



**Calage automatique des modèles hydrodynamiques
maillés. Détermination de zones géographiques
homogènes et des paramètres optimaux associés.
Application à 5 systèmes aquifères.**

Dominique Thiéry

► **To cite this version:**

Dominique Thiéry. Calage automatique des modèles hydrodynamiques maillés. Détermination de zones géographiques homogènes et des paramètres optimaux associés. Application à 5 systèmes aquifères.. Hydrogéologie, 1993, 1993 (4), pp. 281-291. hal-01062470

HAL Id: hal-01062470

<https://brgm.hal.science/hal-01062470>

Submitted on 9 Sep 2014

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.

Calage automatique des modèles hydrodynamiques maillés. Détermination de zones géographiques homogènes et des paramètres optimaux associés. Application à 5 systèmes aquifères

*Automatic calibration of meshed hydrodynamic models
Determination of associated homogeneous geographic areas
and optimal parameters.
Application to five aquifer systems*

Dominique THIERY*

Mots-clés : Modèle, Hydrodynamique, Optimisation, Donnée, Étude cas

Résumé

Cet article présente une méthode opérationnelle de calage des modèles hydrodynamiques maillés. La première partie montre comment définir, en régime permanent, des zones géographiques de perméabilité homogènes à partir des gradients de charges observées en minimisant progressivement les écarts entre les gradients observés et les gradients simulés avec le modèle. On présente ensuite une méthode très générale permettant d'identifier la valeur optimale des paramètres dans des zones géographiques pré-déterminées. Cette méthode d'identification fonctionne aussi bien en régime permanent qu'en régime transitoire, et permet de caler n'importe quel paramètre : la perméabilité bien sûr, mais aussi le coefficient d'emmagasinement, la porosité cinématique, la dispersivité ou la capacité calorifique. La valeur optimale est celle qui permet la simulation la plus proche des observations. Il est possible de se caler sur des charges observées mais aussi sur des débits de sources, des concentrations en polluant, des températures de l'eau ou des teneurs en eau. Il est également possible de se caler simultanément sur plusieurs types de données. Ces méthodes de calage automatique ne fonctionnent pas uniquement avec des données synthétiques ou des données de laboratoire mais aussi dans les cas réels où les données sont parfois imprécises et peu nombreuses. Des applications à 5 systèmes aquifères réels sont présentées pour en illustrer les possibilités.

Abstract

An operational method is presented for the calibration of meshed hydrodynamic models. First, it is shown how, in the steady state, geographic areas with homogeneous hydraulic conductivity can be identified from observed head gradients, through the progressive minimization of the deviation between observed gradients and those simulated with the model. This is the basis of a generally applicable method for identifying optimum parameter values in pre-determined geographic areas. Such an identification method functions equally well in the steady and transient states, and enables the calibration of any parameter, including, obviously, hydraulic conductivity as well as the storage coefficient, and also kinematic porosity, dispersivity or calorific capacity. The optimum value is that which enables the closest simulated approximation of observed values. For calibration, it is possible to use observed head values, but also spring-flow figures, pollutant concentrations, water temperatures, or water content. Simultaneous calibration for several types of data is equally possible. Such automatic calibration does not only function with compiled or laboratory data, but also under real conditions where data can be imprecise and/or few in number. Finally, applications of the method are presented for five existing aquifer systems, which clearly shows its possibilities.

* BRGM, Direction de la recherche DR/HYT, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2

Introduction

Le calage d'un modèle d'écoulement souterrain consiste à déterminer les paramètres hydrodynamiques (perméabilité, coefficient d'emménagement), les paramètres de transport (dispersivité, porosité cinématique, coefficient de retard), les paramètres thermiques (conduction, capacité calorifique) et la recharge de l'aquifère. Généralement, dans les applications réelles, ces paramètres sont estimés par une méthode d'essais-erreurs par tâtonnements qui est laborieuse et dépend largement de l'expérience du modélisateur. Des méthodes de calage automatique ou de modélisation inverse ont été étudiées extensivement au cours des 20 dernières années. Une revue des différentes méthodes de modélisation inverse est donnée par Yeh [1986], Carrera [1988] et Keidser et Rosbjerg [1991]. Parmi ces méthodes, certaines sont assez proches de la démarche de l'hydrogéologue par essais-erreurs : par exemple, la méthode des lignes de courant décrite par Scott [1992] ou la méthode du gradient présentée par Döll [1991] qui ajuste directement dans chaque maille la transmissivité pour se rapprocher du gradient de charge observé.

Compte tenu de la structure des équations, la modélisation inverse avec des modèles maillés est très sensible aux incertitudes sur les données d'entrées, et donne lieu à des instabilités qui conduisent à une non-unicité de la solution. C'est pour cette raison que, jusqu'à maintenant, la modélisation inverse a rarement été utilisée dans les applications réelles (avec des données de terrain). Il y a 3 groupes de méthodes pour augmenter la stabilité. La première est d'utiliser une information *a priori* sur les paramètres (la transmissivité). Cette méthode est utilisée par Carrera et Neuman [1986] mais généralement cette information *a priori* est très limitée dans les situations réelles et, de plus, elle est affectée d'incertitudes (puisque l'on sait que la transmissivité n'est souvent connue qu'à un facteur 2 près). La deuxième consiste à imposer une certaine régularité sur la variation spatiale des paramètres ; cette régularité peut être obtenue par un critère qui favorise les solutions sans oscillations spatiales : c'est la méthode utilisée par Ensellem et de Marsily [1971], Thiéry [1993a]. Il est également possible d'imposer (par krigeage) une structure spatiale à la distribution de transmissivité comme le font Carrera et Neuman [1986] ou Lavenue et Pickens [1992]. La troisième méthode consiste à réduire considérablement le nombre de paramètres à déterminer, en découpant le système aquifère en zones géographiques dans lesquelles un type de paramètre a une valeur constante. Pour chaque type de paramètre (la porosité cinématique par exemple), le nombre d'inconnues est alors réduit au nombre de zones géographiques relatives

à ce paramètre. L'extension spatiale de ces zones peut être déterminée, dans un premier temps, d'après les caractéristiques lithologiques ou géographiques.

Dans le cas particulier de la perméabilité et si l'écoulement est en régime permanent, il est possible de déterminer ces zones géographiques, à partir d'une carte de charges observées, en utilisant la méthode du gradient de charge décrite en détail par Thiéry [1993a] et rappelée brièvement ici.

La détermination de la valeur optimale du paramètre de chaque zone a été abordée par Cooley [1977], Khan [1986], Kessler [1987], Liu et Li [1991] et Doherty [1991].

L'objet de cet article est de présenter brièvement la méthode du gradient de charge pour déterminer efficacement - en régime permanent et dans un modèle aux différences finies - des zones homogènes de perméabilité dans des cas réels, et de présenter une méthode opérationnelle de détermination des paramètres optimaux dans chaque zone. L'efficacité de ces méthodes est démontrée par application à 5 systèmes aquifères réels. Le calage automatique des modèles est également une étape préliminaire à une analyse de sensibilité au voisinage de l'optimum comme le montre Thiéry [1993b].

1. - Détermination de zones homogènes de perméabilité

1.1. - Calcul de la perméabilité

Cette méthode, qui est décrite en détail par Thiéry [1993a], dérive d'une méthode de modélisation inverse adaptée à la modélisation par éléments finis présentée par Döll [1991]. Cette méthode a été adaptée aux différences finies, et un processus de régularisation par moindres carrés l'a rendu stable et opérationnelle pour les cas réels. Le principe de la méthode est très simple et physique : on considère un tube de courant et on néglige la recharge sur une faible zone. Le gradient de charge réel G_r dans le tube de courant est obtenu à partir des charges observées et correspond à une transmissivité réelle T_r inconnue. On part d'une transmissivité initiale T_p qui produit, avec le modèle hydrodynamique, des charges dont on déduit un gradient simulé G_s . Dans le tube de courant de largeur l , le débit Q qui est constant est donné par :

$$Q = T_r \cdot G_r \cdot l = T_p \cdot G_s \cdot l \quad (1)$$

Si la transmissivité initiale n'est pas trop éloignée de la transmissivité réelle et si la direction du tube de courant était à peu près correcte, on en déduit immédiatement :

$$T_n = T_r = T_p \cdot G_s / G_r \quad (2)$$

En notant T_n une nouvelle estimation (améliorée) de la transmissivité.

Dans un modèle à mailles parallélépipédiques en 3 dimensions (3D), cette relation est appliquée à chaque direction pour calculer les transmissivités inter-nœuds dans les directions x , y et z . La convergence itérative est rapide (en 5 à 10 simulations avec le modèle) et les charges calculées sont très semblables aux charges observées comme le note Döll [1991]. Cependant, ce qui est calculé n'est pas la perméabilité, ni même la transmissivité, au centre de chaque maille, mais la transmissivité inter-nœuds. La différence essentielle est que s'il y a N mailles, il y a $3N$ transmissivités inter-nœuds mais seulement N observations de charges. Ceci a 2 conséquences importantes :

- compte tenu du grand nombre de valeurs à calculer ($2N$ en 2D, $3N$ en 3D), notre expérience a montré que les transmissivités inter-nœuds présentent une variabilité spatiale considérable et que leur utilisation en prévision serait discutable,
- les transmissivités inter-nœud ne peuvent pas être visualisées sur une carte mais seulement sur 3 cartes qui correspondent en fait à un coefficient d'anisotropie différent dans chaque maille.

Nous avons donc adapté cette méthode dont le principe est intéressant pour la rendre stable et lui permettre de calculer une seule perméabilité (régulière) dans chaque maille.

Sans rentrer dans le détail de la méthode, décrite par Thiéry [1993a], précisons qu'on calcule dans chaque maille les transmissivités équivalentes dans les 6 directions (nord, sud, est, ouest, haut et bas) à partir de la transmissivité de la maille du centre T_c , par moyenne harmonique pondérée avec les transmissivités centrales dans les 6 mailles voisines. Le calcul de la valeur de T_c ne peut pas être obtenu à partir de la relation (2) relative à une seule direction mais doit être obtenu par minimisation de la somme S_1 des carrés des écarts entre les gradients de charges observés et simulés avec le modèle :

$$S_1 = \sum_{i=1}^6 (G_{in} - G_{ir})^2 \quad (3)$$

où : G_{in} = gradient de charge dans la direction i correspondant à la perméabilité optimale
 G_{ir} = gradient de charge réel dans la direction i

Pour obtenir un champ de perméabilité régulier dans l'espace, on ajoute un deuxième terme S_2 à minimiser qui est une fonction de l'écart entre une perméabilité K_c et les 6 perméabilités voisines K_i . Pour obtenir des équations linéaires faciles à résoudre, on choisit S_2 de la forme :

$$S_2 = \sum_{i=1}^6 (1/K_c - 1/K_i)^2 \quad (4)$$

On minimise alors, dans chaque maille, la somme S pondérée par le facteur w des 2 sommes des carrés S_1 et S_2 :

$$S = S_1 + w \cdot S_2$$

Pour résoudre cette équation, on fait un changement de variable en utilisant les « résistances » notées R définies comme les inverses des transmissivités T et on obtient immédiatement la solution de manière itérative. Il est apparu, comme on le montrera plus loin, qu'on obtient de très bons résultats stables en 10 à 20 itérations. Rappelons cependant que cette méthode ne s'applique qu'à la perméabilité et uniquement en régime permanent. Elle permet cependant de prendre en compte la recharge.

1.2. - Détermination de zones géographiques homogènes

A partir des perméabilités obtenues dans chaque maille, on détermine des zones homogènes par le processus itératif suivant, en travaillant sur le logarithme des perméabilités.

On choisit un nombre N_c de classes de perméabilité dont une première approximation est obtenue en découpant l'intervalle de variation en N_c classes égales. Puis on calcule les centres des classes à partir de la moyenne des valeurs de chaque classe et on redéfinit de nouvelles classes - inégales cette fois - à partir des centres des classes obtenues. On obtient ainsi, très rapidement, des limites de classes contenant les valeurs les plus groupées entre elle. A chaque maille du modèle est donc affecté un numéro de zone entre 1 et N_c . Si le poids de régularisation est suffisant, les mailles d'une même zone sont conjointes ou forment plusieurs ensembles de mailles conjointes.

2. - Détermination du paramètre hydrodynamique ou hydrodispersif optimal dans chaque zone géographique

La méthode utilisée est dérivée de celle décrite par Khan [1986] qui est assez similaire à celle utilisée par les hydrogéologues qui déterminent par essais successifs la perméabilité à affecter à chaque zone d'un modèle. Elle est très générale et peut s'appliquer aux perméabilités, comme de nombreuses autres méthodes, mais aussi aux coefficients d'emmagasinement, aux porosités, aux dispersivités, aux coefficients de retard, à la recharge et aux paramètres

Tabl. I. - Descriptions des 5 systèmes aquifères (*Descriptions of the five aquifer systems*)

Nom	Localisation	Superficie modélisée (km ²)	Nombre de mailles	Nombre de couches	Nombre de pas de temps	Ecart-type des charges observées	Nombre d'observations ponctuelles disponibles
Thau	Hérault (F)	701	701	1	1	26,8	86
Cailly	Normandie (F)	94,5	378	1	1 ou 5	22,4	-
Breil	Aude (F)	0,523	536	1	1	0,82	16
Ile de Malte	Méditerranée	241	964	1	1	0,78	-
Sarthe	Sarthe (F)	1196	1196	2	1	19,2	-

thermiques. Elle fonctionne aussi bien en régime permanent qu'en régime transitoire. L'optimisation est obtenue par minimisation d'une fonction erreur ou « critère d'erreur » quelconque entre des mesures et des grandeurs calculées par le modèle. Ces grandeurs peuvent être des charges mais aussi des teneurs en eau, des pressions, des concentrations en polluant, des températures de l'eau, des débits d'échange ou des débits de source. Contrairement à la méthode de détermination des zones présentée dans la première partie de cet article, ce n'est pas une méthode de « modèle inverse », puisqu'on ne fait pas tourner le modèle avec des équations inverses, mais une méthode d'optimisation externe du modèle direct. Le modèle est inchangé mais, par analyse des variations du critère d'erreur en fonction des variations des paramètres, on déduit de nouvelles valeurs des paramètres qui diminuent ces erreurs.

2.1. - Principe de la méthode pour un seul paramètre

La méthode d'optimisation qui est fondée sur l'algorithme classique de Newton est décrite en détail par Thiéry [1993c]. C'est une méthode du deuxième ordre qui donc est très puissante. On note S le critère d'erreur à minimiser. On part d'une valeur initiale x d'un paramètre, la valeur optimale (inconnue) est notée x_0 . En faisant un développement limité de S au premier ordre au voisinage de x et en écrivant que x_0 est l'optimum et donc que $(dS/dx)(x_0) = 0$, on obtient :

$$x_0 = x - \frac{dS}{dx}(x) / \frac{d^2S}{dx^2}(x) \quad (5)$$

La valeur x_0 est une meilleure estimation de l'optimum qui correspond au sommet de la parabole tangente en x à la courbe $S(x)$. Étant donné que le développement est limité au premier ordre, ce n'est pas l'optimum absolu et le processus de calcul est itératif.

2.2. - Extension à plusieurs paramètres

La méthode précédente se généralise facilement pour p paramètres. On obtient alors un système de p équations à p inconnues de la forme :

$$[A].[DX] = [B] \quad (6)$$

avec : $[B]$ = vecteur d'élément $b_i = \frac{\partial S}{\partial x_i}$

$[DX]$ = vecteur d'élément $dx_i = x_{0i} - x_i$

$[A]$ = matrice symétrique = Jacobi

$$\text{d'élément } a_{ij} = \frac{\partial^2 S}{\partial x_i \partial x_j}$$

Les dérivées premières sont calculées numériquement en réalisant plusieurs simulations correspondant à de faibles variations des paramètres. On montre que, pour p paramètres, le nombre total de simulations à réaliser avec le modèle pour déterminer les coefficients du système (6) est égal à $(p + 1)^2$. En supposant 3 résolutions itératives du système d'équations (6), ce qui semble un minimum, on arrive à 768 simulations pour 15 paramètres.

2.3. - Optimisation paramètre après paramètre

Compte tenu de la faible dépendance entre paramètres, on montre qu'il est plus avantageux d'optimiser successivement chaque paramètre en utilisant la relation (5) pour le paramètre x_1 , puis pour x_2 , etc. Pour chaque paramètre, le nombre de simulations avec le modèle est égal à 3. Au total, pour p paramètres, on a besoin de $3.p$ simulations. En supposant 4 itérations au lieu de 3 avec l'optimisation simultanée des paramètres, on arrive ainsi à 180 simulations au lieu de 768 soit un gain d'un facteur 4.

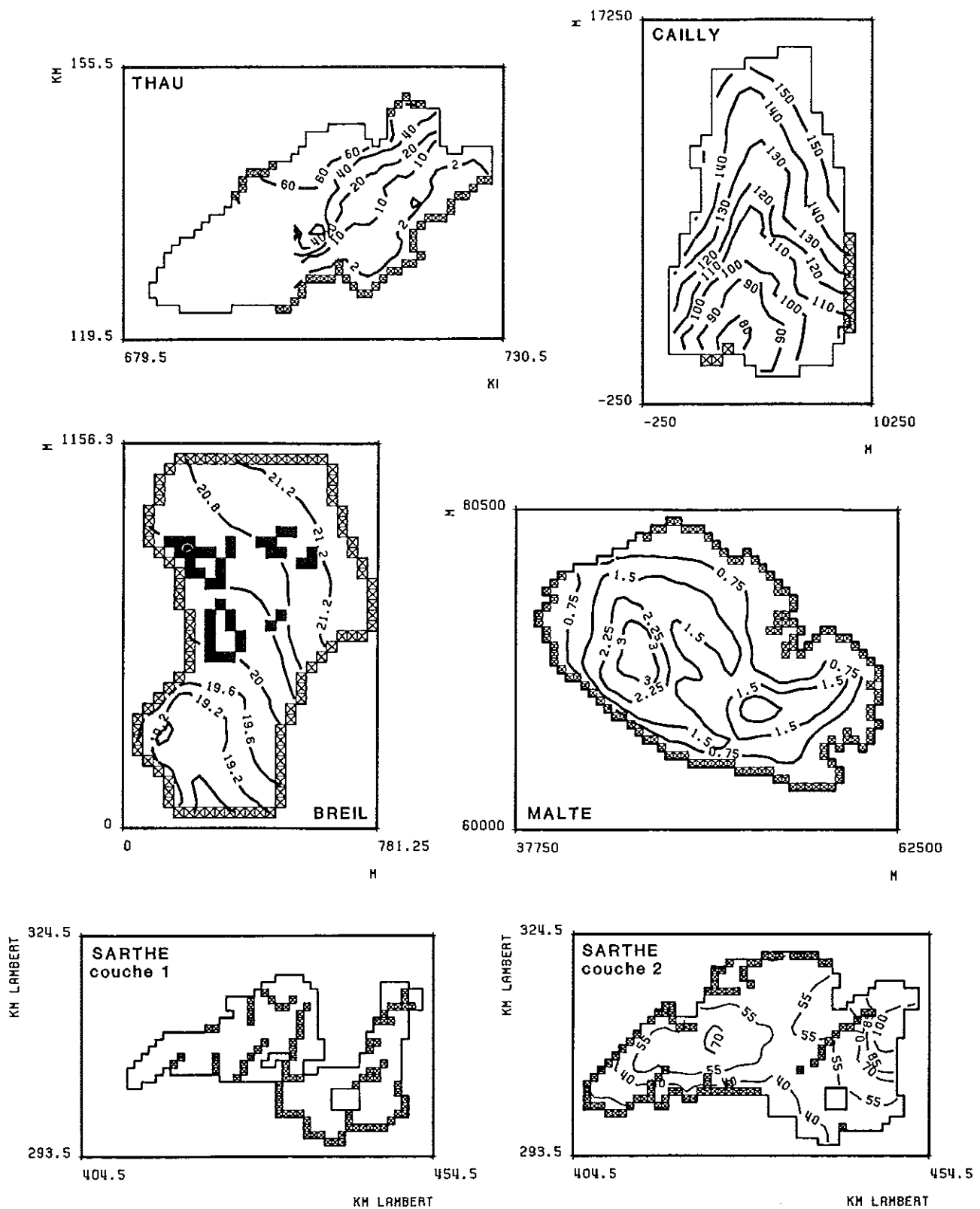


Fig. 1. - Cartes piézométriques (isovaleurs graduées en m) et conditions aux limites des 5 systèmes aquifères. Les croix désignent les limites à potentiel imposé (Potentiometric maps (contours graduated in metres) and boundary conditions for the five aquifer systems. Crosses indicate the limits with prescribed a head)

Tabl. II. - Détermination de zones par modélisation inverse
(Determination of areas by inverse modelling)

1 Nom	2 Poids régul. (%)	3 Coef. relaxat.	4 Nombre simul.	5 EQM (m)	6 Résidu normalisé (%)	7 Ratio moyen entre 2 perméab. adjacentes
Thau	0	1,0	20	2,2	0,7	73
Thau	20	0,5	12	5,0	3,5	2,2
Cailly	10	0,7	12	3,0	1,8	2,1
Breil	15	0,5	12	0,083	1,0	2,5
Malte	20	0,3	12	0,26	10,8	1,8

3. - Application à 5 systèmes aquifères réels

Les 2 méthodes présentées plus haut ont été incorporées dans le logiciel MARTHE du BRGM décrit par Thiéry [1990]. Elles ont été déjà appliquées à un grand nombre de cas réels et 5 applications variées sont présentées ci-dessous. Les données relatives aux 5 systèmes aquifères sont synthétisées dans le tableau I. La figure 1 présente les cartes piézométriques mesurées ainsi que les conditions aux limites : les mailles à potentiel imposé sont marquées par une croix.

3.1. - Détermination de zones géographiques de perméabilité par modélisation inverse

Des zones géographiques de perméabilité n'ont été déterminées que pour les 4 premiers systèmes aquifères puisque la méthode n'était pas encore opérationnelle pour les systèmes multicouches. Les résultats obtenus sont décrits dans le tableau II avec les notations suivantes :

Col 2 = poids de régularisation exprimé en %
(0 % = pas de régularisation)

Col 3 = coefficient de sous-relaxation (c'est un coefficient destiné à ralentir les modifications successives de perméabilité pour éviter des oscillations)

Col 4 = nombre de simulations avec le modèle direct

Col 5 = EQM = Erreur Quadratique Moyenne : c'est la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre observations et simulations

Col 6 = Résidu normalisé = $(EQM)^2 / \text{variance des observations}$

Col 7 = rapport moyen entre les perméabilités de 2 mailles adjacentes (calculé à partir des logarithmes des perméabilités)

* Système aquifère de Thau

En partant d'une perméabilité uniforme de $2 \cdot 10^{-5}$ m/s et sans aucune régularisation, on obtient par modèle inverse un très bon ajustement comme le montre la première ligne du tableau II. Les charges simulées sont extrêmement proches des charges observées avec un écart quadratique moyen de seulement 2,2 m. En fait le modèle est sur-calé puisqu'une étude par krigeage a montré que l'écart-type de l'erreur due à la seule interpolation entre les points de mesures pour réaliser la carte piézométrique est de l'ordre de 3 à 5 m soit nettement supérieure. La colonne 7 du tableau II montre que le champ de perméabilité identifié est très irrégulier puisque le ratio moyen de perméabilité entre 2 mailles adjacentes atteint 73. La figure 2a présente la carte de perméabilité identifiée qu'aucun hydrogéologue n'oserait utiliser pour prévoir le comportement du système aquifère en réaction à une sollicitation. Un deuxième calcul a alors été réalisé (2^e ligne du tableau II) avec un poids de régularisation égal à 20 %. L'écart quadratique moyen est alors augmenté jusqu'à 5 m (soit un résidu normalisé de 3,5 %) mais la carte de perméabilité est très lisse et physique (fig. 2b) avec un ratio moyen de 2,2 entre perméabilités adjacentes.

* Autres systèmes aquifères

Le tableau II présente également les résultats relatifs aux 3 autres systèmes aquifères. De bons résultats sont obtenus automatiquement en moins de 15 itérations de simulations avec des poids de régularisation de 15 à 20 % et des coefficients de sous-relaxation de 0,3 à 0,7.

Les zones géographiques de perméabilités identifiées pour ces 3 aquifères sont représentées sur les figures 3 et 4.

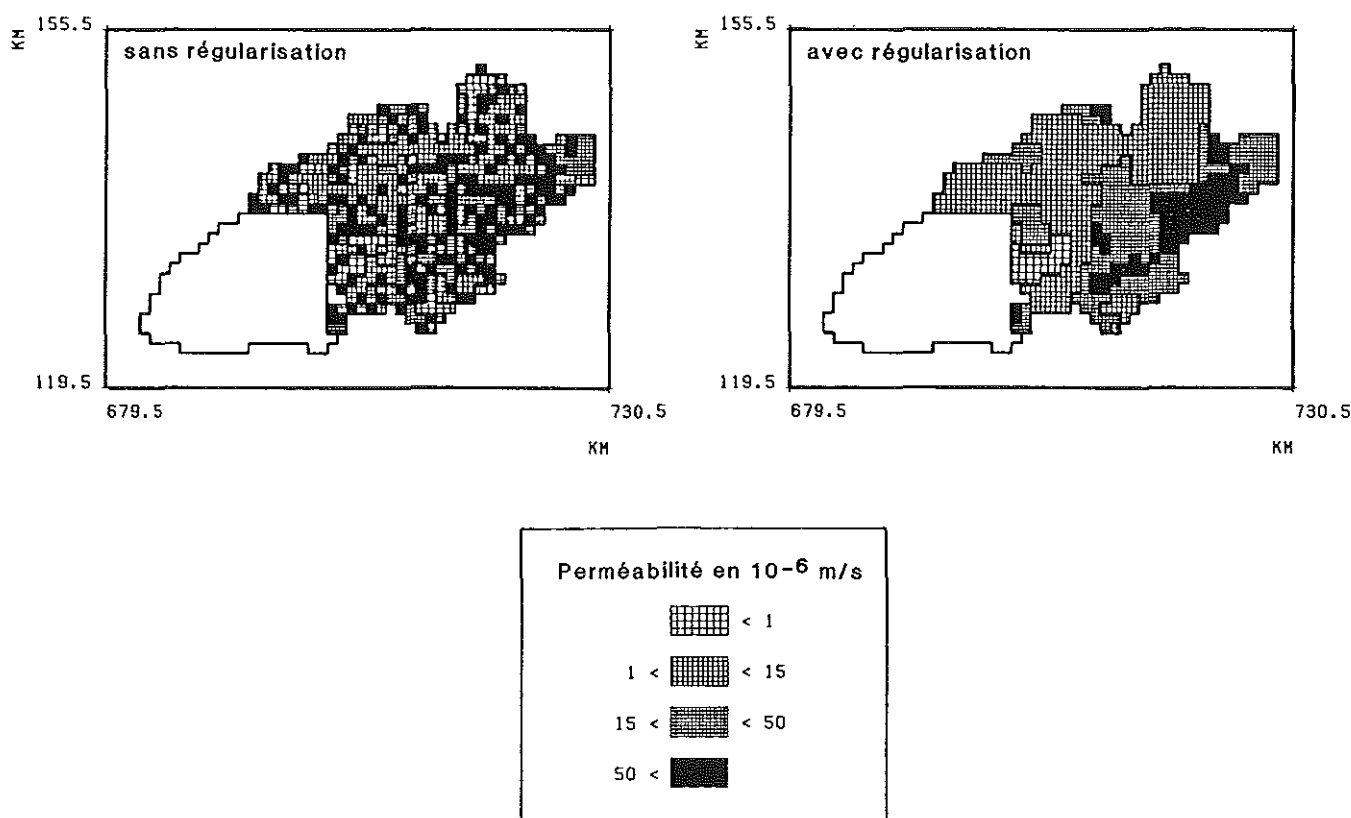


Fig. 2. - Détermination automatique de zones homogènes de perméabilité par la méthode du gradient de charge: a) sans régularisation, b) avec un poids de régularisation de 20 % (Automatic determination of areas with homogeneous permeability, using the head-gradient method: a) without regulation: b) with a regulation weighting of 20 %)

3.2. - Identification des paramètres de chaque zone géographique

Tabl. III. - Identification automatique des perméabilités - Comparaison du calage de l'hydrogéologue et du calage automatique (Automatic identification of permeability values - comparison between calibration by the hydrogeologist and automatic calibration)

Aquifère	Calage hydrogéologue Zones de l'hydrogéologue		Calage automatique Zones du modèle inverse	
	Nb de zones	Résidu normalisé (%)	Nb de zones	Résidu normalisé (%)
Thau	11	6,8	6	1.4
Cailly	4	-	4	1.0
Breil	13	2,4	5	1.2
Malte	7	22,4	3	11.0
Sarthe	12	7,7	3*	5.4

* Zones déterminées par regroupement à partir des zones de l'hydrogéologue.

Le tableau III compare les résultats du calage par essais successifs d'un hydrogéologue dans les zones qu'il a défini avec les résultats du calage automatique dans les zones obtenues par modèle inverse (par la méthode du gradient de charge). On voit que le résidu normalisé (qui est en fait le pourcentage de variance résiduelle) est le plus souvent au moins divisé par 2 avec un nombre de zones géographiques parfois nettement moins important: par exemple, pour la nappe de Thau, le résidu passe de 6,8 % à 1,4 % avec seulement 6 zones au lieu de 11.

La figure 5 présente la comparaison des cartes piézométriques observées et simulées à partir des champs de perméabilité identifiés automatiquement. Elle montre que le calage est satisfaisant et donc qu'un ensemble de 3 à 6 zones homogènes de perméabilité est suffisant pour obtenir de bons résultats ce qui permet un calage robuste.

Le tableau IV présente les performances du calage automatique sur les zones choisies par l'hydrogéologue. On remarque un gain de l'ordre de 50 % seulement sur le résidu normalisé, ce qui montre que le calage par l'hydrogéologue, quoique beaucoup

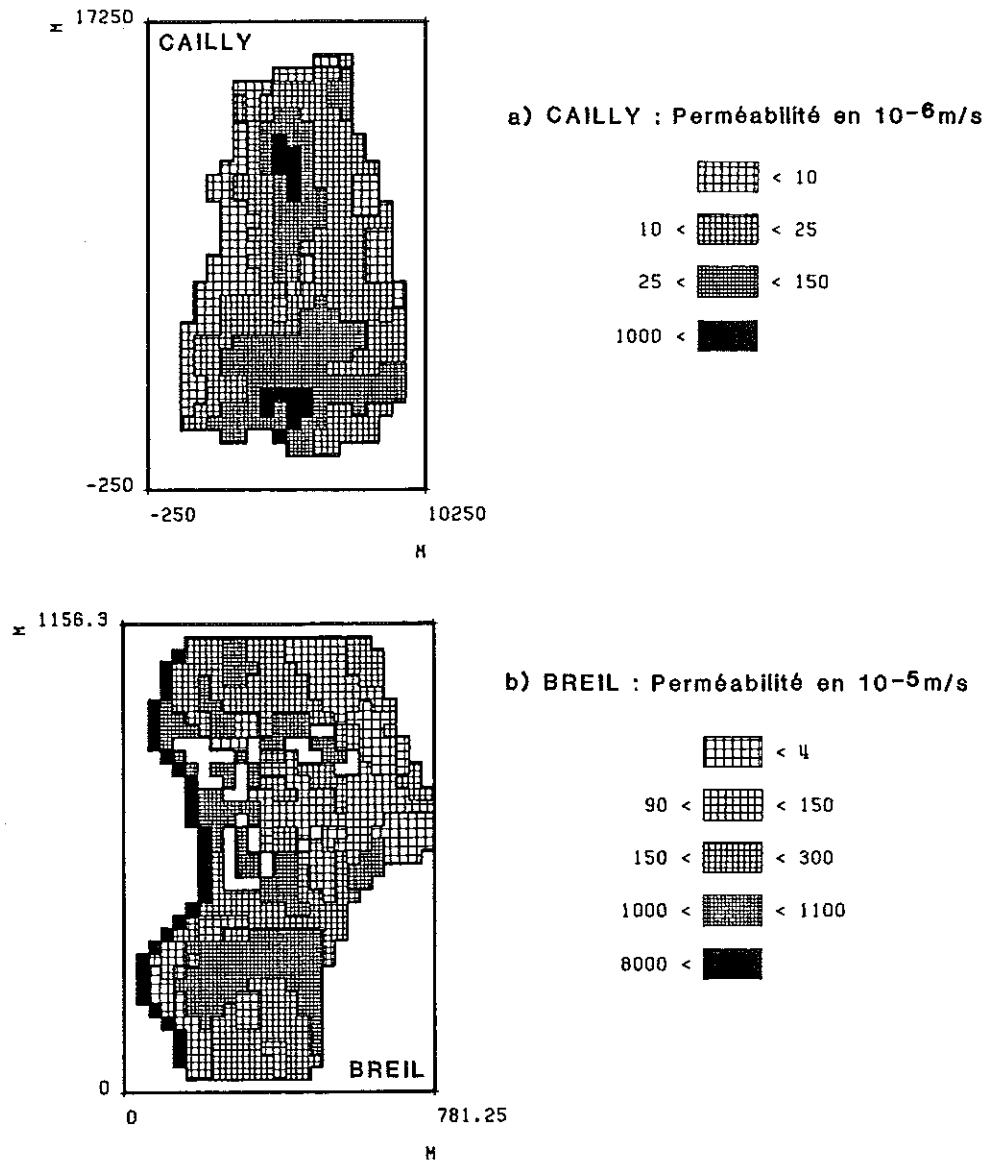


Fig. 3. - Zones homogènes de perméabilité identifiées par la méthode du gradient de charge : a) aquifère Cailly, b) aquifère Breil (Areas of homogeneous hydraulic conductivity identified with the head-gradient method: a) Cailly aquifer, b) Breil aquifer)

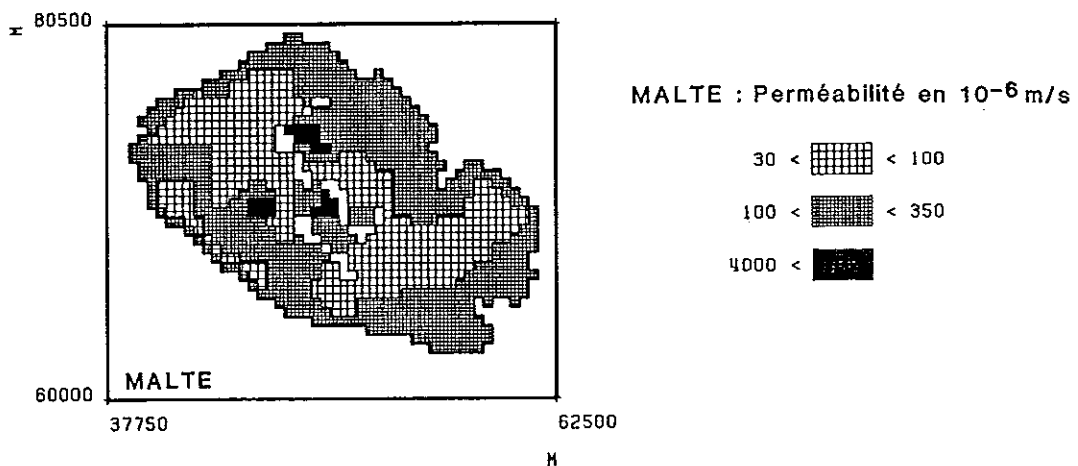


Fig. 4. - Zones homogènes de perméabilités: aquifère de Malte (Areas of homogeneous hydraulic conductivity in the Malta aquifer)

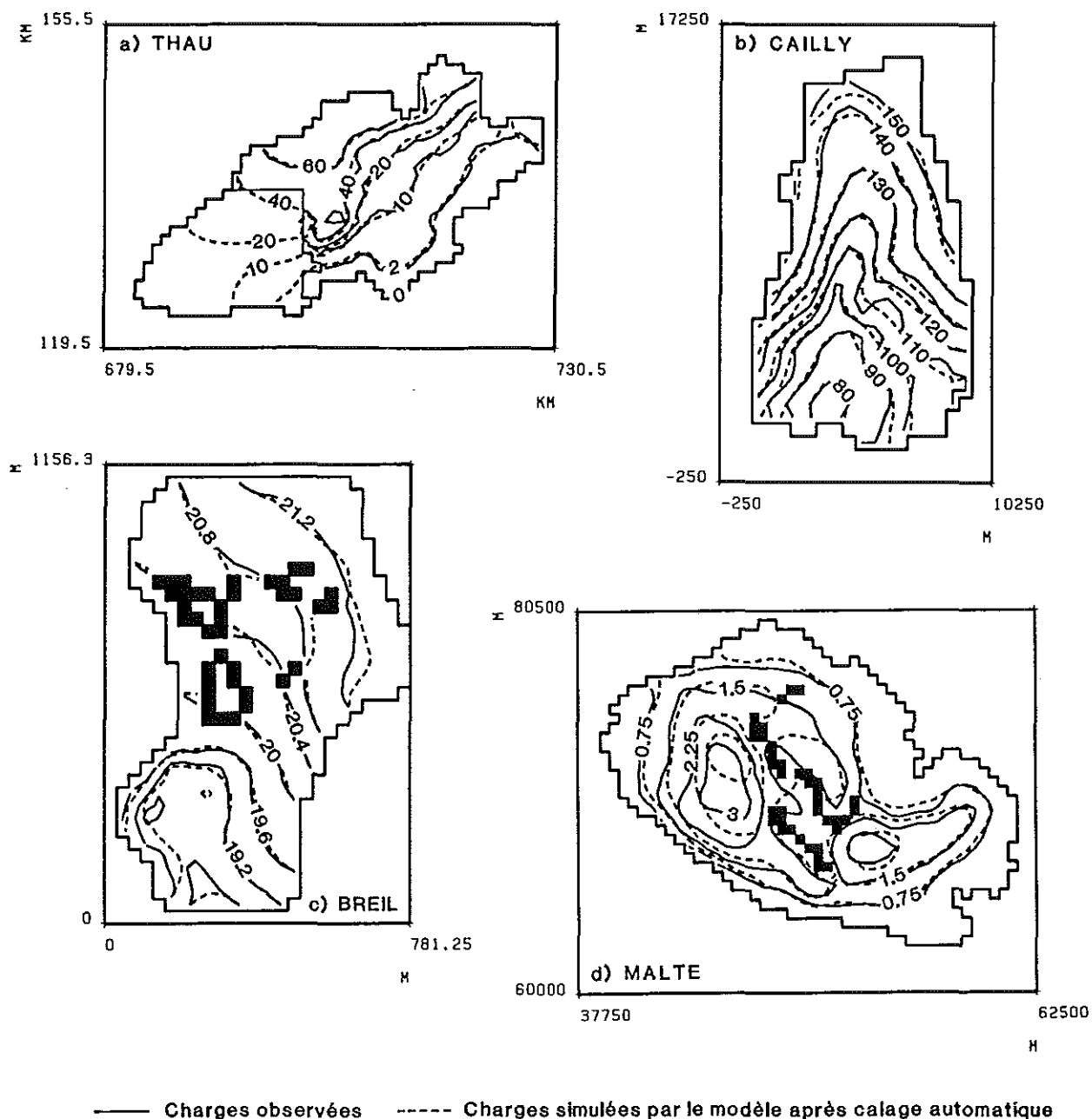


Fig. 5. - Comparaison des charges observées (m NGF) avec celles du modèle après identification automatique des perméabilités optimales dans les zones homogènes déterminée par la méthode du gradient de charge: a) Thau, b) Cailly, c) Breil: les rectangles noirs représentent des sablières; d) Malte: les zones noires représentent des réseaux de Guétaras (Comparison of heads observed with the model (in m a.s.l.) after automatic identification of optimum permeability in the homogeneous areas determined with the head-gradient method: a) Thau; b) Cailly; c) Breil: the black rectangles indicate sand pits; d) Malta: black areas indicate Guetara networks)

plus long, était acceptable mais la dernière colonne du tableau montre que dans certains cas on pouvait regrouper ces zones pour en diminuer le nombre sans dégrader le calage. Le tableau V montre qu'on peut également déterminer d'autres paramètres que la perméabilité ou bien se caler sur des observations ponctuelles au lieu d'une carte de charges.

4. - Conclusions

Avant d'utiliser un modèle hydrodynamique souterrain, il est nécessaire de le caler soigneusement. Le modèle n'aura une utilité que si ses paramètres sont bien définis et en faible nombre. La méthode

Tabl. IV. - Calage automatique sur les zones déterminé
par l'hydrogéologue
(Automatic calibration of areas defined by the hydrogeologist)

Aquifère	Calage hydrogéologue		Calage automatique	Calage automatique Regroupement de zones	
	Nb de zones	Résidu normalisé (%)	Résidu normalisé (%)	Nb de zones	Résidu normalisé (%)
Thau	11	6,8	4,0	-	-
Cailly	4	-	3,0	-	-
Breil	13	2,4	1,4	6	1,6
Malte	7	22,4	18,3	-	-
Sarthe	12	7,7	5,0	3	5,4

Tabl. V. - Calage d'autres paramètres que la perméabilité
(Calibration of other parameters than hydraulic conductivity)

Aquifère	Valeur initiale		Valeur finale Résidu normalisé (%)	Remarque
	Nb de zones	Résidu normalisé (%)		
Thau	11	21,7	5,8	Calage sur 86 observations ponctuelles.
Cailly	4	1,7	0,6	Calage de 5 zones de coefficient d'emménagement (en transitoire).
Breil	13	6,2	1,4	Calage sur 16 observations ponctuelles.
Malte	7	18,3	14,6	Calage de 4 zones de facteurs d'infiltration.
Sarthe	3	7,3	5,5	Calage de 2 zones de perméabilité d'épentes.

la plus raisonnable consiste à définir un faible nombre de zones géographiques avec un paramètre constant dans chacune d'elle. C'est la méthode qu'utilisent depuis plusieurs dizaines d'années les hydrogéologues qui déterminent par essais successifs les perméabilités ou les coefficients d'emménagement à introduire dans chaque zone d'un modèle pour obtenir une simulation réaliste des charges observées. Les résultats obtenus avec cette méthode manuelle sont fiables mais coûteux puisqu'ils sont obtenus par tâtonnement. C'est cependant la seule approche qui permette de faire une analyse de sensibilité et d'estimer la précision des résultats du modèle. Une méthode d'identification automatique de paramètres dans des zones géographiques pré-déterminées a été décrite dans cet article et on a montré sur 5 applica-

tions réelles qu'elle donne de bons résultats pour identifier des perméabilités mais aussi des coefficients d'emménagement ou des facteurs de recharge. L'intérêt de cette méthode très générale est d'être proche de la démarche intuitive des hydrogéologues. Elle peut être appliquée aussi bien en régime permanent qu'en régime transitoire et même si on ne dispose que d'observations ponctuelles ne permettant pas de tracer une carte piézométrique complète, il est possible de se caler également et simultanément sur d'autres données que la charge, par exemple : la concentration, la température ou la teneur en eau. La détermination des zones géographiques doit être faite au préalable mais dans le cas particulier, mais le plus fréquent, où on cherche à identifier uniquement des perméabilités en régime

permanent, et où on dispose d'une carte piézométrique sur tout le domaine, la méthode du gradient de charge permet de déterminer très efficacement ces zones.

Remerciements

Cet article est la publication scientifique n° 93 056 du BRGM ; il a été réalisé dans le cadre d'un projet financé sur crédits de recherche du BRGM.

Références bibliographiques

- CARRERA J., NEUMAN S. (1986). - Estimation of Aquifer Parameters under Transient and Steady State conditions : 1 Likelihood Method incorporating prior Information; 3 Application to Synthetic Field Data. - *Water Resources Research*, 22 (2), pp. 199-210 and 228-242.
- CARRERA J. (1988). - State of the art of the inverse problem applied to the flow and solute transport equation. In : E. Custodio *et al.* (eds.), *Groundwater Flow and Quality Modelling*, D. Reidel Publ. Comp., pp. 549-583.
- COOLEY R.L. (1977). - A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow (I. Theory and numerical properties). - *Water Resources Research*, 13, pp. 318-324.
- DOHERTY J. (1991). - MODINV-Software for MODFLOW Parameter Optimisation. *Modelling in Groundwater Resources*. Proceedings of the Internat. Conf. on Modelling Groundwater Flow and Pollution, Nanjing Univ. Press, China, pp. 397-402.
- DÖLL P. (1990). - An Automated trial and error procedure to estimate transmissivity from hydraulic head contour maps. - *MODELCARE 90 Internat. Conf. on Calibration and Reliability in groundwater modelling*. Vol. of Poster paper, pp. 109-118.
- ENSELLEM Y., DE MARSILY G. (1971). - An Automatic Solution for the Inverse Problem. - *Water Resources Research*, 7 (5), pp. 1264-1283.
- KEIDSER A., ROSBJERG D. (1991). - A comparison of Four Inverse Approaches to Groundwater Flow and Transport parameter Identification. - *Water Resources Research*, 27, n° 9, pp. 2219-2232.
- KESSLER N. (1987). - Calage semi-automatique des modèles hydrodynamiques. Description du logiciel MICA et deux exemples d'application. - Unpubl. Report BRGM n° 87 SGN 871 EAU.
- KHAN I.A. (1986). - Inverse problem in Groundwater :
a) Model Development. - *Groundwater*, 24, n° 1, pp. 32-38.
b) Model Application. - *Groundwater*, 24, n° 1, pp. 39-48.
- LAVENUE A.M., PICKENS J.F. (1992). - Application of a Coupled Adjoint Sensitivity and Kriging Approach to calibrate a Groundwater Flow Model. - *Water Resources Research*, 28 (6), pp. 1543-1569.
- LIU Y., LI Q. (1991). - A Newton-Khan's Algorithm Solution to the Inverse Problem in Groundwater. *Modelling in Groundwater Resources*. - Proceedings of the Internat. Conf. on Modelling Groundwater Flow and Pollution. Nanjing Univ. Press, China, pp. 132-138.
- SCOTT D.M. (1992). - An Evaluation of Flow Net Analysis for Identification. - *Groundwater*, 30, n° 5.
- THIÉRY D. (1990). - Logiciel MARTHE. Modélisation d'Aquifère par un maillage Rectangulaire en régime Transitoire pour le calcul Hydrodynamique des Ecoulements. - Version 4.3, rapport BRGM n° R32210.
- THIÉRY D. (1993a). - Automatic Calibration of Groundwater Models by the Head Gradient Method. - GQM93. - Internat. Conf. on Groundwater Quality Management. Tallinn, Estonia, september 1993.
- THIÉRY D. (1993b). - Evaluating Predictive Reliability of Groundwater Models by Sensitivity Analysis : GQM93. - Internat. Conf. on Groundwater Quality Management. Tallin, Estonia, september 1993. Posters Volume, pp. 115-126.
- THIÉRY D. (1993c). - Calibration of Groundwater Models by Optimisation of Parameters in Homogeneous Geological Zones. - Conf. Internat. « Stochastic and Statistical Methods in Hydrology and Environmental Engineering », Univ. of Waterloo, Ontario.
- YEH W.W.G. (1986). - Review of Parameter Identification Procedures in Groundwater hydrology : The Inverse Problem. - *Water Resources Research*, 22, (2), pp. 95-108.