

Chapitre 3

Méthodes de délimitation des zones de protection

La délimitation d'une zone de protection autour d'un puits de captage dépend des propriétés du puits et des propriétés du système aquifère – conductivité hydraulique, porosité efficace, épaisseur saturée, conditions aux frontières, recharge, etc. Contrairement aux propriétés du puits qui sont généralement bien connues, celles de l'aquifère sont souvent difficiles à estimer en raison du manque de données. De plus, les propriétés hydrogéologiques montrent généralement de larges degrés d'hétérogénéité. Les mesures de terrain indiquent en effet que ces propriétés varient dans l'espace de manière irrégulière [DAGAN, 1989 ; GELHAR, 1993] entraînant une répartition inégale de l'écoulement souterrain et du transport de soluté.

En hydrogéologie, les modèles numériques permettent la simulation des écoulements souterrains et du transport de contaminant en milieu poreux. La prévision du transport de substances dissoutes dans les milieux naturels demande une bonne connaissance et une description détaillée de l'hétérogénéité des paramètres hydrogéologiques, pour prévoir, par exemple, les premières arrivées de contaminant lors d'études de délimitation de zones de

protection. Pour prendre en compte l'étalement du soluté véhiculé par l'eau dans un milieu poreux, la "théorie de la dispersion" propose de décrire le transport, à l'échelle d'un Élément de Volume Représentatif ou EVR [DE MARSILY, 1986], par une valeur moyenne de la vitesse d'écoulement dans le milieu poreux (processus d'advection) et des fluctuations autour de cette vitesse moyenne décrites par un coefficient global de dispersion hydrodynamique (processus de dispersion). Les coefficients de dispersion sont proportionnels au module de la vitesse advective moyenne dans un EVR, le coefficient de proportionnalité étant appelé dispersivité. Cette dispersivité, tout d'abord considérée comme une caractéristique du milieu étudié, s'est avérée en fait être très dépendante de la distance de transport parcourue par le contaminant. Différents auteurs ont investigué de façon théorique cet "effet d'échelle" relatif aux valeurs de dispersivité [GELHAR & al., 1992 ; MATHERON & DE MARSILY, 1980]. De nombreuses études ont permis de constater que la dispersivité dépend du volume considéré (EVR), de la nature de l'écoulement (uniforme, radial convergent, etc.) et surtout, de la variation spatiale de l'hétérogénéité du milieu. Devant ce constat, nombreux sont ceux qui tentent de lui substituer une meilleure connaissance du champ très complexe des vitesses en essayant de déterminer au mieux la distribution spatiale réelle des propriétés du milieu.

Dans la suite de ce travail, le processus de dispersion sera négligé. La simulation numérique du transport purement advectif sera dès lors réalisée à partir de techniques de "*particle tracking*" [ANDERSON & WOESSNER, 1992]. Ces techniques consistent à évaluer le transport de particules par advection, c'est-à-dire à suivre la trajectoire de particules imaginaires placées dans un champ d'écoulement (coïncidant avec les lignes de courant de l'écoulement souterrain). A partir de la distribution piézométrique calculée par le modèle d'écoulement et de la porosité efficace préalablement introduite dans le modèle, le champ des vitesses est déterminé. Ces techniques permettent ainsi de calculer les lignes d'écoulement et les temps de transfert associés depuis la position où les particules sont injectées et donc d'en déduire les isochrones advectives pour un temps t spécifié. Le trajet des particules peut être suivi dans la direction de l'écoulement (*forward tracking*) ou en "remontant l'écoulement" (*backward tracking*).

Afin d'éviter toute confusion, il est nécessaire de (re)définir certains termes. Les géostatisticiens et les hydrogéologues utilisent le même mot "simulation" pour désigner des processus différents :

- le terme **simulation** fait référence au processus numérique de résolution de l'équation d'écoulement ou de transport (cf. chapitre 2);
- le terme **simulation stochastique** réfère à la génération de champs (ou réalisations) équiprobables de la propriété étudiée, à partir de méthodes géostatistiques (cf. chapitre 1).

Les différents termes relatifs aux zones délimitées autour d'un puits de captage peuvent également prêter à confusion (surtout en anglais). Ils sont définis ici sur base de la notion de temps de transfert de contaminant :

- une **zone de protection** (*time-related capture zone* ou *well head protection area WHPA*) délimite l'aire géographique à partir de laquelle toute particule d'eau atteint le captage endéans un temps de transfert spécifié ;
- le terme **isochrone** fait référence à la limite de la zone de protection : c'est la ligne de contour d'égal temps de transfert au puits.
- la **zone d'alimentation du captage** (*capture zone* ou *catchment*) est l'aire géographique à partir de laquelle toute particule d'eau atteint le puits : c'est la zone de protection pour un temps de transfert infini.

Pour les raisons évoquées plus haut, toutes ces zones seront définies dans la suite du travail de manière purement **advective**, c'est-à-dire sans prendre en compte les mécanismes de dispersion du soluté.

Parmi les nombreuses propriétés de l'aquifère, c'est la conductivité hydraulique qui contrôle majoritairement l'écoulement souterrain : elle influence la vitesse d'écoulement et donc le temps de transfert du soluté. Ces temps de transfert souterrain sont également influencés par la porosité efficace. Cependant, l'effet de l'incertitude de la porosité efficace n'est pas aussi significatif que celui de la conductivité hydraulique. En effet, la porosité efficace, dont l'intervalle de variation est compris entre 1% et 30%, ne montre pas un degré de variabilité spatiale aussi élevé que la conductivité hydraulique qui peut varier de plusieurs ordres de grandeurs sur quelques mètres [FREEZE, 1975]. Pour ces raisons, bien que dans la réalité tous les paramètres du milieu aquifère sont variables et incertains, seule la conductivité hydraulique sera considérée comme source d'incertitude dans la suite du travail, les autres paramètres restant constants et invariables.

Avant de présenter la méthode stochastique de délimitation des zones de protection développée dans le cadre de ce travail, retraçons l'évolution du développement des différentes méthodes existantes.

3.1 Synthèse bibliographique

3.1.1 Approches déterministes

La délimitation des zones de protection autour des puits de captage a été le sujet de nombreuses investigations. BEAR & JACOBS [1965] ont introduit le concept de temps de transfert de soluté (ou temps d'arrivée du soluté au puits). Ils ont développé l'équation générale de délimitation des fronts d'avancement de soluté en fonction du temps, c'est-à-dire des isochrones advectives au temps t , pour un écoulement souterrain de gradient hydraulique uniforme vers un puits complet, en régime permanent, dans un aquifère infini, homogène, isotrope et confiné, non alimenté par une recharge. LERNER [1992] a étendu ces équations au cas d'aquifères bi-dimensionnels de paramètres homogènes, bornés et alimentés par une recharge homogène. KINZELBACH & *al.* [1992] ont également étudié la forme des isochrones, mais dans des systèmes bi- et tri-dimensionnels, de paramètres hydrauliques et de recharge quasi-homogènes. Ils ont défini un nombre adimensionnel permettant de déterminer si une approximation bi-dimensionnelle du champ d'écoulement est appropriée ou non. SCHAFER [1996] a présenté une méthode de détermination tri-dimensionnelle des zones de protection autour des drains horizontaux et des puits verticaux, pour un champ d'écoulement uniforme, en régime permanent dans un aquifère homogène et anisotrope.

Le rôle important joué par l'hétérogénéité du champ de conductivité hydraulique dans la délimitation des isochrones a été mis en évidence par SHAFER [1987]. En comparant les isochrones obtenues au départ d'un champ homogène de la conductivité hydraulique et d'un champ hétérogène (par blocs) dans un aquifère bi-dimensionnel, il a montré que l'hétérogénéité provoque une distorsion irrégulière de l'isochrone considérée.

Deux approches déterministes classiques, présentées à la figure 3.1, sont fréquemment utilisées pour délimiter les zones de protection autour des puits de captage. Elles ne diffèrent que dans la manière de construire le champ de conductivité hydraulique. Sur base d'un nombre limité de données de conductivité hydraulique, par exemple mesurées par essais de pompage aux puits^(*), ce champ est soit divisé en zones de valeur uniforme (approche zonale), soit estimé par krigeage (approche géostatistique).

Dans l'approche déterministe zonale, le champ d'écoulement est divisé, sur base des connaissances géologiques, en plusieurs zones de valeur de conductivité hydraulique

^(*) Les essais de pompage aux puits fournissent des valeurs de transmissivité T [L^2T^{-1}], qui peuvent être transformées en valeurs de conductivité hydraulique K [LT^{-1}] par l'équation $T=Ke$, e étant l'épaisseur saturée de l'aquifère.

uniforme, définissant un champ de conductivité hydraulique hétérogène par blocs. La méthode déterministe géostatistique consiste, quant à elle, à utiliser comme distribution de conductivité hydraulique, le champ krigé. Pour rappel, le krigeage est une procédure d'interpolation qui fournit une estimation optimale, linéaire et non-biaisée de la propriété étudiée, dont l'erreur d'estimation est minimisée. Cependant, elle n'est pas l'image de la réalité : elle est plus lissée et ne représente dès lors pas la variabilité réelle de la propriété. La détermination des paramètres statistiques et de la structure de corrélation spatiale (variogramme ou covariance) de la conductivité hydraulique par l'analyse exploratoire des données, va permettre d'estimer le champ de conductivité hydraulique par krigeage (constitué des valeurs mesurées aux points de données et des valeurs krigées aux points non-informés).

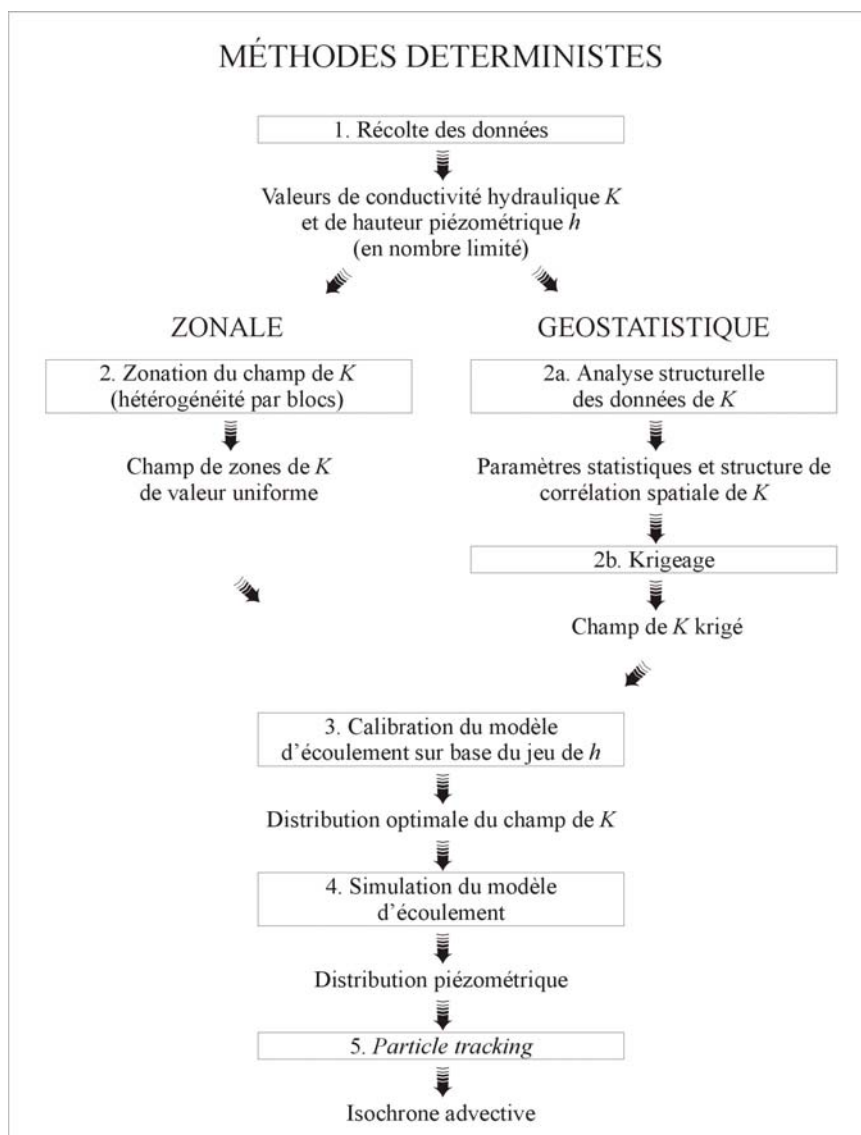


Figure 3.1 : Méthodes déterministes zonale et géostatistique de délimitation des zones de protection autour des puits de captage

A partir de données piézométriques mesurées sur le terrain, le champ de conductivité hydraulique est alors optimisé par résolution du problème inverse (comme décrit au chapitre 2) en utilisant par exemple la méthode manuelle d'essais-et-erreurs ou la méthode automatique du maximum de vraisemblance pour les champs zonés ou la méthode des points pilotes pour les champs krigés. Une fois le modèle d'écoulement souterrain calibré (résolution du problème inverse), il est alors simulé (résolution du problème direct) à partir du champ optimisé afin d'obtenir le niveau piézométrique de la nappe en chaque élément de la grille de calcul. Sur base de cette distribution piézométrique et des valeurs de porosité efficace attribuées au modèle, la vitesse moyenne d'écoulement pour chaque élément peut être calculée. Les lignes d'écoulement et les temps de transfert de particules virtuelles réparties sur l'ensemble de la grille sont alors déterminés par une technique de *particle tracking*. L'isochrone advective pour un temps t donné est ainsi délimitée.

Remarques :

- Le champ de conductivité hydraulique obtenu par krigeage peut être introduit dans le modèle d'écoulement pour produire une réponse ; par contre la variance de l'erreur d'estimation (estimation de l'incertitude locale) ne peut être utilisée facilement pour évaluer l'incertitude de cette réponse. Cette incertitude n'est donc pas quantifiable pour une approche déterministe.
- L'estimation par krigeage étant une interpolation, l'isochrone délimitée en utilisant le champ de conductivité hydraulique krigé sera lissée par rapport à l'isochrone réelle.

Qu'elles soient zonales ou géostatistiques, ces approches déterministes mènent donc à la définition d'une isochrone unique dont l'incertitude n'est pas quantifiable. L'effet de la variabilité des données a été étudié par BHATT [1993] et RIFAI & al. [1993] qui ont analysé de manière qualitative l'influence des principales propriétés aquifères homogènes (conductivité hydraulique, porosité, épaisseur saturée, gradient hydraulique, débit de pompage, etc.) sur la taille et la forme des zones de protection, c'est-à-dire sur leur étendue transversale et longitudinale. Ces analyses de sensibilité ont montré à quel point la connaissance imparfaite des propriétés de terrain et surtout de la conductivité hydraulique a un impact important sur les prédictions. L'incertitude sur la prédiction résulte de l'incertitude due à la connaissance incomplète des propriétés aquifères du modèle (provenant d'un manque de données et d'une variabilité spatiale importante) qui n'est pas prise en compte dans les modèles déterministes. Il est dès lors intéressant d'approcher le problème d'un point de vue probabiliste. Diverses méthodes stochastiques d'évaluation de l'incertitude associée à la délimitation des zones de protection ont été suggérées. La plupart des auteurs se sont focalisés sur l'incertitude et le caractère non-unique associé à certains paramètres d'entrée du modèle.

3.1.2 Approches stochastiques

Dans la littérature, on distingue deux types de méthodes stochastiques de délimitation des zones de protection, schématisées à la figure 3.2 : une approche zonale et une approche géostatistique [GORELICK, 1997]. Les deux approches utilisent la méthode de **Monte Carlo** qui consiste à résoudre un problème déterministe un grand nombre de fois avec différentes réalisations équiprobables, chacune étant considérée comme une représentation possible de la "réalité". On différencie les deux approches par leur manière d'engendrer les réalisations. L'application de ces approches stochastiques de Monte Carlo permet de visualiser et de quantifier l'incertitude associée à la délimitation des zones de protection.

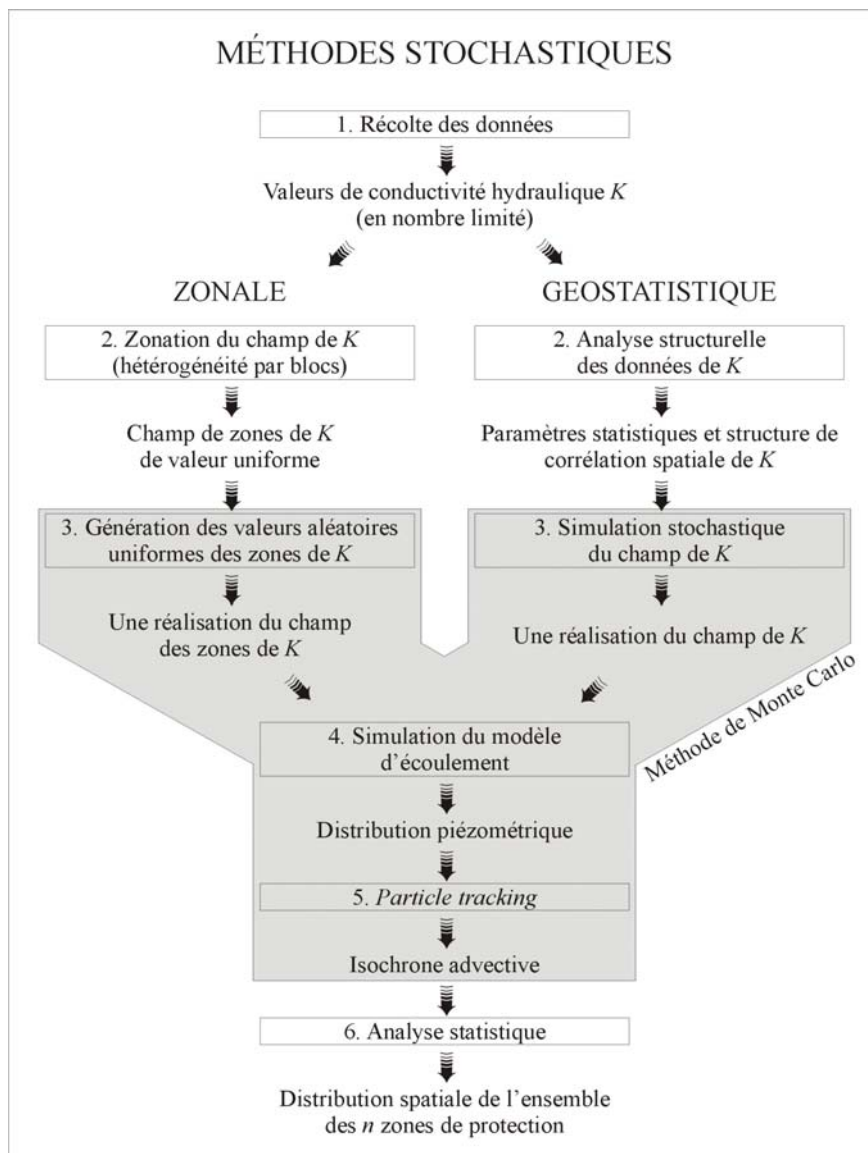


Figure 3.2 : Méthodes stochastiques zonale et géostatistique de délimitation des zones de protection autour des puits de captage

3.1.2.1 Approche stochastique zonale

La méthode de Monte Carlo, schématisée à la figure 3.3, consiste à approcher l'espérance statistique d'une variable aléatoire par la moyenne sur un grand nombre n de réalisations. En résolvant les équations décrivant le mécanisme physique étudié pour chacune de ces n réalisations du processus aléatoire connu, on détermine un ensemble de n prédictions du processus aléatoire inconnu dont les propriétés statistiques peuvent être calculées par l'analyse statistique.

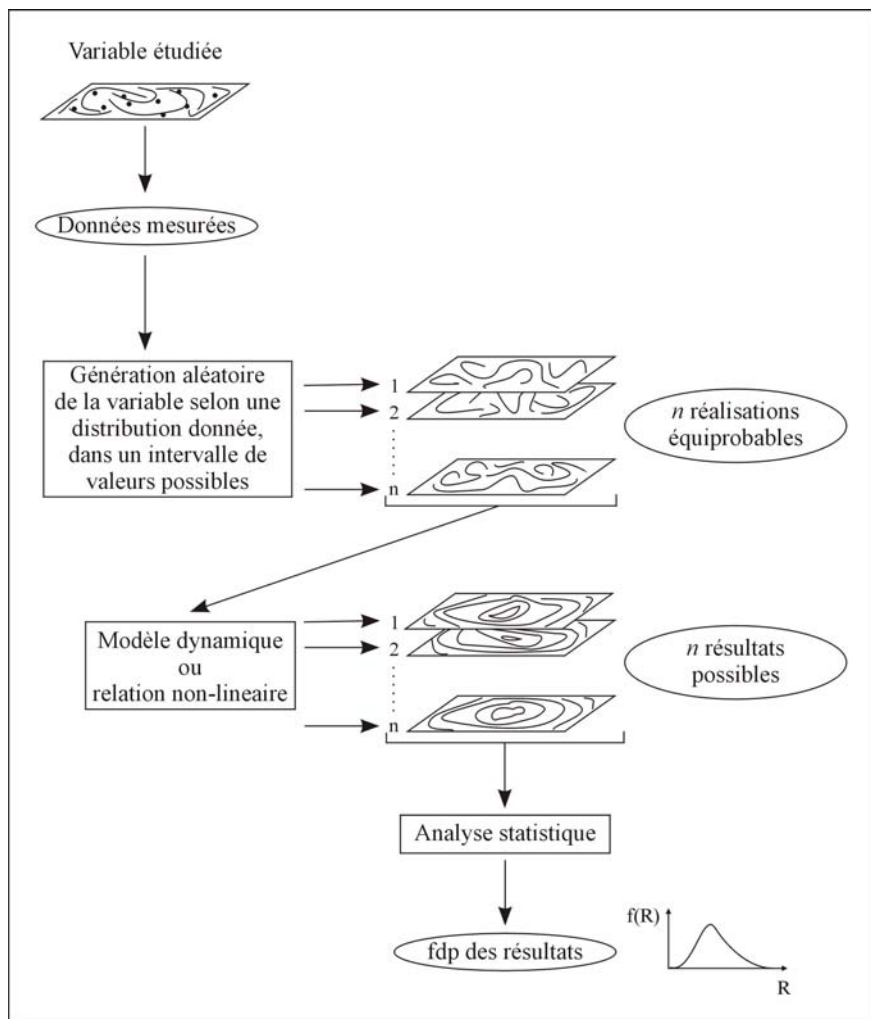


Figure 3.3 : Schéma de la procédure générale de l'analyse de Monte Carlo.

L'approche stochastique zonale considère les propriétés "incertaines" du modèle, telle que la conductivité hydraulique, comme des variables aléatoires dont la variabilité spatiale n'est pas prise en compte. Le champ de ces variables est décomposé en une ou plusieurs zones de valeur uniforme (paramètre), produisant respectivement des champs homogènes ou hétérogènes par blocs. L'approche de Monte Carlo consiste alors à engendrer des champs de paramètres inconnus en réalisant de multiples tirages aléatoires des valeurs dans leurs propres lois de distribution en tenant compte des éventuelles corrélations entre paramètres. Chaque

combinaison des valeurs de paramètre représente une **réalisation**. On résout pour chaque réalisation les équations déterministes de l'écoulement et du transport advectif. L'ensemble de toutes les prédictions est alors analysé de manière statistique. Les approches stochastiques fournissent non pas une zone de protection unique, comme c'est le cas pour les méthodes déterministes, mais une **distribution spatiale de l'ensemble des zones de protection équiprobables**. Cette distribution spatiale, déduite de la superposition de toutes les zones de protection, définit la probabilité qu'une particule d'eau en un point atteigne le puits endéans une certaine période t (c'est-à-dire appartienne à la zone de protection considérée).

De nombreux chercheurs ont utilisé l'approche stochastique zonale de Monte Carlo pour délimiter les zones de protection et tenter de quantifier l'incertitude sur leur localisation. BAIR & al. [1991] ainsi que RIFAI & al. [1993] ont utilisé cette approche dans le cas de milieux homogènes. BAIR & al. [1991] ont estimé l'intervalle de confiance d'un ensemble d'isochrones équiprobables en générant 100 paires de valeurs aléatoires et homogènes de la conductivité hydraulique et de la porosité efficace, supposées corrélées positivement entre elles, respectivement à partir d'une distribution log-normale et d'une distribution normale, et ils ont quantifié l'incertitude sur la localisation des zones de protection en terme de surface et de rapport de longueur sur largeur. Ils ont appliqué cette méthode à un aquifère gréseux semi-perméable (Ohio). RIFAI & al. [1993] ont évalué l'effet de la variabilité de plusieurs paramètres d'entrée homogènes du modèle (conductivité hydraulique, épaisseur saturée, porosité, gradient hydraulique et débit de pompage) sur la distribution spatiale de l'ensemble des zones de protection. KINZELBACH & al. [1996] et VASSOLO & al. [1998] ont utilisé l'approche zonale pour délimiter la distribution spatiale de l'ensemble des zones de protection en découpant les champs de transmissivité et de recharge en zones de valeurs uniformes afin de tenir compte de leur hétérogénéité. On verra plus loin qu'ils ont également conditionné le champ de transmissivité par des valeurs de charge hydraulique en résolvant le problème inverse.

L'approche stochastique zonale considère les propriétés aquifères comme des variables aléatoires, homogènes ou hétérogènes par blocs. DELHOMME [1979] introduit une autre conceptualisation basée sur la théorie des fonctions spatiales aléatoires et qui permet d'intégrer la variabilité spatiale des propriétés aquifères directement dans le processus de génération des réalisations, améliorant ainsi la caractérisation du milieu. Ce concept, qui considère les propriétés aquifères comme des fonctions aléatoires dans l'espace, a été fréquemment utilisé et est généralement accepté comme une approximation valable de la réalité.

3.1.2.2 Approche stochastique géostatistique

L'approche stochastique géostatistique considère les paramètres incertains, non plus comme des variables aléatoires, mais comme des fonctions spatiales aléatoires, permettant de décrire leur variabilité spatiale. La méthode de Monte Carlo associée à cette approche est schématisée à la figure 3.4 où la variable étudiée est décrite comme un processus aléatoire de propriétés statistiques spatiales connues. Par l'utilisation de générateurs de champs aléatoires (cf. chapitre 1), les méthodes géostatistiques tentent de représenter l'ensemble des structures spatiales possibles du sous-sol. Des simulations stochastiques possédant la bonne structure spatiale du milieu (c'est-à-dire préservant la fonction de covariance ou de variogramme déterminée par l'inférence statistique) sont engendrées ; ces simulations sont conditionnelles ou non selon qu'elles vérifient ou non les valeurs des paramètres aux différents points de mesure. Ces simulations stochastiques sont alors utilisées comme entrées du modèle dynamique afin d'évaluer l'effet de l'incertitude de la distribution spatiale des paramètres aquifères sur les prédictions.

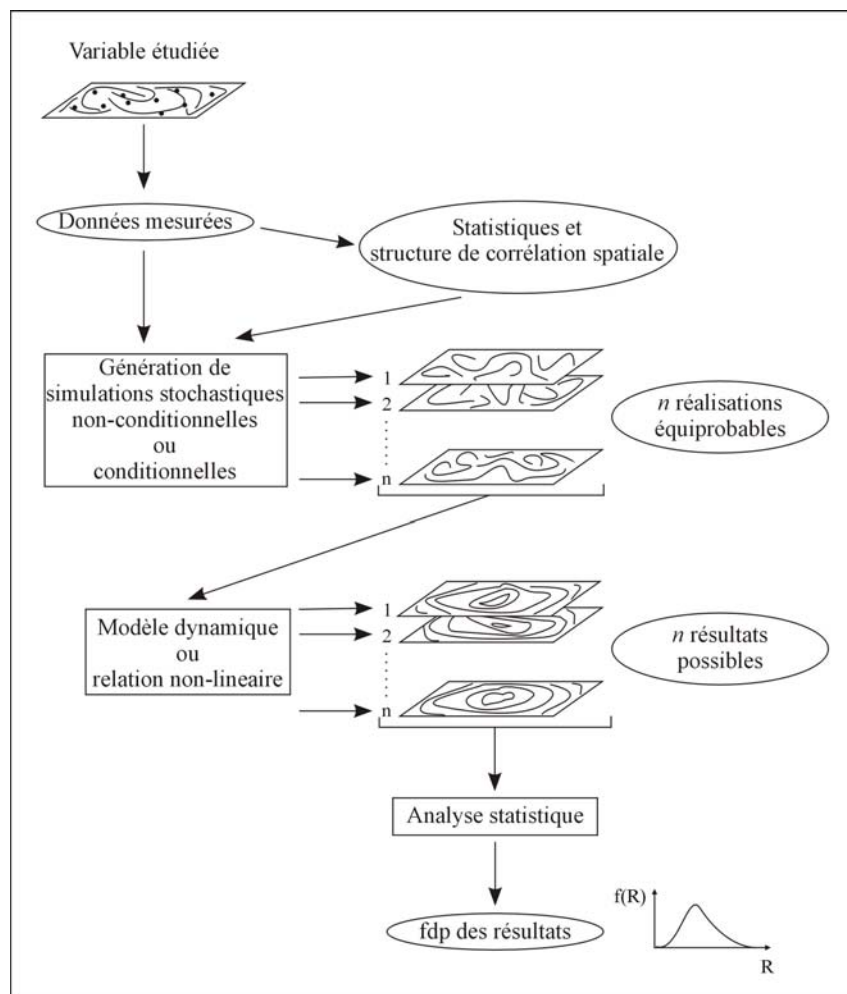


Figure 3.4 : Schéma de la procédure générale géostatistique de Monte Carlo [d'après BIERKENS, 1994]

Depuis la première utilisation de l'approche géostatistique de Monte Carlo par DELHOMME [1979] qui a étudié comment l'incertitude sur les paramètres aquifères se traduit sur la distribution piézométrique, de nombreux chercheurs ont utilisé cette approche mais VARLIEN & SHAFER [1991] ont été les premiers à l'intégrer dans une méthode de délimitation des zones de protection pour quantifier l'incertitude sur la localisation de ces zones due à la connaissance imparfaite de la conductivité hydraulique. Ils ont appliqué une méthode stochastique géostatistique (cf. figure 3.2) à un cas d'étude hypothétique. Un champ de conductivité hydraulique, généré aléatoirement sur base de paramètres statistiques et géostatistiques théoriques, a été utilisé comme référence. A partir de ce champ, 25 valeurs de conductivité hydraulique ont été "prélevées" pour constituer le jeu de données conditionnantes. Ils ont généré par la méthode des bandes tournantes [MANTOGLIOU & WILSON, 1982] 50 simulations stochastiques du champ de conductivité hydraulique conditionnées par les 25 valeurs ponctuelles de conductivité hydraulique (étape supplémentaire de double krigeage, cf. chapitre 1). L'écoulement souterrain et le transport advectif ont été simulés de manière déterministe pour chacune des réalisations, engendrant un ensemble de 50 zones de protection équiprobables. Ils ont comparé la distribution spatiale obtenue pour l'ensemble des résultats aux deux zones de protection déterministes calculées à partir du champ de référence connu en tout point de la grille de calcul et du champ estimé par krigeage sur base des 25 points de mesure. Ils ont montré que la distribution spatiale est influencée par les conditions hydrogéologiques naturelles et par la répartition des points de mesure, et ont mis en évidence le rôle important que joue l'hétérogénéité naturelle dans la distorsion de la zone de protection, initialement observée par SHAFER [1987]. JOHANSON [1992] a appliqué cette méthode à un cas d'étude réel (en Louisiane) en générant 100 simulations stochastiques du champ de conductivité hydraulique conditionnées en 10 points de mesure. L'analyse variographique, basée sur un faible nombre de points de mesure, s'est avérée partiellement hypothétique. VAN LEEUWEN & al. [1999] ont également appliqué cette méthode au cas d'étude réel de l'aquifère de Wierden aux Pays-Bas [TE STROET, 1995] en générant des simulations stochastiques non-conditionnelles de structure de corrélation spatiale tirée de la littérature. En effet, par manque de données, de nombreux auteurs utilisent des statistiques spatiales publiées (telles que la structure du variogramme de la conductivité hydraulique, sa variance et sa longueur de corrélation) afin d'étudier divers aspects de l'incertitude des zones de protection. COLE & SILLIMAN [1997], FRANZETTI & GUADAGNINI [1996], GUADAGNINI & FRANZETTI [1999] et VAN LEEUWEN & al. [1998] ont examiné l'influence de ces propriétés statistiques (variance et longueur de corrélation) sur la délimitation de zones de protection à différents temps t , dans des aquifères non-confinés, confinés et semi-perméables, à partir de simulations stochastiques non-conditionnelles du champ de conductivité hydraulique.

Tous ces auteurs ont illustré la manière d'utiliser l'approche stochastique de Monte Carlo pour visualiser et quantifier l'incertitude sur la localisation des zones de protection. Cependant, afin de diminuer le risque associé aux éventuelles décisions basées sur la distribution spatiale obtenue, il serait intéressant de tenter de réduire la taille de cette incertitude. Ce genre d'amélioration est réalisé en contraignant les simulations stochastiques par des mesures de conductivité hydraulique, comme l'ont fait VARLJEN & SHAFER [1991] dans le cadre de la délimitation des zones de protection, mais également RUBIN [1991] et RUBIN & DAGAN [1992] pour déterminer la distribution des profils de contaminant. VAN LEEUWEN & *al.* [2000] et VAN LEEUWEN [2000], poursuivant le travail de VARLJEN & SHAFER [1991] et de FRANZETTI & GUADAGNINI [1996], ont quantifié l'effet du conditionnement des simulations stochastiques par des mesures de transmissivité réparties de manière régulière sur une grille de calcul dans des aquifères totalement confinés et ce pour différents degrés de densité de mesures. Ils ont démontré sur un cas d'étude hypothétique que le conditionnement est un outil efficace pour réduire l'incertitude sur la localisation de la zone de protection. Cependant, un compromis entre le coût de la récolte de données supplémentaires et le gain atteint par la réduction de l'incertitude doit être réalisé. En effet, ils ont constaté que l'amélioration due à l'apport d'une donnée supplémentaire est d'autant meilleure que le nombre de données de départ est faible. Ils ont dès lors tenté de déterminer une stratégie optimale d'acquisition des données en créant des outils quantitatifs permettant d'évaluer l'impact du nombre de mesures sur la distribution spatiale obtenue. Les résultats suggèrent que les points à proximité du puits ont une grande influence sur la réduction de l'incertitude.

Comme mentionné précédemment, la technique de Monte Carlo demande de grands efforts de calcul. Certains auteurs se sont donc tournés vers d'autres méthodes que nous ne décrirons pas ici, telles que l'approche de "la quadrature de Gauss-Hermite" [LEVY & LUDY, 2000] ou la méthode du "premier ordre second moment" [KUNSTMANN & KINZELBACH, 2000], plus rapides, nécessitant un nombre moins élevé de réalisations, mais qui jusqu'ici ne s'appliquent qu'à des aquifères homogènes ou hétérogènes par blocs (restrictions sur la variabilité des paramètres) et ne permettent donc pas d'intégrer la variabilité spatiale des propriétés aquifères.

Toutes les publications décrites ci-dessus utilisent des méthodes numériques pour modéliser l'hétérogénéité et calculer la distribution des vitesses afin de délimiter les zones de protection et déterminer leur distribution de probabilité. Une approche différente qui vaut la peine d'être mentionnée est l'approche probabiliste développée par UFFINK [1990] et utilisée entre autre par GUADAGNINI & TANDA [1990], VAN DER HOEK [1992] et VAN KOOTEN [1995]. Cette approche prend en compte les effets de macro-dispersion dans le processus de transport par l'introduction de valeurs constantes de dispersivité dans l'équation classique

d'advection-dispersion [BEAR & VERRUJIT, 1987]. Cette technique utilise des paramètres aquifères homogènes pour calculer la distribution des niveaux d'eau et des vitesses d'écoulement et modélise l'incertitude du mouvement de soluté en utilisant la méthode probabiliste *random-walk*. Une application réelle de cette approche à la délimitation des zones de protection a été réalisée par TEUTSCH & HOFMANN [1990]. Cependant, cette approche se base sur la supposition que le transport de soluté est réalisé dans un milieu homogène ou pour lequel l'hétérogénéité est faible (variance faible et longueur de corrélation élevée). De cette manière, les dispersivités considérées dans l'équation d'advection-dispersion peuvent être tirées de leurs valeurs asymptotiques (à grande échelle). Les expressions des dispersivités asymptotiques sont données par GELHAR & AXNESS [1983] et DAGAN [1989] pour des formations faiblement hétérogènes.

3.1.3 Conditionnement par des données auxiliaires

Les hydrogéologues, parmi d'autres chercheurs œuvrant dans des disciplines appartenant aux sciences de la Terre, sont confrontés au problème de la modélisation de la variabilité spatiale relativement complexe des propriétés du milieu souterrain à partir de données relativement ponctuelles, généralement peu nombreuses et dispersées dans l'espace. En hydrogéologie, la construction des modèles numériques se base essentiellement sur la connaissance de la géologie du sous-sol, toujours limitée aux données acquises sur le terrain. Que l'approche soit déterministe ou stochastique, les images du milieu obtenues dépendent de ces données : plus elles sont nombreuses, meilleure est l'approximation de la réalité. Les données acquises sur le terrain peuvent être scindées en deux classes [DEUTSCH & JOURNAL, 1992] :

- les données *hard* ou données principales qui sont des mesures ou des observations **directes** du paramètre étudié. Ces données sont généralement peu nombreuses. Dans le cas qui nous occupe, les données *hard* consistent en des mesures de la conductivité hydraulique obtenues à partir d'essais de pompage.
- les données *soft* ou données auxiliaires qui sont des informations **indirectes** sur la propriété étudiée, contenant divers degrés d'incertitude. Les données *soft* peuvent provenir de sources diverses : informations géologiques ou hydrogéologiques (type de roche, log de forages, observations piézométriques d'une nappe, observations sédimentologiques, etc.), informations géophysiques (résistivités électriques, vitesses sismiques, résultats de diagraphies, images radar, etc.) ou simplement l'avis d'un expert (structure géologique, taille des lentilles dans une plaine alluviale, etc.). La prise en compte de ces données *soft* est très intéressante puisque leur répartition peut être continue dans l'espace. De plus, leur acquisition est généralement plus simple et moins coûteuse que celle des données *hard*.

A proximité de la plupart des sites de captage, on ne possède en général qu'un nombre limité de forages à partir desquels la conductivité hydraulique peut être mesurée. De plus, la répartition spatiale de ces forages n'est pas toujours idéale pour des traitements géostatistiques. L'introduction de données *soft* dans les modèles hydrogéologiques en supplément à ces données *hard* a pour but d'améliorer la caractérisation du milieu poreux, ce qui, d'un aspect stochastique, permet de réduire la variance de la distribution des paramètres, c'est-à-dire leur incertitude majeure, et donc de diminuer l'incertitude sur les prédictions. La prise en compte de ces données géologiques interprétées est donc très importante en modélisation. Malheureusement, en pratique, ces données sont peu utilisées car souvent considérées comme subjectives. Des recherches récentes se focalisent sur l'introduction de deux grandes familles de données *soft* : les observations de charge hydraulique (ou hauteur piézométrique) et les données de géophysique.

3.1.3.1 Observations piézométriques

Les observations piézométriques s'avèrent très utiles puisqu'elles fournissent des informations sur l'état de la nappe (lié aux propriétés de l'aquifère considéré). De plus, bien que limitées par le nombre de puits et de piézomètres existants, les données de piézométrie sont plus faciles à récolter sur le terrain (par simple mesure du niveau d'eau) que les mesures de conductivité hydraulique (par essais de pompage). Dans les études stochastiques présentées plus haut, le calcul de la distribution spatiale prend en compte l'entière des zones de protection, même celles correspondant aux réalisations pour lesquelles la distribution piézométrique calculée s'avère erronée. Divers chercheurs ont tenté d'intégrer les observations de hauteur piézométrique dans les modèles hydrogéologiques afin non seulement d'éliminer, par l'introduction de critères de sélection, les milieux générés ne vérifiant pas ces données, mais plus encore de manière à générer d'emblée par résolution du problème inverse des champs de conductivité hydraulique aussi réalistes que possible et compatibles avec ces données.

EVERS & LERNER [1998] ont introduit, dans une méthode stochastique zonale, un critère de sélection basé sur la qualité du modèle d'écoulement obtenu après résolution du problème direct : les réalisations pour lesquelles la valeur d'ajustement, correspondant à la somme des carrés des écarts entre hauteur piézométrique mesurée et calculée, est supérieure à une valeur arbitrairement choisie (valeur subjective) sont considérées comme non-acceptables d'un point de vue de l'écoulement et sont dès lors éliminées du processus. Ils ont appliqué cette procédure à un cas d'étude réel dans un aquifère gréseux non-confiné (en Angleterre), en modélisant cinq paramètres aquifères (conductivité hydraulique horizontale et verticale,

recharge, conditions aux frontières de flux et de piézométrie imposée) comme des variables aléatoires homogènes. Les valeurs de ces variables aléatoires ont été générées à partir de distributions uniformes dans des intervalles de valeurs possibles. Toutes les combinaisons des valeurs de ces paramètres ont été formées, soit un total de 21.175 réalisations. Seules 199 réalisations ont été retenues par le critère de sélection et ont permis de délimiter une zone de confiance du captage (intersection de toutes les isochrones possibles) et une zone d'incertitude du captage (union de toutes ces isochrones) plus réalistes.

FEYEN & al. [2001] et FEYEN & al. [2002] ont également introduit des critères de sélection pour conditionner les champs de conductivité hydraulique par les observations de charge hydraulique. Ils utilisent une approche stochastique bayésienne, appelée méthode GLUE (*generalized likelihood uncertainty estimation*, développée par BEVEN & BINLEY [1992]), dans laquelle sont modélisés comme fonction aléatoire, non seulement la conductivité hydraulique, mais également les paramètres du modèle stochastique (moyenne, variance et échelle intégrale de la structure de corrélation). Ces paramètres stochastiques inconnus sont chacun caractérisés par une distribution de probabilité connue *a priori* qui, par le théorème de Bayes et les données de conductivité hydraulique, permet d'obtenir la distribution *a posteriori* de la moyenne, la variance et l'échelle intégrale. A partir des distributions *a posteriori*, ils considèrent toutes les combinaisons des paramètres stochastiques et génèrent, pour chaque combinaison, un grand nombre de simulations stochastiques conditionnelles ou non du champ de conductivité hydraulique (réalisations de Monte Carlo). Pour chacune de ces réalisations, le modèle d'écoulement est simulé et une mesure de "vraisemblance" (*likelihood*) basée sur les valeurs de piézométrie aux points de mesure est calculée. Ils utilisent alors un critère de sélection qui élimine les réalisations dont la mesure de vraisemblance est inférieure à un seuil d'acceptabilité (valeur subjective). La distribution spatiale est obtenue par sommation des zones de protection (associées aux réalisations acceptables) pondérées par la valeur de leur vraisemblance respective. Quatre mesures différentes de vraisemblance ont été testées. Les résultats de la méthode GLUE sont cependant subjectifs puisqu'ils dépendent de la mesure de vraisemblance choisie et du critère de rejet. L'analyse a été réalisée pour un nombre croissant d'observations aux puits (de 0 à 20) afin d'estimer l'effet de données de piézométrie additionnelles sur la réduction de l'incertitude. Ils ont montré que l'influence des valeurs de la moyenne et de la variance de la conductivité hydraulique sur la détermination des zones de protection stochastiques est de grande importance. Par contre, l'influence de l'échelle intégrale est plus limitée. Cette méthode a été appliquée à un modèle d'écoulement hypothétique représentant la réalité. Certains chercheurs, comme FEYEN [2002] et NEUMAN [2002], commencent à se tourner vers des approches stochastiques **bayésiennes** qui prennent en compte l'incertitude provenant de la connaissance imparfaite des paramètres stochastiques

(moyenne, variance et échelle intégrale) en les considérant eux aussi comme des fonctions aléatoires.

Les méthodes de EVERS & LERNER [1998] et de FEYEN & *al.* [2001] éliminent les réalisations qui ne respectent pas les critères de sélection établis sur base des observations piézométriques. Ces méthodes nécessitent la génération d'un très grand nombre de réalisations. La calibration des modèles hydrogéologiques permet au contraire d'optimiser chaque champ de conductivité hydraulique sur les observations de charge. Pour rappel, la calibration (ou résolution du problème inverse) consiste à minimiser la différence entre observation mesurée et calculée par l'ajustement des paramètres d'entrée jusqu'à ce que le modèle reproduise les observations mesurées avec un niveau de précision acceptable.

KINZELBACH & *al.* [1996] et VASSOLO & *al.* [1998] ont intégré ce processus de calibration du modèle d'écoulement dans une approche stochastique de délimitation des zones de protection et ce afin de générer d'emblée des réalisations acceptables et dès lors des isochrones plus réalistes. Pour tenir compte de l'hétérogénéité de la transmissivité et de la recharge, leurs champs respectifs ont été divisés en zones de valeur uniforme. Au lieu de générer les valeurs de transmissivité aléatoirement à partir de distributions uniformes au sein d'un intervalle donné, comme c'est le cas pour la recharge, les valeurs de transmissivité des zones prédéfinies ont été optimisées par calibration automatique de l'écoulement (algorithme de Gauss-Marquardt-Levenberg) sur base des observations piézométriques. Ils ont ainsi montré qu'il est important d'identifier les zones possédant une grande structure (de l'ordre de grandeur de l'extension probable de l'isochrone) puisque ce sont les seules qui font dévier la distribution de l'isochrone de celle d'un aquifère homogène. Ils ont également montré que l'incertitude sur la localisation des zones de protection décroît lorsque le nombre de données piézométriques augmente. Pour ce genre de conditionnement, l'idéal est d'avoir au moins une hauteur piézométrique par zone et si possible située au centre de la zone.

Pour différentes applications, des auteurs tels que TIEDEMAN & GORELICK [1993], LAVENUE [1998], GÓMEZ-HERNÁNDEZ & *al.* [1997], VALSTAR [2001] et BAKR & BUTLER [2002] ont associé d'autres techniques de résolution du problème inverse au processus de génération de simulations stochastiques de Monte Carlo.

3.1.3.2 Données de géophysique

Comme mentionné précédemment, les mesures de piézométrie sont plus simples à acquérir que les mesures de conductivité hydraulique mais elles nécessitent toutes les deux la réalisation de forages. Au contraire, l'utilisation de techniques de prospection géophysique de surface, non-invasives et peu coûteuses, permet de récolter un grand nombre de données (densité plus importante de mesures) et ainsi de mieux caractériser l'hétérogénéité du sous-sol environnant. Plusieurs auteurs ont discuté de l'introduction de ces données auxiliaires dans les modèles hydrogéologiques, telles que les données obtenues par tomographie sismique [HUBBARD & RUBIN, 2000 ; RUBIN & *al.*, 1992 ; COPTY & *al.*, 1993 ; MCKENNA & POETER, 1995 ; HYNDMAN & *al.*, 2000], par méthodes radar (GPR, *ground-penetrating radar*) [HUGGENBERGER & *al.*, 1994 ; LANGSHOLT, 1998], par méthodes électromagnétiques [ABBASPOUR & *al.*, 2000] et par sondage ou tomographie électrique [AHMED & *al.*, 1988 ; CASSIANI & MEDINA, 1997 ; NUNES & RIBEIRO, 2000 ; KUPFERSBERGER & BLÖSCHL, 1995]. Dans ce travail, nous nous limiterons aux données de résistivité électrique acquises par tomographie électrique (voir annexe B pour une description détaillée de la méthode).

Différentes techniques de conditionnement des champs de conductivité hydraulique par des données de résistivité électrique ont été développées. Selon ARCHIE [1942], une corrélation entre les propriétés électriques et hydrogéologiques du sous-sol existe. Des relations directes et inverses ont d'ailleurs été établies sur différents sites [MAZAC & *al.*, 1985 ; KELLY, 1977 ; FROHLICH & KELLY, 1985 ; URISH, 1981 ; RAZACK & SINAN, 1988 ; SRI NIWAS & SINGHAL, 1981, 1985 ; PURVANCE & ANDRICEVIC, 2000]. Toutefois, ces différentes relations montrent qu'il n'est pas possible de définir une relation valable simultanément pour tous les sites. La prise en compte des données de résistivité électrique pour déterminer le champ de conductivité hydraulique n'est donc pas aisée et nécessite une bonne connaissance du comportement de ces paramètres dans le milieu étudié. Cependant, le modèle de régression $K = b\rho^c + \varepsilon$ est usuellement utilisé [MAZAC & *al.*, 1990], avec K , la conductivité hydraulique, ρ , la résistivité électrique, b et c , les coefficients de la régression et ε , l'erreur de régression. Certains auteurs transforment les valeurs des données auxiliaires obtenues par prospection géophysique de surface aux points de mesure en valeurs de conductivité hydraulique par simple régression. Puisque les valeurs de résistivité électrique ne sont pas connues en tout point du domaine, le champ de conductivité hydraulique est divisé en zones dont les valeurs uniformes sont déduites des mesures. Contrairement à ces méthodes de régression, la technique du cokrigage (technique d'estimation linéaire qui permet d'estimer deux ou plusieurs variables corrélées) ne nécessite pas d'établir une relation empirique entre les variables et permet d'estimer la variable principale en tout point de la grille. AHMED & *al.* [1988] ont estimé le champ de transmissivité par cokrigage à l'aide des données de

transmissivité et de résistivité électrique. CASSIANI & MEDINA [1997] ont développé une technique combinant la régression et le cokrigeage qui ne nécessite pas l'estimation de la covariance de la résistivité électrique ni de la covariance croisée. Cependant, ces diverses techniques ne s'appliquent qu'à des champs déterministes uniques.

Il existe des techniques de conditionnement applicables à des approches stochastiques, qui permettent de générer des champs multiples de conductivité hydraulique à partir de données "secondaires" comme les résistivités électriques. NUNES & RIBEIRO [2000] ont généré des simulations stochastiques d'indicatrices^(*), pour des milieux fortement hétérogènes (fracturés ou karstifiés), conditionnées uniquement par les données de résistivité électrique (sans prendre les données de conductivité hydraulique en compte). Pour toutes les réalisations engendrées, chaque zone d'indicatrice a ensuite été assimilée à une zone de conductivité hydraulique dont la valeur uniforme a été approchée. KUPFERSBERGER & BLÖSCHL [1995] ont proposé une méthode stochastique de délimitation des zones de protection, intégrant des données auxiliaires par conditionnement. Ils ont appliqué leur méthode sur des cas d'études hypothétiques dont les champs de transmissivité de référence, représentant la réalité, consistent en des simulations stochastiques non-conditionnelles générées par la méthode des bandes tournantes. Un jeu de dix données de transmissivité et plusieurs jeux de données de résistivité électrique (de 0 à 190 données) ont été engendrés à partir de ces champs de transmissivité de référence. Le jeu de transmissivité a été établi par simple "échantillonnage" tandis que les jeux de données auxiliaires ont été obtenus par l'équation : $\log \rho = \log T + \varepsilon$ où T est la transmissivité du champ de référence, ρ est la résistivité électrique et ε est l'erreur de régression considérée comme indépendante de T , non corrélée dans l'espace et possédant une distribution normale $N(0, \sigma_\varepsilon)$, d'écart-type $\sigma_\varepsilon = \sqrt{1-r^2} \frac{1}{r} \sigma_T$ où r est le coefficient de corrélation (dans l'espace des logarithmes) et σ_T est l'écart-type de $\log T$. Ils ont analysé trois cas différents pour lesquels le coefficient de corrélation r vaut 0,4 ; 0,6 et 0,8 et les ont comparés aux cas d'une corrélation parfaite ($r = 1$). Pour chacun des cas, ils ont généré des simulations stochastiques co-conditionnelles de Monte Carlo conditionnées non seulement par les valeurs de transmissivité, mais également par un des jeux de données de géophysique. Ils ont montré que l'incertitude sur la prédiction de l'isochrone diminue lorsque le nombre de données auxiliaires augmente et lorsque la corrélation entre les paramètres est plus forte. En comparant les différents cas hypothétiques, ils ont également montré que le conditionnement par des informations géophysiques est plus important si des chemins d'écoulement préférentiels existent, comme c'est le cas dans les milieux alluviaux.

^(*) La méthode de simulation séquentielle d'indicatrices (*sequential indicator simulation*, SIS) est un approche non-gaussienne qui consiste à subdiviser, sur base de seuils prédéfinis, l'intervalle de variation de la propriété en une série de zones définissant différents faciès, dont les valeurs sont associées à des indicatrices (variable binaire). Le formalisme des indicatrices est décrit par JOURNEL & HUIJBREGTS [1978]. Pour plus de détails sur la méthode SIS, voir JOURNEL & ALABERT [1989], [1990].

3.2 Méthode proposée

Dans ce travail de recherche, on a tenté d'intégrer plusieurs types de données et d'informations disponibles dans le but de réduire au maximum l'incertitude sur la délimitation des zones de protection autour des puits de captage. Une méthode stochastique a dès lors été développée, que l'on appellera par la suite **méthode stochastique alternative** ou **MSA** et qui permet d'engendrer des simulations de Monte Carlo conditionnées non seulement sur des mesures de conductivité hydraulique obtenues par essais de pompage aux puits, mais également sur des données de géophysique obtenues par tomographie électrique et sur des valeurs de charges hydrauliques obtenues par mesure directe du niveau d'eau aux piézomètres. Toutefois, l'objectif de ce travail est de développer une méthode applicable à des aquifères réels dans différents cas de figures en fonction des données disponibles et en particulier lorsque le nombre de mesures de conductivité hydraulique disponible est extrêmement faible, voire nul, de sorte que les propriétés statistiques spatiales sont difficilement estimables, ce qui est le cas pour la plupart des sites de captage en Région Wallonne. La figure 3.5 présente la MSA et la compare à la méthode stochastique utilisée par VAN LEEUWEN [2000] (notée MSV). L'apport de la MSA est décomposé en trois phases successives :

- 1) le conditionnement par des données de géophysique ;
- 2) le conditionnement par des observations piézométriques ;
- 3) l'utilisation d'un critère de sélection.

3.2.1 Conditionnement par des données de géophysique

Dans la MSA, les données auxiliaires de résistivité électrique sont directement intégrées dans le processus de génération des champs de conductivité hydraulique, en engendrant des **simulations stochastiques co-conditionnelles** comme dans le travail de KUPFERSBERGER & BLÖSCHL [1995]. Les champs de conductivité hydraulique sont alors compatibles non seulement avec les mesures de conductivité hydraulique mais également avec les données de géophysique. Pour rappel, les simulations stochastiques co-conditionnelles sont construites de la manière suivante :

- tout d'abord des simulations stochastiques non-conditionnelles de la variable principale (dans notre cas la conductivité hydraulique) sont générées par la méthode des bandes tournantes sur base de la structure de corrélation spatiale de cette variable (covariance/variogramme simple) ;
- une étape supplémentaire de double cokrigeage (décrite au paragraphe 1.3.2.3) permet ensuite de conditionner ces simulations stochastiques à partir de la variable principale et de la variable auxiliaire, sur base de leurs structures de corrélation spatiales simples et estimées lors de l'analyse exploratoire des données.

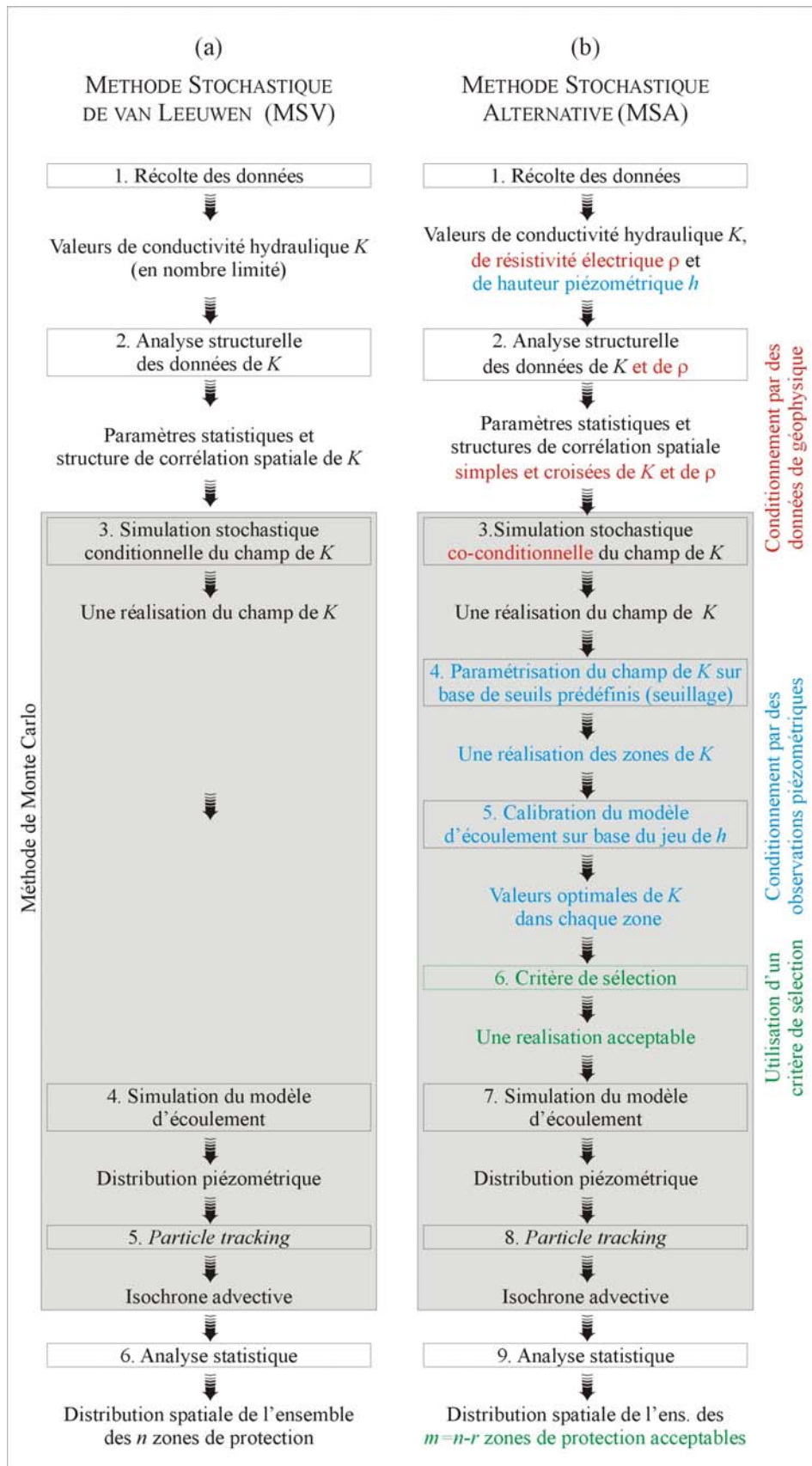


Figure 3.5 : Comparaison des méthodes stochastiques (a) utilisée par VAN LEEUWEN (MSV) et (b) développée dans le cadre de ce travail (MSA)

Les n simulations stochastiques ainsi obtenues constituent alors les réalisations de Monte Carlo du champ de conductivité hydraulique. Puisque les données de géophysique peuvent être récoltées en grand nombre sur le terrain, elles permettent de mieux caractériser la variabilité spatiale de ces champs.

En fonction des données réellement disponibles, diverses variantes de la méthode peuvent être considérées :

- lorsqu'aucune donnée de résistivité électrique n'existe, les champs de conductivité hydraulique sont obtenus par simple génération de simulations stochastiques de Monte Carlo, conditionnées uniquement sur les données de conductivité hydraulique ;
- dans le cas particulier où les données de conductivité hydraulique sont en nombre insuffisant pour en déduire leurs statistiques spatiales, la résistivité électrique n'est plus considérée comme une variable auxiliaire, mais comme la variable principale à la place de la conductivité hydraulique. Des champs de résistivité électrique sont dès lors générés par simulations stochastiques de Monte Carlo conditionnées uniquement sur les données de résistivité électrique.

3.2.2 Conditionnement par des observations piézométriques

Le conditionnement des champs de conductivité hydraulique par les observations piézométriques est réalisé par **calibration** des n modèles d'écoulement associés. Pour ce faire, il est nécessaire de réaliser une **paramétrisation**, c'est-à-dire de réduire le nombre de paramètres ajustables du modèle. L'étape suivante de la MSA consiste donc à paramétrer les champs de conductivité hydraulique obtenus (ou de résistivité électrique dans le cas particulier décrit ci-dessus). La technique de paramétrisation utilisée est la **zonation** qui subdivise ces champs en zones de valeur uniforme représentant les paramètres ajustables. Cette subdivision est réalisée en découpant l'intervalle de variation de la variable en une série de classes sur base de "seuils" prédéfinis. La définition de chaque classe, et par conséquent la répartition géométrique dans l'espace des zones correspondantes, est contrôlée par le choix de ces seuils. Différentes techniques de détermination des seuils, que l'on appellera par la suite **techniques de seuillage**, ont été testées. Elles seront décrites au chapitre 5.

Cette paramétrisation permet non seulement de réduire le nombre de paramètres à ajuster par calibration du modèle d'écoulement mais également, dans le cas particulier où les données de conductivité hydraulique sont en nombre insuffisant pour en déduire leurs statistiques spatiales, de transformer les champs de résistivité électrique générés en champs de conductivité hydraulique sans devoir établir la corrélation existant entre ces deux variables

(les valeurs optimales étant déterminées par calibration du modèle d'écoulement). Cette subdivision en zones de conductivité hydraulique uniforme, que certains tentent d'éviter afin de conserver au mieux la variabilité de la propriété, peut se justifier par l'observation des processus géologiques de formation des couches sédimentaires qui ne conduisent pas forcément à des réalisations purement stochastiques. Au contraire, des "hydrofaciès" (zones de propriétés hydrogéologiques semblables) peuvent bien souvent être reconnus.

A l'inverse de la méthode de KINZELBACH & *al.* [1996] et VASSOLO & *al.* [1998] dans laquelle la configuration géométrique des zones de conductivité hydraulique est unique pour toutes les réalisations et délimitée manuellement sans tenir compte de la variabilité spatiale de la propriété, la MSA crée des zones dont la géométrie varie d'une réalisation à l'autre tout en intégrant cette variabilité spatiale. En effet, non seulement cette configuration géométrique est différente pour chaque réalisation puisqu'elle provient de la subdivision, au moyen de seuils de valeur constante, de l'intervalle de variation de la conductivité hydraulique des simulations stochastiques, mais elle vérifie la structure spatiale des données (par définition des simulations stochastiques).

Une fois les zones de conductivité hydraulique définies, la technique de calibration automatique (via le logiciel PEST) tente alors d'optimiser les valeurs de ces paramètres ajustables dans le but d'obtenir un meilleur ajustement entre les hauteurs piézométriques mesurées et calculées. L'ensemble des champs obtenus sont équiprobables, tous acceptables comme solution.

Contrairement à EVERS & LERNER [1998] et à FEYEN & *al.* [2001] qui éliminent les réalisations ne satisfaisant pas certains critères de sélection subjectifs basés sur la qualité des modèles d'écoulement obtenus après résolution du problème direct, la MSA améliore l'ajustement des observations piézométriques en optimisant les champs de conductivité hydraulique. Une amélioration est donc apportée puisque le modèle d'écoulement est calibré.

3.2.3 Utilisation d'un critère de sélection

Les méthodes géostatistiques reproduisent la variabilité spatiale de la propriété étudiée sans faire appel aux mécanismes de formation des dépôts sédimentaires. De telles méthodes peuvent dès lors produire des réalisations considérées comme irréalistes d'un point de vue géologique. Afin de les éliminer, des critères de sélection peuvent être utilisés pour rejeter une réalisation du processus si elle ne satisfait pas l'un de ceux-ci. Ces critères réduisent le nombre n de réalisations à $m=n-r$ où r est le nombre de réalisations rejetées. De cette

manière, seules les réalisations acceptables d'un point de vue géologique sont prises en compte. Dans la MSA, un critère de sélection, appelé par la suite **critère d'ordre**, est appliqué, qui rejette une réalisation lorsque l'ordre relatif des valeurs optimisées des zones de conductivité hydraulique n'est pas respecté. En effet, lors de l'étape de paramétrisation, l'intervalle de variation de la conductivité hydraulique (ou de la résistivité électrique) est découpé en classes de valeur uniforme, représentant les paramètres ajustables. L'ordre des classes respecte une certaine cohérence vis-à-vis des données mesurées à partir desquelles les champs ont été construits. A la fin du processus de calibration automatique, l'optimisation des paramètres ajustables (c'est-à-dire des valeurs de conductivité hydraulique des zones) peut avoir induit, pour certaines réalisations, une permutation dans l'ordre de ces classes. Ces réalisations peuvent alors être considérées comme irréalistes d'un point de vue géologique puisque l'ordre relatif des données n'est plus respecté.

La suite de la MSA consiste, pour chaque champ de conductivité hydraulique considéré comme acceptable, à simuler le modèle d'écoulement et délimiter l'isochrone au temps t correspondante par *particle tracking*. Toutes les isochrones sont alors analysées de manière statistique afin de déduire la distribution spatiale de l'ensemble des zones de protection associée. Dans ce travail, une étude de sensibilité a été réalisée pour tenter de mettre en évidence l'effet sur la réponse obtenue de différents facteurs tels que le nombre de données conditionnantes (conductivité hydraulique, hauteur piézométrique et résistivité électrique), la valeur des seuils (différentes techniques de seuillage) et le choix du critère de sélection (dérivé du critère d'ordre).

Dans ce travail, l'accent a donc été mis sur la quantification et la réduction de l'incertitude sur la localisation des zones de protection par intégration, en plus des données de conductivité hydraulique, de différents types de données auxiliaires dans les modèles hydrogéologiques. L'introduction de ces données auxiliaires est réalisée en conditionnant les modèles hydrogéologiques par des données de résistivité électrique et de hauteur piézométrique et en utilisant des critères de sélection basés sur "l'expérience du géologue".

La méthode développée a été appliquée à un cas d'étude synthétique aussi réaliste que possible assimilé à un aquifère alluvial et au cas d'étude réel du captage de Dinant-Anseremme préalablement étudié [RENTIER, 1996].