates de chaque forage issue de la pyrite. Pour cela, on écrit l'équation de mélange suivante, en supposant seulement deux origines possibles aux sulfates, ceux issus des précipitations, et ceux issus de l'oxydation de la pyrite (Pauwels et al., 2000) :

$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = x \cdot \delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} + (1-x) \delta^{34}\text{S}_{\text{pluie}}$, avec x la proportion issue de la pyrite.

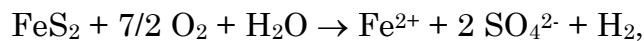
Nous pouvons estimer ici que les sulfates produits par oxydation de la pyrite ont un rapport isotopique identique à celui de la pyrite oxydée car le fractionnement lors de la réaction d'oxydation est considéré comme négligeable dans les conditions environnementales courantes (Strebel et al., 1990), donc nous pouvons bien utiliser les valeurs de rapports isotopiques d'un solide au sein d'une équation de mélange.

Ne disposant pas de mesures de soufre 34 dans les sulfates des précipitations, nous considérons deux hypothèses : $\delta^{34}\text{S}_{\text{pluie}} = 5 \text{ ‰}$ (hypothèse 1) selon André et al. (2002) dans le Bassin aquitain, et $\delta^{34}\text{S}_{\text{pluie}} = 10 \text{ ‰}$ (hypothèse 2) selon Krouse et Mayer (2000) et Chapelle (2001). Et nous prenons $\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} = -13 \text{ ‰}$. Les calculs de x sont donnés pour chaque forage dans le Tableau 1-10.

	$\delta^{34}\text{S}_{\text{pluie}}=5\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{pluie}}=10\text{‰}$
S-nord	0.38	0.51
S-est	0.49	0.60
S-ouest	0.54	0.64
A-F1	0.47	0.59
A-F2	0.63	0.71
T-F3	0.29	0.45

Tableau 1-10. Part du soufre 34 des sulfates issue de la pyrite, estimée à partir de la mesure isotopique du $\delta^{34}\text{S}$ dans les forages, selon deux hypothèses de $\delta^{34}\text{S}$ dans les pluies

Les fractions issues de la pyrite sont comprises entre 29 et 63 % pour l'hypothèse 1, et entre 45 et 71 % pour l'hypothèse 2, ce qui est loin d'être négligeable dans les deux cas. Est-ce que l'oxydation de la pyrite s'est effectuée uniquement par dénitrification ? Une autre réaction d'oxydation est possible par de l'oxygène :



l'oxygène pouvant provenir d'un équilibre avec l'oxygène atmosphérique, ou d'un excès d'air (Pauwels et al., 2000). Les teneurs en oxygène dissous mesurées dans 15 piézomètres sur le site sont assez faibles (3,4 mg/l en moyenne, toutes les valeurs étant inférieures à 6 mg/l), mais on ne peut pas écarter cette hypothèse.

Pour conclure, on peut dire qu'une grande proportion des sulfates de l'eau est issue de l'oxydation de la pyrite, soit par l'oxygène dissous, soit par dénitrification. Comme l'apport actuel en nitrate est très faible, voire quasiment nul sur la majeure partie du site d'exploitation, l'oxydation de la pyrite par l'oxygène dissous peut expliquer une partie des concentrations en sulfates obtenues, en plus des réactions de dénitrification.

3) *Datations des eaux*

Nous avons émis l'hypothèse plus haut que l'absence de nitrates en profondeur pouvait également être liée à l'âge des eaux profondes, datant d'une période où les apports de fertilisants nitrates n'étaient pas encore développés en agriculture (avant 1952 selon Pauwels et al., 2000). Souhaitant étudier cette hypothèse, une datation des eaux a été effectuée. Celle-ci présente également l'ambition de mieux connaître la répartition des temps de transfert de l'eau dans le milieu étudié fortement hétérogène.

Des datations au tritium de l'eau permettent dans un premier temps d'avoir une idée qualitative sur les âges de l'eau. Par la suite, une campagne de datation utilisant la mesure des CFC a été menée, dans le but de préciser ces âges ainsi que la répartition spatiale des temps de transfert.

a. Datations au tritium

Le principe de la datation des eaux au tritium (^3H , isotope radioactif de l'hydrogène) est le suivant : au début des années 60, des essais d'armes nucléaires de surface ont conduit à l'augmentation du tritium dans l'atmosphère, celui-ci s'équilibrant avec les précipitations. Depuis, la courbe de décroissance du tritium dans les pluies est suivie par de nombreuses stations de mesures sur les continents. Nous disposons des mesures sur la station de Brest, qui est assez récente (elle n'est en place que depuis 1996). L'interprétation des mesures du tritium dans les eaux souterraines n'est pas forcément évidente, car le temps de décroissance radioactive du tritium est assez court (12,35 ans) : à partir d'une teneur initiale en tritium au moment de la recharge, cette teneur va décroître au cours du temps, et la mesure du tritium après un temps de transfert inconnu dépend à la fois de la teneur initiale et de la décroissance radioactive. D'autre part, si les eaux pompées sont issues d'un mélange entre des eaux d'âges différents, l'interprétation devient alors beaucoup plus complexe.

Avant de commencer ce travail, des mesures de tritium avaient déjà été effectuées par Nestlé Waters sur les trois forages d'exploitation de Sassay en 1995. Dans le même temps, les teneurs en isotopes stables de l'eau (^2H et ^{18}O) avaient été mesurées. De nouvelles mesures de tritium ont été effectuées en 2003 sur les six forages d'exploitation plus sur l'ouvrage H-F1 sur lequel un essai de pompage a été mené en 2003. Toutes ces mesures ont été réalisées par le laboratoire de Thonon-les-Bains.

Les trois mesures en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sur les forages de Sassay peuvent être comparées aux données des précipitations de la station de Brest (Figure 1-70). On

note ainsi que les mesures des eaux souterraines de Plancoët sont situées sur la même droite météorique que celle de la station de Brest, indiquant que les précipitations à Plancoët présentent le même signal isotopique que les précipitations à Brest.

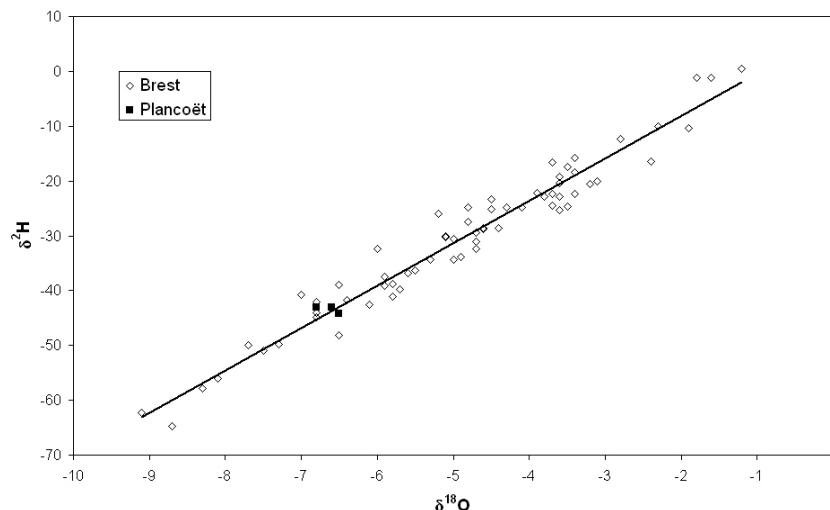


Figure 1-70. Droite météorique régionale oxygène 18 / deutérium (station de Brest) comparée aux mesures locales

Les résultats des mesures en tritium sont présentés sur le Tableau 1-11. Ils montrent des teneurs assez faibles, mais différentes de zéro. Nous pouvons déjà en déduire que les eaux sont postérieures aux essais nucléaires, donc elles ont moins de quarante ans. Mais une analyse plus poussée est assez compliquée, étant donné que la majorité des mesures est incluse dans le bruit de fond des teneurs mesurées dans les précipitations. Les teneurs supérieures à 5 ‰ mesurées sur S-est et S-ouest en 2003 semblent sortir du lot par rapport aux autres mesures, seulement la mesure sur S-ouest en 1995 est inférieure à celle de 2003, ce qui indiquerait que ces mesures ne sont pas vraiment significatives.

	1995	2003
S-nord	8,0 +/- 0,5	2,0 +/- 1
S-est	8,8 +/- 0,5	5,2 +/- 0,9
S-ouest	3,1 +/- 0,4	5,0 +/- 2
A-F1		3,0 +/- 1
A-F2		2,2 +/- 0,6
T-F3		≤ 3,0
H-F1		≤ 2,7
Pluies (Brest) 96/01	5,6	3,1

Tableau 1-11. Résultats des analyses de tritium (en ‰) en 1995 et en 2003, comparés aux mesures dans les pluies à la station de Brest en 1996 et 2001, pondérées par les hauteurs de pluie

b. Datations aux CFC

La datation des CFC permet d'obtenir des âges plus précis pour des eaux qui ont entre 10 et 40 ans. Les CFC sont également des éléments anthropiques émis dans l'atmosphère à partir des années 50, et dont l'évolution atmosphérique est bien connue. Contrairement au tritium, ce ne sont pas des éléments radioactifs, donc ils ne présentent pas de décroissance systématique. Ils peuvent par contre être dégradés ou enrichis sous l'action d'influences extérieures. On pallie à cette incertitude en mesurant trois composés en même temps, dont les cinétiques de dégradation et les comportements vis-à-vis d'enrichissements éventuels diffèrent. Pour plus de détails, on pourra se reporter aux travaux de Cook et al. (1995), Busenberg et Plummer (2000), Höhener et al. (2003), et de Ayraud (2005), ces derniers portant en grande partie sur l'application de cette méthode aux aquifères bretons.

Nous avons effectué une campagne de mesures en janvier 2005 en collaboration avec le laboratoire de Géosciences Rennes, et c'est ce dernier qui a effectué les analyses (Ayraud, 2005). Quinze piézomètres en dehors des cônes de rabattement des forages pompés ont été analysés, selon des profondeurs de prélèvement différentes. Une analyse de l'eau du lac au milieu de la carrière de phtanites de Brandefert donne une référence pour l'eau de surface. Les résultats détaillés de ces mesures sont donnés en Annexe C, avec les dates correspondant à la mesure de chaque composé. Certaines dates n'étant pas concordantes, une analyse critique (Ayraud, 2005) a conduit à ne garder que les données cohérentes. Dans les cas où plusieurs composés fournissent des dates proches, la moyenne des âges est calculée. On peut retenir une incertitude de $\pm 2-3$ ans selon les mesures. A l'issue de cette analyse, treize ouvrages ont été retenus, dont un avec deux mesures à deux profondeurs différentes.

Concernant les limites de la méthode, on retiendra ici que les CFC mettent un certain temps à s'équilibrer avec la température atmosphérique, et que cela peut conduire à des erreurs d'interprétation sur l'analyse d'eau de surface : le jour de la campagne de mesures en janvier 2005, la température venait de chuter brusquement sur le site (de l'ordre de 5°C de moins) ; le traitement des mesures de CFC dans le lac a donc considéré une faible température pour le calcul d'équilibre des gaz dans l'atmosphère, alors que les teneurs en CFC dans l'eau de surface dépendaient encore de la température de la veille et n'avaient pas eu le temps de se mettre à l'équilibre avec la nouvelle température. Cela a conduit à interpréter une eau âgée de 19 ans dans le lac ! Une nouvelle mesure de l'eau du lac effectuée en mars 2005 a corrigé cette erreur en donnant un âge quasiment nul (année 2005) de l'eau de surface.

Nous retiendrons également que l'âge des eaux mesuré avec cette méthode est considéré uniquement à partir du moment où l'eau atteint le milieu saturé (Cook et al., 1995; Zoellmann et al., 2001), le transfert au sein de la zone non saturée n'étant pas compté.

Les résultats issus de l'analyse critique sont présentés sur le Tableau 1-12. Nous présentons également sur ce tableau diverses caractéristiques des ouvrages et des prélèvements qui peuvent être utiles pour l'interprétation. Nous déterminons d'abord en fonction de la profondeur de prélèvement quel est l'horizon capté, altérites ou zone fissurée, le préleveur d'échantillon étant conçu de manière à ne pas mélanger les eaux au sein de l'ouvrage. On note également l'altitude de chaque ouvrage (au niveau du sol), la profondeur du niveau piézométrique au moment des mesures, ou autrement dit l'épaisseur de la zone non saturée, ainsi que la profondeur du prélèvement sous ce niveau, qui correspond à la profondeur au sein de la zone saturée. On relève encore le battement piézométrique maximum (différence entre le niveau piézométrique le plus haut et le plus bas) mesuré sur la période de 1996 à 2003. Enfin, la distance horizontale maximum parcourue au sein de l'aquifère est estimée en calculant la distance entre le piézomètre et le sommet topographique d'où les eaux arrivant au piézomètre sont issues (Figure 1-71).

	nom	couche captée	altitude (m NGF)	prof piézo (m)	prof pré sous piézo (m)	distance sommet (m)	battement piézo (m)	âge validé (années)
A	A-PZ05	altérites	71.67	15.30	5.10	170	6.72	23
	A-PZ09	fissuré	20.76	10.00	10.05	180	5.97	18
	A-PZ10	fissuré ?	30.80	10.76	9.72	500	14.27	15
	T-PZ02	altérites	42.65	1.64	18.85	380	5.03	18
	T-PZ08	altérites	70.48	19.14	1.74	180	8.61	11
	T-PZ10	altérites	56.63	7.86	12.61	400	8.88	16
	T-PZ12	altérites	50.48	2.75	14.73	830	6.17	21
	T-S1	fissuré	62.51	16.81	33.95	300	9.83	16
	H-PZ01	altérites	50.00	0.67	9.56	500	3.09	16
	H-PZ03	altérites	46.00	2.00	6.17	360	5.41	14
	H-PZ04	altérites ?	51.00	1.24	11.17	650	4.88	18
	H-F1 (9m)	altérites	50	4.44	4.56	500	13.08	19
B	H-F1 (70 m)	fissuré	50.00	4.44	65.56	500	13.08	28
	A-PZ08	fissuré	18.98	4.58	15.80	170	3.29	35
C	lac	surface	57.00	0.00	0.10	0	0	0

Tableau 1-12. Résultats des mesures CFC comparés à divers paramètres des ouvrages.

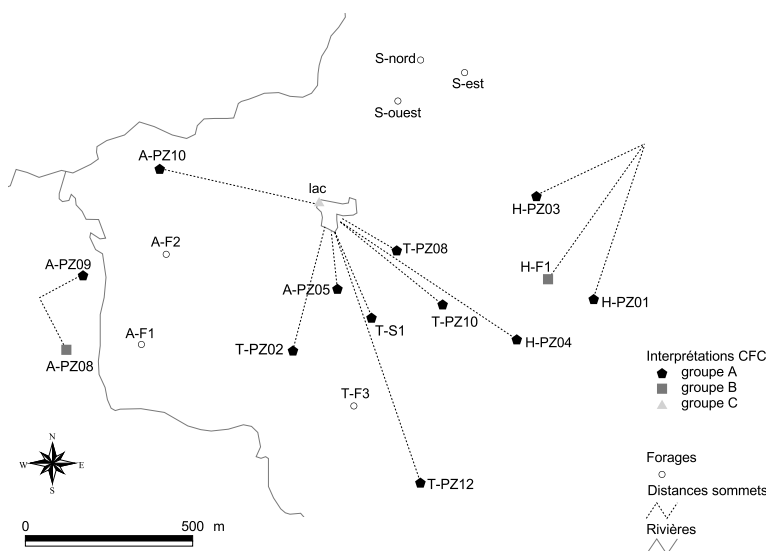


Figure 1-71. Carte de répartition des mesures CFC, montrant les calculs des distances aux sommets

Les âges obtenus au sein de l'aquifère sont compris entre 11 et 35 ans, ce qui est similaire à d'autres mesures en Bretagne (Ayraud, 2005). En traçant les âges en fonction de la distance maximum parcourue (Figure 1-72), il semble que la distance horizontale parcourue au sein de l'aquifère n'ait pas d'influence claire sur les âges de l'eau. Nous pouvons distinguer deux groupes de mesures souterraines (groupes A et B), la mesure de l'eau du lac étant à part (groupe C) :

Dans le groupe A sont représentés la majorité des ouvrages, dont les âges sont autour de 15 ans environ (fourchette de 11 à 23 ans).

Dans le groupe B, les âges beaucoup plus anciens observés sur H-F1 à 70 m de profondeur (28 ans) et A-PZ08 (35 ans) sont supposés être liés à la profondeur de prélèvement : plus de 65 m sous le niveau piézométrique pour H-F1, et à environ 8 m sous le niveau de la rivière pour A-PZ08.

Nous pouvons envisager ici un étagement des eaux en profondeur, en séparant les eaux au-dessus et en dessous du niveau des rivières. On pourrait également distinguer grossièrement les eaux contenues dans les altérites « récentes » et celles de la zone fissurée plus anciennes, tout en notant que cette remarque présente quelques exceptions, comme les mesures sur A-PZ09 et T-S1 qui semblent avoir été réalisées au sein de la zone fissurée.

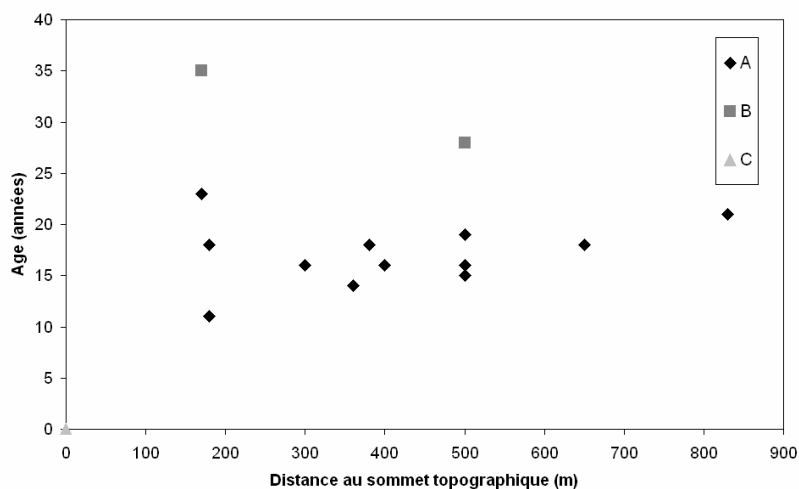


Figure 1-72. Ages des eaux mesurés en fonction de la distance maximum parcourue au sein de l'aquifère

Nous pouvons conclure que les eaux sur le site ont des âges compris entre 11 et 35 ans, les eaux les plus anciennes étant rencontrées sous le niveau de base (groupe B). Les vitesses de transfert horizontales sont estimées entre $1,4 \cdot 10^{-7}$ m/s et $1,3 \cdot 10^{-6}$ m/s, ce qui correspond à des perméabilités horizontales comprises entre $1,7 \cdot 10^{-8}$ m²/s et $3,5 \cdot 10^{-6}$ m²/s.

IV. Modélisation hydrogéologique

Nous voici arrivés au point final de cette étude sur le site de Plancoët : savoir si tout ce qu'on a décrit jusqu'ici par diverses méthodes, du modèle géologique à la caractérisation hydrogéologique, complétée par une analyse de la géochimie, peut être validé par un modèle numérique afin d'optimiser la gestion de l'eau. Ce modèle doit pouvoir aussi permettre de discuter certains éléments qui restaient incertains et donner des arguments de réponse.

Nous détaillerons tout d'abord le modèle choisi et les données qui serviront de contrainte ou de paramètres de calage. Ensuite, nous montrerons comment le modèle peut être validé avec les résultats obtenus, puis nous analyserons plus en détail l'influence et la sensibilité de chacun des paramètres. L'aspect « optimisation de la gestion des ressources en eau » sera présenté en simulant des scénarios de pompage en un endroit choisi. Enfin, une discussion conduira à hiérarchiser les conclusions apportées par la modélisation en fonction des incertitudes d'erreur et des buts recherchés.

A. Description et construction du modèle

L'étude géologique nous a permis de savoir que l'aquifère était constitué de deux couches aux propriétés distinctes a priori, les altérites et la zone fissurée, et l'analyse hydrogéologique a montré que ces couches pouvaient chacune être considérées comme des milieux poreux équivalents et qu'elles étaient en connexion hydraulique. En revanche, les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère semblent très hétérogènes spatialement, même à l'échelle restreinte du site d'exploitation (4 km²). La présence de structures comme des failles, les différences de lithologies (distinction gneiss/phtanites par exemple), ou des variations spatiales de l'altération des gneiss, peuvent être mis en cause pour expliquer cette hétérogénéité.

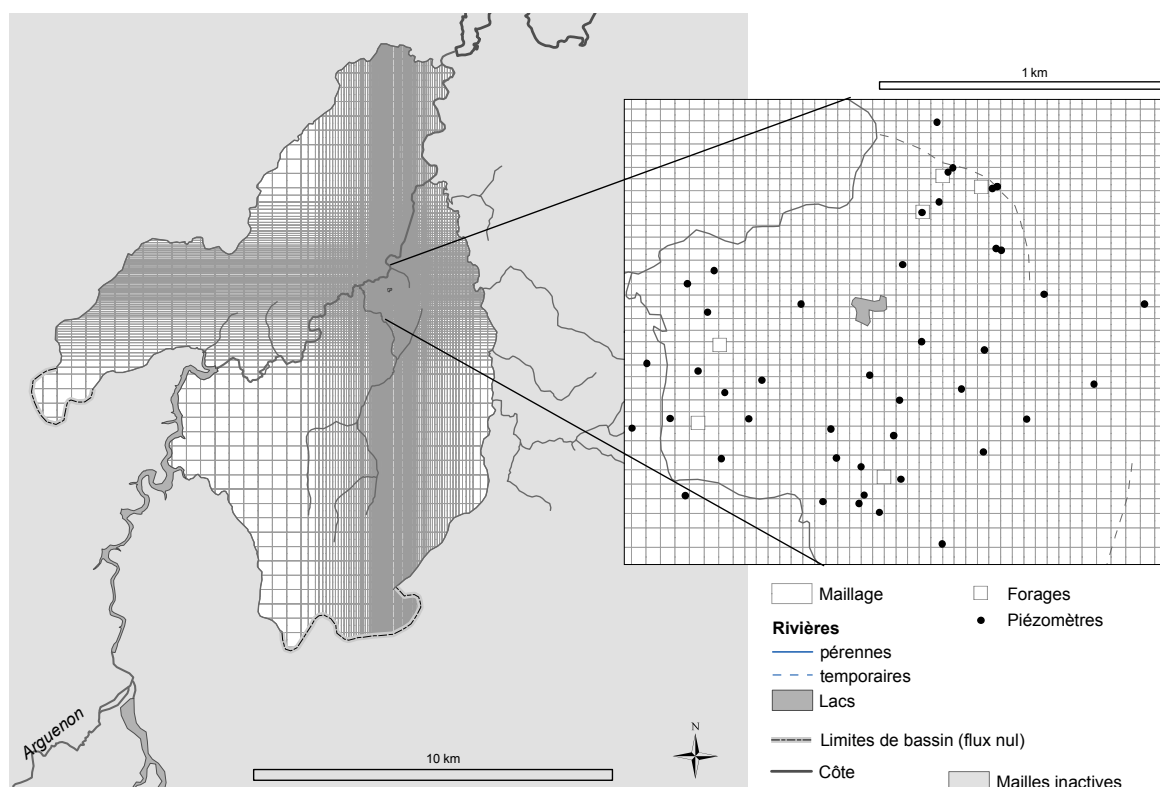
Afin de représenter au mieux ce milieu, nous avons donc choisi un modèle maillé multicouche, basé sur l'équation de la diffusivité. L'équation de la diffusivité présuppose qu'on est en présence d'un milieu poreux équivalent, et la discrétisation en mailles permet de prendre en compte l'hétérogénéité du milieu, aussi bien au niveau de la géométrie qu'au niveau des propriétés hydrodynamiques ou des contraintes du modèle. Nous définissons deux couches représentant les altérites (couche 1 sous la surface du sol) et la zone fissurée (couche 2 sous-jacente), le but recherché étant d'étudier les influences respectives de chacune de ces couches et les relations entre elles. La couche 1 est considérée comme une nappe libre, la couche 2 étant captive quand la couche 1 est ennoyée. Le code de calcul est Modflow (Harbaugh et McDonald, 1996), aux différences finies. Nous avons choisi pour des raisons de simplicité d'utiliser une interface de modélisation déjà prédéfinie, le logiciel Pmwin (Chiang et Kinzelbach, 2000), mis à disposition sur Internet (<https://www.ihw.ethz.ch/publications/software/pmwin>).

1) Maillage et géométrie

La première étape de construction du modèle consiste, après le choix du nombre de couches, à définir un maillage au sein duquel la zone d'étude puisse être incluse et représentée au mieux.

Il faut tout d'abord choisir la taille de la zone qu'on veut modéliser. Le site sur lequel nous disposons des données hydrogéologiques qui nous permettront de caler le modèle est assez restreint. Cependant, nous choisissons de considérer une zone plus élargie afin de faire le moins d'erreur possible sur les bords de la zone à caler, où des conditions aux limites arbitraires devraient être imposées si elles ne

coïncident pas avec des limites classiques. La zone modélisée est donc entourée de rivières qui serviront de limites au modèle, elle est incluse dans le cadre représentant la zone d'étude en Figure 1-1. Au sud et à l'ouest, des limites de bassins versants (flux nuls) sont tracées pour faire la liaison entre les rivières. Le code Modflow utilise un maillage de type « écossais », où le ré échantillonnage des mailles s'effectue par ligne ou colonne entière. Le site d'exploitation au centre requérant une plus grande précision que les bords de la zone choisie, nous définissons un maillage plus fin au centre. La taille des mailles est de 400 m de côté sur les bords de la zone, et est divisée progressivement vers le centre jusqu'à 40 m de côté (Figure 1-73). La Figure 1-73 montre aussi la répartition des ouvrages par rapport au maillage.



Une fois la grille définie, identique pour les deux couches, on donne des critères géométriques pour chaque maille : altitude du sommet et de la base de chaque couche. Pour cela, nous avons développé un processus semi-automatique pour relier le modèle de PmWin aux paramètres géométriques précédemment cartographiés sous Arcview.

Nous pouvons ainsi calculer pour chaque maille une altitude moyenne du sol issue du MNT, supposée équivalente au sommet de la couche 1 (épaisseur du sol négligeable, Figure 1-74), et une altitude moyenne du contact entre les deux couches (IAF interpolée en Partie 1. II.C.5). Comme les altérites ne sont pas présentes sur toute la zone modélisée, une épaisseur arbitraire de 1 cm est donnée à la couche 1 quand le niveau de contact interpolé entre les deux couches

dépasse la surface topographique (Figure 1-74) : sur ces mailles, la couche 1 n'est pas considérée dans la modélisation (mailles inactives). La base de la couche 2 est définie comme suit : si la couche d'altérites est présente, l'épaisseur de la couche 2 est fixée arbitrairement à 100 m (Figure 1-74) ; cette valeur est supérieure aux 70 m d'épaisseur estimés au cours de la construction du modèle géométrique, afin de s'assurer que les forages ne vont pas s'assécher à cause de rabattements trop importants calculés. L'épaisseur de la couche 2 sera discutée par la suite dans l'étude de sensibilité. Pour les cas où la couche d'altérites a été érodée, la zone fissurée est également érodée en partie, donc son épaisseur est inférieure aux 100 m fixés comme maximum (Figure 1-74) : l'épaisseur de la couche 2 est déduite de la position du niveau de contact interpolé (IAF) par rapport à la surface topographique (on ôte la différence d'altitude entre l'IAF et la surface topographique à la valeur de 100 m).

On peut également observer sur la Figure 1-74 le cas particulier des phtanites au milieu du site d'exploitation : la couche d'altération sur ce type de roche est négligeable, le sommet de la couche 2 est donc positionné quasiment au niveau de la surface topographique. L'épaisseur de cette formation n'étant pas connue, nous supposons que la zone perméable des phtanites atteint la même profondeur que la base de la zone fissurée gneissique à son voisinage.

- Surface topographique (sommet couche 1)
- - - IAF interpolée
- Transition couche 1 / couche 2
- Base couche 2
- Phtanites

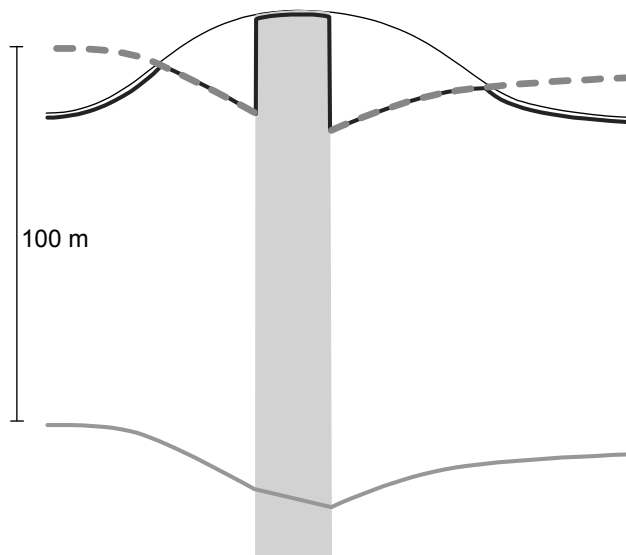


Figure 1-74. Coupe schématique de la construction géométrique du modèle à partir des données existantes

2) *Conditions aux limites*

Modflow distingue trois catégories de mailles :

- les mailles actives, au sein desquelles la charge hydraulique (niveau piézométrique) est calculée à chaque itération de calcul à partir d'un niveau de départ qu'on fixe ;
- les mailles inactives où le flux est nul ;
- les mailles à charge imposée par l'utilisateur.

Les mailles inactives et celles à charge imposée constituent des contraintes pour les mailles actives voisines, ce qui est très important pour avoir de bonnes conditions aux limites du modèle.

Nous choisissons de fixer comme mailles inactives sur les deux couches toutes celles en dehors de la zone définie par les rivières et les limites de bassins versants. Sur la couche 1, des mailles inactives sont rajoutées aux endroits où les altérites sont érodées (Figure 1-75), l'épaisseur de la couche 1 étant alors négligeable. En ces endroits, le modèle considère uniquement la couche 2 pour tous les calculs. Les surfaces de mailles actives sont ainsi de 116 km² pour la couche 2 et de 54 km² pour la couche 1.

Quant aux rivières, elles jouent le rôle de charges imposées, et on suppose que leur niveau ne bouge pas pendant toute la durée de la modélisation. Il est possible dans le modèle d'introduire des variations de niveaux au sein des rivières, mais cela suppose d'avoir des données sur les variations temporelles, ce que nous n'avons pas. Afin de définir les hauteurs au sein des rivières, on applique le même principe que lors de l'interpolation des cartes piézométriques : on relève les cotes altimétriques des rivières sur la carte topographique et on interpole entre les points pour donner une valeur à chaque maille à charge imposée. Un gradient de charge est respecté automatiquement entre deux mailles à charge imposée voisines, de l'amont vers l'aval. Comme les rivières traversent quasiment partout des endroits où les altérites sont érodées, on ne trouve que quelques mailles à charge imposée sur la couche 1 (Figure 1-75), les autres mailles traversées par des rivières étant inactives. En couche 2, toutes les mailles traversées par des rivières sont considérées comme charges imposées (Figure 1-75).

Les charges hydrauliques initiales pour les mailles actives sont déterminées au départ comme étant égales au sommet des couches : ceci est largement surestimé mais permet au modèle de faire un premier calcul, sinon il ne parvient pas à converger. On peut ensuite récupérer des valeurs de charges hydrauliques calculées par le modèle pour imposer de nouvelles conditions initiales et refaire tourner le modèle, ce qui améliore grandement le résultat (voir paragraphe sensibilité des paramètres).

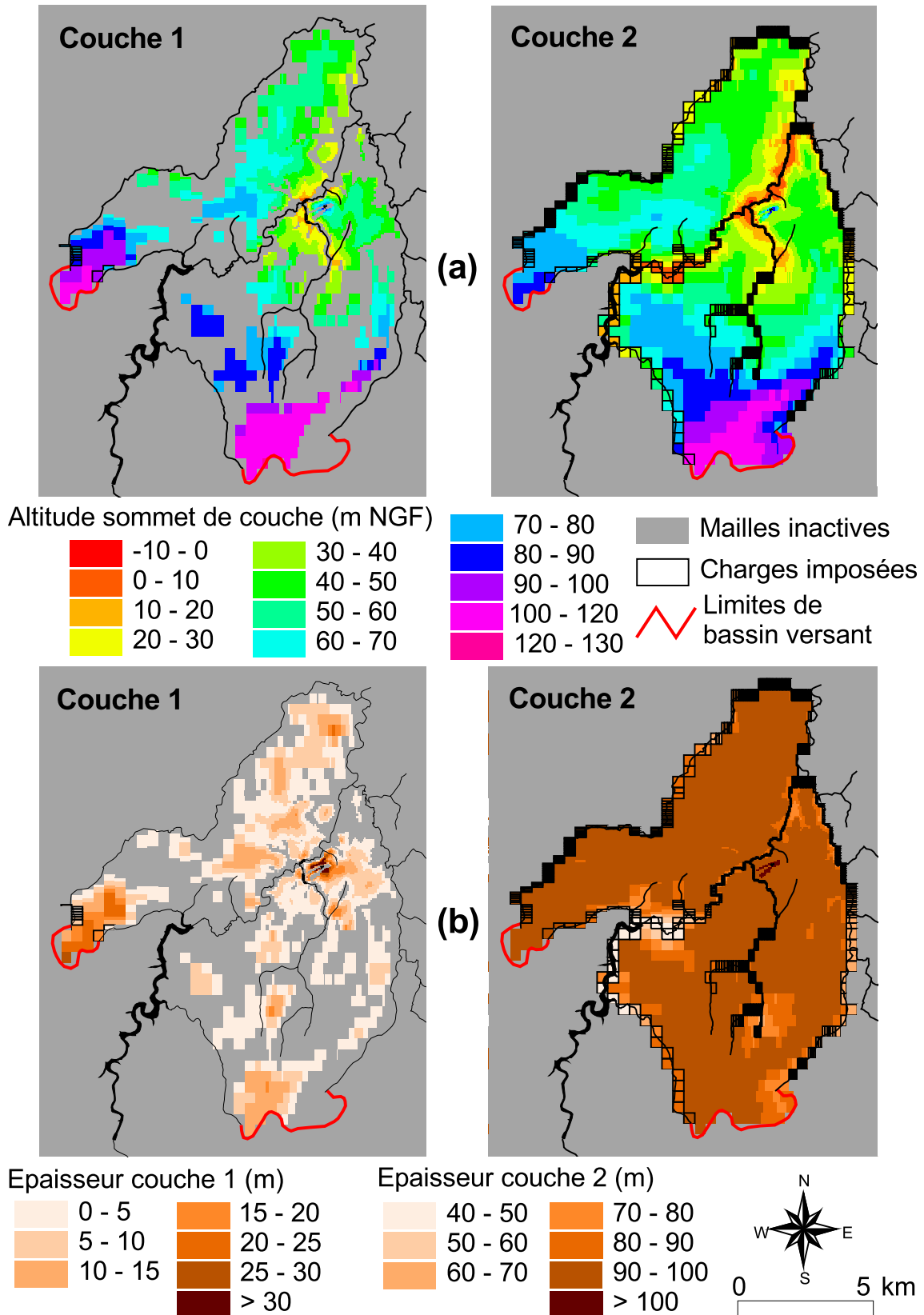


Figure 1-75. Géométrie et conditions aux limites du modèle. (a) altitudes du sommet des couches, (b) épaisseurs des couches

3) *Cas particuliers*

Afin de ne pas avoir des contraintes trop rigides sur les endroits que nous connaissons mal, nous appliquons des conditions aux limites un peu plus complexes (donc plus souples) pour le lac au milieu de la carrière de phanites de Brandefert et pour les ruisseaux temporaires sur le site d'exploitation.

➤ **Lac / réservoir**

A priori, le lac pourrait être considéré, comme les rivières, en tant que charge imposée sur la nappe. Cela suppose qu'on accorde plus d'importance au niveau d'eau dans le lac qu'aux relations entre la nappe et le lac. D'après les cartes topographiques, le lac apparaît comme un sommet de piézométrie, ou presque ; en période de hautes eaux, un des piézomètres montre des valeurs de piézométrie supérieures à la hauteur du lac supposée. Nous pouvons donc supposer que l'eau du lac alimente l'aquifère, ce qui est confirmé par les données de CFC, où l'eau du lac semble être une eau de surface d'après son âge très jeune. De ce fait, nous supposons que les circulations d'eau se font plutôt du lac vers la nappe, et non l'inverse.

D'après le calcul de pluie efficace sur Plancoët, on peut estimer un volume d'eau qui s'écoule dans le lac chaque année (infiltration dans la nappe plus ruissellement de surface) : la surface du bassin versant alimentant le lac étant de 29 000 m², et la pluie efficace moyenne de 247 mm, la lame d'eau écoulée dans le lac est d'environ 20 m³ par jour en moyenne. Si l'on considère que l'eau du lac est renouvelée tous les ans (ce qui est proposé par un âge très récent des eaux du lac), on calcule un volume d'eau stocké de plus de 7 000 m³, ce qui revient à une épaisseur d'eau moyenne de 1,1 m sur toute la surface du lac (égale à 6 500 m²). Ayant sondé cette épaisseur d'eau en quelques endroits du lac au moyen d'une embarcation, il se trouve justement que le fond du lac est bien à 1 m de profondeur environ, à peu près partout. Un sédiment constitué de sables fins de couleur noire semble tapisser le fond à une profondeur constante. Nous en déduisons qu'un volume d'eau moyen de 20 m³/j doit s'infiltrer dans la nappe à partir du lac. Cette quantité est un peu majorée, car elle ne tient pas compte de l'évaporation directe de l'eau du lac, probable en été.

Au lieu de considérer le lac comme une charge hydraulique imposée, nous le modélisons donc en tant que « réservoir » dans le code Modflow. Cela implique de fournir au modèle, en plus du niveau du lac imposé qui peut varier dans le temps, des données sur le lit du lac : épaisseur de sédiments au fond, et perméabilité de ceux-ci. Cela permet, en jouant sur ces paramètres, de choisir le jeu de paramètres qui permet de faire infiltrer la quantité d'eau supposée. Les mailles concernées couvrent une surface de 12 800 m² (approximation liée à la taille des mailles), ce qui est bien supérieur à la surface réelle du lac ; l'épaisseur de sédiments considérée dans le modèle sera donc supérieure à la réalité, ou la perméabilité inférieure, afin de limiter l'infiltration. Afin d'être effective dans le

modèle, la prise en compte du réservoir doit s'appliquer à la couche 1. Nous modifions donc la géométrie de ces mailles de façon à avoir une altitude égale à la hauteur maximum du niveau du lac (57 m). Nous posons arbitrairement sur ces mailles une épaisseur de couche 1 égale à 1 m.

➤ Ruisseaux / drains

Quand nous avons tracé les cartes piézométriques d'après les mesures, nous avons supposé des charges imposées dans les cours d'eau non pérennes, et nous avons vu que cela pouvait surestimer la charge hydraulique dans la nappe en période d'étiage. Il faut donc trouver un compromis entre le fait de ne pas faire rentrer d'eau dans la nappe par ces ruisseaux en période d'étiage, et de laisser l'eau de la nappe sortir en surface par ces mailles en période de recharge.

Nous modélisons ce fonctionnement à l'aide de « drains » pour lesquels on fixe une « conductance » (perméabilité multipliée par la distance d'écoulement sur la maille), situés sur les deux cours d'eau non pérennes. L'altitude des drains correspond à l'altitude de surface de chaque maille.

4) Contraintes appliquées et durée de modélisation

Les contraintes appliquées au modèle sont les entrées et les sorties d'eau. Le modèle tourne en régime transitoire afin de bien distinguer les périodes de crue des périodes d'étiage, et de valider les variations piézométriques temporelles.

Les entrées d'eau correspondent à la recharge calculée précédemment (Partie 1. III.A.5). Nous commencerons par caler le modèle avec la recharge la plus optimiste (« recharge 0 », 82 % de la pluie efficace), l'influence de ce paramètre sera étudiée plus en détail par la suite au cours de l'analyse de sensibilité. Nous supposerons que la recharge est homogène sur toute la zone, ce qui est assez approximatif mais qui ne doit pas être non plus trop éloigné de la réalité.

Les sorties d'eau correspondent aux pompages réalisés sur les six forages d'exploitation (voir Figure 1-49). Compte tenu des données disponibles, la durée de modélisation s'étend du 1^{er} janvier 1996 au 17 novembre 2003. L'essai de pompage sur H-F1 est pris en compte à la fin de la modélisation, à partir de début avril 2003. La durée de modélisation est discrétisée en 123 périodes, longues de 1 jour à un mois selon les pompages : si les pompages sont effectués en continu, la période est de un mois, si les pompages s'arrêtent, la période est de la même longueur que la durée de l'arrêt. Selon la longueur de la période, celle-ci peut être divisée en deux étapes de calcul (au total 199 étapes de calcul). La longueur des périodes permet à la fois de tenir compte de variations brusques des

pompages, et de ne pas trop alourdir les temps de calcul ainsi que les temps de préparation du modèle (entrée des valeurs moyennes de recharge et de pompages à la main sur les 123 périodes, voir Annexe D).

5) *Ennoyage de la couche 1*

Nous avons vu que la piézométrie oscille beaucoup au sein de la couche d'altérites (Figure 1-53), jusqu'à dénoyer la nappe en certains endroits pendant l'étiage. Par défaut, le modèle est prévu pour ne pas ré-ennoyer les mailles après un dénoyage. Mais cela peut être corrigé en activant la fonction « wetting capability ».

Une valeur de seuil appelée « thresh » est définie sur chaque maille : si thresh est égal à 0 (valeur par défaut), la maille ne peut pas être ré-ennoyée ; s'il est inférieur à zéro, seules les mailles du dessous peuvent influencer le ré-ennoyage ; s'il est positif, les mailles du dessous et les mailles voisines peuvent participer au ré-ennoyage. Nous posons la valeur de thresh égale à -1 sur toute la couche 1, et nulle sur toute la couche 2. La couche 1 peut ainsi être ré-ennoyée par la couche 2, et la couche 2 ne peut pas être ré-ennoyée. S'il y avait par hasard au cours d'une modélisation un dénoyage de la couche 2 en quelques mailles, il ne faudrait pas que ça passe inaperçu : avec un tel facteur sur la couche 2, un assèchement éventuel apparaît ainsi comme une erreur qui se voit et qu'on doit essayer de résoudre en modifiant d'autres paramètres.

6) *Calage du modèle*

Une fois les contraintes définies, nous faisons varier les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère afin de caler les résultats de charges hydrauliques sur les mesures de piézométrie. Nous choisissons de faire varier un champ de perméabilité horizontale sur chacune des couches, le logiciel calculant lui-même les valeurs de transmissivités correspondantes en fonction des épaisseurs des couches. Les autres paramètres à caler sont l'emmagasinement pour la couche 2, la porosité de drainage pour les deux couches, et les perméabilités verticales d'échanges entre les deux couches.

Le calage du modèle a été effectué par essai-erreur, ce qui permet de tester des champs de paramètres hydrodynamiques selon des géométries variables. L'option de calage par une méthode d'optimisation automatique ne nous a pas semblé justifiée ici, dans la mesure où ce qui nous semblait le plus important était de tester la sensibilité de chaque paramètre au calage du modèle.

B. Résultats et validation du modèle

Nous présentons dans ce paragraphe les résultats détaillés d'un modèle de référence obtenu avec un jeu relativement simple de paramètres. Ceci ne constitue pas un calage parfait sur les données piézométriques, dans la mesure où ce « calage parfait » mériterait des années de travail avant d'être obtenu, pour prendre en compte toutes les hétérogénéités du milieu. Il nous convient cependant, les résultats étant comparables aux mesures, et il nous permet de disposer d'une référence à partir de laquelle nous effectuerons des tests de sensibilité sur chacun des paramètres dans le paragraphe suivant.

Les résultats de ce premier modèle sont présentés sous leurs différentes facettes : la piézométrie calculée peut être comparée aux mesures sous forme de cartes ou de suivis temporels sur des ouvrages ponctuels ; nous calculerons ensuite des bilans d'eau fournis par le modèle sur différentes zones, que nous pourrons comparer à nos précédentes estimations ; le cas particulier du lac de la carrière sera étudié plus en détail en comparant les bilans d'eau calculés avec différentes perméabilités de sédiments ; toujours dans l'idée de valider l'aspect quantitatif, nous calculerons le débit sortant à l'origine à la source Sassay en simulant un arrêt de tous les pompages ; enfin, les paramètres hydrodynamiques calés seront comparés à ceux obtenus par les essais de pompage.

1) Cartes piézométriques

Nous pouvons présenter les cartes piézométriques en période d'étiage, et en période de hautes eaux afin de les comparer. Nous choisissons les mêmes dates que celles pour lesquelles nous avons présenté les cartes piézométriques observées : décembre 1997 et mai 2001.

Dans un premier temps, nous commentons les cartes obtenues sur toute la zone modélisée (Figure 1-76), sur chacune des couches. Comme nous ne disposons pas de mesures sur toute cette zone, nous ne pouvons pas valider les cartes de manière quantitative, mais une approche qualitative est envisageable.

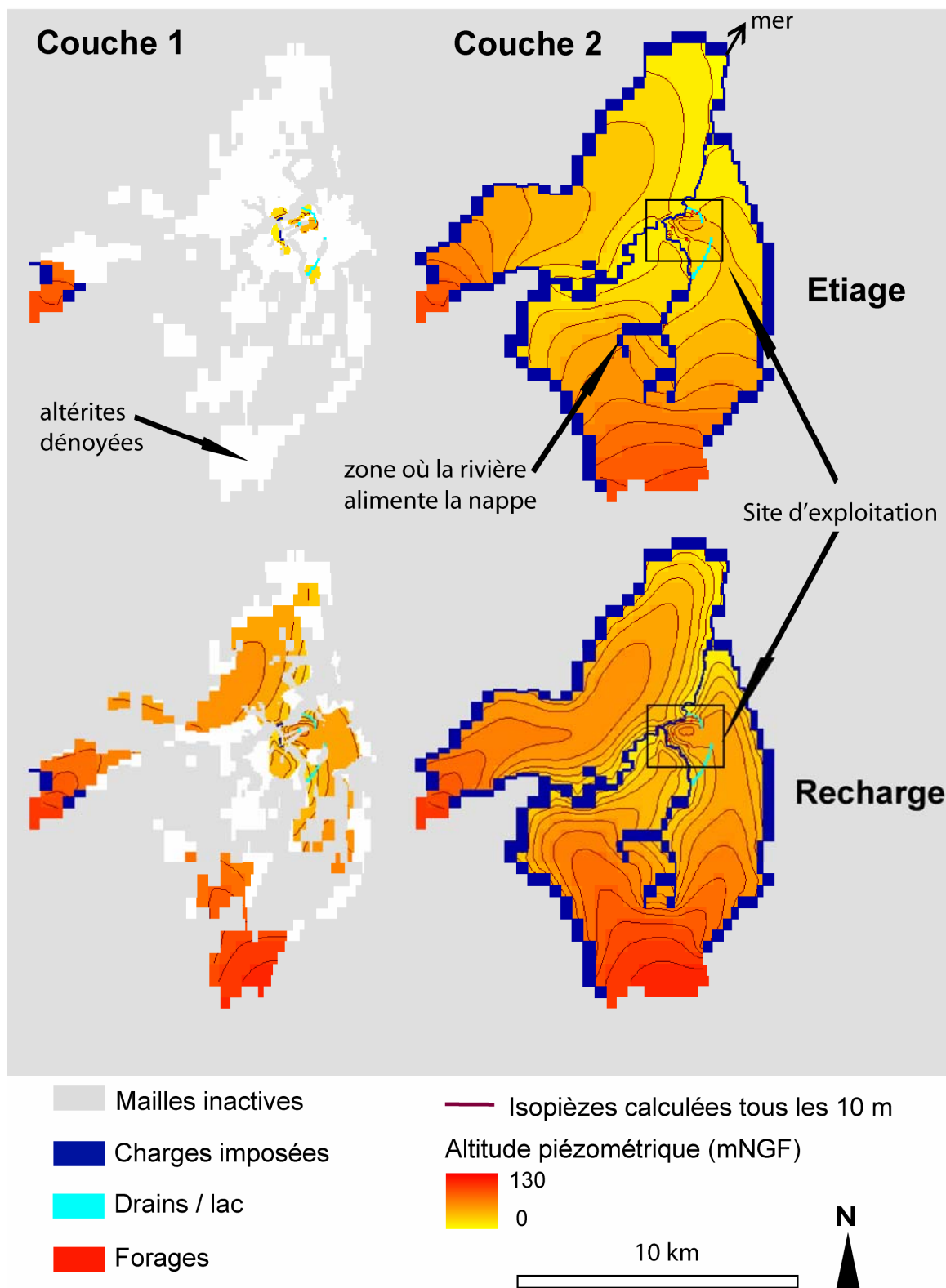


Figure 1-76. Cartes piézométriques modélisées sur toute la zone, en périodes de d'été et de crue

Une différence très nette de piézométrie est observée entre la période d'été et la période de hautes eaux. Nous notons que la surface ennoyée de la couche 1 est bien plus large en hautes eaux (autour de 23 km²) qu'en été (autour de 2 km²), pendant laquelle la zone ennoyée se limite au site d'exploitation et à l'extrémité

sud-ouest de la zone modélisée. Ceci montre que le facteur de ré-ennoiment (« wetting capability ») fonctionne bien. Il subsiste quelques zones de la couche 1 qui ne sont jamais noyées, l'épaisseur des altérites en ces endroits devant être trop faible. En revanche, la couche 2 est bien ennoyée partout, à toutes les périodes. Elle fonctionne comme une nappe libre quand la couche 1 est dénoyée, et comme une nappe semi-captive quand la couche 1 est ennoyée (par la suite, nous évoquerons un fonctionnement captif au lieu de semi-captif, ces deux fonctionnements étant identiques du point de vue de la modélisation sous Modflow). Ce schéma de fonctionnement général de l'aquifère est cohérent avec le fonctionnement des aquifères de socle présumé.

En ce qui concerne les relations nappe/rivière observées sur la couche 2, les rivières semblent drainer l'aquifère quasiment partout. Une exception est néanmoins observée en période d'étiage sur un tronçon de rivière au milieu de la partie sud de la zone (Figure 1-76), où l'aquifère paraît être alimenté par la rivière. Il est possible que ce tronçon en amont de la rivière ne soit pas pérenne. Dans ce cas, il faudrait plutôt le modéliser comme un drain, de même que les ruisseaux sur le site d'exploitation. On peut également envisager que la perméabilité en cet endroit soit légèrement plus faible que celle définie lors du calage. Comme cette zone se situe en dehors de la partie connue dans cette étude, nous avons décidé de ne pas aller trop loin dans les détails de calage, et de laisser tel quel ce tronçon de rivière. Nous en tiendrons compte cependant au moment de calculer des bilans hydriques.

Sur le site où nous disposons de mesures piézométriques, nous pouvons étudier les résultats plus en détail. Les cartes obtenues aux deux périodes choisies sont présentées Figure 1-77.

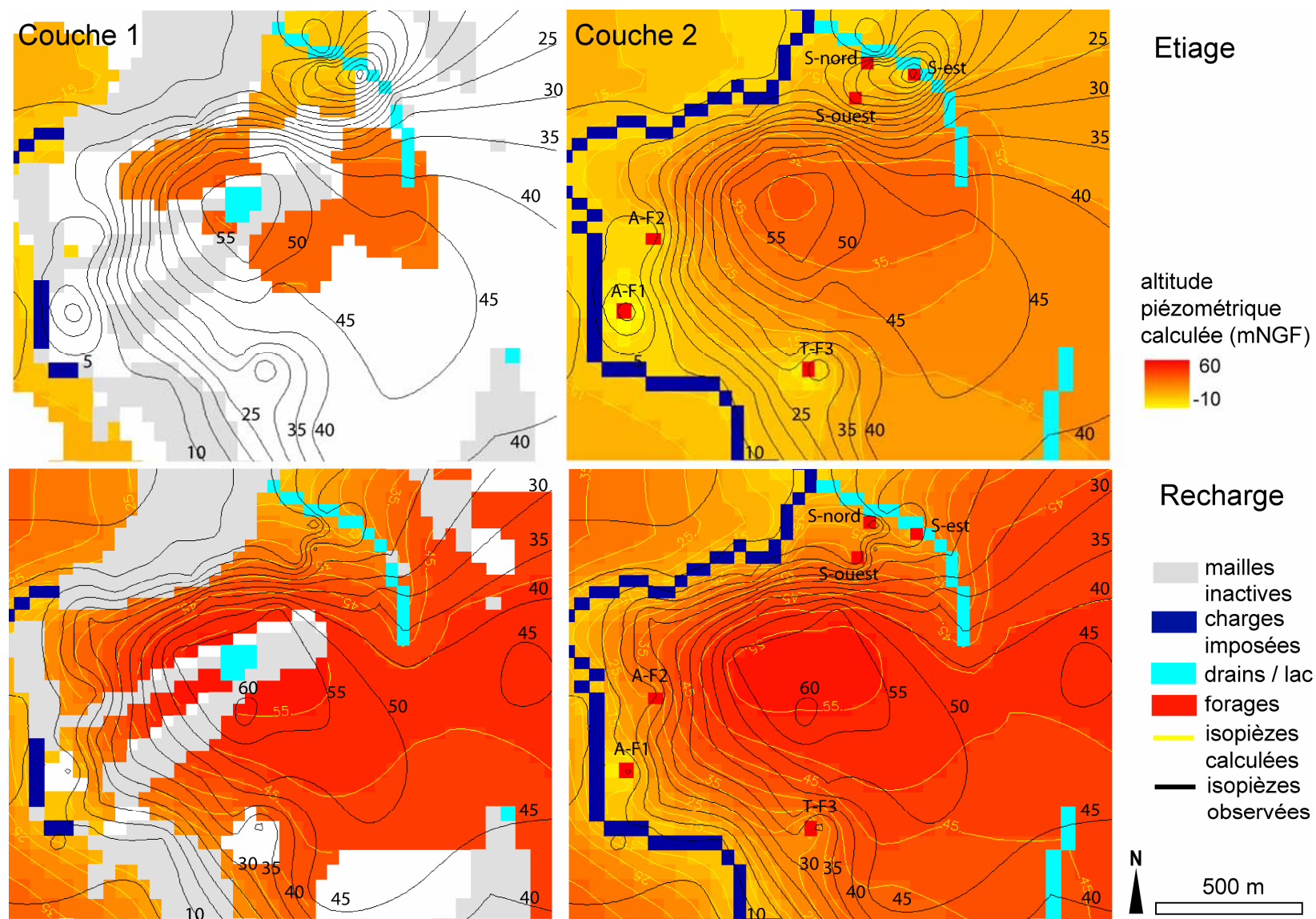


Figure 1-77. Cartes piézométriques modélisées et observées sur le site d'exploitation en périodes d'étiage et de crue

En période de hautes eaux, la couche 1 est quasiment noyée partout, alors qu'elle se dénoie en grande partie en période d'étiage. L'allure des cartes en couche 1 diffère un peu des cartes de rabattement observé par rapport à l'interface entre les deux couches (Figure 1-53) : l'amplitude de variation entre la période de hautes eaux et la période d'étiage semble accentuée dans le modèle par rapport à la réalité. Ceci doit être lié à un coefficient d'emménagement un peu trop faible en certains endroits.

Concernant l'allure générale des isopièzes, elle est similaire sur les deux couches et semble assez proche des isopièzes de mesure. On observe bien des cônes de rabattement autour des forages, même si, du côté de Sassay au nord de la zone, les niveaux piézométriques calculés semblent encore un peu hauts par rapport aux mesures.

Les ruisseaux fonctionnent bien comme des drains en période de hautes eaux et n'ont pas d'influence en période d'étiage.

Par contre, de fortes variations piézométriques sont calculées au sommet du Tertre de Brandefert, ce que n'indiquaient pas les mesures dans les trois piézomètres qui entourent le lac. Le niveau piézométrique se trouve ainsi à plus de 15 m sous le niveau du lac en période d'étiage. Il est en effet difficile de modéliser un réservoir comme une charge imposée, et en même temps de choisir un flux d'infiltration sous Modflow. Nous avons préféré imposer un flux du lac vers la nappe, et ne pouvons pas imposer également une charge piézométrique en cet endroit.

2) *Variations temporelles de piézométrie*

Avant de lancer la modélisation, nous avons indiqué au logiciel les coordonnées des 47 ouvrages situés sur le site d'exploitation, dont les niveaux ont été mesurés régulièrement pendant la période choisie. En fin de modélisation, le logiciel fournit ainsi des chroniques de piézométrie calculée pour chaque ouvrage, que nous pouvons comparer aux chroniques de mesure. Afin de pouvoir calculer une charge hydraulique à chaque pas de temps au sein de tous les piézomètres, nous avons considéré que tous les ouvrages captent la couche 2 : ceci n'est pas tout à fait exact mais, les niveaux piézométriques n'étant pas parfaitement bien calés, certains piézomètres auraient pu être asséchés selon le calcul s'ils avaient été considérés dans la couche 1, alors que ce n'est pas le cas d'après les observations. Nous avons d'autre part montré que les niveaux piézométriques dans les deux couches étaient similaires, l'inexactitude que nous faisons sur le choix de la couche captée n'a donc pas trop d'importance pour comparer les variations temporelles de piézométrie dans chacun de ces ouvrages. Nous distinguons par la suite les remarques sur les piézomètres de celles sur les forages pompés qui présentent un cas particulier.

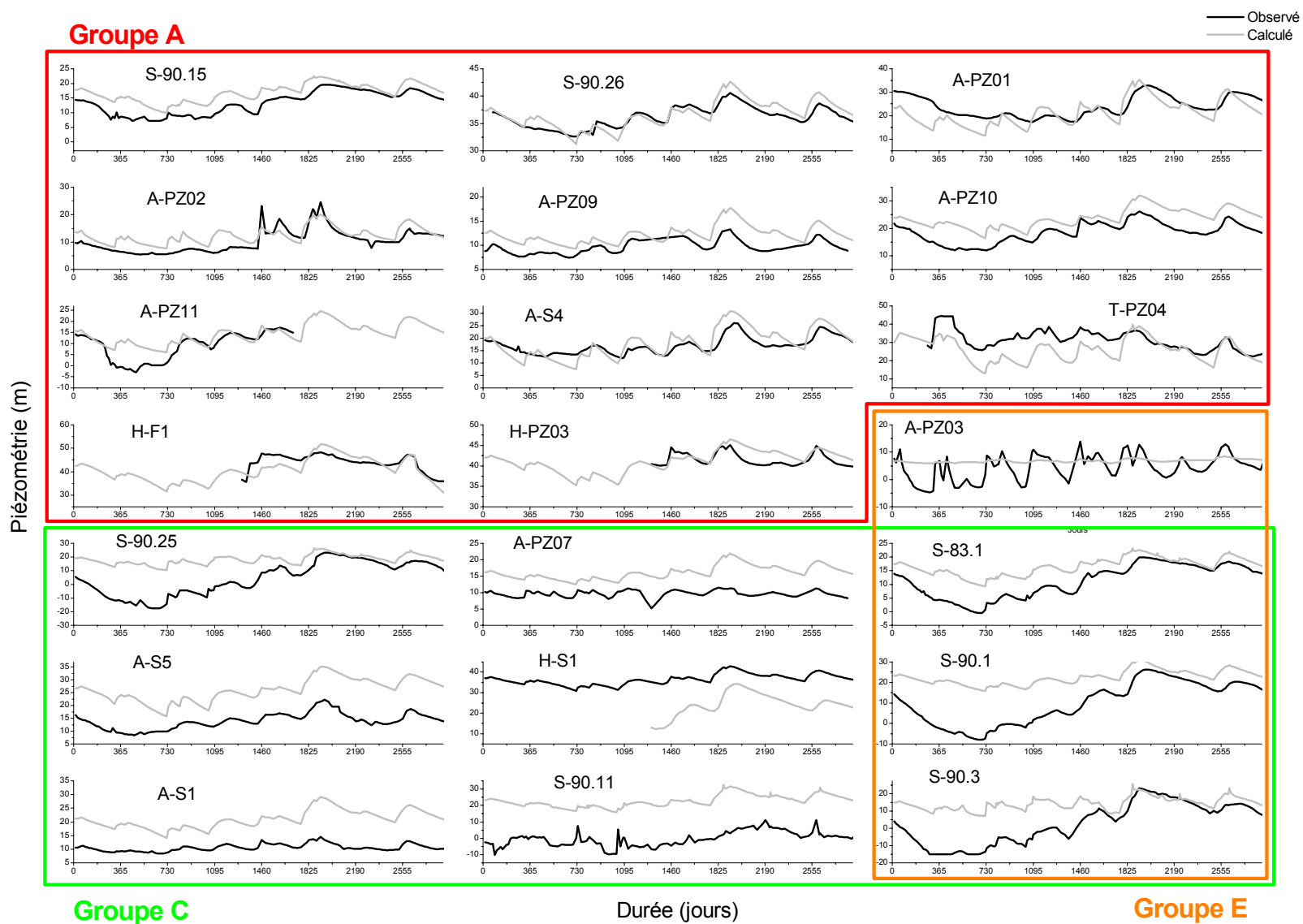


Figure 1-78. Résultats des variations piézométriques calculées au cours du temps, comparées aux mesures (série 1)

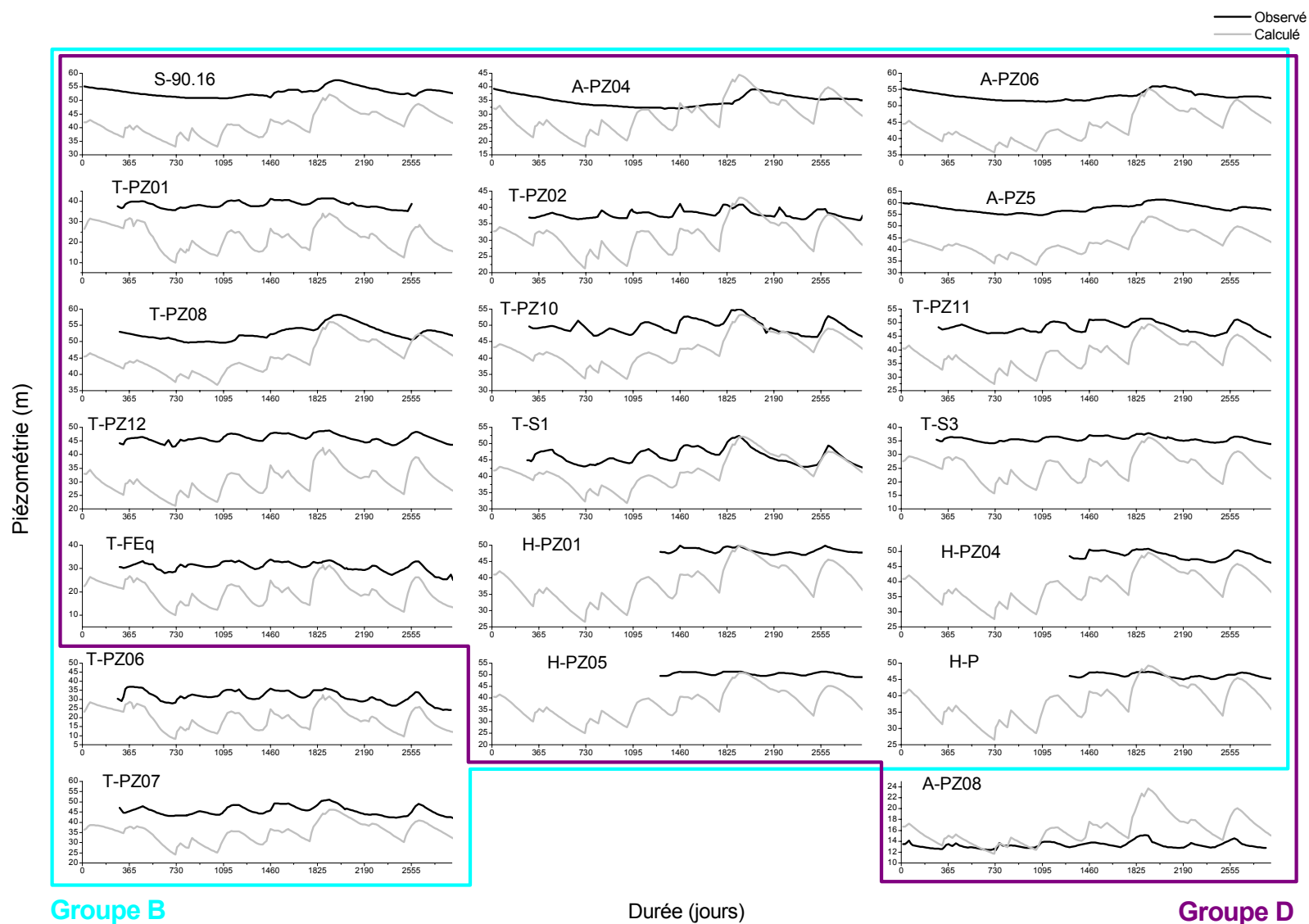


Figure 1-79. Résultats des variations piézométriques calculées au cours du temps, comparées aux mesures (série 2)

a. Piézomètres

En analysant l'ensemble des courbes de piézométrie en fonction du temps, obtenues sur les 41 piézomètres non pompés (Figure 1-78 et Figure 1-79), nous pouvons les rassembler grossièrement en cinq groupes, selon la qualité du calcul par rapport aux mesures :

- le groupe A, constitué de 11 piézomètres, correspond aux ouvrages dont les simulations piézométriques ressemblent de près aux mesures (moins de 5 m d'écart entre les deux courbes) ; pour ceux-ci, le calage est considéré comme bon ;
- le groupe B (19 piézomètres) présente des charges hydrauliques calculées systématiquement en dessous des charges mesurées ;
- à l'inverse, les charges hydrauliques calculées pour le groupe C (9 piézomètres), sont supérieures aux charges observées ;
- les groupes D et E rassemblent des anomalies de variations d'amplitude au cours du temps, et englobent une grande partie des piézomètres déjà classés dans les groupes B et C ; les amplitudes de variations modélisées sont plutôt trop fortes par rapport aux mesures pour le groupe D (18 piézomètres, dont 17 appartenant au groupe B) ;
- enfin, le groupe E, caractérisé par des amplitudes de variations plutôt faibles par rapport aux mesures est constitué de 4 piézomètres dont 3 appartenant aussi au groupe C.

Nous notons un certain rassemblement géographique de ces groupes sur la carte (Figure 1-80). Les groupes C et E sont plutôt observés au nord, du côté des forages Sassay. Nous pouvons supposer que les niveaux trop hauts sont liés à un champ de perméabilité calé un peu trop fort. Les variations d'amplitude trop faibles dans la même zone peuvent être liées à des valeurs de coefficients d'emmagasinement trop forts. La zone au centre et à l'est présente plutôt les piézomètres appartenant aux groupes B et D, la perméabilité calée étant plutôt trop forte et le coefficient d'emmagasinement trop faible.

Le piézomètre A-PZ03 (groupe E) présente un cas particulier : étant situé tout près de la rivière du Tertre, simulée comme une charge imposée, le modèle calcule une charge dans ce piézomètre quasiment constante pendant la durée de modélisation. Or les amplitudes de variations observées atteignent 15 m, ce qui implique que le fonctionnement de l'aquifère en cet endroit n'est pas contrôlé par la rivière. On peut supposer que les variations piézométriques sont directement liées aux variations de niveau au sein du forage A-F1 à proximité. Dans ce cas, l'eau de la rivière doit alimenter localement l'aquifère en période d'étiage, le niveau de la nappe étant rabattu plus bas que le niveau dans la rivière.

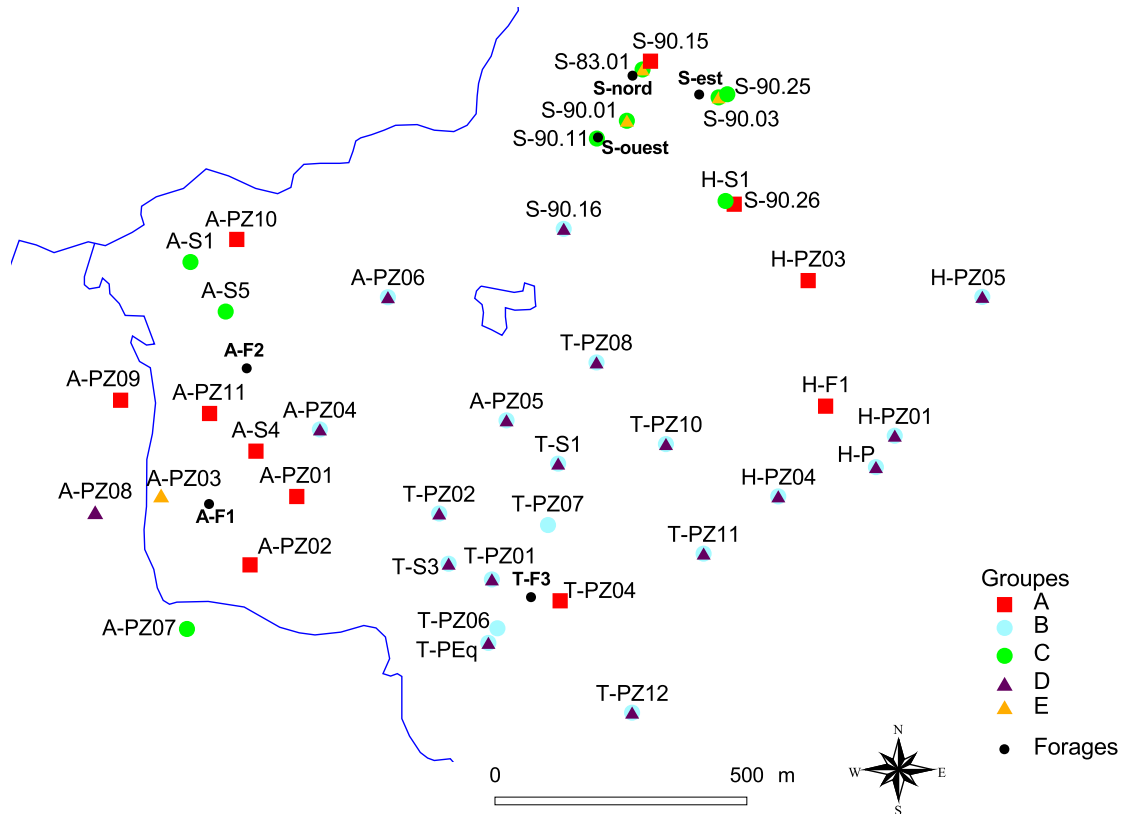


Figure 1-80. Carte de répartition des groupes de piézomètres selon leurs anomalies de calage piézométrique (groupes A, B, C D et E)

Néanmoins, nous notons également qu'à proximité de ces piézomètres qui présentent des problèmes de calage se situent des piézomètres du groupe A, dont le calage est tout à fait bon. Une correction des paramètres hydrodynamiques entraînerait donc un moins bon calage sur le groupe A.

b. Forages pompés

Les forages pompés présentent un cas particulier, dans la mesure où le rabattement réel dans un puits pompé est plus important que le calcul moyen sur une maille de 40 m de côté. Le rabattement réel peut être approximé par la formule de Dupuit (de Marsily, 1981) :

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{a}{r_0}, \text{ où } s \text{ est le rabattement au puits, } Q \text{ le débit pompé, } T \text{ la}$$

transmissivité dans la maille du puits, a la distance du puits aux mailles voisines, et r_0 le rayon du puits. L'expression de correction de la charge hydraulique s'écrit donc :

$$h = H - \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{a}{r_0}, \text{ avec } h \text{ la charge réelle au puits, et } H \text{ la charge calculée par le modèle.}$$

En régime transitoire, cette équation s'applique à condition que l'expression logarithmique de Jacob puisse être utilisée à la distance a (de Marsily, 1981). Nous faisons le test d'appliquer cette correction sur tous les forages d'exploitation, en faisant varier les débits dans le temps. Les transmissivités sont estimées d'après les perméabilités calées, en prenant une épaisseur mouillée de 100 m, ce qui est juste pour les forages en période de hautes eaux, et inexact pour les forages de Sainte-Alix en période de basses eaux, les niveaux piézométriques étant situés sous la base de la couche 1.

L'approximation de Dupuit fournit de très bons résultats pour le forage S-ouest, les charges hydrauliques corrigées étant très proches des mesures. Ce n'est pas trop mal sur le forage A-F2, où les charges corrigées avec Dupuit sont sous-estimées au début de la modélisation et correctes ensuite. Pour le forage S-nord, la perméabilité calée doit être trop forte, et la correction de Dupuit ne parvient pas à rabattre suffisamment la charge hydraulique vers les mesures. Mais c'est beaucoup moins évident sur les forages S-est, A-F1 et T-F3, pour lesquels les charges hydrauliques moyennes calculées au sein de la maille sont déjà proches des mesures, voire inférieures : une correction qui abaisse encore le niveau accentue l'écart aux mesures.

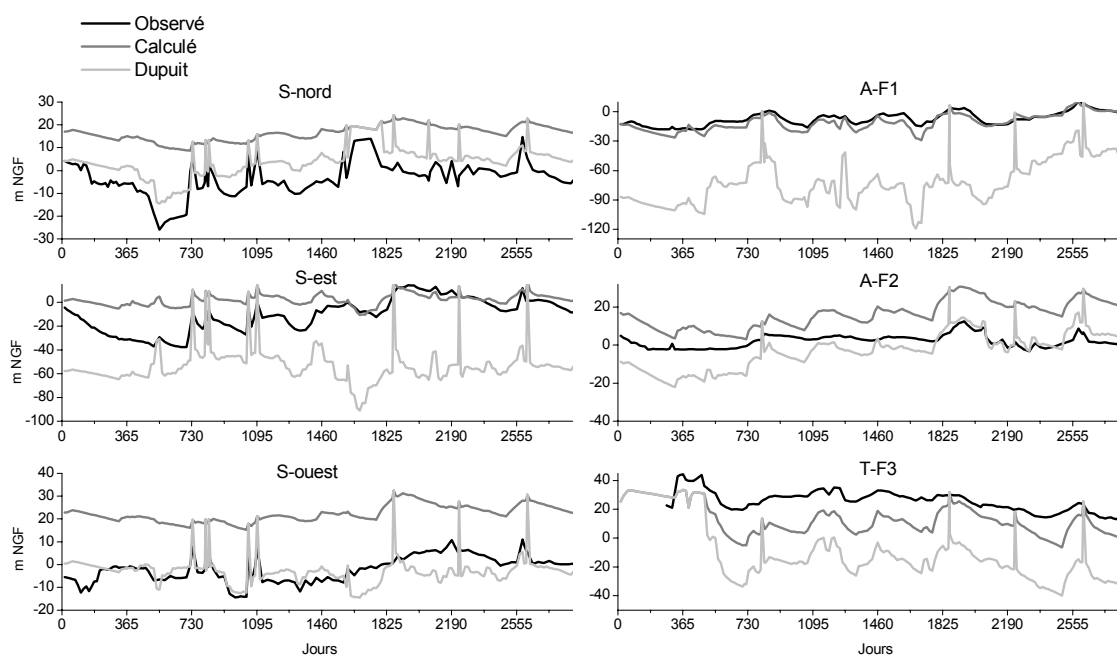


Figure 1-81. Charges hydrauliques simulées et observées dans les forages pompés, avec la correction de Dupuit

Afin d'expliquer cette correction qui fonctionne ou non pour les différents forages, on peut dire que la formule est très sensible aux transmissivités. Celles-ci n'étant pas parfaitement bien calées, la correction de Dupuit n'a pas vraiment de sens dans les cas où les charges simulées se trouvent déjà sous les niveaux observés.

3) Bilans hydriques

Analysons maintenant les bilans hydriques afin de vérifier que les entrées et les sorties d'eau correspondent bien au fonctionnement supposé. Sous PmWin, les bilans d'eau peuvent être calculés pour différentes zones que l'on détermine, avec des calculs d'échanges entre ces zones. Les calculs s'effectuent pour une seule étape de calcul à la fois. Nous avons choisi 7 zones sur le modèle (Figure 1-82), dont les bilans propres ou les interactions avec les autres zones nous intéressent :

- zone 1 : l'ensemble de la zone modélisée, ôtée des autres zones ;
- zone 2 : le tronçon amont de la rivière au centre du modèle, entourée de mailles actives ;
- zone 3 : le tronçon aval de la même rivière ;
- zone 4 : le bassin versant approximatif du site d'exploitation ;
- zone 5 : le lac de la carrière ;
- zone 6 : le tronçon de l'Arguenon entouré de mailles actives ;
- zone 7 : les drains correspondant aux ruisseaux temporaires sur le site d'exploitation.

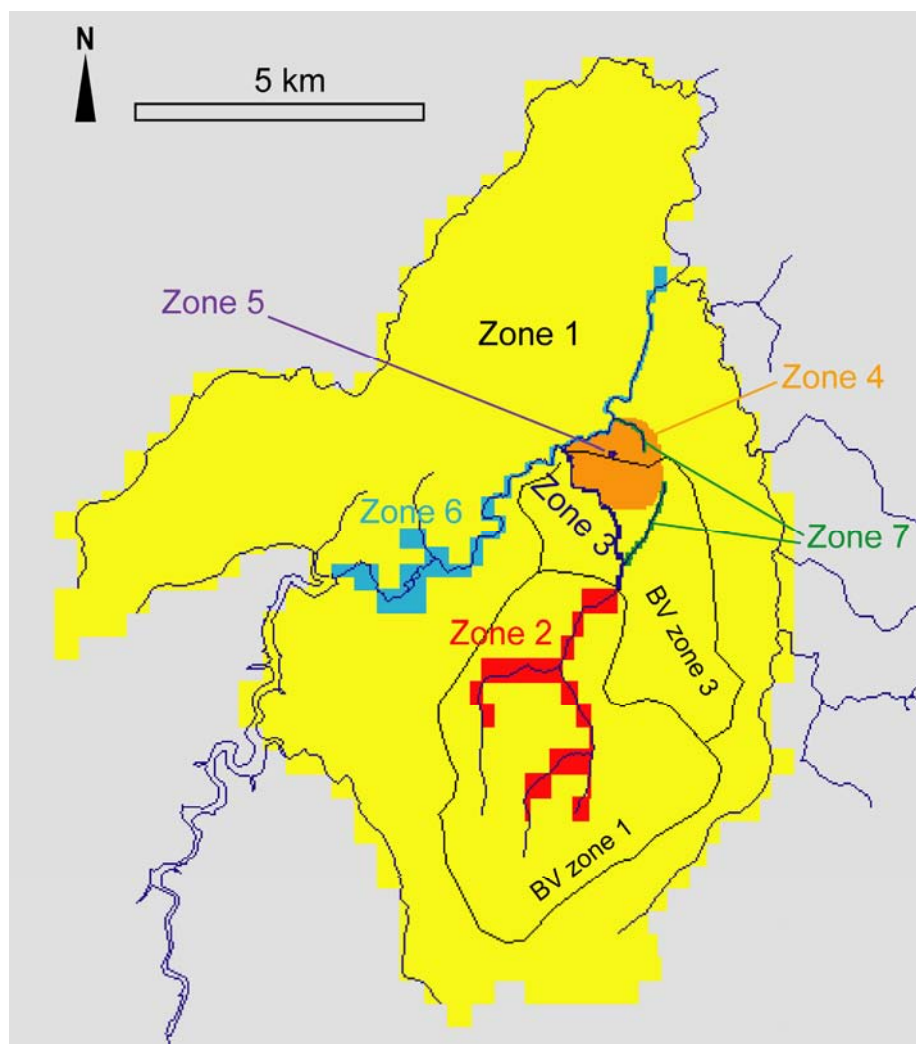


Figure 1-82. Zones choisies pour le calcul des bilans hydriques

a. Vérification de la recharge globale

Pour ce modèle de référence, nous avons récupéré les fichiers de bilans hydriques pour toutes les étapes de calcul (présentées en détail en Annexe D), afin de bien étudier les variations de bilans et vérifier qu'il n'y a pas eu d'erreur au moment d'entrer les contraintes (entrées/sorties d'eau) dans le modèle.

Nous avons ainsi vérifié que la recharge donnée par les calculs de bilans sur toute la zone modélisée (surface totale des mailles actives = 99,6 km²) correspond bien à la lame d'eau entrée (chronique de la Recharge 0 en Figure 1-62).

b. Débits des rivières et relation nappe/rivière

Nous pouvons estimer des débits de la rivière au centre de la zone car son bassin versant entier est inclus dans la zone modélisée. Ce n'est en revanche pas possible pour l'Arguenon, dont une grande partie du bassin versant se situe en dehors de la zone modélisée. Les surfaces respectives des bassins versants topographiques des tronçons amont et aval de la petite rivière (Figure 1-82) sont de 19,1 et 10,3 km². La surface totale du bassin versant avant la confluence avec l'Arguenon est donc de 29,4 km². Le modèle fournit des débits de sortie (Q_{sortie}) en m³/j pour chaque période, nous en déduisons une lame d'eau écoulée en mm/an afin de la comparer à la valeur de recharge annuelle. Nous calculons ces bilans sur la zone amont (zone 2), sur la zone aval (zone 3), et sur la rivière entière (somme des deux zones). Les résultats sont présentés dans le Tableau 1-13 pour trois périodes, une en étiage (période 38, décembre 1997) et deux en période de recharge (périodes 87 et 89, respectivement mars et mai 2001).

Périodes	Amont (zone 2)			Aval (zone 3)			Total rivière (zones 2 et 3)
	$Q_{\text{entrée}}$ (m ³ /j)	Q_{sortie} (m ³ /j)	Q_{spec} (mm/an)	$Q_{\text{entrée}}$ (m ³ /j)	Q_{sortie} (m ³ /j)	Q_{spec} (mm/an)	Q_{spec} (mm/an)
38 (étiage)	1,6.10 ³	3,7.10 ³	71	41	1,1.10 ³	39	60
87 (htes eaux)	1,4	2,5.10 ⁴	478	0	5,4.10 ³	191	378
89 (htes eaux)	12	1,8.10 ⁴	344	0	4,2.10 ³	149	276
Moyenne durée totale			203			101	167

Tableau 1-13. Calculs des débits de la petite rivière au centre de la zone modélisée en trois périodes différentes

Nous notons que les débits d'entrée sont loin d'être négligeables en période d'étiage pour la partie amont (environ la moitié du débit de sortie) : ceci représente de manière quantitative les transferts de la rivière vers la nappe déjà observés sur la carte piézométrique au niveau des mailles les plus en amont de la rivière. Ce débit d'entrée devient négligeable en période de recharge par rapport

au débit de sortie, et est quasiment nul sur la partie aval, quelle que soit la période : cet effet d'alimentation de la nappe par la rivière est donc limité.

Ayant calculé les débits de rivières sur toute la période modélisée, nous pouvons les comparer à titre indicatif aux débits mesurés à Jugon-les-Lacs. La Figure 1-83 montre les débits journaliers mesurés à Jugon-les-Lacs et les débits calculés pour chaque tronçon de la rivière au centre du modèle, ainsi qu'un bilan sur les deux tronçons de cette rivière.

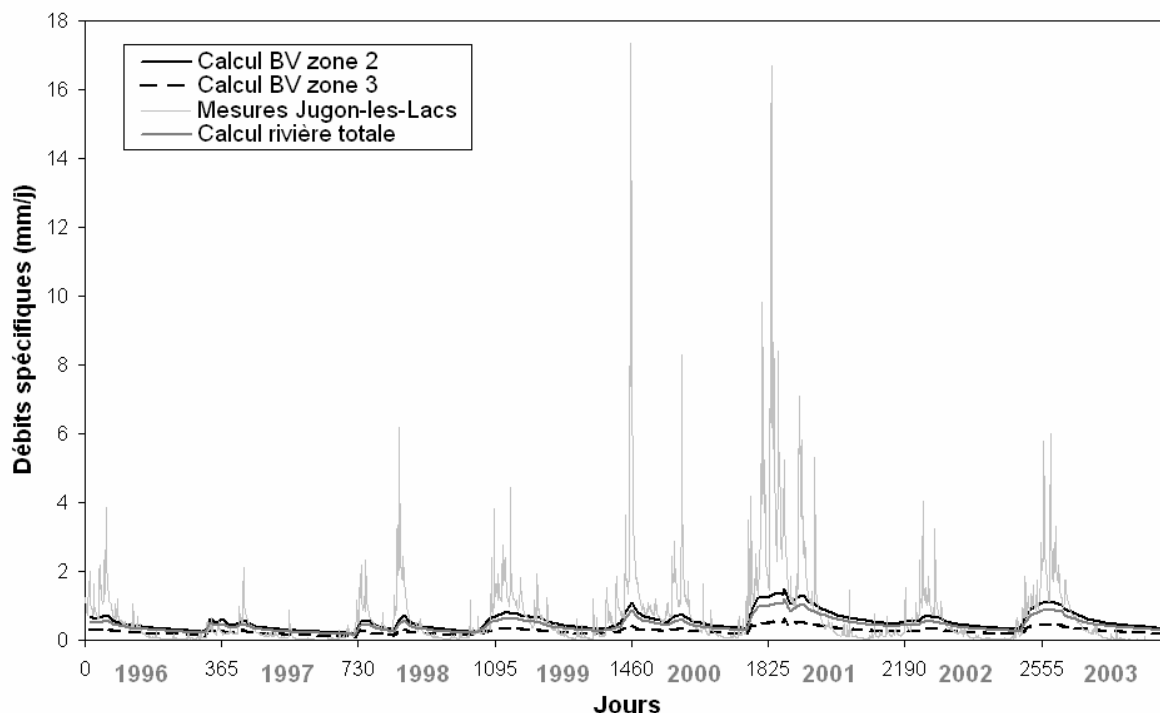


Figure 1-83. Comparaison des débits spécifiques calculés sur la rivière au centre du modèle et mesurés à Jugon-les-Lacs

Les débits spécifiques calculés pour les deux tronçons de rivière ne sont pas vraiment équivalents, les débits de la zone aval étant systématiquement plus faibles que ceux de la zone amont. Il est possible que nous ayons mal estimé les surfaces souterraines d'alimentation de ces rivières, les bassins versants issus de la piézométrie calculée n'étant peut-être pas tout à fait superposés aux bassins versants topographiques dont nous avons calculé les surfaces. Mais nous pouvons aussi penser que les fonctionnements de ces deux sous-bassins ne soient pas tout à fait identiques. Il faut peut-être mettre en relation l'alimentation temporaire de la rivière amont (zone 2) par la nappe à des débits de sortie plus importants sur ce tronçon.

Par ailleurs, l'allure des débits spécifiques calculés au cours du temps suit à peu près l'allure des mesures. Les pics de crue ne sont pas observés, cela est peut-être lié au modèle hydrogéologique qui ne parvient pas à modéliser ce type d'événement rapide. Les débits d'étiage calculés sont un peu trop forts par rapport aux mesures : est-ce que la rivière sur la zone modélisée réagit différemment de celle à Jugon-les-Lacs, ou les perméabilités choisies pour le

calage sont-elles trop faibles et ne permettent pas une vidange de l'aquifère suffisamment rapide ? Il faudrait disposer d'autres débits de rivières à proximité pour savoir si les fonctionnements sont similaires d'une rivière à une autre.

En ce qui concerne les échanges entre l'aquifère et l'Arguenon, le flux calculé de l'aquifère (zone 1) vers l'Arguenon (zone 6) varie entre $6,9 \cdot 10^3$ (période 38) et $3,0 \cdot 10^4$ m^3/j (période 87), et entre 170 (période 87) et 940 m^3/j (période 38) dans le sens inverse. La tendance majoritaire sur l'Arguenon est également au drainage de la nappe par la rivière.

c. Bilans sur le site d'exploitation

➤ Débits de pompage

Sur le site d'exploitation, nous avons vérifié que les débits prélevés par pompage correspondent bien aux valeurs imposées, ce qui permet ici de faire un bref rappel de ces valeurs : en période 38, le débit total indiqué par le modèle est de 357 m^3/j , ce qui correspond bien à la somme des débits de chaque forage, de même qu'en période 89, où le débit total prélevé atteint 418 m^3/j . La Figure 1-84 montre l'évolution de la somme de ces pompages au cours de la durée de modélisation, bien identique à celle qui a été imposée au départ. Si on considère une infiltration de 203 mm/an (Recharge 0) sur une surface d'alimentation estimée à 1,8 km^2 , on obtient grossièrement un débit « disponible » d'environ 1000 m^3/j . Cette estimation ne prend pas en compte les échanges avec les rivières, elle est donc un peu supérieure aux valeurs qu'on peut espérer atteindre par pompage.

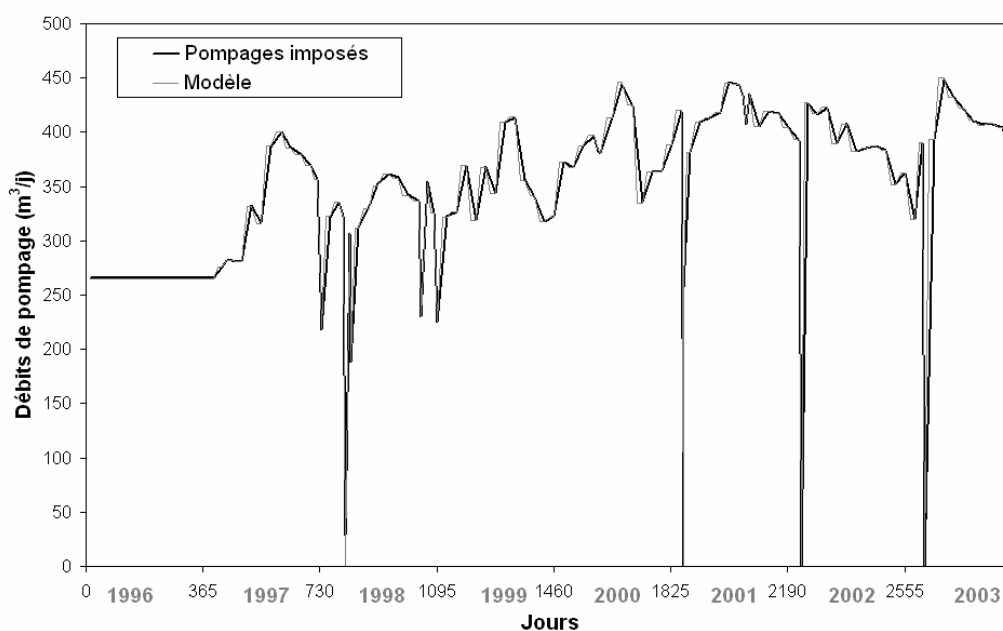


Figure 1-84. Somme des pompages modélisés : vérification de l'adéquation entre les pompages imposés un à un sur chaque période, et les bilans globaux fournis après la modélisation

➤ **Echanges avec l'aquifère à l'extérieur du bassin considéré**

Nous souhaitons estimer les échanges entre la zone locale du site d'exploitation (zone 4) et l'extérieur (zone 1). Les flux de la zone 4 vers la zone 1 sont compris entre 270 et 750 m³/j, et les flux inverses entre 60 et 170 m³/j. Le bassin versant considéré a donc plutôt tendance à perdre de l'eau au profit de la zone extérieure. Ceci est lié à la façon dont nous avons tracé la zone 4 : vers le sud, la limite est tracée quasiment parallèlement aux isopièzes calculés, il semble donc logique que cette zone perde de l'eau vers l'extérieur. Pour corriger cet effet, il faudrait réduire la taille de la zone 4, de façon à tracer une limite au sud qui soit plutôt perpendiculaire aux isopièzes.

➤ **Echanges nappe / rivières**

Le calcul des flux de l'Arguenon (zone 6) vers la zone 4 est nul quelle que soit la période : selon le modèle, l'Arguenon n'alimente pas l'aquifère au niveau de la zone d'exploitation. Par contre, la rivière du Tertre (zone 3) semble alimenter la zone 4 en période d'étiage : un flux de 39 m³/j de la zone 3 vers la zone 4 est calculé pour la période 38 (flux inverse de 40 m³/j). En période de recharge, le flux de la rivière vers la nappe devient négligeable par rapport au débit de l'aquifère vers la rivière (1,5 contre 400 m³/j en période 87). L'observation de ces variations d'échanges au cours du temps (Figure 1-85) montre que les flux de la nappe vers la rivière sont majoritaires (moyenne de 204 m³/j) par rapport aux flux inverses (moyenne de 4 m³/j).

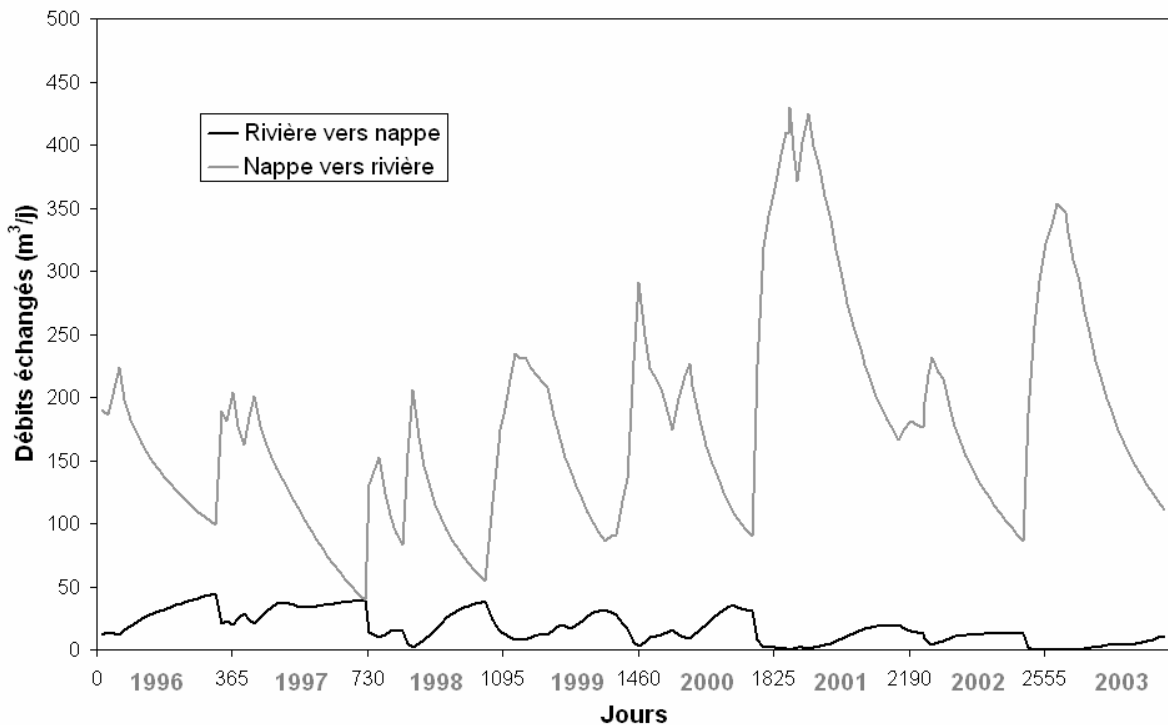


Figure 1-85. Echanges entre la zone locale d'exploitation (zone 4) et la rivière du Tertre (zone 3)

En ce qui concerne les drains (zone 7), nous observons une anomalie : il semble qu'un flux à peu près constant d'environ 70 m³/j s'infiltrer à partir des drains vers la zone 4, alors qu'ils sont sensés avoir un rôle uniquement dans l'autre sens. Les transferts de la nappe vers les drains sont bien effectifs en période de recharge, ils atteignent près de 450 m³/j pour les plus hautes eaux. Nous n'avons pour l'instant pas d'hypothèse pour expliquer cette anomalie.

4) Tests de bilans sur le lac

Nous avons vu plus haut que le lac de la carrière devait s'infiltrer dans la nappe à raison de 20 m³/j environ, quantité probablement surestimée.

En analysant les bilans hydriques du modèle sur la zone 5, on note un échange quasi-constant de la couche 1 vers la couche 2, que nous assimilons à l'infiltration du lac vers la nappe. Pour la majeure partie du temps, le volume d'échange est de 21,5 m³/j (Figure 1-86), ce qui est un peu supérieur à notre estimation première. Pendant la période de très hautes eaux, entre janvier 2001 (période 83) et juillet 2001 (période 92), cette valeur d'échange diminue, voire s'inverse (Figure 1-86) : la nappe peut alimenter le lac pendant cette période. Si on calcule une moyenne sur toute la durée du modèle, on obtient alors un volume de 20,3 m³/j, ce qui est très proche de la valeur estimée au départ.

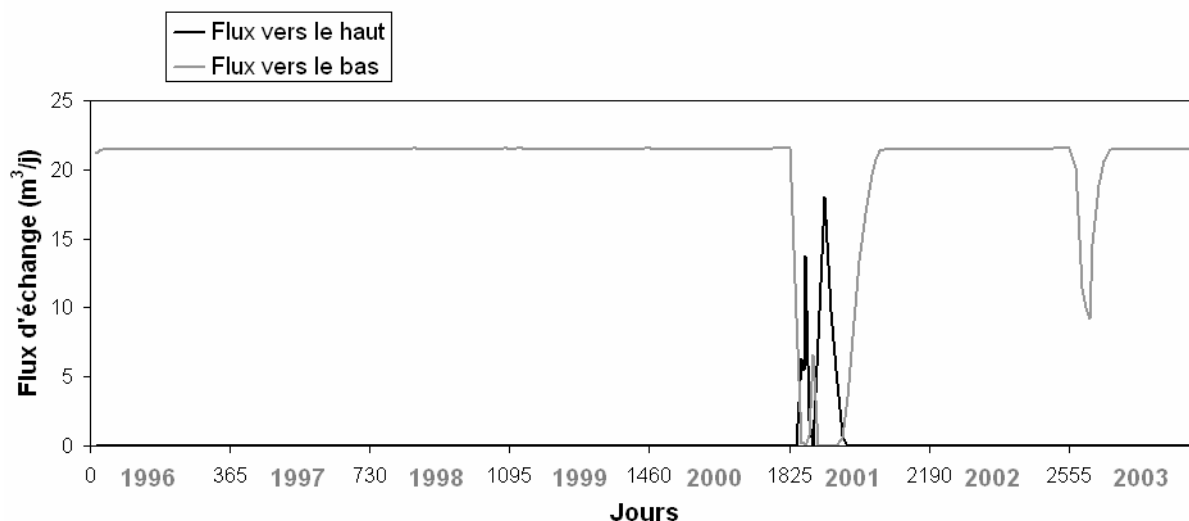


Figure 1-86. Echanges modélisés entre le lac et l'aquifère : un flux vers le bas correspond à une infiltration du lac vers la nappe, un flux vers le haut alimente le lac

La valeur d'infiltration calculée du lac vers la nappe ne semble pas très sensible aux variations de perméabilité des sédiments au fond du lac. La perméabilité du modèle de référence étant donnée à 1 m/j ($1,2 \cdot 10^{-5}$ m/s), une augmentation d'un facteur 100 ne modifie en rien cette infiltration. Et une légère diminution de l'infiltration (20,3 m³/j au lieu de 21,5 m³/j pour la majeure partie du temps) est

observée avec une perméabilité de 0,03 m/j (les valeurs inférieures de perméabilité ne permettent pas au calcul de converger avec l'ensemble des autres paramètres calés).

Il semble que quels que soient les paramètres qui représentent le lac, la valeur d'infiltration maximum soit égale à 21,5 m³/j. Celle-ci peut être diminuée en jouant sur l'épaisseur des sédiments et l'altitude du fond du lac combinées : par exemple, une épaisseur de sédiments de 2 m (au lieu de 1 m au départ) et une altitude du fond à 50 m au lieu de 55 m impliquent une infiltration de 20,7 m³/j pour la période 38. La simple augmentation de l'épaisseur sans diminuer l'altitude du fond conduit à une infiltration de 21,4 m³/j pour la même période, et la simple diminution de l'altitude ne conduit à aucun changement de l'infiltration (toujours 21,5 m³/j pour la période 38 et la majeure partie du temps).

5) Simulation d'arrêt des pompages et calcul du débit à la Source de Sassay

Avant la création des forages, la source Sassay existait à l'emplacement du forage S-nord. D'après les observations effectuées au moment du re-creusement du puits de captage (Milon, 1955) à 5 m de profondeur, l'eau parvenait naturellement à la surface par l'intermédiaire d'un filon pegmatitique kaolinisé N-S, et le débit de sortie était compris entre 20 et 30 m³/j (même ordre de grandeur que le débit pompé actuellement sur le forage S-nord).

Nous souhaitons donc savoir si, en arrêtant les pompages, il serait possible de retrouver le débit originel à la Source de Sassay. Le test effectué est le suivant :

- On supprime tous les pompages dès le début de la durée de modélisation.
- Comme le modèle ne parvient pas à converger avec les conditions de charges initiales définies dans le modèle de référence à cause de rabattements trop forts autour des forages, nous posons tout d'abord des charges initiales égales à la topographie. Puis nous recommençons à faire tourner le modèle en donnant cette fois-ci comme charges initiales les valeurs de charges récupérées du modèle précédent en étiage maximum (période 38).
- Afin de calculer un débit de sortie au droit de la Source, nous transformons cette maille en drain affectant les deux couches, le drain représentant en quelque sorte le filon vertical.

Un calcul de bilan nous fournit des valeurs de débit de sortie par le drain entre 0 et 40 m³/j selon les périodes considérées : en étiage maximum, le débit calculé à la source est nul, et il dépasse la valeur observée en période de recharge maximum. Pour une autre période d'étiage moins marquée (période 96 en octobre 2001), le débit est de 12 m³/j. Ces valeurs sont assez peu sensibles à la conductance hydraulique du drain considérée : la valeur de 40 m³/j en période 87 ayant été

obtenue avec une conductance hydraulique de 200 m²/j, une nouvelle conductance de 50 m²/j conduit à un débit de 38 m³/j pour la même période.

Les débits calculés à la source sont du même ordre de grandeur que les débits réels, mais les amplitudes de variations sont beaucoup plus importantes. Ceci peut être lié au calage des paramètres hydrodynamiques qui n'est pas parfait dans cette zone.

6) Paramètres hydrodynamiques calés

Lors du calage des paramètres hydrodynamiques, nous avons choisi de discrétiser uniquement la perméabilité horizontale en couche 2, les autres paramètres étant homogènes sur toute la zone modélisée. C'est un choix arbitraire qui permet de ne pas trop ouvrir le champ des combinaisons possibles, déjà important, et de mieux tester l'influence de chaque paramètre.

Les valeurs issues de ce calage pour les paramètres homogènes sont les suivantes :

- Porosité de drainage en couche 1 : $\omega d_1=0,03$
- Porosité de drainage en couche 2 : $\omega d_2=0,01$
- Coefficient d'emmagasinement en couche 2 : $S=10^{-4}$
- Perméabilités verticales sur les deux couches : $K_{v1}=K_{v2}=0,1$ m/j
- Perméabilité horizontale en couche 1 : $K_{h1}=0,04$ m/j

Quand au champ de perméabilité horizontale, nous avons essayé dans la mesure du possible de distinguer des zones selon la structure géologique cartographiée localement : une zone a été attribuée aux phtanites, certaines fractures ont également été distinguées. D'autres zones ont été déterminées en fonction de leurs fonctionnements hydrodynamiques différents observés sur les variations piézométriques.

Le résultat est montré Figure 1-87, chaque couleur correspondant à une valeur unique de perméabilité. Les perméabilités des fractures sont plutôt plus faibles que les perméabilités environnantes, et les phtanites présentent une perméabilité intermédiaire. La perméabilité la plus forte est donnée à l'extérieur du site, sur tout le reste de la zone modélisée : cette valeur est celle qui convient le mieux pour obtenir un niveau d'eau raisonnable dans la zone où la piézométrie est inconnue. Le site d'exploitation présenterait donc les perméabilités les plus faibles par rapport à son entourage.

Si on calcule les transmissivités correspondantes, et qu'on reprend les classes de valeurs définies en p 101, la carte du champ de transmissivités (Figure 1-87) présente les mêmes ordres de grandeur, mais n'est pas tout à fait équivalente à la carte des transmissivités mesurées (Figure 1-55). La zone du Tertre est modélisée avec une transmissivité plus faible que celle mesurée par exemple. Et à l'inverse,

la zone définie à l'est du site présente une transmissivité calée bien supérieure à celle observée. Les perméabilités de ces zones seront testées lors de l'analyse de sensibilité.

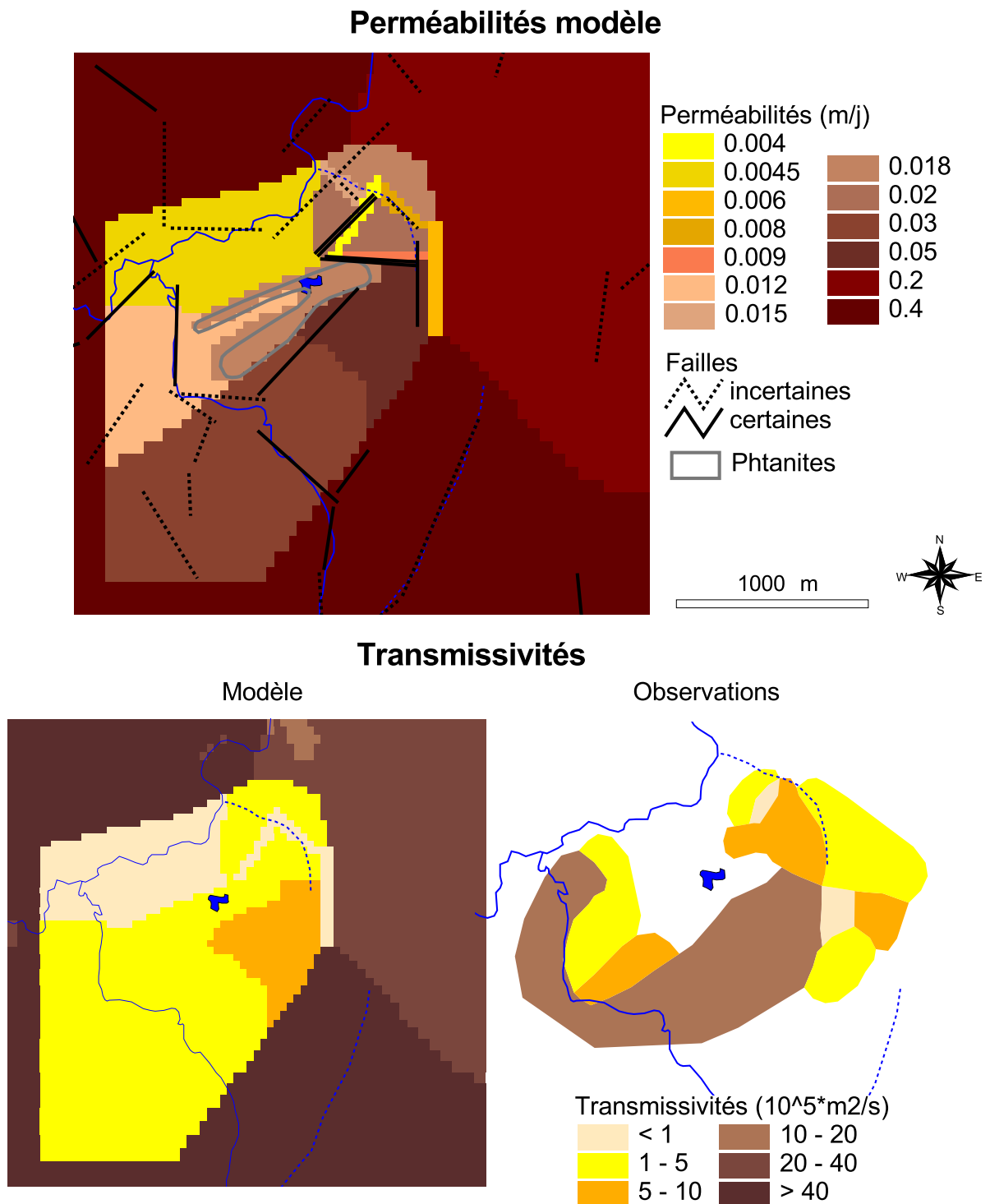


Figure 1-87. Cartes des perméabilités calées et transmissivités correspondantes

C. *Sensibilité des paramètres*

A partir du modèle de référence précédemment développé, nous allons maintenant tester quelques paramètres du modèle qui nous paraissent fondamentaux. Nous laisserons de côté la taille de la zone modélisée, le choix du maillage, ainsi que les conditions aux limites, que nous considérons comme acceptables par rapport aux objectifs à atteindre, même si nous avons vu que certaines charges imposées en amont des rivières laissaient infiltrer de l'eau au sein de l'aquifère, ce qui apparaît douteux dans la réalité. La taille des périodes de temps ne sera pas non plus modifiée, les événements importants au sein de l'aquifère étant assez bien reproduits. En ce qui concerne le lac, les paramètres qui le définissent ont déjà été testés ; nous ne reviendrons donc pas sur la sensibilité de ces paramètres, dont l'influence est assez légère et se marque surtout sur les bilans hydriques.

Nous testerons ici l'influence des conditions initiales, des drains, de la géométrie des couches, de chaque paramètre hydrodynamique, et de la recharge.

1) *Conditions initiales*

Les charges hydrauliques initiales constituent un paramètre très important pour avoir des résultats corrects. Si les valeurs initiales sont trop faibles en certains endroits, il arrive que la couche 2 s'assèche, voire que le calcul ne converge pas. Le plus simple est de commencer avec des valeurs égales à la topographie. Seulement cette approximation conduit à des erreurs importantes au début de la chronique. Nous montrons l'exemple du piézomètre S-90.26, appartenant au groupe A (Figure 1-88). Le modèle 1 correspond à des conditions initiales égales à la topographie. On note que la piézométrie est assez éloignée des mesures au départ, et qu'elle s'en approche à la fin de la modélisation.

Ayant observé qu'à la période 72 (jour n°1552 en mars 2000), les charges hydrauliques de quasiment tous les ouvrages sont très proches des valeurs initiales en janvier 1996, nous avons décidé de prendre les valeurs calculées par le modèle 1 pour cette période comme conditions initiales pour le modèle 2. De plus, à cette période, la chronique calculée par le modèle 1 commence à s'approcher de la chronique observée. Les résultats des chroniques piézométriques sont grandement améliorés pour le modèle 2 (exemple en Figure 1-88).

Afin de s'assurer de la stabilité d'une telle méthode, l'opération est répétée une deuxième fois. Le modèle 3 ainsi obtenu, très proche du précédent (Figure 1-88), est celui qui sert de référence.

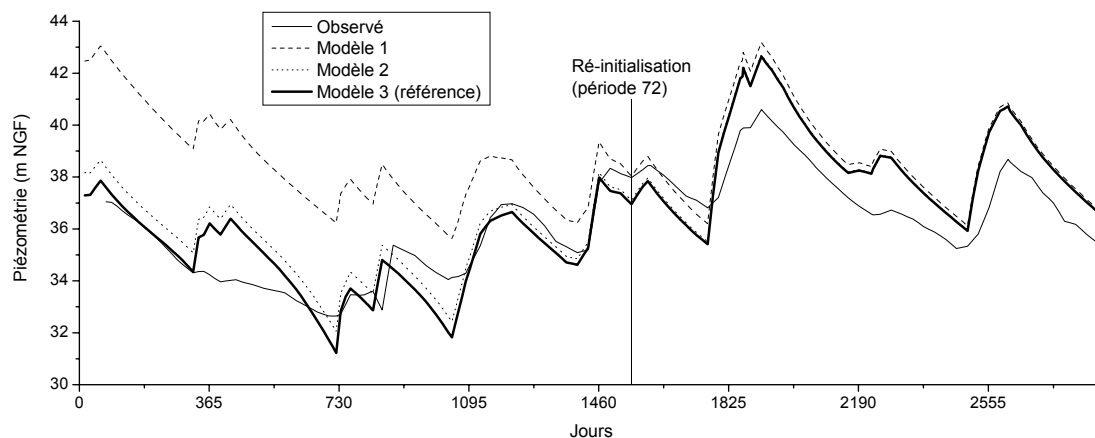


Figure 1-88. Influence des conditions hydrauliques initiales sur une chronique piézométrique (S-90.26)

Nous pouvons faire la même remarque de proximité entre les modèles 2 et 3 sur les cartes piézométriques de la couche 2 obtenues en période 72 (Figure 1-89).

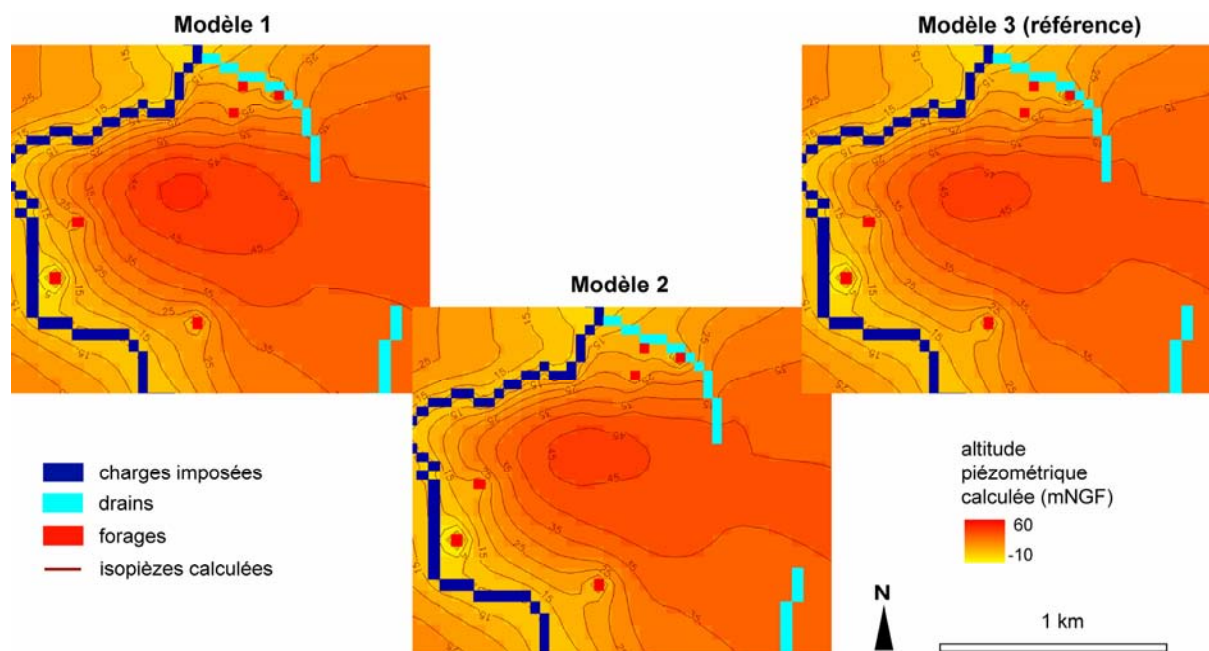


Figure 1-89. Cartes piézométriques à la même période (n°72) sur la couche 2, avec différentes conditions initiales : Modèle 1 avec la topo, Modèle 2 avec la piézométrie du Modèle 1 en période 72, Modèle 3 avec la piézométrie du Modèle 2 en période 72

2) *Test sur les drains*

Nous avons supposé dans un premier temps que les drains affectaient par défaut les deux couches. Est-ce que cela représente vraiment la réalité ? Comment le modèle est-il influencé par la position des drains dans l'une ou l'autre couche ? A priori, les drains affectent uniquement la couche de surface et ne devraient pas être positionnés sur la couche 2 aux endroits où les altérites affleurent. Nous avons donc testé de mettre des drains uniquement sur la première couche active : en couche 1 si les altérites sont présentes, en couche 2 si cette dernière affleure. La taille du drain est ainsi fortement diminuée en couche 2, surtout pour le ruisseau du côté de Sassay au nord. Nous observons l'effet de cette modification sur la chronique piézométrique de S-90.26 (Figure 1-90) à proximité du drain nord, et sur des cartes piézométriques en période de recharge (Figure 1-91).

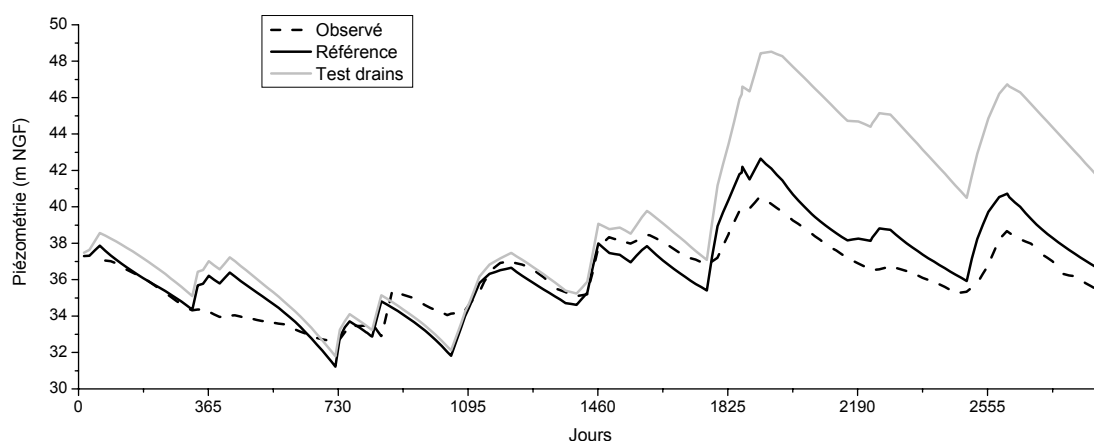


Figure 1-90. Influence de la position des drains au sein de l'aquifère sur l'évolution piézométrique à proximité : exemple du piézomètre S-90.26

Nous notons que l'influence de cette modification sur les variations piézométriques de S-90.26 est loin d'être négligeable : à partir de la période de forte recharge, la piézométrie en cet endroit augmente brutalement, liée à une accumulation d'eau au sein de la couche 2 avec une perméabilité assez faible.

Un dôme piézométrique non drainé s'observe d'ailleurs assez bien sur la carte piézométriques de la couche 2 en période de recharge (Figure 1-91) : l'écoulement de l'aquifère est clairement dirigé vers la portion de drain qui apparaît en couche 2 au sud, et ne se fait plus du tout vers le drain au nord, comme c'était le cas avec un drain qui affecte les deux couches (Figure 1-77).

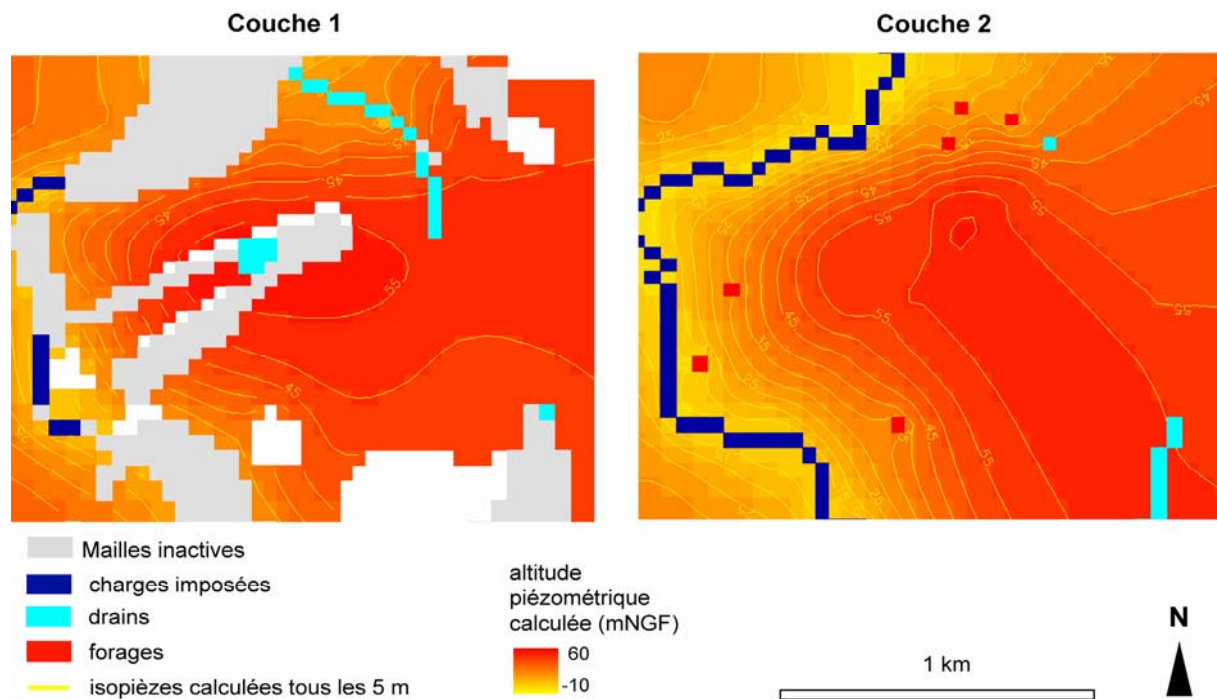


Figure 1-91. Cartes piézométriques calculées en période 87 après une modification sur la position des drains

Nous retenons que les drains jouent un rôle prépondérant sur le calage du modèle, et que d'après ces résultats, ils doivent affecter les deux couches. Ceci peut être expliqué par la présence d'une structure drainante profonde (faille, filon...) qui est reliée au ruisseau.

3) Géométrie des couches

Nous avons supposé dès le départ, d'après les précédentes études sur des milieux similaires (Rushton et Weller, 1985; Compaore et al., 1997; Wyns et al., 2004), que notre aquifère se composait de deux couches aux propriétés hydrodynamiques distinctes, et la géométrie de ces couches a été déduite d'observations de terrain et de logs de forages. Le modèle en deux couches représente assez bien le fonctionnement de l'aquifère, mais est-ce qu'un modèle monocouche pourrait également représenter le même aquifère ? D'autre part, l'épaisseur de la couche 2, que nous avons posée égale à 100 m au maximum, joue-t-elle un rôle déterminant sur le calage du modèle ?

a. Tests sur l'influence de la couche d'altérites

Nous testons d'abord l'effet d'un modèle monocouche sur le fonctionnement de l'aquifère. Afin de ne pas recommencer la construction du modèle entièrement, nous gardons les deux couches, mais nous définissons la totalité de la couche 1 comme inactive, et nous modifions la géométrie de façon à réduire l'épaisseur de la couche 1 à une taille négligeable (1 cm) sur toute la zone modélisée. L'épaisseur de la couche 2 est donc augmentée de l'épaisseur initiale de la couche 1. Afin de corriger l'augmentation d'épaisseur sur le calage des transmissivités, on calcule de nouvelles perméabilités plus faibles de la façon suivante :

$$K_{\text{nouvelle}} = K_{\text{ancienne}} \times \frac{e_{\text{ancienne}}}{e_{\text{nouvelle}}}$$
, avec « K » désignant les perméabilités en m/j, et « e » les épaisseurs en m ancienne et nouvelle de la couche 2, pour chaque maille.

Au niveau du lac, on laisse les mailles de la couche 1 actives avec la même épaisseur qu'au départ, sinon le réservoir n'a pas d'influence sur l'aquifère.

Comme le calcul ne converge pas si on laisse les conditions initiales telles qu'elles ont été calculées pour le modèle de référence, on réinitialise les charges au niveau de la surface topographique. Par ailleurs, on donne à la porosité de drainage la valeur qui avait été calée pour la couche 1 ($\omega d=0,03$), la couche 2 jouant ici le rôle de la couche 1.

On peut ensuite abaisser les conditions de charges initiales en récupérant la carte piézométrique de la période 72 que l'on vient de calculer (test géom 1) pour obtenir un meilleur modèle (test géom 2). Nous nous arrêtons à une seule réinitialisation, elle permet déjà de comparer les résultats du test au modèle de référence. On peut garder en mémoire que les conditions de charge initiale pourraient être inférieures si le modèle était encore une fois réinitialisé.

Les résultats sont montrés sur la chronique piézométrique de S-90.26 (Figure 1-92), ainsi que sur les cartes piézométriques obtenues pour le test géom 2 (Figure 1-93).

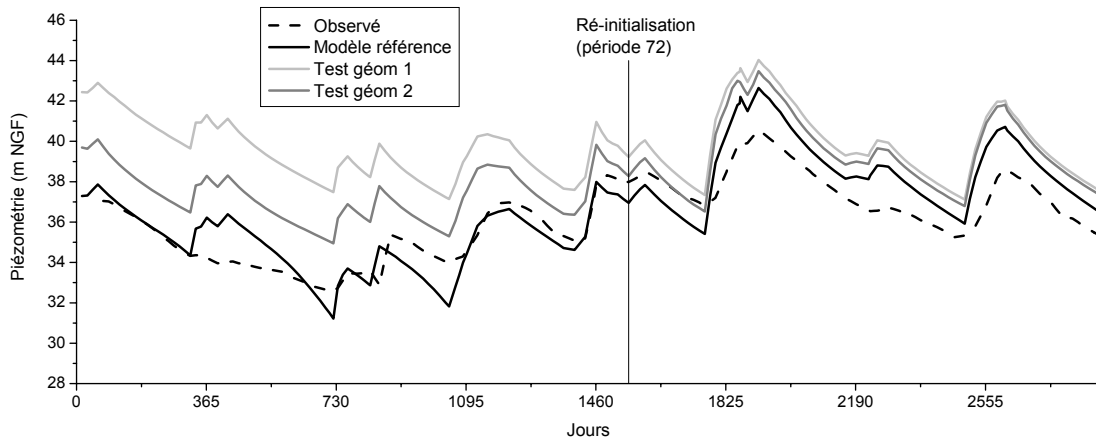


Figure 1-92. Test de suppression de la couche 1 (test géom 1) sur la chronique piézométrique de S-90.26, réinitialisé à la période 72 pour le test géom 2

La chronique piézométrique sur S-90.26 calculée avec une seule couche (Figure 1-92) montre des niveaux un peu surestimés, même après correction des charges initiales (test géom 2), par rapport au modèle de référence.

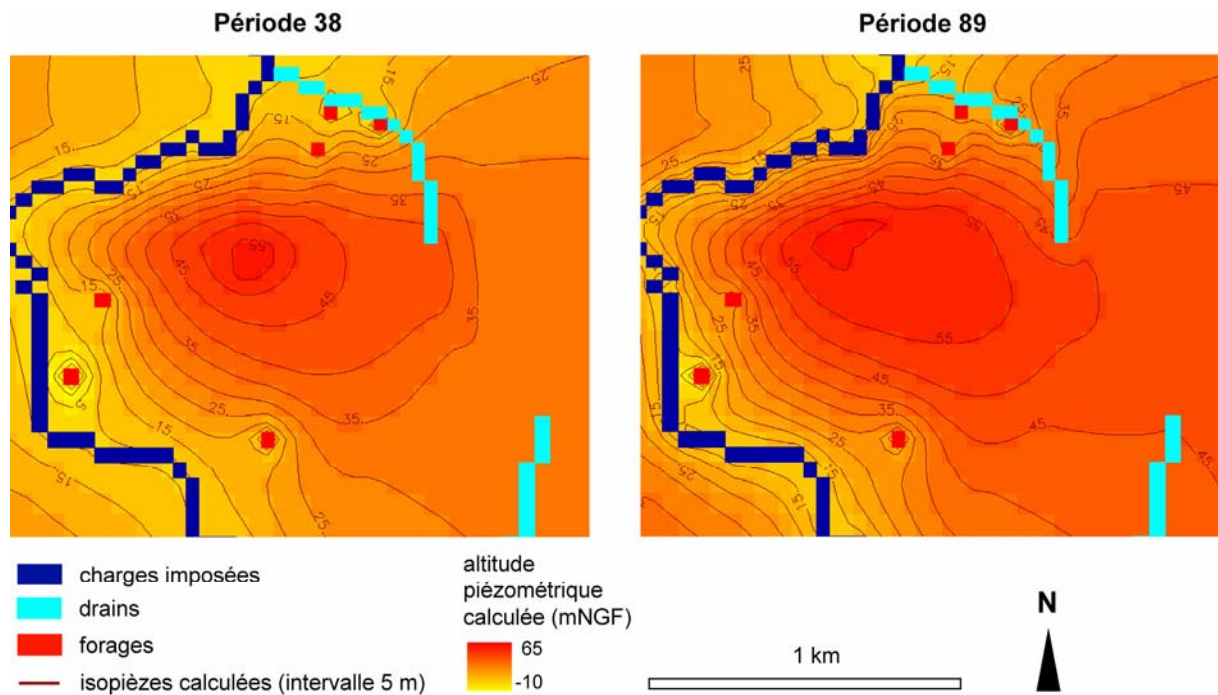


Figure 1-93. Cartes piézométriques aux périodes d'étiage (38) et de recharge (89) après suppression de la couche 1 (test géom 2)

Les cartes piézométriques obtenues pour le test géom 2 (Figure 1-93) montrent également des niveaux supérieurs au modèle de référence (Figure 1-77), mais les résultats sont acceptables. Les bilans hydriques fournissent une infiltration au niveau du lac égale à 19 m³/j en période d'étiage, et un flux de 22 m³/j du lac vers la nappe en période 89, lié à une piézométrie assez haute.

Au vu de ces résultats, nous ne pouvons pas conclure ici qu'un modèle en une couche est incapable de représenter le fonctionnement de l'aquifère étudié. Nous préférons le modèle bi-couche, car il respecte le modèle géométrique cartographié sur la zone, mais les deux types de modèles conviennent si on ne cherche pas à augmenter la précision du calage. Pour arriver à savoir si la couche 1 a une influence réellement marquée sur le fonctionnement de l'aquifère, il faudrait faire une étude bien plus fine, où le calage de tous les piézomètres serait bon, ce qui demanderait beaucoup plus de temps. L'analyse de l'influence des propriétés hydrodynamiques de la couche 1 sur le fonctionnement de l'aquifère pourra également fournir quelques éléments de réponse sur l'importance hydrodynamique de la couche 1.

b. Epaisseur de la zone fissurée

En ce qui concerne la géométrie de la couche 2, nous testons une diminution de l'épaisseur : celle-ci ayant été estimée dans le modèle géométrique à 70 m, nous remplaçons l'épaisseur de 100 m par une épaisseur de 70 m. Sur le même principe que précédemment, les perméabilités sont augmentées d'un facteur 10/7 afin de conserver les mêmes transmissivités. Les conditions initiales sont celles du modèle de référence.

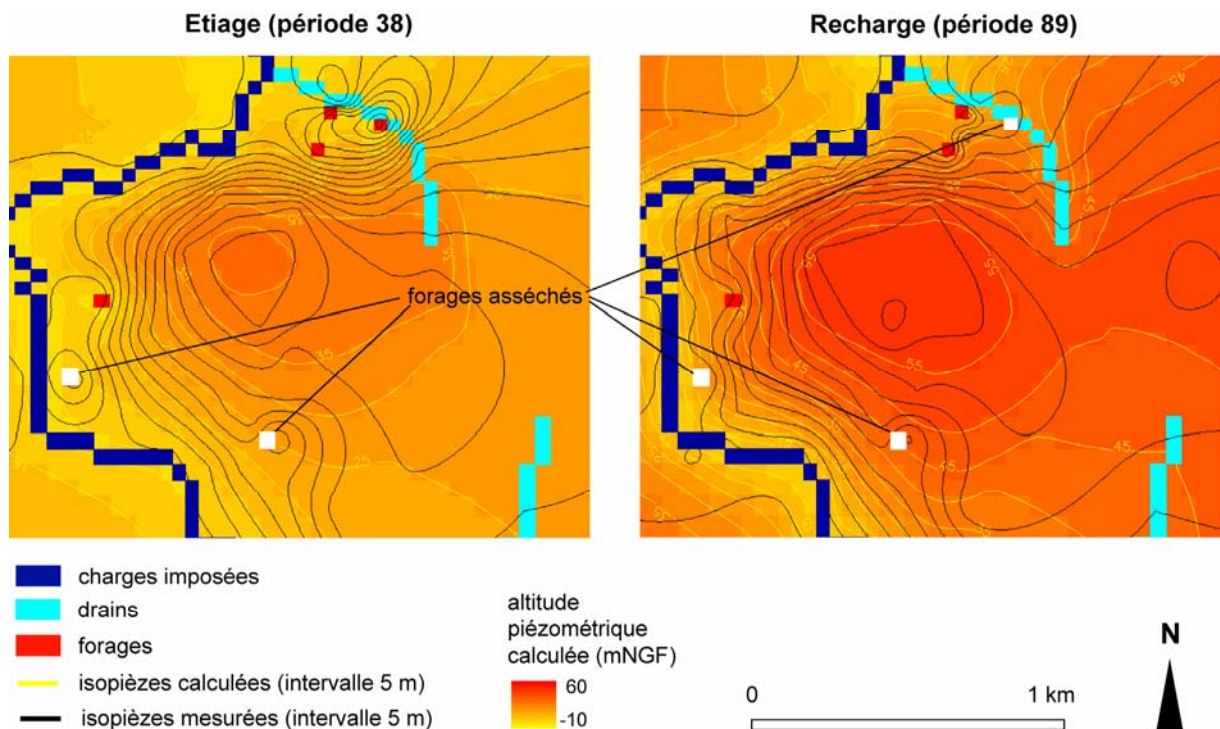


Figure 1-94. Cartes piézométriques obtenues avec une réduction de l'épaisseur de la couche 2 à 70 m au lieu de 100 m

Les cartes piézométriques obtenues (Figure 1-94) sont très proches du modèle de référence, mais plusieurs forages sont asséchés (A-F1 et T-F3 en période 38, et

S-est en plus en période 89). Les épaisseurs réelles se situent peut-être entre les deux, l'épaisseur de la couche 2 pouvant varier spatialement.

Nous notons ici que les tests sur la géométrie ne permettent pas vraiment de trancher sur une géométrie plutôt qu'une autre : si un calage apparaît moins bien qu'un autre, une modification des paramètres hydrodynamiques pourrait corriger les anomalies de piézométrie. Le nombre de combinaisons de paramètres étant illimité, étant donné le nombre important de mailles du modèle, nous devons choisir une géométrie donnée, et tester l'influence des paramètres hydrodynamiques à partir de ce choix, tout en sachant qu'une modification de ce choix initial entraînerait peut-être des remarques différentes concernant les influences respectives de chaque paramètre étudié.

D'après tout ce qui précède concernant la caractérisation d'une géométrie de l'aquifère, nous choisissons de conserver un modèle en deux couches, avec une épaisseur de la couche 2 homogène de 100 m sur la zone recouverte d'altérites, ce qui permet de conserver une hauteur d'eau raisonnable dans les forages, sans trop risquer de les assécher.

4) *Paramètres hydrodynamiques*

Les paramètres hydrodynamiques utilisés dans l'équation de la diffusivité sont de deux types. La capacité de stockage de l'aquifère est représentée par l'emménagement S et la porosité de drainage ω_d . Pour une nappe libre (ici la couche 1 et une partie de la couche 2 quand la couche 1 est dénoyée), c'est la porosité de drainage qui est employée, elle représente le volume d'eau libre qui peut circuler dans le milieu. En nappe captive, on utilise le coefficient d'emménagement, qui tient compte de la compressibilité de l'eau et du milieu, mais qui définit également un volume de stockage. Dans l'équation de la diffusivité appliquée en nappe libre ou en nappe captive, chacun de ces coefficients est placé devant le terme de variation temporelle. L'influence de chacun de ces coefficients est donc marquée uniquement en régime transitoire.

La transmissivité définit quant à elle la vitesse de transfert au sein du milieu. Dans cette étude, nous avons choisi de jouer sur les variations de perméabilité plutôt que sur la transmissivité, cette dernière étant égale au produit de la perméabilité par l'épaisseur. Comme nous avons choisi un milieu bicouche, il faut définir des perméabilités horizontales pour chacune des couches, ainsi que des perméabilités verticales d'échange entre les couches.

a. Emmagasinement, porosité

Comme l'emmagasinement n'intervient pas dans la couche 1, nous testons différentes valeurs d'emmagasinement uniquement sur la couche 2. L'influence de ce paramètre se marque sur les variations temporelles de piézométrie : un fort coefficient d'emmagasinement correspond à un grand volume de stockage, d'où un effet tampon sur les variations temporelles de charge, dont l'amplitude est alors faible. Ceci s'observe bien sur les piézomètres situés dans les endroits où les altérites sont noyées la plupart du temps, nous montrons l'exemple de S-90.26 en Figure 1-95.

Une valeur exagérée du coefficient d'emmagasinement ($S=10^{-1}$, valeur utilisée pour les aquifères libres en principe) aplatit de façon importante les variations temporelles de piézométrie par rapport à la valeur de référence posée à 10^{-4} (Figure 1-95). Une augmentation de ce coefficient d'un facteur 100 ($S=10^{-2}$, valeur également très forte) ne conduit qu'à une faible diminution des amplitudes par rapport au modèle de référence (Figure 1-95).

En revanche, une diminution de S par rapport à la valeur initiale ne semble avoir aucune influence dans notre modèle sur les variations piézométriques : une valeur aberrante de $S=10^{-30}$ a été testée, et les résultats de ce test sont absolument identiques à ceux obtenus avec $S=10^{-4}$. Ceci montre que la capacité de stockage d'eau en couche 2 par compressibilité est négligeable dans le fonctionnement du modèle.

Nous estimons que la valeur choisie au départ dans le modèle de référence est convenable car elle est raisonnable par rapport aux interprétations d'essais par pompes et conduit à un comportement correct de l'aquifère.

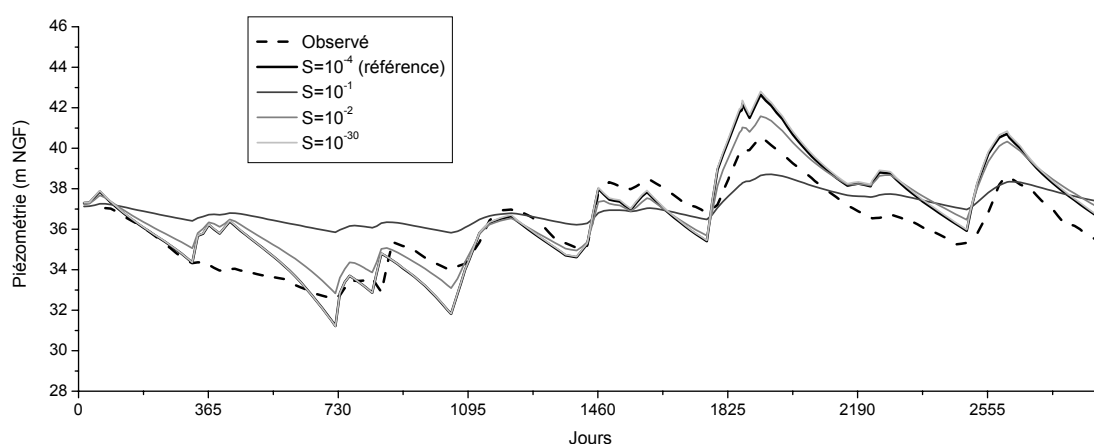


Figure 1-95. Tests de différentes valeurs d'emmagasinement sur la chronique piézométrique de S-90.26

En ce qui concerne la porosité de drainage, nous testons les variations de celle-ci au sein de la couche 1, et également au sein de la couche 2, qui fonctionne en nappe libre en certains endroits, à certaines périodes. Nous observons l'effet de variations de ces paramètres sur deux piézomètres aux fonctionnements hydrodynamiques différents : sur S-90.26, la couche 2 est plutôt captive la plupart du temps, et sur T-PZ06, les altérites sont dénoyées la majeure partie du temps, d'où une couche 2 réagissant comme une nappe libre.

A partir des valeurs de $\omega d_1=0,03$ pour la couche 1 et $\omega d_2=0,01$ pour la couche 2 utilisées dans le modèle de référence, nous effectuons quatre tests, deux sur chacune des couches :

- Test 1 : augmentation d'un facteur 10 sur la couche 2 : $\omega d_2=0,1$
- Test 2 : augmentation sur la couche 2, de façon à la rendre équivalente à la couche 1 : $\omega d_2=\omega d_1=0,03$
- Test 3 : diminution légère sur la couche 1 : $\omega d_1=0,02$
- Test 4 : augmentation d'un facteur 2 sur la couche 1 : $\omega d_1=0,06$

Nous observons que les variations de porosité de la couche 2 (tests 1 et 2) ont plutôt une influence marquée sur T-PZ06 (Figure 1-96), où la couche 2 fonctionne en nappe libre : pour le test 1, la valeur de porosité est beaucoup trop grande, ce qui conduit à un aplatissement excessif de la chronique piézométrique sur T-PZ06. En revanche, la valeur du test 2, égale à la porosité de la couche 1, conduit à des variations de piézométrie beaucoup plus proches de celles observées que le modèle de référence : si nous reprenons les anomalies observées sur toutes les chroniques piézométriques (Figure 1-80) par rapport aux mesures, on s'aperçoit qu'une majorité des piézomètres du groupe D, où les variations d'amplitudes sont trop fortes, sont situés dans la zone où la couche 2 est libre en période d'étiage. Nous pouvons donc relier ces anomalies à la porosité de drainage trop faible choisie pour la couche 2, dont l'influence se marque essentiellement sur ces piézomètres.

L'influence de la porosité de drainage de la couche 2 n'est cependant pas négligeable sur le piézomètre S-90.26 (Figure 1-96), où la piézométrie en étiage reste un peu plus haute que le modèle de référence pour les tests 1 et 2. Ce piézomètre, qui capte la couche 2, est également largement influencé par les modifications de porosité de la couche 1 des tests 3 et 4 (Figure 1-96) : les variations d'amplitudes de piézométrie sont largement accentuées si on diminue légèrement la porosité de la couche 1 (test 3), et largement diminuées si on augmente la porosité de la couche 1 du double de sa valeur initiale (test 4).

Les tests 3 et 4 n'ont quasiment aucune influence sur T-PZ06, excepté en période de haute recharge, où les altérites doivent alors être ennoyées à cet endroit.

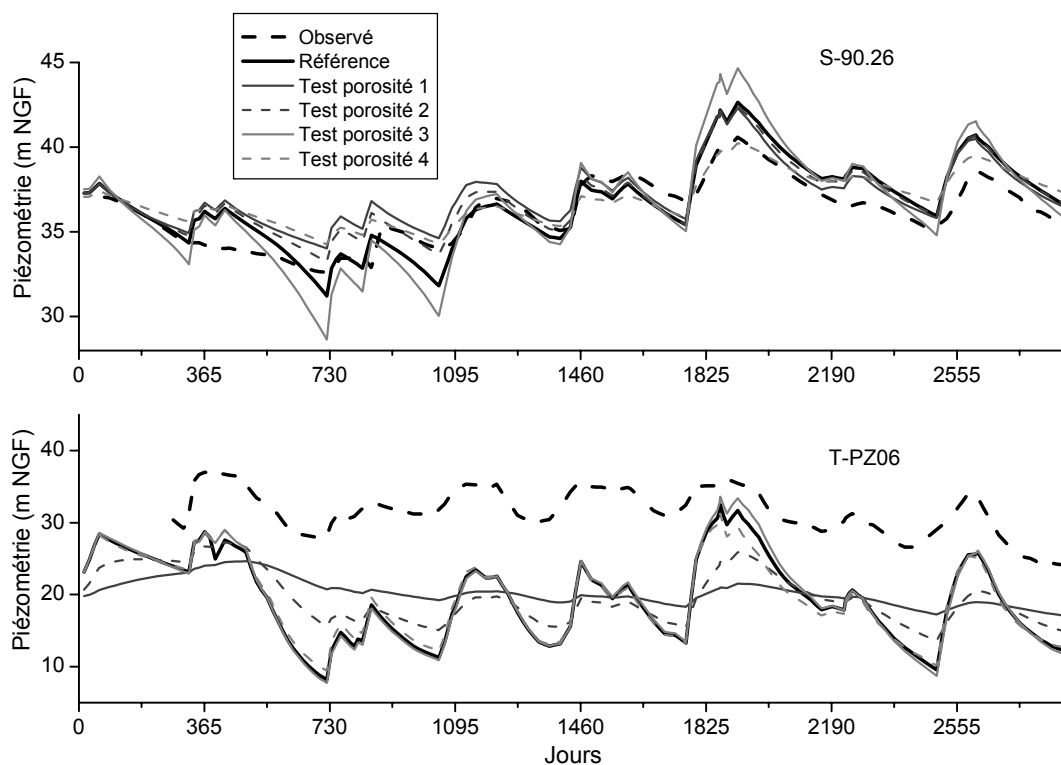


Figure 1-96. Tests de différentes porosités sur la couche 1 et la couche 2, influences sur deux types de piézomètres : S-90.26 où la couche 2 est captive et T-PZ06 où la couche 2 est libre

L'analyse de ces coefficients montre en partie les relations entre les deux couches. Sur T-PZ06, les modifications sur la couche 1 ne se font pas vraiment sentir, cette couche ne jouant pas de rôle actif en cet endroit, excepté pour les plus hautes charges. Le piézomètre S-90.26 montre un phénomène particulier : en période de basses eaux, les variations de piézométrie sont sensibles à la fois à une modification de porosité de la couche 1 et de la couche 2.

En ce qui concerne les modifications sur la couche 1, leur influence est normale en cet endroit où la couche 1 est ennoyée : cela montre qu'une variation de charge au sein de la couche 1 implique une variation de charge au sein de la couche 2. On pourrait aller plus loin et comparer les charges sur deux piézomètres au même endroit, l'un captant la couche 1 et l'autre la couche 2 pour vérifier que les comportements sont bien similaires.

L'influence de la porosité en couche 2 sur ce piézomètre en étiage peut être expliquée par un décrochage de la piézométrie en couche 2, qui se situe alors sous le toit de la couche : la couche 2 fonctionne alors comme une nappe libre, et elle est toujours surmontée d'une autre nappe libre au fonctionnement indépendant.

Il se peut également que les perméabilités verticales d'échange entre les deux couches trop faibles jouent un rôle dans cette individualisation des deux couches.

b. Perméabilités verticales

Les perméabilités verticales du modèle de référence (notées K_v) sont égales à 0,1 m/j (soit 10^{-6} m/s) pour les deux couches. Nous avons testé une diminution assez drastique de ces valeurs une à une, et comparé les influences des modifications sur chacune des couches.

➤ **Test 1 : $K_{v1}=0,001$ m/j ($=10^{-2} \times K_{v1\text{réf}}$)**

Le premier test consiste à diminuer la perméabilité verticale de la couche 1 d'un facteur 100 ($K_{v1}=0,001$). Cette valeur semble trop faible et ne permet pas de faire tourner le modèle jusqu'au bout de la durée modélisée. On peut en analyser la raison en observant des cartes piézométriques sur les deux couches à la même période d'étiage que celle retenue pour l'analyse du modèle de référence (Figure 1-76) : les deux cartes en haut de la Figure 1-97 montrent une surface de couche 1 noyée plus large que pour le modèle de référence (Figure 1-76). D'autre part, les niveaux piézométriques semblent déconnectés d'une couche à l'autre, les niveaux de la couche 1 étant largement supérieurs à ceux de la couche 2, et ne présentant pas la même allure d'isopièzes. La piézométrie de la couche 2 est abaissée d'environ 5 m de hauteur.

➤ **Test 2 : $K_{v1}=0,01$ m/j ($=10^{-1} \times K_{v1\text{réf}}$)**

Une diminution moindre de la perméabilité verticale en couche 1 ($K_{v1}=0,01$, deuxième série de cartes de la Figure 1-97) conduit à une variation assez peu sensible par rapport au modèle de référence sur les cartes piézométriques, que ce soit sur la couche 1 ou sur la couche 2.

➤ **Test 3 : $K_{v2}=0,01$ ($=10^{-1} \times K_{v2\text{réf}}$)**

En revanche, la même diminution d'un facteur 10 sur la perméabilité verticale de la couche 2 (troisième série de cartes de la Figure 1-97) a une influence mieux marquée sur les deux cartes piézométriques : les niveaux sont augmentés sur les deux cartes et les allures des isopièzes de la couche 1 se déconnectent de ceux de la couche 2.

➤ **Synthèse**

Il manque à cette analyse des tests d'augmentation de la perméabilité verticale. Le modèle a en effet du mal à converger avec de telles modifications.

Les perméabilités verticales apparaissent néanmoins comme des paramètres assez sensibles sur la stabilité du modèle. Une modification de K_v sur la couche 2 apparaît plus sensible que sur la couche 1, une déconnection entre les deux

aquifères étant observée à partir d'une diminution d'un facteur 10, alors qu'il faut diminuer d'un facteur 100 le même paramètre en couche 1 pour obtenir le même effet.

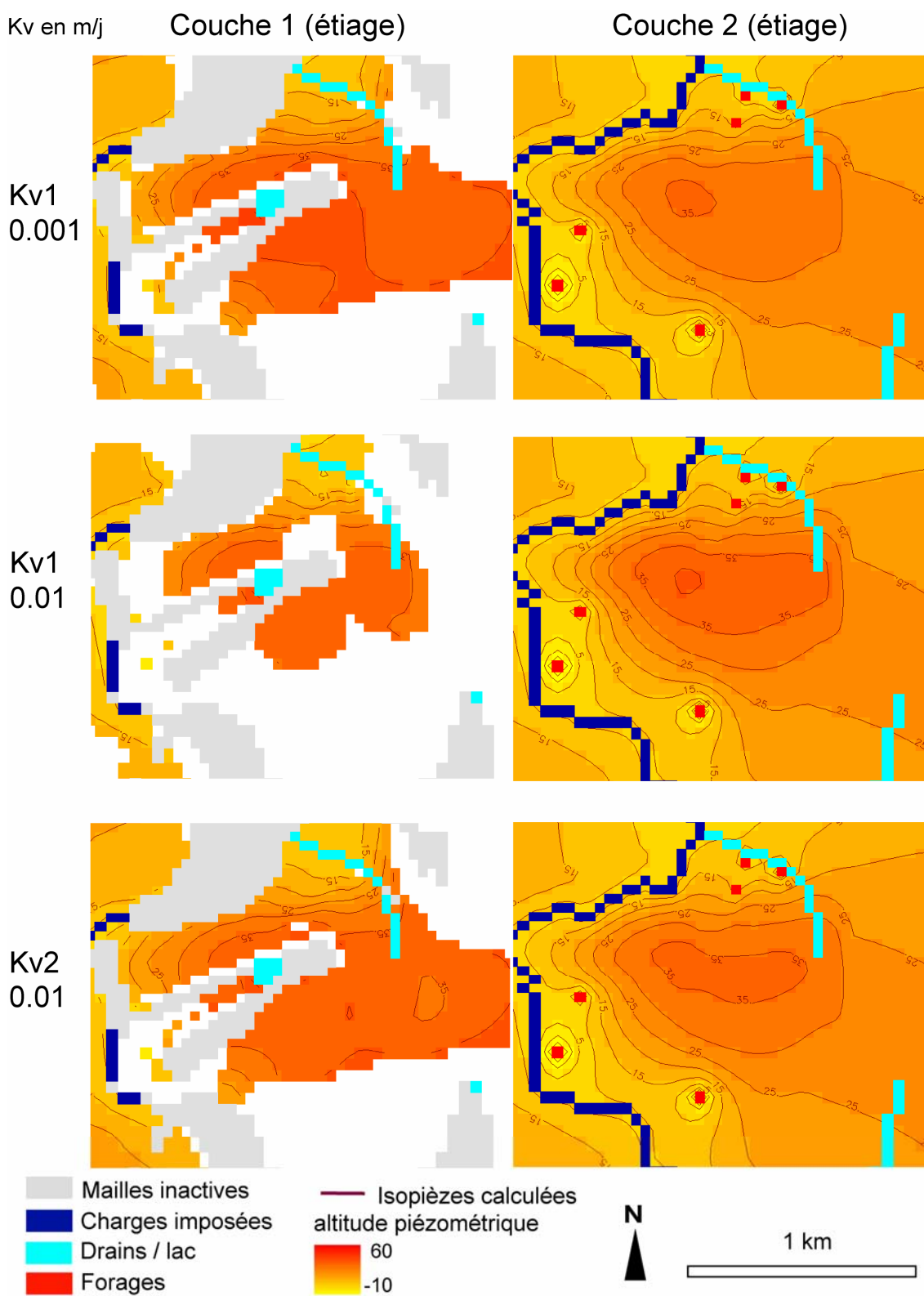


Figure 1-97. Cartes piézométriques en étiage (période 38) obtenues en diminuant les perméabilités verticales d'un facteur 10 ou 100

c. Perméabilités horizontales

Les perméabilités horizontales, notées K_h , n'ont pas été discrétisées sur la couche 1. Le modèle de référence est calé avec une valeur uniforme de $K_{h1}=0,04$ m/j (soit 5.10^{-7} m/s). Ce paramètre n'est pas vraiment sensible sur le calage du modèle : une diminution à $K_{h1}=0,005$ m/j ne change quasiment rien aux chroniques piézométriques en couche 2 (exemple en Figure 1-98), et une augmentation à $K_{h1}=0,3$ m/j diminue de 1 m environ le niveau piézométrique (Figure 1-98). Ceci s'explique par le fait que les écoulements dans la couche 1 sont essentiellement verticaux, vers la couche 2. Une valeur encore supérieure de K_{h1} conduit à un problème de convergence du modèle.

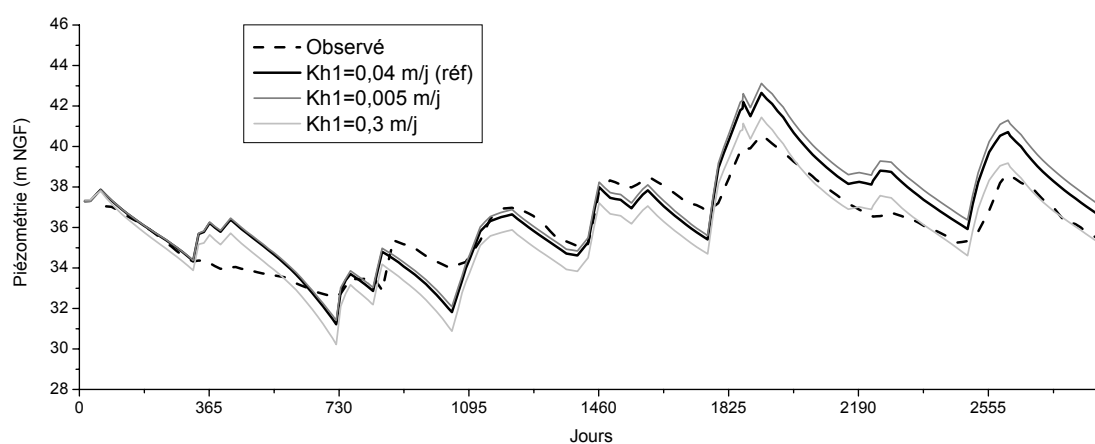


Figure 1-98. Test de différentes valeurs de perméabilité horizontale de la couche 1 sur la chronique piézométrique calculée de S-90.26

En revanche, la perméabilité horizontale sur la couche 2 est le paramètre le plus sensible du modèle. Nous n'exposerons pas ici tous les tests effectués sur ce paramètre, il y en a près de 300 au total, ce paramètre ayant fait l'objet d'une attention particulière au cours de cette étude. Le calage de ce paramètre est en effet très intéressant pour essayer de relier le modèle hydrogéologique à la structure géologique du site. Malgré tous ces efforts, nous ne sommes pas parvenus au calage « parfait » à cause de la très grande hétérogénéité du site. Nous avons finalement discrétisé le site local en 13 zones de perméabilités différentes (Figure 1-87), il en aurait peut-être fallu le double, voire plus... pour reproduire à la fois le comportement hydrogéologique et la structure géologique cartographiée.

Nous montrons ici juste un exemple de modification minimale de la perméabilité et ce qu'elle engendre. Nous avons vu qu'un des problèmes majeurs du calage de la piézométrie se situe sur les piézomètres du groupe B, dont les niveaux piézométriques sont largement sous-estimés par rapport aux mesures. Ces piézomètres sont positionnés grossièrement à l'est et au sud-est du Tertre de Brandefert. Afin de tenter de faire remonter la piézométrie dans cette zone, nous

diminuons la perméabilité dans la zone autour du forage T-F3 ($Kh_1=0,02$ au lieu de $0,03$ m/j).

Il en résulte une remontée sensible de la piézométrie au sud du Tertre (Figure 1-99) : l'isopièze de 35 m NGF par exemple est plus étirée vers le sud que sur le modèle de référence. Mais cela conduit également à assécher le forage T-F3, à proximité duquel les perméabilités doivent être beaucoup plus fortes. Afin de satisfaire à la fois la remontée piézométrique dans les piézomètres et la réalimentation du forage, il faudrait certainement ajouter une nouvelle zone de perméabilité forte juste autour du forage, en accentuant encore la faible perméabilité de la zone plus éloignée.

Ceci montre bien la difficulté de caler un tel paramètre. Rappelons en effet ici que les interprétations d'essais par pompages n'étaient pas évidentes dans un milieu aussi hétérogène.

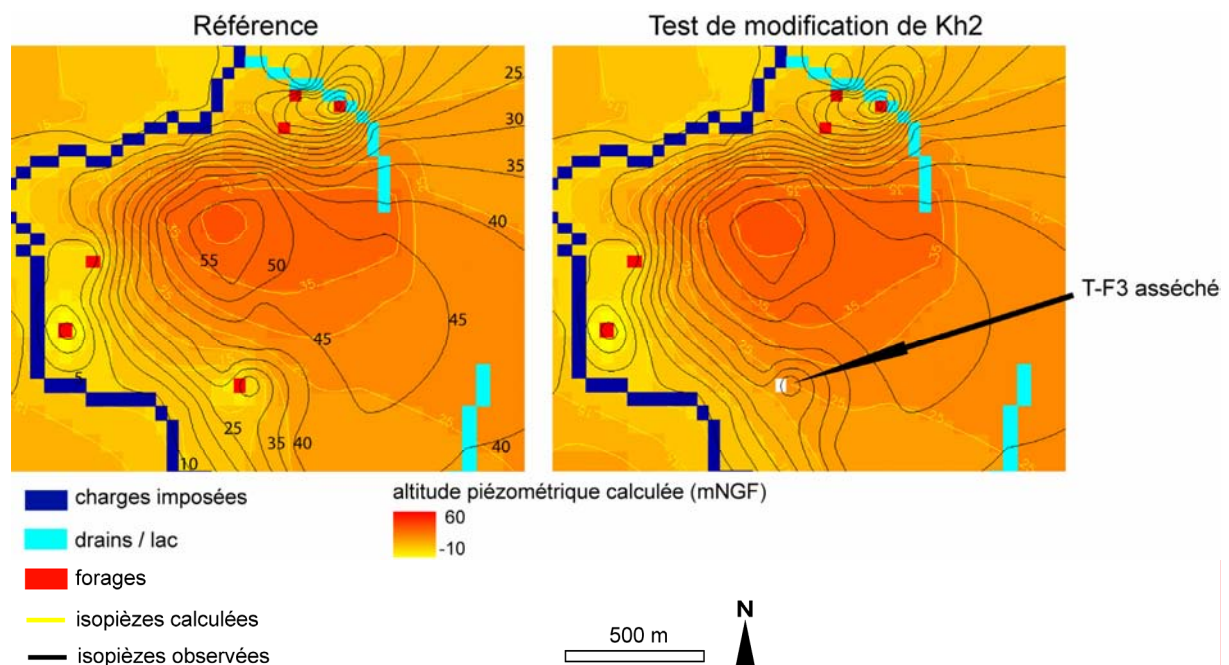


Figure 1-99. Modification de la carte piézométrique en période d'étiage impliquée par une modification légère de la perméabilité horizontale en couche 2 sur la zone du forage T-F3

d. Reproduction de l'essai de pompage en H-F1

Une autre façon d'analyser l'influence du champ de perméabilités horizontales est de s'attacher tout particulièrement à reproduire l'essai de pompage sur le forage H-F1, qui a eu lieu à la fin de la période de modélisation. Si on trace en semi-log les courbes de rabattements modélisées sur les neuf ouvrages suivis au cours de cet essai (Figure 1-101), on se rend compte que celles-ci sont parfois assez éloignées des courbes observées.

Nous allons essayer de savoir un peu quelles combinaisons de perméabilités sont déterminantes pour la qualité de l'interprétation. Nous étudions ici un phénomène local, par conséquent nous ne nous préoccupons pas trop de ce qui se passe autour, même si les modifications sur cette zone impliquent une dégradation du calage à l'extérieur. Par ailleurs, seule la qualité des rabattements piézométriques à partir du début du pompage est analysée ici, cela peut aller au détriment des niveaux piézométriques absolus. Or, le modèle ne tourne pas avec les conditions initiales de référence pour certaines modifications de perméabilités : les conditions initiales sont donc remises au niveau topographique, ce qui est assez loin de la réalité, mais ne constitue pas une trop grosse erreur sur le calage des rabattements en fin de modélisation.

Nous distinguons quatre zones dans lesquelles se répartissent les ouvrages suivis (Figure 1-100) :

- une zone de faible perméabilité ($Kh_2=0,006$ m/j) qui traverse le forage H-F1, assimilée à une faille N-S : elle se situe à l'est de la faille N-S cartographiée au niveau du ruisseau au nord du site, matérialisée par un drain.
- une zone à l'ouest de la faille, dans laquelle sont situés quatre piézomètres (T-PZ08, T-PZ10, T-PZ11 et H-PZ03), avec $Kh_2=0,05$ m/j
- une zone à l'est de la faille, de très grande étendue, comprenant H-PZ01 et H-PZ05, dont la perméabilité est plus forte au départ ($Kh_2=0,2$ m/j)
- une zone au sud du forage (avec H-PZ04 et H-P), dont la très forte valeur de perméabilité (0,4 m/j) est celle calée sur toute la zone extérieure au site d'exploitation.

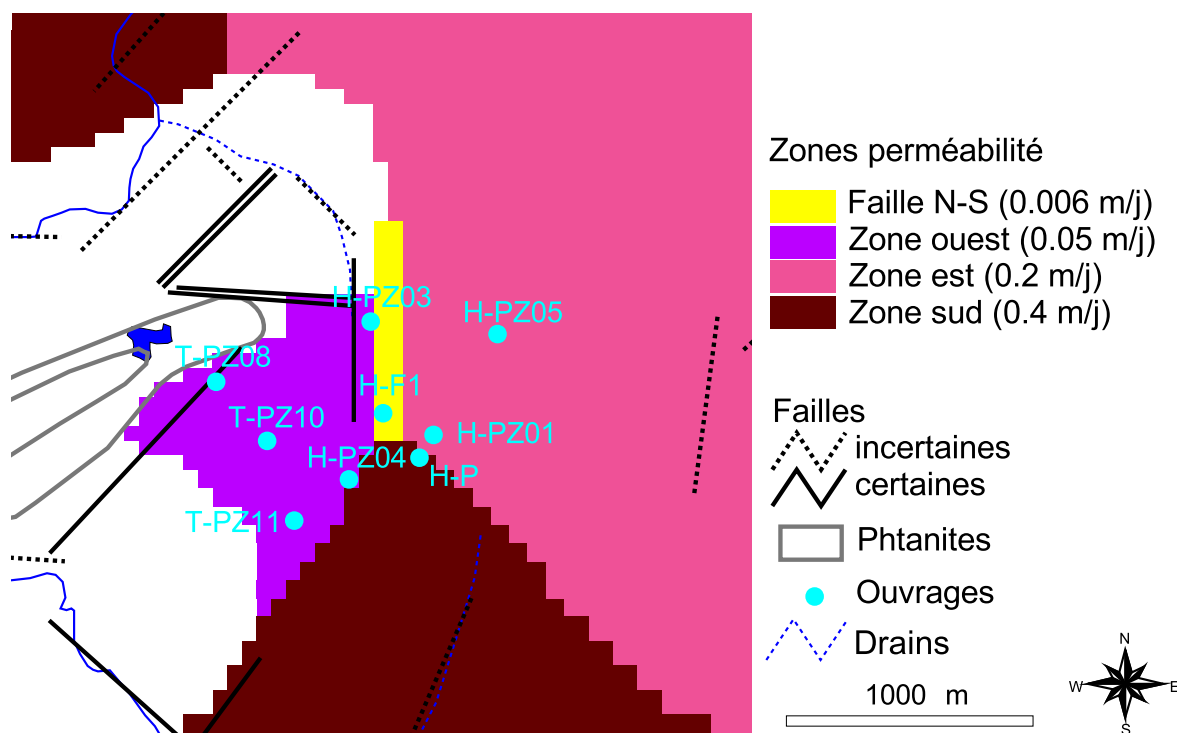


Figure 1-100. Cartes des zones de perméabilités considérées lors de l'essai par pompage sur H-F1

Nous notons qu'en général les pentes des rabattements modélisés sont trop fortes par rapport aux observations (Figure 1-101), excepté pour le piézomètre H-PZ03. Afin de corriger une partie de ces pentes, le **test 1** consiste à **diminuer d'un facteur 10 la perméabilité de la zone est**. Cela améliore les pentes de la majorité des piézomètres, presque parfaites en T-PZ10 et H-PZ05. Seul le piézomètre T-PZ08 reste insensible à cette modification, étant situé trop loin de la zone est.

Comme nous trouvons que cette zone de faible perméabilité est bien trop étendue à l'est du site et conduit à des niveaux piézométriques aberrants à l'aval du site, nous essayons de **réduire la taille de la zone est** afin de rester plus proche des ouvrages suivis (**test 2**) : le résultat n'est pas du tout aussi concluant que le premier, les pentes étant légèrement améliorées dans la zone est, mais elles sont empirées sur les autres piézomètres.

Les tests 3 et 4 concernent la zone de « faille » sur le forage pompé et n'influencent quasiment pas les autres piézomètres. Cette zone se situe juste autour du forage pour respecter la variation de pente observée au tout début de la modélisation. Une **augmentation de la perméabilité à $Kh_2=0,02$ m/j (test 3)** dans cette zone améliore le premier rabattement modélisé, mais les valeurs suivantes sont sous-estimées. Le **test 4 avec $Kh_2=0,01$ m/j** conduit à un meilleur calage de la courbe générale. Le calage des rabattements au pompage pourrait être amélioré par une discrétisation plus fine du pas de temps fixé, par défaut à 15 jours, même au début du pompage.

L'emplacement de ce forage s'étant révélé peu avantageux pour une exploitation à long terme, il ne sera pas équipé pour l'exploitation.

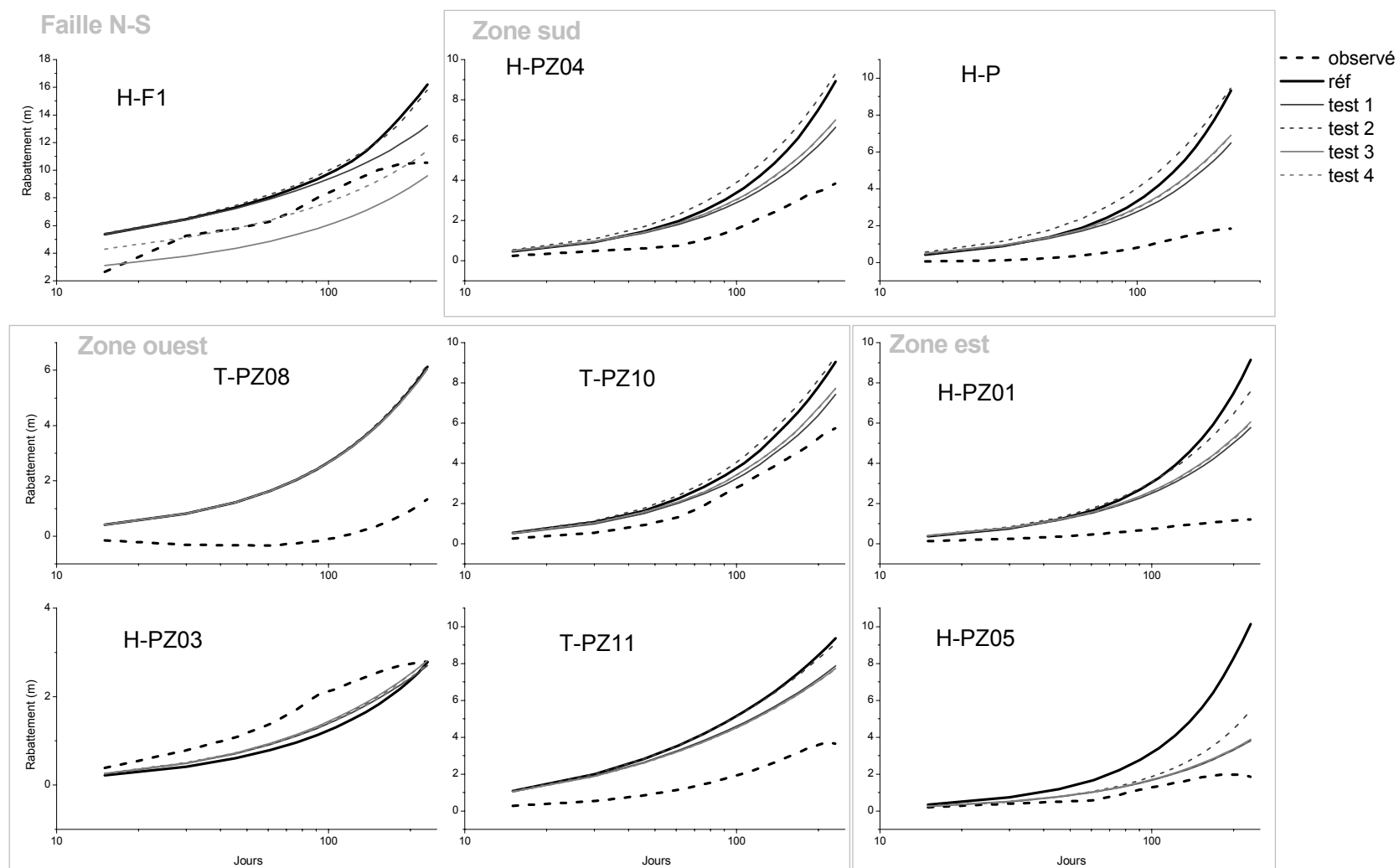


Figure 1-101. Tests de modification de la perméabilité horizontale en couche 2 pour reproduire l'essai de pompage sur H-F1.

5) *Influence de la recharge*

Lorsque nous avons estimé la recharge de l'aquifère par bilans hydrologiques (Partie 1. III.A.5), nous n'avons pas réussi à déterminer une valeur certaine de recharge de l'aquifère. Nous avons jusqu'ici considéré la recharge 0, qui est la plus optimiste de nos trois hypothèses. Que donnent les deux autres valeurs de recharge sur le calage du modèle ?

a. Recharge 1

Une hypothèse de recharge très pessimiste (recharge 1 égale à 31 % de la pluie efficace) a été déduite du modèle Gardénia, celle-ci conduisant à un très bon calage des débits de l'Arguenon avec le modèle hydrologique à réservoirs.

Nous avons appliqué les valeurs de cette recharge au modèle, ce qui implique de modifier manuellement chaque valeur de recharge pour les 123 périodes de temps. La recharge étant diminuée de 38 % par rapport au modèle de référence avec la recharge 0, nous décidons de diminuer également les perméabilités d'un même facteur, afin de compenser la diminution des niveaux piézométriques.

Cette modification conduit à assécher 4 forages sur les 6 en exploitation. Les cartes piézométriques obtenues en période d'étiage et de recharge (Figure 1-102) sont assez proches de celles modélisées avec la recharge 0 (Figure 1-77), mais les perméabilités calées sont beaucoup trop faibles pour alimenter les forages.

Si on calcule des débits spécifiques de rivières provenant de l'aquifère, on trouve une lame d'eau entre 19 mm/an (zone 3 en aval de la rivière) et 34 mm/an (zone 2 en amont) pour la période d'étiage (n°38), et entre 51 mm/an (zone 3) et 112 mm/an (zone 2) pour la période de recharge (n°89). Ces valeurs sont très inférieures à celles calculées pour le modèle de référence (entre 39 et 71 mm/an en étiage et entre 149 et 344 mm/an en recharge, cf Tableau 1-13).

b. Recharge 2

L'hypothèse de recharge un peu moins pessimiste (recharge 2, 68 % de la pluie efficace) a été également testée, en appliquant le même principe de correction des perméabilités.

Cette recharge conduit à un assèchement de deux forages (A-F1 et S-est), et les cartes piézométriques obtenues restent acceptables (Figure 1-103). Les débits de

rivière en sortie de l'aquifère sont compris entre 41 mm/an (zone 3) et 68 mm/an (zone 2) pour la période 38, et entre 133 mm/an (zone 3) et 298 mm/an (zone 2) pour la période 89.

Finalement, une diminution de la recharge par rapport à celle de référence (recharge 0) entraîne l'assèchement d'un plus ou moins grand nombre de forages selon l'intensité de la diminution, le champ de perméabilité ayant été corrigé uniformément pour conserver l'allure des courbes piézométriques. Il semble donc que la recharge 0 soit plus réaliste que les deux autres.

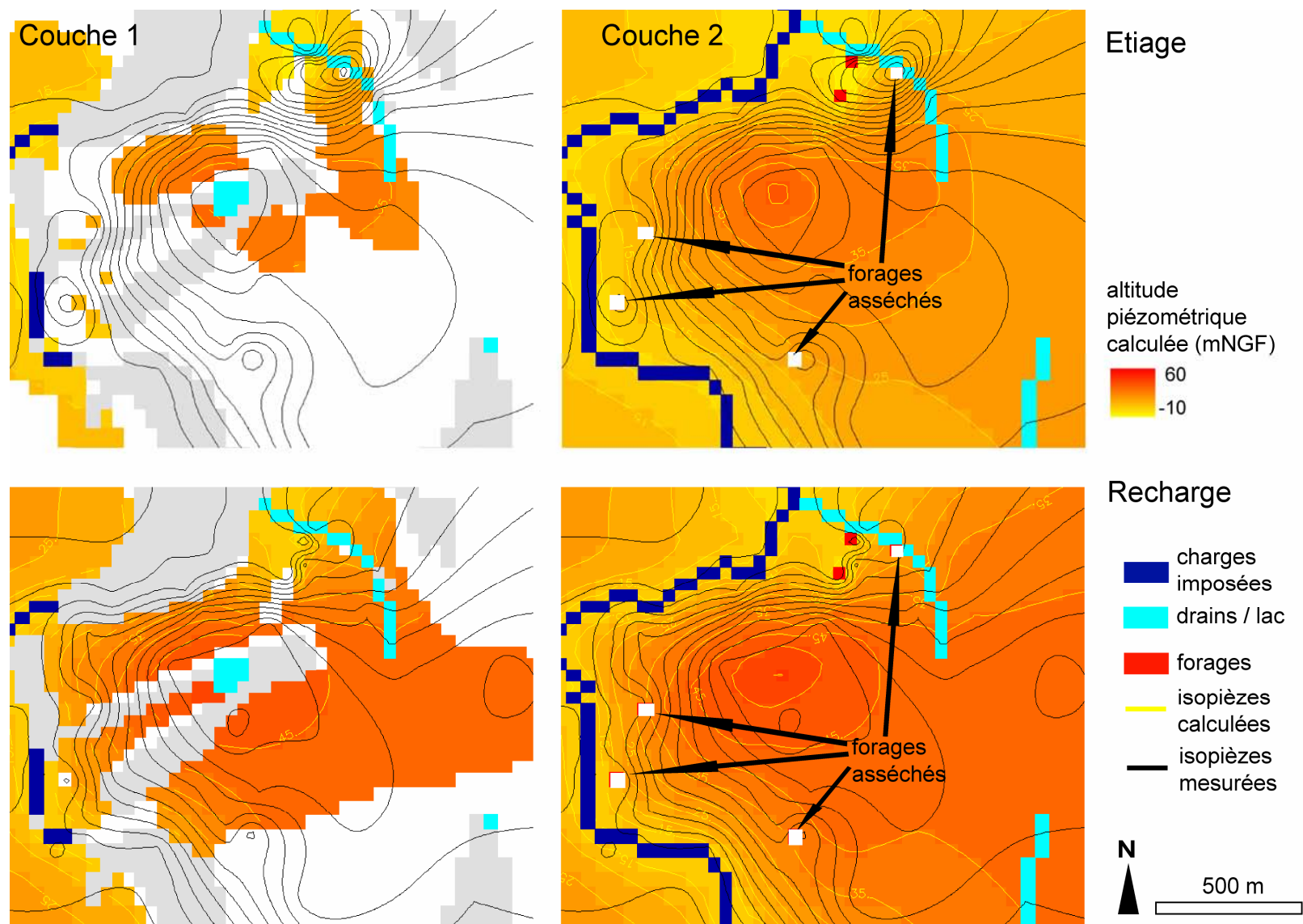


Figure 1-102. Cartes piézométriques obtenues avec la recharge 1 (31 % de Peff)

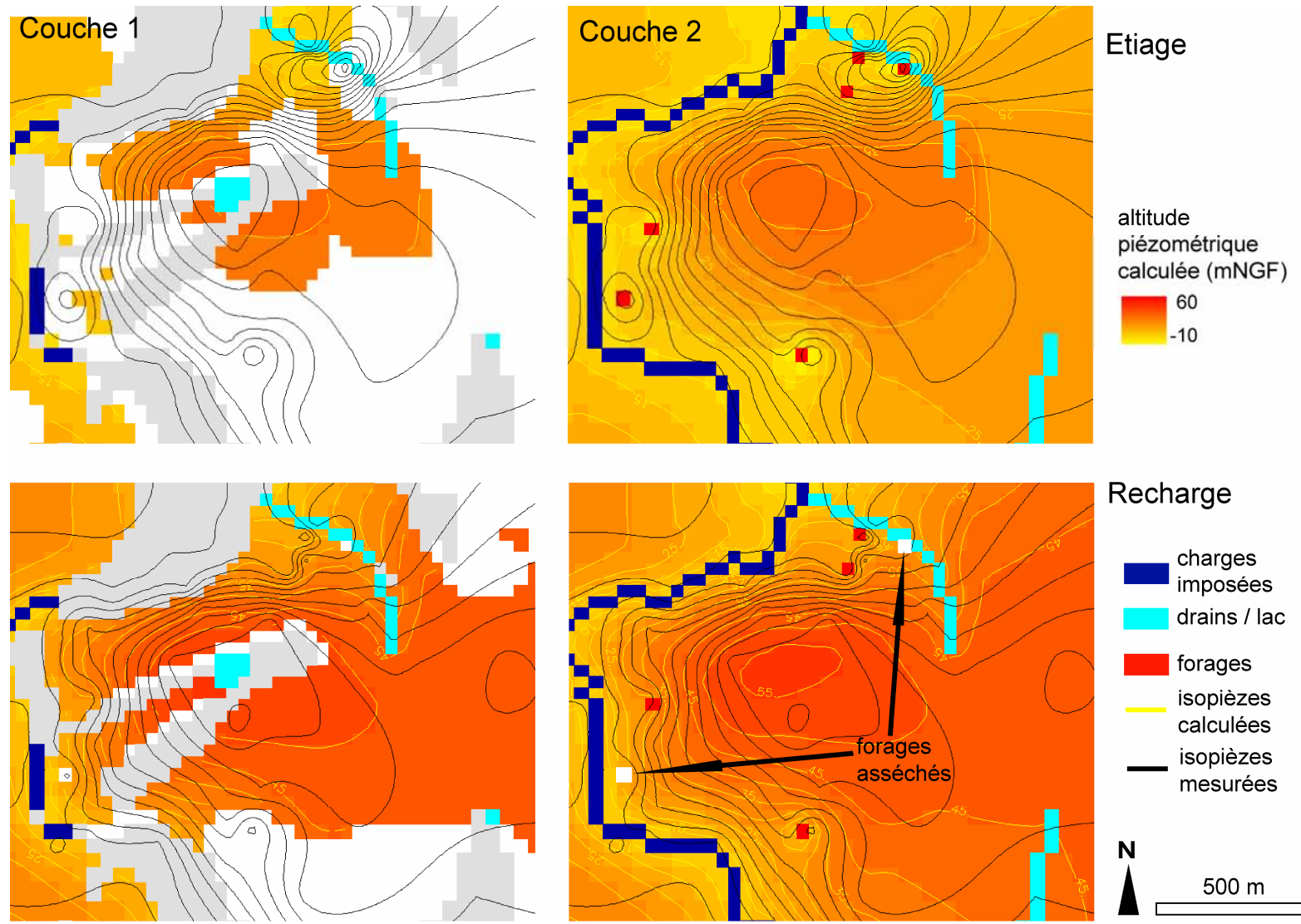


Figure 1-103. Cartes piézométriques obtenues avec la recharge 2 (68 % de Peff)

6) *Simulations prospectives*

Estimant que la recharge 0 est la valeur testée la plus réaliste, nous simulons le comportement de l'aquifère pendant plusieurs années avec cette valeur de recharge. Nous testons tout d'abord un allongement de la durée de modélisation à 10 ans de plus, puis étudions l'influence d'un nouveau pompage sur le site.

a. Allongement de la durée de modélisation

Avant d'ajouter un pompage sur le site et d'étudier son influence à long terme, il est nécessaire de simuler le comportement de l'aquifère à long terme sans ce nouvel ajout. Afin de reproduire le comportement moyen de l'aquifère, nous choisissons une valeur moyenne de recharge à 200 mm/an (proche de la recharge 0). Le régime transitoire est conservé pour reproduire les variations saisonnières de piézométrie : deux périodes à régime hydrologique différents sont définies par an, une période d'étiage d'avril à octobre (215 jours), et une période de recharge de novembre à mars (150 jours), avec comme recharges respectives 0 mm/j et 1,33 mm/j. les pompages considérés sont les mêmes que ceux de la dernière période modélisée précédemment pour les six forages d'exploitation, et on ne conserve pas le pompage en H-F1.

Les variations de piézométrie ainsi obtenues sur le piézomètre T-PZ10 (Figure 1-104) semblent stables pendant les dernières années modélisées, et assez proches des variations modélisées pendant la période « connue » : le niveau piézométrique moyen modélisé reste inférieur à celui observé, et les amplitudes de variations sont équivalentes à celles modélisées et observées pendant la dernière année « connue ».

Les cartes piézométriques obtenues pour les deux dernières périodes rajoutées (Figure 1-105) sont quasiment identiques à celles des périodes 38 (étiage) et 89 (recharge) présentées en Figure 1-77.

La stabilité du modèle dans le temps étant vérifiée, nous pouvons maintenant tester l'ajout d'un nouveau pompage.

b. Ajout d'un pompage

Nous choisissons de positionner ce pompage fictif dans la zone encore non exploitée, à l'est du Tertre, entre le lac et le forage H-F1. Dans cette zone, la perméabilité semble assez bonne (valeur calée à 0,05 m/j) relativement aux autres valeurs sur le site.

Etant donné la distance assez faible entre ce forage et T-F3, le débit simulé choisi est de $100 \text{ m}^3/\text{j}$ (soit $4 \text{ m}^3/\text{h}$), ce qui est inférieur au débit pompé en T-F3, mais bien supérieur aux débits des autres forages.

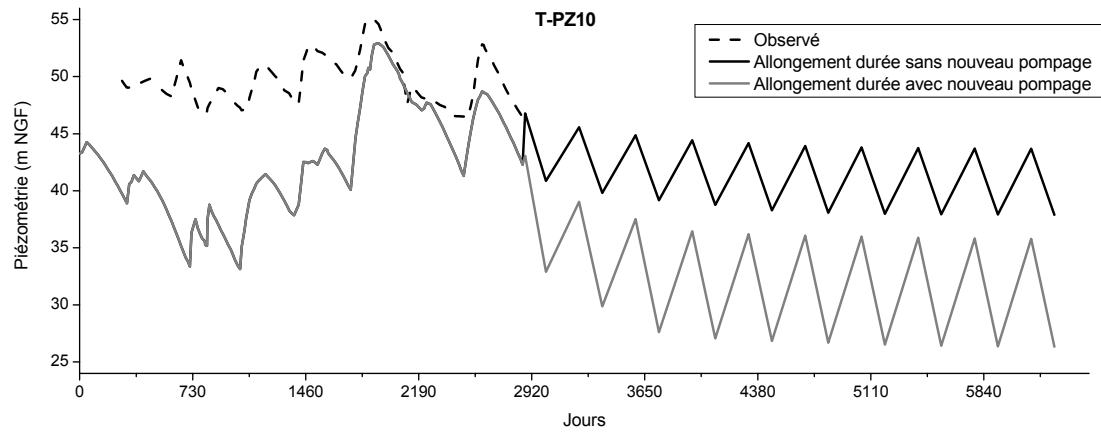


Figure 1-104. Chroniques piézométriques sur T-PZ10 simulées en allongeant la durée de modélisation, sans et avec ajout d'un nouveau pompage à proximité

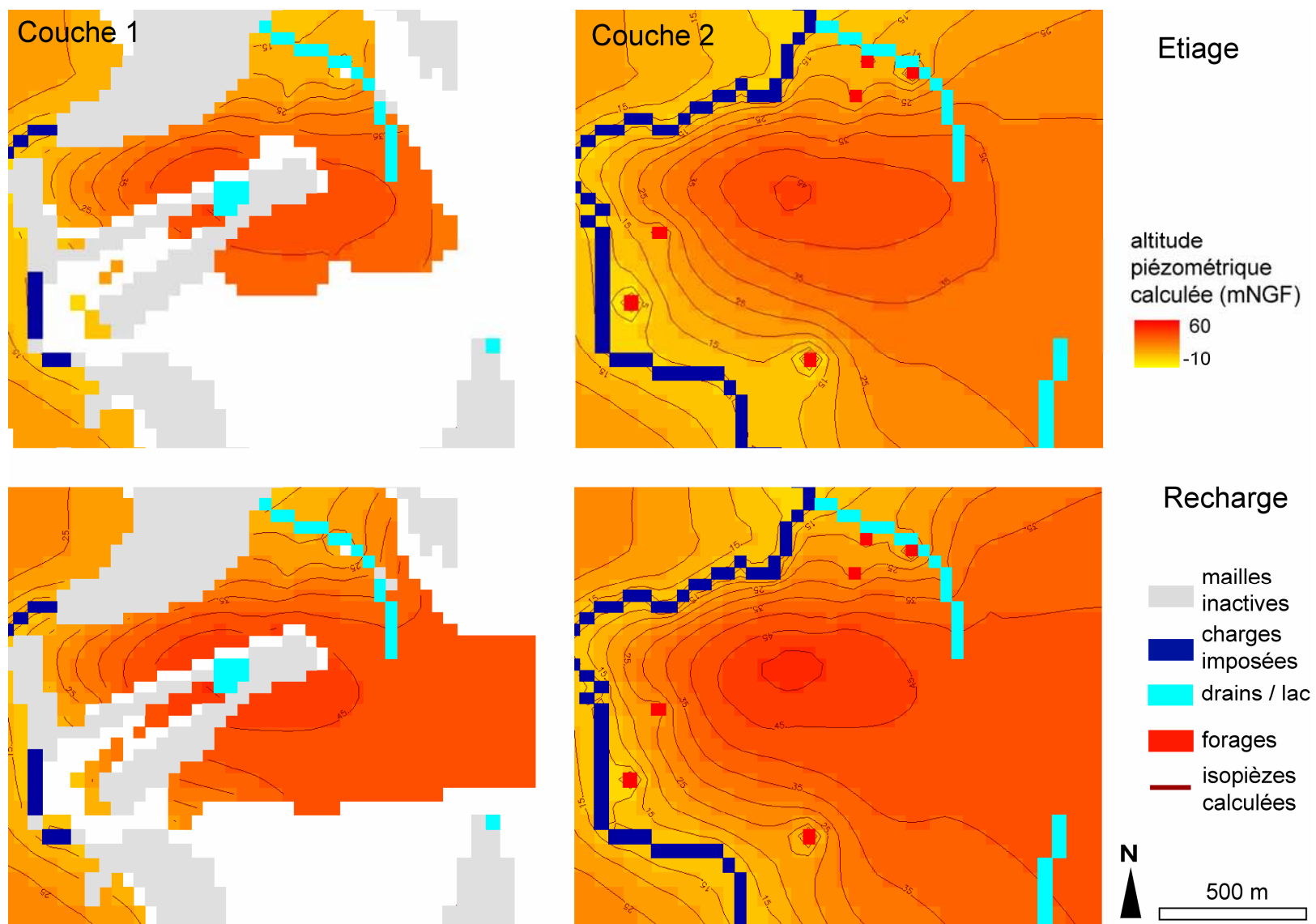


Figure 1-105. Cartes piézométriques obtenues en allongeant la durée de simulation sans ajout de nouveau pompage

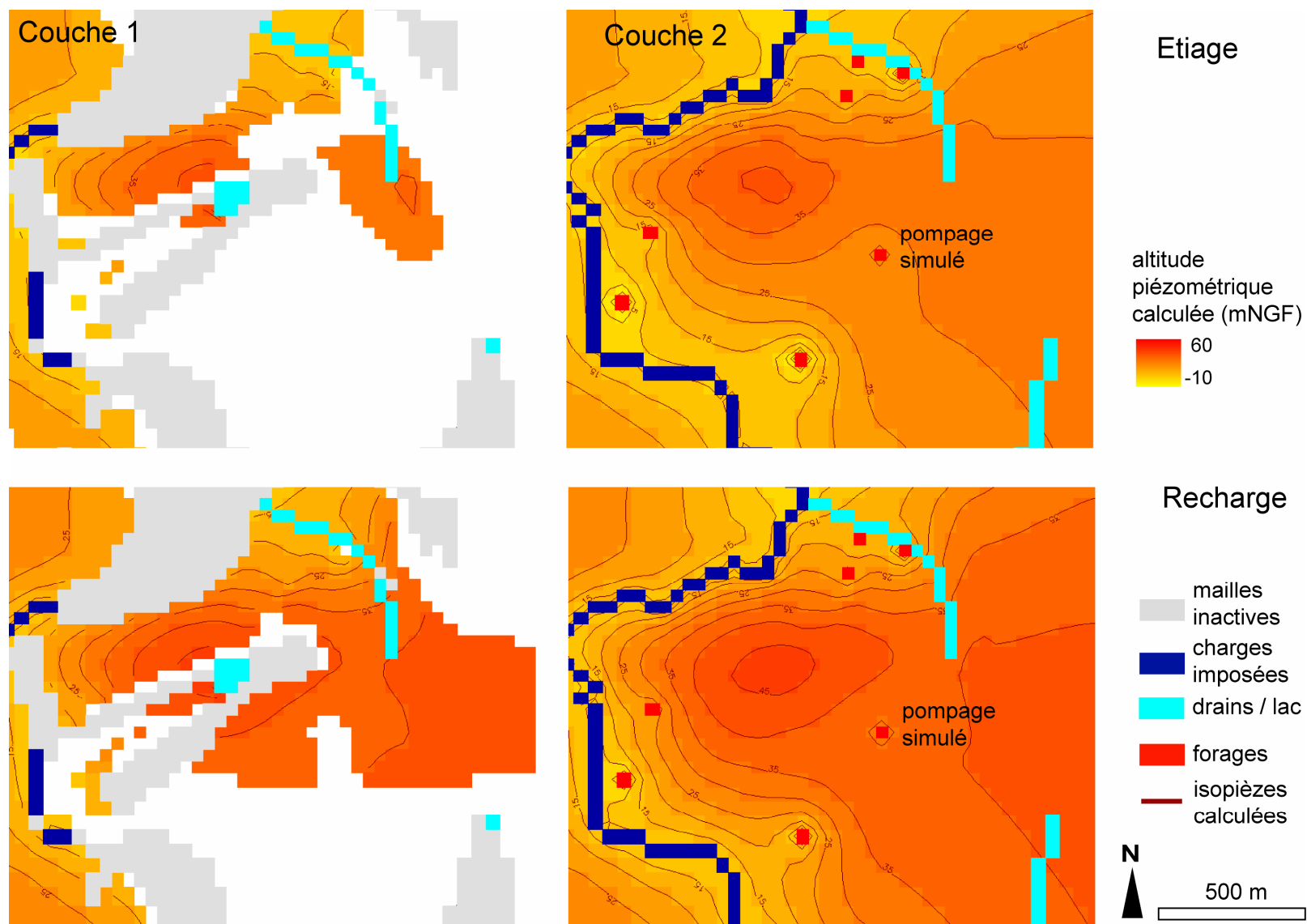


Figure 1-106. Cartes piézométriques obtenues en allongeant la durée de simulation et en rajoutant un pompage sur le site

L'influence de ce pompage est observée sur les cartes piézométriques en périodes de recharge et d'étiage (Figure 1-106), ainsi que sur la chronique piézométrique de T-PZ10 à proximité de ce pompage (Figure 1-104).

Les cartes piézométriques montrent un cône de rabattement apparemment raisonnable pour les deux saisons par rapport au cône autour de T-F3 : la piézométrie autour de T-F3 ne semble pas perturbée, et le forage n'est pas asséché. Par contre, les altérites sont dénoyées même en période de recharge sur cette zone.

Quant à la chronique piézométrique sur T-PZ10, elle montre des niveaux fortement abaissés à partir du début du pompage, mais les valeurs restent acceptables et se stabilisent au cours du temps. Les variations d'amplitudes augmentent, cela peut être expliqué par le dénoyage des altérites en période de recharge, ce qui implique un fonctionnement de la couche 2 en nappe libre, d'où une porosité de drainage calée plus faible que celle de la couche 1.

D. Discussion

L'analyse des résultats du modèle a fourni de nombreux éléments, que nous pouvons comparer aux études similaires, et sur lesquels une discussion est proposée. Nous regroupons ces éléments autour des propriétés hydrodynamiques du milieu et des bilans quantitatifs sur la zone modélisée.

1) Propriétés hydrodynamiques du milieu

Concernant les propriétés du milieu, nous avons supposé que le milieu pouvait être assimilé à un milieu continu équivalent, constitué de deux couches aux propriétés hydrodynamiques différentes, la couche altérée de surface étant supposée être plus capacitive et moins transmissive que la couche fissurée sous-jacente. Est-ce que ces hypothèses permettent de reproduire le fonctionnement observé ? Nous reprendrons notamment l'influence respective des paramètres hydrodynamiques utilisés pour chacune des couches, et les relations entre ces deux horizons. Enfin, l'analyse des résultats des tests sur la géométrie de l'aquifère conduira à définir si ce paramètre est déterminant pour reproduire le fonctionnement hydrogéologique.

a. Aquifère de socle : milieu continu équivalent ?

L'hypothèse de milieu continu est implicite lorsqu'on interprète les essais de pompage avec les méthodes de Theis ou de Jacob. Ces méthodes étant conçues pour des milieux homogènes, leur utilisation en milieu hétérogène peut conduire à des erreurs d'interprétation (Meier et al., 1997). Nous pouvons rappeler ici les différentes transmissivités interprétées au cours des essais de pompages sur le site de Plancoët : les transmissivités observées au niveau des pompages sont quasiment systématiquement inférieures aux mesures sur les piézomètres alentours au cours du même essai, ce qui pourrait être expliqué par une augmentation de la connexion entre les fissures avec l'augmentation du volume d'aquifère considéré (de Marsily, 1985; Faillat et Drogue, 1987). Seulement, les mesures directement aux forages pompés montrent sur plusieurs ouvrages une diminution de la transmissivité soit à partir d'une longue durée de pompage, soit à partir d'un grand volume d'aquifère mis à contribution, ce qui va à l'encontre de la remarque précédente. D'autre part, l'anisotropie notée par Faillat et Drogue (1987) dans ce type de milieux est également observée sur nos essais de pompages, les mesures étant différentes pour un même piézomètre observé au cours de pompages effectués sur des forages différents.

L'effet d'échelle peut être limité en choisissant une taille de maille de modélisation suffisamment grande (ici 40 m de côté au minimum) pour prendre en compte des propriétés hydrodynamiques moyennes. L'hétérogénéité du milieu est représentée dans notre étude par une discrétisation du champ de perméabilité. Quant à l'anisotropie, c'est un paramètre assez difficile à caractériser, il ne nous était en tout cas pas possible d'utiliser les données d'essais par pompage, où les écoulements sont radiaux autour de différents points sur la carte, pour en déduire une anisotropie générale du milieu, avec un seul axe définissant une direction d'écoulements préférentiels. Nous avons donc négligé ce paramètre.

La modélisation de l'aquifère comme un milieu continu équivalent isotrope donne des résultats tout à fait comparables à la réalité, même si le calage reste à améliorer. Cette idée d'utiliser un modèle maillé aux différences finies pour un aquifère de socle n'est d'ailleurs pas nouvelle : Gupta et al. (1985) avaient déjà utilisé un modèle monocouche maillé sur un aquifère granitique en Inde, en considérant que les altérites et la zone fissurée sont interconnectées. Ce type de modèle a également été appliqué à des roches basaltiques (Jalludin et Razack, 1997), l'influence de dykes imperméables sur les écoulements étant étudiée en particulier. Des tentatives de modèles bicouches ont été menées en Inde (Engerrand, 2002) et en Bretagne (Molénat, 1999), respectivement sur du granite et des schistes, donnant également de bons résultats.

b. Jeux de paramètres hydrodynamiques

Le calage des paramètres hydrodynamiques, ainsi que l'analyse de leur sensibilité, est comparé aux valeurs mesurées sur notre site, ainsi qu'aux valeurs utilisées dans d'autres études.

Nous ne disposons pas de mesures de la porosité de drainage en couche 1, qui est prise à 3 %. Les valeurs inférieures fournissent de moins bons résultats, mais une augmentation jusqu'à 6 % conduit encore à des amplitudes de variations piézométriques proches de la réalité. Ces valeurs sont proches de celles relevées par Molénat (1999) sur des altérites de schistes en Bretagne : valeurs mesurées entre 2 et 4 %, calage au sein d'un modèle hydrogéologique maillé avec une valeur de seulement 1 %, cette faible porosité étant compensée par une recharge égale à la pluie efficace, supérieure à celle que nous avons utilisée. Engerrand (2002) utilise des valeurs plus faibles pour la porosité de drainage de la couche d'altérites, comprises entre 0,1 et 1 %. Quant aux travaux de Rushton et Weller (1985) en Inde et de Compaore et al. (1997) sur des massifs granitiques en Inde et au Burkina Faso, ils estiment des porosités de drainage des altérites entre 1 et 2 %.

La porosité de drainage de la couche 2 joue un rôle quand la couche 1 est dénoyée. Il semble que la meilleure valeur obtenue pour le calage soit égale à

celle fixée pour la couche 1, soit 3 %. Une valeur de 1 % accentue un peu trop les amplitudes de variations piézométriques.

Si la couche 1 est ennoyée, la couche 2 est alors captive, et sa capacité de stockage est définie par un coefficient d'emmagasinement, calé à 10^{-4} . Les coefficients d'emmagasinement interprétés par essais de pompages à Plancoët sont compris entre $2 \cdot 10^{-6}$ et $5 \cdot 10^{-3}$. Dans la littérature, les valeurs de ce coefficient sont estimées dans les mêmes ordres de grandeurs, souvent assez variables : de $2,5 \cdot 10^{-5}$ par Engerrand (2002) à $5 \cdot 10^{-3}$ par Touchard (1999), en passant par $3 \cdot 10^{-4}$ - $2 \cdot 10^{-3}$ (Somlette, 1998), 10^{-3} (Molénat, 1999) et $2,5 \cdot 10^{-3}$ (Rushton et Weller, 1985). L'analyse de sensibilité du modèle révèle que ce paramètre ne joue pas un rôle primordial dans le calage de la piézométrie, les très faibles valeurs, même aberrantes, n'ayant aucune incidence sur les chroniques piézométriques. Cette faible sensibilité du modèle aux coefficients d'emmagasinement est également observée par Engerrand (2002), qui n'observe aucune différence entre les modèles avec $S=10^{-4}$ ou $S=10^{-6}$.

La perméabilité horizontale de la couche 1 a été calée à 0,04 m/j, mais le modèle n'est pas vraiment sensible à ce paramètre, pouvant accepter des valeurs entre 0,005 et 0,3 m/j (soit entre $6 \cdot 10^{-8}$ et $3 \cdot 10^{-6}$ m/s) pour la couche 1. Les perméabilités d'altérites estimées par essais de pompages sont comprises entre 10^{-6} et 10^{-5} m/s selon Molénat (1999), ce qui est supérieur à nos valeurs. Dans son modèle, il utilise même une valeur encore plus grande de $4 \cdot 10^{-5}$ m/s pour le calage. Rushton et Weller (1985) calculent également de fortes perméabilités pour cette couche par essais de pompages (0,5 m/j), alors qu'Engerrand (2002) utilise dans son modèle des perméabilités d'altérites plus proches de nos valeurs, entre $5 \cdot 10^{-7}$ et $3 \cdot 10^{-5}$ m/s. Une large gamme de mesures de transmissivités dans les altérites (entre $5 \cdot 10^{-8}$ et $3 \cdot 10^{-4}$ m²/s) est enfin obtenue par Compaore et al. (1997). Il est donc difficile de déterminer précisément ce paramètre, pouvant présenter des valeurs assez différentes selon les endroits, et n'étant pas un paramètre sensible dans le calage d'un modèle bi-couche.

La perméabilité horizontale en couche 2 semble en revanche être beaucoup plus sensible au calage du modèle. Les valeurs calées sur Plancoët sont comprises entre 0,004 et 0,4 m/j (soit entre $5 \cdot 10^{-8}$ et $5 \cdot 10^{-6}$ m/s), correspondant à des transmissivités entre $4 \cdot 10^{-6}$ et $5 \cdot 10^{-4}$ m²/s pour l'épaisseur de la couche 2 considérée, les transmissivités interprétées par essais de pompages étant du même ordre de grandeur. Quant aux valeurs utilisées dans la littérature, elles sont réparties également sur un spectre assez large : les interprétations d'essais par pompages en Inde, en Ouganda et en Bretagne conduisent à des perméabilités de $6 \cdot 10^{-5}$ m/s (Rushton et Weller, 1985) et des transmissivités entre $3 \cdot 10^{-7}$ et $2 \cdot 10^{-3}$ m²/s (Howard et Karundu, 1992; Somlette, 1998; Touchard, 1999). Les perméabilités utilisées en modèles hydrogéologiques sont comprises entre $1 \cdot 10^{-7}$ et $4 \cdot 10^{-4}$ m/s (Molénat, 1999; Engerrand, 2002), soit un peu au-dessus de notre gamme de valeurs. Rappelons que les plus faibles perméabilités calées dans notre modèle correspondent à des zones de petite étendue spatiale, assimilées à des structures colmatées par des argiles (failles ou filons kaolinisés).

Enfin, nous avons donné des valeurs différentes aux perméabilités verticales par rapport aux perméabilités horizontales : une valeur homogène arbitraire de 0,1 m/j (soit 10^{-6} m/s) a été choisie, autant pour la couche 1 que pour la couche 2. Au cours de l'analyse de sensibilité, nous avons émis des doutes quant au choix initial et aux tests effectués sur ce paramètre. Il aurait peut-être mieux valu en effet donner des valeurs de perméabilités verticales sur la couche 2 en rapport avec le champ de perméabilités horizontales calé sur la couche 2 afin de pouvoir les comparer. Nous déduisons tout de même de ces analyses que des valeurs trop faibles de K_v , autant sur la couche 1 que sur la couche 2, conduisent à déconnecter les deux couches, ce qui n'est pas vraiment observé sur notre site. Nous ne pouvons pas ici vraiment conclure que la perméabilité verticale est inférieure à la perméabilité horizontale, comme cela a été montré par Maréchal et al. (2003).

c. Relations entre les deux couches

Les observations piézométriques ainsi que les essais par pompages montrent que les deux couches sont bien connectées hydrauliquement : les niveaux piézométriques sont identiques dans les altérites et la zone fissurée (phénomène également observé par Gupta et al. (1985)), et un effet de drainance est observé de la couche 1 vers la couche 2 sous l'influence d'un pompage en couche 2. La drainance a été quantifiée sur des schistes dans le Finistère par Somlette (1998) grâce aux méthodes d'interprétation d'essai par pompages de Hantush et Jacob (1955), Hantush (1956) et Walton (1962), décrites par Kruseman et de Ridder (1974) : un facteur de drainance est ainsi estimé entre 100 et 300 m.

Les deux couches sont également bien connectées au sein du modèle, les cartes piézométriques étant similaires, et les modifications appliquées à la couche 1 étant visibles sur la piézométrie de la couche 2.

D'autre part, le modèle sur le site de Plancoët reproduit bien l'alternance de l'ennoyage-dénoyage des altérites selon les saisons, même si les zones ennoyées ne correspondent pas exactement à celles observées. L'explication de cette inexactitude peut être recherchée dans le calage des perméabilités horizontales et verticales sur les deux couches.

d. Influence de la géométrie

Un des tests qui pourrait fournir des informations intéressantes sur le fonctionnement de ce type d'aquifères est celui de l'influence de la géométrie des couches. Certains auteurs auparavant ont tenté de relier les débits de forages avec l'épaisseur d'altérites, mais cette relation n'est pas toujours évidente : Detay et al. (1989) notent par exemple une augmentation des débits de forages avec les épaisseurs d'altérites, jusqu'à un certain seuil où les débits n'augmentent plus,

alors que Lenck (1977) observe des débits inversement proportionnels aux épaisseurs d'altérites. Il faut peut-être relier cette dernière observation au colmatage probable des fissures par les argiles issues des altérites, qui ne se produit pas dans le cas où les altérites ont été érodées.

Malheureusement, le modèle établi dans cette étude ne présente pas un calage suffisamment parfait pour pouvoir argumenter sur une géométrie plutôt qu'une autre : on peut aussi bien considérer une couche que deux, on pourrait même en imaginer d'autres. Les cartes de piézométrie diffèrent dans chaque cas, mais nous ne pouvons pencher plus vers l'une ou vers l'autre, le lien avec la réalité étant de toute façon imparfait. Un modèle mieux calé permettrait plus facilement d'argumenter sur le nombre de couches et sur leurs épaisseurs respectives. Mais il faut garder à l'esprit que le calage n'ayant pas une solution unique, un meilleur calage ne voudrait pas nécessairement dire « plus proche de la réalité ».

2) *Bilans quantitatifs*

Les calculs de bilans sont exploités et discutés ici sous trois volets : l'ouverture d'une discussion sur la recharge de l'aquifère, les échanges entre l'aquifère et les écoulements de surface, et enfin un bilan sur le site d'exploitation, afin de discuter des quantités d'eau exploitables.

a. Discussion sur la recharge de l'aquifère

Au cours de ce travail, nous avons testé trois recharges de l'aquifère différentes. La valeur la plus optimiste (recharge 0) a été déduite de la pluie efficace au pas de temps journalier en supposant que l'infiltration dans l'aquifère n'excède pas 10 mm par jour. La pluie efficace ayant été confirmée par la lame d'eau écoulée par les rivières sur le même type de bassin versant, la valeur de la recharge 0 (82 % de Peff) est équivalente à la moyenne des faibles débits de rivière (seuil de débit défini à 2,5 m³/s, ou 0,76 mm/an), ce qui valide l'ordre de grandeur approximatif de cette recharge.

Le bilan calculé avec cette recharge sur la rivière au centre de la zone modélisée, dans une zone non calée où aucun prélèvement par pompage n'est imposé à l'aquifère, devrait fournir un débit spécifique équivalent à la recharge, soit proche de 203 mm/an. Cette valeur est bien obtenue par le modèle sur le tronçon amont de la rivière ; cependant le bilan de cette zone semble surestimé par rapport au reste de la rivière, à cause d'un fonctionnement mal modélisé : la rivière alimente la nappe en amont, ce qui ne devrait pas se produire. Le flux moyen écoulé de l'aquifère vers la rivière dans son ensemble (zones 2 et 3) est calculé à 167 mm/an, ce qui est inférieur à la valeur de recharge imposée au modèle. Pour

corriger cette erreur, il faudrait soit diminuer les perméabilités à proximité de la rivière afin d'augmenter le gradient entre la nappe et la rivière, soit diminuer les valeurs de charges imposées dans la rivière, fixées de façon imprécise au départ. Ces deux modifications impliqueraient une accélération des transferts de la nappe vers la rivière, ce qui améliorerait l'allure des débits de rivière modélisés par rapport à la chronique observée.

Les deux autres recharges testées ont été déduites du modèle hydrologique à réservoirs Gardénia, à partir de la même valeur de pluie efficace que précédemment. Le modèle Gardénia permet de distinguer les écoulements lents, assimilés à la recharge à l'aquifère, des écoulements rapides, assimilés à du ruissellement de surface, calés sur des débits de rivière ou sur des variations piézométriques. Les écarts volontairement importants entre ces deux estimations (respectivement 77 mm/an, soit 31 % de Peff pour la recharge 1, et 167 mm/an, soit 68 % de Peff pour la recharge 2), chacune correspondant à un calage de ce modèle pourtant acceptable à la fois sur les débits de rivière et sur une chronique piézométrique, met en doute la méthode d'estimation de la recharge par l'utilisation de Gardénia.

Les tests de modélisation avec les recharges 1 et 2 conduisent à des cartes piézométriques relativement correctes dans l'ensemble, le modèle étant assez peu sensible à ce paramètre, comme observé par Eldin et al. (2000). Mais certains forages pompés sur le site d'exploitation sont asséchés. Nous ne pouvons pas mettre en cause ici l'épaisseur de la zone fissurée, estimée à sa valeur maximale possible (100 m) d'après les logs de forages. Il n'est pas impossible qu'un autre calage des paramètres hydrodynamiques (en reprenant à zéro la géométrie du champ de perméabilité) pourrait conduire à une modélisation correcte du site, sans assécher les forages ; on peut envisager cette hypothèse pour la recharge 2 en tout cas, où seulement deux forages sont asséchés au lieu de quatre avec la recharge 1. Il faudrait pour cela passer beaucoup plus de temps à recalibrer le modèle avec les recharges 1 et 2.

Par ailleurs, nous ne pouvons rien déduire des bilans d'écoulements dans la rivière avec ces valeurs de recharge, ceux-ci ne pouvant pas tenir compte de la lame d'eau écoulee par ruissellement, non comptabilisée dans la recharge appliquée au modèle : si les débits de rivière calculés sont logiquement inférieurs à ceux obtenus avec la recharge 0, il ne tiennent pas compte de l'écoulement de surface qui doit être rajouté à ce calcul, et qui est plus grand quand la recharge est plus faible.

N'ayant pas tous les arguments en main, nous ne pouvons pas conclure de façon certaine sur une valeur de recharge plutôt qu'une autre : si un nouveau calage des paramètres hydrodynamiques permet de ne pas assécher les forages en utilisant des faibles recharges, le modèle hydrogéologique ne fournit aucun argument pour estimer la recharge. Nous préférons nous appuyer sur les arguments de Merot et al. (1981) qui utilisent le traçage d'une crue par l'oxygène 18, ou encore Durand et Juan Torres (1996) et Molénat et al. (1999) qui se basent sur l'analyse détaillée des hydrogrammes de crue, pour supposer que la recharge représente une part importante de la pluie efficace, au moins supérieure à la

recharge 2 (68 % Peff) estimée, et peut-être même supérieure à la recharge 0 (82 % Peff). C'est pourquoi nous avons gardé la recharge 0 pour simuler un nouveau pompage, et nous n'avons pas recalculé toutes les valeurs du bilan hydrique pour les recharges 1 et 2.

b. Echanges entre l'aquifère et les écoulements de surface

Les calculs d'échanges entre l'aquifère et les écoulements de surface permettent dans une certaine mesure de confirmer le bon fonctionnement du modèle hydrogéologique. Nous avons ainsi vérifié que les échanges se faisaient majoritairement de l'aquifère vers les rivières. Quand des échanges inverses sont susceptibles de se produire, il vaut mieux modéliser les rivières comme des drains qui ne sont pas sensés alimenter la nappe, plutôt que comme des charges imposées, représentation utilisée également par Molénat (1999). Nous aurions pu également, comme Engerrand (2002), modéliser les rivières avec une perméabilité de sédiments, mais cela aurait conduit à introduire un degré de liberté supplémentaire dans le modèle, ce qui n'était pas utile.

En ce qui concerne les drains, nous en avons défini sur les rivières temporaires situées au niveau du site d'étude local. Par l'analyse de sensibilité, nous nous sommes rendus compte que pour que ces drains jouent vraiment un rôle sur le fonctionnement de l'aquifère, il faut qu'ils affectent les deux couches, ce qui suppose que des structures drainantes profondes telles que des failles ouvertes ou des filons conducteurs existent réellement sur le terrain. Une erreur s'est glissée dans le modèle, conduisant à faire entrer de l'eau par un drain au sein de l'aquifère : c'est peut-être lié à la présence d'un pompage sur une maille contiguë des mailles de drains, mais ce fonctionnement reste tout de même anormal par rapport au rôle joué par les drains.

Le lac du Tertre de Brandefert a été considéré comme une eau de surface alimentant la nappe, hypothèse vérifiée par un âge quasiment nul des eaux de ce lac issu des mesures de CFC. Afin de satisfaire ce postulat, le lac a été modélisé en tant que réservoir avec une certaine perméabilité de sédiments, et nous avons vérifié par des calculs de bilans qu'il y avait bien un flux d'eau du lac vers l'aquifère équivalent à la lame d'eau écoulee sur le bassin versant topographique du lac (environ 20 m³/j). Un échange inverse est observé au moment des plus hautes eaux en 2001, ce phénomène est de fait probable dans la réalité.

Il reste un problème à résoudre à proximité du lac, où la piézométrie observée varie très peu, comme si elle était tamponnée par la présence du lac, alors que les variations de charges modélisées en cet endroit sont assez importantes. Ceci n'a peut-être rien à voir avec la façon de modéliser le lac, il faut analyser aussi l'influence de la porosité de drainage sur les phtanites.

c. Quantités d'eau sur le site d'exploitation

Nous avons vu dans le paragraphe « Bilans sur le site d'exploitation » (Partie 1. IV.B.3)c) que la surface du bassin versant du site d'exploitation était surestimée en la considérant égale à 1,8 km². Nous nous intéressons en effet uniquement à la surface qui contribue à l'alimentation des pompages sur le site, afin de pouvoir estimer les quantités d'eau disponibles. Une estimation plus juste des surfaces contributives aux pompages est présentée Figure 1-107, en distinguant les trois zones de pompages Sassay, Alix et le Tertre. Ces surfaces sont délimitées par l'allure de isopièzes observés, en hautes eaux et en basses eaux, ainsi que par les rivières pour le côté ouest de la zone Alix et le côté nord-ouest pour la zone Sassay. En ce qui concerne le drain au nord de la zone Sassay, on peut soit considérer qu'il constitue une limite d'alimentation, au-delà de laquelle les pompages ne récupèrent pas d'eau, soit estimer que les cônes de rabattement des forages de Sassay dépassent le drain au nord, et récupèrent l'eau d'une plus grande surface (appelée Sassay agrandi).

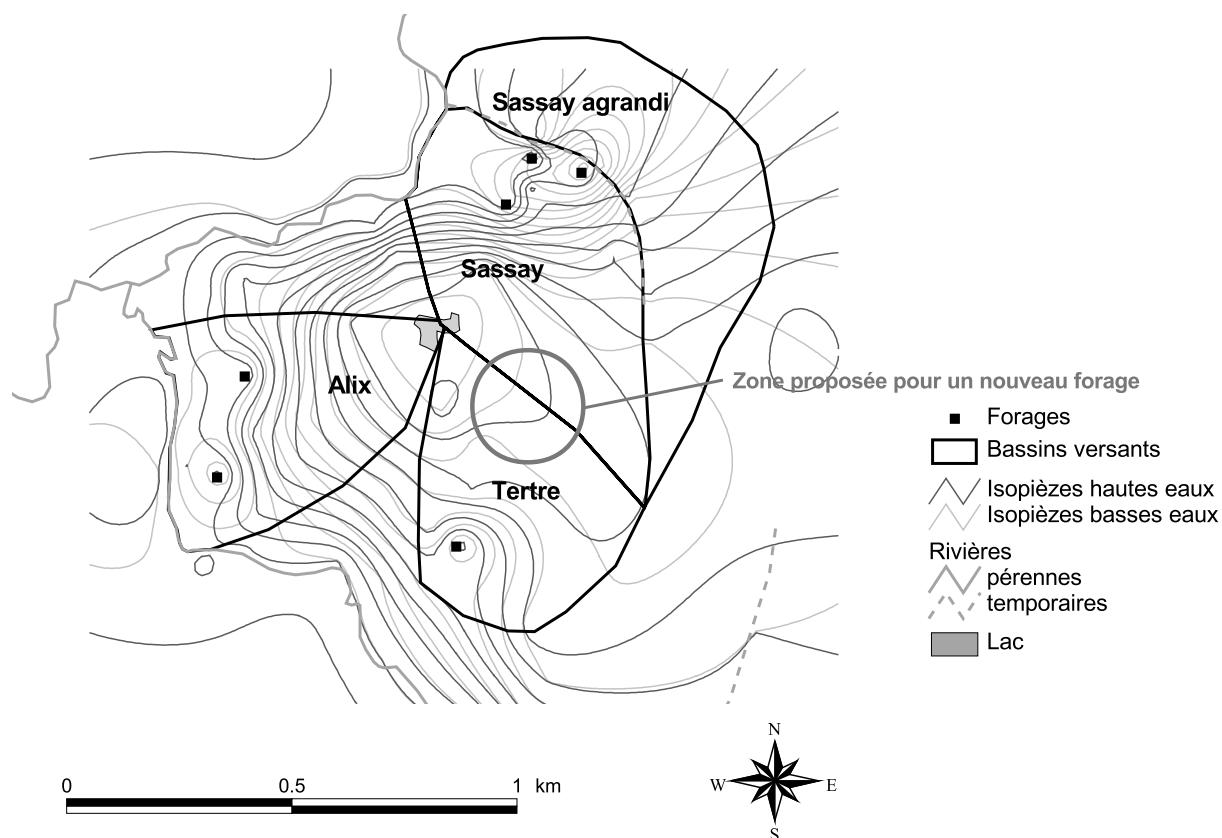


Figure 1-107. Délimitation des aires d'alimentation des forages pompés sur le site d'exploitation et emplacement de la zone de prospection proposée

Les débits pompés actuellement ne dépassent pas 446 m³/j pour les six forages sur cette zone. Nous pouvons estimer la quantité d'eau disponible en considérant les deux surfaces contributives possibles, l'une étant plus pessimiste que l'autre. Concernant les valeurs de recharges, nous calculons ces bilans pour les deux

valeurs de recharge les plus optimistes estimées (recharge 0 et recharge 2), la recharge 1 étant supposée trop irréaliste d'après les commentaires qui précèdent. Les estimations pour chaque surface et chaque valeur de recharge sont données dans le Tableau 1-14 en m³/j.

	Recharge 0 (203 mm/an)	Recharge 2 (167 mm/an)
Petite surface (1 km ²)	556 m ³ /j	458 m ³ /j
Grande surface (avec Sassay agrandi) (1,45 km ²)	806 m ³ /j	663 m ³ /j

Tableau 1-14. Débits disponibles pour les pompages sur le site d'exploitation, selon deux hypothèses de surfaces contributives et deux hypothèses de recharges, pour un débit réel pompé de 446 m³/j

Nous notons que ces estimations sont toutes les quatre supérieures aux débits réellement pompés, avec plus ou moins de marge. L'hypothèse la plus pessimiste donnée avec la plus petite surface contributive et la plus faible recharge laisse une marge d'environ 10 m³/j pour l'exploitation. Nous pensons cependant que cette valeur sous-estime les quantités réellement disponibles : il est fort probable que les cônes de rabattement des forages de Sassay dépassent la limite du drain vers le nord, la surface contributive doit donc être plus proche de la valeur supérieure estimée. D'autre part, le débat sur la recharge n'étant pas clos, nous ne pouvons pas préférer l'une ou l'autre valeur, mais il semble au moins que la recharge 2 soit la valeur minimum de recharge moyenne sur le site. Le débit exploitable serait donc au minimum de 663 m³/j, ce qui laisse une marge d'environ 200 m³/j encore non exploités sur le site.

Lors du test de simulation de pompage, nous avons choisi un débit de pompage de 100 m³/j, ce qui représente beaucoup par rapport aux débits déjà exploités, mais semble être tout à fait envisageable dans la zone choisie (Figure 1-107). D'après les quantités exploitables estimées, ce débit est parfaitement raisonnable, et pourrait même être supérieur. Nous recommandons cet emplacement pour un nouveau forage.

V. Synthèse sur le site de Plancoët

Pour finir cette partie, rappelons les principaux résultats obtenus au cours de l'étude sur le site de Plancoët : avons-nous répondu aux deux objectifs de départ, à savoir mieux comprendre le fonctionnement des aquifères de socle en général, et en particulier la structure de celui étudié, et proposer un choix d'emplacement pour un nouveau captage d'eau ?

Concernant le premier objectif, nous avons tout d'abord montré que le modèle conceptuel de profils d'altération stratiformes en deux couches (Wyns et al., 2004) était applicable sur le site d'étude. La cartographie régionale de ces horizons a montré une relation entre la répartition spatiale des différentes lithologies (phtanites et dolérite au sein de l'encaissant gneissique) et l'approfondissement du profil d'altération, celui-ci étant plus profond à proximité des phtanites et moins profond autour des dykes de dolérite. La cartographie locale du site d'étude a montré une forte hétérogénéité du développement de l'altération à cette échelle, liée à l'hétérogénéité de la roche encaissante et à la présence de structures drainantes comme des failles. Une étude plus approfondie sur les relations entre les différents faciès lithologiques observés et le développement de l'altération pourrait être envisagée ultérieurement, en faisant une cartographie détaillée de ces faciès.

La modélisation hydrogéologique en deux couches montre des résultats cohérents avec les observations hydrogéologiques, ce qui valide le modèle géométrique en deux couches, en plus des interprétations d'essais de pompage révélant un phénomène de drainance des altérites vers la zone fissurée.

Par une modélisation avec un modèle maillé aux différences finies, nous avons confirmé que ce type d'aquifère pouvait être considéré comme un milieu poreux équivalent, où le rôle des failles locales devient négligeable devant la fissuration du massif par altération. Certaines failles peuvent être prises en compte dans le modèle hydrogéologique, mais leurs rôles respectifs sont variés : certaines agissent comme des drains, marqués par des ruisseaux temporaires, d'autres sont plutôt des structures imperméables colmatées par des argiles. L'hypothèse de structures colmatées est appuyée par différents types d'analyses : des observations sur le terrain de filons kaolinisés par altération hydrothermale, ainsi qu'une forte proportion d'argiles d'altération au sein des altérites, laisse supposer un colmatage possible de certaines structures ; d'autre part, l'observation de structures de faible résistivité sur les panneaux électriques est interprétée comme révélant une plus forte proportion d'argiles en ces endroits ; une anomalie de fort signal IP sur l'un des panneaux électriques, interprétée comme une zone argilisée, a été reliée à un comportement géochimique particulier au sein d'un ouvrage d'exploitation ; enfin la très faible perméabilité observée à proximité du forage H-F1 est supposée liée à l'accumulation d'argiles.

La prise en compte dans le modèle hydrogéologique de structures imperméables suivant les failles cartographiées localement satisfait au calage sur les mesures piézométriques. Pour aller plus loin dans l'analyse du rôle des failles et filons, il serait intéressant d'étudier l'influence des dykes de dolérite sur le modèle, en récupérant de nouvelles mesures piézométriques à proximité de ces structures.

Par la prise en compte de structures plus ou moins imperméables au sein du modèle hydrogéologique, nous montrons une grande variabilité des propriétés hydrodynamiques du milieu, déjà relevée lors des essais par pompages, pouvant être liées aux variations de faciès impliquant une altération plus ou moins marquée, ou à des circulations préférentielles le long de structures tectoniques, colmatées ou non. Cette variabilité est encore observée sur les âges variables de l'eau, celles-ci semblant être plus anciennes pour les grandes profondeurs, ainsi que sur les différents gisements de pyrite analysés sur le site. Une estimation des perméabilités à partir des âges déterminés par les mesures CFC fournit des valeurs entre 0,03 et 0,3 m/j (avec une porosité cinématique de 3 %), ce qui est assez proche de celles estimées par les méthodes hydrogéologiques.

N'ayant pas trouvé de lien directement évident entre le champ de perméabilités et les structures géologiques cartographiées au sein du modèle géométrique 3 D, il nous est difficile de recommander des emplacements des forages à partir de ces observations géologiques uniquement, dans des zones où nous ne disposons d'aucune donnée hydrogéologique. Le champ de perméabilité n'est selon nous pas complètement prévisible, et la présence de structures tectoniques peut se révéler plus ou moins favorable à l'exploitation des ressources en eau.

Nous proposons en revanche de choisir un emplacement où les propriétés hydrodynamiques sont favorables et connues par une analyse hydrogéologique (essais par pompages et observations piézométriques calées au sein du modèle hydrogéologique). Une proposition de lieu sur le site d'exploitation est faite à la fin de la partie modélisation.

Ce choix est conditionné par une étude sur la recharge de l'aquifère, supposée assez importante par rapport à la pluie efficace. Les arguments pour supposer une telle recharge reposent à la fois sur d'autres études effectuées en milieux similaires (Merot et al., 1981; Durand et Juan Torres, 1996; Molénat et al., 1999), ainsi que sur des tests de faibles recharges sur le modèle hydrogéologique qui conduisent à l'assèchement des forages d'exploitation. Afin de confirmer la valeur de recharge, il faudrait peut-être mener une étude spécifique sur ce paramètre, en mesurant par exemple en continu les débits de rivières à proximité immédiate du site d'exploitation, ainsi qu'en effectuant des mesures ponctuelles de ruissellement de surface pendant les forts événements pluvieux.

PARTIE 2

ANALYSE DE LA FRACTURATION DE L'AQUIFERE CARBO- GAZEUX DE QUEZAC

Partie 2. ANALYSE DE LA FRACTURATION DE L'AQUIFERE CARBO-GAZEUX DE QUEZAC

Même s'il apparaît également comme un milieu fracturé, le site de Quézac (domaine sédimentaire carbonaté) présente une géologie très différente du site de Plancoët, ainsi que la caractéristique spéciale de contenir du gaz. L'approche qui a été conduite pour l'étudier dérive donc d'une problématique particulière, sensiblement différente de celle qui a été menée à Plancoët.

Quézac se situe dans les Causses, au sud du Massif Central (département de la Lozère, 48). L'appellation des Causses désigne les hauts plateaux calcaires de cette région qui culminent au-dessus de 1000 m d'altitude, déposés sur un socle schisteux anté-hercynien (Gèze et al., 1980). Ceux-ci sont traversés par quelques vallées très encaissées, dont la vallée du Tarn, qui prend sa source sur le Mont Lozère à l'est des Causses, et qui s'écoule vers l'ouest pour se jeter dans la Garonne à proximité de Moissac (82). C'est dans la plaine alluviale du Tarn que se trouve le village de Quézac (Figure 2-1), entre les communes de Florac (à l'est) et Sainte-Enimie (à l'ouest), à environ 500 m d'altitude. En cet endroit, l'épaisseur des Causses est encore assez faible, le socle étant encore affleurant à 1 km à l'est de Quézac. Le socle s'approfondit d'est en ouest, les épaisseurs de sédiments carbonatés étant de plus en plus importantes vers Sainte-Enimie.

L'exploitation actuelle de l'eau gazeuse pour l'embouteillage est relativement récente sur ce site. C'est au cours d'une campagne de recherche en eau potable commanditée par les administrations locales en 1989, que le BRGM a redécouvert le gisement d'une eau gazeuse fortement minéralisée en cet endroit. Il existait déjà en effet une source d'eau gazeuse à Quézac, la source Diva, dont l'Académie de Médecine avait autrefois (vers 1700) reconnu les vertus thérapeutiques et qui avait alors reçu le label « eau minérale ». L'exploitation de la source Diva, en bordure du Tarn, avait cessé depuis 1920 environ. Cette eau étant impropre aux usages alimentaires mais pouvant être valorisée économiquement, le Conseil Général de Lozère a recherché des exploitants potentiels, et la Société Nestlé Waters (à l'époque Perrier-Vittel-France) a commencé l'exploitation de l'eau de Quézac en 1996.

En dehors de quelques forages de reconnaissance qui n'étaient pas intéressants pour l'exploitation et qui ont été rebouchés, la Société Nestlé Waters dispose de deux forages d'exploitation (F2 et F5) pour le moment, situés dans la plaine alluviale du Tarn sur la commune de Quézac. L'eau pompée par ces forages est très gazeuse, le gaz étant principalement du gaz carbonique (99 %), et son faciès chimique est principalement bicarbonaté calcique et magnésien, ce qui traduit sa double origine (origine du gaz supposée mantellique et acquisition du faciès chimique au sein des formations carbonatées de surface). Deux nouveaux forages de reconnaissance (F7 et F9) ont été effectués en 2005, qui seront peut-être mis en exploitation par la suite.

Depuis 1989, les travaux effectués par le BRGM, puis par l'entreprise exploitante, ont surtout consisté en des campagnes de mesures géophysiques, par des méthodes électriques et sismiques, dont l'objectif était de déterminer la position de failles susceptibles de véhiculer de l'eau et du gaz. Une campagne de mesures de dioxyde de carbone dans les sols a également été réalisée.

Contrairement au site de Plancoët, celui-ci n'a pas été équipé d'un réseau de piézomètres de surveillance, il n'existe donc quasiment pas de données hydrogéologiques sur ce site.

Ayant choisi de porter nos travaux en hydrogéologie essentiellement sur le site de Plancoët, nos investigations sur le site de Quézac ont été limitées à une cartographie structurale à partir d'analyse d'images, ainsi qu'à des observations et mesures de terrain. Afin de compléter la description géométrique du site, nous avons repris les résultats de deux campagnes de mesures géophysiques (panneaux électriques et profils sismiques), ainsi que ceux des mesures de CO₂ dans les sols, et en donnons de nouvelles interprétations. Souhaitant intégrer ces résultats au sein d'un article axé sur la géologie structurale, nous avons décidé de présenter nos travaux directement sous la forme d'un article rédigé en Anglais.

I. Introduction

In carbonate aquifers, flow often follows preferential flow paths, along existing fractures, faults or joints (Bakalowicz, 1995). It is, however, quite difficult to acquire precise knowledge of the fracturation network and to predict the hydrodynamic behaviour of each tectonic structure. Here, a methodology is developed to obtain detailed information about the fracturation network, and to provide some criteria for determining which families of tectonic structures are likely to offer preferential flow paths.

The carbo-gaseous aquifer of Quézac, in the Lozère (south Massif Central, France), is used as an example. The study site, located on the eastern side of the Grands Causses, west of the Cévennes (Figure 2-1), presents the particularity of containing gas and highly mineralized water. It has been exploited since 1996 as gaseous mineral water by the Nestlé Waters Company.

The Causses, whose summits are higher than 1,200 m asl, are a powerful Mesozoic sedimentary basin, approximately 2 km thick consisting of Triassic to Upper Jurassic, mainly carbonate rocks, in the centre of the basin. They are deeply incised by the narrow valley of the Tarn and its tributaries (around 800 m), flowing westward from the eastern basement to the direction of Millau. The Quézac village, at around 500 m asl, is located in the Tarn gorge, on a small alluvial plain, between the towns of Florac to the south-east and Sainte-Enimie to the west. The basement outcrops on the Cévennes and consists of Proterozoic to Silurian rocks which are folded, metamorphosed and intruded by late Hercynian granite (275 to 300 My, Leach et al., 2006). It is bordered by faults to the west and the south (Figure 2-1) developed in Upper Carboniferous or Permian times (Macquar, 1973) and reactivated during later tectonic phases that affected the area.

The Quézac aquifer lies in the Early Jurassic, essentially Hettangian carbonates and dolomites separated from the Upper Jurassic aquifer by the Domerian-Aalenian marls. It is situated inside the network of the Meyrueis faults, N170°E to N020°E, which separates the Cévennes on the east side from the Causses on the west side (Figure 2-1) and is part of the western deepening of the Jurassic deposits. The vertical shift of the contact zone between the basement and the sedimentary cover is about 500 m on both sides of the Meyrueis fault network but we have no estimate of the horizontal shift. On the eastern boundary of the Causses, the sedimentary cover above the basement is quite thin. The alluvial plain in question is crossed by a major N170°E fault in the Meyrueis fault network, the sole cause of a vertical shift of about 250 m: Hettangian rocks outcrop on the eastern, and Bajocian rocks on the western side.

In this area, the fracturation network is only known by its major faults marked on the geological map (Gèze et al., 1980). In order to study the preferential flow paths of the aquifer, it is important also to know the fractures and joints that affect the rocks. There are different methods of characterizing the fracturation in carbonate rocks. The morphostructural approach can help to provide a general view of the fracturation at the regional scale, if the linear structures observed in the relief can be interpreted as fractured zones, more eroded than the unweathered rock. For example, in karstic environments, Boinet (1999) compared the characterization of fracturation by aerial photograph stereoscopy analysis and by measurements in karstic galleries and found good agreement between the two methods. Bonnet and Colbeaux (1999) stressed the value of morphologic analyses based on a Digital Elevation Model (DEM) in karstic media. Some authors show that the result is improved if different methods of morphostructural analysis are combined, e.g. DEM and aerial photographs with field data such as microtectonic measurements (Deffontaines et al., 1994; Sykioti et al., 1996; Deffontaines et al., 1997; Rocher et al., 2000; Rabemanana et al., 2005). For a precise location of the structures, an analysis of deep sedimentary sequences observed on well-logs and some geophysical investigations can provide interesting new information. Gautam et al. (2000), Sumanovac and Weisser (2001) and Szalai et al. (2002) show the advantages of the seismic method and Electrical Resistivity Tomography (ERT).

To study a fractured carbonate aquifer, it is necessary to have a precise map of the fracturation network but it is not enough to know the hydrodynamic behaviour of these networks. Our aim was therefore to find some elements by which to predict whether different fracture families tend to be open or closed, depending on the tectonic and karstification history of the area. The tectonics of the Causses have already been explored by many authors (Macquar, 1973; de Charpal et al., 1974; Blès et al., 1989), but no precise study has been made of the area around Quézac. A microtectonic analysis enabled us to reconstruct the tectonic history of the area, which is helpful as it shows the successive behaviours of the tectonic joints, i.e. opening, crystallization, relative movements of the structural planes. Concerning the karstification, it has been shown that karstic phenomena develop on existing tectonic structures. Rodet (1999) observed, for instance, the first step of karstification in unperturbed clays generated by the weathering of chalk, and showed that this primo-karst develops in the fracturation network. Devos et al. (1999) studied the influence of observed fractures and folds on the water circulation in karstic galleries. Guérin (1974) related the microtectonic measurements to statistical orientations of the karstic galleries and demonstrated that groundwater flow chooses preferentially the directions that have been subjected to maximum distension. Fenart et al. (1999) used some microtectonic measurements to link the different successive tectonic regimes which may explain the morphogenesis of karst.

This article, presents a multidisciplinary approach to the study of the Quézac carbo-gaseous aquifer and, in particular, its fracturation. The first approach is morphostructural combining aerial photographs and DEM analyses in order to map the general fracturation of the area. The local aquifer structures under the

flat alluvial Tarn valley are then further defined by interpretations of well-logs, seismic profiles and ERTs. Some field measurements are added to determine the hydrodynamic behaviour of the different families of structures. The microtectonic measurements help to relate the successive tectonic constraints to the successive movements of each family of structures. The observations of water and gas transfers inside the tectonic structures are carefully discussed in accordance with the tectonic and karstification history of the rocks from the Jurassic to the Quaternary period.

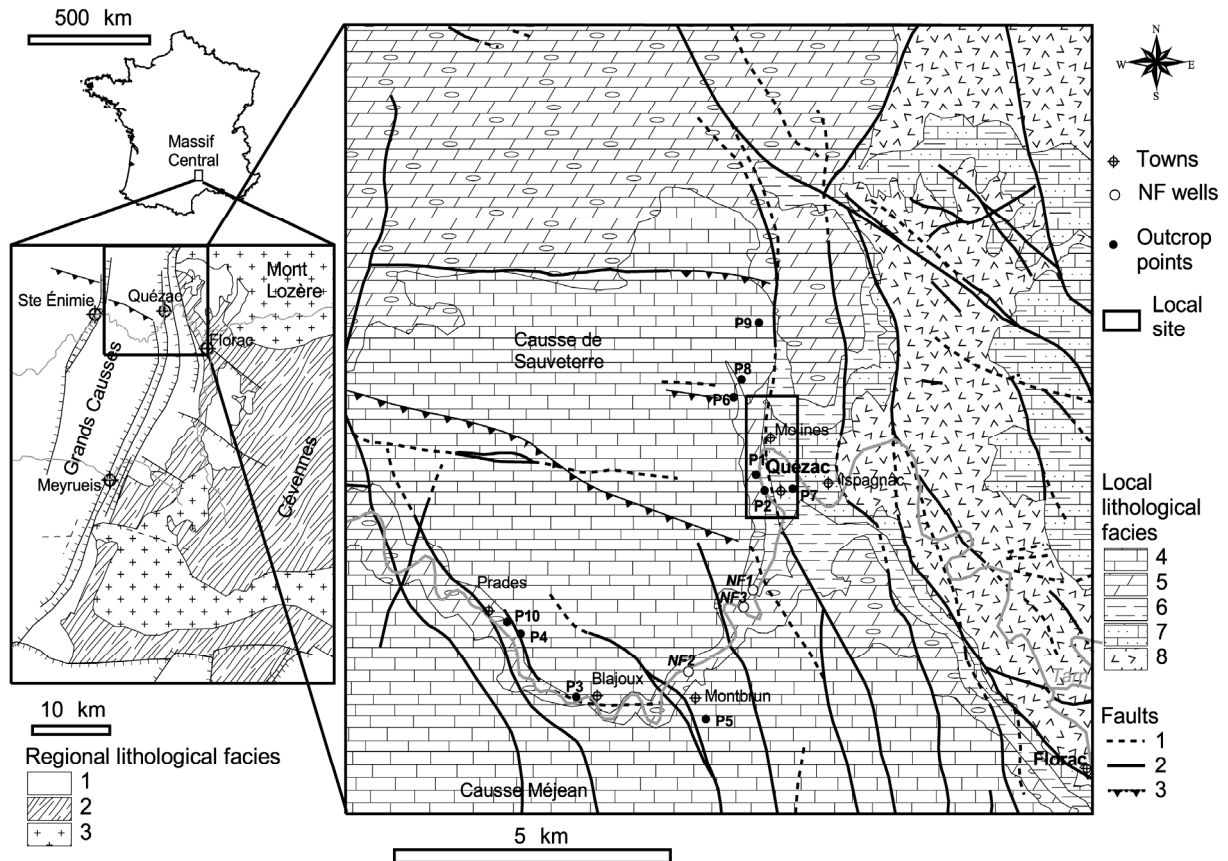


Figure 2-1. Regional and local geological maps. *Regional lithological facies* (Macquar, 1973): 1: Mesozoic; 2: Palaeozoic; 3: Granites. *Local lithological facies* (Gèze et al., 1980): 4: Limestones (Oxfordian, Kimmeridgian, Portlandian); 5: Dolomites and limestones (Bathonian, Bajocian); 6: Marls (Domerian, Toarcian, Aalenian); 7: Limestones, dolomites and marls (Hettangian, Sinemurian, Lotharingian, Carixian); 8: Basement (micaschists). *Faults*: 1: uncertain; 2: certain; 3: thrusts

II. Fracturation analysis

The first step of the study was to understand the fracturation network. It was therefore necessary to map the tectonic structures in as unbiased a manner as possible. This study was made at two different scales: a regional one with the help of a morphostructural analysis, and a local one in the Quézac alluvial plain, with the help of well-log analyses and geophysical investigations.

A. Regional scale : morphostructural analysis

Because the Causses have deeply incised valleys, the morphostructural approach is appropriate for locating the fracturation at the regional scale. Here, two different and complementary tools were combined: aerial photographs and DEM photointerpretation. The sparse forest cover makes the stereoscopy analysis easy, and the presence of aligned dolines on top of the Causses is also helpful in locating major karstified structures. First the mapping method is described, then the results analysed.

1) Methodology of morphostructural analysis

We used a set of aerial photographs acquired in 1989 from the French National Geographic Institute (IGN), with a 1/30,000 scale and covering all of the studied area, i.e. around 70 km². We also used a DEM from the IGN with a ground pixel size of 50 m x 50 m, covering an area of 185 km². The DEM analysis required specific numerical treatment for the interpretation of the lineament locations. Slope calculation (Deffontaines et al., 1991-1992; Bonnet and Colbeaux, 1999) contributed some valuable data. Computation of hill shadings with various angles of incident light was also very useful (Deffontaines et al., 1994). The extraction of drainage networks makes the interpretation even easier (Deffontaines et al., 1992), as the obtained valleys are generally rectilinear and located either by alternations of hard and soft rocks or by structures.

In order to take into account every type of data and to assign a confidence factor to each lineament, we made a multi-criteria map of morphological accidents. First, the aerial photographs and DEM images were analysed separately, and lineaments drawn on a database created with a Geographic Information System (GIS). The DEM interpretation involved the use of various images obtained from the data: slope map, hill shadings with an elevation angle of 30° and four azimuth angles of incident light (N045°E, N135°E, N225°E and N315°E) and the extracted drainage network. For both methods, each lineament received a confidence factor founded on geomorphological reasoning: the value 1 was given to the uncertain lineaments (weak contrast of relief observed on aerial photographs or bad agreement between the various images from the DEM), and the value 2 to the more certain ones (high contrast of relief or good agreement between the DEM images).

Then, the lineaments interpreted by both methods were combined and compared to the faults found on the geological map (Gèze et al., 1980). By taking into account realistic intersections of structures, we could adapt and update the contours on the geological map, so that they did not cut continuous lineaments. Some faults on the geological map are consistent with the geomorphological analysis, but not all of them. After a critical analysis, confidence factors (between 0 and 2) were given to each final lineament, based on both methods of geomorphological analysis and on the geological map.

2) *Results*

Figure 2-2 shows, at the same scale, the aerial photographs (a), the interpretation of these photographs (b) and the morphostructural analysis based on the aerial photographs and the DEM interpretation (c). Note that many lineaments deduced from the interpretation of aerial photographs are not included in the final critical analysis, as they were not observed in the DEM interpretation. The contours taken from the geological map vary a little from the original ones (Figure 2-1): they are less continuous, because their position has shifted due to newly interpreted structures.

To compare the statistical orientations of the lineaments in the different interpretations, we calculated the total length of the structures for each family of azimuths (every five degrees). The length of the lineaments is representative here, because the principal tectonic structures in this area are vertical. The diagrams in Figure 2-3 show for the different methods the length percentages of each family (from N000° to N180°E) compared to the dominant one.

The geological map shows only the major faults that imply a shift in the rocks. The most representative faults are around NW-SE to N-S directions (N140°E to N170°E and N005°E) or the E-W ones (N095°E and N110°E). However, the morphostructural approach entails drawing all types of lineaments, whether they shift the formations or not. The families of lineaments represented in the interpretations of DEM and aerial photographs show a new NE-SW (N035-040°E) orientation, representing other tectonic structures than faults, such as fractures or joints. The N-S (N175°E and N000°) and E-W (N095°E to N110°E) groups are also well represented by the morphostructural analysis, even if the families found by aerial photographs are much more numerous than in the DEM interpretation, because the method is more accurate. The structures resulting from the critical analysis show a mixture of orientations from the three preceding diagrams.

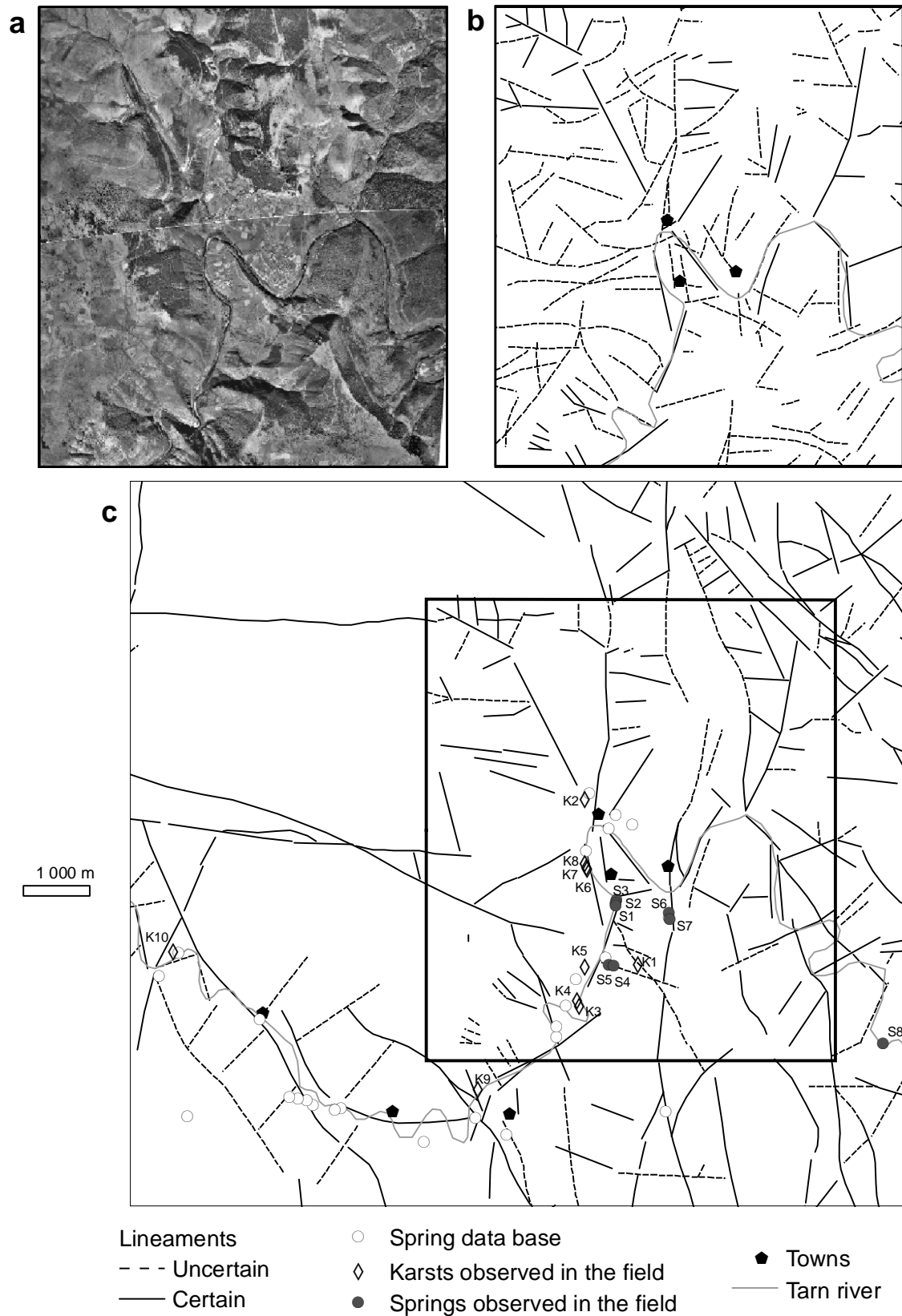


Figure 2-2. Structural map from morphostructural analyses. (a) Aerial photography; (b) Photointerpretation from aerial photography; (c) Photointerpretation synthesis, taking into account the interpretations from aerial photography and DEM, and the geological map, superposed to the springs and karsts locations.

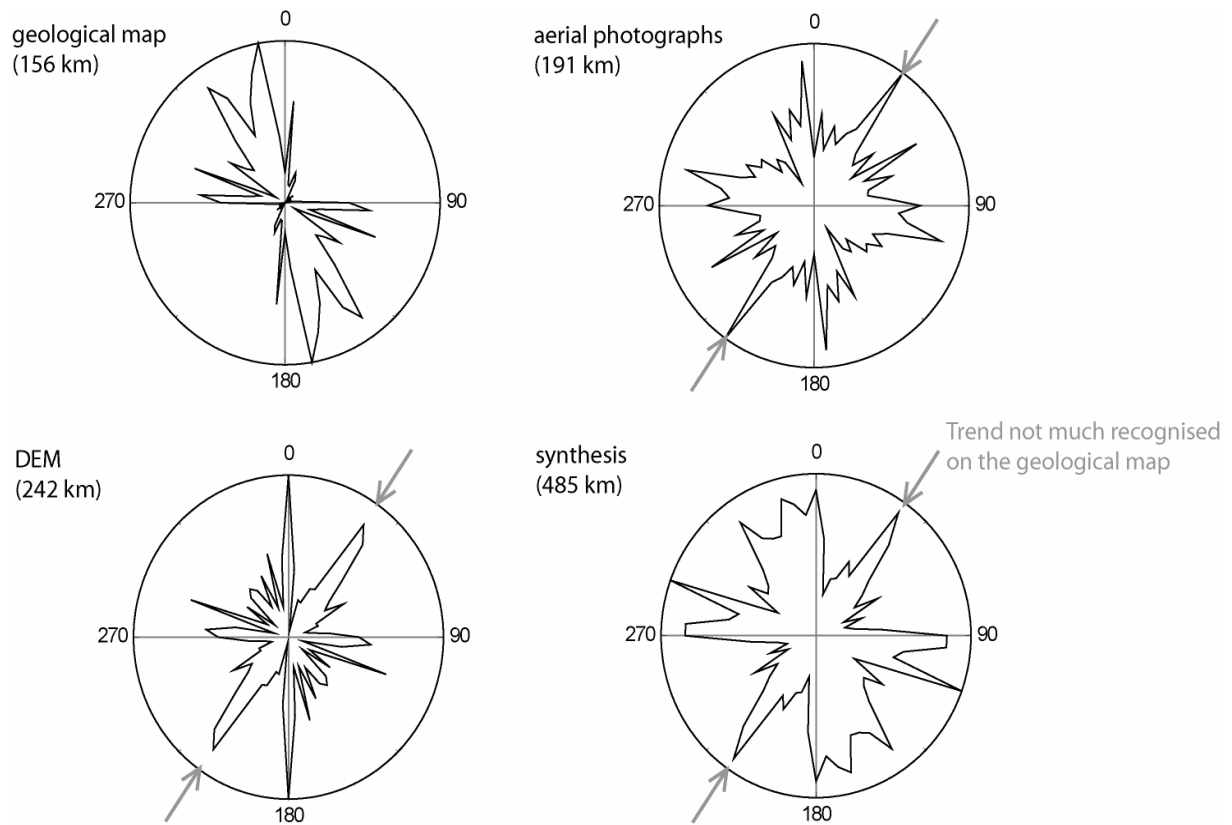


Figure 2-3. Orientation of the lineaments from the following interpretations: geological map, aerial photointerpretation, DEM and critical analysis. The diagrams present the length percentage of each orientation class (every 5 degrees) relative to the most represented class function of the azimuth. A new orientation of fractures is found with the azimuth of N035°E compared to the geological map

B. Local investigations

At the local scale, the alluvial deposits in the Tarn river valley make the morphostructural analysis difficult. Therefore, other types of methods capable of underground prospecting were needed. The analysis of well-logs, which help to identify vertical shifting in the sedimentary cover, seismic profiles and Electrical Resistivity Tomography (ERT) data, available for the local site, provided the means to interpret the locations of the major faults.

1) Description of the local data

The data points are shown on the synthesis map, Figure 2-4. The locations of the three wells NF1, NF2 and NF3, made in 1971-73 by the SMMP (Mining and Metallurgical Society of Peñaroya), south-west of the studied site, are located in Figure 2-1. These wells are from 350 to 700 m deep from East to West (Figure 2-4), and they all end up in the Sinemurian-Lotharingian-Carixian, which shows that the sedimentary cover thickens and the basement deepens westwards. The six other wells in the studied area were made at various times between 1989 and 2005. They show that in this area the basement level is quite high compared to that of the three SMPP wells: they are only 45 to 150 m deep, and two of them reach the basement (F3 at 90 m, and F7 at 150 m), or the Rhetian that lies just above the basement (F5 at 150 m, and F9 at 156 m), see . We also used two seismic lines and six ERT profiles made for the Nestlé Waters Company (Figure 2-4). The interpretation of the seismic lines is not very easy, as only the untreated data were available, and they do not correct the diffraction hyperbolas and the depths of the layers by taking into account the various velocities in the different rock types. Nonetheless, we can deduce that the investigation depth is about 160 m at the F9 well location. Depending on the type of array, the investigation depths of the ERT can reach 60 m (pole-dipole array, used for the A and F profiles) to 200 m (pole-pole array, used for the other profiles).

2) Interpretation of the various structures

The following comments apply to the locations of the various structures shown on the local synthesis map (Figure 2-4) in the light of the available data.

The NNW-SSE structure west of the SR1 well and the NW-SE structure east of the F3 well, both along the river Tarn, result from the regional morphostructural analysis and cannot be confirmed by local investigation data.

The NE-SW fault at the NE of the map was located both by the morphostructural analysis and by seismic Line 2: it seems that this fault, at the SE side of Line 2, is the reason for the deepening of the basement towards the west.

On the same seismic line, we perceive another major structure on the NW side, assumed in the N-S direction, parallel to the major fault in this area.

Another peripheral NNW-SSE fault is assumed between the F3 and F2 wells, due to the deepening of the basement by at least 35 m from F3 on the east side to F2 on the west side of the fault.

South of the studied zone, two E-W faults are apparent from the ERT: one that crosscuts the A and B profiles and seems to be the reason why the formations deepen towards the south, and one at the end the A profile, where the B profile joins it, and there is an anomaly on the B profile.

Finally, there is a major N-S fault that passes through the site. The geological map indicates that it is somewhere under the alluvial plain, but without precision as there are no outcrops due to the 5 to 20 m-thick alluvial cover.

All three wells, F5, F9 and F7, are crosscut by the major fault. The very fractured and mixed zones in the wells between the Bathonian-Bajocian at the top and the Rhetian at the bottom lead us to assume that the major fault is situated east of the three wells, and dips towards the west to crosscut the wells at various depths. The gas transfers observed in all three wells follow this fault that deepens the basement of about 250 m westside.

It is difficult to discern this N-S fault on the A and B ERT profiles, as it is parallel to the profiles, but we can follow it on the F, C, D and E ERT profiles, signalled by some resistivity anomalies. It also corresponds to a major structure on seismic Line 1, marked by a diffraction hyperbola close to the F9 well.

This major fault continues towards the north, connected to the N-S major fault indicated by the geological map and the morphostructural analysis, which is also visible in the middle of seismic Line 2, at the apex of a diffraction hyperbola.

This fault seems to be doubled under the centre of the alluvial plain where it connects with its southern part on the geological map. The second part of the N-S major fault was assumed on the basis of various data: it deepens the basement by 30 m or less between F2 and F5, a major N-S fault is observed on seismic Line 1 very close to the F2 well, and some high resistivity anomalies on the D and E ERT profiles can be related to it.

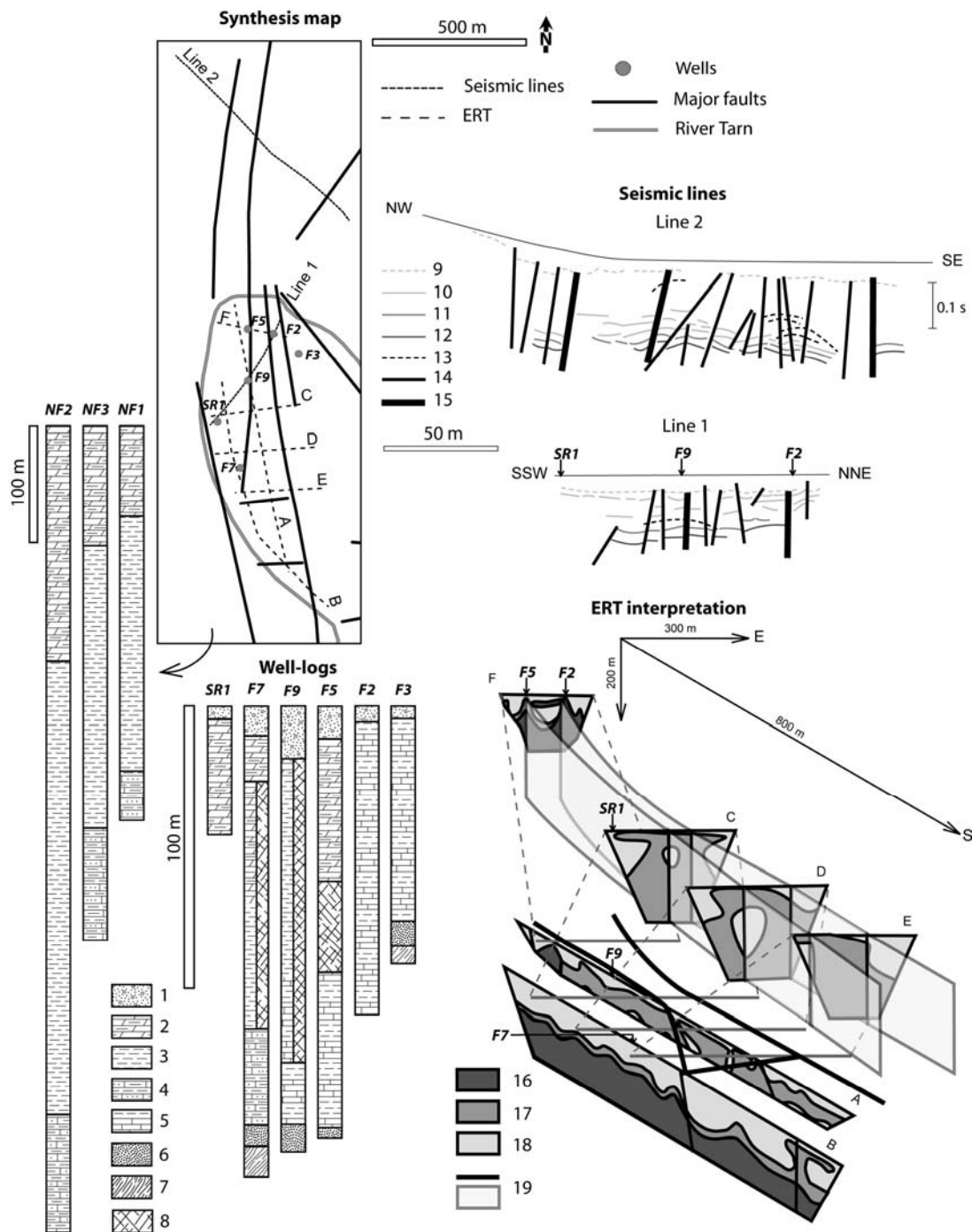


Figure 2-4. Synthesis at the local scale from the interpretations of wells-logs, seismic lines and ERT. *Well-logs:* 1: Alluvial deposits; 2: Bathonian-Bajocian; 3: Domerian-Toarcian-Aalenian; 4: Sinemurian-Lotharingian-Carixian; 5: Hettangian; 6: Rhetian; 7: Basement; 8: Fractured rocks (assumed fault zone). *Seismic lines:* 9: Base of the alluvial deposits; 10: Reflectors in carbonates; 11: Base of Hettangian; 12: Base of Rhetian (basement); 13: Diffraction hyperbolas; 14: Assumed minor faults; 15: Assumed major faults. *ERT:* 16: Weak resistivity values between 0 and 30 Ω .m (high mineralised water or marls); 17: Intermediate resistivity values between 30 and 100 Ω .m (contact zone or fractured dolomitic limestones); 18: High resistivity values between 100 and 800 Ω .m (limestones or alluvions); 19: Assumed locations of major faults

III. Hydrodynamics of the fracturation

After the fracturation analysis, we knew where the major structures are both at the regional and the local scale, and what the principal directions of these structures are, i.e. NW-SE to N-S, E-W to WNW-ESE, and NE-SW. The NW-SE family seems to be associated to the faults oriented N-S, and the NE-SW family to consist of joints or fractures without shifting; it is the reason why this direction of fracturation is not much represented on the geological map.

We had to define the present hydrodynamic behaviour of these structures, taking into account their history. The microtectonic analysis provided information on the consequences of the successive tectonic constraints on the main structure families. Then, observations of past and present water and gas flows through these structures were linked to the tectonic and karstification history.

A. Microtectonics

A detailed analysis of microtectonic field measurements, helped to reconstruct the behaviour through time of the various families of tectonic structures, which is related to successive tectonic constraints, known from the literature and from local observations. The results, in chronological order, from lower Jurassic to Quaternary times are given below.

1) Jurassic and Early-Cretaceous extensions

The continental rifting that preceded the opening of the Ligurian Tethys (Lemoine, 1984; Lemoine et al., 1986) occurred during the Early and Middle Jurassic. Linked to this event was a period of extension, trending E-W to WNW-ESE on the Cévennes margin (Macquar, 1973; Blès et al., 1989). It reactivated the existing N-S to NE-SW faults (Meyrueis fault network) affecting the basement as part of the synsedimentary individualisation of large tilted blocks at the Cévennes and Causses locations, involving a westward deepening of the deposits (Macquar et al., 1990).

Two periods of stronger synsedimentary activity of these faults were observed in the studied area: the first occurred during the Sinemurian-Lotharingian, and the second before the Bathonian. For example, between the NF1 well, west of the Meyrueis fault network, and the site of Quézac (Figure 2-1), the thickness of the Sinemurian-Carixian changes from 100 m to 15-20 m. Some synsedimentary horsts observed in Bajocian rocks, trending N020°E (outcrop point P2, Figure 2-5, location Figure 2-1), confirm at least the Bajocian period in the WNW-ESE extension.

Some E-W veins of sphalerite, galena, pyrite, barite and fluorite are observed in this area, especially in Bajocian rocks, and no longer appear in the later deposits (Macquar et al., 1990). This could indicate a N-S extension from the Hettangian to the Bajocian. Some signs of a N-S synsedimentary distension are also observed in the field; an example of a synsedimentary N095°E normal fault is shown on P1, Figure 2-5. There are N-S and E-W normal faults in the Oxfordian deposits (see P3 and P4 on Figure 2-5) indicating that the extensions persisted after the Middle Jurassic.

During the Early Cretaceous, a major NE-SW distension occurred related to the opening of the North Atlantic Ocean (110-120 My), and especially in the Golfe de Gascogne, western France. In the field, it is difficult to distinguish this extension

from the Jurassic ones, as no sediments from this time are observed in the studied region, and no synsedimentary normal faults can be observed.

Finally, during the Jurassic and Early Cretaceous, every large group of structures discussed earlier tended to be open, and especially acted as normal faults.

2) *Aptian-Albian and Eocene compressions*

During the Albian-Upper Cretaceous, the extension persisted west side with the spreading of the Bay of Biscay and the left-lateral movement of Iberia relative to Europe. East side, the Tethys Ligure was closing and compressive conditions begun: according to Barbarand et al. (2001), using geothermal arguments (apatite fission tracks, fluid inclusions and evolution stage of the organic matter), the Cévennes-Causse area has been uplifted and eroded at Aptian-Albian time, in compressive conditions.

At the end of the Mesozoic, the collision of the African plate with the European one implied a major Paleocene N-S compression which affected the whole European platform (Martin and Bergerat, 1996). In France, the Pyrenean orogeny results from this event (Blès et al., 1989). The tectonic expressions related to this compression have been known for a long time as regards the Causse of Quercy (Gèze, 1954), the Languedoc, south of the studied area (Mattauer and Proust, 1962; Ellenberger, 1967), and the eastern margin of the Cévennes (Séguret and Proust, 1965; Arthaud and Mattauer, 1969). But they were later described in detail in the Causse and on the western margin of the Cévennes (Macquar, 1973; de Charpal et al., 1974). According to Arthaud and Laurent (1995), the regional stress direction in Languedoc was N015°E, but it was perturbed close to regional faults formed during the earlier extensions. North of our site, Burg and Etchecopar (1980) noticed first a NE-SW compression, followed by a N-S one in the Massif Central.

In the field, good markers of this tectonic regime are the N-S stylolites marked on existing E-W joints. An example is shown on P5 in Figure 2-5 in Kimmeridgian rocks: the N-S stylolites are accompanied by N-S joints and small strike slip dextral faults trending N140°E, coherent with the N-S compression.

Furthermore, there are many small E-W trending folds (drag folds situated generally close to major faults) on the study site (examples on P6 in Hettangian, P7 and P8 in Oxfordian, Figure 2-5). The generally dissymmetrical characteristics of these folds, with the short side to the south (P8), indicates a southward movement of the cover. These displacements could be related to the surrection of the Massif Central by the lithospheric bulging at the front of the Pyrenean orogeny (Wyns and Guillocheau, 1999). They are due mainly to the reactivation

and inversion of existing E-W normal faults opened in Jurassic-Cretaceous times. Their wavelengths scarcely exceed 100 m.

Finally, the N-S Pyrenean compression reactivated the regional NW-SE to NE-SW faults in strike-slip movements (Macquar, 1973; de Charpal et al., 1974; Blès et al., 1989; Martin and Bergerat, 1996). The displacements of the blocks along the faults can reach 500 to 1000 m (de Charpal et al., 1974). The strike-slip movements are difficult to observe directly in the major regional fault zone at the studied site because of the numerous movements of these faults, but we confirmed them by microtectonic measurements on small fault planes parallel to the major faults. The general movement is left lateral along NE-SW trending faults, and dextral along NW-SE trending faults, even if some small strike-slip witnesses reveal initial NE-SW and NW-SE compressions, attributed to the initial activation of the blocks. An example of a succession of two different thrusts on the same plane is shown on P5, Figure 2-5, where the superimposed mechanical slickenslides indicate two different successive regimes: some chronological criteria indicate the relative order of succession of the tectonic regimes.

During the Pyrenean compression, the reactivation of E-W faults in inverse movements tended to close the structures. On the other hand, the strike-slip movements affecting the N-S structures tended to open them and to close the N140°E faults connected to them.

3) *Oligocene extension*

After the Pyrenean compression, the opening of the West-European rift resulted in a general extensive ENE-WSW tectonic regime in all of Western Europe from the end of the Eocene to the Oligocene (Blès et al., 1989). This extensional regime opened the Rhine and Limagne grabens in France (Chorowicz and Deffontaines, 1993).

In the Alès basin, on the eastern margin of the Cévennes, Sanchis and Séranne (2000) noticed two distinct distensional E-W episodes, the first one at the end of the Eocene and the second during the Oligocene. This distensional regime also affected the Massif Central (Burg and Etchecopar, 1980; Burg et al., 1982; Blès et al., 1989), prior to the first volcanic events, creating large basins, grabens and half-grabens bounded by N-S normal faults.

In the Causses, the extension trending WNW-ESE to NW-SE along the Cévennes fault reactivated the N-S to N020-040°E normal faults. It was difficult to observe this extensional regime on the Quézac site, because the only visible sign was the reactivating of existing N-S normal faults, already reactivated by the thrust movements of the Pyrenean compression. However, we measured a few striae indicating normal movements on N-S fault planes, having occurred after the

thrusting phase. Some examples of measurements of these movements during the Oligocene are shown in Figure 2-5.

Among the hydrodynamic consequences of this regime was the opening of the N-S to N040°E fractures.

4) *Miocene compression*

According to Martin and Bergerat (1996), the Oligocene extension was followed by a brief NE-SW compression during the Early Miocene, marked by dextral movements on N000°-030°E faults. But the best known compression occurred in the Upper Miocene to Lower Pliocene and trended E-W, linked to the Alpine orogeny (Rault, 1968; Macquar, 1973; Burg and Etchecopar, 1980; Blès et al., 1989; Martin and Bergerat, 1996).

The effects of this stress regime on the Causses are poorly described in the literature, nevertheless field observations confirmed the reactivation of some N-S faults by reverse movements (example on P10, Figure 2-5), often associated with N-S to NE-SW folds (example on P9, Figure 2-5). We also believe that the general N-S tilting (a slight dipping) of the blocks is linked to this Alpine compressive stress regime.

Considering only the effects of the Alpine compression detected by the microtectonic measurements, one might believe that it closed the major N-S and N020-040°E structures, and tended to open the N140°E and E-W ones. As it is the last important tectonic phase, it should be the one influencing the present hydrodynamic behaviour of the fractures. Let us compare this hypothesis to the field observations of water and gas transfers.

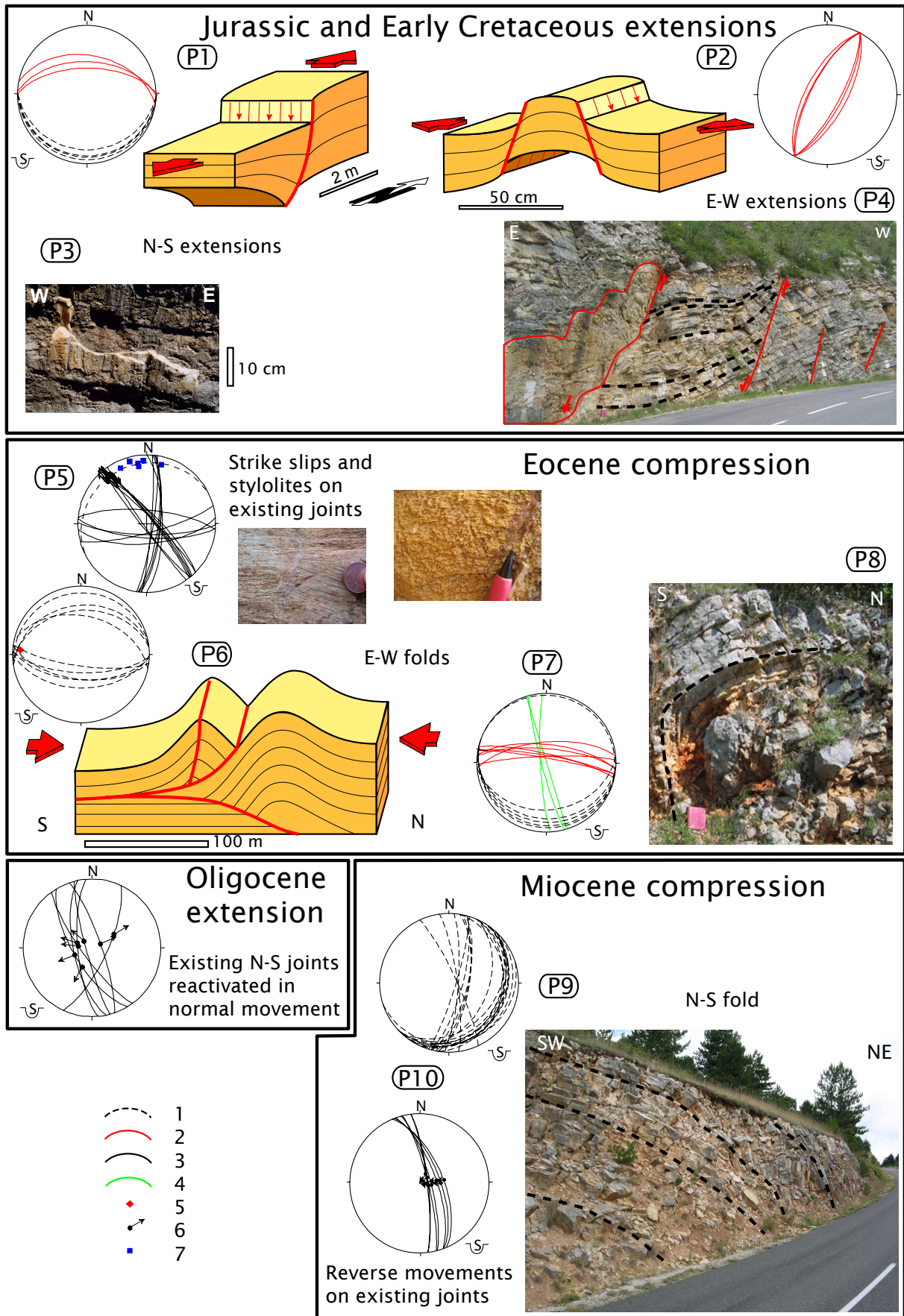


Figure 2-5. Microtectonic measurements on the studied site, for each tectonic phase. 1: Stratigraphic contacts; 2: Faults; 3: Joints; 4: Extradors; 5: Fold axes; 6: Slickenslides; 7: Stylolites

B. Study of water and gas transfers

In this area, there are two large aquifers: an “upper” one in the Upper and Middle Jurassic deposits, and a “lower” one in the Lower Jurassic deposits, separated by marls from the Domerian to the Aalenian. The observations of water and gas transfers in these two aquifers are described in the following. Some signs of ancient and present fluid transfers are described.

1) Signs of ancient transfers

By observing features linked to ancient water transfers, e.g. crystallization of calcite inside tectonic structures, signs of hydrothermal fluid circulation, karstic phenomena, clay deposition, can provide clues to know the hydrodynamic behaviour of these structures in the course of time.

Some karstic features, especially well developed in the Bathonian-Bajocian rocks, reveal the ancient water transfers in the upper aquifer. No organised karstic networks were found, but there are many faults and fractures with karstic characteristics (karsts presented in Figure 2-2 and Figure 2-6). The trends of the karstified faults are quite diverse:

- The N-S direction is well marked: on K5, we noticed very large automorphic calcite crystals on a major N-S fault, an aven is also present just below the N-S joints on K10.
- We observed some karstified E-W faults (N100°-N110°E) on K2 and K8, and an aven on N110°-N120°E joints on K3.
- The intersection of these two directions is also the site of karstic phenomena on K4 (intersection of N010°E and N110°E faults).
- Another major direction is NW-SE: large avens located on N140-145°E faults were observed on K6 and K9, and an ancient karstic spring was found at the intersection of N150°E and N015°E planes (K1).
- The last observed direction with some karstic phenomena is N045°E (K7).

Some bibliographical notes on the mineral deposits may help to date fluid circulation in the lower aquifer.

North and East of the Quézac site, in the Hettangian to Carixian reservoir, mineralizations, essentially composed of baryta, associated or not with variable quantities of silica, ankerite, pyrite-marcasite, galena, sphalerite, grey copper, are found in dissolution cavities from a millimeter to several tens of meters in size, and inside N070°E to N120°E fissures or fractures (Safari, 1979). About 10 km to the North-East, similar mineralizations appear in the Bajocian, along a

major E-W fault. As in the Meyrueis and Villemagne areas, in the south, this can be attributed to hydrothermal circulations related to the Middle Jurassic or Cretaceous reactivation of the E-W faults (Macquar, 1973), as the mineralizations have been subjected to the N-S Pyrenean compression. They are thus related to a N-S distension, assumed to have occurred during the Upper Cretaceous. Note here that the presence of large dissolution cavities implies that the karstification had already begun at this time.

Others mineralizations composed of sphalerite, galena, pyrite-marcasite and white sparry dolomite, as replacement of or filling the N020°E structures of dissolution or associated fractures, are observed in the dolomitized Sinemurian-Carixian formations (Macquar and Lagny, 1981). For some authors (Macquar et al., 1990), they can be related to the Jurassic E-W extension; for others, to more recent reactivation linked to the Pyrenean N-S compression (Rouvier et al., 2001; Leach et al., 2006). The N-S to N020°E fractures are often filled with calcite, as observed on K5 (Figure 2-6). This calcite, which crystallized after the previous mineralization, is contemporaneous with the Pyrenean tectonics (Macquar, 1973).

Finally, large masses of Fe and Mn oxides found in the Hettangian dolostones (Safari, 1979), result from a meteoritic weathering. After the calcite crystallization, they are assumed to be related to the Oligocene extension (Gèze, 1977).

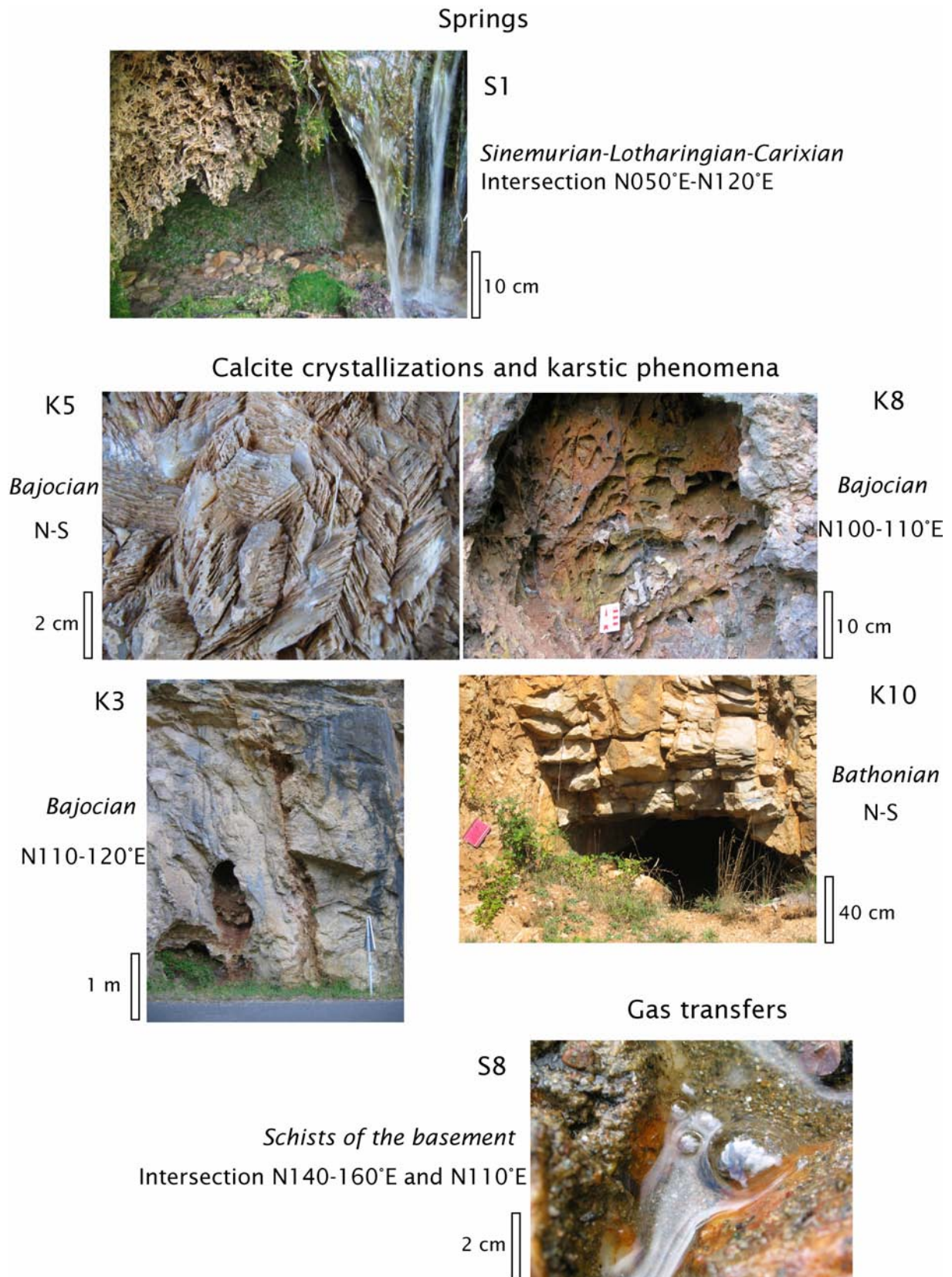


Figure 2-6. Examples of springs, karstic phenomenon and gas transfers on the studied site. The comments indicate in which formations these sources and karsts are found, and what are the fault planes involved

2) *Present transfers*

A study of the palaeotransfers of fluids in the aquifers uncovers some very interesting information about the hydrodynamic behaviours of the tectonic structures in the course of time but the present transfers must also be investigated. The piezometric level of the upper aquifer (Bajocian-Bathonian) is about 400 m below the ground surface of the plateaus. This aquifer is drained by springs, most of which flow directly into the river Tarn. Their flow can be very high (more than 500 l/s), due to the open faults that create preferential pathways for these transfers. The lower aquifer (Hettangian-Carixian) is confined west of the major N-S fault: strong artesian flows were found during the drilling of the NF2 well, when the top of the lower aquifer was pierced, 390 m below the Tarn. The iron-rich water was quite warm (about 20°C). Some other springs with water warmer than the mean temperature are also found in the same area.

To study the relationship between the present water transfers and the fracturation, we analysed a spring data base by Rouquet (1976), with additional information of our own and compared it to the structural map (Figure 2-2). We noticed that most of the springs are located either on one or several faults or at the intersection of several families of faults. We assume that those that seem “isolated” are situated on minor faults, not visible by morphostructural analysis. We then related the different orientations of the faults to the percentage of springs and to their mean flow obtained from the Rouquet (1976) data base (Figure 2-7). The N-S and E-W faults appear to play a major role in groundwater circulation, as the most productive springs are located on them (mean flows: 275 l/s for the N000-020°E ones, and 202 l/s for the N080-100°E ones). The N020-040°E and N140-180°E faults also participate actively in the groundwater circulation even if their mean flow is lower (between 80 and 95 l/s).

Some additional springs (location in Figure 2-2), were found in the field on N-S faults (S6 and S7), at the intersections of the N080°E to N090°E and N150°E to N135°E faults (S2, S3, S4 and S5), and at the intersection of the N050°E and N120°E planes (S1).

We also observed gas flows at different points of the studied area. In Salièges, 3 km NNW of Florac, there are some gaseous springs flowing directly from the schists of the basement into the river. The spring S8 (Figure 2-6) shows water containing bubbles flowing from faults. The principal trends influencing these transfers are N140-160° and N110°, and the strongest ones are found at the intersections of the two trends. This confirms that the carbon dioxide flows through the basement. Furthermore, in the alluvial plain of Quézac, bubbles were seen in the river Tarn in April during the high flow period. They seemed to come from an E-W fault that affects the Hettangian rocks and the basement.

In the Quézac area, measurements of carbon dioxide in soil gases (Figure 2-8) show some preferential orientations of gas transfers. Two data points show very high percentages of gas (14 % and 27 % of CO₂ in soil gases, while most of the data are under 3 %), and they are aligned with other relatively high data in the

E-W direction. Note that this direction followed by the gas, assumed to correspond to a tectonic structure, is situated close to the major N140°E fault followed by the river Tarn: at the Salièges site, gas was also flowing out from intersections between the N110°E and N140°E faults. Other preferential gas transfer directions, N040°E and N140°E, may be approximately deduced from these data. We also noticed a zone in the south, in the vicinity of the major N-S fault, where the concentrations of CO₂ were higher than most of the measurements (Figure 2-8). It seems that this major fault zone is responsible for the high concentrations of gas measured in the wells on the studied area, but that the gas is dispersed before reaching the ground surface.

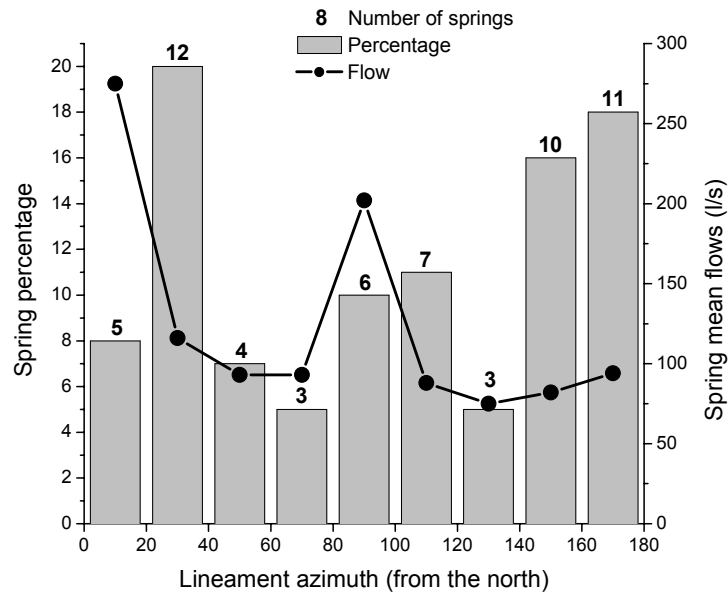


Figure 2-7. Spring percentage and mean flow depending on the orientation of the lineaments

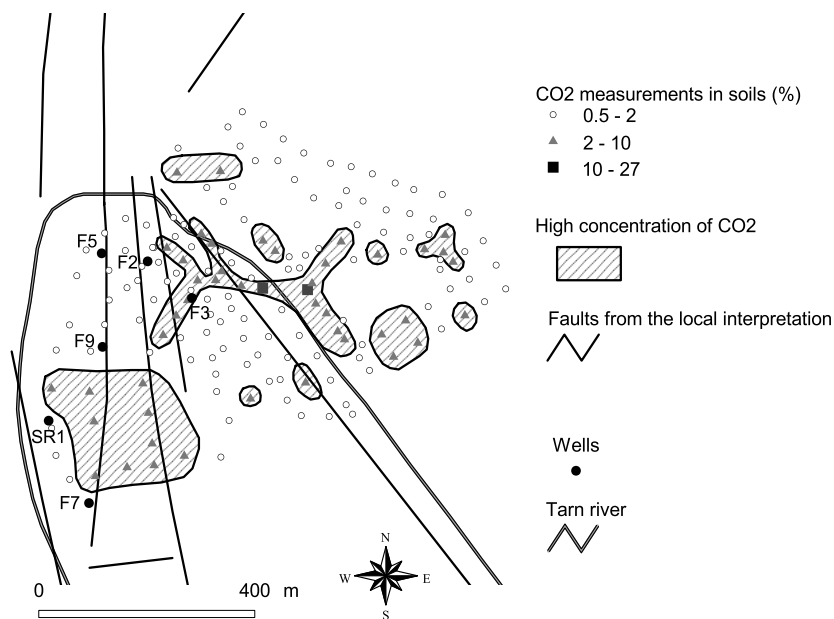


Figure 2-8. Measurements of carbon dioxide in soil gases and structural interpretation

IV. Discussion

After the study of the fracturation and the analysis of the hydrodynamic behaviour of the various tectonic structures, the history of the fluid transfers is discussed below, taking into account the tectonics, karstogenesis and volcanic activity. Remind here that the karstification phenomena imply some important factors, like a high hydraulic gradient between the infiltration zone and the base level, a high dissolution potential of the water, with the help of carbon dioxide from the soil, and some existing preferential flow paths (fractures) which will be dissolved.

A. Jurassic-Lower Cretaceous

During the Jurassic, major N-S and E-W basement faults were reactivated in synsedimentary normal movements by an E-W extension and maybe a N-S one (Figure 2-9). They caused a deepening of the basement and a thickening of the sedimentary cover towards the west. The N-S Meyrueis fault network, connected to the N140°E faults, is related to the individualization of large tilted blocks at the Cévennes and Causses location, and one of the major faults from in this network passes through the studied alluvial plain of the river Tarn. These groups of faults tended to be open during the Jurassic, and some mineralizations of sphalerite associated to the N020°E structures are assumed to date from this period.

According to Barbarand et al. (2001), at least 1000 m of Lower Cretaceous deposits overlaid the Jurassic rocks in the Causses. The Figure 2-9 shows a second step in the first diagram corresponding to the Early Cretaceous, with a NE-SW distension and a higher eustatic level than during the Jurassic.

B. Aptian-Eocene

According to Séranne et al. (2002), the first surrection of the Causses above sea level occurred during the Cretaceous and was linked to the bulging of the Durancian Isthmus. It generated dissolution cavities in the Jurassic formations (Figure 2-9): some more or less remained strates or blocks of marine Coniacian (Senonian) deposits and, more scarcely, some Turonian lacustrine formations and even Cenomanian bauxite are found locally in the karstified Middle or Upper Jurassic formations.

A phase of denudation during the Aptian-Albian is thought to have followed this surrection (Barbarand et al., 2001). The eroded thickness is assumed to range between 1500 and 2500 m. There are various hypotheses concerning sediment deposition during the Turonian-Coniacian (Leach et al., 2006), implying that the top of the Causses would again have been at sea level, since the eustatic level was assumed to be 200 to 250 m above the present one.

During the Eocene, a second surrection of several hundreds meters is deduced from weathering features on the Causses (Séranne et al., 2002). It is assumed to be related to the bulging of the basement in front of the Pyrenean orogeny (Wyns and Guillocheau, 1999). The fractures most concerned by fluid transfers were the N000° to N020°E ones, but E-W faults could have been reactivated as normal faults during this surrection. According to Rouvier et al. (2001), using paleomagnetic arguments, important circulations of mineralizing fluids correspond to this period, both in N-S and E-W structures. The later crystallization of automorphic calcite shows that the N-S fractures were already affected by karstic phenomena at this time (Figure 2-9).

C. Oligocene

The Oligocene represents another crucial phase in the karstification of the N-S to NE-SW structures, as a WNW-ESE extension (Sanchis et Séranne, 2000) was combined with a decrease in the eustatic level (Séranne et al. (2002), Figure 2-9). The signs of water transfers during the Oligocene are the deposits of oxides produced by meteoritic weathering.

D. Miocene

According to Séranne et al. (2002), the drainage network first developed during the Lower Miocene, following the decrease in the eustatic level during the Oligocene. The deep incision of the valleys, associated with the development of the karstification in the Causses, is due to a strong surrection of several hundreds of meters. The surrection was assumed to be Plio-Quaternary (Gèze et al., 1980; Dubois, 1985), but other arguments uphold the assumption of a multi-phase surrection lasting throughout the Neogene and the Quaternary (Séranne et al., 2002):

- The Alpine orogeny, between the Langhian and the Messinian, may have caused a bulge in the Massif Central basement, in front of the E-W compression, resulting in a surrection.
- Some indications of volcanic events dated to the Upper-Miocene have been found at the bottom of the Tarn valley (Séranne et al., 2002), which shows that the surrection had already begun at this time.

Due to this surrection, the karstic networks are well developed. The E-W compression regime tended to open the E-W and close the N-S faults, but the latter were already open and karstified, so the fluid could be transferred by both the N-S and E-W fault planes.

In this period, an asthenospheric anomaly seems to become established in the south of the Massif Central (Granet et al., 1995; Lefort and Agarwal, 2002), creating a peak of alkaline volcanism around 6 or 7 My ago. There is even a basaltic feature close to Quézac in the NNE, inside a major N170°E fault in the Meyrueis network. One may assume with Arthaud et al. (1994) that the presence of an asthenospheric anomaly, at the depth of only 25 km under the Massif Central from, may be at the origin of mantellic gas transfers, through the crust towards the surface, and the basalt outcrop in a N170°E fault confirms that these transfers use the N-S faults.

E. Plio-Quaternary

Finally, the morphology evolved further during the Plio-Quaternary, with a final small surrection and many decreases of the eustatic level towards the present one (Séranne et al., 2002). The present preferential paths of the fluid transfers are:

- the N-S structures, N000° to N020°E, connected to the N140°E ones, occurring on basement faults, activated and reactivated in normal movements during the Jurassic and the Oligocene, and subjected to karstification from the Eocene onwards; the gas transfers especially occur through these structures, as shown by the basalt outcrop and the observations of gas on the studied site;
- the E-W structures (N090°E to N110°E), also basement faults, activated in normal movements in Jurassic and probably Early-Cretaceous times, subjected to mineralizations since the Cretaceous, and to karstification from the Miocene until now; this direction is also one of gas transfers;
- the NE-SW structures, smaller tectonic ones, created and karstified since the Oligocene, of no particular importance in the gas transfers.

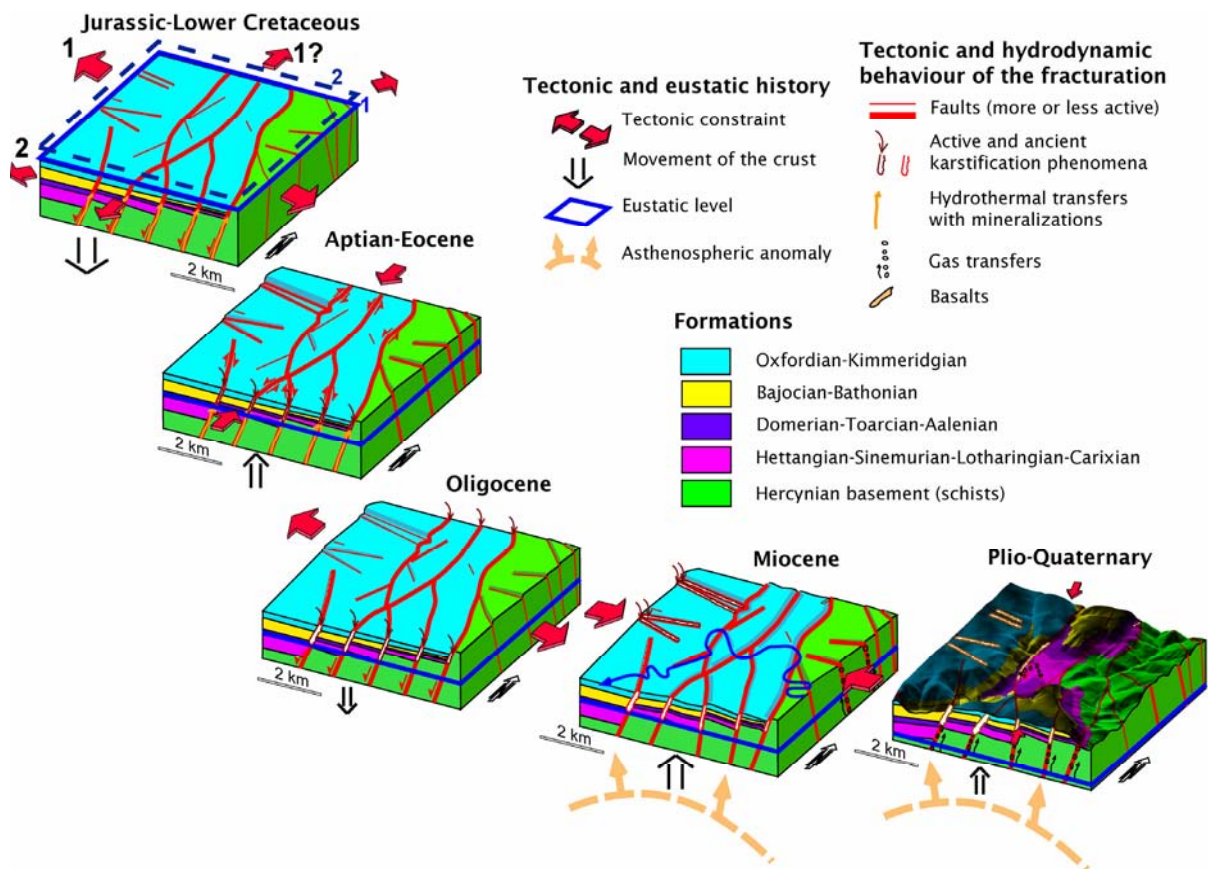


Figure 2-9. Schematic reconstitution of the hydrodynamic history on the local site

V. Conclusion

The methodology described in this article shows that it is important to use a combination of different methods to analyse the fracturation and its role in aquifer behaviour. To be useful, the morphostructural analysis has to combine different types of images from which major regional structures can be interpreted: aerial photographs present the advantage to interpret very precise lineaments and images obtained from the DEM, e.g. slope map, drainage network and four different hill shadings, lead to retain the major orientations of lineaments. The major groups of structures from the morphostructural analysis are NW-SE to N-S (N140°E to N000°), E-W (N095-N110°E), and NE-SW (N030-045°E). As the interpretation of the local fracturation on a site covered by alluvial deposits is not easy, other types of investigations must be pursued as well, e.g., as here, well-log analyses, seismic lines and ERT profiles, where each method adds to the sum of knowledge obtained with the others. The well-logs and ERT help to notice the vertical shifts in the formations, by cutting analysis of resistivity measurements, and the seismic lines give some information about the structures location.

Finally, the hydrodynamic behaviours of the various tectonic structures are carefully discussed taking into account numerous data, such as microtectonic measurements, observations of ancient and present water and gas transfer pathways, and the regional history of surrections and volcanism, as the present fluid transfers are a result of successive tectonic constraints, karstification phenomena related to the surrections and eustatic level, and the upwelling of an asthenospheric anomaly that influences the volcanic activity and the gas transfers. The preferential observed flow paths for water and gas essentially follow the N-S and E-W faults, which is consistent with the hydrodynamical behaviour history of these structures, successively opened and karstified in the course of time. This study leads to propose then a regional model for the preferential flow paths.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La méthodologie d'approche développée dans ce travail pour deux aquifères fracturés a permis d'obtenir des résultats importants pour la connaissance et la gestion de ces sites d'exploitation.

La compréhension de chaque contexte géologique a tout d'abord permis d'avoir une première base de réflexion sur le fonctionnement hydrodynamique de chaque aquifère. Le site de Plancoët, au sein du dôme migmatitique de Saint-Malo, est ainsi apparu comme étant très hétérogène du point de vue des lithologies et des altérations rencontrées ; son fonctionnement hydrodynamique apparaît essentiellement contrôlé par le développement des horizons d'altération (altérites et zone fissurée) au dessus de la roche saine. Quant aux transferts d'eau et de gaz sur le site de Quézac, dans des sédiments carbonatés déposés sur un socle schisteux, ils sont favorisés par l'ouverture de structures tectoniques dont il s'agit de reconstituer l'histoire pour connaître les fonctionnements.

L'étape suivante pour les deux sites a consisté à construire, à partir de méthodes variées et complémentaires, des modèles qui représentent la géométrie des structures importantes pour le fonctionnement hydrodynamique. A l'échelle régionale, les structures géologiques majeures sont repérées par des analyses d'images. Le relief étant plus contrasté dans les Causses qu'en Bretagne, il apparaît plus facile de tracer des linéaments avérés sur le site de Quézac que sur celui de Plancoët. Afin de pallier à cette difficulté, un couplage entre des images de différentes origines (photos aériennes effectuées à des dates différentes, différentes images issues de traitements du Modèle Numérique de Terrain, informations de la carte géologique) permet une analyse critique de chaque structure interprétée.

Des observations ponctuelles de terrain ont conduit à confirmer des structures repérées par analyse d'images (failles et fractures, dykes de dolérites en Bretagne) et à donner d'autres types d'informations : la présence d'horizons d'altération a été ainsi cartographiée sur le site de Plancoët, et des mesures microtectoniques sur le site de Quézac ont permis de retrouver les successions de contraintes tectoniques subies par les formations en place. Des données de logs de forages complètent ces informations, donnant les épaisseurs d'horizons altérés en Bretagne, et renseignant sur les positions des failles majeures à Quézac par des décalages lithologiques.

Des méthodes géostatistiques permettent de reconstituer des propriétés du milieu aux endroits non définis par des observations de terrain. Sur le site de Plancoët, nous avons ainsi interpolé les épaisseurs des couches d'altération en considérant des variances différentes selon les types de points de données.

A l'échelle locale, la position de certaines structures peut être confirmée par des prospections géophysiques. Sur le site de Plancoët, nous avons présenté les

résultats de campagnes de mesures réalisées au cours de ce travail, alors que les interprétations que nous avons effectuées sur le site de Quézac sont basées sur des résultats obtenus par des bureaux d'étude commandités par la société Nestlé Waters. Les méthodes électriques (sondages et panneaux) semblent bien adaptées à la caractérisation de la couche d'altérites au-dessus de la zone fissurée pour un aquifère de socle. Les panneaux électriques permettent également de repérer des failles, dans la mesure où elles sont remplies d'un matériau de résistivité différente (colmatage argileux à Plancoët), ou décalent des formations lithologiques comme à Quézac. Des méthodes électromagnétiques comme le VLF appliqué à Plancoët peuvent apporter des informations complémentaires sur des zones de fracturation, et présentent l'avantage d'être plus faciles et rapides à mettre en œuvre, mais elles sont fortement perturbées par la présence de câbles électriques ou de conduites métalliques souterraines, ce qui doit être pris en compte avec attention pour un site moyennement urbanisé comme Plancoët. Enfin, les profils de réflexion sismique utilisés sur Quézac sont difficilement interprétables à proximité d'une ou plusieurs failles majeures, où les formations n'apparaissent plus tabulaires. Ils permettent néanmoins d'inférer la présence de nombreuses failles verticales décalant les strates de sédiments.

Sur Quézac, nous avons focalisé notre analyse sur la structure géologique de l'aquifère et les rôles hydrodynamiques des différentes familles de fractures vis-à-vis des transferts d'eau et de gaz, selon les contraintes tectoniques successives qu'elles ont subies. Ainsi les directions E-W (N110°) et N-S (N160°-N015°) paraissent jouer un rôle majeur pour les transferts d'eau et de gaz, et peuvent servir de critère de recherche pour déterminer la position d'ouvrages.

En revanche, le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère de Plancoët a été analysé en détail. Les chroniques piézométriques relevées sur le site pendant sept ans montrent une bonne connection hydrodynamique entre les altérites et la zone fissurée sous-jacente, les altérites étant dénoyées en partie, surtout en période d'étiage. Des interprétations d'essais par pompages avec les méthodes de Theis et de Jacob donnent des résultats cohérents avec d'autres résultats relevés sur des sites d'études similaires, ce qui confirme que ce type de milieu peut être considéré comme un milieu poreux équivalent à l'échelle de ces mesures. Ces essais par pompage mériteraient d'être également interprétés par d'autres méthodes qui prennent en compte la nature hétérogène du milieu, afin d'expliquer les valeurs de transmissivités différentes obtenues sur les mêmes piézomètres au cours de pompages effectués sur des forages différents. Nous avons réalisé un premier essai dans ce sens sur l'ouvrage H-F1, en utilisant le modèle Modflow.

L'estimation de la recharge en eau apportée à l'aquifère a fait l'objet d'un intérêt particulier, cet élément étant très important pour la gestion de l'aquifère. Nous avons à cet effet estimé une pluie efficace à partir des données de précipitations et d'évapotranspiration, puis émis différentes hypothèses quant à la part de la pluie efficace qui est ruisselée en surface, et celle qui participe à la recharge de l'aquifère. Les deux hypothèses les plus pessimistes sont issues des résultats d'un modèle à réservoir couramment utilisé par le BRGM (Gardénia) qui est conçu pour séparer les écoulements lents, assimilés à la recharge aquifère, des

écoulements rapides, assimilés au ruissellement de surface. Les résultats fournis par ce modèle nous semblent assez peu vraisemblables, dans la mesure où des hypothèses de recharges complètement différentes peuvent en être issues, le modèle étant calé à la fois sur des débits de rivière et sur une chronique piézométrique. Il nous est donc difficile, par cette seule approche, de préférer une valeur de recharge plutôt qu'une autre, des arguments supplémentaires sont cependant apportés par la modélisation hydrogéologique de l'aquifère, qui met en cohérence perméabilité, débits exploités, et fluctuations piézométriques.

Au cours d'une analyse géochimique, nous avons tenté de voir l'influence d'un éventuel biseau salin autour de la rivière Arguenon influencée par les marées. Pour une analyse plus poussée, cette étude nécessiterait un jeu de données beaucoup plus conséquent, autant en ce qui concerne le nombre de forages analysés que les variations temporelles mesurées, notamment au sein même de la rivière. Ceci pourrait faire l'objet d'une étude à part entière et donner des informations complémentaires sur le fonctionnement de l'aquifère. Par ailleurs, les évolutions temporelles de conductivité aux forages sont comparées aux variations piézométriques et renseignent sur les profils géochimiques des eaux issues de différentes zones alternativement ennoyées et denoyées. L'aspect dénitrification in situ des eaux a été étudié par l'analyse des isotopes du soufre, qui montre un potentiel de l'aquifère à dénitrifier naturellement les eaux par son contenu en pyrite. Enfin, des datations des eaux ont été réalisées, la méthode de datation aux CFC étant apparue mieux appropriée que les datations au tritium. Elles révèlent des âges de l'eau compris entre 14 et 40 ans, les plus anciennes étant les plus profondes, surtout si la profondeur d'échantillonnage se situe sous le niveau de drainage par les rivières. Ces âges pourraient être confirmés par des mesures couplées Tritium/Hélium 3.

Une modélisation hydrogéologique de l'aquifère de Plancoët clôt l'étude sur ce site et reprend les diverses informations et hypothèses élaborées précédemment. Un modèle de type maillé aux différences finies en deux couches fournit des résultats comparables aux mesures piézométriques, ce qui valide l'hypothèse de milieu poreux équivalent pour cet aquifère à l'échelle des mailles du modèle. Des tests de sensibilité effectués sur le modèle donnent des informations sur ses limites à caractériser les propriétés de l'aquifère. Les paramètres les plus sensibles semblent être la perméabilité et la porosité de drainage dans les situations de nappe libre. La géométrie des couches et la recharge semblent peu influencer le modèle, si ce n'est que certains forages sont asséchés avec des hypothèses pessimistes de recharge. Avec une hypothèse de recharge raisonnable, le modèle permet de proposer un nouvel emplacement de forage pour l'exploitation de l'eau dans une zone où l'hydrogéologie est connue. Il est en revanche impossible de prévoir les perméabilités de l'aquifère dans des zones où l'on ne dispose d'aucun suivi piézométrique, les propriétés hydrodynamiques du milieu étant très hétérogènes.

En résumé, ce travail apporte une méthodologie d'approche pluridisciplinaire des aquifères fracturés qui peut être appliquée à différents types de milieux. Cette méthodologie consiste à :

- analyser le contexte géologique et structural,
- construire un modèle géométrique des structures hydrodynamiquement actives, à l'échelle régionale et à l'échelle locale, combinant des méthodes de photointerprétation, d'observations et mesures de terrain, de projection géophysique, et de géostatistique,
- analyser le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère par des méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et hydrologiques,
- et enfin modéliser le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère, ce qui permet de confirmer le modèle géométrique et les interprétations hydrogéologiques.

Dans le détail, les méthodes choisies peuvent être variées selon les types de milieux étudiés, nous en avons proposé quelques unes adaptées aux aquifères métamorphiques altérés et aux aquifères carbonatés.

En ce qui concerne les connaissances sur le fonctionnement de l'aquifère de Plancoët, elles pourraient être approfondies en complétant l'estimation de la recharge par de nouvelles mesures d'hydrologie de surface sur le site (mesures de ruissellement sur parcelles, d'infiltration, de débits de rivière localement...), un modèle couplé entre les flux de surface et les flux souterrains pourrait être éventuellement envisagé dans cet objectif. Pour un objectif plus fondamental, l'analyse plus précise de l'influence du biseau salin autour de la rivière compléterait les interprétations d'échanges nappe-rivière actuels et passés.

Quant au site de Quézac, il manque à sa compréhension l'analyse et la modélisation hydrogéologique. Le modèle hydrogéologique qu'il faudrait choisir ne serait pas forcément de type maillé aux différences finies comme sur Plancoët, le milieu n'étant peut-être pas équivalent à un milieu poreux. L'analyse des données hydrogéologiques existantes (essais de pompage, suivi des débits pompés couplés aux variations piézométriques), complétée par de nouvelles mesures piézométriques au sein de l'aquifère, devrait permettre de pouvoir choisir un type de modèle adapté à cet aquifère (par exemple milieu multi-continua, Cartalade, 2002), approches discrètes, impliquant la construction d'un modèle géostatistique dans lequel est engendré un réseau de fractures avec les mêmes propriétés que celles mesurées (Cacas, 1989; Jourde, 1998), ou modèle mixte distinguant les transferts au sein de fractures et dans une matrice poreuse (Billaux, 1990; Ezzedine, 1994).

L'utilisation de ce type de modèles conduirait à des considérations assez fondamentales sur les aquifères fracturés en général, ces modèles faisant encore aujourd'hui l'objet d'un développement conceptuel. Un aspect également fondamental sur l'hydrogéologie des aquifères fracturés hétérogènes pourrait encore être abordé sur le site de Plancoët : la réinterprétation des données d'essais par pompages avec de nouvelles méthodes considérant l'hétérogénéité du milieu conduirait à un éclairage sur l'utilisation de ces méthodes, et à une meilleure cartographie de l'hétérogénéité.

REFERENCES

RÉFÉRENCES

Acworth R. I. (1987). The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Q. J. Eng. Geol.*, 20, 265-272.

Aïfa T. et Lefort J.-P. (2001). Relationship between dip and magma flow in the Saint-Malo dolerite dyke swarm (Brittany, France). *Tectonophysics*, 331, 169-180.

Aminot A. et Chaussepied M. (1983). Manuel des analyses chimiques en milieu marin. CNEXO, Brest, 395 p.

André L., Franceschi M., Pouchan P. et Atteia O. (2002). Origine et évolution du soufre au sein de l'aquifère des Sables infra-molassiques du Bassin aquitain. *C. r. Géosci.*, 334 (10), 749-756.

Arthaud F., Dazy J. et Grillot J.-C. (1994). Distribution of deep carbon dioxide in relation to the structure and tectonic evolution of south-east France. *Geodin. acta*, 7 (2), 86-102.

Arthaud F. et Laurent P. (1995). Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodin. acta*, 8, 142-157.

Arthaud F. et Mattauer M. (1969). Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *Compte Rendu Sommaire de la Société géologique de France*. 8: 290-291.

Auvray B. (1979). Genèse et évolution de la croûte continentale dans le nord du massif armoricain. Thèse de doctorat Université de Rennes, 681 p.

Auvray B., Charlot R. et Vidal P. (1980). Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): âge et signification. *Can. J. Earth Sc.*, 17, 532-538.

Auvray B. et Maillet P. (1977). Volcanisme de subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif Armoricain (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7-19 (5), 953-957.

Ayraud V. (2005). Détermination du temps de résidence des eaux souterraines: Application au transfert d'azote dans les aquifères fracturés hétérogènes. Thèse, Mémoires du Caren, sous presse, Université de Rennes 1, Rennes, 298 p.

Bakalowicz M. (1995). La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*, 4, 3-21.

Balé P. et Brun J.-P. (1989). Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *J. Struct. Geol.*, 11 (4), 391-405.

- Ballèvre M., Le Goff E. et Hébert R. (2001). The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, 331, 19-43.
- Barbarand J., Lucazeau F., Pagel M. et Séranne M. (2001). Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by an apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 335 (3-4), 275-290.
- Barrois C. (1892). Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000. Notice explicative de la feuille 60, révisée en 1940 par P. Pruvost. Granville, Ministère de l'Industrie, Service de la carte géologique de la France, 3ème édition, 1964.
- Billiaux D., Ed. (1990). Hydrogéologie des milieux fracturés. Géométrie, connectivité et comportement hydraulique. Document du BRGM.
- Bitri A., Brun J.-P., Truffert C. et Guennoc P. (2001). Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics*, 331, 65-80.
- Blès J.-L., Bonijoly D., Castaing C. et Gros Y. (1989). Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, 79-111.
- Boinet N. (1999). Exploitation de la fracturation d'un massif par la karstification: exemple du Causse de l'Hortus (Hérault, France). *Geodin. acta*, 12 (3-4), 237-247.
- Bonnet S., Guillocheau F., Brun J.-P. et Van den Driessche J. (2000). Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105 (B8), 19,273-19,288.
- Bonnet T. et Colbeaux J.-P. (1999). L'analyse morphologique spatialisée: apports d'une méthode à la détection des accidents, une nécessité dans l'approche hydrodynamique et karstologique des aquifères fissurés. Exemples dans le Nord de la France crayeux. *Geodin. acta*, 12 (3-4), 223-235.
- Brun J.-P. (1975). Contribution à l'étude d'un dôme gneissique: le Massif de St Malo (Massif Armoricain). Analyse de la déformation. Thèse Univ. Rennes 1, Rennes, 97 p.
- Brun J.-P. et Balé P. (1990). Cadomian tectonics in northern Brittany. The Cadomian Orogeny. D'Lemos, Strachan et Topley Eds., Geological Society Special Publication. 51: 95-114.
- Brun J.-P., Guennoc P., Truffert C., Vairon J. et Program A. W. G. o. t. G.-D. (2001). Cadomian tectonics in northern Brittany: a contribution of 3-D crustal-scale modelling. *Tectonophysics*, 331, 229-246.
- Burg J.-P. et Etchecopar A. (1980). Détermination des systèmes de contraintes liés à la tectonique cassante au coeur du Massif Central français: la région de Brioude (Haut-Allier). *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 290 (397-400).

- Burg J.-P., Teyssier C., Lespinasse M. et Etchecopar A. (1982). Direction de contraintes et dynamique du bassin de Saint-Flour-Saint-Alban (Massif Central Français) à l'oligocène. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 294, 1021-1024.
- Busenberg E. et Plummer L. N. (2000). Dating young groundwater with sulfur hexafluoride: natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride. *Water Resour. Res.*, 36 (10), 3011-3030.
- Cacas M.-C. (1989). Développement d'un modèle tridimensionnel stochastique discret pour la simulation de l'écoulement et des transferts de masse et de chaleur en milieu fracturé. Thèse Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 281 p.
- Cartalade A. (2002). Modélisation des écoulements dans les aquifères fracturés, développement d'un modèle multi-continua (problèmes direct et inverse) et application au site du CEA / Cadarache. Thèse Université Montpellier II, 207 p.
- Cauvin-Cayet C., Galdeano A., Egal E., Pozzi J. P. et Truffert C. (2001). Magnetic modelling in the French Cadomian belt (northern Armorican Massif). *Tectonophysics*, 331, 123-144.
- Chantraine J., Chauvel J.-J., Balé P., Denis E. et Rabu D. (1988). Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4 (5), 815-829.
- Chantraine J., Egal E., Thiéblemont D., Le Goff E., Guerrot C., Ballèvre M. et Guennoc P. (2001). The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the north Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331, 1-18.
- Chapelle F. H. (2001). Ground-water microbiology and geochemistry. John Wiley and sons, second ed., New York, 424 p.
- de Charpal O., Trémolières P., Jean F. et Masse P. (1974). Un exemple de tectonique de plate-forme: les causses majeurs (sud du Massif Central, France). *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 29 (5), 641-659.
- Chiang W. H. et Kinzelbach W. (2000). 3D-Groundwater Modeling with PMWIN – A Simulation System for Modeling Groundwater Flow and Pollution. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*, 346.
- Chorowicz J. et Deffontaines B. (1993). Transfer faults and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data. *J. Geophys. Res.*, 98 (B8), 14,339-14,351.
- Clément J. C., Aquilina L., Bour O., Plaine K., Burt T. P. et Pinay G. (2003). Hydrogeological flowpaths and NO₃⁻ removal rates within a riparian floodplain along fourth-order stream in Brittany (France). *Hydrological processes*, 17, 1177-1195.

- Cogné J. (1962). Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4 (3), 413-430.
- Compaore G., Lachassagne P., Pointet T. et Travi Y. (1997). Evaluation du stock d'eau des altérites. Expérimentation sur le site granitique de Sanon (Burkina-Faso). *Hard Rock Hydrosystems*, Rabat, IAHS. 241: 37-46.
- Cook P. G., Solomon D. K., Plummer L. N., Busenberg E. et Schiff S. L. (1995). Chlorofluorocarbons as tracers of groundwater transport processes in a shallow silty sand aquifer. *Water Resour. Res.*, 31 (3), 425-434.
- Dabard M.-P. (1989). Les formations du Briovérien inférieur de Bretagne nord: apport de l'étude des fragments volcaniques. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 308, 1167-1170.
- Dabard M.-P. (1990). Lower Brioverian formations (Upper Proterozoic) of the Armorican Massif (France): geodynamic evolution of source areas revealed by sandstone petrography and geochemistry. *Sediment. Geol.*, 69, 45-58.
- Dabard M.-P. (1997). Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne. Genèse et signification géodynamique -exemple du segment armoricain. Thèse Univ. Rennes 1, Rennes, 266 p.
- Dabard M.-P. (2000). Petrogenesis of graphitic cherts in the Armorican segment of the Cadomian orogenic belt (NW France). *Sedimentology*, 47, 787-800.
- Dabard M.-P. et Loi A. (1998). Environnement de dépôt des formations à phtanites interstratifiés du Protérozoïque supérieur armoricain (France): conséquences sur la genèse des phtanites. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 326, 763-769.
- Dalziel I. (1992). On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *Geological Society of America*, 2, 238-241.
- Darlet P.-A., Dabard M.-P. et Chauvel J.-J. (1990). Les métasédiments briovériens de la Rance (Bretagne du Nord) dans l'évolution cadomienne du Massif Armoricain. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 310, 779-786.
- Davis S. N. et Turk L. J. (1964). Optimum depth of wells in crystalline rocks. *Ground Water*, 2 (2), 6-11.
- Deffontaines B., Cadet J.-P. et Fourniguet J. (1991-1992). L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'est de la France. *Geodin. acta*, 5 (4), 279-292.
- Deffontaines B., Chotin P. et Aït Brahim L. (1992). Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. *Geologische Rundschau*, 81 (1), 199-210.

- Deffontaines B., Lacombe O., Angelier J., Chu H. T., Mouthereau F., Lee C. T., Deramond J., Lee J. F., Yu M. S. et Liew P. M. (1997). Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach. *Tectonophysics*, 274, 61-82.
- Deffontaines B., Lee J. C., Angelier J., Carvalho J. et Rudant J.-P. (1994). New geomorphic data on Taiwan active orogen: a multisource approach. *J. Geophys. Res.*, 99 (B10), 20,243-20,266.
- Deroin J.-P. et Deffontaines B. (1995). Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology, and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39 (1), 97-116.
- Detay M., Poyet P., Emsellem Y., Bernardi A. et Aubrac G. (1989). Influence du développement du réservoir capacitif d'altérites et de son état de saturation sur les caractéristiques hydrodynamiques des forages en zone de socle cristallin. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 309, 429-436.
- Devos A., Jaillet S. et Gamez P. (1999). Structures tectoniques et contraintes de cheminement des eaux dans les aquifères karstiques du barrois (Lorraine/Champagne, France). *Geodin. acta*, 12 (3-4), 249-257.
- Dubois P. (1985). Notes karstologiques sur les Grands Causses. *Bull. Soc. Languedocienne Géogr.*, 19, 197-221.
- Durand P. et Juan Torres J. L. (1996). Solute transfer in agricultural catchments: the interest and limits of mixing models. *J. Hydrology*, 181, 1-22.
- Durand S. (1960). Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Mémoires de la société géologique et minéralogique de Bretagne, Rennes, 389 p.
- Egal E., Guerrot C., Le Goff E., Thiéblemont D. et Chantraine J. (1996). The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). Avalonian and Related peri-Gondwanan terranes of the circum-North Atlantic. Nance et Thompson Eds. Boulder, Geological Society of America. Special Paper 304: 281-318.
- Eldin M. E. H. A., Ahmed M. S., Rao V. V. S. G. et Dhar R. L. (2000). Aquifer modelling of the Ganga-Mahawa sub-basin, a part of the Central Ganga Plain, Uttar Pradesh, India. *Hydrological processes*, 14 (2), 279-315.
- Ellenberger F. (1967). Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principalement dans l'arc de Saint-Chinian); note sur les charriages cisailants. *Rev. Géogr. phys. et Géol.dyn.*, série 2, 9 (2), 87-142.
- Engerrand C. (2002). Hydrogeology of the weathered-fissured hard rock aquifers located in monsoon areas: hydrogeological study of two watersheds in Andhra Pradesh (India). Thèse Université Paris 6, Paris, 203 p.

- Erhart H. (1967). La genèse des sols en tant que phénomène géologique: esquisse d'une théorie géologique et géochimique: biostasie et rhexistasie. Evolution des sciences, Masson, Paris, 177 p.
- Estéoule-Choux J. (1967). Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, Rennes, 319 p.
- Ezzedine S. (1994). Modélisation des écoulements et du transport dans les milieux fissurés. Approches continues et discontinues. Thèse Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 158 p.
- Faillat J.-P. et Drogue C. (1987). Influence de l'effet d'échelle, de l'hétérogénéité et de la connexité des aquifères fissurés sur le comportement des forages en zone de socle (Afrique de l'ouest). *J. Hydrology*, 90, 159-182.
- Fenart P., Cat N. N., Drogue C., Van Canh D. et Pistre S. (1999). Influence of tectonics and neotectonics on the morphogenesis of the peak karst of Halong Bay, Vietnam. *Geodin. acta*, 12 (3-4), 193-200.
- Filippi C., Milville F. et Thiery D. (1990). Évaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat Soudano-Sahélien par modélisation hydrologique globale: application à dix sites au Burkina Faso. *Hydrological Sciences Journal*, 35 (1), 29-48.
- Foucault A. et Raoult J.-F. (2001). Dictionnaire de Géologie. Dunod, Paris, 380 p.
- Fraser D. C. (1969). Contouring of VLF-EM data. *Geophysics*, 34 (6), 958-967.
- Galdeano A., Asfirane F., Truffert C., Egal E. et Debeglia N. (2001). The aeromagnetic map of the French Cadomian belt. *Tectonophysics*, 331, 99-122.
- Gautam P., Raj Pant S. et Ando H. (2000). Mapping of subsurface karst structure with gamma ray and electrical resistivity profiles: a case study from Pokhara valley, central Nepal. *Jour. Appl. Geophys.*, 45 (2), 97-110.
- Gèze B. (1954). Sur la tectonique des Causses du Quercy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6 (4), 453-466.
- Gèze B. (1977). Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille (Meyrueis). Orléans, BRGM.
- Gèze B., Pellet J. et Paloc H. (1980). Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille 886 (Florac). Orléans, BRGM.
- Gouez J.-M. (2005). Modélisation hydrodynamique d'un système caractérisé par des méthodes géophysiques. Stage DEA Université Paris 6, Paris, 49 p.

- Granet M., Wilson M. et Achauer U. (1995). Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and planetary science letters*, 136, 281-296.
- Graviou P. (1992). Reconnaissance d'une suture majeure au sein de la chaîne cadomienne. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 315, 1799-1802.
- Graviou P. et Auvray B. (1985). Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain: implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 301 (5), 315-318.
- Guérin R. (1974). L'analyse tectonique et microtectonique dans l'étude de la karstification. Exemple des karsts du Bas-Vivarais (étude préliminaire). *Mémoires et Documents, nouvelle série*, 15 (Phénomènes karstiques, tome II), 81-94.
- Guérin R., Tabbagh A. et Andrieux P. (1994). Field and/or resistivity mapping in MT-VLF and implications for data processing. *Geophysics*, 59 (11), 1695-1712.
- Guillocheau F., Brault N., Thomas E., Barbarand J., Bonnet S., Bourquin S., Estéoule-Choux J., Guennoc P., Menier D., Néraudeau D., Proust J.-N. et Wyns R. (2003). Histoire géologique du massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-actuel). *Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris*, 40 (1), 13-28.
- Gupta C. P., Thangarajan M. et Gurunadha Rao V. V. S. (1985). Evolution of regional hydrogeologic setup of a hard rock aquifer through R-C analog model. *Ground Water*, 23 (3), 331-335.
- Harbaugh A. W. et McDonald M. G. (1996). User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model. Open-File Report, USGS, 96-485, 56 p.
- Hébert R., Le Goff E. et Ballèvre M. (1997). Evolution métamorphique des domaines de Saint-Brieuc et de Guigamp (Massif armoricain): implications géodynamiques pour l'orogène cadomien. *Geol. Fr.*, 1, 3-22.
- Höhener P., Werner D., Balsiger C. et Pasteris G. (2003). Worldwide occurrence and fate of chlorofluorocarbons in groundwater. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 33 (1), 1-29.
- Howard K. W. F. et Karundu J. (1992). Constraints on the exploitation of basement aquifers in East Africa. Water balance implications and the role of the regolith. *J. Hydrology*, 139, 183-196.
- Jalludin M. et Razack M. (1997). Modélisation d'un aquifère en milieu volcanique fracturé sous climat aride (République de Djibouti). *Hard Rock Hydrosystems*, Rabat, IAHS. 241: 91-101.
- Jeannette D. (1972). Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du nord-est de la Bretagne. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 173 p.

Jeannette D. et Cogné J. (1968). Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc Ouest de la Baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 166 (23), 2211-2214.

Jost A. (2005). Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe: le bassin de Paris. Thèse Université Paris 6, Paris, 344 p.

Jourde H. (1998). Simulation d'essais de puits en milieu fracturé à partir d'un modèle discret basé sur des lois mécaniques de fracturation. Validation sur sites expérimentaux. Thèse Université Montpellier II, 188 p.

Kölle W., Strebel O. et Böttcher J. (1985). Formation of sulfate by microbial denitrification in a reducing aquifer. *Water supply*, 3, 35-40.

Krouse H. R. et Mayer B. (2000). Sulfur and oxygen isotopes in sulfate. Environmental tracers in subsurface hydrology. Herczeg Ed. Norwell, Kluwer Academic Publisher: 195-232.

Kruseman G. P. et de Ridder N. A. (1974). Interprétation et discussion des pompages d'essai. The Netherlands, ILRI, Wageningen, 213 p.

Kunetz G. (1966). Principles of direct current resistivity prospecting. Geoprospection monographs 1, 103 p.

Lachassagne P., Wyns R., Bérard P., Bruel T., Chéry L., Coutand T., Desprats J.-F. et Le Strat P. (2001). Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water*, 39 (4), 568-581.

Leach D., Macquar J.-C., Lagneau V., Leventhal J., Emsbo P. et Premo W. (2006). Precipitation of lead-zinc ores in the Mississippi Valley-type deposit at Trèves, Cévenne region of Southern France. *Geofluids*, 6 (1), 24-44.

Lefort J.-P. et Agarwal B. N. P. (2002). Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin. *Tectonophysics*, 350 (3), 193-213.

Lefort J.-P. et Aïfa T. (1996). Origine et structuration de l'essaim filonien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 323, 981-986.

Lemoine M. (1984). La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Boillot Ed. Paris, Masson: 155-248.

Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Dumont T., Gidon M., Bourbon M., de Graciansky P., Rudkiewicz J. L., Megard-Galli J. et Tricart P. (1986). The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petrol. Geol.*, 3, 179-199.

- Lenck P.-P. (1977). Données nouvelles sur l'hydrogéologie des régions à substratum métamorphique ou éruptif. Enseignements tirés de la réalisation de 900 forages en Côte-d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 285, 497-500.
- Loke M. H. et Barker R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Macquar J.-C. (1973). Évolution tectonique post-hercynienne du domaine péricévenol. Incidences sur les filons de couverture. Exemple des bordures ouest et sud des Cévennes. *Bulletin du BRGM (série 2)*, Section 1 (1), 45-68.
- Macquar J.-C. et Lagny P. (1981). Minéralisations Pb-Zn sous inconformité des séries des plateformes carbonatées épicontinentales: exemple du gisement de Trèves (Gard, France). Relations entre dolomitisations, dissolutions et concentrations métalliques. *Mineral. Deposita*, 16, 281-307.
- Macquar J.-C., Rouvier H. et Thibiéroz J., Eds. (1990). Les minéralisations Zn, Pb, Fe, Ba, F, péri-cévenoles: cadre structuro-sédimentaire et distribution spatio-temporelle. Documents du BRGM, BRGM.
- Maréchal J.-C., Wyns R., Lachassagne P., Subrahmanyam K. et Touchard F. (2003). Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle: concordance avec la structure géologique des profils d'altération. *C. r. Géosci.*, 335, 451-460.
- de Marsily G. (1981). Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la Terre, Masson, Paris, 215 p.
- de Marsily G. (1985). Flow and transport in fractured rocks: connectivity and scale effects. *Hydrogeology of rocks of low permeability*, Tucson, Arizona, IAH. 17: 267-277.
- Martin C., Aquilina L., Gascuel-Oudoux C., Molénat J., Faucheux M. et Ruiz L. (2004). Seasonal and interannual variations of nitrate and chloride in stream waters related to spatial and temporal patterns of groundwater concentrations in agricultural catchments. *Hydrological processes*, 18 (1237-1254).
- Martin H. (1977). Contribution à l'étude de l'anatexie: le Massif de St malo (Massif Armoricaïn). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse Univ. Rennes 1, Rennes, 95 p.
- Martin H. (1980). Comportement de quelques éléments traces au cours de l'anatexie, exemple du massif de Saint-Malo (Bretagne, France). *Can. J. Earth Sc.*, 17, 927-941.
- Martin P. et Bergerat F. (1996). Palaeo-stresses inferred from macro- and microfractures in the Balazuc-1 borehole (GPF programme). Contribution to the tectonic evolution of the Cévennes border of the SE Basin of France. *Mar. Petrol. Geol.*, 13 (6), 671-684.

- Mattauer M. et Proust F. (1962). Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. et Géol.dyn., série 2*, 5 (1), 5-11.
- McNeill J. D. et Labson V. F. (1989). Geological mapping using VLF radio fields. *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Nabighian Ed. 2: application, part B, chapter 7: 521-640.
- Meier P. M., Sanchez-Vila X. et Carrera J. (1997). Study of transient constant rate pumping tests in heterogeneous media. *Hard Rock Hydrosystems*, Rabat, IAHS. 241: 135-142.
- Meilhac C. (2003). Hydrogeological and geochemical investigation of the Akrotiri aquifer, Cyprus. Formation postgrade Université de Neuchâtel, Neuchâtel, 141 p.
- Merot P., Bourguet M. et Le Leuch M. (1981). Analyse d'une crue à l'aide du traçage naturel par l'oxygène 18 mesuré dans les pluies, le sol, le ruisseau. *CATENA*, 8 (1), 69-81.
- Michelot J.-L. (1988). Hydrologie isotopique des circulations lentes en milieu cristallin fracturé: essai méthodologique. Thèse Université Paris Sud, Orsay, 164 p.
- Milon Y. (1955). Rapport géologique sur l'extension du service d'eau de Plancoët. Institut de Géologie, Rennes, 7 p.
- Molénat J. (1999). Rôle de la nappe sur les transferts d'eau et de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation. Thèse Université de Rennes 1, Rennes, 272 p.
- Molénat J., Davy P., Gascuel-Oudoux C. et Durand P. (1999). Study of three subsurface hydrologic systems based on spectral and cross-spectral analysis of time series. *J. Hydrology*, 222, 152-164.
- Nance R. D. et Murphy J. B. (1996). Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. Avalonian and Related peri-Gondwanan terranes of the circum-North Atlantic. Nance et Thompson Eds. Boulder, Geological Society of America. Special Paper 304: 333-346.
- Nash J. E. et Sutcliffe J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *J. Hydrology*, 27 (3), 282-290.
- Pauwels H., Foucher J.-C. et Kloppmann W. (2000). Denitrification and mixing in a schist aquifer: influence on water chemistry and isotopes. *Chemical Geology*, 168, 307-324.
- Pearson F. et Rightmire C. (1980). Sulphur and oxygen isotopes in aqueous sulphur compounds. Handbook of environmental isotopes. Fritz et Fontes Eds.: 227-258.

- Perroud H., Auvray B., Bonhommet N., Macé J. et van der Voo R. (1986). Palaeomagnetism and K-Ar dating of Lower Carboniferous dolerite dykes from northern Brittany. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 143-154.
- Rabemanana V., Violette S., de Marsily G., Robain H., Deffontaines B., Andrieux P., Bensimon M. et Parriaux A. (2005). Origin of the high variability of water mineral content in the bedrock aquifers of Southern Madagascar. *J. Hydrology*, 310, 143-156.
- Rabu D., Chauvel J.-J. et Chantraine J. (1983). Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain. Documents du BRGM, 31 p.
- Rabu D., Chauvel J.-J. et Chantraine J. (1983). Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25 (4), 615-621.
- Rault M.-D. (1968). Les relations entre les déformations synsédimentaires liasiques et la tectonique oligocène dans la zone de trèves (Gard). *Compte Rendu Sommaire de la Société géologique de France*, 9, 318-320.
- Ritz M., Robain H., Pervago E., Albouy Y., Camerlynck C., Descloitres M. et Mariko A. (1999). Improvement to resistivity pseudosection modelling by removal of near-surface inhomogeneity effects: application to a soil system in south Cameroon. *Geophysical Prospecting*, 47 (2), 85-101.
- Rocher M., Lacombe O., Angelier J., Deffontaines B. et Verdier F. (2000). Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France): insights from combined structural and paleostress analyses. *J. Struct. Geol.*, 22, 627-645.
- Rodet J. (1999). Le réseau de fracturation, facteur initial de la karstification des craies dans les collines du Perche: l'exemple du site de la Mansonnrière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). *Geodin. acta*, 12 (3-4), 259-265.
- Rouquet L. (1976). Contribution à l'étude hydrogéologique de la région médiane des Grands Causses. Thèse de 3ème cycle Faculté des Sciences de Montpellier, Montpellier.
- Rouvier H., Henry B., Macquar J.-C., Leach D., Le Goff M., Thibiéroz J. et Lewchuk M. (2001). Réaimantation régionale éocène, migration de fluides et minéralisations sur la bordure cévenole (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, 503-516.
- Rushton K. R. et Weller J. (1985). Response to pumping of a weathered-fractured granite aquifer. *J. Hydrology*, 80, 299-309.
- Safari D. (1979). Contribution à l'étude des minéralisations barytiques (Pb, Zn, Cu) du Lias de la bordure orientale des Causses: la région des Bondons au nord de Florac (Lozère). Thèse Université Paris 6, Paris.

- Sanchis É. et Séranne M. (2000). Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France. *Tectonophysics*, 322 (3-4), 219-242.
- Sandford E. (2001). Transfert des nitrates dans un aquifère du socle armoricain. Contribution aux études menées sur le site expérimental de Maupertuis (Le Foeil - Côtes d'Armor). Rapport DESS EGID Bordeaux 3, Bordeaux, 75 p.
- Scanvic J.-Y. (1993). Utilisation de la télédétection dans les sciences de la Terre. Manuels et méthodes, BRGM, Orléans, 284 p.
- Séguret M. et Proust F. (1965). L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Gange. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 85-92.
- Séranne M., Camus H., Lucazeau F., Barbarand J. et Quinif Y. (2002). Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 173 (2), 97-112.
- Simon-Coinçon R., Thiry M. et Quesnel F. (2000). Paleopaysages et paleoenvironnements siderolithiques du Nord du Massif central (France): Siderolithic palaeolandscapes and palaeoenvironments in the northern Massif Central (France). *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 330 (10), 693-700.
- Simon-Coinçon R., Thiry M. et Schmitt J.-M. (1997). Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary palaeosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129 (1-2), 51-79.
- Somlette L. (1998). Contribution à l'étude hydrogéologique de la distribution et du devenir des nitrates dans les nappes de fissures, de l'échelle du périmètres expérimental à celle du bassin versant côtier. Conséquences sur les ressources en eaux et la protection du littoral en Bretagne. Thèse Université de Bretagne Occidentale, Brest, 238 p.
- Strachan R. A., D'Lemos R. S. et Dallmeyer R. D. (1996). Neoproterozoic evolution of an active plate margin: North Armorican Massif, France. Avalonian and Related peri-Gondwanan terranes of the circum-North Atlantic. Nance et Thompson Eds. Boulder, Geological Society of America. Special Paper 304: 319-332.
- Strebel O., Böttcher J. et Fritz P. (1990). Use of isotope fractionation of sulfate-sulfur and sulfate-oxygen to assess bacterial desulfurication in a sandy aquifer. *J. Hydrology*, 121 (1-4), 155-172.
- Sumanovac F. et Weisser M. (2001). Evaluation and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Jour. Appl. Geophys.*, 47 (1), 13-28.
- Sykioti O., Deffontaines B., Chorowicz J., Obert D., de Marsily G., Lauerjat J. et Carvalho J. (1996). Imagerie numérique multisource de la surface topographique.

Application à la géométrie d'un milieu karstique: Verneuil-sur-Avre (Perche). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167 (2), 269-284.

Szalai S., Szarka L., Pracser E., Bosch F., Müller I. et Turberg P. (2002). Geoelectric mapping of near-surface karstic fractures by using null arrays. *Geophysics*, 67 (6), 1769-1778.

Tardy Y., Ed. (1969). Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine. Strasbourg, Université de Strasbourg.

Tardy Y. et Roquin C. (1998). Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales. Editions BRGM, BRGM, Orléans, 471 p.

Thierry D. (1988). Forecast of changes in piezometric levels by a lumped hydrological model. *J. Hydrology*, 97, 129-148.

Touchard F. (1999). Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé. Site de Ploëmeur (Morbihan). Mémoires Géosciences Rennes n°87 Université de Rennes 1, 271 p.

Trembaczowski A. et Halas S. (1984). Oxygen and sulphur isotope ratios in sulphate from atmospheric precipitations. *Proc. Int. Symp. Isotope hydrology in water resources development*, Vienna, IAEA: 819-820.

Truffert C., Egal E., Le Goff E., Courrioux G. et Guennoc P. (2001). Gravity modellings of the Cadomian active margin of northern Brittany. *Tectonophysics*, 331, 81-97.

van Vliet-Lanoë B., Laurent M., Hallégouët B., Margerel J.-P., Chauvel J.-J., Michel Y., Moguedet G., Trautman F. et Vauthier S. (1998). Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II a*, 326, 333-340.

Widory D., Chéry L., Mougin B., Talbo H., Bonnin J., Plancard D. et Rochdi-Ghandour H. (2001). Traçage isotopique des sources de nitrates dans les eaux souterraines: cas du bassin de l'Arguenon (Côtes d'Armor). rapport BRGM, BRGM, RP-51091-FR, 135 p.

Wright E. P. (1992). The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa*, 66, 1-27.

Wyns R. (1991). Structural evolution of the Armorican basement during the Cenozoic deduced from analysis of continental paleosurfaces and associated deposits. *Geol. Fr.*, 3, 11-42.

Wyns R. (2002). Climat, Eustatisme, tectonique: quels contrôles pour l'altération continentale? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. *Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris*, 39 (2), 5-16.

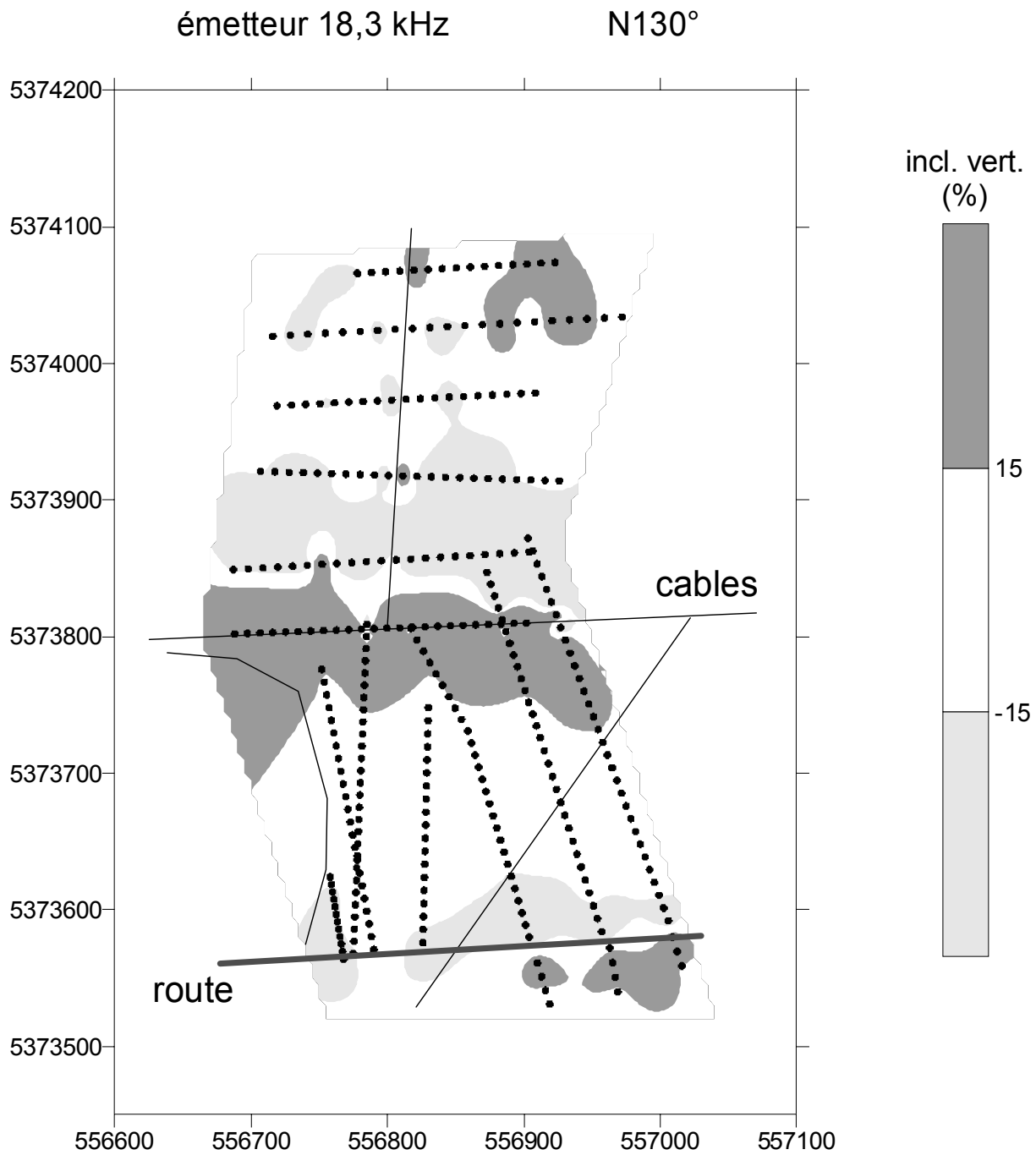
Wyns R., Baltassat J.-M., Lachassagne P., Legtchenko A., Vairon J. et Mathieu F. (2004). Application of Proton Magnetic Resonance Soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 175 (1), 21-34.

Wyns R. et Guillocheau F. (1999). Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. *Colloque GéoFrance 3D; résultats et perspectives*, Publ. BRGM. 293: 103-108.

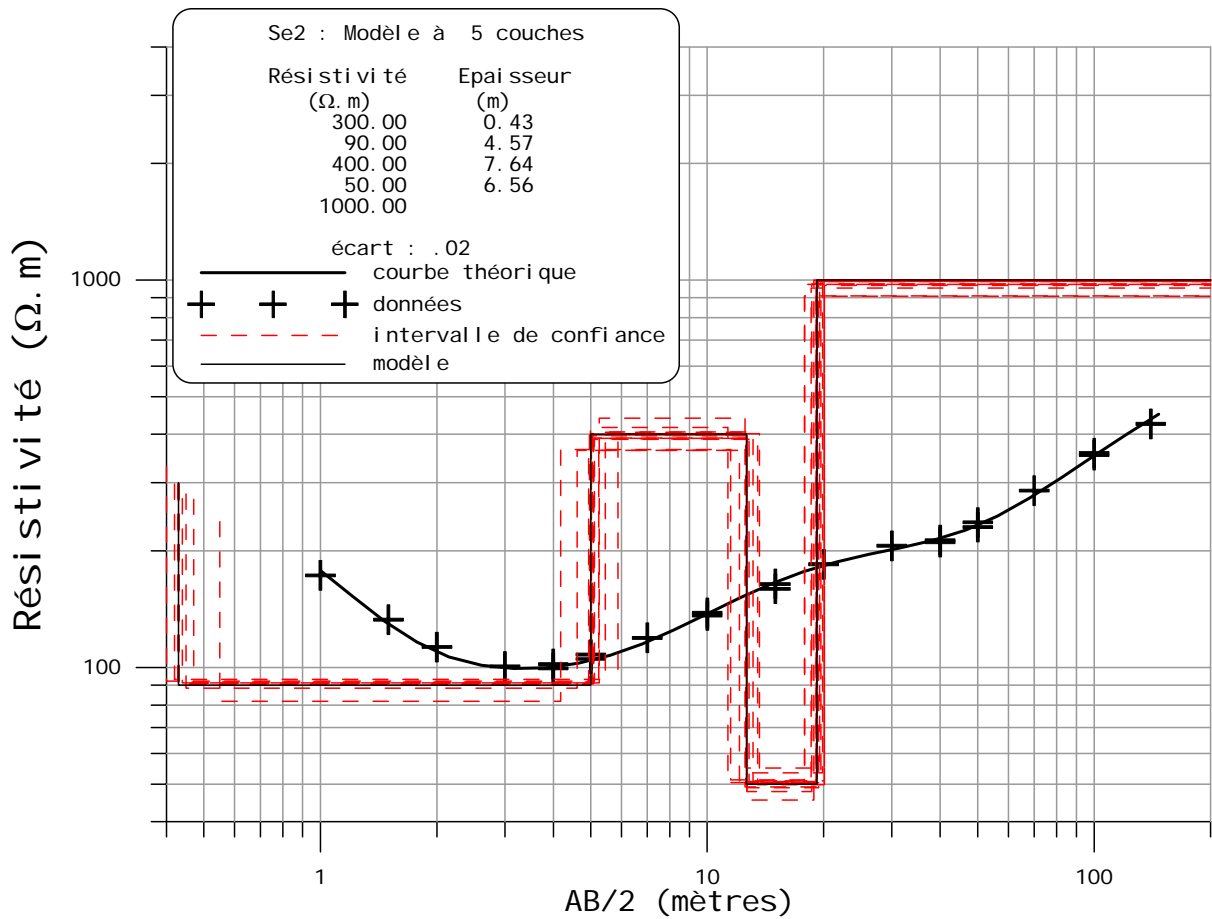
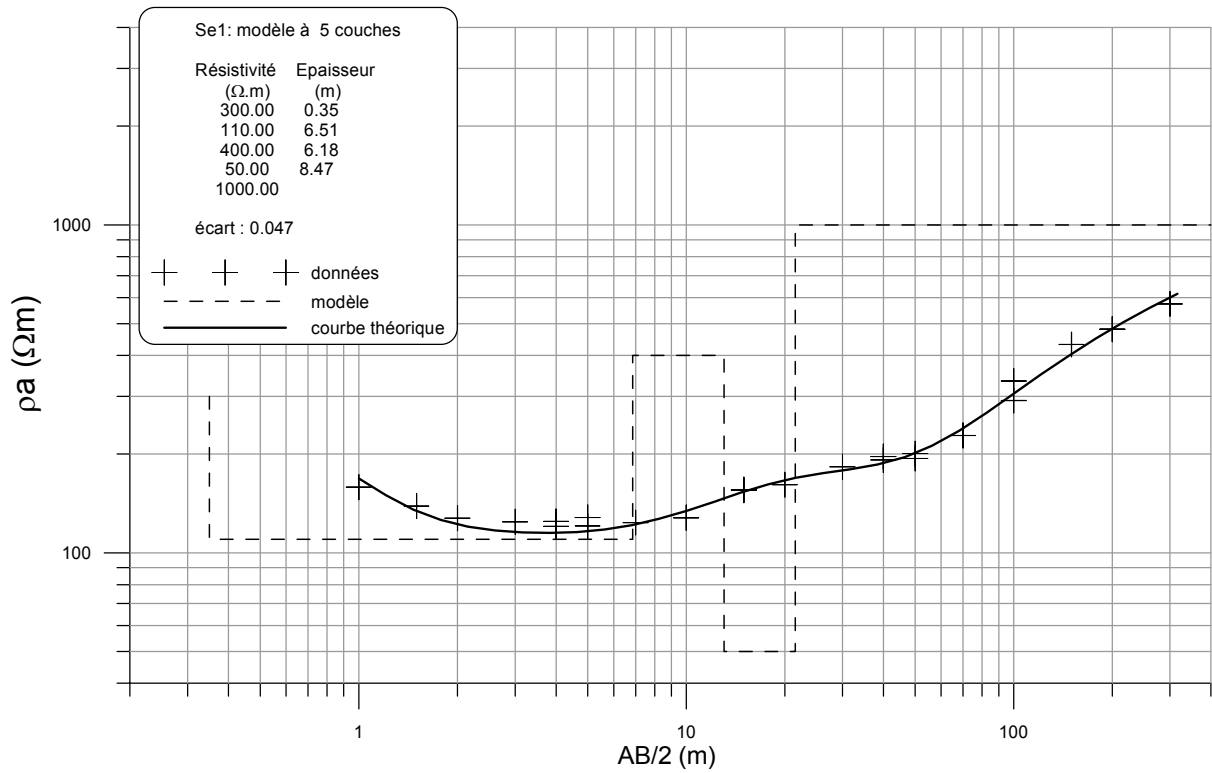
Zoellmann K., Kinzelbach W. et Fulda C. (2001). Environmental tracer transport (^3H and SF_6) in the saturated and unsaturated zones and its use in nitrate pollution management. *J. Hydrology*, 240 (187-205).

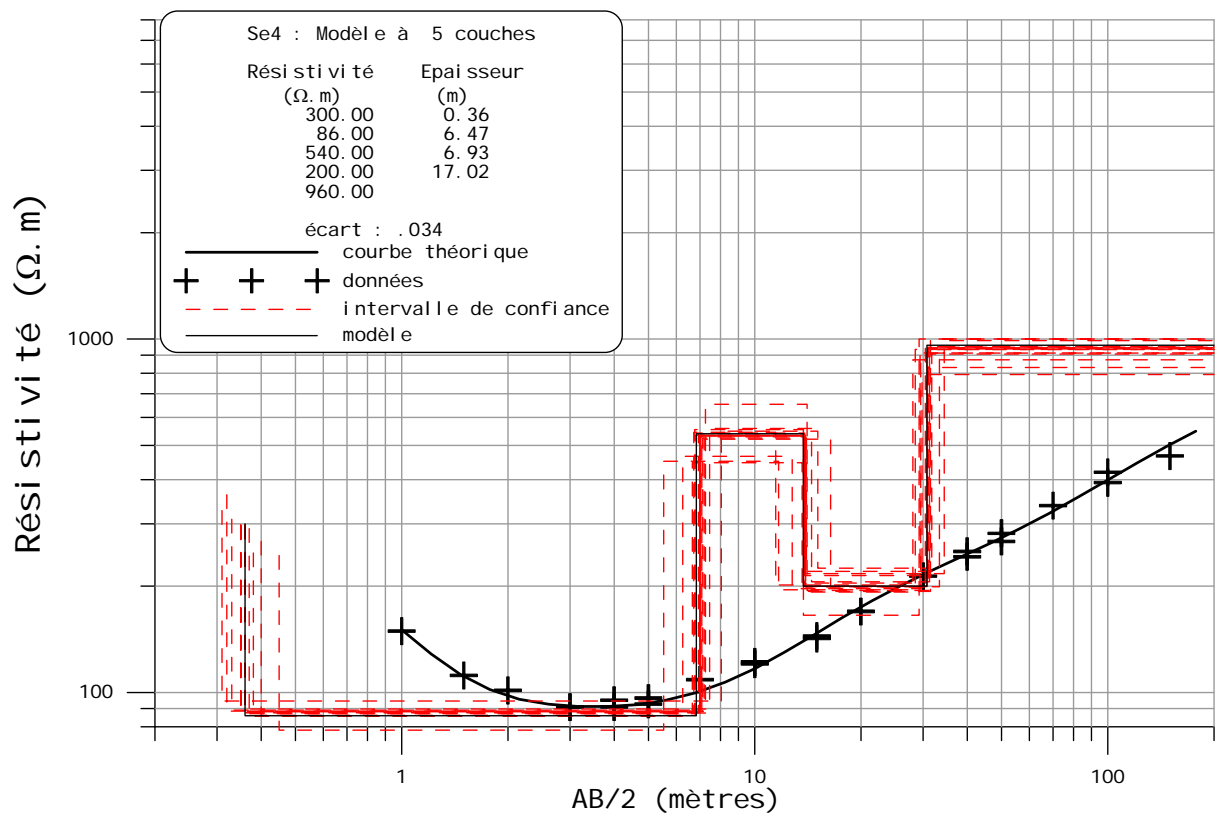
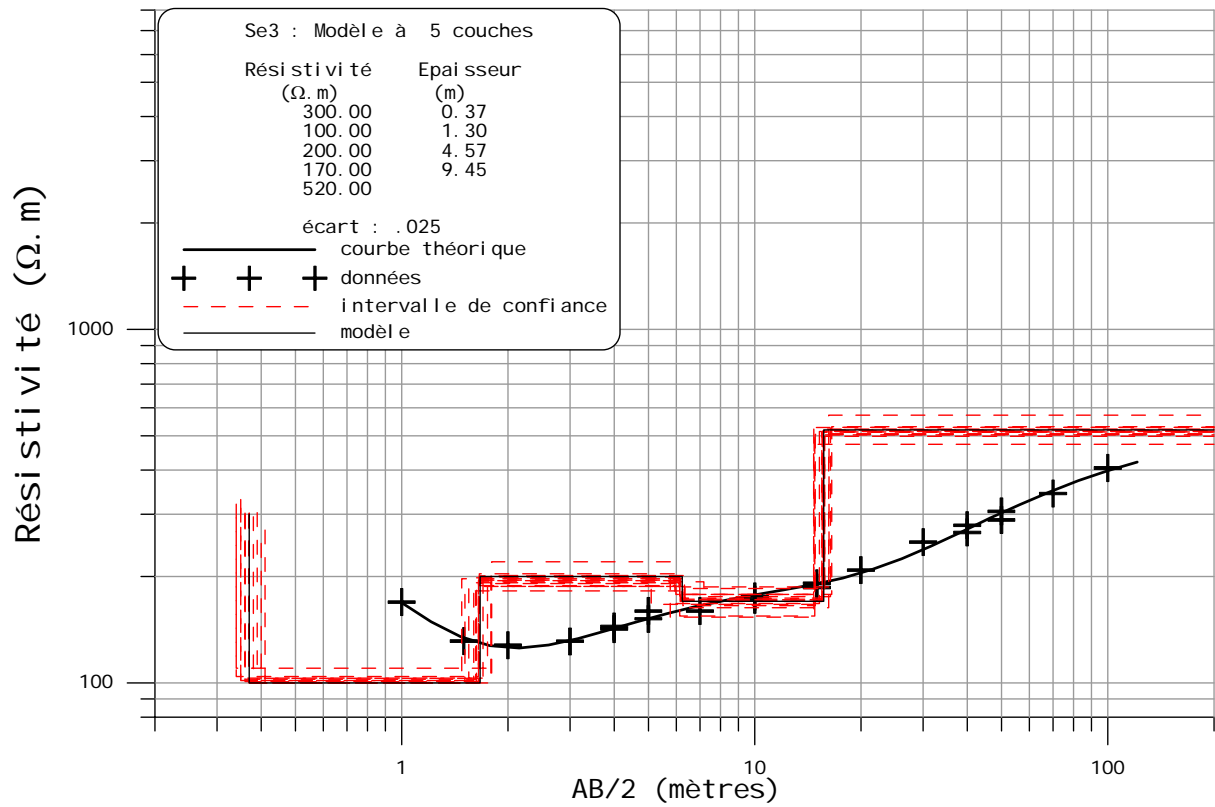
ANNEXES

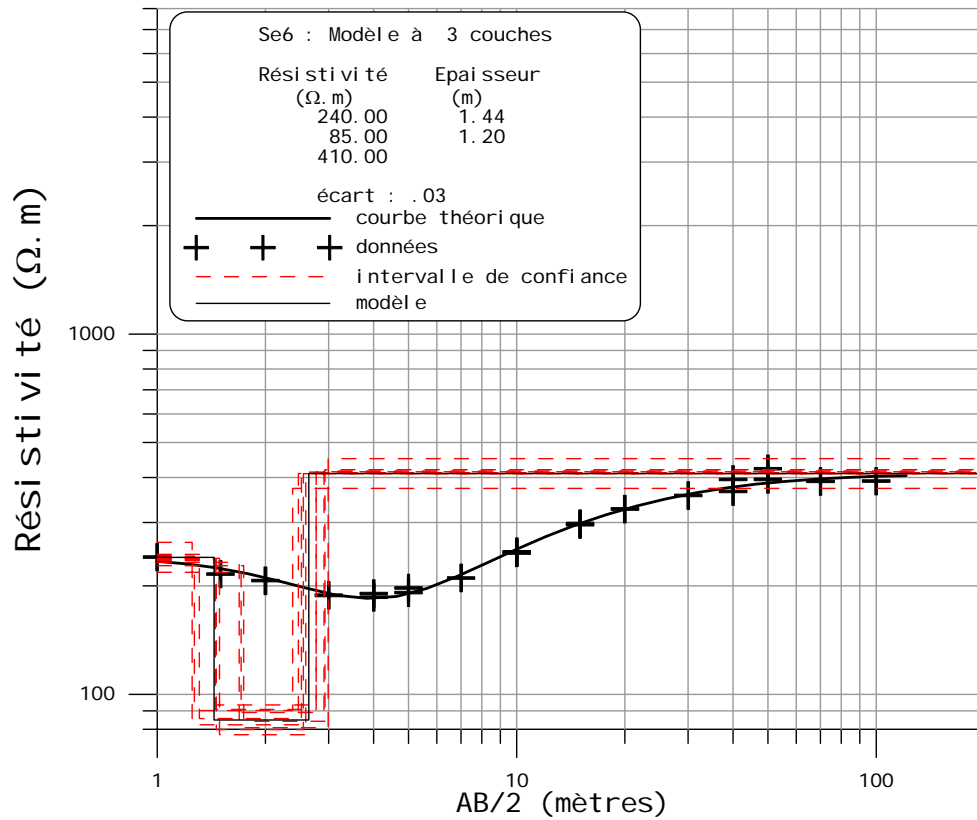
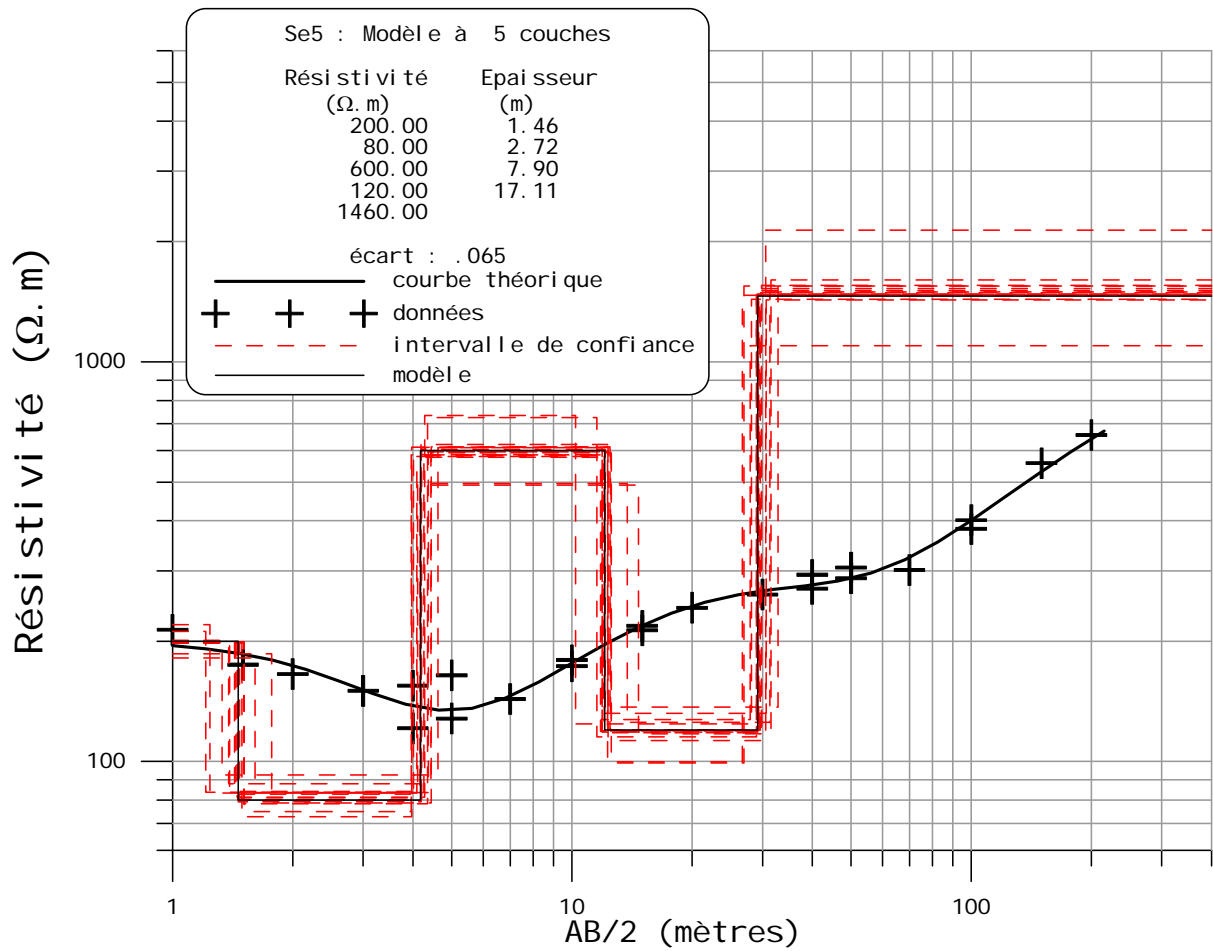
Annexe A. Résultats de la cartographie 2 en VLF

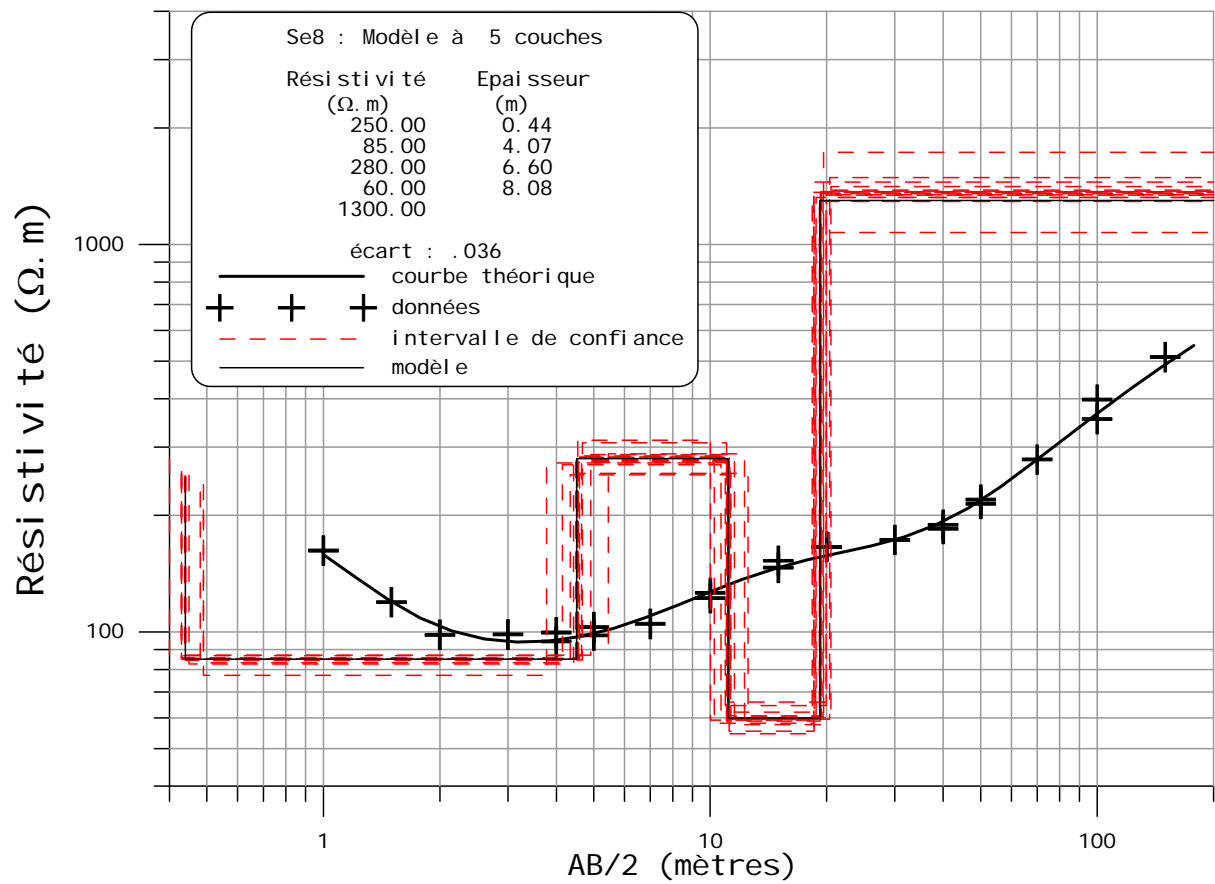
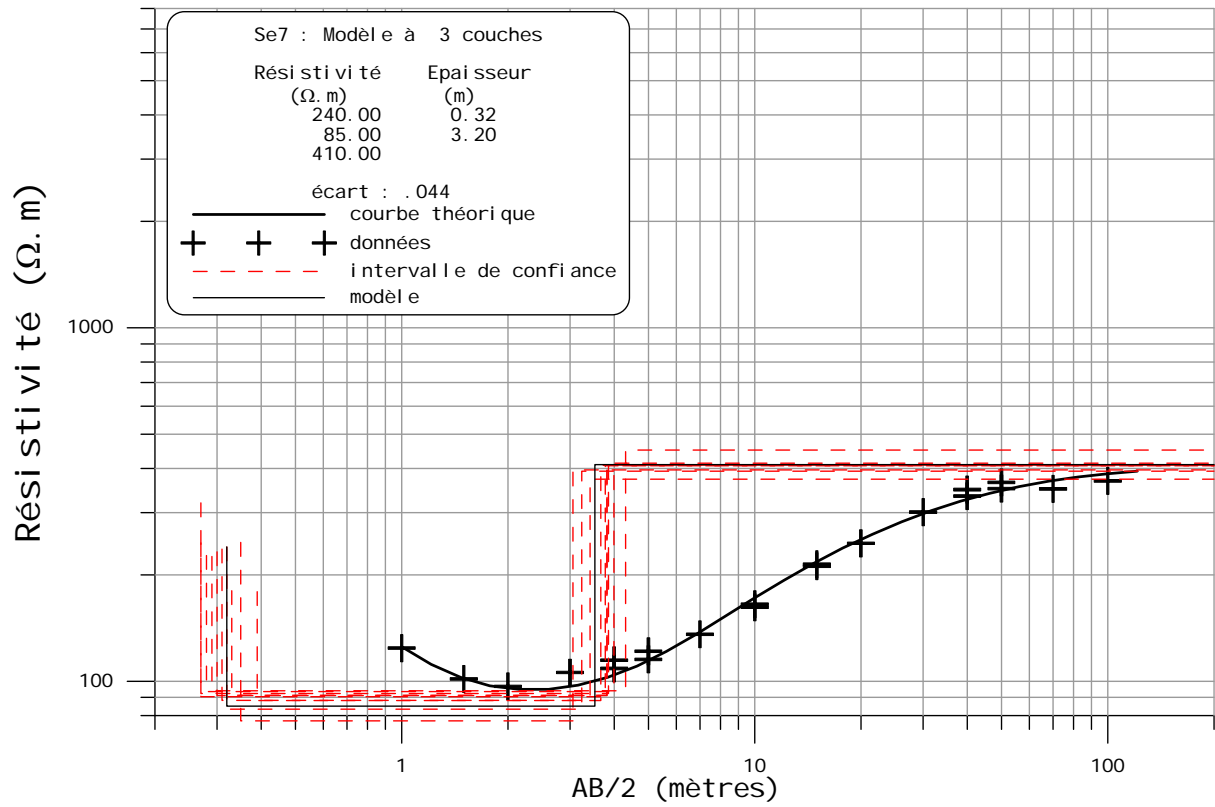


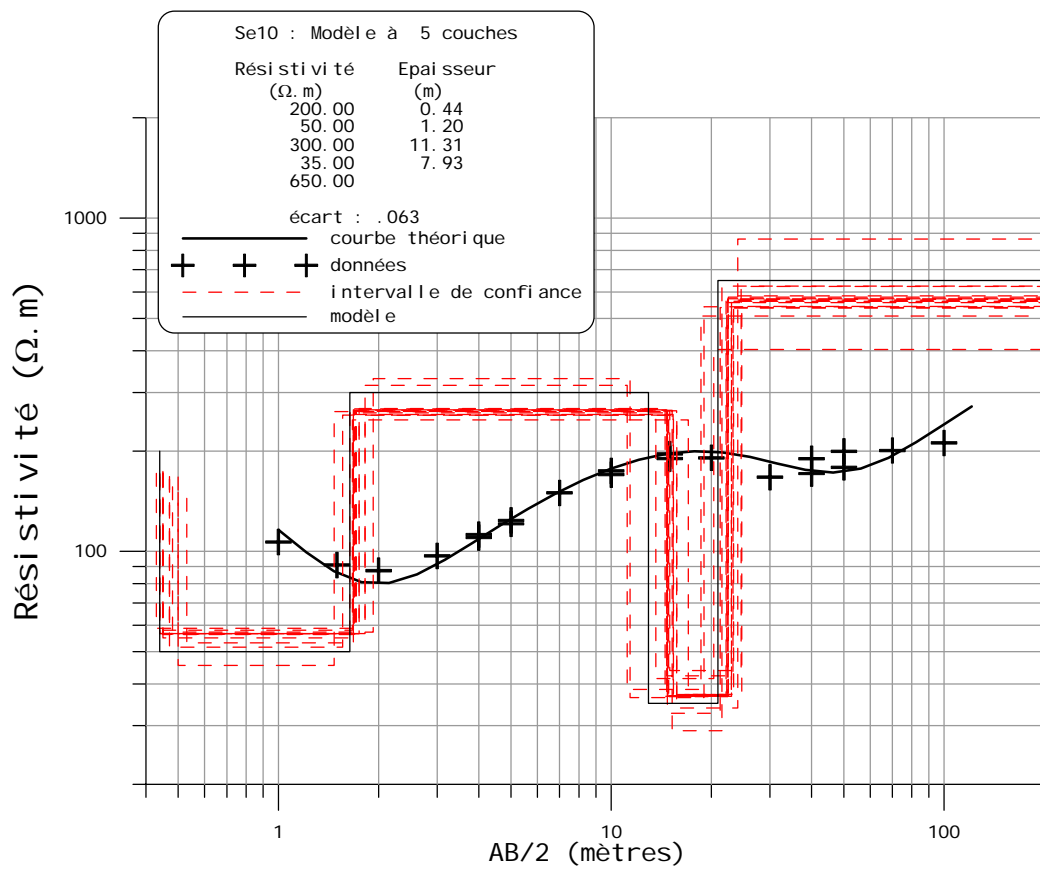
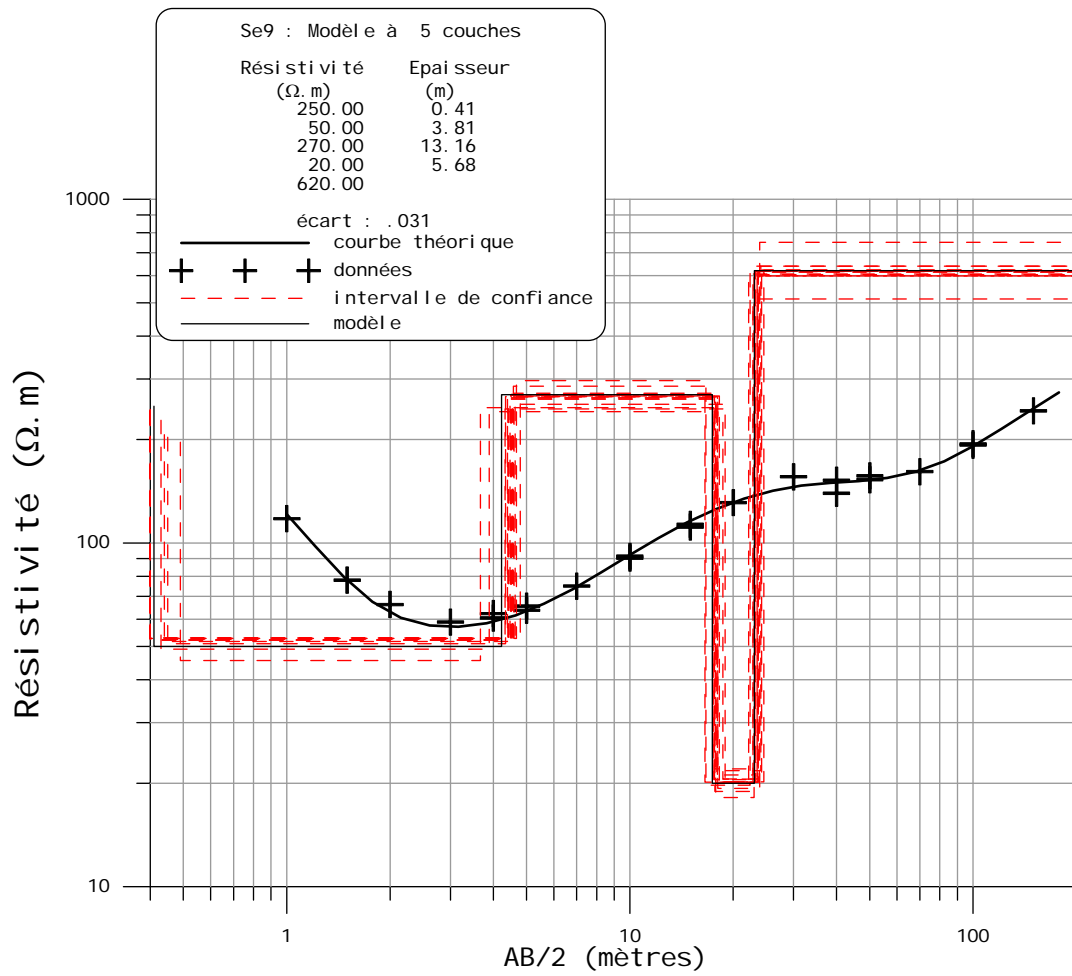
Annexe B. Résultats de tous les sondages électriques

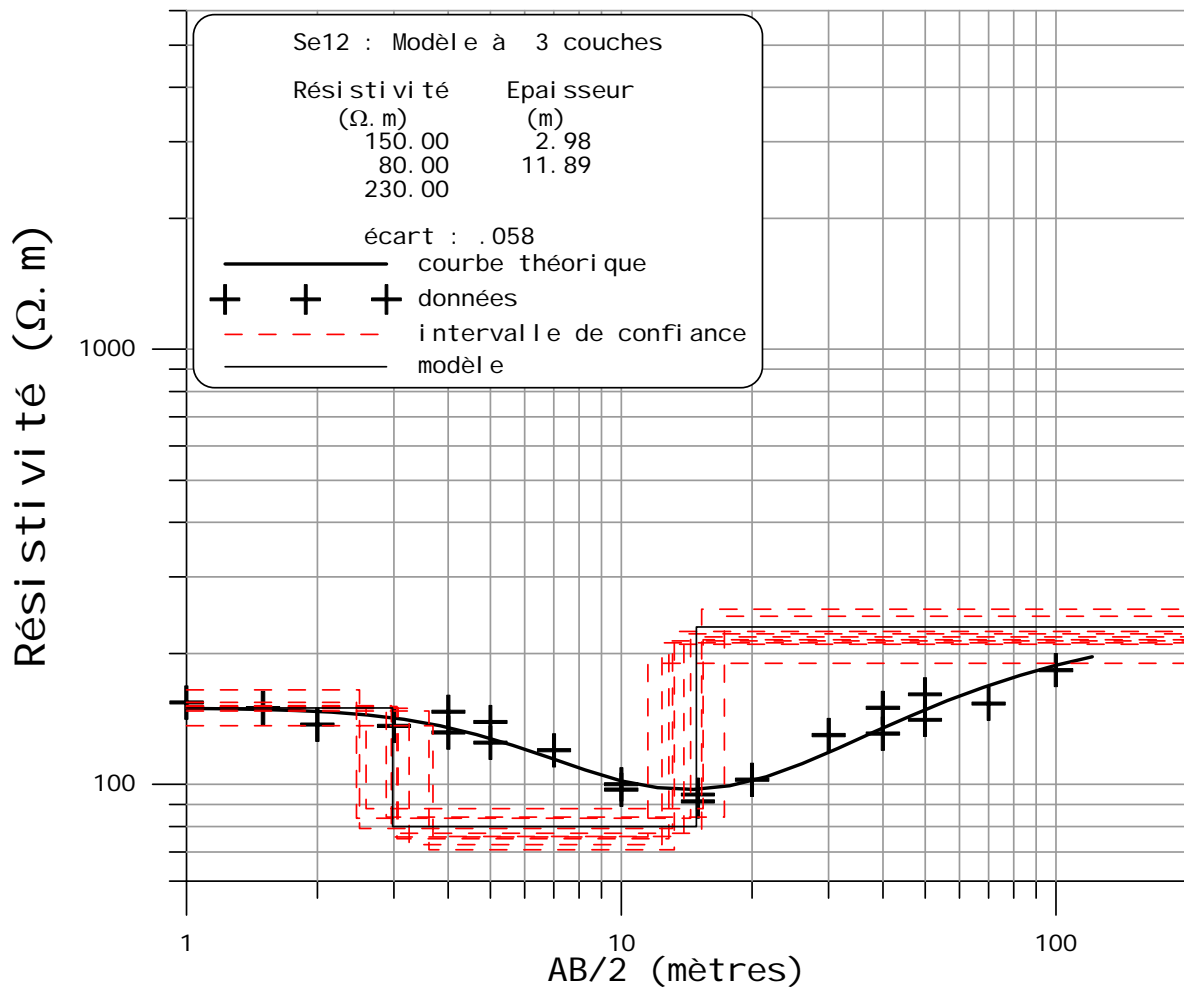
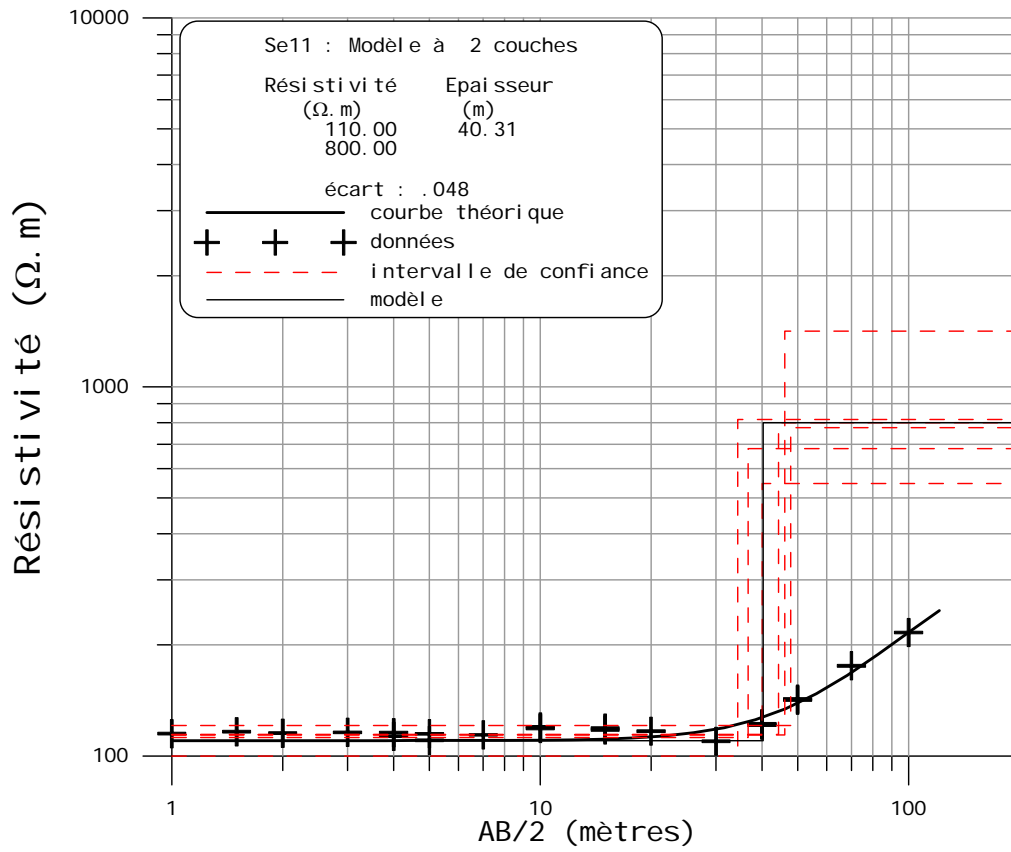


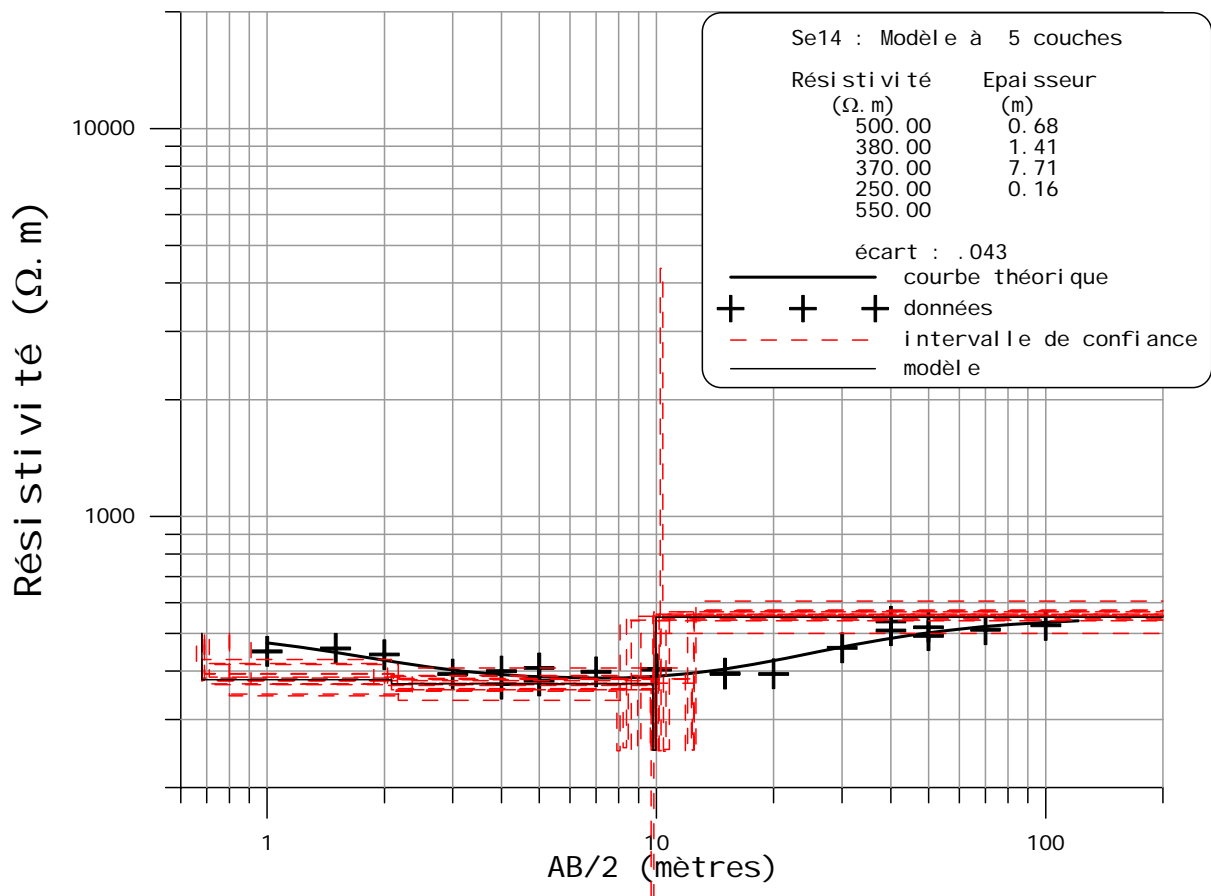
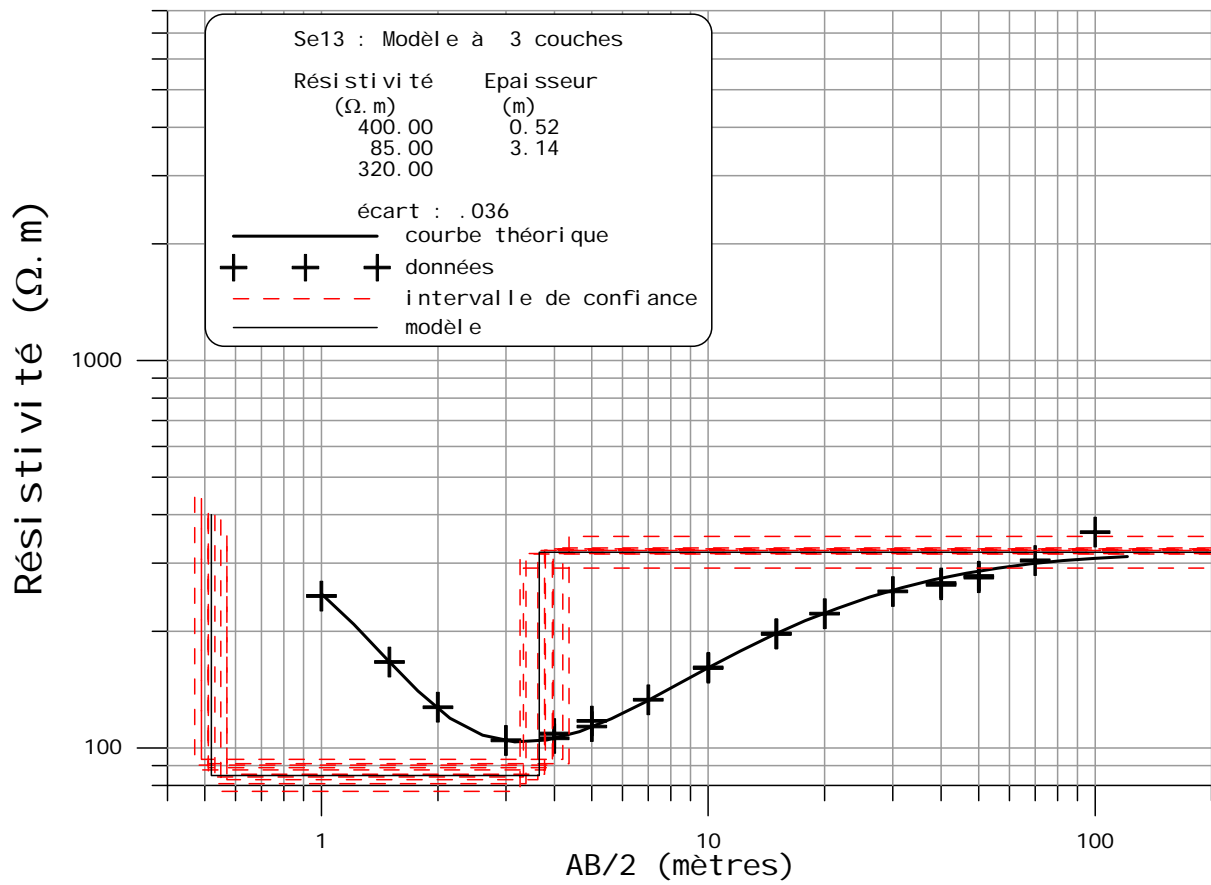


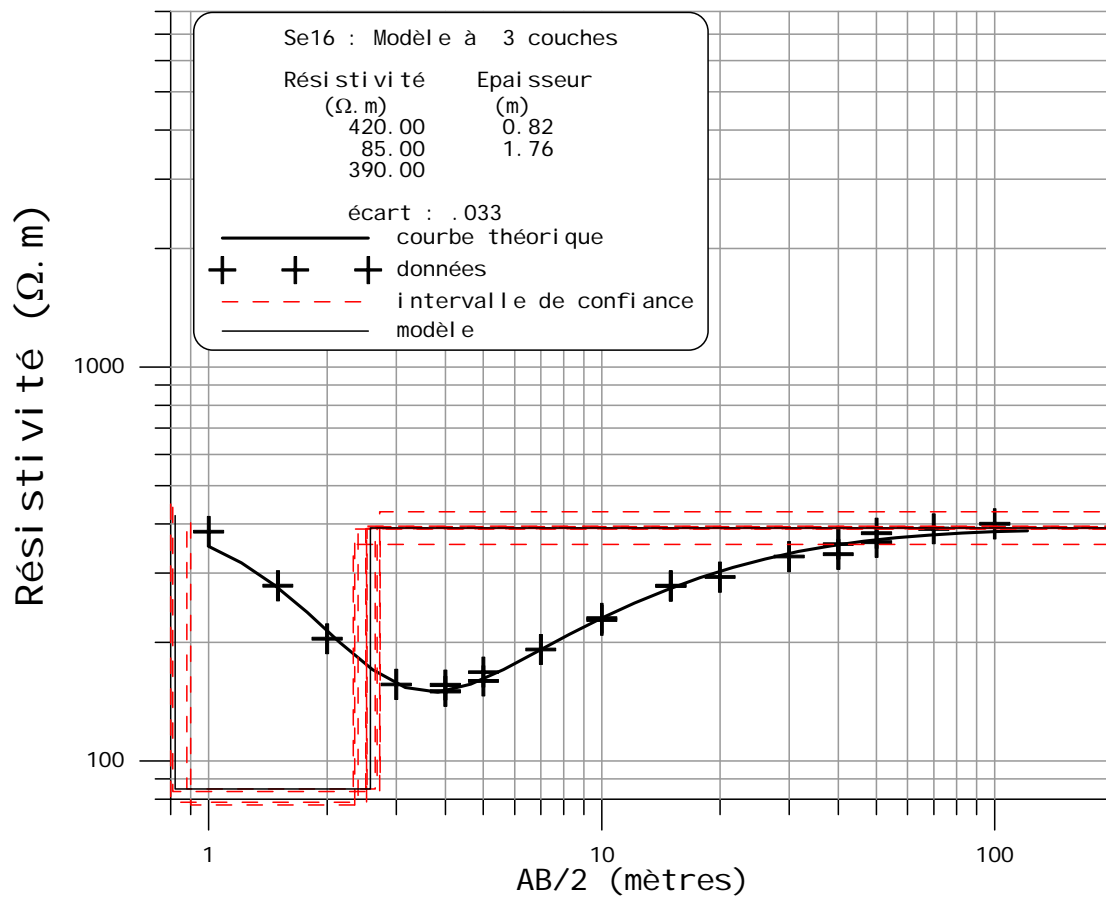
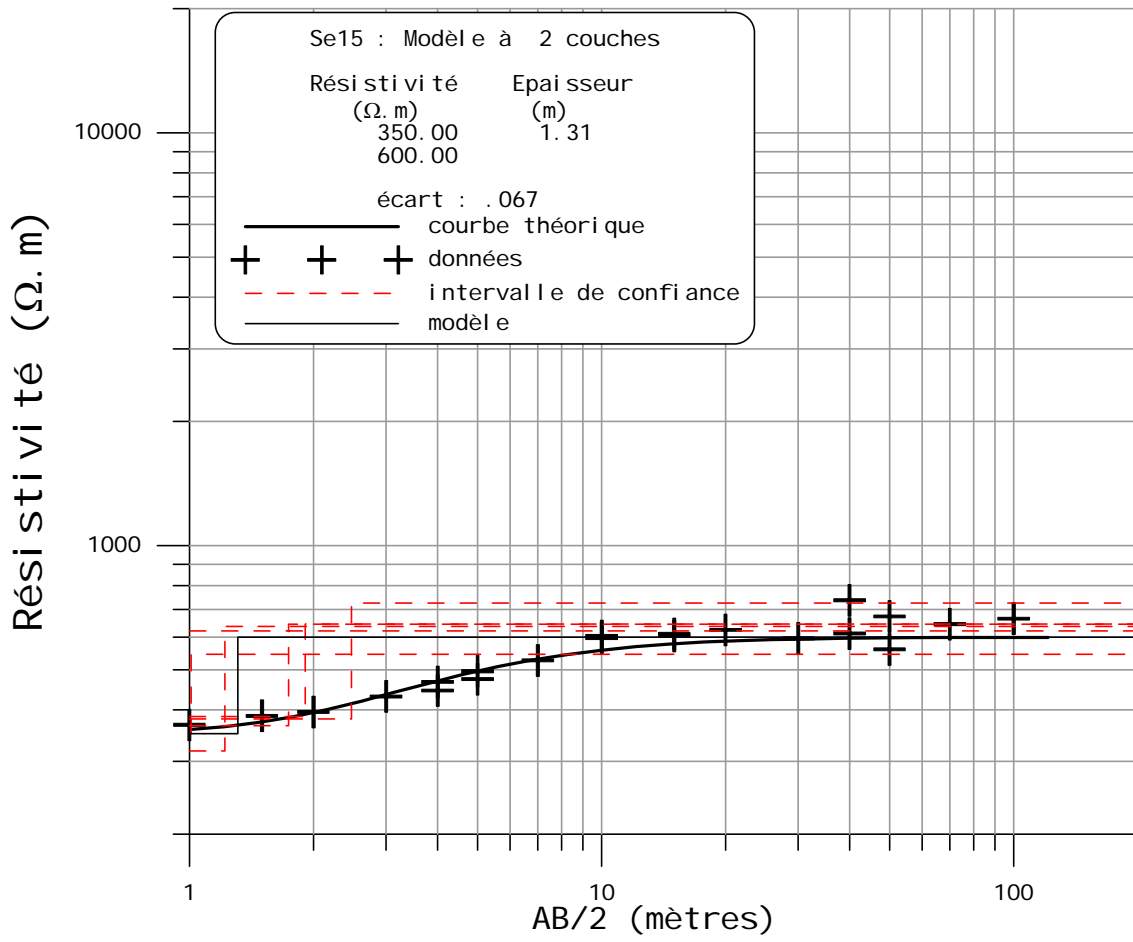












Annexe C. Détail des mesures de CFC

	CFC-12 pptv	<i>date</i>	CFC-11 pptv	<i>date</i>	CFC-113 pptv	<i>date</i>	CCI-4 pptv	<i>date</i>	age retenu (années)
A-PZ05	452	1988	179	1981	30.00	1983	7.70	1982	23
A-PZ06	899	<i>ssat</i>	199	1985	14.00	1970	25.80	?	néant
A-PZ08	203	1974	33	1966	213.54	<i>ssat</i>		?	35
A-PZ09 (20m)	491	1989	223	1986	64.90	1989	29.50	1987.5	18
A-PZ10	505	1991	461	<i>ssat</i>	67.20	1989	17.30	1990	15
H-F1 (70 m)	348	1980	59	1970	8.20	1974	18.00	1977	28
H-F1 (9 m)	432	1987	62	1970	41.50	1985	65.80	1986	19
H-PZ01	984	<i>ssat</i>	242	1988/ <i>actuel</i>	77.90	1991/ <i>actuel</i>	99.00		16 / 0
H-PZ03	802	<i>ssat</i>	267	1991	80.50	1991	43.80	1991	14
H-PZ04	595	<i>ssat</i>	173	1980	54.90	1987	13.20	1987	18
T-PZ02	599	<i>ssat</i>	163	1978	57.20	1987	18.70	1987	18
T-PZ08	538	1996	205	1984	62.20	1989	21.70	1992.5	11
T-PZ10	659	<i>ssat</i>	249	1988	77.30	1990	40.60	1989	16
T-PZ12	757	<i>ssat</i>	203	1984	182.96	<i>ssat</i>	13.40	1984	21
TS1	482	1982	208.00	1984	57.80	1986	13.4	1984	21
lac	669	<i>ssat</i>	259	<i>actuel</i>	80.88	1997/2005	185.35		0

Annexe D. Récapitulatif des périodes du modèle hydrogéologique sur Plancoët

num période	j début	j fin	j moy	date	durée steps	S-N (m3/j)	S-E (m3/j)	S-W (m3/j)	A-F1 (m3/j)	A-F2 (m3/j)	T-F3 (m3/j)	Peff (mm)	rech 0 max 10mm	rech 1 31%Peff	rech 2 68%Peff
1	1	15	8	janv.-96	15	21	76	22	97	49	0	1,981	1,612	0,339	1,014
2	16	31	23,5		16	21	76	22	97	49	0	0,575	0,576	0,342	0,795
3	32	60	46	févr.-96	29	21	76	22	97	49	0	1,760	1,242	0,426	1,007
4	61	75	68	mars-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,364	0,749
5	76	91	83,5		16	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,214	0,294
6	92	106	99	avr.-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,142	0,125
7	107	121	114		15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,101	0,056
8	122	136	129	mai-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,074	0,026
9	137	152	144,5		16	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,056	0,012
10	153	167	160	juin-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,042	0,005
11	168	182	175		15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,033	0,002
12	183	197	190	juil.-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,026	0,001
13	198	213	205,5		16	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,020	0,001
14	214	228	221	août-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,016	0,000
15	229	244	236,5		16	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,012	0,000
16	245	259	252	sept.-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,010	0,000
17	260	274	267		15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,008	0,000
18	275	289	282	oct.-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,006	0,000
19	290	305	297,5		16	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,005	0,000
20	306	320	313	nov.-96	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,004	0,000
21	321	335	328		15	21	76	22	97	49	0	4,201	3,113	0,296	0,941
22	336	350	343	déc.-96	15	21	76	22	97	49	0	0,641	0,641	0,548	1,464
23	351	366	358,5		16	21	76	22	97	49	0	1,348	1,348	0,462	1,088
24	367	381	374	janv.-97	15	21	76	22	97	49	0	0,000	0,000	0,284	0,492
25	382	397	389,5		16	21	76	22	97	49	0	0,039	0,039	0,182	0,216
26	398	425	411,5	févr.-97	28	24	77	23	102	50	0	1,310	1,173	0,291	0,637
27	426	440	433	mars-97	15	29	77	21	105	50	0	0,000	0,000	0,283	0,528
28	441	456	448,5		16	29	77	21	105	50	0	0,000	0,000	0,178	0,216
29	457	471	464	avr.-97	15	30	77	20	104	50	0	0,000	0,000	0,121	0,093
30	472	486	479		15	30	77	20	104	50	0	0,000	0,000	0,088	0,042
31	487	517	502	mai-97	31	28	65	21	76	39	103	0,000	0,000	0,057	0,014
32	518	547	532,5	juin-97	30	2	41	46	29	68	45	0,000	0,000	0,033	0,003
33	548	578	563	juil.-97	31	2	39	75	23	75	41	0,000	0,000	0,020	0,001
34	579	609	594	août-97	31	2	36	72	21	79	39	0,000	0,000	0,013	0,000
35	610	639	624,5	sept.-97	30	2	32	70	19	75	37	0,000	0,000	0,008	0,000
36	640	670	655	oct.-97	31	2	31	66	18	76	37	0,000	0,000	0,005	0,000
37	671	700	685,5	nov.-97	30	2	30	62	18	74	36	0,000	0,000	0,003	0,000
38	701	722	711,5	déc.-97	22	2	28	59	17	74	37	0,000	0,000	0,002	0,000
39	723	736	729	janv.-98	13	1	0	0	0	60	33	4,067	3,214	0,337	1,062
40	736	762	749		27	2	21	58	20	61	34	1,776	1,202	0,586	1,543
41	763	790	776,5	févr.-98	28	2	23	62	20	59	32	0,000	0,000	0,242	0,371

Annexe D. Récapitulatif des périodes du modèle hydrogéologique sur Plancoët

num période	j début	j fin	j moy	date	durée steps.	S-N (m3/j)	S-E (m3/j)	S-W (m3/j)	A-F1 (m3/j)	A-F2 (m3/j)	T-F3 (m3/j)	Peff (mm)	rech 0 max 10mm	rech 1 31%Peff	rech 2 68%Peff
42	791	802	796,5	mars-98	12	1	22	59	19	33	130	0,000	0,000	0,136	0,112
43	803	809	806		7	1	0	1	0	4	16	0,000	0,000	0,109	0,067
44	810	811	810,5		2	1	18	49	21	0	0	0,000	0,000	0,099	0,053
45	812	822	817		11	1	20	53	18	63	29	0,000	0,000	0,087	0,038
46	823	825	824	avr.-98	3	1	0	0	0	38	27	0,000	0,000	0,075	0,026
47	826	851	838,5		26	2	19	61	20	59	29	3,436	2,520	0,486	1,327
48	852	882	867	mai-98	31	2	25	65	22	62	33	0,000	0,000	0,358	0,732
49	883	912	897,5	juin-98	30	2	25	62	22	89	33	0,000	0,000	0,139	0,121
50	913	943	928	juil.-98	31	2	25	61	27	97	33	0,000	0,000	0,072	0,024
51	944	974	959	août-98	31	2	23	60	28	96	33	0,000	0,000	0,041	0,005
52	975	1004	989,5	sept.-98	30	2	20	59	28	90	32	0,000	0,000	0,025	0,001
53	1005	1037	1021	oct.-98	33	2	17	64	27	90	32	0,000	0,000	0,015	0,000
54	1038	1047	1042,5	nov.-98	10	1	0	0	0	87	32	0,000	0,000	0,015	0,014
55	1048	1065	1056,5		18	1	17	62	26	100	32	1,821	1,617	0,319	0,887
56	1066	1086	1076	déc.-98	21	2	18	60	23	85	32	2,895	2,065	0,501	1,299
57	1087	1097	1092		11	1	0	0	0	86	33	2,622	1,516	0,738	2,018
58	1098	1127	1112,5	janv.-99	30	2	21	65	26	79	32	1,818	1,818	0,572	1,419
59	1128	1155	1141,5	févr.-99	28	2	21	66	25	82	34	1,220	1,029	0,479	1,114
60	1156	1186	1171	mars-99	31	2	21	67	25	94	34	1,29	0,689	0,379	0,803
61	1187	1216	1201,5	avr.-99	30	2	21	65	25	80	33	0,639	0,639	0,233	0,400
62	1217	1247	1232	mai-99	31	2	20	69	24	106	35	0,000	0,000	0,190	0,275
63	1248	1277	1262,5	juin-99	30	2	21	74	23	47	35	0,000	0,000	0,091	0,052
64	1278	1308	1293	juil.-99	31	2	24	79	23	99	34	0,000	0,000	0,051	0,011
65	1309	1339	1324	août-99	31	2	24	77	23	103	34	0,000	0,000	0,030	0,002
66	1340	1369	1354,5	sept.-99	30	2	20	71	24	84	34	0,000	0,000	0,018	0,000
67	1370	1400	1385	oct.-99	31	2	18	67	22	81	33	0,290	0,290	0,029	0,055
68	1401	1430	1415,5	nov.-99	30	2	17	50	22	76	34	1,192	1,065	0,285	0,738
69	1431	1461	1446	déc.-99	31	2	17	57	23	78	32	4,331	3,500	0,706	1,948
70	1462	1492	1477	janv.-00	31	2	19	71	25	90	38	0,118	0,118	0,418	0,904
71	1493	1521	1507	févr.-00	29	2	21	70	26	90	36	0,499	0,500	0,225	0,370
72	1522	1552	1537	mars-00	31	2	22	84	27	86	37	0,109	0,108	0,183	0,265
73	1553	1584	1568,5	avr.-00	32	2	22	84	27	84	37	1,335	1,295	0,315	0,723
74	1585	1598	1591,5	mai-00	14	1	0	85	32	84	38	1,169	1,169	0,371	0,818
75	1599	1606	1602,5		8	1	20	71	23	85	38	0,000	0,000	0,328	0,654
76	1607	1643	1625	juin-00	37	2	0	94	35	103	37	0,000	0,000	0,174	0,210
77	1644	1674	1659	juil.-00	31	2	0	104	35	121	37	0,000	0,000	0,079	0,033
78	1675	1705	1690	août-00	31	2	0	96	33	111	35	0,000	0,000	0,044	0,007
79	1706	1736	1720,5	sept.-00	30	2	0	83	31	72	34	0,000	0,000	0,027	0,001
80	1736	1766	1751	oct.-00	31	2	0	82	29	80	34	0,039	0,039	0,017	0,004
81	1767	1796	1781,5	nov.-00	30	2	0	82	30	79	34	5,766	4,625	0,799	2,377
82	1797	1827	1812	déc.-00	31	2	21	79	27	87	33	3,127	2,724	0,737	1,975
83	1828	1858	1843	janv.-01	31	2	23	84	28	93	33	3,707	2,912	0,802	2,206

Annexe D. Récapitulatif des périodes du modèle hydrogéologique sur Plancoët

num période	j début	j fin	j moy	date	durée	steps	S-N (m3/j)	S-E (m3/j)	S-W (m3/j)	A-F1 (m3/j)	A-F2 (m3/j)	T-F3 (m3/j)	Peff (mm)	rech 0 max 10mm	rech 1 31%Peff	rech 2 68%Peff
84	1859	1864	1861,5	févr.-01	6	1	0	0	0	0	0	0	1,784	1,783	0,563	1,383
85	1865	1866	1865,5		2	1	0	0	0	79	34	144	10,461	7,055	0,678	1,789
86	1867	1886	1876,5		20	2	20	69	25	93	32	142	0,100	0,100	0,467	1,063
87	1887	1917	1902	mars-01	31	2	23	80	29	96	33	148	3,896	2,579	0,634	1,677
88	1918	1947	1932,5	avr.-01	30	2	24	84	33	90	31	151	0,629	0,629	0,475	1,093
89	1948	1978	1963	mai-01	31	2	23	84	31	92	33	155	0,592	0,323	0,341	0,689
90	1979	2008	1993,5	juin-01	30	2	25	89	33	101	35	162	0,000	0,000	0,142	0,129
91	2009	2039	2024	juil.-01	31	2	24	86	32	103	35	164	0,000	0,000	0,073	0,026
92	2040	2051	2045,5	août-01	12	1	25	86	32	105	28	159	0,000	0,000	0,048	0,008
93	2052	2061	2056,5		10	1	0	89	32	104	29	154	0,000	0,000	0,040	0,004
94	2062	2070	2066		9	1	25	83	31	103	42	152	0,000	0,000	0,034	0,003
95	2071	2100	2085,5	sept.-01	30	2	21	64	29	96	48	147	0,000	0,000	0,025	0,001
96	2101	2130	2115,5	oct.-01	30	2	24	87	33	87	42	146	0,000	0,000	0,016	0,000
97	2131	2161	2146	nov.-01	31	2	23	82	30	86	39	157	0,030	0,030	0,011	0,003
98	2162	2192	2177	déc.-01	31	2	21	73	26	85	46	153	1,106	0,577	0,130	0,327
99	2193	2226	2209,5	janv.-02	34	2	23	73	29	70	39	159	0,377	0,366	0,303	0,675
100	2227	2231	2229	févr.-02	5	1	0	0	0	0	0	0	1,482	1,778	0,288	0,588
101	2232	2251	2241,5		20	2	24	86	30	73	36	178	1,609	1,449	0,394	0,917
102	2252	2282	2267	mars-02	31	2	21	76	26	76	39	179	0,704	0,566	0,363	0,774
103	2283	2312	2297,5	avr.-02	30	2	21	77	28	75	44	178	0,000	0,000	0,197	0,262
104	2313	2343	2328	mai-02	31	2	20	76	27	59	31	176	0,000	0,000	0,094	0,051
105	2344	2373	2358,5	juin-02	30	2	21	77	28	63	36	182	0,000	0,000	0,052	0,010
106	2374	2404	2389	juil.-02	31	2	20	68	24	60	34	176	0,000	0,000	0,031	0,002
107	2405	2435	2420	août-02	31	2	21	74	26	55	34	175	0,000	0,000	0,019	0,000
108	2436	2465	2450,5	sept.-02	30	2	21	77	28	52	34	175	0,000	0,000	0,012	0,000
109	2466	2496	2481	oct.-02	31	2	21	74	27	51	34	176	0,000	0,000	0,007	0,000
110	2497	2526	2511,5	nov.-02	30	2	19	72	26	45	26	164	3,483	3,093	0,534	1,522
111	2527	2557	2542	déc.-02	31	2	19	71	26	49	28	170	2,555	2,554	0,576	1,455
112	2558	2588	2573	janv.-03	31	2	17	61	22	38	20	162	2,018	1,975	0,626	1,604
113	2589	2610	2599,5	févr.-03	22	2	21	75	27	67	30	170	1,476	1,384	0,559	1,375
114	2611	2616	2613,5		6	1	0	0	0	0	0	0	0,000	0,000	0,329	0,606
115	2617	2647	2632	mars-03	31	2	21	78	27	57	33	177	0,338	0,338	0,267	0,457
116	2648	2677	2662,5	avr.-03	30	2	22	78	28	63	38	188	0,000	0,000	0,119	0,087
117	2678	2708	2693	mai-03	31	2	21	75	27	60	36	180	0,000	0,000	0,063	0,018
118	2709	2738	2723,5	juin-03	30	2	20	74	27	54	34	180	0,000	0,000	0,037	0,004
119	2739	2769	2754	juil.-03	31	2	21	75	27	51	32	172	0,000	0,000	0,022	0,001
120	2770	2800	2785	août-03	31	2	21	74	26	50	32	170	0,000	0,000	0,014	0,000
121	2801	2830	2815,5	sept.-03	30	2	21	75	27	57	31	164	0,000	0,000	0,009	0,000
122	2831	2861	2846	oct.-03	31	2	21	75	27	63	31	154	0,000	0,000	0,006	0,000
123	2862	2878	2870	nov.-03	17	1	19	71	25	58	31	149	0,000	0,000	0,000	0,000

Annexe E. Travail supplémentaire effectué sur le site de Vittel-Contrexéville

Nous présentons ici un travail en lien avec cette étude, sur le site de Vittel-Contrexéville, où Nestlé Waters exploite également de l'eau minérale. Ce site carbonaté est situé dans les Vosges et présente des caractéristiques similaires au site de Quézac.

Nous avons effectué sur ce site une cartographie des failles par analyse morphostructurale et l'avons replacé dans son contexte géologique, à proximité de la faille de Vittel.

ETUDE STRUCTURALE DU PERIMETRE HYDROGEOLOGIQUE DE VITTEL-CONTREXEVILLE

Benoît DEFFONTAINES, et Véronique DURAND

Mai 2002

SOMMAIRE

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE

SYNTHESE GEOLOGIQUE REGIONALE

1. Observations géophysiques de part et d'autre de la faille
2. Histoire de la formation du Bassin Parisien et importance de la faille de Bray-Vittel
3. Activité actuelle de la faille

DEUXIEME PARTIE :

SYNTHESE DES PRINCIPALES ETUDES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES EFFECTUEES PAR LE BRGM (SGR ALSACE ET LORRAINE) ET ANTEA

TROISIEME PARTIE

APPORTS DU MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN

QUATRIEME PARTIE

APPORTS DE L'ETUDE STRUCTURALE DE TERRAIN

CONCLUSION GENERALE

BIBLIOGRAPHIE

INTRODUCTION

Dans le cadre d'un contrat avec Perrier-Vittel-France, une synthèse géologique régionale et locale des principales études géologiques et géophysiques effectuées par le BRGM (SGR – Lorraine) et ANTEA a été réalisée. Cette étude bibliographique est suivie d'une étude détaillée de la surface topographique à partir de l'imagerie spatiale (Landsat, SPOT et ERS) et surtout du relief à l'aide du modèle numérique de terrain IGN (Bd Alti) et de traitements dérivés (estompages). Enfin une synthèse structurale des observations tectoniques de terrain issues du chantier de construction de la voie de contournement de Vittel par le sud sont évoqués. Ce rapport rassemble ainsi l'analyse et l'interprétation des différentes données structurales acquises au cours de cette dernière décennie.

PREMIERE PARTIE : SYNTHESE GEOLOGIQUE REGIONALE

L'observation à l'échelle régionale de la faille de Vittel sur une carte structurale (ex. Edel, 1982) révèle une faille relativement rectiligne, orientée E-W, et d'une longueur dépassant la centaine de km. Son trajet approximatif est-ouest traverse Epinal, (à l'ouest de la chaîne des Vosges), passe par Vittel, et se prolonge jusqu'à une trentaine de km à l'est de Troyes. Elle est représentée sur la carte géologique (BRGM, 1979) comme étant une structure unique sur laquelle viennent se brancher d'autres failles (faille d'Esley à l'est, faille de Norroy à l'ouest). Il est cependant possible de la prolonger en la rattachant à d'autres accidents : vers l'ouest, elle peut être connectée à la faille du Pays de Bray, traversant le bassin d'Eprenay (où elle présente un tracé complexe) ; vers l'est, elle est située dans l'alignement de la faille vosgienne de Lalaye-Lubine et correspond au « seuil d'Erstein » dans le Fossé Rhénan (Chorowicz et Deffontaines, 1993; Chorowicz, Deffontaines et al., 1989).

Elle fut décrite et dessinée pour la première fois par les géologues du PLM (Paris-Lyon-Marseille) à la fin du 19^{ème} siècle. En effet, le tracé de la voie de chemin de fer, qui est en déblai d'environ une dizaine de mètres de profondeur, suit un chemin parallèle à la faille de Vittel et la recoupe plusieurs fois à l'est de la ville de Vittel. Des coupes remarquables ont été dessinées et décrites à l'époque.

Il est cependant curieux de constater la faible quantité de travaux tectoniques sur cette structure majeure du bassin parisien, la raison de cette absence d'intérêt et de travaux réside peut-être dans la faible quantité et la mauvaise qualité des affleurements. Les principaux travaux effectués sur cet accident seront cependant énoncés dans ce rapport, afin de mieux comprendre ses mouvements et son rôle au cours de l'histoire géologique de l'Europe de l'ouest.

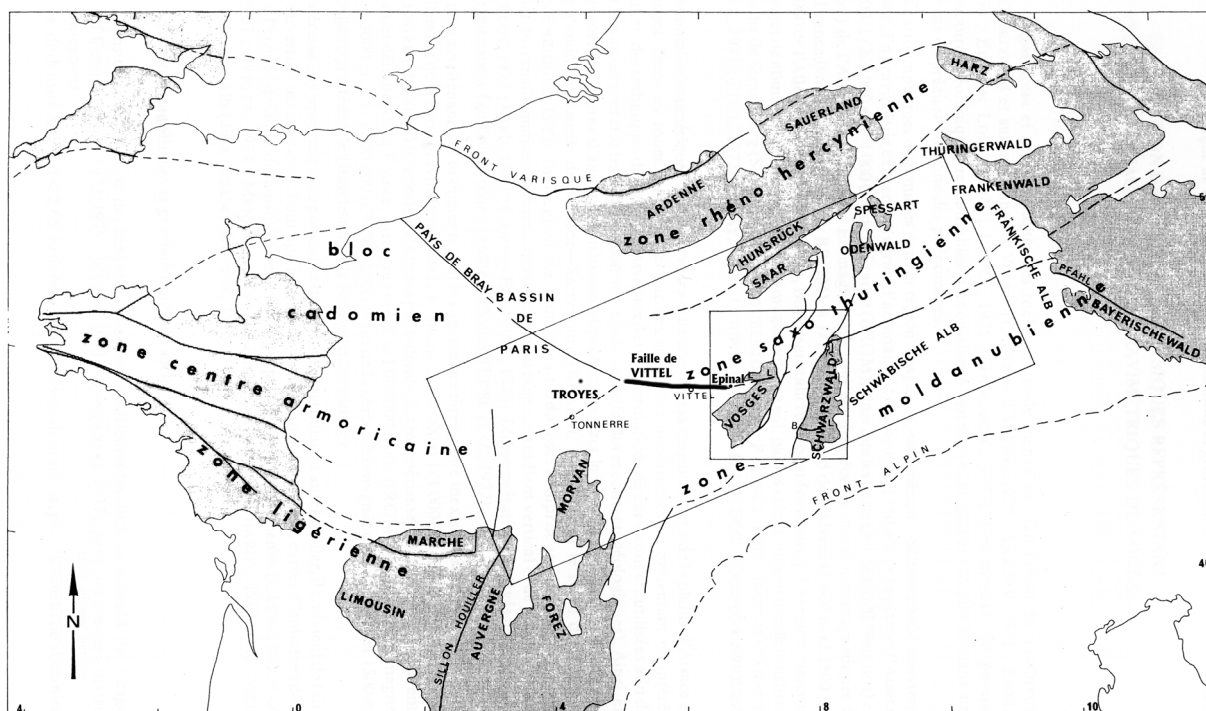


Figure 1. Localisation de la faille de Vittel dans la chaîne varisque (d'après Edel, 1982). Remarquez son importance crustale puisqu'elle sépare deux zones distinctes moldanubienne et thuringienne de l'orogénèse hercynienne.

1. Observations géophysiques de part et d'autre de la faille

Par son étude gravimétrique et magnétique sur le socle varisque, Edel (1982) apporte quelques éléments sur le fonctionnement de la faille de Vittel. Les mesures gravimétriques renseignant sur la densité des roches (d), il distingue dans son étude trois catégories de roches :

- Les roches légères ($2,55 < d < 2,65$) par exemple correspondant à des granites, ou bien des volcanites acides ;
- Les roches intermédiaires ($2,60 < d < 2,75$) pouvant être interprétées comme des gneiss, granodiorites, formations volcano - sédimentaires dévono-dinantiennes ;
- Les roches lourdes ($2,70 < d < 3,0$) : schistes métamorphiques (du Précambrien au Dévonien), plutonites basiques (diorites, gabbros), volcanites basiques (spilites, diabases).

L'interprétation des données gravimétriques (Figure 2) montre que la faille de Vittel sépare deux domaines distincts : un domaine dense au nord, et un domaine moins dense au sud. Ceci suggère entre autre la présence de roches volcaniques enfouies (d'âge autunien - permien) au nord de la faille, conformément aux forages CFP-Total effectués dans la région de Lunéville (Deffontaines, 1990).

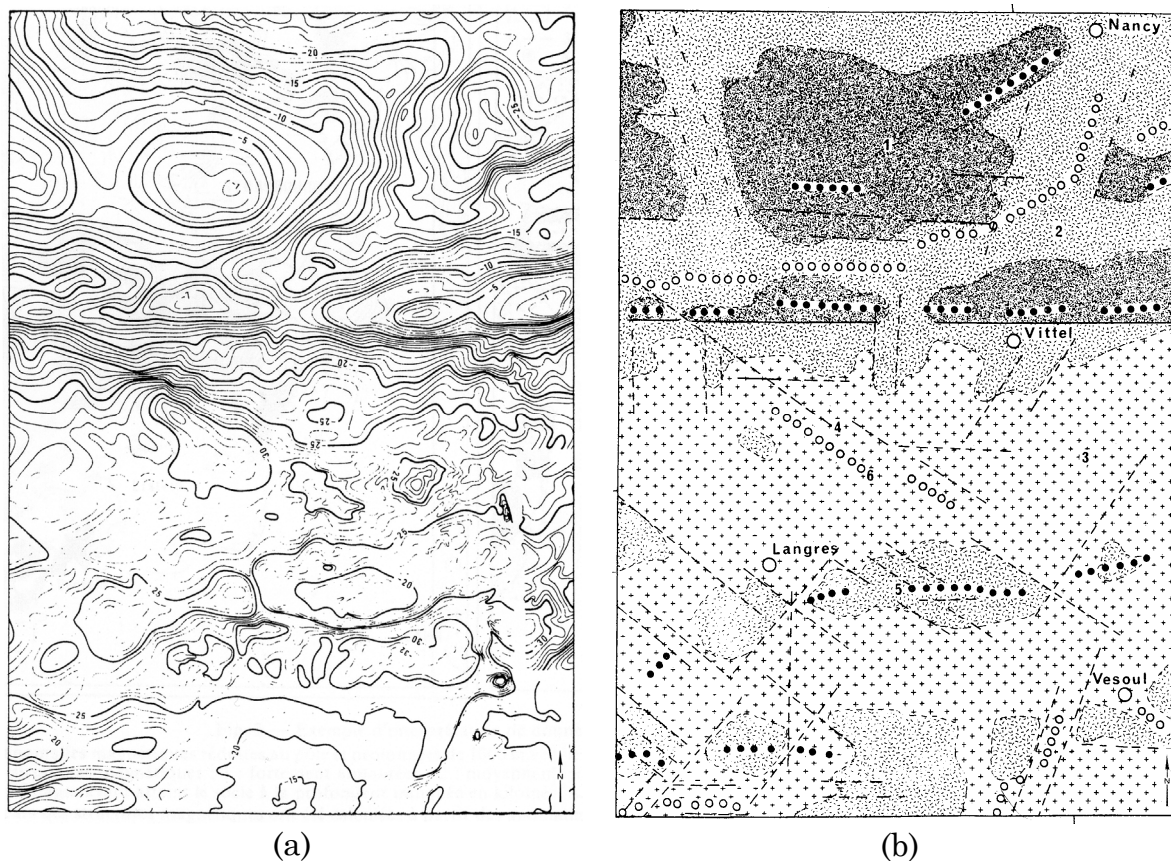


Figure 2. Interprétation de données gravimétriques (d'après Edel, 1982). a : extrait de la carte des anomalies gravimétriques de la France (BRGM). b : carte des structures gravimétriques. 1. densités fortes ; 2. intermédiaires ; 3. faibles ; 4. discontinuités (failles et contacts) ; 5. axes lourds ; 6. axes légers.

Cette carte montre que la faille de Vittel sépare deux domaines distincts : un domaine dense au nord (le socle est probablement composé de roches métamorphiques, de plutonites basiques comme les diorites ou les gabbros, et de formations volcano-sédimentaires), et un domaine moins dense au sud (socle composé probablement de granites).

La carte représentant les structures magnétiques et gravimétriques du socle (Figure 3) montre que cette distinction de domaines se retrouve également dans les Vosges, au niveau de la dislocation de Lalaye-Lubine, prolongée à l'est par le seuil d'Erstein (Chorowicz et al., 1989). Vers l'ouest, l'accident de Vittel se scinde en deux branches à l'est de Troyes. L'une est relayée au nord-ouest par l'accident du Pays de Bray (direction N130), l'autre branche orientée N220 à N240 juxte la ville de Tonnerre.

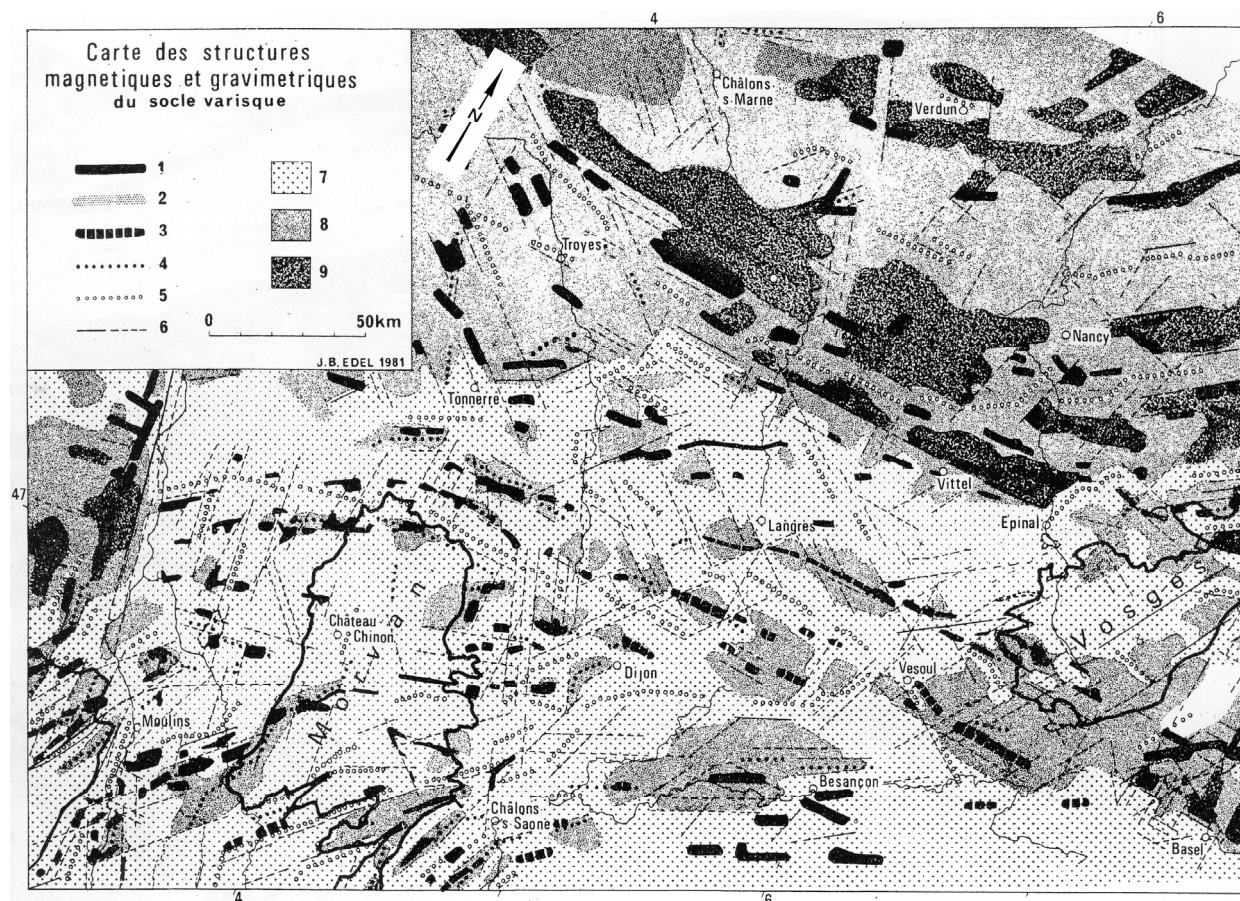


Figure 3. Carte des structures magnétiques et gravimétriques du socle varisque (d'après Edel, 1982). 1. structure magnétique ; 2. structure magnétique étendue et profonde ; 3. structure magnétique de forme incertaine ; autres motifs : voir figure précédente (b).

La faille de Vittel est située dans son environnement régional (Vosges et Morvan). Les structures les plus lourdes sont situées au nord de la faille et les plus légères au sud. Cette distinction de domaine se retrouve à l'est également dans le massif Vosgien, : dislocation de Lalaye-Lubine qui se prolonge à l'est par le seuil d'Erstein et en Allemagne par la bordure septentrionale du massif de la Forêt noire. La partie occidentale de la faille de Vittel se scinde en deux branches à l'est de Troyes. L'une est relayée au nord-ouest par l'accident du Pays de Bray (direction N 130 et serait plus ou moins en relation avec l'enracinement de la faille du midi en Belgique (cf discussions profil ECORS Nord), l'autre prend la direction N 220 à N 240 et est située à proximité de la ville de Tonnerre.

Enfin, d'un point de vue géophysique, à partir des relevés gravimétriques et magnétiques, la faille de Vittel est décrite par Edel (1982) comme un important accident de socle, cisailant dextre (Figure 4), dont l'ampleur de décrochement serait au minimum d'une centaine de km. Son rejet vertical actuel correspond à un abaissement de 10 à 40 m du compartiment nord de la faille (BRGM, 1979). D'après Matte, Respaut et al. (1986), la faille du Pays de Bray (dans le prolongement de la faille de Vittel) aurait également joué en décrochement ductile dextre lors des phases tardi-hercyniennes. Puis elle a été ré-activée au Mésozoïque et au Cénozoïque, ce qui est confirmé par l'atlas de la géologie du bassin parisien (CFP-Total, communication orale).

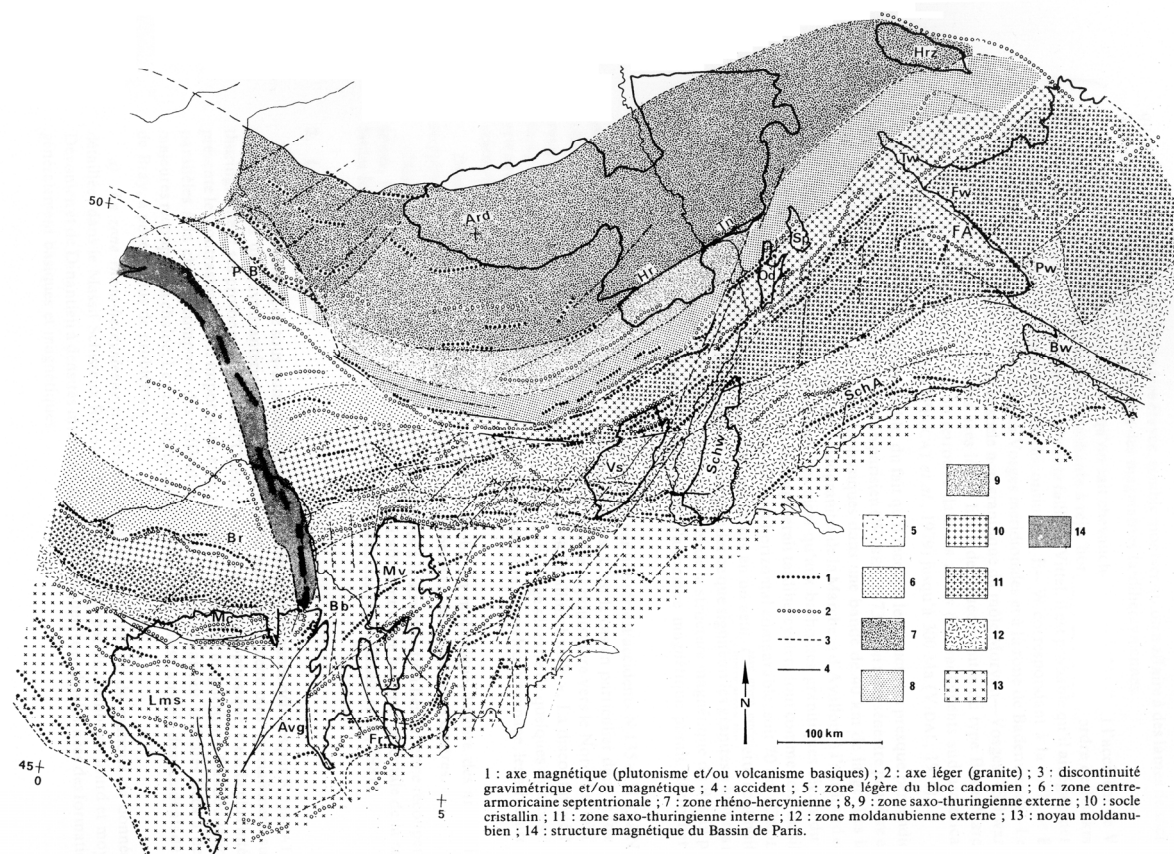


Figure 4. Carte structurale de la chaîne varisque (d'après Edel, 1982).

L'accident de Vittel apparaît ici comme une importante faille décrochante à rejet horizontal dextre de l'ordre de 100 km. Il est probable que l'accident du Pays de Bray, relayant de façon quasi-continue la faille de Vittel, a également fonctionné en décrochement dextre (cf. travaux SNEA(P) sur le bassin parisien).

Le pendage de la faille de Bray est vertical, et celle-ci sépare deux domaines de socle différents. Au nord, le domaine est caractérisé par des horizons de réflexion sismique subhorizontaux (Matte et Hirn, 1988), l'unité sus-jacente étant la nappe Dinant-Ardennes, unité entièrement allochtone du Paléozoïque inférieur, et séparée du domaine sous-jacent par un décollement de surface plat, considéré comme le front de l'orogénèse varisque. En dessous se situe le niveau inférieur de la couverture sédimentaire paléozoïque (sub)autochtone. Au sud se rencontre un fort contraste entre une couche sus-jacente relativement transparente (assemblage complexe de roches permienne métamorphiques, granitiques et sédimentaires) et une couche sous-jacente fortement réfléchive et marquée par de fortes discontinuités.

Edel et Fluck (1989) confirment ces remarques en observant, au sud de Vittel, des granites morvano-vosgiens et des migmatites sous une couverture triasique, et, au nord de Vittel, la disparition du socle cristallin sous plusieurs centaines de mètres de roches stéphano-permiennes (couverture sédimentaire autochtone) et de schistes dévoniens-dinantiens (unité allochtone du Paléozoïque inférieur)

Dans la suite de ce rapport, les failles de Vittel et du Pays de Bray sont considérées comme participant d'une même action au sein du Bassin Parisien.

2. Histoire de la formation du Bassin Parisien et importance de la faille de Bray-Vittel

La faille de Bray-Vittel est l'une des structures tectoniques majeures qui ont favorisé la subsidence du Bassin Parisien (avec la faille NS de Sancerre - Sennely) et ont permis de développer l'espace disponible (accommodation) concernant son remplissage. Son rôle au sein du Bassin Parisien est décrit par Mégnien (1980).

Cette structure est tout d'abord observée comme un accident gravimétrique, traduit par l'existence d'une série d'accidents en relais affectant directement le socle. Le compartiment nord est basculé vers l'est et relevé vers l'ouest, la charnière étant à la hauteur de Paris. La faille de Bray-Vittel étant un accident très ancien et affecté de rejeux multiples, elle est morcelée par des accidents transversaux de part et d'autre desquels les sens de rejet peuvent s'inverser (Figure 5).

Pour Mégnien, 1980, l'histoire du Bassin Parisien (et de la faille de Bray-Vittel) commence au Permien, en s'appuyant sur plusieurs observations : l'inflexion varisque de la chaîne Hercynienne est suivie « harmoniquement » par la faille de Bray-Vittel au cours des phénomènes de distension succédant à la phase hercynienne majeure. Au cours du Permien, le massif Londres-Brabant au nord du Bassin Parisien se manifeste par un môle à épirogénèse positive, unité inclinée et subsidente sur son flanc sud, et limitée par l'accident Bray-Vittel. D'autre part, des phases de distension au cours du Stéphano-Autunien et du Saxonien ont permis le développement de fractures extensives, favorisant l'accumulation de grandes quantités de sédiments et de dépôts volcaniques dans des fossés subsidents. Elles ont également permis le jeu différentiel des trois blocs (Ardennais, Arverno-Vosgien et Armoricaïn, localisés en Figure 5), et le début de la subsidence du Bassin Parisien.

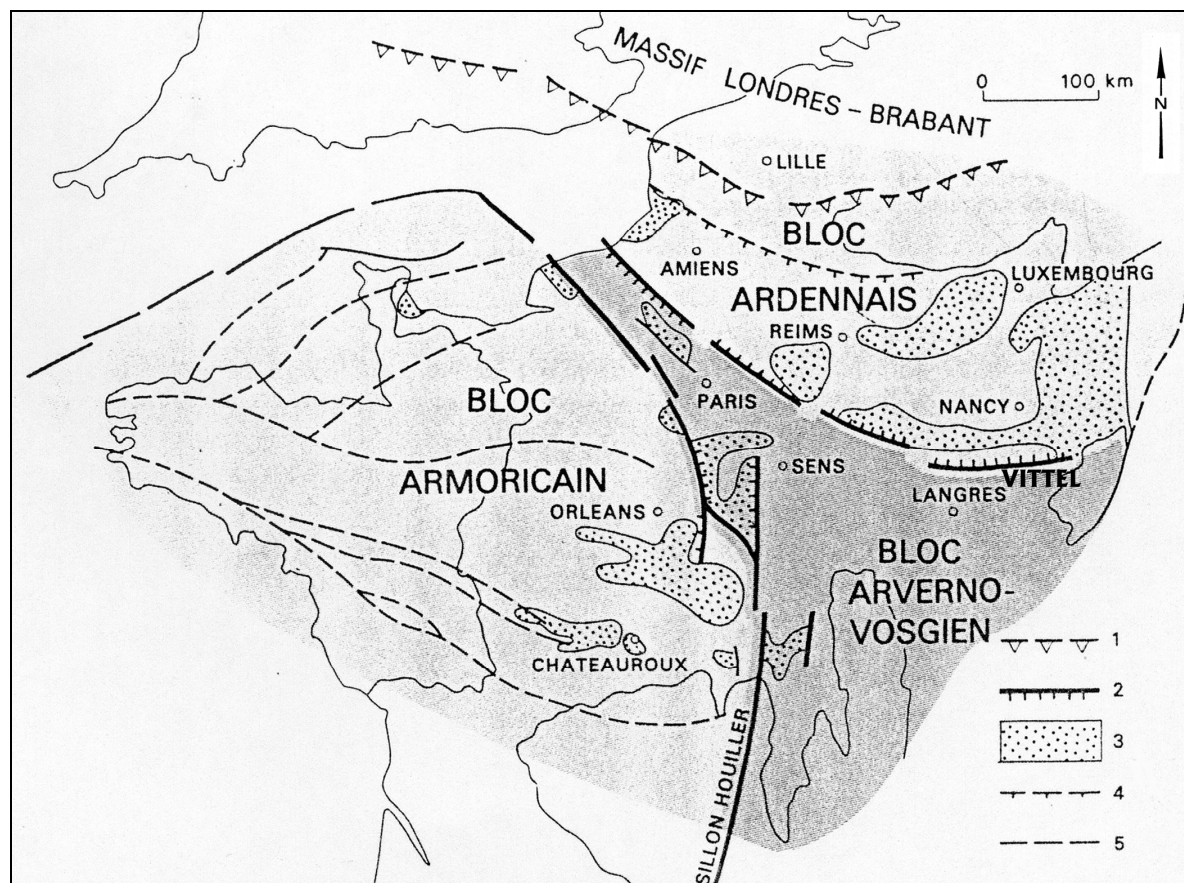


Figure 5. Schéma structural du socle du Bassin Parisien et localisation des principaux bassins permien (d'après Debeglia et al., repris dans Mégnien, 1980). 1. front varisque ; 2. principales fractures du socle (et rejet) ; 3. bassins permien ; 4. limite nord d'extension du Permien sur le bloc ardennais ; 5. limites des principales unités structurales du massif armoricain.

La faille de Bray-Vittel, située exactement à la frontière entre les blocs ardennais et arverno-vosgien, permet le jeu différentiel entre ces deux blocs.

Au cours du Trias, la limite sud de l'axe de subsidence de la Lettenkhole (240 Ma) correspond assez exactement à la fracture Bray-Vittel (Figure 6), ce qui laisse supposer un abaissement du bloc nord (ardennais) par rapport au bloc morvano-vosgien.

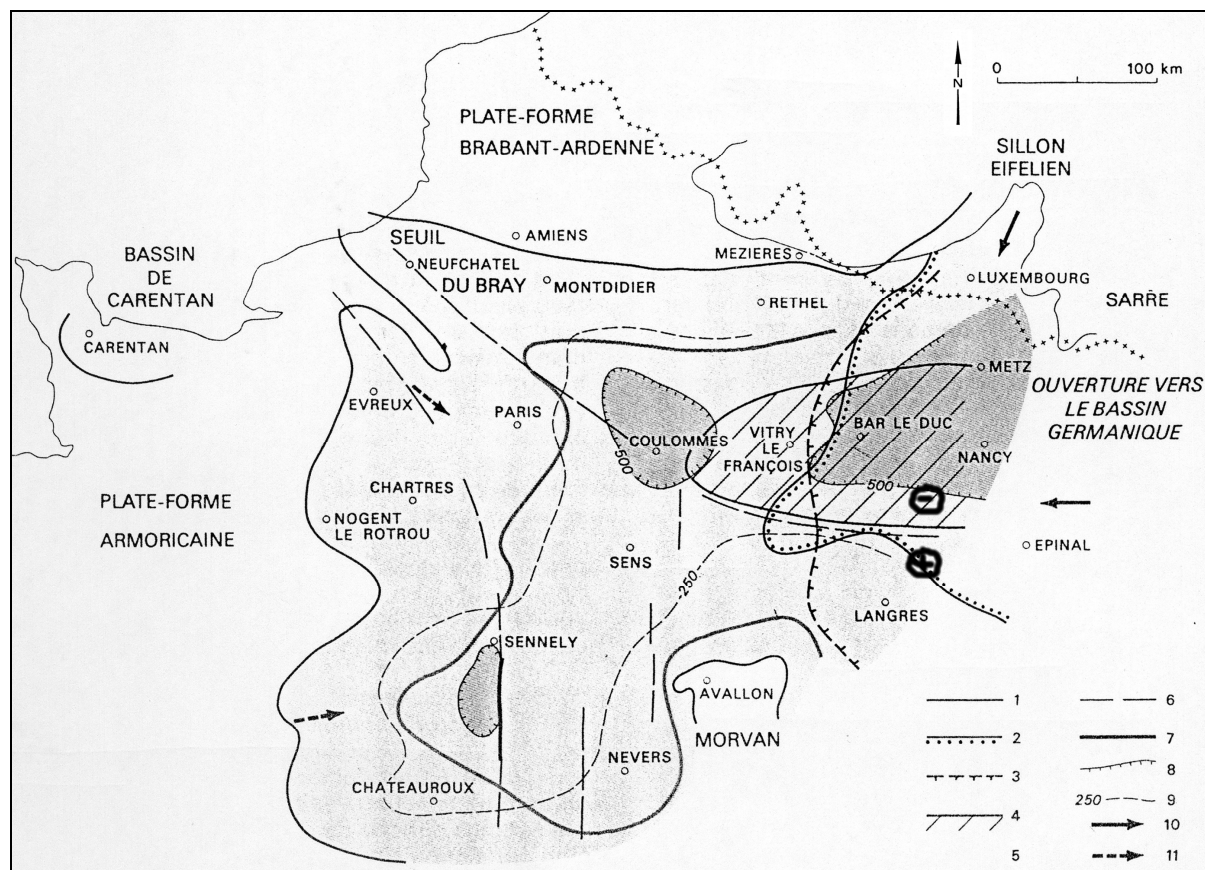


Figure 6. Schéma paléogéographique au Trias (d'après Maget et al., repris dans Mégnien, 1980). 1. extension maximale des dépôts triasiques ; 2. limite d'extension du Buntsandstein ; 3. limite d'extension des formations marines carbonatées du Muschelkalk ; 4. sel du Keuper ; 5. extension des argiles à anhydrite du Keuper ; 6. fractures du socle ; 7. fractures ayant rejoué à cette époque ; 8. zones de subsidence maximale au cours de cette période ; 9. courbes isopaques ; 10. direction des transgressions ; 11. direction des apports.

La limite sud de l'extension des sels du Keuper et de la Lettenkhole) coïncidant avec la faille de Bray-Vittel, laisse supposer un abaissement du bloc nord par rapport au bloc sud, donc probablement un rejeu à composante verticale de la faille.

La fracture Bray-Vittel est affectée de rejeux synsédimentaires au cours du Lias moyen, et joue un rôle plus discret au cours du Jurassique moyen. Par contre, au cours du Jurassique supérieur, le jeu relatif des blocs apparaît très nettement, et l'accident Bray-Vittel délimite exactement au sud le golfe résiduel de la Lorraine, la sédimentation s'effectuant en bordure sud de la marge ardennaise du bassin. Le rejeu de l'accident Bray-Vittel au cours de cette période (inversion du rejet de la faille au niveau de l'Albien et compensation d'épaisseur) a été démontré au niveau de la Brie par des géologues pétroliers (Héritier et Villemin, 1971). L'activité tertiaire est difficile à démontrer sur la région de Vittel (absence de dépôts cénozoïques) mais l'ouverture oblique du Fossé rhénan le long des zones de transfert et tout particulièrement du seuil d'Erstein sous entend une activité tectonique de la faille de Vittel.

3. Activité actuelle de la faille

La faille de Vittel est considérée comme une faille active actuellement, puisque deux mécanismes au foyer de séismes ont été enregistrés par le réseau national à proximité depuis 1953 (Geoter - SGF, 1993). Ceux-ci ont été localisés à proximité de la faille de Vittel, dans la marge d'erreur de positionnement, et sont très probablement à relier à l'activité de la faille. Une interprétation possible de ces mécanismes est de faire rejouer les plans nodaux E-W en dextre ce qui est compatible avec le tenseur de contraintes décrochant actuel orienté NW-SE situé dans la couverture du bassin parisien (Sykioti, 1994). L'autre interprétation serait de faire rejouer en sénestre les plans nodaux N-S. La grande longueur de la faille (sup à 100km) est susceptible d'engendrer des séismes importants. Rappelons enfin que le plus fort séisme W européen de la période historique a eu lieu à proximité (séisme de Bâle). Une étude bibliographique des archives régionales permettrait probablement d'affiner la période de récurrence des séismes.

Par ailleurs, les infrastructures de l'usine d'embouteillage de Vittel sont situées à l'aplomb de la faille et l'aléa sismique est non nul, entraînant un risque sismique probablement faible mais certain.

DEUXIEME PARTIE : SYNTHESE DES PRINCIPALES ETUDES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES EFFECTUEES PAR LE BRGM ET ANTEA

Afin de réaliser la synthèse des tracés de fractures sur le périmètre de Vittel et Contrexéville, les cartes existantes ont été reprises et géoréférencées grâce au rapport d'ANTEA (mai 2001), qui effectue la compilation et l'analyse des données existantes en géologie et en hydrogéologie. Ces données proviennent essentiellement de rapports ANTEA et BRGM, rédigés entre 1979 et 2001, et les tracés de failles résultent d'interprétations géologiques (analyse des couches géologiques à partir de sondages de reconnaissance) ou géophysiques (réalisation de profils électriques).

Les tracés de failles ont été reportés dans un Système d'Information Géographique (MapInfo) afin de pouvoir être interprétés par la suite. Chaque carte reprise dans le rapport de synthèse est représentée par une couche d'information (une table) sous le SIG. Ainsi, l'origine des données est facilement repérable. La correspondance entre les noms des tables et les rapports correspondants est présentée dans le tableau 1.

n° rapport	Société	Date	Titre	Type doc	noms tables
A.21811	ANTEA	déc-00	Levés géologiques des fouilles archéologiques Z. I. de Voiveselles - Croisette à Vittel (83)	Cartographie de vulnérabilité?	Fa-Croisette-00
A.13394	ANTEA	juin-98	Recherche de nouvelles ressources en eau minérale type "Belle Lorraine" sur le secteur Contrexéville centre ouest	Carte structurale au toit du résistant Bassin de Contrexéville	Fa-ContrexCO-struct-98 Fa-ContrexCO-BV-98
A.09108	ANTEA	mars-97	Demande d'autorisation de travaux à l'intérieur du périmètre de protection des Eaux Minérales de Contrexéville. Incidence	Plan de situation	Fa-Contrex-97
A.06084	ANTEA	mai-96	Projet de desserte ferroviaire de la zone industrielle de "La Croisette". Contexte hydrogéologique et mesures à prendre vis à vis de la ressource en eaux minérales	Plan de situation	Fa-Croisette-96
A.04684	ANTEA	déc-95	Actualisation des données hydrogéologiques du bassin de Contrexéville en vue de l'extension du périmètre de protection des sources minérales	Carte structurale du toit des Grès Esquisse structurale du toit de la Lettenkohle	Fa-region-gres-95 Fa-ContrexNE-Lett-95
A.03814	ANTEA	août-95	Projet de mélange de l'eau de différents captages du gîte de Contrexéville. Rapport hydrogéologique	Carte structurale du toit des couches blanches	Fa-Contrex-Musch-95
A.00954	ANTEA	août-94	Reconnaissance par méthodes électriques des sites du "Vallon de la Folie" (Contrexéville) et des "Sources de l'Anger" (Dombrot-le-Sec)	Tracé probable de la faille du Vallon de la Folie	Fa-Folie-95
A.00402	ANTEA	mai-94	Projet de mélange de l'eau de différents captages du gîte A. Rapport hydrogéologique	Carte structurale du toit des calcaires à Cératites (Muschelkalk supérieur), juin 1992	Fa-region-giteA-94
N.1139 LOR 4S94	BRGM	janv-94	Reconnaissance géophysique du gîte B	Carte structurale des calcaires à entroques 1/25000	Fa-region-giteB-94
SGR/LOR n°87/87	BRGM	août-87	Prospection géophysique du gîte A au nord de Hépar-Essar	Essai de cartographie du toit du résistant profond	Fa-giteA-HeparN-87
338	BRGM	1979	Carte géologique de la France au 1/50000. Vittel	carte géologique	Fa-region-79

Tableau 1 : Liste des rapports utilisés pour la synthèse des données structurales existantes, avec les noms de tables correspondants

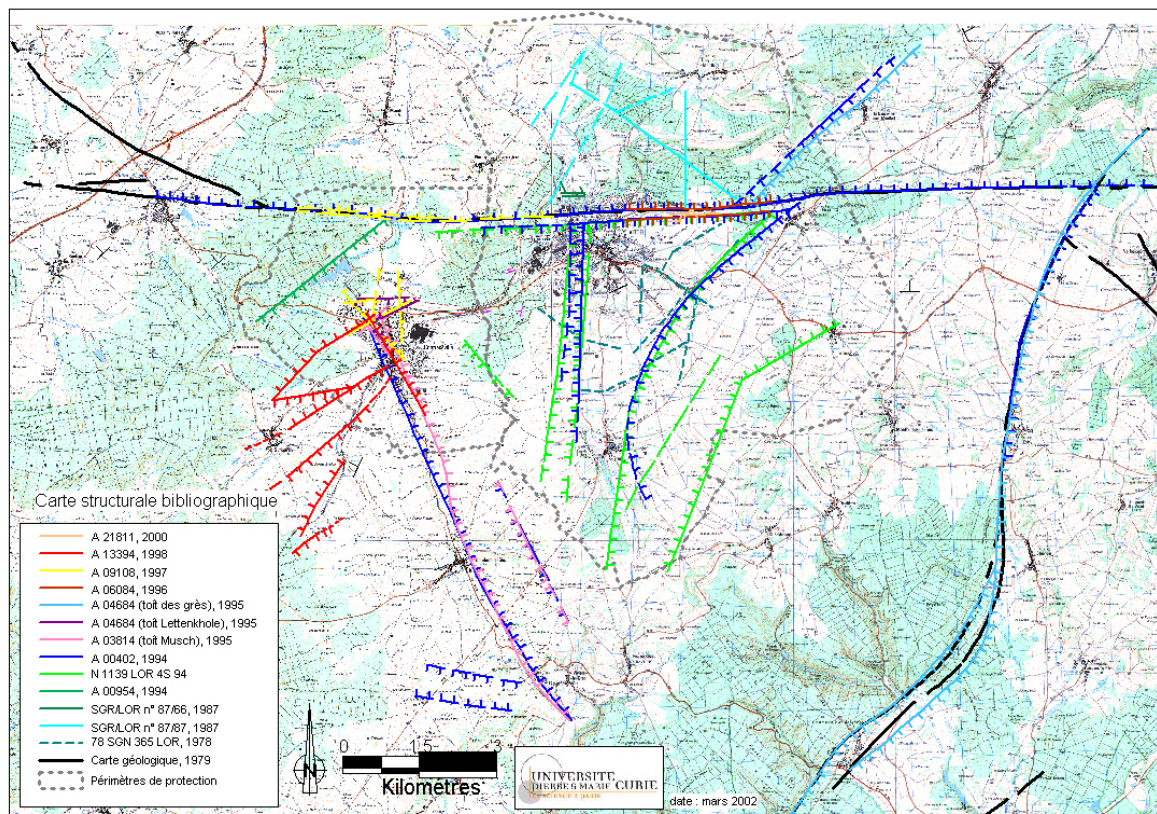
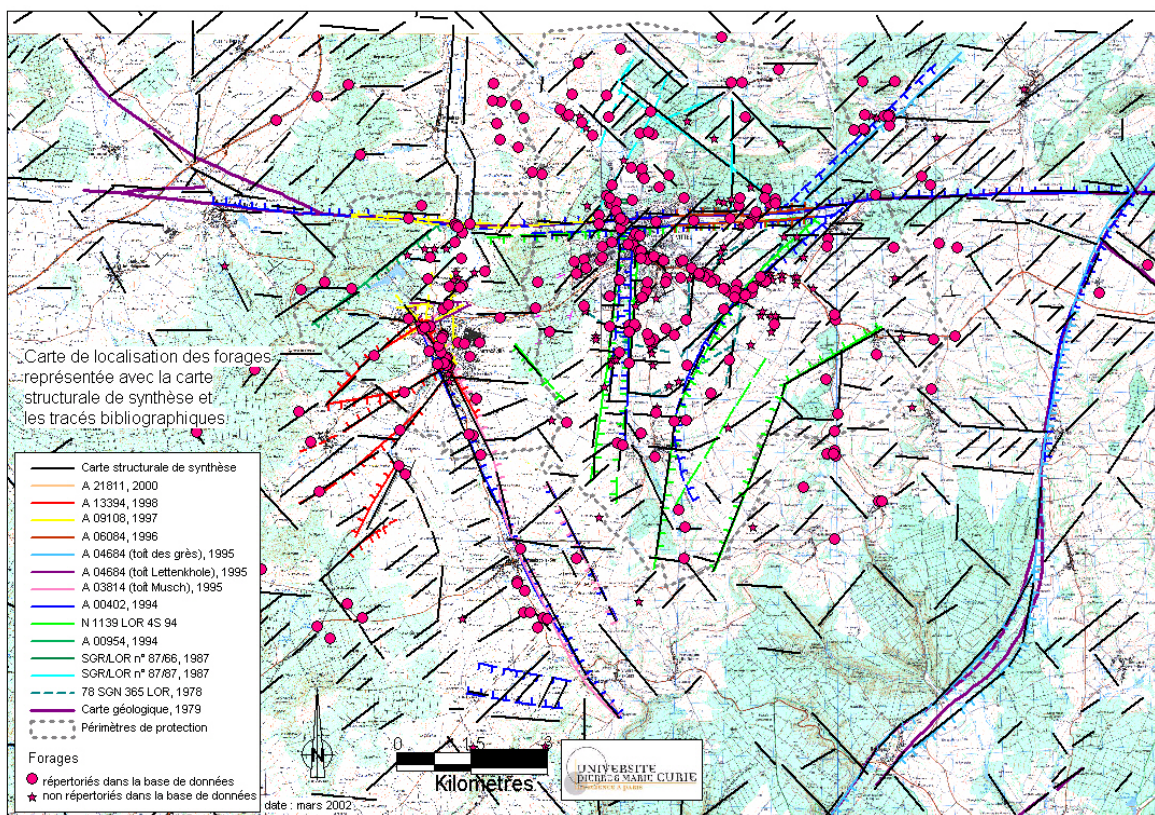
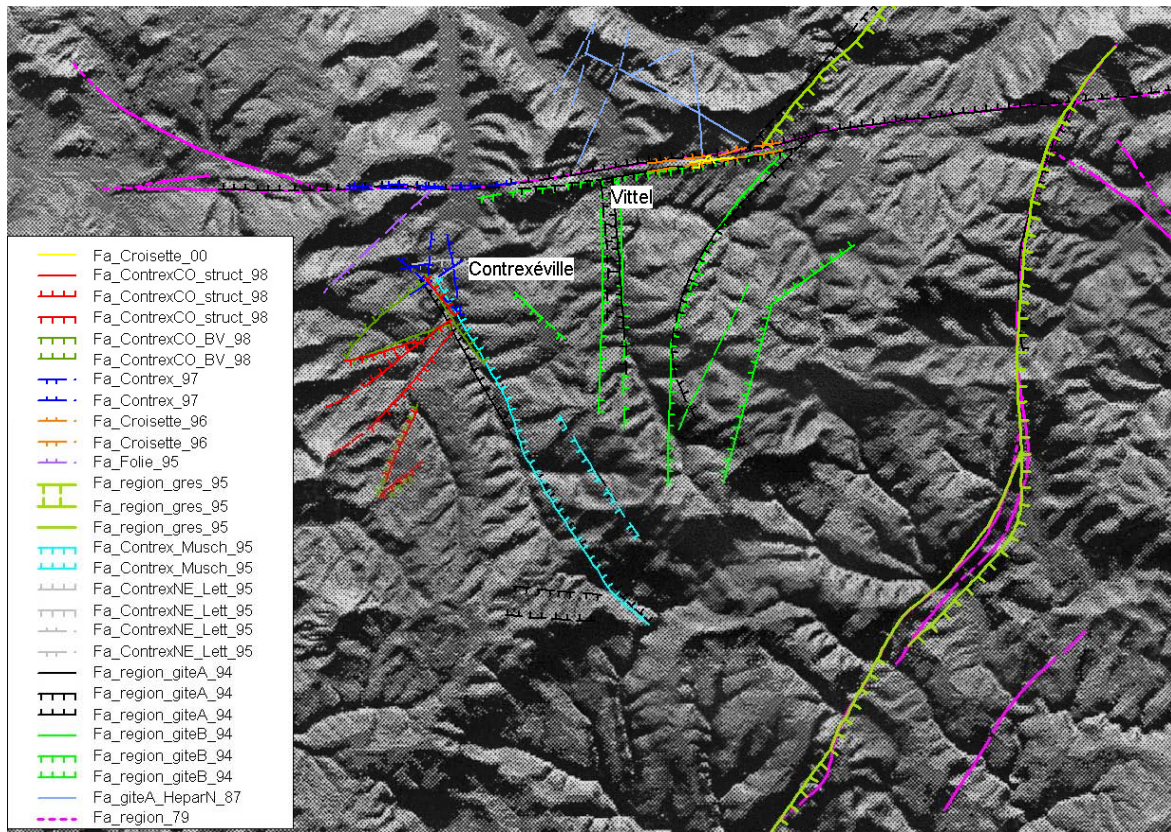


Figure 7 : Carte structurale issue de l'analyse bibliographique



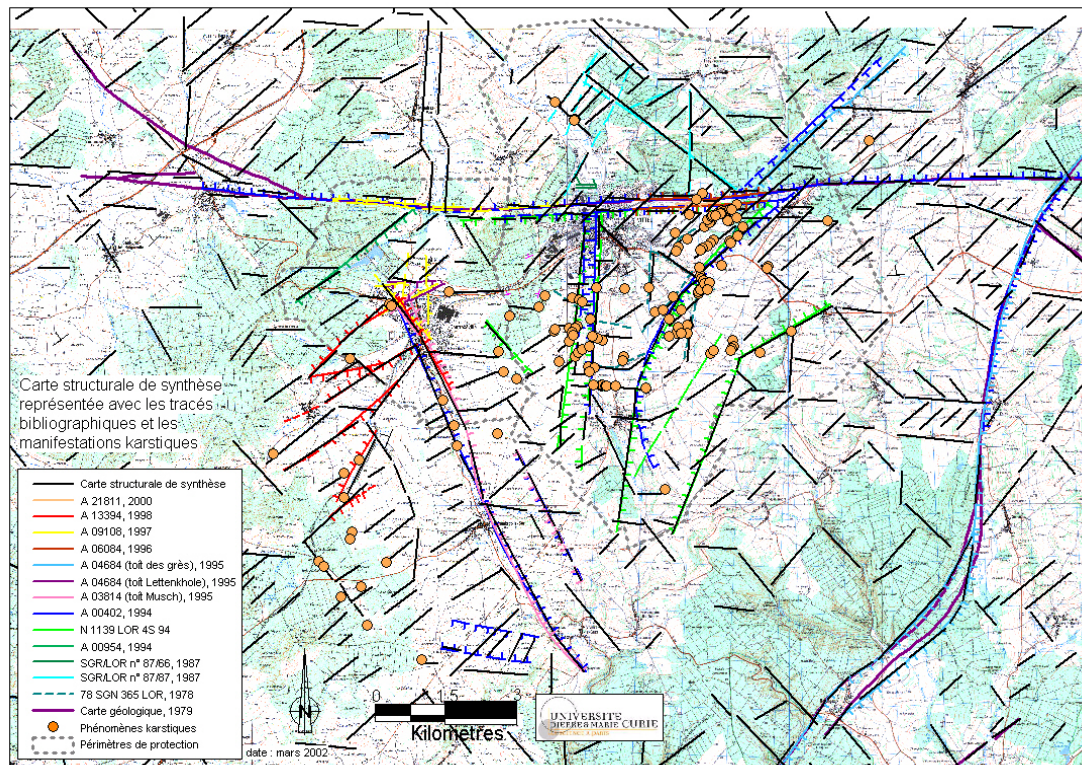


Figure 10: Carte structurale de synthèse représentée avec les tracés bibliographiques et les manifestations karstiques

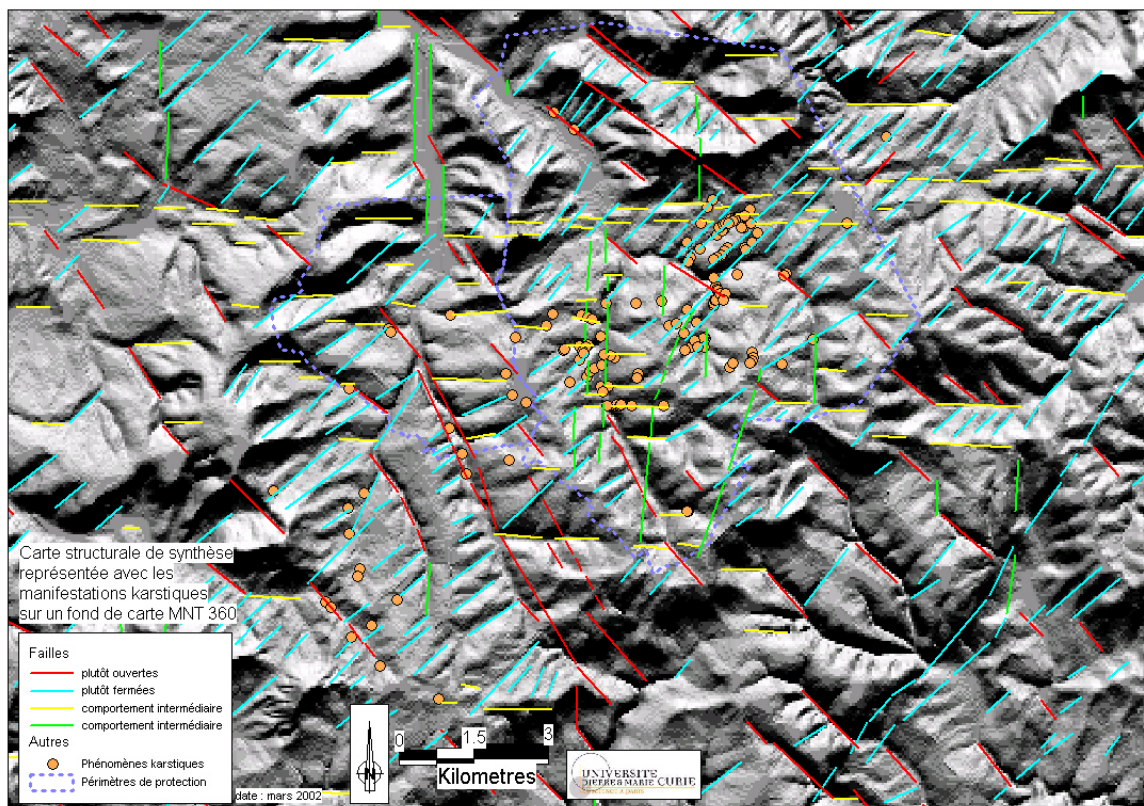


Fig. 11: Carte structurale de synthèse représentée avec les manifestations karstiques sur un fond de carte MNT estompé 360°.

TROISIEME PARTIE : APPORTS DU MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN

Le modèle numérique de terrain (ci-dessous MNT) couvrant la carte géologique au 1/50 000 de Vittel et Contrexéville est acquis auprès de l'IGN. Il correspond à un extrait de la BDZ (banque de données altitudinales de l'IGN). Sa précision est de 50m de coté (chaque pixel fait 50m x 50m). Sa résolution verticale est infra décimétrique et sa résolution horizontale est métrique.

Ce MNT est ensuite estompé (ombrage sans ombre portée sur les reliefs) suivant différentes directions afin de souligner les directions structurales dominantes perpendiculaires à l'éclairage qui affectent le réseau de drainage (talwegs secs, pérennes et intermittents) de la région étudiée. Nous avons choisi de représenter trois différentes directions d'estompage particulièrement représentatives : N090°E, N315°E et N360°E soulignant les directions des alignements N-S, NE-SW et E-W respectivement. Les codes de couleurs font référence au comportement des fractures par rapport à la direction de contrainte principale maximale (σ_1) : alignements bleus ayant un comportement fermé, jaune et vert intermédiaire, rouge comportement ouvert.

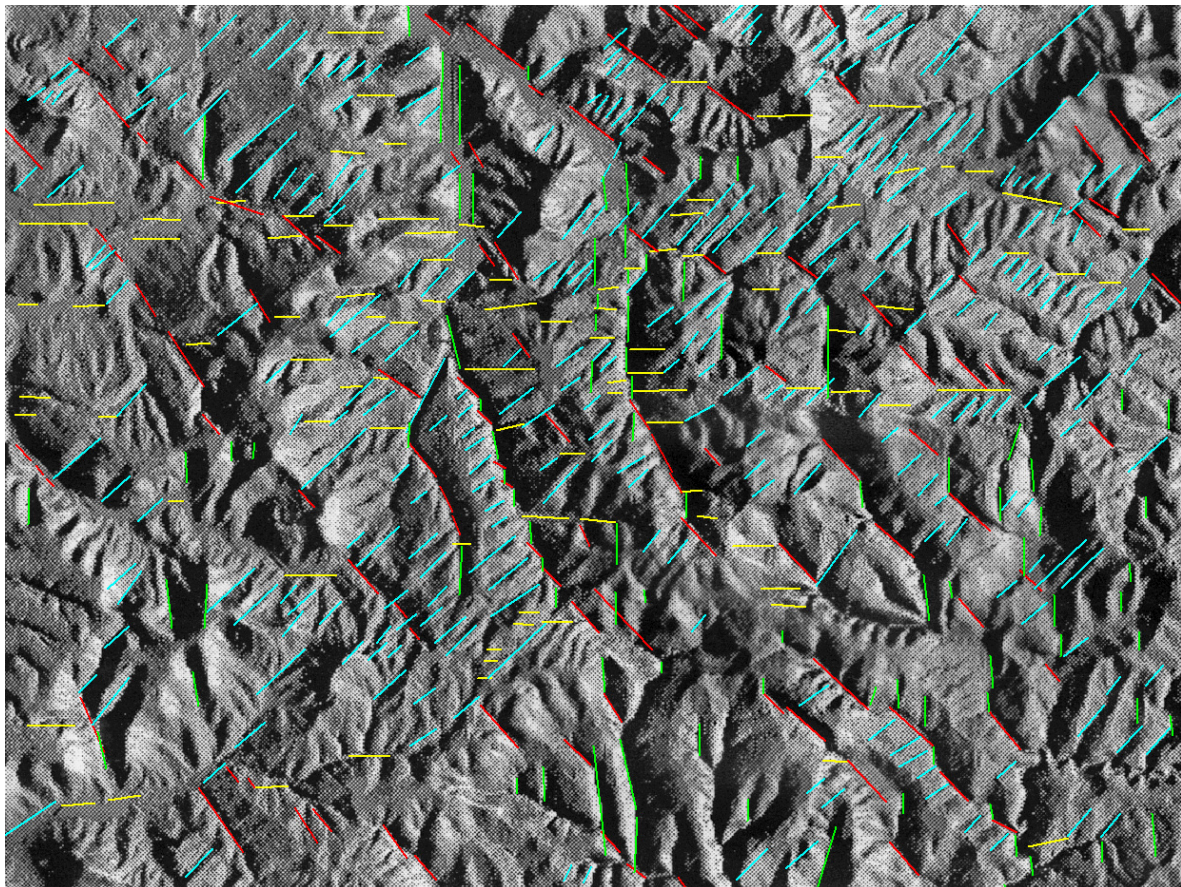


Figure 12. MNT estompé direction N090°, élévation 30°, exagération vert. du relief : 10

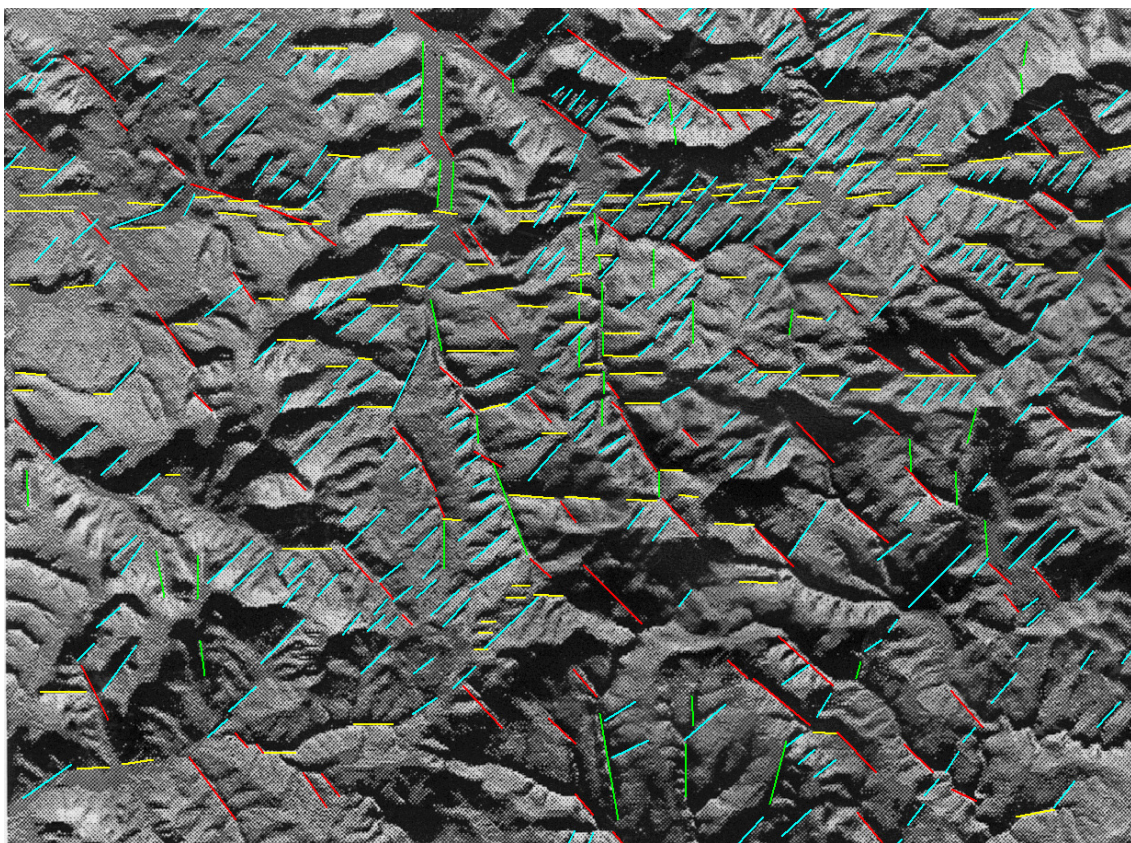


Figure 13. MNT estompé direction 360°, élévation 30°, exagération vert. du relief : 10

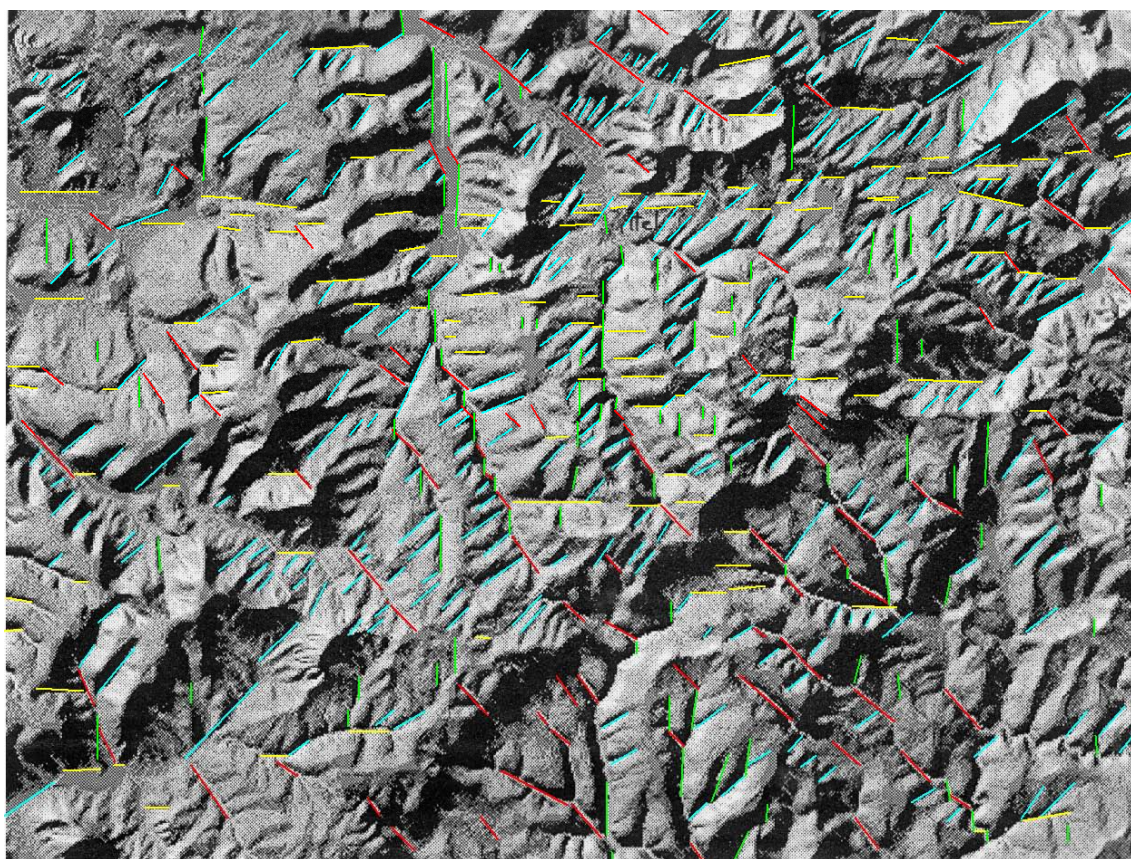


Figure 14. MNT estompé direction 315°, élévation 30°, exagération vert. du relief : 10

En conclusion, de nombreux alignements recoupent le périmètre hydrogéologique de Contrexéville et Vittel. De nombreuses discontinuités extraites du MNT confirment les analyses géologiques et géophysiques effectuées par ANTEA et le BRGM.

QUATRIEME PARTIE : APPORTS DE L'ETUDE STRUCTURALE DE TERRAIN

Des mesures de fracturation (failles, diaclases, stries sur les plans des failles, ouvertures des fractures et types de remplissages) ont été effectuées sur six sites d'affleurements le long de la voie de contournement de Vittel.

Les principales unités géologiques du site sont décrites ci-dessous:

- 1. La Lettenkhole composée de dolomies, marnes et marnes dolomitiques (faible épaisseur);
- 2. Le Muschelkalk supérieur: i) Dolomie de Vittel à ~8m d'épaisseur; ii) calcaire à Cératites comprenant des bancs calcaires et des niveaux marneux (épaisseurs environ 20 m); iii) calcaires à Entroques (épaisseur 3-20 m).
- 3. Le Muschelkalk moyen: couche blanches et grises des intercalations de niveaux marneux (épaisseur supérieure à 30 m).

Commentaires

1. Les failles

Nous avons rencontré au cours de cette mission de terrain deux failles principales orientées N010 (Fig 1) :

- Ruisseau de Bellefontaine (site 1+2): une zone de failles est mise en évidence. Il s'agit de familles normales N10, extensives, ouvertes, remplies de brèches de faille donc plus ou moins perméables.
- Ruisseau du "Petit Vair" (site 6): on se trouve à proximité d'une zone de faille de direction N020 mise en évidence par les fortes variations de pendage des calcaires à Entroques.

A Bellefontaine, le rejet de la zone de faille est métrique à décamétrique possible. Dans ce dernier cas, il n'est pas exclu qu'il y ait contact entre les calcaires à Cératites et les calcaires à Entroques.

2. Les diaclases

- Dans les calcaires à Cératites et les dolomies de Vittel, les diaclases sont (sub)verticales. Leur fréquence (nombre par unité de surface) est grande, en moyenne une diaclase tous les 2 m.
- Elles sont plus ou moins ouvertes (0 à 80 cm), la grande majorité des diaclases présentent des valeurs inférieures à 10 cm, tout particulièrement, celles orientées N-S \pm 10°.
- Les diaclases sont souvent remplies de cristaux de calcites, de brèches et d'argiles dotées d'une certaine perméabilité: si les diaclases vides (fentes de tension caractérisées par des cristaux de calcites automorphes) sont très perméables; celles remplies d'argiles sont plus ou moins perméables.
- Les fractures ouvertes et vides ont une faible ouverture (1-10 cm) par rapport à l'ensemble des mesures. Sur les sites 3A et 3B, nous avons observé le plus grand nombre de fractures vides. Le site 4 ne présente qu'une seule diaclase vide (ouverture de 1 cm)
- Le site 5 révèle des écoulements d'eau à l'intersection de fractures N-S et N140, et au contact Calcaires à Cératites et niveaux argileux (ou marno-calcaire) sous-jacent.
- Nous avons observé des fractures agrandies par dissolution karstique.
- Les joints de stratification peuvent constituer des fissures ouvertes assurant la liaison entre les diaclases verticales.

3. Les formations lithologiques

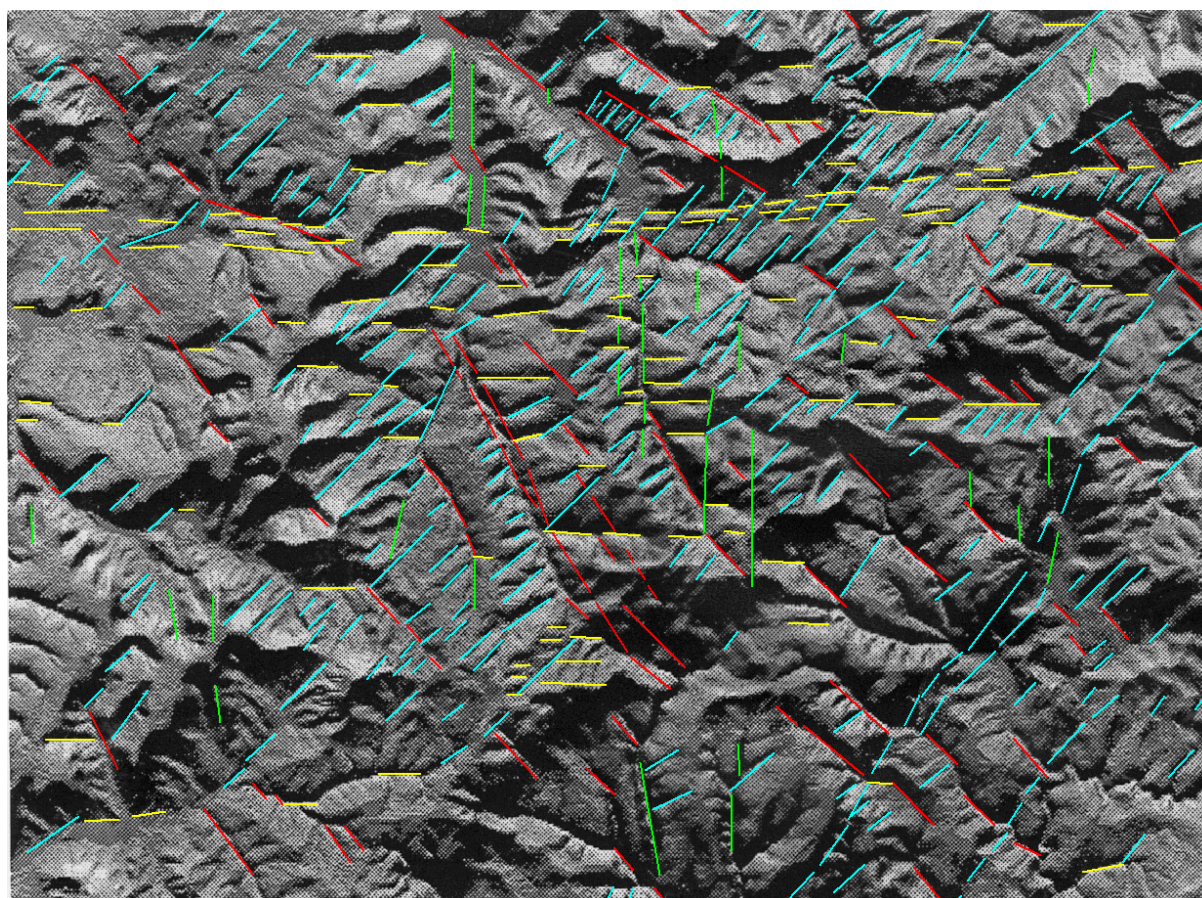
Les calcaires à Cératites sont séparés des calcaires à Entroques par des niveaux marno-calcaire et argileux dont l'imperméabilité est douteuse. Les calcaires à Entroques affleurent dans le ruisseau de Bellefontaine et le Petit Vair. Le ruisseau du Petit vair érode directement les calcaires à Entroques en amont de la manufacture à l'Est de Vittel. La fracturation de ces formations est mal observée puisque les affleurements sont très limités. La fracturation est probablement de même nature et densité que celle observées au sein des calcaires à Cératites.

Conclusion

Les résultats des missions de terrain effectuées sur Vittel, focalisées sur l'étude tectonique et géologique du suivi de la voie de contournement de Vittel, nous ont permis de souligner: i) l'intense fracturation du site (diaclases et failles); ii) Les différentes directions des diaclases (déjà soulignées par une analyse de données de surface : imagerie spatiale Landsat, SPOT et radar, modèle numérique de terrain, bibliographie -travail en cours): N-S, N040, E-W, N140; iii) Les pendages des fractures sont très généralement verticaux et peuvent varier de 45 à 90°; iv) L'amplitude moyenne de l'ouverture des joints et leur remplissage (voir ci-dessus); v) le rejet vertical des failles (métrique à décimétrique possible).

CONCLUSION GENERALE

Quatre grandes familles de failles sont présentes sur l'aquifère de Vittel-Contrexéville NW-SE, NE-SW, E-W et N-S.



Tendance des failles à l'ouverture

- plutôt ouvertes
- comportement intermédiaire
- comportement intermédiaire
- plutôt fermées

Figure 15: Carte structurale de synthèse des environs de Vittel-Contrexéville soulignant les principales directions de fracturation.

Les failles et diaclases de directions NW- SE sont situées parallèlement à la direction de contrainte principale maximale ($\sigma_1 = N145^\circ E + \text{ou} - 5^\circ$) et présentent un comportement hydrogéologique ouvert: elles sont donc particulièrement importantes. Sur le terrain, elles sont le plus souvent vides et ouvertes (0.5 à 2cm d'ouverture), localement remplies de brèches calcaires ou dolomitiques et parfois colmatées par des argiles rouges pédogénétiques.

Au contraire, les failles et diaclases orientées NE- SW, très nombreuses sur l'interprétation du modèle numérique de terrain et sur le terrain, sont situées perpendiculairement à la direction de contrainte principale maximale (σ_1) et présentent par conséquent un comportement hydrogéologique fermé. Sur le terrain, elles sont le plus souvent fermées, irrégulières, montrant des traces de

dissolution karstique, sans cristallisation de calcite et parfois colmatées avec des argiles rouges pédogénétiques.

Les directions de failles N-S étant obliques à la direction de contrainte principale maximale (σ_1) présentent un comportement hydrogéologique intermédiaire (entre fermé et ouvert). Elles sont sur le terrain généralement vides ou caractérisées par un placage de calcite, automorphe ou non, montrant une grande variabilité dans l'ouverture (entre 0.5 et 40cm) et colmatées à proximité de la surface par des argiles rouges pédogénétiques.

Enfin la direction de failles et diaclases E-W (direction de la faille de Vittel) est la moins représentée sur le périmètre hydrogéologique. Les observations de terrain montrent que ces fractures sont ouvertes (entre 0.5 et 2cm) et sont localement caractérisées par des placages de calcite, souvent colmatées par des argiles brunes (injection de niveaux argileux) ou rouges (d'origine pédogénétiques).

BIBLIOGRAPHIE

BRGM (1979). Carte géologique de la France à 1/50 000. Vittel.

Jean Chorowicz, Benoît Deffontaines (1993). "Transfer faults and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data." Journal of Geophysical Research **98**(B8): 14,339-14,351.

Jean Chorowicz, Benoît Deffontaines, Thierry Villemin (1989). "Interprétation des structures transverses NE-SW du fossé rhénan en termes de failles de transfert. Apport de données multisources." Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris **309**(2): 1067-1073.

Jean-Bernard Edel (1982). "Le socle varisque de l'Europe moyenne - Apports du magnétisme et de la gravimétrie." Sciences géologiques, Bulletin **35**(4): 207-224.

Jean-Bernard Edel, P. Fluck (1989). "The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald) : main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data." Tectonophysics **169**: 303-316.

F. Héritier, J. Villemin (1971). "Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière." Bulletin du BRGM (série 2) **2**: 11-30.

Philippe Matte, Alfred Hirn (1988). "Seismic signature and tectonic cross section of the variscan crust in western France." Tectonics **7**(2): 141-155.

Philippe Matte, Jean-Patrick Respaut, Henri Maluski, Joël R. Lancelot, Maurice Brunel (1986). "La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien : déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage Pays de Bray 201." Bulletin de la Société Géologique de France **8**, t. **2**(1): 69-77.

Claude Mégnien (1980). Synthèse géologique du bassin de Paris.

Annexe F. Suite et fin des remerciements...

Afin d'illustrer un peu ce qui s'est passé au cours de ces trois années de thèse, en laboratoire, sur le terrain, et à l'extérieur, voici un échantillon de photos choisies. Vous vous y retrouverez peut-être, désolée pour tous ceux qui n'y sont pas !



