



HAL
open science

Modélisation des Ecoulements dans les Aquifères Fracturés, Développement d'un Modèle Multi-Continua (Problèmes Direct et Inverse) et Application au Site du CEA/Cadarache

Alain Cartalade

► **To cite this version:**

Alain Cartalade. Modélisation des Ecoulements dans les Aquifères Fracturés, Développement d'un Modèle Multi-Continua (Problèmes Direct et Inverse) et Application au Site du CEA/Cadarache. Hydrologie. Université Montpellier II, 2002. Français. NNT: . tel-01359286

HAL Id: tel-01359286

<https://hal.science/tel-01359286>

Submitted on 2 Sep 2016

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 - NonCommercial 4.0 International License

ACADEMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Montpellier II

Discipline : Hydrogéologie
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau
Formation Doctorale : Sciences de l'eau dans l'environnement continental

**MODELISATION DES ECOULEMENTS DANS
LES AQUIFERES FRACTURES,
DEVELOPPEMENT D'UN MODELE MULTI-CONTINUA
(PROBLEMES DIRECT ET INVERSE)
ET APPLICATION AU SITE DU CEA/CADARACHE**

par

Alain CARTALADE

Soutenue le 29 avril 2002 à 14h devant le jury composé de :

G. de Marsily	Professeur, Université Paris VI	Président
P. Ackerer	Directeur de Recherches CNRS, Université Strasbourg	Rapporteur (absent)
J. Carrera	Professeur, Université Polytechnique de Catalogne	Rapporteur
G. Vasseur	Directeur de Recherches CNRS, Université Paris VI	Directeur de Thèse
P. Gouze	Chargé de Recherches CNRS, Montpellier	Co-Directeur de Thèse
M. Cuer	Professeur, Université Montpellier II	Examineur
R. Guérin	Expert Sénior, CEA/Cadarache	Examineur
R. Hassani	Maître de Conférences, Université de Savoie	Examineur

Avant-propos

Généralités

La thèse s'inscrit en amont de l'étude d'impact de centres nucléaires et d'entrepôts à l'aplomb d'aquifères fracturés. Elle est réalisée au sein de l'Unité Mixte de Recherche 5569 (Laboratoire d'*Hydrosciences*) à l'Université Montpellier II dans le cadre d'un Contrat de Formation par la Recherche (CFR) du CEA. L'encadrement scientifique regroupe des personnes du CEA et du CNRS spécialisées à la fois dans les aspects naturalistes et mathématiques des Sciences de la Terre : G. Vasseur (DR - CNRS) et P. Gouze (CR - CNRS) assurent la co-direction de la thèse au sein du laboratoire de Montpellier et R. Guérin (Expert Senior - DTAP/ST/GGTI) assure l'encadrement scientifique au CEA/Cadarache. Par ailleurs, de nombreuses collaborations se sont mises en place, autour de la thématique explorée par cette thèse (hydrogéologie, hydrogéo-chimie, tectonique, sédimentologie, modélisation), avec les différents laboratoires mixtes CNRS - Université Montpellier II et le CEA.

Remerciements

Venant du domaine de la Physique, plus précisément celui de la mécanique quantique, ce travail, qui aborde des sujets aussi variés que ceux de la géologie structurale, de l'hydrogéologie ou encore celui de la modélisation des systèmes complexes, n'aurait pas vu le jour sans l'aide précieuse de personnes compétentes dans ces disciplines. Pour celà, je tiens à remercier conjointement *Guy Vasseur* et *Philippe Gouze* d'avoir accepté de co-diriger cette thèse de modélisation des écoulements. Les discussions que j'ai pu avoir avec le premier, notamment sur les éléments finis, ainsi que la disponibilité, le dynamisme et les directives du second m'ont beaucoup apporté, et ont grandement contribué à la réalisation et la finalisation de ce travail. Je leur suis très reconnaissant de tout ce que j'ai pu apprendre à leur contact et les remercie vivement. Je tiens à remercier également *Roland Guérin* d'avoir bien voulu encadrer cette thèse du côté du CEA/Cadarache. Ses compétences en géologie et en hydrogéologie ont été pour moi une source de connaissances inestimables. Je soulignerais tout le plaisir que j'ai eu à travailler avec lui car les conversations que nous avons eues ont toujours été très enrichissantes et très agréables.

Je souhaiterais également remercier *Bernard Célérier* et *Gérard Lods* de m'avoir fait bénéficier de leur expérience et de m'avoir fait part de leurs idées. Le premier m'a permis d'approfondir mes connaissances en informatique et en programmation ; les nombreuses discussions que nous avons eues sur ce sujet et les nombreux conseils qu'il m'a donnés ont toujours été très profitables. Le second m'a fait part quant à lui de son expérience et de ses connaissances sur les essais par pompage en milieux fissurés. Par ailleurs, les modélisations qu'il a pu réaliser parallèlement à mon travail ont permis une collaboration quotidienne fructueuse.

Ces cinq personnes sont celles avec qui j'ai eu le plus de contacts pendant toute la durée de la thèse. Toutefois, d'autres personnes ont également contribué à la réalisation de ce travail. Mes remerciements s'adressent particulièrement à *Michel Cuer*, du Laboratoire de Physique Mathématique, pour les discussions que nous avons eues sur le problème inverse et plus précisément sur la méthode de l'état adjoint. Son expérience et ses conseils sur ce sujet m'ont éclairé et m'ont permis de me sortir de situations quelquefois délicates. Je remercie également *Riad Hassani* qui m'a permis d'utiliser son solveur "éléments finis", robuste et performant. Ses conseils et ses indications d'algorithmes ont toujours été une source d'informations précieuses pour les développements numériques que j'ai eu à réaliser. Enfin, je remercie *Séverin Pistre*, *Christian Leduc* et *Jean-Yves Josnin* pour les quelques remarques qu'ils m'ont faites sur les liens du modèle avec la géologie du site.

Je tiens également à remercier *Sébastien Bougault* et *Gaël Rigal* pour l'aide importante qu'ils m'ont apportée pour la réalisation des slugs tests. Ces essais par injection ont été réalisés sur de nombreux forages du CEA/Cadarache dans une ambiance toujours agréable et sympathique, ponctuée par des aventures inoubliables. Je remercie également *Annick Henry*, *Eric*

Hillel et *Eric Gayrard* d'avoir participé à quelques-unes des campagnes piézométriques réalisées pendant ce travail ainsi que *Richard Leprovost* pour sa contribution au soutien technique des expérimentations.

Les relations que j'ai eu avec toutes ces personnes ont toujours été très plaisantes et très enrichissantes. En plus de ces contacts, ceux que j'ai pu avoir au quotidien avec tous mes amis thésards du laboratoire m'ont permis de travailler dans un environnement très agréable et très convivial qui a été, en plus, agrémenté par des aventures chiliennes, des sorties ibériques, des repas chinois, des soirées dansantes géniales, des rencontres sportives (sur pelouse ou dans les airs), des échanges musicaux, ou encore de rêves lillois. Pour tout cela je remercie vivement tous mes amis thésards ou stagiaires de la Maison des Sciences de l'Eau ainsi que tous mes amis de Montpellier. Je les cite en vrac en m'excusant auprès de ceux que j'oublie : Peï, Maria et Eric, Odile, Meiling, Christophe, Benoit et Gina, Sylvain, Didier, Yves, Nicolas, Michaël, Hervé, Kouadio, Appolline, Gérard, Loïc, Sandra, Rigaud, Laurence, Sylvain (bis), Patrick, Serge ... et bien sûr Philippe, Aurélien, America et Patricia.

Table des matières

1	Problématique	5
1.1	Présentation du site du CEA Cadarache	5
1.1.1	La géologie du site	5
1.1.2	Contexte hydrologique	12
1.1.3	Caractéristiques hydrogéologiques	13
1.1.4	L'aquifère Crétacé	16
1.2	Stratégie de l'étude	22
1.2.1	Le modèle conceptuel	22
1.2.2	Expérimentations hydrodynamiques - Application du modèle à Cadarache	28
I	Modélisation numérique : concepts et mise en oeuvre	31
2	Modélisation hydrodynamique des milieux fracturés	32
2.1	Rappels sur les modèles d'écoulements	32
2.1.1	Équations des écoulements dans les milieux poreux	33
2.1.2	Modèle à double porosité - double perméabilité	37
2.2	Modèle conceptuel du problème direct : l'approche multi-continua	38
2.2.1	L'approche multi-continua dans la littérature	38
2.2.2	Hypothèses du modèle	39
2.2.3	Equations générales	43
2.2.4	Difficultés liées à l'application de ce modèle	45
2.3	Présentation de CAL3F en problème direct	50
2.3.1	Description générale du code	50
2.3.2	Spécificités de CAL3F	51
3	Problème inverse	56
3.1	Rappel du problème et des méthodes	56
3.1.1	Définition	56
3.1.2	Méthodes de résolution	57
3.2	Présentation de CAL3F en inverse	60
3.2.1	Position de ce travail	60
3.2.2	Description de l'algorithme inverse de CAL3F	63
4	Expériences numériques	68
4.1	Vérifications du code en inverse	68
4.1.1	Vérification en mono-continuum hétérogène anisotrope	69
4.1.2	Vérification en double-continua hétérogène isotrope	74
4.2	Tests d'inversions semi-synthétiques	80

4.2.1	Présentation de la simulation directe : milieu double-continua hétérogène isotrope	81
4.2.2	Inversion en mono-continuum	83
4.2.3	Inversion en double-continua	87
4.3	Conclusion	92

II Application au site de Cadarache 93

5 Expérimentations 94

5.1	Campagnes piézométriques et implantation de nouveaux forages	94
5.1.1	Implantation de nouveaux forages	94
5.1.2	Campagnes piézométriques	95
5.2	Traitement des données piézométriques existantes	96
5.3	Caractérisation hydrodynamique par slugs tests	101
5.3.1	Protocole expérimental	102
5.3.2	Résultats	103
5.3.3	Conséquences pour la modélisation	110
5.3.4	Optimisation de la répartition spatiale des capteurs de pression	120
5.3.5	Conclusion des slugs tests	122

6 Modélisation 123

6.1	Principales données du modèle	123
6.1.1	Types de conditions aux limites utilisées	123
6.1.2	Pluie efficace	124
6.1.3	Zonage du domaine	126
6.2	Modèle d'écoulements en mono-continuum	130
6.2.1	Données piézométriques de calage	130
6.2.2	Modèle hydrogéologique	135
6.2.3	Conclusion	148
6.3	Application du modèle multi-continua : perspectives	151
6.3.1	Chroniques piézométriques : synthèse des données existantes	151
6.3.2	Inversion en double-continuum	155
6.3.3	Perspectives	160

Introduction

L'objet de ce travail concerne la *modélisation des écoulements des aquifères sous-jacents au Centre d'Etudes Nucléaire du CEA/Cadarache*. La majeure partie des roches superficielles sont des réservoirs en eau (potentiellement) reliés à la surface soit de part leur géométrie naturelle, soit à cause des structures d'exploitation telles que les forages. Ces réservoirs sont donc très vulnérables aux événements de surface et aux perturbations anthropiques. La connaissance des caractéristiques des écoulements sous un site industrialisé tel que celui de Cadarache est crucial tant pour la protection de l'environnement que pour la stratégie d'implantation des nouvelles installations et le stockage des déchets.

Le site de Cadarache s'étend sur plusieurs dizaines de km² et présente la particularité d'être majoritairement constitué de calcaires carbonatés très fracturés. Ces fractures jouent un rôle majeur dans les écoulements et les processus de dispersion, car, dans l'hypothèse d'un épandage accidentel, les transferts s'effectuent de façon privilégiée à travers elles. La modélisation des écoulements dans de tels réservoirs fracturés est difficile, car les informations sur ces systèmes sont généralement très partielles, de plus, lorsqu'elles sont disponibles, il se pose le problème de la représentativité des données mesurées : les niveaux de nappe dans les forages dépendent de la position de l'ouvrage mesuré par rapport au réseau principal des fractures. Les modèles conceptuels et numériques permettant de quantifier les écoulements des eaux (et éventuellement les processus de dispersion de produits) dans de tels systèmes sont donc la base indispensable des plans de prévention et de réhabilitation des sites contaminés. La fiabilité des outils de simulation est donc essentielle. Cette fiabilité repose sur la pertinence du modèle conceptuel mis en oeuvre et l'adéquation entre les paramètres du modèle mathématique et les paramètres mesurables sur le site.

L'objet de ce travail est la *mise en oeuvre d'un outil numérique de modélisation adapté aux écoulements à grande échelle, dans les milieux fracturés, avec application au site nucléaire de Cadarache*. Les intérêts de cette étude se situent aussi bien du point de vue fondamental qu'appliqué. Elle permet grâce aux particularités que présente le site de Cadarache, une *approche multi-continua* pour la prise en compte, à grande échelle, des discontinuités et la nature multi-couches du terrain. Elle permet aussi l'intégration dans le code numérique d'une procédure entièrement automatisée pour la détermination des propriétés du milieu : utilisation d'un *modèle inverse* en complément du modèle direct. Cette approche est menée en parallèle avec les expérimentations sur site qui permettent une meilleure caractérisation hydrodynamique de l'aquifère et permettent de résoudre le problème de la représentativité des données. D'un point de vue appliqué, cette étude devra fournir une base solide de modélisation aux travaux des Autorités de Sécurité et des experts qui les conseillent en termes, par exemple, de relations entre les aquifères présents sous le Centre du CEA/Cadarache et les exutoires karstiques qui alimentent en eau le village de St-Paul-Lez-Durance. Le modèle doit donc permettre la compréhension des écoulements sous le site et la prédiction du niveau de la nappe dans des cas atypiques. Sur ce dernier point, il est nécessaire d'avoir des connaissances sur les phénomènes de montée des nappes souterraines qui peuvent poser des problèmes de suppressions sous des zones sensibles.

Le Centre d'Etudes Nucléaire du CEA/Cadarache est un site bien documenté contenant une

grande quantité de données. L'élaboration et la validation du modèle conceptuel s'appuient ainsi sur des mesures de pluviométrie depuis 1960 ; des enregistrements continus sur de nombreux points du site grâce à la présence de nombreux forages équipés de capteurs de pression (~ 100) et des mesures discrètes sur un plus grand nombre de points encore (~ 250) ; des observations sur les phénomènes de montée de nappe et l'écoulement de sources temporaires. Toutes ces données permettent une approche spatio-temporelle de la relation pluie/piézométrie. La modélisation s'appuie également sur des données géologiques et structurales provenant de nombreuses études appliquées en géologie et hydrogéologie qui caractérisent les substratums d'installations existantes (rapports CEA effectués pour l'implantation d'installations nucléaires) et celui de l'ensemble du site. Elle s'appuie également sur des résultats d'expérimentations in situ complémentaires pour la caractérisation structurale du réservoir calcaire, telles que la caractérisation de la géométrie des karsts et des fractures ouvertes (relation avec la tectonique), des pompages sur les principaux piézomètres, des traçages, des tests entre packers sur les fractures identifiées et la caractérisation du rôle des fissures et de leur perméabilité (études sur carottes de sondage). Dans le cadre de cette thèse, le site de Cadarache, de par sa richesse en données géologiques, hydrologiques et hydrogéologiques et en moyens d'acquisition de paramètres de la géosphère, peut être considéré comme un "laboratoire naturel" d'étude des milieux fracturés carbonatés. L'exceptionnel de ce site en terme de points de mesures doit cependant être considéré en relation avec la complexité hydrogéologique du site, qui s'exprime particulièrement à l'échelle à laquelle la modélisation est envisagée (plusieurs dizaines de kilomètres carrés).

Une fois le modèle réalisé et validé il devra pouvoir, outre la simulation des écoulements sous Cadarache, être appliqué sur d'autres cas concrets (approche de sûreté) d'installations nucléaires existantes ou à créer. Il devra être un outil d'évaluation des sites sur socle (ex. granite) et sédiments (ex. craies) fracturés et devra pouvoir prendre en compte les processus de dispersion.

Ce mémoire est séparé en deux parties, précédées par un chapitre d'introduction qui présente les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du site du CEA/Cadarache. Il permet de définir la problématique et de faire le bilan des contraintes que le modèle hydrogéologique doit satisfaire. Il est suivi de trois chapitres qui constituent la première partie et qui présentent les concepts et la mise en oeuvre de la modélisation numérique : le second chapitre présente le modèle conceptuel sur lequel se base la modélisation ; le chapitre 3 présente le modèle inverse qui facilite la procédure de calage des paramètres, et le quatrième permet de valider l'approche inverse sur quelques cas synthétiques et semi-synthétiques. Les concepts utilisés et l'approche méthodologique proposée dans cette première partie sont généraux et peuvent être appliqués sur de nombreux sites d'études. La seconde partie contient quant à elle les chapitres relatifs au site de Cadarache, à savoir, les expérimentations (chapitre 5) et la modélisation (chapitre 6).

Chapitre 1

Problématique

Ce chapitre introductif va nous permettre de décrire le site d'étude du CEA/Cadarache et de présenter la stratégie de modélisation envisagée pour l'étude des écoulements dans le système aquifère. Il est séparé en deux parties : la première présente une synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologique du site. Celle-ci nous permettra dans la seconde partie de faire le bilan des contraintes que le modèle hydrogéologique devra satisfaire, de positionner les limites du domaine de modélisation et de décrire brièvement les méthodes envisagées pour résoudre le problème des écoulements.

1.1 Présentation du site du CEA Cadarache

Cette section s'appuie sur de très nombreuses études géologiques qui ont été effectuées sur le site de Cadarache, que ce soit lors de la création du centre ou à différentes étapes de la vie de celui-ci. Ces différentes études concernent soit l'ensemble du site, soit le contexte d'une installation existante ou à créer. Les informations présentées dans toute cette partie sont tirées principalement de trois rapports particulièrement intéressants par leur aspect synthétique et général : deux rapports de la société GEE (*Vuillemenot P. et Henry A. [1998]*, *Henry A. [1999]*) concernant une actualisation des études géologiques de l'ensemble du site (photogéologie et géologie de terrain) qui a permis de dessiner une nouvelle carte géologique prenant en compte toutes les données récentes ainsi qu'un rapport de synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques du CEA/Cadarache (*R. Guérin, CEA - second semestre 2001*). Tous les documents géologiques présentés dans cette section et repérés par le signe (*) sont des reproductions plus ou moins modifiées de documents de R. Guérin. Ils ont été réalisés par A. Henry (GEE).

Dans la suite, les deux premiers paragraphes présentent les contextes géologiques et hydrologiques du site. Le contexte hydrogéologique est décrit dans les deux paragraphes suivants dont l'un d'eux est spécialement consacré à l'étude de l'aquifère crétacé (paragraphe 1.1.4), particulièrement intéressant car il présente la particularité d'être très fracturé et/ou karstifié.

1.1.1 La géologie du site

Le Centre du CEA de Cadarache se situe en contexte géologique provençal, dans le département des Bouches du Rhône, non loin des départements du Var, du Vaucluse et des Alpes de Hautes Provence. Il se situe près de la commune de St-Paul-Lez-Durance en rive gauche de la Durance. Les terrains appartenant au CEA s'étendent à l'extérieur de l'enceinte du Centre (figure 1.2). La morphologie des terrains au sud du Centre est marquée par la présence de nombreux vallons donnant un relief bien marqué dont l'altitude varie entre 250 et 415 m. Il s'agit donc principalement de collines boisées et de vallons anciennement cultivés. La morphologie au

nord du Centre est marquée quant à elle par la présence de collines escarpées entaillées par des talwegs donnant un relief bien marqué dont l'altitude varie entre 250 et 400 m.



Fig 1.1 : Localisation du site du CEA/Cadarache

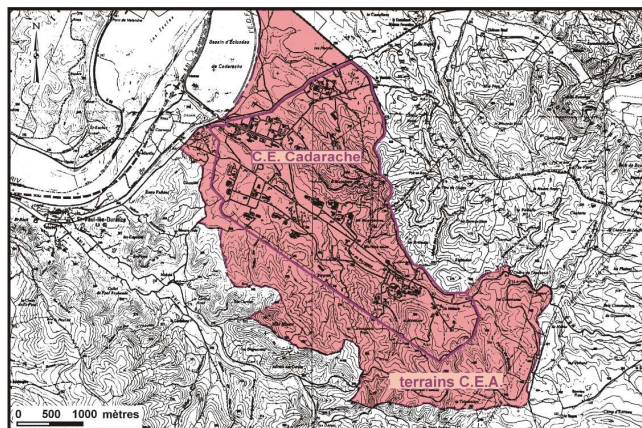


Fig 1.2 (*) : localisation des terrains du CEA

Contexte régional

Le Centre d'Etudes est implanté (figure 1.3) en bordure du synclinal dit "de Ginasservis" orienté Est-Ouest et limité à l'Ouest par la faille régionale, à caractère essentiellement décrochant, de la Durance (sénestre, de direction N010 à N030). Cette structure s'appuie au Sud sur l'anticlinal jurassique de la Vautubière, déversé vers le Sud et se raccorde au Nord au Jurassique du pli de Vinon, déversé vers le Nord. Le synclinal de Ginasservis est disloqué par des failles de direction NE-SW et NW-SE qui décrochent successivement son axe vers le Nord et déterminent ainsi trois compartiments structuraux. Le Centre se situe dans le compartiment le plus occidental appelé (improprement) "synclinal" de Cadarache (d'après *Glinthoeckel* [1983]).

Le Crétacé, qui constitue les principaux affleurements du site de Cadarache avec le Miocène, forme une structure synforme. Les couches de terrain sont tantôt subtabulaires, tantôt affectées d'ondulations, il est donc délicat de parler d'un réel synclinal avec un axe véritable.

Le Crétacé correspond à une sédimentation marine carbonatée. Depuis le Crétacé moyen et surtout supérieur, le substratum crétacé a subi une longue altération continentale (de près de 100MA) sous l'effet de la surrection de l'isthme durancien. Ainsi, le palérelief crétacé a été largement façonné, creusé et karstifié jusqu'au moment de la sédimentation continentale du Miocène supérieur puis du Pliocène. Ces dépôts fluvio-torrentiels et lacustres ont comblé les reliefs crétacés, pouvant même remplir des cavités karstiques. Par suite, les formations pliocènes et miocènes ont été à leur tour érodées, puis recouvertes par des dépôts quaternaires pour former la topographie actuelle. Les vallons du ravin de la Bête et de l'Abéou, situés respectivement au coeur et au Sud du Centre CEA (figure 1.3), témoignent et résultent de l'ensemble de ces phénomènes.

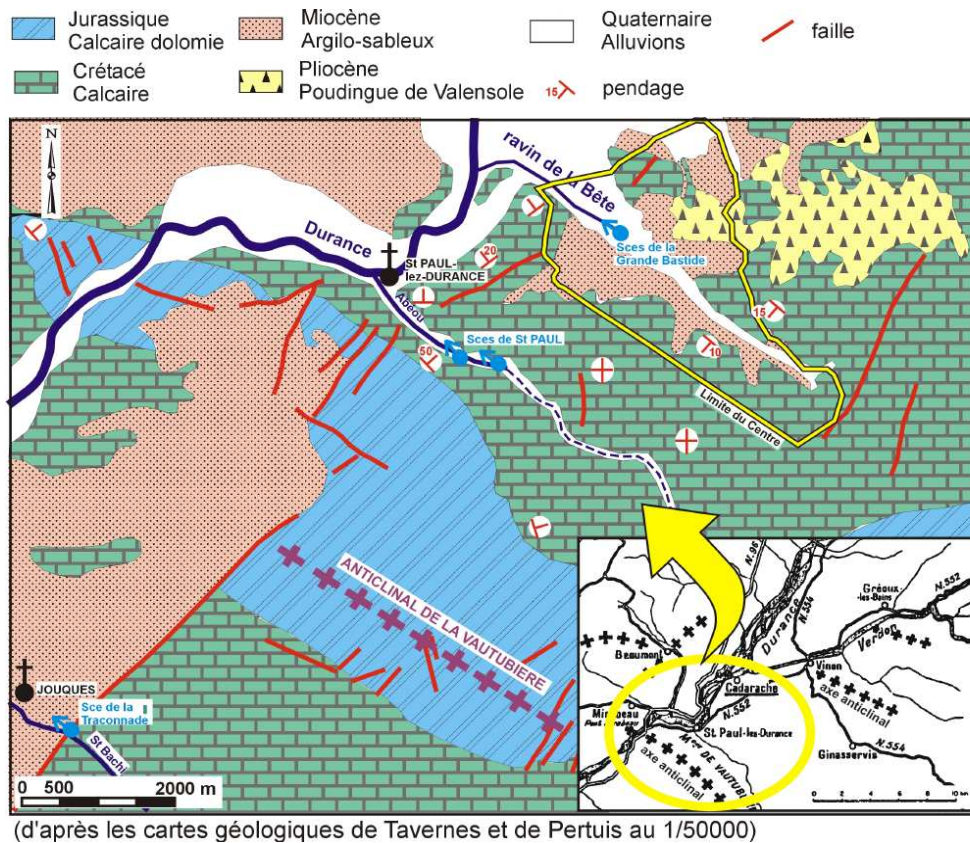


Fig 1.3 (*) : Schéma structural de la région de Cadarache

Type de formations rencontrées

Les formations rencontrées sur le site de Cadarache datent des périodes jurassique et crétacé de l'ère secondaire ainsi que de la période néogène de l'ère tertiaire (figure 1.4). Les terrains sont essentiellement constitués de *calcaires* sur lesquels reposent des sédiments *miocènes* (voir la coupe de la figure 1.5), d'alluvions *quaternaires* et de *pliocène*.

Le Crétacé est caractérisé par trois types de faciès. Le premier est composé de calcaires compacts, sublithographiques, bien stratifiés avec des passages massifs à bancs métriques (Hauterivien inférieur et supérieur). Le second se décrit par une alternance de marno-calcaires et de calcaires marneux et le troisième par des marnes franches jaunâtres (Hauterivien moyen). Ce dernier faciès ne correspond pas à un niveau proprement dit, mais plutôt à une variation latérale de faciès présente de façon discontinue. La puissance totale des formations carbonatées de l'Hauterivien peut être estimée entre 200 et 500 mètres. Dans les reliefs avoisinants le site de Cadarache affleurent des terrains carbonatés plus anciens du Valanginien, du Berriasien et du Jurassique supérieur qui constituent l'auréole de la structure synclinale (versant Nord de la Vautubière, en rive gauche de l'Abéou).

La couche miocène est constituée d'un ensemble supérieur composé principalement des grès rouges plus ou moins bien consolidés, des sables argileux et des argiles rougeâtres et d'un ensemble inférieur essentiellement conglomératique (brèches à éléments calcaires de taille variable enrobés dans un ciment gréseux ocre-rouge). Ces formations se caractérisent par de rapides variations latérales de faciès. Ces dépôts fluvio-lacustres comblent les anciennes paléovallées. Leur épaisseur est très variable, elle peut atteindre 100 mètres mais l'épaisseur des dépôts a été beaucoup plus importante au niveau du Centre puisque cette formation s'observe sous la discordance pliocène (au nord du site CEA) ainsi que sous forme de remplissage de grosses

poches karstiques le long de la route de Ginasservis, à une altitude de 400 m environ dans les deux cas. Les faciès bréchiques à ciment calcaire sont plus épais en bordure des flancs des paléovallées. Les formations miocènes ont la particularité de s'infiltrer et de combler les nombreuses poches karstiques qui se développent sous la discordance miocène. Des fractures ouvertes se trouvent emplies de la même façon par des faciès fins du Miocène, certaines ayant été recoupées à plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

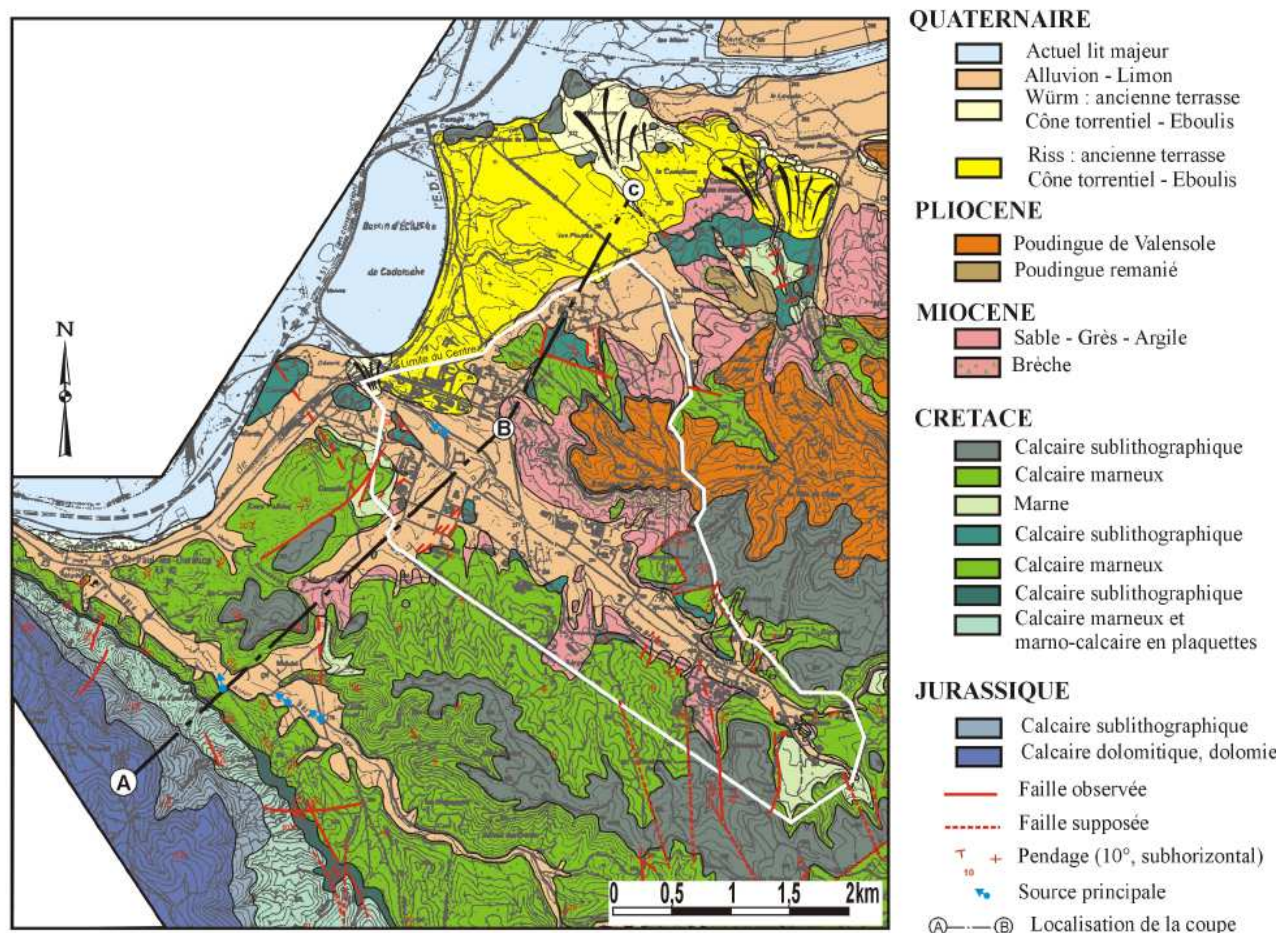


Fig 1.4 (*) : Carte géologique de la région de Cadarache

Le pliocène est caractérisé par la formation des *poudingues de Valensole* dont l'épaisseur peut atteindre 50 à 60 mètres dans la forêt domaniale de Cadarache (au nord du site) et pourrait dépasser les 150 m sous la vallée de la Durance, en remplissage du canyon messinien, à l'ouest du centre, sous la forme de "cailloutis alluviaux" (G. Clauzon [1979]). Des calcaires lacustres sont observables à la base de cette formation.

Le quaternaire récent est représenté principalement par des limons, des cailloutis, des sables et sa puissance ne dépasse pas 10 mètres. Le quaternaire ancien se compose de galets et de poudingues plus ou moins bien cimentés et sa puissance peut-être de 30 à 40 mètres en bordure du Verdon et de la Durance.

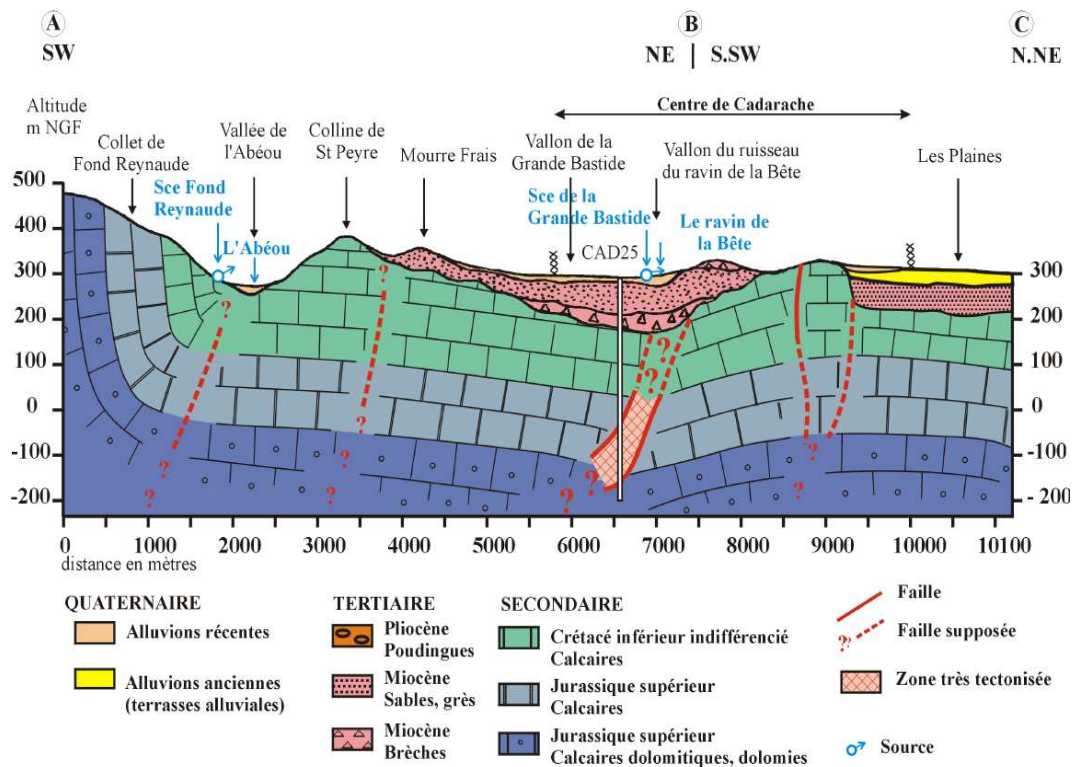


Fig 1.5 (*) : Coupe géologique générale de la région de Cadarache (coupe ABC)

Principaux éléments structuraux (déformations souples et cassantes)

Le contexte régional structural se caractérise depuis le début du Tertiaire, par un régime compressif, presque continu, à raccourcissement globalement subméridien correspondant à la convergence des plaques africaine et européenne. Cette convergence est ici guidée par la structure régionale majeure du système faillé de la moyenne Durance, considéré comme sismiquement actif, dont le segment le plus oriental, se situe à environ 3,5 km à l'Ouest de l'entrée du Centre. Ce contexte compressif s'est caractérisé, schématiquement, par des paroxysmes à l'Eocène (phase dite "pyrénéenne") et au Pliocène (phase dite "alpine") et par un minimum lié à un phénomène distensif d'allongement NW-SE à l'Oligocène. Actuellement, des mesures GPS montrent un raccourcissement régional subméridien de 1 mm par an.

Plusieurs familles de failles sont présentes dans la région de Cadarache : (1) les failles inverses orientées sensiblement E-W, (2) les décrochements dextres N-S à NW-SE et (3) les décrochements sénestres NE-SW ayant joué en failles normales à l'Oligocène. La région est caractérisée structurellement dans un contexte général d'un socle calcaire présentant de faibles pendages, essentiellement par des structures faillées plurikilométriques NE-SW traversant le Centre parallèlement à la Durance. Elles sont plus nombreuses vers l'Ouest du site, où elles ont guidé la mise en place des paléovallées à remplissage miocène. Le site se caractérise aussi par la présence d'une paléovallée d'allongement régulier NW-SE, sur laquelle s'est installé le ravin de la Bête qui scinde le Centre CEA en deux domaines qui semblent structurellement différents (*R. Guérin* [2001]). Les grands décrochements qui affectent le compartiment Sud ne se prolongent pas de manière évidente dans le compartiment Nord. L'hypothèse que cette paléovallée se soit installée sur une structure faillée, peut-être de type chevauchant, paraîtrait plausible (*R. Guérin* [2001]). Ces dernières remarques sont importantes car ce sont elles qui nous guideront pour le zonage du domaine de modélisation (chapitre 6).

Les différentes études tectoniques réalisées sur le Centre (*J.-C. Peyrus* [1973]; *R. Guérin et al.* [1994]) et les récentes observations réalisées sur différentes zones du site (*R. Guérin* en particulier pour les zones Cedra [1995] et Chicade [1996]) montrent que le substratum crétacé est très tectonisé. Les cartes des linéaments observés sur les parties méridionale et septentrionale du Centre (figures 1.7 et 1.8) montrent ce degré de fracturation à grande échelle. L'étude de *V. Léonardi* pour la zone du RES ([1998]) montre que ce degré de fracturation se retrouve également à plus petite échelle (figure 1.9).

Les principales conclusions à retenir sur la tectonique des formations crétacées sont les suivantes. La majorité des accidents observables sont essentiellement des décrochements appartenant à trois familles : NE-SW, NW-SE et N-S. Des failles inverses et des chevauchements de direction proche de E-W, ainsi que des failles normales de direction NE-SW s'observent également mais dans des proportions moindres. Les ripages banc sur banc sont nombreux et jouent un rôle non négligeable dans la hiérarchisation de la fracturation, des écoulements et des karstifications associées.

Il faut signaler que les écoulements et la karstification dans les calcaires se localisent essentiellement sur des fractures NE-SW, les structures cassantes N-S à NW-SE présentant elles aussi, mais de façon moindre, de tels indices de circulation des eaux souterraines. La presque totalité des sources karstiques pérennes ou temporaires de la région de Cadarache se situent sur des failles ayant ces directions. Les phénomènes de fluctuation de la charge hydraulique, rapides et d'amplitudes plurimétriques à pluridécamétriques, observées dans les calcaires du Centre, concernaient toutes des zones se développant sur ce type de fractures.

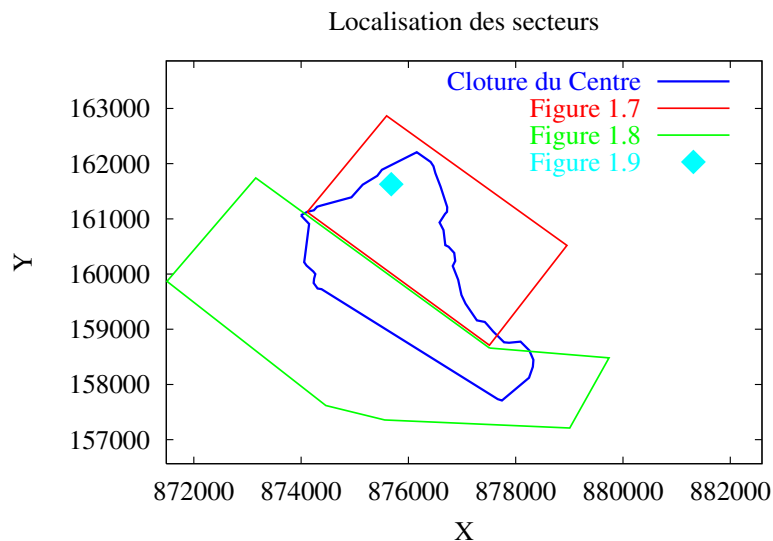


Fig 1.6 : Localisation des différents secteurs de relevés

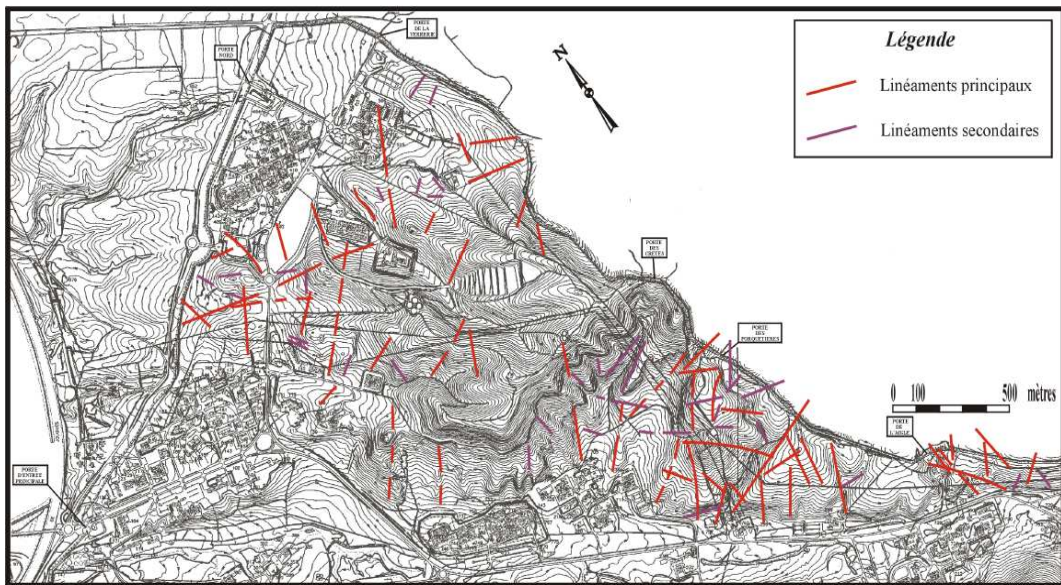


Fig 1.7 (*) : Carte des linéaments de la partie septentrionale de Centre

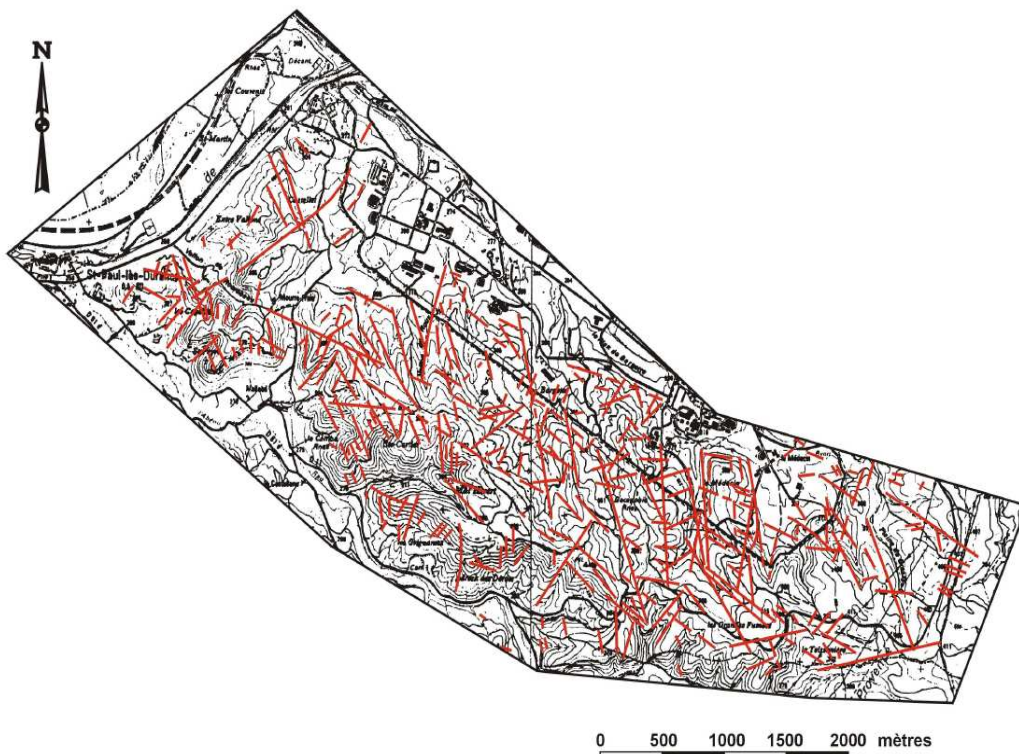


Fig 1.8 (*) : Carte des linéaments de la partie centrale et méridionale du Centre

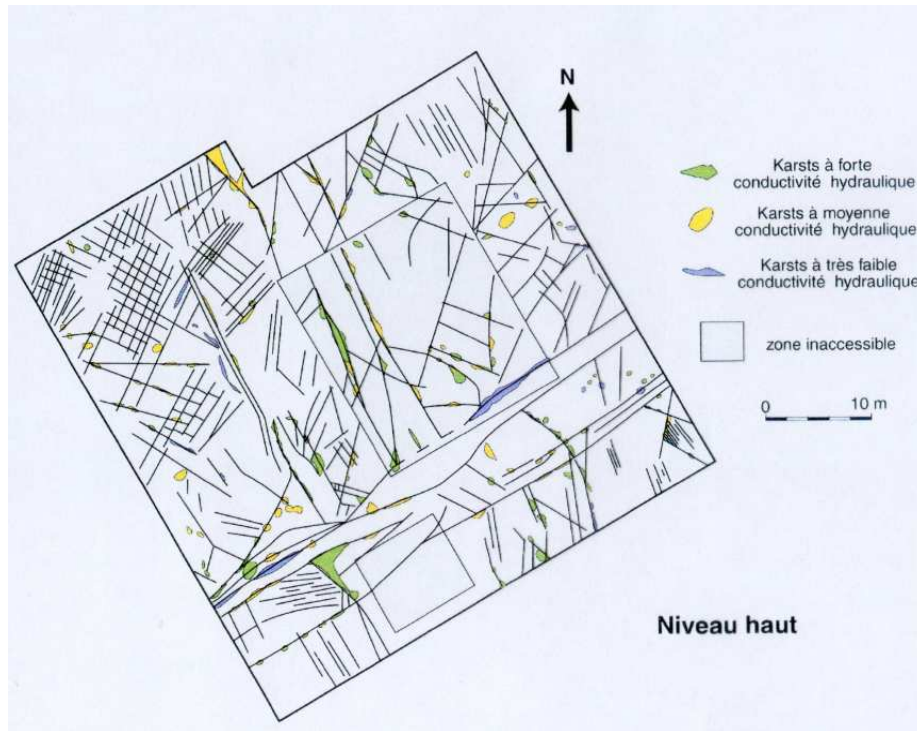


Fig 1.9 : Carte de la fracturation à petite échelle dans une zone (RES) au nord du site du CEA (par V. Léonardi [1998])

Dans les formations miocènes du site, quelques observations de structures cassantes, le plus souvent décrochantes, ont été faites. Cette tectonique miocène est le plus souvent localisée en bordure des paléovallées. Par contre, aucun indice tectonique n'a été observé sur le Centre concernant le Pliocène et le Quaternaire.

1.1.2 Contexte hydrologique

Le réseau hydrographique (figure 1.10) de la région de Cadarache comprend quatre cours d'eau principaux : la rivière de la Durance (à l'ouest), le ruisseau de l'Abéou (au sud), le ruisseau du ravin de la Bête qui traverse le centre de part en part, et la rivière du Verdon qui se jette dans la Durance au nord du site du CEA.

La Durance (débit inférieur à $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), en étiage pendant 90% de l'année depuis la mise en place de la dérivation du canal industriel EDF, est en étroite relation avec sa nappe alluviale qui participe à son alimentation.

Le ruisseau de la Bête prend sa source dans le Centre, le parcourt du Sud-Est au Nord-Ouest avant de se jeter dans la Durance en aval du péage autoroutier. Il est canalisé parallèlement à la Route des Piles jusqu'au carrefour avec les routes de Carcy et de la Ferme. Dans cette portion canalisée et jusqu'aux sources de la Grande Bastide plus en aval, le ruisseau est à sec la plupart du temps. Il coule lors de fortes précipitations, alimenté par le ruissellement et par des sources karstiques temporaires. Nous reparlerons plus en détail de ces sources dans le dernier chapitre car toute la zone du crétacé située sous le ravin de la Bête pourrait être à l'origine des sous-écoulements observés en aval de ces sources de la Grande Bastide.

L'Abéou, alimenté au Sud-Est du secteur par le ruisseau du Grand Vallat, s'écoule du Sud vers le Nord au niveau du lieu dit des Dérots, puis du Sud-Est vers le Nord-Ouest jusqu'au village de Saint-Paul-Lez-Durance, au niveau duquel il rejoint la Durance. Au long de cette seconde portion, de nombreuses sources jalonnent son lit : la source de Font Reynaude (côte 267 NGF) captée pour l'alimentation en eau potable de la commune de Saint-Paul-Lez-Durance, les

sources des Laurons (côte 270 NGF) utilisées pour l'irrigation des champs cultivés aux alentours et celles de Bournéous et de Travaillet (côte 270 NGF). L'ensemble de ces exutoires est appelé les sources de Saint-Paul.

Le réseau hydrographique du massif de la forêt domaniale de Cadarache, au nord du Centre se résume à des écoulements temporaires qui drainent les différents valons. Une ligne de crête d'orientation Est-Ouest oriente les écoulements superficiels soit vers le Nord en direction du Verdon, soit vers le Sud en direction de la vallée de la Bête, avant de rejoindre la Durance.

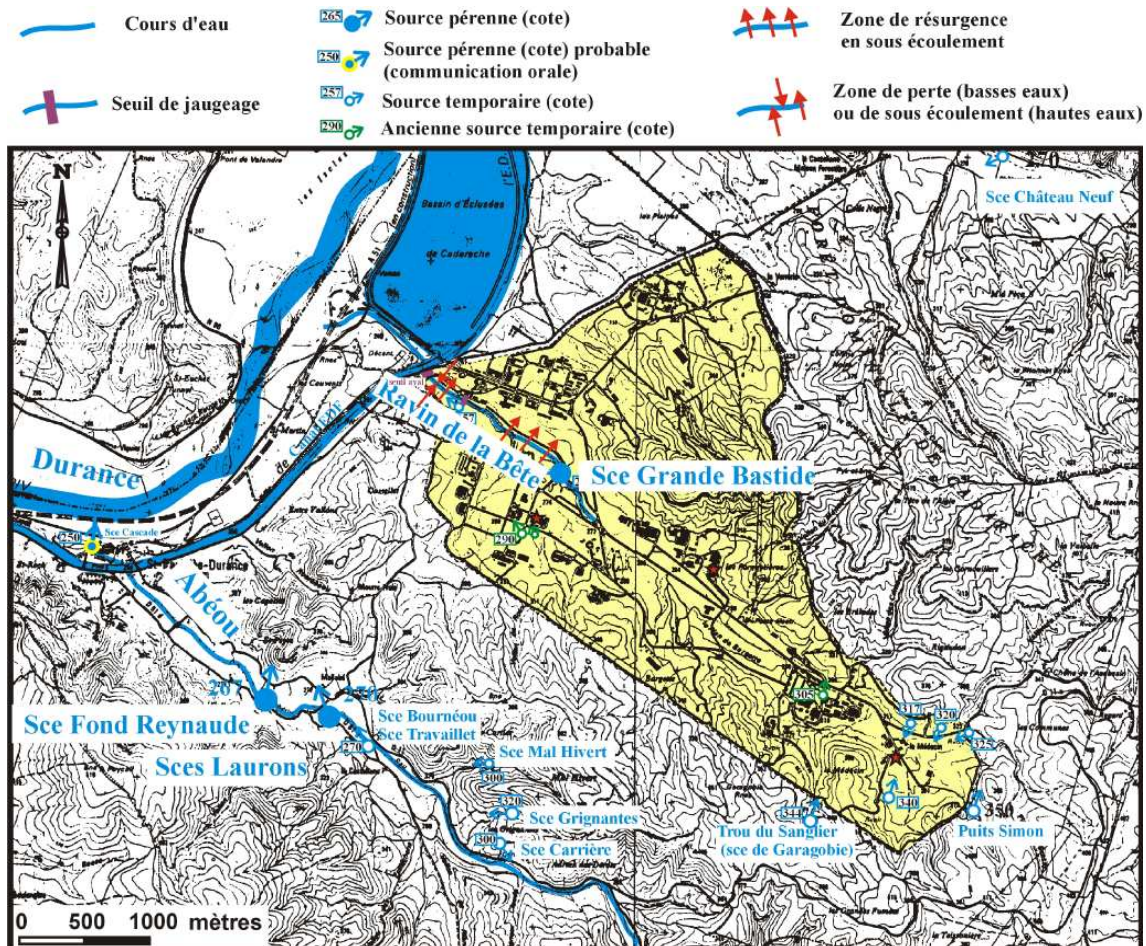


Fig 1.10 (*) : Carte hydrologique de la région de Cadarache

1.1.3 Caractéristiques hydrogéologiques

Principaux aquifères

Le système hydrogéologique du site du CEA de Cadarache est constitué de trois aquifères : l'aquifère Quaternaire, l'aquifère Miocène et l'aquifère des calcaires crétacés. Les deux principaux aquifères sont ceux du Miocène (souvent non différentiable de celui du Quaternaire) et celui du Crétacé. Il est probable que plus en profondeur, le Jurassique soit également un aquifère. En effet, la présence de faciès dolomitiques dans le Thitonien, retrouvés dans un forage de 500 m avec allure vacuolaire, pourrait accréditer cette hypothèse (R. Guérin [2001]). Elle n'est donc pas à exclure, mais n'a pas été prouvée actuellement. Cet aquifère jurassique serait alimenté par les précipitations tombant sur le plateau de Ginasservis au Sud-Est, par une partie

de celles qui tombent sur le massif de la Vautubière au Sud et par des pertes dans le ruisseau du grand Vallat au Sud-Sud-Est au contact Jurassique/Trias.

Le réseau des piézomètres du centre

Un total de 300 forages a été répertorié sur le centre mais tous ne sont pas exploitables. Ils permettent cependant une approche assez complète des phénomènes hydrogéologiques de la région. La majorité de ces piézomètres se situent dans l'aquifère du Crétacé. Ils sont tous référencés en coordonnées Lambert et côte NGF suivi d'un code de localisation en fonction de la zone d'implantation. La distribution des forages en 1998 est indiquée sur la figure 1.11.

Depuis la création du centre en 1959 jusque dans les années 1990, l'implantation des forages avait avant tout un rôle de contrôle local des installations et n'était pas destinée au suivi d'ensemble. Ceci explique l'hétérogénéité de la répartition : la densité des piézomètres est très variable d'un secteur à l'autre. Ils ont été implantés en masse autour des installations et beaucoup plus sporadiquement ailleurs. Ainsi des zones entières sont dépourvues de piézomètres rendant une étude hydrogéologique du centre difficile. Ce n'est que depuis quelques années que les piézomètres sont implantés dans le but d'effectuer une étude à grande échelle.

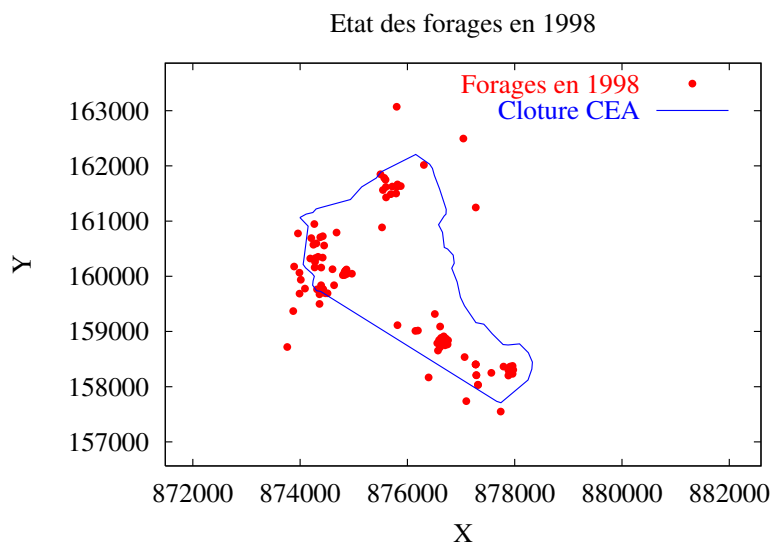


Fig 1.11 : Carte des piézomètres existants en 1998

L'aquifère Miocène-Quaternaire

Au niveau du Centre, il est rarement possible de distinguer entre les aquifères Quaternaire et Miocène, et d'une manière générale, on parle de nappe Miocène. Cette nappe des terrains de couverture occupe, dans la région de Cadarache, le remplissage de la paléovallée du ravin de la Bête et de ses "paléoaffluents". Il s'agit d'un aquifère isotrope mais qui peut prendre localement la structure d'un aquifère en fissure dans les formations indurées lorsqu'elles sont fissurées et karstifiées. La brèche de base du Miocène, située en fond des paléovallées juste au-dessus de la discordance sur les calcaires crétacés, peut présenter ainsi de gros indices de circulation d'eau et correspondre à l'aquifère principal identifié lors de la foration des ouvrages (arrivées d'eau majeures signalées par les sondeurs). Mais ces circulations dans la brèche de base sont très difficiles à identifier, les ouvrages piézométriques allant aux calcaires étant généralement équipés de tubes non lanternés dont l'annuaire est cimenté au niveau de ces formations afin d'empêcher les communications entre les deux aquifères superposés.

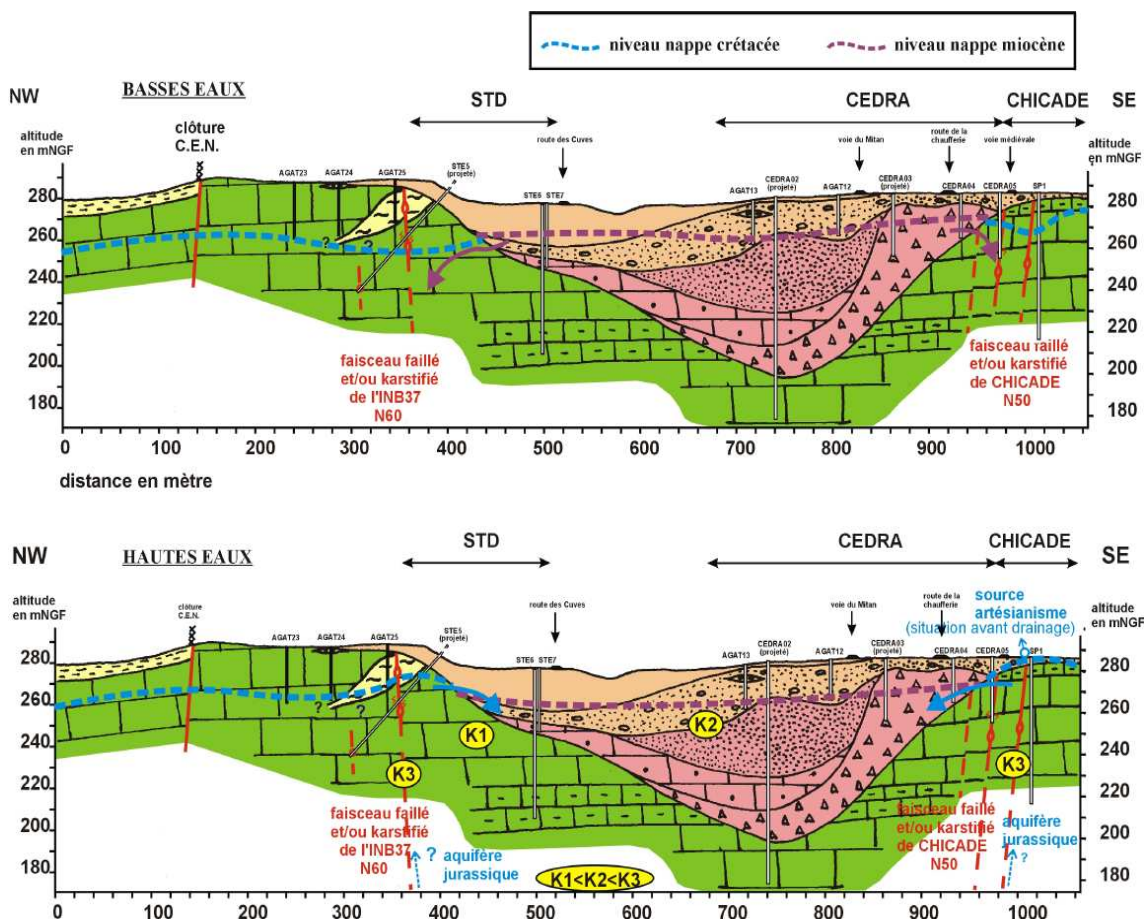


Fig 1.12 (*) : Schéma des écoulements et des relations entre aquifères miocène/quaternaire et crétacé

L'alimentation de la nappe des terrains miocènes s'effectue principalement, soit directement par infiltration des précipitations, soit par l'intermédiaire d'un aquifère quaternaire différencié localement. Quand la nappe des calcaires crétacés est mise en charge à la suite de fortes précipitations, elle peut aussi contribuer à l'alimentation de la nappe miocène par un phénomène de déversement (en bordure de vallon ou de paléovallée notamment) ou par communication entre les fractures ouvertes des calcaires et celles du conglomérat de base au-dessus de la discordance. Les relations entre ces deux systèmes, en basses et hautes eaux, sont schématisées sur la figure 1.12.

Les principaux exutoires visibles de cette nappe miocène sont les sources de la Grande Bastide (figure 1.10), situées au cœur du vallon de la Bête. Le ruisseau du ravin de la Bête sert également d'exutoire à la nappe de l'ensemble Quaternaire-Miocène. Enfin, les phénomènes de drainage de la nappe miocène vers la nappe crétacée, lorsque cette dernière présente une pression inférieure à celle-ci (basses eaux), sont, semble-t-il, fréquents en bordure des paléovallées en particulier où se développent des zones faillées ouvertes affectant parfois les terrains miocènes.

Les sables, grès et argiles sableuses miocènes présentent une perméabilité d'interstices de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-7} m.s⁻¹ très variable du fait de la présence de lentilles argileuses. Ces niveaux argileux peuvent créer des aquifères locaux sus-jacents et donner naissance à de petites nappes perchées. Les conglomérats bien cimentés interstratifiés (en bordure souvent des paléovallées) ou situés à la base du Miocène sont imperméables et peuvent ainsi créer un écran

étanche vis-à-vis des calcaires sous-jacents. Mais ils peuvent également présenter une perméabilité de fissures et des phénomènes de dissolution de type karstique et ainsi provoquer des phénomènes de drainance ou de transfert vers les calcaires, selon des différences de pression, lorsqu'ils sont également fissurés.

1.1.4 L'aquifère Crétacé

Structure de l'aquifère, les relations avec la tectonique et la fracturation, phénomènes de karstification

L'aquifère que constitue le substratum calcaire crétacé du site est un aquifère en milieu fissuré lié aux discontinuités de la roche : plans de stratification, fractures, diaclases, fentes de tension non colmatées, structures de dissolution (karst) ... Dans ce type de roche, les discontinuités peuvent être plus ou moins ouvertes, et donc être plus ou moins favorables aux circulations de fluides, selon trois phénomènes principaux : (1) l'ouverture tectonique liée au champ de contrainte actuel, (2) l'ouverture géométrique liée à la morphologie des plans constituant les discontinuités (vides le long de plans déformés par les mouvements tectoniques anciens ou actuels) et (3) l'ouverture chimique liée aux phénomènes de dissolution des carbonates (vides karstiques). Ce phénomène d'ouverture peut cependant être contrecarré par les phénomènes de comblement tels que la précipitation d'éléments transportés sous forme dissoute par les eaux (calcite, le plus souvent dans les roches carbonatées), les dépôts d'éléments transportés par la convection des eaux (argiles, sables, ...), la fermeture des vides par rejeu tectonique.

Dans les calcaires crétacés, la circulation de l'eau s'effectue donc selon un réseau complexe de fractures et de discontinuités, mais des directions privilégiées apparaissent. Le champ de contrainte qui a régné depuis le début du Tertiaire a privilégié l'ouverture des fractures subméridiennes, Nord-Est/Sud-Ouest et dans une moindre mesure, Nord-Nord-Ouest/Sud-Sud-Est alors que, statistiquement, il entraînait plutôt la fermeture des fractures Est-Ouest. Ce phénomène semble majeur dans la région de Cadarache où les circulations observées, par exemple dans le faisceau de Chicade (voir ci-dessous), sont liées géométriquement essentiellement à des ouvertures pluricentimétriques de fractures décrochantes sans dissolutions importantes.

D'autre part, sous l'action des eaux d'infiltration, le réseau de fractures a pu se karstifier dès l'émersion des calcaires et suivre des directions privilégiées guidées le plus souvent par l'ouverture tectonique. Cependant, à l'affleurement, les indices de karstification sur le Centre sont peu abondants, mais les informations apportées par certains forages, les cavités karstiques rencontrées lors des excavations faites pour le RES par exemple (*V. Léonardi* [1998]) montrent bien l'existence de phénomène de type karstique dans les calcaires (figure 1.9).

Le cheminement de l'eau ne se fait donc pas de façon homogène mais suivant des directions préférentielles. Certaines zones calcaires peuvent être très perméables parce que fortement fissurées, d'autres peu perméables par suite d'un manque de fissures ou une certaine teneur en argile ou encore le colmatage des fissures existantes.

Alimentation et exutoire

La nappe des calcaires crétacés est alimentée principalement par infiltration gravitaire directe de la pluie efficace (fraction de pluie qui contribue à l'alimentation de la nappe) dans les fissures du calcaire et par la nappe miocène/quaternaire par l'intermédiaire des zones fissurées et ouvertes en bordure des paléovallées (en période de basses eaux dans les zones où les pressions de l'aquifère calcaires sont inférieures à celles de l'aquifère miocène (figure 1.12). Dans une mesure moindre, l'aquifère crétacé peut également être alimenté localement par les nappes perchées pliocènes sous la forêt de Cadarache, ou encore par les pertes des rivières (en basses eaux) que ce soit le ruisseau de la Bête ou de l'Abéou.

Une alimentation par un éventuel aquifère jurassique sous-jacent indépendant n'est pas à exclure mais n'a pas été prouvée actuellement. Les relations entre l'aquifère jurassique et celui du Crétacé se feraient préférentiellement par l'intermédiaire des grands accidents en ouverture, évoqués plus haut, qui ont la particularité de recouper l'ensemble de la série sédimentaire jusqu'au socle anté-triasique. Cette hypothèse ne sera pas étudiée ici car aucune donnée existe.

Les principaux exutoires de l'aquifère des calcaires crétacés de la région de Cadarache sont, la Durance, niveau de base régional ; la rivière du Verdon au nord ; les sources vauclusiennes de l'Abéou, au Sud, qui constituent le seul exutoire important de la région mais qui doivent impliquer une contribution, plus ou moins importante (à définir) des formations carbonatées jurassiques ; les sources temporaires de type karstique, souvent sur zone de fractures, qui ne fonctionnent que lors des fortes précipitations et qui correspondent à une évacuation de crues karstiques. Plusieurs sources de ce type existent sur le Centre (figure 1.10).

Cas particulier du faisceau de Chicade, test de pompage

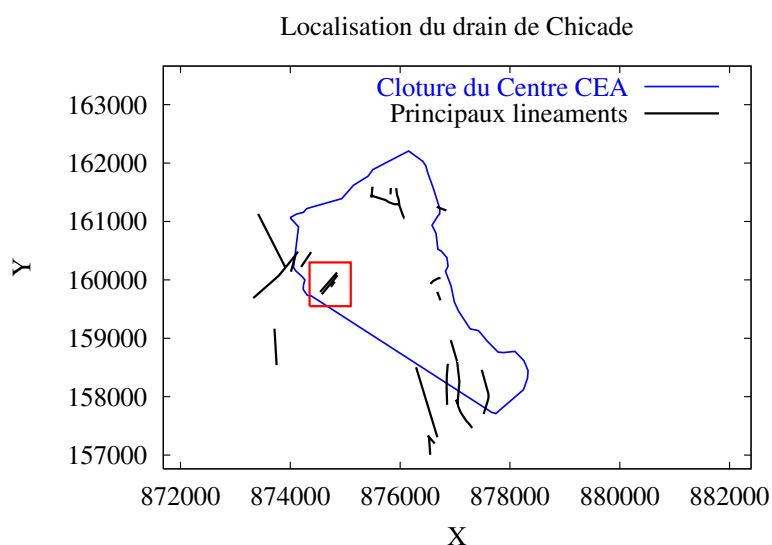


Fig 1.13 : Principaux linéaments et localisation du drain de Chicade

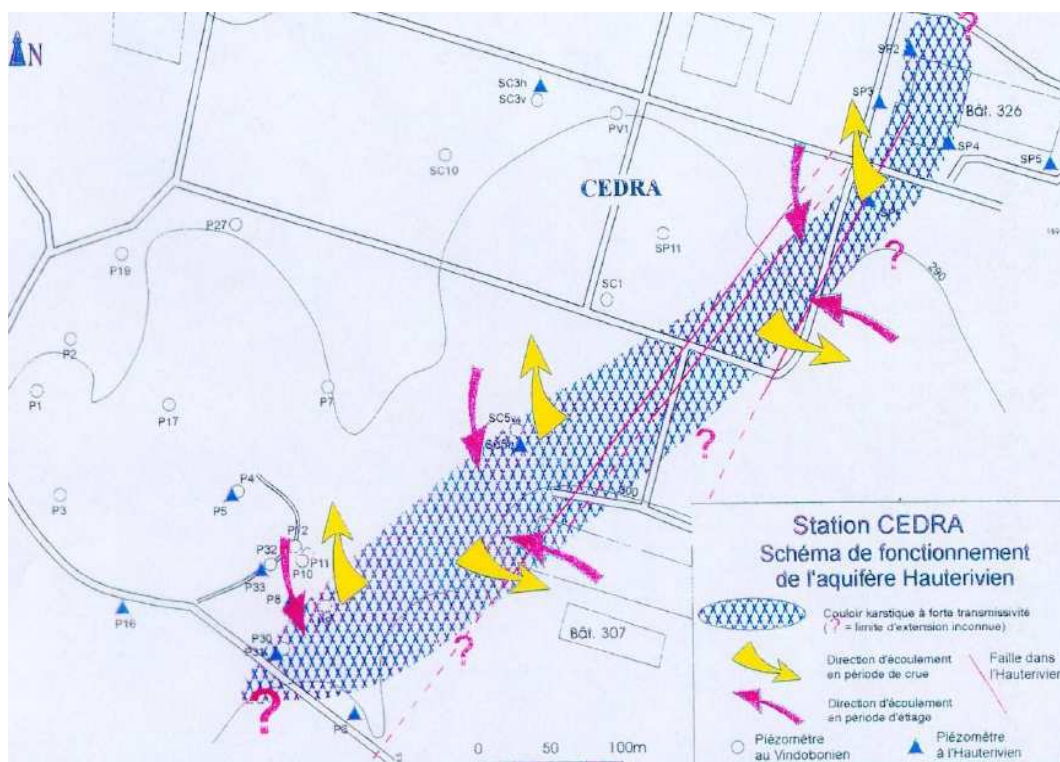


Fig 1.14 (*) : Schéma de fonctionnement de l'aquifère hauterivien

Des études de deux zones particulières du Centre (zones Cedra et Chicade) ont démontré l'existence d'un faisceau faillé jouant un rôle hydrogéologique important (*Guérin et al.* [1995] et [1996]). Une zone de faille ouverte, de direction NE-SW, relie ainsi structurellement et hydrauliquement (fortes transmissivités) le secteur des Tranchées de l'INB 56 au secteur CHICADE. Ce "couloir" karstique est mis en cause dans l'alimentation de l'aquifère des calcaires crétacés mais aussi miocènes.

D'après les études menées sur ces zones, en période d'étiage, le toit de la nappe des calcaires se situe entre la côte 272 et 275 mètres. Les directions d'écoulements semblent être du sud vers le nord selon le réseau karstique caractérisé par les failles repérées en surface. Cette zone fracturée, fortement perméable, se comporte comme un collecteur alimenté par la matrice calcaire (flèches magentas de la figure 1.14). En revanche, en période de crue, dans tout ce couloir NE-SW, le niveau de la nappe se situe entre les côtes 285 et 292 mètres, soit entre 10 et 20 mètres plus haut que l'étiage. Ailleurs, les côtes piézométriques ne sont que de 0 à 5 mètres supérieures à celles des basses eaux. Par conséquent, toute cette zone où les charges hydrauliques sont maximales, a tendance à alimenter le massif calcaire environnant (flèches jaunes).

Un pompage de longue durée (deux semaines) du 30/03/95 au 13/04/95 a été réalisé sur le puits SP04 (*P. Bidaux et al.* [1995]) avec surveillance piézométrique en continu sur de nombreux piézomètres. Le pompage comportait une séquence de trois paliers à 15, 47 et 63 m³/h, d'environ deux heures chacun, directement enchaînés à un quatrième palier de deux semaines à 70 m³/h. Ce palier a été coupé par une panne de la pompe d'environ dix heures, durant laquelle les niveaux ont cependant été enregistrés sans interruption. La remontée finale a été suivie en continu et a pu être interprétée sur une période de neuf jours, à l'issue de laquelle une crue est survenue. Les variations du niveau d'eau ont été enregistrées simultanément sur plusieurs puits, le puits de pompage (SP04) et plusieurs autres distants d'une soixantaine de mètres à plus de 500 mètres.

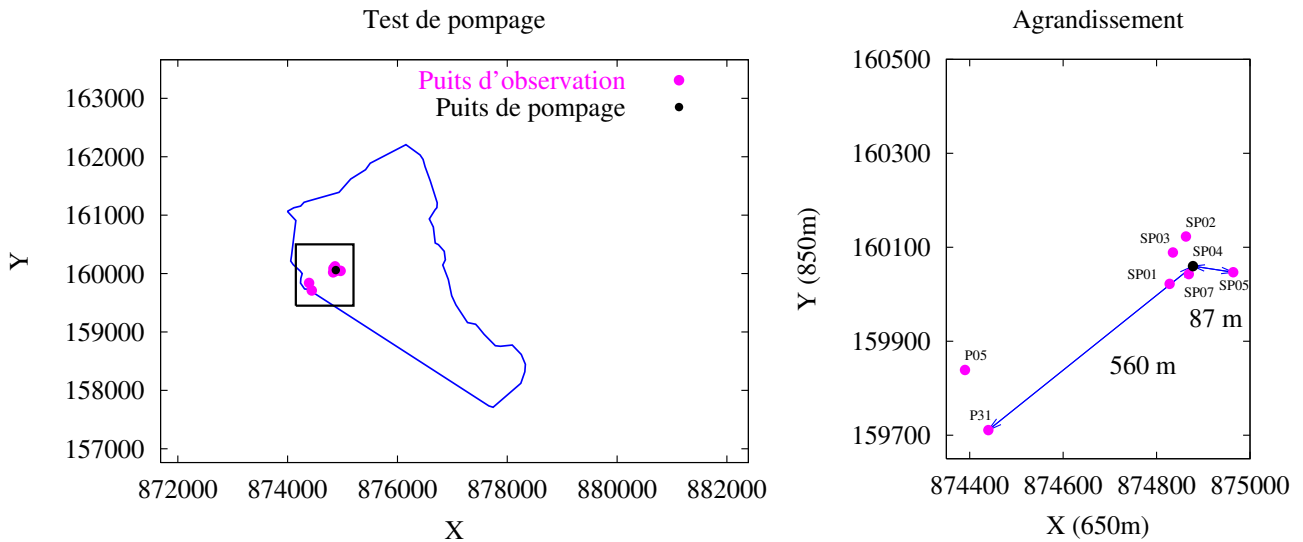


Fig 1.15 : Localisation et agrandissement du secteur de pompage

Les résultats de ce pompage ont montré que les forages P31 et P05 situés respectivement à 550 m et 500 m du puits de pompage ne répondent qu'à partir du palier de longue durée (courbes de droite de la figure 1.16) ; l'analyse de la remontée montre clairement que le forage le plus éloigné (P31 - courbe rouge) réagit le plus rapidement et le plus vivement à l'arrêt du pompage ce qui met en évidence la connection de ce dernier avec le couloir karstique. Toute fluctuation artificielle se répercute donc d'un bout à l'autre du réseau karstique. Par contre le forage P05 (courbe verte) répond plus faiblement à l'arrêt du pompage, bien qu'étant plus proche du puits de pompage.

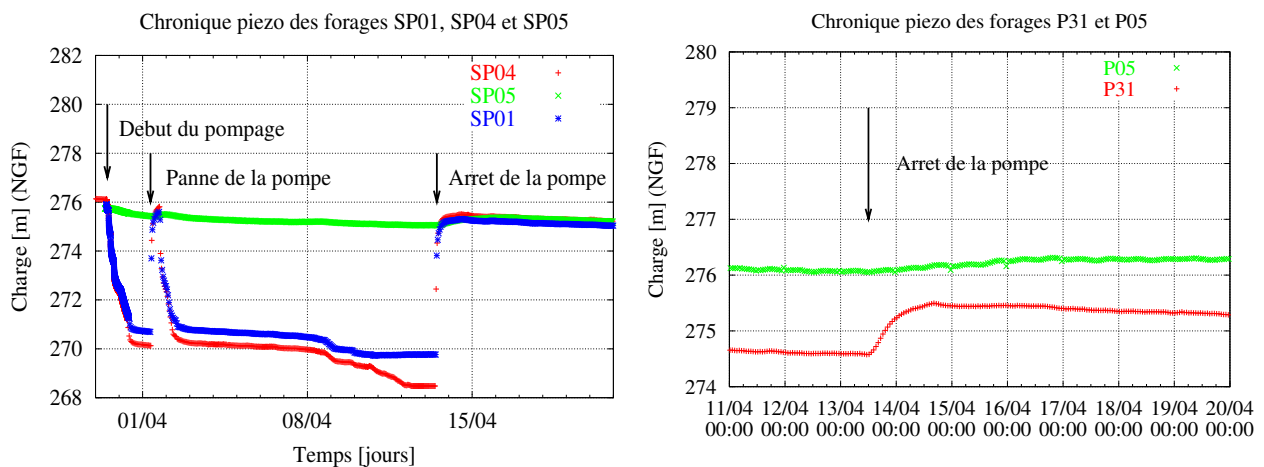


Fig 1.16 : Chroniques piézométriques du test de pompage

Pour les forages situés à une soixantaine de mètres de la pompe, les ouvrages SP01 et SP03 (tout comme SP04), intersectent le réseau de fractures majeures et répondent très rapidement (courbes de gauche). Par contre, le forage SP05 (courbe verte) ne répond pas avant le quatrième

palier, et avec une forme très amortie, caractéristique d'une implantation dans la matrice, très à l'écart du réseau de fractures majeures.

La répartition spatiale des forages répondant rapidement à la mise en route du pompage ou à son arrêt, et ceux ne répondant que très peu sont positionnés sur la carte 1.17. Ils sont colorés en rouge et en vert selon leur réponse.

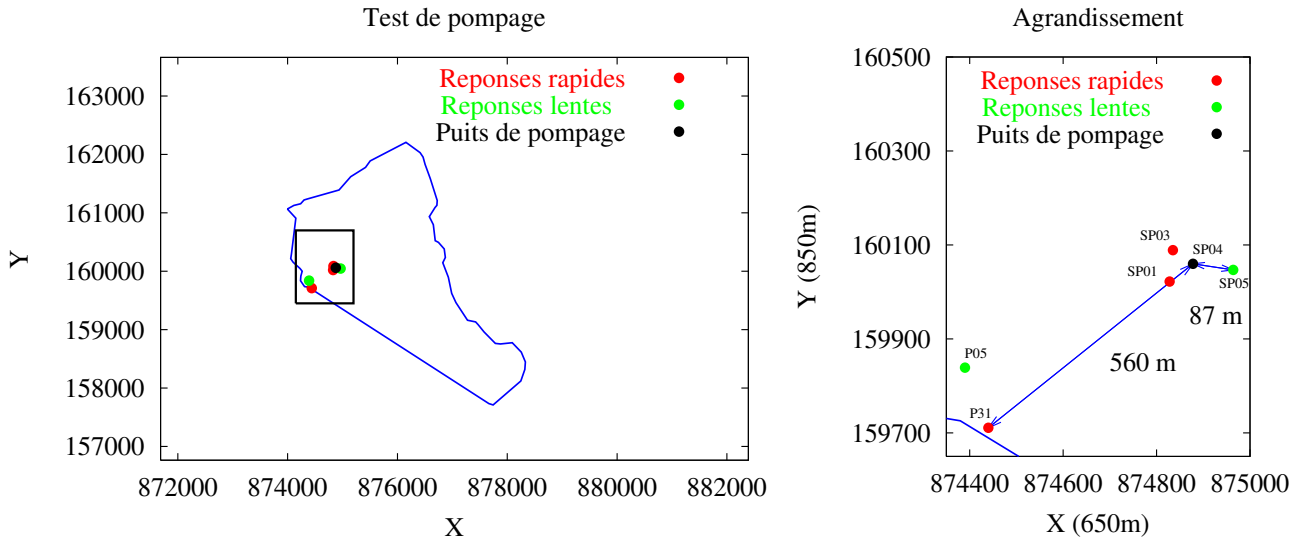


Fig 1.17 : Emplacement des forages aux réponses rapides et aux réponses lentes, localisation et agrandissement

Une autre information vient des enregistrements en continu dans cette zone du niveau d'eau durant des crues. Ils montrent que la montée peut être très brutale pour les forages connectés au couloir karstiques. Dans le cas de la crue du 25 avril 95 (graphes de la figure 1.18), la montée commence en fait le 22/04/95 une douzaine d'heures après un événement pluvieux important (il est tombé 83 mm d'eau le 21/04/95).

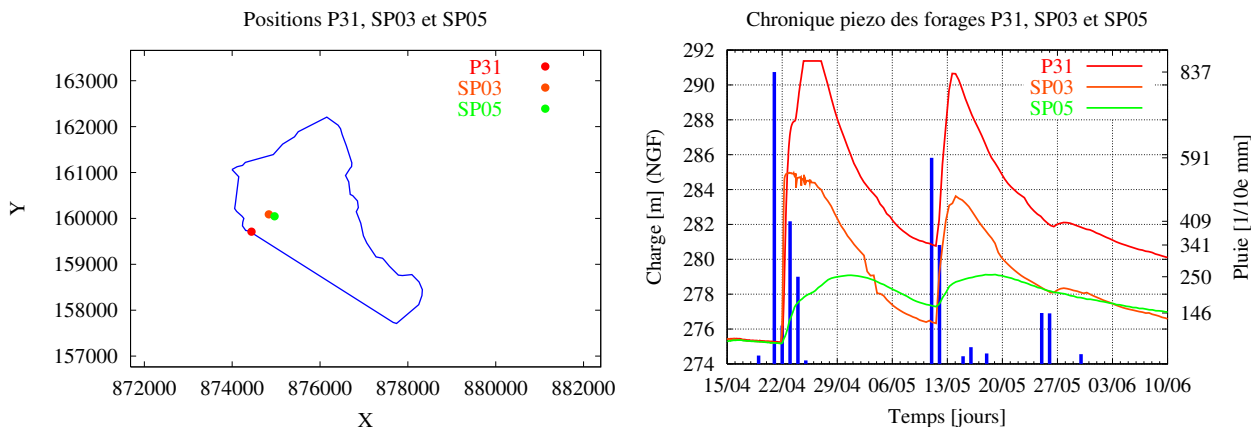


Fig 1.18 : Emplacements et réponses des forages P31, SP03 et SP05

suite aux pluies d'avril 1995

En 12 h le niveau sur P31 augmente de 10 à 13 m. Par la suite d'autres précipitations continuent d'entretenir la montée du niveau mais de façon plus lente. Le palier présent sur la chronique piézométrique du P31 entre les côtes 290 et 292 m (NGF) est attribué à la saturation du capteur de pression. D'après le test de pompage réalisé sur ce secteur, les courbes piézométriques du P31 et du SP03 (respectivement en rouge et orange) sont significatives de la charge hydraulique régnant dans les conduits principaux de l'aquifère, tandis que le SP05, qui ne réagit que très peu au pompage, présente une courbe piézométrique caractéristique de la matrice : amplitude faible, temps de réaction lent, durée de plus d'une semaine.

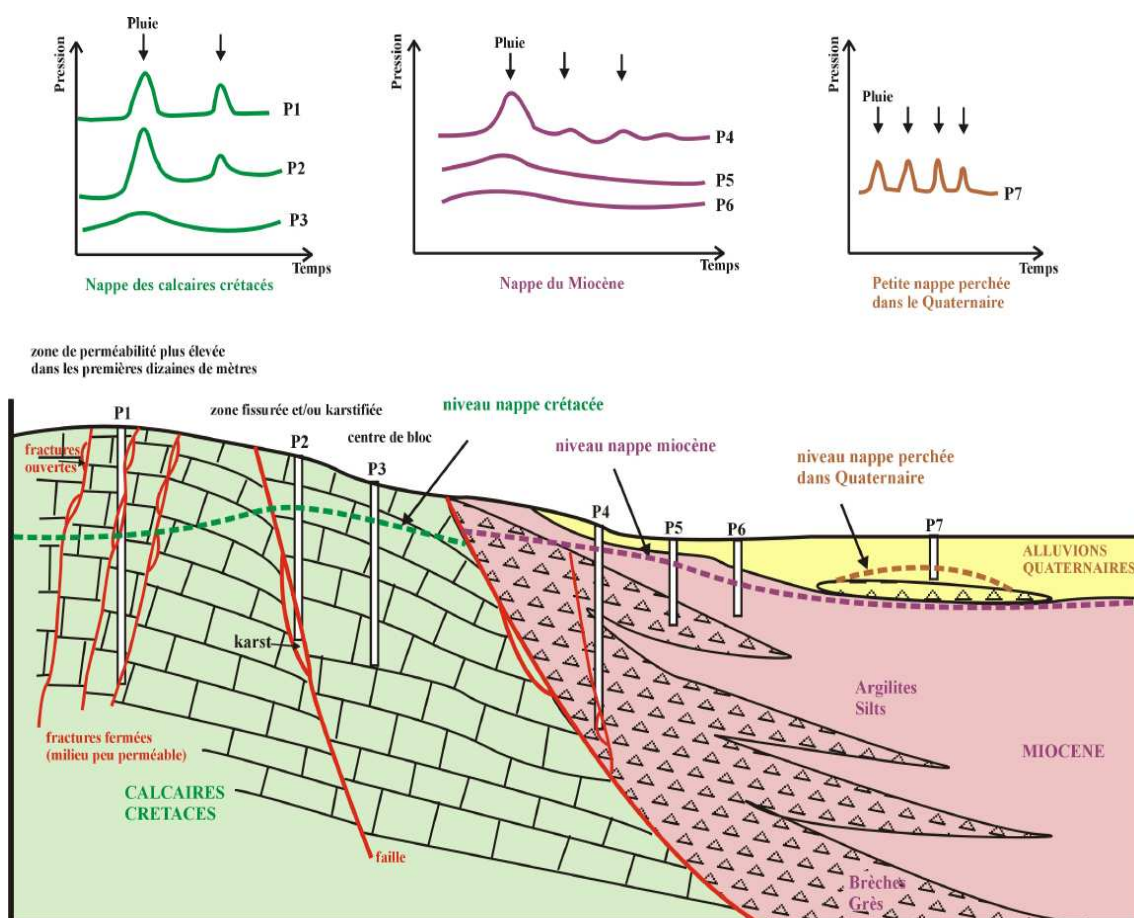


Fig 1.19 (*) : Schéma d'évolution des pressions en fonction de la position de l'ouvrage mesuré

Dans toute cette zone, les directions d'écoulements semblent être du Sud vers le Nord. Cette direction a été démontrée, en statique, par un traçage à la fluorescéine : injection au P31 et restitution en 40 h au SP01, avec une deuxième composante vers le Nord-Est, au P33 où la restitution est obtenue en une semaine (*P. Gouze et A. Henry [1999]*). Un second traçage, en février 2000, a démontré par ses premiers résultats, un écoulement en direction inverse : injection dans un nouveau piézomètre, situé entre SP01 et P31, à 50 m au Nord-Est de ce dernier et restitution dans celui-ci quelques heures après (*P. Gouze - communication orale - 2000*). A l'échelle locale (d'une dizaine à une centaine de mètres) la direction d'écoulements est

contrainte par les variations locales du niveau de nappe : il est difficile d'en tirer des conclusions sur les transferts régionaux.

Le faisceau de Chicade est un très bon exemple, le mieux étudié sur le Centre de Cadarache, des structures hydrauliquement conductrices qui doivent exister dans plusieurs zones du site. Un autre faisceau mis en évidence à l'Ouest de cette faille et de même direction (zone STD/STE) pourrait se comporter comme celui de Chicade. Aujourd'hui, la mise en place de drains gravitaires dans cette zone a fortement modifié le comportement de la nappe dans ce secteur.

Cet exemple montre que la représentativité d'un point de mesure du niveau hydrostatique dans un piézomètre n'est que très locale et, dans une même zone, dépend de la position de l'ouvrage mesuré, par rapport au réseau de fissuration du massif et donc par rapport aux blocs qui ont été évoqués plus haut. Ces différences de comportement ont été mis en évidence sur différentes zones du site ainsi que pour différents aquifères et sont schématisés sur la figure 1.19.

Signalons aussi que l'aquifère miocène présente également, dans les zones proches des paléoreliefs calcaires, des fluctuations rapides, de l'ordre de 3 à 4 mètres, corrélées avec celles de l'aquifère sous-jacent des calcaires. Lors des fortes précipitations, les contacts de bordure Hauterivien/Vindobonien, le plus souvent faillés, alimentent les aquifères miocènes. Lors des périodes de basses eaux, les karsts du faisceau NE-SW se comportent comme des drains (vallons piézométriques), ce qui entraîne la baisse des niveaux locaux dans le crétacé et le miocène.

1.2 Stratégie de l'étude

La synthèse géologique et hydrogéologique de la section précédente montre une grande variabilité de faciès et une grande complexité tectonique et hydrogéologique du site, rendant plus difficile la modélisation des écoulements. Pour mener à bien cette étude, deux actions devront être menées de front : la modélisation numérique, ainsi qu'une partie expérimentale (travail de terrain) qui doit être réalisée sur l'ensemble du site d'études. Les travaux de terrain sont réalisés pour une meilleure compréhension et caractérisation hydrogéologique du site et permettront d'alimenter le modèle en données. Ces travaux concernent pour ce travail principalement deux types d'expériences qui sont les campagnes piézométriques et les essais de puits. Nous effectuerons quelques considérations générales sur ces deux types de manipulations dans la sous-section 1.2.2. Cette partie expérimentale devra être menée en parallèle avec l'analyse qualitative des données piézométriques (en fonction de la disponibilité de ces dernières) et de la modélisation numérique.

Dans la suite de cette section, nous positionnerons tout d'abord les limites géométriques du domaine à modéliser, puis nous ferons un bilan des principales contraintes géologiques et hydrogéologiques qui doivent être imposées au modèle d'écoulements suite à la description précédente. Nous parlerons enfin des méthodes envisagées pour résoudre le problème.

1.2.1 Le modèle conceptuel

Limites géométriques du domaine d'études

Pour la détermination des limites du domaine de modélisation, nous allons nous baser sur l'étude de la carte géologique de la région de Marseille au 1/250 000 du BRGM, adaptée pour repérer les structures géologiques importantes à grande échelle. Pour notre travail, la zone de Cadarache a été isolée, scannée et agrandie sous forme de la figure 1.20. Sur cette carte, le Crétacé est coloré en vert, le Miocène en jaune (légendé m_2) et le Pliocène en jaune pâle (légendé mp).

Les premières limites seront placées sur les principaux exutoires de l'aquifère crétacé, à savoir, la rivière de la Durance à l'Ouest, le ruisseau du Verdon au Nord et le ruisseau de l'Abéou au Sud-Ouest.

L'étude de cette carte géologique nous indique par ailleurs une grande faille orientée Sud-Est/Nord-Ouest, partant au-dessous du village de Ginasservis et se terminant au niveau du pliocène. Les traits en pointillés indiquent que la faille est masquée au niveau du miocène. C'est à cet endroit que nous positionnerons la limite Est de la zone d'études, position qui semble tout à fait justifiée car la carte montre des terrains de nature totalement différente de part et d'autre de cette faille. Elle sépare en effet des sédiments miocènes et des terrains crétacés et plus haut, du pliocène avec du crétacé et du miocène. En continuant dans la direction de cette faille, qu'il semble logique de poursuivre, on aboutit au ruisseau du Verdon : la continuité est donc de prendre le ruisseau de la Boudre situé entre la faille masquée et le Verdon, comme autre limite du domaine.

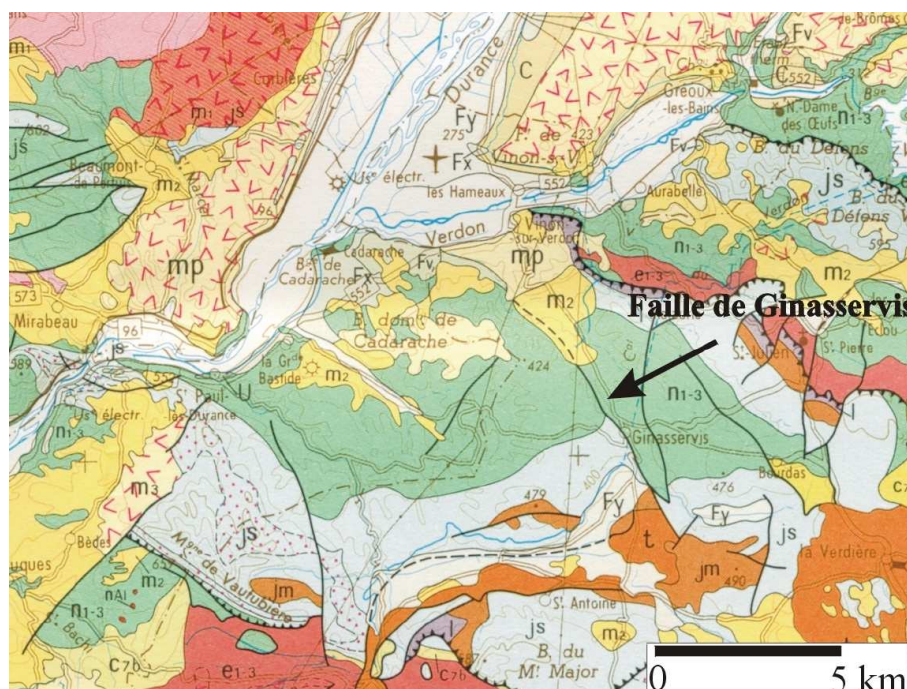


Fig 1.20 : Carte géologique du BRGM au 1/250 000 agrandie

Des incertitudes demeurent quant aux positions de la limite au Sud-Est. Elles proviennent essentiellement de l'ignorance du rôle hydrogéologique joué par la formation jurassique et de ses relations avec l'aquifère crétacé. La mise en évidence d'un aquifère jurassique relié à l'aquifère crétacé nous aurait conduit à positionner la limite au niveau du ruisseau de la Vabre situé à la limite du Trias (orange sur la carte et légendé t). Cependant, le manque de forage et de données piézométriques pour cet éventuel aquifère ne nous permet pas d'en tenir compte dans cette modélisation. Nous choisirons donc la limite entre le Jurassique et le Crétacé au Sud-Est. En tenant compte des limites venant d'être citées ainsi que de la limite entre le crétacé et le jurassique (coloré en bleu) au sud, il est possible de distinguer un losange vert se détachant de la carte.

Toutes ces limites venant d'être citées sont reportées sur la carte topographique de la région. Cette dernière provient d'une base de données IGN appartenant au CEA/Cadarache. Les informations topographiques sont fournies au pas de 50 mètres. Les coordonnées X et Y sont exprimées en coordonnées Lambert II étendues, et l'altitude Z en côte NGF. Sur cette carte,

les différentes limites ont été reportées et colorées en fonction du type d'entité qu'elles représentent : en bleu pour les rivières, en vert pour la frontière entre le Crétacé et le Jurassique et en rouge pour la faille de Ginasservis. Le contour du centre, en noir, est également reporté, ainsi que la majorité des forages du crétacé (points magentas). C'est à l'intérieur de ces limites (superficie de 52 km² environ) que nous nous placerons dans toute la suite de ce travail.

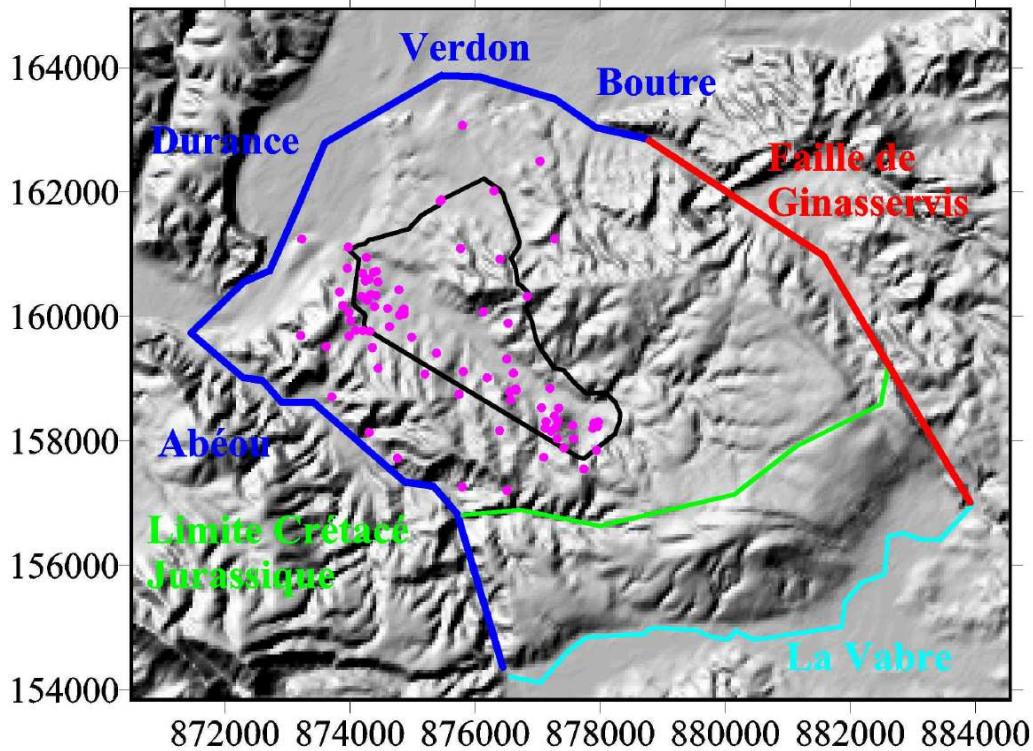


Fig 1.21 : Position des limites du domaine de modélisation

Principales contraintes imposées au modèle

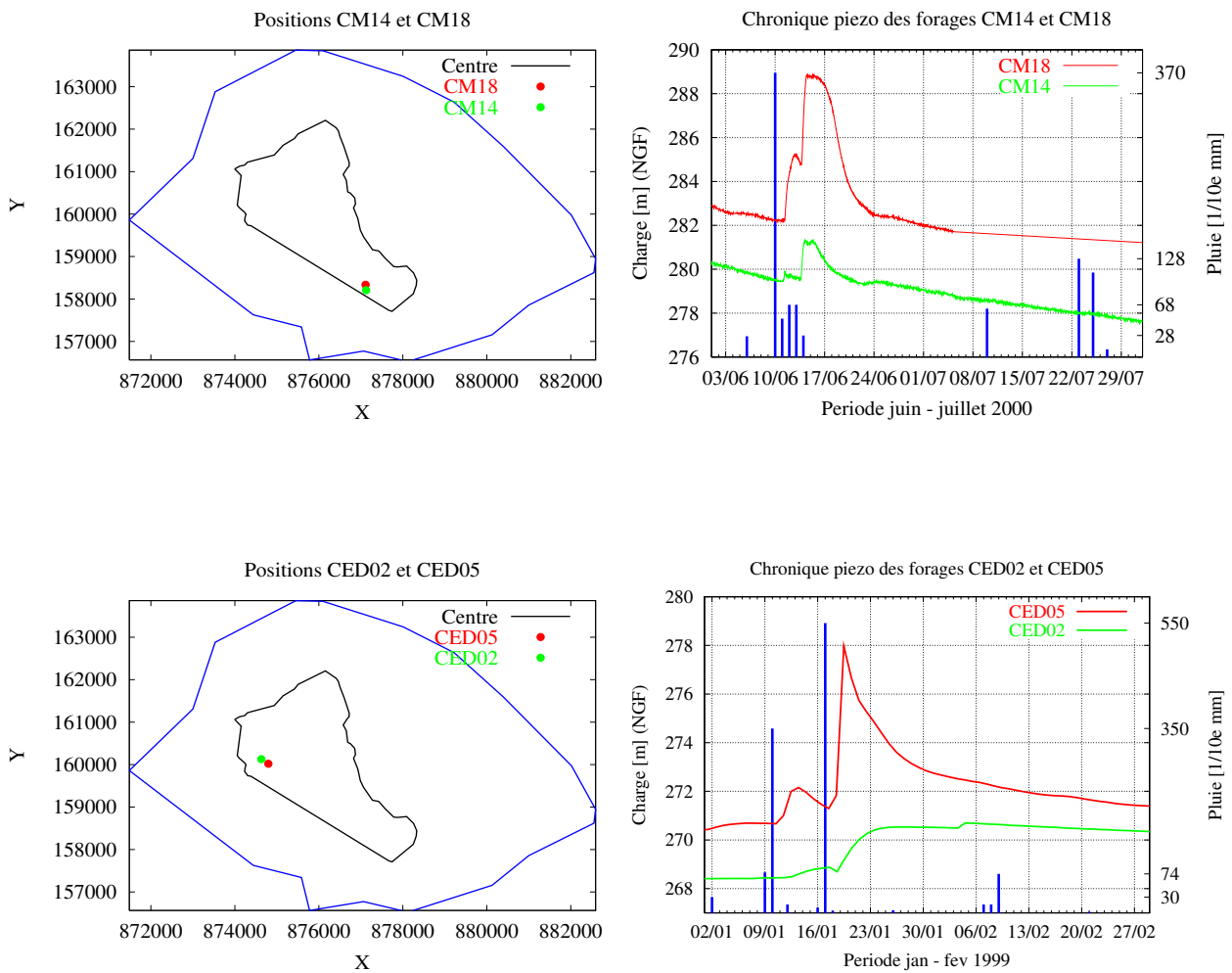
Le paragraphe précédent nous indique que la surface à modéliser est de l'ordre de plusieurs dizaines de km² et c'est une étude à grande échelle qu'il faut réaliser. Il est formé principalement de deux aquifères superposés : l'aquifère crétacé surmonté de l'aquifère miocène qui n'est présent que sur une partie de la zone étudiée (< 10 km²). Le modèle devra donc tenir compte de cet *aspect multi-couches* local avec échanges possibles d'un aquifère à l'autre, mis en évidence par les phénomènes de drainage de la nappe miocène vers la nappe crétacée (basses eaux) ou inversement, de la recharge du Miocène par le Crétacé lorsque ce dernier présente des charges piézométriques plus élevées (hautes eaux).

La deuxième contrainte qui se pose concerne la prise en compte de l'hétérogénéité du milieu et de l'anisotropie des écoulements mises en évidence par la photogéologie et par l'étude du faisceau de Chicade. On a affaire à un réservoir crétacé très tectonisé et ceci à plusieurs échelles (métriques à kilométriques), induisant des écoulements anisotropes et des réponses piézométriques différentes, suite à une pluie, d'un ouvrage à l'autre. Ces réponses diffèrent en termes d'amplitude, de temps de réponse et de durée selon la nature structurale et/ou karstique du volume rocheux calcaire où se situe le forage de mesures. C'est par exemple le cas des chroniques piézométriques des forages SP03 et SP05 (courbes de la figure 1.18), montrés dans la

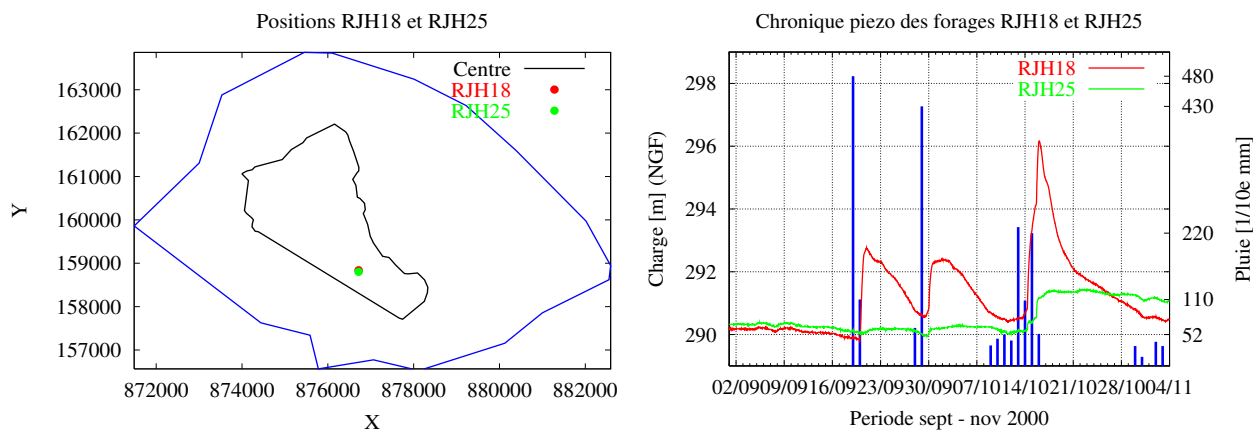
section précédente et situés à 135,66 m l'un de l'autre. Le premier, connecté au drain majeur de Chicade présente une variation brutale de près de 10 m, en 12 h tandis que le second, non connecté, n'augmente que progressivement et atteint une variation maximale de 3 m seulement en 7 ou 8 jours.

Ce type de comportement n'est pas propre à ce secteur puisque les forages CM14 et CM18, situés plus à l'Est du Centre et distants de 130,8 m ont des réactions également différentes suite à des pluies (courbes de la figure 1.22 ci-dessous).

Fig 1.22 : Localisation et types de réponses sur quelques forages du Centre



D'autres exemples sont donnés par les forages CED02 et CED05, distants de 198,03 m, ou encore deux forages situés à une distance beaucoup plus petite (35,24 m) tels que RJH18 et RJH25.



Le modèle doit donc pouvoir reproduire ces différents types de chroniques piézométriques obtenues en réponse à des pluies, et ce même pour des forages proches l'un de l'autre (à l'échelle de cette modélisation). Il doit être cohérent avec les données enregistrées par les capteurs de pression et pouvoir reconstituer les chroniques piézométriques sur de courtes périodes de temps, pour lesquelles les différences de comportement sont nettement visibles.

Pour cela, la connaissance des variations du niveau hydrostatique dans l'aquifère crétacé est très importante puisque, nous l'avons vu, celles-ci peuvent être très rapides lors des fortes précipitations, s'assimilant à des crues : le niveau de la nappe monte, parfois en quelques heures seulement, culmine en un pic qui peut atteindre plusieurs bars de pression, puis redescend plus ou moins rapidement. Seuls des enregistrements en continu du niveau de nappe par capteurs de pression permettent de mettre en évidence des variations rapides qui échappent pour la plupart aux mesures mensuelles. Un maximum de forages devront par conséquent être équipés d'un tel capteur et convenablement réparti dans l'espace pour le suivi en continu de ces ouvrages. Ces **chroniques piézométriques** devront donc être obtenues simultanément sur la totalité du site. Elles permettront qualitativement de faire l'inventaire de certaines zones où s'observent ces montées de nappe rapides et serviront quantitativement à la validation du modèle.

Le modèle

Le contexte géologique (calcaires karstifiés) comme les données de l'essai par pompage ou encore la diversité des courbes piézométriques suite à des précipitations importantes (même pour deux puits très proches l'un de l'autre), nous conduisent à envisager le milieu à double-porosité et double-perméabilité : l'aquifère se compose d'un réseau de fractures majeures à conductivité hydraulique élevée mais peu capacitives, drainant des fissures plus fines ou des "blocs" peu conductifs mais qui constituent l'essentiel de la fonction emmagasinement. Ce type de modèle permet de différencier de façon *déterministe* la présence d'écoulements différenciés dans des structures perméables de propriétés hydrauliques distinctes (par ex. écoulement dans la matrice et écoulements dans les réseaux de fractures).

Les résultats du pompage réalisé sur le faisceau de Chicade ont d'ailleurs été interprétés par P. Bidaux (*Bidaux et al.* [1995]) en utilisant un modèle de type double-porosité, double-perméabilité en plaçant le puits P31 dans une fissure et le puits P05 dans un bloc. Le modèle utilisé est celui de *Moench* ([1984]) qui, hormis celui de *Hamm et Bidaux* ([1996]), est un des plus généraux en ce qui concerne les modèles de ce type, appliqués aux essais par pompage en milieu fissuré. Cette approche à double-porosité et double-perméabilité doit cependant être étendue dans notre situation pour permettre de tenir compte de l'aspect bi-couches du terrain : différenciation de l'aquifère Miocène/Quaternaire et celui du Crétacé. Pour cela, le modèle

conceptuel choisi ici est l' *approche multi-continua* qui sera présenté en détail dans le chapitre 2.

Cette approche multi-continua est d'une part cohérente avec la signification des données mesurées sur le terrain (relevés piézométriques) et d'autre part, elle est également appropriée à la mise en oeuvre d'un algorithme de *calage automatique* des paramètres des équations. En effet, en hydrogéologie, la démarche typique utilisée, après la construction du modèle mathématique, consiste à reproduire les charges piézométriques observées. Pour cela il faut caler les propriétés hydrodynamiques des réservoirs (telles que l'emmagasinement et la conductivité hydraulique), c'est-à-dire ajuster au mieux ces paramètres de façon à superposer les charges calculées par le code aux charges hydrauliques observées. C'est ce qu'on appelle l'étape de calage des paramètres qui est une étape essentielle pour la fiabilité des simulations ultérieures. Une fois cette étape réalisée on peut simuler les écoulements pour toutes les situations "normales" ou "extrêmes" tant que les hypothèses simplificatrices restent valables.

L'étape de calage s'effectue généralement par la méthode d'essai-erreur. C'est une procédure qui fait appel à un expert hydrogéologue qui estime les paramètres inconnus. Ces paramètres sont alors injectés dans le code de calcul et à partir des résultats du modèle, cette personne expérimentée est capable de savoir comment modifier les paramètres pour générer un meilleur ajustement entre les données observées et les données du modèle. Ces étapes sont répétées jusqu'à ce que le meilleur ajustement soit trouvé. Le principal avantage d'une telle méthode est que le jugement d'un expert et son intuition physique des processus mis en oeuvre peuvent être incorporés dans la procédure de recherche, de façon à déterminer des paramètres "raisonnables". Par exemple quand plusieurs résultats génèrent des charges hydrauliques similaires, l'expert doit être capable d'en sélectionner un selon son jugement. Le deuxième avantage de cette méthode est qu'il n'est pas nécessaire d'écrire, ou d'avoir un autre programme pour la mettre en oeuvre : on n'a besoin que d'un modèle de simulation. La méthode d'essai-erreur est la méthode la plus utilisée en pratique, cependant, c'est une procédure qui prend beaucoup de temps, particulièrement quand le nombre de paramètres inconnus est important. De plus, des solutions précises des paramètres à estimer ne peuvent être trouvées avec cette méthode et différents résultats seront obtenus par différents utilisateurs. Enfin, il est difficilement possible de tester plusieurs possibilités concernant certaines hypothèses du modèle (découpage du milieu en plusieurs zones homogènes en fonction de la géologie par exemple).

L'autre approche utilisée pour le processus de calage est l'utilisation d'un *modèle inverse* que nous utiliserons ici (chapitre 3). Par essence, cette méthode est identique à celle de l'essai-erreur : les valeurs des paramètres sont ajustées jusqu'à ce que les charges hydrauliques observées et calculées se superposent au mieux. En d'autres termes, les paramètres sont optimisés de façon à minimiser l'écart entre la charge observée et la charge calculée. Cependant c'est une approche automatisée qui permet de résoudre le problème rapidement tout en obtenant le meilleur ajustement possible. Connaître les valeurs des paramètres qui produisent le meilleur calage possible pour un modèle conceptuel est crucial pour comparer différents modèles. Un calage obtenu via une approche non-automatisée seule n'est pas optimisé, de là, des différences dans l'ajustement ne peuvent pas toujours être attribuées à la qualité du modèle conceptuel. Avec les méthodes d'inversion on passe moins de temps sur des questions telles que "Quels paramètres doivent être changés et de quelle quantité?" et plus de temps sur des questions plus fondamentales telles que : "Que se passe-t-il sur les charges observées ou sur les conditions aux limites qui ne rend pas l'ajustement optimal?" ou "Que dois-je changer dans le modèle pour diminuer l'écart entre la charge observée et la charge calculée?". Ces écarts peuvent provenir entre autres du type de zonage choisi, du choix des conditions aux limites ou encore de la quantité de pluie efficace introduite dans le système. Ce modèle inverse fera l'objet de différents tests synthétiques de validation dans le chapitre 4.

Pour terminer, signalons le problème qui se pose concernant l'estimation de la quantité

de *pluie efficace*, c'est-à-dire la quantité d'eau de pluie qui contribue réellement à la recharge de l'aquifère. Cette quantité est difficile à estimer car lors des précipitations, une partie de la pluie ruisselle et s'évapore, une autre s'infiltrer dans la zone non saturée (partie comprise entre la surface topographique et le toit de la nappe) où elle peut être soumise au phénomène d'évapotranspiration (effet d'évaporation d'une partie de l'eau par transpiration des plantes). Il est donc important de connaître la quantité d'eau contribuant réellement à la recharge des nappes crétacées et miocènes dans cette région. Suite à ces précipitations, les systèmes aquifères peuvent aussi être soumis à des *pertes de charges* où certains puits peuvent devenir artésiens, c'est-à-dire que le niveau de la nappe d'eau se situe au-dessus de la topographie du terrain. L'eau sortant de cet aquifère s'écoule alors sur la surface et peut ensuite s'évaporer ou s'infiltrer de nouveau dans le système.

1.2.2 Expérimentations hydrodynamiques - Application du modèle à Cadarache

Cette modélisation numérique s'appuiera sur des données issues d'expérimentations qui devront être réalisées sur l'ensemble du site pour une meilleure caractérisation hydrodynamique de ce dernier. Quelques explications sur ces expérimentations sont données dans le paragraphe ci-dessous, elles concernent essentiellement des campagnes piézométriques à l'étiage et des essais de puits. Toutes ces expérimentations permettront d'alimenter en données le modèle d'écoulements. La modélisation proprement dite du site sera présentée dans le chapitre 6 dans lequel seront décrits en détail le type de conditions aux limites choisies et le zonage du domaine. L'utilisation des résultats issus des essais de puits est montré dans le chapitre 4 et brièvement dans le dernier chapitre.

Campagnes piézométriques

Comme on l'a vu dans le paragraphe précédent, les mesures piézométriques à pas de temps rapproché, enregistrées par les capteurs de pression, mettent en évidence localement des fluctuations rapides (et parfois limitées dans le temps) et des montées en pression brutales. Les mesures de type hebdomadaires ou mensuelles mettent en évidence quant à elles les grandes évolutions de l'aquifère fissuré, évolutions observées dans l'ensemble des ouvrages : recharge, assèchement. Pour visualiser ces évolutions, plusieurs *campagnes piézométriques*, dont une à l'étiage (basses eaux), ont été réalisées. Ces campagnes consistent à mesurer manuellement les niveaux des nappes d'eau dans les forages de l'ensemble du domaine, dans le but de cartographier ces niveaux en "un instant" de l'année. Remarquons que ces niveaux pourraient également être cartographiés en isolant les valeurs des côtes piézométriques au même "instant" pour l'ensemble des chroniques piézométriques disponibles. Toutefois, une faible quantité de forages sont actuellement équipés d'un capteur de mesures comparée au nombre de forages présents sur le site. De plus, ces capteurs ne couvrent pas l'ensemble du site de façon homogène, les campagnes de mesures sont donc indispensables.

Les cartes ainsi réalisées permettent alors généralement de visualiser les tendances générales de l'écoulement après interpolation. Le chapitre 5 présentera les résultats de ces différentes campagnes piézométriques. Signalons cependant que la piézométrie d'un aquifère en fissures et/ou karstique tel que celui de l'aquifère Crétacé, n'a pas tout à fait la même signification que celle mesurée dans un aquifère isotrope de type Miocène ou Quaternaire. Dans le cas de ces derniers, la valeur du niveau du toit de la nappe en un point, obtenue par interpolation de valeurs mesurées en plusieurs forages, présente une bonne exactitude et les directions d'écoulements sont alors schématiquement orthogonales aux isopièzes sans trop d'erreur. Il en est autrement dans le cas d'aquifères en fissures. Les isopièzes obtenues par interpolation des mesures sont

bien représentatives d'un état de pression dans l'aquifère à un instant donné, mais en aucun cas ne permettent de tracer des sens d'écoulement compte tenu du caractère anisotrope du milieu (la vitesse n'est pas forcément perpendiculaire aux isopièzes). Ces écoulements peuvent emprunter de nombreuses voies, selon le trajet des discontinuités hydrauliquement actives du massif.

Classification des forages par essais de puits

L'autre type d'expérience qui a été réalisé est l'essai de puits par méthode des *slug tests*. C'est un essai de puits qui consiste essentiellement à mesurer la redescente du niveau d'eau dans un forage après avoir fait varier ce dernier de façon quasi-instantanée. Cette variation peut être faite simplement en introduisant de façon brutale un objet solide ou un volume équivalent d'eau dans le forage, causant ainsi une augmentation rapide du niveau d'eau. Après cette variation soudaine, le niveau dans le puits revient à son niveau initial en réponse au gradient de charge.

D'une manière générale, les slug tests ont été popularisés pour l'étude de sites contaminés. D'approche pratique simple, ils permettent entre autres, une mesure in situ de la conductivité hydraulique du milieu qui est estimée en fonction du temps de remise à l'équilibre du niveau d'eau dans le forage, par comparaison avec des modèles théoriques de réponse. Dans certaines conditions, les slug tests permettent également d'obtenir une estimation de la capacité de la formation à emmagasiner de l'eau (valeur du coefficient d'emmagasinement spécifique S_s). Le slug test permet généralement d'avoir une première estimation des propriétés du milieu en vue d'essais par pompage à grande échelle ou la détermination d'autres lieux d'implantation de forages pour parvenir à une couverture optimale de l'espace.

L'utilisation de la méthode des slugs dans notre étude a principalement pour but d'obtenir des valeurs de conductivité hydraulique afin de différencier les forages du Crétacé en deux familles. Cette différenciation est cruciale pour la cohérence des données avec le modèle d'écoulements envisagé. Les slug tests devront permettre de distinguer les données provenant des forages appartenant au réseau de fractures et celles provenant d'ouvrages situés dans des blocs moins conductifs. Nous décrirons plus en détail le lien entre les slugs tests et le modèle dans le chapitre 2 consacré à la présentation du modèle conceptuel. La mise en oeuvre de la manipulation, les résultats, et la répartition des forages matrice/fracture seront présentés dans le chapitre 5. Dans cette optique, et compte tenu du nombre important de puits présents dans l'aquifère crétacé, les avantages majeurs de cette technique sont que ces tests sont rapides, simples à mettre en oeuvre, et d'un faible coût en terme de main d'oeuvre et d'équipement : 1, 2 ou 3 personnes peuvent mener plusieurs campagnes. Le slug test est donc réalisable sur une multitude de forages en un temps relativement court.

Il faut rester conscient que les valeurs des paramètres obtenues par cette méthode ne peuvent pas être utilisées directement comme données du modèle, car des divergences ont souvent été observées entre la conductivité hydraulique obtenue par slug tests et celle obtenue par d'autres méthodes tels que les essais par pompages. Ceci s'explique principalement par la faible quantité d'eau injectée qui ne permet de caractériser qu'une petite zone autour du forage. C'est ce qui différencie un slug test d'un essai par pompage car ce dernier possède un rayon d'influence plus étendu. Les essais par pompage sont toutefois lourds à mettre en oeuvre, en conséquence, ils ne peuvent être réalisés que sur un nombre restreint d'ouvrages. Dans notre problème, pour arriver à une caractérisation spatiale pertinente de l'aquifère hétérogène, il est nécessaire de réaliser un grand nombre de mesures.

Pour résumer, les slugs tests nous permettront d'avoir une première idée de la valeur de la conductivité hydraulique autour du forage du Crétacé en vue d'une estimation de l'efficacité de ce dernier, c'est-à-dire pour connaître sa connexion éventuelle avec le réseau de fractures. Les résultats des slugs nous fourniront également des indications pour une meilleure répartition

spatiale des capteurs de pression, ces derniers n'étant pas disponibles pour l'ensemble des forages.

Première partie

Modélisation numérique : concepts et mise en oeuvre

Chapitre 2

Modélisation hydrodynamique des milieux fracturés

Ce chapitre est un des plus longs et un des plus importants de ce mémoire car nous y présentons le modèle conceptuel, servant de base à la modélisation numérique, et toute la stratégie d'application au site du CEA. Nous y détaillons ses hypothèses et discutons ensuite des difficultés soulevées par son application concrète ainsi que des méthodes envisagées pour les surmonter : essais de puits (*slug tests*) pour la différenciation des forages en terme de représentativité d'un continuum particulier ; choix du rabattement au lieu des charges piézométriques pour éviter le problème des conditions initiales ...

La première section est un rappel des équations classiques des écoulements en milieux poreux ainsi qu'une brève description du modèle à double-porosité/double-perméabilité très utilisé dans le domaine des réservoirs fracturés. Cette section nous permettra de dresser le décor dans lequel se situe l'approche et de définir tous les termes dont nous ferons usage tout au long de ce mémoire. La section 2.2 présente tous les détails du modèle, les hypothèses, un exemple d'application, et les difficultés inhérente à cette approche. Cette présentation sera précédée d'une brève revue bibliographique des modèles multi-continua existants dans la littérature (multiporosité-multiperméabilité ; multi-région ; multi-continuum ...). Enfin, la dernière section (2.3) présente les développements numériques qui ont été réalisés pour cette partie.

2.1 Rappels sur les modèles d'écoulements

Cette section est un rappel sur les modèles d'écoulement dans les milieux fracturés. Une littérature très abondante existe sur ce sujet et plusieurs approches conceptuelles ont été proposées. Il n'est pas envisageable ici de les décrire toutes et le lecteur pourra se référer par exemple à *Ezzédine* ([1994]) pour une description plus détaillée de toutes ces différentes approches. Nous nous contenterons ici de les classer en deux grandes familles et de les discuter dans le cadre de l'application qui nous intéresse. Il s'agit des approches de type continues et des approches dites discrètes¹.

Ces dernières consistent à effectuer une représentation géométrique des fractures. C'est-à-dire qu'il faut les repérer sur le terrain et déterminer l'ensemble de leurs caractéristiques (distribution spatiale, longueur, inclinaison, ouverture, rugosité, ...). Une fois cette étape réalisée, il est possible d'en déduire des relations statistiques sur la base desquelles on génère un ensemble de fractures représentées comme des objets géométriques tels que des disques ou des plans. Les écoulements s'effectuent généralement dans des liens unidimensionnels qui entrecoupent ces objets et qui constituent un réseau de chenaux dans lequel l'écoulement est supposé suivre la loi

¹Il existe même des modèles hybrides de ces deux approches.

de Darcy (voir par exemple *Cacas* [1989]). Ce type d'approche demande une quantité énorme de données sur les caractéristiques des fractures et n'est donc envisageable que sur des petits domaines de quelques dizaines (voire centaines) de mètres carrés. Il n'est pas possible d'utiliser ce type d'approche dans notre étude, vu l'échelle du domaine à modéliser qui est de l'ordre de plusieurs dizaines de km^2 et vu la très forte hétérogénéité du milieu à toutes les échelles.

Nous nous limitons donc dans la suite de ce chapitre au rappel des modèles de type continus tels que le modèle de double-porosité, double perméabilité, basé sur l'approche milieux continus équivalents et très utilisé en pratique. Parmi la grande quantité de modèles existants également dans cette approche, nous avons choisi celle *déterministe* par opposition aux modèles *stochastiques* qui décrivent toutes les propriétés du milieu comme des fonctions aléatoires. Les paramètres du milieu et la variable d'état sont liés dans cette approche par une *équation aux dérivées partielles stochastique*, généralement résolue par des méthodes de Monte Carlo. Dans ce travail où aucune étude préalable de modélisation à cette échelle n'a été publiée, il est logique d'aborder le problème en utilisant les méthodes et les concepts les plus simples, et les plus faciles à mettre en oeuvre. Pour celà, l'approche déterministe est adaptée au problème, aussi bien pour la prise en compte des discontinuités, la prise en compte du caractère multicouches du terrain et la cohérence avec les données mesurées sur le terrain. Nous limitons donc ce rappel à la description des modèles de ce type. Les modèles analytiques qui interviennent dans la littérature des essais de puits en milieux fracturés sont laissés de côté car ils ne sont représentatifs que de configurations extrêmement simples.

Dans la suite de cette section, nous allons rappeler toutes les équations et définir tous les termes dont nous nous servons continuellement dans ce mémoire. Nous y rappelons brièvement la notion du Volume Élémentaire Représentatif et la loi de Darcy qui est la loi de base des écoulements en milieux poreux. Cette dernière nous permettra de définir la charge piézométrique et la conductivité hydraulique d'un milieu poreux. Nous rappellerons ensuite les équations d'écoulement en nappe captive et non captive, et le modèle de double-porosité et de double-perméabilité. Toutes ces notions sont tout à fait classiques dans le domaine des milieux poreux. Par conséquent, les lecteurs déjà familiers de ces termes peuvent sauter cette section 2.1.

2.1.1 Équations des écoulements dans les milieux poreux

Volume élémentaire représentatif

Les approches de type continues sont basées sur la notion de *Volume Élémentaire Représentatif* (VER) du système (voir par exemple *de Marsily* [1984]). Cette notion vient du fait que les propriétés locales d'un milieu poreux telles que la porosité (volume des pores divisé par le volume total de roche) sont des notions ponctuelles quand on écrit une équation aux dérivées partielles par exemple. Alors qu'en pratique ces propriétés ne peuvent être mesurées que sur un volume comportant un certain nombre de grains solides et de pores. L'approche du VER consiste donc à affecter à un point mathématique de l'espace, la propriété d'un certain volume de matériau, le VER. Sa taille doit être suffisamment grande pour contenir un grand nombre de pores, de façon à ce que l'on puisse définir une propriété moyenne globale. Elle doit aussi être suffisamment petite pour que les variations des paramètres d'un domaine au domaine voisin puissent être approchées par des fonctions continues, pour pouvoir appliquer l'analyse infinitésimale.

Remarquons que cette situation est identique à celle rencontrée en mécanique des fluides où on considère une particule de fluide comme un élément de fluide de volume V tel que sa taille soit très petite devant les échelles de longueur caractéristiques de l'écoulement (largeur d'un canal, rayon d'un tube, taille d'un obstacle, ...). Par contre, elle doit être très grande devant le libre parcours moyen des molécules d'eau constituant le liquide (voir par exemple *E. Guyon*,

J.P. Hulin, L. Petit [1991] p. 97). Lorsque le modèle du VER (ou des particules fluides) est utilisable, il est possible de décrire le milieu poreux (ou le fluide) comme un milieu continu.

Loi de Darcy

Les équations de Navier-Stokes, largement utilisées en hydrodynamique, ne sont pas applicables telles quelles en milieu poreux, car on ne peut décrire assez précisément les processus mis en jeu, et la distribution des pressions et des vitesses au niveau microscopique dans les pores. Il faut donc trouver une loi macroscopique, valable à l'échelle du VER du milieu poreux, reliant la pression, la vitesse et les forces extérieures. Cette loi est celle de Darcy qui est une loi expérimentale et phénoménologique. Elle permet de définir la *vitesse de filtration* du fluide à travers le milieu poreux (ou vitesse de Darcy) proportionnellement à l'opposé du gradient de *charge piézométrique*. Le coefficient de proportionnalité est la *conductivité hydraulique* que nous définissons ci-dessous. La loi de Darcy s'exprime par la relation $\vec{u} = -\overline{\mathbf{K}}\vec{\nabla}h$.

La vitesse de filtration $\vec{u}(\mathbf{x}, t)$ est une vitesse moyenne fictive du fluide qui aurait, pour s'écouler, l'ensemble de l'espace (pore + grains) au lieu de n'occuper que les pores seuls. Elle vérifie par définition, l'équation de continuité.

La charge piézométrique $h(\mathbf{x}, t)$ est obtenue en négligeant dans la charge hydraulique (définie en hydraulique classique par Bernoulli) le terme de charge dynamique. On est en droit de négliger ce terme car dans les milieux poreux, les vitesses réelles sont toujours très lentes. Cette charge s'exprime alors comme le rapport de la pression hydrostatique par le poids par unité de volume d'eau auquel on ajoute la cote z ($h = \frac{p}{\rho g} + z$). La cote piézométrique est donc confondue avec la charge. La valeur de la charge est fonction de l'origine de l'axe z . On l'exprime généralement par rapport au nivellement général (NGF), comptées au-dessus du niveau moyen des mers, comme les altitudes topographiques.

Enfin, la conductivité hydraulique $\overline{\mathbf{K}}(\mathbf{x})$ caractérise la facilité qu'a le fluide à s'écouler dans le milieu poreux. Elle s'exprime en fonction des caractéristiques du fluide et celle du milieu poreux : la perméabilité intrinsèque du milieu $\overline{\mathbf{k}}_i$, la viscosité dynamique μ et la densité ρ du fluide, et l'accélération de la pesanteur g ($\overline{\mathbf{K}} = \frac{\rho g \overline{\mathbf{k}}_i}{\mu}$). La conductivité hydraulique a une dimension homogène à une vitesse ($[L]/[T]$). Elle est supposée être un tenseur symétrique d'ordre 2, c'est-à-dire que $\overline{\mathbf{K}}$ est une matrice de 9 coefficients, symétriques par rapport à la diagonale. Cette propriété tensorielle de la conductivité, permet, à un gradient de charge dans une direction x donnée, de faire naître des composantes de l'écoulement sur les directions perpendiculaires y et z . L'écoulement dans un milieu anisotrope ne sera donc pas forcément dirigé dans la direction opposée au gradient de charge.

En combinant la loi de Darcy avec l'équation de conservation de la masse et l'équation d'état du fluide on obtient (voir par ex. *de Marsily* [1984] p. 85, *Bear and Verruijt* [1987] p. 53) une équation de type *diffusion* qui permet de calculer l'évolution du fluide dans un milieu poreux en ne faisant intervenir qu'une seule variable dépendante : la pression ou la charge piézométrique. Cette équation prend une forme légèrement différente suivant le type d'aquifère dans lequel les écoulements prennent place.

Aquifères confinés

Lorsqu'un aquifère est limité au-dessus et au-dessous par des couches imperméables, il constitue un *aquifère confiné*, ou *aquifère captif*. Si le matériau sus-jacent est moins perméable, mais sans pouvoir être considéré imperméable, alors le matériau aquifère constitue un *aquifère semi-captif*. Dans ces aquifères les nappes sont dites captives (ou semi-captives). La pression de l'eau est habituellement plus élevée que la pression atmosphérique, de sorte que dans un puits atteignant une telle nappe, le niveau d'eau, monte au-dessus du toit et même quelquefois au-dessus

de la surface du sol (*puits artésiens*). Pour ces types d'aquifères l'équation qui décrit l'évolution de la nappe d'eau dans le système s'écrit :

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q = \vec{\nabla} \cdot (\overline{\mathbf{K}} \vec{\nabla} h) \quad (2.1)$$

où $\overline{\mathbf{K}}(\mathbf{x})$ est le tenseur de conductivité hydraulique déjà défini ci-dessus et $q(\mathbf{x}, t)$ est le terme source ($[\text{L}]^3[\text{T}]^{-1}/[\text{L}]^3$). Ce terme correspond aux apports ou aux prélèvements d'eau dans l'aquifère. C'est un *débit volumique* de fluide prélevé (positif) ou apporté (négatif) *par unité de volume* en chaque point. $S_s(\mathbf{x})$ est le *coefficient d'emmagasinement spécifique* de l'aquifère (de dimension $[\text{L}]^{-1}$). Il représente le volume d'eau libéré de l'aquifère, par unité de volume du milieu poreux et sous l'effet d'un abaissement unité de la charge piézométrique $h(\mathbf{x}, t)$ ($[\text{L}]$). C'est une quantité dans laquelle interviennent le poids par unité de volume d'eau ρg , la porosité totale ω du milieu poreux, les coefficients de compressibilités du sol β_s , du liquide β_l et du milieu poreux α . Elle est liée à ces quantités par la relation $S_s = \rho g \omega (\beta_l - \beta_s + \frac{\alpha}{\omega})$.

L'équation (2.1) est une équation locale. Intégrée sur un volume V , elle signifie simplement que, le flux de la vitesse de filtration du fluide sortant à travers la surface entourant le volume V (membre de droite), est égal à la variation par unité de temps, changée de signe (car $\overline{\mathbf{K}} \vec{\nabla} h = -\vec{u}$), de la charge piézométrique à l'intérieur de ce volume multipliée par la capacité que ce volume possède d'emmagasiner du fluide (premier terme du membre de gauche). A ce premier terme, qui signifie donc un abaissement de pression à l'intérieur d'un élément de volume de l'aquifère, est ajouté un terme d'apport (ou de prélèvement d'eau) q . C'est donc une équation de bilan qui équilibre les flux entrants aux flux sortants auquel s'ajoute un abaissement de la charge piézométrique par unité de temps. La résoudre signifie que si on a les conditions aux limites, la condition initiale et les valeurs de tous les paramètres ($S_s, \overline{\mathbf{K}}, q$) alors on peut en déduire la charge piézométrique h en tous points de l'aquifère et à n'importe quel instant t . Il est donc possible de voir la manière dont évolue la pression à l'intérieur de cet aquifère. Une fois cette charge calculée, il est alors possible d'en déduire le champ de vecteurs des vitesses grâce à la loi de Darcy.

La relation (2.1) a été étudiée de façon intensive aussi bien de manière analytique que numérique car elle intervient sous forme identique dans des domaines tels que la conduction thermique, la diffusion de concentration, ou encore la diffusion des neutrons. Il est donc possible d'utiliser, en plus des méthodes développées en hydrogéologie, tout l'arsenal mathématique développé et utilisé dans ces domaines pour la prédiction des écoulements dans les aquifères confinés. On peut citer des ouvrages qui sont tout à fait classiques dans chacun de ces domaines : *Carslaw and Jaeger* ([1959]) pour la conduction de la chaleur dans les solides, *Crank* ([1975]) pour les mathématiques de la diffusion et *Bruggeman* ([1999]) pour les solutions analytiques relatives aux problèmes hydrogéologiques.

Outre l'unicité bien connue de sa solution, lorsque h vérifie l'équation muni de conditions aux limites et initiales, une des propriétés importantes de cette équation concerne sa linéarité en h . Cette linéarité permet d'utiliser un principe, dit de superposition, qui nous dit que si (h_1, q_1) et (h_2, q_2) sont deux solutions particulières de (2.1) vérifiant des conditions aux limites données, alors toutes combinaisons linéaires de ces deux solutions seront aussi solution de cette équation. Ce principe est tout à fait général et intervient dans beaucoup de domaines de la Physique (électromagnétisme, optique, mécanique quantique, ...) pour la résolution des problèmes. En hydrogéologie, il permet aussi de travailler en rabattements $r(\mathbf{x}, t)$. Ce dernier est défini comme la différence entre la charge $h_0(\mathbf{x})$ solution du problème stationnaire et la charge $h(\mathbf{x}, t)$, solution du problème transitoire, ayant les mêmes conditions aux limites que $h_0(\mathbf{x})$ et de condition initiale $h_0(\mathbf{x})$ ($r(\mathbf{x}, t) = h_0(\mathbf{x}) - h(\mathbf{x}, t)$). L'introduction de cette nouvelle variable de rabattement permet de simplifier considérablement le problème puisqu'elle vérifie la même équation de la diffusivité (au signe du terme source près) que h tout en possédant des

conditions initiales et aux limites nulles. Nous utiliserons cette propriété dans la section 2.2 pour simplifier le problème des conditions initiales.

Enfin, terminons ce paragraphe sur une propriété particulière des phénomènes diffusifs. Dans un milieu isotrope et homogène, il est possible de définir une quantité appelée la diffusivité κ . Celle-ci est définie comme le rapport entre la conductivité hydraulique sur l'emmagasinement spécifique. Sa dimension est donc homogène à $[L]^2[T]^{-1}$. A partir de cette diffusivité, on peut construire la variable $\sqrt{\kappa t}$ qui a la dimension d'une longueur. En normalisant donc les coordonnées x par cette longueur en formant le rapport sans dimension $x/\sqrt{\kappa t}$, il est possible de montrer qu'une solution de l'équation de la diffusivité ne dépend que de cette variable. Ceci veut dire que sous l'effet d'une perturbation, celle-ci s'est propagée à un instant t sur une distance de l'ordre de $\sqrt{\kappa t}$. C'est une des caractéristiques essentielle des phénomènes diffusifs à savoir, la proportionnalité entre la distance moyenne de diffusion et la racine carrée du temps. Ce résultat explique, en particulier, l'inefficacité des phénomènes diffusifs à grande distance. S'il faut un temps t_L pour qu'une perturbation diffuse sur une distance L , il faudra un temps 100 fois plus grand pour qu'elle diffuse sur une distance seulement 10 fois plus grande. Physiologiquement, ce résultat est dû au fait que le flux de la variable qui diffuse est proportionnel au gradient de la charge : plus le front de variation s'étale, plus la propagation se fait lentement. Les phénomènes de diffusion sont donc particulièrement efficaces à des temps courts ou sur de petites distances.

Aquifères non confinés

Lorsqu'un matériau aquifère n'est pas recouvert par une couche moins perméable, ce réservoir constitue alors un *aquifère libre* ou *aquifère non confiné*. La surface de la nappe d'eau souterraine, qualifiée de *nappe libre*, fluctue alors librement dans le temps et représente la limite des zones saturée et non saturée de l'aquifère. C'est-à-dire qu'au-dessous de cette surface l'espace des pores est rempli d'eau et au-dessus, l'espace des pores contient de l'eau et de l'air. Une nappe captive ou semi-captive est une nappe sans surface libre. Le niveau d'eau dans un puits captant une nappe libre est à la pression atmosphérique et ne peut donc pas monter plus haut que la surface libre. L'équation générale de l'écoulement pour ces types de nappe s'écrit :

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} + Q = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (\bar{\mathbf{K}}(h - \sigma) \vec{\nabla}_{xy} h) \quad (2.2)$$

où $S_y(x, y)$ (Specific Yield) est la *porosité efficace* qui intervient ici au lieu de la porosité totale ω dû aux fluctuations de la surface libre. Les indices x et y de l'opérateur nabla ($\vec{\nabla}$) signifient que les dérivées ne s'effectuent qu'en x et y . La composante z a été éliminée en supposant (à juste titre pour les écoulements lents) que toutes les vitesses sont horizontales et parallèles entre elles sur la même verticale (hypothèse de Dupuit) et en supposant aussi que le tenseur de perméabilité admet la verticale comme une de ses directions principales. Ces deux hypothèses sont décrites plus en détail dans la sous-section 2.2.2 (Approche hydraulique). Le tenseur de conductivité hydraulique est donc réduit à une matrice constituée de quatre éléments. Avec ces hypothèses, $h(x, y, t)$ représente maintenant la charge sur une verticale, et en particulier, la côte de la surface libre de la nappe. $\sigma(x, y)$ est une fonction de la position qui caractérise le substratum imperméable limitant la nappe vers le bas. Enfin $Q(x, y, t)$ est maintenant le *débit prélevé par unité de surface de la nappe* ($[L]^3[T]^{-1}/[L]^2$). Ce terme permet de tenir compte des échanges de la nappe avec l'extérieur (prélèvements, infiltration, ...) en supposant qu'ils se réalisent sur toute l'épaisseur de la nappe. Cette équation a été obtenue en supposant aussi que les axes x et y suivent les deux directions principales de l'anisotropie du plan.

La principale remarque concerne la non linéarité en h de cette équation. Nous verrons, toujours dans la sous-section 2.2.2, l'hypothèse qui va nous permettre de nous en affranchir.

Les équations non-linéaires sont en effet des équations difficiles à résoudre et font l'objet de thèmes de recherches actuels. Pour ces types d'équations, il est nécessaire de mettre au point de nouvelles théories et le principe de superposition de s'applique plus.

2.1.2 Modèle à double porosité - double perméabilité

Nous allons maintenant rappeler brièvement l'approche conceptuelle utilisée pour la description des écoulements dans les milieux poreux fracturés. Elle a été développée dans les années 60 par *Barenblatt et Zheltov* [1960] et *Barenblatt et al.* [1960] pour la description des écoulements dans les réservoirs pétroliers et s'appelle le modèle à Double-Porosité et Double-Perméabilité (DPDP). Elle consiste à modéliser le fluide comme constitué de deux phases : une occupant le réseau de fractures et l'autre occupant les blocs poreux. Chacune de ces phases est par conséquent vue comme un *continuum* qui occupe le domaine entier. L'hypothèse centrale de l'approche DPDP est donc que le milieu fracturé peut être séparé en *deux systèmes poreux distincts*, occupant le *même* volume, chacun caractérisé par ses propriétés hydrodynamiques propres. Les deux systèmes poreux peuvent interagir entre eux en échangeant de l'eau en réponse à un gradient de charge. Macroscopiquement, le milieu fissuré est caractérisé *en un même point de l'espace* par deux vitesses de filtration, deux charges piézométriques, deux porosités et deux conductivités hydrauliques.

Ces types de modèles se basent sur l'*approche continue* décrite dans le paragraphe précédent. On peut donc appliquer ces types de modèles tant qu'il est possible de déterminer un VER pour un domaine donné. Puisqu'on différencie l'écoulement dans la matrice poreuse et l'écoulement dans le réseau de fractures, chacun des sous-systèmes est décrit par un VER. Celui du réseau de fractures est supposé contenir un grand nombre de fissures et de blocs. Il dépend des propriétés hydrauliques et de la géométrie des fissures ainsi que de l'échelle du problème. Celui du système des blocs n'est pas nécessairement le même que celui des fissures et dépend des caractéristiques de la matrice rocheuse.

Lorsqu'il est possible de trouver un seul VER pour l'ensemble du milieu fracturé, alors celui-ci peut être représenté comme un seul continuum. Ce dernier possède alors des propriétés moyennées qui reflètent aussi bien les propriétés des fractures que celles des blocs poreux. On parle de *modèle à milieu poreux équivalent* pour représenter le milieu fracturé. On assimile donc dans ce modèle, les blocs aux grains et les fractures limitant ces blocs aux pores. Cependant, le comportement du fluide dans les fractures et dans les blocs poreux qui est toujours différent à petite échelle, doit être distingué aussi à grande échelle. Par exemple quand l'ouverture des fractures est grande tandis que les pores dans les blocs sont petits, l'écoulement s'effectue plutôt à travers les fractures alors que l'emménagement du fluide se fait dans l'espace des pores des blocs. Il est utile dans ces situations de différencier les régimes écoulements distincts dans un modèle à double-porosité/double-perméabilité.

Les équations aux dérivées partielles qui régissent l'écoulement dans le réseau de fractures et dans la matrice sont celles de la diffusivité (éq. (2.1)) avec un terme d'échange entre ces deux continua. Les équations d'écoulement d'un fluide dans un tel système s'écrivent donc :

$$S_{s_f} \frac{\partial h_f}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{K}_f \vec{\nabla} h_f) - q_\alpha \quad (2.3)$$

$$S_{s_m} \frac{\partial h_m}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{K}_m \vec{\nabla} h_m) + q_\alpha \quad (2.4)$$

où les indices f et m signifient fracture et matrice. Pour construire (2.3) et (2.4) la loi de Darcy est supposée être valable pour les écoulements dans les fissures et dans la matrice respectivement. Le terme d'échange q_α entre le système des fractures et le système des blocs peut être

traité suivant deux schémas : dans le premier, l'échange est considéré pseudo-stationnaire ; dans le second, il est transitoire. Dans l'hypothèse pseudo-stationnaire, on suppose que q_α est proportionnel à la différence entre la charge hydraulique moyenne dans les fractures et la charge hydraulique moyenne dans les blocs. Son expression s'écrit $q_\alpha = \lambda \cdot (h_f - h_m)$.

Le modèle à double-porosité a été étudié *analytiquement* de façon intensive dans la littérature et a donné lieu à des développements théoriques importants. Outre le modèle original résolu par *Barenblatt et al.* [1960], on peut citer *Warren et Root* [1963] qui ont résolu le problème de double-porosité et simple perméabilité ; *Moench* [1984] qui a déterminé une solution d'un modèle à double-porosité et simple perméabilité en tenant compte de perte de charge à la limite fracture/bloc (effet de Skin) ; *Hamm et Bidaux* [1996] qui ont étudié le modèle à double-porosité fractale. Toutes ces solutions analytiques sont cependant obtenues en effectuant beaucoup d'hypothèses simplificatrices sur le milieu fissuré ; par exemple en considérant le système en coordonnées radiales (adaptées pour les essais de pompages) et toutes les propriétés sont supposées être homogènes. Pour ces raisons nous ne les utiliserons pas dans le cadre de la modélisation à grande échelle qui nous concerne.

2.2 Modèle conceptuel du problème direct : l'approche multi-continua

Sur la base des relations décrites dans la section précédente et du concept de double-porosité double-perméabilité, nous allons maintenant présenter le modèle multi-continua qui va nous servir à la modélisation des écoulements sous le site de Cadarache. Nous allons tout d'abord faire une brève revue des approches de ce type qui existent dans la littérature. Nous décrirons ensuite les hypothèses du modèle, puis nous en présenterons les équations générales et un exemple d'application. Nous parlerons ensuite des difficultés rencontrées dans l'application du modèle ainsi que des hypothèses et/ou des méthodes envisagées pour les surmonter.

L'approche multi-continua est une *approche continue et déterministe* pour représenter les écoulements dans des systèmes multi-couches et fracturés. Les écoulements dans le système entier peuvent être pris en compte, en utilisant un système d'équations, toutes de forme identique (équation de la diffusivité exprimée en transmissivités), couplées entre elles. Cette même équation représente aussi bien les écoulements de l'eau dans une couche, dans le système matriciel, dans le système de fractures constitué des fractures principales, ou même dans un sous-réseau de fissures. Pour cette raison, on ne parlera plus dans la suite, ni de couche, ni de système de fractures (ou sous-réseau de fractures) ni du système matriciel, mais de *continuum* et l'approche utilisée sera appelée *l'approche multi-continua*. Ainsi, pour différencier les écoulements dans les fractures et dans la matrice de l'aquifère crétacé, on parlera du *continuum matrice* et du *continuum fractures*. Cette approche est une simple généralisation phénoménologique du modèle double-porosité/double-perméabilité pour permettre de tenir compte le plus simplement possible des terrains multi-couches.

2.2.1 L'approche multi-continua dans la littérature

L'approche multi-continua n'est pas fondamentalement nouvelle en soi. Depuis l'apparition du modèle double porosité de *Barenblatt et Zheltov* ([1960]) de nombreux modèles généralisant cette approche à plusieurs porosités et plusieurs perméabilités ont été réalisés. Ainsi il est apparu des modèles à triple porosité (*Closmann* [1975]), *Bai and Roegiers* [1997]), des modèles à porosités et perméabilités multiples (*Bai and al.* [1993]) et même un modèle liant plusieurs porosités et perméabilités dans un aquifère multi-couches (par exemple *Chen* [1989] et *Liu and Chen* [1990]) comme on le considère ici.

Les travaux de ces derniers ont été réalisés dans le but de caractériser des essais de puits. Les auteurs considéraient le système aquifère en coordonnées radiales et recherchaient une solution analytique du problème. Ainsi on peut retrouver dans cet article les relations matricielles presque identiques à celle écrites dans le paragraphe 2.2.3 ci-dessous : elles ont la même forme mais la différence vient de ce que l'équation générale est écrite en coordonnées radiales en supposant les propriétés homogènes et isotropes alors que nous n'allons pas nous placer dans ces hypothèses simplificatrices. Une autre différence est aussi à souligner. Comme nous travaillerons en transmissivités, nous obtiendrons en linéarisant le terme des fluctuations pour un aquifère non confiné, une équation similaire pour la description des écoulements des nappes libres et des nappes captives. Notre approche nous permettra donc de tenir compte aussi de la nappe libre.

Dans leur approche *Bai and al.* [1993] considèrent les modèles d'écoulement Multi-Porosité et Multi-Perméabilité (MPMP) dépendants de la déformation. La formulation du modèle MPMP qu'ils proposent fait intervenir, outre la perméabilité isotrope et la viscosité dynamique du fluide, des termes tels que le module de cisaillement, les coefficients de Lamé, les déplacements, le tenseur des contraintes et celui des déformations. Les variables d'état sont les pressions des différents continua. Ce modèle est donc formulé du point de vue totalement mécanique, ce que nous n'envisageons pas du tout ici. Cependant, en pratique, les modèles d'écoulements dépendant de la déformation ont très peu été appliqués dûs principalement au couplage avec la déformation mais aussi à cause de la difficulté à déterminer la multitude des paramètres non-linéaires qui décrivent le système.

Outre ces modèles MPMP il est aussi apparu le concept de multi-pores-régions (*Gwo and al.* [1995]) pour la modélisation du transfert de masse. Ce concept est similaire à celui du MPMP et attribue des processus de transport différents à des propriétés hydrodynamiques de régions poreuses distinctes. La différence majeure entre les modèles MPMP et multi-régions réside dans la manière dont les modèles caractérisent les perméabilités et les conditions aux limites de recharge associées. Les modèles MPMP sont similaires aux modèles multi-régions *totalement saturés*. Toutefois, même si les bases conceptuelles sont différentes, le système d'équations des écoulements est identique à celui que nous allons écrire ci-dessous (relation (2.8)). Les auteurs travaillent toutefois en conductivité hydraulique. Les modèles multi-régions sont étroitement reliés aux modèles multi-continua pour les formations fracturées partiellement saturées, où les conditions à la limite et les processus inter-régions sont essentiellement les mêmes que le concept multi-région. Dans leur article, *Gwo and al.* ont appliqué ce concept sur une colonne de terre de 24 cm de haut et 4.25 cm de rayon, système très différent de celui que nous étudions dans ce travail.

Bien que de nombreux types de modèles multi-continua ou MPMP, ou multi-régions aient été étudiés ou développés, aucun d'entre eux, à *notre connaissance*, n'a été formulé exactement de la manière dont nous l'exposons, ni appliqué sur un site dans le cadre d'une étude à grande échelle comme il est envisagé ici, ni utilisé une approche par modélisation inverse pour le calage des paramètres. Dans ce but, un code de modélisation a été développé. Nous en donnons une brève description dans la section 2.3, mais avant de le décrire, nous allons poser toutes les hypothèses effectuées pour la déduction du modèle conceptuel et pour son application concrète sur le site de Cadarache.

2.2.2 Hypothèses du modèle

VER du continuum matrice et du continuum fractures

La première hypothèse considérée est liée à la notion du Volume Élémentaire Représentatif du continuum matrice et du continuum fractures. Précisons un peu plus clairement ce que nous entendons par *matrice* lorsqu'on parle du *continuum matrice*. La matrice calcaire est en effet

considérée dans la littérature comme très peu perméable. Des mesures précises de perméabilité intrinsèque sur des échantillons du CEA/Cadarache ont d'ailleurs confirmé ce fait car les valeurs obtenues sont comprises entre 10^{-19} et 10^{-21} m², soit entre 10^{-1} μ Darcy et 10^{-3} μ Darcy environ. Par ailleurs, des mesures par triple pesée effectuées sur 11 échantillons (CEREGE) du CEA ont montré que la porosité est généralement inférieure à 5% et que celle-ci peut augmenter jusqu'à 14.1% en fonction du taux d'argile contenu dans la matrice calcaire. Plus le taux d'argile est important, plus la porosité augmente. Les valeurs de la porosité et la courbe de la porosité en fonction de la teneur en argile peuvent être trouvées dans Lods [2000a].

Ces valeurs de perméabilité intrinsèque sont extrêmement faibles ce qui justifierait l'application d'un modèle à double-porosité et *simple*-perméabilité pour lequel les écoulements sont supposés s'effectuer dans les fractures principales et l'emmagasinement dans la matrice. Cependant la mise en évidence du comportement du drain de Chicade en période de basses eaux (écoulements s'effectuant de la matrice dans le drain ; figure 1.14 du chapitre 1) nous laisse croire que cette matrice calcaire possède une propriété de conductivité hydraulique non négligeable contrairement à ce nous indique les valeurs de perméabilité intrinsèque. Donc ce que nous entendons lorsqu'on attribue des propriétés de transmissivité et d'emmagasinement au continuum matrice ne sont pas seulement les propriétés de la matrice. Nous supposons que ce sont les propriétés correspondantes à un volume de matrice suffisamment grand pour contenir également un grand nombre de joints de stratification et de petites fissures. Les écoulements dans ce continuum ne sont donc pas seulement ceux contenus dans la matrice calcaire mais aussi et surtout ceux contenus dans les petites fissures et les joints de stratification. Ce sont les propriétés de tous ces derniers éléments (matrice, joints, fissures), qui, moyennées sur le VER donneront l'emmagasinement et la transmissivité du continuum matrice. Cette hypothèse est illustrée sur la figure 2.1.

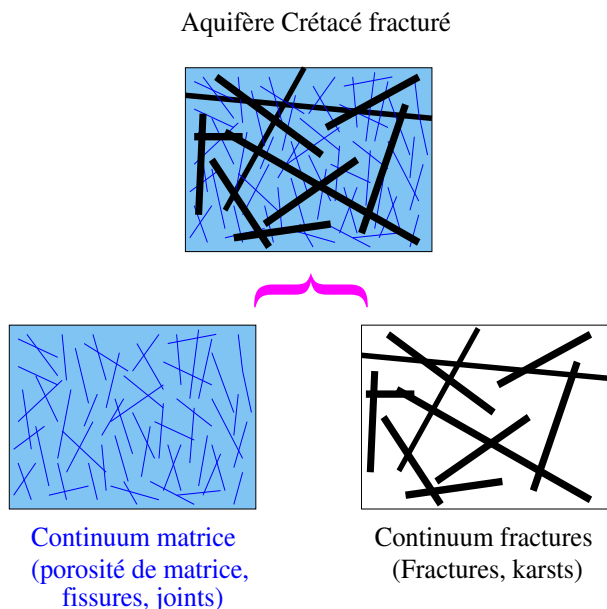


Fig 2.1 : Volume élémentaire Représentatif du système

Pour le continuum fractures, on considère qu'il est possible de déterminer un VER tel que ce continuum puisse être considéré comme un milieu poreux équivalent dans lequel la loi de Darcy reste encore valable. C'est une hypothèse qui est très forte et peut même être dans certains cas irréaliste. Par exemple dans le cas où un faisceau faillé a été mis en évidence et que celui-ci est

grand devant la taille du bassin à modéliser. Dans cette situation, il serait nécessaire de tenir compte de cette faille de façon discrète, et considérer non plus la loi de Darcy régissant les écoulements dans cette faille, mais plutôt les équations de Navier-Stockes. Cette situation n'est pas du tout envisagée dans ce travail car nous n'avons pas les données nécessaires concernant les propriétés de ces failles. De plus, cette situation mènerait à reformuler les équations de base des écoulements. Elle a d'ailleurs été étudiée par *Duguid and Lee* ([1977]) qui ont déduit des équations des écoulements dans les milieux poreux fracturés en partant de la loi de Darcy dans la porosité primaire, les équations de mouvement du fluide dans les fractures (équations de Navier-Stockes), et deux équations de continuité. Dans cette formulation la compressibilité de la roche est négligée contrairement à celle de l'eau, la porosité est supposée varier en fonction du temps, et les fractures sont supposées être des tubules elliptiques distribués dans l'espace. Le terme de couplage s'exprime de façon assez compliqué. Dans leur application numérique les auteurs ont résolu ces équations par la méthode des éléments finis de Galerkin. L'application de ce modèle nécessite néanmoins les valeurs numériques de tout un nombre de paramètres parmi lesquels on peut citer l'ouverture des tubules.

Signalons que notre hypothèse sur les différents éléments constituant chacun des deux continua est, sur certains points, comparable aux conclusions issues des travaux de *de Dreuzy et al.* ([2001a] et [2001b]) dans l'approche discrète de la caractérisation des écoulements des réservoirs fracturés. On rappelle que dans cette approche, les fractures sont représentées de façon discrètes et sont caractérisées par des éléments distribués dans l'espace. Il est généralement admis que ces éléments suivent des lois de puissance pour la distribution des longueurs des éléments et une loi lognormale pour la distribution de leur ouverture. Dans leur article, ces auteurs effectuent des études théoriques et numériques qui montrent que les propriétés des conductivités hydrauliques d'un réseau de fractures peuvent être classées en trois types de modèle simple. Si la loi de distribution de longueur des fractures $n(l) \sim l^{-a}$ est utilisée dans le réseau théorique, le modèle de percolation classique basé sur une population de petites fractures est applicable pour un exposant a supérieur à 3. Pour a plus petit que 2, au contraire, le modèle applicable est composé des larges fractures du réseau. Entre ces deux limites, c'est-à-dire pour a compris entre 2 et 3, un modèle mixte est proposé qui tient compte à la fois des contributions des grandes fractures et celles des petites. Dans l'approche continue que nous utilisons, nous nous plaçons donc dans le même ordre d'idée puisque nous considérons que le continuum matrice est composé de petites fractures, de joints de stratification et de la matrice calcaire. Le continuum fractures est quant à lui composé de fractures plus importantes et des drains majeurs mis en évidence sur le site.

Approche hydraulique

Détaillons maintenant des hypothèses qui vont nous permettre de simplifier l'analyse mathématique du modèle et de son application au cas réel.

La première hypothèse concerne l'*approximation 2D* des aquifères : l'écoulement dans un milieu poreux est généralement tri-dimensionnel c'est-à-dire que la charge piézométrique dépend des trois variables d'espace x , y , z et de la variable de temps t . Cependant, au vu des cartes géologiques (figures 1.4 et 1.20), de la coupe géologique interprétative (figure 1.5) et de la carte délimitant le domaine de modélisation (figure 1.21) du chapitre 1, on remarque que la géométrie des deux aquifères principaux, est telle que *leur épaisseur est négligeable par rapport à leur dimension horizontale*. En effet, la puissance du crétacé peut être estimée, comme on l'a vu dans la première partie, entre 200 et 500 mètres et celle du miocène peut atteindre 100 mètres. Tandis que l'étendue horizontale du domaine à modéliser est de l'ordre de plusieurs dizaines de km^2 . *On peut donc supposer que les écoulements dans les aquifères sont partout essentiellement horizontaux*, ou peuvent être considérés comme tels, en négligeant les composantes verticales

de ces écoulements. De plus, aucune information sur la distribution verticale des propriétés n'est disponible. Seul un forage à 500 m nous permet d'observer très localement la distribution verticale, qui apparaît dans ce cas peu différent de la distribution horizontale.

Cette approximation simplifie grandement l'analyse mathématique des écoulements dans les aquifères et l'erreur introduite par cette hypothèse est petite dans la plupart des cas pratiques. La déduction mathématique est faite, ici, en supposant que toutes les vitesses sont horizontales (donc pas de composante verticale de la vitesse) et parallèles à chaque autre le long d'une même ligne verticale. Cette hypothèse est appelée l'*hypothèse de Dupuit*. L'autre hypothèse utilisée est qu'une des directions principales du tenseur de perméabilité est prise le long de l'axe vertical. Donc selon la loi de Darcy, puisqu'il n'y a pas de composante verticale de la vitesse, il n'y a pas de gradient hydraulique vertical ($\frac{\partial h}{\partial z} = 0$). La charge hydraulique $h(x, y, t)$ représente alors la charge hydraulique en un point de l'axe vertical et est, en particulier, égal à l'élévation de la surface libre de l'aquifère. Cette procédure de représentation des écoulements, comme un modèle essentiellement bi-dimensionnel dans le plan horizontal est souvent appelée l'*approche hydraulique*. Elle est très utilisée dans les modèles d'hydrogéologie et a pour conséquences de rendre les variables dépendantes uniquement de (x, y, t) .

En effectuant ces hypothèses, on obtient de nouvelles équations des écoulements, identiques dans les cas confiné et non confiné, obtenues en moyennant les équations écrites dans la première section. Cette moyenne s'effectue sur l'épaisseur de l'aquifère dans le cas confiné, et sur l'épaisseur saturée dans le cas non confiné. On en vient alors à définir de nouvelles grandeurs physiques qui sont la transmissivité $\overline{\mathbf{T}}$ ($[\text{L}]^2[\text{T}]^{-1}$) à la place des conductivités hydrauliques $\overline{\mathbf{K}}$ ($[\text{L}][\text{T}]^{-1}$) et l'emmagasinement S (non dimensionné - [.]) à la place des emmagasineurs spécifiques S_s ($[\text{L}]^{-1}$) du système. Dans le cas non confiné, l'épaisseur saturée d'une nappe libre peut aussi varier dans le temps et dans ces conditions la transmissivité change aussi. On suppose donc en plus que la transmissivité varie peu avec la charge h , c'est-à-dire que les variations de h sont négligeables devant $(h - \sigma)$: par exemple inférieures à 10 %, ou encore que la répartition verticale de la conductivité hydraulique K est telle que les variations de h n'entraînent pas une variation de la transmissivité T de plus de 10 %. On procède ainsi à une linéarisation de l'équation non linéaire dans le cas non confiné.

Toute cette procédure est tout à fait standard dans le domaine des milieux poreux. Elle est détaillée dans plusieurs références classiques (voir par ex. *de Marsily* [1984], ou *Bear and Verruijt* [1987]).

Directions principales d'anisotropie du plan

Dans le cas bi-dimensionnel, le tenseur de transmissivité $\overline{\mathbf{T}}$ est normalement un tenseur à quatre composantes T_{xx} , T_{xy} , T_{yx} et T_{yy} (avec $T_{xy} = T_{yx}$). Il est donc possible de simplifier ce tenseur en utilisant un nouvel ensemble d'axes orthogonaux X et Y , déduit du premier par rotation et rendant le *tenseur diagonal*. Mathématiquement, X et Y sont les directions des vecteurs propres de la matrice $\overline{\mathbf{T}}$. Physiquement, X et Y sont les directions pour lesquelles l'écoulement est réellement parallèle au gradient de charge hydraulique. Ces directions sont appelées les axes principaux d'anisotropie du milieu. Nous utiliserons ici comme premier axe principal, celui parallèle aux directions des fractures principales qui jouent un rôle hydrologique important, c'est-à-dire la direction NE-SW, et comme deuxième axe, celui perpendiculaire au premier. Il faudra par conséquent effectuer la rotation de toutes les données du site (position des forages, limites géologiques, limites des aquifères, rivières ...) d'un angle équivalent à celui compris entre le Nord et la direction des fractures principales.

2.2.3 Equations générales

Sous ces hypothèses, le système d'equations s'ecrit, pour une telle approche, sous forme compacte à l'aide d'une seule equation aux dérivées partielles matricielle, linéaire par rapport au vecteur $\mathbf{H} = (h_1, h_2, \dots, h_N)^T$:

$$\mathbf{S} \frac{\partial}{\partial t}(\mathbf{H}) + \mathbf{Q} = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (\overline{\overline{\mathbf{T}}} \vec{\nabla}_{xy} \mathbf{H}) + \mathbf{A} \mathbf{H} \quad (2.5)$$

où les indices x et y de l'opérateur nabla $\vec{\nabla}$ signifient que les dérivations ne s'effectuent que par rapport à ces variables. Les matrices \mathbf{S} , $\overline{\overline{\mathbf{T}}}$ et \mathbf{A} et les deux vecteurs \mathbf{H} et \mathbf{Q} sont définis par :

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} S_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & S_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & S_N(\mathbf{x}) \end{pmatrix}, \quad \overline{\overline{\mathbf{T}}} = \begin{pmatrix} \overline{\overline{\mathbf{T}}}_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \overline{\overline{\mathbf{T}}}_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \overline{\overline{\mathbf{T}}}_N \end{pmatrix}, \quad \mathbf{H} = \begin{pmatrix} h_1 \\ h_2 \\ \dots \\ h_N \end{pmatrix}, \quad \mathbf{Q} = \begin{pmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ \dots \\ Q_N \end{pmatrix}$$

et

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} -\sum_{j \neq 1}^N \alpha_{1j} & \alpha_{12} & \dots & \alpha_{1N} \\ \alpha_{21} & -\sum_{j \neq 2}^N \alpha_{2j} & \dots & \alpha_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \alpha_{N1} & \alpha_{N2} & \dots & -\sum_{j \neq N}^N \alpha_{Nj} \end{pmatrix} \quad (2.6)$$

avec :

$$\alpha_{ij} = \alpha_{ji}, \quad \text{si } N > 1 \quad (2.7)$$

où les indices $1, \dots, N$ et j sont les numéros de chaque continuum dont le nombre total est N . Dans la matrice \mathbf{A} ci-dessus, toutes les sommes intervenant dans les termes diagonaux s'effectuent de 1   N . Il est nécessaire de rajouter la condition (2.7) sur les coefficients de couplage sinon le système ne serait pas conservatif. Les indices i et j de cette condition sont les numéros de chaque continuum. La matrice \mathbf{A} est donc une matrice symétrique dont le nombre d'éléments indépendants est égal à $\frac{N(N-1)}{2}$. En effet, les éléments de sa diagonale ne font intervenir que les termes de la partie triangulaire supérieure, il suffit par conséquent de compter le nombre d'éléments de cette partie. Les matrices \mathbf{S} , $\overline{\overline{\mathbf{T}}}$ et \mathbf{A} sont donc toutes symétriques. Si $N = 1$ le système ci-dessus se réduit à l'equation de la diffusivité "ordinaire" des écoulements en milieux poreux bi-dimensionnels.

L'écriture (2.5) ci-dessus présente l'avantage de montrer simplement la linéarité de la relation par rapport au vecteur d'état \mathbf{H} et de montrer le nombre de coefficients de couplage inter-continua. Elle peut cependant être développée et écrite de la façon suivante :

$$S_i \frac{\partial h_i}{\partial t} + Q_i = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (\overline{\overline{\mathbf{T}}}_i \vec{\nabla}_{xy} h_i) + \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^N \alpha_{ij} (h_j - h_i) \quad (2.8)$$

où i et j sont les indices de chaque continuum. Cette equation doit elle aussi être complétée par la condition (2.7). Pour décrire complètement les écoulements du système, on doit associer à chacune ces equations leurs conditions initiales et leurs conditions aux limites.

Décrivons maintenant chacun des termes intervenant dans (2.8). $Q_i(x, y, t)$ est le terme source du continuum i dépendant de la position et du temps et représente le débit prélevé (ou injecté) par unité de surface de nappe. $S_i(x, y)$ est une fonction de la position et représente le coefficient d'emmagasinement pour les nappes confinées, et la porosité efficace pour les nappes

libres. Il faut bien noter que le même symbole S est utilisé ici, mais qu'il possède une signification physique différente suivant le type d'aquifère qu'il décrit. $\overline{\overline{\mathbf{T}}}_i(x, y)$ est le tenseur diagonal de transmissivité de composantes $T_{xx}^i(x, y)$ et $T_{yy}^i(x, y)$ qui sont deux fonctions de la position x et y et ont pour dimension $[L]^2[T]^{-1}$. A noter que ce tenseur est défini comme le produit de la conductivité hydraulique $\overline{\overline{\mathbf{K}}}_i$ par l'épaisseur de l'aquifère e_i : $\overline{\overline{\mathbf{T}}}_i = \overline{\overline{\mathbf{K}}}_i \cdot e_i$ dans le cas d'une nappe confinée, et comme le produit de la conductivité hydraulique $\overline{\overline{\mathbf{K}}}_i$ par la charge hydraulique h_i linéarisé : $\overline{\overline{\mathbf{T}}}_i \approx \overline{\overline{\mathbf{T}}}_i(h_i) = \overline{\overline{\mathbf{K}}}_i \cdot (h_i - \sigma_i)$ dans le cas d'une nappe libre.

Les $\alpha_{ij}(x, y)$ sont les coefficients de couplage entre les continua i et j et dépendent de la position. En trois dimensions le coefficient d'échange est homogène à une vitesse par unité de surface ($[L][T]^{-1}/[L]^2$). Dans notre cas, ce coefficient est intégré sur l'épaisseur de l'aquifère et possède donc une dimension homogène à l'inverse d'un temps ($[T]^{-1}$). Dans la littérature des essais de puits en milieu fissuré, ce terme d'échange a donné lieu à des interprétations de type géométrique. La grandeur homogène à une vitesse est généralement assimilée à la conductivité hydraulique de plus faible valeur des deux continua et la grandeur homogène à une surface est caractérisée par un coefficient qui représente une surface de blocs parallélépipédiques, ou de blocs en "allumettes" ou encore en blocs "feuilletés" (voir par ex. *Daviau [1986]*, *Bourdarot [1996]*). Signalons que le terme d'échange, exprimé donc comme le produit du coefficient α par la différence de charge entre les deux continua, est un terme empirique introduit pour tenir compte des échanges fractures/matrice dans les modèles à double-porosité. Plus la valeur de α sera importante et plus l'échange de fluide sera aisé entre les deux continua concernés. Ou encore d'un point de vue géométrique, plus les blocs seront petits, plus grand sera le terme d'échange.

Soulignons aussi que, comme pour le coefficient S_i , un même terme $\alpha_{ij}(h_j - h_i)$ est utilisé pour décrire deux phénomènes physiques différents. Il peut décrire l'échange hydrique d'un système de fractures à un système matriciel, mais il peut aussi décrire l'échange d'un aquifère à un autre. Dans ce dernier cas, on suppose donc que la drainance verticale entre deux aquifères est prise en compte par ce terme d'échange. En d'autres termes, on suppose que le terme d'échange du modèle multi-continuum est similaire à la drainance verticale des modèles mono-continuum 3d. Dans l'approche utilisée, les écoulements d'un système constitué de deux aquifères superposés l'un sur l'autre sont pris en compte par un double-continuum.

Exemple d'application

Comme exemple d'application de ce modèle, prenons le système aquifère de la zone de Cadarache. Le système est composé, on le rappelle d'un aquifère crétacé, fracturé, qui contient un autre aquifère de type miocène. Ce système est représenté schématiquement sur la figure 2.2 où le crétacé est coloré en bleu et le miocène est en rouge. Les fractures sont représentées par des traits noirs.

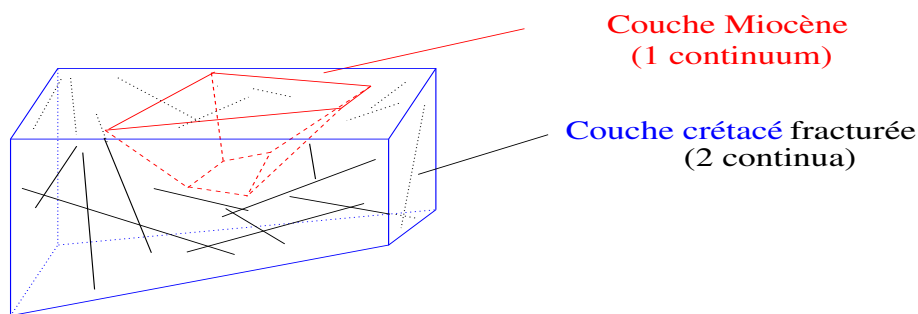


Fig 2.2 : Système aquifère idéalisé

En prenant $N = 3$ dans les relations (2.5) ou (2.8), la description mathématique de l'écoulement de ce système s'effectue par trois équations de la diffusivité qui s'écrivent :

$$\begin{cases} S_1 \frac{\partial h_1}{\partial t} + Q_1 = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (\overline{\mathbf{T}}_1 \vec{\nabla}_{xy} h_1) + \alpha_{12} (h_2 - h_1) + \alpha_{13} (h_3 - h_1) \\ S_2 \frac{\partial h_2}{\partial t} + Q_2 = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (\overline{\mathbf{T}}_2 \vec{\nabla}_{xy} h_2) + \alpha_{12} (h_1 - h_2) + \alpha_{23} (h_3 - h_2) \\ S_3 \frac{\partial h_3}{\partial t} + Q_3 = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (\overline{\mathbf{T}}_3 \vec{\nabla}_{xy} h_3) + \alpha_{13} (h_1 - h_3) + \alpha_{23} (h_2 - h_3) \end{cases} \quad (2.9)$$

avec leurs conditions initiales et aux limites associées. La première équation représente les écoulements dans le miocène, la deuxième les écoulements dans le système des fractures et la troisième, les écoulements dans le continuum matrice.

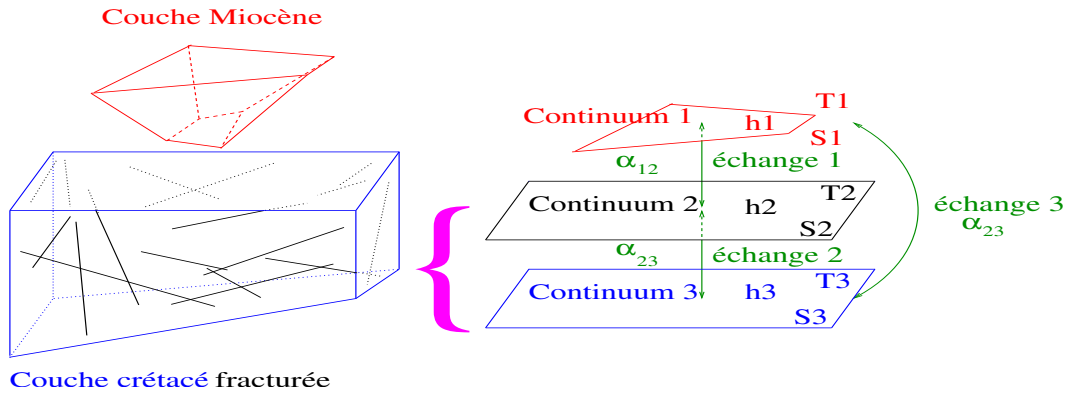


Fig 2.3 : Principe du multi-continua

Ces trois équations sont couplées entre elles par des coefficients α qui représentent des échanges entre ces milieux et caractérisent soit le transfert d'un aquifère à un autre, soit le transfert du continuum matrice au continuum fractures. L'approche consiste donc à différencier chaque sous-système aquifère et de représenter chacun d'eux comme un milieu continu équivalent dans lequel les écoulements s'effectuent en deux dimensions. Chacun de ces sous-systèmes est caractérisé par son emmagasinement, sa transmissivité et ses charges piézométriques propres.

2.2.4 Difficultés liées à l'application de ce modèle

Nombre élevé de paramètres à identifier

Plusieurs problèmes importants se posent dès à présent avec l'application pratique de ce modèle. La principale difficulté vient du nombre élevé de paramètres du système qui sont tous à identifier. Plus le nombre de continua devient important, plus le nombre de paramètres des équations devient lui aussi important. En comptant N (N étant le nombre de continua) valeurs d'emmagasinement, $2N$ valeurs de transmissivités (facteur 2 à cause du caractère tensoriel de la transmissivité), et $\frac{N(N-1)}{2}$ coefficients de couplage, un total de $\frac{N(N+5)}{2}$ paramètres sont à déterminer ou à caler. Par exemple dans le système particulier ci-dessus, où $N = 3$, il y a 12 paramètres indépendants qui interviennent dans ce système d'équations. Tous ces paramètres sont difficiles à déterminer expérimentalement, surtout les coefficients de couplage. Pour cela, il serait nécessaire d'effectuer un grand nombre d'essais de pompages qui, à l'échelle à laquelle la modélisation est envisagée, demanderait un temps et des efforts considérables.

Cependant, il est possible de réduire ce nombre de paramètres dans le cas de notre étude en nous basant sur des arguments géologiques. En effet, les deux aquifères miocènes et crétacé sont

séparés par des sédiments imperméables. Toutefois, certaines zones de ces sédiments présentent localement des brèches qui permettent le transfert d'eau d'un aquifère à l'autre (voir la coupe 1.19 du chap. 1). On fera l'hypothèse que ces brèches sont situées dans le continuum fractures et non dans le continuum matrice. Il est donc possible de négliger les échanges miocène-matrice et ne considérer que les échanges entre le continuum fractures et le continuum miocène.

L'autre hypothèse qui va nous permettre de réduire ce nombre de paramètres concerne l'anisotropie du système. Nous ferons l'hypothèse que les continua matrice et miocène peuvent être considérés isotropes, la principale anisotropie du système étant contenue dans la transmissivité du continuum fractures.

En tenant compte de ces deux hypothèses, le nombre de paramètres à caler passe de 12 à 9, nombre qui reste encore élevé. Suite à ces hypothèses, le système se réduit à :

$$\begin{cases} S_1 \frac{\partial h_1}{\partial t} + Q_1 = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (T_1 \vec{\nabla}_{xy} h_1) + \alpha_{12} (h_2 - h_1) \\ S_2 \frac{\partial h_2}{\partial t} + Q_2 = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (\overline{\overline{T}}_2 \vec{\nabla}_{xy} h_2) + \alpha_{12} (h_1 - h_2) + \alpha_{23} (h_3 - h_2) \\ S_3 \frac{\partial h_3}{\partial t} + Q_3 = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (T_3 \vec{\nabla}_{xy} h_3) + \alpha_{23} (h_2 - h_3) \end{cases} \quad (2.10)$$

Nous avons vu dans le premier chapitre que notre stratégie pour caler ces 9 fonctions est d'utiliser une méthode inverse. Pour cela, nous devons disposer des données fournies par les 3 fonctions spatio-temporelles $h_1(x, y, t)$, $h_2(x, y, t)$ et $h_3(x, y, t)$ et du terme de recharge surfacique. Ce dernier ne sera pas pris comme une inconnue du problème bien que de grandes incertitudes demeurent sur l'évapotranspiration, le ruissellement et le taux d'infiltration. Nous discutons plus en détail de ces phénomènes à la fin de cette sous-section et dans le dernier chapitre (chap. 6). Les fonctions piézométriques se présentent sous forme de chroniques piézométriques définies ponctuellement dans l'espace. Toutes ces chroniques et le(s) terme(s) de recharge surfacique seront nos données d'entrée de la modélisation inverse à partir desquelles il faudra déterminer les paramètres relatifs à chaque continuum.

Distinction des charges piézométriques de chaque continuum - Slug tests

Le problème qui se pose donc tout naturellement, est de savoir comment faire la distinction effectuée par le modèle entre les charges piézométriques de chaque continuum. En effet, puisque chaque continuum est caractérisé par sa charge piézométrique propre, comment peut-on la différencier sur le terrain? En d'autres termes, si on possède un jeu de données piézométriques provenant des forages du site, de quel continuum ces données sont-elles caractéristiques? Cette différenciation est cruciale surtout pour l'étape de calage des paramètres de chaque entité. Elle ne pose pas de problème pour des chroniques piézométriques provenant de deux couches différentes comme le miocène et le crétacé, car les forages sont généralement tubés/cimentés, puis crépinés aux endroits où on veut les mesures. Par exemple si on désire mesurer les pressions de la nappe du crétacé, les forages qui traversent la couche miocène sont tubés jusqu'à ce que l'aquifère crétacé soit atteint, évitant ainsi l'introduction de la nappe miocène dans le puits. Ensuite ce tube est crépiné, permettant la mesure de la nappe crétacée.

Par contre le problème se complique si on désire effectuer cette différenciation pour le continuum matrice et le continuum fractures du même aquifère crétacé. Les chroniques piézométriques mesurées dans la nappe du Crétacé sont-elles représentatives du continuum matrice ou du continuum fractures? Il est possible d'apporter un élément de réponse à cette question. Puisque ce qui distingue un comportement multi-continua d'un comportement mono-continuum est, par définition, l'existence de deux ou plusieurs systèmes continus ayant des propriétés différentes, il doit être possible, par exemple en réalisant des essais de puits, d'identifier des groupes de forages ayant des réponses caractéristiques. Pour étudier cette situation, on se propose de faire des *slug tests* qui consistent à effectuer un choc hydraulique au niveau du puits. Ce choc

peut se faire en plongeant rapidement une masse ou en injectant instantanément un volume d'eau dans le forage. Le niveau d'eau initial de la nappe s'élève alors d'une quantité proportionnelle au volume de la masse, ou du volume ajouté, et on mesure le temps de redescente du niveau (voir figure 2.4). Si ce temps est rapide, on dira que les données mesurées par les capteurs de pression dans ce forage seront représentatives du continuum fractures, sinon elles représenteront plutôt le continuum matrice.

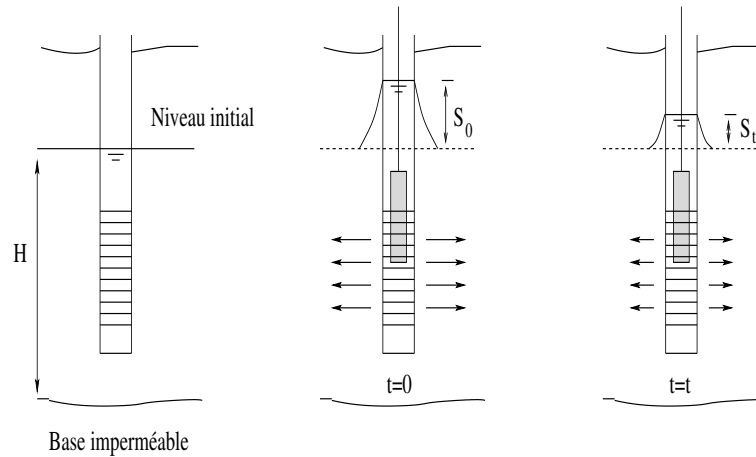


Fig 2.4 : Principe du slug test

Ainsi nous aurons différencié le continuum d'appartenance de chaque forage du crétacé ce qui nous permettra d'utiliser les chroniques piézométriques dans le continuum correspondant, pour l'estimation des paramètres. Nous verrons néanmoins dans le chapitre 5 que *la limite* d'appartenance des forages à un continuum ou à un autre est loin d'être évidente, la distribution des log des conductivités hydrauliques ne présentant pas deux modes distincts.

Le principal avantage de faire des slugs tests par rapport aux essais de pompage est que la manipulation est beaucoup moins lourde dans le cas des slugs. Pour ces derniers la durée expérimentale est beaucoup plus rapide car il ne demande que le temps d'injection d'eau (de l'ordre de quelques minutes) alors que l'essai par pompage nécessite une durée expérimentale d'une semaine minimum. Cette durée ne serait pas un problème si seulement quelques forages devaient être testés. Mais compte tenu du nombre important d'ouvrages présents dans l'aquifère crétacé (plus d'une centaine) le choix des slugs s'impose. Bien sûr, la valeur de la propriété hydrodynamique obtenue sera un peu moins fiable, mais notre but n'étant pas la recherche d'un paramètre très précis (on cherche seulement à identifier le continuum d'appartenance de chacun des puits), cette approche est la plus pertinente. La précision des mesures dans ce genre d'exercice n'est cependant pas l'objectif principal, car même des paramètres déterminés dans le cadre d'un essai par pompage peuvent difficilement être utilisés rigoureusement dans un modèle *direct* à cause d'un problème d'effet d'échelle. La valeur obtenue n'est représentative que d'un volume faible autour du forage alors que la taille des mailles d'un modèle en éléments finis à cette échelle de modélisation peut atteindre plusieurs centaines de mètres carrés. Ce problème sera d'autant plus important dans les essais par slugs tests où le volume testé autour d'un forage est bien inférieur que celui testé lors d'un pompage. Nous verrons néanmoins dans le prochain chapitre et le dernier, comment il est envisagé de les utiliser dans le cadre d'une modélisation inverse, notamment comme valeurs a priori dans le terme de régularisation ou comme valeurs d'itérations initiales de l'optimiseur.

Nécessité de travailler en régime transitoire

Le régime d'écoulement permanent signifie qu'en un endroit quelconque du fluide, la vitesse ne varie jamais. Le fluide en un point quelconque est toujours remplacé par du nouveau fluide qui se déplace exactement de la même façon. La représentation de la vitesse a toujours le même aspect, c'est un champ de vecteurs statique. Cette situation peut être utilisée lors d'une étude préliminaire du fonctionnement d'une nappe d'un bassin versant. On fait la moyenne sur une ou plusieurs années de la quantité de pluie qui entre dans le système et on visualise ensuite les champs piézométriques et des vecteurs vitesses calculés qui ont "en moyenne" ce comportement. L'hypothèse du régime stationnaire est donc une hypothèse assez forte dans laquelle on néglige toute perturbation extérieure, par exemple la mise en route de pompes, et dans laquelle on suppose que tout ce qui entre dans le système sort aux conditions aux limites au bout d'un temps suffisamment long sans se préoccuper de ce qui se passe à de courtes périodes de temps. Ce régime ne fait donc nullement intervenir la propriété essentielle des phénomènes diffusifs que nous avons rappelé dans la section 2.1, à savoir que ces phénomènes sont efficaces à des temps courts ou sur de petites distances.

Dans la situation du double-continua qui nous intéresse, le problème qui se pose lorsqu'on néglige cette propriété est que des perturbations pouvant avoir lieu en des temps brefs peuvent entraîner des différences de charges importantes entre les deux milieux. En effet, dans le cas d'un système double-porosité et double-perméabilité où les deux continua interagissent avec un terme d'échange *non négligeable* et soumis aux *mêmes conditions aux limites* (hypothèses que nous supposons), le régime stationnaire va ignorer les propriétés distinctes de chaque milieu. Les champs piézométriques finaux auront des formes identiques, à quelques centimètres près, même dans la situation où on ne recharge que le continuum fractures. Cette dernière hypothèse semble tout à fait plausible car la pluviométrie s'infiltré tout d'abord dans le système des fractures dont certaines d'entre-elles sont visibles en surface. Bien entendu, en diminuant de plus en plus le coefficient de couplage, les deux nappes tendent à se séparer mais les effets ne sont visibles sur les valeurs piézométriques que pour des coefficients d'échange extrêmement faibles. Par contre, en régime transitoire, cette situation est évidemment différente. En rechargeant le continuum fractures, on voit apparaître une augmentation de la pression dans ce continuum alors que celle du continuum matrice varie peu. Au bout d'un certain temps les charges de chaque nappe se confondent pour ne former qu'une seule nappe. La discussion qui vient d'avoir lieu, s'appuie sur plusieurs simulations numériques directes effectuées dans le but de tester la sensibilité du modèle aux paramètres.

Dans les hypothèses dans lesquelles nous allons nous placer pour l'application de ce modèle (c'est-à-dire, conditions aux limites identiques pour les continua matrice et fractures, échanges non négligeables, et recharge pluviométrique dans le continuum fractures), il est nécessaire de travailler en régime transitoire si on veut pouvoir tenir compte des comportements différents des deux milieux sur de courtes périodes de temps. Il se pose donc le problème du choix des conditions initiales que nous allons discuter ci-dessous.

Conditions initiales et conditions aux limites - Rabattements

Les problèmes des conditions initiales et aux limites sont classiques dans toute modélisation et sont bien entendu plus compliqués dans les systèmes multi-continua dans lesquels il y a N conditions initiales à déterminer et un nombre indéterminé de conditions aux limites. Ces dernières peuvent varier avec le nombre de continua et le nombre de faces de chacun d'eux. Heureusement, dans notre modèle, il est possible de les simplifier en tenant compte de la linéarité de l'équation générale du multi-continua. Grâce à cette propriété, il est possible d'appliquer le principe de superposition déjà discuté dans le paragraphe 2.1.1 dans le cas des écoulements en nappe confinée. Pour cela, on introduit un nouveau vecteur \mathbf{R} tel que :

$$\mathbf{R} = \mathbf{H} - \mathbf{H}^0 \quad (2.11)$$

où $\mathbf{H} = (h_1, h_2, \dots, h_N)^T$ est le vecteur dont les composantes sont les fonctions de charge piézométriques $h_i(x, y, t)$ de chaque continuum i , et $\mathbf{H}^0 = (h_1^0, h_2^0, \dots, h_N^0)^T$ est le vecteur dont les composantes sont les charges piézométriques solutions du problème stationnaire $h_i^0(x, y)$. Le vecteur $\mathbf{R} = (r_1, r_2, \dots, r_N)^T$ est donc le vecteur ayant pour composantes la différence $r_i(x, y, t) = h_i(x, y, t) - h_i^0(x, y)$. Les indices $i = 1, \dots, N$ sont les indices de chaque continuum, l'indice supérieur 0 du vecteur \mathbf{H}^0 signifie que ce vecteur est la solution du problème stationnaire. Le vecteur \mathbf{H} possède les mêmes conditions aux limites que \mathbf{H}^0 et la condition initiale de \mathbf{H} est \mathbf{H}^0 . En effectuant le changement $\mathbf{H} = \mathbf{R} + \mathbf{H}^0$ dans l'équation matricielle (2.5), on peut montrer facilement que \mathbf{R} vérifie cette même équation :

$$\mathbf{S} \frac{\partial}{\partial t}(\mathbf{R}) + \mathbf{Q} = \vec{\nabla}_{xy} \cdot (\overline{\overline{\mathbf{T}}} \vec{\nabla}_{xy} \mathbf{R}) + \mathbf{A} \mathbf{R} \quad (2.12)$$

où les matrices \mathbf{S} , $\overline{\overline{\mathbf{T}}}$, \mathbf{A} et le vecteur \mathbf{Q} ont les mêmes formes que celles écrites au paragraphe 2.2.3. L'avantage d'effectuer une telle transformation est que pour ce nouveau vecteur \mathbf{R} , les N conditions initiales et les conditions aux limites s'annulent puisque \mathbf{H} a comme condition initiale \mathbf{H}^0 et possède les mêmes conditions aux limites que cette dernière. Le problème est donc largement simplifié.

Signalons que dans la littérature, cette nouvelle variable s'exprime comme la différence entre la charge piézométrique initiale h_0 et la charge $h(t)$, c'est-à-dire l'opposé de ce qui est écrit ci-dessus. Cette différence s'appelle le rabattement et intervient essentiellement dans les problèmes d'essais par pompage : lorsqu'on met en route la pompe, le niveau initial se rabat. On a préféré écrire l'opposé du rabattement car notre signal d'entrée sera la quantité de pluie infiltrée (ajoutée et non enlevée) dans le système. La charge piézométrique sera par conséquent supérieure à la charge initiale et la différence restera positive.

Voyons maintenant la manière dont va se formuler le problème inverse avec cette nouvelle variable. Il s'agira de déterminer l'ensemble des paramètres du modèle étant données les variables d'état $r_1^{\text{obs}}(x, y, t)$, $r_2^{\text{obs}}(x, y, t)$ et $r_3^{\text{obs}}(x, y, t)$. Pour obtenir ces données de rabattement, il faudra faire, au préalable, un pré-traitement des données qui consiste à effectuer la différence entre les chroniques piézométriques mesurées aux différents forages et les valeurs de la *charge stationnaire* à ce même forage. Il est donc nécessaire de déterminer sur le terrain un régime pour lequel le système peut être considéré dans un état stationnaire.

Pluviométrie

Enfin, pour terminer, revenons sur le problème de la recharge surfacique que nous avons soulevé un peu plus haut et rappelons les problèmes liés à sa quantification. Toute l'eau qui tombe lors d'une pluie n'agit pas sur la nappe car une partie ruisselle, une autre s'évapore et une autre partie s'infiltré. Cette partie infiltrée n'agit pas forcément sur la nappe car elle peut être absorbée par les plantes qui la rejettent dans l'atmosphère par transpiration. Les phénomènes d'évaporation et de transpiration des plantes sont regroupés en un même terme appelé *évapotranspiration* sans distinguer les deux phénomènes. Ce terme est difficile à quantifier et fait l'objet d'un domaine entier d'études. Il n'est pas envisagé ici d'entrer dans tous ces phénomènes complexes qui peuvent entraîner des phénomènes de succion et de capillarité. Nous utiliserons donc comme terme source, la quantité de pluie efficace déduite de la quantité de pluie totale par un outil numérique tenant compte de tous ces phénomènes. Le nom de cet outil est PRETSI, nous le décrivons brièvement dans le dernier chapitre (chap. 6).

2.3 Présentation de CAL3F en problème direct

CAL3F (Calibration Flow for Fractured Formation) est un outil de simulation numérique développé pour le calage automatique des paramètres hydrodynamiques (problème inverse) en multi-continua. L'approche utilisée est particulièrement adaptée à l'investigation des aquifères multi-couches présentant des hétérogénéités de perméabilité à l'échelle locale et régionale. CAL3F est un modèle maillé, basé sur l'approche "milieux continus équivalents hiérarchisés". Les équations de bilan sont discrétisées et les charges hydrauliques sont calculées aux noeuds d'un maillage. CAL3F est développé en FORTRAN77 et tourne actuellement sur les plate-formes UNIX et Linux.

Beaucoup de codes de calcul, publics ou privés, existent dans le domaine des écoulements en milieux poreux. On peut citer par exemple Newsam de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Castem 2000 du CEA/DMT, MODFLOW de l'USGS, FEFLOW de WASY institute ... Tous ces codes discrétisent l'équation de la diffusivité en éléments finis, différences finies, volumes finis, éléments finis mixtes hybrides. Certains permettent même le couplage avec l'équation du transport de soluté. Cependant très peu d'entre eux permettent de faire à la fois de la DPDP et du calage automatique sur les paramètres. C'est pourquoi nous avons préféré développer un code adapté à nos besoins et le faire évoluer pour les besoins futurs.

2.3.1 Description générale du code

Le coeur du code (résolution de l'équation de la chaleur) a été développé par *R. Hassani*. Il permet le calcul des écoulements d'un mono-continuum à partir des propriétés hydrodynamiques du milieu. L'équation de la diffusivité est discrétisée par la méthode classique des éléments finis de Galerkin. Le principal avantage de ce code de base est que le maillage, composé d'éléments à trois noeuds, peut être raffiné localement notamment autour des forages, de contours géométriques importants, et/ou de structures de perméabilité identifiées (ex. failles). Ce mailleur a été développé initialement par J. Braun et R. Sambridge, puis amélioré par *R. Hassani*.

Le modèle est en quasi-3D, ce qui signifie qu'on travaille principalement sur deux directions d'espace x et y et que la troisième, la profondeur, est implicitement contenue dans les coefficients intervenant dans les équations : on travaille en transmissivités et emmagasinevements. Ce modèle est donc particulièrement adapté à une étude à grande échelle dans laquelle l'épaisseur des aquifères est négligeable devant leur étendue. Il peut aussi être utilisé pour des problèmes en trois dimensions, à plus petite échelle, n'ayant que peu d'informations sur les propriétés du milieu suivant la profondeur.

La composante transitoire des équations est prise en compte ce qui permet de simuler l'évolution temporelle des variations des niveaux de nappe en fonction de conditions de recharge particulières (ex. événement pluvieux) et des pompages. La discrétisation en temps utilise un schéma de différences finies implicite. Ce schéma de discrétisation présente l'avantage d'être inconditionnellement stable contrairement aux schémas explicites qui ne le sont que lorsque le pas de discrétisation est inférieur à une certaine valeur critique. Des précisions sur la convergence et la stabilité des différents schémas de discrétisation peuvent être trouvés dans *Press et al. [1992]*. Une fois l'équation de la diffusivité discrétisée et les matrices élémentaires assemblées, le système à résoudre prend la forme matricielle suivante :

$$\mathbf{G}\mathbf{h}_n = \mathbf{M}\mathbf{h}_{n-1} + \mathbf{Q}_n \quad (2.13)$$

où $\mathbf{G} = \mathbf{K} + \mathbf{M}$ et $\mathbf{M} = \frac{\mathbf{S}}{\Delta t}$. Les matrices \mathbf{K} et \mathbf{S} sont celles de transmissivité et d'emmagasinement respectivement obtenues après discrétisation par éléments finis. Ces deux matrices sont symétriques. Les vecteurs \mathbf{h}_n et \mathbf{Q}_n sont ceux correspondants à la charge piézométrique et

au terme source correspondant. L'indice n correspond à l'indice de pas de temps. Le système matriciel ci-dessus est résolu pour $n = 1, \dots, N$ où N est le nombre total de pas de temps. Avant de résoudre le système ci-dessus par méthode directe, la matrice \mathbf{G} est stockée par ligne de ciel (voir *Dhatt et Touzot* [1984]), puis décomposée suivant un schéma **LDU** (voir *Dhatt et Touzot* [1984] p. 321 et *Ciarlet* [1982]). Les conditions aux limites sont imposées par condensation statique.

Avant de terminer cette brève description, indiquons que la variabilité spatiale des paramètres est décrite par la méthode du zonage. C'est-à-dire que ces paramètres, qui sont des fonctions continues de x et y sont approchées dans le code par des fonctions constantes par morceaux. Pour la description de la variabilité spatiale des paramètres, on découpe donc le domaine en plusieurs zones comportant chacune un grand nombre d'éléments. Tous les éléments d'une même zone auront des valeurs de paramètres identiques. Cette méthode de paramétrisation est appelée la *paramétrisation par zones*. Nous verrons dans le prochain chapitre (Problème inverse) que d'autres méthodes de paramétrisation existent. Cette remarque a son importance car la paramétrisation représente un des points clés de la modélisation inverse.

2.3.2 Spécificités de CAL3F

Multi-continuum

CAL3F permet en outre de tenir compte du caractère double et/ou multi-porosité ainsi que de l'aspect multi-couches du terrain grâce à une approche multi-continuum qui attribue à chaque noeuds du maillage un ou plusieurs degrés de liberté. Chacun des degrés supplémentaires correspond à une charge hydraulique, représentative d'un jeu de paramètres, qui caractérise un domaine appartenant à une couche ou à un continuum perméable. Ces derniers interagissent les uns avec les autres à l'aide d'un coefficient de couplage quasi-stationnaire proportionnel à la différence de charges de chaque milieu. Le code permet donc de simuler le retour à l'équilibre après des pluies, des niveaux de nappes contenues dans le système des fractures et dans celui de la matrice. La vérification de cette partie du programme s'est effectuée à l'aide de deux solutions analytiques calculées dans des cas simples et ce avec de très bons résultats.

Après discrétisation par éléments finis de (2.5) on obtient un système équivalent à (2.13) où maintenant la matrice \mathbf{G} est la somme de la matrice de transmissivité \mathbf{K} , la matrice d'emmagasinement \mathbf{M} et la matrice des coefficients de couplage \mathbf{A} . La dimension de cette matrice est maintenant plus élevée compte tenu des degrés de liberté supplémentaires possibles. La manière dont elle se remplit au niveau d'un élément sur le cas particulier de *trois continua* est montré ci-dessous. Les éléments non nuls de la matrice élémentaire \mathbf{G}^e sont représentés sous forme d'étoiles. Les termes de ces éléments de matrice sont écrits en annexes. La matrice élémentaire est diagonale par blocs. Les termes de transmissivité sont présents partout où se situent les étoiles. Les termes de couplages n'apparaissent que dans les blocs diagonaux tandis que les termes d'emmagasinement n'interviennent que sur la diagonale de cette matrice. Les indices i, j, k de h et b sont les indices des noeuds, et les indices 1, 2, 3 sont les indices des trois continua. L'élément de vecteur h_i^1 est par conséquent la charge piézométrique du noeud i caractérisant le continuum 1. L'élément b_i^1 est le second membre qui fait intervenir la charge piézométrique du noeud i du continuum 1 au pas de temps précédent et un éventuel terme source.

$$\left(\begin{array}{ccc} \left[\begin{array}{ccc} * & * & * \\ * & * & * \\ * & * & * \end{array} \right] & \left[\begin{array}{ccc} * & . & . \\ . & * & . \\ . & . & * \end{array} \right] & \begin{array}{ccc} * & . & . \\ . & * & . \\ . & . & * \end{array} \end{array} \right) \left(\begin{array}{c} h_i^1 \\ h_i^2 \\ h_i^3 \\ h_j^1 \\ h_j^2 \\ h_j^3 \\ h_k^1 \\ h_k^2 \\ h_k^3 \end{array} \right) = \left(\begin{array}{c} b_i^1 \\ b_i^2 \\ b_i^3 \\ b_j^1 \\ b_j^2 \\ b_j^3 \\ b_k^1 \\ b_k^2 \\ b_k^3 \end{array} \right)$$

D'un point de vue de la programmation, le développement du multi-continuum a nécessité l'ajout d'une dimension supplémentaire dans la majorité des tableaux du code initial. Ces tableaux sont ceux représentant les propriétés physiques du milieu (transmissivités, emmagasinement, charge piézométrique, conditions aux limites, pluviométrie, ...) et les tableaux des matrices élémentaires (rigidité, masse, couplage, ...). Deux petites sous-routines ont également été écrites, l'une pour le calcul des matrices de couplages élémentaires \mathbf{A}^e et l'autre pour la somme $\mathbf{G}^e = \mathbf{K}^e + \mathbf{M}^e + \mathbf{A}^e$.

Vérification avec des solutions analytiques

La vérification de cette partie du code s'est effectuée à l'aide de deux solutions analytiques calculées dans des cas simples. La première a été développée pour deux continua, en une seule dimension d'espace x en tenant compte de l'évolution du temps t . Pour cet exemple les conditions aux limites sont toutes à charge constante. Pour le premier continuum (en vert sur la figure 2.5) la charge est fixée égale à un sur la limite gauche et égale à zéro sur la limite droite. Pour le second (en bleu sur la figure 2.5) la charge est égale à un à droite et nulle à gauche. Tous les paramètres sont supposés homogènes tout le long de la ligne et les deux charges $h_1(x, t)$ et $h_2(x, t)$ sont nulles à l'instant initial. On suppose en plus que les transmissivités et les emmagasinelements des deux milieux sont identiques.

La solution analytique de ce problème est écrite en annexe. Pour l'obtenir, la méthode de la transformée de Laplace est utilisée. Une fois la transformation effectuée, on fait la somme des deux relations et on introduit la nouvelle variable $\tilde{g} = \tilde{h}_1 + \tilde{h}_2$; puis on fait la différence et on introduit cette fois la variable $\tilde{k} = \tilde{h}_2 - \tilde{h}_1$. Les tildes sur les variables signifient qu'elles appartiennent à l'espace de Laplace et les indices 1 et 2 sont représentatives du continuum 1 et 2 respectivement. Le problème se ramène alors à la résolution de deux équations différentielles ordinaires, du second ordre, sans second membre, dont les inconnues sont les variables \tilde{g} et \tilde{k} . Une fois ces solutions calculées, il suffit de faire la somme de ces deux solutions pour obtenir \tilde{h}_2 et la différence pour obtenir \tilde{h}_1 . On utilise alors l'algorithme de *Stehfest* [1970] pour obtenir le couple de solutions dans l'espace réel.

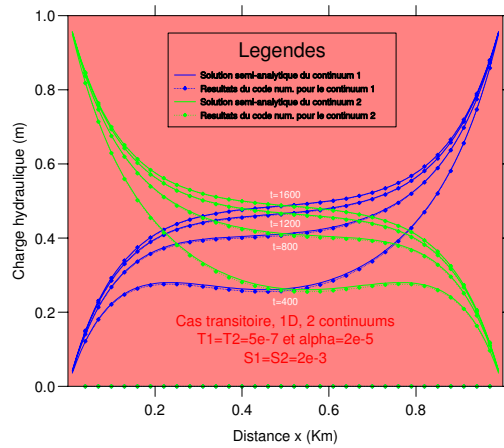
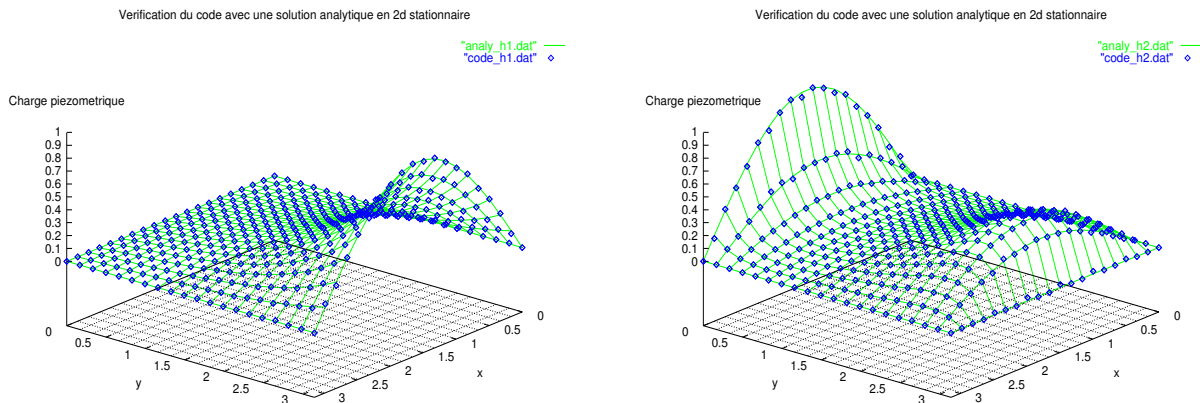


Fig 2.5 : Vérification de CAL3F avec une solution en 1d transitoire

Ces solutions sont montrées sur la figure 2.5. Pour ces courbes, on a pris $T_1 = T_2 = 5.10^{-7} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ comme valeurs de transmissivités, $S_1 = S_2 = 2.10^{-3}$ comme valeurs d’emmagasinements, et $\alpha = 2.10^{-5} \text{ s}^{-1}$ comme valeur du coefficient de couplage. Le couple de solutions analytiques est représenté en traits plein tandis que les résultats du code sont représentés par des points. Les courbes d’une même couleur montrent la charge d’un continuum en différents instants. On peut ainsi voir l’évolution du système à partir de l’instant $t = 400 \text{ s}$ jusqu’à $t = 1600 \text{ s}$, instant proche du régime stationnaire.

Une autre solution a été développée, calculée cette fois en stationnaire, 2D et deux continua. Le domaine est carré et les limites du système sont à charges imposées. Elles sont fixées égales à $\cos x$ sur la face gauche du continuum 1 et à $\cos x$ sur la face droite du continuum 2. Partout ailleurs les limites sont à charge nulle. Les solutions sont maintenant calculées par la méthode de séparation des variables spatiales. Les formes des niveaux piézométriques sont montrées sur la figure 2.6. Les pleins sont les solutions analytiques et les points bleus sont les résultats du code numérique.



**Fig 2.6 : Vérification de CAL3F avec une
solution en 2d stationnaire**

Conditions initiales

Une routine pour l'imposition des conditions initiales a également été développée. Dans le code de départ, la condition initiale (pour le seul continuum existant) était supposée nulle. Ce nouveau sous-programme permet d'imposer une condition initiale non nulle pour tous les continua. Cette condition peut être d'une part des valeurs de charge constantes, mais différentes pour chaque continuum. D'autre part, elles peuvent être imposées à partir d'un (ou plusieurs) fichier(s) de valeurs piézométriques obtenues par exemple lors d'une campagne. Ces valeurs devront être préalablement interpolées, par krigeage par exemple, à l'aide d'un logiciel extérieur à CAL3F pour avoir des valeurs de la charge en chaque noeuds d'un maillage régulier (mailles carrées ou rectangulaires) du domaine. Ces données obtenues serviront de fichiers d'entrées comme conditions initiales à CAL3F. Ce dernier effectue alors, à partir des données interpolées sur la grille, une nouvelle interpolation, mais cette fois bi-linéaire, de manière à obtenir à partir des données de la grille, les valeurs aux noeuds du maillage en éléments finis. Cette nouvelle interpolation est nécessaire car les deux maillages sont différents, le maillage du code présentant des éléments de forme triangulaire pouvant être plus petits en certains endroits.

Ce type de conditions initiales peut être utile par exemple lorsqu'on désire simuler les écoulements transitoires d'une *nappe libre* à partir d'un état de la nappe qui n'est pas stationnaire. Par exemple si le système est en lente décrue et qu'on désire simuler l'évolution de cette nappe à partir de cet état, il n'est pas possible d'utiliser la solution du problème stationnaire comme condition initiale, ni de travailler en rabattements car l'équation des écoulements est non linéaire en h . Il est quand même nécessaire d'imposer une condition initiale et une manière d'y parvenir est la méthode d'interpolation. Celle-ci n'est cependant pas complètement satisfaisante car le champ piézométrique interpolé n'est pas forcément solution de l'équation de la diffusivité. De plus, dans le cas du problème inverse cette méthode introduit des erreurs dans les valeurs provenant des différentes interpolations effectuées. De telles erreurs peuvent produire des résultats erronés lorsqu'on essaie d'estimer les paramètres dans le cadre d'une modélisation inverse, et donc jouer un rôle non négligeable lors de l'étape de simulation des écoulements. Dans notre situation où nous avons procédé à une linéarisation de l'équation des écoulements en nappe libre il est préférable de travailler en rabattements comme nous l'avons souligné, et de simplifier ainsi le problème des conditions initiales.

Nappe libre et pluviométrie

Bien que le modèle conceptuel soit exprimé en transmissivités, il est possible de tenir compte, en problème direct, des fluctuations de la nappe libre pour les aquifères non confinés. Pour en tenir compte, l'équation (2.2) est "linéarisée" numériquement. C'est-à-dire qu'elle n'est pas résolue directement mais elle utilise la charge hydraulique h_n calculée au pas de temps n , comme nouvelle "épaisseur" pour le calcul de la charge au pas de temps $n + 1$. La vérification s'est faite à l'aide d'un autre code, Trace0 (*P. Gouze et R. Mackay [1994]*), qui résout l'équation de la diffusion en une dimension avec la même approximation. La méthode de discrétisation de Trace0 est celle des différences finies. La vérification a donné un très bon accord entre les résultats des deux codes. On tient compte de l'absence de la couche en donnant simplement des valeurs nulles aux propriétés (emmagasinements et transmissivités) du milieu.

Enfin CAL3F permet de tenir compte de la recharge surfacique. Celle-ci peut être constante ou variable dans le temps. Il est nécessaire dans cette dernière situation de fournir les données pluviométriques dans un fichier donnant les quantités de pluie au pas de temps journalier. Ces données devront au préalable être pré-traitées pour pouvoir tenir compte des phénomènes de ruissellement et d'évapotranspiration déjà discutés ci-dessus.

Chapitre 3

Problème inverse

3.1 Rappel du problème et des méthodes

3.1.1 Définition

Dans le chapitre précédent, nous avons posé les équations du modèle conceptuel nous semblant approprié à la description des écoulements sous le site de Cadarache. En résolvant cet ensemble d'équations avec les conditions initiales et conditions aux limites appropriées, et connaissant les valeurs de *tous* les paramètres qui décrivent les propriétés du milieu, on est alors capable de calculer les charges piézométriques de chacun des continua. Dans ce cas, on dit résoudre le problème direct. Cependant, comme souvent dans les problèmes naturels, la détermination de tous ces paramètres n'est pas facile car leurs valeurs sont difficilement accessibles directement par des expérimentations in situ. En plus, certains de ces paramètres, telle que la conductivité hydraulique, sont très variables dans l'espace - on verra par exemple dans le chapitre 5 que cette variabilité atteint six décades pour le site du CEA/Cadarache. Pour surmonter ce problème, on a souvent recours à l'étape de calage¹ des paramètres qui consiste à essayer dans le modèle un jeu de paramètres et à le modifier peu à peu dans le but de superposer les données piézométriques calculées à celles mesurées. Ces dernières sont, en général, plus facilement accessibles et c'est le cas pour notre étude (Chapitre 1) où elles apparaissent en grand nombre. Le problème inverse consiste alors à estimer directement les valeurs de tous ces paramètres en utilisant l'ensemble des chroniques piézométriques disponibles. Tous les paramètres du modèle peuvent faire l'objet d'un problème inverse, les paramètres du modèle, mais aussi les conditions aux limites, les termes de recharge et les conditions initiales. Nous nous limiterons cependant dans cette étude à l'estimation des paramètres hydrodynamiques.

Pour résoudre ce problème, plusieurs approches basées sur des concepts et des techniques différentes ont été élaborées qui ont toutes des avantages et des inconvénients. Une littérature abondante existe sur ce sujet et plusieurs revues synthétiques ont été réalisées. Citons par exemple *Yeh* [1986], *Carrera* [1988] et *Sun* [1994]. Pour une revue basée sur l'approche bayésienne et la paramétrisation on peut citer *McLaughlin and Townley* [1996]. Pour une approche plus historique et pragmatique (se limitant au cas stationnaire) on pourra se référer à *de Marsily et al.* [1999].

¹On ne reviendra sur la justification du choix essai-erreur/modélisation inverse déjà discuté dans le premier chapitre.

3.1.2 Méthodes de résolution

Minimisation d'une fonction coût

L'approche de la modélisation inverse pose quelques difficultés. L'une des premières du problème inverse est qu'il est généralement mal posé au sens d'Hadamard. Un problème bien posé au sens d'Hadamard est tel que la solution de l'inversion : (1) existe, (2) est unique et (3) est continue par rapport aux données (stable), en d'autres termes, une petite erreur sur les données entraîne une petite erreur sur la solution. Les problèmes mal posés violent l'une au moins des clauses (1) à (3).

Pour résoudre ce problème plusieurs méthodes générales ont été proposées telles que la régularisation des problèmes mal posés et l'inversion bayésienne (ou stochastique). La première est due initialement à *Tikhonov et Arsénine* [1976] et se propose de redéfinir les notions d'inversion et de solution (quasi-solution, solution approchée ...), de façon à ce que la "solution régularisée" obtenue par "inversion régularisée" dépende continuellement des données et soit proche de la solution exacte. En d'autres termes, on remplace le problème initial mal posé par un autre "proche" du premier et bien posé. L'inversion bayésienne considère quant à elle toutes les variables comme aléatoires. La solution du problème inverse se ramène dans ce cas à la détermination d'une fonction densité de probabilité a posteriori associée au paramètre et à la mesure, connaissant une fonction de densité de probabilité a priori. La densité de probabilité obtenue permet alors de déduire toutes les grandeurs relatives au problème : la valeur moyenne, la dispersion, la corrélation ... Cependant, malgré des cadres théoriques différents, ces deux méthodes résolvent le problème inverse de façon similaire, seules les interprétations des termes changent. Pratiquement, le problème inverse se résout généralement en minimisant une fonctionnelle coût (ou critère de performance) J de la forme :

$$J(\mathbf{p}) = \frac{1}{2}(\mathbf{d}^{\text{obs}} - \mathbf{d}(\mathbf{p}))^T \mathbf{W}^{-1}(\mathbf{d}^{\text{obs}} - \mathbf{d}(\mathbf{p})) + R(\mathbf{p}) \quad (3.1)$$

où \mathbf{d}^{obs} est le vecteur des données mesurées, $\mathbf{d}(\mathbf{p})$ est le vecteur dont les éléments sont les résultats du modèle direct et dépendent du vecteur des paramètres \mathbf{p} ; \mathbf{W}^{-1} est l'inverse de la matrice de covariance des erreurs de mesures des données si ces erreurs sont corrélées, c'est une matrice de pondération définie positive. $R(\mathbf{p})$ est le terme de régularisation et l'indice T signifie la tranposée du vecteur. Dans le cas d'une inversion bayésienne (*Tarantola et Valette* [1982] par exemple), les variables sont interprétées comme des variables aléatoires alors que dans la procédure de régularisation de Tikhonov et Arsénine les variables sont déterministes. La justification du critère (3.1) a donné lieu à des développements théoriques importants dont l'approche bayésienne. Un autre cadre théorique, dans lequel nous nous placerons dans ce travail, est également utilisé en hydrogéologie : c'est l'estimateur du *maximum de vraisemblance* (*Carrera & Neuman* [1986]). Cette méthode est inspirée de l'approche bayésienne mais n'en adopte pas la philosophie. Elle consiste à chercher les valeurs des paramètres qui maximisent la probabilité de retrouver un jeu de charges hydrauliques situées dans une certaine fourchette autour des données observées. Dans cette approche, il n'y a pas de modèle stochastique sous-jacent. On cherche une seule valeur pour un paramètre perçu comme déterministe, cette valeur étant la plus probable compte tenu des données. Elle mène toutefois à la minimisation du même critère (3.1) si on inclue les valeurs mesurées de charges et les a priori sur les paramètres.

Donnons maintenant quelques explications sur la fonctionnelle (3.1) ci-dessus. Celle-ci incorpore d'une part l'information physique sur le problème considéré, c'est-à-dire la distance entre les données mesurées \mathbf{d}^{obs} et calculées par le modèle $\mathbf{d}(\mathbf{p})$, et d'autre part des informations a priori (terme régularisant) sur les paramètres. Ce terme est important car la minimisation du critère basée seulement sur les charges résiduelles n'est pas suffisante pour garantir une solution unique et stable (problème mal posé). Notons que nous nous sommes placés volontairement

dans le cas où le premier terme du membre de droite de la fonctionnelle est différentiable. C'est le cas le plus utilisé en pratique car il comprend tous les problèmes résolus par des méthodes de type moindre carrés, c'est-à-dire reposant sur la minimisation de distances entre données mesurées et calculées en norme quadratique. Toutefois, d'autres formes de ce premier terme existent, par exemple le choix de distance en norme L^1 ou L^∞ , mais nous n'en ferons pas usage dans ce mémoire.

Le terme de régularisation, quant à lui, peut prendre des formes différentes en fonction du problème physique traité. L'idée de base de ce terme est de renoncer à l'espoir d'accéder à la solution exacte à partir de données imparfaites. Parmi toute une classe de solutions admissibles, il permet de rechercher dans cette classe, une solution qui peut être considérée comme physiquement raisonnable, c'est-à-dire compatible avec une certaine information a priori. Ceci s'obtient usuellement en recherchant une solution qui minimise un critère tel que (3.1), spécifiquement conçu pour être, jusqu'à un certain point, "fidèle" aux données (premier terme du critère) et de renforcer certaines propriétés souhaitables qui résument notre connaissance a priori sur la solution. Ce terme de régularisation est souvent lui aussi quadratique. Il est bien entendu envisageable de généraliser ce type d'approche à plusieurs paramètres de régularisation, par exemple pour le cas où plusieurs sources indépendantes d'informations a priori doivent être exploitées. Pour terminer et résumer cette petite discussion sur le terme de régularisation, on peut dire que le processus de régularisation du problème inverse consiste en une reformulation de celui-ci et poursuit un objectif double : (1) Définir un cadre de traitement qui permette de prendre en compte, en plus du problème direct proprement dit, des informations supplémentaires, provenant nécessairement de considérations physiques ou qualitatives. (2) Faire en sorte que la solution obtenue, compte tenu de ces informations supplémentaires, soit plus stable par rapport aux erreurs de mesures. La méthode de régularisation consiste donc techniquement à ajouter à la fonction coût une *fonctionnelle stabilisatrice* non négative, que l'on souhaite voir prendre des valeurs (positives) aussi petites que possibles.

Paramétrisation et identification des structures

Un des aspects pratiques et difficiles de la modélisation inverse concerne la formalisation de la variabilité spatiale des paramètres. Tous les paramètres du modèle sont en effet des fonctions continues de la position x et y . Lorsqu'on cherche à résoudre l'équation des écoulements par la méthode des éléments finis ce nombre de paramètres est restreint : on remplace une fonction continue par un vecteur de dimension N , souvent très grand, en utilisant généralement la même méthode de discrétisation que celle utilisée pour les variables spatiales. A chaque élément (ou noeud) est alors associée une valeur de ces paramètres. Si le domaine d'études est découpé en 1000 éléments, il y aura dans un problème stationnaire et isotrope, 1000 valeurs de conductivité hydraulique, chacune de ces valeurs correspondant à un élément du maillage. Pour la résolution du problème inverse, l'information fournie par les données de charges piézométriques ne sont pas suffisantes pour déterminer de manière unique les 1000 paramètres. Il est alors nécessaire de diminuer le nombre de paramètres du modèle et la technique utilisée pour cela est appelée la paramétrisation du problème. C'est donc une procédure qui permet d'exprimer un paramètre $\mathbf{p} = (p_1, p_2, \dots, p_N)^T$ approximativement par un vecteur $(p_1, p_2, \dots, p_M)^T$, où M est très petit devant N . M est appelé la dimension de paramétrisation.

Plusieurs méthodes de paramétrisation ont été proposées pour la modélisation en hydrogéologie, on pourra se référer à *Sun [1994]* pour une revue détaillée des différentes méthodes. Simplement, rappelons que d'une façon générale, la plupart des approches de la paramétrisation adoptent soit une description par zones, soit une description géostatistique (champ aléatoire) de la variabilité spatiale des paramètres. La première approche divise la région d'études en zones discrètes correspondant à des unités géologiques distinctes. Pour chaque zone l'enveloppe

et la taille des zones sont supposées connues et dans chacune d'elle, le paramètre est supposé constant. Par exemple dans le cas d'une discrétisation par éléments finis, une zone contient plusieurs dizaines d'éléments qui se voient attribuer la même valeur de paramètre. L'approche géostatistique considère quant à elle les propriétés du milieu poreux comme des champs aléatoires stationnaires qui varient (relativement) régulièrement dans l'espace. L'identification du champ aléatoire se ramène alors à la détermination des quelques paramètres statistiques qui décrivent ce champ. Une bonne discussion sur les avantages et les inconvénients des différentes approches de la paramétrisation peut se trouver dans *McLaughlin and Townley [1996]*. D'autres méthodes de paramétrisation existent cependant. Par exemple la fonction à identifier peut être décomposée dans une base de splines, d'ondelettes, de polynômes, de séries de Fourier, ... et ce qu'il faut alors identifier par la méthode ci-dessus est l'ensemble de coefficients dans la base choisie.

Signalons toutefois les difficultés liées à la paramétrisation. Celle-ci comprend deux aspects : la structure du paramètre et ses valeurs correspondantes à l'intérieur de la structure. Dans le cas du zonage, la structure du paramètre est déterminée par le nombre m de zones et l'enveloppe de chacune d'elles qui divise la région d'écoulements. Dans le cas des méthodes géostatistiques de la paramétrisation, la structure du paramètre est déterminée par sa fonction de covariance et quelques paramètres statistiques. Dans la majorité des études sur le problème inverse en hydrogéologie, la structure du paramètre est supposée connue et seules les valeurs des paramètres à l'intérieur de la structure est recherchée. Cependant, il est montré qu'un zonage incorrect mène à une mauvaise estimation des paramètres (*Sun and Yeh [1985]*). Malgré ce, cet aspect du problème inverse a très peu été étudié car plus difficile, contrairement aux méthodes d'identification des paramètres. Il n'a pas été, à l'heure actuelle, totalement résolu et fait l'objet de thèmes de recherches actuels. On voit ainsi des méthodes de paramétrisation par "downscaling" (*Siegel [1995]*, *Chardigny et al. [1996]*) - dans cette méthode, le paramètre est discrétisé par éléments finis et est recherché aux noeuds d'un maillage d'abord grossier puis raffiné -, des méthodes d'ajout séquentiel de zones après en avoir testé la sensibilité (*Sun and Yeh [1998]*), ou encore des tentatives d'inversion sur la géométrie des zones (*Heredia & al. [2000]*).

Optimiseurs et méthodes d'évaluation du gradient

Pratiquement, la minimisation de la fonctionnelle J s'effectue à l'aide d'un algorithme d'optimisation non-linéaire appelé *optimiseur*. Ces optimiseurs diffèrent les uns des autres en fonction de la méthode de minimisation choisie. Celle-ci dépend des caractéristiques de la fonction coût choisie et de la nature des contraintes éventuellement présentes. Il est hors de question de dresser ici une liste détaillée des méthodes de minimisation. De nombreux ouvrages et articles ont été publiés sur ce sujet parmi lesquels on mentionnera *Fletcher [1987]* et *Artioukhine [1999]*. Signalons qu'une branche plus récente de l'optimisation porte sur le développement des algorithmes évolutionnaires tels que les algorithmes génétiques (*A. Mukhopadhyay [1999]*).

Dans le cas d'une fonctionnelle différentiable, comme nous l'avons considérée, et si l'éventuel terme régularisant est également différentiable, les méthodes classiques de minimisation faisant appel à l'évaluation du gradient peuvent être utilisées : gradient conjugué, quasi-Newton, Levenberg-Marquardt. Ces algorithmes déterminent une suite de directions de descente construites à partir du gradient au point courant, puis procèdent à une minimisation unidimensionnelle suivant chacune des directions successives. Chaque type d'algorithme se distingue notamment par le principe mis en oeuvre pour construire cette suite. Dans ces algorithmes, il est nécessaire de fournir à l'optimiseur, outre le vecteur des paramètres à optimiser et la valeur de la fonctionnelle à l'itéré courant, les valeurs des gradients de la fonctionnelle par rapport aux paramètres à identifier. Le calcul de ces gradients joue un rôle primordial dans ce type d'algorithme, trois méthodes peuvent être utilisées pour son évaluation : méthode de différences finies, dérivation

directe et méthode de l'état adjoint. Elles sont brièvement décrites dans la prochaine section.

En général, il est souhaitable d'incorporer des contraintes dans la définition du problème inverse, c'est-à-dire des égalités ou inégalités vérifiées par les inconnues, et la minimisation de (3.1) est faite sous contraintes. Cela permet de restreindre la recherche à des valeurs physiquement acceptables; par exemple les contraintes peuvent être des bornes supérieures et/ou inférieures affectées aux paramètres à déterminer qui permettent d'ajouter une contrainte de positivité sur les paramètres recherchés. Le prix à payer est la plus grande complexité des techniques de minimisation sous contraintes. Ceci n'empêche pas, dans le cadre d'une inversion par minimisation, d'introduire par ailleurs un terme régularisant. De façon générale, les contraintes intègrent les informations a priori de nature quantitative (exemple : encadrement avec des bornes connues), tandis que le terme régularisant (information a priori) sert à présenter des informations de nature plus qualitative.

3.2 Présentation de CAL3F en inverse

3.2.1 Position de ce travail

Dans le paragraphe précédent, nous avons décrit brièvement la toile de fond sur laquelle sont basées les méthodes inverses et décrit les méthodes elles-mêmes qui consistent principalement à la minimisation d'un critère d'erreur sur les données observées et les données calculées. Nous allons maintenant décrire les méthodes utilisées dans ce travail. Il est commode pour celà de reprendre une définition de *MCLaughlin and Townley* ([1996]) qui distinguent les méthodes inverses par :

“(1) La manière dont ils décrivent la variabilité spatiale (c'est-à-dire la paramétrisation utilisée), (2) l'équation directe qu'ils utilisent reliant les paramètres aux mesures, (3) le critère d'erreur utilisé pour estimer un bon ajustement, et (4) la technique utilisée pour effectuer ces estimations”.

Nous allons répondre à chacun de ces points un par un. Nous pouvons d'ores et déjà éliminer le deuxième, puisque le modèle utilisé dans ce travail a été décrit dans le chapitre précédent : il s'agit de l'approche multi-continua.

(1) Paramétrisation par zones - cellules de Voronoï

On utilisera ici, comme technique de paramétrisation, la méthode dite du *zonage* qui consiste à découper, selon des considérations géologiques et hydrogéologiques, la région d'études en M domaines homogènes. Dans chaque domaine, les paramètres inconnus sont considérés constants. Cette méthode s'impose d'elle même vis-à-vis des méthodes géostatistiques puisque nous avons décidé d'utiliser un modèle déterministe multi-continu pour la description des hétérogénéités du système. Aucune variable du modèle n'est un champ aléatoire. C'est la méthode la plus utilisée en pratique, cependant, la principale difficulté associée avec son utilisation est qu'une géométrie incorrecte des domaines mène toujours à une estimation incorrecte des valeurs des paramètres.

Pour anticiper l'utilisation de cette méthode de zonage sur des cas synthétiques présentés au chapitre 4, on introduit ici la méthode des cellules de Voronoï. Elle permet d'effectuer un pavage régulier du domaine autour de points distribués à l'intérieur. Les points correspondront dans notre cas aux forages du site et à un forage correspondra une cellule de Voronoï le contenant. Les cellules de Voronoï sont des polygones convexes dont les côtés sont des segments perpendiculaires aux segments joignant deux points (forages) du domaine. Les points reliant les segments de ces polygones sont appelés les points de Voronoï. Chacun de ces points est en fait le centre du cercle circonscrit au triangle de Delaunay utilisé dans CAL3F pour effectuer

le maillage en éléments finis. Donc d'un point de vue algorithmique, il sera facile de générer ces points de Voronoï et construire ainsi les polygones entourant les forages. Il suffira de créer le maillage de Delaunay en utilisant les forages sélectionnés pour le découpage comme sommet des triangles (noeuds). Deux problèmes interviennent toutefois pour la prise en compte du bord de domaine de modélisation : tout d'abord lorsque la répartition des forages est telle que le triangle de Delaunay est quasiment plat, le point de Voronoï peut se situer très loin, en dehors du domaine de modélisation. Il sera alors nécessaire de "ramener" ce point sur le contour du domaine d'études ; l'autre problème intervient pour la fermeture des polygones de Voronoï autour des forages situés sur le contour du maillage de Delaunay. Il faudra rajouter pour celà de nouveaux points sur le contour du domaine.

(2) Critère d'erreur

Le critère d'erreur utilisé est le suivant :

$$J_{\gamma, \beta, \epsilon}(\mathbf{T}, S, \alpha) = \sum_{l=1}^L w_l^2 \left[\mathbf{h}_l^{(\text{cal})}(\mathbf{T}, S, \alpha) - \mathbf{h}_l^{(\text{obs})} \right]^2 + \quad (3.2)$$

$$\gamma \sum_{m=1}^M v_m^2 (T_m - T_m^0)^2 + \beta \sum_{m=1}^M u_m^2 (S_m - S_m^0)^2 + \epsilon \sum_{m=1}^M a_m^2 (\alpha_m - \alpha_m^0)^2$$

L'indice l du premier terme du second membre indique que la sommation s'effectue sur les puits de mesures. Ce premier terme représente l'écart quadratique entre les données calculées et les données observées. Il est obtenu à partir de la relation (3.1) en supposant que les composantes de la matrice de covariance \mathbf{W} sont indépendantes les unes des autres. La matrice \mathbf{W}^{-1} devient alors une matrice diagonale dont les termes diagonaux sont l'inverse du carré de l'écart type de chaque donnée. Chacun de ces éléments diagonaux est représenté ici par le terme w_l^2 ($w_l^2 = \sigma_l^{-2}$) qui est donc un poids strictement positif attribué à chaque mesure et représente le "degré de confiance" qu'on a en cette donnée. Dans le cas de données synthétiques, ce poids est pris égal à un. Les trois autres sont les termes de régularisation correspondant à la fonction $R(\mathbf{p})$ de la relation (3.1) avec ici $\mathbf{p} = (\mathbf{T}, S, \alpha)$. $\mathbf{h}_l^{(\text{cal})}(\mathbf{T}, S, \alpha)$ est la *charge hydraulique calculée* par le code numérique en fonction des paramètres \mathbf{T} , S et α . Le vecteur $\mathbf{h}_l^{(\text{obs})}$ est la *charge hydraulique mesurée sur le terrain*. Le problème se ramène donc à trouver les valeurs de \mathbf{T} , S et α qui rendent J minimum. $\gamma > 0$, $\beta > 0$ et $\epsilon > 0$ sont les paramètres de régularisation, M le nombre total de domaines provenant de la paramétrisation par zones, m le numéro du domaine dans lequel on recherche les paramètres T_m , S_m et α_m . v_m^2 , u_m^2 et a_m^2 sont des poids identiques à w_l^2 . T_m^0 , S_m^0 et α_m^0 sont les valeurs des paramètres connues a priori. On cherche donc, parmi toutes les solutions possibles, celle qui est la plus proche d'une valeur de référence T_m^0 (ou S_m^0 , ou α_m^0) jugée vraisemblable ou représentative à partir de considérations physiques. Il existe, bien sûr, une infinité de manières de choisir le terme de régularisation ; ce choix traduira de façon mathématique le critère de sélection que l'on souhaite utiliser pour restreindre le champ des solutions approchées.

Un problème important, et parfois délicat, est le choix pratique des paramètres de régularisation $\lambda = (\gamma, \beta, \epsilon)$ quelquefois qualifiés d'hyperparamètres. Le choix $\lambda = 0$ revient simplement à résoudre le problème de minimisation au sens des moindres carrés et dans le cas où $\lambda = 1$, seule l'information a priori est prise en compte. Pour des valeurs strictement positives de ces paramètres de "réglage", l'augmentation de λ améliore la stabilité de la procédure d'inversion. En revanche, le premier terme du membre de gauche de (3.2), qui mesure le degré de vérification

par les paramètres recherchés des équations du problème direct, est une fonction croissante de λ au voisinage de $\lambda = 0$: ces équations sont d'autant moins bien vérifiées que λ est grand. Trouver une valeur acceptable pour les paramètres de régularisation relève donc de la recherche d'un compromis : on "achète" de la stabilité (mieux se garantir contre des données inexactes) au prix d'une perte de précision dans le cas (en pratique peu réaliste) de données parfaites.

(3) Techniques de minimisation

Optimiseur L-BFGS-B

La minimisation s'effectue à l'aide d'une méthode de quasi-Newton avec contraintes de bornes. L'algorithme utilisé est celui de *Byrd, Lu, Nocedal, & Zhu* ([1995]) appelé L-BFGS-B. La méthode BFGS (acronyme du nom des quatre auteurs Broyton, Fletcher, Goldfarb et Shanno) permet de remplacer approximativement la matrice hessienne inverse, utilisée dans les méthodes de Newton, par une matrice symétrique, définie positive qui est mise à jour à chaque itération. Cette approximation, qui est à la base des méthodes de quasi-Newton, permet d'éviter le calcul (compliqué) de la matrice hessienne inverse à chaque itération. Etant donné le paramètre et le gradient à l'itération k , le paramètre à l'itération $k + 1$ est donné par la relation :

$$x_{k+1} = x_k - \lambda_k H_k g_k \quad (3.3)$$

où x_k est la valeur du paramètre à l'itération k , λ_k est la longueur du pas, g_k est le gradient de la fonction coût à x_k et H_k est l'approximation de la matrice hessienne inverse. L'avantage majeur de l'algorithme de *Byrd et al.* est qu'il permet d'effectuer une minimisation sous contraintes de bornes supérieures et inférieures. Il est basé sur la méthode de projection du gradient et utilise la matrice à mémoire limitée (Limited memory) BFGS pour approximer la matrice Hessienne. Cette dernière est alors utilisée pour définir un modèle quadratique de la fonction coût. Une direction de recherche est alors calculée en utilisant une approche en deux temps : premièrement la méthode de projection du gradient est utilisée pour identifier un ensemble de variables actives, c'est-à-dire des variables qui ont atteints leurs bornes ; ensuite le modèle quadratique est minimisé par rapport aux variables libres. L'algorithme n'utilise donc pas les dérivées secondes de la fonctionnelle, ni même sa structure, mais il nécessite l'écriture de la fonctionnelle et des valeurs de ses gradients par rapport aux paramètres recherchés. Cet algorithme est décrit en détail dans *Byrd et al.* ([1995]) et a déjà été utilisé par *Siegel et al.* [1996] pour le calage automatique des paramètres hydrogéologiques pour un aquifère non-confiné dans le nord-est de Vienne.

Méthode de l'état adjoint

La méthode de l'état adjoint est utilisée ici pour le calcul des gradients de cette fonctionnelle par rapport aux paramètres recherchés. C'est une méthode basée sur la théorie variationnelle qui a été inventée en 1971 par le mathématicien français *G. Chavent* ([1971], [1975]). Elle est utilisée aussi bien pour la détermination des paramètres d'équations différentielles ordinaires que d'équations aux dérivées partielles. Décrivons-la en quelques mots. Elle repose sur l'utilisation d'une dérivation analytique. L'équation d'état du problème direct peut être vue comme une contrainte reliant la variable d'état aux paramètres. On associe alors à cette contrainte, un multiplicateur de Lagrange à n composantes \mathbf{H} et on définit ainsi le lagrangien suivant :

$$L(\mathbf{p}, \mathbf{h}) = J(\mathbf{p}) + \mathbf{H}^T(\mathbf{K}(\mathbf{p})\mathbf{h} - \mathbf{f}(\mathbf{p})) \quad (3.4)$$

où la matrice \mathbf{K} et le second membre \mathbf{f} dépendent de l'inconnue \mathbf{p} . Dans la relation ci-dessus les termes entre parenthèses dans le second membre représentent la discrétisation par éléments finis d'un système d'équations aux dérivées partielles. \mathbf{h} est le n -vecteur des variables nodales, \mathbf{K} est la matrice de transmissivité et \mathbf{p} est un ensemble de k paramètres décrivant les caractéristiques physiques du milieu. On calcule alors la variation totale de ce lagrangien L . A ce stade, le multiplicateur \mathbf{H} n'est pas encore fixé. Partant du principe que la variation de L ne devrait être nulle qu'en présence de variations de \mathbf{p} , on définit l'état adjoint comme la valeur du multiplicateur \mathbf{H} telle que le terme en $\delta\mathbf{h}$ s'annule, c'est-à-dire comme solution d'une équation adjointe qui possède la même forme (au terme source et au signe près) que l'équation du problème direct. La dénomination de l'état adjoint vient de ce que les opérateurs qui interviennent dans sa définition sont les adjoints des opérateurs de l'équation d'état ($-\frac{d}{dt}$ comme adjoint de $\frac{d}{dt}$, et l'opérateur aux dérivées partielles en x , y et z est le même, car auto-adjoint). Ce problème adjoint présente la particularité d'être rétrograde, c'est-à-dire que l'état adjoint \mathbf{H} est donné à l'instant final (non initial) et il faut résoudre cette équation adjointe du temps final au temps initial. Une fois les problèmes direct et adjoint résolus, il est alors possible d'en déduire les gradients de J à partir des deux vecteurs \mathbf{h} et \mathbf{H} obtenus. L'avantage majeur de cette méthode comparée à la méthode d'évaluation du gradient par différences finies, est qu'elle ne nécessite de ne résoudre que deux fois seulement le problème direct à chaque itération de l'optimiseur, quelque soit le nombre de paramètres à estimer. Il en résulte que plus le nombre de paramètres à identifier est élevé, plus la méthode de l'état adjoint trouve sa justification car utiliser l'approximation par différences finies pour le calcul de ces gradients, nécessitera $m + 1$ résolutions du problème direct si m paramètres sont à déterminer.

La méthode de l'état adjoint a été utilisée aux problèmes inverses en hydrogéologie depuis plus de deux décennies. Citons par exemple son utilisation dans les problèmes d'écoulements dans les aquifères confinés et non-confinés, dans les problèmes d'écoulements couplés au transport de masse et pour les problèmes bi-phasiques. La méthode est présentée dans chacun des cas dans *Sun* [1994] qui déduit les gradients aussi bien de façon discrète que continue.

Nous utiliserons pour le calcul des gradients dans le cas du multi-continua, les règles d'opérations adjointes proposées par *Sun et Yeh* [1990] qui permettent de déduire simplement les relations adjointes pour des problèmes couplés. Tous les calculs, c'est-à-dire l'écriture des gradients dans les cas continu et discret pour les mono et multi-continuum ainsi que la déduction du problème adjoint, sont détaillés en annexe. Signalons que ces dernières années ont vu l'apparition prometteuse des premiers outils logiciels de différentiation automatique, permettant en particulier la création automatique du code adjoint à partir d'un code direct donné (logiciel ODYSEE de l'INRIA).

3.2.2 Description de l'algorithme inverse de CAL3F

En problème inverse CAL3F permet le calage des paramètres de chacun des domaines de chaque continuum à partir de chroniques piézométriques. Le calage peut se faire aussi bien en stationnaire, en transitoire et en mono ou multi-continuum. C'est-à-dire que CAL3F permet d'optimiser la transmissivité, l'emmagasinement et les coefficients de couplage de chacun des milieux.

Principales relations

La méthode de résolution numérique est tout à fait classique. Les détails des calculs des relations écrites ci-dessous sont développés en annexe. Le schéma est le suivant. Il est tout d'abord nécessaire de fournir dans des fichiers d'entrées, les valeurs des charges piézométriques observées pour chaque forage, les valeurs initiales des paramètres avec les bornes supérieures

et inférieures entre lesquelles les paramètres seront recherchés et la valeur du critère d'arrêt. Le problème direct est tout d'abord résolu avec une paramétrisation par zones et des valeurs initiales des paramètres associées à cette zonation, les conditions aux limites et la condition initiale. On a ainsi à résoudre à chaque pas de temps le système matriciel :

$$\mathbf{G}\mathbf{h}_n = \mathbf{M}\mathbf{h}_{n-1} + \mathbf{Q}_n \quad (3.5)$$

où $\mathbf{G} = \mathbf{K} + \mathbf{M}$ et $\mathbf{M} = \frac{\mathbf{S}}{\Delta t}$. Les termes \mathbf{K} et \mathbf{S} sont les matrices de transmissivité et d'emmagasinement respectivement, issues de la discrétisation par éléments finis et de l'étape d'assemblage. La forme de leurs éléments de matrice sont écrits en annexe. L'indice n ($n = 1, \dots, N$) indique le pas de temps de calcul, \mathbf{h}_n est le vecteur dont les composantes sont les valeurs de la charge piézométrique aux noeuds du maillage au pas de temps n et \mathbf{Q}_n est le vecteur des sollicitations extérieures à l'instant n . On résout ensuite le problème adjoint qui s'écrit sous la forme suivante :

$$\mathbf{G}\mathbf{H}_n = \mathbf{M}\mathbf{H}_{n+1} + \mathbf{A}_n \quad (3.6)$$

Dans la relation ci-dessus \mathbf{H}_n est le vecteur adjoint à \mathbf{h}_n , \mathbf{G} et \mathbf{M} sont les mêmes matrices que pour le problème direct et \mathbf{A}_n est un vecteur dont les éléments sont les dérivées partielles de la fonctionnelle J par rapport au vecteur charge piézométrique \mathbf{h}_n au pas de temps n (voir annexes). C'est donc sous forme de terme source dans l'équation adjointe qu'intervient l'écart entre solution calculée et observation, et ceci parce que dans notre problème, les observations sont distribuées dans l'espace. Si on avait eu une observation sur une des frontières du domaine, le terme d'écart aurait figuré au second membre de la condition à la limite pour l'état adjoint. Enfin, si on avait eu une observation finale, l'écart à la solution serait à la condition finale de l'état adjoint. Remarquons aussi que l'indice de temps de l'état adjoint pour le premier terme du second membre est maintenant $n+1$, ce qui nous indique - comme nous l'avons déjà mentionné - qu'il faut résoudre ce problème adjoint de façon rétrograde, de l'instant final à l'instant initial : connaissant l'état adjoint au pas de temps $n+1$, on cherche à le calculer à n . Par contre les matrices \mathbf{G} et \mathbf{M} restent identiques. La factorisation de la matrice de transmissivité, déjà effectuée pour résoudre le problème direct, est directement réutilisable pour le calcul de l'état adjoint, qui ne nécessite donc que le calcul et l'assemblage d'un nouveau second membre.

Une fois résolues les relations ci-dessus, c'est-à-dire lorsque les valeurs de la charge calculée et de l'adjoint sont disponibles sur tous les noeuds du maillage et ceux pour tous les pas de temps, il est possible de calculer les gradients par rapport aux paramètres recherchés. Ces gradients sont donnés par la relation :

$$\frac{\delta J}{\delta \mathbf{p}} = \sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T \left(\frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \mathbf{p}} \mathbf{h}_n - \frac{\partial \mathbf{M}}{\partial \mathbf{p}} \mathbf{h}_{n-1} \right) + \sum \frac{\partial J}{\partial \mathbf{p}} \quad (3.7)$$

où le deuxième terme du second membre de l'équation représente l'éventuel terme de régularisation, \mathbf{p} est le vecteur des paramètres composé des éléments $(T_1, \dots, T_B, S_1, \dots, S_B, \alpha_1, \dots, \alpha_{B'})^T$ où B est le nombre de paramètres T et S . Ce nombre est obtenu en faisant le produit $N \times M$ du nombre de continuum N par le nombre de zones M issues de la paramétrisation. B' est le nombre de coefficients de couplages obtenu par la relation $\frac{MN(N-1)}{2}$ où M et N sont les mêmes nombres que ceux intervenant pour le calcul de B . Le nombre total *maximum* de paramètres à optimiser lorsqu'on a un système composé de N continua dont chacun d'eux est formé de M zones est $\frac{NM}{2}(N+3)$. Par exemple en considérant un système composé de deux continua et découpé en dix zones donne un total de 50 paramètres à optimiser en supposant que le découpage est identique pour chaque continua. Le gradient se présente alors sous la forme d'un vecteur de dimension $\frac{NM}{2}(N+3)$ dont chacune des composantes est donnée par la relation (3.7). Le calcul

des dérivées $\frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \mathbf{p}}$ et $\frac{\partial \mathbf{M}}{\partial \mathbf{p}}$ intervenant dans cette relation revient tout simplement à remplacer les valeurs des paramètres par un, au niveau élémentaire avant l'assemblage des matrices.

Voyons maintenant comment fonctionne la relation (3.7) sur un seul continuum. Si on désire calculer le gradient de la fonctionnelle par rapport au paramètre T_k de la zone k , il suffit de remplacer partout \mathbf{p} par T_k dans cette formule. Le second terme compris dans les parenthèses s'annule puisque cette matrice \mathbf{M} ne dépend pas de la transmissivité, mais seulement de l'emmagasinement. Le gradient de la fonctionnelle par rapport au paramètre T_k s'écrit alors comme une somme sur tous les pas de temps du produit de l'adjoint (transposé) calculé au pas n , par la matrice dérivée et multiplié par la charge piézométrique calculée par le modèle au pas n . Si l'on désire maintenant connaître le gradient par rapport au coefficient d'emmagasinement S_k de la zone k , on remplace \mathbf{p} par S_k dans la formule. Les deux termes compris entre les parenthèses seront cette fois présents car \mathbf{G} dépend de \mathbf{S} par l'intermédiaire de \mathbf{M} . Le terme entre parenthèses fera alors intervenir la différence de deux produits : le premier composé d'une matrice multipliée par la charge piézométrique au pas de temps n ; le second composé de cette même matrice multipliée cette fois-ci par la charge piézométrique au pas de temps $n - 1$. Enfin si on veut le gradient par rapport au couplage α_k , alors la relation se réduit à un seul terme (le premier) dans les parenthèses car seul \mathbf{K} , qui intervient dans \mathbf{G} , dépend de α .

Optimisation de $\ln \mathbf{p}$

Afin de donner une contrainte de positivité dans la procédure de recherche, il est utile d'optimiser l'opposé du logarithme des paramètres au lieu des paramètres eux-mêmes. En effectuant ce changement avant l'appel de l'optimiseur, il ne faut pas oublier de modifier les contraintes de bornes supérieures/inférieures des paramètres et des gradients correspondants. Pour cela, il suffit faire subir la même transformation aux contraintes bornes et de multiplier le gradient calculé par la méthode ci-dessus par la valeur du paramètre précédé du signe moins.

A ce stade on possède tous les tableaux nécessaires pour l'utilisation de l'optimiseur de *Byrd et al.* : le nombre et les valeurs des paramètres à optimiser, la valeur de la fonctionnelle calculée par la relation (3.1), le tableau des gradients et les tableaux des bornes supérieures et inférieures. En sortie, cet optimiseur fournit un nouveau jeu de paramètres, qui après transformation par une exponentielle (c'est le $-\log$ du paramètre qui est optimisé) est injecté dans (3.5) pour la résolution du problème direct. On recommence alors le processus en effectuant une boucle sur les itérations jusqu'à ce que un des critères d'arrêt de l'optimiseur soit atteint. Le premier test est tout simplement un nombre d'itérations maximales fixé par l'utilisateur. Les second et troisième tests, qui peuvent aussi être contrôlés par l'utilisateur, sont propres à l'optimiseur (voir *C. Zhu et al.* [1994]). Le second concerne la fonction coût, il s'écrit :

$$\frac{(f_k - f_{k+1})}{\max(|f_{k+1}|, |f_k|, 1)} \leq a \times (\text{precision de la machine})$$

où a est le paramètre pouvant être contrôlé par l'utilisateur. Le run se termine lorsque son changement est suffisamment petit. Le troisième concerne la projection du vecteur gradient sur l'espace tangent des bornes actives. Le run se termine lorsque la norme (infinie) du gradient projeté devient suffisamment petit.

La figure 3.1 résume le schéma général de la procédure d'inversion décrite ci-dessus.

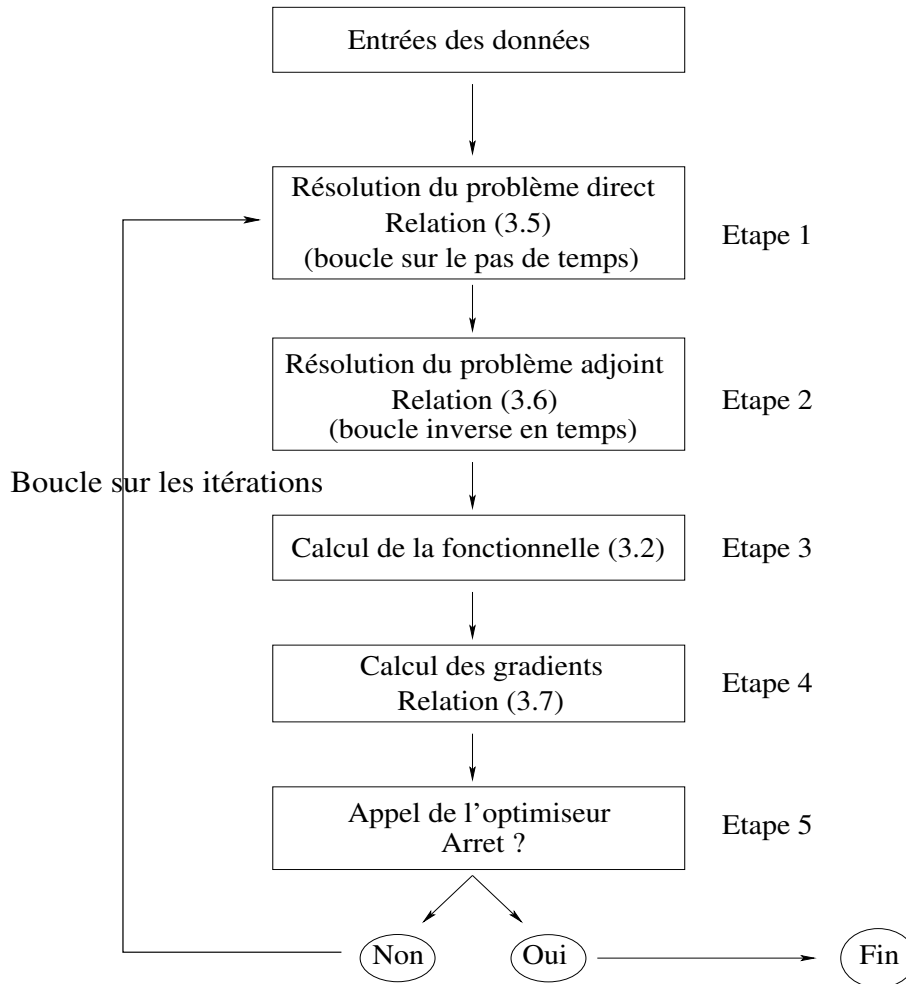


Fig 3.1 : Principe de l'algorithme d'optimisation

Ecriture des routines

D'un point de vue de la programmation, la méthode de l'état adjoint nécessite d'écrire le problème adjoint (3.6). Cette étape ne nécessite que l'écriture du terme source \mathbf{A}_n puisque les matrices \mathbf{G} et \mathbf{M} restent identiques au problème direct. Il faut aussi écrire la fonctionnelle (3.1) et le vecteur gradient dans deux nouvelles sous-routines. Pour cette dernière il est bon d'avoir écrit au préalable une autre routine calculant les dérivées des matrices \mathbf{G} et \mathbf{M} intervenant dans le calcul des gradients. Il faut aussi lire dans des fichiers toutes les entrées du modèle inverse, c'est-à-dire les charges piézométriques observées, les paramètres initiaux d'itérations, les valeurs des coefficients de régularisation, les contraintes de bornes supérieures et inférieures pour chaque paramètre à estimer, les valeurs des a priori.

Inversion et parallélisation

Vu la méthode de résolution numérique employée pour résoudre le problème inverse, on peut dire que cet algorithme est difficilement parallélisable car chacune des étapes ne peut s'effectuer indépendamment de la précédente. Voyons pourquoi. L'étape 1 nous donne les vecteurs charge piézométrique calculée $\mathbf{h}_n^{\text{cal}}$ ($n = 1, \dots, N$) à chaque pas de temps. Cet ensemble de vecteurs est alors utilisé dans les étapes 2 et 3 par l'intermédiaire de la fonctionnelle coût et dans l'étape 4 dans le calcul des gradients. Ensuite il est nécessaire d'avoir résolu le problème adjoint avant le

calcul du gradient puisque l'état adjoint intervient dans sa définition. Par ailleurs, l'optimiseur utilise les valeurs des paramètres et du gradient à l'itéré courant pour les calculer à l'itération suivante. Il n'est donc pas envisageable de paralléliser la boucle sur les itérations.

Chapitre 4

Expériences numériques

Nous allons réaliser ici toute une série d'expériences numériques qui vont nous permettre de valider la procédure d'inversion des paramètres sur des cas synthétiques. La méthode de validation consiste à se donner des systèmes théoriques dans lesquels on distribue des forages. On fixe ensuite dans ces systèmes des valeurs de paramètres à partir desquels on simule les écoulements. Les hauteurs piézométriques simulées sont récupérées aux noeuds du maillage, correspondant aux forages, et ce sont ces valeurs de charge piézométrique qui serviront dans une seconde étape à estimer les paramètres du milieu par optimisation. Les paramètres et les chroniques piézométriques générées par la simulation directe sont qualifiés de paramètres et de données synthétiques. L'expérience de validation consiste donc à retrouver ces paramètres en utilisant des chroniques piézométriques synthétiques comme données d'entrée.

La section suivante (section 4.2) nous permettra ensuite d'effectuer d'autres inversions et de voir les possibilités et les limites de la procédure d'inversion implémentée dans CAL3F, en partant de zonages différents de ceux utilisés pour les simulations directes, en mono et double continuum.

Pour faciliter la mise en forme des fichiers d'entrées au format de CAL3F et la création de domaines de différentes géométries, un pré-processeur graphique a été écrit dans le cadre de ce travail. Il permet entre autre la création interactive de la géométrie des domaines, du positionnement des forages en fonction de leur continuum d'appartenance, du positionnement des conditions aux limites, de l'attribution des propriétés hydrodynamiques aux zones, d'effectuer la rotation des coordonnées des points du maillage ... Il permet également la création automatique de zonages particuliers (ex. cellules de Voronoï) afin d'effectuer un pavage "régulier" des domaines autour des forages. Ce pré-processeur est écrit en FORTRAN77 et fait appel à la librairie graphique X11 par l'intermédiaire d'une routine écrite en C par J. Braun (1990).

4.1 Vérifications du code en inverse

Avant de commencer, effectuons une petite parenthèse quant au vocabulaire employé par la suite. Nous parlerons de "domaine" pour désigner le domaine entier de modélisation, et de sous-domaines ou de zones, lorsque nous ferons référence à une entité homogène comprise à l'intérieur du domaine. Un domaine peut donc contenir un grand nombre de sous-domaines (ou de zones homogènes) issus de la paramétrisation choisie.

Pour la validation numérique de la procédure de calage, nous allons effectuer des tests sur deux cas simples : le premier en mono-continuum hétérogène et anisotrope, et le second en double-continua hétérogène et isotrope. Bien entendu, dans ces deux exemples (et ceux qui suivent), on se donne pour l'optimisation les bonnes conditions initiales, les bonnes conditions aux limites ainsi que la valeur exacte de quantité de pluie efficace. Cette section est simplement

une validation numérique de l'algorithme à travers quelques exemples synthétiques, tout comme nous avons validé le développement du calcul direct en double-continuum par deux solutions analytiques. Dans tous les exemples qui suivent, les poids qui apparaissent comme facteur devant les moindres carrés sont tous posés égaux à un.

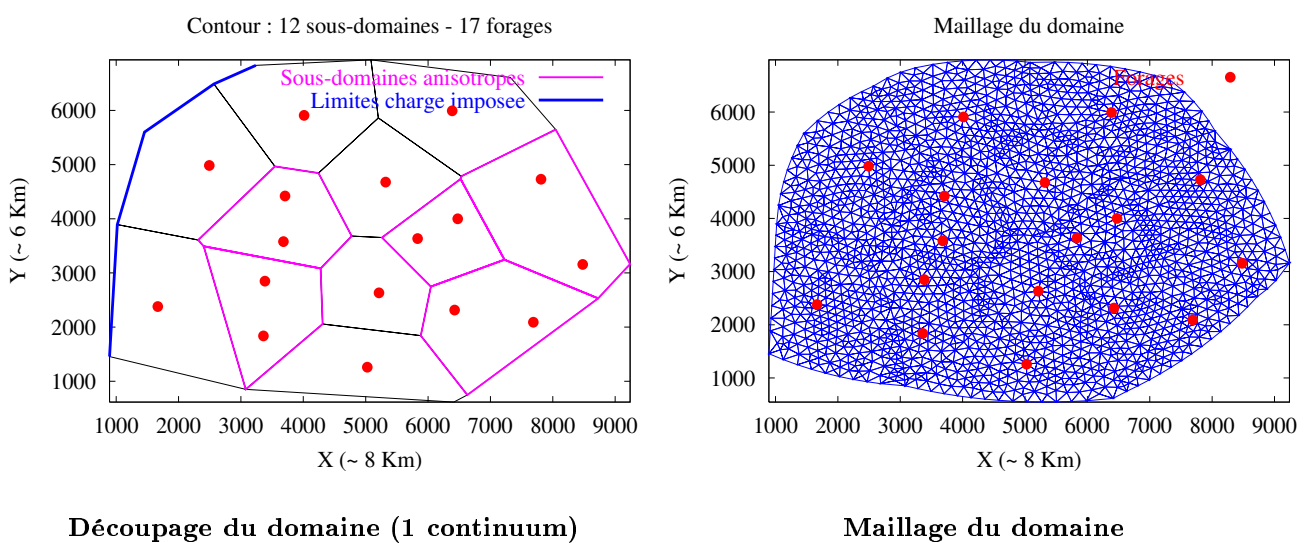
4.1.1 Vérification en mono-continuum hétérogène anisotrope

Présentation de la simulation directe

Pour cet exemple, on considère un aquifère de 8 km de long et de 6 km de large et possédant une superficie de 42,7 km². Celui-ci est découpé en 12 sous-domaines de transmissivités et d'emmagasinements, différents d'une zone à l'autre. La géométrie de l'aquifère est présentée sur la figure 4.1. Les sous-domaines colorés en magentas sont ceux pour lesquels la transmissivité est supposée anisotrope. On peut constater que chacune des cellules anisotropes contient deux forages. La raison en est que si on ne s'en donne qu'un seul, les résultats de l'inversion sont beaucoup moins bons et moins précis que ceux qui vont être présentés dans ce paragraphe. Le trait bleu représente quant à lui les limites où une condition de charge est imposée. Tous les noeuds situés à cette frontière sont imposés à 200 m, toutes les autres limites sont à flux nul. La condition initiale est prise également à 200 m sur l'ensemble des noeuds. Le système est donc initialement à l'équilibre au niveau de la condition à la limite et on le perturbe en appliquant une quantité de pluie de 15 mm sur la totalité du domaine. La simulation est réalisée sur 60 pas de temps de 43200 s. (12h.) et la pluie est appliquée le quatrième jour. Cette pluie de 15 mm est répartie uniformément sur les septième et huitième pas de temps de calcul.

Pour faciliter la tâche du mailleur, tous les côtés des polygones ont été légèrement bombés ce qui explique la courbure des cellules sur toutes les figures de cet exemple et toutes celles qui suivent.

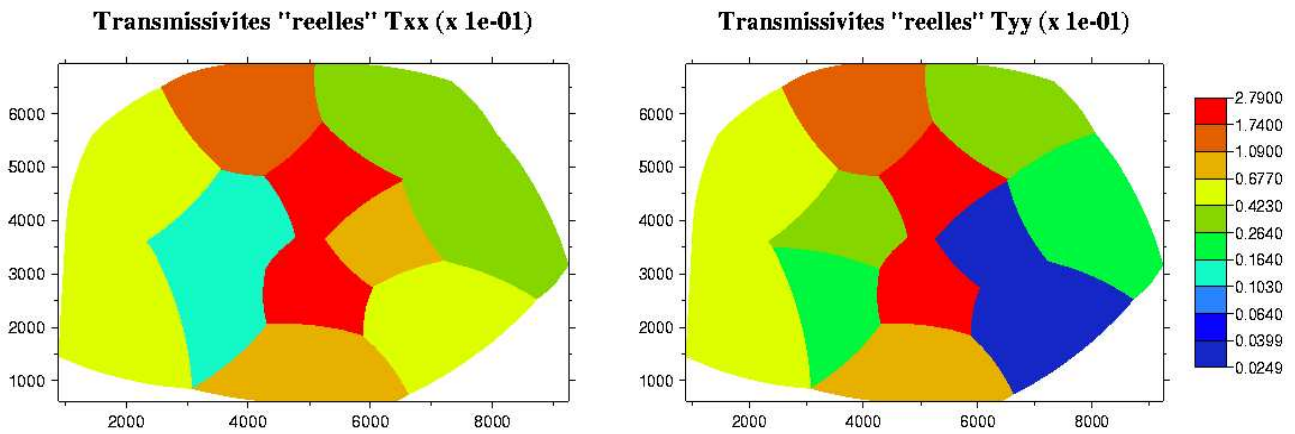
Fig 4.1 : Zonage et maillage du test mono-continuum



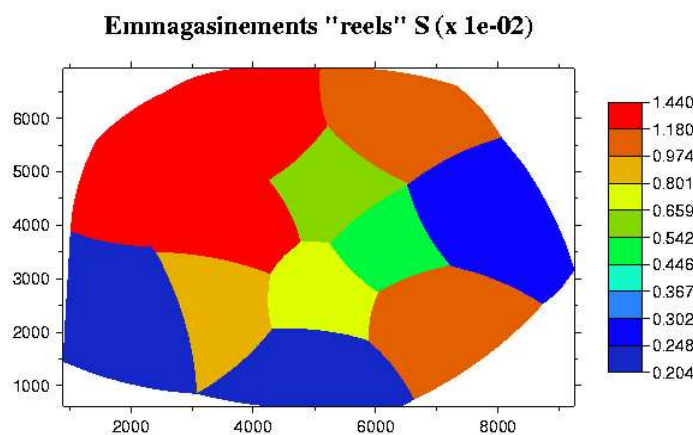
Pour la simulation directe, les paramètres synthétiques de transmissivité ont été fixés entre les valeurs maximales et minimales suivantes : $2,79 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $1,14 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour T_{xx} ,

$2,79.10^{-1} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $1,14.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour T_{yy} . Ce qui représente un écart maximal d'un peu plus d'une décade pour T_{xx} , et un peu plus de deux décades pour la composante T_{yy} du tenseur de transmissivité. Pour le coefficient d'emmagasinement les valeurs varient entre $1,44.10^{-2}$ et $2,04.10^{-3}$ ce qui représente une variation d'un peu moins d'une décade sur l'ensemble du domaine. Les valeurs des propriétés "réelles" ne varient donc pas d'un ordre de grandeur trop élevé, puisqu'elles ne diffèrent que de deux décades au maximum. Cependant, comme nous souhaitons simplement valider numériquement l'algorithme d'inversion (et non en voir ses possibilités) cela n'a pas trop d'importance. En outre, comme nous envisageons d'utiliser le double-continua pour modéliser le milieu très hétérogène du CEA, nous n'effectuerons pas d'inversion avec un nombre très élevé de zones (1000 par exemple) qui présentent des variations importantes des propriétés.

Fig 4.2 : Cartes des propriétés synthétiques du test mono-continuum



Répartition spatiale des transmissivités synthétiques T_{xx} et T_{yy}

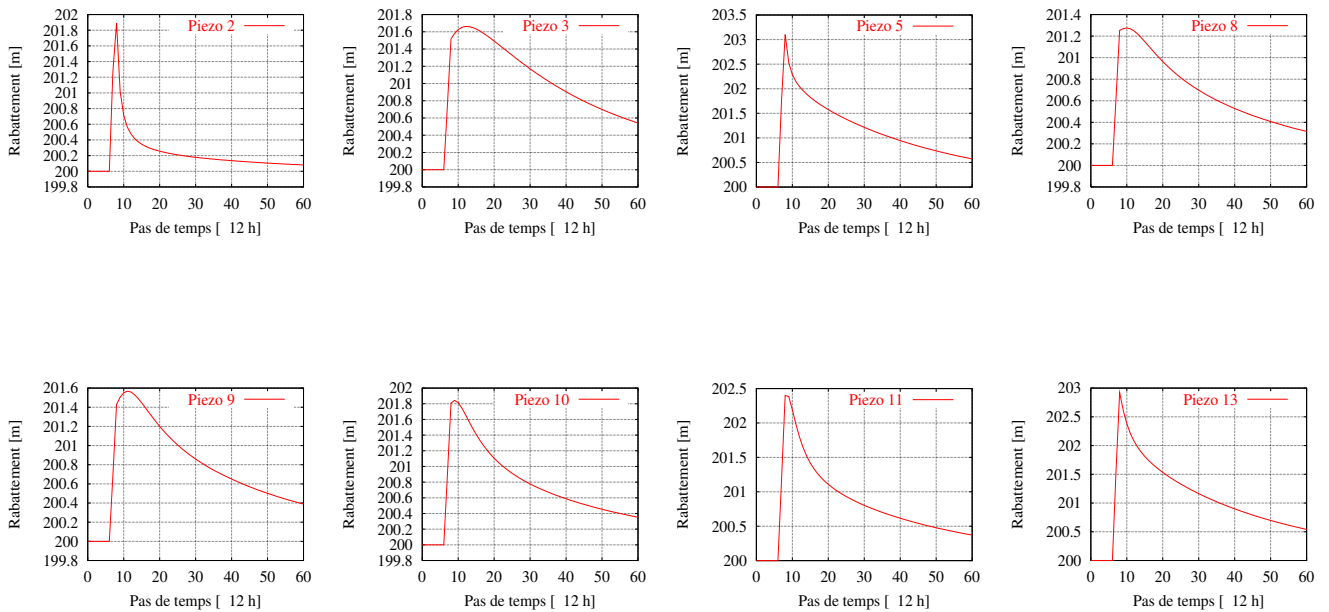


Répartition spatiale des emmagasinement S

La répartition spatiale de ces valeurs de transmissivité et d'emmagasinement sont représentées sur les cartes de la figure 4.2. Les valeurs des transmissivités T_{xx} et T_{yy} ont été représentées dans la même échelle de couleurs. On peut vérifier que les cinq sous-domaines anisotropes ont des couleurs différentes et que toutes les autres, qui possèdent la même valeur pour T_{xx} et T_{yy} , ont des couleurs identiques.

La simulation directe des écoulements effectuée avec ces propriétés donne alors 17 courbes piézométriques. Quelques-unes d'entre-elles sont présentées sur la figure 4.3.

Fig 4.3 : Chroniques piézométriques synthétiques du test mono-continuum



Pour cet exemple il s'agit de déterminer, à partir des 17 chroniques piézométriques engendrées par la simulation directe, les paramètres de transmissivité et d'emmagasinement de ces 12 sous-domaines. Il s'agit donc d'estimer un total de 29 paramètres : 17 paramètres de transmissivité (12 valeurs de T_{xx} et 5 valeurs de T_{yy}) et 12 valeurs d'emmagasinement. Remarquons que nous avons supposé connaître a priori où se situent les zones anisotropes et donc de n'avoir à déterminer que dans ces zones les deux composantes de la transmissivité. Ceci évite d'avoir à les estimer toutes les deux dans la totalité des sous-domaines et permet ainsi de diminuer le nombre total de paramètres. Sur le cas réel de Cadarache, ces zones anisotropes peuvent être définies sur la base d'arguments géologiques et structuraux, par exemple le secteur de la zone de Chicade décrite dans le premier chapitre.

Vérification des gradients par la méthode des différences finies

La première chose à faire lorsqu'on vérifie si l'algorithme d'inversion fonctionne bien, est de vérifier si les gradients de la fonctionnelle sont écrits correctement. Pour cela, on compare les valeurs numériques de ces dérivées calculées par la méthode de l'état adjoint, avec celles calculées par différences finies, méthode déjà introduite dans le chapitre précédent. Bien entendu, cette dernière méthode n'est utilisée qu'à titre de vérification et non pour l'optimisation, étant donnée

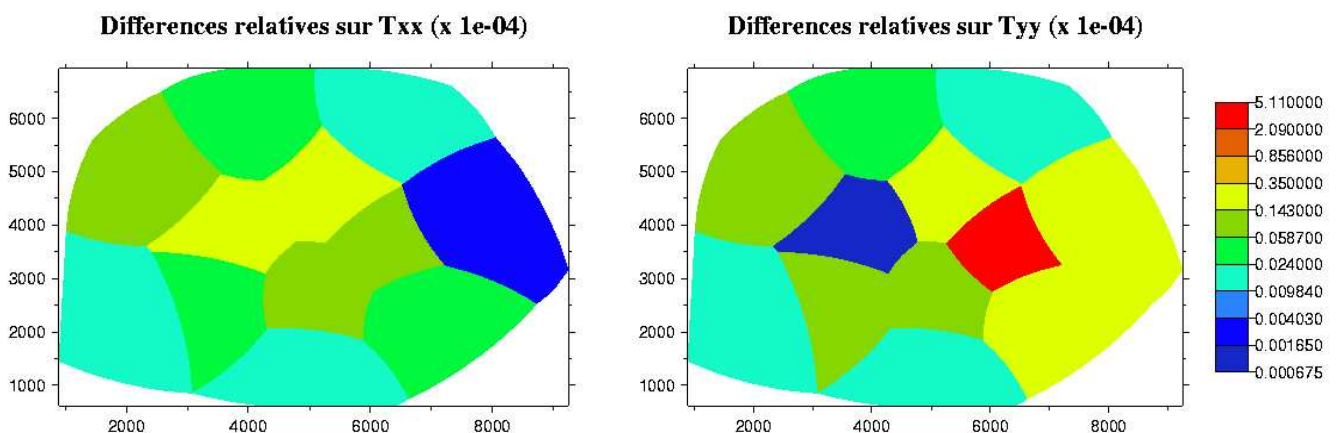
sa lenteur en termes de temps de calculs. En effet, pour cet exemple où nous souhaitons optimiser 29 paramètres, le calcul des gradients par la méthode des différences finies nécessite, à chaque itération, la résolution de 30 problèmes directs : un pour les valeurs des paramètres à l'itéré courant, et 29 autres en incrémentant chacun des paramètres à minimiser à tour de rôle. La méthode de l'état adjoint, quant à elle, ne nécessite de résoudre à chaque itération que les problèmes direct et adjoint, équivalents à deux problèmes directs seulement, pour déterminer l'ensemble des 29 dérivées.

La méthode des différences finies, bien que coûteuse en temps de calculs, permet la comparaison des valeurs numériques des gradients avec celles calculées par la méthode de l'état adjoint. Pour cela, il est nécessaire d'ajuster les incréments ΔT_{xx}^i , ΔT_{yy}^i et ΔS^i (l'indice supérieur i indiquant le numéro des sous-domaines) qui apparaissent en écrivant les dérivées par différences finies. Dans notre exemple, on voit donc qu'il faut ajuster 29 valeurs d'incrémentes puisque nous avons à déterminer 29 dérivées. Nous n'en avons calé que quelques-uns, deux pour chacun des différents paramètres, pour des sous-domaines différents et à la première itération. Ce calage a donné de très bons résultats pour les quelques ajustements réalisés, puisque de quatre à six chiffres significatifs identiques ont pu être obtenus par les deux méthodes pour les valeurs des dérivées. Pour toutes les autres dérivées les signes, les ordres de grandeur et deux chiffres significatifs ont été obtenus par un ajustement plus grossier.

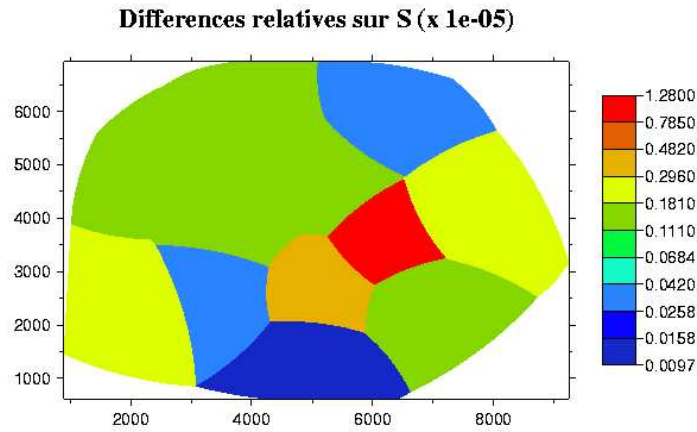
Résultats de l'optimisation

Pour démarrer l'optimisation, il est nécessaire de se donner des valeurs des 29 paramètres pour la première itération de l'optimiseur. Ceux-ci ont tous été fixés arbitrairement à 3.10^{-2} aussi bien pour l'emmagasinement que pour la transmissivité.

Fig 4.4 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés du test mono-continuum



Différences relatives sur les transmissivités



Différences relatives sur les emmagasins

Les contraintes de bornes entre lesquelles seront recherchés les paramètres, ont toutes été fixées à 10^{-6} pour la valeur inférieure et $9 \cdot 10^{-1}$ pour la valeur supérieure.

Pour cette optimisation, qui a été réalisée sans terme de régularisation, les résultats sont très bons puisque les différences relatives (différence entre la valeur du paramètre synthétique et celle optimisée, divisée par la valeur du paramètre synthétique) varient entre $5,11 \cdot 10^{-4}$ et $6,75 \cdot 10^{-8}$ (en valeur absolue) pour la transmissivité et $1,28 \cdot 10^{-5}$ et $9,7 \cdot 10^{-8}$ (toujours en valeur absolue) pour l'emmagasinement. Ces différences relatives sont représentées sur les cartes de la figure 4.4, en prenant leur valeur absolue.

Pour cette précision de résultats, l'inversion s'est effectuée en 23 minutes et 297 itérations sur un PC Pentium III à 800 MHz sous Linux (32 bits). Pour de moins bonnes précisions, mais donnant des résultats tout aussi bons, c'est-à-dire pour des différences relatives variant entre $1,53 \cdot 10^{-1}$ et $2,47 \cdot 10^{-5}$ pour T_{xx} et T_{yy} et entre $3,20 \cdot 10^{-3}$ et $1,87 \cdot 10^{-5}$ pour S , l'optimisation s'est réalisée sur la même plate-forme en 12 minutes et 147 itérations. Pour cette deuxième inversion, les valeurs initiales des paramètres et les valeurs des bornes ont été prises identiques à la première optimisation.

Pour ce degré de précision obtenu sur les paramètres, il est inutile de montrer la superposition des courbes piézométriques synthétiques et reconstruites qui s'ajustent parfaitement les unes aux autres à chaque forage.

Problème des minima locaux

Plusieurs autres tests de validation en mono-continuum ont été réalisés en changeant le nombre de domaines, la distribution spatiale des forages, les types de conditions initiales (générées par CAL3F) et conditions aux limites. Certains d'entre eux ont donné de très bons résultats, mais d'autres ont mis en évidence dans certaines situations des problèmes de convergence de certains paramètres. Ces derniers restent soit bloqués à l'une des deux bornes, ou restent confinés à des valeurs, ne correspondant pas à la valeur réelle. Ces valeurs peuvent être des minima locaux dans lesquels certains paramètres ne semblent pas pouvoir sortir. Ces problèmes de minima sont inévitables dans les méthodes de minimisation par gradients comme celle utilisée ici. Des tests supplémentaires en changeant les valeurs initiales des paramètres et/ou en changeant également les valeurs des bornes supérieures et inférieures ont nettement amélioré certaines inversions.

4.1.2 Vérification en double-continua hétérogène isotrope

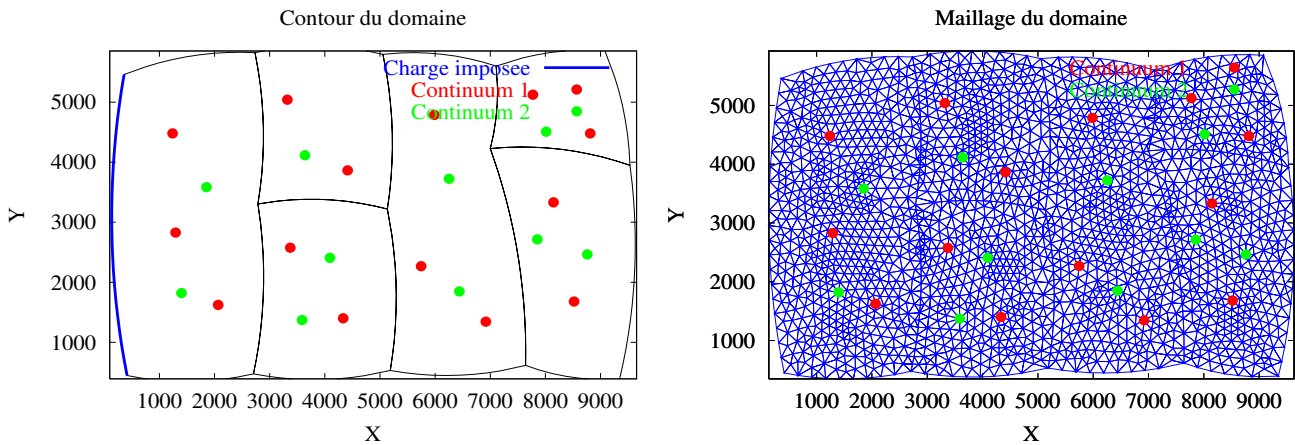
Pour d'autres tests il est nécessaire de rajouter des termes supplémentaires à la fonctionnelle : des termes de régularisation. Nous donnons dans ce paragraphe, des résultats d'une inversion avec et sans termes de régularisation sur un système qu'on considère maintenant en double-continua. Cet exemple nous permettra de valider la procédure d'inversion en double-continuum mais aussi de voir les effets du terme de régularisation sur les résultats de l'inversion.

Présentation de la simulation directe

Le système étudié est constitué deux continua paramétré en 6 zones dans chacune desquelles il y a deux valeurs de transmissivité, deux valeurs d'emménagement et un coefficient de couplage, ce qui représente un total de 30 paramètres.

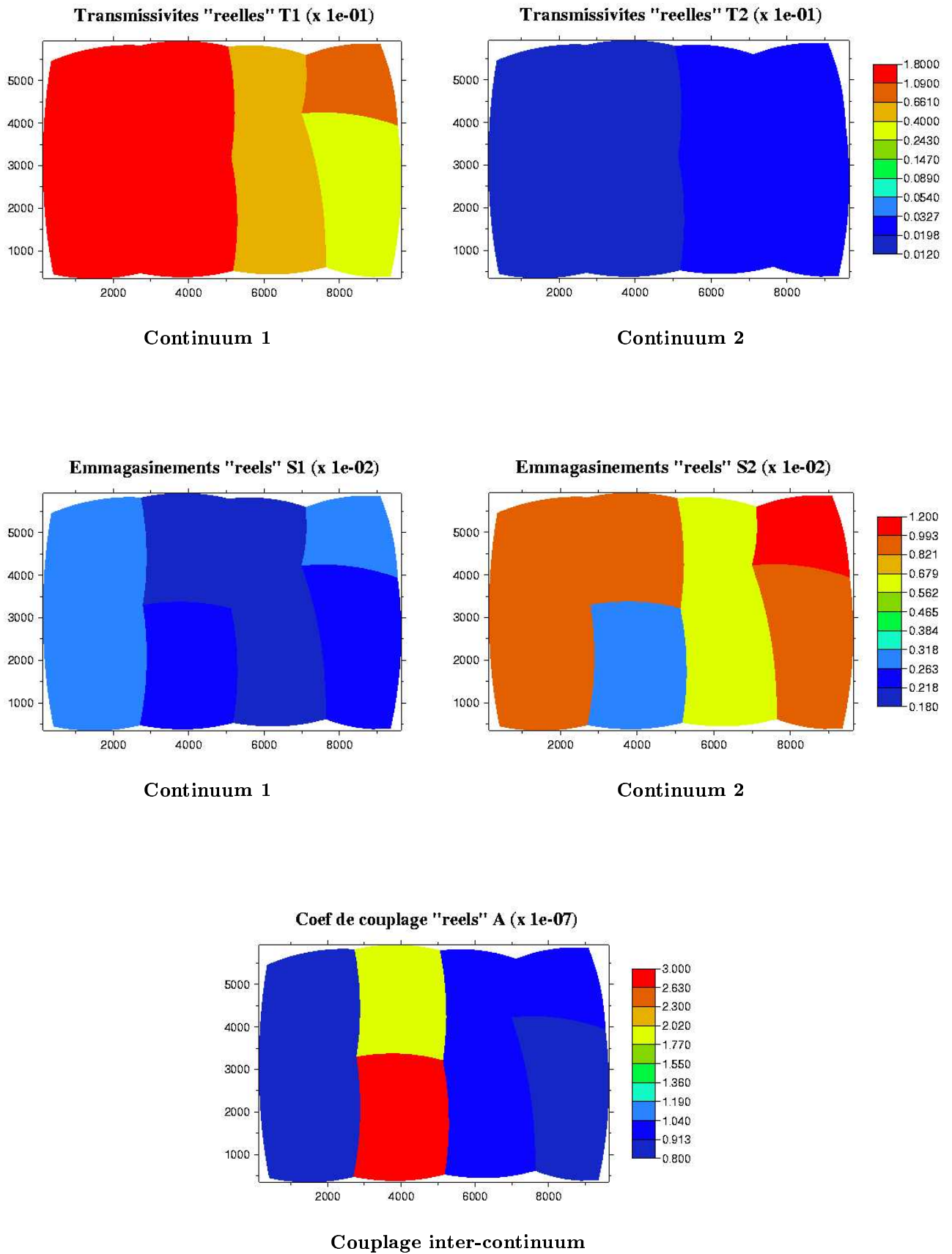
Signalons à titre indicatif que CAL3F ne permet pas à l'heure actuelle de faire des découpages différents pour chacun des deux continua, c'est-à-dire que la géométrie des sous-domaines est la même pour les deux milieux. Créer des zones de géométrie différentes d'un continuum à un autre pose en effet quelques problèmes techniques car il faut faire correspondre le *même maillage* sur deux découpages différents (voire plusieurs en considérant plus de deux continua) puisque le modèle considère qu'il existe deux charges piézométriques au même noeud du maillage.

Fig 4.5 : Zonage et maillage du test double-continuum



Dans chacune de ces six zones sont positionnés des forages représentatifs soit du premier, soit du second continuum. Ils sont colorés en vert ou en rouge en fonction du milieu qu'ils mesurent. La répartition des forages s'est effectuée de manière à avoir au minimum un forage rouge et un vert dans chacune des zones, il y en a au total 24 pour cet exemple. La répartition spatiale des propriétés sont présentées sur les cartes de la figure 4.6. Une ou deux décades séparent les valeurs des transmissivités des deux continua. Elles sont proches l'une de l'autre à l'intérieur d'un même continuum, mais toutes différentes, bien que cela ne se différencie pas sur les cartes. Celles-ci sont représentées dans une échelle de couleurs identique pour les deux continua. Quant aux valeurs des emmagasins, elles varient en moyenne d'une décade d'un continuum à l'autre, et sont également proches les unes des autres à l'intérieur d'un même milieu. Le coefficient de couplage varie entre $3 \cdot 10^{-7}$ et $8 \cdot 10^{-8} s^{-1}$.

Fig 4.6 : Cartes des propriétés synthétiques du test double-continuum



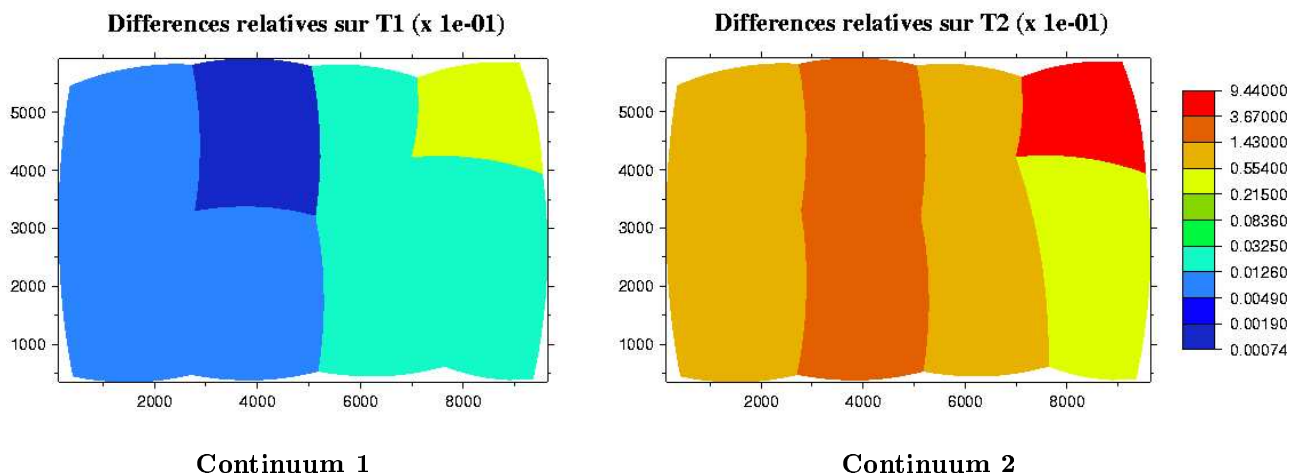
La quantité de pluie utilisée est 30 mm. Elle est appliquée seulement dans le premier continuum. Dans la situation réelle, si on considère que le premier milieu représente le système des fractures, et le second milieu le système matriciel, cette hypothèse semble justifiée. Il est en effet probable que la pluie s'infiltré avec plus de facilité à travers les fractures et agit ensuite sur le second continuum en échangeant d'un milieu à l'autre.

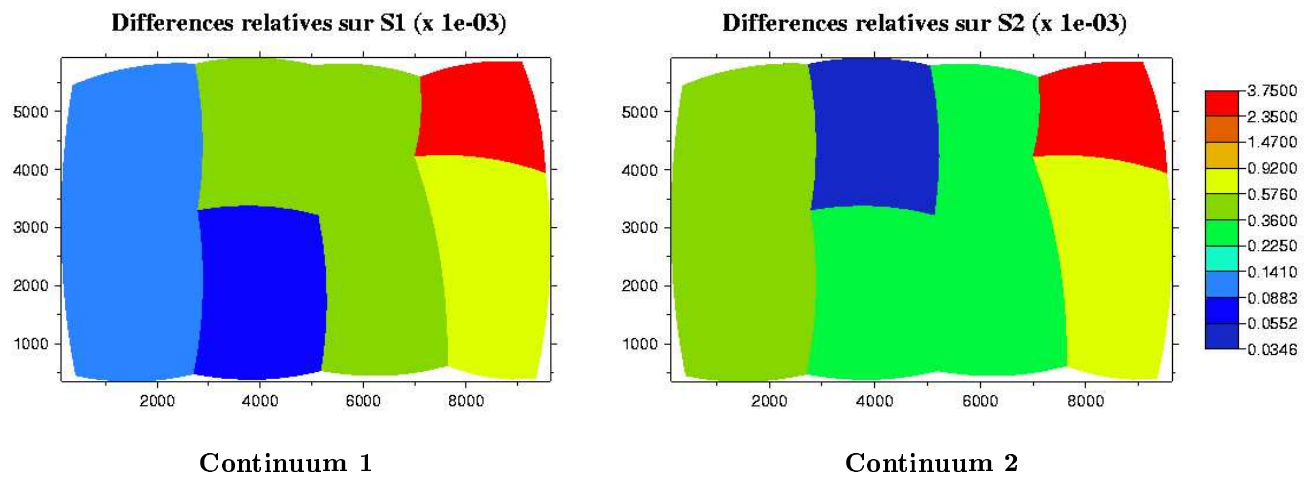
Résultats de l'optimisation - problème d'unicité de la solution

Comme précédemment, la première vérification que nous effectuons est de comparer les valeurs des dérivées de la fonctionnelle par la méthode des différences finies. La vérification a une nouvelle fois donnée de bons résultats pour les quelques gradients testés, y compris ceux concernant le coefficient de couplage.

Une fois cette étape réalisée, le premier test de vérification que nous effectuons est de nous donner les six coefficients de couplages "réels" et d'estimer les 6 paramètres d'emmagasinement et les 6 autres de transmissivité de chacun des deux continua ce qui représente un total de 24 paramètres pour cette première inversion. Les résultats, exprimés en différences relatives, sont les suivants (figure 4.7) :

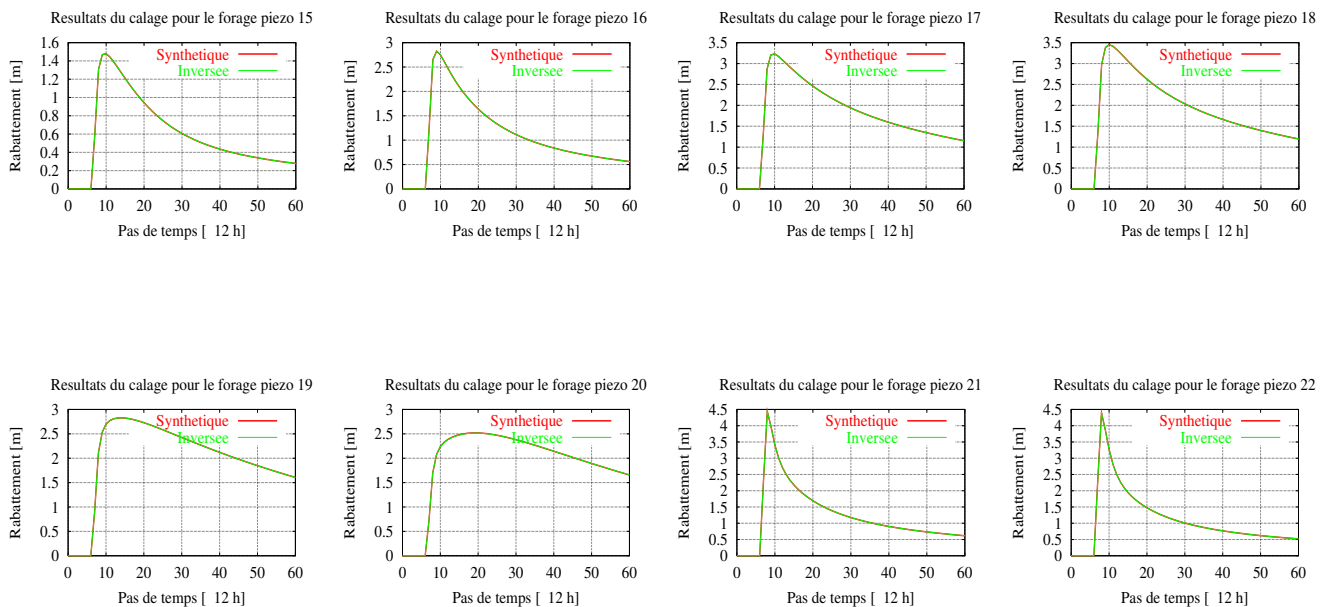
Fig 4.7 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés du test double-continuum (sans régularisation)





Pour obtenir ces résultats, l'algorithme s'est arrêté après avoir itéré 753 fois en 2h12. Les différences les plus élevées proviennent des propriétés du second continuum, notamment pour la transmissivité de la sixième zone (en haut à droite) pour laquelle la valeur de la transmissivité optimisée est de $1,51 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ alors que la transmissivité synthétique vaut $2,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui représente un écart d'un peu plus d'une décade.

Fig 4.8 : Résultats du calage des chroniques du continuum 2



Cependant, ces différences n'influent pas sur les formes des courbes piézométriques reconstruites qui s'ajustent parfaitement aux données synthétiques. Les courbes de la figure 4.8 montrent par exemple les courbes synthétiques et reconstruites du second continuum. Toutes les autres se superposent également parfaitement.

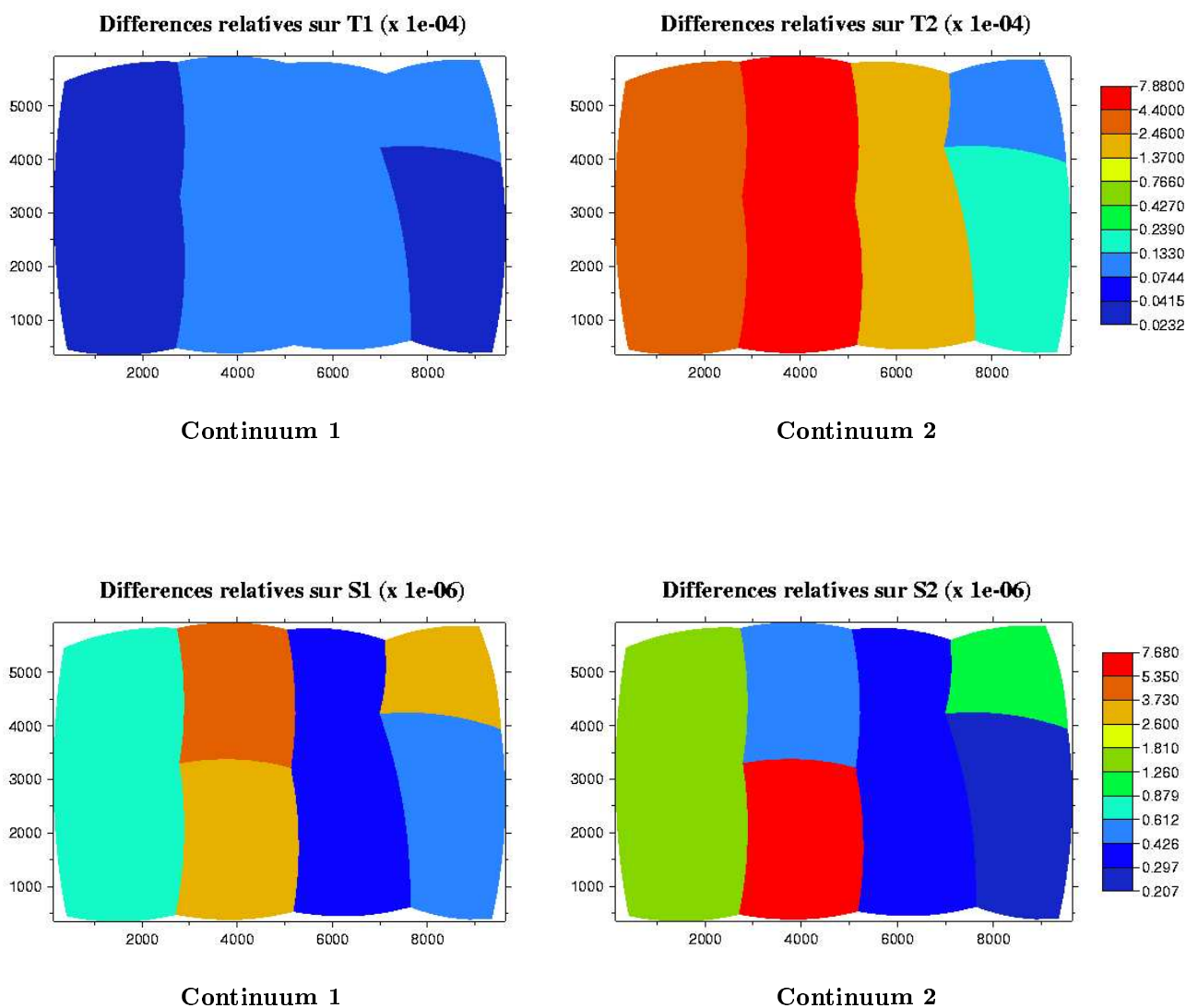
Afin d'essayer d'améliorer l'estimation de la transmissivité de cette zone, d'autres tests avec la même configuration, mais en changeant les valeurs des paramètres initiaux et les bornes ont été réalisés, sans donner de meilleurs résultats.

Optimisation avec un terme de régularisation

Les résultats ont été largement améliorés en donnant des informations a priori sur les paramètres qui se fait en ajoutant des termes de régularisation à la fonctionnelle coût. Ces termes de régularisation apparaissent également dans les gradients de cette fonctionnelle par rapport aux paramètres à estimer (voir chapitre 3).

Les cartes de la figure 4.9 montrent par exemple les résultats d'une inversion avec des informations a priori sur les transmissivités de deux zones, situées à l'extrême droite, du second continuum. Les valeurs a priori ont été fixées aux valeurs réelles avec des poids égaux à 10^5 pour chacun des deux. Pour tous les autres paramètres, aucun autre terme de régularisation n'a été rajouté.

Fig 4.9 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés du test double-continuum (avec régularisation)

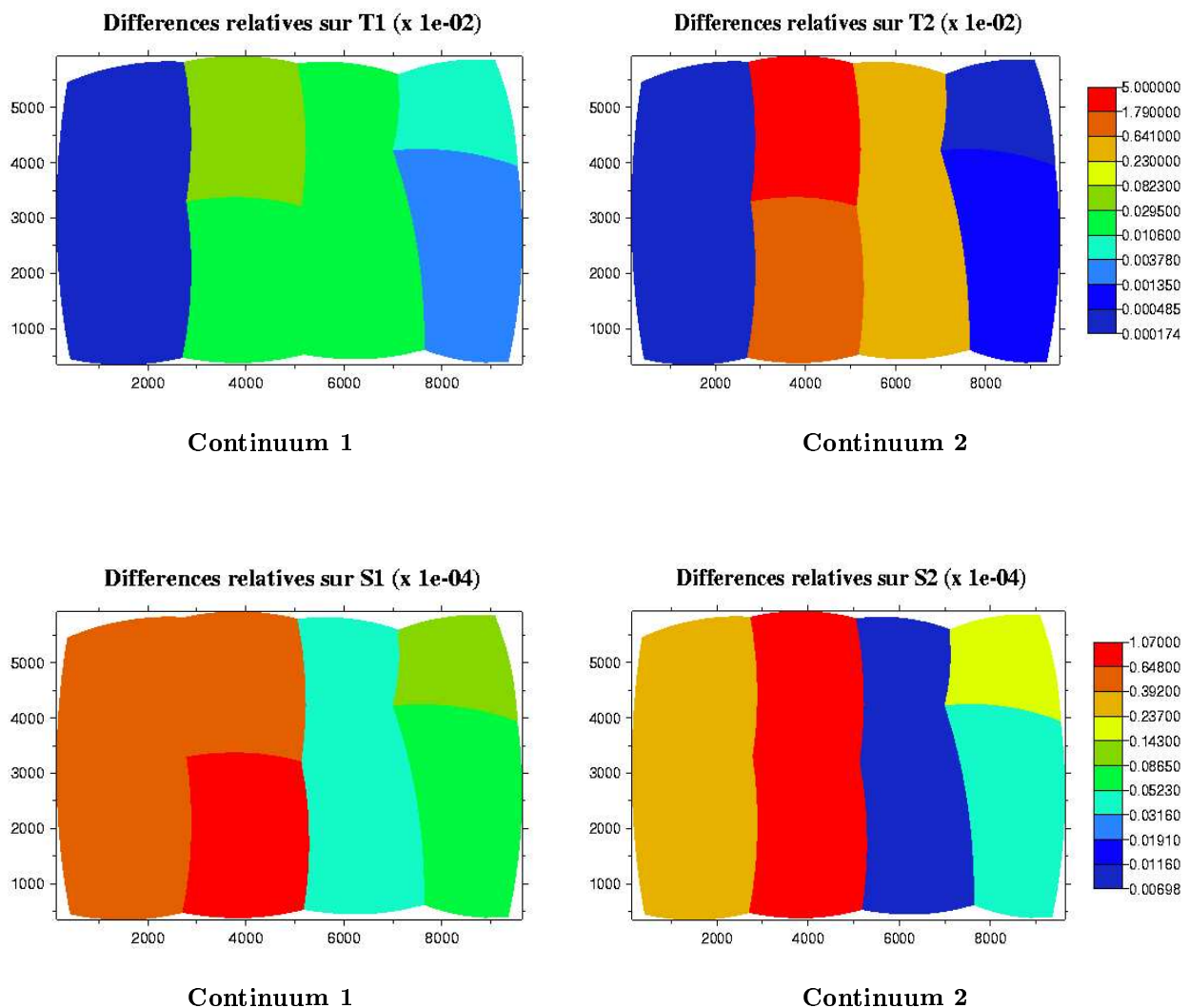


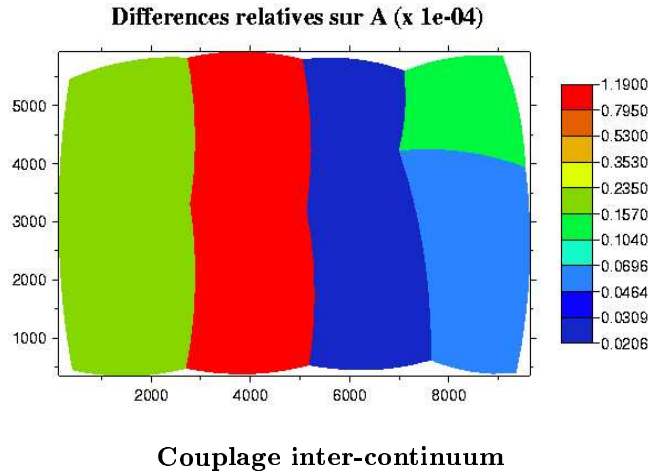
Les résultats de l'inversion avec ces deux termes supplémentaires sont bien meilleurs comme le montrent les cartes des différences relatives qui varient cette fois entre $7,88.10^{-4}$ et $2,32.10^{-6}$ pour la transmissivité et entre $7,68.10^{-6}$ et $2,07.10^{-7}$ pour l'emmagasinement alors qu'elles variaient entre $9,44.10^{-1}$ et $7,4.10^{-5}$ pour la transmissivité et entre $3,75.10^{-3}$ et $3,46.10^{-5}$ pour l'emmagasinement dans l'exemple précédent. Pour cette précision, l'algorithme a itéré 1633 fois en 4h34.

Optimisation sur le coefficient de couplage

Les deux inversions ont été réalisées en fixant les valeurs des coefficients d'échange aux valeurs réelles, pour montrer le problème d'unicité de la solution de l'inversion. Ce problème a été surmonté en donnant des informations a priori sur les valeurs de quelques-uns de ces paramètres.

Fig 4.10 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés du test double-continuum (avec régularisation et inversion sur le coefficient d'échanges)





Nous montrons maintenant les résultats d’une inversion réalisée sur les 30 paramètres simultanément. L’inversion est effectuée en gardant les deux termes de régularisation sur les transmissivités du second continuum. Les résultats obtenus, qui sont une nouvelle fois très bons, sont exprimés en différences relatives sur les cartes de la figure 4.10.

Les différences relatives varient entre 5.10^{-2} et $1,74.10^6$ pour les transmissivités des continua 1 et 2 ; elles varient entre $1,04.10^{-4}$ et $6,98.10^{-7}$ pour les emmagasineurs, et entre $1,19.10^{-4}$ et $2,06.10^{-6}$ pour le coefficient de couplage. Pour obtenir cette précision des résultats, l’algorithme a itéré 2000 fois en 5h49.

4.2 Tests d’inversions semi-synthétiques

Les tests précédents nous permettent de valider numériquement la procédure d’inversion sur l’ensemble des paramètres du modèle. Nous allons maintenant effectuer d’autres tests dans le but de caractériser les possibilités et les limites de l’algorithme d’inversion, en particulier en fonction du zonage du système qui est un paramètre critique car difficile à déterminer. Cet exemple va également montrer la démarche de modélisation qui pourra être utilisée pour l’application du modèle sur le cas réel du site du CEA en double-continuum.

Avant d’aller plus loin, donnons tout d’abord quelques précisions sur le titre de cette section qu’on aurait très bien pu appeler “Tests d’inversions semi-réelles”. Par “semi-synthétique”, nous entendons par là que certaines données utilisées dans cet exemple sont réelles et concernent notamment la géométrie du domaine, les positions des limites et leurs principaux types de conditions associées, la position de tous les forages utilisés et enfin, leur répartition continuum matrice/continuum fractures. Cette répartition s’appuie sur des résultats de conductivité hydraulique obtenus par slug tests sur 93 forages du site. Les détails de cette répartition sont expliqués dans le chapitre concernant les expérimentations hydrodynamiques (chapitre 5).

Par contre, toutes les autres données utilisées sont synthétiques. Par exemple les chroniques piézométriques sont simulées comme dans les exemples précédents par le modèle direct à partir des données de pluie et de champs de paramètres synthétiques (T_1 , T_2 , S_1 , S_2 et α). Les paramètres de chacun des deux continua ont été choisis tels que le premier représente le système des fractures et le second, le système matriciel. C’est-à-dire que le premier continuum possède des transmissivités plus élevées que le second, mais possède des coefficients d’emmagasinement moins importants. Dans les exemples ci-dessous, les découpages utilisés sont créés spécialement

pour ces exemples. Pour l'application sur le cas réel, le zonage sera fait en se basant principalement sur la géologie du site (contour du miocène) et sur la forme des isopièzes que mettent en évidence des campagnes piézométriques réalisées sur l'ensemble du site. La description de ce zonage est détaillée dans le dernier chapitre (chapitre 6).

4.2.1 Présentation de la simulation directe : milieu double-continua hétérogène isotrope

Pour cet exemple nous avons choisi de simuler les écoulements avec une paramétrisation composée de cinq sous-domaines (figure 4.11) de géométrie et de propriétés différentes (emmagasinement et transmissivité isotrope), et les variations des chroniques piézométriques synthétiques sont obtenues suite à une pluie venant perturber le système. La quantité de pluie utilisée est de 100 mm répartie uniformément dans les deux continua : 50 mm dans le premier et 50 mm dans le second. Bien entendu, dans le cas réel, il est plus logique de supposer que la recharge de l'aquifère s'effectue plutôt par le continuum fractures comme dans l'exemple précédent. Le système est supposé être initialement à l'équilibre. La condition initiale a été choisie à une valeur nulle à chaque noeud du maillage pour les deux continua et les conditions aux limites à flux nuls, excepté aux rivières de la Durance et du Verdon sur lesquelles on a imposé une charge nulle pour les deux continua. On réalise les calculs en rabattements. Le coefficient d'échange est supposé homogène sur l'ensemble du site et fixé à la valeur $5.10^{-8} s^{-1}$. La simulation directe est réalisée sur 60 pas de temps de 43200 s. (12 h.) c'est-à-dire sur une période d'un mois, et la pluie est appliquée aux pas de temps 7 et 8 dans les deux continua.

Pour cet exemple, 29 piézomètres du site ont été sélectionnés, dont 9 appartenant au second continuum. Les piézomètres retenus pour cet exemple ont été sélectionnés en fonction des distances relatives entre forages d'un même continuum, afin de ne pas avoir des dizaines de piézomètres représentatifs d'un même milieu trop proches l'un de l'autre comme c'est le cas sur certaines zones du CEA/Cadarache. Les forages choisis sont donc ceux qui couvrent la zone la plus étendue et qui ont fait l'objet de tests par essais de puits. La répartition spatiale des paramètres du modèle direct pour chacun des deux milieux est représentée sur les cartes de la figure 4.12. Sur celles-ci, nous n'avons montré qu'un seul coefficient de transmissivité par continuum puisque l'exemple est supposé isotrope. Nous ne montrons pas non plus le coefficient d'échange puisqu'il est pris homogène sur toute la zone d'études.

Fig 4.11 : Zonage et maillage du test semi-synthétique

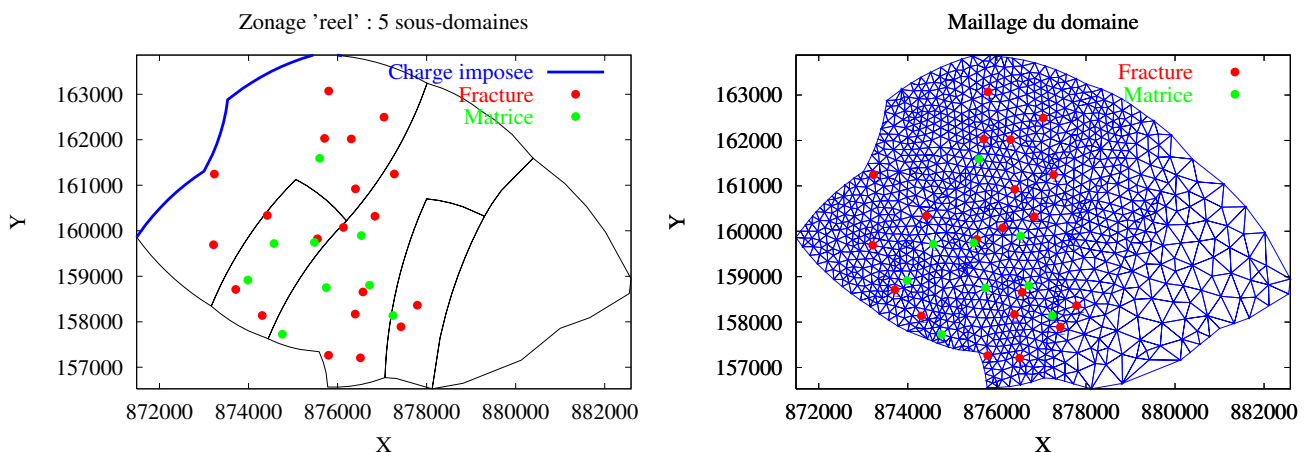
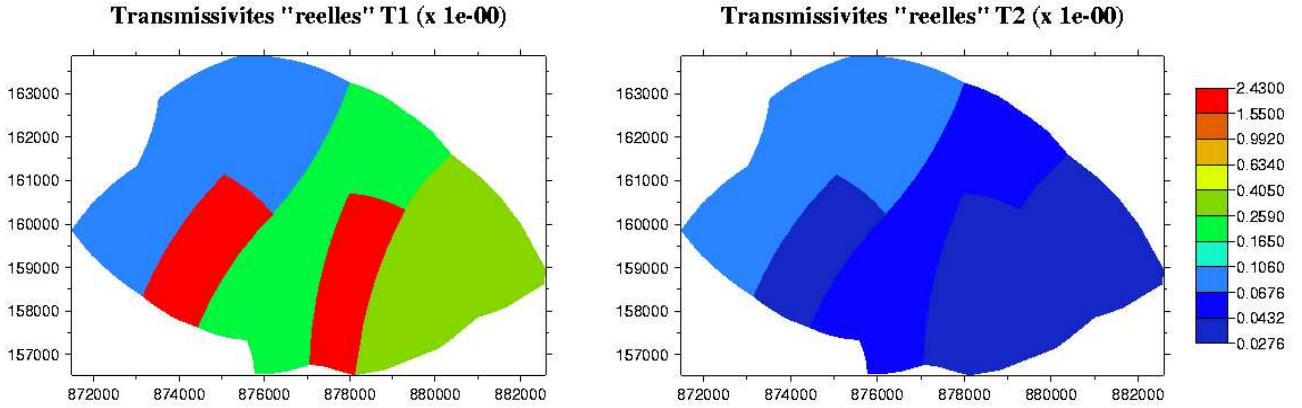
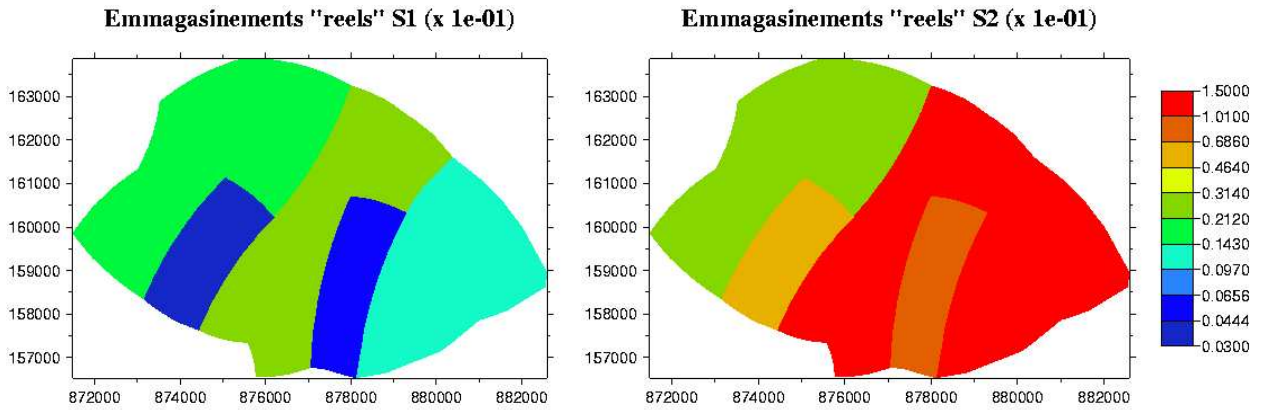


Fig 4.12 : Cartes des propriétés du test semi-synthétique

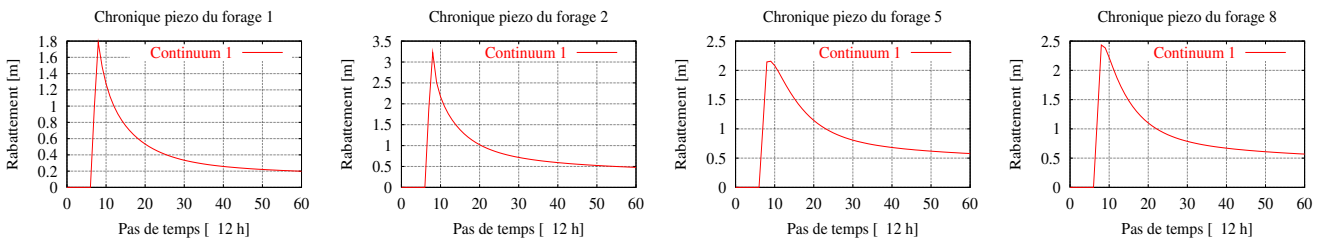


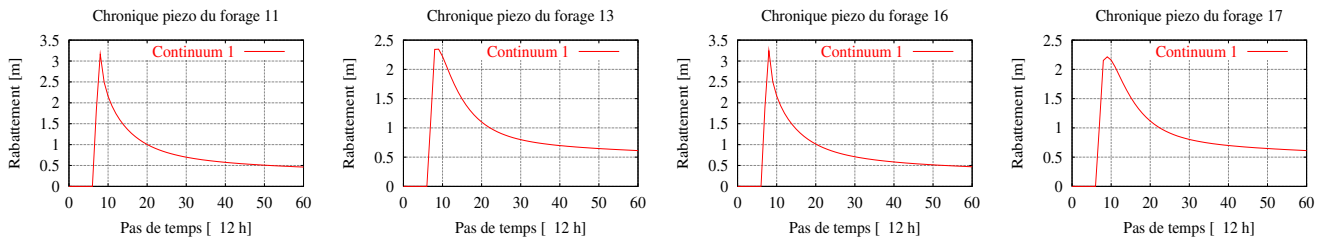
Transmissivités des continua 1 et 2



Emmagasinements des continua 1 et 2

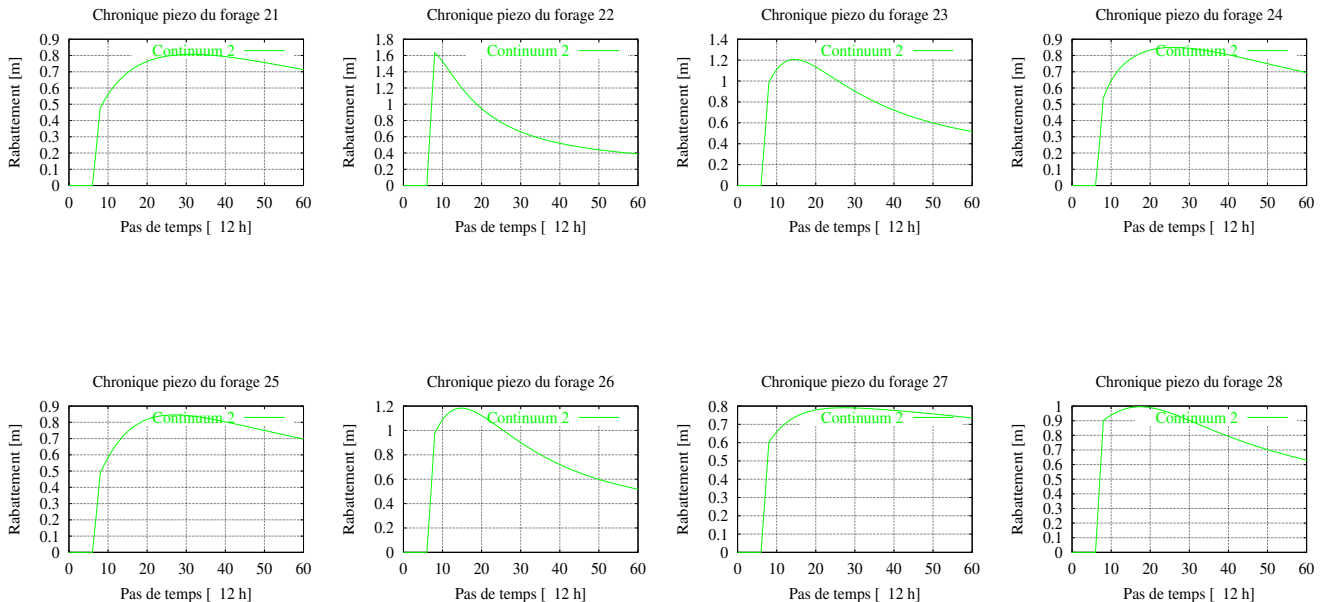
Fig 4.13 : Chroniques piézométriques synthétiques du continuum 1





La simulation directe réalisée avec l'ensemble de ces paramètres donne 29 chroniques piézométriques dont 8 sont présentées sur les figures 4.13 et 4.14 pour chacun des deux continua.

Fig 4.14 : Chroniques piézométriques synthétiques du continuum 2



Les inversions que nous allons réaliser maintenant consistent à essayer de caler ces données synthétiques, dans un premier temps en mono-continuum et ensuite en double-continuum. Dans chacun des deux cas, deux tests différents seront effectués : le premier en prenant un zonage réel et le second en prenant un zonage quelconque pour voir en préciser les effets sur les résultats de l'inversion.

4.2.2 Inversion en mono-continuum

Inversion avec le zonage réel

En prenant le zonage réel et en ne considérant qu'un seul continuum, l'inversion échoue au bout de quelques minutes, et les courbes synthétiques ne sont pas du tout calées. Il semble en effet difficile, voire impossible de caler des données piézométriques de formes différentes et

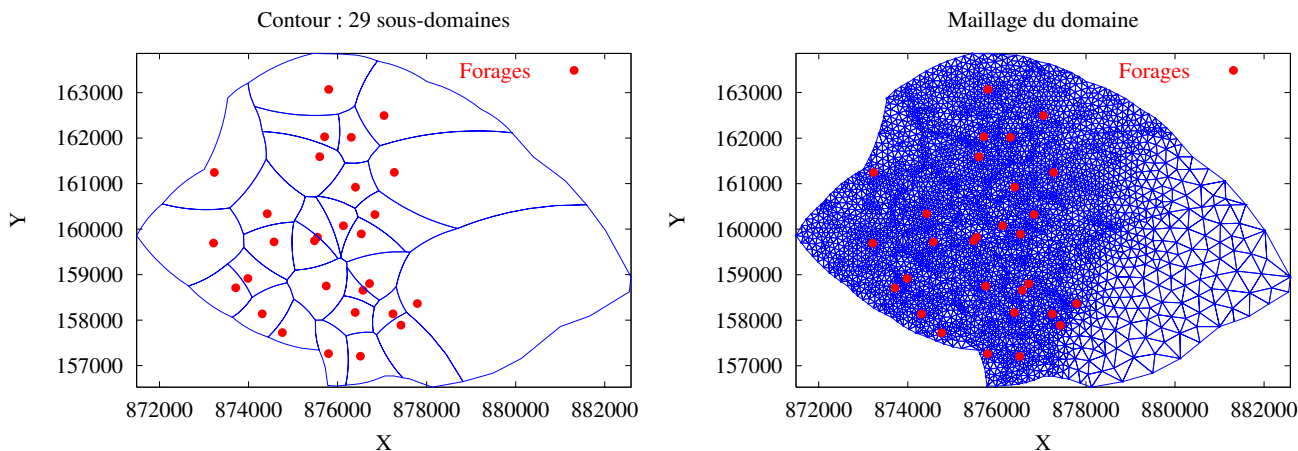
toutes situées dans une zone identique (donc caractérisée par une seule valeur de transmissivité et une seule valeur d'emmagasinement). En d'autres termes, on n'imagine mal comment deux courbes piézométriques présentant des variations différentes en termes d'amplitudes et de temps retour à l'équilibre, provenant de deux forages situés à de courtes distances l'un de l'autre et appartenant à une même zone, peuvent être calées en ne considérant qu'une seule valeur de transmissivité et une seule valeur d'emmagasinement.

Inversion avec un zonage de type Voronoï

On essaie par conséquent de se donner des degrés de liberté supplémentaires en augmentant le nombre de paramètres, c'est-à-dire (pour notre choix de paramétrisation), en augmentant le nombre de zones du système. Pour obtenir un tel zonage, utilisons par exemple la méthode des cellules de Voronoï qui permet un découpage autour des forages d'appui. Cette méthode présente l'avantage d'avoir autant de sous-domaines que de forages disponibles et par conséquent de ne pas avoir de zones supplémentaires sans données représentatives des propriétés de celui-ci. Cependant, ce type de découpage est relativement peu réaliste puisqu'il ne s'appuie sur aucune données géologiques et/ou structurales. Un autre problème se pose également lorsque les domaines créés par cette méthode sont trop étendus (c'est le cas par exemple du sous-domaine situé à l'est). Cela signifie que les paramètres calés en utilisant les données du seul forage présent à l'intérieur de la zone doivent être représentatifs d'une zone très étendue ce qui est a priori peu réaliste.

Dans le cas où on ne souhaite utiliser qu'un seul continuum pour caler des données hétérogènes, il serait sûrement plus adapté d'utiliser un modèle de type stochastique dans lequel les paramètres suivent des lois statistiques. L'inversion se ramène alors à l'estimation des quelques paramètres de ces lois. C'est une autre manière d'augmenter le degré de libertés sans toutefois augmenter démesurément le nombre de paramètres.

Fig 4.15 : Zonage et maillage du test d'inversion en mono-continuum
(paramétrisation en 29 cellules de Voronoï)



Après zonage, le système est alors représenté comme indiqué sur la figure 4.15. Comme nous avons au départ 29 forages, le système est découpé en 29 zones dans chacune desquelles on

désire déterminer une valeur de transmissivité et une valeur d'emmagsinement. Un tel paramétrage conduit à estimer un total de 58 paramètres : 29 paramètres de transmissivités et 29 d'emmagsinement.

Fig 4.16 : Résultats du calage mono-continuum
(forages appartenant au premier continuum dans le cas synthétique)

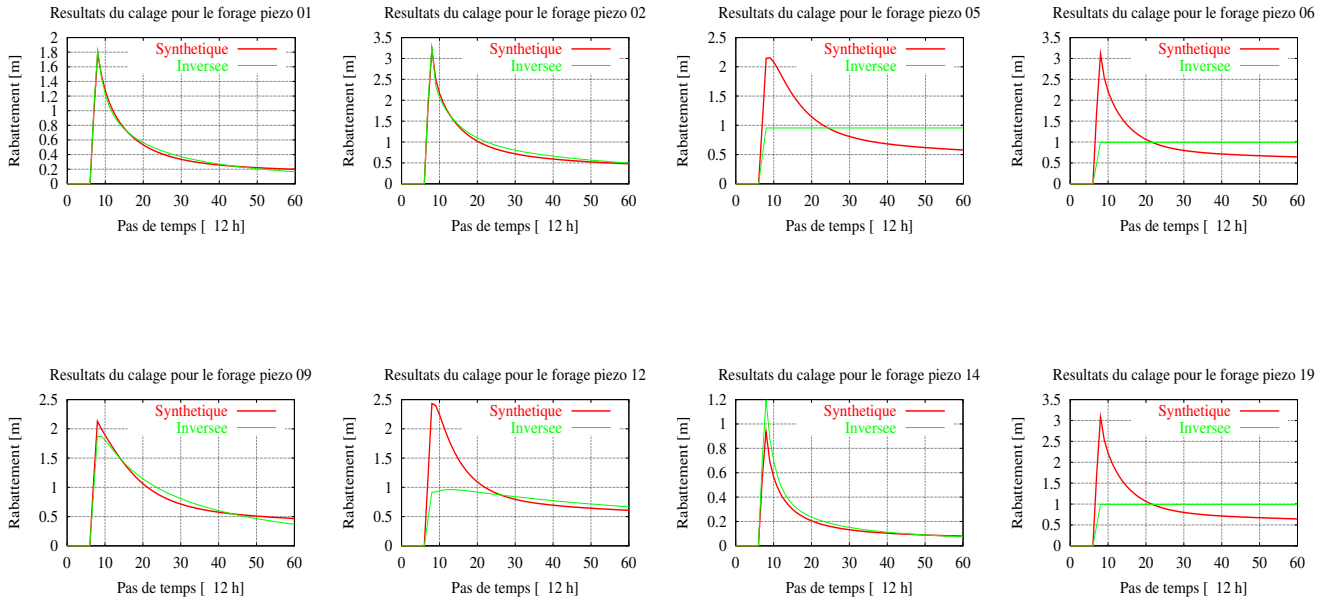
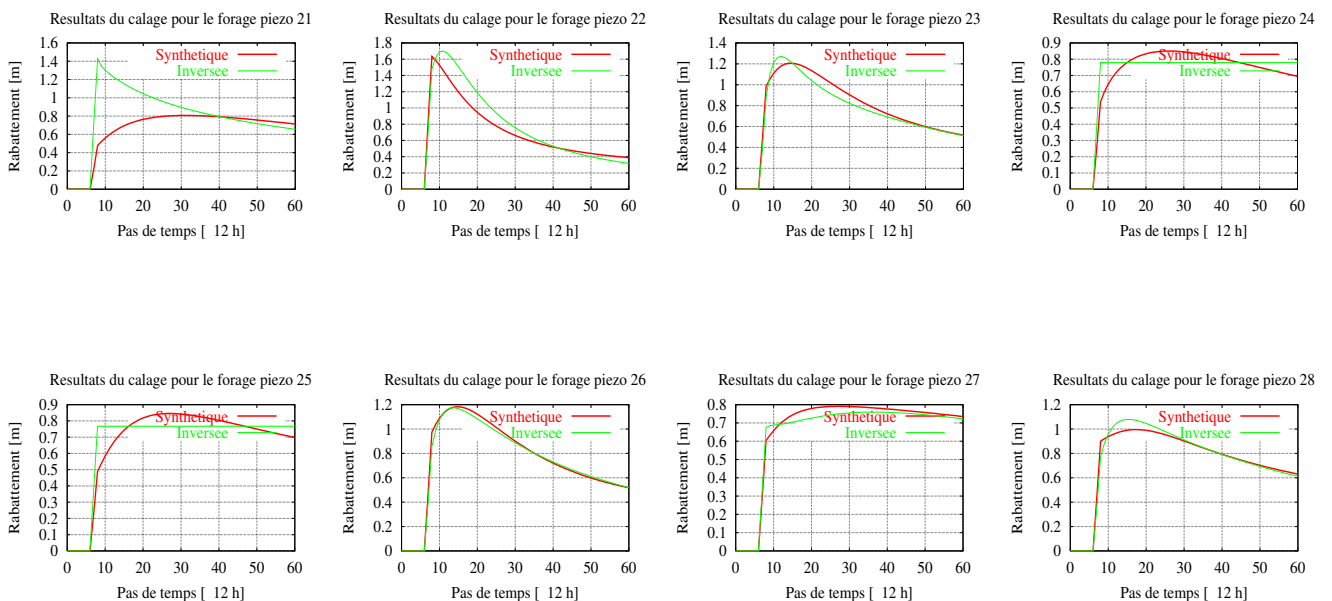


Fig 4.17 : Résultats du calage mono-continuum
(forages appartenant au second continuum dans le cas synthétique)

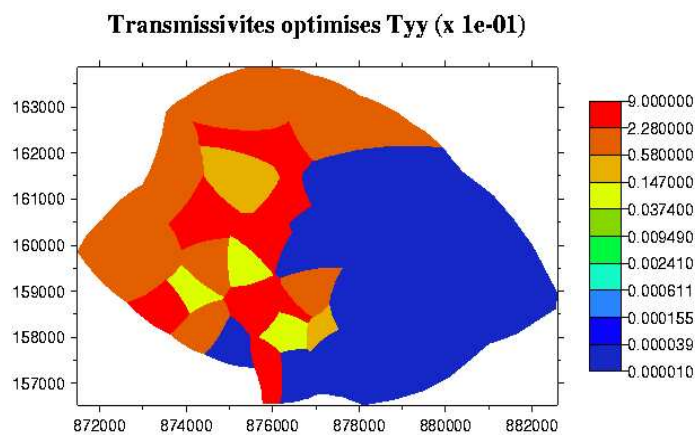


Pour l'inversion, toutes les valeurs initiales ont été prises de façon arbitraire égales à 3.10^{-4} aussi bien pour la transmissivité que pour l'emmagasinement et tous les paramètres sont recherchés entre des bornes supérieures et inférieures de valeurs 10^{-6} et 9.10^{-1} . L'optimisation s'est réalisée sans terme de régularisation.

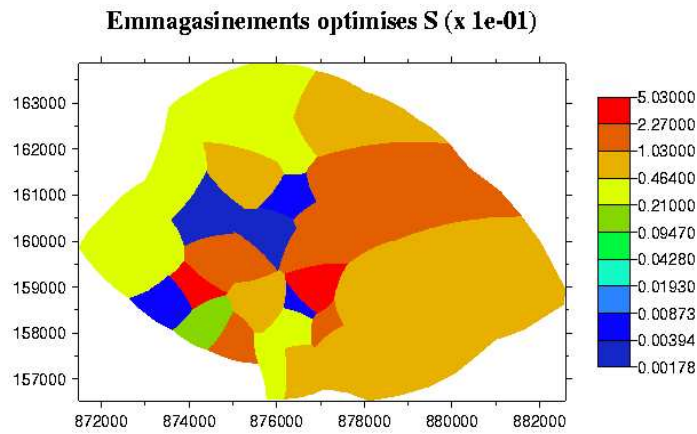
Les résultats de l'inversion sont globalement mauvais car bien que certaines courbes soient relativement bien calées, d'autres ne le sont pas du tout comme on peut le constater sur la sélection de courbes présentées sur les figures 4.16 et 4.17 qui montrent les superpositions des chroniques synthétiques et reconstruites. La principale remarque provient de la présence des paliers sur les courbes reconstruites qui montrent que l'algorithme a eu quelques difficultés à converger pour les paramètres de cette zone.

En augmentant le nombre de zones, on arrive donc à ajuster, relativement bien certaines courbes, mais pas d'autres. Comparé au premier essai avec le zonage réel, on améliore donc l'inversion sans pour autant arriver à superposer toutes les courbes les unes aux autres. Pour cette inversion l'algorithme d'optimisation s'est arrêté au bout de 45 minutes après avoir itéré 265 fois. D'autres essais ont été réalisés en partant de valeurs différentes pour paramètres initiaux (pour les problèmes de minima locaux) afin d'améliorer ce calage. Les courbes présentées ci-dessus et les paramètres inversés sont toutefois les meilleurs qui ont été obtenus (sans termes de régularisation). Leur répartition spatiale est présentée sur les cartes de la figure 4.18. Celles-ci sont difficiles à comparer avec les cartes des paramètres "réels" du fait que le système de référence contient deux continua distincts alors que cette inversion n'a été réalisée qu'avec un seul.

Fig 4.18 : Cartes des propriétés estimées en mono-continuum



Carte des transmissivités optimisées



Carte des emmagasinement optimisés

4.2.3 Inversion en double-continua

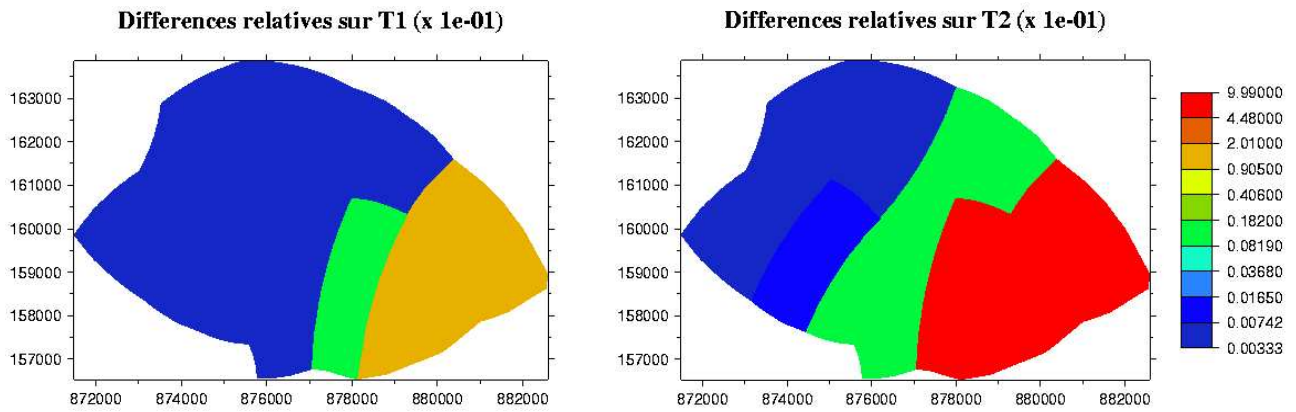
On essaie d'améliorer une nouvelle fois les résultats du calage en modélisant cette fois le système par un double-continuum. Cette approche nous permet d'avoir un degré de liberté supplémentaire en remplaçant la détermination de propriétés très variables dans l'espace (comme dans le cas d'un mono-continuum) par l'estimation de fonctions supplémentaires mais chacune d'elles plus régulières. On pourra donc considérer que les paramètres estimés pour chaque continuum sont représentatifs de zones plus étendues et plus homogènes. Cette approche nous évite d'augmenter le nombre de zones de façon démesurée (compte tenu du nombre de paramètres plus élevé à optimiser en double-continuum) tout en permettant de caler au mieux des réponses piézométriques représentatives de milieux de propriétés hydrauliques distinctes.

La situation dans laquelle on se place maintenant est la suivante. On suppose avoir à notre disposition les chroniques piézométriques provenant des 29 capteurs de pression dont 9 présentent des variations piézométriques représentatives du second continuum. On suppose aussi connaître, comme précédemment, la quantité de pluie efficace exacte, les conditions aux limites et initiales exactes mais aussi, la répartition exacte des forages en fonction de leur milieu d'appartenance, c'est-à-dire qu'on suppose savoir de quel milieu est représentative une courbe piézométrique d'un forage donné. Dans le cas réel, cette information est fournie par les résultats des slug tests.

Inversion avec le zonage réel

A titre de nouvelle vérification et validation de l'algorithme, nous nous sommes donnés pour ce premier exemple, la géométrie exacte de l'aquifère pour voir si les résultats de l'optimisation donnent les bons paramètres. Les valeurs initiaux de ces derniers sont tous posés égaux à 0,3 aussi bien pour T que pour S .

Fig 4.19 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés (inversion avec le zonage "réel")

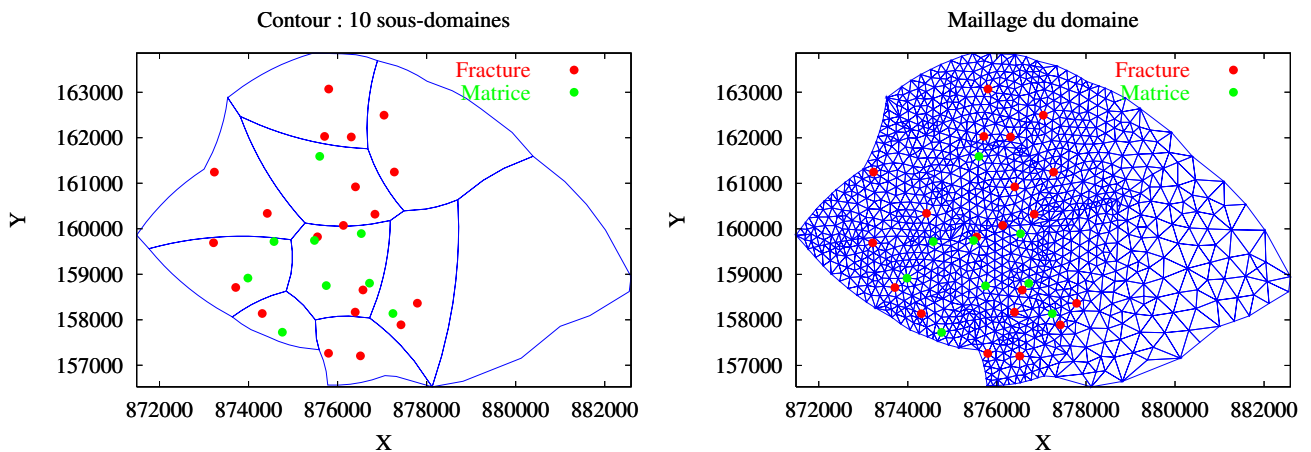


Les résultats de l'inversion ont donné de très bons résultats sur les 25 paramètres optimisés, excepté pour la zone située à l'extrême droite du domaine pour laquelle aucun forage n'est disponible, et où aucune donnée ne vient contraindre l'optimisation. Malgré cette différence, toutes les courbes piézométriques synthétiques et reconstruites se superposent exactement car dans toutes les autres zones, les différences relatives sont petites. Pour cette inversion l'algorithme a itéré 907 fois en 2h20min. Nous montrons à titre indicatif les cartes des différences relatives des transmissivités des deux continua sur lesquelles on peut constater qu'elles sont le plus élevées à l'extrême droite du domaine (figure 4.19). Il en est de même pour les emmagasinelements et les coefficients de couplage.

Inversion avec un zonage quelconque

Supposons maintenant que nous faisons une erreur importante sur le découpage du système et qu'on essaie de le modéliser de la façon suivante : on considère qu'il est découpé en 10 sous-domaines quelconques comportant chacun un certain nombre de forages. Cette paramétrisation en 10 zones implique la détermination de 50 paramètres : deux emmagasinelements, deux transmissivités et un coefficient de couplage par zones. La dixième zone a simplement été créée pour diminuer la taille du sous-domaine contrôlé par les forages du sud-est du domaine. L'inversion s'est une nouvelle fois effectuée sans termes de régularisation.

**Fig 4.20 : Zonage et maillage du test d'inversion en double-continuum
(forme des zones quelconques)**



Les résultats de cette inversion sont nettement meilleurs que ceux obtenus en n'utilisant qu'un seul continuum, comme on peut le constater sur la superposition des chroniques synthétiques et reconstruites des figures 4.21 et 4.22. Afin de pouvoir comparer les résultats des inversions en mono et double-continuum, ces courbes proviennent des mêmes forages, que celles présentées dans le cas du mono-continuum de l'exemple précédent.

Fig 4.21 : Résultats du calage pour les forages du continuum 1

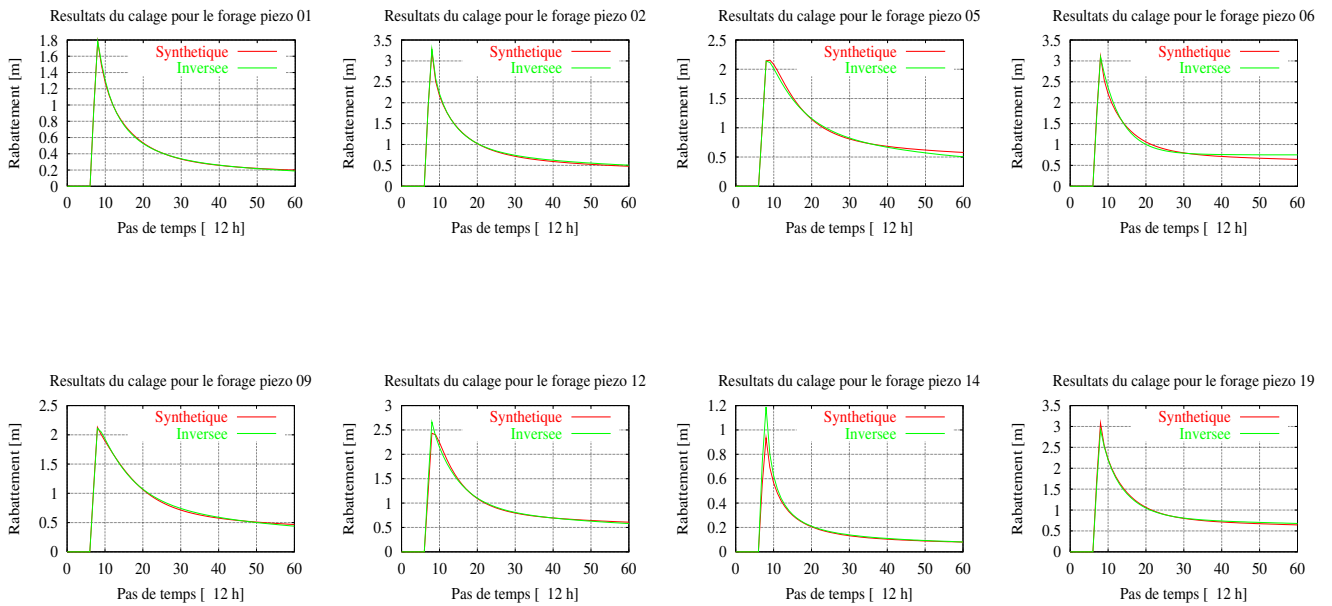
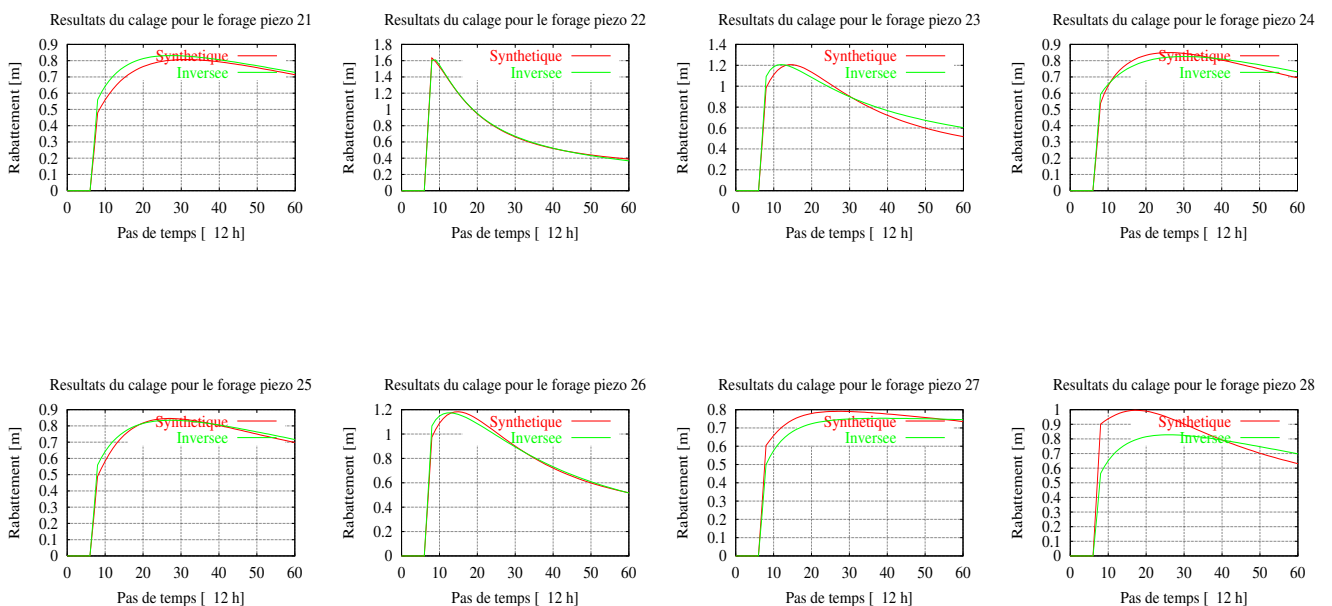
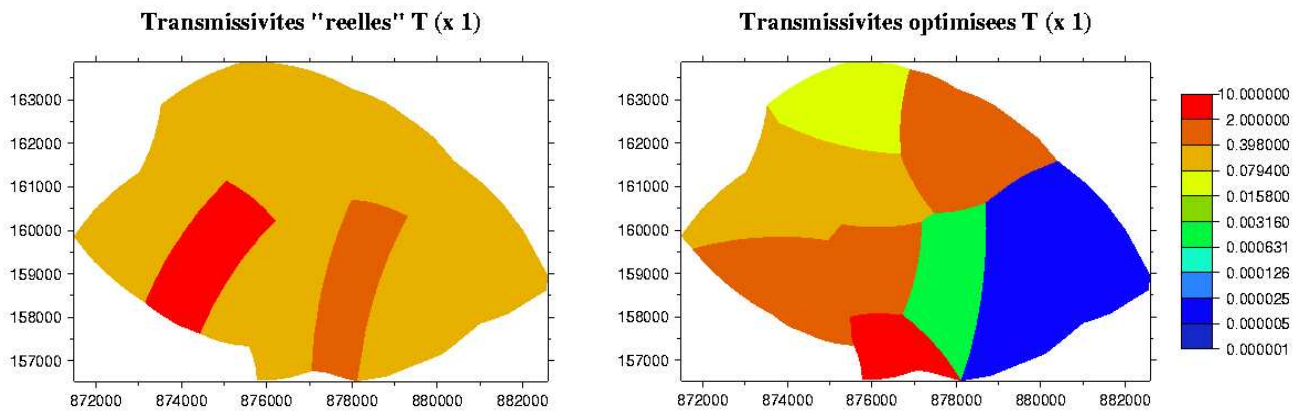


Fig 4.22 : Résultats du calage pour les forages du continuum 2

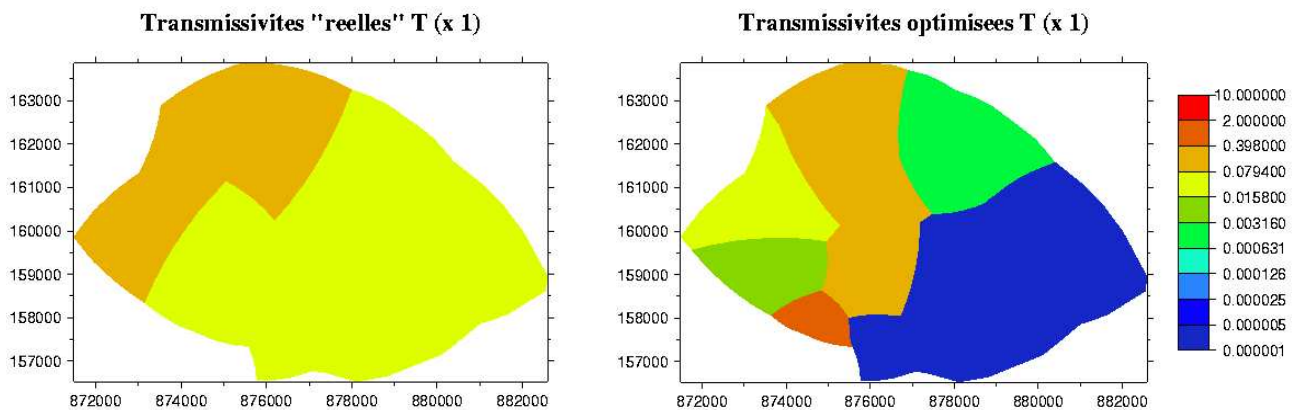


Pour obtenir ces résultats, 290 itérations ont été nécessaire à la procédure de minimisation qui s'est réalisée en 55 minutes. Les chroniques piézométriques sont mieux calées qu'en n'utilisant qu'un seul continuum. Ce qui paraît normal puisque les courbes synthétiques sont générées par un modèle double-continua. Des tests supplémentaires pourraient être réalisés en générant par exemple des courbes synthétiques en mono-continuum à partir des propriétés synthétiques variant fortement d'un élément à un autre du maillage, et refaire les tests en essayant de caler ces courbes en double-continuum.

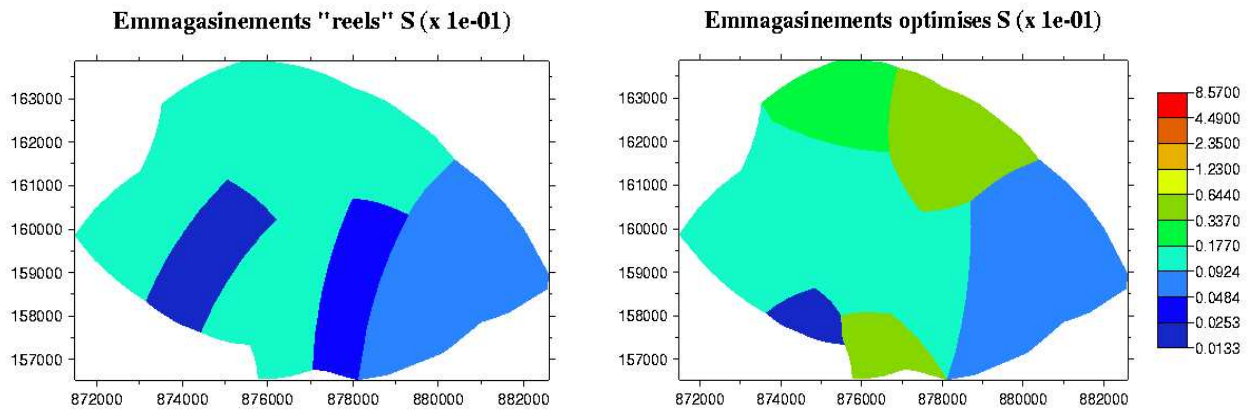
Fig 4.23 : Comparaisons des cartes des propriétés synthétiques et estimées



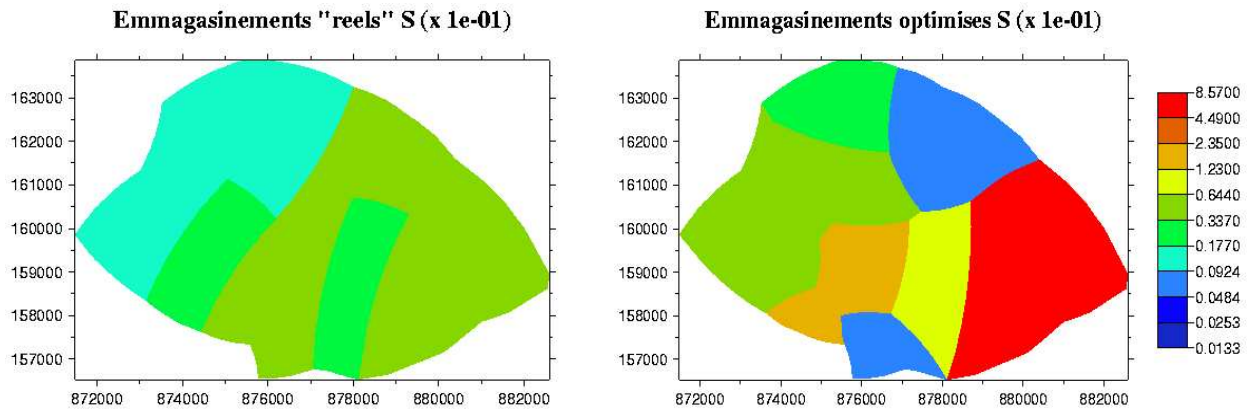
Comparaison des transmissivités du continuum 1



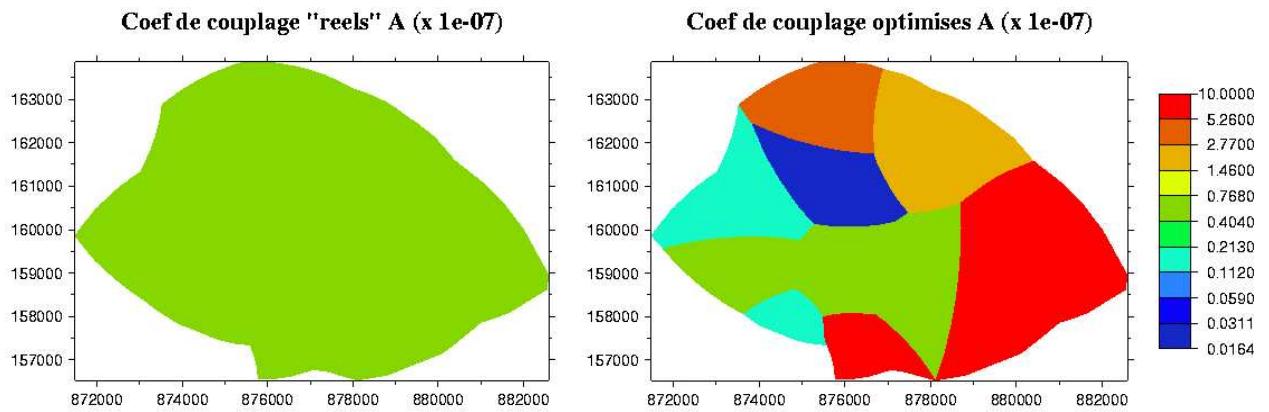
Comparaison des transmissivités du continuum 2



Comparaison des emmagasinements du continuum 1



Comparaison des emmagasinements du continuum 2



Comparaison des coefficients de couplage

Pour revenir à notre exemple, bien que ces courbes soient maintenant mieux ajustées, les cartes des propriétés estimées diffèrent de celles imposées au système réel comme le montrent les comparaisons des cartes des propriétés synthétiques et estimées (figure 4.23). Ce résultat repose bien entendu le problème d'unicité du problème inverse lorsque des erreurs sont commises sur la géométrie des zones du système.

4.3 Conclusion

La partie théorique de ce travail s'achève par cette série de simulations synthétiques. Elle nous a permis, au vu de la description géologique du site et des données de chroniques piézométriques du premier chapitre, de construire un modèle conceptuel adapté aux écoulements dans les milieux très hétérogènes, tel que celui du CEA/Cadarache. Ce modèle, décrit en détail dans le second chapitre, est basé sur le concept du multi-continua. En outre comme souvent dans le domaine des géosciences, les paramètres du milieu sont difficiles à déterminer, c'est la raison pour laquelle, un algorithme de calage automatique des paramètres a été développé. Ce chapitre nous a permis de valider la procédure d'inversion sur des cas synthétiques simples en mono et double-continuum. La validation s'est effectuée sur des systèmes anisotropes et hétérogènes, et la minimisation s'effectue sur l'ensemble des paramètres des systèmes : transmissivités, emmagasinement, et coefficients de couplage. Ce chapitre nous a également permis de mettre en évidence de meilleurs résultats de l'optimisation en utilisant des termes de régularisation ajoutés à la fonctionnelle.

Suite à cette validation purement numérique, on a pu voir également les possibilités de CAL3F en inverse sur un exemple se rapprochant beaucoup de celui du site de Cadarache. Ce dernier n'avait pas pour but de montrer les effets du zonage sur les résultats de l'inversion, car ces effets sont connus en mono-continuum (voir par exemple *Sun and Yeh* [1985]; on rappelle aussi que le problème de la paramétrisation fait l'objet de thèmes de recherches actuels dans le domaine du problème inverse - voir le rappel du chapitre 3), mais plutôt de voir ses effets sur les résultats de l'inversion en essayant d'inverser des données hétérogènes, en ne considérant dans un premier temps qu'un seul continuum, puis deux. La suite de ce travail est consacrée aux expérimentations in situ et à l'application de CAL3F sur le cas réel de Cadarache.

Deuxième partie

Application au site de Cadarache

Chapitre 5

Expérimentations

Récapitulatif

Le premier chapitre nous a permis de présenter le site d'études et de dégager, grâce aux études précédant ce travail, les principales caractéristiques des aquifères ainsi que les contraintes qui devaient être imposées au modèle conceptuel. Sur ces bases et après une étude bibliographique des différentes approches utilisées, nous avons développé un modèle qui est adapté à la simulation des écoulements sur ce site (chapitre 2). Par ailleurs, nous avons décidé d'appliquer l'approche modélisation inverse (chapitre 3) qui facilite la procédure de calage des paramètres. Plusieurs vérifications de CAL3F ont été réalisées aussi bien en direct qu'en inverse, et nous l'avons aussi appliqué à un cas semi-synthétique qui nous a permis de voir les capacités du code (chapitre 4).

Nous allons maintenant appliquer CAL3F au cas réel de Cadarache. La nécessité d'avoir une grande quantité de données n'est plus à souligner. Par conséquent, après avoir présenté la distribution actuelle des forages du site, nous étudierons brièvement les résultats d'une campagne piézométrique réalisée sur l'ensemble de ces ouvrages. Les campagnes ont été réalisées dans le but de mieux visualiser les directions régionales des gradients de charge. Nous traiterons ensuite les données piézométriques existantes appartenant au CEA. Enfin, nous discuterons des résultats des slug tests, partie très importante dans ce travail.

5.1 Campagnes piézométriques et implantation de nouveaux forages

5.1.1 Implantation de nouveaux forages

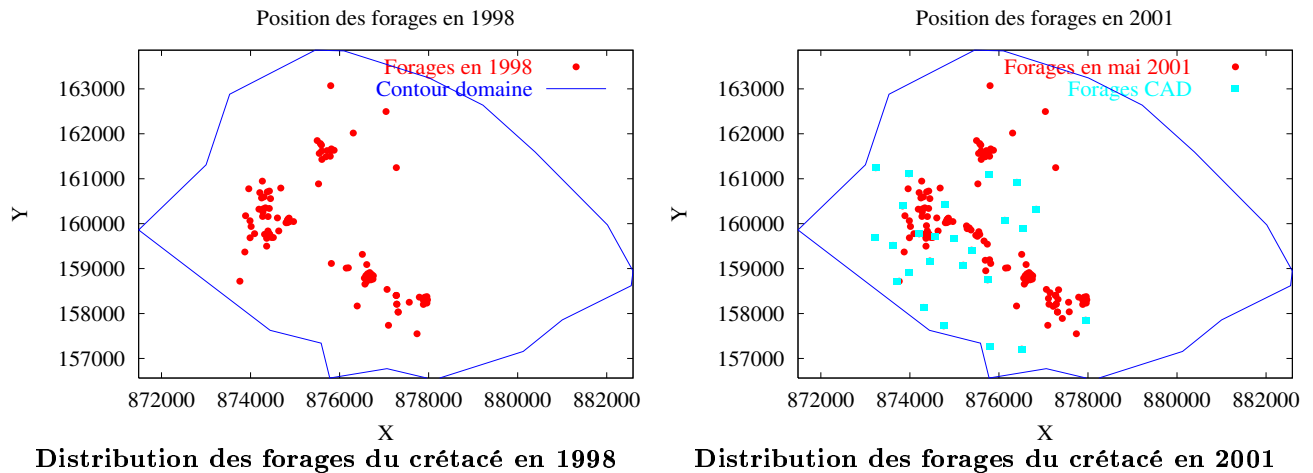
La figure 5.1 représente la distribution des forages du crétacé en novembre 1998 (carte de gauche) dans le contour du domaine à modéliser ainsi que la distribution en 2001 (carte de droite) après la réalisation de plusieurs nouveaux piézomètres.

Depuis la création du centre en 1959 et jusque dans les années 1990, l'implantation des forages avait avant tout un rôle de contrôle des installations, ce qui explique l'hétérogénéité de la répartition en 1998. La densité des ouvrages est très variable d'un secteur à l'autre, ainsi des zones entières sont dépourvues de piézomètres rendant l'étude hydrogéologique à grande échelle du site difficile.

Les carrés bleus sont les ouvrages réalisés pour ce travail dans le but de compléter la maille de modélisation. D'autres ouvrages ont été réalisés pour la surveillance et le contrôle de certaines installations du centre. Il est possible de remarquer qu'aucun piézomètre n'est disponible à l'est de la zone d'étude. L'absence de donnée dans ce secteur pose bien entendu un problème pour

la modélisation car, il sera difficile d'y estimer une conductivité hydraulique. Une précipitation dans ce secteur pourrait venir influencer la piézométrie à l'intérieur du centre plus ou moins rapidement en fonction de la valeur de conductivité dans cette zone¹.

Fig 5.1 : Distribution des forages en 1998 et en 2001



5.1.2 Campagnes piézométriques

Plusieurs campagnes piézométriques, dont une à l'étiage, ont été faites sur l'ensemble du site afin de caractériser le comportement hydrodynamique de l'aquifère. Ces campagnes ont été réalisées par mesure du niveau piézométrique à l'aide d'une sonde dans la majorité des forages du centre (~ 220 forages) aux mois de mars, août, septembre 1999 et février 2000. Elles ont été réalisées par A. Henry, E. Hillel et A. Cartalade. La campagne de février 2000 est la seule présentée dans ce chapitre car elle est à ce jour la plus complète réalisée sur l'ensemble du site. Celle de septembre 1999 (étiage) est présentée dans le chapitre 6 et servira, avec celle de février 2000, à effectuer un zonage du domaine de modélisation.

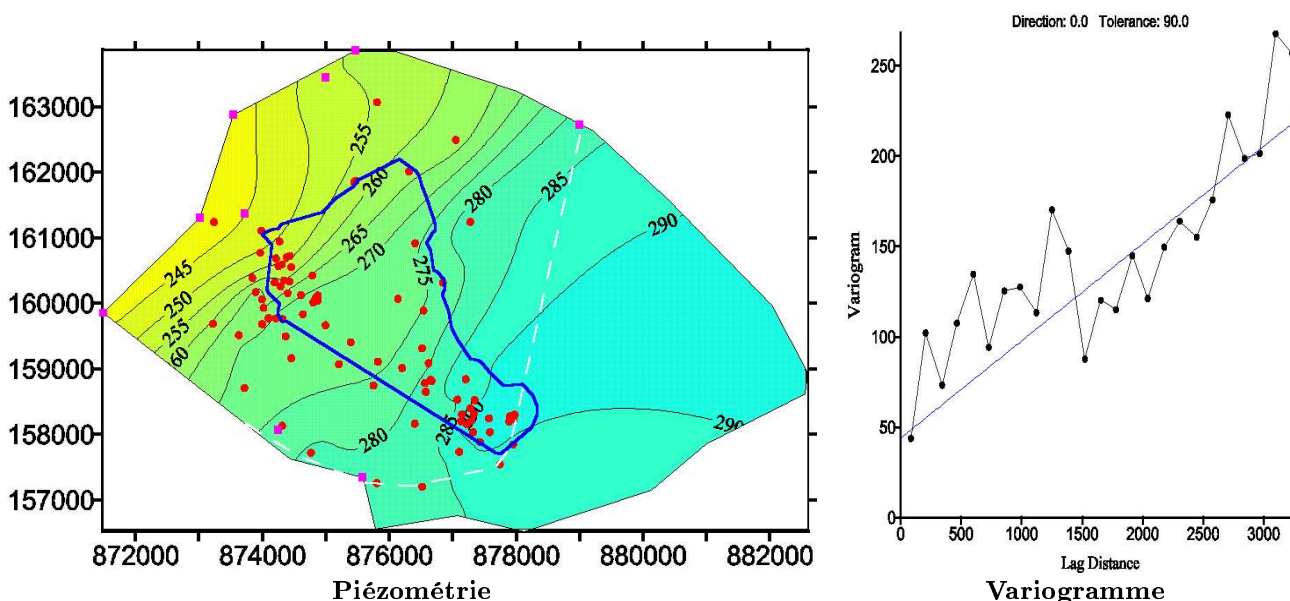
La carte de gauche de la figure 5.2 représente les isopièzes issues de l'interpolation par krigeage des données de la campagne du 15 février 2000. Ces données sont les niveaux d'eau mesurés aux forages (points rouges) et les côtes de la Durance, du Verdon, de l'Abéou et du ruisseau de la Boutre (carrés magentas) relevés sur carte ign au 25 000e. Le variogramme expérimental (figure de droite) est alors ajusté à l'aide d'un modèle linéaire (droite bleue) de pente 0.03109 avec un effet de pépite dont la valeur est 44. Toutes les autres valeurs de la charge sont alors estimées sur une grille à maille rectangulaire par krigeage à l'aide de ce variogramme. Le logiciel d'interpolation utilisé est Surfer 7.0 de Golden Software.

Sur la carte piézométrique, les coordonnées x et y sont exprimées en Lambert III, l'unité d'échelle de distance est le km. Les hautes côtes piézométriques sont colorées en bleu et les basses en jaune. Les traits en pointillés blancs délimitent les zones d'interpolation (à gauche des pointillés) et d'extrapolation des données (à droite). Il ne faut donc pas prendre en considération le niveau piézométrique extrapolée à 290 mètres NGF à droite des pointillés puisqu'aucune valeur n'est mesurée dans ce secteur. Par contre, à gauche, la grande quantité de données

¹Signalons qu'à ce jour (2002) de nouveaux forages ont été réalisés dans cette zone et de nouvelles données seront bientôt exploitables.

contraint assez bien le krigeage et le gradient de charge de la nappe du crétacé se dirige vers la Durance de façon assez homogène. On peut remarquer une zone du domaine, comprise entre les côtes NGF 250 et 270 mètres, dans laquelle les lignes piézométriques sont fortement resserrées (partie sud-ouest du Centre). La différence du niveau piézométrique dans ce secteur est de vingt mètres sur une distance d'un kilomètre environ. L'hypothèse avancée pour expliquer ce gradient de charge accentué dans ce secteur serait la présence dans cette zone d'une barrière moins perméable qui correspondrait dans ce cas à la présence de l'aquifère miocène qui atteint dans ce secteur une centaine de mètres de profondeur (palléo-vallée de Mourre-Frais). Cette hypothèse reste cependant à confirmer, nous en reparlerons dans le chapitre 6.

Fig 5.2 : Campagne piézométrique du 15 février 2000



5.2 Traitement des données piézométriques existantes

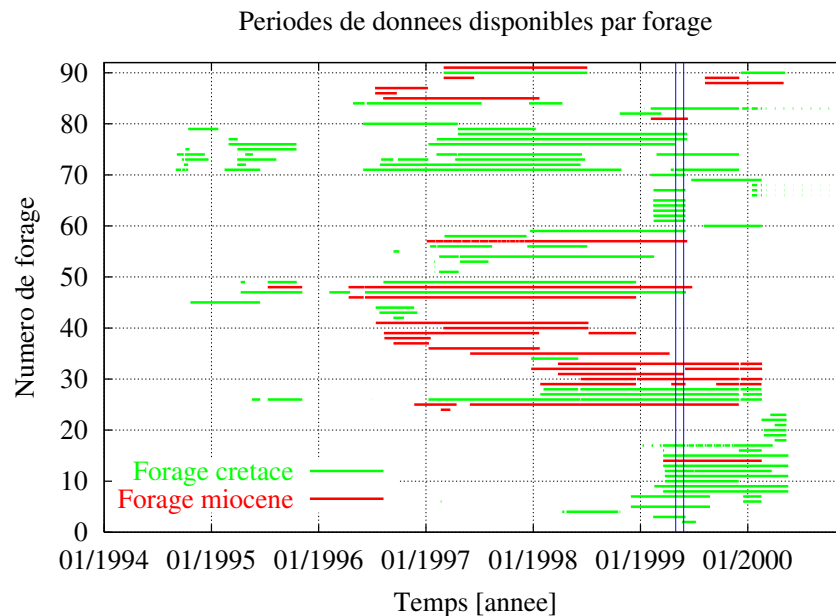
De nombreux forages existent sur le site de Cadarache et les informations issues de ces ouvrages présentent une base de données particulièrement intéressantes pour la modélisation. Cependant le suivi des piézomètres a été conduit jusqu'à présent par des unités distinctes du CEA et un travail de récupération et de synthèse des chroniques piézométriques existantes s'est avéré nécessaire. C'est le travail qu'a réalisé R. Amalbert durant une partie de son stage de Maîtrise (*R. Amalbert [2000]*) dans le laboratoire LGEM du Service SESD (ancien SAMRA). Plus de 1200 fichiers ont ainsi été récupérés. Cependant, parmi eux, un grand nombre étaient identiques mais avaient un format différent (.xls et .csv), d'autres possédaient des séries de mesures contenues entièrement dans un autre fichier. Enfin, une autre partie présentaient des dates erronées (ex. 16/12/2026). Après ce premier tri important et sur la base des 500 fichiers restants, il fallait ensuite regrouper tous ceux correspondant aux données d'un même forage dans un unique fichier.

Finalement, la base de données disponibles et exploitables issues de ce travail contient 91 fichiers de données correspondant au niveau piézométrique de la nappe de 91 forages distincts du site. Un pré-traitement de ces fichiers s'est encore avéré nécessaire. Tout d'abord pour

convertir les dates exprimées en jj/mm/an - hr/mn/ss en une durée prise à partir d'une date de référence (choisie arbitrairement au 1er janvier 1994) puis trier par ordre croissant les dates et ré-ordonner les niveaux correspondant de la nappe pour certains fichiers. Certains fichiers contenaient des données ne se succédant pas chronologiquement, il était donc nécessaire de les réordonner. D'autre part, seulement pour quelques-uns d'entre eux, il fallait corriger la valeur piézométrique de l'inclinaison du forage. Quelques forages inclinés sont en effet réalisés dans le but de recouper et surveiller certaines fractures verticales mises en évidence sur le site.

Le graphique de la figure 5.3 représente les périodes de données disponibles pour ces 91 forages. Le temps est représenté en abscisses et les numéros de forages en ordonnées. La période de mesures pour les forages situés dans le miocène sont colorés en rouge et ceux situés dans le crétacé en vert.

Fig 5.3 : Périodes de données disponibles

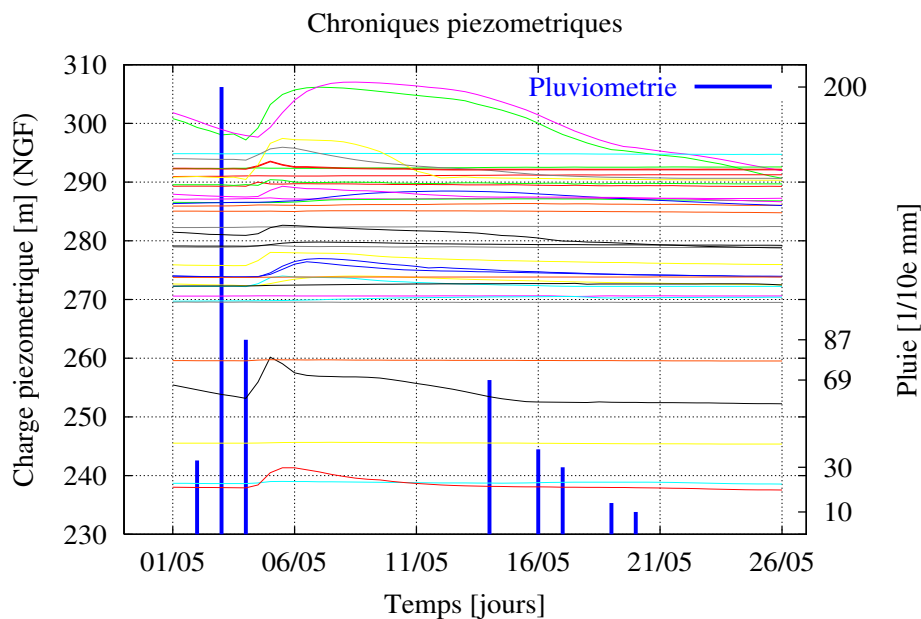


La principale remarque vient de la discontinuité des mesures ainsi que le non-recouvrement des périodes de données disponibles simultanément. Ceci provient de différentes causes. Tout d'abord l'instrumentation des ouvrages par des enregistreurs automatiques est relativement récente et non systématique car les études hydrogéologiques réalisées jusqu'à présent étaient locales et non destinées à un suivi d'ensemble. Par ailleurs, de nouveaux forages sont créés et équipés pour la surveillance de nouvelles installations à implémenter. Ensuite, des capteurs de pression tombent en panne de batterie assez régulièrement (surtout pour les capteurs d'anciennes générations) et le temps de remplacement peut prendre plusieurs semaines, aucune personne n'étant chargée du suivi de l'ensemble des capteurs de pression au CEA. Signalons toutefois qu'à ce jour, le Pôle Géologie du CEA est désormais chargé du suivi des capteurs de mesures. Enfin, certains forages, suivis depuis plusieurs années, peuvent être supprimés lors de travaux sur le site. C'est le cas par exemple du forage P31 situé dans la zone des Tranchées qui a été éliminé pour la construction d'un bâtiment. Il est maintenant remplacé par le P31bis. Tous ces problèmes rendent le suivi piézométrique discontinu et diminuent le nombre de données utilisables dans une même période de temps dans le cadre de la modélisation. Il est en effet

nécessaire d'avoir pour cette étude des données simultanées sur un grand nombre de forages pour pouvoir effectuer un bon calage des processus transitoires.

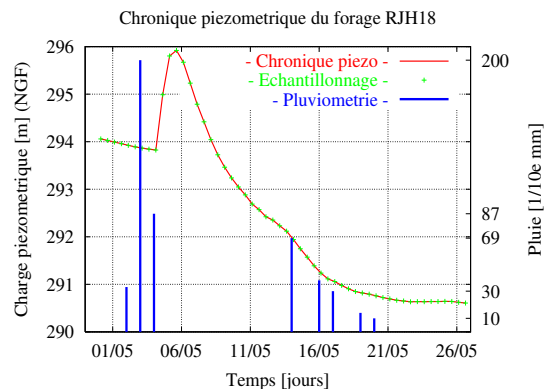
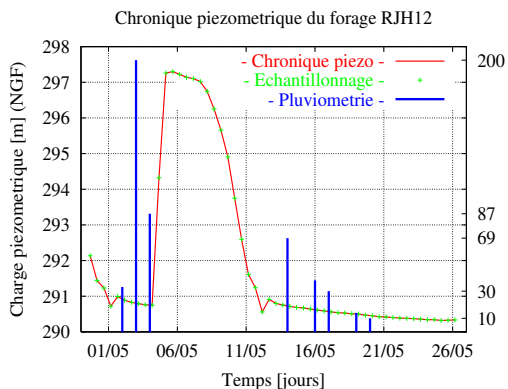
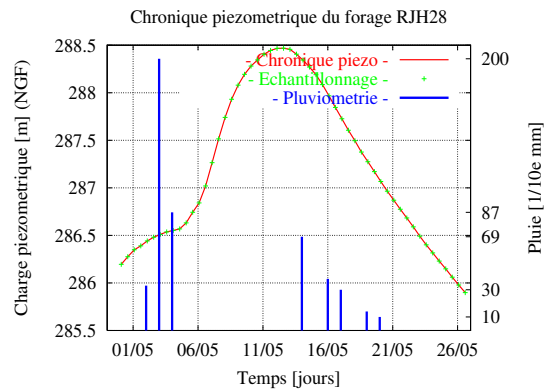
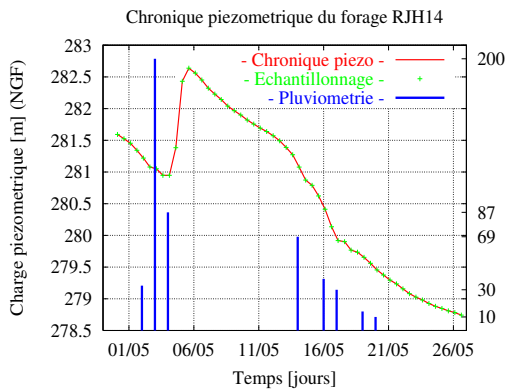
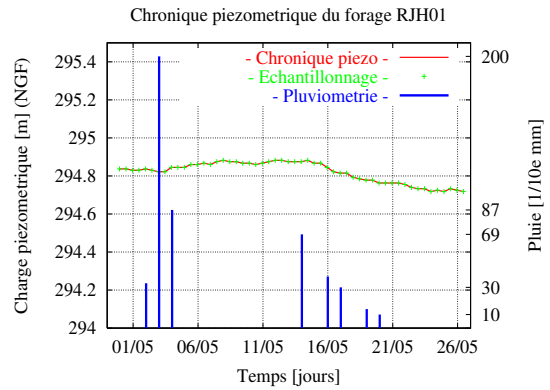
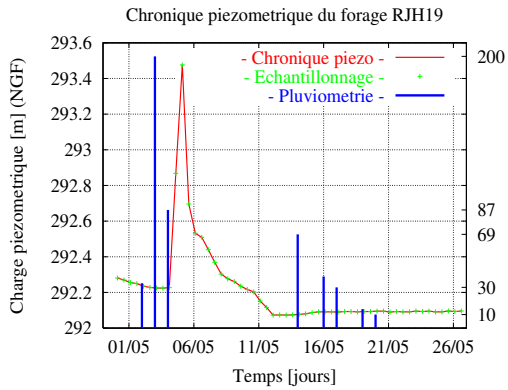
De cette répartition des périodes de données, une période de temps a ensuite été isolée. Celle-ci devait comprendre un maximum de forages et ce, pendant une durée suffisamment grande pour qu'il y apparaisse une (ou plusieurs) pluie modifiant le comportement de la nappe. Après un balayage de toute la période, il est apparu que la zone comprise entre les deux lignes bleues contenait le plus grand nombre de forages (37). Cette période se situe entre le 1er et le 27 mai 1999. L'extraction des hauteurs de nappe de cette période provenant des 37 fichiers, et le tracé de ces courbes sur un même graphique nous montre alors les chroniques ci-dessous. On a superposé sur celui-ci les quantités de pluie, exprimées en dixième de millimètres, tombées pendant ce mois. Il est possible de distinguer sur ce graphe la diversité des réponses piézométriques, aussi bien en amplitude qu'en temps de réaction et de retour à l'équilibre. Certaines courbes restent plates, d'autres présentent de petits pics et enfin quelques-unes présentent de larges enveloppes. Ceci n'est pas surprenant puisqu'on sait que certains forages ont été réalisés de façon à recouper des drains majeurs après les avoir mis en évidence par des méthodes de sismique ou d'électrique. Si ces drains sont connectés au réseau global de fractures, ces forages auront un temps de réaction beaucoup plus rapide à une pluie comparé à un autre ne recoupant aucune fracture.

Fig 5.4 : Chroniques de la période de mai 1999



On peut voir plus aisément ces différences de comportement en isolant quelques courbes du graphique. Isolons par exemple les niveaux piézométriques provenant de forages situés dans une même zone (RJH). Les piézomètres de RJH se situent tous à une vingtaine de mètres les uns des autres, distance faible par rapport à l'échelle de la modélisation. Ils sont colorés en vert sur la dernière carte de la section qui montre la répartition spatiale des 37 piézomètres dans l'ensemble du domaine de modélisation pour cette période (figure 5.5). Les graphes ci-dessous nous confirment la différence de comportement de la nappe du crétacé et ce, même en des points de mesures très proches les uns des autres. Pour la période en question, les capteurs de cette zone ont été échantillonnés au pas de temps de 12 heures.

Au vu des deux premières courbes on peut dire que RJH19 réagit rapidement à la pluie puisque le niveau de la nappe monte de 1,30 mètre en 24 heures et revient à son niveau initial en sept jours environ. Par contre on ne remarque aucune réponse clairement identifiable de RJH01 pour lequel on ne mesure que du bruit. D'autres courbes ont une allure différente comme le montre les courbes de RJH14 et RJH28. On remarque tout d'abord que le début de ces graphes présente des pentes importantes (légèrement visible pour RJH19) ce qui signifie que pour cette période, le système n'était pas à l'équilibre. RJH14 est en train de se vider tandis que qu'au même moment RJH28 se remplit.

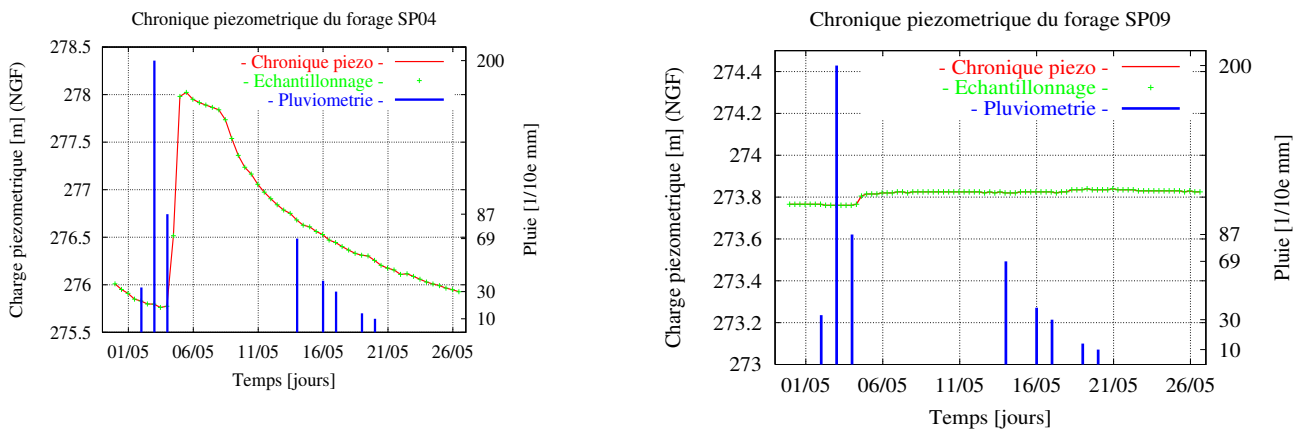


On remarque ensuite que les maxima atteints par la nappe ne se situent pas au même instant. RJH14 atteint une amplitude maximale au même moment que RJH19 (à quelques heures près),

tandis que RJH28 l'atteint environ sept jours plus tard et se présente véritablement comme une courbe en cloche. Les amplitudes sont légèrement différentes puisqu'elles sont de 1,50 mètre et 2 mètres pour RJH14 et RJH28 respectivement.

Dans cette même zone, d'autres types de variations sont également visibles par exemple pour RJH12 et RJH18. Pour le premier, la variation est de plus de six mètres et revient à son niveau initial en sept ou huit jours, tandis que pour le second elle n'est que de deux mètres mais la nappe redescend ensuite à une cote NGF de 290,5 mètres, soit 3 mètres plus bas qu'elle ne l'était avant la pluie.

Les comportements de la nappe du crétacé sont similaires pour des ouvrages implantés sur d'autres zones du centre.



Par exemple pour le secteur Chicade, deux puits situés à une vingtaine de mètres l'un de l'autre, présentent des réponses complètement différentes. Le premier (SP04) voit son niveau d'eau augmenter brutalement (en 12 heures) d'un peu plus de 2 mètres, alors que pour le second (SP09) son niveau reste immobile. Ces comportements s'expliquent facilement par le fait que SP04 recoupe le réseau de fractures et que SP09 est situé dans la matrice. Les deux carrés bleus clair de la figure 5.5 montrent la position de ces deux forages.

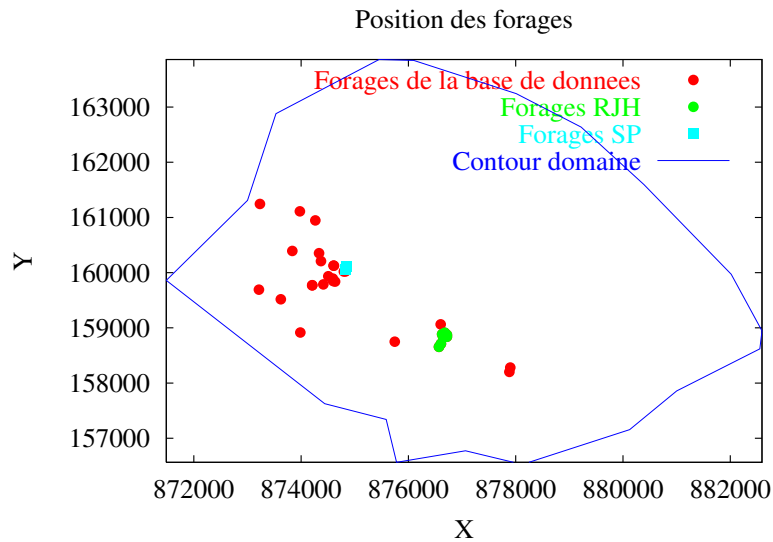
La répartition spatiale de tous les forages de cette période de mai 1999, pour lesquels les chroniques piézométriques sont disponibles simultanément, est montrée sur la carte 5.5. Elle est loin d'être idéale pour une modélisation sur l'ensemble du bassin. En effet, toute la zone du nord du domaine est totalement vide. Des puits existent cependant à cet endroit mais il n'y a pas de chroniques piézométriques qui leurs sont associées pour cette période de temps. Ceci s'explique par plusieurs raisons. Par exemple les forages ITER01 et ITER03, qui sont situés au nord du domaine, ont été suivis pendant l'année 1996 et leurs enregistrements sont disponibles. Cependant les capteurs ont été enlevés suite à l'arrêt du projet, et depuis, plus aucune mesure en continu n'a été réalisée sur ces deux forages. Les périodes de données de ces forages sont situées aux ordonnées 43 et 44 du graphique présentant la période de données disponibles. Signalons qu'aujourd'hui (2002) de nouveaux forages ont été réalisés et équipés dans cette zone et que les données issues de ces ouvrages seront bientôt exploitables.

Un autre exemple est donné par le forage TFA17 (ordonnée 90 du graphique), lui aussi positionné au nord du domaine et pour lequel deux périodes de données sont disponibles : la première s'étale de 1997 à la moitié de l'année 1998. La seconde recommence en 2000 après une interruption d'un an et demi.

La conclusion que nous pouvons tirer de cette analyse est qu'il est nécessaire de beaucoup mieux répartir spatialement les capteurs de mesures, et notamment équiper ceux au nord de la zone n'en possédant pas actuellement. Il est ensuite nécessaire de les suivre dans la durée

afin d'avoir le plus grand nombre de données simultanées. Le nombre de capteurs pouvant être déplacés est cependant limité car la majorité d'entre eux appartiennent à des installations et sont utilisées pour leur surveillance. De tels capteurs ne peuvent pas être déplacés.

Fig 5.5 : Répartition spatiale des données de la période du 05/1999



Pour répartir au mieux tous ces enregistreurs, nous allons nous baser sur deux critères. Le premier sera de se fixer une distance minimale entre des capteurs appartenant à un même continuum. Le second sera que la mesure du capteur devra être représentative d'un écoulement, c'est-à-dire que le piézomètre ne soit pas représentatif d'une zone très peu perméable. Pour ces deux critères, nous nous baserons sur les résultats des slug tests dont nous parlons ci-dessous. De plus amples détails sur la répartition actuelle des capteurs de mesures sont fournis dans le paragraphe 5.3.4 de ce chapitre.

5.3 Caractérisation hydrodynamique par slug tests

Nous abordons maintenant une partie importante, aussi bien pour la caractérisation hydrodynamique du site que pour la modélisation : il s'agit de la campagne d'essais de puits.

Le principe de fonctionnement des essais réalisés (slug tests) a déjà été exposé dans le chapitre 2, nous ne le rappellerons donc pas ici. D'autre part, toutes les informations relatives à ces types d'essais sont réunies dans le livre de *Butler* [1998] qui décrit tout le déroulement de l'expérience, l'équipement nécessaire à sa réalisation, et toutes les méthodes d'interprétation pour les aquifères confinés et non confinés. Les lecteurs désireux d'approfondir cette méthode pourront donc se référer à ce livre qui nous a servi de support pour ce travail.

Nous allons décrire dans cette section le protocole expérimental ainsi que le matériel utilisé dans le cadre de cette étude. Puis nous rappellerons brièvement les deux principales méthodes d'interprétation utilisées pour déduire une estimation locale du paramètre de conductivité hydraulique, seul ce dernier est estimé à l'issue de ces tests. Nous représenterons ensuite ces valeurs sous forme de cartes et d'histogrammes que nous analyserons ensuite pour tirer des conclusions pour la modélisation.

Objectifs de la campagne de slugs tests

Comme nous l'avons vu dans la première partie, nous allons modéliser les écoulements à partir d'un modèle de type multi-continuum pour tenir compte des écoulements dans la matrice et dans les fractures. En supposant avoir à notre disposition une bonne distribution spatiale des données piézométriques, le problème est donc de savoir comment nous allons répartir ces chroniques en fonction de chaque milieu. C'est un des buts recherchés des slugs tests qui vont nous permettre d'attribuer les données d'un forage à tel ou tel continuum. Si le forage réagit rapidement à un slug, c'est-à-dire si le niveau de la nappe revient rapidement à son niveau initial, alors on pourra dire qualitativement que ce forage est représentatif du continuum fractures alors que s'il réagit lentement il sera représentatif du continuum matrice. Notons toutefois que la valeur de conductivité hydraulique fixant la limite entre continua fracture/matrice n'est pas évidente à première vue et qu'il sera difficile de différencier les forages dont les valeurs seront proches de cette limite.

Un deuxième objectif des tests est suggéré par l'étude qualitative des réponses piézométriques du paragraphe précédent. Certains forages sont situés dans des zones très peu perméables et qui semblent non liées au réseau d'écoulement global. Les ouvrages situés dans de telles zones ne réagissent pas du tout lors d'une pluie ou comme on le verra dans le prochain paragraphe présentent des paliers piézométriques suite à une injection. Les slug tests nous permettront d'identifier la totalité des forages possédant ce type de comportement afin de les éliminer de la modélisation car représentatifs d'une zone ne participant pas, ou très peu, aux écoulements. Il sera alors possible d'optimiser le réseau de capteurs de pression en déplaçant ces derniers dans des forages représentatifs d'une zone plus perméable.

Enfin, les valeurs de conductivité hydraulique obtenues par les slugs tests ne peuvent malheureusement pas être utilisées directement dans un modèle direct à cause d'un effet d'échelle. Cet effet d'échelle est dû au faible volume testé autour du forage qui rend la valeur numérique obtenue non représentative d'un grand domaine. On peut cependant les utiliser dans le cadre de la modélisation inverse. En effet, nous avons vu qu'il était nécessaire d'attribuer à chaque paramètre recherché dans la procédure d'inversion une valeur initiale d'itération. Plus cette valeur initiale est proche de la solution et plus rapide est la convergence de l'algorithme. Nous pourrions utiliser ces valeurs de conductivité comme point de départ dans la procédure de minimisation. Ceci permettra au modèle inverse de partir d'une valeur a priori proche de la solution finale et de lui imposer des contraintes de bornes.

5.3.1 Protocole expérimental

Pour notre étude, nous avons réalisé l'injection d'un volume d'eau dans le forage au lieu d'effectuer le choc hydraulique à l'aide d'une masse plongée instantanément. En effet, la manipulation de bidons d'eau permet un gain de temps considérable comparé au maniement et au déplacement d'un treuil d'un puits à un autre. Cette méthode présente cependant une petite difficulté. Elle vient du fait que lors du remplissage du puits, des pertes de charge peuvent se produire à cause du ruissellement sur les parois du forage. Afin d'éviter ce problème et pour amener l'eau aussi près que possible de la surface piézométrique, un tuyau de longueur variable est descendu dans le forage testé. L'eau est ensuite injectée dans les tuyaux par l'intermédiaire d'un entonnoir monté sur un disque qui supporte leur poids. Le problème qu'entraîne l'utilisation de ce matériel supplémentaire est que le choc ne se fait pas quasi-instantanément. Il est de l'ordre de deux à trois minutes pour le volume injecté, temps que nous considérerons toutefois négligeable pour les interprétations.

Sur la base des simulations théoriques réalisées avant la première campagne par S. Bougault ([2000]), il est convenu qu'il sera injecté dans chaque forage testé une quantité d'eau égale à 60

litres. Un capteur de pression plongé dans chaque forage permet de mesurer d'évolution de la pression à la hauteur à laquelle ils se trouvent avant injection au pas de temps régulier. Pour cela la manipulation, préalable, consiste à vidanger des données du capteur, à réinitialiser sa mémoire et à le recalibrer au pas de temps d'une minute. La mesure manuelle de la hauteur piézométrique est utilisée afin de faire correspondre, lors de la programmation du capteur, la pression mesurée à une profondeur de nappe dans le forage. Techniquement, les enregistreurs automatiques dont nous disposons et qui offrent les meilleurs résultats et la plus grande fiabilité sont des capteurs Keller. Ils offrent une précision absolue de 3 cm et une précision relative au moins cinq fois plus importante (pour les slug tests, seules les variations nous intéressent), ce qui est suffisant en comparaison avec les 60 litres injectés qui représentent une augmentation initiale du niveau piézométrique de 4 à 10 m selon les rayons des forages. Les mémoires de ces enregistreurs, une fois calibrés à ce pas de temps, permettent une durée d'enregistrement de 9 jours environ.

Après l'injection et retour aux conditions hydrostatiques, les données sont recueillies par le transfert des données du capteur sur le PC. Dans le cas de très faibles conductivités hydrauliques, le temps de retour aux conditions hydrostatiques peut être très important. Le cas échéant, la recalibration des capteurs à leur pas de temps initial sera effectuée afin de permettre la meilleure continuité possible dans les mesures de chroniques.

Un minimum d'une journée doit séparer la programmation d'un capteur de l'injection dans le forage, de façon à connaître la tendance du niveau piézométrique au forage testé. En effet, le niveau de la nappe n'est pas forcément stable dans le forage lors de l'essai et celui-ci peut légèrement baisser d'un jour à l'autre si le système n'est pas à équilibre. Cette indication de la tendance nous permet de corriger les données. Une campagne de slugs se déroule donc comme suit. Le premier jour est consacré à la recalibration de la majorité des capteurs au pas de temps d'une minute. Les deuxième, troisième et éventuellement quatrième jours sont ensuite dédiés à l'injection et à la recalibration des derniers capteurs. L'expérimentation se termine la semaine suivante avec la vidange des données et la recalibration des capteurs au pas de temps initial de 30 minutes.

Tous les piézomètres ne sont pas équipés d'un tel enregistreur de mesures. Pour ces ouvrages, nous avons à notre disposition huit capteurs qui, après le test, étaient déplacés à d'autres forages non équipés. Ils provenaient des forages CAD, forés et équipés spécialement pour ce travail de modélisation à grande échelle. L'utilisation de ces capteurs pour les essais n'a donc pas permis d'avoir des données en continu, simultanément sur l'ensemble du site pendant toute la période des essais. D'autres ouvrages qui possédaient déjà un capteur d'ancienne génération ont aussi fait l'objet d'une telle manipulation préalable. Avant l'injection, le niveau de la nappe a donc été mesuré, le capteur programmé, puis placé à dix mètres environ sous le niveau mesuré.

5.3.2 Résultats

Deux séries de quatre à cinq campagnes de slugs ont ainsi été réalisées. La première série, réalisée par S. Bougault et A. Cartalade, s'est déroulée de juin à septembre 2000 pendant laquelle 77 forages ont été explorés et 51 valeurs de conductivité hydraulique interprétées. La deuxième s'est effectuée en mai et juin 2001 par S. Bougault et G. Rigal et au total, 93 valeurs de conductivité ont pu être obtenues. Certains forages ont fait l'objet de plusieurs tests consécutifs. Par exemple certains d'entre eux réagissant très rapidement après le test n'ont fait apparaître sur les chroniques piézométriques qu'un signal de faible amplitude (un pic de quelques dizaines de centimètres) se détachant très peu du bruit des mesures. Pour ces ouvrages, le test a été refait en augmentant le volume d'eau injecté (90 à 120 litres au lieu des 60 initiaux) et en diminuant le pas d'échantillonnage du capteur à 30 secondes. D'autres tests qui ont été perturbés par une pluie, ou encore ceux pour lesquels les capteurs de pression sont tombés en panne durant la

manipulation ont également été refaits. Enfin certains forages dont les tests ont mis en évidence des phénomènes inattendus ont également été retestés. Nous donnons quelques explications sur ces phénomènes dans la sous-section ci-dessous.

Méthodes d'interprétation des slugs

Les méthodes d'interprétation utilisées sont tout à fait classiques dans la littérature des essais par slug tests; ce sont celles de *Hvorslev* dans le cas d'une nappe confinée et celle de *Bouwer and Rice* pour une nappe captive. Nous ne les décrivons pas en détail ici, nous en résumons seulement les idées principales. Elles sont toutes les deux basées sur des solutions analytiques de l'équation de la diffusivité (exprimée en coordonnées radiales) déduites sous différentes hypothèses. La principale, commune aux deux méthodes, vient de ce que le coefficient d'emmagasinement spécifique est supposé être très petit de telle façon que ses effets peuvent être négligés. La composante transitoire de l'équation de la diffusivité est donc nulle ce qui signifie qu'un changement brusque de la charge dans le puits est supposé se propager instantanément à travers le système. On dit qu'il se trouve dans un état quasi-stationnaire.

La principale différence entre la méthode de *Hvorslev* et celle de *Bouwer and Rice* se situe dans la formulation de l'équation de la diffusivité. Dans la seconde méthode la composante suivant la profondeur z est prise en compte. Ce terme fait intervenir en facteur, le rapport entre la conductivité suivant la profondeur (K_z) et la conductivité radiale (K_r). La solution s'exprime alors en fonction de ce rapport. Dans ce travail, nous nous sommes placés dans le cas où $K_z = K_r$ puisque nous n'avons aucune connaissance de la variation de la conductivité avec la profondeur. Dans cette situation, le rapport entre ces deux conductivités vaut un, et la solution de *Bouwer and Rice* est équivalente à celle de *Hvorslev*.

La caractéristique importante de ces deux méthodes est que les solutions analytiques forment une ligne droite lorsqu'elles sont tracées sur un graphique où figurent le temps en abscisses et le logarithme de la charge normalisée en ordonnées. Par conséquent, pour chaque essai, les étapes de l'interprétation sont les suivantes. Les données mesurées sont tracées sur un graphique dont les axes sont ceux venant d'être indiqués. Il s'agit ensuite d'ajuster au mieux ces données en déterminant la pente d'une droite passant par ces données. Cet ajustement peut se faire visuellement ou à l'aide d'une routine de régression automatique. Enfin, la valeur de cette pente permet de déterminer la conductivité hydraulique recherchée à l'aide de la solution analytique.

Toutes les interprétations quantitatives de ces essais ont été réalisées par S. Bougault et G. Rigal à l'aide du logiciel AQTESOLV (de HydroSOLVE, Inc.) pour Windows. Les informations concernant, les courbes piézométriques des essais, les ajustements des droites ainsi que les caractéristiques des forages se trouvent dans leur rapport de stage de DESS (*S. Bougault [2000]*, *G. Rigal [2001]*). Toutes les valeurs de conductivité ayant été obtenues y figurent également.

Zone testée - problème de l'hétérogénéité verticale

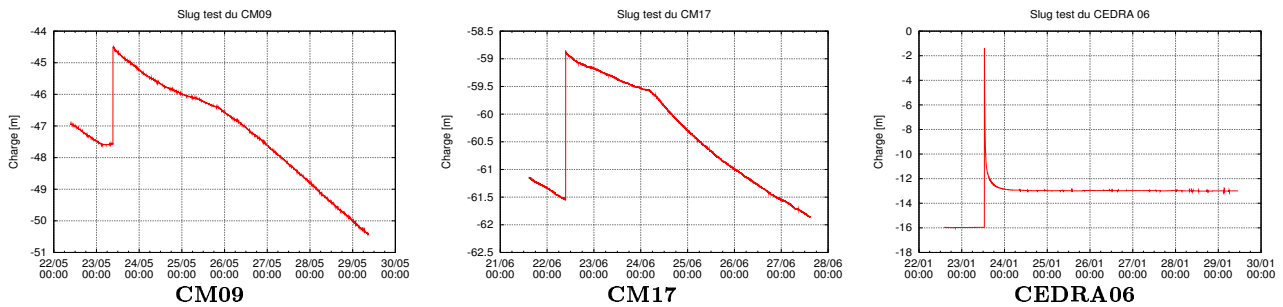
Aucune difficulté majeure n'est survenue pour l'interprétation de la plupart des essais. Cependant certains tests ont mis en évidence des comportements inattendus tels que des redescentes piézométriques relativement lentes pendant un certain temps, puis une redescente beaucoup plus rapide ensuite. C'est le cas des deux forages CM09 et CM17 (figure 5.6). La première hypothèse avancée pour expliquer ce comportement est l'effet de décolmatage d'une fracture. Cependant le fait que cette forme de courbe se reproduise plusieurs fois dans le temps, aussi bien lors des essais que lors des pluies, exclue cette hypothèse. L'autre hypothèse serait que le piézomètre recouperait un système de fractures qui joueraient le rôle de siphon. Celle-ci paraîtrait plus réaliste compte tenu du fait que cette accélération se produit toujours au même niveau piézométrique. Celle-ci reste toutefois à confirmer et n'a pas fait l'objet d'une étude plus

approfondie dans le cadre de ce travail.

Fig 5.6 : Comportements inattendus de certains forages

(mesures effectuées sur 8 jours)

- chaque trait vertical des quadrillages représente une durée d'une journée -

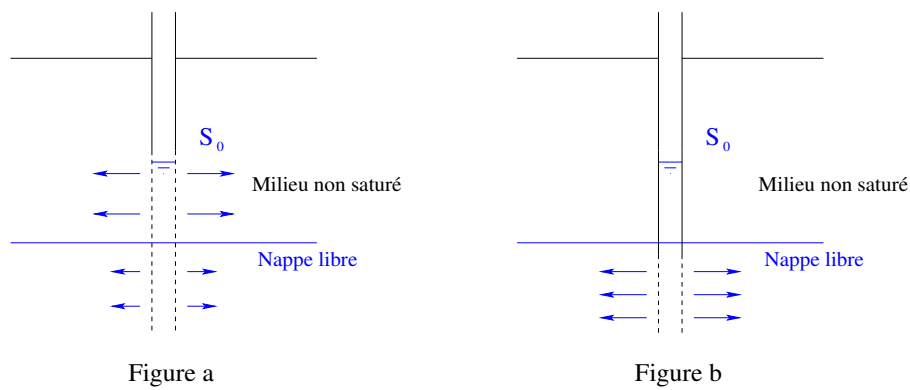


Précisons que les valeurs de conductivité interprétées dans ces deux cas sont celles correspondant à la première partie de la courbe et donc la valeur obtenue lors de l'interprétation sous-estime la valeur réelle et ne représente pas le comportement global du piézomètre. Il faudra rester vigilant lors de l'utilisation de ces deux valeurs.

L'autre comportement inattendu survient lorsque le niveau de remise à l'équilibre après l'injection se situe bien au-dessus du niveau initial comme le montre la courbe de CEDRA06. Pour ce forage le niveau piézométrique après l'essai se situe un mètre cinquante au-dessus de son niveau initial. Le comportement de ce dernier peut se comprendre qualitativement par le fait que l'eau injectée s'échappe brusquement par une fracture qu'intercepte le forage. Le niveau se stabilise alors au niveau de la fracture au-dessus du niveau de la nappe.

Ce comportement entraîne tout naturellement le problème important de savoir exactement quelle est la zone testée du forage lors de l'essai. En effet, si aucun problème majeur n'intervient lorsque le forage mesure une nappe captive, il en est tout autrement pour une nappe libre (figure 5.7) dont la hauteur peut varier dans le temps. Le niveau de la nappe peut alors recouper la partie crépinée du forage (figure a) et donc lors de l'injection, une partie de l'eau peut rejoindre la nappe par la zone saturée, mais une autre, plus ou moins importante, peut aussi la rejoindre par la zone non saturée. La valeur mesurée peut donc être représentative d'une zone comprise entre le niveau de la charge initiale et la nappe et non celle comprise entre la surface de la nappe et le fond du forage. Si c'est le cas, la valeur de la conductivité obtenue peut varier d'une année sur l'autre, suivant la hauteur à laquelle se situe la nappe lors de l'injection et la position de la fracturation de la zone non saturée. Il serait donc important, pour chaque forage testé, d'étudier le lien entre la hauteur du forage, la hauteur de la crépine, le niveau piézométrique avant l'injection et l'éventuelle fracturation du milieu afin de voir si la valeur obtenue est représentative de la hauteur totale du forage ou plutôt d'une zone très locale présentant une importante fracturation. Toute cette problématique a été regardée par *G. Rigal* ([2001]) dans le cadre de son stage de fin d'études sur une trentaine de forages. Cet aspect du problème reste néanmoins à finaliser sur l'ensemble des forages testés afin d'en tirer des conclusions synthétiques.

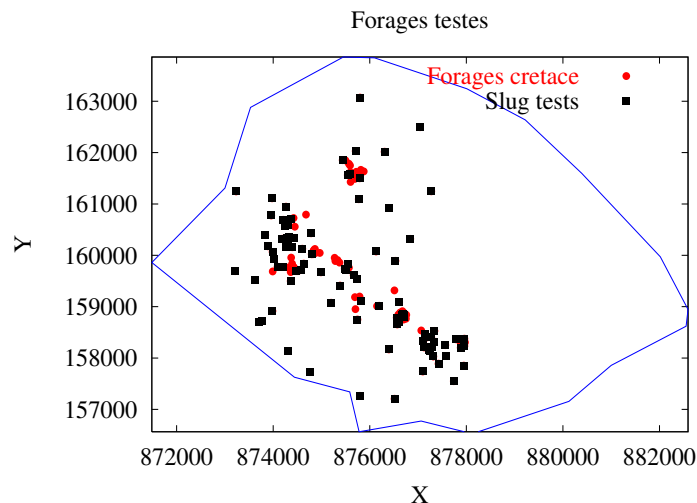
Fig 5.7 : Zone testée lors d'un slug test



Répartition spatiale

Finalement, l'ensemble des forages du crétacé qui ont fait l'objet d'un essai par slug test ayant été interprété est présenté sur la carte 5.8. Les points rouges sont l'ensemble des forages du crétacé et les carrés noirs représentent ceux qui ont fait l'objet d'un test interprété.

Fig 5.8 : Répartition spatiale des forages du crétacé testés



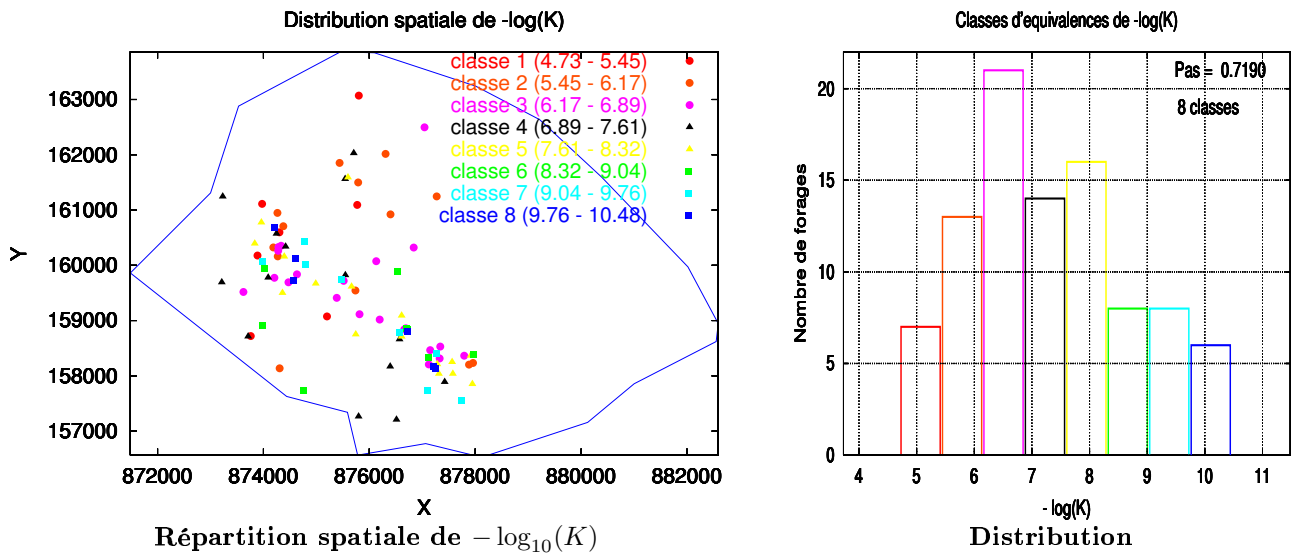
Les valeurs de conductivité hydrauliques sont représentées spatialement sur la carte de la figure 5.9 lorsque celles-ci sont réparties en huit classes d'équivalence. Cette répartition en huit classes nous semble bien appropriée compte tenu du nombre de valeurs à notre disposition (93). Elle nous permet d'avoir, en moyenne, une dizaine de valeurs par classe tout en ayant une classification relativement fine de ces valeurs.

La carte de gauche montre la répartition spatiale de l'opposé du logarithme (en base 10) de la conductivité hydraulique ($-\log_{10}(K)$) et l'histogramme de droite montre le nombre de valeurs de $-\log_{10}(K)$ (ou le nombre de forages) situées dans chacune des classes. Les forages les plus conductifs sont situés dans les classes de gauche et les moins conductifs dans celles de

droite. Cet histogramme nous montre également que l'hétérogénéité du site est très prononcée puisqu'elle couvre plusieurs décades : les valeurs obtenues varient en effet de $1,86.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour le forage MF6C (forage le plus conducteur) à $3,31.10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$ pour CEDRA02 (forage le moins conducteur), ce qui représente un écart de 6 décades.

Fig 5.9 : Distribution spatiale des valeurs de conductivité

hydraulique réparties en 8 classes



Sur la carte de répartition spatiale à huit classes, une couleur et un symbole différents sont attribués à chaque classe de conductivité. Cette carte est donnée à titre indicatif car il est difficile d'en tirer une quelconque conclusion ; on peut cependant dire qu'il n'y a pas de corrélations spatiales évidentes entre forages. Une simple répartition en cinq classes nous permettra dans la suite de mieux visualiser l'hétérogénéité spatiale à grande échelle et un agrandissement de certaines zones comportant un très grand nombre de forages nous permettra de mieux mettre en évidence l'hétérogénéité plus locale du site.

Avant cela, nous donnons, toujours à titre indicatif, les noms des forages situés dans chacune de ces classes (tableau 5.1) ainsi qu'une courbe de réponse au slug de chacune d'elles (figure 5.10). Ces courbes sont les chroniques piézométriques de réponses aux slugs des forages dont les noms figurent en gras dans le tableau. Les graphes des deux forages le plus conducteur (MF6C) et le moins conducteur (CEDRA02) sont présentés.

Tableau 5.1 : Liste des piézomètres de chaque classe d'équivalence

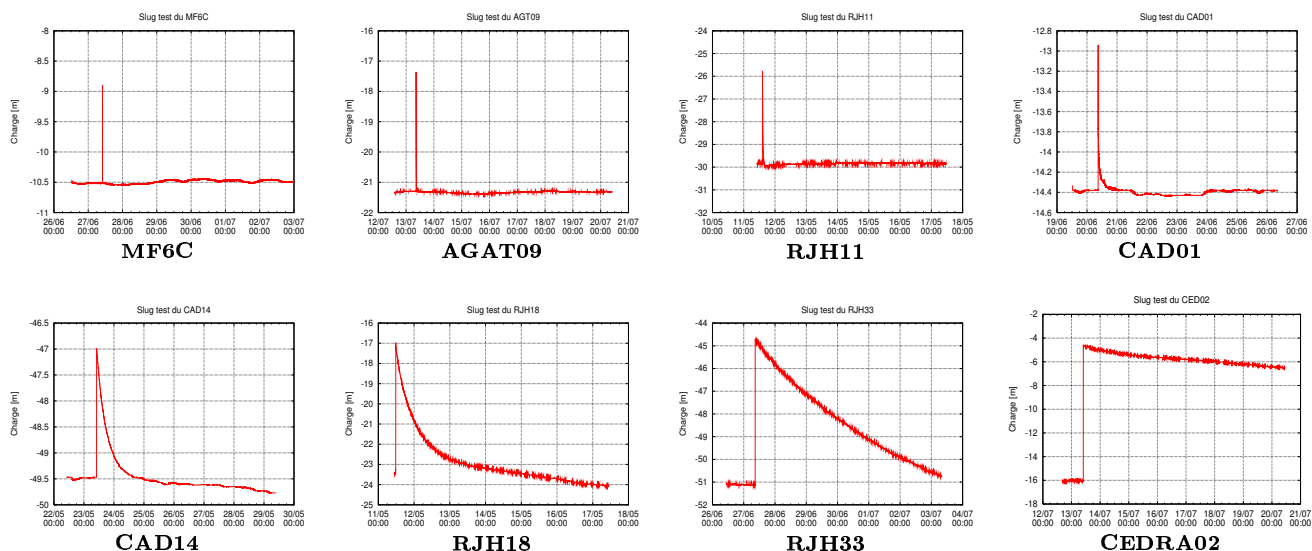
$1,86.10^{-5}$ - $3,55.10^{-6}$ - $6,76.10^{-7}$ - $1,29.10^{-7}$ - $2,45.10^{-8}$ - $4,79.10^{-9}$ - $9,12.10^{-10}$ - $1,74.10^{-10}$ - $3,31.10^{-11}$

N°	1	2	3	4	5	6	7	8
1	AGAT06	AGAT01	AGAT02	AGAT03	AGAT08	AGAT07	AGAT37	AGAT04
2	CAD02	AGAT05	CABRI06	AGAT38	CABRIN1	CABRI09	CAD25	CAD26
3	CAD13	AGAT09	CAD05	CAD01	CAD03	CAD08	CEDRA05	CEDRA02
4	CAD20	CABRI05	CAD06	CAD04	CAD10	CAD16	CM02	CM17
5	ITER01	CABRI07	CAD12	CAD09	CAD14	CAD22	CM09	CM22
6	MF6C	CAD15	CAD21	CAD17	CAD19	CM18	CM10	RJH25
7	STE04	CAD23	CAD24	CAD18	CM04	RJH18	ENT17	
8		CAP09	CEDRA06	CAP12	CM06	RJH22	RJH33	
9		ENT12	CM14	CM13	CM08			
10		ITER03	CM15	ENT06	CM12			
11		PZ04	CM16	PZ02	ENT10			
12		STD03	CM19	RJH12	MF4C			
13		TFA17	ENT07	RJH13	PZ109			
14			IPSN	STE06	RJH01			
15			ITER02		RJH34			
16			P06		STD02			
17			RJH07					
18			RJH11					
19			SD24					
20			STD05					
21			STE05					

Fig 5.10 : Réponse type d'un forage de chacune des classes

d'équivalence sur une durée de 7 à 9 jours

(chaque trait vertical représente une durée d'une journée)



Les autres ont été choisies de façon à ce qu'elles soient les plus représentatives de toutes les réponses de la classe correspondante. Les limites entre les différentes classes n'étant bien entendu pas franches, il existe un grand nombre de courbes intermédiaires à celles présentées sur 5.10.

Fiabilité des valeurs obtenues

Des comparaisons des résultats des slugs tests ont pu être faites avec ceux provenant d'une autre méthode d'essai de puits. Ce sont les essais d'injection à très faibles débits réalisés par G. Lods sur six forages de la zone Colline du Médecin. Ce type d'essai a été privilégié aux méthodes classiques d'essais par pompages car une étude antérieure a montré que la zone testée était très peu perméable. Le pompage à fort débit aurait donc vidé le puits en très peu de temps. Comme les *pompages* à faibles débits présentent quelques aspects techniques difficiles à mettre en oeuvre, la méthode des essais par *injection à faibles débits* a donc été choisie. Pour plus de détails sur le dispositif expérimental de ces essais et les méthodes d'interprétations, on pourra se référer aux deux rapports de G. Lods ([2000a] et [2000b]). Il faut cependant souligner qu'un test de ce type peut prendre, en comptant le temps de montage et de démontage du matériel, cinq à six jours pour chaque forage testé. La durée d'un test est d'une journée, mais il faut en faire plusieurs (trois en moyenne) à plusieurs paliers de débit différents pour quantifier précisément l'effet de skin intervenant lors de l'interprétation de l'essai. Ce type d'essai n'était donc pas envisageable dans le cadre de notre étude.

Les valeurs des conductivités hydrauliques obtenues par cette méthode sont reportées dans le tableau 5.2 permettant la comparaison des valeurs numériques des deux méthodes.

Tableau 5.2 : Comparaison des valeurs de conductivités obtenues par essais par injection et par slug tests

Nom du forage	K (m/s) par injection	K (m/s) par slug test
CM13	$8,89.10^{-8}$	$4,01.10^{-8}$
CM08	$1,04.10^{-8}$	$6,12.10^{-9}$
CM02	$5,59.10^{-10}$	$7,68.10^{-10}$
CM22	$<5.10^{-10}$	$1,56.10^{-10}$
CM14	$3,92.10^{-7}$	$1,51.10^{-7}$
CM15	$5,47.10^{-7}$	$6,02.10^{-7}$

Les résultats montrent que les valeurs obtenues par slugs sont tout à fait comparables à celles obtenues par essais en injection. Il est donc satisfaisant de voir que ces deux méthodes donnent des résultats très proches.

Il faut cependant souligner que ces essais ont été réalisés avec un volume d'eau équivalent à celui des slugs, c'est-à-dire environ 60 litres. Le volume testé autour du forage reste faible et par conséquent, les valeurs de conductivité hydraulique obtenues sont à utiliser avec beaucoup de précaution. Il est difficilement envisageable de les utiliser telles quelles dans le modèle direct à cause d'un effet d'échelle. La zone représentative de ces valeurs est très petite comparée à la taille des mailles de la discrétisation en éléments finis. Il serait plus judicieux dans cette perspective d'effectuer un test par pompage suffisamment long pour influencer une zone plus large autour du forage.

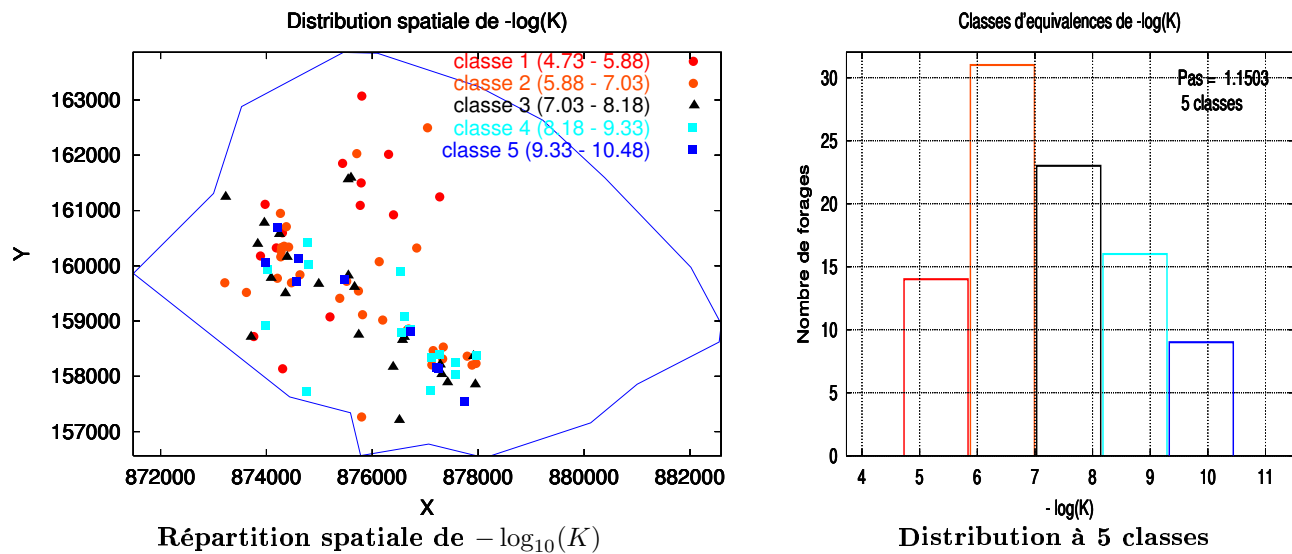
5.3.3 Conséquences pour la modélisation

Étudions à présent les conséquences des résultats des slug tests vis-à-vis de la modélisation. Pour cela nous allons étudier l'hétérogénéité spatiale de la conductivité hydraulique à grande et à petite échelle, qui nous permettra de justifier l'utilisation du modèle à double-continuum pour modéliser les écoulements de l'aquifère Crétacé. Ensuite nous essaierons de déterminer, de façon qualitative, une valeur de conductivité de coupure entre les continua fractures et matrice, en étudiant la distribution de la conductivité et les courbes piézométriques. Enfin, nous étudierons, toujours qualitativement, les courbes de réponses de ces tests pour laisser de côté les forages très peu conductifs, peu représentatifs des écoulements à grande échelle.

Etude de l'hétérogénéité spatiale - justification du double continuum

Voyons s'il est possible de déterminer un zonage particulier du domaine de modélisation en nous basant uniquement sur les résultats de ces slug tests. Pour cela, étudions la répartition spatiale de la conductivité hydraulique, lorsque celle-ci est répartie en cinq classes d'équivalence. Pour cette répartition, les forages conductifs sont représentés par des ronds rouges et oranges, et les forages peu conductifs par des carrés cyans et bleus. Les forages de la classe intermédiaire sont symbolisés par des triangles noirs.

Fig 5.11 : Distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique réparties en 5 classes



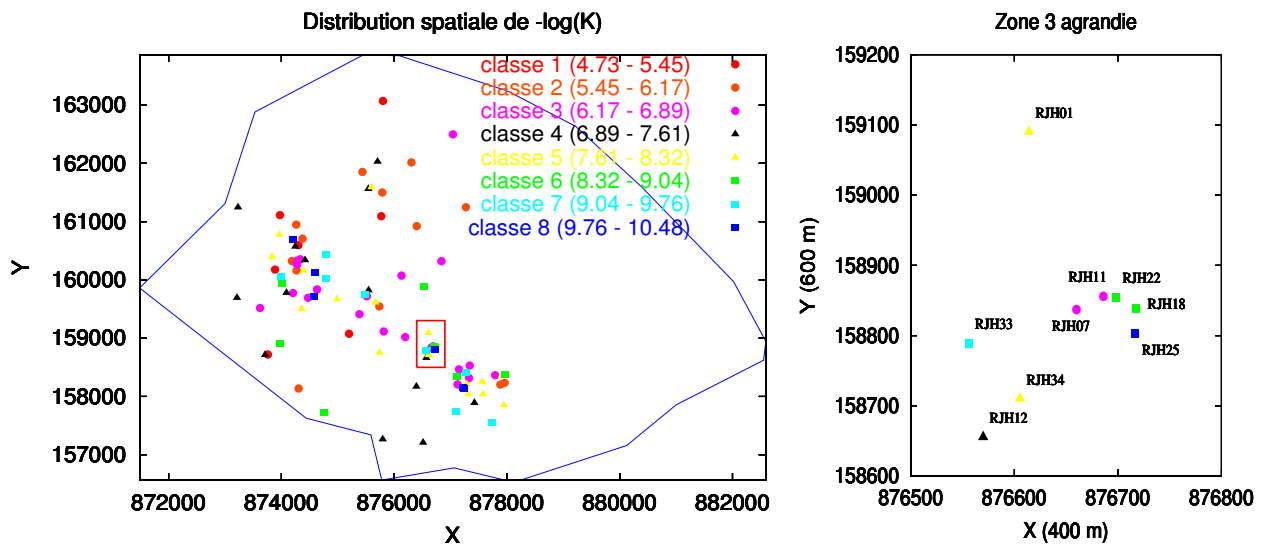
La première remarque que nous pouvons faire est que la zone nord semble plus homogène que la zone sud. En effet la partie supérieure du domaine ne comporte presque que des symboles représentatifs des deux premières classes. Deux forages s'en différencient et appartiennent au groupe intermédiaire, ils correspondent aux forages PZ02 et PZ109. Par contre toute la partie inférieure présente une hétérogénéité très prononcée car elle mélange aussi bien des cercles rouges et oranges (ouvrages conductifs) que des carrés bleus et cyans (ouvrages peu conductifs). Certaines zones présentent même dans un espace très réduit des carrés bleus et des cercles rouges.

Mise à part la zone située au nord du domaine, il est donc difficile de délimiter des grandes zones pouvant être considérées comme homogènes. Il faut aussi rester vigilant quant à un éventuel découpage de la partie supérieure semblant être plus homogène, car la zone où se situent les deux triangles noirs correspond en fait à une zone hétérogène mise en évidence par l'étude tectonique de V. Léonardi ([1998]). On pourra se reporter à la carte de la fracturation à petite échelle (figure 1.9) du premier chapitre pour visualiser cette hétérogénéité. Cette dernière n'est pas mise en évidence par les slugs tests car tous les piézomètres de cette zone n'ont pas été testés, et il en existe un grand nombre dans ce secteur (figure 5.1).

Afin de visualiser la répartition spatiale des conductivités à plus petite échelle, quatre zones regroupant un grand nombre de forages ont été agrandies. Ces agrandissements sont intéressants car ils permettent de montrer l'hétérogénéité de la zone d'étude à l'échelle locale. Pour une analyse plus fine des comportements des différents forages à cette échelle, il est préférable de revenir à une répartition des forages en huit classes.

Nous donnons ici l'agrandissement des zones RJH et ENT particulièrement intéressantes car elles regroupent dans un tout petit secteur (300 m × 600 m) des forages ayant des comportements très différents. L'agrandissement des deux autres zones (STD/STE - AGAT et CM) sont données en annexes. Pour cette répartition, les forages conductifs sont représentés par des ronds rouges, oranges et magentas. Les forages intermédiaires sont symbolisés par des triangles noirs et jaunes. Enfin, les piézomètres peu conductifs sont représentés par des carrés verts, cyans et bleus.

Fig 5.12 : Localisation et agrandissement de la zone RJH



Sur l'agrandissement (carte de droite de la figure 5.12), on peut voir que le site est très hétérogène localement. Par exemple les forages RJH11 et RJH25 qui sont distants l'un de l'autre de 61 m se situent respectivement dans les classes n°3 et n°8. C'est-à-dire que le premier est conducteur alors que le second ne l'est que très peu (ils présentent un écart de quatre décades). Un autre exemple, beaucoup plus significatif nous est donné par les forages RJH11 et RJH22 (figure 5.13), distants l'un de l'autre de 12 m seulement et possédant des valeurs de $-\log_{10}(K)$ situées dans les classes 3 et 6. Les valeurs de conductivité hydraulique de ces trois forages sont $1,63.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ pour RJH11, $3,17.10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ pour RJH22 et $5,74.10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$ pour RJH25. Autrement dit, ces ouvrages qui sont séparés d'une distance très petite, présentent des valeurs de conductivité hydraulique pouvant varier de quatre décades, ce qui se traduit par des courbes piézométriques de réponse aux slugs de formes très différentes. Ces graphes, ainsi que les positions de ces trois piézomètres sont représentés sur la figure 5.13.

Fig 5.13 : Positions et réponses des forages

RJH11, RJH22 et RJH25

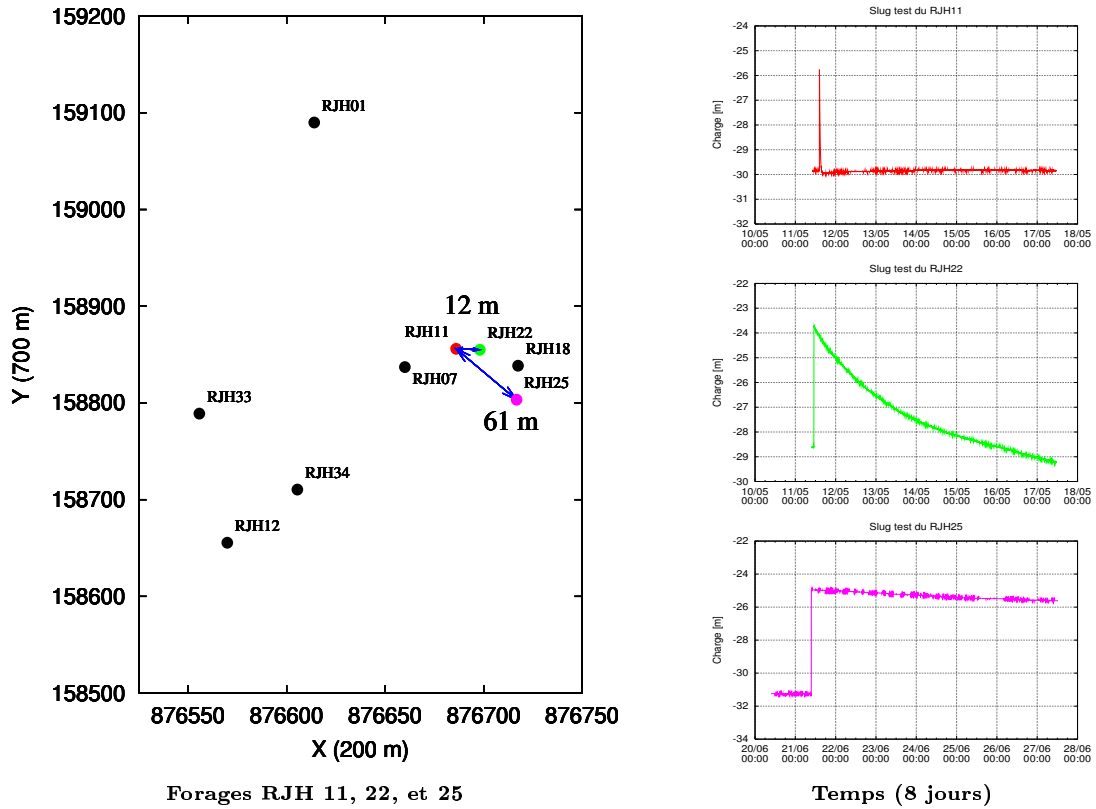
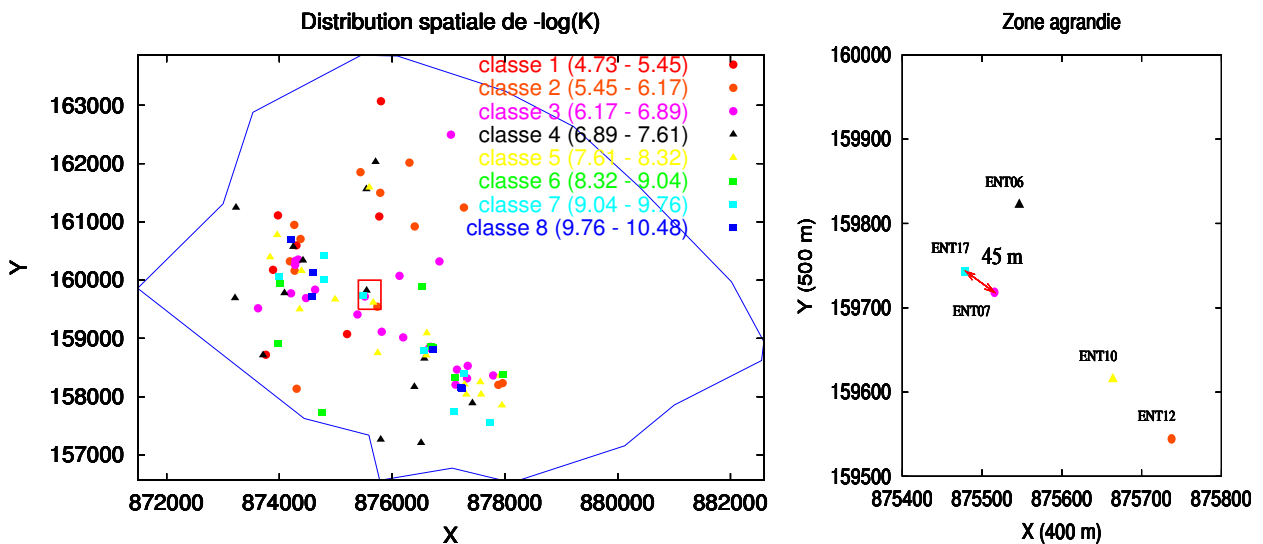
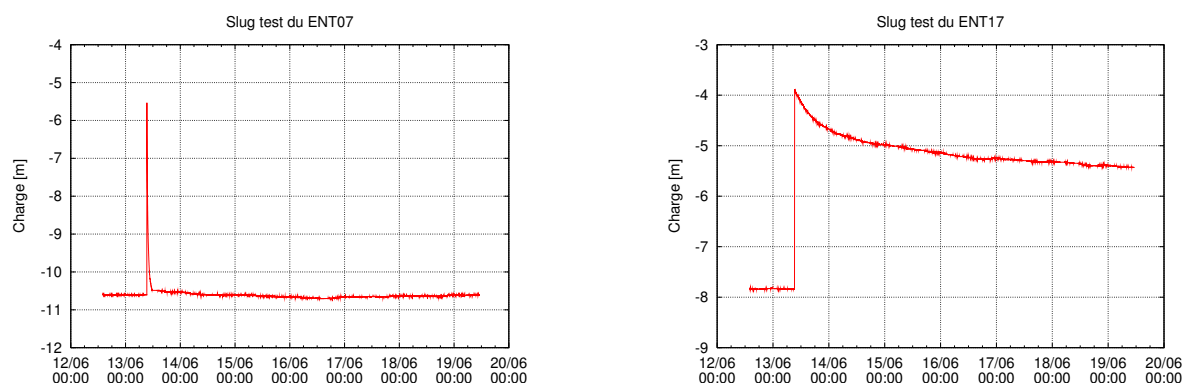


Fig 5.14 : Localisation et agrandissement de la zone ENT



Bien entendu ce type de comportement n'est pas seulement caractéristique de cette zone. Il en existe d'autres qui révèlent des comportements similaires. Par exemple pour une autre zone du centre agrandie ci-dessous, on peut voir que les forages ENT07 et ENT17 distants l'un de l'autre de 45,24 m se situent dans les classes 3 et 7 (figure 5.14) et présentant des réponses illustrées par les courbes de la figure 5.15.

Fig 5.15 : Réponses des forages ENT07 et ENT17



Cette forte hétérogénéité peut aussi se voir pour deux forages situés à une distance plus grande l'un de l'autre et de façon plus prononcée. Il est en effet possible de trouver des ouvrages séparés d'une centaine de mètres et présentant des valeurs de conductivité variant de six décades, c'est-à-dire situés dans la première et dernière classe d'équivalence. Parmi eux on peut citer les deux forages AGAT04 et STE04 distants de 133,06 m et dont les valeurs de conductivité sont $8,36 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ pour STE04 et $1,31 \cdot 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ pour AGAT04. Pour ces deux forages, on pourra se reporter aux agrandissements donnés en annexes pour voir leur position à grande échelle et à petite échelle, ainsi que la forme de leur courbe piézométrique. On peut aussi citer CEDRA06 et CEDRA02 distants l'un de l'autre de 292,81 m et dont les valeurs de conductivité respectives sont $3,94 \cdot 10^{-6}$ et $3,31 \cdot 10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$.

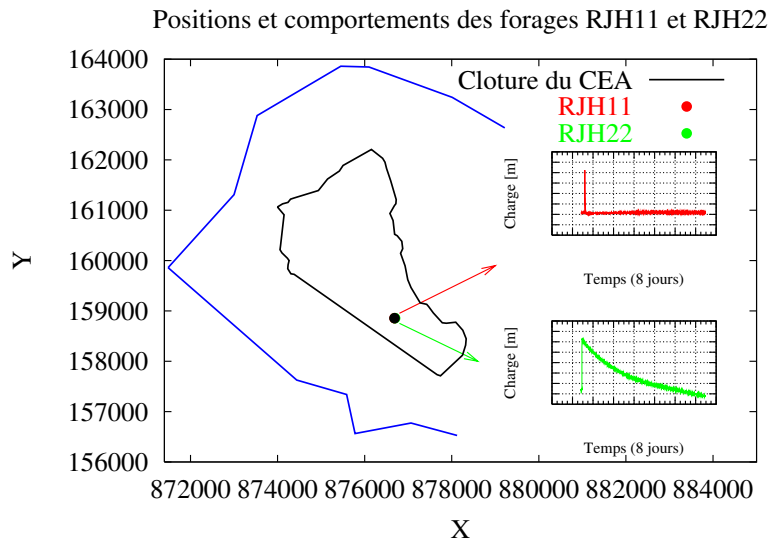
Intéressons-nous maintenant à l'avantage d'utiliser un modèle de type multi-continua pour modéliser un tel système. Pour cela il est utile d'isoler les quatre piézomètres RJH11, RJH22, ENT07 et ENT17 et de regarder leur position respective à l'échelle de la modélisation.

Les deux cartes des figures 5.16 et 5.17 nous montrent qu'il est difficile de séparer à grande échelle les forages situés très près l'un de l'autre. En plus, le fait que la conductivité puisse varier autant sur des distances très courtes est particulièrement parlant car on a l'impression d'avoir en un même point de l'espace deux courbes piézométriques qui peuvent être très différentes. Sur la première, les deux forages n'étant séparés que de 12 mètres, nous n'avons représenté qu'un seul point.

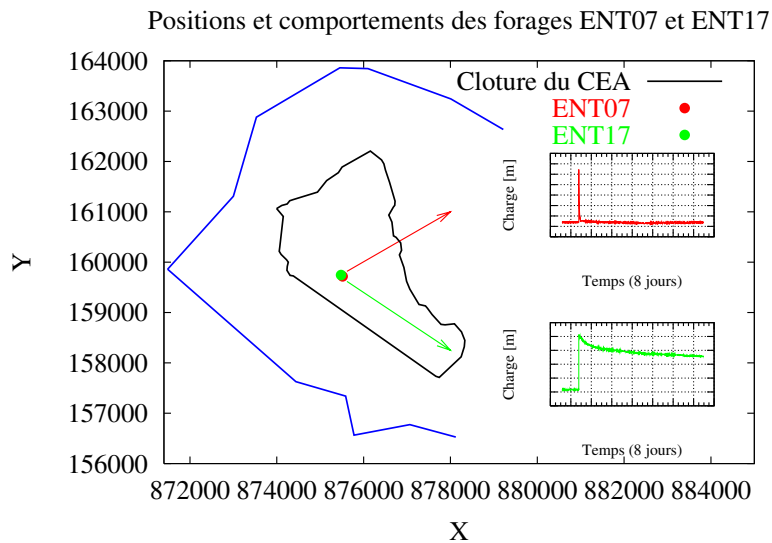
Bien entendu ces deux cartes ne sont que des représentations visuelles car sur le site, les forages sont séparés d'une certaine distance. En plus, même à cette échelle de modélisation, les forages peuvent être séparés sur un maillage en éléments finis comme le montre les cartes de la figure 5.18.

Fig 5.16 : Positions et comportements des forages

RJH11 et RJH22 vus à grande échelle



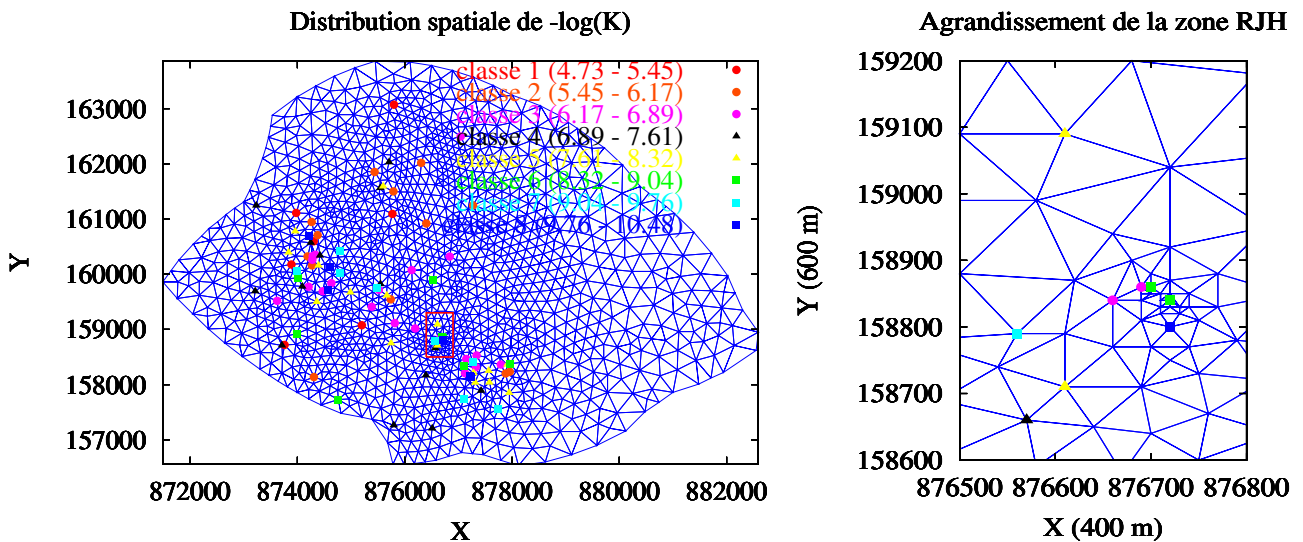
**Fig 5.17 : Positions et comportements des forages
ENT07 et ENT17 vus à grande échelle**



On pourrait donc utiliser une seule équation de la diffusivité pour modéliser ces écoulements car nous n'avons pas, bien entendu, en un même point de l'espace (ou plutôt dans un même forage), des mesures de deux charges piézométriques différentes. Toutefois, le problème qui survient en n'utilisant qu'un seul continuum pour la modélisation, est lié à la détermination de la fonction de conductivité hydraulique. Il semble en effet difficile de déterminer une telle fonction pouvant varier aussi brutalement dans l'espace sur un domaine aussi grand. Dit en termes mathématiques, la fonction de conductivité ne varie pas de manière régulière puisqu'elle peut diminuer de quatre décades sur quelques dizaines de mètres seulement (forages RJH et ENT ci-dessus) sur un aquifère qui fait 52 kms² de superficie. L'approche double-continuum va donc

nous donner un degré de liberté supplémentaire pour essayer de reproduire au mieux ces types de comportements. Au lieu de vouloir déterminer une seule fonction très irrégulière dans l'espace nous aurons à déterminer deux fonctions, chacune beaucoup plus régulière, représentatives de deux milieux différents mais imbriqués l'un dans l'autre et constituant le milieu réel. Si nous voulions modéliser de tels comportements en n'utilisant qu'un seul continuum, il serait nécessaire de mailler très finement l'ensemble du domaine et estimer une fonction pouvant varier d'un élément à l'autre, de deux à quatre décades. Ce qui paraît totalement impossible dans le cadre d'une modélisation déterministe, à cause du nombre de paramètres à déterminer et du nombre de données à notre disposition (problème de paramétrisation). En utilisant ce degré de liberté supplémentaire on pourra effectuer des sous-domaines homogènes plus étendus dans l'espace pour chaque continuum, et diminuer ainsi le nombre de paramètres à optimiser pour chacun d'eux.

Fig 5.18 : Maillage du domaine et agrandissement de la zone RJH



Limite entre continua fractures et matrice

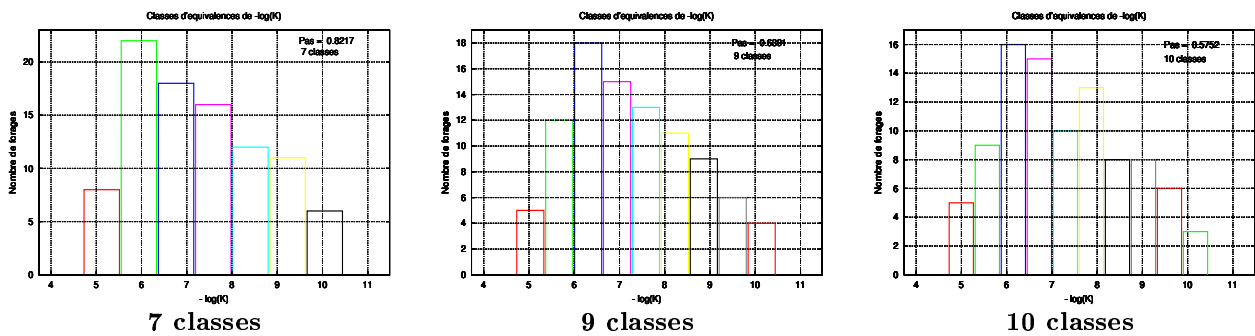
Regardons maintenant comment varie la forme de l'histogramme en fonction du nombre de classes réalisées pour voir si sa forme présente une éventuelle distribution bi-modale. Cela ne serait pas trop surprenant de voir que, dans un milieu tellement hétérogène, les forages soient, en moyenne, distribués dans l'espace de telle façon qu'un nombre équivalent (ou presque) d'entre eux soient plus représentatifs de la matrice et d'autres plus représentatifs des fractures. Si cela se vérifiait, l'histogramme devrait présenter deux lobes bien distincts, chacun situé autour d'une valeur moyenne de conductivité, l'une représentative des fractures, donc relativement forte, et l'autre plus représentative de la matrice et donc plus faible. Une telle forme de l'histogramme confirmerait expérimentalement l'utilisation d'un modèle double-continuum pour représenter les écoulements d'un tel milieu, et il serait alors facile de répartir les forages en fonction de leur continuum d'appartenance.

Bien sûr, il ne faut pas augmenter de façon démesurée le nombre de classes d'équivalence afin de garder une distribution significative. L'idéal serait bien entendu d'avoir un très grand

nombre de valeurs de perméabilités et pouvoir faire tendre le pas des classes vers zéro. Avec les 93 données dont nous disposons il semble raisonnable de ne pas dépasser une dizaine de classes d'équivalence.

Les variations de la distribution en fonction du nombre de classes sont présentées sur la figure 5.19. La première remarque est que les valeurs de $-\log_{10}(K)$ ne semble pas être distribuées de façon bi-modale, mais semble plutôt être dissymétrique au vu des histogrammes à sept et neuf classes. Ceci ne nous facilite pas la tâche pour la séparation des forages censés appartenir à des continua différents. En regardant cependant les distributions à huit et dix classes, on peut voir que celle située à l'abscisse 8 semble légèrement se détacher. Ceci ne nous permet en rien de conclure que la forme de la distribution est bi-modale mais pourrait nous donner une légère indication pour une séparation. Nous chercherons à délimiter les deux continua aux alentours d'une valeur située dans la classe intermédiaire des deux pics.

Fig 5.19 : Forme de l'histogramme en fonction du nombre de classes

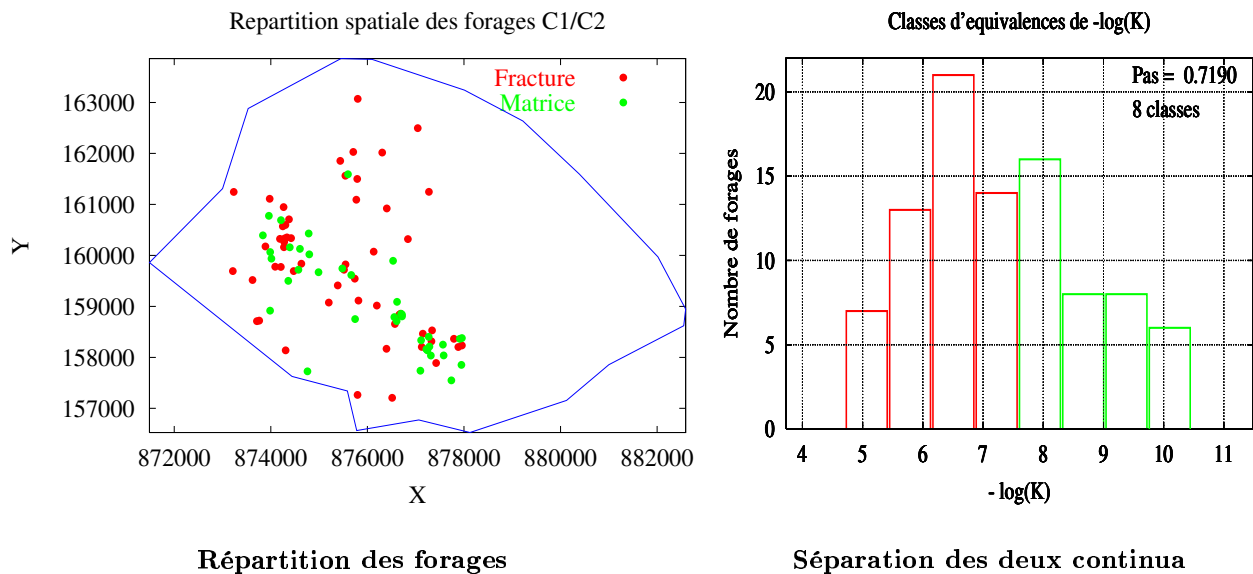


Pour quantifier plus précisément cette valeur, les courbes piézométriques des slugs autour de cette valeur ont été étudiées mais ne nous ont rien montré de bien concluant quant à une quelconque séparation. D'autre part, comme nous voyons le double-continuum pour l'aquifère crétacé comme deux milieux imbriqués dans lesquels les conductivités sont relativement régulières, il est bon de ne pas effectuer la séparation pour des valeurs trop basses de la conductivité. On perdrait sinon le bénéfice d'utiliser une telle approche. Si la conductivité devait varier de 10^{-5} (ordre de grandeur du forage le plus conducteur) à 10^{-9} d'un point à un autre proche, nous n'aurions rien gagné à utiliser une telle méthode.

On choisit donc d'effectuer la coupure aux alentours de 10^{-8} m.s^{-1} . Fixons-nous arbitrairement la valeur de conductivité milieu entre le forage le plus conducteur ($1,86.10^{-5}$) et le forage le moins conducteur ($3,31.10^{-11}$) soit $2,48.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$. Par conséquent, les forages dont la valeur de conductivité est supérieure à $2,48.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ sera choisi dans le continuum fractures. Ceux présentant des valeurs de conductivité inférieures seront choisis dans le continuum matrice. Une telle séparation donne alors une répartition spatiale des forages comme indiquée sur la figure 5.20.

Il est à souligner que ce choix devra être confirmé par la réponse piézométrique de chacun de ces ouvrages, suite à une pluie. Il sera en effet intéressant de corréler les temps de montée et de redescende des charges piézométriques, aux valeurs de conductivité hydraulique obtenues. Car lorsque la charge piézométrique augmente dans le forage à cause d'une pluie, la recharge ne s'effectue pas de l'intérieur comme ce qui a été fait pour l'essai par slug.

Fig 5.20 : Répartition spatiale et histogramme des forages fractures et des forages matrice



L'autre remarque qu'il est possible de faire sur la forme de ces histogrammes, est que la conductivité hydraulique semble bien être distribuée de manière log-normale. La loi log-normale pour la conductivité est souvent supposée valable dans la littérature en hydrogéologie et elle est très utilisée dans les modèles de type stochastique. Cette remarque est toutefois purement visuelle et se base simplement sur la forme des quatre histogrammes ci-dessus (les trois ci-dessus et celle à huit classes), aucun ajustement de loi de distribution n'a été réalisé. Soulignons le fait que l'ajustement d'une loi quelconque sur ces distributions ne nous aurait pas apporté grand chose dans notre étude puisque notre approche est déterministe et n'utilise donc pas une telle fonction de distribution.

Détermination des forages non conductifs

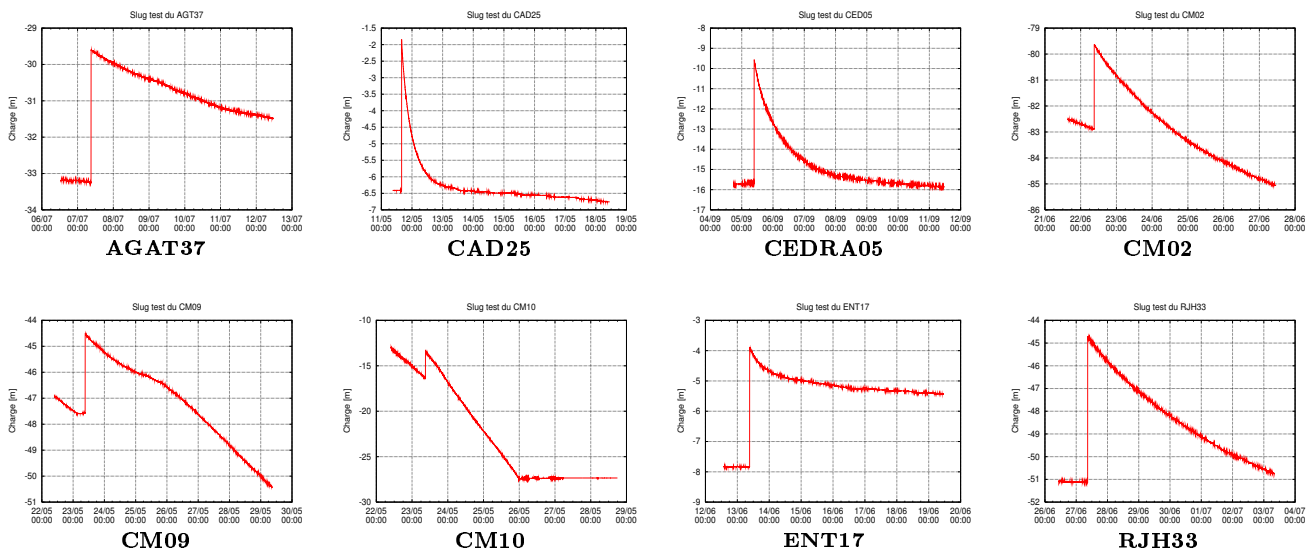
Terminons maintenant l'étude des résultats des slugs tests en identifiant les forages très peu conductifs que nous considérerons non représentatifs des écoulements. Pour cela, nous allons nous baser sur les valeurs de perméabilité obtenues et sur la forme des courbes de réponses aux slugs. Regardons donc la forme des courbes piézométriques des deux dernières classes d'équivalence (la septième et huitième). Les valeurs de conductivité hydraulique de chacun des forages de ces classes sont reportées dans le tableau 5.3. Les formes des courbes sont reportées sur les figures 5.21 et 5.22.

A première vue, il semble difficile de dire que les forages CEDRA02 et RJH25 soient représentatifs des écoulements à grande échelle compte tenu de leur valeur de conductivité qui sont les plus faibles et de la forme des courbes piézométriques. De la même façon, AGAT04, qui présente également une valeur très faible, sera également éliminé de la modélisation. Sa valeur de conductivité est légèrement supérieure à celle de CM17. Cependant, pour ce dernier, l'interprétation quantitative du slug s'est basée comme nous l'avons déjà dit, sur les données de la première partie de la redescente. Comme la seconde présente une redescente beaucoup plus rapide, la valeur obtenue n'est pas totalement représentative du comportement global du forage.

**Tableau 5.3 : Valeurs de conductivité hydraulique
des piézomètres des classes 7 et 8**

Classe 7	Valeur de K ($m.s^{-1}$)	Classe 8	Valeur de K ($m.s^{-1}$)
AGAT37	$3,02.10^{-10}$	AGAT04	$1,31.10^{-10}$
CAD25	$6,79.10^{-10}$	CAD26	$1,65.10^{-10}$
CEDRA05	$7,50.10^{-10}$	CEDRA02	$3,31.10^{-11}$
CM02	$7,68.10^{-10}$	CM17	$1,19.10^{-10}$
CM09	$3,31.10^{-10}$	CM22	$1,56.10^{-10}$
CM10	$8,06.10^{-10}$	RJH25	$5,74.10^{-11}$
ENT17	$2,72.10^{-10}$		
RJH33	$4,90.10^{-10}$		

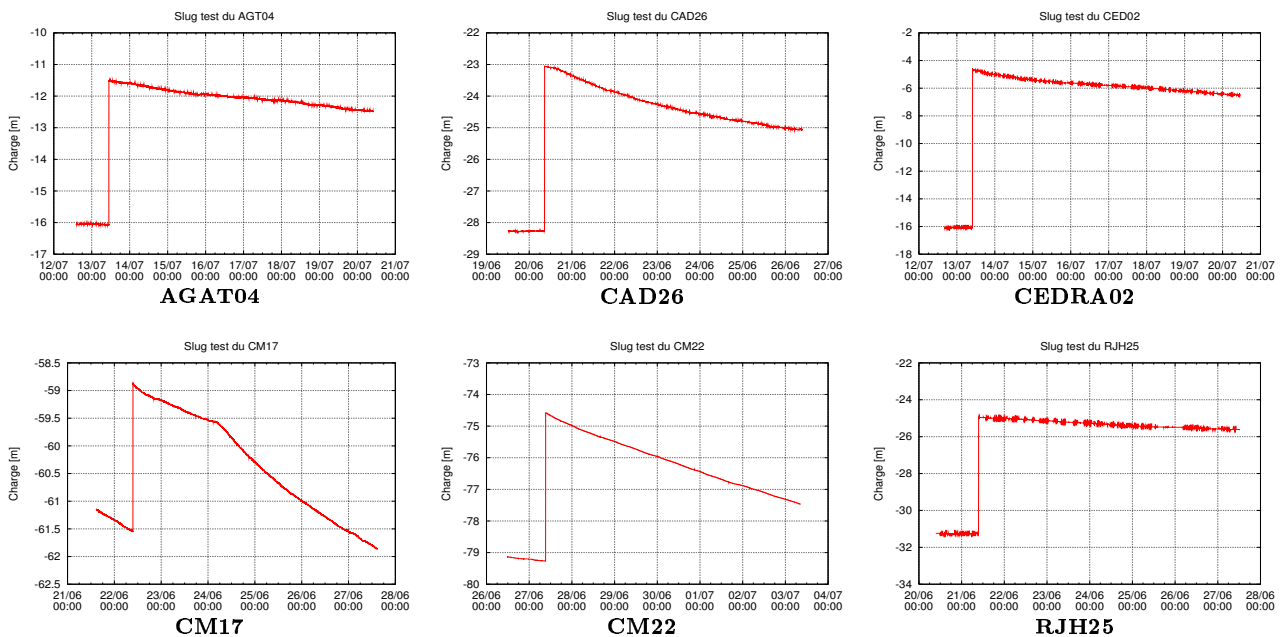
Fig 5.21 : Réponses piézométriques des forages de la classe 7



Nous n'essaierons donc pas d'ajuster une chronique piézométrique provenant d'un de ces trois forages, ni de simuler leur niveau piézométrique au cours du temps. Ils sont purement et simplement éliminés de cette modélisation. Le fait d'éliminer de façon certaine les données provenant de ces trois piézomètres n'aura guère d'influence sur les résultats de la modélisation et des simulations d'autant plus que de nombreux ouvrages sont présents à proximité de ces derniers. En plus, la majorité d'entre eux réagissent mieux à une perturbation extérieure et sont donc plus représentatifs d'un écoulement.

Trois autres forages (AGAT37, ENT17 et CAD26) pourraient également être éliminés de la modélisation compte tenu de la forme de leurs réponses piézométriques. Une corrélation avec des réponses piézométriques suite à des pluies devra être faite. Si ces derniers réagissent lors d'événements pluvieux, ils devront être pris en compte. Spécifions bien que les informations provenant de tous les autres forages seront gardés pour la modélisation. Toutes les données ne serviront pas forcément au calage du modèle mais elles pourront servir à le valider.

Fig 5.22 : Réponses piézométriques des forages de la classe 8



Faisons une remarque avant de terminer cette sous-section. Elle concerne la réponse piézométrique du forage CM10 de la figure 5.21. On peut constater une stabilisation du niveau après quatre jours de descente. Ce palier s'explique par le fait que le niveau d'eau a baissé de manière importante et que le capteur s'est retrouvé hors de l'eau. Il ne représente en rien la présence d'un palier imperméable.

5.3.4 Optimisation de la répartition spatiale des capteurs de pression

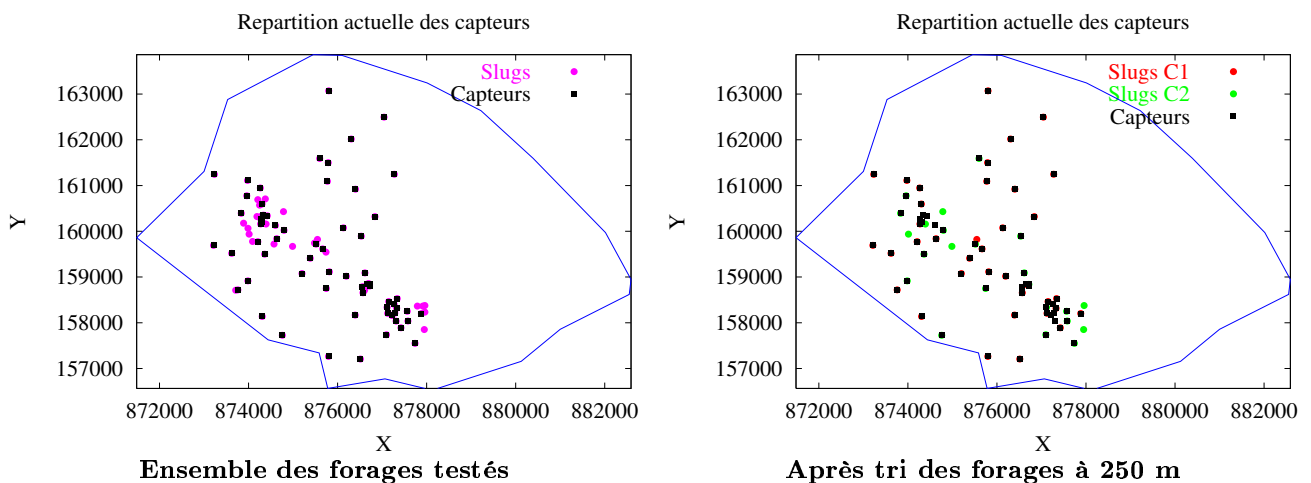
Nous pouvons désormais optimiser la répartition spatiale des capteurs de mesures sur la base des résultats issus des slugs tests. On rappelle que l'étude de la base de données du CEA a mis en évidence la mauvaise répartition spatio-temporelle des chroniques piézométriques disponibles. Il est donc indispensable de repositionner ces capteurs afin d'avoir des données simultanées sur la totalité du domaine de modélisation. Ce type de données est, on le rappelle, essentiel pour l'aquifère étudié qui présente, suite à des précipitations, des variations rapides de nappe qui échappent pour la plupart aux mesures effectuées lors des campagnes piézométriques. Il est donc indispensable d'avoir des enregistreurs de mesures sur un maximum d'ouvrages couvrant la totalité du secteur.

L'optimisation de la répartition des capteurs s'effectue en utilisant un critère de distance relative minimale entre forages. Il est appliqué successivement aux forages du premier continuum, puis aux forages du second, c'est-à-dire aux ouvrages ayant déjà fait l'objet d'une séparation matrice/fractures (figure 5.20). Il est important d'avoir effectué la séparation des forages matrice/fractures au préalable car des capteurs positionnés sur deux forages proches l'un de l'autre mais situés dans des continua différents doivent être conservés car les données sont représentatives de deux milieux différents. Par contre, il n'est pas nécessaire de conserver deux capteurs placés sur deux forages distants de 50 m l'un de l'autre et représentatifs d'un même continuum. Il est plus intéressant pour une modélisation à grande échelle de déplacer l'un des deux à une distance plus grande afin de couvrir une zone de mesures plus étendue.

Pour effectuer une telle répartition, un nouveau pré-processeur à CAL3F a été développé, facilitant le traitement, l'utilisation et l'intégration dans le code numérique des données relatives aux positions des forages et aux résultats des slug tests. Ce pré-processeur permet, entre autre, la visualisation de la répartition spatiale des conductivités en fonction du nombre de classes d'équivalence de la distribution. Il permet aussi la séparation interactive des forages en fonction (1) de leur classe d'équivalence d'appartenance et (2) des distances relatives entre forages d'un même continuum. Les puits représentatifs d'un même continuum situés à une distance inférieure à la distance minimale fixée par le modélisateur, sont regroupés dans une même famille. Il s'agit ensuite d'en sélectionner un dans ce groupe pour lequel le capteur sera à conserver ou à placer. Le choix du forage à équiper ou à garder peut s'effectuer sur des critères tels que la valeur de la conductivité hydraulique du forage, la présence ou non d'un capteur de pression déjà disponible sur l'ouvrage et/ou les valeurs de mesures piézométriques du forage.

Finalement, la distribution spatiale des capteurs mise en place est montrée sur les deux cartes de la figure 5.23. Celle de gauche montre cette répartition parmi la totalité des forages qui ont fait l'objet d'un essai par injection. Celle de droite montre quant à elle, la distribution des enregistreurs après la procédure de tri des forages à 250 m. On peut remarquer que certaines zones concentrent un grand nombre de capteurs qu'il n'a pas été possible de déplacer. Ces derniers appartiennent à des installations et sont utilisés pour leur surveillance locale et non destinés pour le suivi et le contrôle de l'ensemble du site.

Fig 5.23 : Emplacement des capteurs en fonction des résultats des slugs tests



L'ensemble des capteurs de mesures ainsi positionnés ont été calibrés à un pas de temps d'acquisition de 30 minutes. A ce pas de temps, les mémoires des capteurs permettent des mesures du niveau de nappe durant trois mois. Il est donc nécessaire d'effectuer une campagne de vidange des capteurs au bout de cette période. La manipulation de vidange des données doit s'accompagner de mesures manuelles des niveaux de nappe car certaines dérives, provenant du capteur lui-même, ont été observées. La mesure manuelle permet alors de corriger ces données. Signalons pour terminer que dans le cadre du calage automatique des paramètres, les données recueillies doivent faire l'objet d'une interpolation (linéaire ou par splines) pour faire coïncider les pas de temps de calculs de CAL3F et des mesures.

5.3.5 Conclusion des slugs tests

Les slugs tests ont permis tout d'abord une caractérisation hydrodynamique du site en permettant d'avoir un grand nombre de valeurs de conductivité hydraulique. La carte de répartition spatiale à cinq classes nous a montré qu'il est difficile d'effectuer un zonage à partir des résultats numériques des slugs. L'analyse détaillée de certaines zones nous a aussi permis de mettre en évidence le caractère très hétérogène du site au niveau local. Ce caractère particulier du site, pour lequel la conductivité peut varier de plusieurs décades sur quelques mètres (ou dizaines de mètres) nous a permis de justifier notre approche de double-continuum pour modéliser la nappe de l'aquifère crétacé. Enfin ces résultats de slugs nous ont permis de repérer l'ensemble des forages peu conductifs dont les données piézométriques ne seront pas utilisées dans la modélisation. Ce sont principalement les forages AGAT04, CEDRA02 et RJH25. Enfin, trois autres piézomètres pourraient également être éliminés, il s'agit de AGAT37, ENT17 et CAD26 qui présentent de très faibles pentes de redescente. Cependant leur pente n'est pas négligeable, il sera donc nécessaire de corrélérer les valeurs de conductivité avec la forme des réponses piézométriques suite à des pluies.

Pour la modélisation, nous avons vu que l'histogramme des classes de conductivité ne présente pas deux lobes bien distincts. Cette forme nous aurait facilité la tâche quant à une séparation des forages en fonction de leur continuum d'appartenance. Elle aurait également confirmé expérimentalement l'utilisation d'une approche double-continuum pour la modélisation des aquifères très hétérogènes. Une indication pour la séparation des forages représentatifs matrice et ceux représentatifs fractures, qui était, on le rappelle le but principal des slugs nous est donnée par la mise en évidence des deux classes situées aux abscisses 6 et 8 pour la répartition en huit classes. Nous avons choisi de délimiter les valeurs de conductivité relatives au continuum fractures et au continuum matrice arbitrairement à $2,48.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$, valeur qui se situe dans la classe intermédiaire aux deux pics de la distribution à huit classes. Cette séparation nous a finalement permis une meilleure répartition des capteurs de mesures selon le critère de distances relatives entre forages et des valeurs de conductivité hydrauliques obtenues par slug tests.

Chapitre 6

Modélisation

Ce dernier chapitre est consacré à la modélisation des écoulements. Il est séparé en trois parties : la première présente les principales données du modèle concernant les conditions aux limites, le zonage du domaine et la quantité de pluie efficace utilisée. Elle est suivie par la modélisation mono-continuum du site et par un résultat préliminaire de l'application du double-continuum sur les données disponibles.

6.1 Principales données du modèle

6.1.1 Types de conditions aux limites utilisées

Le premier chapitre nous a permis de positionner les limites du domaine de modélisation. Ce paragraphe décrit maintenant les types de conditions qui leur sont associées.

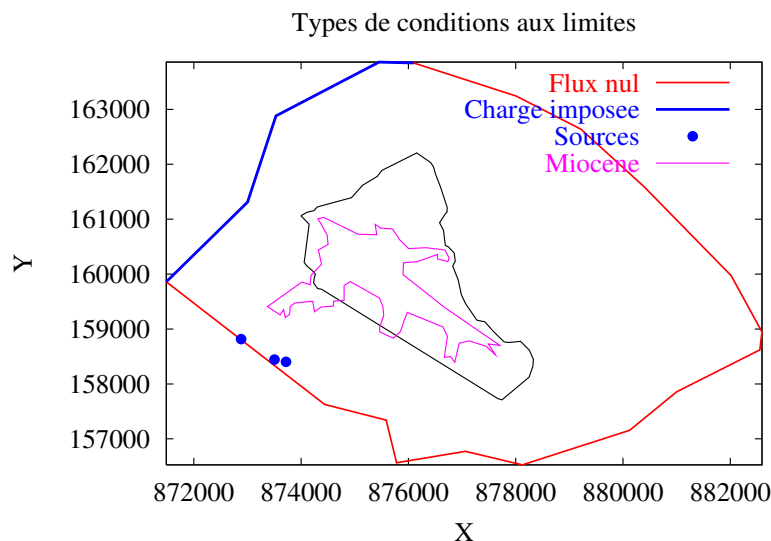


Fig 6.1 : Types de conditions aux limites du système

Ils se séparent en deux catégories. Les limites à charges imposées positionnées sur les principaux cours d'eau (Durance et Verdon), et les limites à flux nuls sur toutes les autres limites, à savoir, la limite sud-est du domaine et la faille de Ginasservis. L'incertitude sur le rôle hydrogéologique joué par cette dernière explique le choix du type de condition à flux nul sur la faille. Signalons aussi que la position exacte et le type de condition concernant la limite sud-est du domaine reste à définir de manière plus précise. L'autre solution indiquée lors du premier chapitre

serait de positionner cette limite au niveau du ruisseau de la Vabre près du Trias. Cependant, prendre cette limite nous contraindrait à tenir compte d'un éventuel aquifère jurassique dont nous ne savons rien. Aucun forage n'est disponible sur cette portion du site.

Toutes ces limites et leurs types de conditions sont représentés sur la figure 6.1 ci-dessus. Les limites à charge imposée sont colorées en bleu et celles à flux nul en rouge. En ce qui concerne la portion de la limite sud-ouest qui comprend les sources de l'Abéou, elle sera tour à tour considérée à flux nul sur la partie où sont situées les sources, puis à charge imposée pour voir ses effets sur les variations des niveaux piézométriques des forages proches des sources.

6.1.2 Pluie efficace

Les données pluviométriques qui sont utilisées sont celles provenant d'une base de données du CEA/Cadarache. Ces données sont disponibles grâce à la présence d'une station pluviométrique au nord du site qui a permis de recueillir des données de pluie au pas de temps journalier depuis 1960. Ces données pluviométriques font l'objet d'un pré-traitement qui va nous permettre d'avoir la quantité de pluie efficace (quantité de pluie rechargeant réellement la nappe). Ce pré-traitement est effectué à l'aide d'un modèle développé actuellement au laboratoire par G. Lods qui permet de quantifier la pluie efficace en tenant compte de la quantité de pluie totale, du ruissellement, de l'évapo-transpiration et de la succion capillaire. Le nom de cet outil est PRETSI pour Pluie - Ruissellement - Evapo-Transpiration - Succion - Infiltration. Pour évaluer la quantité de pluie efficace, nous utilisons PRETSI comme pré-processeur à CAL3F. Nous présentons brièvement ce modèle dans le paragraphe suivant. Pour plus d'informations, les lecteurs pourront se référer au rapport de G. Lods ([2001]) réalisé dans le cadre d'une étude de modélisation de la zone RJH du site.

Présentation de PRETSI

Dans ce modèle, la quantité de pluie totale est égale à la somme de l'absorption réelle et du ruissellement ($\text{Pluie} = \text{AbsR} + \text{Ruiss}$). La fraction ruisselée (Ruiss) est considérée exportée hors du système et n'a pas d'influence sur ce dernier. L'évapo-transpiration potentielle est calculée à l'aide de la formule de Thornthwaite avec correction de latitude. La disponibilité des valeurs des températures mensuelles depuis 1960 sur Cadarache permet d'utiliser la relation de Thornthwaite pour déterminer l'évapo-transpiration *potentielle* (ETP). L'évapotranspiration *réelle* (ETR) est alors égale à la plus petite valeur entre l'ETP ou la réserve de la RFU (Réserve Facilement Utilisable). L'ETR permet alors d'en déduire l'absorption potentielle (AbsP) par la relation de *Diskin et Nazimov* ([1995]) qui à son tour permet de déterminer l'absorption réelle (AbsR). Cette dernière est égale à la plus petite des valeurs suivantes : l'absorption potentielle (AbsP), pluie totale ou la réserve de la cellule supérieure. La quantité de pluie efficace se déduit alors de l'absorption réelle après que celle-ci ait transité à travers la zone comprise entre la RFU et la surface de la nappe.

PRETSI permet de tenir compte de cette zone (hors RFU) en considérant que les flux y sont verticaux (une seule dimension d'espace). Ce modèle est inspiré du modèle ISBA3 développé par Météo France (*Noilhan et Mahfouf* [1996]). La zone non saturée est maillée, de la surface du sol jusqu'à la nappe.

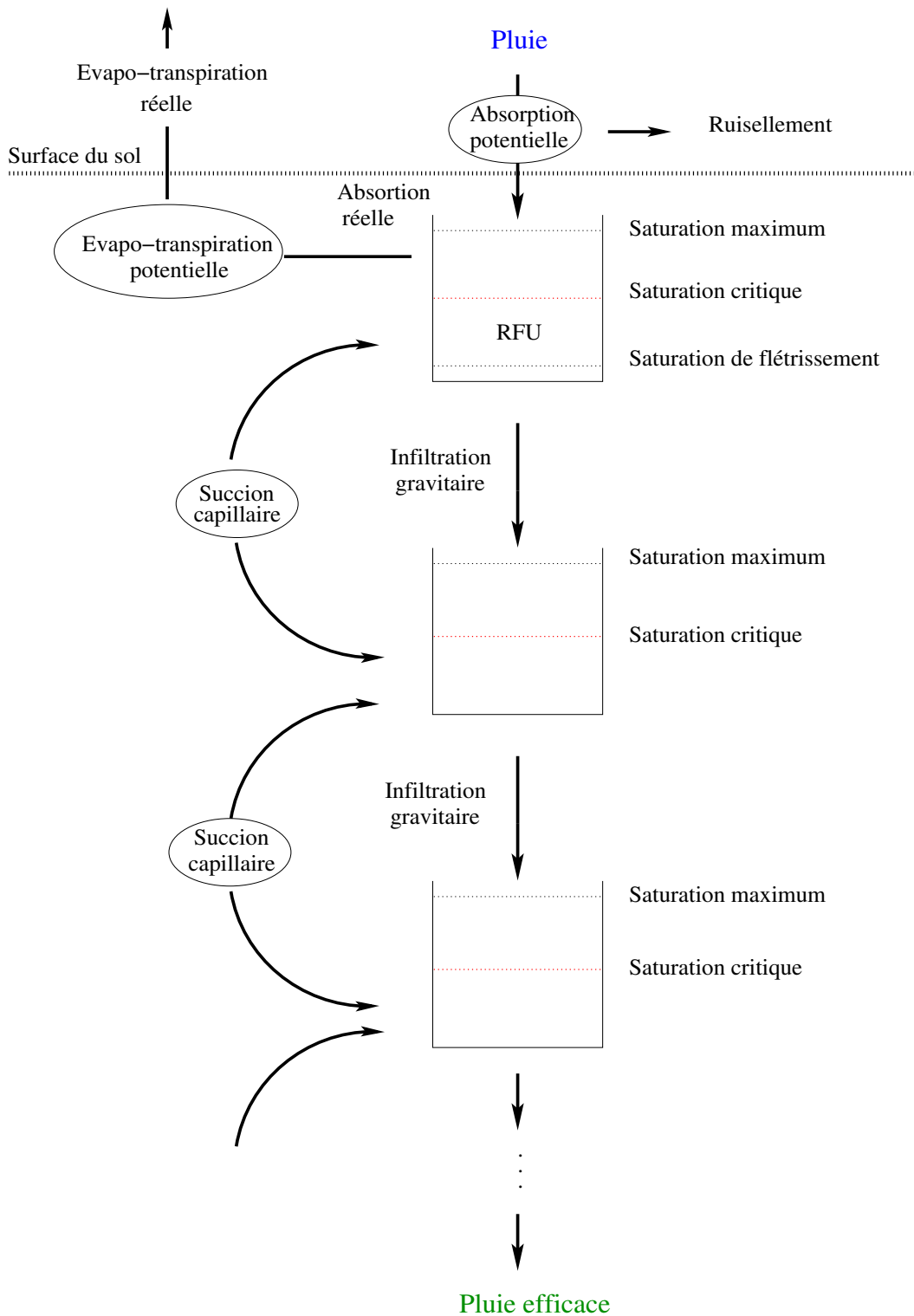


Fig 6.2 : Représentation conceptuelle de la zone non saturée du modèle PRETSI (d'après G. Lods [2001])

La maille supérieure contient la (RFU), réserve située au-dessus du seuil de flétrissement et alimentée par les précipitations atmosphériques. Seule cette maille est sujette à l'évapotranspiration. En dehors de l'évapotranspiration, l'eau est mobilisée par gravité ou par succion capillaire. L'infiltration gravitaire ne peut se produire qu'au-dessus du seuil de saturation critique qui représente la limite au-dessous de laquelle les forces de gravité sont négligeables devant les forces de capillarité. Au-dessous de ce seuil, seule la succion capillaire intervient. L'infiltration par gravité est contrôlée par la conductivité hydraulique verticale à saturation $K(z)$ ([L/T]). Le taux d'infiltration augmente linéairement avec la saturation et s'annule au seuil de saturation critique (*Boone et al.* [1999]).

Données du modèle et résultats

La brève description de la zone non saturée nous indique le nombre important de paramètres qu'utilise ce modèle. Il s'agit principalement des profils de propriétés de conductivité hydraulique, de porosité (y compris la RFU), et de diffusivité capillaire. Tous ces paramètres peuvent bien entendu varier d'un point à un autre de la zone d'étude ce qui représente un nombre très important de paramètres à caler.

Les données de pluviométrie efficace qui sont utilisées ici résultent d'un calage des paramètres de la zone non saturée réalisé par *G. Lods* ([2001]) sur une zone particulière du Centre (RJH). Dans la suite, elle sera supposée identique en tous points de l'aquifère crétacé. On suppose donc implicitement que tous les paramètres de la zone non saturée sont identiques sur l'ensemble du domaine. La quantité de pluie rechargeant effectivement la nappe est bien inférieure à la quantité de pluie précipitée. Elle est de l'ordre de 50% de la pluie totale pour ces dernières années qui ont été particulièrement pluvieuses. Cette valeur est relativement élevée pour des régions telles que celles du sud-est de la France, puisqu'elle est en général estimée entre 35 et 40% de la pluie totale. Néanmoins les calages réalisés par *G. Lods* permettent d'approcher ces valeurs en effectuant une moyenne sur quarante ans de la quantité de pluie efficace totale.

Rappelons pour terminer que cette quantité de pluie efficace peut encore faire l'objet d'une réduction (ou d'une augmentation) dans CAL3F par l'intermédiaire d'un facteur multiplicatif variant d'une zone à l'autre du domaine. Ce facteur multiplicatif peut être utilisé dans certaines zones telles que celles de l'aquifère crétacé situées sous le miocène. A cet endroit, la présence de l'aquifère miocène diminue la quantité de pluie agissant directement sur la nappe du crétacé.

6.1.3 Zonage du domaine

Le zonage du domaine présenté dans ce paragraphe n'est pas un découpage définitif. Il constitue simplement une base sur laquelle seront testées différentes configurations de la géométrie des zones et des paramètres associés. Il sera donc amené à évoluer d'une part pour tester plusieurs hypothèses sur le fonctionnement hydrodynamique du système et d'autre part pour améliorer les résultats des calages. Nous verrons par exemple que les meilleurs résultats seront obtenus en introduisant de nouveaux sous-domaines en plus de ceux indiqués ci-dessous.

Le zonage effectué s'appuie d'une part sur la géologie structurale du site et d'autre part sur la forme des isopièzes et des gradients de charges mis en évidence par les différentes campagnes piézométriques. En superposant les contours du miocène (en magenta sur les figures 6.3 et 6.4) et du pliocène (en marron) sur les campagnes du 9 septembre 1999 et du 15 février 2000, on peut remarquer que la présence du miocène semble jouer un rôle important sur la forme des isopièzes de la nappe crétacée. En effet, celles-ci sont déformées au niveau du miocène et de la clôture sud du Centre où le gradient de charge est relativement faible puisque le niveau piézométrique diminue de 5 m sur 2 km pour la campagne du 9 septembre, et de 5 m sur 1,5 km pour la campagne du 15 février. On remarque ensuite un resserrement important de ces

isopièzes qu'il est en partie possible d'expliquer par la profondeur importante du miocène à cet endroit. La coupe du premier chapitre (figure 1.5) nous montre en effet que le miocène atteint près de 100 m de profondeur sur la paléo-vallée de Mourre-Frais. Ce dernier pourrait donc jouer un rôle de barrage aux écoulements de la nappe crétacée. C'est une hypothèse que nous allons tester dans la modélisation mono-continuum. On rappelle aussi la présence dans cette paléovallée la mise en évidence de fractures jouant un rôle hydrogéologique important. C'est en effet à ce niveau que se situe le drain de Chicade, orienté nord-est/sud-ouest, étudié au premier chapitre et d'autres fractures importantes, situées plus à l'ouest mais de même direction. Le premier sous-domaine que nous allons considérer consiste donc à distinguer la couche miocène du reste du domaine. C'est principalement dans ce sous-domaine que seront testées différentes configurations du zonage.

Signalons au passage que dans toute la suite de cette modélisation, seule la présence géologique du miocène est prise en compte. On restreint l'étude des écoulements à ceux de l'aquifère du crétacé, sans tenir compte des échanges (observés sur le site) possibles avec celui du miocène. La synthèse géologique du premier chapitre nous rappelle d'ailleurs que la base du miocène présente des conglomérats bien cimentés, interstratifiés et imperméables, qui peuvent créer un écran étanche vis-à-vis des calcaires sous-jacents. Ces échanges s'effectuent principalement en bordure de paléovallée et non sur l'ensemble de la surface d'échange du miocène et du crétacé. Ces échanges sont considérés négligeables dans ce travail.

Sur les cartes 6.3 et 6.4, on remarque également que le resserrement des isopièzes ne se concentre pas seulement au sud-ouest du site, mais qu'il se prolonge jusqu'au nord-est, à l'ouest du pliocène. Un tel resserrement des isopièzes semble indiquer la séparation de deux compartiments structuraux différents, comme si une barrière aux écoulements se situait à cet endroit. Cette barrière a d'ailleurs été confirmée localement par des observations de terrain effectuées dans la zone du RES (*Léonardi et Arthaud [1998]*). Ce resserrement de la piézométrie nous donne une indication pour une première grande coupure du secteur orientée sud-ouest/nord-est, c'est-à-dire de même direction que les principaux éléments structuraux du site. Cette coupure part des sources de l'Abéou (au sud) et s'étend jusqu'au nord entre les forages ITER02 et ITER03 au niveau du pliocène. D'autre part, un second grand découpage, parallèle au précédent est effectué plus à l'est du Centre CEA. Il s'appuie sur l'apparition de sources temporaires à l'est du Centre CEA (voir la figure 1.10 du premier chapitre) et également sur la déformation des isopièzes dans ce secteur. Les positions exactes de ces deux grandes coupures restent à définir de façon plus précise, mais elles sont néanmoins cohérentes avec les principales directions structurales (sud-ouest/nord-est) mises en évidence sur le site et les formes des isopièzes des campagnes du 9 septembre 1999 et du 15 février 2000.

Enfin, une dernière grande coupure est effectuée mais cette fois-ci perpendiculairement aux deux précédentes, c'est-à-dire dans la direction nord-ouest/sud-est. Elle est effectuée principalement pour réduire la taille des deux grandes zones à paramètres constants que constituent les sous-domaines délimités par les deux premières grandes coupures. Elle permet surtout de ne pas modéliser le secteur entier en considérant de trop grandes zones à transmissivités constantes. L'autre raison pour effectuer une coupure dans cette direction est qu'elle est similaire à celle du ravin de la Bête, secteur qui, nous allons le voir, joue un rôle important sur les écoulements du site.

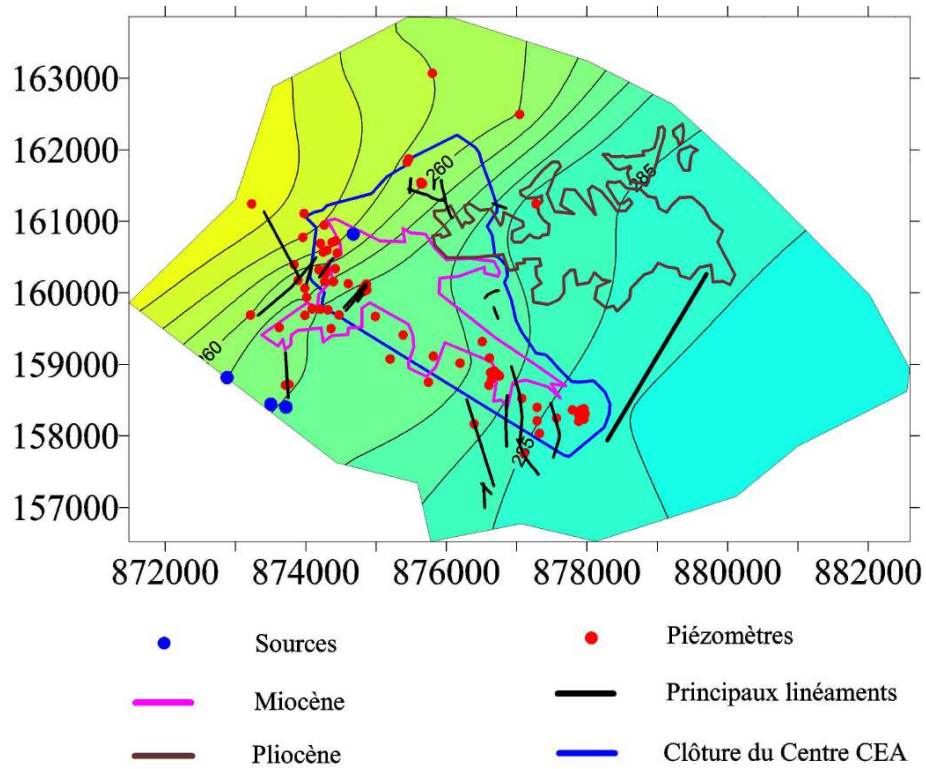


Fig 6.3 : Campagne piézométrique du 9 septembre 1999

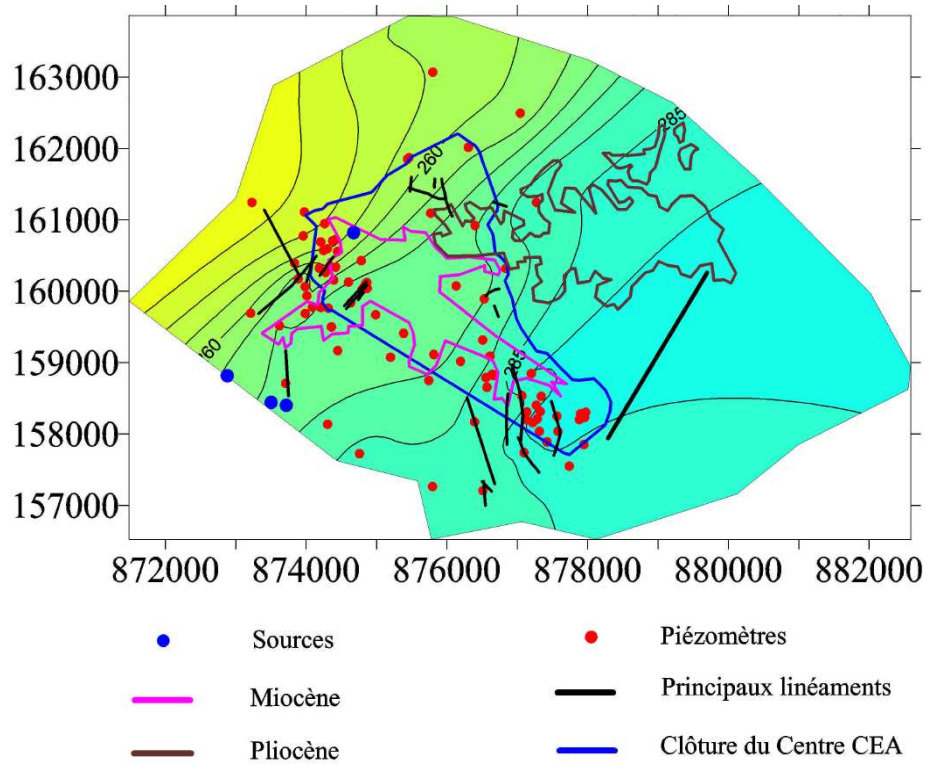


Fig 6.4 : Campagne piézométrique du 15 février 2000

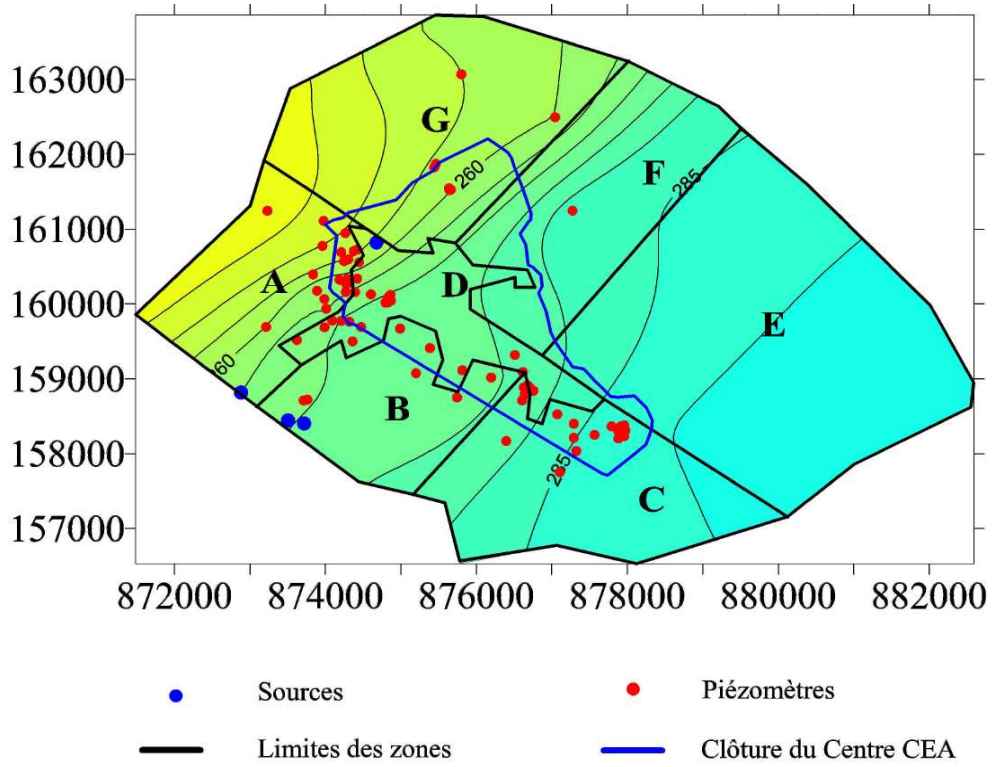


Fig 6.5 : Superposition du zonage et de la campagne du 9 septembre 1999

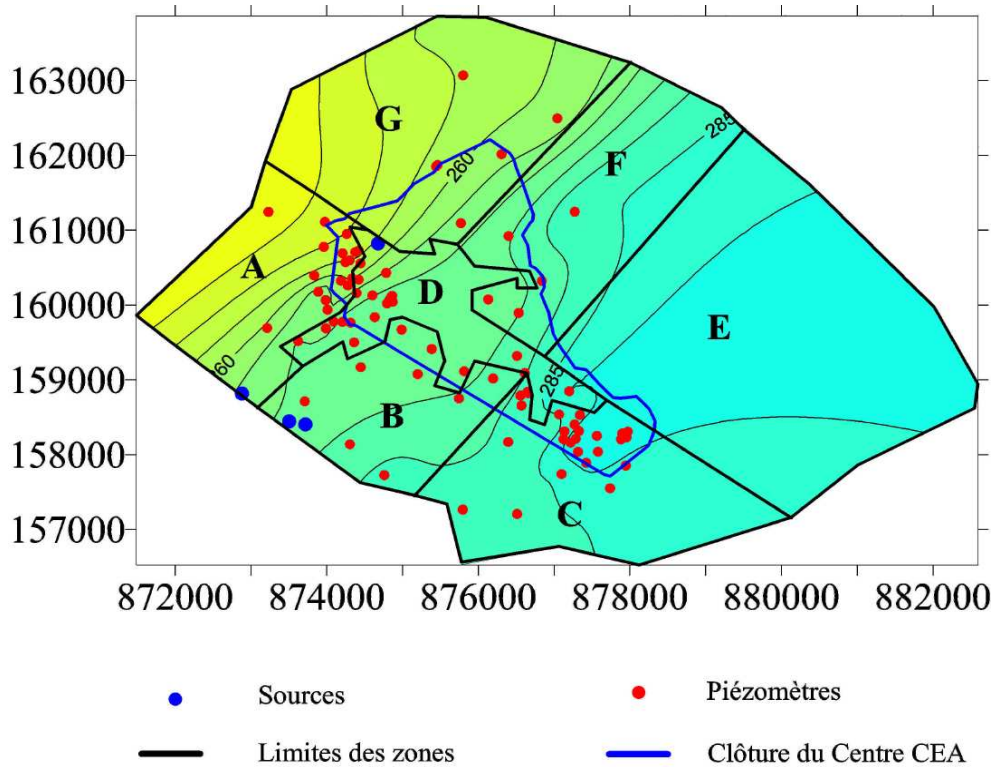


Fig 6.6 : Superposition du zonage et de la campagne du 15 février 2000

Le zonage de base pour l'étude est présenté sur les deux figures 6.5 et 6.6, superposé aux campagnes piézométriques du 9 septembre 1999 et du 15 février 2000. Sur ce zonage, sept sous-domaines, indicés de A à G, sont différenciés. Dans chacun d'eux, les paramètres sont considérés constants. Cependant, comme nous l'avons déjà dit, ce zonage n'est pas définitif et une étude plus approfondie sera faite pour distinguer plusieurs autres sous-domaines. Cette distinction concerne essentiellement la zone D qui correspond à celle du miocène. Plusieurs configurations seront notamment testées dans le secteur de Chicade et de Mourre-Frais, secteur particulièrement important, car on le rappelle, un pompage effectué dans ce secteur a mis en évidence une forte anisotropie dans la direction sud-ouest/nord-est. Pour ces nouvelles zones, des tests de sensibilités vont être réalisés, aussi bien sur les positions de leurs limites géométriques mais aussi sur les valeurs des transmissivités de ces zones. Tous ces tests nous permettront de ne retenir que la configuration (zonage et valeurs des paramètres) qui semble être la plus adaptée à la géologie et à l'hydrogéologie du site.

Avant de terminer, remarquons que les zones du nord du site sont totalement dépourvues, ou presque de forage. La zone E n'en contient aucun et la zone F n'en contient qu'un seul. La faible quantité de valeurs piézométriques de référence complique bien entendu le calage des paramètres de ces zones. On ne cherchera cependant pas à être très précis sur les valeurs des paramètres de ces sous-domaines car nous nous concentrons plutôt sur les calages des zones sud du site. Ce choix est expliqué avec plus de précision dans la prochaine section.

6.2 Modèle d'écoulements en mono-continuum

6.2.1 Données piézométriques de calage

La modélisation mono-continuum de l'aquifère nous permet d'avoir une compréhension générale des écoulements du système aquifère du crétacé, et notamment sur les directions. L'utilisation d'un simple modèle mono-continuum pour caractériser les écoulements d'un aquifère aussi hétérogène que celui du CEA/Cadarache est justifié si on suppose que les effets du double-continuum n'apparaissent que pendant de courtes périodes transitoires accompagnées de fortes précipitations, et que loin de ces périodes, les deux continua fractures et matrice sont à l'équilibre (c'est-à-dire au même niveau piézométrique) l'un par rapport à l'autre. Cette hypothèse de rééquilibrage des deux systèmes est confirmée localement par exemple par les chroniques piézométriques présentées au premier chapitre, provenant des forages SP03 et SP05 (figure 1.18). Ces chroniques qui montrent que les charges piézométriques reviennent à un niveau quasiment identique deux ou trois semaines seulement après les fortes pluies du 21 avril et du 11 mai 1995. Ces deux chroniques sont particulièrement intéressantes car elles caractérisent les niveaux piézométriques de deux forages, l'un connecté au réseau de fractures, et l'autre positionné dans la matrice, et distants de quelques dizaines de mètres seulement l'un de l'autre. Rappelons que c'est le test de pompage réalisé dans ce secteur en 1995 qui avait permis de classer le forage SP03 dans le système de fractures et SP05 dans la matrice. En supposant donc que la remise à l'équilibre s'effectue de la même façon en d'autres endroits du site, loin des périodes pluvieuses, ces deux courbes permettent de justifier l'utilisation d'un modèle mono-continuum pour de telles périodes situées en dehors d'événements pluvieux majeurs.

Dans ce cas, pour modéliser les évolutions de l'aquifère, loin de ces périodes, il est possible d'utiliser les données issues des campagnes piézométriques ponctuelles pour caler le modèle mono-continuum. Elles permettent de voir les tendances à la baisse du niveau piézométrique dans la majorité des ouvrages du site. Les dates de ces campagnes sont celles de mars, juillet et septembre 1999 et celle de février 2000. Les dates et les niveaux mesurés lors de ces campagnes sont indiqués sur le graphe de la figure 6.7 pour un forage particulier du site (CAD08). Pour

ce dernier la chronique piézométrique est disponible pour toute la période de temps de ces campagnes. Elle est tracée sur le graphe avec des quantités de pluie totale et efficace.

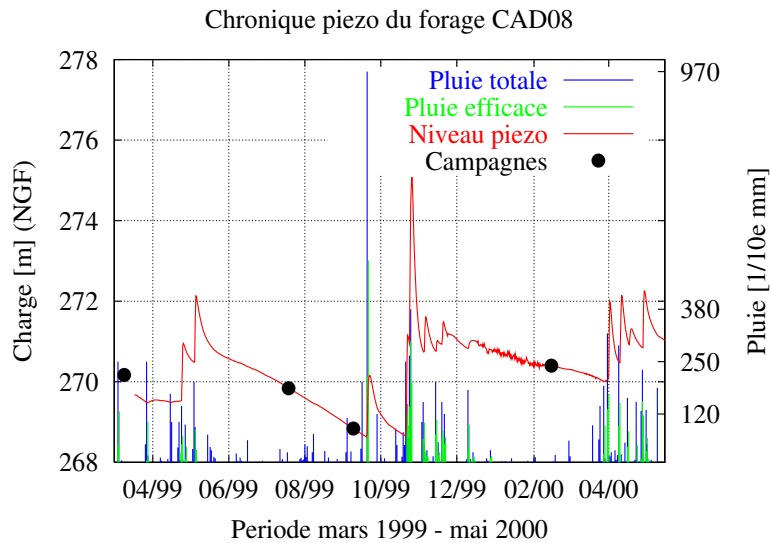


Fig 6.7 : Chronique piézométrique du forage CAD08

Pour inverser les données piézométriques issues de campagnes ponctuelles, l'algorithme de calage a fait l'objet d'une modification qui concerne principalement le terme source du problème adjoint. En effet, pour inverser de telles données, il y a des valeurs de charges calculées à chaque pas de temps de calcul du code, mais il n'y a pas forcément de valeurs mesurées correspondantes. Ceci se traduit mathématiquement par une annulation du terme source du problème adjoint et par une différence nulle à ce (ou ces) pas de temps pour la fonctionnelle coût. En d'autres termes, le terme source du problème adjoint est nul pour les pas de temps de calcul pour lesquels il n'y a pas de données mesurées disponibles. L'annulation du terme source dans le problème adjoint se manifeste automatiquement sur les gradients puisque ces derniers dépendent de la valeur des états adjoints.

Condition initiale et rotation des données

L'absence de chroniques piézométriques sur l'ensemble des forages ayant fait l'objet des mesures manuelles ne nous permet pas d'isoler une période pour laquelle le niveau du forage peut être considéré comme stationnaire et par conséquent de travailler en rabattements. L'utilisation de cette variable nous aurait largement facilité la tâche pour les valeurs de conditions initiales et des conditions aux limites. En outre, pour la majorité des forages équipés de capteurs (à l'échelle de cette modélisation), les périodes de données disponibles ne sont pas suffisamment longues (moins d'une année) pour isoler de telles périodes.

Pour les valeurs des conditions initiales nous utilisons par conséquent les données de la première campagne piézométrique (celle de mars 1999) interpolées par krigeage sur l'ensemble du domaine. Bien entendu le principal problème posé par une telle méthode est que la solution initiale imposée au système n'est pas forcément solution de l'équation de la diffusivité. Nous allons cependant considérer que l'erreur obtenue par une telle méthode est négligeable car elle présente l'avantage de ne pas être trop éloignée du niveau réel de la nappe de la période en question. L'interpolation s'effectue sans effet de pépité pour que la valeur mesurée au forage reste identique à elle-même après interpolation. Insistons cependant sur le fait qu'en utilisant

cette méthode, les erreurs peuvent être importantes car elles peuvent être de différents types. Il y a tout d'abord les erreurs de mesures réalisées sur le terrain. Bien qu'elles s'effectuent avec précaution, certains problèmes expérimentaux peuvent survenir (sonde qui reste collée à la paroi du forage par exemple) et fausser ainsi les mesures de quelques centimètres. Ensuite l'interpolation par krigeage peut introduire de nouvelles erreurs puisque la valeur interpolée en un point du maillage n'est pas forcément celle qui pourrait être mesurée sur le terrain en ce même point. Enfin une dernière erreur provient de l'interpolation bilinéaire effectuée pour faire correspondre les données interpolées par krigeage du maillage carré sur le maillage en éléments finis du modèle.

Par ailleurs, afin de positionner le système dans la direction a priori principale d'anisotropie (fractures orientées sud-ouest/nord-est, par exemple sur Chicade et STE/STD) mise en évidence sur le site, toutes les données concernant la position spatiale du domaine ont fait l'objet d'une rotation de 38 degrés dans le sens trigonométrique. Le centre de rotation est choisi au milieu du domaine de modélisation. Cette rotation concerne les coordonnées spatiales des forages et celles des points de contours des zones du maillage.

Piézomètres de référence pour le calage

Comme les intérêts du CEA/Cadarache concernent essentiellement les éventuelles relations entre les eaux du Centre d'Etudes et celles des sources de l'Abéou, les efforts du calage sont concentrés sur les valeurs piézométriques mesurées dans les forages de la partie sud du Centre et ceux situés près des sources de l'Abéou (zones A, B et la partie inférieure du D), ils seront qualifiés de forages de référence. Ce sont les ouvrages CAD03, CAD04, CAD08, CAD09, CAD10, CAD12, CAD13, CAD14. Dans le secteur de Chicade et de Mourre-Frais, les forages SP01, CEDRA02, CEDRA05, P16 et MF4C serviront de référence pour le calage de cette zone. Seul P31 n'est pas pris en compte car il n'a été mesuré que deux fois lors de ces campagnes : en mars et en juillet 1999. La première donnée est utilisée comme condition initiale ce qui ne laisse qu'une seule donnée qui ne permet pas d'avoir la pente de la tendance à la baisse. Aujourd'hui, P31 n'existe plus, il était intéressant car le pompage avait mis en évidence sa connection au drain majeur de Chicade (voir le chapitre 1). P31 est désormais remplacé par P31bis.

Bien entendu le fait de concentrer les efforts des ajustements sur les données des forages de la partie sud ne veut pas dire que celles des autres puits ne vont pas être utilisées. Elles serviront également à caler le modèle, sans toutefois chercher à atteindre un ajustement très précis sur les résultats. Le but de ce modèle mono-continuum n'est pas d'avoir un calage précis à vingt cm près sur la totalité des piézomètres du site. Cet objectif semble d'ailleurs difficile à atteindre en utilisant une paramétrisation par zones avec des domaines aussi grands, surtout pour ceux du nord. Dans ce but, il faudrait considérer des sous-domaines plus petits ou utiliser une paramétrisation autre que celle du zonage. Il serait intéressant par exemple d'utiliser la méthode du Downscaling (*Siegel et al.* [1996]) dans laquelle la transmissivité est paramétrée par la méthode des éléments finis et permet une variation linéaire de la transmissivité d'un élément à l'autre. La variation linéaire des propriétés paraît plus réaliste que celle que nous utilisons ici qui varie de façon constante par morceaux. Nous verrons par exemple que certaines zones présentent d'importantes discontinuités de transmissivité au passage d'une zone à l'autre.

Pour le problème qui nous intéresse, à savoir, les liens qu'il pourrait y avoir entre les eaux du Centre CEA et celles sortant aux sources de l'Abéou, l'objectif de cette section est plutôt de comprendre comment s'effectuent les écoulements dans la partie sud du site. Pour cela il s'agit d'être le plus précis possible sur les résultats des calages des niveaux piézométriques des forages situés dans la zone sud tout en reproduisant les tendances des niveaux à la baisse observée dans la majorité des puits. Cette précision doit être obtenue tout en restant cohérent avec la géologie du site, la forme des isopièzes, et le fonctionnement général de l'aquifère. Pour ce dernier point,

il ne faut pas, par exemple, qu'il y ait des contrastes de transmissivités trop importantes d'une zone à l'autre, tels que les écoulements s'effectuent du sud du domaine vers le nord.

Critères de sélection des autres forages - cas particulier de AGAT06 et de CAD06

Outre les autres forages cités ci-dessus, d'autres ont également été sélectionnés pour caler le modèle. Ces derniers ont été choisis selon plusieurs critères corrélés les uns aux autres. Le premier d'entre eux concerne leur position spatiale, plus précisément les distances relatives entre forages. Ce critère de sélection est nécessaire car comme on l'a vu dans le premier chapitre, un nombre important de puits sont concentrés autour de certaines installations, c'est le cas par exemple de Chicade, de STE/STD, de la Colline du Médecin, ou encore de RJH. Ces ouvrages sont la plupart du temps positionnés à quelques dizaines de mètres les uns des autres. Dans ce cas, un seul forage a été gardé pour le calage, présentant des valeurs de charge piézométrique et de conductivité hydraulique moyenne de la zone en question. La distance relative entre les piézomètres a été fixée de façon arbitraire à 150 m. Elle semble raisonnable compte tenu de l'échelle à laquelle la modélisation est envisagée. Par exemple parmi les forages STD02, STD03, STD05, STE05, STE06 et AGAT01 qui sont tous situés à moins de 150 m les uns des autres, seul le forage STE05 a été retenu pour le calage de ces campagnes. Ce dernier est relativement important puisqu'il a été foré de manière à recouper un drain majeur mis en évidence sur le site. Ce forage est incliné de 45 degrés. Il présente aussi une valeur de conductivité moyenne et des valeurs de charges piézométriques également moyennes sur l'ensemble des piézomètres de cette zone (il se situe dans la troisième classe d'équivalence et présente une valeur de charge piézométrique de 251 m NGF environ). De même dans la zone CABRI située à l'extrême est du site, dans laquelle 11 forages sont présents, c'est le forage CABRI05 qui a été retenu pour l'estimation des paramètres. Dans la zone de la colline du médecin, c'est le forage CM14 qui a été retenu car l'analyse des chroniques dans ce secteur montre que c'est le plus représentatif des écoulements à grande échelle.

L'autre critère de sélection utilisé pour retenir les piézomètres de calage se base sur les valeurs de conductivité hydraulique obtenus par slugs tests, corrélés avec les valeurs de charge piézométrique mesurées lors de ces campagnes. On rappelle que les slugs tests n'ont permis d'obtenir des valeurs de conductivités qu'autour du forage, et non d'avoir des valeurs représentatives de zones plus étendues. C'est la raison pour laquelle, les résultats des slugs ont été comparés et corrélés aux valeurs des charges piézométriques, plus représentatives d'écoulements à grande échelle. Ainsi par exemple, les forages AGAT06 et AGAT07, qui sont distants de 270,36 m, sont tous les deux situés à la même côte topographique (~ 306 m), et présentent des différences de niveaux piézométriques qui varient entre de 34 et 37 m suivant les campagnes. De la même façon, les forages AGAT38 et CAD06 sont distants de 117,06 m et sont situés à des côtes topographiques de 301 et 299 m respectivement (2 m de différence), présentent des différences de niveaux piézométriques qui varient autour de 36 m en moyenne sur toutes les campagnes. Ces différences de plus de trente mètres pour des ouvrages situés à cent ou deux cent mètres l'un de l'autre sont relativement importantes pour être soulignées. La comparaison de ces valeurs piézométriques avec celles des forages aux alentours nous indique par ailleurs que le niveau moyen se situe autour de celui mesuré par AGAT07 pour le premier cas, et AGAT38 pour le second. Par conséquent, AGAT06 et CAD06 ont été éliminés de la modélisation.

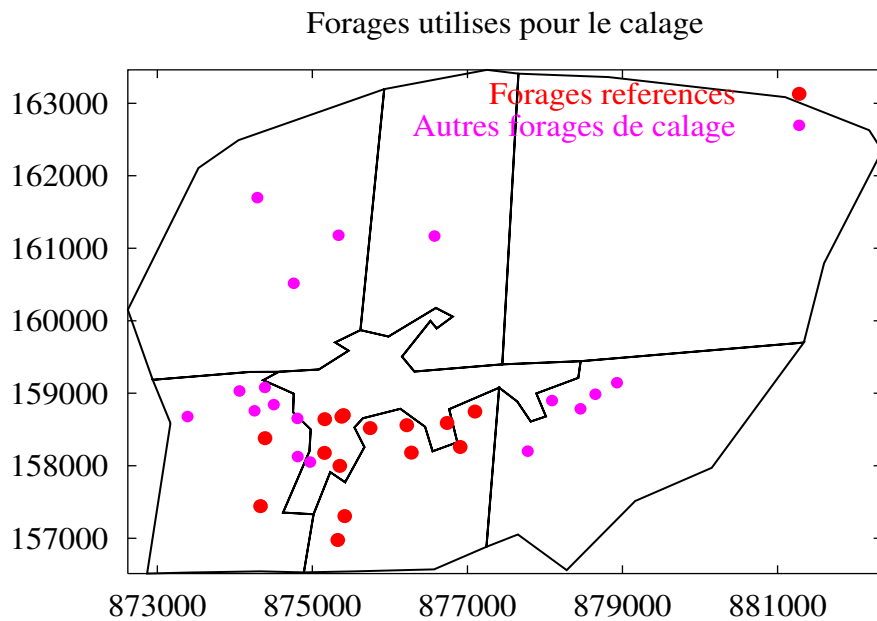


Fig 6.8 : Position des forages utilisés pour le calage du modèle

Cette procédure d'élimination des forages a été répétée pour tous les piézomètres mettant en évidence des comportements de la nappe peu compatibles avec ceux des forages alentours. Un travail plus approfondi sur les causes de ces différences de niveaux piézométriques n'a pas été réalisé dans le cadre de ce travail. Les valeurs de conductivité apportées par les slugs tests n'ont rien montré de particulier. AGAT06 et CAD06 sont respectivement situés dans la première et troisième classe d'équivalence, ce qui les classe parmi les forages les plus conductifs. Il serait nécessaire d'effectuer des essais par pompage à ces endroits pour une meilleure compréhension des phénomènes physiques à l'origine de ces différences. On peut toutefois avancer une hypothèse concernant CAD06 en comparant ses valeurs de charge piézométrique avec celles d'un autre forage situé à quelques mètres (4,69 m) de lui et captant l'aquifère miocène : il s'agit du forage CAD07. Toutes les campagnes réalisées mettent en évidence des niveaux de 292 m pour CAD07 et 290,5 m pour CAD06. Il est donc très probable que d'une manière ou d'une autre, l'aquifère miocène vienne alimenter CAD06 et mettrait en cause la faible efficacité de l'isolation entre les aquifères.

Enfin le dernier critère utilisé, concerne le nombre de données piézométriques disponibles à chacune des campagnes. Nous n'avons retenu que les forages qui ont été mesurés au minimum deux fois : lors des deux campagnes du 19 juillet et du 9 septembre. Ces deux dates sont importantes car elles permettent d'avoir des indications sur les tendances à la baisse des niveaux. Par exemple les forages CAD15, CAD16 et CAD17 situés à l'extrême sud du sous-domaine B, et CAD20, CAD21, CAD22, CAD23, et CAD24 situés dans la zone F ont été réalisés après ces campagnes, c'est pourquoi ils n'ont pas été pris en compte. Ils ont été mesurés manuellement pour la première fois lors de la campagne du 15 février 2000.

Bien entendu la sélection de certains forages utilisés pour le calage et l'élimination d'autres, n'enlève en rien à la généralité du modèle mono-continuum pour une compréhension à grande échelle et à long terme des écoulements du site ; d'une part parce-que la majorité des forages importants, situés au sud de la zone d'études et près des sources de l'Abéou, ont été gardés, et d'autre part parce-que les directions principales des fractures et les conductivités hydrauliques associées sont prises en compte dans ce type de modèle par des paramètres moyens, équivalents.

6.2.2 Modèle hydrogéologique

Une fois la sélection des piézomètres réalisée pour le calage, des tests de sensibilités sur l'emmagasinement ont été effectués (à transmissivités fixées) pour estimer ses valeurs. Cette estimation est réalisée en comparant visuellement les montées des niveaux de nappe observées suite aux pluies avec celles simulées par le modèle. Ce travail a permis d'estimer les valeurs de l'emmagasinement entre 2.10^{-2} et 5.10^{-2} pour l'ensemble des zones du système. Ces valeurs semblent par ailleurs raisonnables pour une modélisation en mono-continuum qui utilise une paramétrisation par zones étendues et correspondent aux valeurs trouvées par G. Lods pour les études de modélisation de la Colline du Médecin et de RJH ([2000b] et [2001]). Celles-ci permettent de déterminer des paramètres moyens sur l'ensemble des sous-domaines. Il est clair qu'une telle méthode de calage de l'emmagasinement n'est pas très précise mais elle permet d'avoir des valeurs réalistes pour simuler des montées de nappe. Dans toute la suite de cette étude en mono-continuum, l'emmagasinement reste fixé à ces valeurs. D'autre part, toutes les simulations ont été effectuées au pas de temps journalier sur un an depuis mars 1999 en utilisant la quantité de pluie efficace décrite dans la section précédente. La carte de répartition spatiale des emmagasineurs est montrée sur la figure 6.9.

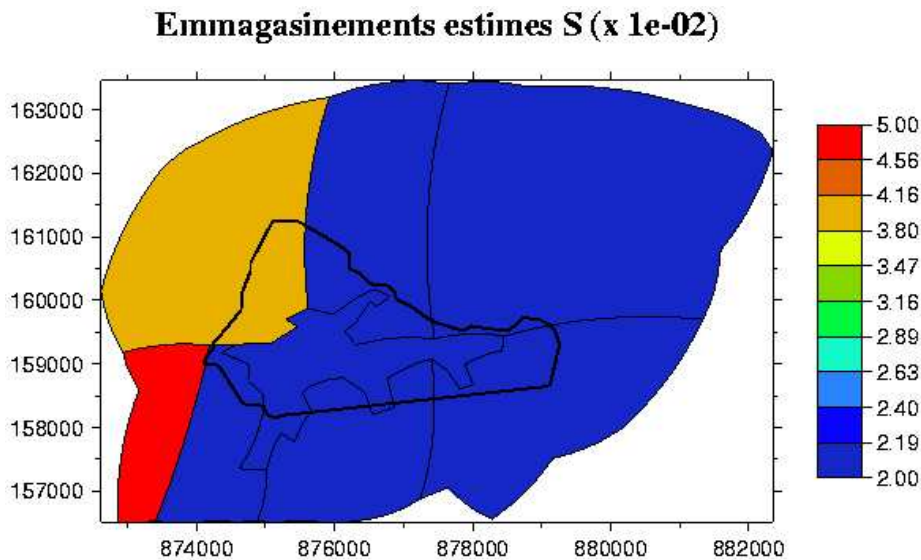


Fig 6.9 : Carte des emmagasineurs estimés

Pour l'estimation des valeurs de transmissivités, les résultats du calage n'ont pas été obtenus de manière automatique, c'est-à-dire que les valeurs n'ont pas été obtenues en une seule étape du problème inverse. Plusieurs essais de calages ont été réalisés, principalement en modifiant le zonage du système. Par exemple, les résultats de ces ajustements ont été améliorés en ajoutant plusieurs sous-domaines supplémentaires et en modifiant la position de certaines limites des zones. D'autres types de zonages ont également été effectués afin de tester plusieurs hypothèses sur les directions des écoulements. La principale est celle du miocène qui jouerait un rôle de barrage aux écoulements de la nappe du crétacé. L'autre hypothèse testée, mais qui n'a pas nécessité la modification du maillage, concerne le rôle d'exutoire joué par les sources de l'Abéou pour la nappe crétacé. Plusieurs découpages ont ainsi été réalisés à partir du zonage de base réalisé dans le paragraphe précédent et plusieurs tests de sensibilité sur les valeurs des paramètres des zones sud ont été effectués. Les zones du nord n'ont pas fait l'objet d'un calage très précis et poussé dans le cadre de cette étude. Pour ces dernières, les valeurs de transmissivité ont

été fixées à des valeurs telles qu'elles recréent assez bien les isopièzes et soit cohérente avec la géologie, et leurs valeurs n'ont pas fait l'objet de changements importants lors des différents tests. En effet, étant donnés la topographie du site, la forme des isopièzes et la présence du Verdon et de la Durance, il est peu probable que les eaux des zones F et G influencent celles de la zone B. Celles de la zone F pourraient agir sur les niveaux de la zone D mais pas sur B car nous allons voir que le sous-domaine D joue un rôle important de drainage des eaux du Centre. Pour toutes ces raisons nous supposerons dans toute la suite que ces deux zones F et G n'influencent pas les transmissivités des zones sud. Il est difficile, par contre, d'être aussi catégorique pour la zone E, étant donnée sa topographie, cependant l'absence totale de forage dans ce sous-domaine ne nous permet pas de la caler précisément. Une valeur de $8.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, équivalente à celle de la zone C (obtenue par calage), lui a été attribuée.

Rôle des sources de l'Abéou

A partir de toutes les caractéristiques détaillées dans les paragraphes précédents, un des meilleurs résultats en termes de calage des données piézométriques a été obtenu avec un découpage composé de dix zones numérotées de 1 à 10 comme le montre la figure 6.10. La zone n° 5 correspond au secteur de Chicade et de Mourre-Frais. Les champs de transmissivité estimés pour ce zonage sont présentés sur les deux cartes de la figure 6.11. Les valeurs de transmissivités varient entre 2.10^{-2} et $10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Ce modèle semble adapté car il permet de recréer un champ piézométrique qui possède une forme proche de celle des campagnes, tout en étant cohérent avec l'anisotropie mise en évidence par le pompage effectué dans le secteur de Chicade, ainsi que la présence géologique du miocène. Ce zonage, associé aux valeurs de transmissivité de chaque sous-domaine, constitue ce que l'on nomera la configuration 1.

Dans la suite de cette section, les résultats de cette configuration sont commentés et comparés avec ceux d'une autre (configuration 2) également testée qui suppose que le miocène joue un rôle de barrage aux écoulements de la nappe crétacée. Pour tester cette hypothèse, le zonage et les paramètres sont modifiés. Pour chacune de ces deux configurations, de nombreux tests de sensibilités ont été réalisés sur les valeurs des paramètres des zones 1, 2, 3, 5 et 6 afin de mieux comprendre le fonctionnement de l'aquifère. Pour chacune d'elles, le champ piézométrique est simulé et le champ de vitesses de Darcy sont présentés pour la période correspondant à la campagne du 9 septembre 1999. Les résultats et les conclusions de ces deux configurations permettront alors de présenter le modèle mono-continuum proposé pour les écoulements.

Configuration 1

Fig 6.10 : Zonage de la configuration 1

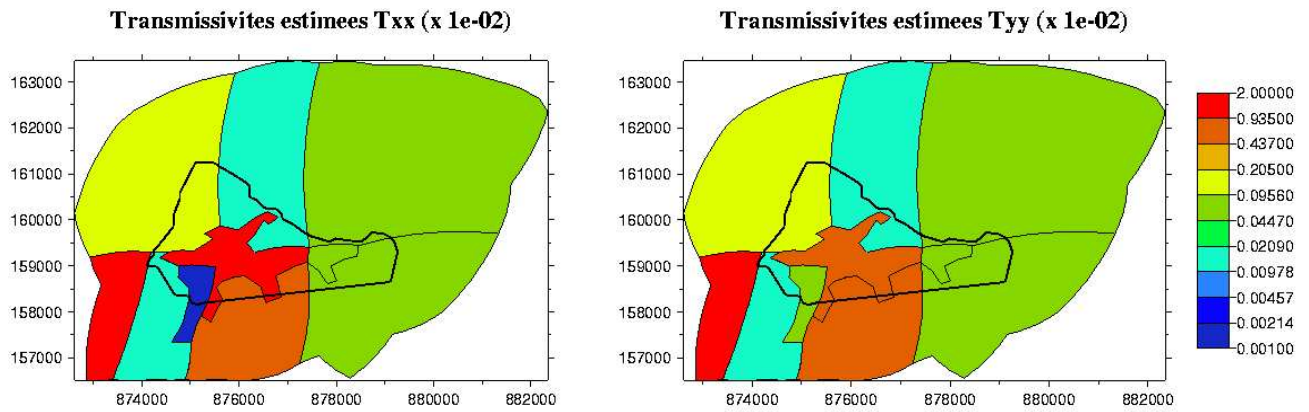
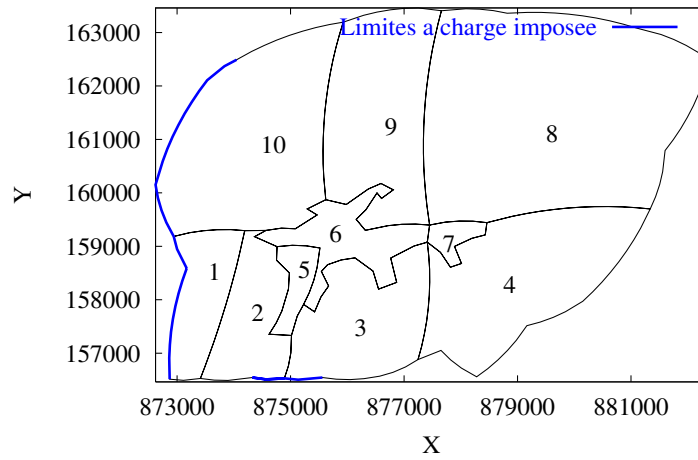


Fig 6.11 : Cartes des transmissivités estimées pour le zonage 1

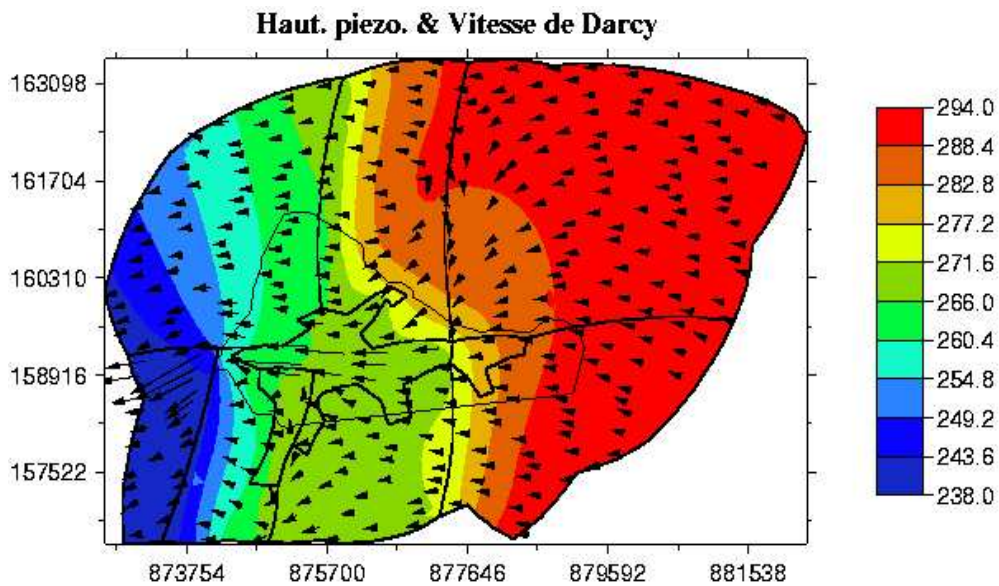


Fig 6.12 : Carte piézométrique et vitesse de Darcy de la configuration 1

Cette configuration du système est cohérente avec la présence des sources de l'Abéou qui jouent un rôle d'exutoire important pour la nappe de l'aquifère crétacé. En effet, pour ce modèle, outre les limites à charge constante imposées aux rivières de la Durance et du Verdon, une autre limite à charge constante est également placée au niveau des sources. Cette limite joue le rôle d'un exutoire possible à l'aquifère crétacé. Elle est nécessaire dans le modèle à un bon fonctionnement de l'aquifère car sans elle, les baisses des niveaux piézométriques constatées aux forages CAD08 et CAD09 situés près des sources ne peuvent pas s'expliquer compte tenu de la valeur de la transmissivité de la zone 2 qui est fixée pour ce modèle à $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Le sous-domaine 2 s'apparente à une zone peu perméable, située entre la Durance et la zone 3 où sont positionnés les forages CAD08 et CAD09. Cette valeur de $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la zone 2 semble réaliste d'une part parce-qu'elle est cohérente avec le resserrement des isopièzes dans ce secteur (voir les cartes piézométriques des figures 6.3 et 6.4), mais aussi parce-qu'elle permet de reproduire assez bien la tendance des données piézométriques de CAD03 et CAD04 situés dans cette zone.

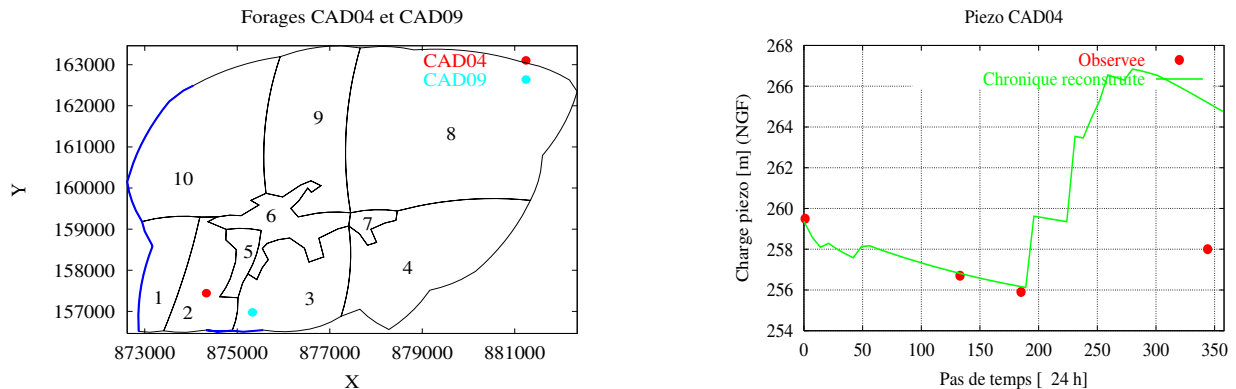


Fig 6.13 : Position des forages CAD04 et CAD09 - Chronique reconstruite pour CAD04

Les résultats du calage de cette zone est montré pour le forage CAD04 sur le graphe de la figure 6.13. On peut constater que ce modèle simple reproduit assez bien la tendance à la baisse, mais qu'il évalue à la hausse le niveau de la dernière campagne piézométrique, celle de février 2000. Ceci peut s'expliquer par le fait que d'importantes pluies ont eu lieu entre la troisième et la quatrième campagne. Pour cette période, qui correspond à celle de mars 1999 à mai 2000, la chronique piézométrique relative à ce forage est disponible. Elle est présentée sur le graphe de la figure 6.14 sur lequel sont également superposés les niveaux des campagnes piézométriques, la pluie totale et la quantité de pluie efficace.

Sur cette courbe, on remarque que suite aux importantes pluies d'octobre et novembre 1999, le niveau piézométrique du forage se stabilise pendant une période assez longue (~ 3 mois) à une côte NGF proche de 260 m après avoir atteint un pic à 266 m (NFG). Ce niveau de stabilisation se retrouve également pour la période de mai à juin 1999. On peut donc supposer la présence d'une fracture qui recoupe le forage à cette côte et au niveau de laquelle la nappe pourrait se stabiliser. Par conséquent, pour être plus précis sur le calage de la dernière campagne, il faudrait faire une étude plus approfondie prenant en compte l'aspect fracturé du système. Rappelons cependant que le but de cette section n'est pas de caler avec précision toutes les valeurs

piézométriques de tous les forages, mais plutôt d'avoir une compréhension sur les directions des écoulements du site en essayant de reproduire les tendances à la baisse que présentent les niveaux piézométriques des forages.

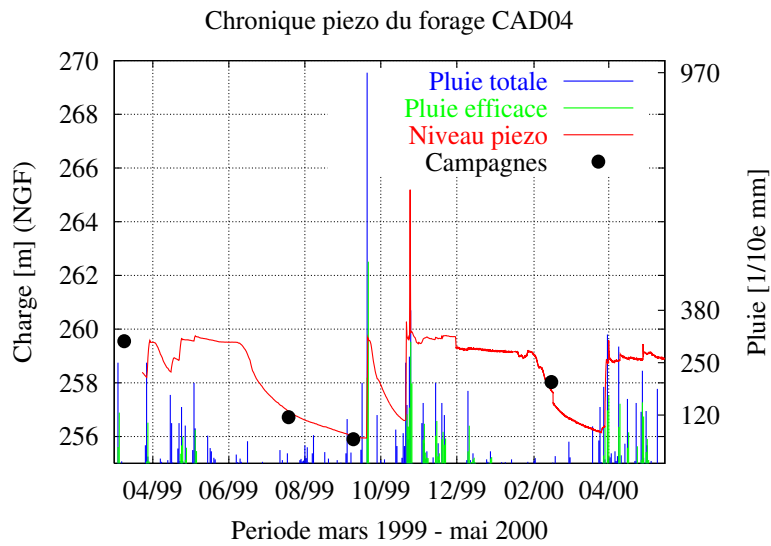
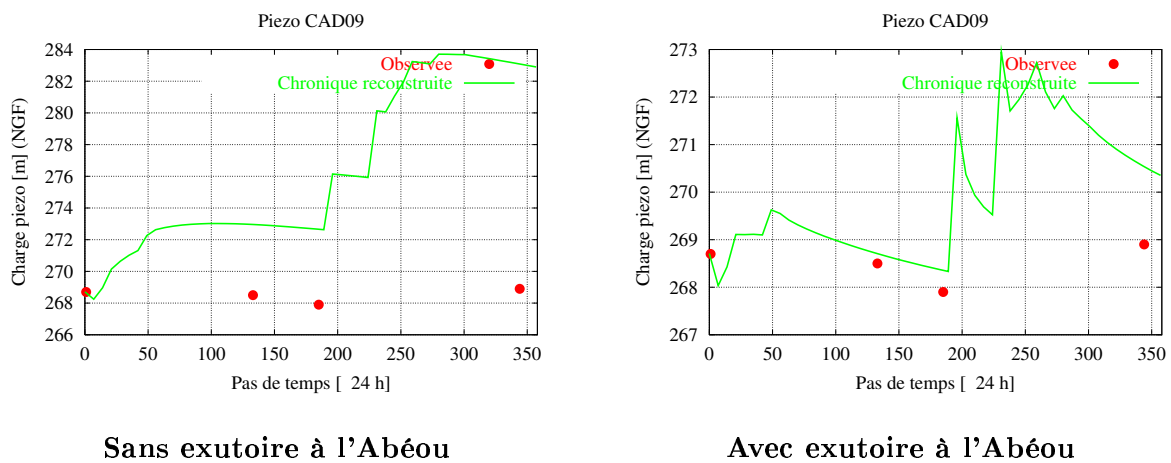


Fig 6.14 : Chronique piézométrique du forage CAD04

Sans considérer les sources de l'Abéou comme un exutoire important de l'aquifère créacé, il n'est pas possible d'expliquer les baisses piézométriques constatées dans CAD08 et CAD09. Les chroniques reconstruites par le modèle avec et sans exutoire possible aux sources sont montrées pour le forage CAD09 sur les deux graphes de la figure 6.15. Les paramètres de transmissivité et d'emmagasinement sont identiques dans les deux situations.

Fig 6.15 : Reconstruction de la tendance piézométrique au forage CAD09



Plusieurs cas de figure sont malgré tout envisageable, mais semblent toutefois peu probables pour expliquer ces baisses sans considérer les sources comme un exutoire possible de la zone 3.

La première serait que la zone n° 2 dans laquelle est positionné CAD04, soit plus transmissive, de valeur $10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ par exemple. Cette valeur permet alors de bien ajuster les niveaux piézométriques de CAD08 et CAD09 mais détruit celui de CAD04. Pour une telle valeur de transmissivité, la baisse constatée alors dans le forage devrait être beaucoup plus importante. Pour ce puits, elle est observée à 3,5 m seulement entre les campagnes de mars et de juillet, alors qu'elle devrait être de l'ordre de 8 m pour une valeur de transmissivité de $10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Cette différence peut être réduite en diminuant la transmissivité de la zone 1 située au niveau de la Durance, mais ce sont alors les niveaux des forages CAD01 et CAD02 présents dans cette zone 1 qui ne seraient plus respectés. L'hypothèse que la zone 2 possède une transmissivité plus élevée ne semble donc pas être très appropriée pour expliquer les tendances de CAD08 et CAD09. La valeur de $10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la transmissivité de cette zone semble appropriée car, même si elle n'arrive pas à reproduire le palier de la période de mai à juin 1999, elle reproduit correctement la tendance à la baisse du niveau dans CAD04 et permet également de reproduire le resserrement des isopièzes dans ce secteur. Dans toute la suite de cette discussion, on supposera que la valeur de transmissivité de cette zone est correcte.

Le second cas de figure pour expliquer ces baisses sans considérer les sources comme exutoire, consiste à attribuer une valeur de transmissivité de l'ordre de $10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (en x) pour la cinquième zone (secteur de Chicade et Mourre-Frais). Toutefois, cette valeur ne permettrait plus alors de caler les niveaux des forages de la zone en question, à savoir SP01, CEDRA02, CEDRA05 et P16 sans être incohérent avec l'anisotropie mise en évidence par le pompage effectué dans ce secteur.

Une dernière solution serait de fixer des valeurs de transmissivité de l'ordre de $10^{-1} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ dans la zone 6 (ravin de la Bête) et de l'ordre de $5.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ dans la zone 3. Ces valeurs permettraient alors d'expliquer aussi bien les décrues de CAD08, CAD09 mais aussi celles constatées dans CAD10, CAD12, CAD13, CAD14, SD24/1 et IPSN. Cependant, outre le fait que $10^{-1} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ soit une valeur très élevée pour la transmissivité, cette configuration est peu réaliste puisque cela signifierait qu'une partie des eaux situées à la limite sud du domaine (bas de la zone 3) irait à la Durance en passant le ravin de la Bête (miocène).

Il apparaît donc que les sources de l'Abéou constituent un exutoire important de l'aquifère crétaqué pour expliquer les baisses observées dans CAD08 et CAD09. Par conséquent, tous les autres tests ont été effectués en gardant cette limite à charge constante. Signalons au passage que pour ce type de limite, l'eau sortant de l'aquifère est supposée ne plus agir sur le système. On suppose que les échanges entre le ruisseau de l'Abéou et l'aquifère sont nuls. Pour améliorer les résultats du modèle, une limite de type mixte (flux et charge associés) pourrait être utilisée à l'avenir.

Dans ce modèle, le schéma de fonctionnement de l'aquifère crétaqué est le suivant. Une partie des écoulements de la zone 3 du site est évacuée aux sources de l'Abéou et une autre partie se dirige vers la zone 6 qui correspond à une partie de l'aquifère crétaqué située au-dessous du ravin de la Bête, sous le miocène. Les quantités d'eau sortant aux sources et passant par la zone 6 restent à quantifier.

Hypothèse du miocène jouant le rôle de barrage aux écoulements du crétaqué

Le zonage de la première configuration permet donc de drainer une partie des écoulements de la zone 3 en passant par la zone 6 et d'en évacuer une autre vers les sources de l'Abéou. Cependant, une seconde possibilité est envisageable. Elle est liée au fait que le miocène atteint une épaisseur importante (près de 100 m) dans la palléovallée de Mourre-Frais (zone 5). En plus, la présence de conglomérats bien cimentés interstratifiés et imperméables situés à sa base peuvent créer un écran étanche vis-à-vis des calcaires sous-jacents. Le miocène pourrait donc jouer le rôle de barrage aux écoulements du crétaqué à cet endroit.

Configuration 2

Fig 6.16 : Zonage de la configuration 2

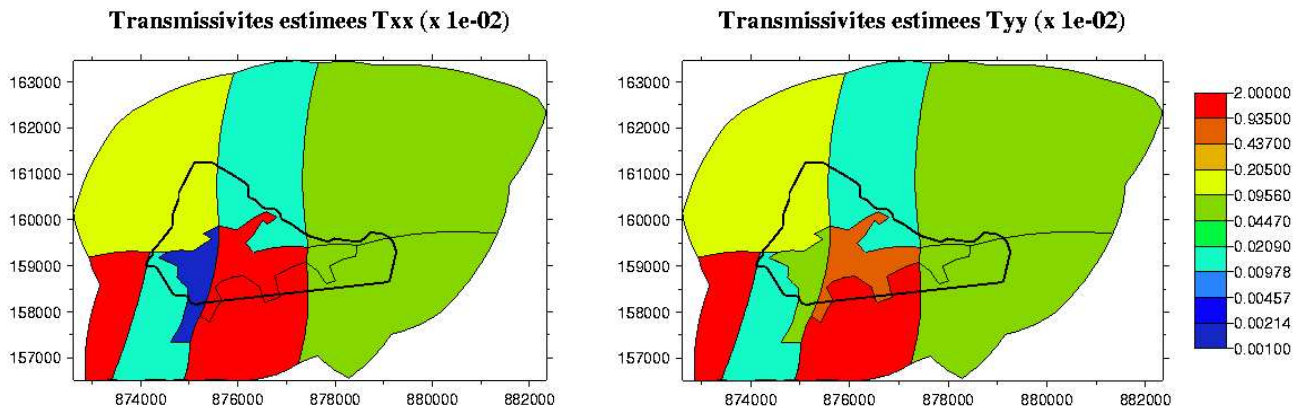
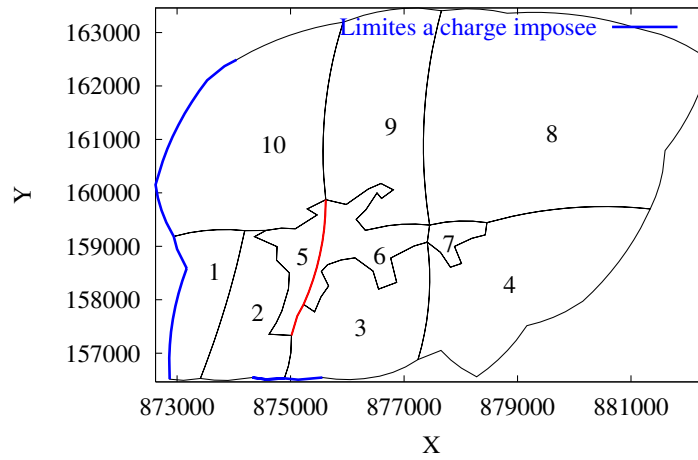


Fig 6.17 : Cartes des transmissivités estimées pour le zonage 2

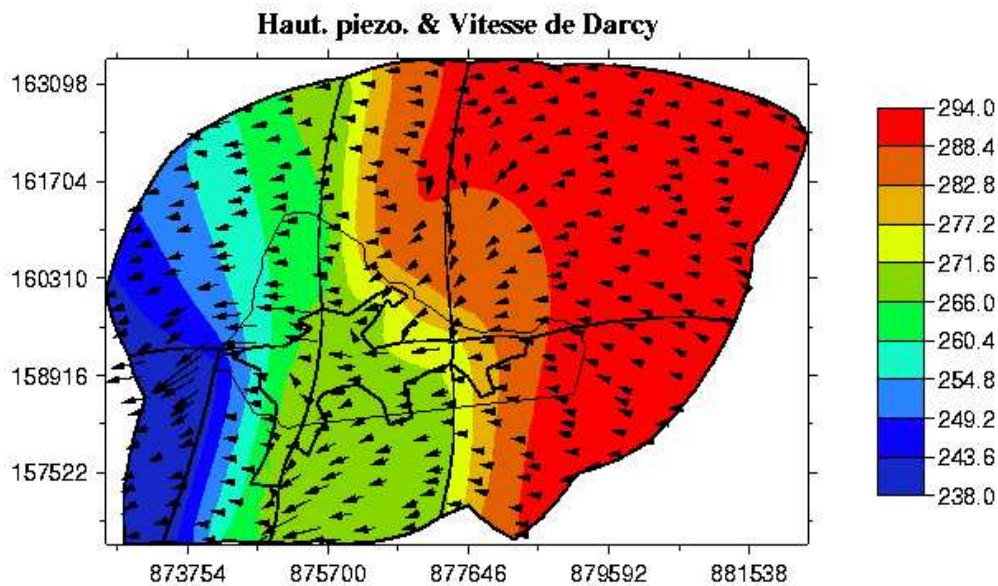


Fig 6.18 : Carte piézométrique et vitesse de Darcy de la configuration 2

Pour tester cette hypothèse, le zonage du modèle a été modifié comme le montre la figure 6.16. La seule différence avec celui de la première configuration se situe au niveau de la zone 5 qui est maintenant prolongée jusqu'à la limite nord du miocène. Les paramètres de transmissivités estimés pour ce nouveau zonage et le champ piézométrique simulé se présentent alors comme le montrent les figures 6.17 et 6.18. La seule différence sur les valeurs des paramètres de cette configuration avec ceux de la précédente, concerne celle de la zone 3. Dans le premier zonage elle possédait une valeur de $6,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ alors qu'elle est pour ce zonage de $1,7 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Celles de la zone 5 ont été conservées à $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ en x et $8 \cdot 10^{-4}$ en y .

Les différences entre ces deux modèles sont donc minimes puisque seules la géométrie de la zone 5 et la valeur de transmissivité de la zone 3 ont été modifiées. Cependant, les résultats sur les directions d'écoulements sont nettement différents puisque ces derniers s'effectuent maintenant en grande partie vers les sources de l'Abéou, seul exutoire possible de la zone 3.

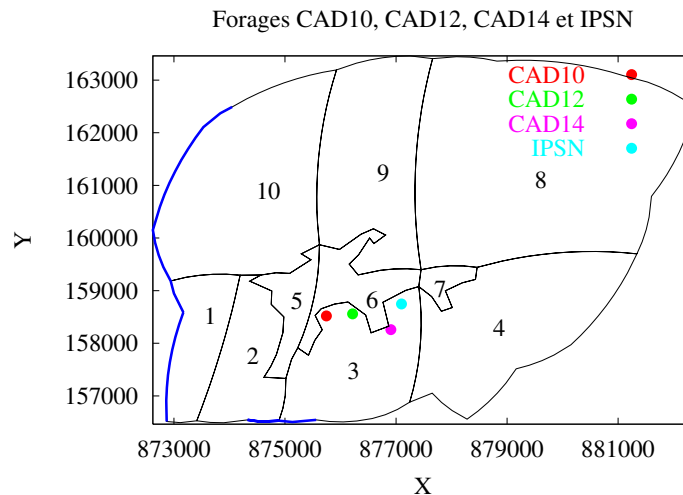


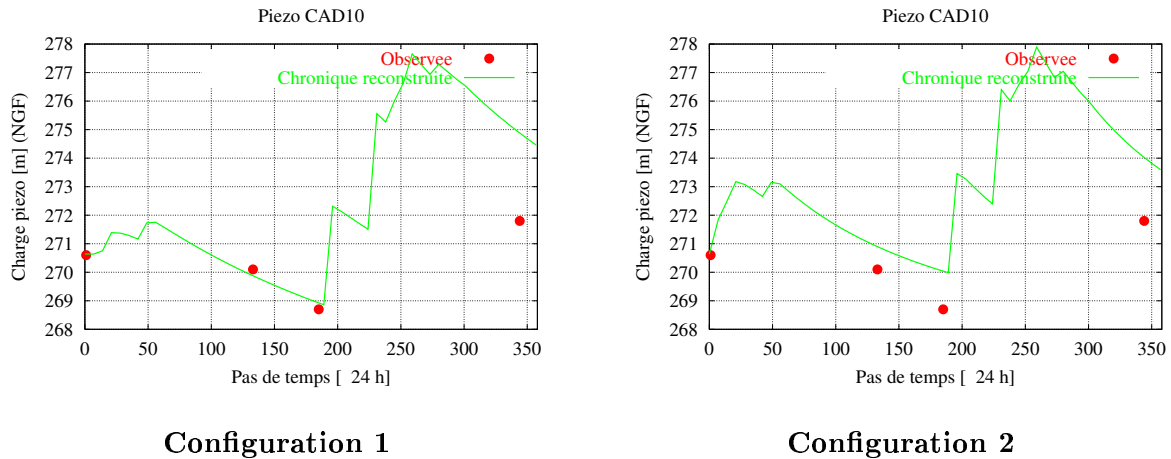
Fig 6.19 : Position des forages CAD10, CAD12, CAD14 et IPSN

Le problème qui survient toutefois avec une telle configuration est qu'elle ne permet pas d'expliquer les baisses de niveaux constatées aux forages CAD10 et CAD12 situés à l'intérieur du Centre. Elle permet de bien caler les valeurs piézométriques des forages CAD14, IPSN et SD24/1, et assez bien celles de CAD12, mais n'arrive à reproduire que la tendance du forage CAD10 situé le plus proche de cette barrière hypothétique. Les courbes piézométriques reconstruites par le modèle aux forages CAD10 sont montrées sur la figure 6.20 dans chacune des deux configurations.

Les différences entre ces deux courbes ne sont pas aussi importantes que celles de CAD09 du paragraphe précédent. Elles sont cependant suffisantes pour être soulignées car sans considérer la zone du ravin de la Bête comme un passage possible des écoulements, il est difficile avec ce zonage de mieux caler les données de CAD10. Pour cela, une possibilité serait de donner une valeur de transmissivité minimale de $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ en x (au lieu de $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) dans la zone 5. Mais cette valeur ne serait alors plus compatible avec la forte anisotropie mise en évidence sur le secteur de Chicade et détruirait également le calage de CAD04 situé dans la seconde zone, qui, on le rappelle, est supposée être bien calée. L'autre possibilité serait d'augmenter un peu plus la transmissivité de la zone 3. Cependant une valeur supérieure à $1,7 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ permet, certes, de caler un peu mieux les données de CAD10 et CAD12, mais détruit ceux de CAD08

et CAD09 situés près des sources. Signalons au passage que pour cette seconde configuration, une valeur inférieure à $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour cette zone 3, ne permet pas de caler la majorité des forages de ce sous-domaine. Par conséquent, si on désire ajuster les valeurs piézométriques de CAD10 sans augmenter de façon excessive la transmissivité de la zone 3, la seule autre possibilité est de permettre aux écoulements de s'effectuer par le secteur du ravin de la Bête.

Fig 6.20 : Reconstruction de la tendance piézométrique au forage CAD10



Configuration 1

Configuration 2

Le rôle important de drainage des eaux du Centre joué ce secteur est indiqué par la mise en évidence dans cette zone, d'une faille importante recoupée par le forage profond (CAD25). Cette palléostrucure est montrée dans la figure 1.5 du premier chapitre. Sa direction n'a pas été mesurée, mais elle pourrait expliquer le fait que le miocène se soit déposé dans une palléovallée rectiligne de direction nord-ouest/sud-est. Par ailleurs, elle confirmerait aussi les récentes observations effectuées par R. Guérin sur le fait que "les grands décrochements qui affectent le compartiment sud ne se prolongent pas de manière évidente dans le compartiment nord. L'hypothèse que cette palléovallée (ravin de la Bête) se soit installée sur une structure faillée, peut-être de type chevauchant paraîtrait plausible". Elle expliquerait aussi le fait que le modèle présente une valeur de transmissivité élevée dans la direction x de la zone 6. Ces valeurs sont égales à $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ suivant x et $7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ suivant y .

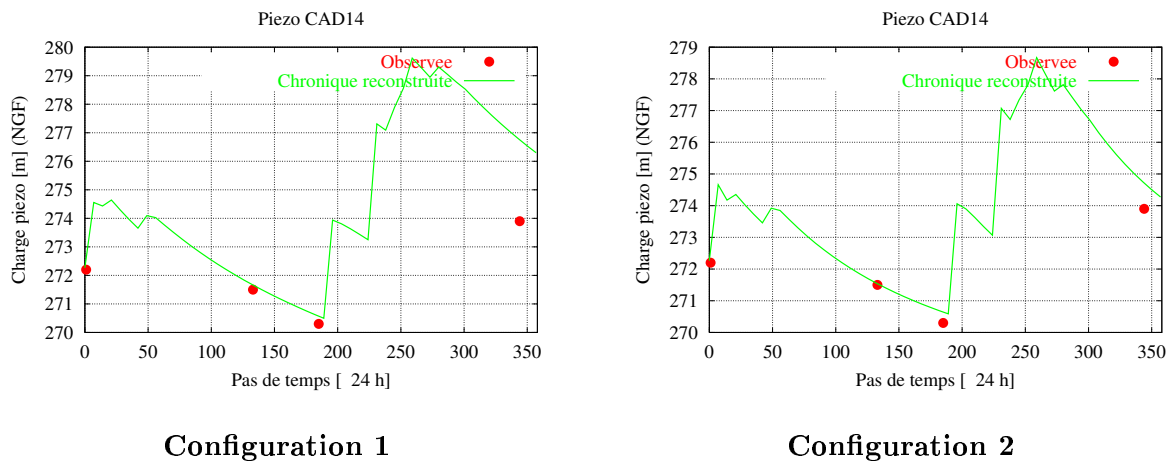
Un autre point fort en faveur du zonage de la première configuration est lié aux sous-écoulements observés en aval des sources de la Grande Bastide. En effet, des jaugeages ont permis de mettre en évidence une abondante alimentation du ruisseau de la Bête par des sous-écoulements situés entre les sources de la Grande Bastide et le secteur dit "de l'Intendance" (ou du garage) plus en aval (voir la figure 1.10 du premier chapitre). Des mesures de débits effectuées par BURGEAP en mars 1959 passaient de $7 \text{ m}^3/\text{h}$ aux sources, à $20 \text{ m}^3/\text{h}$ quelques centaines de mètres plus en aval. Cette zone d'exhaure est sans doute alimentée par des arrivées d'eau du substratum calcaire peu profond à cet endroit. Deux seuils de jaugeages du débit du cours d'eau ont été mis en place en 1998. Le premier est situé au niveau du garage automobile de manière à mesurer le débit moyen du ruisseau, en aval des sources de la Grande Bastide. Le second, plus en aval, est placé après la station d'épuration de façon à mettre en évidence des éventuelles alimentations ou pertes du ruisseau dans les calcaires à cette hauteur. Les premières mesures de débits de l'année 2000 montrent un apport au débit du ruisseau de $60 \text{ m}^3/\text{h}$ environ par des sous-écoulements (provenant des calcaires) et situés entre les deux stations de jaugeage.

Enfin, des observations effectuées dans cette zone ont permis de mettre en évidence une source temporaire proche du forage AGAT05 qui coule après des montées de la nappe du crétacé.

Tous ces arguments expliquent pourquoi le fonctionnement hydrogéologique du système semble suivre celui de la première configuration et non celui de la seconde. Ils viennent confirmer le rôle important de drainage des eaux du Centre vers la Durance joué par la zone du crétacé située au-dessous du ravin de la Bête. Pour toutes ces raisons, l'hypothèse que la zone 5 peu perméable se prolonge tout le long du miocène et que les sources de l'Abéou soient l'unique exutoire possible de la zone 3, paraît peu probable.

Signalons que du point de vue strict de la modélisation, ce résultat est lié à la seule difficulté de la seconde configuration du modèle à caler les données du forage CAD10. Car mis à part ce forage, il permet de caler aussi bien que le premier les niveaux de tous les autres puits du secteur : CAD08, CAD09, CAD12, CAD14, IPSN et SD24/1 (voir par exemple les courbes de CAD14 et SD24/1 sur les figures 6.21 et 6.22). Ceci soulève par conséquent le problème de l'unicité de la solution du problème inverse : sans le forage CAD10 et sans les observations et les mesures de terrain, il aurait été difficile de trancher entre les deux configurations, puisque deux zonages différents avec des jeux de paramètres quasiment identiques, permettent de caler, avec une précision similaire, les données de la majorité des forages de la zone 3. Ces deux solutions donnent cependant des fonctionnements hydrodynamiques bien différents l'un de l'autre, puisque pour le premier, une partie des écoulements s'effectue par la zone du ravin de la Bête et une autre se dirige au sud vers les sources de l'Abéou, alors que pour le second, les écoulements s'effectuent principalement vers les sources de l'Abéou. Il est donc nécessaire d'avoir un nombre important de forages sur le secteur de modélisation et de poursuivre les observations de terrain pour diminuer au maximum les incertitudes sur le fonctionnement hydrodynamique du système.

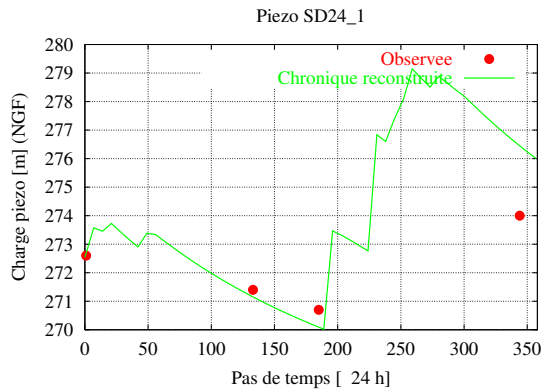
Fig 6.21 : Reconstruction de la tendance piézométrique au forage CAD14



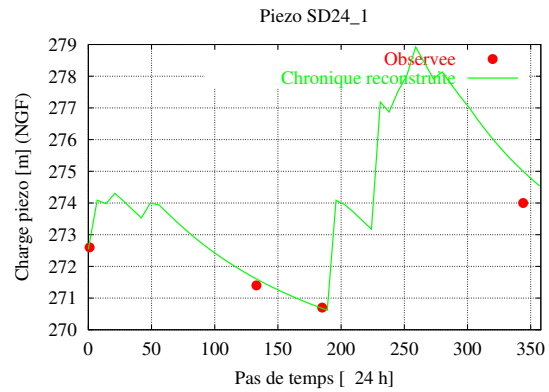
Signalons au passage que lors de la procédure de modélisation, les résultats des calages ont été améliorés petit à petit, d'une part en ajoutant la limite à charge constante aux sources de l'Abéou, et d'autre part, en transformant le zonage de la configuration 2 au zonage de la configuration 1. Le second découpage avait été choisi au préalable car il est plus conforme à la forme des isopièzes mis en évidence par les campagnes. Ce resserrement se remarque depuis les sources de l'Abéou jusqu'au nord du site (entre les forages ITER01 et ITER03) qui semble distinguer deux compartiments de nature différente. Les résultats des calages ont cependant

été améliorés en utilisant le découpage de la première configuration qui permet de drainer une partie des écoulements le long du ravin de la Bête jusqu'à la Durance.

Fig 6.22 : Reconstruction de la tendance piézométrique au forage SD24/1



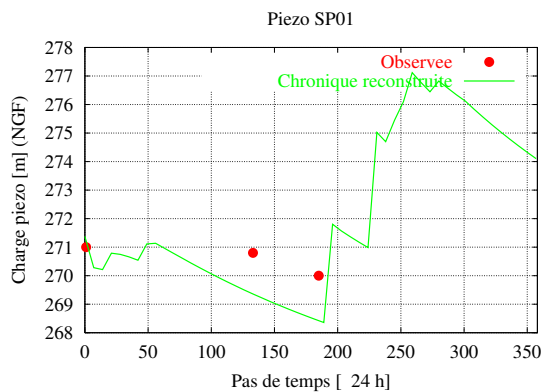
Configuration 1



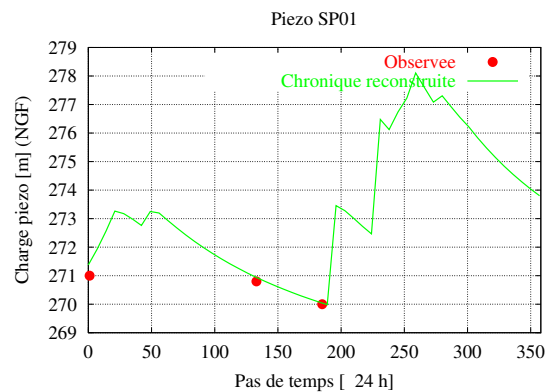
Configuration 2

Même si la première configuration semble être le modèle le plus probable du fonctionnement de l'aquifère, pour certains forages, la configuration 2 a donné de meilleurs résultats que la première sur les ajustements des données piézométriques. Ces ouvrages pour lesquels les calages sont meilleurs sont situés dans la zone 5 qui correspond à celui de Chicade et Mourre-Frais, il s'agit des forages P16, SP01, CEDRA05 et CEDRA02. Les résultats du calage des données de SP01 pour les deux configurations sont comparés sur les graphes de la figure 6.23.

Fig 6.23 : Reconstruction de la tendance piézométrique au forage SP01



Configuration 1



Configuration 2

Pour la première configuration, on peut remarquer que le niveau de ce forage se vide légèrement trop vite. Cette baisse rapide peut s'expliquer en partie par la valeur élevée de la transmissivité (suivant y) de la zone 6 qui est fixée à $7.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. La diminution de cette valeur à $2.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ améliore nettement les ajustements pour CEDRA05 et SP01 dans le cas de la première configuration. Toutefois cette valeur, tout en conservant des calages identiques pour IPSN et de SD24/1, rend moins précis ceux de CAD10, CAD12 et CAD14 de la zone 3.

Fonctionnement de l'aquifère

L'ajout d'une zone supplémentaire permet d'obtenir de meilleurs résultats pour les forages de la zone en question. C'est en quelque sorte un compromis trouvé entre les deux configurations précédentes pour améliorer la précision des ajustements tout en respectant le fonctionnement hydrodynamique du système. Autrement dit, cette zone supplémentaire permet de mieux caler les données de la zone 5 tout en respectant les rôles joués par les sources de l'Abéou et le secteur du ravin de la Bête. Par conséquent, le zonage qui semble être le plus adapté, aussi bien d'un point de vue de cohérence avec la géologie du site qu'en termes de calages des données piézométriques est présenté sur la figure 6.24.

Configuration du modèle

Fig 6.24 : Zonage du modèle

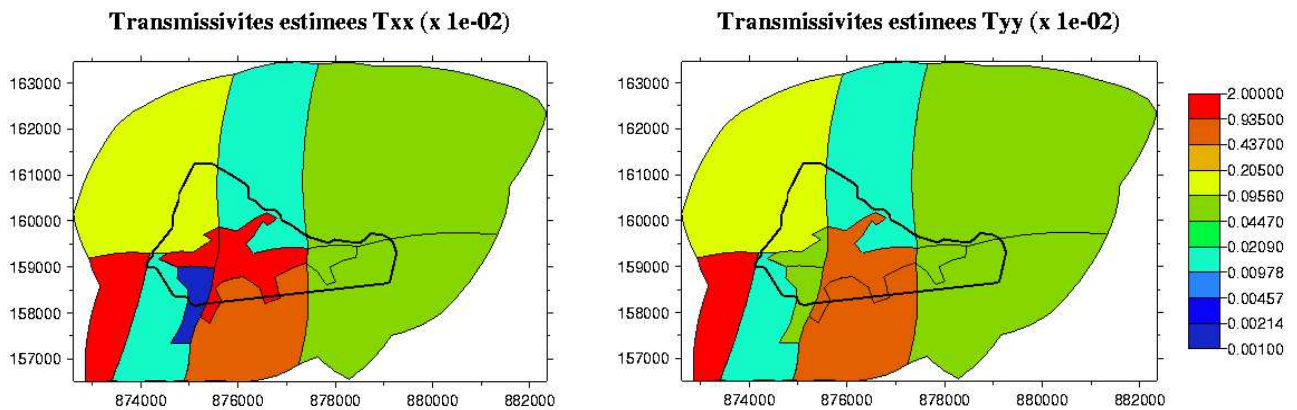
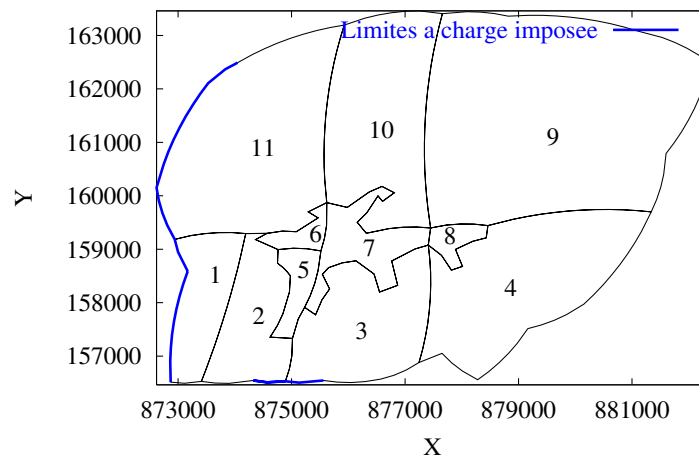


Fig 6.25 : Cartes des transmissivités estimées

On rappelle cependant que d'un point de vue fonctionnel, le modèle correspond à celui de la première configuration, à savoir qu'une partie (à quantifier) des eaux du Centre est drainée par la zone correspondant au ravin de la Bête. La nouvelle zone est ajoutée seulement pour

mieux caler les valeurs piézométriques des forages de la zone de Chicade et Mourre-Frais (P16, SP01, CEDRA02 et CEDRA05). Elle reste néanmoins cohérente avec la géologie du secteur, plus précisément avec la direction du ravin, puisqu'elle présente une transmissivité élevée en x ($2.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) et une transmissivité en y plus faible, se rapprochant de celle de la zone 5 ($5.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$). La forme du champ piézométrique et les vitesses de Darcy sont présentées sur la figure 6.26. Un agrandissement de cette figure est donné en annexe.

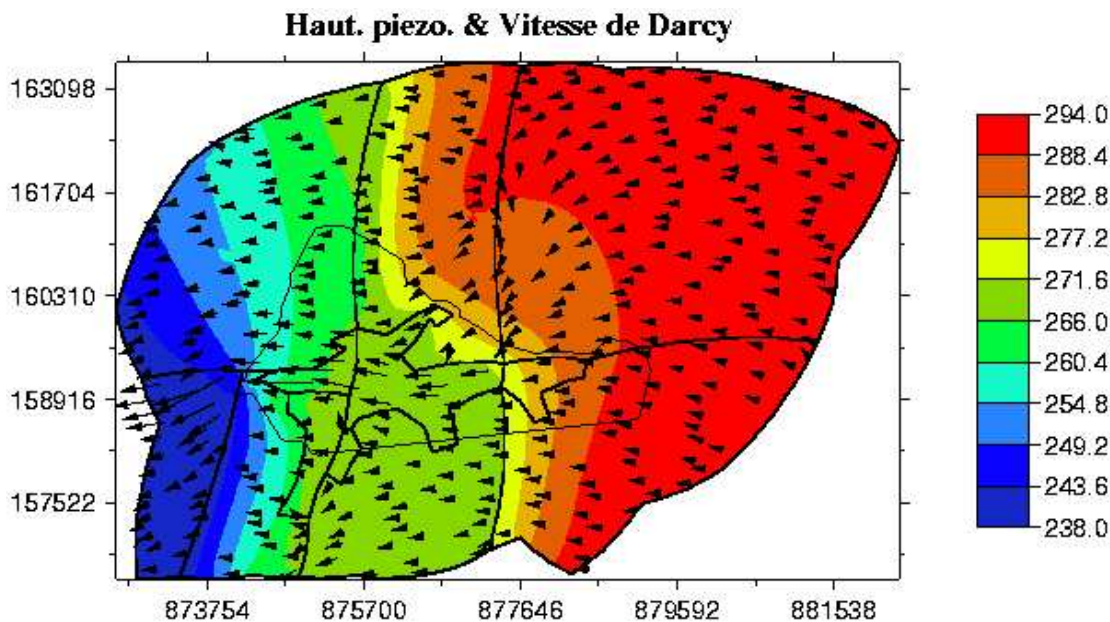
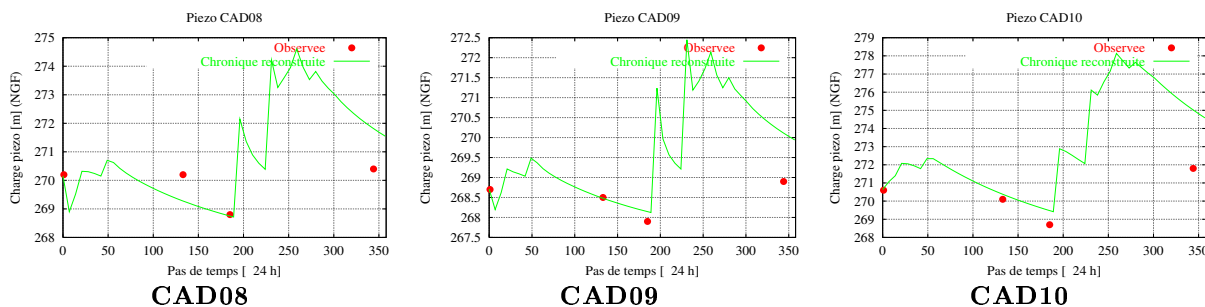
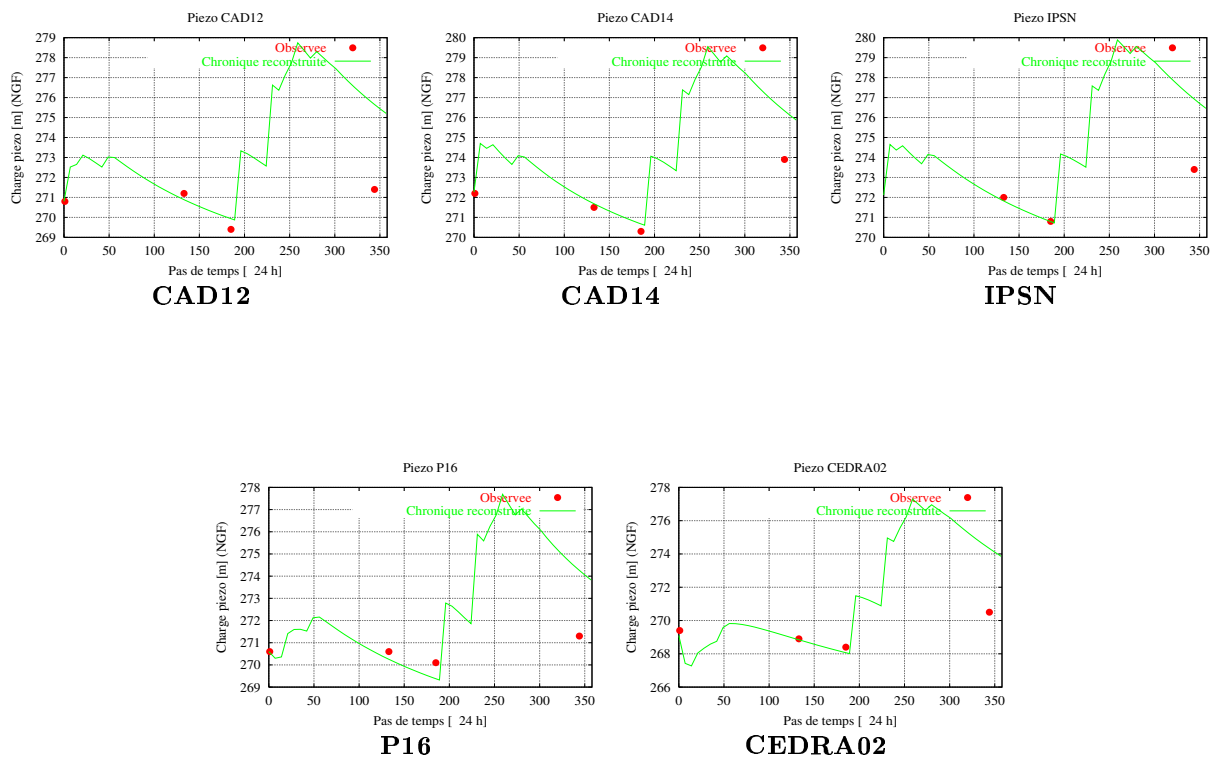


Fig 6.26 : Carte piézométrique et vitesse de Darcy du modèle

Remarquons que pour ce modèle, et la première configuration, l'hypothèse de la barrière étanche s'applique en partie, puisque les écoulements de l'aquifère crétacé rencontrent effectivement des zones moins transmissives représentées par les zones 2 et 5. Les valeurs en x sont de $5.10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la zone 5 et de $1,5.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la zone 2. Cependant, contrairement à la seconde configuration, cette barrière ne se prolonge pas tout le long du miocène, elle s'arrête au niveau de la faille recoupée par le forage CAD25. Pour ce modèle, quelques graphes superposant chroniques reconstruites et données observées sont présentés sur la figure 6.27. Même si le modèle n'arrive pas à caler les données de la dernière campagne (celle de février 2000), il permet de recréer assez bien les tendances des deux campagnes du 19 juillet et du 9 septembre.

Fig 6.27 : Reconstruction des tendances piézométriques des principaux forages





Signalons pour terminer que même si cette configuration semble être la plus raisonnable sur le fonctionnement de l'aquifère, elle ne permet pas de quantifier avec précision la quantité d'eau passant par la zone située sous le ravin de la Bête et celle sortant aux sources de l'Abéou. En fonction des valeurs des paramètres hydrodynamiques des zones 3 ou 6, il n'est pas exclu qu'une part plus ou moins importante des écoulements s'effectuent de la partie sud du Centre de la zone 3 vers les sources de l'Abéou. Pour en être sûr, il faudrait quantifier avec précision les débits des sources de la Grande Bastide, situées à l'intérieur du Centre dans le ravin de la Bête, et quantifier aussi les débits aux sources de l'Abéou. A ces dernières, cette estimation pourrait par exemple s'effectuer à l'aide de deux seuils de jaugeage les encadrant. Cependant une telle estimation ne peut se faire sans avoir également une valeur précise de la quantité d'eau arrivant du versant nord de la Vautubière situé au sud des sources. Ce versant n'a pas été pris en compte dans ce modèle puisque la limite sud a été placée le long du ruisseau de l'Abéou. Ces valeurs de débits permettraient alors d'avoir une idée précise de la quantité d'eau venant des zones 3 et 6 et pourraient alors être utilisées pour caler avec plus de précision les valeurs de transmissivités de ces zones. L'absence de valeurs précises de ces valeurs de débits pour la période de calage ne nous permet pas d'aller plus loin dans cette direction. Un traçage permettrait également d'apporter un élément de réponse à cette question.

6.2.3 Conclusion

Rôles des sources de l'Abéou et du ravin de la Bête

La modélisation mono-continuum a permis de mettre en évidence les rôles importants joués par les sources de l'Abéou et le secteur l'aquifère crétacé situé sous le ravin de la Bête. Il a également permis une compréhension générale sur la manière dont pourraient s'effectuer les écoulements de l'aquifère crétacé sous le site. Les eaux situées dans la zone 3 rencontrent des

zones 2 et 5, peu transmissives. Les écoulements s'effectuent alors selon deux directions : la première vers les sources de l'Abéou qui constituent un exutoire important pour cette zone, et la seconde se dirige vers le secteur du ravin de la Bête. Les sources de l'Abéou représentent un exutoire important de l'aquifère crétacé de cette zone, car sans elles, il n'est pas possible d'expliquer les tendances à la baisse des niveaux piézométriques des forages proches de ces sources et ceci parce-que les zones 2 et 5 sont beaucoup moins transmissives que les autres sous-domaines. Ces deux zones forment une sorte de barrière peu perméables aux écoulements. De la même façon, le secteur du crétacé, situé sous le ravin de la Bête joue également un rôle important de drainage des eaux du Centre. L'hypothèse que la barrière peu transmissive constituée par le miocène au niveau de la palléovallée de Mourre-Frais, pourrait se prolonger dans la direction sud-ouest/nord-est tout le long du miocène est peu probable. Sinon, il ne serait pas possible d'expliquer les baisses des forages situés près de cette barrière. Les volumes d'eau empruntant ces deux chemins différents restent toutefois à quantifier précisément. Pour cela des mesures de débits sont nécessaires pour connaître les volumes d'eau mis en jeu et permettre de caler plus précisément les valeurs des transmissivités de ces zones.

Limites du modèle mono-continuum

Tous ces résultats ont pu être obtenus en calant relativement bien les données piézométriques de la majorité des forages des secteurs concernés. Rappelons que les efforts du calage se sont concentrés essentiellement dans les zones sud du domaine. Ainsi, ce zonage et les valeurs des paramètres associés permettent de reproduire simultanément (1) les tendances à la baisse dans les forages de référence, et (2) la forme du champ piézométrique tout en restant cohérent avec le fonctionnement général de l'aquifère et la géologie du site.

Cependant ce modèle ne permet pas de bien caler les niveaux de certains forages. C'est le cas par exemple d'AGAT05 situé dans le second sous-domaine, ou encore ITER03 situé au nord. Ceci peut s'expliquer par la paramétrisation utilisée. Certains forages (AGAT05 par exemple) sont positionnés avec ce zonage dans le sous-domaine 2 qui est très peu transmissif, ce qui explique que le modèle n'arrive pas à ajuster les données d'autres forages, présents dans cette zone et qui appartiendraient au continuum fractures. Remarquons cependant que AGAT08 proche de lui est assez bien ajusté. Pour arriver à caler toutes les courbes, il faudrait soit modifier légèrement les positions géométriques de certaines limites. Par exemple les limites horizontales supérieures des zones 1 et 2 pourraient être déplacées au même niveau que celle de la zone 5. Cette nouvelle géométrie placerait alors AGAT05 dans la zone 11 qui est plus transmissive que la seconde ($2.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la zone 11 alors qu'elle vaut $1,5.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la seconde) et pourrait ainsi améliorer l'ajustement de ces données. L'autre possibilité pour améliorer les résultats des calages est bien entendu d'ajouter plus de zones, par exemple dans le prolongement du ravin de la Bête. Cependant il ne faut pas oublier que l'ajout de nouvelles zones augmente le nombre de paramètres à caler. Enfin, il est également envisageable de choisir une nouvelle méthode de paramétrisation. Celle que nous utilisons présente toutefois l'avantage de pouvoir faire un lien simple avec les principales structures géologiques du site.

Rappelons aussi que tous les tests de sensibilité sur les valeurs de transmissivités ont été réalisés à emmagasinement fixé avec des positions des limites des zones également fixées. Le déplacement de la position d'une zone ou la variation d'emmagasinement modifie la valeur de la transmissivité de la zone en question. Cependant les valeurs d'emmagasinement fixées sont globalement pertinentes et le zonage suffisamment général pour valider le modèle ci-dessus.

Un autre point criticable de ce modèle se situe au niveau des contrastes de transmissivités importants au passage d'une zone à une autre. Par exemple les valeurs de transmissivités varient brutalement de $5.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ à $9.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ entre les zones 4 et 3. Cependant, de telles différences sont essentiellement liées à la paramétrisation choisie et des grands découpages

réalisés lors du zonage.

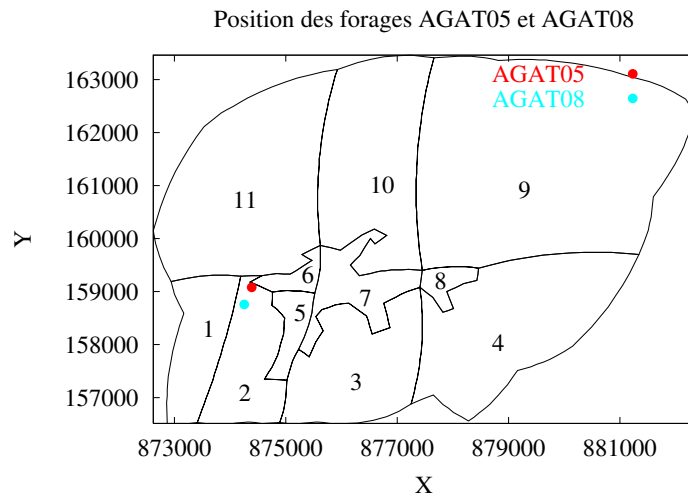
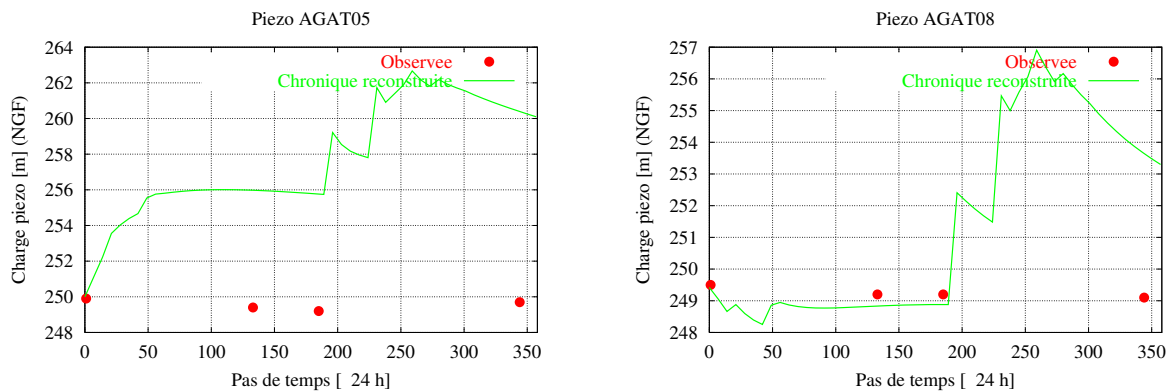


Fig 6.28 : Position des forages AGAT05 et AGAT08

Fig 6.29 : Reconstruction des tendances piézométriques aux forages AGAT05 et AGAT08



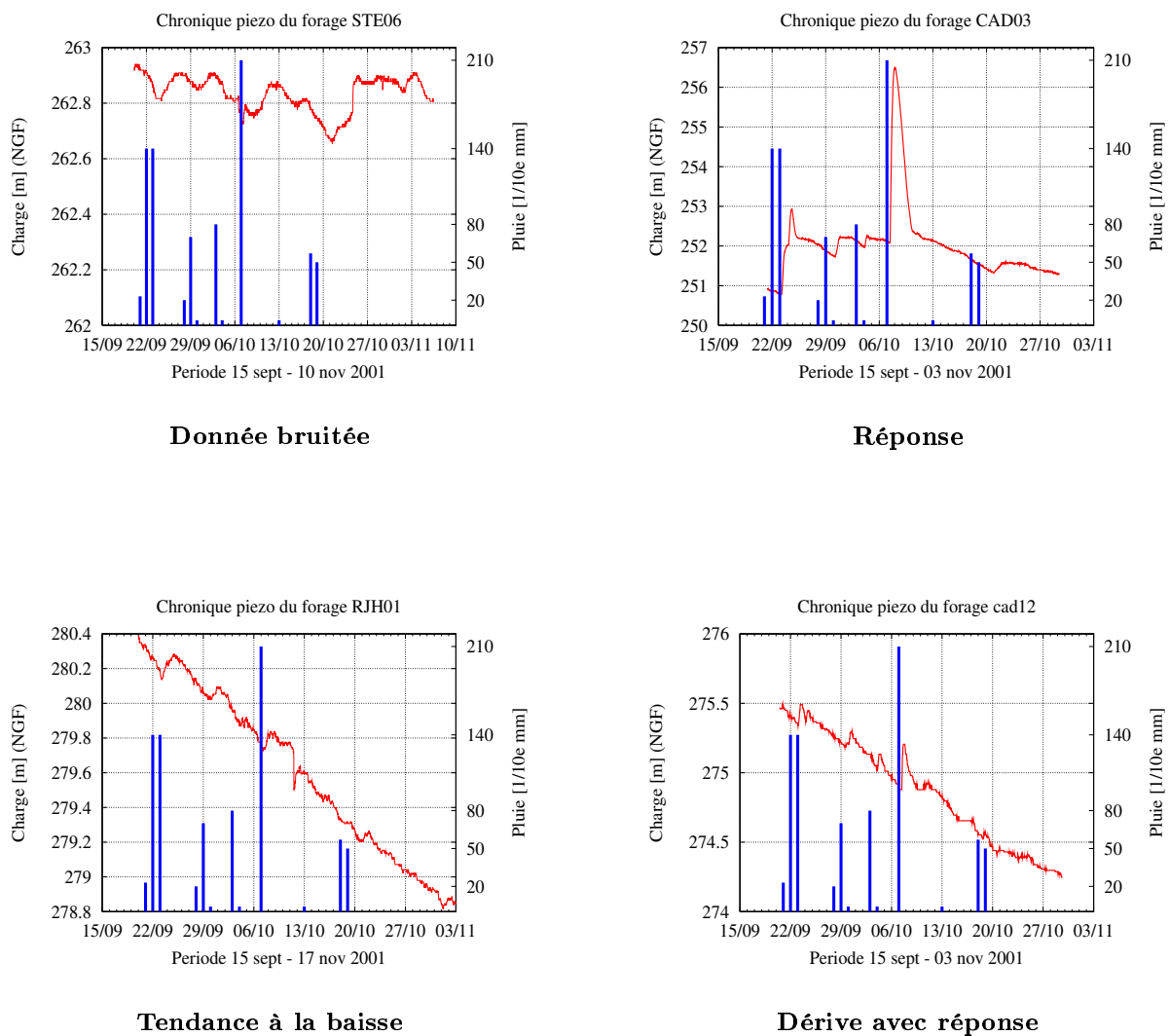
Enfin, un dernier aspect également important est que le modèle ne reproduit pas bien les valeurs piézométriques de la campagne de février 2000 qui a été réalisée en période de hautes eaux. Ce modèle permet donc d’avoir une compréhension sur la manière dont s’effectuent les écoulements, mais ne permet pas de faire des simulations précises sur de longues périodes de temps pour prévoir les niveaux hauts et les niveaux bas de l’aquifère. Le fait que le modèle ne reproduise pas bien les données de février 2000 s’explique par le fait que lors des périodes pluvieuses, les fractures jouent un rôle important dans les écoulements, pendant ces périodes, et surtout lors de très fortes précipitations, le système des fractures et celui de la matrice ne sont plus à l’équilibre comme nous l’avons supposé dans ce paragraphe et il est nécessaire d’en tenir compte par un modèle double-continuum.

6.3 Application du modèle multi-continua : perspectives

6.3.1 Chroniques piézométriques : synthèse des données existantes

La redistribution des capteurs de pression réalisée suite aux résultats des slug tests (chapitre 5), nous a permis de recueillir 46 chroniques de données de la période des équinoxes d'automne (septembre et octobre) 2001. Toutes ces chroniques peuvent être visualisées en annexes. Elles peuvent être séparées en quatre catégories. La première est composée de forages répondant bien à la pluie (7), la seconde de ceux ne présentant essentiellement que des données bruitées (21), la troisième est composée de puits dont les données montrent des tendances à la baisse (9) et enfin la dernière de ceux pour lesquels les données montrent également des tendances mais réagissent faiblement à la pluie (9). Ce classement s'est effectué de manière purement visuelle, cependant il est possible de dégager ces comportements, c'est-à-dire les tendances, les données bruitées et celles répondant bien à la pluie. Les quatre courbes de la figure 6.30 présentent ces différents comportements et chacune d'elle est représentative d'une de ces quatre catégories. Une synthèse de la répartition spatiale de ces types de réponses est présentée en annexe.

Fig 6.30 : Chroniques types de chaque catégorie de réponses



Ces nouvelles données sont donc majoritairement constituées de chroniques répondant faiblement aux pluies. La principale cause vient de la faible quantité de précipitation tombée dans la région durant la période de mesures. On peut voir sur les figures 6.31 et 6.32 qu'en moyenne, les mois de septembre et octobre qui correspondent à la période des équinoxes d'automne, sont deux mois particulièrement pluvieux, avec une moyenne mensuelle, depuis 1990, de 118 mm de pluie pour le mois de septembre et de 84 mm pour le mois d'octobre (figure 6.32). Pour ces deux mois, la quantité de pluie est colorée en rouge sur la figure 6.31.

Fig 6.31 : Quantité de pluie mensuelle depuis 1990

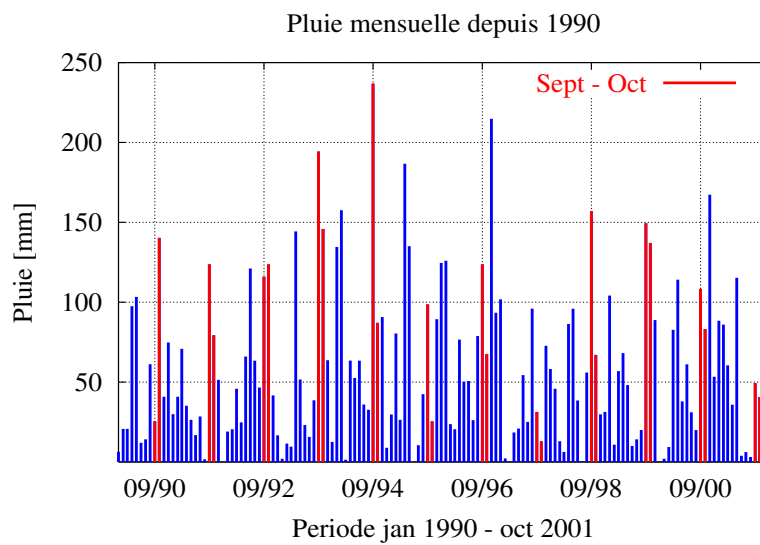
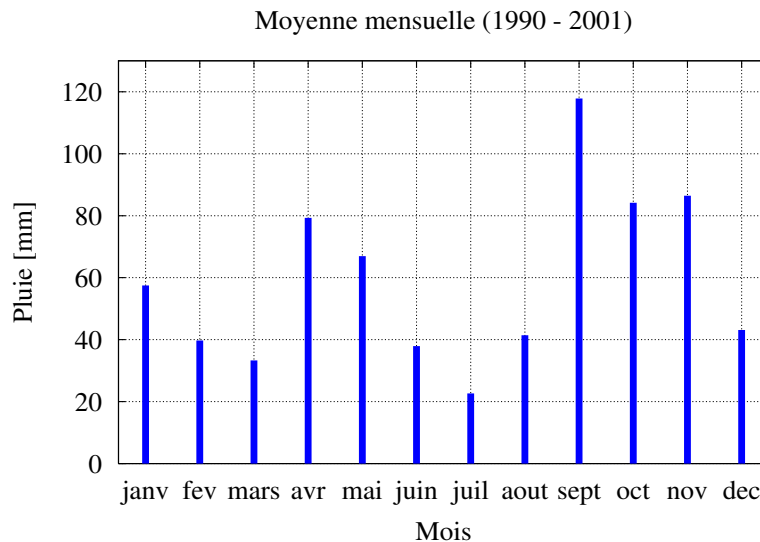


Fig 6.32 : Moyenne mensuelle de la pluviométrie depuis 1990

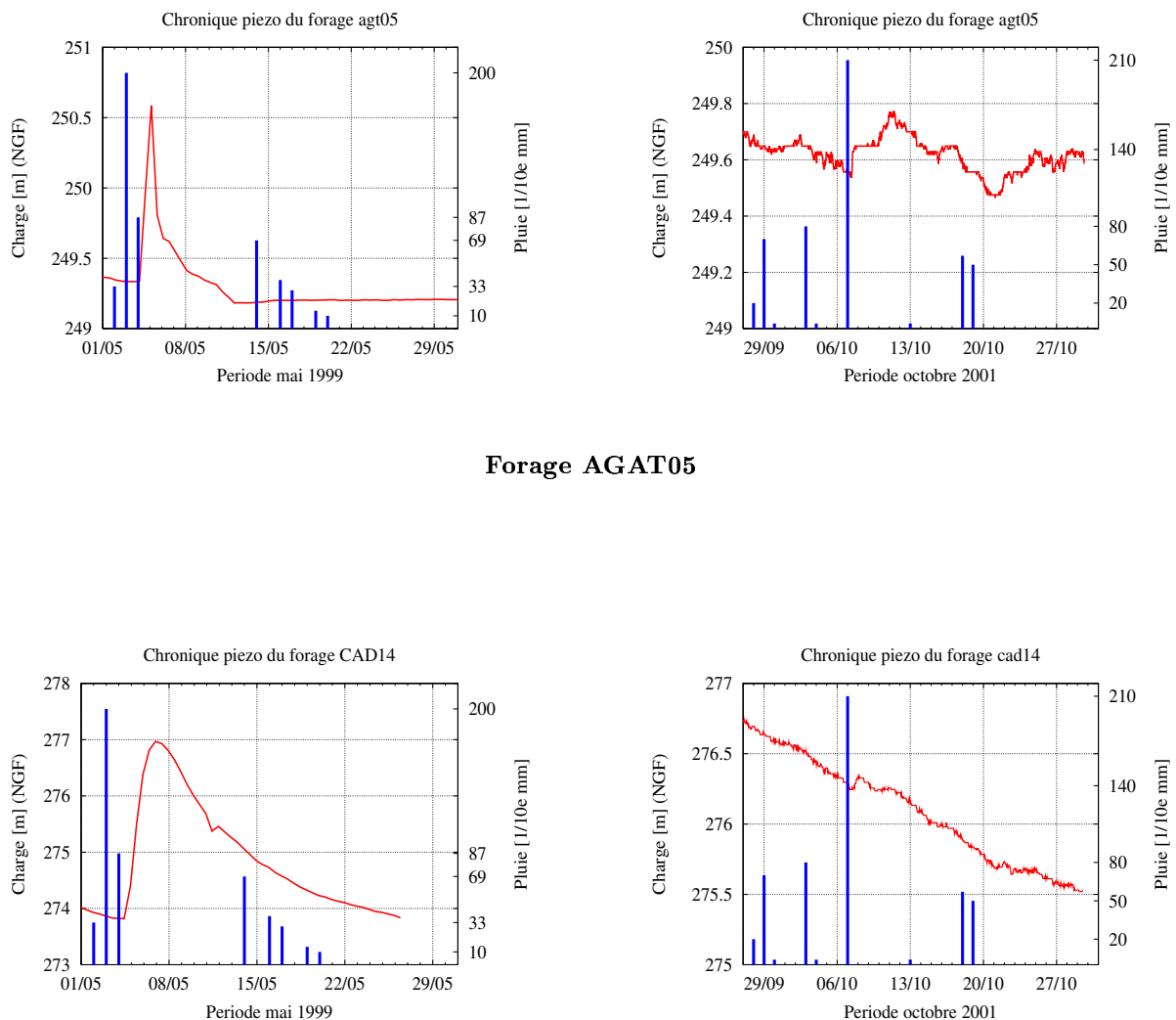


Pour cette période de mesures, il n'est tombé que 49,4 mm en septembre et 40,5 mm en octobre, ce qui représente des quantités qui sont parmi les plus faibles depuis douze ans avec celles de septembre et octobre 1997 (il n'est tombé que 31 mm et 13 mm cette année-là).

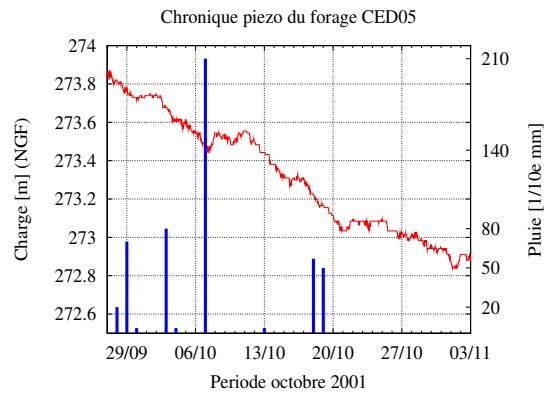
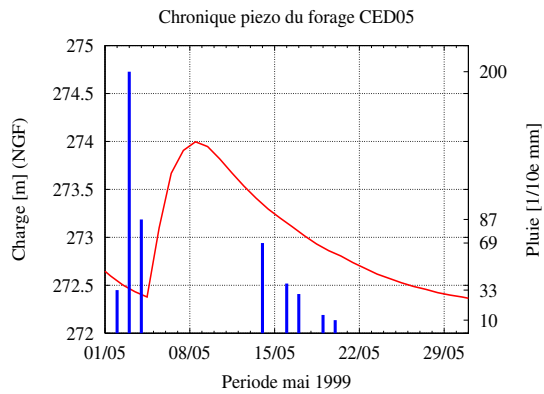
Comparons maintenant ces réponses avec celles provenant de la base de données disponibles avant distribution des enregistreurs de mesures. Pour celà, la comparaison est réalisée sur des puits identiques mais pour des périodes de temps de mesures différentes. Celles de gauche représente la période de mai 1999 et celle de droite la période d'octobre 2001.

Sur ces graphes, on peut remarquer que pour le forage AGAT05, le niveau piézométrique pour la période de mai 1999 montre un pic qui varie de plus d'un mètre alors que la réponse de la période d'octobre 2001 ne varie que d'une vingtaine de centimètres. La remarque est identique pour le forage CAD14 pour lequel le niveau piézométrique est monté de plus de 3 mètres en mai 1999, alors que celui de septembre 2001 montre une tendance à la baisse où il apparaît un très léger pic (de quelques centimètres). Ce constat est le même pour les deux forages CEDRA05 et CEDRA06.

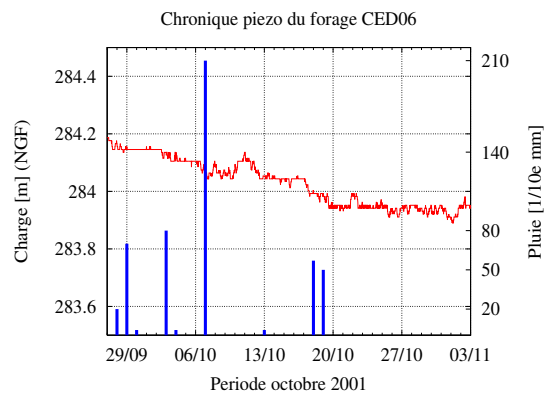
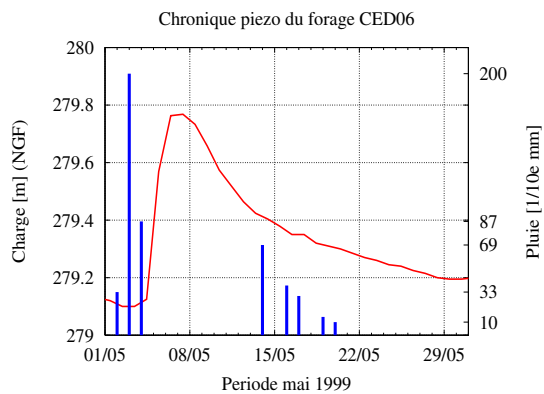
Fig 6.33 : Comparaison de quelques chroniques piézométriques de la période de mai 1999 et de celle d'octobre 2001



Forage CAD14



Forage CEDRA05



Forage CEDRA06

Remarquons que pour la période de mai 1999, les variations significatives du niveau piézométrique ont eu lieu pour une quantité totale de pluie de 32 mm, répartie sur trois jours (3,3 mm le premier jour, 20 mm le deuxième et 8,7 mm le dernier), alors qu'il n'est tombé que 21 mm de pluie le 6 octobre 2001.

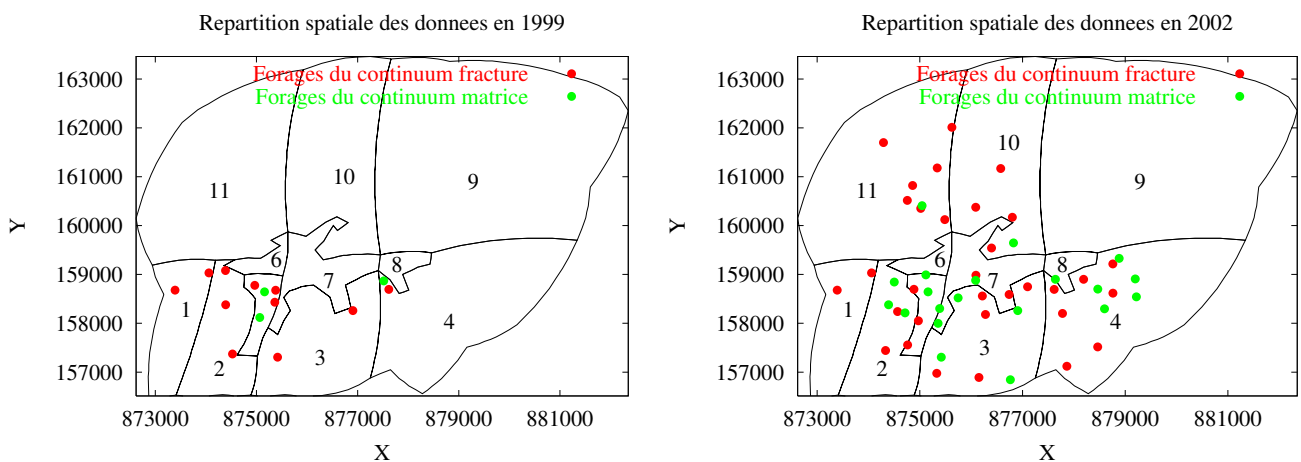
Les faibles pluies des mois de septembre et octobre 2001 n'ont donc pas permis d'obtenir les données attendues, à savoir, des chroniques piézométriques devant présenter des réponses importantes aux pluies, comme celles de mai 1999. On rappelle que cette condition est nécessaire compte tenu de la nature de l'aquifère pour lequel les effets des fractures sur les écoulements se manifestent suite à des événements pluvieux importants et pendant de courtes périodes de temps. Par conséquent, ces dernières données ne peuvent pas être utilisées dans le cadre d'une modélisation inverse en double-continuum.

Au terme de ce travail, les données dont nous disposons sont donc les suivantes. La dernière campagne de récolte des données a permis de recueillir un grand nombre de chroniques piézométriques, bien réparties dans l'espace et dans le temps. Cependant les faibles pluies n'ont pas

permis de mettre en évidence sur ces chroniques le comportement double-porosité et double-perméabilité de l'aquifère. De l'autre côté, la base de données du CEA/Cadarache contient des chroniques intéressantes pour l'approche double-continuum, mais elles ne sont pas en quantité suffisante, ni suffisamment bien réparties dans l'espace pour caler le nombre important de paramètres qui apparaissent dans une telle approche. En effet le zonage du modèle mono-continuum (figure 6.24) constitué de 11 sous-domaines nécessite d'estimer au minimum 55 paramètres en double-continuum : 22 de transmissivités, 22 d'emménagement, et 11 de coefficients de couplage. En plus, l'anisotropie du continuum fractures (notamment dans les zones 2, 3, 5, 6 et 7) nécessite l'estimation de cinq paramètres supplémentaires ce qui représente un total de 60 à optimiser à partir de seulement 14 chroniques issues de la base de données.

Il n'est donc pas possible avec les données actuellement disponibles d'estimer des champs de propriétés représentatives du système aquifère de Cadarache. Cependant, il est clair que le réseau de piézomètres et les enregistreurs de mesures mis en place dans le cadre de cette étude permettront d'obtenir ces données ultérieurement et permettront de finaliser la modélisation double-continuum du site. Les cartes de répartition spatiale des forages de la base de données et les forages équipés mis en place durant cette thèse sont indiquées sur les deux cartes de la figure 6.34.

Fig 6.34 : Comparaison de la répartition spatiale des chroniques piézométriques issues de la base de données et des chroniques à venir



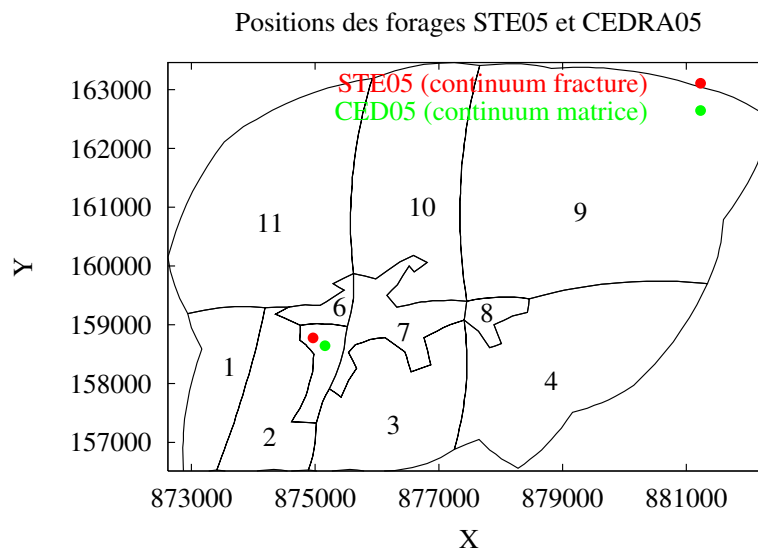
6.3.2 Inversion en double-continuum

Dans ce paragraphe, nous effectuons quand même une inversion en double-continuum en utilisant les chroniques de la base de données. Soulignons toutefois que le but n'est pas de fournir des champs de propriétés représentatives des écoulements sous le site de Cadarache, ce qui ne paraît pas très réaliste avec la distribution spatiale des données de cette base. Le but est d'avoir une estimation locale des ordres de grandeurs des différentes valeurs des paramètres, notamment celle du coefficient de couplage. Elle nous permettra également de montrer sur deux chroniques, provenant de deux forages situés dans une même zone, l'amélioration des ajustements obtenus en utilisant une approche double-continuum au lieu d'une approche mono-continuum. Elle nous permettra enfin de voir les effets de la répartition de la pluviométrie dans chacun des deux continua sur les résultats de l'inversion.

Inversion en double-continuum

Dans l'exemple que nous traitons, nous ne considérons le double-continuum que sur une seule zone particulière du site de Cadarache. Il s'agit du sous-domaine 5 du zonage de la figure 6.24. Cette zone est intéressante car c'est dans celle-ci qu'ont été mis en évidence les principaux drains conducteurs du site, ceux des secteurs Chicade et STD/STE. Pour cet exemple on effectue en quelque sorte un double-continuum local, en supposant que toutes les autres zones du site peuvent être considérées en mono-continuum. Pour ces dernières, les valeurs des paramètres d'emménagement et de transmissivité ont été fixées égales aux valeurs estimées dans la section 2.2 et on ne cherche pas à estimer les paramètres de ces zones. L'inversion ne s'effectue donc que dans la zone 5 où nous avons sélectionné les chroniques provenant des forages STE05 et CEDRA05 comme données de calage. Ces dernières ont été choisies pour l'inversion car les résultats des slugs tests nous informent que le forage STE05 est représentatif du continuum fractures alors que CEDRA05 est représentatif de la matrice. Les valeurs de conductivité hydraulique sont en effet de $6,66.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ pour le premier et de $7,5.10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ pour le second. L'étude qualitative de la forme de ces chroniques (courbes rouges des figures 6.36 à 6.38), confirme par ailleurs ce comportement. En effet, le niveau piézométrique du forage STE05 augmente de 3,5 m et revient à son niveau initial rapidement, alors que celui de CEDRA05 ne monte que de 1,5 m et sa chronique présente une forme plus arrondie. Ces deux ouvrages sont positionnés sur la carte de la figure 6.35.

**Fig 6.35 : Positions des forages STE05 (continuum fractures)
et CEDRA05 (continuum matrice)**



Pour cet exemple, on réalise donc une approche locale de l'inversion en double-continuum puisque nous ne considérons le double-continuum que dans la zone 5 et nous ne cherchons à estimer que les paramètres de cette zone. Les positions et les types des conditions aux limites sont identiques à celles utilisées pour la modélisation de la section précédente, et également identiques pour les deux continua. Dans ce paragraphe, on travaille en rabattements, par conséquent, les valeurs des charges imposées aux limites sont nulles ainsi que les conditions initiales de chacun

des deux continua. Pour chacun d'eux, le sous-domaine 5 est supposé isotrope. Il s'agit donc d'estimer cinq paramètres : deux valeurs de transmissivité, deux valeurs d'emmagasinement et une valeur du coefficient de couplage. La pluviométrie relative à la période de mesures (mai 1999) est appliquée uniquement dans le premier continuum. On suppose donc que la pluie n'agit que sur le continuum fractures. Nous verrons dans le prochain sous-paragraphe l'influence sur les résultats du calage lorsque celle-ci est répartie sur les deux continua. Signalons cependant que les meilleurs résultats en termes de superposition des courbes ont été obtenus en appliquant toute la pluie dans le continuum fractures.

Les résultats de cette inversion sont présentés sur les graphes de la figure 6.36. Pour les obtenir, l'optimiseur a itéré 139 fois en 35 minutes. Signalons au passage que même si on ne cherche à minimiser que les paramètres d'une seule zone, l'inversion s'effectue sur la totalité des paramètres du système. Ce fait est un problème purement numérique qui intervient lors du remplissage du tableau des paramètres à optimiser et des gradients associés. Le remplissage s'effectue d'abord par les valeurs de transmissivité de tous les domaines de chaque continuum ; il se poursuit par les valeurs d'emmagasinement et se termine par les valeurs des coefficients de couplage. Le remplissage ne s'effectue donc pas par propriétés relatives à chaque sous-domaine. Dans cette situation, pour imposer les valeurs des propriétés aux autres zones pour lesquelles on ne cherche pas à estimer les paramètres, on utilise des valeurs de bornes très petites autour de la valeur désirées. Cela explique le temps de calcul assez élevé (35 à 40 minutes) pour inverser seulement cinq paramètres en double-continuum. Ce mode de remplissage pourra être modifié à l'avenir.

**Fig 6.36 : Résultats du calage pour l'inversion double-continuum
(Pluviométrie appliquée dans le continuum fractures)**

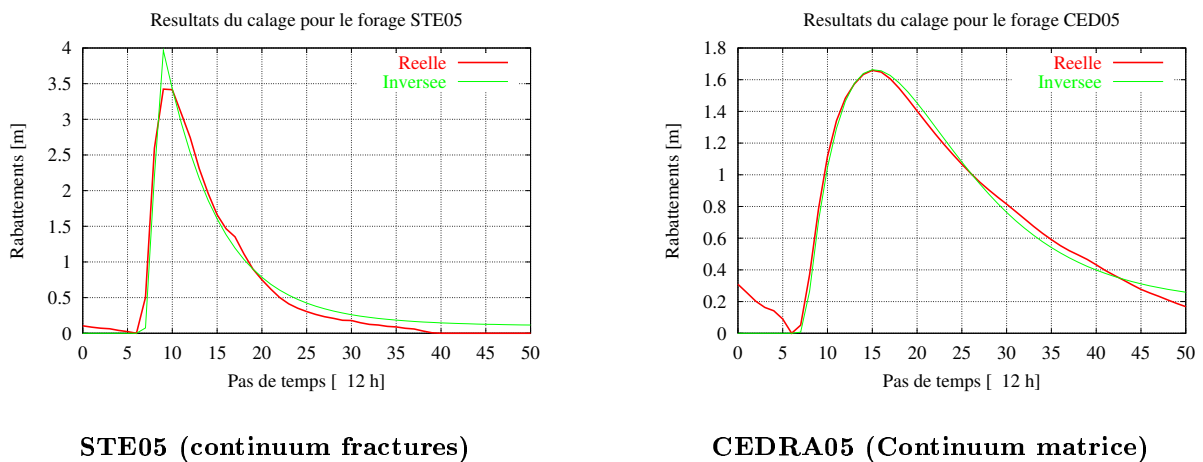


Tableau 6.1 : Valeurs des paramètres estimés de la zone 5 en double-continuum

Zone 5	Continuum fractures	Continuum matrice
$T \text{ (m}^2 \cdot \text{s}^{-1}\text{)}$	$4,28 \cdot 10^{-4}$	$6,32 \cdot 10^{-7}$
$S \text{ (.)}$	$8,45 \cdot 10^{-3}$	$7,34 \cdot 10^{-5}$
$\alpha \text{ (s}^{-1}\text{)}$	$2,23 \cdot 10^{-10}$	

Les paramètres estimés sont reportés dans le tableau 6.1. Ce dernier présente des valeurs correctes pour les transmissivités. En effet, en les divisant par 250 ou 300 m, qui est l'épaisseur estimée de l'aquifère créacé, les ordres de grandeurs obtenus (respectivement 10^{-6} et 10^{-9} pour le continuum fractures et le continuum matrice) sont proches des valeurs des slugs tests. La valeur de la transmissivité du continuum fractures est plus élevée que celle du continuum matrice ce qui est bien cohérent avec le fait que les fractures sont plus transmissives que la matrice. Par contre les valeurs de l'emmagasinement sont surprenantes car le continuum matrice présente une valeur extrêmement faible, inférieure de deux décades à celle du continuum fractures, alors que le contraire est généralement admis. Ce résultat pourrait peut-être s'expliquer par le fait que les valeurs des paramètres des autres zones mono-continuum ne sont pas égales à celles qui ont été fixées pour réaliser l'inversion. L'autre hypothèse avancée serait que l'emmagasinement de la matrice intervienne peu dans les écoulements. Les raisons d'une telle différence n'ont pas été approfondies dans le cadre de ce travail. Pour cela, des tests de sensibilité pourraient être réalisés ultérieurement.

Enfin, l'ordre de grandeur du coefficient de couplage est correct. En effet, en faisant l'analogie de ce coefficient avec celui des essais de puits en milieux fissurés, on trouve des tailles de bloc qui sont de l'ordre de 185 m en considérant un seul plan de fracturation ($n = 1$). On rappelle que la taille de ces blocs est obtenue par les relations suivantes (*Bourdarot [1996], Daviau [1986]*) :

$$\alpha_{ij} = \frac{\min(T_i, T_j)}{\chi_{ij}}, \quad \text{et} \quad \chi_{ij} = \frac{b^2}{4n(n+2)}$$

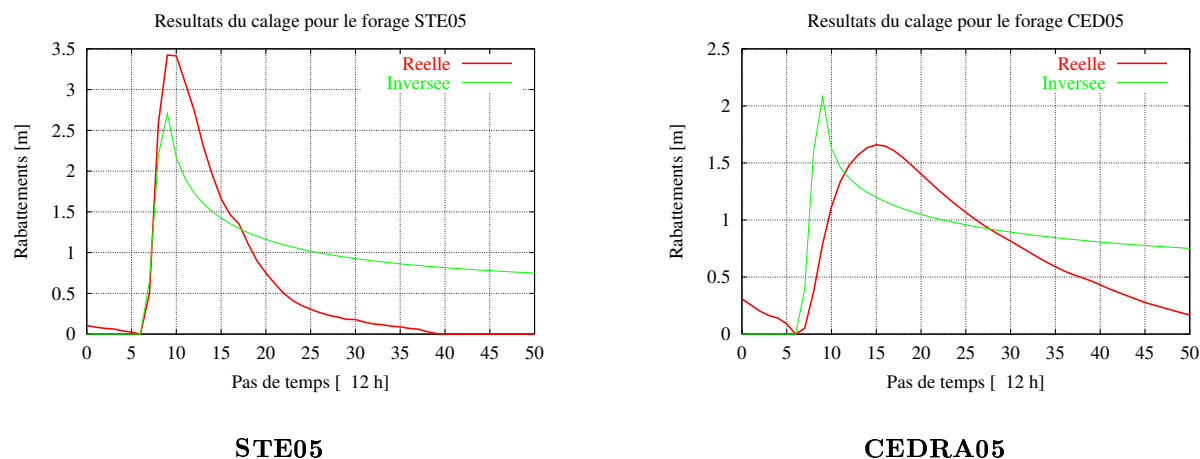
où α_{ij} ($[T]^{-1}$) est le coefficient de couplage entre les continua i et j ; T_i, T_j ($[L]^2[T]^{-1}$) sont les valeurs des transmissivités des deux continua. χ_{ij} ($[L]^2$) est le facteur de bloc, n le nombre de plans de fracturations, et b ($[L]$) l'écartement entre ces plans, c'est-à-dire la taille du bloc. La taille de ce dernier obtenue n'est pas de l'ordre du millimètre, ni du kilomètre, mais de l'ordre de la centaine de mètres ce qui paraît être une bonne valeur. L'ordre de grandeur estimée du coefficient de couplage semble donc correct pour ce secteur d'étude.

Comparaison des résultats des inversions mono et double-continuum

Pour comparer les améliorations apportées par l'utilisation d'un double-continuum local, une inversion en mono-continuum est réalisée en plaçant le système dans les conditions similaires à celles du double-continuum. Ainsi pour cette inversion, les conditions aux limites sont identiques (flux nul et charge nulle), la condition initiale est également nulle, le zonage est identique, et la même quantité de pluie est appliquée dans le seul continuum présent. Le calage automatique ne s'effectue que dans le sous-domaine 5, la seule différence avec l'inversion précédente est qu'on suppose maintenant la zone 5 est anisotrope. Il s'agit donc d'inverser trois paramètres (et non cinq) : deux paramètres de transmissivités et un d'emmagasinement. Toutes les valeurs de ces propriétés des autres zones sont une nouvelle fois fixées égales aux valeurs de l'étude mono-continuum. Les résultats de cette inversion sont présentés sur les graphes de la figure 6.37. Pour les obtenir, l'optimiseur a itéré 23 fois en 7 minutes.

On remarque que les ajustements sont nettement moins bons que ceux obtenus dans le test double-continuum. Ceci n'est pas trop surprenant car, comme on l'a déjà dit dans le chapitre 4 (simulations synthétiques), il paraît difficile, voire impossible avec une telle paramétrisation par zones, d'arriver à caler deux chroniques issues de deux forages proches l'un de l'autre et présentant des comportements différents en termes d'amplitude et de temps de retour à l'équilibre.

Fig 6.37 : Résultats du calage pour l'inversion mono-continuum



Bien entendu pour ce test, nous n'avons pas modifié le zonage du système et il n'est pas exclu qu'en ajoutant une zone supplémentaire dans le sous-domaine 5, et en inversant les paramètres de cette zone, on n'obtienne pas de meilleurs calages en mono-continuum. Cependant, rappelons que les résultats des slugs tests ont clairement mis en évidence dans le chapitre 5, la très forte variabilité spatiale de la conductivité hydraulique. Celle-ci varie dans la zone RJH de quatre décades sur une cinquantaine de mètres seulement (figure 5.13) et, par conséquent, à cette échelle de modélisation, il n'est pas envisageable d'augmenter de façon démesurée le nombre de zones du système. Pour la modélisation, si on veut tenir compte du plus grand nombre de données disponibles, il est plus judicieux d'effectuer une approche mixte, c'est-à-dire une approche double-continuum accompagnée d'une légère augmentation du nombre de zones.

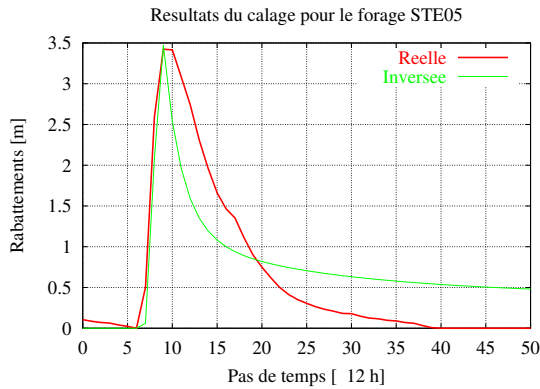
Tests de sensibilité sur la pluviométrie de l'inversion double-continuum

Les résultats de la figure 6.39 (double-continuum) n'ont pas été obtenus en une seule étape. Auparavant, plusieurs essais successifs d'inversions ont été réalisés, d'une part pour quantifier les valeurs des bornes supérieures et inférieures pour chacun des paramètres à inverser, et d'autre part en modifiant la quantité de pluie efficace ainsi que sa répartition dans chacun des deux continua. Par exemple un test d'inversion avait initialement été réalisé en appliquant 70% de la pluie efficace dans le premier continuum et 30% dans le second. Les courbes réelles et reconstruites pour ce test sont présentées sur la figure 6.38. Soulignons bien que ces résultats ont été obtenus en ne modifiant que la répartition de la quantité de pluie efficace sur chacun des deux continua. Les valeurs des contraintes de bornes, des valeurs initiales d'itérations, et de tous les autres paramètres n'ont pas été modifiés. On peut constater que les résultats du calage de ce test sont moins bons que ceux de la figure 6.36. Les chroniques sont en effet moins bien ajustées.

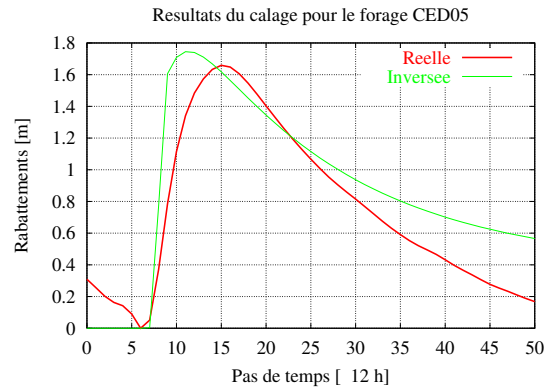
Deux autres tests ont été réalisés en modifiant les proportions de pluie efficace dans chacun des deux continua : le premier s'est réalisé en appliquant 80% dans les fractures et 20% dans la matrice et le second en appliquant 90% dans les fractures et 10% dans la matrice.

Fig 6.38 : Résultats du calage pour l'inversion double-continuum

(Pluviométrie répartie 70% dans le continuum fractures et 30% dans la matrice)



STE05 (continuum fractures)



CEDRA05 (continuum mtrice)

Ces tests nous ont permis de voir que les chroniques sont de moins en moins bien ajustées lorsqu'on augmente la quantité de pluie efficace qui agit sur le continuum matrice, tout en diminuant celle agissant sur le continuum fractures. En revanche, en inversant ces proportions, c'est-à-dire en augmentant la quantité de pluie dans le continuum fractures et en diminuant celle du continuum matrice, les calages tendent vers les courbes de la figure 6.36.

Conclusion

Ce paragraphe a donc permis de montrer sur deux chroniques issues de deux forages d'une même zone, l'avantage d'utiliser, même localement, une approche double continuum, comparée à une simple approche mono-continuum. L'outil inverse nous a permis d'obtenir rapidement les meilleurs paramètres ajustants ces chroniques sur plusieurs configurations différentes (répartition de la pluie et exemple mono-continuum). Il nous a aussi permis d'estimer l'ordre de grandeur du coefficient de couplage (10^{-10} s^{-1}) sur ce secteur.

6.3.3 Perspectives

Poursuite de la modélisation double-continuum

Bien sûr plusieurs problèmes apparaissent lors de l'application d'un tel modèle. Tout d'abord, les problèmes inhérents du mono-continuum sont dans ce type d'approche multipliés par deux. Il faut par exemple déterminer deux fois plus de conditions aux limites, imposer deux conditions initiales et inverser un nombre plus important de paramètres. Un autre problème qui se pose également concerne la répartition de la quantité de pluie efficace dans chacun des deux continua. Car bien que dans l'exemple du paragraphe précédent, les chroniques soient mieux ajustées en appliquant toute la pluie dans le continuum fractures, il n'est pas évident qu'il en soit ainsi sur les autres secteurs du site.

Par ailleurs, l'application d'un tel modèle sur la totalité du site d'étude nécessite d'avoir une grande quantité de chroniques piézométriques. A l'issue de ce travail, aucune donnée enregistrée par les centrales d'acquisitions n'a pu être utilisée pour une modélisation double-continuum du site, car l'année 2001 a été exceptionnellement exempte de pluies bien localisée dans le temps (orages). Cependant, grâce à la réalisation de nouveaux forages et la mise en place de nombreux

capteurs de mesures effectuée lors de cette thèse, il ne fait aucun doute que de nombreuses données seront bientôt disponibles. Ce travail de modélisation devra donc être poursuivi et finalisé dans le cadre d'une étude ultérieure, plus complète, et prenant en compte toutes ces nouvelles données. Le modèle conceptuel et numérique mis en oeuvre ainsi que les résultats des nombreux slug tests sont de solides bases pour tenir compte de l'aspect fracturé du système. Cette modélisation permettra d'aboutir à une conceptualisation claire du système aquifère du site du CEA/Cadarache et d'effectuer des simulations fiables sur les écoulements et sur les prédictions des niveaux de nappe. Elle pourra également tenir compte des échanges possibles entre l'aquifère crétacé et l'aquifère l'aquifère miocène. Pour cela on pourra se référer à une première modélisation de la nappe miocène du site du CEA réalisée par *M. Grapin* [1987].

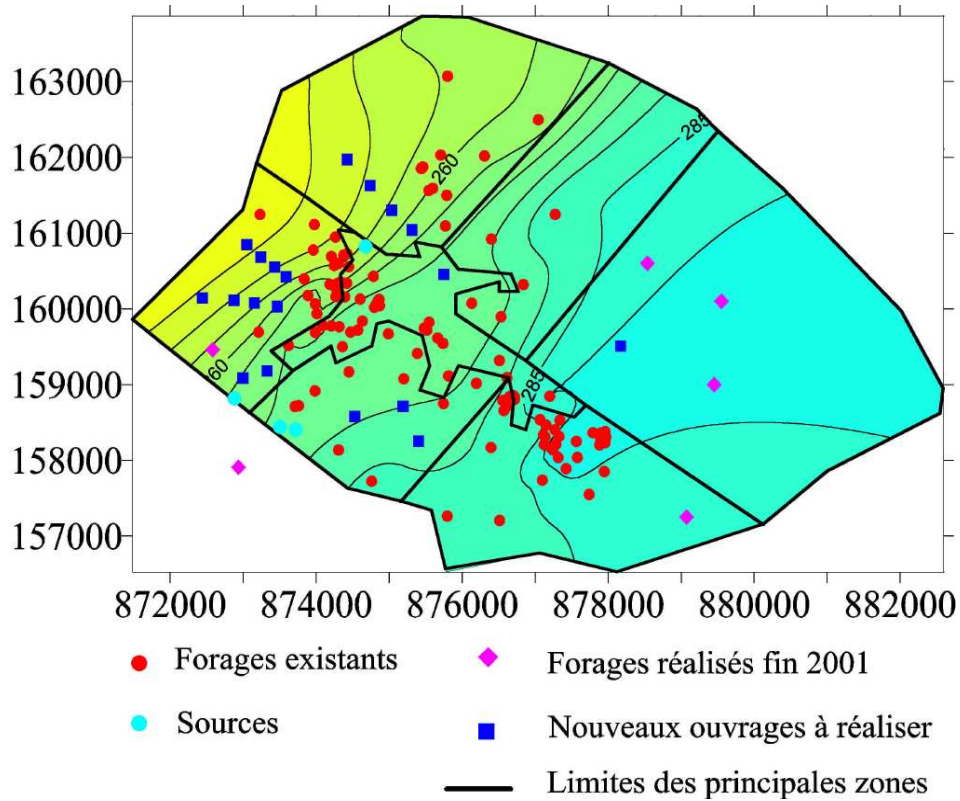
Acquisition de nouvelles données

Malgré tout, d'autres données sont à acquérir pour caractériser plus précisément les relations entre les eaux du Centre CEA et celles des sources de l'Abéou. Il s'agit pour cela de poursuivre dans un premier temps la dynamique lancée par ce travail c'est-à-dire de compléter la maille de modélisation par la réalisation de nouveaux piézomètres. Ces derniers devront se situer en priorité dans l'axe des écoulements calculés par le modèle mono-continuum ainsi que dans la zone où se situe le resserrement piézométrique afin d'en comprendre son origine. La position de ces nouveaux forages est présentée sur la figure 6.39 (carrés bleus). Signalons au passage que de nouveaux ouvrages, réalisés récemment (fin 2001), sont désormais exploitables. Ils sont principalement positionnés à l'est du domaine d'étude (carrés magentas) et viennent ainsi compléter la maille de modélisation. Ils se situent en effet dans une zone qui en était jusqu'alors totalement dépourvue. Tous ces nouveaux piézomètres doivent également être équipés d'un enregistreur de mesures afin d'avoir de nombreuses chroniques piézométriques couvrant l'ensemble du secteur de modélisation.

Par ailleurs, la réalisation de stations de jaugeages aux sources de l'Abéou permettraient d'avoir des données de débits afin d'estimer la quantité d'eau sortant aux sources et de caler plus précisément les valeurs de transmissivités des zones sud de l'aquifère crétacé. D'autre part, la réalisation de traçages permettraient de mettre en évidence plus précisément les éventuelles relations entre les eaux du Centre et celles sortant aux sources de l'Abéou.

Toutes ces données et les chroniques piézométriques à venir permettront d'améliorer la modélisation des écoulements sous le site de Cadarache. Elles permettront de réaliser une modélisation en double-continuum représentative du système aquifère et permettra ainsi d'effectuer des simulations fiables sur la prédiction des niveaux de nappe du site de Cadarache.

Fig 6.39 : Position des nouveaux forages



Conclusion

L'objet de ce travail concerne la modélisation des écoulements dans le système aquifère fracturé du site du CEA/Cadarache où deux aquifères ont été différenciés : l'aquifère crétacé pour lequel les fractures jouent un rôle majeur dans les écoulements, et un aquifère miocène, plus homogène, et en relation hydraulique avec le premier.

Le premier chapitre a permis de présenter les principales caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du site d'études. Il a également permis de faire le bilan des contraintes que le modèle hydrogéologique devait satisfaire et de décrire la stratégie et les méthodes de modélisation envisagées pour l'étude des écoulements sous ce site. Ce chapitre de synthèse a ainsi mené à l'élaboration d'un modèle conceptuel basé sur une approche continue et déterministe qui permet de différencier les écoulements dans le réseau de fractures et dans le système matriciel pour l'aquifère crétacé et ceux pouvant s'effectuer dans l'aquifère miocène. Cette approche est une simple généralisation phénoménologique du modèle double-porosité/double-perméabilité pour pouvoir tenir compte le plus simplement possible des terrains multi-couches. Dans ce modèle on ne parle plus ni de couche, ni de système de fractures (ou sous-réseau de fractures) ni du système matriciel, mais de *continuum* et l'approche utilisée est appelée *l'approche multi-continua*. Ainsi, pour différencier les écoulements dans les fractures et dans la matrice de l'aquifère crétacé, on parle du *continuum fractures* et du *continuum matrice*. Pour ce dernier, on suppose que les propriétés hydrodynamiques correspondent à un volume de matrice suffisamment grand pour contenir également un grand nombre de joints de stratification et de petites fissures. Ce sont les propriétés de tous ces éléments (matrice, joints, fissures), qui, moyennées sur le Volume Élémentaire Représentatif donnent l'emmagasinement et la transmissivité du continuum matrice. Le continuum fractures correspond quant à lui aux grands drains majeurs clairement identifiés sur le site.

Sur cette base conceptuelle, un outil numérique a été développé (CAL3F) pour simuler les écoulements et les échanges hydriques dans le système aquifère. Par ailleurs, compte tenu de la difficulté d'estimer les paramètres hydrodynamiques du milieu, une méthode inverse, basée sur une paramétrisation par zones, a également été intégrée dans le modèle numérique. Elle utilise un optimiseur sous contraintes de bornes (L-BFGS-B), et utilise la méthode de l'état adjoint pour l'évaluation des gradients exigés par cet optimiseur. Les inversions s'effectuent en mono ou multi-continuum, sur tous les paramètres hydrodynamiques du modèle, à savoir, les transmissivités, les emmagasineurs et les coefficients de couplage du modèle. De nombreux tests synthétiques et semi-synthétiques ont été réalisés pour valider cette partie. Pour cela, de nouveaux outils numériques ont été mis au point, qui permettent (1) la mise en forme des données d'entrées de CAL3F et (2) de réaliser différents zonages du domaine de modélisation, soit automatiquement par cellules de Voronoï, soit interactivement sur des critères géologiques du milieu.

Parallèlement à ce développement numérique important, plusieurs campagnes de caractérisation hydrodynamique de l'aquifère crétacé ont été effectuées par essais de puits (slugs tests). Ces derniers ont permis d'une part d'identifier les ouvrages très peu transmissifs, non représentatifs des écoulements à grande échelle par le réseau de fissures, et d'autre part d'obtenir près

d'une centaine de valeurs de conductivité hydraulique dont les valeurs ont été utilisées pour une classification des forages du crétacé selon leur milieu d'appartenance : les forages dont le niveau piézométrique est représentatif du continuum fractures, et ceux dont le niveau est représentatif du continuum matrice. Cette distinction est importante dans l'approche utilisée car ce sont les chroniques provenant de ces forages qui sont utilisées comme données d'entrées du modèle inverse. La distribution des logarithmes des conductivités hydrauliques ne présente pas clairement deux modes distincts et par conséquent, la classe de conductivité limite entre les forages des deux continua n'est pas facile à identifier. La séparation entre ces deux familles est effectuée arbitrairement au centre de la distribution. Toute cette partie expérimentale a également mené au développement de nouveaux outils numériques (pré-processing) permettant d'attribuer simplement des forages appartenant à différentes classes d'équivalence de conductivité hydraulique aux continua correspondants, et de visualiser spatialement les résultats d'une telle répartition. Ils permettent également un tri interactif des forages en fonction de leur distance relative dont la valeur minimale est fixée par l'utilisateur.

En outre, la réalisation de plusieurs nouveaux forages ont permis de compléter petit à petit la maille de modélisation. Plusieurs campagnes piézométriques couvrant l'ensemble de ces nouveaux ouvrages, mais aussi ceux existants, ont été réalisées. Les cartes piézométriques issues de ces campagnes ont permis d'effectuer un premier zonage du secteur d'étude, basé sur la géologie structurale du site et la forme des isopièzes. Les données piézométriques ont également été utilisées comme données de calage d'un modèle mono-continuum. L'utilisation d'une simple approche mono-continuum est justifiée, même pour un milieu aussi fracturé que celui du site du CEA/Cadarache, car les périodes de calage se situent loin des périodes pluvieuses et par conséquent, les deux systèmes, fractures et matrice, sont proches de l'équilibre, c'est-à-dire au même niveau piézométrique. Il est possible dans ce cas de modéliser les écoulements en utilisant une approche à milieu poreux équivalent, intégrant des propriétés moyennes des fractures et de la matrice. Cette modélisation a permis de mettre en évidence les rôles hydrogéologiques importants joués par les sources de l'Abéou qui apparaissent comme des exutoires potentiels de la partie sud de l'aquifère crétacé. Elle a également mis en évidence le rôle important joué par le secteur du ravin de la Bête qui draine une partie des eaux du Centre. L'importance de ce secteur pourrait être liée à la présence d'une faille mise en évidence par le forage profond, mais dont la direction reste encore à préciser. Elle pourrait néanmoins expliquer le dépôt du miocène tout le long de la palléovallée et expliquer aussi les sous-écoulements observés en aval des sources de la Grande Bastide. Les proportions des écoulements se dirigeant vers les sources et vers le ravin restent à quantifier précisément ce qui pourra être fait grâce aux nouveaux ouvrages et centrales d'acquisitions mises en place dans le cadre de ce travail. Au terme de cette étude, la carte des vitesses ne montre pas clairement une relation entre les eaux du Centre et celles des sources de l'Abéou. Cependant, cette hypothèse ne peut pas être totalement exclue car le calage réalisé n'est pas unique ; des stations de jaugeage aux sources et de nouveaux forages dans l'axe à l'écoulement calculé permettraient de caler plus précisément les transmissivités des zones correspondantes et améliorer ainsi la modélisation mono-continuum du site.

Ce modèle montre cependant ses limites pour des périodes transitoires accompagnées d'événements pluvieux importants. Pour de telles périodes, les fractures jouent un rôle majeur dans les écoulements, et l'utilisation d'un modèle double-continuum est essentiel. Il donne un degré de liberté supplémentaire pour caler au mieux toutes les chroniques et tenir compte de toutes les données disponibles. Ces dernières doivent apparaître en grande quantité pour caler le nombre important de paramètres de ce modèle.

Ainsi, une base de données du CEA/Cadarache, contenant de nombreux fichiers, a été traitée. Ce traitement a mis en évidence des chroniques mal réparties spatio-temporellement, ce qui nous a naturellement conduit à équiper de nombreux forages de capteurs de pression et à les redistribuer de façon plus homogène dans l'espace. L'installation est encore en cours et il

est clair que de nombreuses données seront bientôt disponibles sur la totalité du terrain d'étude et pourront être utilisées ultérieurement pour obtenir des champs de propriétés en double-continuum, représentatives du système aquifère de Cadarache. A l'issue de ce travail, aucune donnée enregistrée par les centrales d'acquisitions n'a pu être utilisée pour une modélisation double-continuum car la période d'équinoxe d'automne a été exceptionnellement exempte de pluie. Dans le cadre de cette étude, et en l'absence de jeux de données pertinentes, le double-continuum est appliqué sur les quelques données disponibles pour montrer l'amélioration des résultats comparé à ceux obtenus par une simple approche mono-continuum. Les inversions des chroniques ont été réalisées en plaçant les deux systèmes dans des conditions similaires pour chacune des deux approches (mono-continuum/double-continuum).

Ce travail a donc posé toutes les bases conceptuelles et méthodologiques pour la caractérisation et la modélisation des écoulements du site du CEA/Cadarache et a permis d'obtenir un premier résultat de modélisation sur les directions d'écoulements du site. Malgré tout, la modélisation et l'acquisition des données doivent encore se poursuivre. Par exemple, la réalisation de traçages et de nouveaux piézomètres permettront de mettre en évidence plus précisément les éventuelles relations entre les eaux du Centre et celles sortant aux sources de l'Abéou. Toutes ces nouvelles données et les chroniques piézométriques à venir permettront d'améliorer la modélisation des écoulements sous le site de Cadarache. Elles permettront d'obtenir des champs de propriétés en double-continuum représentatives du système aquifère qui permettront d'effectuer des simulations fiables sur les niveaux de nappe du site de Cadarache.

Annexes

Termes de la matrice élémentaire

Exemple pour trois continua

Cette annexe décrit les termes des matrices élémentaires obtenues après discrétisation en éléments finis d'un système particulier composé de trois continua. Les indices des continua sont écrits en indices supérieurs afin d'éviter la confusion avec ceux représentant les noeuds des éléments. Ces derniers sont notés en indices inférieurs.

Dans le cas d'un milieu constitué de trois continua, le système d'équations couplées s'écrit :

$$\begin{cases} S_1 \frac{\partial h^{(1)}}{\partial t} + Q^{(1)}(t) = \vec{\nabla}_{xy} \cdot \left(\overline{\overline{\mathbf{T}}}^{(1)} \vec{\nabla}_{xy} h^{(1)} \right) + \alpha^{12} (h^{(2)} - h^{(1)}) + \alpha^{13} (h^{(3)} - h^{(1)}) \\ S_2 \frac{\partial h^{(2)}}{\partial t} + Q^{(2)}(t) = \vec{\nabla}_{xy} \cdot \left(\overline{\overline{\mathbf{T}}}^{(2)} \vec{\nabla}_{xy} h^{(2)} \right) + \alpha^{21} (h^{(1)} - h^{(2)}) + \alpha^{23} (h^{(3)} - h^{(2)}) \\ S_3 \frac{\partial h^{(3)}}{\partial t} + Q^{(3)}(t) = \vec{\nabla}_{xy} \cdot \left(\overline{\overline{\mathbf{T}}}^{(3)} \vec{\nabla}_{xy} h^{(3)} \right) + \alpha^{31} (h^{(1)} - h^{(3)}) + \alpha^{32} (h^{(2)} - h^{(3)}) \end{cases} \quad (6.1)$$

Ce système d'équations aux dérivées partielles est tout d'abord formulé sous forme intégrale par la méthode des résidus pondérés de Galerkin (*Dhatt et Touzot [1984]*). Après intégrations par parties et approximation des fonctions inconnues $h^{(k)}$ par la relation $\sum_i \phi_i(x, y) h_i^{(k)}$ (où les $\phi(x, y)$ sont les fonctions d'interpolation, k les indices de chaque continuum, et i l'indice des noeuds), il s'exprime sous forme matricielle :

$$\mathbf{S} \frac{d\mathbf{h}}{dt} + \mathbf{K}\mathbf{h} = \mathbf{f} \quad (6.2)$$

où \mathbf{S} est la matrice des emmagasinelements, \mathbf{K} la matrice des transmissivités, \mathbf{f} le vecteur des sollicitations extérieures et \mathbf{h} le vecteur des charges piézométriques. En appliquant un schéma de différences finies implicite pour la discrétisation en temps, (6.2) devient :

$$(\mathbf{K} + \mathbf{M})\mathbf{h}_n = \mathbf{M}\mathbf{h}_{n-1} + \mathbf{f}_n \quad (6.3)$$

où n est l'indice du pas de temps, \mathbf{M} est une nouvelle matrice définie par $\mathbf{M} = \frac{\mathbf{S}}{\Delta t}$, et Δt le pas de temps de discrétisation. Les matrices \mathbf{M} et \mathbf{K} sont obtenues en effectuant la somme des matrices élémentaires et les vecteurs \mathbf{h} et \mathbf{f} sont obtenus en effectuant la somme des vecteurs calculés au niveau élémentaires. Les termes des matrices élémentaires s'écrivent :

$$\begin{cases} T_{ij}^{(k)} = \int \int_{D^e} \left[\frac{\partial \phi_i}{\partial x} T_{xx}^{(k)} \frac{\partial \phi_j}{\partial x} + \frac{\partial \phi_i}{\partial y} T_{yy}^{(k)} \frac{\partial \phi_j}{\partial y} \right] dx dy \\ M_{ij}^{(k)} = \int \int_{D^e} \frac{S^{(k)}}{\Delta t} \phi_i \phi_j dx dy \\ \alpha_{ij}^{(kl)} = \int \int_{D^e} \alpha^{(kl)} \phi_i \phi_j dx dy \end{cases} \quad (6.4)$$

où les indices i et j sont les indices des noeuds, les indices k et l sont ceux relatifs aux continua et D^e signifie que l'intégration s'effectue sur l'élément e . Le système matriciel élémentaire s'écrit sous la forme suivante :

$$\mathbf{G}^e \mathbf{h}^e = \mathbf{b}^e \quad (6.5)$$

où $\mathbf{G}^e = \mathbf{K}^e + \mathbf{M}^e$ et $\mathbf{b}^e = \mathbf{M}^e \mathbf{h}_{n-1}^e + \mathbf{f}^e$. En développant :

$$\text{Systeme elementaire : } \left(\begin{array}{ccc} \left[\begin{array}{ccc} \star & \star & \star \\ \star & \star & \star \\ \star & \star & \star \end{array} \right] & \begin{array}{ccc} \star & \cdot & \cdot \\ \cdot & \star & \cdot \\ \cdot & \cdot & \star \end{array} & \begin{array}{ccc} \star & \cdot & \cdot \\ \cdot & \star & \cdot \\ \cdot & \cdot & \star \end{array} \\ \begin{array}{ccc} \star & \cdot & \cdot \\ \cdot & \star & \cdot \\ \cdot & \cdot & \star \end{array} & \left[\begin{array}{ccc} \star & \star & \star \\ \star & \star & \star \\ \star & \star & \star \end{array} \right] & \begin{array}{ccc} \star & \cdot & \cdot \\ \cdot & \star & \cdot \\ \cdot & \cdot & \star \end{array} \\ \begin{array}{ccc} \star & \cdot & \cdot \\ \cdot & \star & \cdot \\ \cdot & \cdot & \star \end{array} & \begin{array}{ccc} \star & \cdot & \cdot \\ \cdot & \star & \cdot \\ \cdot & \cdot & \star \end{array} & \left[\begin{array}{ccc} \star & \star & \star \\ \star & \star & \star \\ \star & \star & \star \end{array} \right] \end{array} \right) \begin{pmatrix} h_i^{(1)} \\ h_i^{(2)} \\ h_i^{(3)} \\ h_j^{(1)} \\ h_j^{(2)} \\ h_j^{(3)} \\ h_k^{(1)} \\ h_k^{(2)} \\ h_k^{(3)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_i^{(1)} \\ b_i^{(2)} \\ b_i^{(3)} \\ b_j^{(1)} \\ b_j^{(2)} \\ b_j^{(3)} \\ b_k^{(1)} \\ b_k^{(2)} \\ b_k^{(3)} \end{pmatrix} \quad (6.6)$$

Les matrices de couplage inter-continuum α et d'emmagasinement \mathbf{S} sont des matrices diagonales. Ces termes n'interviennent donc dans la matrice élémentaire que si $i = j$ c'est-à-dire dans les blocs diagonaux de la matrice. Les termes d'emmagasinement ne sont présents que sur la diagonale des blocs. La matrice élémentaire a une dimension (nombre de continua * nombre de noeuds) $3 \times 3 = 9$ sur 9. Les éléments entre crochets s'écrivent de la manière suivante :

$$\left[\begin{array}{ccc} T_{ij}^{(1)} + \alpha_{ij}^{(12)} + \alpha_{ij}^{(13)} + M_{ij}^{(1)} & -\alpha_{ij}^{(12)} & -\alpha_{ij}^{(13)} \\ -\alpha_{ij}^{(21)} & T_{ij}^{(2)} + \alpha_{ij}^{(21)} + \alpha_{ij}^{(23)} + M_{ij}^{(2)} & -\alpha_{ij}^{(23)} \\ -\alpha_{ij}^{(31)} & -\alpha_{ij}^{(32)} & T_{ij}^{(3)} + \alpha_{ij}^{(31)} + \alpha_{ij}^{(32)} + M_{ij}^{(3)} \end{array} \right] \quad (6.7)$$

avec $i = j$ et $i = 1, 2, 3$. Les blocs non diagonaux s'écrivent :

$$\left[\begin{array}{ccc} T_{ij}^{(1)} & \cdot & \cdot \\ \cdot & T_{ij}^{(2)} & \cdot \\ \cdot & \cdot & T_{ij}^{(3)} \end{array} \right] \quad (6.8)$$

avec $i = 1, 2, 3, j = 1, 2, 3$ et $i \neq j$.

Dans le cas de quatre continua, il est facile de montrer que la matrice élémentaire a la forme suivante :

$$\text{Matrice elementaire} = \begin{pmatrix} \star & \star & \star & \star & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \cdot & \cdot & \cdot \\ \star & \star & \star & \star & \cdot & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \cdot & \cdot \\ \star & \star & \star & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star \\ \star & \star & \star & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star \\ \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \star & \star & \star & \star & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \star & \cdot & \cdot & \star & \star & \star & \star & \cdot & \star & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \star & \cdot & \star & \star & \star & \star & \cdot & \cdot & \star & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \star & \star & \star & \star & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star \\ \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \star & \star & \star \\ \cdot & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \cdot & \cdot & \star & \star & \star & \star \\ \cdot & \cdot & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \cdot & \star & \star & \star & \star \\ \cdot & \cdot & \cdot & \star & \cdot & \cdot & \cdot & \star & \star & \star & \star & \star \end{pmatrix} \quad (6.9)$$

Solution analytique en 1d transitoire

On désire déterminer la solution analytique en une dimension d'espace, d'un système constitué de deux continua qui sont tous les deux homogènes. Dans cette situation, les paramètres d'emménagement S , de transmissivité T et le coefficient de couplage α sont indépendants de x . On suppose également que les deux continua ont des valeurs d'emménagement et de transmissivité identiques, c'est-à-dire que $S_1 = S_2 = S$ et $T_1 = T_2 = T$. Les limites des deux continua sont toutes à charge imposée. Pour le premier continuum, elles sont égales à zéro en $x = 0$ et à un en $x = 1$ et pour le second continuum, la valeur de la charge est imposée égale à un en $x = 0$ et à zéro en $x = 1$. On désire également connaître l'évolution des deux charges piézométriques dans le temps. Les deux charges sont supposées être nulles à l'instant initial $t = 0$. On cherche donc le couple de solutions $(h_1, h_2)^T$ vérifiant le système :

$$\begin{cases} S \frac{\partial h_1}{\partial t} = T \frac{\partial^2 h_1}{\partial x^2} + \alpha (h_2 - h_1) \\ S \frac{\partial h_2}{\partial t} = T \frac{\partial^2 h_2}{\partial x^2} + \alpha (h_1 - h_2) \end{cases} \quad (6.10)$$

avec les conditions aux limites :

$$\begin{cases} h_1(0, t) = 0 & \text{et} & h_1(1, t) = 1 \\ h_2(0, t) = 1 & \text{et} & h_2(1, t) = 0 \end{cases} \quad (6.11)$$

et les deux conditions initiales :

$$h_1(x, 0) = h_2(x, 0) = 0 \quad (6.12)$$

Transformée de Laplace

Utilisons la méthode de la transformée de Laplace. On note dans la suite \tilde{h} la transformée de h :

$$\tilde{h} = \int_0^\infty e^{-pt} h(x, t) dt \quad (6.13)$$

En appliquant cette transformée aux deux équations de (6.71) ainsi qu'aux conditions aux limites de (6.72), le problème à résoudre s'écrit :

$$\begin{cases} Sp\tilde{h}_1 = T \frac{d^2 \tilde{h}_1}{dx^2} + \alpha (\tilde{h}_2 - \tilde{h}_1) \\ Sp\tilde{h}_2 = T \frac{d^2 \tilde{h}_2}{dx^2} + \alpha (\tilde{h}_1 - \tilde{h}_2) \end{cases} \quad (6.14)$$

$$\begin{cases} \tilde{h}_1(0, t) = 0 & \text{et} & \tilde{h}_1(1, t) = \frac{1}{p} \\ \tilde{h}_2(0, t) = \frac{1}{p} & \text{et} & \tilde{h}_2(1, t) = 0 \end{cases} \quad (6.15)$$

Somme

En effectuant la somme des deux équations de (6.14) et en posant $\tilde{g} = \tilde{h}_1 + \tilde{h}_2$ l'équation différentielle à résoudre s'écrit :

$$\frac{d^2\tilde{g}}{dx^2} - \frac{Sp}{T}\tilde{g} = 0 \quad (6.16)$$

avec les deux conditions aux limites :

$$\tilde{g}(0, t) = \tilde{g}(1, t) = \frac{1}{p} \quad (6.17)$$

La solution générale de (6.77) s'écrit :

$$\tilde{g} = Ae^{\gamma x} + Be^{-\gamma x} \quad (6.18)$$

où $\gamma = \sqrt{\frac{Sp}{T}}$. Les deux constantes A et B sont déterminées par les deux conditions aux limites (6.58) et ont pour expression :

$$\begin{cases} A = \frac{1}{2p} \cdot \frac{1-e^{-\gamma}}{\sinh \gamma} \\ B = \frac{1}{2p} \cdot \frac{e^{\gamma}-1}{\sinh \gamma} \end{cases} \quad (6.19)$$

En remplaçant les deux expressions ci-dessus dans (6.60) on trouve pour \tilde{g} :

$$\tilde{g} = \frac{1}{p} \cdot \frac{\sinh(\gamma x) - \sinh \gamma (x-1)}{\sinh \gamma} \quad (6.20)$$

Différence

En effectuant maintenant la différence (la deuxième moins la première) et en posant $\tilde{k} = \tilde{h}_2 - \tilde{h}_1$, la deuxième équation à résoudre s'écrit :

$$\frac{d^2\tilde{k}}{dx^2} - \frac{1}{T}(2\alpha + Sp)\tilde{k} = 0 \quad (6.21)$$

avec les deux conditions aux limites :

$$\begin{cases} \tilde{k}(0, t) = \frac{1}{p} \\ \tilde{k}(1, t) = -\frac{1}{p} \end{cases} \quad (6.22)$$

La solution générale est de la même forme que (6.60) avec cette fois-ci $\delta = \sqrt{\frac{1}{T}(2\alpha + Sp)}$ comme argument de l'exponentielle et comme constantes C et D de la forme :

$$\begin{cases} C = -\frac{1}{2p} \cdot \frac{1+e^{-\delta}}{\sinh \delta} \\ D = \frac{1}{2p} \cdot \frac{1+e^{\delta}}{\sinh \delta} \end{cases} \quad (6.23)$$

En remplaçant donc les deux expressions ci-dessus dans l'expression générale, on obtient pour \tilde{k} :

$$\tilde{k} = -\frac{1}{p} \cdot \frac{\sinh(\delta x) + \sinh \delta (x-1)}{\sinh \delta} \quad (6.24)$$

Détermination de \widetilde{h}_1 et \widetilde{h}_2

En remplaçant dans (6.59) et (6.24), \widetilde{g} et \widetilde{k} par leur expression dépendantes de \widetilde{h}_1 et \widetilde{h}_2 , on obtient :

$$\begin{cases} \widetilde{h}_1 + \widetilde{h}_2 = \frac{1}{p} \cdot \frac{\sinh(\gamma x) - \sinh \gamma(x-1)}{\sinh \gamma} \\ \widetilde{h}_2 - \widetilde{h}_1 = -\frac{1}{p} \cdot \frac{\sinh(\delta x) + \sinh \delta(x-1)}{\sinh \delta} \end{cases} \quad (6.25)$$

En effectuant la somme et la différence de ces deux équations, on obtient les solutions \widetilde{h}_1 et \widetilde{h}_2 dans le domaine de Laplace de la forme :

$$\begin{cases} \widetilde{h}_1 = \frac{1}{2p} \left[\frac{\sinh(\gamma x) - \sinh \gamma(x-1)}{\sinh \gamma} + \frac{\sinh(\delta x) + \sinh \delta(x-1)}{\sinh \delta} \right] \\ \widetilde{h}_2 = \frac{1}{2p} \left[\frac{\sinh(\gamma x) - \sinh \gamma(x-1)}{\sinh \gamma} - \frac{\sinh(\delta x) + \sinh \delta(x-1)}{\sinh \delta} \right] \end{cases} \quad (6.26)$$

où :

$$\begin{cases} \gamma = \sqrt{\frac{Sp}{T}} \\ \delta = \sqrt{\frac{1}{T} (2\alpha + Sp)} \end{cases} \quad (6.27)$$

Les solutions h_1 et h_2 ont été calculées en effectuant numériquement à partir de (6.64) (avec (6.27)) une transformée de Laplace inverse avec l'algorithme de *Sthefest* ([1970]).

Méthode de l'état adjoint en mono-continuum

Nous allons développer dans cette annexe la méthode de l'état adjoint décrite brièvement dans le chapitre 3. Ces calculs sont essentiellement repris de *Sun* ([1994]). Ils sont également détaillés dans *Neuman & Carrera* ([1986b]). Dans la suite de cette annexe, la méthode de l'état adjoint est appliquée dans le cas continu, puis dans le cas discret.

La prochaine annexe détaillera quant à elle la méthode de l'état adjoint appliquée à des systèmes couplés, plus particulièrement dans le cadre du double-continuum.

Cas continu

La méthode consiste à déduire du problème direct, le problème variationnel dont δh est solution. On déduit ensuite de ce dernier une relation qui, soustraite de la variation de la fonctionnelle coût permettra de faire apparaître l'équation du problème adjoint ainsi que les gradients de la fonctionnelle recherchés. Cette relation est obtenue en multipliant l'équation du problème variationnel par une fonction quelconque H , l'adjoint de la charge hydraulique h , qu'on choisira ensuite de façon à faire apparaître le problème adjoint. Ces calculs s'effectuent en intégrant l'équation dont δh est solution sur le temps et l'espace et en modifiant chacun des termes en utilisant les relations de Green. Nous allons donc rappeler le problème direct, en déduire le problème dont δh est solution, puis travailler sur celui-ci pour en déduire à l'aide de la variation de la fonctionnelle, le problème adjoint et les dérivées.

Problème direct

L'équation des écoulements dans un aquifère confiné s'écrit :

$$S \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla h) - Q = 0 \quad (x, y) \in \Omega, 0 \leq t \leq t_f \quad (6.28)$$

où S est le coefficient d'emménagement (non dimensionné), h est la charge hydraulique (de dimension $[L]$), \mathbf{T} est la transmissivité (de dimension $[L]^2 / [T]$) et Q est la recharge surfacique (de dimension $[L] / [T]$). Les conditions initiales et aux limites sont :

$$h(x, y, 0) = f_0 \quad (6.29)$$

$$\begin{cases} h|_{\Gamma_1} = f_1 \\ \mathbf{T} \frac{\partial h}{\partial \mathbf{n}}|_{\Gamma_2} = f_2 \end{cases} \quad (6.30)$$

Les équations (6.28)-(6.30) définissent le problème direct. Dans la suite de cette section, on suppose que les quantités h , S et Q sont connues et qu'on cherche à déterminer \mathbf{T} . Signalons toutefois qu'il est possible de déterminer aussi bien \mathbf{T} , S et Q lorsque seul h est connu.

Problème dont δh est solution

On cherche tout d'abord le problème variationnel associé au problème direct ci-dessus. En prenant la variation des équations (6.28)-(6.30), on obtient :

$$S \frac{\partial(\delta h)}{\partial t} - \nabla \cdot (\delta \mathbf{T} \nabla h) - \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla \delta h) = 0 \quad (6.31)$$

avec :

$$\delta h(x, y, 0) = 0 \quad (6.32)$$

$$\begin{cases} \delta h|_{\Gamma_1} = 0 \\ (\delta \mathbf{T} \nabla h + \mathbf{T} \nabla(\delta h)) \cdot \mathbf{n}|_{\Gamma_2} = 0 \end{cases} \quad (6.33)$$

Remarque préliminaire

On multiplie maintenant (6.31) par H , fonction quelconque pour l'instant et on intègre sur $\int_0^{t_f} dt \int_{\Omega} d\Omega$. En fait, H est une fonction conjuguée de h et on la choisira à la fin de manière à faire apparaître la fonctionnelle à minimiser. On choisira de la même façon les conditions initiales et aux limites. Multiplions donc (6.31) par H et intégrons sur $\int_0^{t_f} dt \int_{\Omega} d\Omega$.

$$\int_{\Omega} \left[\int_0^{t_f} S H \frac{\partial \delta h}{\partial t} dt \right] d\Omega - \int_0^{t_f} \left[\int_{\Omega} H \nabla \cdot (\delta \mathbf{T} \nabla h) d\Omega + \int_{\Omega} H \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla(\delta h)) d\Omega \right] dt = 0 \quad (6.34)$$

Considérons chacun des trois termes de (6.34) séparément.

- Pour le premier terme, on effectue une intégration par parties en temps en choisissant $H(x, y, t_f) = 0, \forall (x, y) \in \Omega$. On obtient :

$$\int_0^{t_f} S H \frac{\partial \delta h}{\partial t} dt = - \int_0^{t_f} S \frac{\partial H}{\partial t} \delta h dt \quad (6.35)$$

- Pour le deuxième terme, on utilise une forme du théorème de Green qui s'écrit :

$$\int_{\Omega} H \nabla \cdot (\delta \mathbf{T} \nabla h) d\Omega = - \int_{\Omega} \delta \mathbf{T} (\nabla h) (\nabla H) d\Omega + \int_{\Gamma} H \delta \mathbf{T} (\nabla h) \cdot \mathbf{n} d\Gamma$$

En choisissant $H|_{\Gamma_1} = 0$, on obtient :

$$\int_{\Omega} H \nabla \cdot (\delta \mathbf{T} \nabla h) d\Omega = - \int_{\Omega} \delta \mathbf{T} (\nabla h) (\nabla H) d\Omega + \int_{\Gamma_2} H \delta \mathbf{T} (\nabla h) \cdot \mathbf{n} d\Gamma_2 \quad (6.36)$$

- Pour le troisième terme, on utilise une autre forme du théorème de Green (le précédent appliqué deux fois) :

$$\int_{\Omega} H \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla \delta h) d\Omega = \int_{\Omega} \delta h \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla H) d\Omega + \int_{\Gamma} \mathbf{T} (H \nabla \delta h - \delta h \nabla H) \cdot \mathbf{n} d\Gamma$$

En choisissant enfin $\mathbf{T} \nabla H \mathbf{n}|_{\Gamma_2} = \mathbf{T} \frac{\partial H}{\partial \mathbf{n}}|_{\Gamma_2} = 0$ et en utilisant le fait que $\delta h|_{\Gamma_1} = 0$ pour le terme de bord en Γ_1 , on obtient :

$$\int_{\Omega} H \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla \delta h) d\Omega = \int_{\Omega} \delta h \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla H) d\Omega + \int_{\Gamma_2} \mathbf{T} H \nabla(\delta h) \cdot \mathbf{n} d\Gamma_2 \quad (6.37)$$

En regroupant finalement (6.35), (6.36) et (6.37), et en utilisant la deuxième condition aux limites (condition sur Γ_2) du problème variationnel, on obtient finalement :

$$\int_0^{t_f} \int_{\Omega} \left\{ \left[S \frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla H) \right] \delta h - (\nabla H \nabla h) \delta \mathbf{T} \right\} dt d\Omega = 0 \quad (6.38)$$

Fonction coût

On définit maintenant une fonctionnelle coût par la relation :

$$J(h(\mathbf{T})) = \int_0^{t_f} \int_{\Omega} f(h(\mathbf{T}), x, y, t) dt d\Omega \quad (6.39)$$

Dans (6.39), f est une fonction à choisir. On peut par exemple la prendre égale à :

$$f(h(\mathbf{T}), x, y, t) = \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J w_{i,j}^2 \left[h_{i,j}^{(\text{cal})}(\mathbf{T}) - h_{i,j}^{(\text{obs})} \right]^2(x_i, y_i, t_j) \quad (6.40)$$

qui mesure l'écart quadratique entre la charge observée sur le terrain et la charge calculée par le code d'éléments finis. On pourrait y ajouter le terme supplémentaire pour tenir compte des informations a priori sur la transmissivité en certains puits. Dans (6.40), $w_{i,j}^2$ sont les poids, (x_i, y_i) sont les coordonnées des puits et t_j les temps de mesure.

En prenant la variation de J , on obtient :

$$\delta J(h(\mathbf{T})) = \int_0^{t_f} \int_{\Omega} \left[\frac{\partial f}{\partial h} \delta h + \frac{\partial f}{\partial \mathbf{T}} \delta \mathbf{T} \right] d\Omega dt \quad (6.41)$$

Problème adjoint

En effectuant la différence entre (6.41) et (6.38), on obtient :

$$\delta J(h, \mathbf{T}) = \int_0^{t_f} \int_{\Omega} \left[\frac{\partial f}{\partial h} - S \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla H) \right] \delta h + \left[\frac{\partial f}{\partial \mathbf{T}} + \nabla h \nabla H \right] \delta \mathbf{T} dt d\Omega \quad (6.42)$$

En choisissant la fonction H telle que :

$$S \frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla H) - \frac{\partial f}{\partial h} = 0 \quad (6.43)$$

avec la condition finale et les conditions aux limites :

$$H(x, y, t_f) = 0 \quad (6.44)$$

$$\begin{cases} H|_{\Gamma_1} = 0 \\ \mathbf{T} \frac{\partial H}{\partial \mathbf{n}}|_{\Gamma_2} = 0 \end{cases} \quad (6.45)$$

Les relations (6.43)-(6.45) ci-dessus définissent le problème adjoint du problème initial (6.28)-(6.30), et H est l'état adjoint de h .

Gradient de la fonction coût

En prenant donc H vérifiant les équations ci-dessus, (6.42) devient donc :

$$\delta J(h, \mathbf{T}) = \int_0^{t_f} \int_{\Omega} \left[\frac{\partial f}{\partial \mathbf{T}} + \nabla h \nabla H \right] \delta \mathbf{T} dt d\Omega$$

Finalement, les gradients de la fonction J s'écrivent donc :

$$\frac{\delta J}{\delta \mathbf{T}} = \int_0^{t_f} \int_{\Omega} \left[\frac{\partial f}{\partial \mathbf{T}} + \nabla h \nabla H \right] dt d\Omega \quad (6.46)$$

La relation ci-dessus exprime le gradient de la fonction coût J par rapport à la transmissivité inconnue \mathbf{T} . Son expression s'exprime en fonction de la charge hydraulique h (état direct), de son adjoint H et de la dérivée de la fonction f par rapport à la transmissivité \mathbf{T} .

La méthode consiste donc à calculer h en résolvant les équations (6.28)-(6.30), puis de calculer H en révolvant les équations (6.43)-(6.45) et enfin à calculer les dérivées de la fonction f par rapport au paramètre \mathbf{T} ce qui permettra de calculer (6.46) qu'on injectera ensuite dans l'optimiseur.

Cas discret

Variation de la fonction coût

Sous forme discrète, la fonctionnelle coût s'écrit :

$$J = \sum_{l=1}^L w_l f_l(\mathbf{h}_1, \mathbf{h}_2, \dots, \mathbf{h}_N, \mathbf{p}) \quad (6.47)$$

où \mathbf{p} est l'ensemble des paramètres à optimiser, L est le nombre total de puits de mesures, N ne nombre total de pas de temps. En prenant la variation de cette expression, on obtient :

$$\delta J = \sum_{l=1}^L w_l \left[\frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_1} \delta \mathbf{h}_1 + \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_2} \delta \mathbf{h}_2 + \dots + \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_N} \delta \mathbf{h}_N + \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{p}} \delta \mathbf{p} \right] \quad (6.48)$$

On regroupe tous les termes dans une somme, sauf celui correspondant au pas de temps N . On obtient alors :

$$\delta J = \sum_{l=1}^L w_l \left[\sum_{n=1}^{N-1} \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_n} \delta \mathbf{h}_n + \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_N} \delta \mathbf{h}_N + \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{p}} \delta \mathbf{p} \right] \quad (6.49)$$

soit, en séparant les trois termes :

$$\delta J = \sum_{n=1}^{N-1} \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_n} \delta \mathbf{h}_n + \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_N} \delta \mathbf{h}_N + \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{p}} \delta \mathbf{p} \quad (6.50)$$

Problème discrétisé

L'équation de la diffusivité :

$$S \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla h) - Q = 0 \quad (x, y) \in \Omega, 0 \leq t \leq t_f \quad (6.51)$$

s'écrit sous forme discrète, en utilisant une méthode d'éléments finis :

$$\mathbf{K} \mathbf{h} + \mathbf{S} \dot{\mathbf{h}} = \mathbf{Q} \quad (6.52)$$

où \mathbf{K} est la matrice des transmissivités, \mathbf{S} la matrice des emmagasins et \mathbf{Q} le vecteur des sollicitations extérieures avec :

$$\mathbf{K} = \sum_{e=1}^E \mathbf{K}^e, \quad \mathbf{S} = \sum_{e=1}^E \mathbf{S}^e, \quad \mathbf{Q} = \sum_{e=1}^E \mathbf{Q}^e$$

L'indice e représente le numéro de l'élément et E le nombre total d'éléments. Les éléments des matrices élémentaires et du vecteur des sollicitations extérieures sont de la forme :

$$K_{ij}^e = \int \int_{D^e} \left[\frac{\partial \phi_i}{\partial x} T_{xx} \frac{\partial \phi_j}{\partial x} + \frac{\partial \phi_i}{\partial y} T_{yy} \frac{\partial \phi_j}{\partial y} \right] dx dy \quad (6.53)$$

$$S_{ij}^e = \int \int_{D^e} S \phi_i \phi_j dx dy \quad (6.54)$$

$$Q_i^e = \int \int_{D^e} \phi_i q dx dy \quad (6.55)$$

Dans les relations ci-dessus, i et j sont les indices des noeuds, ϕ les fonctions d'interpolation, T_{xx} et T_{yy} les deux composantes diagonales du tenseur de transmissivité, S est le coefficient d'emménagement et q représente les apports extérieurs (ex. recharge surfacique). Pour discrétiser en temps la relation (6.52) on utilise un schéma implicite :

$$\left[\mathbf{K} + \frac{\mathbf{S}}{\Delta t} \right] \mathbf{h}_n = \mathbf{Q}_n + \frac{\mathbf{S}}{\Delta t} \mathbf{h}_{n-1} \quad (6.56)$$

(6.56) a été obtenue en utilisant la formule des différences finies décentrée à droite. Posons $\mathbf{G} = \mathbf{K} + \mathbf{M}$ avec $\mathbf{M} = \frac{\mathbf{S}}{\Delta t}$:

$$\mathbf{G} \mathbf{h}_n = \mathbf{M} \mathbf{h}_{n-1} + \mathbf{Q}_n \quad (6.57)$$

Variation de l'équation discrète

En prenant la variation de la relation ci-dessus, on obtient :

$$(\delta \mathbf{G}) \mathbf{h}_n + \mathbf{G} (\delta \mathbf{h}_n) - (\delta \mathbf{M}) \mathbf{h}_{n-1} - \mathbf{M} (\delta \mathbf{h}_{n-1}) = 0 \quad (6.58)$$

Comme dans le cas continu, on multiplie à gauche par \mathbf{H}_n^T et on somme sur n variant de 1 à N :

$$\sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T [(\delta \mathbf{G}) \mathbf{h}_n - (\delta \mathbf{M}) \mathbf{h}_{n-1}] + \sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T \mathbf{G} (\delta \mathbf{h}_n) - \sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T \mathbf{M} (\delta \mathbf{h}_{n-1}) = 0 \quad (6.59)$$

On sort le Nième terme de la somme du deuxième terme et on ré-indice le troisième de (6.59). On obtient :

$$\sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T [(\delta \mathbf{G}) \mathbf{h}_n - (\delta \mathbf{M}) \mathbf{h}_{n-1}] + \sum_{n=1}^{N-1} \mathbf{H}_n^T \mathbf{G} (\delta \mathbf{h}_n) + \mathbf{H}_N^T \mathbf{G} (\delta \mathbf{h}_N) - \sum_{n=1}^{N-1} \mathbf{H}_{n+1}^T \mathbf{M} (\delta \mathbf{h}_n) = 0 \quad (6.60)$$

$$\sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T \left[\frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \mathbf{p}} \mathbf{h}_n - \frac{\partial \mathbf{M}}{\partial \mathbf{p}} \mathbf{h}_{n-1} \right] \delta \mathbf{p} + \sum_{n=1}^{N-1} (\mathbf{H}_n^T \mathbf{G} - \mathbf{H}_{n+1}^T \mathbf{M}) \delta \mathbf{h}_n + \mathbf{H}_N^T \mathbf{G} (\delta \mathbf{h}_N) = 0 \quad (6.61)$$

En sommant finalement (6.74) et (6.61), on obtient en regroupant tous les termes en $\delta \mathbf{h}_n$, $\delta \mathbf{h}_N$, et $\delta \mathbf{p}$:

$$\begin{aligned} \delta J = & \sum_{n=1}^{N-1} \left[\mathbf{H}_n^T \mathbf{G} - \mathbf{H}_{n+1}^T \mathbf{M} + \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_n} \right] \delta \mathbf{h}_n + \left[\mathbf{H}_N^T \mathbf{G} + \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_N} \right] \delta \mathbf{h}_N \\ & + \left[\sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T \left(\frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \mathbf{p}} \mathbf{h}_n - \frac{\partial \mathbf{M}}{\partial \mathbf{p}} \mathbf{h}_{n-1} \right) + \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{p}} \right] \delta \mathbf{p} \end{aligned} \quad (6.62)$$

Problème adjoint

On choisit \mathbf{H} de manière à ce qu'elle vérifie les relations suivantes :

$$\mathbf{G}\mathbf{H}_n = \mathbf{M}\mathbf{H}_{n+1} - \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_n}, \quad (n = 1, 2, \dots, N-1) \quad (6.63)$$

$$\mathbf{G}\mathbf{H}_N = - \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{h}_N}, \quad (n = N) \quad (6.64)$$

Donc pour les pas de temps variant de 1 à $N-1$, on calcule \mathbf{H} en utilisant la relation (6.63) et pour le pas de temps N , on utilise (6.64). Les équations ci-dessus sont les équations adjointes du problème direct discret et \mathbf{H} est l'adjoint de \mathbf{h} .

Gradients

Si \mathbf{H} vérifie les équations (6.63) et (6.64) alors (6.62) devient :

$$\frac{\delta J}{\delta \mathbf{p}} = \sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T \left(\frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \mathbf{p}} \mathbf{h}_n - \frac{\partial \mathbf{M}}{\partial \mathbf{p}} \mathbf{h}_{n-1} \right) + \sum_{l=1}^L w_l \frac{\partial f_l}{\partial \mathbf{p}} \quad (6.65)$$

qui est donc le gradient de la fonction coût cherché.

Par exemple si on cherche à déterminer le paramètre de transmissivité $T^{(k)}$ du domaine k , le gradient de J par rapport à ce paramètre s'écrira (sans terme de régularisation) :

$$\frac{\delta J}{\delta T^{(k)}} = \sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T \frac{\partial \mathbf{K}}{\partial T^{(k)}} \mathbf{h}_n$$

Dans l'expression ci-dessus seule la dérivée par rapport à la matrice des transmissivités est non nulle car dans $\mathbf{G} = \mathbf{K} + \frac{\mathbf{S}}{\Delta t}$ et $\mathbf{M} = \frac{\mathbf{S}}{\Delta t}$ seule la matrice \mathbf{K} dépend de la transmissivité. Si on veut le gradient par rapport à l'emmagasinement, celui-ci s'obtiendra par la relation :

$$\frac{\delta J}{\delta S^{(k)}} = \sum_{n=1}^N \mathbf{H}_n^T \left(\frac{\partial \mathbf{M}}{\partial S^{(k)}} \mathbf{h}_n - \frac{\partial \mathbf{M}}{\partial S^{(k)}} \mathbf{h}_{n-1} \right) \quad (6.66)$$

La présence du premier terme du membre de droite s'explique par le fait que la matrice \mathbf{G} dépend de l'emmagasinement S par l'intermédiaire de la matrice \mathbf{M} .

Méthode de l'état adjoint en double-continuum

La méthode de l'état adjoint est maintenant appliquée au double-continuum qui est représenté mathématiquement par un système d'équations aux dérivées partielles couplées. La méthode mathématique pour déduire les relations adjointes et les gradients dans le cas de systèmes couplés est indiquée par *Sun and Yeh* ([1990a]). Elle est brièvement décrite dans le paragraphe suivant et appliquée ensuite pour le double-continuum. La même démarche peut également être effectuée pour le calcul des dérivées pour trois continua (ou plus), mais les calculs ne seront pas développés ici.

Brève description de la méthode

Problème adjoint

Les équations adjointes s'obtiennent à l'aide de la relation :

$$\nabla_{\mathbf{h}}^+ \mathbf{L} \mathbf{H} + \frac{\partial f}{\partial \mathbf{h}} = 0 \quad (6.67)$$

où $\nabla_{\mathbf{h}}^+$ est l'opérateur transposé adjoint de $\nabla_{\mathbf{h}}$ qui est un opérateur de dérivation par rapport à $\mathbf{h} = (h_1, h_2, \dots, h_n)^T$ un ensemble de n variables d'états; $\mathbf{L} = (L_1, L_2, \dots, L_n)^T$ est un ensemble de n équations aux dérivées partielles; $\mathbf{H} = (H_1, H_2, \dots, H_n)^T$ est l'ensemble de n variables adjointes à \mathbf{h} et f la fonctionnelle coût définie par :

$$J = \int_0^{t_f} \int_{(\Omega)} f(\mathbf{h}, \mathbf{p}, \mathbf{x}, t) d\Omega dt.$$

Les éléments de la matrice $\nabla_{\mathbf{h}} \mathbf{L}$ sont :

$$\nabla_{\mathbf{h}} \mathbf{L} = \begin{bmatrix} \frac{\partial L_1}{\partial h_1} & \frac{\partial L_1}{\partial h_2} & \dots & \frac{\partial L_1}{\partial h_n} \\ \frac{\partial L_2}{\partial h_1} & \frac{\partial L_2}{\partial h_2} & \dots & \frac{\partial L_2}{\partial h_n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial L_n}{\partial h_1} & \frac{\partial L_n}{\partial h_2} & \dots & \frac{\partial L_n}{\partial h_n} \end{bmatrix}$$

L'opérateur matriciel $\nabla_{\mathbf{h}}^+ \mathbf{L}$ s'obtient en prenant les expressions adjointes de chacun des éléments de la matrice $\nabla_{\mathbf{h}} \mathbf{L}$ et en transposant cette dernière. $\nabla_{\mathbf{h}}^+ \mathbf{L}$ est un opérateur matriciel qui agit sur \mathbf{H} .

Les conditions initiales et conditions aux limites associées à ce problème adjoint sont de la forme :

$$\mathbf{H} = 0 \quad \text{pour } t = t_f,$$

$$\begin{cases} \mathbf{H} = 0 & \text{sur } (\Gamma_1) \\ \nabla_{\mathbf{h}}^+ \mathbf{L}_B \mathbf{H} = 0 & \text{sur } (\Gamma_2) \end{cases} \quad (6.68)$$

où $\mathbf{L}_B = (L_{B,1}, L_{B,2}, \dots, L_{B,n})^T$ est l'ensemble des conditions aux limites en flux.

Pour déterminer les relations adjointes au problème direct couplé il faut donc dans un premier temps définir les L_1, L_2, \dots, L_n et calculer leurs dérivées par rapport aux variables d'états h_1, h_2, \dots, h_n . Il faut ensuite calculer les expressions adjointes de chacune de ces dérivées. Celles-ci sont obtenues à l'aide des relations du tableau a.1 repris de *Sun et Yeh* [1990a]. Il résume de façon simple les lois d'opérations adjointes pour chaque type d'opérateurs. Une fois les expressions adjointes obtenues il faut transposer la matrice et effectuer le produit de cette matrice par le vecteur \mathbf{H} .

Rules for $\nabla \mathbf{L}$		Rules for $\nabla \mathbf{L}_B$	
Elements of $\nabla \mathbf{L}$	Elements of $(\nabla \mathbf{L})^*$	Elements of $\nabla \mathbf{L}_B$	Elements of $(\nabla \mathbf{L}_B)^*$
$f \cdot$	$f \cdot$	$\mathbf{V} \cdot \cdot n$	0
$f \frac{\partial}{\partial t} \cdot$	$-\frac{\partial}{\partial t} (f \cdot)$	$f \nabla \cdot \cdot n$	$f \nabla \cdot \cdot n$
$\frac{\partial}{\partial t} (f \cdot)$	$-f \frac{\partial}{\partial t} \cdot$	$\mathbf{K} \nabla \cdot \cdot n$	$\mathbf{K} \nabla \cdot \cdot n$
$\nabla \cdot (f \nabla \cdot)$	$\nabla \cdot (f \nabla \cdot)$	$\mathbf{K} \nabla (f \cdot) \cdot n$	$f \mathbf{K} \nabla \cdot \cdot n$
$\nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla \cdot)$	$\nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla \cdot)$		
$\mathbf{V} \cdot (\nabla \cdot)$	$-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot)$		
$\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot)$	$-\mathbf{V} \cdot (\nabla \cdot)$		
$\nabla \cdot (f \nabla g \cdot)$	$-f \nabla g \cdot \nabla \cdot$		
$\nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla g \cdot)$	$-\mathbf{K} \nabla g \cdot \nabla \cdot$		
$\nabla \cdot [\mathbf{K} \nabla (f \cdot)]$	$f \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla \cdot)$		

Tableau a.1 : Règles d'opérations adjointes pour les opérateurs $\nabla \mathbf{L}$ et $\nabla \mathbf{L}_B$

(d'après *Sun et Yeh* [1990a])

Gradients de la fonctionnelle

Les gradients de la fonctionnelle J par rapport aux paramètres se déduisent de la relation :

$$\frac{\partial J}{\partial p_j} = \int_0^{t_f} \int_{(\Omega)} \left[\nabla_{\mathbf{p}}^+ \mathbf{L} \mathbf{H} + \frac{\partial f}{\partial \mathbf{p}} \right]_j d\Omega dt \quad (6.69)$$

où $\mathbf{p} = (p_1, p_2, \dots, p_m)^T$ est l'ensemble des m paramètres; $\nabla_{\mathbf{p}}^+$ est l'opérateur transposé adjoint de $\nabla_{\mathbf{p}}$ et les éléments de la matrice $\nabla_{\mathbf{p}} \mathbf{L}$ sont :

$$\nabla_{\mathbf{p}} \mathbf{L} = \begin{bmatrix} \frac{\partial L_1}{\partial p_1} & \frac{\partial L_1}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial L_1}{\partial p_m} \\ \frac{\partial L_2}{\partial p_1} & \frac{\partial L_2}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial L_2}{\partial p_m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial L_n}{\partial p_1} & \frac{\partial L_n}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial L_n}{\partial p_m} \end{bmatrix}$$

Comme précédemment, $\nabla_{\mathbf{p}}^+ \mathbf{L}$ est un opérateur matriciel qui agit sur \mathbf{H} . Il est obtenu en prenant les expressions adjointes de chacun des éléments de $\nabla_{\mathbf{p}} \mathbf{L}$ et en transposant la matrice. L'indice j

dans (6.69) signifie que si on désire avoir l'expression du gradient de J par rapport au paramètre p_j il suffit de prendre la j -ième composante de la relation vectorielle $\nabla_{\mathbf{p}}^+ \mathbf{L} \mathbf{H} + \frac{\partial f}{\partial \mathbf{p}}$. La démarche est la même que pour le calcul des relations adjointes. Il faut maintenant effectuer les dérivées des L_1, L_2, \dots, L_n non pas par rapport aux variables d'état \mathbf{h} , mais par rapport à chacun des paramètres \mathbf{p} .

Application à un système composé de deux continua

Présentation du problème

Appliquons maintenant la méthode à un système double-continuum. Dans ce cas le système d'équations s'écrit :

$$\begin{cases} S_1 \frac{\partial h_1}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_1 \vec{\nabla} h_1) + \alpha (h_2 - h_1) + Q_1(t) \\ S_2 \frac{\partial h_2}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_2 \vec{\nabla} h_2) + \alpha (h_1 - h_2) + Q_2(t) \end{cases} \quad (6.70)$$

avec les conditions initiales et les conditions aux limites suivantes :

$$h_1(x, y, 0) = f_0, \quad h_2(x, y, 0) = g_0, \quad \text{pour } (x, y) \in (\Omega) \quad (6.71)$$

$$\begin{cases} h_1|_{(\Gamma_1)} = f_1, & \mathbf{T}_1 \vec{\nabla} h_1 \cdot \mathbf{n}|_{(\Gamma_2)} = f_2 \\ h_2|_{(\Gamma_1)} = g_1, & \mathbf{T}_2 \vec{\nabla} h_2 \cdot \mathbf{n}|_{(\Gamma_2)} = g_2 \end{cases} \quad (6.72)$$

h_1 et h_2 sont les variables d'états et $S_1, S_2, \mathbf{T}_1, \mathbf{T}_2$ et α sont les paramètres à déterminer.

Posons :

$$\begin{cases} L_1 = S_1 \frac{\partial h_1}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_1 \vec{\nabla} h_1) - \alpha (h_2 - h_1) - Q_1(t) \\ L_2 = S_2 \frac{\partial h_2}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_2 \vec{\nabla} h_2) - \alpha (h_1 - h_2) - Q_2(t) \end{cases} \quad (6.73)$$

et :

$$\begin{cases} L_{B_1} = \mathbf{T}_1 \vec{\nabla} h_1 \cdot \mathbf{n}|_{(\Gamma_2)} - f_2 \\ L_{B_2} = \mathbf{T}_2 \vec{\nabla} h_2 \cdot \mathbf{n}|_{(\Gamma_2)} - g_2 \end{cases} \quad (6.74)$$

et calculons les dérivées de L_1 et L_2 ainsi que celles de L_{B_1} et L_{B_2} par rapport aux variables d'états h_1 et h_2 pour déterminer les équations adjointes à (6.70) et (6.72). Les gradients de la fonctionnelle coût en fonction des différents paramètres seront déduits en dérivant L_1 et L_2 par rapport aux paramètres inconnus $S_1, S_2, \mathbf{T}_1, \mathbf{T}_2$ et α .

Système adjoint

Explicitons tout d'abord la relation (6.67). Par définition :

$$\nabla_{\mathbf{h}} \mathbf{L} = \begin{bmatrix} \frac{\partial L_1}{\partial h_1} & \frac{\partial L_1}{\partial h_2} \\ \frac{\partial L_2}{\partial h_1} & \frac{\partial L_2}{\partial h_2} \end{bmatrix}$$

La transposée conjuguée s'écrit :

$$\nabla_{\mathbf{h}}^+ \mathbf{L} = [(\nabla_{\mathbf{h}} \mathbf{L})^*]^T = \begin{bmatrix} \left(\frac{\partial L_1}{\partial h_1}\right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial h_1}\right)^* \\ \left(\frac{\partial L_1}{\partial h_2}\right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial h_2}\right)^* \end{bmatrix}$$

Par ailleurs, on a :

$$\mathbf{H} = \begin{pmatrix} H_1 \\ H_2 \end{pmatrix}, \quad \text{et} \quad \frac{\partial f}{\partial \mathbf{h}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial f}{\partial h_1} \\ \frac{\partial f}{\partial h_2} \end{pmatrix}$$

Donc la relation $\nabla_{\mathbf{h}}^+ \mathbf{LH} + \frac{\partial f}{\partial \mathbf{h}} = 0$ s'écrit sous forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} \left(\frac{\partial L_1}{\partial h_1}\right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial h_1}\right)^* \\ \left(\frac{\partial L_1}{\partial h_2}\right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial h_2}\right)^* \end{bmatrix} \begin{pmatrix} H_1 \\ H_2 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\partial f}{\partial h_1} \\ \frac{\partial f}{\partial h_2} \end{pmatrix} = 0$$

c'est à dire en développant :

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial L_1}{\partial h_1}\right)^* H_1 + \left(\frac{\partial L_2}{\partial h_1}\right)^* H_2 + \frac{\partial f}{\partial h_1} = 0 \\ \left(\frac{\partial L_1}{\partial h_2}\right)^* H_1 + \left(\frac{\partial L_2}{\partial h_2}\right)^* H_2 + \frac{\partial f}{\partial h_2} = 0 \end{cases} \quad (6.75)$$

Calculons maintenant les termes $\left(\frac{\partial L_1}{\partial h_1}\right)^*$, $\left(\frac{\partial L_1}{\partial h_2}\right)^*$, $\left(\frac{\partial L_2}{\partial h_1}\right)^*$ et $\left(\frac{\partial L_2}{\partial h_2}\right)^*$ intervenant dans le système (6.75). On calcule tout d'abord les dérivées de L_1 et L_2 par rapport aux variables d'états h_1 et h_2 explicitement, on déterminera ensuite leurs relations adjointes à l'aide du tableau a.1.

$$\left(\frac{\partial L_1}{\partial h_1}\right) = S_1 \left(\frac{\partial}{\partial t} \cdot\right) - \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_1 \vec{\nabla} \cdot) + \alpha \cdot$$

$$\left(\frac{\partial L_1}{\partial h_2}\right) = -\alpha \cdot$$

$$\left(\frac{\partial L_2}{\partial h_1}\right) = -\alpha \cdot$$

$$\left(\frac{\partial L_2}{\partial h_2}\right) = S_2 \left(\frac{\partial}{\partial t} \cdot\right) - \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_2 \vec{\nabla} \cdot) + \alpha \cdot$$

En utilisant les première, deuxième et cinquième lignes du tableau a.1, on obtient pour les termes adjoints :

$$\left(\frac{\partial L_1}{\partial h_1}\right)^* = -\frac{\partial}{\partial t} (S_1 \cdot) - \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_1 \vec{\nabla} \cdot) + \alpha \cdot$$

$$\left(\frac{\partial L_1}{\partial h_2}\right)^* = -\alpha \cdot$$

$$\left(\frac{\partial L_2}{\partial h_1}\right)^* = -\alpha \cdot$$

$$\left(\frac{\partial L_2}{\partial h_2}\right)^* = -\frac{\partial}{\partial t} (S_2 \cdot) - \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_2 \vec{\nabla} \cdot) + \alpha \cdot$$

Les équations adjointes s'écrivent donc en utilisant la relation (6.75) :

$$\begin{cases} S_1 \frac{\partial H_1}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_1 \vec{\nabla} H_1) + \alpha (H_2 - H_1) = \frac{\partial f}{\partial h_1} \\ S_2 \frac{\partial H_2}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\mathbf{T}_2 \vec{\nabla} H_2) + \alpha (H_1 - H_2) = \frac{\partial f}{\partial h_2} \end{cases} \quad (6.76)$$

On s'intéresse maintenant aux conditions initiales et aux limites. Les conditions initiales sont :

$$H_1 = H_2 = 0 \quad \text{pour } t = t_f$$

Les conditions aux limites :

$$H_1|_{(\Gamma_1)} = H_2|_{(\Gamma_1)} = 0$$

Pour les conditions aux limites en flux :

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial L_{B_1}}{\partial h_1} \right) = \mathbf{T}_1 \left(\vec{\nabla} \cdot \right) \mathbf{n} \\ \left(\frac{\partial L_{B_2}}{\partial h_2} \right) = \mathbf{T}_2 \left(\vec{\nabla} \cdot \right) \mathbf{n} \end{cases}$$

c'est-à-dire en utilisant les relations de Green (3e ligne du tableau a.1) :

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial L_{B_1}}{\partial h_1} \right)^* = \mathbf{T}_1 \left(\vec{\nabla} \cdot \right) \mathbf{n} \\ \left(\frac{\partial L_{B_2}}{\partial h_2} \right)^* = \mathbf{T}_2 \left(\vec{\nabla} \cdot \right) \mathbf{n} \end{cases}$$

soit en utilisant la deuxième relation de (6.68) :

$$\mathbf{T}_1 \vec{\nabla} H_1 \cdot \mathbf{n}|_{(\Gamma_2)} = \mathbf{T}_2 \vec{\nabla} H_2 \cdot \mathbf{n}|_{(\Gamma_2)} = 0$$

Finalement, le problème adjoint à résoudre s'écrit :

$$\begin{cases} S_1 \frac{\partial H_1}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \left(\mathbf{T}_1 \vec{\nabla} H_1 \right) + \alpha (H_2 - H_1) = \frac{\partial f}{\partial h_1} \\ S_2 \frac{\partial H_2}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \left(\mathbf{T}_2 \vec{\nabla} H_2 \right) + \alpha (H_1 - H_2) = \frac{\partial f}{\partial h_2} \end{cases} \quad (6.77)$$

avec :

$$H_1 = H_2 = 0 \quad \text{pour } t = t_f$$

et

$$\begin{cases} H_1|_{(\Gamma_1)} = 0, & \mathbf{T}_1 \vec{\nabla} H_1 \cdot \mathbf{n}|_{(\Gamma_2)} = 0 \\ H_2|_{(\Gamma_1)} = 0, & \mathbf{T}_2 \vec{\nabla} H_2 \cdot \mathbf{n}|_{(\Gamma_2)} = 0 \end{cases}$$

Le problème adjoint est identique (au signe près et aux termes sources près) au problème direct avec des conditions aux limites et des conditions initiales différentes. On peut donc utiliser la même routine pour résoudre le problème initial et le problème adjoint.

Détermination des gradients de la fonctionnelle

Pour calculer les gradients, on utilise maintenant la relation (6.69) :

$$\frac{\partial J}{\partial p_j} = \int_0^{t_f} \int_{(\Omega)} \left[\nabla_{\mathbf{p}}^+ \mathbf{LH} + \frac{\partial f}{\partial \mathbf{p}} \right]_j d\Omega dt$$

avec :

$$\begin{aligned} \nabla_{\mathbf{p}} \mathbf{L} &= \begin{bmatrix} \frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_1} & \frac{\partial L_1}{\partial S_1} & \frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_2} & \frac{\partial L_1}{\partial S_2} & \frac{\partial L_1}{\partial \alpha} \\ \frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_1} & \frac{\partial L_2}{\partial S_1} & \frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_2} & \frac{\partial L_2}{\partial S_2} & \frac{\partial L_2}{\partial \alpha} \end{bmatrix} \\ \nabla_{\mathbf{p}}^+ \mathbf{LH} + \frac{\partial f}{\partial \mathbf{p}} &= \begin{bmatrix} \left(\frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_1} \right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_1} \right)^* \\ \left(\frac{\partial L_1}{\partial S_1} \right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial S_1} \right)^* \\ \left(\frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_2} \right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_2} \right)^* \\ \left(\frac{\partial L_1}{\partial S_2} \right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial S_2} \right)^* \\ \left(\frac{\partial L_1}{\partial \alpha} \right)^* & \left(\frac{\partial L_2}{\partial \alpha} \right)^* \end{bmatrix} \begin{pmatrix} H_1 \\ H_2 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\partial f}{\partial \mathbf{T}_1} \\ \frac{\partial f}{\partial S_1} \\ \frac{\partial f}{\partial \mathbf{T}_2} \\ \frac{\partial f}{\partial S_2} \\ \frac{\partial f}{\partial \alpha} \end{pmatrix} \end{aligned}$$

On obtient pour le calcul des dérivées de L_1 et L_2 par rapport aux paramètres inconnus S_1 , S_2 , \mathbf{T}_1 , \mathbf{T}_2 et α :

$$\begin{aligned}
\left(\frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_1}\right) &= -\vec{\nabla} \cdot (\cdot \vec{\nabla} h_1) & \left(\frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_2}\right) &= 0 \\
\left(\frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_1}\right) &= 0 & \left(\frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_2}\right) &= -\vec{\nabla} \cdot (\cdot \vec{\nabla} h_2) \\
\left(\frac{\partial L_1}{\partial S_1}\right) &= \frac{\partial h_1}{\partial t} & \left(\frac{\partial L_1}{\partial S_2}\right) &= 0 \\
\left(\frac{\partial L_2}{\partial S_1}\right) &= 0 & \left(\frac{\partial L_1}{\partial S_2}\right) &= \frac{\partial h_2}{\partial t} \\
\left(\frac{\partial L_1}{\partial \alpha}\right) &= h_1 - h_2 & \left(\frac{\partial L_2}{\partial \alpha}\right) &= h_2 - h_1
\end{aligned}$$

Les relations adjointes donnent en utilisant pour $\left(\frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_1}\right)$ et $\left(\frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_2}\right)$ la 7e ligne du tableau :

$$\begin{aligned}
\left(\frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_1}\right)^* &= (\vec{\nabla} h_1) (\vec{\nabla} \cdot) & \left(\frac{\partial L_1}{\partial \mathbf{T}_2}\right)^* &= 0 \\
\left(\frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_1}\right)^* &= 0 & \left(\frac{\partial L_2}{\partial \mathbf{T}_2}\right)^* &= (\vec{\nabla} h_2) (\vec{\nabla} \cdot) \\
\left(\frac{\partial L_1}{\partial S_1}\right)^* &= \frac{\partial h_1}{\partial t} \cdot & \left(\frac{\partial L_1}{\partial S_2}\right)^* &= 0 \\
\left(\frac{\partial L_2}{\partial S_1}\right)^* &= 0 & \left(\frac{\partial L_1}{\partial S_2}\right)^* &= \frac{\partial h_2}{\partial t} \cdot \\
\left(\frac{\partial L_1}{\partial \alpha}\right)^* &= h_1 - h_2 & \left(\frac{\partial L_2}{\partial \alpha}\right)^* &= h_2 - h_1
\end{aligned}$$

Les gradients s'écrivent finalement :

$$\begin{aligned}
\left(\frac{\partial J}{\partial \mathbf{T}_1}\right) &= \int_0^{t_f} \int_{(\Omega)} \left[\frac{\partial f}{\partial \mathbf{T}_1} + \vec{\nabla} H_1 \cdot \vec{\nabla} h_1 \right] d\Omega dt \\
\left(\frac{\partial J}{\partial \mathbf{T}_2}\right) &= \int_0^{t_f} \int_{(\Omega)} \left[\frac{\partial f}{\partial \mathbf{T}_2} + \vec{\nabla} H_2 \cdot \vec{\nabla} h_2 \right] d\Omega dt \\
\left(\frac{\partial J}{\partial S_1}\right) &= \int_0^{t_f} \int_{(\Omega)} \left[\frac{\partial f}{\partial S_1} + \frac{\partial h_1}{\partial t} H_1 \right] d\Omega dt \\
\left(\frac{\partial J}{\partial S_2}\right) &= \int_0^{t_f} \int_{(\Omega)} \left[\frac{\partial f}{\partial S_2} + \frac{\partial h_2}{\partial t} H_2 \right] d\Omega dt \\
\left(\frac{\partial J}{\partial \alpha}\right) &= \int_0^{t_f} \int_{(\Omega)} \left[\frac{\partial f}{\partial \alpha} + (h_2 - h_1) (H_2 - H_1) \right] d\Omega dt
\end{aligned}$$

Hétérogénéité du système

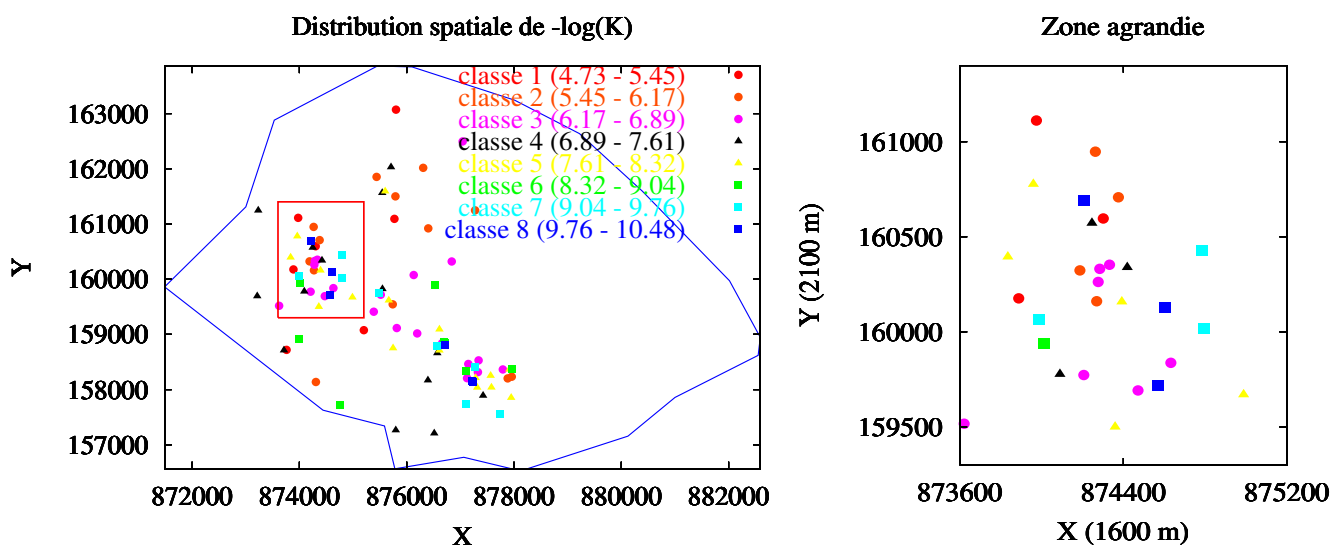
Cette annexe montre une nouvelle fois l'hétérogénéité du site à partir des résultats des slug tests du chapitre 5. Celle-ci est montrée pour des forages situés à une distance plus grande que pour les exemples présentés dans ce chapitre. C'est-à-dire qu'elle montre des chroniques de réponse aux slug tests très différentes l'une de l'autre pour deux forages situés à une distance supérieure à 100 m alors que les exemples du chapitre 5 montraient ce type de comportement pour des forages positionnés à moins de 50 m les uns des autres : 12 m pour RJH11 et RJH22 et 45 m pour ENT07 et ENT17. L'exemple de cette annexe provient des zones STD/STE et AGAT.

Nous donnons en fin d'annexe, à titre indicatif, la localisation et l'agrandissement de la zone colline du Médecin.

Zone STD/STE et AGAT

Ce nouvel exemple de l'hétérogénéité du système concerne les deux forages STE04 et AGAT04 situés respectivement dans les zones STD/STE et AGAT localisées et agrandies sur la figure a.1. Ces deux forages sont distants l'un de l'autre de 133 m (figure a.2) et sont respectivement situés dans la première classe d'équivalence (classe la plus conductrice) et dans la dernière (classe la moins conductrice) ce qui représente un écart de 5 décades.

Fig a.1 : Localisation et agrandissement de la zone STD/STE - AGAT



L'interprétation quantitative des chroniques a permis d'obtenir effectivement une valeur de conductivité hydraulique de $8,36 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ pour STE04 et de $1,31 \cdot 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ pour AGAT04 c'est-à-dire que la conductivité hydraulique varie de près de 5 décades sur seulement 133 mètres ce qui montre bien la grande hétérogénéité du système. Les positions respectives de ces forages et leur comportement peuvent être visualisés à grande échelle sur la figure a.3.

Fig a.2 : Positions des forages AGAT04 et STE04

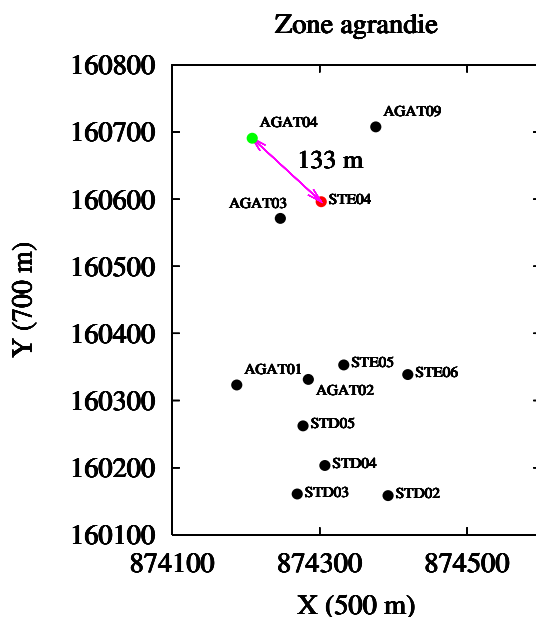
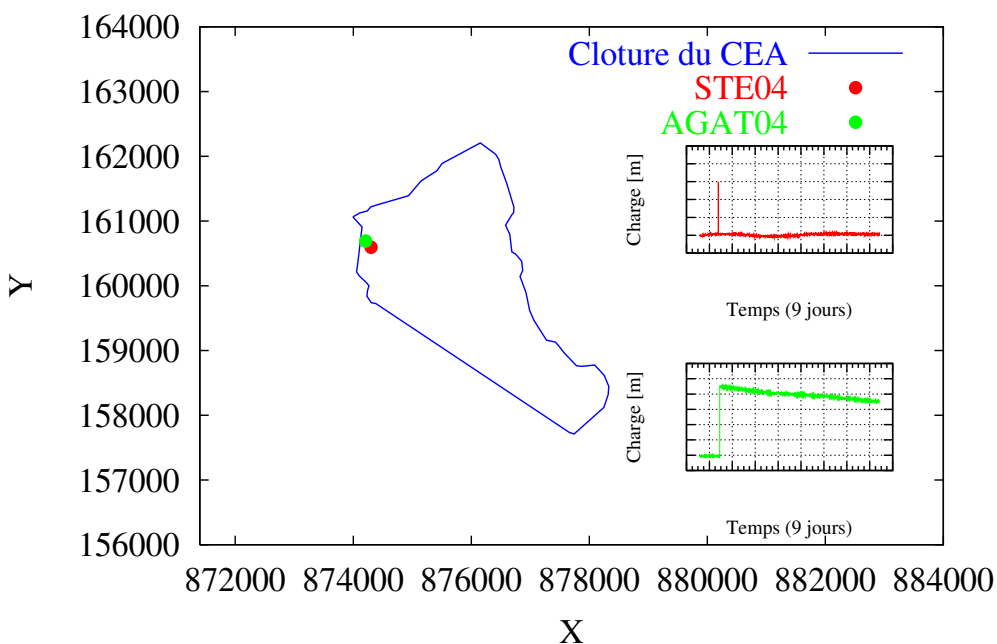


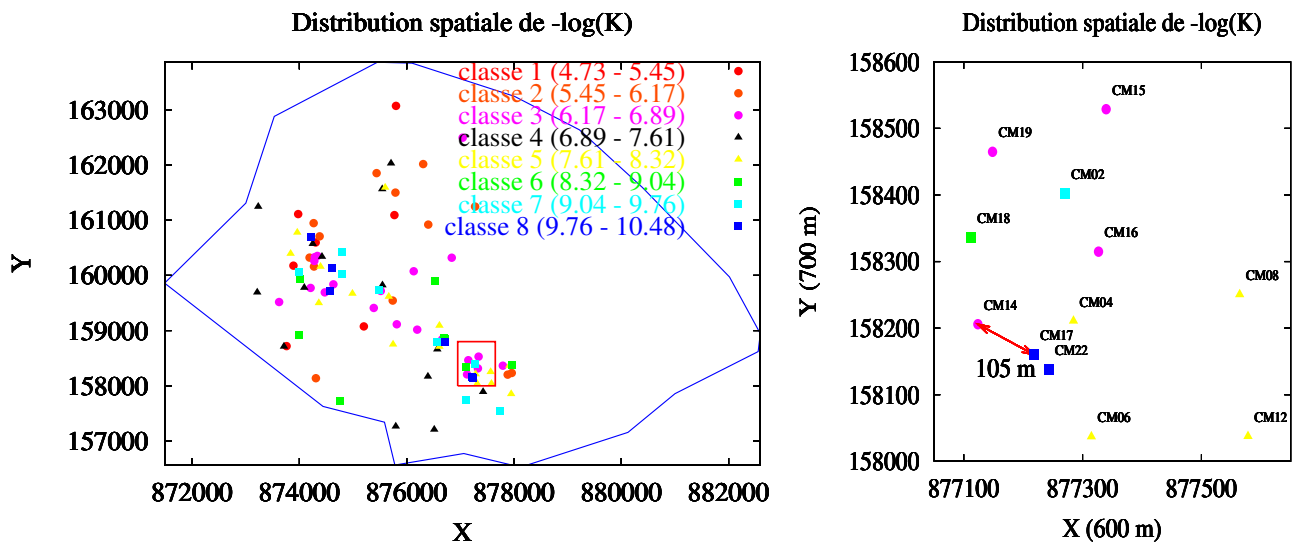
Fig a.3 : Positions et comportements de STE04 et AGAT04



Zone Colline du Médecin

L'hétérogénéité du site peut également se voir sur une autre zone du Centre. Il s'agit de la zone Colline du Médecin.

Fig a.4 : Localisation et agrandissement de la zone CM

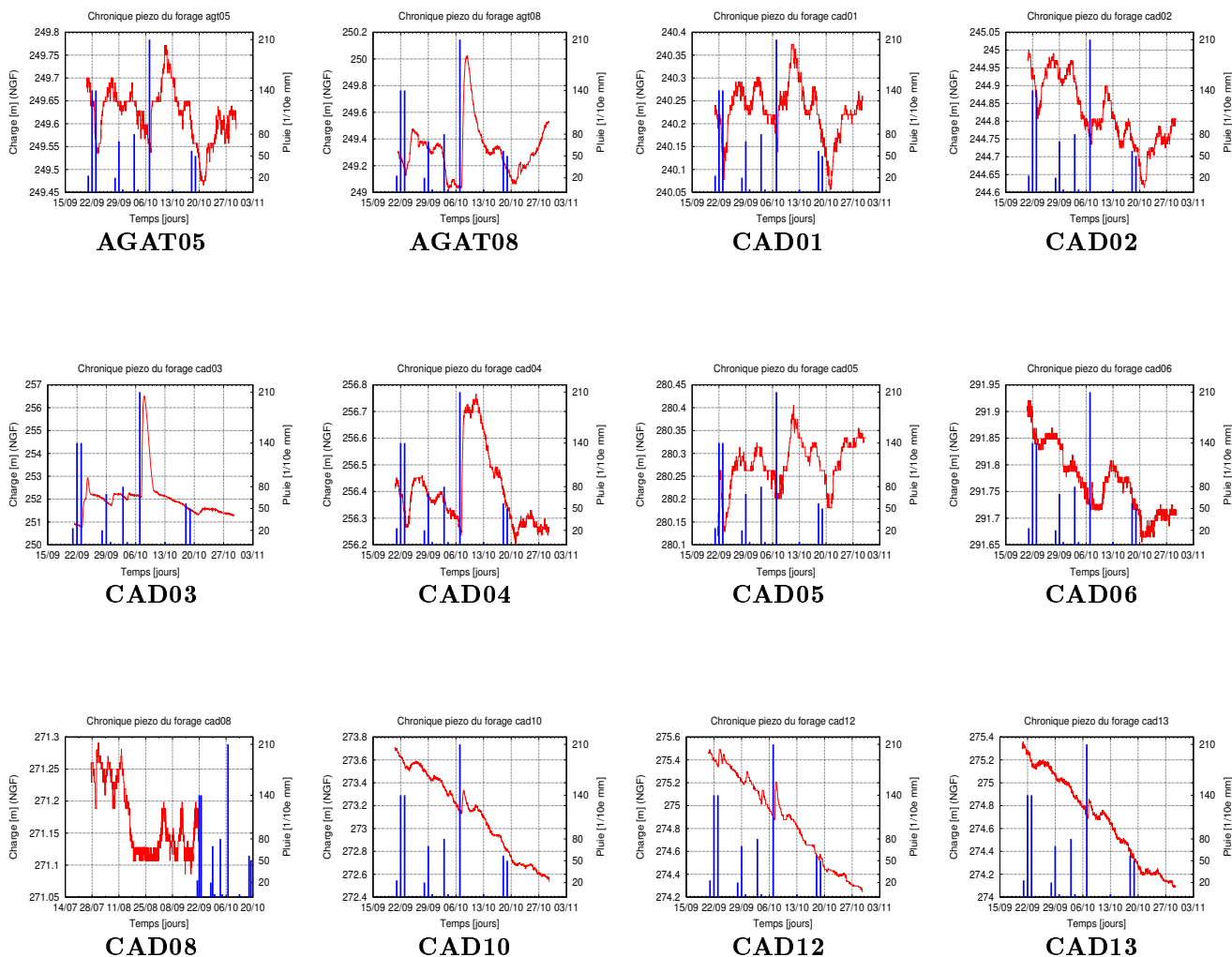


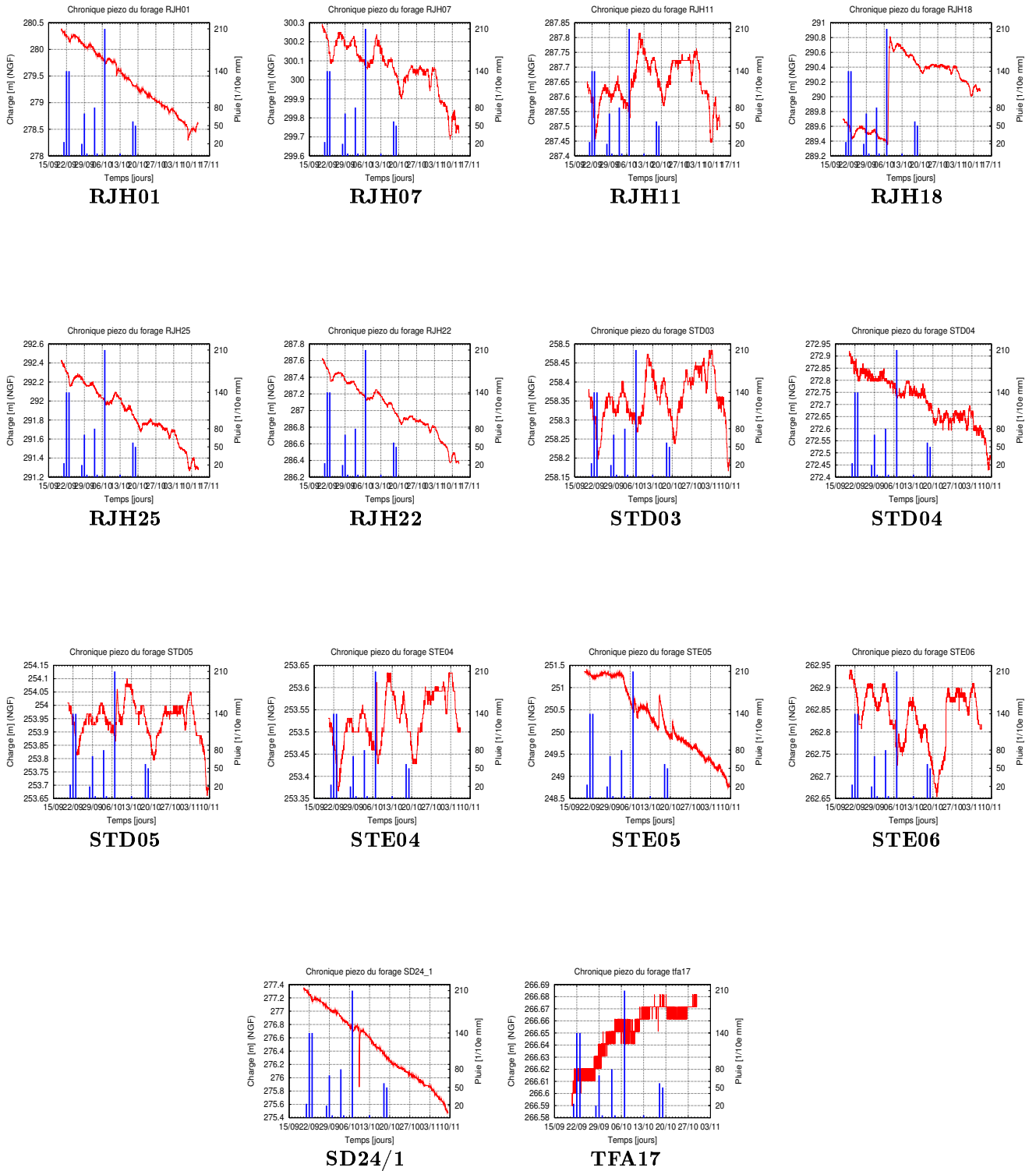
Par exemple les deux forages CM14 et CM17 sont distants de 105,02 m et présentent des valeurs de conductivité hydraulique de $1,51 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ pour le premier et de $1,19 \cdot 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ pour le second. La conductivité hydraulique varie donc de trois décades entre ces deux forages. Le premier se situe dans la troisième classe d'équivalence et le second dans la dernière.

Données piézométriques du 30 octobre 2001

Cette annexe regroupe l'ensemble des chroniques piézométriques recueillies lors de la campagne du 30 octobre 2001. Elles présentent toutes les charges piézométriques des forages de la période comprise entre le 15 septembre et le 3 novembre 2001. Les faibles quantités de pluies de cette période de l'année, généralement très pluvieuse, n'a pas permis d'obtenir des réponses réagissant bien aux pluies et mettant bien en évidence la double-porosité et double-perméabilité de l'aquifère. Elle est suivie d'une brève étude qualitative de la répartition spatiale des différents types de réponses.

Ensemble des chroniques piézométriques





Répartition spatiale

Les deux cartes de la figure a.5 montrent qu'il n'est pas possible de corréliser ces différents types de comportements au fait que les forages appartiennent au continuum fractures ou au continuum matrice. Elles montrent en effet que les dérives et les réponses ne sont pas représentatives d'un continuum particulier. Par exemple CAD04 et AGAT08 sont deux forages qui présentent une réponse nettement visible, mais la séparation du chapitre 5 classe le premier

dans le continuum fractures et le second dans le continuum matrice. Les valeurs de conductivité hydraulique sont de $1,14.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ pour CAD04 et $8.10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ pour AGAT08.

Fig a.5 : Visualisation des différents types de réponses et de la classification fractures/matrice des forages

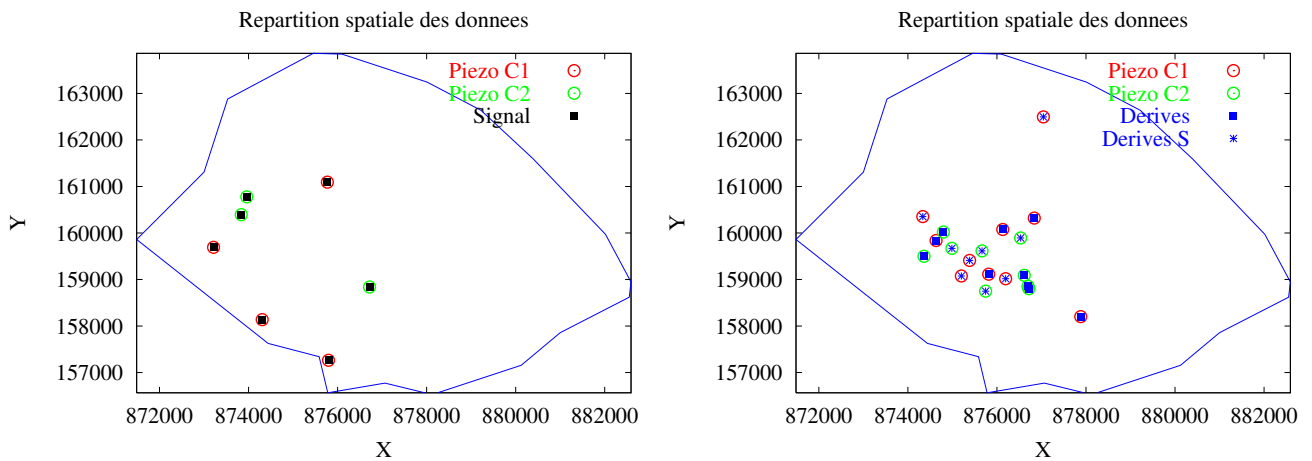
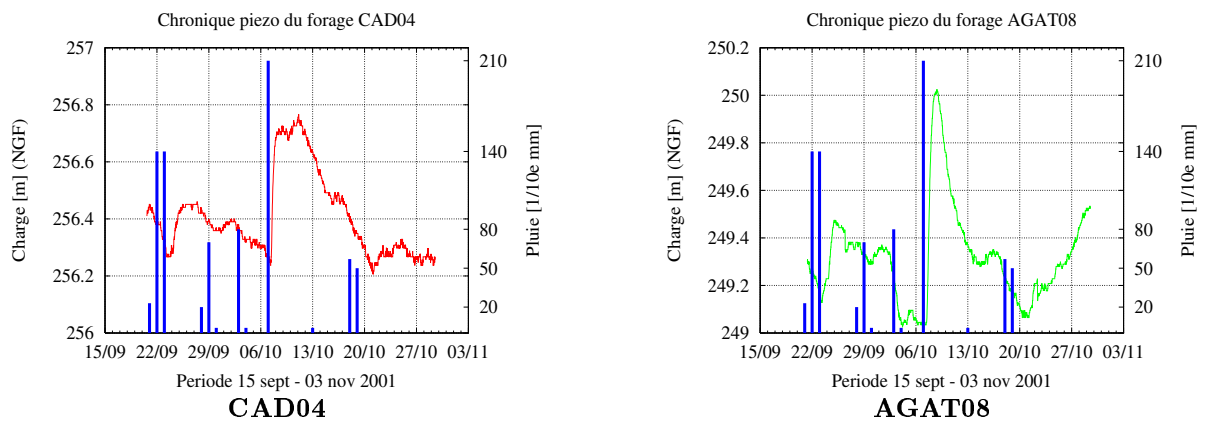
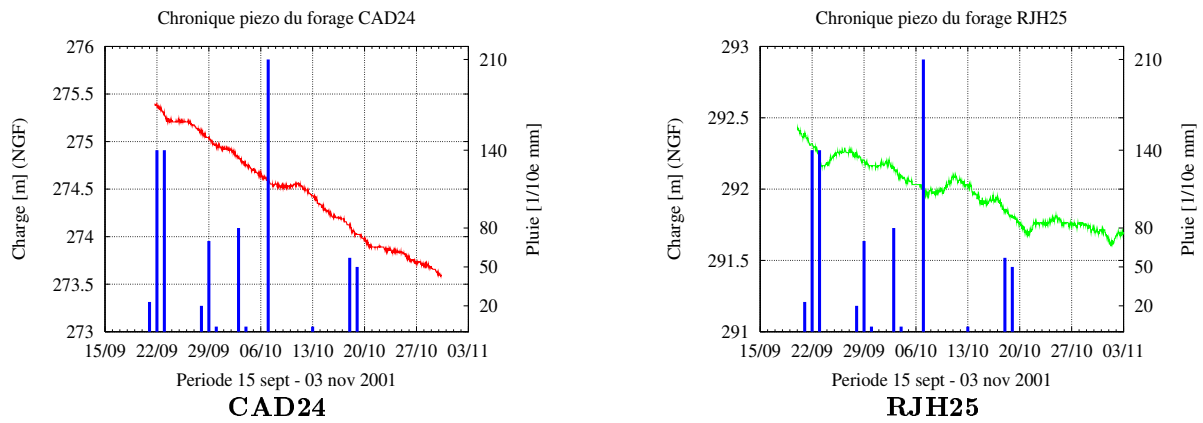


Fig a.6 : Comparaison des comportements des forages appartenant au continuum fractures (courbes rouges) et des forages appartenant au continuum matrice (courbes vertes)

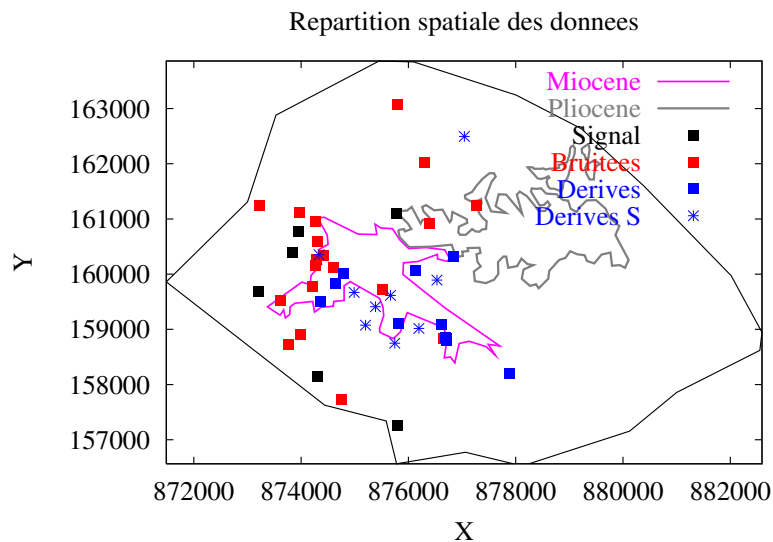




De même CAD24 et RJH25 sont deux forages dans lesquels les niveaux piézométriques présentent des dérives, mais ont pour conductivité hydraulique respectives $4,58.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ et $5,74.10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$. Le premier est donc représentatif du continuum fractures et le second, du continuum matrice. Il ne semble pas y avoir de corrélation entre les différents types de réponses et les continua. Les chroniques piézométriques de ces quatre forages sont présentées sur la figure a.6.

Les forages qui présentent des comportements du niveau de nappe similaires les uns des autres sont représentés par un symbole identique sur la carte a.7. La légende "Derive S" signifie simplement que la chronique piézométrique présente une dérive où apparaît un signal visible suite à la pluie du 6 octobre 2001.

Fig a.7 : Répartition spatiale des différents types de réponses



Valeurs des paramètres des modèles

Cette annexe regroupe les tableaux des valeurs des paramètres de chacun des modèles du chapitre 6. Il s'agit des valeurs de transmissivité T_{xx} , T_{yy} et d'emmagasinement S qui correspondent aux figures 6.9, 6.11, 6.17 et 6.25. Elle présente également un agrandissement de la figure 6.26.

Paramètres de la configuration 1

N° zone	T_{xx} ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	T_{yy} ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	S ($\times 10^{-2}$)
1	$1,3 \cdot 10^{-2}$	10^{-2}	5
2	$1,5 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	2
3	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	2
4	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	2
5	10^{-5}	$5 \cdot 10^{-4}$	2
6	$2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	2
7	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	2
8	$8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	2
9	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	2
10	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	4

Tableau a.2 : Valeurs des paramètres de la configuration 1

Paramètres de la configuration 2

N° zone	T_{xx} ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	T_{yy} ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	S ($\times 10^{-2}$)
1	$1,3 \cdot 10^{-2}$	10^{-2}	5
2	$1,5 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	2
3	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	2
4	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	2
5	10^{-5}	$5 \cdot 10^{-4}$	2
6	$2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	2
7	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	2
8	$8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	2
9	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	2
10	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	4

Tableau a.3 : Valeurs des paramètres de la configuration 2

Paramètres du modèle

N° zone	T_{xx} ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	T_{yy} ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	S ($\times 10^{-2}$)
1	$1,3 \cdot 10^{-2}$	10^{-2}	5
2	$1,5 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	2
3	$9 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	2
4	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	2
5	10^{-5}	$5 \cdot 10^{-4}$	2
6	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4}$	2
7	$2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	2
8	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	2
9	$8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	2
10	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	2
11	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	4

Tableau a.4 : Valeurs des paramètres du modèle

Fig a.8 : Agrandissement de la figure 6.26

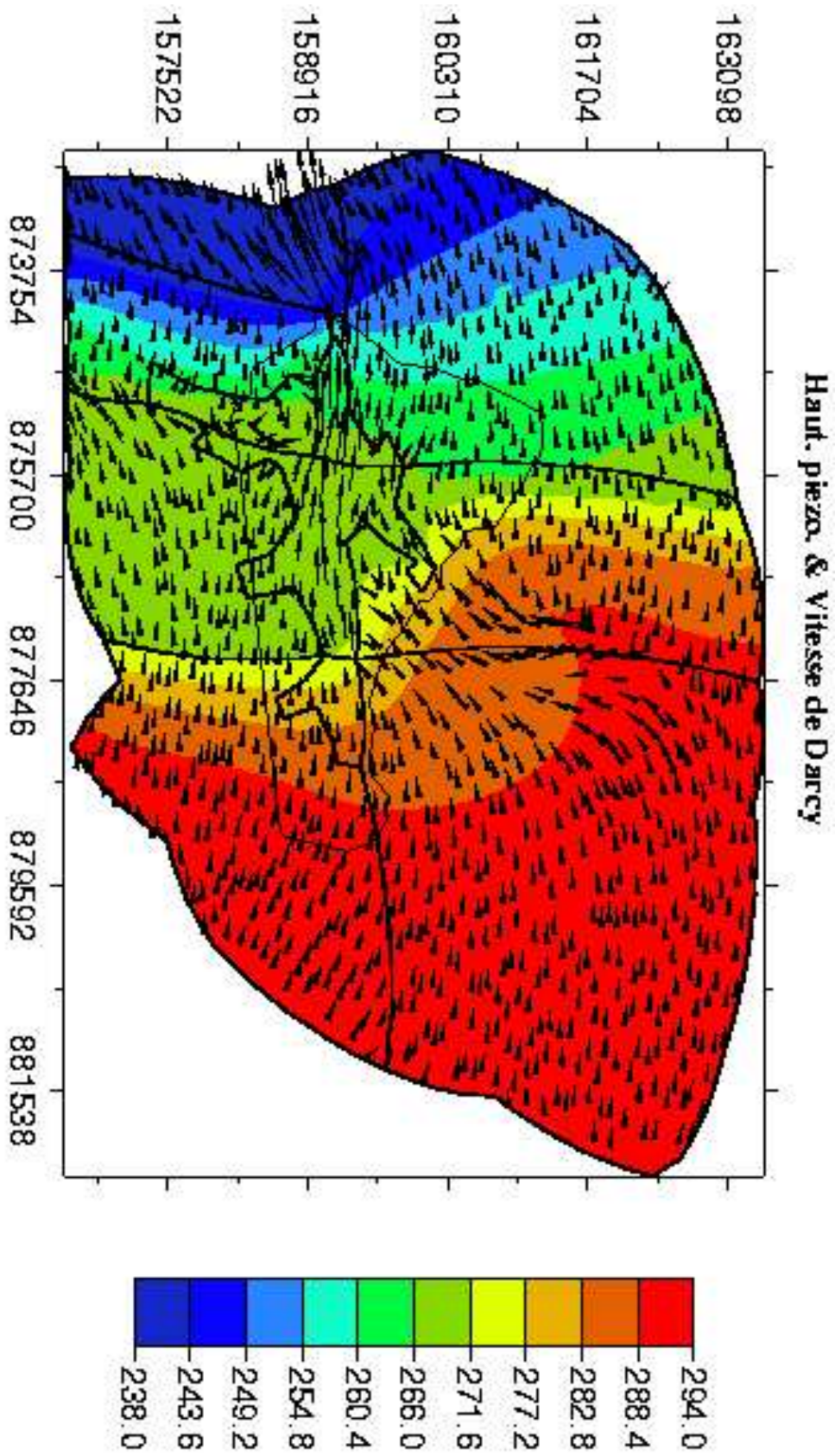


Table des figures

Chapitre 1

Figure 1.1 : Localisation du site du CEA/Cadarache.

Figure 1.2 : Localisation des terrains du CEA.

Figure 1.3 : Schéma structural de la région de Cadarache.

Figure 1.4 : Carte géologique de la région de Cadarache.

Figure 1.5 : Coupe géologique générale de la région de Cadarache (coupe ABC).

Figure 1.6 : Localisation des différents secteurs de relevés.

Figure 1.7 : Carte des linéaments de la partie septentrionale du Centre.

Figure 1.8 : Carte des linéaments de la partie centrale et méridionale du Centre.

Figure 1.9 : Carte de la fracturation à petite échelle dans une zone au nord du site CEA.

Figure 1.10 : Carte hydrologique de la région de Cadarache.

Figure 1.11 : Carte des forages existants en 1998.

Figure 1.12 : Schéma des écoulements et des relations entre aquifères miocène/quaternaire et crétacé.

Figure 1.13 : Principaux linéaments et localisation du drain de Chicade.

Figure 1.14 : Schéma de fonctionnement de l'aquifère hauterivien.

Figure 1.15 : Localisation et agrandissement du secteur de pompage.

Figure 1.16 : Chroniques piézométriques du test de pompage.

Figure 1.17 : Emplacement des forages aux réponses rapides et aux réponses lentes.

Figure 1.18 : Emplacements et réponses des forages P31, SP03 et SP05 suite aux pluies d'avril 1995.

Figure 1.19 : Schéma d'évolution des pressions en fonction de la position de l'ouvrage mesuré.

Figure 1.20 : Carte géologique du BRGM au 1/250 000 agrandie.

Figure 1.21 : Position des limites du domaine de modélisation.

Figure 1.22 : Localisation et types de réponses sur quelques forages du Centre.

Chapitre 2

Figure 2.1 : Volume Elémentaire représentatif du système.

Figure 2.2 : Système aquifère idéalisé.

Figure 2.3 : Principe de l'approche multi-continua.

Figure 2.4 : Principe du slug test.

Figure 2.5 : Vérification de CAL3F avec une solution en 1d transitoire.

Figure 2.6 : Vérification de CAL3F avec une solution en 2d stationnaire.

Chapitre 3

Figure 3.1 : Principe de l'algorithme d'optimisation.

Chapitre 4

Figure 4.1 : Zonage et maillage du test mono-continuum.

Figure 4.2 : Cartes des propriétés synthétiques du test mono-continuum.

Figure 4.3 : Chroniques piézométriques synthétiques du test mono-continuum.

Figure 4.4 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés du test mono-continuum.

Figure 4.5 : Zonage et maillage du test double-continuum.

Figure 4.6 : Cartes des propriétés synthétiques du test double-continuum.

Figure 4.7 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés du test double-continuum (sans régularisation).

Figure 4.8 : Résultats du calage des chroniques du continuum 2.

Figure 4.9 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés du test double-continuum (avec régularisation).

Figure 4.10 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés du test double-continuum (avec régularisation et inversion sur le coefficient d'échanges).

Figure 4.11 : Zonage et maillage du test semi-synthétique.

Figure 4.12 : Cartes des propriétés du test semi-synthétique.

Figure 4.13 : Chroniques piézométriques synthétiques du continuum 1.

Figure 4.14 : Chroniques piézométriques synthétiques du continuum 2.

Figure 4.15 : Zonage et maillage du test d'inversion en mono-continuum (paramétrisation en 29 cellules de Voronoï).

Figure 4.16 : Résultats du calage mono-continuum (forages appartenant au premier continuum dans le cas synthétique).

Figure 4.17 : Résultats du calage mono-continuum (forages appartenant au second continuum dans le cas synthétique).

Figure 4.18 : Cartes des propriétés estimées en mono-continuum.

Figure 4.19 : Cartes des différences relatives entre paramètres synthétiques et paramètres estimés (inversion avec le zonage "réel").

Figure 4.20 : Zoange et maillage du test d'inversion en double-continuum (formes des zones quelconques).

Figure 4.21 : Résultats du calage pour les forages du continuum 1.

Figure 4.22 : Résultats du calage pour les forages du continuum 2.

Figure 4.23 : Comparaisons des cartes des propriétés synthétiques et estimées.

Chapitre 5

Figure 5.1 : Distribution des forages du crétacé en 1998 et 2001.

Figure 5.2 : Campagne piézométrique du 9 septembre 1999 (étiage).

- Figure 5.3** : Campagne piézométrique du 15 février 2000 (la plus complète).
- Figure 5.4** : Période de disponibilité des données de la base de données CEA.
- Figure 5.5** : Ensemble des chroniques piézométriques de la période de mai 1999.
- Figure 5.6** : Répartition spatiale des données de la période de mai 1999.
- Figure 5.7** : Zones testées lors d'un slug test.
- Figure 5.8** : Répartition spatiale des forages testés.
- Figure 5.9** : Répartition spatiale des valeurs de conductivité hydraulique et histogramme à 8 classes.
- Figure 5.10** : Réponses types d'un forage de chaque classe d'équivalence.
- Figure 5.11** : Répartition spatiale des valeurs de conductivité hydraulique et histogramme à 5 classes.
- Figure 5.12** : Localisation et agrandissement de la zone RJH.
- Figure 5.13** : Différents types de réponse sur la zone RJH.
- Figure 5.14** : Localisation et a grandissement de la zone ENT.
- Figure 5.15** : Types de réponses vues à grandes échelle.
- Figure 5.16** : Maillage du domaine et agrandissement du secteur RJH.
- Figure 5.17** : Forme de l'histogramme en fonction du nombre de classes.
- Figure 5.18** : Répartition spatiale des forages matrice et fractures et histogramme.

Chapitre 6

- Figure 6.1** : Types de conditions aux limites du système.
- Figure 6.2** : Modèle conceptuel de la zone non saturée (d'après G. Lods).
- Figure 6.3** : Superposition de la campagne piézométrique du 9 septembre 1999 et des principaux éléments géologiques du site.
- Figure 6.4** : Superposition de la campagne piézométrique du 15 février 2000 et des principaux éléments géologiques du site.
- Figure 6.5** : Superposition du zonage et de la campagnes du 9 septembre 1999.
- Figure 6.6** : Superposition du zonage et de la campagne du 15 février 2000.
- Figure 6.7** : Chronique piézométrique du forage CAD08 pour la période de mars 1999 à mai 2000.
- Figure 6.8** : Position des forages utilisés pour le calage du modèle mono-continuum.
- Figure 6.9** : Carte des emmagasinelements estimés.
- Figure 6.10** : Zonage de la configuration 1.
- Figure 6.11** : Cartes des transmissivités estimées pour le zonage 1.
- Figure 6.12** : Champ piézométrique simulé et vitesse de Darcy de la configuration 1.
- Figure 6.13** : Position des forages CAD04 et CAD09 - Chronique reconstruite pour CAD04.
- Figure 6.14** : Chronique piézométrique du forage CAD04 pour la période de mars 1999 à mai 2000.
- Figure 6.15** : Reconstruction de la tendance piézométrique au forage CAD09.
- Figure 6.16** : Zonage de la configuration 2.

- Figure 6.17** : Cartes des transmissivités estimées pour le zonage 2.
- Figure 6.18** : Champ piézométrique simulé et vitesse de Darcy de la configuration 2.
- Figure 6.19** : Position des forages CAD10, CAD12, CAD14 et IPSN.
- Figure 6.20** : Comparaison des tendances piézométriques au piézomètre CAD10 dans les configurations 1 et 2.
- Figure 6.21** : Comparaison des tendances piézométriques au piézomètre CAD14 dans les configurations 1 et 2.
- Figure 6.22** : Comparaison des tendances piézométriques au piézomètre SD24/1 dans les configurations 1 et 2.
- Figure 6.23** : Comparaison des tendances piézométriques au piézomètre SP01 dans les configurations 1 et 2.
- Figure 6.24** : Zonage du modèle.
- Figure 6.25** : Cartes des transmissivités estimées.
- Figure 6.26** : Champ piézométrique simulé et vitesse de Darcy du modèle.
- Figure 6.27** : Reconstruction des tendances piézométriques des principaux forages.
- Figure 6.28** : Position des forages AGAT05 et AGAT08.
- Figure 6.29** : Reconstruction des tendances piézométriques aux forages AGAT05 et AGAT08.
- Figure 6.30** : Chroniques types de chaque catégorie de réponses.
- Figure 6.31** : Quantité de pluie mensuelle depuis 1990.
- Figure 6.32** : Moyenne mensuelle de la pluviométrie depuis 1990.
- Figure 6.33** : Comparaison de quelques chroniques piézométriques de la période de mai 1999 et de celle d'octobre 2001.
- Figure 6.34** : Comparaison de la répartition spatiale des chroniques piézométriques issues de la base de données et des chroniques à venir.
- Figure 6.35** : Position des forages STE05 (continuum fractures) et CEDRA05 (continuum matrice).
- Figure 6.36** : Résultats du calage pour l'inversion double-continuum (pluviométrie appliquée dans le continuum fractures).
- Figure 6.37** : Résultats du calage pour l'inversion mono-continuum.
- Figure 6.38** : Résultats du calage pour l'inversion double-continuum (pluviométrie répartie à 70% dans le continuum fractures et 30% dans la matrice).

Annexes

- Figure a.1** : Localisation et agrandissement de la zone STD/STE - AGAT.
- Figure a.2** : Positions des forages AGAT04 et STE04.
- Figure a.3** : Positions et comportements de STE04 et AGAT04.
- Figure a.4** : Localisation et agrandissement de la zone CM.
- Figure a.5** : Visualisation des différents types de réponses et de la classification fractures/matrice des forages.
- Figure a.6** : Comparaison des comportements des forages appartenant au continuum fractures (courbes rouges) et des forages appartenant au continuum matrice (courbes vertes).
- Figure a.7** : Répartition spatiale des différents types de réponses.
- Figure a.8** : Agrandissement de la figure 6.26.

Bibliographie

- [1] Amalbert, R., *Valorisation des données piézométriques du Centre CEA de Cadarache : Création et exploitation d'une base de données unique*. Rapport de stage de Maîtrise, Université de Montpellier II, 2000.
- [2] Artioukhine, E., *Méthodes d'optimisation et problèmes inverses*, dans *Métrieologie thermique et techniques inverses*, école d'hiver - METTI 99, Vol 1, Presses Universitaires de Perpignan, 1999.
- [3] Axelsson, O., *Iterative Solution Methods*, Cambridge University Press, 1996.
- [4] Bai, M., Elsworth, D., Roegiers, J.-C., *Multiporosity/Multipermeability Approach to the Simulation of Naturally Fractured Reservoirs*, *Water Resources Research*, **29** (6), 1621-1633, 1993.
- [5] Bai, M., Roegiers, J.-C., *Triple-porosity analysis of solute transport*, *Journal of contaminant Hydrology*, **28**, 247-266, 1997.
- [6] Barenblatt, G. I., Zheltov, I. P., *On the basic flow equations of homogeneous liquids in fissured rocks* (in Russian), *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 132, 545-548, 1960.
- [7] Barenblatt, G. I., Zheltov, I. P., and Kochina, I. N., *Basic concepts of theory of flow of fluids through fractured rocks* (in Russian), *Prikl. Mat. Mekh.*, 24, 852-864, 1960.
- [8] Bear, J., Bachmat, Y., *Introduction to Modelling of Transport Phenomena in Porous Media*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1991.
- [9] Bear, J., Tsang, C.-F., Marsily, G. de, *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*, Academic Press, 1993.
- [10] Bear, J., and Verruijt, A., *Modelling Groundwater Flow and Pollution*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1987.
- [11] Boone, A., Calvet, J.C., Noilhan, J., *Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method*, *Journal of Applied Meteorology*, **38**, p. 1611-1630.
- [12] Bougault, S., *Essais hydrauliques en forage dans un aquifère fracturé (Slug tests) : Réalisation et interprétation*, Mémoire de DES, Université de Liège, 2000.
- [13] Bourdarot, G., *Essais de puits : méthodes d'interprétation*, Éditions Technip, 1996.
- [14] Bidaux, P., Guérin, R., Guigon, A., Vuilleminot, P., *Site de Chicade (Cadarache - INB156) étude hydrogéologique, modélisation de la nappe des calcaires de l'Hauterivien*. Rapport Technique du CEA, RT DESD/95-134, 1995.
- [15] BRGM, *Carte géologique de la France à 1/250 000 région Marseille*. Par J. Rouire et al., 1979.
- [16] Bruggeman, G.A., *Analytical solutions of geohydrological problems*, *Developments in Water Science*, **46**, Elsevier, 1999.
- [17] Burden, R.L., Faires, J.D., *Numerical Analysis fifth ed.*, PWS Publishing Company, 1993.
- [18] Butler, J.J. Jr, *The design, and Analysis of Slug Tests*, Lewis Publishers, 1998.

- [19] Byrd, R. H., Lu, P., Nocedal, J., Zhu, C., *A Limited Memory Algorithm For Bound Constrained Optimization*, Siam J. Sci. Computing, **16** (5), p. 1190-1208, 1995.
- [20] Byrd, R. H., Nocedal, J., Schnabel, R. B., *Representations of Quasi-Newton Matrices and their Use in Limited Memory Methods.*, Technical Report NAM-03, 1992.
- [21] Byrd, R. H., Lu, P., Nocedal, J., Zhu, C., *A Limited Memory Algorithm for Bound Constrained Optimization.*, Technical Report NAM-08, 1994.
- [22] Cacas, M.-C., *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 de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1989.
- [23] Carey, G.F., *Finite Element Modeling of Environmental Problems Surface and Subsurface Flow and Transport*, Edited by G.F Carey, John Wiley & Sons, 1995.
- [24] Carrera, J., Neuman, S.P., *Estimation of Aquifer Parameters Under Transient and Steady State Conditions : 1. Maximum Likelihood Method Incorporating Prior Information.*, Water Resources Research, **22** (2), p. 199-210, 1986a.
- [25] Carrera, J., Neuman, S.P., *Estimation of Aquifer Parameters Under Transient and Steady State Conditions : 2. Uniqueness, Stability, and Solution Algorithms.*, Water Resources Research, **22** (2), p. 211-227, 1986b.
- [26] Carrera, J., Neuman, S.P., *Estimation of Aquifer Parameters Under Transient and Steady State Conditions : 3. Application to Synthetic and Field Data.*, Water Resources Research, **22** (2), p. 228-242, 1986c.
- [27] Carrera, J., *State of the art of the inverse problem applied to the flow and solute transport equation*, In Groundwater Flow and Quality Modelling (ed. by E. Custodio et al.), p. 549-583. NATO-ASI Series C, 1988.
- [28] Carslaw, H.S., and Jaeger, J.C., *Conduction of Heat in Solids*, 2nd edn., Oxford Univ. Press, London, 1959.
- [29] Chavent, G., *Analyse fonctionnelle et identification de coefficients répartis des équations aux dérivées partielles*, thèse de l'Université Paris VI, 1971.
- [30] Chavent, G., *Identification of functional parameters in partial differential equations*, in 'Identification of Parameters in Distributed Systems', Proceedings of 1974 Joint Automatic Control Conference, Editors Goodson and Polis, The American Society of Mechanical Engineers.
- [31] Chavent, G., *History matching by use of optimal control theory*, Soc. Pet. Eng. J., **15** (1), p. 74-86, 1975.
- [32] Chavent, G., *On the theory and practice of non-linear least-squares.* Advances in Water Ressources, **14** (2), Special Issue on Parameter Identification, 1991.
- [33] Ciarlet, P.G., *Analyse Numérique Matricielle et Optimisation*, Masson, Paris, 1982.
- [34] Chardigny, E., Siegel, P., Mosé, R., Ackerer, P., *Parameter identification for complex groundwater systems*, in : Aldama A.A. et al. (éds), Computational Methods in Water Resources XI, Vol. 1, Computational Mechanics Publication, Southampton, UK, 9 p., 1996.
- [35] Chen, Z.-X., *Transient Flow of Slightly Compressible Fluids Through Double-Porosity, Double permeability Systems - A State-of-the-Art Review.* Transport in Porous Media, **4**, 147-184, 1989.
- [36] Chen, Z.-X., *Analytical solutions for double-porosity, double permeability and layered systems*, Journal of Petroleum Science and Engineering, **5**, p. 1-24, 1990.

- [37] Clauzon, G., *Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology, 29 (1979/1980), p. 15-40, 1979.
- [38] Closmann, P.J., *An aquifer model for fissured reservoirs*, Soc. Pet. Eng. J., Oct., p. 385-398, Trans. AIME **259**, 1975.
- [39] Crank, J., *The Mathematics of Diffusion*, 2nd edn, Oxford Univ. Press, London, 1975.
- [40] Dagan, G., *Flow and Transport in Porous Formations*, Springer Verlag, 1989.
- [41] Dagan, G., Neuman, S., *Subsurface Flow and Transport : A Stochastic Approach*, Cambridge University Press, 1997.
- [42] Dath, G., Touzot, G., *Une présentation de la méthode des éléments finis*, 2e éd., Maloine S.A. Editeur, 1984.
- [43] Daviau, F., *Interprétation des essais de puits, les nouvelles méthodes*. Editions Technip, Paris et Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison. 1986.
- [44] Diskin, M.H., Nazimov, N., *Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process*, Journal of Hydrology, 172 (1-4), p. 313-330, 1995.
- [45] Dreuzy, J.-R. de, Davy, P., Bour, O., *Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution, 1. Effective connectivity*, Water Resources Research, **37** (8), p. 2065-2078, 2001a.
- [46] Dreuzy, J.-R. de, Davy, P., Bour, O., *Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution, 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures*, Water Resources Research, **37** (8), 2079-2096, 2001b.
- [47] Duguid, J.O., Lee, P.C.Y., *Flow in fractured Porous Media*, Water Resources Research, **13** (3), p. 558-566, 1977.
- [48] Ezzedine, S., *Modélisation des écoulements et du transport dans les milieux fissurés. Approches continues et discontinues.*, Thèse de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1994.
- [49] Fletcher, R., *Practical methods of optimization*, John Wiley & Sons, New York, 1987.
- [50] Foucault, A., Raoult, J.-F., *Dictionnaire de géologie*, 4e éd, Masson, 1995.
- [51] Fowler, A.C., *Mathematical Models in the Applied Sciences*, Cambridge Univ. Press, 1997.
- [52] Gerbaux, O., Burghoffer, P., Getto, D., *Modélisation de l'écoulement et du transport de soluté sur la nappe de CEA/Grenoble*, Rapport final DAMRI/SAR, 1999.
- [53] Glintzboeckel C., *Evaluation des risques potentiels de pollution dans la vallée de l'Abéou. Etude de faisabilité*. Rapport BRGM 83 SGN 002 PAC, 1983.
- [54] Groundwater Modelling System (GMS3.0), Reference Manual, Brigham Young University - Environmental Modeling Research Laboratory, 1999.
- [55] Gouze, P., Mackay, R., *Verification of TRACE0 with analytical Solutions*, Technical note 7, in Modelling contaminant migration in subsurface environments, 1994.
- [56] Gouze, P., Henry, A., *Expérience de traçage sur le réseau de fractures de Chicade. Protocole expérimental et caractérisation de l'axe P31-SP1*. Rapport ISTEEM-Hydrosiences, UMR5569 Montpellier, 1999.
- [57] Grapin, M., *Modélisation de l'aquifère miocène du site du CEA/Cadarache*, Rapport de stage (non publié), Stage de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1987.

- [58] Guérin, R., Vuilleminot, P., *Etude géologique de trois secteurs du Centre de Cadarache. Approche de la détermination des axes d'écoulement et de karstification dans l'Hauterivien - Liaisons avec la tectonique.* Note CEA/DCC/NT SESD/94-35, 1994.
- [59] Guérin, R., *Site du futur entreposage CEDRA (Centre de Cadarache). Etude structurale et hydrogéologique.* Rapport CEA/DESD/SESD/95-33/Rev. 1. 1995.
- [60] Guérin, R., Vuilleminot, P., Grimaud, P., *INB Cedra - Résultats des tests de pompage effectués dans les forages SC3Z et SC5Z (1 et 2 juillet 96).* NT SESD 96-32, 1996.
- [61] Guérin, R., *CE Cadarache. INB 56. Suivi géologique et hydrogéologique des travaux de "maîtrise de la nappe phréatique de Chicade" (foration des deux puits, de drains et d'un microtunnel) - Note technique* SESD/96-54. 1996.
- [62] Guérin, R., *Etudes et Contrôles des risques de pollution des nappes souterraines sur les sites du CEA Centre de Cadarache,* - Résultats d'expertise, R.T. DESD 00-206.
- [63] Guérin, R., *Synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques (second semestre 2001),* RT CAD/ST/GPI PAT/GEOL Rap 012, 2001.
- [64] Guyon, E., Hulin, J.-P., Petit, Luc, *Hydrodynamique Physique,* InterEditions/Editions du CNRS, Paris, 1991.
- [65] Gwo, J.P., Jardine, P.M., Wilson, G.V., Yeh, G.T., *A multi-pore-region concept to modeling mass transfert in subsurface media.* Journal of Hydrology, **164**, 217-237, 1995.
- [66] Hamm, S.-Y., Bidaux, P., *Dual-porosity fractal models for transient flow analysis in fissured rocks,* Water Resources Research, **32** (9), p. 2733-2745, 1996.
- [67] Henry, A., et Vuilleminot, P., *Étude Géologique et Hydrogéologique de la Partie Centrale et Méridionale du Centre,* Rapport GEE, 1998.
- [68] Henry, A., *Etude géologique et hydrogéologique de la partie septentrionale du Centre,* Rapport GEE, 1999.
- [69] Heredia, Medina, S., Carrera, J., *Estimation of parameter geometry,* in Computational Methods for Flow and Transport in Porous Media, p. 53-82, J.M. Crolet Ed., 2000.
- [70] Hill, M.C., Cooley, R.L., Pollock, D.W., *A Controlled Experiment in Ground Water Flow Model Calibration.* Ground Water, **36** (3), p. 520-535, 1998.
- [71] Isaaks, E.H., Srivastava, R.M., *Applied Geostatistics,* Oxford Univ. Press., 1989.
- [72] Jansen, D., Forkel, C., Lagendijk, V., Köngeter, J., *Evaluating the Capability of Scale Dependent Multi-continuum Modeling in Fractured Permeable Formations Based on Field, Laboratory and Numerical Experiments.,* Computer Methods in Water Resources XII.
- [73] Jourde, H., *Simulation d'essais de puits en milieu fracturé à partir d'un modèle discret basé sur les lois mécaniques de fracturation - Validation sur sites expérimentaux.* Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 1999.
- [74] Landau, L., et Lifchitz, E., *Théorie des champs, Physique Théorique,* tome 2, 4^e Edn, Éditions Mir Moscou, 1989.
- [75] Lavenue, A.M., Pickens, J.F., *Application of a Coupled Adjoint Sensitivity and Kriging Approach to Calibrate a Groundwater Flow Model.* Water Resources Research, **28** (6), p. 1543-1569, 1992.
- [76] Lavenue, M., *Sur une nouvelle méthode des points pilotes en problème inverse en hydrogéologie, engendrant un ensemble de simulations conditionnelles de champs de transmissivités.* Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1998.
- [77] Lavenue, M., Marsily, G. de, *Three-dimensional interference test interpretation in a fractured aquifer using the pilot point inverse method,* Water Resources Research, **37** (11), p. 2659-2675, 2001.

- [78] Lehmann, F., Ackerer, P., *Identification de paramètres hydrodynamiques en milieux poreux hétérogènes non saturés.*, Hydrogéologie, **4**, p. 67-74, 1995.
- [79] Lehmann, F., Ackerer, P., *Comparison of Iterative Methods for Improved Solutions of the Fluid Flow Equation in Partially Saturated Porous Media.*, Transport in Porous Media, **31**, p. 275-292, 1998.
- [80] Léonardi, V., Arthaud, F., *Etude tectonique du réseau de fractures des fouilles du RES*, Rapport ISTEEM-Hydrosiences UMR5569 Montpellier, 1998.
- [81] Liu, M.-X., Chen, Z.X., *Exact Solution for Flow of Slightly Compressible Fluids Through Multiple-Porosity, Multiple-Permeability Media.*, Water Resources Research, **26** (7), p. 1393-1400, 1990.
- [82] Lods, G., Caractérisation et modélisation hydrogéologique du secteur de la colline du Médecin (CEN-Cadarache). Première partie. Campagnes d'acquisition des données de terrain et méthode d'acquisition. Rapport du CEA/DESD/ SESD/ LGEM. 2000a.
- [83] Lods, G., Caractérisation et modélisation hydrogéologique du secteur de la Colline du Médecin (CEN-Cadarache). Deuxième partie. Evaluation des paramètres hydrodynamiques. Rapport du CEA/DESD/ SESD/ LGEM. 2000b.
- [84] Lods, G., *Centre d'études de Cadarache site de Bargette est, Modélisation et contrôle hydrodynamique*, Rapport Hydrosiences, 2001.
- [85] Lucquin, B., Pironneau, O., *Introduction au calcul scientifique*, Masson, Paris, 1996.
- [86] Mackay, R., Gouze, P., Wittaker, J.J., *Guide to the operation of TRACE0 V1.2*, User Manual 6, in Modelling contaminant migration in subsurface environments, 1994.
- [87] Marsily, G. de, *Quantitative Hydrogeology*, Masson, Paris, 1984.
- [88] Marsily, G. de, Delhomme, J.-P., Delay, F., Buoro, A., Regards sur 40 ans de problèmes inverses en hydrogéologie, C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, **329**, p. 73-87, 1999.
- [89] McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Groundwater Flow Model*, U.S. Geological Survey Open-File Report 83-875, 1988.
- [90] McLaughlin, D., Townley, L.R., *A reassessment of the groundwater inverse problem*, Water Resources Research, **32** (5), p. 1131-1161, 1996.
- [91] Moench, A. F., *Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir With Fracture Skin*, Water Resources Research, **20** (7), p. 831-846, 1984.
- [92] Morse, P.M., and Feshbach, H., *Methods of Theoretical Physics*, McGraw-Hill, New York, 1953.
- [93] Mosé, R., Siegel, P., Ackerer, P., Chavent, G., *Application of the mixed hybrid finite element approximation in a groundwater flow model : Luxury or necessity ?*, Water Resources Research, **30** (11), p. 3001-3012, 1994.
- [94] Mosé, R., Stoeckel, M.E., Poulard, C., Ackerer, P., Lehmann, F., *Transport parameters identification : application of the Sentinel method*, Computational Geosciences, **4** (3), p. 251-273, 2000.
- [95] Mukhopadhyay, A., *Spatial Estimation of Transmissivity Using Artificial Neural Network*, Ground Water, **37** (3), p. 458-464, 1999.
- [96] Noilhan, J., Planton, S., *A simple parametrization of Land Surface Processes for meteorological Models*, Monthly Weather Review, **117**, p. 536-549, 1989.
- [97] Noilhan, J., Mahfouf, J.-F., *The ISBA land surface parametrization scheme*, Global and Planetary Change, **13**, p. 145-159, 1996.

- [98] Peyrus, J.C., *Géologie du site de Van de Graaf*. Note CEA/SESR n°19. 1973.
- [99] Philip, J.R., *Issues in Flow and Transport in Heterogeneous Porous Media*, *Transport in Porous Media*, **1**, p. 319-338, 1986.
- [100] Poeter, E.P., Hill, M.C., *Inverse Models : A Necessary Next Step in Ground-Water Modelling*. *Ground Water*, **35** (2), p. 250-260, 1997.
- [101] Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., *Numerical Recipes in Fortran77*, 2nd Ed., Cambridge University Press, 1992.
- [102] Puccini, G., *Géologie et hydrogéologie du nord-ouest Varois*, Thèse de l'Université d'Aix-Marseille, 1978.
- [103] Rigal, G., *Caractérisation des paramètres hydrauliques de l'aquifère crétacé et approche comparative avec la géologie du Centre CEA/Cadarache*, Rapport de DESS, Université de Montpellier, 2001.
- [104] Samper-Calvete, F.J., Garcia-Vera, M.A., *Inverse modelling of groundwater flow in the semiarid evaporitic closed basin of Los Monegros, Spain*. *Hydrogeology Journal*, **6**, p. 33-49, 1998.
- [105] Siegel, P., *Transfert de masse en milieux poreux fortement hétérogènes : modélisation et estimation de paramètres par éléments finis mixtes hybrides et discontinus*. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 1995.
- [106] Siegel, P., Blaschke, A.P., Ackerer, P., *Automatic calibration of groundwater flow parameters for an unconfined aquifer northeast of Vienna*, in IAHS Publication no 237 : Calibration and Reliability in Groundwater Modelling, 1996.
- [107] Shvidler, M., Karasaki, K., *Multicontinuum description of flow in composite heterogeneous media*, *Water Resources Research*, **36** (12), p. 3615-3629, 2000.
- [108] Stehfest, H., *Numerical inversion of Laplace transforms*, *Comm. ACM* **13**, p. 47-49, 1970.
- [109] Sun, N.-Z., and Yeh, W. W.-G., *Identification of parameter structure in groundwater inverse problem*, *Water Resources Research*, **21** (6), p. 869-883, 1985.
- [110] Sun, N.-Z., and Yeh, W. W.-G., *Coupled inverse problem in groundwater modelling, 1, Sensitivity analysis and parameter identification*, *Water Resources Research*, **26** (10), p. 2507-2525, 1990a.
- [111] Sun, N.-Z., and Yeh, W. W.-G., *Coupled inverse problem in groundwater modelling, 2, Identifiability and experimental design*, *Water Resources Research*, **26** (10), p. 2527-2540, 1990b.
- [112] Sun, N.-Z., *Inverse Problems in Groundwater Modelling*, Kluwer Publishers, The Netherlands, 1994.
- [113] Sun, N.-Z., *Mathematical Modelling of Groundwater Pollution*, Springer - Verlag, New York, 1996.
- [114] Sun, N.-Z., Yang, S.-L., Yeh, W. W.-G., *A proposed stepwise regression method for model structure identification.*, *Water Resources Research*, **34** (10), p. 2561-2572, 1998.
- [115] Tarantola, A., Valette, B., *Generalized Nonlinear Inverse Problems Solved Using the Least Squares Criterion*. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20** (2), p. 219-232, 1982.
- [116] Tarantola, A., *Inverse problem theory : methods for data fitting and model parameter estimation*, Elsevier, New York, 1987.
- [117] Tikhonov, A., Arsenin, V., *Méthodes de résolution de problèmes mal posés*, Editions Mir, Moscou, 1976.

- [118] Warren, J. R., and Root, P. J., *The behaviour of naturally fractured reservoirs*, Soc. Pet. Eng, J., 3 (3), 1963.
- [119] Yeh, W. W.-G., *Review of Parameter Identification Procedures in Groundwater Hydrology : The Inverse Problem.*, Water Resources Research, **22** (2), p. 95-108, 1986.
- [120] Zhu, C., Byrd, R. H., Lu, P., Nocedal, J., *L-BFGS-B : Fortran Subroutines for Large-Scale Bound Constrained Optimization.*, Report, 1994.

Résumé

L'objet de ce travail concerne la modélisation des écoulements dans le système aquifère fracturé du site du CEA/Cadarache où deux aquifères ont été différenciés : un aquifère crétacé dans lequel les fractures jouent un rôle majeur dans les écoulements, et un aquifère miocène en relation hydraulique avec le premier. Une synthèse des connaissances géologique et hydrogéologique du site d'études a permis l'élaboration d'un modèle conceptuel basé sur une approche continue et déterministe. Il s'agit de l'approche multi-continua adaptée pour la prise en compte des écoulements dans le réseau de fractures, dans la matrice, mais aussi pour la prise en compte des échanges d'un aquifère à l'autre. Ces bases conceptuelles ont mené au développement d'un outil numérique de modélisation en problèmes direct et inverse, validé par plusieurs tests synthétiques.

L'approche inverse du multi-continua nécessite la distinction des charges piézométriques des différents milieux. Dans ce but, plusieurs campagnes d'essais de puits ont été réalisées sur de nombreux forages du crétacé. Les valeurs de conductivité hydraulique ont permis une classification des forages en fonction de leur représentativité. Plusieurs campagnes piézométriques couvrant la totalité des forages du site ont également été effectuées. Les données de ces campagnes ont permis de réaliser une première modélisation qui a mis en évidence les rôles importants joués par les sources de l'Abéou et le secteur du ravin de la Bête sur les écoulements de la nappe crétacée.

Ce travail a posé toutes les bases conceptuelles et méthodologiques pour la caractérisation des écoulements sous le site du CEA/Cadarache. Il a fourni une première modélisation des écoulements qui pourra être approfondie et finalisée grâce au réseau de piézomètres mis en place dans le cadre de cette étude.

Mots clefs :

Site du CEA/Cadarache, réservoirs fracturés multi-couches, modèle multi-continuum, éléments finis, problème inverse, méthode de l'état adjoint, optimisation sous contraintes, slugs tests, modélisation.