AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

UNIVERSITÉ DE LORRAINE

GeoRessources

Inclusion de données indirectes dans la simulation de réseaux de fractures discrets

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 22 Septembre 2014
pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Lorraine

Spécialité Géosciences

par

François Bonneau

Composition du jury :

Président du jury :	Benoît Noetinger
Rapporteurs :	Philippe Davy Benoît Noetinger
Examinateurs :	Benoît Valley
Directeur de thèse :	Guillaume Caumon
Co-directeur de thèse :	Philippe Renard Judith Sausse

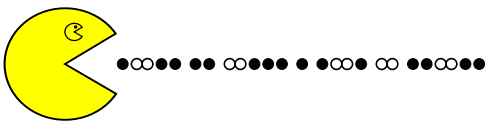
UMR 7359 - GeoRessources
Université de Lorraine - CNRS - CREGU
ENSG - Campus Brabois - TSA 70605
54518 Vandœuvre-lès-Nancy cedex - FRANCE

À Gilles [1]

1. inventeur incontesté de la théorie du gros paquet

”La liberté intérieure, c’est quand le regard d’autrui ne nous détermine pas.”

Alexandre Jollien



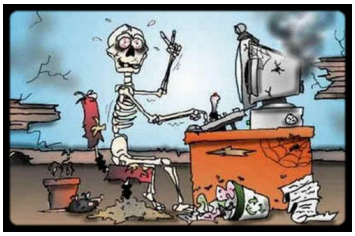
Remerciements

À mes directeurs et codirecteurs de thèse ; Guillaume, Judith et Philippe qui m'ont conseillé avec beaucoup de patience et de clairvoyance pendant mes recherches. Vous m'avez transmis un certain nombre de principes fondamentaux que vous m'avez poussé à malmener et à remettre en question pour en sortir de nouveaux concepts, ou du moins en étendre la validité.

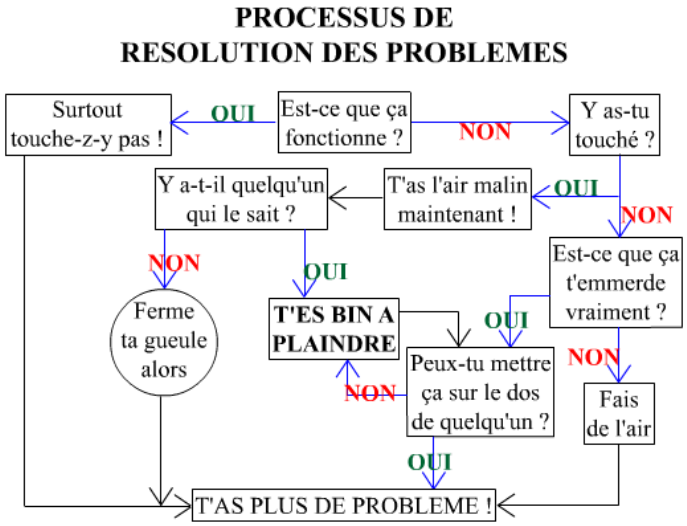


Rien ne se perd, rien ne se crée, tout se transforme
Antoine Laurent de Lavoisier

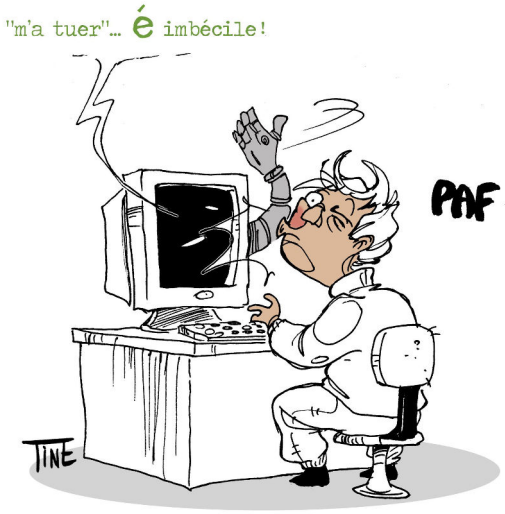
À ceux qui ont bien voulu partager mon bureau Charline & Gogo ; Nico & Flo et autres Benjamin, Cécile... Merci pour cette bonne humeur permanente qui m'a permis de surmonter un certain nombre de contrariétés habituelles.



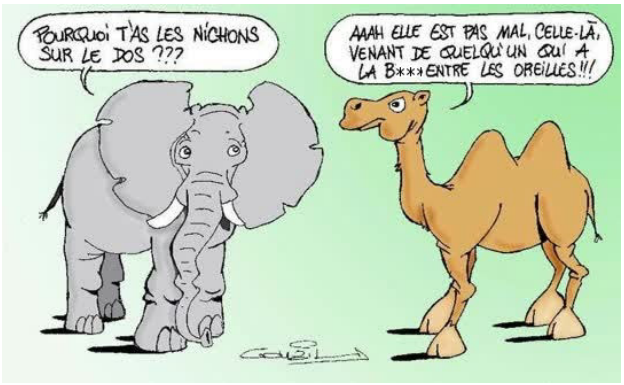
Aux GRG MacGyver Fatima, Christophe et Pierre qui m'ont permis de travailler dans un environnement où tout problème a sa solution... ou presque...



À vous tous Pauline, Paul, Arnaud, Jeanne, Jérémy, Andrea, Guillaume R, Pablo, Jonathan, Charline, Guillaume C, Philippe, Gogo, Nico, Flo, Judith, Christine . . . vous qui m'avez formé, vous qui m'avez conseillé, vous qui m'avez fait réfléchir, vous qui avez corrigé mes écrits. . .



À ma famille. . . Tout d'abord à Julie et Némo qui m'ont été d'un soutien sans faille et qui illuminent mon quotidien. Puis, à famille au sens large qui m'a permis, entre autres choses, de développer un sens aigu de la répartie.



À Windows qui est une source de discussions et de divertissements intarissable. . . Hein Gogo ?



Aux membres du jury qui ont apporté une expertise et une validation extérieure à ces travaux de thèse. Et finalement à l'ASGA et aux sponsors du consortium Gocad pour les financements qu'ils m'ont accordés.

Résumé

La modélisation de la géométrie et l'agencement des hétérogénéités est une problématique importante de l'exploitation des ressources énergétiques. La plupart des réservoirs énergétiques (e.g. pétrole, gaz, géothermique) sont des réservoirs naturellement fracturés. Ces discontinuités mécaniques affectent les écoulements de fluides.

Ces travaux de thèse proposent de nouvelles approches pour contraindre la simulation stochastique de réseaux de fractures discrètes (DFNs) en trois dimensions. Classiquement, la simulation stochastique de DFNs s'appuie sur un tirage de Monte Carlo dans les lois de distributions décrivant les paramètres géométriques des fractures constituant le réseau. Les algorithmes développés dans ce travail visent à contraindre la simulation de DFNs et à proposer une série de modèles honorant :

- la géomécanique de la fracturation,
- l'histoire tectonique du réservoir,
- la microsismicité induite,
- les données d'écoulement à travers la roche.

Nous proposons une approche pseudo-génétique inspirée du processus de fracturation naturelle. Les objets fracturés sont implantés et se propagent progressivement en tenant compte des zones d'accumulation et de relaxation des contraintes associées aux discontinuités voisines. Dans le cas où plusieurs évènements de fracturation se succèdent, ils sont traités chronologiquement : les discontinuités les plus vieilles influençant la simulation des plus jeunes. La microsismicité enregistrée lors de la stimulation hydraulique d'un puits peut être considérée comme un indicateur de la fracturation. Elle souligne les fractures issues de l'écoulement du fluide dans les discontinuités de la roche. Le positionnement d'un évènement est souvent associé à un plan de fracture. Nous avons implémenté un algorithme inspiré de la transformée de Hough pour détecter et contraindre la simulation de DFNs par les alignements de microséismes. La propagation du front de déclenchement des séismes, calculée à partir des dates d'occurrence des évènements, peut être reliée à la propagation du front de pression dans le réservoir fracturé. Nous pouvons estimer la qualité du DFN par comparaison à un modèle de propagation du front de pression à travers le DFN, estimé en utilisant un algorithme de « Fast Marching ». Enfin, les données de production et les tests d'injections de traceur donnent des informations sur la percolation du réseau de fractures entre injecteurs et producteurs. Nous proposons d'assurer la percolation du réseau de fractures entre des puits donnés. Cette contrainte géométrique sera honorée au cours de la simulation séquentielle de DFNs en agissant sur l'impact des fractures qui serviront de pivot à l'établissement de l'amas de fractures percolant.

Le workflow proposé ici permet de contraindre la simulation stochastique de DFNs. En plus d'honorer les données statistiques décrivant la géométrie des fractures, les modèles simulés présentent une organisation cohérente avec l'organisation fractale souvent observée sur le terrain. Nous pouvons aussi calibrer la géométrie, la connectivité et la percolation de nos modèles en utilisant des données indirectes issues de l'enregistrement de la microsismicité induite et de tests de traceur. L'impact de ces différentes méthodes est étudié qualitativement et quantitativement à l'aide de différentes études de sensibilité menées sur des données réelles et synthétiques.

Table des matières

Remerciements **v**

Résumé **vii**

Introduction **1**

1 La fracturation : mécanisme, description, représentation et simulation **5**
1.1 Introduction 5
1.2 Description et modèle conceptuel d'un réseau de fractures 6
1.2.1 Fracture : définition, description et modèle conceptuel 6
1.2.2 Réseau de fractures : définition, description et modèle conceptuel . . . 7
1.2.3 Connectivité d'un réseau de fractures 10
Connectivité : métrique scalaire et seuil de percolation 10
Caractérisation des ensembles connexes 11
1.3 Observations, mesures et incertitudes 12
1.3.1 Caractérisation directe de la fracturation 13
1.3.2 Caractérisation indirecte de la fracturation 13
1.3.3 Données conceptuelles sur la fracturation 15
1.4 Modèles numériques de la fracturation 15
1.4.1 Modélisation déterministe d'un réseau de fractures 16
Mécanique de la rupture 16
Discrétisation et simulation 17
1.4.2 Modélisation stochastique d'un réseau de fractures 18
Implantation des centres des fractures 18
Simulation des objets représentant les fractures 18
Calibration du DFN *a posteriori* 19
1.4.3 Modélisation continue par milieux équivalents 20
1.5 Conclusion 21

2 Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de réseaux de fractures **23**
2.1 Introduction 23
2.2 Implantation hiérarchique, stochastique et séquentielle des fractures 24
2.3 Croissance pseudo génétique tridimensionnelle des fractures 74
2.4 Simulation de DFNs contraints par la chronologie des événements tectoniques 86
2.4.1 L'anticlinal de Split Mountain 87
2.4.2 Simulation stochastique hiérarchique et séquentielle d'un DFN constitué de trois familles 88
2.4.3 Apport de la restauration 90
2.4.4 Croissance des fractures et correction sur les dimensions 91
2.5 Conclusion 92

3 Contraindre la simulation stochastique de DFN par des données indirectes 95
3.1 Introduction . . . 95
3.2 Étude de la fracturation à Soultz-sous-Forêts . . . 96
3.2.1 Description statistique de la fracturation à Soultz-sous-Forêts . . . 97
3.2.2 Établissement d'une carte hétérogène de la densité volumique de fractures 98
Extrapolation géo-statistique de la densité de fractures . . . 98
Apport du modèle structural . . . 100
Apport de la densité de microséismes . . . 100
Intégration des différents apports . . . 100
3.2.3 Simulation stochastique séquentielle et dimension fractale . . . 102
3.3 Multiplet microsismique et orientation des discontinuités . . . 106
3.3.1 Identification des amas de microséismes coplanaires par la transformée de Hough en 3D . . . 106
3.3.2 Production d'une carte de probabilité relative à l'orientation des discontinuités . . . 107
3.3.3 Apport d'une carte d'orientation basée sur la microséimicité . . . 109
3.3.4 Intégration dans la simulation stochastique de DFN . . . 110
3.4 Apport de l'analyse du front de déclenchement des séismes . . . 114
3.4.1 Front de déclenchement des microséismes et front de pression . . . 114
3.4.2 Approximation de la propagation du front de pression . . . 115
Résolution d'une équation eikonale par Fast Marching . . . 116
Simulation d'une carte de diffusivité hydraulique à Soultz-sous-Forêts . 116
3.4.3 Apport à la simulation stochastique de DFN . . . 119
3.5 Apport des données d'écoulements : traceur et percolation entre puits . . . 120
3.5.1 Établissement d'une carte de vitesse liée à l'écoulement . . . 122
3.5.2 Approximation de la propagation de fluide et chemin de percolation . . 123
3.5.3 Perturbation de l'impact des fractures sur la simulation de DFN . . . 124
3.6 Conclusion . . . 125

Conclusion générale 127

Table des figures

1.1 Description d'une fracture et sa modélisation 8
1.2 Auto-similarité d'un réseau de fractures 9
1.3 Échantillonnage de la distribution de longueur des fractures . 14
1.4 Allure du champ de contraintes en fonction de la distance r à la pointe de fissure 16
1.5 Tenseur des contraintes et fracturation 17
1.6 Approche classique pour la prise en compte des fractures lors d'une simulation d'écoulements 22

2.1 Simulation d'une famille de fractures par une méthode stochastique pseudo-génétique 25
2.2 Modélisation de l'impact des fractures sur la roche avoisinante 26
2.3 Croissance radiale et réorientation des fractures 87
2.4 Localisation de l'anticlinale de *Split Mountain* 89
2.5 Simulation stochastique hiérarchique et séquentielle d'un DFN . 90
2.6 Correction stratigraphique de l'orientation des fractures 91
2.7 Restoration de l'anticlinal de Split Mountain 92
2.8 Apport de la restauration dans la simulation stochastique hiérarchique et séquentielle d'un DFN 93
2.9 Correction de la géométrie des objets par l'application des vecteurs de déformation 94
2.10 Callibration de la géométrie 3D des fractures par un processus de croissance pseudo-génétique 94

3.1 Localisation de l'échangeur thermique de Soultz-sous-Forêts . . 97
3.2 Simulation d'une carte hétérogène de densité volumique de fractures 99
3.3 Estimation de la densité locale de microséismes 101
3.4 Simulation avec tendance d'une carte hétérogène de densité volumique de fractures 102
3.5 Simulation de DFN par un processus stochastique classique 104
3.6 Simulation de DFN par un processus stochastique avec une implantation séquentielle 105
3.7 Correction des valeurs de l'accumulateur de Hough liée à l'anisotropie globale 108
3.8 Correction des valeurs de l'accumulateur de Hough liée à l'anisotropie locale 109
3.9 Cohérence entre l'analyse statistique des fractures et les plans soulignés par la microsismicité 111
3.10 Intégration des données issue des alignements de microséismes dans la simulation stochastique de DFNs 112

3.11 Apport d'une carte d'orientation des fractures dans la simulation de DFN . . . 113
3.12 Évolution du temps de déclenchement du plus vieux séisme autour de l'injecteur . . . 115
3.13 Établissement d'une carte de diffusivité hydraulique en 3D prenant en compte un réseau de fractures . . . 118
3.14 Approximation de la propagation d'un front de pression par FMM 119
3.15 Visualisation de l'écart d'évaluation de la géométrie du front de l'onde de pression à 100 heures . . . 120
3.16 Classement qualitatif DFNs relatif au front de pression propagé 121
3.17 Donnée de perte et de récupération de fluides à Soultz-sous-Forêts . . . 122
3.18 Carte des zones de forte diffusivité associées aux fractures précocement simulées . . . 123
3.19 Extraction du chemin de percolation le plus rapide entre le puits injecteur et les producteurs. . . . 124
3.20 DFN présentant des amas de fractures assurant la percolation entre les puits . . . 126

Introduction

Les roches sont des matériaux naturels présentant de nombreuses hétérogénéités à toutes les échelles d'observation. Ces hétérogénéités ont une origine variable (chimique, mécanique, thermodynamique, biologique ou sédimentaire) et témoignent de l'histoire de l'objet géologique et des matériaux le constituant. La description et la localisation exhaustives de ces hétérogénéités sont au centre de la prédiction du comportement THMC (Thermo-Hydro-Mécanique et Chimique) des roches et plus particulièrement des réservoirs. L'échelle à laquelle les hétérogénéités de la roche sont considérées est un paramètre clef dans leur observation et leur modélisation. En effet, de nombreuses structures géologiques ont une dimension fractale et présentent une autosimilarité approchée (chenaux, fractures...). De ce fait, la géométrie globale de ces structures peut être décrite indépendamment de l'échelle considérée. Cependant, l'impact réel de ces objets sur le comportement dynamique de la roche est directement lié à leur nature, leur position et leur géométrie. Toute simplification de leur géométrie, toute approximation sur leur nature ou leur position a un effet direct sur l'incertitude du modèle de comportement du réservoir. Même les plus petits défauts de la roche (fossile, micro cracks) ont leur importance car ils peuvent localiser et/ou initier des variations dans le comportement de la roche qui pourront se propager à plusieurs échelles. Ainsi, la description précise et exhaustive de toutes les hétérogénéités de la roche à toutes les échelles, associée à une connaissance et une compréhension parfaites de leur genèse et de leur histoire, nous permettrait d'établir un modèle déterministe décrivant et anticipant le comportement de la roche. Cependant, elle requiert une acquisition de données tout simplement irréalisable. Il convient donc de faire des approximations et des modèles de comportement qui se justifient uniquement en considérant une échelle d'étude représentative du phénomène que l'on souhaite reproduire.

Dans le cadre de l'exploitation des ressources naturelles (e.g. eau, énergie) la compréhension du fonctionnement des réservoirs fracturés est un challenge. Les fractures sont des hétérogénéités d'origine mécanique. Elles sont présentes dans la majorité des réservoirs de ressources naturelles (gaz, pétrole, géothermie...) et peuvent constituer une source d'anisotropie dans l'écoulement. Ceci est particulièrement vrai pour les réservoirs de socles et autres réservoirs non conventionnels où la matrice est souvent peu perméable. Dès lors, la quasi totalité des mouvements de fluide et des transferts de chaleur se font par le biais des fractures. Ceci entraine des fluctuations de pression pouvant être responsables de fracturation induite. Finalement, le réseau de fractures influence les propriétés physiques de la roche, canalise les écoulements et modifie sa propre géométrie (voire sa connectivité).

La représentation discrète et exhaustive des fractures constitutives d'un réseau est impossible du fait de sa complexité. Pour cette même raison, toute homogénéisation du comportement des fractures est une approximation très forte. Dans ce travail, nous nous focaliserons sur la représentation et la prise en compte des fractures se développant à l'échelle de réservoirs dans le but de comprendre et de prédire le comportement mécanique et hydrodynamique d'un réservoir fracturé. Une attention particulière doit être apportée à la définition de l'échelle du modèle qui déterminera (1) les fractures qui doivent être considérées de façon discrète et (2) celles qui seront modélisées de façon continue en définissant des milieux équivalents. Nos travaux porteront sur la simulation stochastique d'objets approximant la géométrie des fractures naturelles.

Les fractures sont des objets qui se développent en trois dimensions dans un volume de roche. L'observation directe de ces structures passe par une observation partielle de leur trace sur des affleurements 1D (puits, carottes) ou 2D (affleurements). La description directe des réseaux de fractures est de ce fait partielle, locale et limitée par des contraintes techniques et environnementales. Les réseaux de fractures sont présents sur de larges gammes d'échelles qui ne sont pas toujours accessibles. Les structures sont alors interprétées et extrapolées en se basant sur des modèles théoriques ou une caractérisation indirecte. Chaque fracture est généralement décrite comme un plan délimité dans l'espace par ses dimensions. L'ensemble de ces fractures forme un réseau qui est caractérisé par les lois de distribution statistique issues de ces observations parcellaires. La simulation stochastique classique génère des réseaux de fractures discrets (DFNs Discrete Fracture Networks) par échantillonnage de ces lois de distributions. Un processus aléatoire sélectionne et combine les paramètres caractérisant les fractures qui constitueront un réseau (cf. Jing [2003], Macé [2006]). Une telle approche suppose que les informations recueillies soient représentatives de la géométrie de l'ensemble des fractures constituant le réseau. Ces modèles peuvent être contraints par un processus d'optimisation pour intégrer des informations secondaires comme la connectivité, la microsismicité ou encore l'historique de production des puits [Hu and Jenni, 2005, Xu and Dowd, 2010, Niven and Deutsch, 2012].

D'autres approches existent et visent à décrire le réseau de fractures dans son ensemble à l'aide de sa dimension fractale [Mandelbrot, 1983]. Des méthodes de simulation stochastique ont alors été développées dans le but de générer des DFNs honorant ce type de géométrie. Ces méthodes se justifient par l'obtention de modèle présentant une organisation hiérarchique proche de celles observées dans le milieu naturel [Bonnet et al., 2001]. Certaines méthodes proposent de combiner plusieurs mécanismes de simulation. Elles décrivent l'implantation et la croissance produisant une organisation fractale caractéristique en fonction de l'état de fracturation [Davy et al., 2010, 2013]. Cependant, elles n'ont à ce jour pas été appliquées à la simulation de réservoirs où de nombreuses données secondaires sont disponibles.

Le but de ces travaux est d'améliorer la simulation stochastique de DFNs. Nous aspirons à produire efficacement des modèles contraints par les données statistiques décrivant la géométrie des familles de fractures (taille, orientation, position) et plus généralement du réseaux (connectivité, espacement, dimension fractale). L'idée est de prendre en compte et de contraindre la simulation de DFNs par des informations géométriques, dynamiques, mécaniques et relatives à l'histoire tectonique. Le processus de simulation stochastique devra être direct de façon à ne pas passer par une optimisation *a posteriori* qui peut être coûteuse en temps de calcul ou du moins perturber l'organisation du réseau et produire des configurations peu cohérentes avec la géométrie attendue.

Ce manuscrit s'organise en trois chapitres. Le premier positionne nos travaux dans le contexte général par une brève étude bibliographique. Dans le second, nous proposerons une méthode de simulation pseudo-génétique dans la lignée de celles proposées par Srivastava et al. [2005], Henrion [2011], Davy et al. [2013]. Ce type d'approche simule efficacement des DFNs en utilisant des proxies mimant la mécanique de la fracturation sans en résoudre les équations. L'idée est de reproduire la non stationnarité de la fracturation en prenant en compte les interactions entre fractures pendant une simulation stochastique. Le processus de simulation stochastique utilise une implantation séquentielle peuplant progressivement le volume avec des objets correspondant à la description statistique du réseau naturel. Chaque séquence d'implantation est contrainte par les objets déjà simulés et induit une hiérarchie d'organisation qui pourrait correspondre à la dimension fractale du modèle. Cette implantation séquentielle est couplée à un algorithme de croissance prenant en compte les interactions entre fractures à l'origine de leur coalescence. Nous étudierons en détail l'impact de cette approche sur la connectivité et sur le seuil de percolation d'un DFN. Puis, nous illustrerons l'algorithme lors de la simulation d'un réseau de fractures lié à plusieurs évènements tectoniques successifs, et donc, constitué de plusieurs familles. Le troisième chapitre est consacré à la simulation du

réseau de fractures de l'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts. Nous commencerons par décrire les statistiques caractérisant le réseau. Ensuite, nous génèrerons un DFN honorant (1) les distributions et les proportions relatives des deux familles de fractures identifiées dans le réservoir ; (2) la répartition hétérogène des fractures suggérée par les densités de fractures observées en forage, les structures visibles sur le modèle structural et la microsismicité ; et (3) la dimension fractale du réseau. Le reste du chapitre 3 sera consacré à la prise en compte de données secondaires relatives à la microsismicité et à des tests de traceurs dans le processus de simulation de DFNs. On intégrera un proxy à la simulation d'écoulement pendant l'implantation séquentielle afin d'évaluer le comportement dynamique associé au DFN en cours de simulation. Le résultat du proxy sera utilisé pour définir des règles d'implantation orientant le reste de la simulation.

Chapitre 1

La fracturation : mécanisme, description, représentation et simulation

Sommaire

1.1 Introduction 5
1.2 Description et modèle conceptuel d'un réseau de fractures 6
1.2.1 Fracture : définition, description et modèle conceptuel 6
1.2.2 Réseau de fractures : définition, description et modèle conceptuel 7
1.2.3 Connectivité d'un réseau de fractures 10
Connectivité : métrique scalaire et seuil de percolation 10
Caractérisation des ensembles connexes 11
1.3 Observations, mesures et incertitudes 12
1.3.1 Caractérisation directe de la fracturation 13
1.3.2 Caractérisation indirecte de la fracturation 13
1.3.3 Données conceptuelles sur la fracturation 15
1.4 Modèles numériques de la fracturation 15
1.4.1 Modélisation déterministe d'un réseau de fractures 16
Mécanique de la rupture 16
Discrétisation et simulation 17
1.4.2 Modélisation stochastique d'un réseau de fractures 18
Implantation des centres des fractures 18
Simulation des objets représentant les fractures 18
Calibration du DFN *a posteriori* 19
1.4.3 Modélisation continue par milieux équivalents 20
1.5 Conclusion 21

1.1 Introduction

Un réseau de fractures résulte de processus complexes accommodant des sollicitations mécaniques. La fracturation des roches initie et développe des discontinuités qui interagissent et peuvent se connecter [Griffith, 1924, Cartwright et al., 1995]. C'est un processus dans lequel chaque fracture exerce une rétroaction en perturbant localement le comportement physique de la roche et le champ de contraintes. Finalement, l'émergence d'une géométrie complexe et multi-échelle impose des simplifications pratiques et théoriques pour la simulation de processus physiques à une échelle donnée. Nous discuterons de la caractérisation des réseaux de fractures naturel et de leur intégration dans les modèles géologiques.

Chaque fracture a une géométrie qui lui est propre. Cependant, toutes les fractures présentent des caractéristiques communes à l'origine de paramétrisations faisant intervenir un nombre fini de grandeurs. Ces paramètres décrivent un modèle conceptuel associé à un objet fracture. La description des fractures à l'échelle du réseaux nécessite une étude statistique de ces paramètres qu'il faudra compléter par des paramètres supplémentaires décrivant l'organisation spatiale et la connectivité des objets. Nous débuterons ce chapitre en faisant un point sur les observations ayant menées aux modèles conceptuels décrivant les objets fractures et leur organisation en réseaux.

La caractérisation d'un réseau de fracture passe donc par l'identification des lois de distributions statistiques décrivant le comportement des différents paramètres à l'échelle des fractures et du réseau. Du fait de leur dimensions, de leur topologie et de leur inaccessibilité (en profondeur), les fractures sont souvent difficiles à observer et à décrire. L'observation directe des objets est souvent réduite à des affleurements 2D et/ou 1D qui peuvent ne pas être représentatifs de la variabilité du réseau de fractures naturel. Ces observations directes donnent des informations précises mais locales, incomplètes et dans une dimension topologique inférieure à celle de l'objet réel. Il est nécessaire de mettre ces mesures en perspective avec les observations indirectes et les modèles conceptuels associés à la fracturation. La seconde partie de ce chapitre décrira un certain nombre de méthodes permettant d'imager et de quantifier les paramètres décrivant la fracturation naturelle.

Les observations directes et indirectes des réseaux de fractures permettent une description statistique des réseaux. Cette description statistique présente des incertitudes et nécessite d'être extrapolée aux échelles et aux positions où les observations manquent. Nous finirons ce chapitre en présentant les méthodes de modélisations numériques discrètes et continues de la fracturation. Nous discuterons de la capacité de ces méthodes à intégrer les observations de terrain et les modèles conceptuels aux modèles géologiques.

1.2 Description et modèle conceptuel d'un réseau de fractures

La prise en compte des fractures dans les modèles géologiques se base sur une compréhension et une description poussées des réseaux. Une telle étude peut être conduite de façon discrète à l'échelle de la fracture ou de façon statistique à l'échelle du réseau. Cette partie se consacre à la description de la fracturation naturelle et à la présentation des modèles conceptuels qui serviront à leur étude. Nous identifierons les paramètres nécessaires à la description d'un objet fracture et nous discuterons des lois de distributions statistiques caractérisant les paramètres d'un réseau de fractures. Les corrélations spatiales qui émergent du processus de fracturation permettent de décrire l'organisation spatiale des fractures au sein du réseau. La connectivité est un paramètre qui émerge de la description géométrique et spatiale des fractures. De ce fait, la connectivité est difficilement contraignable. Nous terminerons cette partie en discutant des méthodes d'estimation de la connectivité d'un réseau de fracture.

1.2.1 Fracture : définition, description et modèle conceptuel

Une fracture est une discontinuité d'origine mécanique pouvant créer un vide au sein d'une roche. La morphologie des fractures est à relier à leur processus génétique (initiation, propagation, terminaison et coalescence) qui dépend des propriétés mécaniques des roches, de leurs hétérogénéités et de l'état de contraintes auquel elles sont soumises ([Griffith, 1921, 1924], section 1.4.1). Une fracture est donc une déformation cassante de la roche qui relâche localement les contraintes excédant la ténacité de la roche. La géométrie complexe du volume du vide est délimitée par deux « faces » (ou épontes) rugueuses matérialisant l'espace créé dans la roche. La distance séparant ces deux surfaces est l'ouverture de la fracture qui est généralement très faible devant la dimension de ces surfaces (fig. 1.1). La géométrie tridimensionnelle d'une fracture isolée est complexe et fortement anisotrope puisque l'une de ses dimensions

(l'ouverture : a) est très faible devant les deux autres (l et L) [Pollard and Aydin, 1988]. Une fracture peut subir un remplissage par recristallisation suite à un écoulement produisant une interaction fluide-roche. Ce remplissage influencera le comportement physique de la fracture et se répercutera à plus ou moins grande échelle sur celui de la roche [Warren and Root, 1963, Berkowitz, 2002].

La complexité géométrique d'une fracture naturelle est telle qu'elle nécessite certaines simplifications pour pouvoir être décrite et intégrée à des modèles numériques. La paramétrisation la plus classique consiste à représenter la fracture par une surface plane, une forme géométrique simple (polygone ou ellipse fig. 1.1 (b)). Le modèle de la fracture approxime les dimensions et la position de l'objet naturel. Le plan contenant la surface est orienté par deux angles (1) l'azimut, par rapport au nord (*strike*), et (2) le pendage, par rapport à l'horizontale (*dip*). Le centre de la fracture, l'azimut et le pendage fournissent les paramètres du plan moyen de la fracture qui peut alors définir un repère orthogonal local dont l'origine est le centre de la fracture. Ce repère permet d'exprimer des modèles numériques exprimant l'ouverture et la rugosité en tout point de la fracture discrète. Il permet aussi d'exprimer les propriétés physiques relatives aux fractures, comme la perméabilité [Massonnat and Manisse, 1994]. De plus, chaque coté de la fracture discrète est caractérisé par un état de contraintes diminué, et le champ de déplacement (même s'il est très faible) peut être discontinu de part et d'autre du modèle.

Durant la fracturation, les fractures produites engendrent une rétroaction sur l'initiation, la propagation et l'arrêt d'autres fractures. Ces interactions réorientent, organisent et connectent les fractures ce qui engendre des structures géométriques complexes issues de la coalescence d'objets individuels. Le modèle de fractures planes et individuelles ne permet pas de décrire et de caractériser la façon dont les objets s'organisent et se connectent. Il est alors nécessaire de considérer le réseau de fractures dans son ensemble via une étude statistique des paramètres des fractures mais aussi des corrélations spatiales qui émergent du processus de fracturation à différentes échelles.

1.2.2 Réseau de fractures : définition, description et modèle conceptuel

Les réseaux de fractures résultent d'une succession de plusieurs événements de fracturation. Chacun est associé à un état de contraintes global et produit des familles dont l'orientation et le pendage dépendent du mode de déplacement et de l'état de contraintes (voir fig. 1.5). La variabilité des propriétés mécaniques des roches et des hétérogénéités structurales peut aboutir à des réorientations locales de l'état de contraintes. De ce fait, la description du réseau de fractures passe par l'identification dans l'espace des différentes familles d'orientations auxquelles on affecte un poids relatif et une densité volumique. L'individualisation de ces familles permet de leur associer une chronologie d'apparition qui les relie à un événement particulier de l'histoire tectonique et d'assurer une hiérarchie au sein du réseau. Une description statistique de chaque famille de fractures est nécessaire pour quantifier la variabilité de leur géométrie et leur répartition spatiale. L'ensemble des lois de distribution caractérisant les paramètres géométriques des fractures décrit chaque famille indépendamment de façon à décrire une population de fractures statistiquement homogène. Une difficulté importante de cet exercice est la notion d'échelle.

En effet, les fractures s'observent à toutes les échelles ; depuis l'échelle microscopique à l'échelle continentale [Nelson, 2001]. Leur agencement, leur géométrie et leur taille présentent de fortes variations qui sont le résultat des contraintes qui évoluent dynamiquement à plusieurs échelles au gré du processus de fracturation et des hétérogénéités mécaniques et rhéologiques. En conséquences, certaines propriétés des réseaux (taille, ouverture, espacement ...) peuvent se caractériser suivant des lois d'échelles. Bonnet et al. [2001] proposent une revue des lois d'échelles pertinentes pour la description des dimensions des fractures dans un réseau (loi de puissance, loi gamma, loi exponentielle et log-normale). Ils mettent en parallèle ces différentes

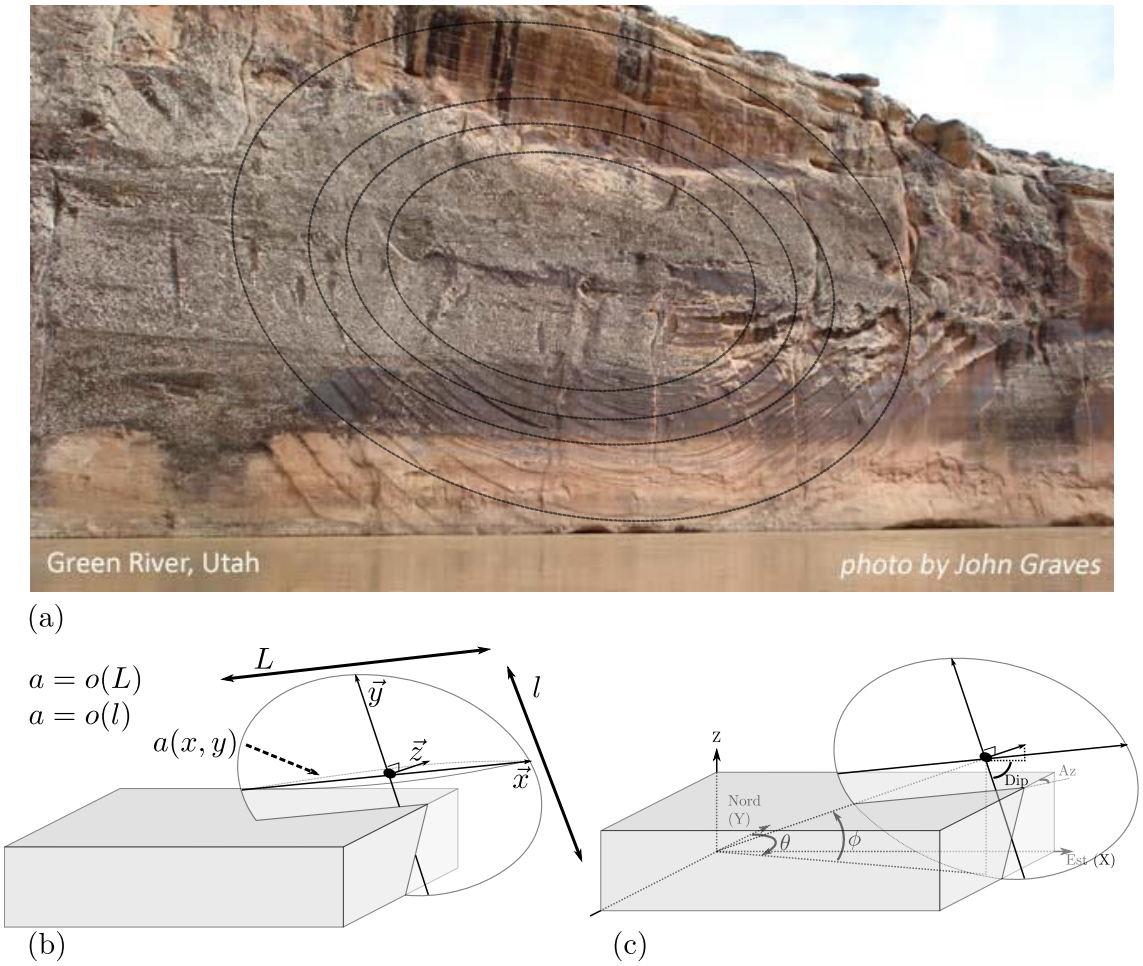


FIGURE 1.1 – DESCRIPTION D'UNE FRACTURE ET SA MODÉLISATION. – La fracture visible en (a) est décrite par ses dimensions (L, l et a), sa position et son orientation. Elle est modélisée par une surface représentant le plan de la fracture (b) positionnée et orientée dans l'espace. L'ouverture de la fracture est modélisée grâce à une propriété ($a(x, y)$) qui servira à modéliser l'impact de la fracture sur les propriétés physiques de la roche. L'orientation du plan (c) est définie par deux angles apportant des informations complémentaires (1) azimut (Az : angle mesuré en degré par rapport au nord) et pendage (Dip : angle mesuré en degré par rapport à l'horizontale) ; (2) la direction de plus grande pente du plan (θ) associé au pendage (Dip), ou (3) l'azimut (θ) et l'élévation (ϕ) du vecteur normal unitaire.

lois d'échelles discutant l'impact des différents biais d'échantillonnage empirique (taille de la population considérée, *truncation effect*, *censoring effect*, voir section 1.3). Les auteurs privilégient la loi de puissance invoquant des justifications empiriques, physiques, numériques et analogiques. En effet, dans la lignée de Sornette and Davy [1991], Bonnet et al. [2001] notent l'absence de longueur caractéristique dans le processus de croissance des fractures qui justifie la multiplicité des échelles d'observation et l'émergence d'une distribution de longueur suivant une loi de puissance. D'après de nombreuses mesures sur des réseaux naturels l'exposant de la loi de puissance de la distribution des longueurs de fractures varie entre 0.8 et 3.5 [Bonnet et al., 2001].

L'organisation globale des fractures peut paraître chaotique mais laisse transparaitre une succession d'amas de fractures (*clustering*) individualisant des blocs de roche et donnant une invariance d'aspect (auto-similarité) sur plusieurs ordres de grandeur (fig. 1.2). Une avancée majeure pour la description des réseaux de fractures a été faite avec la caractérisation de l'invariance d'échelle dans la fracturation [Velde et al., 1991, Ouillon et al., 1996], ou encore la

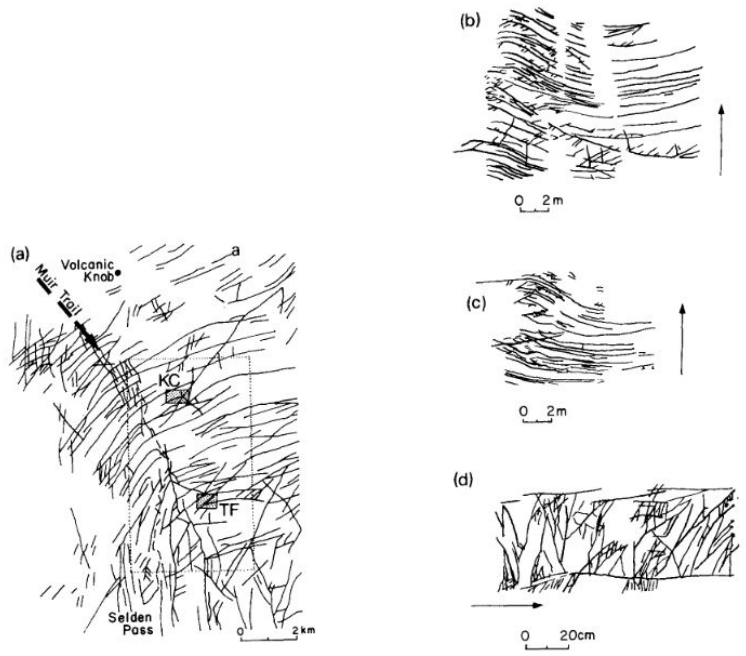


FIGURE 1.2 – AUTO-SIMILARITÉ D'UN RÉSEAU DE FRACTURES. – Trace de fractures aux échelles kilométrique (a), métrique (b) (c) et centimétrique (d). Cette observation à différentes échelles souligne une invariance d'aspect et suggère une organisation fractale de certains réseaux de fractures. Région du Mount Abbot, Sierra Nevada (d'après Velde et al. [1991]).

mise en évidence des échelles multiples [Belfield, 1994, Ouillon, 1995] par la géométrie fractale et multifractale [Mandelbrot, 1983]. L'analyse fractale d'un système vise à caractériser son auto-similarité et quantifier sa variabilité. Pour se faire, un certain nombre de grandeurs scalaires, regroupées sous le terme générique de dimension fractale, peuvent être calculées. Les définitions les plus couramment utilisées sont décrites par [Mot, 2000, Bonnet et al., 2001] :

- la dimension de masse D_M [Davy et al., 1990]. Pour cette définition, on évalue la masse $M(r)$ du réseau de fractures inclue dans des boites (de forme géométrique simple) dont la taille élémentaire est r. La masse en question se rapproche de la proportion de la boite occupée par les fractures. L'auto-similarité se traduit alors par une variation de $M(r)$ en r^{D_M} ;
- la dimension de Hausdorff D_h [Dubois, 1995] qui se base sur l'évaluation du nombre de formes géométriques élémentaires ($N(r)$) de taille caractéristique r nécessaire au recouvrement de la totalité du réseau. Dans ce cas, l'auto-similarité du réseau implique une variation de $N(r)$ en r^{D_h}. Cette méthode est couramment utilisée sous le nom de *box-counting method*;
- la dimension de corrélation D_c. On évalue alors la corrélation $C_2(r)$ entre des points séparés d'au maximum une distance caractéristique r. En d'autres termes, on évalue la probabilité que deux points appartiennent au réseau de fractures en fonction de la distance qui les sépare. La méthode a été implémentée par Davy et al. [1990], Bour et al. [2002], calculant les corrélations entre les centres des fractures à l'aide de l'équation :

$$C_2(r) = \frac{2 \times N(r)}{N_t \times N_t - 1} \approx r^{D_c} \tag{1.1}$$

Avec N_t le nombre total de points appartenant au réseau de fractures et $N(r)$ le nombre de paires de points distant d'une distance inférieure à r [Hentschel and Procaccia, 1983].

L'évaluation de ces grandeurs se fait en général à l'aide d'une régression linéaire dans un diagramme bi-logarithmique. Le coefficient directeur de la droite correspond alors à une approximation de la dimension fractale.

La théorie des fractales [Mandelbrot, 1983] constitue un outil de caractérisation et de description quantitative des réseaux de fractures. La dimension fractale, calculée sur un réseau de fractures, vise à quantifier la façon dont les fractures remplissent l'espace à toutes les échelles. Cependant, la dimension fractale du réseau de fractures ne quantifie pas l'état des connexions géométriques entre les fractures.

1.2.3 Connectivité d'un réseau de fractures

Au cours de la fracturation, les discontinuités mécaniques se propagent et se connectent formant des amas de fractures. Ces connexions géométriques entre les fractures individuelles modifient le comportement physique du volume de roche fracturée. La géométrie et l'étendue des amas de fractures connectées peuvent être étudiées et quantifiées par l'étude de la connectivité du réseau de fractures.

La connectivité d'un réseau dépend des caractéristiques individuelles des fractures (taille, orientations), mais aussi de leur nombre, de leurs positions relatives et de leurs interactions. La connectivité d'un réseau de fractures représente donc un second niveau de caractérisation décrivant l'état des intersections entre les objets d'un point de vue purement géométrique et/ou physique.

D'un point de vue géométrique, deux objets sont connectés s'ils s'intersectent dans l'espace. La connectivité d'un réseau de fractures est un concept quantifiant l'étendue des amas de fractures connectées en rapport avec une échelle d'observation. Suivant la géométrie des amas et la taille du volume de roche considérée, l'étude de la connectivité vise à détecter l'existence d'un amas de fractures connectant les extrémités du volume d'intérêt. L'apparition et la détection de cet état caractéristique, où le réseau de fractures percole à travers un volume, sont décrites via la théorie de la percolation.

La recherche d'une métrique de connectivité présentant un seuil de percolation invariant présente une avancée considérable dans la caractérisation des réseaux de fractures naturelles. En effet, il s'agit de faire correspondre un comportement physique particulier à une valeur seuil d'une métrique scalaire moyennant des propriété géométrique mesurable. Dans le cas où le seuil de percolation ne serait pas atteint, le réseau de fracture n'assure pas une connexion continue au sein du volume de roche considéré. Cependant, les amas de fractures connectées devront tout de même être étudiés car leur géométrie et leur étendue peuvent avoir un impact notable au niveau des processus physiques. Nous détaillerons par la suite un certain nombre de métriques ayant pour objet de caractériser la connectivité et la percolation d'un réseau de fractures.

Connectivité : métrique scalaire et seuil de percolation

La théorie de la percolation est souvent utilisée pour qualifier la transition d'un réseau de fractures individuelles à un réseau de fractures percolant. Un réseau percolant est constitué d'amas de fractures connectées dont au moins un traverse le domaine de part en part. Cette approche se base sur l'évaluation d'une métrique issue de paramètres géométriques quantifiables sur le réseau de fractures. Cette métrique devra approximer le nombre de connections moyen entre fractures. Elle peut par exemple estimer le nombre d'intersections moyen par fracture [Robinson, 1983, Hestir and Long, 1990, Sahimi, 1993, Makel, 2007]. En deux dimension, dans le cas de fractures planes et s'organisant uniformément dans l'espace, Robinson [1983] a pu identifier un seuil de percolation à 3.6 intersections par fracture. Le seuil ainsi trouvé ne varie pas en fonction des lois d'orientations qu'il a testées. Dans ce cas, la quantification du nombre moyen d'intersections par fracture donne une idée de l'état de connectivité du réseau.

D'autres études se basent sur un certain nombre d'approximations sur la géométrie des fractures et d'extrapolations stéréologiques pour évaluer le nombre de connexions moyen entre fractures à partir de valeurs de densité de fractures. En considérant des fractures planes (orientation et pendage aléatoires) distribuées selon une densité uniforme, l'intensité de la fracturation peut être utilisée comme indicateur quantifiant la connectivité. Par conséquent, les P32 (densité de fractures en 3D ($m^2.m^{-3}$)) et P21 (densité de fracture en 2D ($m.m^{-2}$)) peuvent être utilisées pour quantifier la connectivité du réseau de fractures [Stoyan et al., 1995, Dershowitz et al., 1999, Outters, 2003]. Dans la lignée de ce que suggère *The International society for Rock Mechanics* [IRSM, 1978], Ozkaya [2011] propose une métrique de connectivité s'appuyant sur des mesures de l'espacement entre fractures. Il quantifie la densité de fractures le long de scanlines (nombre de fractures intersectées par des droites échantillonnant l'espace) et propose une formule simple pour approximer rapidement le nombre moyen d'intersections par fracture. L'avantage de cette approche est de quantifier la connectivité à partir d'un jeu de données tel que sur des puits ou des affleurements.

D'autres travaux ont montré que le facteur de percolation est lié à la notion de volume exclus [Balberg et al., 1984, Charlaix, 1986]. Dans le cas des réseaux de fractures, le volume exclu est défini autour de chaque fracture comme le volume dans lequel il est impossible d'ajouter une nouvelle fracture sans induire une connexion avec celles déjà en place. Bour and Davy [1997, 1998], De Dreuzy et al. [2000] ont défini le facteur de percolation p (*percolation factor*) :

$$p = (\sum_{i=1}^{n} < l_i^3 >)/V \tag{1.2}$$

où n est le nombre de fractures simulées dans le réseau, $< l_i^3 >$ est la valeur de l'union géométrique des volumes exclus autour de la fracture de longueur l_i. Ces différents volumes exclus sont estimés en faisant varier (en intégrant) la valeur des paramètres géométriques du modèle de fracture (azimut, pendage et excentricité de l'ellipse) sur l'ensemble des valeurs définies par leurs lois de distribution respectives [De Dreuzy et al., 2000]. V est le volume du domaine normalisant le facteur de percolation p et le rendant adimensionnel.

La quantification de la connectivité et sa mise en perspective avec le seuil de percolation permettent théoriquement de détecter un comportement physique particulier associé à la percolation géométrique d'un amas de fractures à travers un volume de roche. Cependant, ces travaux sont réalisés sur des modèles dans lesquels la géométrie des fractures est simplifiée (e.g. plan, elliptique), ce qui peut avoir une impact sur la connectivité et la valeur du seuil de percolation. De même, la présence d'un amas de fractures percolant ne constitue pas un modèle suffisant pour comprendre l'ensemble du comportement physique du réservoir fracturé. Nous détaillerons maintenant un certain nombre de métriques complémentaires visant à traduire la géométrie des ensembles connexes constituant le réseau.

Caractérisation des ensembles connexes

L'étendue et la géométrie des amas de fractures connectées sont directement liées au volume de roche drainé par le réseau de fractures. Ainsi, du point de vue de l'étude des écoulements dans un réservoir, on pourrait se limiter, au premier ordre, à la caractérisation du ou des principaux amas de fractures connectées. En physique, la connectivité est relié à la taille du plus gros amas de fractures connectées. Ozkaya [2011] propose une définition semblable. Il quantifie la proportion de fractures incluses dans la plus grosse composante connexe du réseau. Cependant, il ne renseigne pas sur la géométrie et sur l'étendue des amas de fractures connectées.

La géométrie des composantes connexes d'un réseau de fractures est difficile à estimer sur le terrain. Pour mieux comprendre l'organisation des réseaux de fractures étudiés, de nombreuses études réalisent des modèles de réseau de fractures discrètes et étudient la connec-

tivité émergente de ces modèles. Ces études peuvent être faites en se basant sur la théorie des graphes. La géométrie, la position et le nombre de composantes connexes sont imposés par les données de terrains et les modèles conceptuels décrivant le réseau naturel. Des DFNs sont simulés de façon stochastique pour réaliser des études statistiques à l'échelle de l'amas de fractures connectées [Ozkaya, 2011, Bonneau et al., 2013]. Macé [2006] a extrait des graphes de connectivité à partir de DFNs pour étudier l'étendue et la géométrie des connexions entre les fractures. Dans un tel contexte, on peut aussi facilement tester la percolation d'un réseau de fractures entre deux positions particulières du volume de roche (par exemple entre deux puits) tout en considérant une fracturation hétérogène sur l'ensemble du réservoir.

Andresen et al. [2012] proposent une étude de la topologie des réseaux de fractures en définissant un indice dont le calcul se base sur la probabilité que deux points séparés par une certaine distance soient connectés par un amas de fractures. Ceci rejoint un certain nombre de méthodes géostatistiques générales visant à établir la probabilité, pour chaque cellule d'un modèle, d'être connectée à une cellule particulière via une structure géologique [Renard et al., 2011]. Dans le cas des réseaux de fractures, on peut synthétiser cette information via une carte de connectivité traduisant la probabilité pour chaque cellule d'appartenir au plus gros amas de fractures connectées [Xu et al., 2006, Alghalandis et al., 2014]. Allard [1993] propose un indice de connectivité (IC) traduisant cette probabilité. Xu et al. [2006] définissent un seuil sur l'indice de connectivité ($IC > 0.95$) pour caractériser le volume de roche fracturé et connecté autour d'une position particulière. L'individualisation de ce volume de roche permet d'étudier la percolation locale ou globale du modèle. L'utilisation de l'indice de connectivité est particulièrement adaptée à la quantification de la connectivité d'une série de DFNs simulés par une approche stochastique (section 1.4.2). La création d'une carte de connectivité permet de quantifier une tendance de connectivité issue des paramètres donnés au simulateur de fractures. Une telle carte peut aussi caractériser la géométrie de l'amas de fractures connectées à un puits particulier.

1.3 Observations, mesures et incertitudes

La section précédente nous a permis de formaliser des modèles conceptuels décrivant les réseaux de fractures à l'aide de paramètres mesurable sur le terrain. Idéalement, la caractérisation d'un réseau de fractures devrait décrire de façon exhaustive et spécifique chaque fracture. Cependant, nous n'avons accès qu'à une infime partie du réservoir à travers quelques affleurements locaux en 1D (puits) ou éventuellement 2D. De ce fait, la caractérisation directe des fractures est incertaine et nécessite une extrapolation des structures en 3D dans les endroits inaccessibles. Ces extrapolations utilisent des modèles conceptuels précédemment décrits (voir section 1.2.1). Les fractures sont alors réduites à un nombre limité de paramètres (e.g. azimut, pendage, dimension, position). La description à l'échelle du réseau décrira les paramètres des familles de fractures à l'aide de lois de distributions statistiques (e.g. longueur, corrélation spatial, connectivité). La caractérisation d'un réseau de fractures revient donc à recueillir et à synthétiser des informations permettant d'évaluer (1) le comportement statistique des paramètres décrivant chaque famille (densité, dimensions, orientations, pendage, remplissage, agencement des fractures (espacement, corridors)) ; et (2) ainsi que les relations entres les fractures des différentes familles (chronologie, hiérarchie). Finalement, la caractérisation des paramètres géométriques caractérisant le réseau de fractures naturelles peut se faire (1) par la mesure ponctuelle et directe des paramètres de fractures sur des carottes ou des affleurements, (2) par l'interprétation de l'effet des fractures sur le comportement physique de la roche (effet sur la propagation d'ondes et les écoulements de fluides).

1.3.1 Caractérisation directe de la fracturation

L'inaccessibilité du réservoir du fait de la profondeur réduit les mesures directes des paramètres des fractures à des lieux ponctuels (forages). L'analyse des carottes de roche fournit de nombreuses informations relativement précises sur les fractures (position, orientation, ouverture, remplissage) [NRC, 1996, Baker and Kuppe, 2000]. Les paramètres mesurés pour chaque famille de fractures sont généralement synthétisés par des lois de distributions statistiques qui peuvent être définies localement par des cartes de propriétés ou globalement (voir par ex. Macé [2006]).

La réalisation de forages carottés est sans doute la manière la plus directe d'obtenir des mesures de la fracturation d'un réservoir. Cependant, leur acquisition, lente et couteuse, est rare. De plus, il convient de rester critique quant aux informations recueillies [NRC, 1996]. En effet, les échantillons peuvent être considérablement abimés par leur prélèvement et l'estimation des propriétés *in situ* présente de fortes incertitudes. Même si l'orientation et le pendage des fractures intersectées par le puits peuvent être mesurés avec précision, l'espacement, le nombre et l'extension des fractures sont sujets à des biais d'échantillonnages qu'il conviendra de quantifier et de corriger. Les fractures approximativement parallèles au forage seront moins échantillonnées. Si de telles fractures sont présentes, la densité de fracture devra être ajustée en utilisant des règles stéréologiques [Terzaghi, 1965, Fouché and Diebolt, 2004, Davy et al., 2006]. Une dernière limite concerne l'échantillonnage du réservoir qui peut ne pas être représentatif du réseau dans son ensemble puisqu'une carotte représente seulement une infime partie très locale du volume global. Une étude de la variabilité locale des paramètres estimés devra être réalisée de façon à créer des cartes décrivant le comportement géostatistique des lois de distribution plutôt que d'utiliser une distribution statistique globale [Rouleau and Gale, 1985, Macé, 2006].

L'utilisation d'analogues naturels est une source majeure d'informations. Cette approche donne accès à une série d'observations à plusieurs échelles allant de la photographie satellite à l'affleurement. L'observation des traces des structures en coupe permet de comprendre l'organisation géométrique des structures qui pourra être extrapolée aux positions et aux échelles où les observations font défaut. Un certain nombre d'études ont été réalisé en ce sens. Elles ont notamment établi la pertinence de loi d'échelles pour décrire la distribution de longueur des fractures dans un réseau (voir Bonnet et al. [2001] pour une revue). Ces études se basent sur la mesure empirique des traces de fractures à plusieurs échelles. Ces travaux discutent et prennent en compte les biais d'échantillonnage liés au nombre et à la taille des structures considérées. L'échantillonnage est souvent biaisé pour les structures aux limites de l'échelle d'observation [Pickering et al., 1995]. La taille réelle des structures dépassant l'échelle d'observation n'est pas accessible, ce qui tronque la loi d'échelles (*censoring effect*, fig. 1.3 (a)). De même, le nombre de petites fractures est largement sous estimé puisque toutes les structures en deçà de l'échelle d'observation ne peuvent être mesurée *trucation effect* (fig. 1.3 (a)). Les mesures établissant la loi d'échelle doivent donc se faire sur plusieurs ordres de grandeur afin de pouvoir l'extrapoler (fig. 1.3 (b)). De même, le nombre de fractures à échantillonner pour avoir une interprétation représentative des paramètres du réseau est débattu. Ce nombre varie en fonction du paramètre estimé, de la méthode d'échantillonnage et de l'affleurement lui-même. Bonnet et al. [2001] parlent de 200 fractures pour obtenir une distribution de longueur représentative. Plus récemment, Zeeb et al. [2013] ont comparé trois méthodes d'échantillonnage de la fracturation (*scanline sampling*, *window sampling*, *circular estimator*). Ils trouvent un nombre minimal allant de 110 fractures pour la méthode de *window sampling* à 225 fractures pour la méthode de *scanline sampling*.

1.3.2 Caractérisation indirecte de la fracturation

La fracturation crée des hétérogénéités mécaniques qui modifient la cohérence, la porosité et la perméabilité de la roche. L'étude des grandeurs physiques associées à ces paramètres

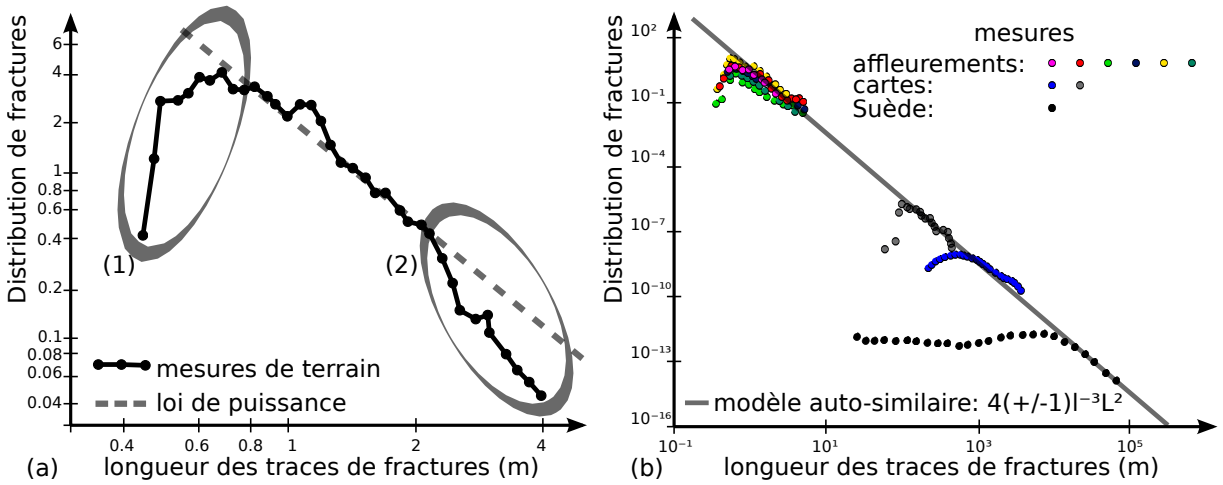


FIGURE 1.3 – ÉCHANTILLONNAGE DE LA DISTRIBUTION DE LONGUEUR DES FRACTURES. – La distribution de longueur des fractures constituant un réseau semble suivre une loi de puissance. (a) présente les principaux biais d'échantillonnage liés à l'échelle d'observation. Les données de terrain s'éloignent d'une loi de puissance pour les grandes (1) (*censoring effect*) et pour les petites (2) (*truncation effect*) fractures. La loi de puissance s'observe sur plusieurs ordres de grandeur. (b) présente la synthèse de traces observées sur des affleurements suédois à différentes échelles mettant en évidence un modèle de loi d'échelle suivant une loi de puissance (modifié d'après Darcel et al. [2009] et Davy et al. [2010]).

apporte donc une information indirecte sur le réseau de fractures.

La fracturation à grande échelle est visible grâce aux techniques d'imagerie sismique bi ou tridimensionnelle. Les fractures forment des discontinuités sur lesquelles les ondes sismiques peuvent se réfléchir, se réfracter, se convertir et se réorienter. L'analyse des temps de propagation des ondes sismiques enregistrées en surface ou dans des puits de forages (e.g. VSP - *Vertical Seismic Profile*) aide à la compréhension générale de l'organisation tridimensionnelle du réseau et au positionnement des structures majeures. Toutefois, la précision de ces méthodes est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde du signal (plurimétrique pour les VSPs) et ne permet pas la détection exacte des objets de taille inférieure à cette résolution.

Néanmoins, la fracturation sub-sismique peut causer une anisotropie dans la réponse sismique, celle-ci étant non-alignée avec toutes les autres caractéristiques anisotropes du réservoir (stratification, failles). De nombreux attributs sismiques peuvent être calculés et combinés pour être mis en relation avec les caractéristiques de la fracturation à petite échelle [Narr, 1991, Taner, 2001, Shen and Li, 2004, Chopra and Marfurt, 2005].

La géométrie et l'étendue du volume de roche affecté par un amas de fractures ne peut pas être quantifiées par des mesures directes. L'observation directe est liée à l'observation d'affleurements 1D et/ou 2D, voir section 1.3. Or, les connexions entre les objets peuvent largement s'étendre au-delà du puits et de l'affleurement. L'analyse de données indirectes relatives à l'écoulement des fluides dans le milieu fracturé renseigne sur le volume de roche drainé et, indirectement, sur la géométrie des amas de fractures connectées. Dans un réservoir souterrain, il est possible d'extraire des informations sur la géométrie de certains amas de fractures ayant un rôle clef dans l'écoulement local :

- les tests de traceurs (e.g. fluorescéine) renseignent sur une éventuelle percolation du réseau de fractures entre plusieurs puits. Une arrivée rapide du traceur à un puits producteur indique un court-circuit du réservoir par un corridor de fractures très conducteur. Il conviendra de reproduire dans un modèle numérique la présence de ce drain manifeste ;
- l'injection de fluide en surpression implique la propagation d'un front de pression depuis le puits injecteur. Les fractures aux alentours sont alors stimulées et réactivées, ce qui produit un nuage de microsismicité nous renseignant sur la géométrie du réseau de

fractures qui propagent le fluide et la pression. L'étendue du nuage de microsismicité est souvent associée au volume de roche réactivé [Amorim et al., 2012] et donne donc une information sur l'étendue et sur la géométrie de l'amas de fractures connectées aux puits injecteurs.

1.3.3 Données conceptuelles sur la fracturation

La création d'un modèle numérique géologique vise à intégrer, combiner et interpréter un grand nombre de données et de concepts dans le but de comprendre, reproduire et anticiper le comportement d'un volume de roche. Nous avons vu comment il est possible d'acquérir une grande quantité de données caractérisant la géométrie des structures et le comportement physique des roches. Ces informations sont acquises à des échelles variables, au niveau des puits (logs diagraphiques, carottes), ou à l'échelle du réservoir (sismique, écoulement, microsismicité). Dans tous les cas, il convient de garder à l'esprit que ces données présentent de fortes incertitudes du fait de leur méthode d'acquisition, d'analyse et que ces données ne recouvrent qu'une petite partie du réservoir. Ainsi, une infinité de modèles peuvent potentiellement honorer ces données. La prise en compte de la fracturation dans la modélisation d'un réservoir fracturé doit être faite en accord avec des concepts géologiques et mécaniques qui sont observables sur le terrain ou en laboratoire.

De nombreuses études interprétant des observations de terrain, des modèles analogiques et numériques, ont permis d'approfondir la compréhension théorique de la fracturation pour expliquer l'agencement et la géométrie des fractures dans un massif rocheux [Jaeger, 1969, Pollard and Aydin, 1988, Cartwright et al., 1995, Dyskin, 1999, Mansfield and Cartwright, 2001, Faulkner et al., 2010, Ngo et al., 2012]. Reches and Lockner [1994], Davy et al. [2010] décrivent deux types d'organisations spatiales caractérisant les réseaux de fractures. Le premier est associé à un réseau de fractures dit « dilué ». Dans ce cas, le réseau de fractures est précoce et constitué de peu de fractures qui sont trop espacées pour interagir. En d'autres termes, le volume de roche entre les fractures est suffisamment grand pour que les perturbations du champ de contraintes engendrées par chaque fracture n'influencent pas les autres. La deuxième configuration est associée à un réseau de fractures très « dense ». Dans ce cas, les perturbations engendrées par les fractures déjà présentes influencent fortement la croissance et l'implantation de nouvelles fractures. Nous reviendrons plus en détail sur ces phénomènes dans la section 1.4.1. Notons tout de même que ces deux régimes coexistent dans un même réseau à des échelles différentes ; Davy et al. [2010] ont d'ailleurs estimé une longueur critique de transition entre ces deux régimes.

1.4 Modèles numériques de la fracturation

Nous avons vu comment caractériser les réseaux de fractures naturels depuis des observations de terrains directes et indirectes. Cela passe par l'identification de lois de distribution statistique quantifiant les variations des paramètres décrivant la géométrie des réseaux de fractures. La géométrique décrite est une simplification de la géométrie réelle de l'objet au regard des modèles conceptuels considérés. De ce fait, nous exploitons des observations qui approximent la réalité de l'objet géologique. De même, les observations directes et indirectes ne permettent d'imager qu'une partie du réseau de fractures naturel. Ainsi, nous obtenons une caractérisation incomplète et approximative du réseau de fracture naturel qu'il faudra extrapoler aux échelles et aux positions où les observations manquent. Ceci suggère la création de modèles numériques explorant les incertitudes tout en minimisant les écarts aux observations de terrains. Dans cette partie, nous passerons en revu les principales méthodes permettant de proposer des modèles géologiques numériques intégrant la fracturation de façon discrète ou continue.

1.4.1 Modélisation déterministe d'un réseau de fractures

L'impact d'un réseau de fractures sur le comportement physique d'une roche dépend de sa géométrie. Or, l'agencement et la géométrie finale d'un réseau de fractures sont issus d'un processus complexe mais déterministe. En théorie, si nous pouvions caractériser avec exactitude la nature d'une roche, localiser avec précision tous ses défauts et quantifier l'ensemble des contraintes qu'elle a pu subir, nous serions en mesure de simuler la fracturation telle qu'elle est. La théorie qui permet de modéliser la fracturation s'appelle la mécanique de la rupture. Dans un premier temps, nous détaillerons les approches de simulation issues de la mise en équation de la théorie mécanique de la rupture linéaire élastique. Puis, nous expliciterons quelques méthodes de résolution associées.

Mécanique de la rupture

En Géologie, les fractures sont souvent le résultat de chargement statique, lent et continu. Nous ne traiterons donc pas la fracturation en fatigue liée à un chargement cyclique. Griffith [1924] fut l'un des premiers à formaliser les principes de la rupture de matériaux fragiles. Observant que la résistance réelle des matériaux est en réalité bien inférieure à celle que l'on attendrait en additionnant la résistance de ses liens atomiques. Griffith souligna l'importance des défauts des matériaux dans le processus de fracturation. Ces défauts microscopiques localisent une variation dans la résistance des liaisons atomiques et donc une hétérogénéité dans l'accommodation des efforts. En appliquant l'élasticité linéaire, on déduit que le champ de contraintes évolue en $\sqrt{r}^{-1}$ (où r est la distance au front de fissure, fig. 1.4).

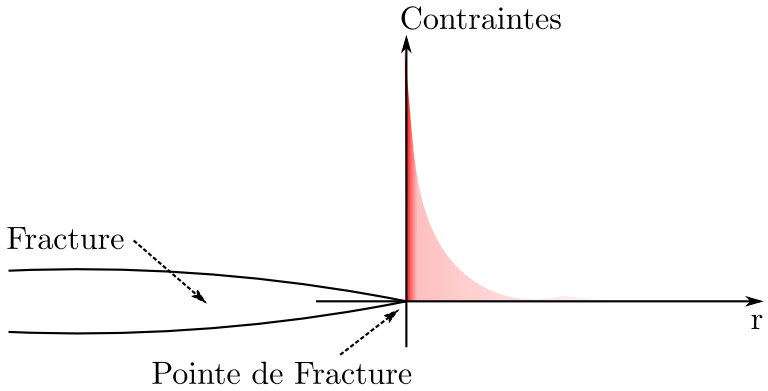


Figure 1.4 – Allure du champ de contraintes en fonction de la distance r à la pointe de fissure. – Singularité du champ de contraintes en pointe de fissure ouverte, en élasticité linéaire

En marge du front de fissure, certaines composantes du champ de contraintes tendent vers l'infini. Après avoir étudié ces singularités dans le champ de contraintes (fig. 1.4) en pointe de fissures, Irwin [1957] a introduit les notions de (1) facteur d'intensité des contraintes (K), quantifiant l'état de contrainte des matériaux, et de (2) ténacité des matériaux (K_C), quantifiant la résistance intrinsèque des matériaux. Ces notions régissent encore la mécanique linéaire de la rupture. Une fracture apparait et grandit tant que :

$$K \geq K_C \tag{1.3}$$

On distingue trois modes de déplacement pouvant être à l'origine de la fracturation d'un volume de roche :

- Mode I : en ouverture ;
- Mode II : en cisaillement plan ;
- Mode III : en cisaillement transverse.

Même si le déplacement est par définition très faible autour d'une fracture, cette distinction est importante. Chaque mode de déplacement est associé à une orientation particulière des contraintes (principale $\vec{\sigma_1}$, intermédiaire $\vec{\sigma_2}$ et minimale $\vec{\sigma_3}$) décrivant le chargement en contraintes du massif (fig. 1.5). Le facteur d'intensité des contraintes et la ténacité de la roche dépendent tous les deux du mode de chargement en contraintes des défauts de la roche. Notons que les différents modes peuvent se combiner pour créer des modes de chargements hybrides ($I + II, I + III$) ce qui complique la compréhension et la représentation du phénomène de fracturation [Pollard and Aydin, 1988, Reches and Lockner, 1994]. Le facteur d'intensité des contraintes peut être défini pour chaque mode de fracturation.

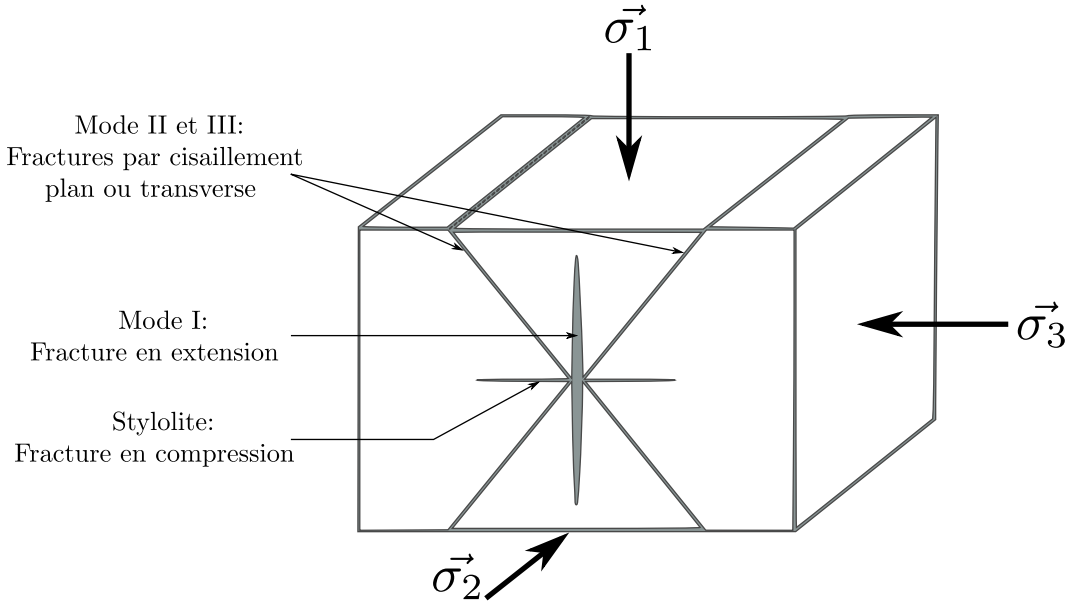


Figure 1.5 – Tenseur des contraintes et fracturation. – Directions de propagation des différents modes de fractures relativement aux directions de contraintes principales ($\vec{\sigma_1}$, $\vec{\sigma_2}$, $\vec{\sigma_3}$).

Discrétisation et simulation

La simulation numérique de la rupture est basée sur la mise en équation de la théorie mécanique de la rupture linéaire élastique. L'idée est d'estimer le facteur d'intensité des contraintes (K section 1.4.1) et la ténacité de la roche (K_c section 1.4.1) en tout point du réservoir afin de localiser les endroits où les fractures vont apparaître et croître. La simulation de la propagation des fissures s'effectue pas à pas comme la plupart des simulations dépendant du temps. Chaque pas se divise en quatre étapes :

1. calculer les contraintes et les déformations en fonction des propriétés élastiques de la roche et des conditions aux limites ;
2. extraire de la solution des facteurs d'intensité des contraintes ;
3. appliquer le critère pour savoir s'il y a propagation (eq. 1.3) ;
4. mettre à jour la géométrie du réseau de fractures si nécessaire.

Après chaque étape de croissance des fractures, le champ de contraintes est recalculé en tenant compte de la nouvelle géométrie des fractures [Olson, 1993, Renshaw and Pollard, 1995, Rijken and Cooke, 2001, Hardacre and Cowie, 2003, Tuckwell et al., 2003, Jing, 2003, Welch et al., 2009]. La résolution de telles équations fait souvent appel à des méthodes aux éléments finis, éléments discrets ou éléments frontières [Kun and Herrmann, 1996, Jing, 2003, Scholtès and Donzé, 2012]. L'utilisation de telles méthodes suppose l'obtention de maillages

conformes aux fractures. Ceci est délicat dès lors que nous sommes en présence de réseaux denses et complexes, d'autant plus que ces maillages devront s'adapter à la croissance des fractures. Un certain nombre d'approches comme les éléments finis étendus cherchent à éviter ces problèmes de remaillages [Moës and Belytschko, 2002]. Cependant, ces techniques restent trop coûteuses en temps de calcul pour simuler plusieurs milliers de fractures à l'échelle d'un réservoir fracturé tout en honorant les informations disponibles.

1.4.2 Modélisation stochastique d'un réseau de fractures

Cette approche ne prend pas directement en compte le processus de fracturation mais propose de reproduire la géométrie finale du réseau de fractures naturel. Ces approches créent des réseaux de fractures discrets (DFNs) constitués d'objets dont la position et la géométrie sont tirées aléatoirement suivant les statistiques décrivant les fractures naturelles. La plupart du temps, les DFNs sont constitués de fractures planes déterminées par une orientation, un pendage et des dimensions. L'agencement des fractures dans l'espace fait émerger un certain nombre de paramètres caractérisant l'organisation globale du réseau (hiérarchie, espacement, connectivité). La considération de ces paramètres fait partie intégrante de la description du réseau de fractures naturel car ils décrivent indirectement l'organisation fractale du réseau. Ces paramètres pourront être contraints à différentes étapes du processus de simulation.

Implantation des centres des fractures

Conceptuellement, la position des fractures résulte de l'activation des défauts de la roche à partir desquels les fractures se propagent. La localisation et le nombre exact des défauts ayant été stimulés ne peuvent être définis de façon déterministe. Cependant, le positionnement des fractures dans un volume de roche peut être approximé stochastiquement en se basant sur un modèle de densité de fracture [Hudson and Priest, 1983].

L'approche classique consiste à positionner de façon stochastique les centres des fractures à l'aide d'un processus de Poisson ponctuel [Stoyan et al., 1995, Lantuéjoul, 2002]. Ce processus peut être homogène, s'appuyant sur une carte de densité constante, ou alors hétérogène, reproduisant une carte de densité variant localement. Dans ces implémentations, tous les centres de fractures sont sélectionnés indépendamment les uns des autres. Cependant, des variantes plus complexes permettent de prendre en compte les corrélations spatiales naturellement observées dans un réseau de fractures naturel, afin de prendre en compte les phénomènes d'agrégation de fractures, ou de reproduire l'espacement entre les fractures. Des processus d'attraction et répulsion, dit *Cox process* ou *Parent-Daughter process*, ont ainsi été utilisés [Cox and Isham, 1980, Stoyan et al., 1995, Lantuéjoul, 2002, Macé, 2006, Xu and Dowd, 2010]. Ils se basent sur des processus de *naissance et mort* (*birth and death process*). Un processus ponctuel primaire simule les premiers défauts de la roche qui seront activés. Celui-ci est suivi d'un processus secondaire qui génère une nouvelle série de points en tenant compte des critères de répulsion ou d'attraction. Cette phase sélectionne les défauts de la roche qui ont été activés pendant le processus de fracturation. L'étape suivante simule la géométrie finale de la fracture centrée sur le défaut.

Simulation des objets représentant les fractures

Une fracture est souvent représentée comme étant un plan de dimension finie ayant un pendage et une orientation. La géométrie des fractures peut être définie complètement aléatoirement si l'on ne possède aucune information géologique sur le réseau de fractures que l'on souhaite modéliser. Cependant, il est possible d'honorer des lois de distributions statistiques décrivant la géométrie des fractures résultant de la fracturation de la roche. De nombreux auteurs réalisent un tirage de Monte Carlo dans des lois de distributions globales et simulent

un objet qu'ils implanteront directement dans le réservoir [Jing, 2003, Chilès, 2005, Dershowitz et al., 2004, Dowd et al., 2007]. Dans certains cas, les informations géométriques sur les fractures peuvent être définies localement par des cartes de lois de distributions. Pour chaque défaut précédemment sélectionné, la géométrie de la fracture peut être tirée dans une loi de distribution locale [Macé, 2006]. Ces cartes de distributions statistiques locales permettent d'honorer plus finement le processus de fracturation. En effet, on peut associer une famille de fractures à un certain volume de roche. Cependant, les objets simulés restent des objets plans modélisés dans leur état final et indépendamment les uns des autres, ce qui peut engendrer certaines configurations de fractures incohérentes si on se réfère à la théorie de la fracturation développée en section 1.4.1.

Hu and Jenni [2005] ont mis en place un processus de croissance pour déterminer la taille finale des fractures. Ce processus fait croître des objets plans proportionnellement à la valeur de densité de la fracturation locale. Cette carte de densité est mise à jour après chaque implantation de nouvelles fractures. Josnin et al. [2002], Srivastava et al. [2005], Henrion [2011], Bonneau et al. [2013], Davy et al. [2010, 2013] sont allés plus loin, proposant un processus de croissance d'objets curvilinéaires en 2D, 2.5D et 3D. Ces processus de croissance utilisent des heuristiques et des règles géostatistiques mimant le processus de fracturation naturel. Les relations d'interaction, la chronologie relative ainsi que les variations du champ de contraintes autour des fractures, sont intégrées à ces processus. Ces approches pseudo-génétiques ont pour avantage de calibrer la géométrie des fractures conformément aux fractures avoisinantes et de réduire les configurations de fractures aberrantes.

Calibration du DFN *a posteriori*

La validation des approches stochastiques réside dans le réalisme des DFNs obtenus. Ce réalisme peut être accru en les calibrant avec des données décrivant indirectement le réseau de fractures.

Dans le cadre de la simulation d'écoulements de fluides, il est nécessaire que les simulations d'écoulements réalisées à partir d'un DFN reproduisent les observations issues de l'exploitation du réservoir. Pour cela, Hu and Jenni [2005], Jenni et al. [2007] perturbent la position et la taille des fractures de façon à honorer l'historique de production des fluides au niveau des puits. De telles approches font appel à des méthodes d'optimisation qui nécessitent une évaluation du comportement dynamique associé au DFN. Dans ce cadre, Noetinger et al. [2012] et Noetinger [2013] proposent une méthode pour quantifier la réponse en écoulement d'un DFN en se basant sur une discrétisation efficace des fractures et de leurs intersections. Par ailleurs, l'injection de fluides dans une roche induit une surpression provoquant l'ouverture ou la réouverture de fractures. La circulation des fluides injectés est donc souvent associée à des enregistrements de microséismes. Xu et al. [2011] repèrent les alignements d'événements microsismiques et calibrent l'orientation et le pendage des fractures pour assurer la cohérence du DFN au nuage de microsismicité. Masihi and King [2007], Masihi et al. [2012] basent leur processus d'optimisation géométrique de DFNs sur la minimisation de l'énergie élastique associée à la fracturation. Ceci permet de minimiser le poids des statistiques au profit de contraintes mécaniques issues de la mécanique de la fracturation. Ce processus apporte une hiérarchie dans le positionnement des fractures en créant un espacement plus grand autour des objets les plus vastes.

Plutôt que de perturber les paramètres des fractures existantes, Niven and Deutsch [2012] utilisent un processus de naissance et mort. Ils simulent un très grand nombre de fractures à partir de paramètres statistiques caractéristiques du réseau à simuler. Une fois ces objets simulés, ils en choisissent un certain nombre en considérant une fonction objectif qui évalue (1) la déviation par rapport à une carte de densité et (2) la représentativité de l'échantillon de fractures par rapport aux paramètres géométriques du réseau de fractures naturel (espacement, dimensions, orientations, nombre d'intersections, densité de fractures). Ils réalisent

ainsi plusieurs DFN activant et désactivant des fractures dans le but de minimiser la fonction objectif et d'honorer au mieu les lois de distributions locales décrivant les paramètres du réseau de fractures. La connectivité est notamment contrainte puisque la fonction objectif prend en compte le nombre d'intersections entre les différentes fractures.

1.4.3 Modélisation continue par milieux équivalents

Dans certains cas, les fractures responsables de l'endommagement ne sont pas observables à l'échelle du modèle géologique. Elles ne peuvent donc pas être représentées de façon discrète dans le modèle. Les approches par milieu équivalent permettent de modéliser uniquement l'effet des fractures sur les propriétés physiques de la roche, et d'incorporer cet effet au modèle de comportement mécanique de la roche ou au modèle de comportement dynamique des fluides dans la roche. Le volume de roche fracturé doit alors être décomposé en un nombre fini de volumes élémentaires représentatifs (VER) formant un continuum au sens macroscopique. Dans la suite de cette partie, nous détaillerons l'établissement d'un modèle d'écoulement de fluides dans une roche facturée par un modèle à simple continuum ou par un modèle à double continuum [Berkowitz, 2002, Gilman, 2005, Joekar-Niasar and Hassanizadeh, 2012].

L'approche par simple continuum approxime le milieu fracturé, fin et hétérogène, par un milieu grossier et homogène délimité par chaque VER. Une valeur de perméabilité et une valeur de porosité équivalente caractérisant l'écoulement sont associées à chaque cellule de la grille. Cette approche est largement utilisée pour sa simplicité et son efficacité. Elle convient particulièrement aux réseaux de fractures denses et aux réseaux présentant des interactions suffisamment rapides entre la matrice et les fractures pour établir un équilibre local. Si les échanges entre la matrice et le milieu fracturé doivent être pris en compte, il faut envisager une modélisation plus complexe.

L'approche par double continuum définit deux continuums par VER. Ceux-ci décrivent un double milieu en interaction. Deux séries de paramètres équivalents caractérisent les effets de la matrice et des fractures sur l'écoulement. Les échanges entre ces deux milieux peuvent être calibrés à partir de tests de puits en utilisant un facteur de forme [Warren and Root, 1963]. Ce modèle permet de prendre en compte les interactions entre la matrice non fracturée et le milieu fracturé en conservant une certaine efficacité.

Les difficultés principales de telles approches sont :

1. de définir un volume élémentaire représentatif pour lequel l'approximation par continuum équivalent est valide [Warren and Root, 1963] ;
2. d'estimer la valeur des propriétés équivalentes qui caractériseront le comportement du VER [Snow, 1969, Oda, 1985, Suzuki et al., 2005].

L'approche par milieux équivalents est une approche efficace pour évaluer l'écoulement dans un réservoir où les fractures ont un effet homogène sur l'écoulement. Dès que les fractures introduisent une forte anisotropie ou que quelques fractures majeures drainent le fluide, la géométrie du réseau de fractures ne peut plus être négligée. En général, le caractère fractal des réseaux rend l'approche par VER difficilement applicable [Agar et al., 2010]. Des modèles hybrides combinent différents aspects des modèles continus et des modèles discrets. Dans le cadre de l'étude des écoulements fluides dans les réservoirs fracturés, il s'agit de définir un milieu équivalent et un DFN sur lesquels se feront conjointement la simulation d'écoulement. Le milieu équivalent représente alors la matrice et les fractures trop petites pour être représentées efficacement par des réseaux de fractures discrètes [Bourbiaux et al., 1997, Cacas et al., 2001]. La connectivité des objets discrets est un paramètre essentiel pour reproduire l'anisotropie du comportement du fluide dans le modèle.

1.5 Conclusion

La fracturation des roches est régie par la mécanique de la rupture et les hétérogénéités de la roche. Il s'agit de quantifier l'énergie nécessaire pour que la roche subisse des déformations cassantes irréversibles. L'étude des hétérogénéités dans la composition chimique et structurale des roches est à la base de la compréhension de leur fracturation. En plus d'induire des faiblesses dans leur résistance mécanique, les fractures induisent des hétérogénéités locales dans le champ de contraintes.

La caractérisation des fractures dans des roches en profondeur fait appel à des méthodes d'observation diverses. Ces méthodes doivent être adaptées aux particularités des structures que l'on image, notamment en termes de dimensions, et à leur échelle d'observation. Les méthodes d'acquisition des données de la fracturation peuvent se faire de façon directe au niveau des forages et des affleurements, ou de façon indirecte en caractérisant l'impact des fractures sur les propriétés physiques de la roche (propagations d'ondes, réponse à un écoulement).

Dans cette partie nous avons vu trois approches permettant de modéliser et de simuler les discontinuités mécaniques dans un réservoir fracturé. La première simule la genèse et la propagation des discontinuités mécaniques en se basant sur la mécanique de la rupture. Cette approche est solidement justifiée par son fondement théorique mais nécessite une connaissance très précise de la nature et de l'historique des efforts qu'a subi la roche. L'accès à ces donnés à l'échelle d'un réservoir souterrain est partiel et présente de fortes incertitudes qui ne sont pas compatibles avec une modélisation déterministe. Finalement, le temps de calcul associé à cette approche peut rapidement devenir prohibitif, *a fortiori* pour la mise en place de méthodes inverses. La seconde approche se base sur la description géométrique du réseau de fractures naturel. Elle reproduit explicitement la géométrie et les propriétés des fractures naturelles observées sur le terrain en échantillonnant stochastiquement les incertitudes relatives aux paramètres de la fracturation. La force de cette approche est de pouvoir intégrer un grand nombre de données issues de la caractérisation géométrique, mécanique et dynamique à l'échelle du réservoir en conservant un temps de simulation raisonnable. En complément de ces approches explicites, une dernière possibilité permet de modéliser l'effet des fractures sur tel ou tel processus physique par la définition de milieux équivalent. Dès lors, les fractures ne sont plus considérées comme des objets puisqu'elles sont intégrées dans l'évaluation du comportement physique de la roche. La roche et les fractures sont alors approximées par un ou plusieurs milieux homogènes auxquels sont associées des propriétés équivalentes. Cette approche simplifie grandement la gestion du modèle géologique et l'intégration de données dynamiques. Cependant, elle implique une forte approximation de la géométrie et des hypothèses fortes sur les connections entre fractures qui ne sont pas toujours justifiables. La fig. 1.6 illustre la complémentarité des approches implicites et explicites pour la simulation d'écoulement dans les réservoirs fracturés.

La description des réseaux de fractures est directement liée aux modèles conceptuels et à la paramétrisation choisie. Classiquement, un réseau de fractures est décrit comme un ensemble de surfaces planes de dimension fini qui s'agence dans l'espace. Ce modèle reproduit bon nombre d'observations réalisées sur le terrain (e.g. orientations des discontinuités, corrélations spatiales fractures). Cependant, le modèle de fractures planes ne permet pas de reproduire l'impact de la croissance et de la réorientation des fractures suite à leurs interactions sur la connectivité du réseau. L'utilisation de modèles considérant des fractures non planes implantées suivant des principes géo-mécaniques peut améliorer la description des réseaux de fractures en termes de connectivité. La création de modèles géologiques numériques n'a de sens que si ils permettent de comprendre et de reproduire les processus physiques naturels. De ce fait, la prise en compte de données indirectes sur la fracturation dans un processus de simulation directe permettrait de proposer efficacement des modèles présentant un comportement physique proche des mesures de terrain.

Dans ce travail, nous privilégierons une approche stochastique contrainte par des statis-

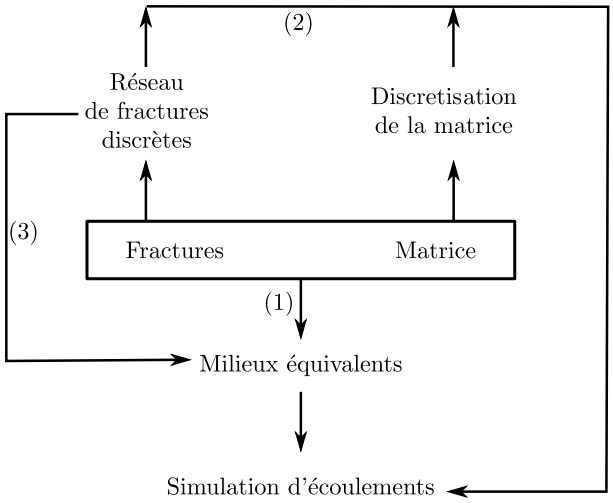


FIGURE 1.6 – APPROCHE CLASSIQUE POUR LA PRISE EN COMPTE DES FRACTURES LORS D'UNE SIMULATION D'ÉCOULEMENTS. – Un réservoir fracturé est constitué de roches intactes (matrice) et d'hétérogénéités mécaniques (fractures). La définition de milieu(x) équivalent(s) (1) permet de prendre en compte les effets conjugués de la matrice et des fractures sur l'écoulement à l'échelle du volume élémentaire représentatif. La simulation d'un DFN (2) permet de prendre en compte localement la géométrie et l'impact des fractures dans la simulation d'écoulement. Pour cela, on pourra discrétiser la matrice et les interactions matrice-fracture ; ou alors combiner le modèle discret avec un modèle de milieu équivalent (3).

tiques caractérisant la géométrie du réseau de fractures naturel à l'échelle de la fracture et de l'amas de fractures connectées. Le principal avantage de cette approche est de produire des modèles de DFN conformes aux observations de terrain. Ces méthodes sont souples et peuvent intégrer une grande quantité d'observations allant de la mesure directe de la géométrie des fractures, à leur impact sur le comportement physique de la roche. La suite de ce manuscrit propose un certain nombre de méthodes contraignant la simulation stochastique de DFN par :

1. des concepts géo-mécaniques inspirés du processus de fracturation et de l'histoire tectonique du réservoir. Ceci sera détaillé dans le chapitre 2 ;
2. des données secondaires issues du fonctionnement dynamique du réservoir (la microsismicité et tests de traceur). Ceci sera détaillé dans le chapitre 3.

Nous décrirons les méthodes et les algorithmes utilisés et nous illustrerons quantitativement et qualitativement leurs apports.

Chapitre 2

Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de réseaux de fractures

Sommaire

2.1 Introduction 23
2.2 Implantation hiérarchique, stochastique et séquentielle des fractures . 24
2.3 Croissance pseudo génétique tridimensionnelle des fractures 74
2.4 Simulation de DFNs contraints par la chronologie des événements tectoniques 86
2.4.1 L'anticlinal de Split Mountain 87
2.4.2 Simulation stochastique hiérarchique et séquentielle d'un DFN constitué de trois familles 88
2.4.3 Apport de la restauration 90
2.4.4 Croissance des fractures et correction sur les dimensions 91
2.5 Conclusion 92

2.1 Introduction

Dans le chapitre 1, nous avons décrit les réseaux de fractures en présentant un certain nombre de paramètres permettant d'en caractériser la géométrie et l'organisation. Nous avons discuté de l'évaluation de ces paramètres à partir d'observations de terrains. Finalement, nous avons souligné la complexité du processus de fracturation et la difficulté de concilier efficacement à la fois des observations de terrains variées et les théories mécaniques dans un unique modèle numérique. Du fait de la complexité du processus à l'origine des fractures et du manques d'observations, la modélisation de ces dernières passe souvent par des simulations stochastiques visant à produire des géométries possibles de réseaux. Cependant, l'initiation, la croissance et l'arrêt des fractures au cours du temps modifient de façon continue les paramètres de la fracturation. Cette rétroaction des fractures fait de la fracturation un processus non-stationnaire. Aussi, il semble difficile de reproduire avec exactitude la géométrie réelle des réseaux avec des processus stochastique dénué de modèles conceptuels décrivant la fracturation.

Dans notre travail, nous avons envisagé une méthode stochastique simulant des réseaux de fractures discrètes mettant en œuvre des heuristiques visant à reproduire la non-stationnarité de la fracturation. Cette approche peut être qualifiée de pseudo-génétique puisqu'elle mime la genèse des réseaux de fracture sans résoudre le problème décrit par la mécanique de la rupture [Griffith, 1924]. Nous proposons de décomposer la simulation stochastique en étapes

élémentaires dans le but de reproduire le processus de fracturation. Cette approche nécessite une étude des événements tectoniques à l'origine du réseau de fractures. Cette étude devra (1) justifier une chronologie relative des différents événements, (2) caractériser la densité et la géométrie des fractures produites lors de chaque événement et (3) quantifier les déformations affectant les fractures après leur formation. Une telle caractérisation des familles de fractures requiert une étude combinant une description géométrique, statistique et géo-mécanique du réservoir dans le même esprit que celle réalisée par Lamarche et al. [2012]. L'idée est de simuler progressivement les familles de fractures suivant la chronologie des événements de fracturation subis par le volume de roche.

La simulation de chaque famille de fractures est contrainte par la caractérisation de ses fractures dans le volume de roche dans l'état dans lequel l'événement de fracturation s'est produit (fig. 2.1). On utilise alors une méthode de simulation réalisant une implantation séquentielle des fractures couplée à un algorithme les faisant croître et se connecter. Ce processus prend en compte l'impact des fractures plus anciennes pour simuler les nouvelles. Ceci passe par l'établissement d'un modèle matérialisant l'impact de chaque fracture sur la roche avoisinante. Nous utiliserons deux ellipsoïdes qui matérialiseront l'étendue et l'influence de (1) la zone d'ombre et (2) la zone d'accumulation des contraintes (fig. 2.2). La taille de ces zones est directement proportionnelle aux dimensions de la fracture. Afin d'assurer la cohérence géométrique et chronologique du modèle géologique, il est possible d'intercaler les étapes de déformations (plissement, basculement...) subis par le réservoir entre deux événements de facturation. Ces déformations affecteront les fractures issues des événements antérieurs.

Ce chapitre se divisera en trois sections présentant notre approche stochastique pseudo-génétique pour la simulation de DFNs. Nous présenterons dans un premier temps le processus d'implantation séquentielle de fractures positionnant les fractures de façon chronologique et hiérarchique (section 2.2, constituée par un projet d'article pour *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*). Puis nous détaillerons le processus de croissance des fracture et nous discuterons de l'impact de cette étape sur la distribution de longueur et la connectivité des DFNs (section 2.3, constituée par un article publié dans *Computers & Geosciences*). Finalement, nous illustrerons l'applicabilité de la méthode dans la modélisation d'un réservoir ayant subi plusieurs événements de fracturation (section 2.4).

2.2 Implantation hiérarchique, stochastique et séquentielle des fractures

Nous commencerons ce chapitre par présenter en détails la méthode d'implantation séquentielle de fractures. Elle se base sur une simulation stochastique classique ; associant processus de Poisson et tirage de Monte-Carlo (voir section 1.4.2), dans le but de simuler des DFNs représentatifs du réseau de fractures naturelles à reproduire. Cependant, le processus poissonien classique ne contraignant pas la hiérarchie des objets au sein du modèle, nous proposons une implantation progressive s'inspirant de la rétroaction affectant le processus de fracturation. L'idée est de diviser la loi de distribution caractérisant la longueur des fractures pour simuler les fractures en séquence et par ordre décroissant. Durant le processus d'implantation, les fractures produites influenceront le positionnement des fractures plus petites en utilisant le modèle présenté à la fig. 2.2. Ce processus vise à minimiser les configurations incohérentes (*X-shape*,...) en imposant une certaine corrélation dans le positionnement des fractures. Les détails algorithmiques de l'implantation séquentielle sont développés dans un projet d'article pour *Journal of Geophysical Research - Solid Earth* (voir ci-dessous). Dans cet article, nous avons formalisé les hypothèses et les fondements de la méthode. Nous avons mené (1) une étude de sensibilité autour des paramètres d'entrée ; et (2) une étude des corrélations spatiales entre les objets constituant les DFNs produits. Finalement, nous avons réalisé une étude quantitative des paramètres associés à la percolation des modèles.

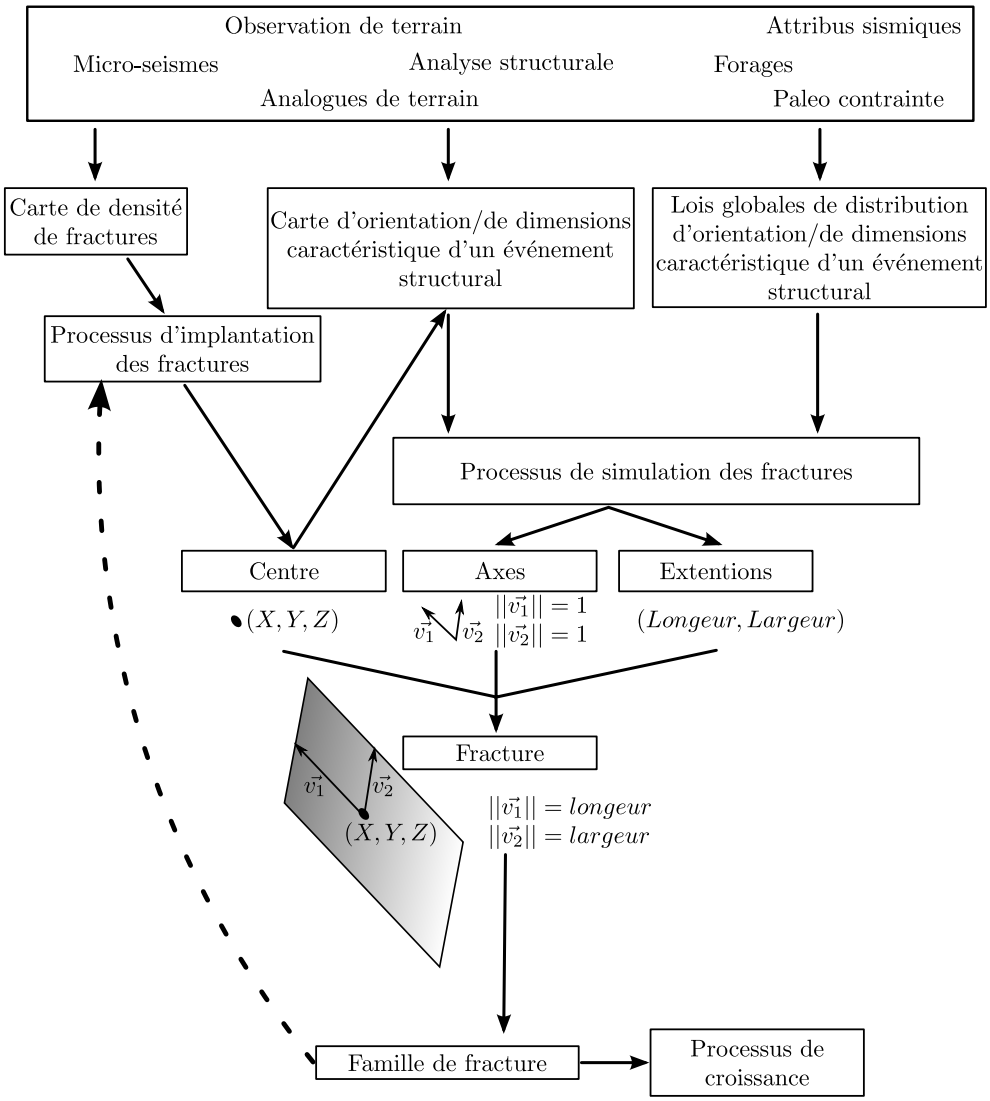


FIGURE 2.1 – SIMULATION D'UNE FAMILLE DE FRACTURES PAR UNE MÉTHODE STOCHASTIQUE PSEUDO-GÉNÉTIQUE. – La méthode proposée peut-être contrainte par une multitude de données de terrain dont l'analyse décrit la géométrie et la densité des fractures pour chaque famille. Les fractures simulées sont associées à un modèle composé de deux ellipsoïdes traduisant leur impact sur la roche environnante (fig. 2.2). La position et la géométrie des fractures progressivement simulées influencent la position et la géométrie des fractures suivantes.

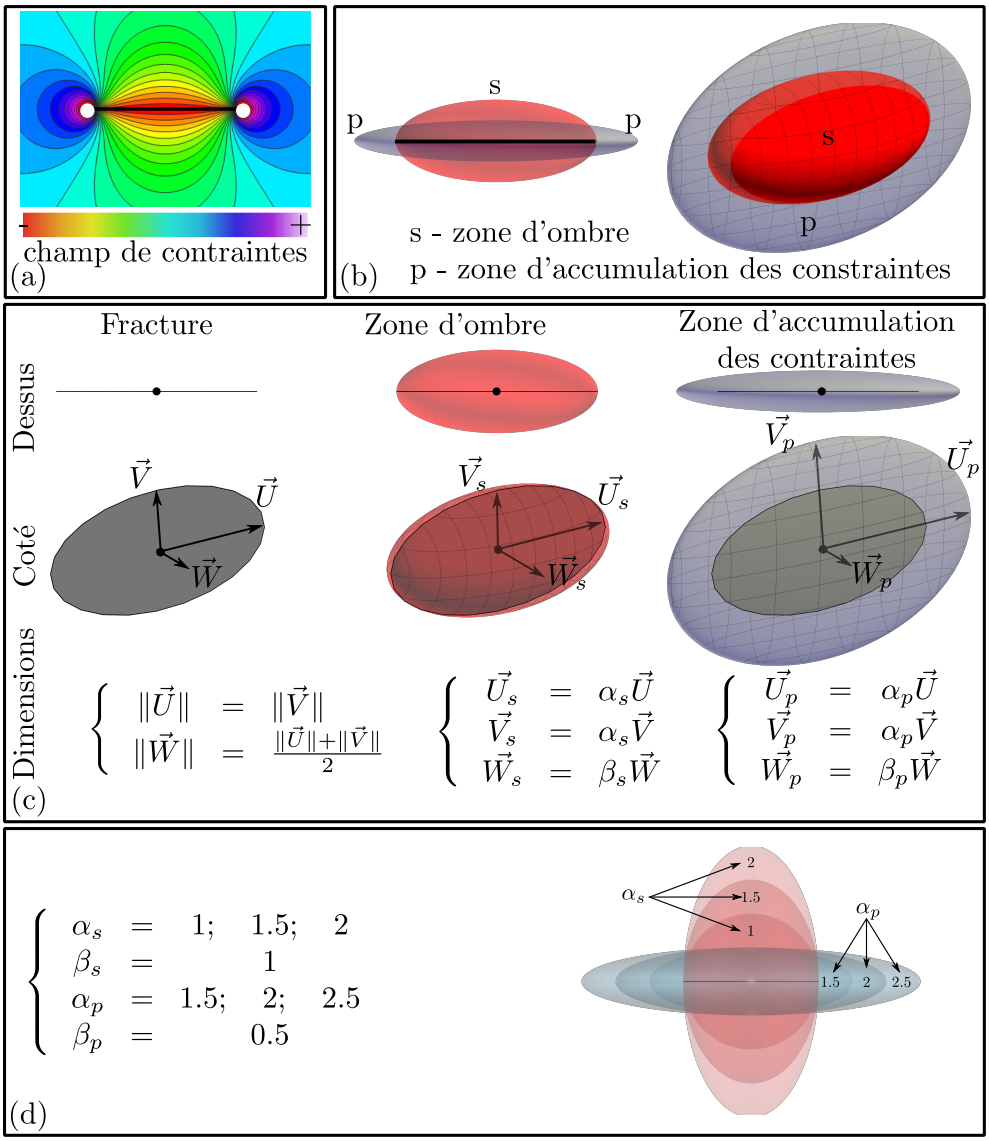


FIGURE 2.2 – MODÉLISATION DE L'IMPACT DES FRACTURES SUR LA ROCHE AVOISINANTE. – (a) représentation du premier invariant linéaire du champ de contraintes autour d'une fracture en ouverture (mode I, modifiée depuis Henrion [2011]). (b) Modèle représentant les zones d'accumulation (bleu) et de réduction (rouge) des contraintes. (c) Les dimensions des ellipsoïdes par rapport à la taille de la fracture sont calculées grâce à des coefficients de proportionnalité α_s, α_p, β_s et β_p présentés en (d).

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. ???, XXXX, DOI:10.1029/,

Impact of a stochastic sequential implantation of discrete fracture objects on network spatial correlations and connectivity

François Bonneau,[1] Guillaume Caumon,[1] and Philippe Renard,[2]

Corresponding author: F. Bonneau, Georessources (UMR-7359 Université de Lorraine-ENSG/CNRS/CREGU), Rue du Doyen Marcel Roubault, F.54518 Vandoeuvre-lès-Nancy. (francois.bonneau@univ-lorraine.fr)

[1]Géoressources (UMR-7359 Université de Lorraine-ENSG/CNRS/CREGU)

[2]Centre d'hydrogéologie et de géothermie, Université de Neuchatel, 2000, Suisse.

Abstract. This paper presents a stochastic sequential approach to simulate Discrete Fracture Networks (DFNs). Our approach drives DFN simulations in order to reproduce both the network statistics (such as fracture dip, strike and density inferred from field observations and analogs) and the hierarchical organization of fracture systems. In the early stage of the process a few 3D discrete fractures are simulated. The implantation of new fractures is more (respectively less) likely in the stress accumulation zone (respectively the shadow zone) of previously simulated fractures. This sequential seeding of 3D objects yields a hierarchical organisation in the simulated DFN. As compared to a classical stochastic process, this method produces correlated DFNs. We establish a relation between the impact of input parameters and the correlation dimension of DFNs. We also show that spatial correlations between objects impact local fracture connectivity and reduce percolation threshold as compared to uncorrelated networks. It seems that the simple rules used to drive the stochastic simulation allow to mimic the smooth transition from the dilute to the dense fracturing regime.

1. Introduction

Fracture Networks in rock masses significantly affect hydrodynamic and geomechanical processes. Due to incomplete observations and measurements at all relevant scales, stochastic numerical modeling is widely used to describe the geometry and understand the behavior of fractured rocks. This paper reports on investigations to integrate physical and geological principles in discrete fracture network (DFN) simulations and assessing the impact of this integration on emerging DFN properties such as network connectivity and fractal dimension. Spatial characteristics of subsurface fracture networks are the result of complex processes. These processes have been described by linear elastic fracture mechanics and studies about the implantation, growth, interaction and termination of fractures [*Olson*, 1993; *Renshaw and Pollard*, 1994b; *Tuckwell et al.*, 2003; *Jing*, 2003; *Welch et al.*, 2009]. Fractures initiate at rock flaws [*Pollard and Aydin*, 1988; *Cosgrove and Engelder*, 2004], *e.g.* fossils, grains, cavities, micro-cracks and other objects having elastic properties different from those of the surrounding rock. These heterogeneities modify the stress field in such a way that the magnitude of local stresses may exceed the strength of the rock, thereby initiating a fracture. Fractures then grow as long as the local stress exceeds the strength of the rock [*Griffith*, 1921, 1924]. Numerical modeling of this process requires to evaluate the stress state everywhere and at all times in the simulation domain. It is generally based on boundary conditions and uses finite element, boundary element or discrete element methods which are time consuming for large scale 3D problems and may cause gridding and discretization problems. Therefore, stochastic approaches are usually applied for efficiently simulating very large fracture networks (for reviews, see e.g. *Jing*

[2003]; *Chilès* [2005]; *Dershowitz et al.* [2004]; *Dowd et al.* [2007]; see also *De Dreuzy et al.* [2013] for a benchmark). They do not solve the mechanical problem but aim at defining a mathematical proxy that reproduces the final geometry of natural fracture networks. Stochastic methods rely on the statistical inference and characterization of the fracture network from field and analog observations.

Classical stochastic discrete fracture network (DFN) simulations consider fractures as simple 2D objects (rectangles or ellipses) in the 3D space. The position of rock flaws stimulated by the stress field is usually performed using either a homogeneous or heterogeneous Poisson point process [*Stoyan and Stoyan*, 1994; *Lantuéjoul*, 2002]. The intensity and the direction of the stimulation is simulated for each object independently by sampling the fracture parameter probability distribution functions with a Monte Carlo process. This approach generally organizes fractures in families by characterizing the geometry associated to fracture types and in relation to tectonic events [e.g., *Mace et al.* [2005]; *Yamaji and Sato* [2011]; *Lamarche et al.* [2012]]. However, the geometry and the position of each fracture in each family is selected independently. As a result, statistics describing each family are honored but global fracture network parameters (connectivity, fractal dimension...) that emerge from such a simulation process may not be realistic.

Fractal approaches aim at constraining the global fracture network geometry which presents a strong hierarchy organized around the oldest fractures [*McGrath and Davison*, 1995; *Mansfield and Cartwright*, 2001]. These stochastic simulation methods start from mathematical models that organize the network according to an expected fractal geometry. They produce both an approximatively self-similar pattern and an ubiquitous power law length distribution [*Mandelbrot*, 1983; *Bonnet et al.*, 2001; *Bour et al.*, 2002; *Darcel*, 2003].

Because the fractal organisation of fracture networks is often related to the fracturing process itself [*Cladouhos and Marrett*, 1996], *Davy et al.* [2010] define a stochastic fracture generator based on several equations that reproduce the progressive transition from a "dilute" to a "dense" fracture network. In the "dilute" case, fractures are simulated and added to a network where fractures are too spaced to generate interactions. On the contrary, the "dense" case takes into account fracture interaction to implant new objects. *Davy et al.* [2013] further present their DFN simulation method that integrates simple rules to inhibate the growth of small fractures in the neighborhood of pre-existing larger fractures. They demonstrate that a quasi universal density distribution of fracture length emerges from these conceptual growth rules.

This paper proposes a new method to generate stochastic DFN models that honor both the statistics describing natural fracture networks and the geometrical hierarchy between fractures. It uses heuristics and geostatistical rules to constrain the implantation and the simulation of objects. The main idea is to use a sequential parent daughter Poisson point process that drives small fractures to be initiated at larger fracture tips in order to reproduce the chronology of the fracturing process (Section 2). We discuss the impact of the largest fractures (simulated first in the stochastic sequential parent daughter process) on the DFNs organization in terms of spatial correlation, connectivity and percolation. First, a sensitivity study quantifying the impact of the progressive fracture implantation on the correlation dimension is performed (Section 3). Then, we investigate the effect of induced DFN correlations on the fracture connectivity at the percolation state (Section 4).

2. Sequential Stochastic Discrete Fracture Network Simulation

Fracture growth models generally explore the propagation of individual objects from mechanical or seismological standpoints [*Cowie and Scholz*, 1992]. Fractures create local heterogeneities in both the stress field and the rock cohesion. *Pollard and Aydin* [1988] and *Kim et al.* [2004] describe the decrease of mechanical stress along cracks (in the shadow zone) and its increase at fracture tips (in the constraint accumulation zones). Constraint accumulation zones stimulate and drive fracture growth. Surrounding heterogeneities reorient the growth and enhance fracture linkage [*Renshaw and Pollard*, 1994a; *McGrath and Davison*, 1995; *Lyakhovsky*, 2001]. *Lockner et al.* [1991] and *Reches and Lockner* [1994] propose a growth process whereby local increase of stress at fracture tips induces fracture nucleation in intact rock.

Severals authors have used these geo-mechanical considerations on the fracturing process to propose pseudo-genetic and stochastic DFN simulations. *Cladouhos and Marrett* [1996] present a simple 2D-linking process. If a fracture is inside a circular zone around the tips of a growing fracture, the two fractures are linked. The radius of circles are computed from a ratio which depends on the fracture length. *Henrion* [2011] and *Bonneau et al.* [2013] use a spherical constraint accumulation zone model to estimate the effect of neighbors on 3D-fracture growth. However, the stress accumulation around the fracture tips generally presents an anisotropy along the fracture plane [*Lyakhovsky*, 2001]. In this work, we propose to take into account this anisotropy by simulating shadow zone and constraint accumulation zone using two ellipsoids as described in Figure 1.

These ellipsoids separate volumes where the probability to observe a crack is increased (respectively decreased) because of the stress accumulation (respectively release). Their geometry is given as a factor of the fracture size ; (α_s, β_s) for shadow zone and (α_p, β_p)

for constraint accumulation zone. These ellipsoids are used to drive the fracture seeding process to consistently set the hierarchical fracture network organization.

2.1. Sequential Parent-Daughter Poisson Point Process

Several pseudo-genetic approaches have been proposed to simulate fracture geometry by propagating fractures from an initial state using simple mechanical concepts on growth and arrest [*Srivastava et al.*, 2005; *Bonneau et al.*, 2013; *Davy et al.*, 2013]. Instead, this work focuses on the fracture nucleation to capture the chronology of rock flaw activation. The main idea is to progressively implant objects that may represent either a single or several coalescing discontinuities. These objects are simulated in their final state and by decreasing size. Large fractures are simulated first because they are supposed to grow far from other discontinuities that may interact and stop their growth. We use a local stress perturbation model (see Figure 1) to later organize small fractures around these major objects.

The global sequential seeding process is described in Algorithm 1 and Figure 2. It uses a classical heterogeneous Poisson point process that generates N potential fracture seeds according to a prior fracture density map ($d_{(x,y,z)}$) that may be obtained by strain analysis [*Mace et al.*, 2005], seismic methods [*Sayers*, 2009; *Serrano et al.*, 2014] or other ancillary observations. Then, the nucleation of fractures uses a probabilistic acceptance/rejection test that measures the impact of fractures previously simulated. Simulation is then performed in a given number of sequences ($s \in [1, N]$). During the first seeding sequence, the probability ($P_{(x,y,z)}$) to simulate a fracture at a position generated by the Poisson point process is uniform and equal to: $\frac{N}{s}\frac{1}{N} = 1/s$.

Planar fractures are simulated by a Monte Carlo sampling of orientation and dimension distribution laws. The geomechanical impact model associated to each simulated fracture uses the two ellipsoids that bound constraint accumulation and shadow zones (Figure 1). This divides the volume of interest into several parts in which the prior probability ($P_{(x,y,z)}$) to implant a fracture at a given seed (x, y, z) has to be locally adjusted considering:

1. The number of constraint accumulation zones overlapping the (x, y, z) location ($N_{acc}(x, y, z)$) and its associated effect g: the probability to stimulate a rock flaw inside constraint accumulation zones is increased by a factor $g \geq 1$.

2. The number of shadow zones defined at the (x, y, z) location ($N_{shad}(x, y, z)$) and its associated effect h: the conditional probability to stimulate a rock flaw inside the shadow zone is decreased by a factor $h \geq 1$.

h and g are user-defined parameters standing for the impact of shadow and constraint accumulation zones. As a consequence, we define the adjusted probability at each step of a process divided in s sequences $P^s_{(x,y,z)}$ as follows:

$$P^s_{(x,y,z)} = \frac{N}{s}\left(\frac{1 + g.N_{acc}(x, y, z)}{1 + h.N_{shad}(x, y, z)}\right) / \left(\sum_{i=0}^{N} \frac{1 + g.N_{acc}(x, y, z)_i}{1 + h.N_{shad}(x, y, z)_i}\right) \quad (1)$$

For each seeding sequence, the Poisson point process simulates N seeds that are scanned twice (see Algorithm 1). The first iteration evaluates the denominator of Equation 1 by counting N_{acc} (weighted by g) and N_{shad} (weighted by h) for each seed. The second iteration uses the previous result that quantifies the fracturing state to compute and normalize $P_{(x,y,z)}$ according to the impact of already simulated fractures.

The proportion of constraint accumulation/release zones (Figure 1) depends on both the fracture length and on the number of simulated fractures. In other words, the proportion

Parameters: (1) $d_{(x,y,z)}, dims, orients$: The fracture density map, dimension and orientation distribution laws for the considered fracture family (deduced from field observations and analog or regional knowledge).

(2) s: Total number of sequences to perform.

(3) g: Intensity factor for constraint accumulation zones.

(4) h: Intensity factor for shadow zones.

(5) DFN^i: Discrete Fracture Network from the i^{th} simulation stage.

Output : DFN^{i+1}

$fracture_seed_list \leftarrow$ `Poisson_Point_Process(`$d_{(x,y,z)}$`)`;

$N \leftarrow$ `Size(`$fracture_seed_list$`)`;

foreach $seed_{(x,y,z)}$ in $fracture_seed_list$ **do**
  $N_{acc}(x,y,z) \leftarrow$ `Count_Constraint_Accumulation_Zones(`$seed_{(x,y,z)}, DFN^i$`)`;
  $N_{shad}(x,y,z) \leftarrow$ `Count_Constraint_Shadow_Zones(`$seed_{(x,y,z)}, DFN^i$`)`;
end

foreach $seed_{(x,y,z)}$ in $fracture_seed_list$ **do**
  if $seed_{(x,y,z)} \rightarrow$ `Accept(`$N, s, N_{acc}(x,y,z), g, N_{shad}(x,y,z), h$`)` **then**
    $cur_fracture \leftarrow$ `Fracture_Simulation(`$seed_{(x,y,z)}, dims, orients$`)`;
    $DFN^{i+1} \rightarrow$ `Add(`$cur_fracture$`)`;
  end
end

Algorithm 1: Sequential seeding process algorithm

of these zones depends on the fracture density. In the early stage, only a few fractures have been implanted. It corresponds to the dilute case [*Davy et al.*, 2010] in which the fracturing process is not strongly impacted by fractures. In this case every fracture center proposed by the Poisson point process have the same probability ($P_{(x,y,z)} = 1/s$) to be selected for simulation because $N_{acc}(x, y, z) \approx N_{shad}(x, y, z) \approx 0$. During the simulation, the number of fractures increases and consequently their impact on the simulation process increases as well. Finally, the method reproduces the dense and the dilute regimes described by *Davy et al.* [2010].

2.2. Impact on DFN Spatial Correlation

In this section, we analyse the DFN spatial correlations emerging from the sequential seeding process. Figure 3 (a) illustrates the progressive implantation of fractures in a network characterized by only one fracture family. As compared to the classical Poisson point process (Figure 3 (c)), the sequential process (Figure 3 (b)) tends to generate fracture swarms. It clusters small objects at largest fracture tips and ensures a minimal spacing between centers.

A quantitative characterization of spatial correlations is also possible using fractal theory. This aspect has been much studied in the literature for its ability to describe natural fracture systems [*Mandelbrot*, 1983; *Velde et al.*, 1991; *Ouillon et al.*, 1996; *Bour and Davy*, 1999; *Bour et al.*, 2002; *Darcel et al.*, 2003]. The measurement of the fractal dimension of fracture networks can be related to several definitions that quantify the singularities of the multifractal spectrum. *Bonnet et al.* [2001] present a review for characterizing and estimating the capacity dimension, the information dimension and the correlation dimension that can be considered as the three first moments of the multifractal spectrum.

In this work, we quantify the correlation dimension D_c of fracture network models using a pair correlation function ($C_2(r)$) computed from the fracture center repartition, similarly to *Davy et al.* [1990] and *Bour et al.* [2002] :

$$C_2(r) = \frac{2 \times N(r)}{N_t \times (N_t - 1)} \approx r^{D_c} \tag{2}$$

$N(r)$ is the number of pairs of fracture centers whose separation distance is less than r. N_t is the total number of fracture centers in the considered volume of rock. We compute the fractal dimension using Equation 2 because it has been shown by *Ouillon et al.* [1996] and *Bonnet et al.* [2001] to provide more accurate results than the classical box-counting method.

We compare the spatial correlations that emerge from a hundred DFNs simulated with either our sequential Poisson point process or the classical Poissonian approach. Each DFN contain $10,000$ fractures simulated from one uniform density map in a volume of dimensions $90 \times 90 \times 90m$. For the sequential Poisson point process, 0.1% of the total number of fractures was simulated at each sequence. The 3D geomechanical model considered around each fractures is set by parameters described in the Table 1. In both cases, the fracture lengths follow a power law with an exponent of 1.8 truncated between 1 and 30 meters; fracture dips are uniformly drawn between 0° and 90° ; and azimuths are uniformly drawn between 0° and 360°. In order to reduce edge effects during the correlation dimension estimation, we focus the analysis on the central volume ($30 \times 30 \times 30m$).

The classical homogeneous Poisson point process does not generate spatial correlations (Figure 4 (a)). The average fractal dimension computed over the hundred realizations is around 3.00 ± 0.007 (Figure 4 (a)). On the contrary, the sequential implantation of fractures (Figure 4 (b)), creates correlated DFNs with a correlation dimension equal to

191 2.58 ± 0.097 (averaged value on 100 realizations). We demonstrate that defining simple
192 rules, inspired from geomechanical concepts, to constrain progressive stochastic fracture
193 nucleation impact the correlation dimension of produced networks.

194 The sequential seeding process impact the global repartion of fracture and produce
195 correlated DFNs. The next section intent to ensure that produced DFNs honore the
196 fracture density map provided as an input.

2.3. Impact of the Sequential Seeding Process on Fracture Density

197 We compute average maps (E-types) over a large number of realizations and we compare
198 them to input maps in order to detect and quantify the mismatch due to the simulation
199 method. We simulate 1,000 DFNs according to parameters described in Table 2. Each
200 fracture center is mapped on a $90 \times 90 \times 90m$ Cartesian grid of $1 \times 1 \times 1$ voxels. We
201 evaluate the density of fracture centers simulated in each voxel of the grid.

202 E-types are firstly computed for uniform fracture density maps and using homogeneous
203 Poisson point process. Input density is $1.37 \times 10^{-2} fracture.m^{-3}$ and generates DFNs with
204 $10,000$ fractures (Figure 5 a). The classical homogeneous Poisson point process perfectly
205 reproduces the input density map. It produces an uniform E-type map with an average
206 value of $1.37 \times 10^{-2} fracture.m^{-3}$ and a standard deviation of 2.08×10^{-4} (Figure 5 b). The
207 sequential seeding process also produces an E-type map almost uniform with an average
208 values of $1.37 \times 10^{-2} fracture.m^{-3}$ but with a higher standard deviation (1.30×10^{-3},
209 Figure 5 (c)). The higher standard deviation may indicate that the convergence of E-
210 type is more difficult due to the clustering of each realization. The sequential process also
211 introduces a small bias in the fracture repartition by simulating more objects in the center
212 of the volume. We tried to reduce the impact of fracture influencing zones from $h = g =$

213 100 to $h = g = 10$ in order to decrease the constraints associated to the implantation
214 process and increase the DFNs correlation dimension from 2.65 ± 0.09 to 2.78 ± 0.06.
215 Changing spatial correlations of produced DFNs does not seem to solve the bias produced.
216 We did several tests on larger Cartesian grid and it seems that the acceptance/rejection
217 process produces a little border effect that needs to be further investigated.

218 We performed the same study with a heterogeneous density map (Figure 6 *a*). E-type
219 map property computed with the classical heterogeneous Poisson point process (Figure 6 *b*)
220 is correlated to input density. The correlation coefficient linking the two properties is equal
221 to 0.98. Note that producing DFNs that follow an heterogeneous spatial repartition does
222 not create significant spatial correlations between objects ($D_c \approx 3$). E-Type obtained by
223 mapping correlated DFNs ($D_c = 2.66$) is correlated to the reference map but with a lower
224 coefficient (0.76, Figure 6 *c*)). As in the homogeneous case, we note a border effect that
225 bias the global fracture repartition. It seems that objects are more likely to be simulated
226 at the center of the volume. Reducing the impact of fracture influencing zones from
227 $h = g = 100$ to $h = g = 10$, we increase the DFNs correlation dimension to $D_c = 2.79$.
228 Reducing spatial correlations between objects increases the correlation factor between the
229 reference map and E-type map to 0.85. Increase the spatial correlations between objects
230 seems to intensify the border effect due to the simulation process. Because the intensity
231 of spatial correlations may depend on the parameters of the sequential seeding process,
232 we propose a sensitivity analysis in Section 3.

3. Sensitivity Analysis on the Sequential Poisson Point Process

233 The parameters of the method are (1) constraint accumulation zone extent factors
234 (α_p and β_p), (2) shadow zone extent factors (α_s and β_s), (3) intensity factors (g and h,

Equation (1)) and (4) the number of seeding sequences (s). All these parameters relate to mechanical parameters of the rock, but no direct or statistical relationships have yet been established. This sensitivity study aims at quantifying the relationships between input parameters and spatial correlations in DFNs.

Simulations are performed following similar parameters as in Section 2.2 :

1. Simulations are performed on a Cartesian grid with $90 \times 90 \times 90$ cubic voxels.

2. Fracture seeding uses an uniform density map generating $10,000 fractures$.

3. The distribution law describing the fracture length follows a truncated power law with an exponent of 1.8 and values bounded between 1 and 30 meters.

4. Fracture dip and azimuth are randomly selected in [0°, 180°].

In this section we describe and quantify the impact of both the geomechanical model and the chronological settings on the DFNs spatial correlations. The results of sensitivity analysis are plotted in Figures 7, 8 and 11 and analyzed in the next sections. For each set of tested parameters, we show a 2D section of a 3D DFN (red section, Figure 4). For each cases, we associate an average estimation of the correlation dimension computed over 100 realisations using the method described in Section 2.2.

3.1. Sensitivity Study on Geomechanical Model Geometry Factors

The sequential seeding process uses the already simulated fractures to drive the implantation of other fractures. We used a sequential Poisson point process that implants ten fractures per sequence (0.1% of the final DFN). It uses a geomechanical model defined around every fracture (Figure 1). We have varied the extent of constraint accumulation and shadow zones changing the values of β_s and α_p in the range [1-3] and [2-4], respectively

while keeping the other geomechanical model input factors constant ($\beta_p = 1$, $\alpha_s = 0.5$ and intensity factors $g = h = 10$).

The sensitivity analysis shows that the increase of shadow or constraint accumulation zones extents increases the correlation dimension of DFNs produced. We observe a progressive dilution of spatial correlations from the clustered DFN (Figure 7 (a)) to the uncorrelated DFN (Figure 7 (i)). Note that the standard deviation is quite large for the average correlation dimension estimated.

3.2. Sensitivity Study on the Geomechanical Model Intensity Factors

In this sequence, we use the same chronology as in the Section 3.1 (0.1% of the DFN is simulated per sequence). Simulations have been done using the fracture geomechanical model geometry described in Figure 1 ($\alpha_s = \beta_s = 1, \alpha_p = 2$ and $\beta_p = 0.5$). The Geomechanical model intensity factor (g and h) vary between 10 and 100. As observed in the Figure 7 (a), we expect to obtain correlation dimensions around $D_c = 2.79 \pm 0.09$ (Equation 2).

Results show a progressive decrease of the fractal dimension from $D_c = 2.79$ (Figure 8 (a)) to $D_c = 2.58$ (Figure 8 (i)). It suggests that increasing the intensity factor value of both the shadow zones (h) and constraint accumulation zones (g) intensifies the fracture clustering and reduces the correlation dimension. Here again, the standard deviation is quite large. However, intensifying the impact of fracture influence zones seems to increase the spatial correlations in output DFNs.

Figure 8 suggests that the impact of g is not as significant as the impact of h. We note a strong variation in the correlation dimension when we increase the value of h from 10 ($D_c = 2.8$, Figure 8 (a), (b) and (c)) to 50 ($D_c = 2.6$, Figure 8 (d), (e) and

(f)). Several other simulations have been run in order to better describe the behavior of D_c as a function of h (Figure 9). The correlation dimension can be fit by the following experimental model :

$$D(h) \approx -0.18 \log h + 2.95 \pm 0.09 \tag{3}$$

3.3. Sensitivity Study on the Fracture Implantation Chronology

Theoretically, an idealized simulation should generate fracture one by one to take into account the impact of every newly simulated fracture in further simulation steps. In practice, simulating only one fracture per sequence is time consuming. Note that the proportion of fracture that are simulated per sequence p varies with the total number of sequences (s) following :

$$p(s) = 100.s^{-1} \tag{4}$$

This means that for high values of s, we need a strong increase of s to observe only a small decrease of $p(s)$. A high increase of s lead to a high increase of the computation time. The current section aims at testing the sensitivity of the method concerning the chronological implantation of fractures.

Simulations have been done using the sequential seeding process constrained by the following parameters (see Table 3).

In this configuration, we expect to obtain a correlation dimension around $D_c = 2.79 \pm 0.09$ (Figure 8 (a)). Modifying the number of sequences affects the proportion of fractures that are going to be simulated at each sequence. In our application, we simulate 10 000 fractures with a number of sequences (s) that varies between 1 and $1,000$ (Figure 10).

The result of this sensitivity study suggests that simulating fracture networks by sets of fractures that represent 10% of the final DFN is enough to have a DFN with a consistent correlation dimension. In this case, it seems that best results, in terms of fractal dimension, are obtained as soon as 0.4% of the DFN is simulated at each sequence.

The correlation dimension, computed as described in the Section 2.2, only quantifies the clustering of fracture centers and neglects to quantify the position of fractures according to their size. Considering that fact, several DFNs may have the same value of the correlation dimension but different spatial organizations of fractures according to their size. In other words, the hierarchical organization of small fractures that clustered around largest fracture tips may not be captured. Figure 11 allows to visually compare the organisation of fracture traces obtained with various number of sequences. An increase of the number of sequence seems to cluster small fractures at large fracture tips and also seems to decrease the number of inconsistent configurations such as X-shaped contacts. This may have an impact on the DFNs connectivity that we propose to study in the following Section 4.

4. Impact of the Sequential Poisson Point Process on 3D DFNs Connectivity

The connectivity is a key property of fracture networks because it is directly linked to physical behavior of fractured rock. The percolation theory is a statistically-based method to link physical rock properties to geometrical measures. Numerous studies have used this theory to characterize flow and transport in porous and fractured media (see *Berkowitz and Balberg* [1993] and *Berkowitz* [2002] for reviews). In this section, we investigate the DFN percolation threshold and local connectivity model that emerge from the sequential Poisson point process. We describe and quantify the impact of spatial correlations and more generally the impact of the chronological implantation of fractures on percolation properties.

We propose a statistical analysis over 1,000 3D DFNs that are simulated considering the following parameters:

1. The $30 \times 30 \times 30$ cells Cartesian grid sets the scale of the study and provides an uniform fracture density map.

2. Fracture azimuth and dip follow a uniform distribution.

3. Power law fracture length distribution defined as follow: $n(l) = l^{-a}; l \in [1, 30]$.

Darcel [2003] show that the connectivity at percolation is mainly driven by the largest fractures and not by spatial correlations for fracture networks with a small power law exponent ($a \approx 1$). To increase the power law exponent length distribution increases the proportion of smaller fractures in the network; then spatial correlations may have a stronger impact on the percolation study. As a result, we decided that $a = 3$ is a relevant power law exponent to study the impact of sequential seeding process on DFN connectivity. The sequential seeding process uses the fracture geomechanical model described

in Table 3. Then, we make the proportion of fracture simulated at each sequence ($p(s)$, Section 3.3) varying in :

1. $p(s) = 100\%$ (equivalent to the classical Poisson point process.)
2. $p(s) = 10\%$
3. $p(s) = 1\%$
4. $p(s) = 0.1\%$

During the simulation process, the uniform fracture density is progressively increased until the percolation state is reached. The percolation state is characterized by cluster of fractures that gets through the whole volume of rock. It means that each of the six faces of the volume have to be intersected by the percolating cluster (Figure 12).

4.1. The Percolation Parameter

Robinson [1983, 1984] first linked the percolation parameters to the fracture density in the case of unit length fracture randomly distributed and randomly oriented in 2D space. Then, they found that the average number of intersection per fracture describe the percolation independently from the fracture orientation distribution law. *Balberg et al.* [1984] investigate the estimation of the excluded volume around every fracture in a network. The excluded volume is the average volume surrounding an object into which the center of another object cannot lie without intersecting it. This work allows to define a very general expression of a factor describing the percolation of 3D fracture networks. Finally, *Bour and Davy* [1997, 1998]; *De Dreuzy et al.* [2000] defined the percolation factor (p, Equation 5) for planar fracture. They have shown that this factor gets a quasi invariant

percolation threshold.

$$p = (\sum_{i=1}^{n} < l_i^3 >)/V \tag{5}$$

where n is the number of fractures in the fracture network, $< l_i^3 >$ is the third moment of the length distribution law, and V is the considered volume of rock.

We compute the percolation threshold experimentally on 1000 realizations obtained with the four different sequential seeding processes previously described. Figure 13 shows the probability for DFNs to percolate against their percolation factor. *Bour and Davy* [1997] studied the impact of large scale length distribution law on the percolation factor. Considering a fracture network characterized by power law length distribution law ($n(l) \approx l^{-a}$), the percolation threshold may be scale dependent if the exponent a is between 1 and 3. We should observe only one curve that describes the percolation threshold of DFNs scaled with the chosen power law exponent ($a = 3$). However, we observe that the percolation threshold decreases when we decrease the proportion of fractures simulated at each implantation sequence ($p(s)$; Figure 13). This corroborates the findings of *Darcel* [2003] that spatial correlations impact the connectivity and the percolation threshold (for networks with a high power law exponent). We show here that the sequential seeding process creates spatial correlations that can be measured by the correlation dimension and allows DFNs to reach the percolation state with a smaller threshold as compared to uncorrelated DFNs. We also show that the sequential process may create DFNs with a hierarchical organization (Section 3.3) that cannot be discriminated by the correlation dimension ($D_c = 2.8$ for $p(s) = 0.1$, 1 or 10) but still reduces the percolation threshold. This is probably due to the local organization of fractures induced by the process.

4.2. Average Number of Intersections per Fracture

This section investigates the impact of sequential seeding process on the local connectivity of DFNs by quantifying the average number of intersections per fracture. Statistics from previous DFN simulations allow to plot the average number of intersections per fracture normalized by the fracture density (p32 in $m^2.m^{-3}$), in function of the fracture length (Figure 14).

Simulating all fractures in the same sequence produces fracture networks where the number of intersections per fracture increases with their length. For such DFNs, where fractures are randomly and independently simulated, the local connectivity model follows a single power law model (black line, Figure 14). It underlines a simple evolution that only depends on the fracture length. Decreasing the number of fractures simulated at each sequence changes the global organization of fractures and modifies the model describing the local connectivity of fractures. The number of intersections between small objects tends to increase when it decreases for large ones (Figure 14). The sequential seeding process integrates a feed back loop that drives the stochastic simulation and mimics the chronology of the fracturing process. It seems to naturally reproduce the two fracturing regimes described by *Davy et al.* [2010]. The dilute regime drives the early initiation of fractures. It leads to little interactions with other objects that create large fractures with few connections (large fractures are simulated first). The progressive apparition of fractures increases the interactions between objects (Figure 1). Hence, it multiplies the number of intersections per object. Last fractures appear in the dense regime. It concerns small fractures because their growth has been stopped early by neighboring interactions.

The Figure 14 shows how progressive the fracture apparition should be to observe a smooth transition from the dilute to the dense regime. For an equivalent correlation dimension, significant changes are observed on the local connectivity model. If the number of fractures simulated per sequence ($p(s)$) is too high, a discontinuity appears in the local connectivity model (dashed line Figure 14). In such cases, the local connectivity model of medium fractures follows the same model as the one observed for uncorrelated fracture networks. The best way to capture the behaviour of the transition scale would be to simulate the fractures one by one. However, simulating 0.1% of fractures per sequence give a good idea of the continuous local connectivity model.

5. Discussion and Conclusion

The presented method uses a stochastic, sequential and non stationary nucleation process to simulates hierarchical and spatially correlated DFNs. It is conditioned by stochastic sampling of the statistics that characterize the natural fracture network. Then, it uses rules inspired from mechanical concepts to progressively implant fractures in a 3D model.

The main idea is to take into account the impact of fractures in a stochastic simulation process. As compared to the UFM (Universal Fracture Model, *Davy et al.* [2010, 2013]) that nucleates and propagates fractures until their length is statistically equal to the distance to the nearest fracture. We use a geomechanical model (Figure 1) that individualize a shadow zone and a constraint accumulation zone in order to drive a progressive fracture nucleation process. Large fractures, firstly simulated, organize the nucleation of later fractures. We propose a simple parametrisation that presents a symmetrical shape. It corresponds to the stress pattern around tensile fractures (Mode I). Such a parametrization needs to be simple in order to keep the computational efficiency of the simulation.

394 However, other shapes should be considered for shear fractures, to reflect the asymmetry
395 of the zones (e.g. *Kim et al.* [2004]).

396 We show that a chronological fracture seeding produces a hierarchical organization of
397 fractures that leads to correlated networks. To reduce the proportion of fractures simu-
398 lated at each sequence intensifies the spatial correlations between fractures. We identify
399 a threshold from which the estimated correlation dimension stops changing (Section 3.3).
400 This value is experimental and probably depends on parameter settings selected in this
401 study. The correlation dimension computed describes the organization of fracture cen-
402 ters and does not fully describe the hierarchical organization of objects of various size.
403 Decreasing the proportion of fractures simulated at each sequence tends to cluster small
404 fractures at the tips of large ones. It visually decreases the number of inconsistent config-
405 urations (such as X-shapes) (Figure 11). The Section 4 shows that DFNs characterized
406 by the same correlation dimension may have significant difference in their local connec-
407 tivity model due to their spatial organization. The best case would be to consider every
408 fracture previously simulated in the current fracture simulation. However, it may lead
409 to time consuming simulations because of the large number of sequences needed for high
410 density fracture networks.

411 We show that the chronological aspect of the method allows to capture the hierarchy
412 and the correlations of networks through several scales. This organisation is set by the
413 mechanical model associated to each fracture. Modifying the parameter that sets the
414 constraint accumulation zone (or respectively the shadow zone) extent and intensity im-
415 pacts the fractal dimension of DFN models (Section 3). However, statistics on the fractal
416 dimension, that emerges from hundred realisations, show a relatively large standard devi-

ation. As a consequence, it seems difficult to constrain precisely the expected correlation dimension according to natural network characterisation. The shadow zone intensity factor (h) is the parameter that most impacts the value of the emerging fractal dimension. An experimental model that links the value of the fractal dimension to the value of h has been identified (Section 3.2). This model is an interesting tool to set practically the fractal dimension for output DFNs. Further tests have to be done in order to better understand the emerging behaviour and relate it to the physical fracturing process.

Spacing and clustering of DFN are important aspects that impact the connectivity of the network. *Masihi and King* [2007] proposed a calibration process based on the minimization of the elastic energy dissipated by fractures. They suggest that optimized networks present a positive correlation between the length and the spacing of objects. In terms of percolation they show that the global organization of fractures has an impact on the percolation threshold. Our sequential parent-daughter Poisson point process tends to impose similar organisations by defining shadow zones extents proportionally to fracture size. We have shown that our fracture simulation strategy significantly impacts DFN properties at percolation (Section 4). The sequential seeding produces hierarchical DFNs that favor fracture coalescence and produce clusters. It allows to reach the percolation with a reduced percolation threshold compared to classical Poissonian simulations. Changing conceptual models that are used to describe and simulate fracture networks impact the percolation threshold. In this article, we add mechanical considerations to constrain the spatial correlations between fractures but we are still using planar fracture objects. Changing the classical planar shape for fractures may have a more dramatic impact on physical properties. The use of curved fractures that can propagate in 3D, in-

teract with their neighbors, adapt their orientation and connect to another may improve the description of fracture networks [*Bonneau et al.*, 2013].

Acknowledgments. The authors are grateful to the academic and industrial sponsors of the Gocad Consortium managed by ASGA (Association Scientifique pour la Géologie et ses Applications) for funding this work, and to Paradigm Geophysical for providing the Gocad software and API. We would also like to thank Philippe Davy for constructive comments which helped improve this paper. This work was performed in the frame of the "Investissements d'avenir" Labex RESSOURCES21 (ANR-10-LABX-21).

References

Balberg, I., C. H. Anderson, S. Alexander, and N. Wagner (1984), Excluded volume and its relation to the onset of percolation, *Phys. Rev. B*, *30*, 3933–3943, doi: 10.1103/PhysRevB.30.3933.

Berkowitz, B. (2002), Characterizing flow and transport in fractured geological media : A review, *Advances in Water Resources*, *25*, 861–884.

Berkowitz, B., and I. Balberg (1993), Percolation theory and its application to groundwater hydrology, *Water Resources Research*, *29*(4), 775–794.

Bonneau, F., V. Henrion, G. Caumon, P. Renard, and J. Sausse (2013), A methodology for pseudo-genetic stochastic modeling of discrete fracture networks, *Computers & Geosciences*, *56*, 12–22.

Bonnet, E., O. Bour, N. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, and B. Berkowitz (2001), Scaling of fracture systems in geological media, *Reviews of Geophysics*, *39*(3), 347–383.

Bour, O., and P. Davy (1997), Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution, *Water Resources Research*, *33*, 1567–1583.

Bour, O., and P. Davy (1998), On the connectivity of three-dimensional fault networks, *Water Resources Research*, *34*(10), 2611–2622.

Bour, O., and P. Davy (1999), Clustering and size distributions of fault patterns: theory and measurements, *Geophysical Research Letters*, *26*(13), 2001–2004.

Bour, O., P. Davy, C. Darcel, and N. Odling (2002), A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (hornelen basin, norway), *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *107*(B6), ETG–4.

Chilès, J.-P. (2005), Stochastic modeling of natural fractured media: A review, *14*, 285–294, 10.1007/978-1-4020-3610-1_29.

Cladouhos, T. T., and R. Marrett (1996), Are fault growth and linkage models consistent with power-law distributions of fault lengths?, *Journal of Structural Geology*, *18*(23), 281 – 293, doi:10.1016/S0191-8141(96)80050-2.

Cosgrove, J. W., and T. Engelder (2004), *The initiation, propagation, and arrest of joints and other fractures*, The Geological Society London.

Cowie, P., and C. Scholz (1992), Growth of faults by accumulation of seismic slip, *Journal of Geophysical Research*, *97*(B11), 11–085.

Darcel, C. (2003), Corrélations dans les réseaux de fractures : caractérisation et conséquences sur les propriétés hydrauliques, Ph.D. thesis, Université de Rennes 1, Rennes, France.

Darcel, C., O. Bour, and P. Davy (2003), Cross-correlation between length and position in real fracture networks, *Geophysical Research Letters*, *30*(12), 1650–1653.

Davy, P., A. Sornette, and D. Sornette (1990), Some consequences of a proposed fractal nature of continental faulting, *Nature*, *348*(6296), 56–58.

Davy, P., R. Le Goc, C. Darcel, O. Bour, J. De Dreuzy, R. Munier, et al. (2010), A likely universal model of fracture scaling and its consequence for crustal hydromechanics, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, *115*, B10,411.

Davy, P., R. Le Goc, and C. Darcel (2013), A model of fracture nucleation, growth and arrest, and consequences for fracture density and scaling, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(4), 1393–1407, doi:10.1002/jgrb.50120.

De Dreuzy, J.-R., P. Davy, O. Bour, et al. (2000), Percolation parameter and percolation-threshold estimates for 3d random ellipses with widely-scattered distributions of eccentricity and size, *Physical Review E: Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, *62*(5), 5948.

De Dreuzy, J.-R., G. Pichot, B. Poirriez, and J. Erhel (2013), Synthetic benchmark for modeling flow in 3D fractured media, *Computers & Geosciences*, *50*, 59–71.

Dershowitz, W., P. La Pointe, and T. Doe (2004), Advances in discrete fracture network modeling, in *U.S. EPA/NGWA Fractured Rock Conference, Portland, Maine, U.S.A., 13-15 September*, pp. 882–894.

Dowd, P. A., C. Xu, K. V. Mardia, and R. J. Fowell (2007), A comparison of methods for the stochastic simulation of rock fractures, *Mathematical Geology*, *39*(7), 697–714.

Griffith, A. (1921), The phenomena of rupture and flow in solids, *Philosophical transactions of the royal society of london. Series A, containing papers of a mathematical or*

505 *physical character*, *221*, 163–198.

506 Griffith, A. (1924), The theory of rupture, *First International Conference for Applied*
507 *Mechanics*, *Delft*, 55–63.

508 Henrion, V. (2011), Approche pseudo–génétique pour la simulation stochastique de la
509 géométrie 3d de réseaux de fractures et karstiques, Ph.D. thesis, Institut National Poly-
510 technique de Lorraine.

511 Jing, L. (2003), A review of techniques, advances and outstanding issues in numerical
512 modelling for rock mechanics and rock engineering, *International Journal of Rock Me-*
513 *chanics & Mining Sciences*, *40*, 283–353.

514 Kim, Y.-S., D. Peacock, and D. Sanderson (2004), Fault damage zones, *Journal of Struc-*
515 *tural Geology*, *26*, 503–517.

516 Lamarche, J., A. P. Lavenu, B. D. Gauthier, Y. Guglielmi, and O. Jayet (2012), Relation-
517 ships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in carbon-
518 ates (South-East Basin, France), *Tectonophysics*.

519 Lantuéjoul, C. (2002), *Geostatistical Simulation : Models and Algorithms*, Springer,
520 Berlin, Germany.

521 Lockner, D., J. Byerlee, V. Kuksenko, A. Ponomarev, and A. Sidorin (1991), Quasi-static
522 fault growth and shear fracture energy in granite, *Nature*, *350*(6313), 39–42.

523 Lyakhovsky, V. (2001), Scaling of fracture length and distributed damage, *Geophysical*
524 *Journal International*, *144*(1), 114–122.

525 Mace, L., P. Muron, and J.-L. Mallet (2005), Integration of fracture data into 3D ge-
526 omechanical modeling to enhance fractured reservoirs characterization, in *SPE Annual*
527 *Technical Conference and Exhibition*.

528 Mandelbrot, B. (1983), *The fractal geometry of nature*, Freeman, New York, 468p.

529 Mansfield, C., and J. Cartwright (2001), Fault growth by linkage: observations and im-
530 plications from analogue models, *Journal of Structural Geology*, *23*(5), 745 – 763, doi:
531 10.1016/S0191-8141(00)00134-6.

532 Masihi, M., and P. R. King (2007), A correlated fracture network: modeling and percola-
533 tion properties, *Water resources research*, *43*(7).

534 McGrath, A. G., and I. Davison (1995), Damage zone geometry around fault tips, *Journal*
535 *of Structural Geology*, *17*(7), 1011–1024.

536 Olson, J. (1993), Joint pattern development : effects of subcritical crack growth and
537 mechanical crack interaction, *Journal of Geophysical Research*, *98*(B7), 12,251–12,265.

538 Ouillon, G., C. Castaing, and D. Sornette (1996), Hierarchical geometry of faulting, *Jour-*
539 *nal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *101*(B3), 5477–5487.

540 Pollard, D., and A. Aydin (1988), Progress in understanding jointing over the past century,
541 *Geological Society of America Bulletin*, *100*, 1181–1204.

542 Reches, Z., and D. Lockner (1994), Nucleation and growth of faults in brittle rocks,
543 *Journal of geophysical research -all series-*, *99*, 18–18.

544 Renshaw, C., and D. Pollard (1994a), Are large differential stresses required for straight
545 fracture propagation paths?, *Journal of Structural Geology*, *16*(6), 817 – 822, doi:
546 10.1016/0191-8141(94)90147-3.

547 Renshaw, C. E., and D. D. Pollard (1994b), Numerical simulation of fracture set forma-
548 tion: a fracture mechanics model consistent with experimental observations, *Journal of*
549 *Geophysical Research*, *99*, 9359–9372.

Robinson, P. (1984), Numerical calculations of critical densities for lines and planes, *Journal of Physics A: Mathematical and General*, *17*, 28–23.

Robinson, P. C. (1983), Connectivity of fracture systems – a percolation theory approach., *Journal of Physics A: Mathematical and General*, *16*(3), 605–614.

Sayers, C. M. (2009), Seismic characterization of reservoirs containing multiple fracture sets, *Geophysical Prospecting*, *57*(2), 187–192, doi:10.1111/j.1365-2478.2008.00766.x.

Serrano, I., F. Torcal, and J. Morales (2014), Distribution of crack density parameter in Central Betic Cordillera (Southern Spain), *Geophysical Journal International*, *196*(1), 22–33.

Srivastava, R., P. Frykman, and M. Jensen (2005), Geostatistical simulation of fracture networks, in *Geostatistics Banff 2004*, *Quantitative Geology and Geostatistics*, vol. 14, edited by O. Leuangthong and C. V. Deutsch, pp. 295–304, Springer.

Stoyan, D., and H. Stoyan (1994), *Fractals, random shapes and point fields*, John Wiley & sons, New York.

Tuckwell, G., L. Lonergan, and R. Jolly (2003), The control of stress history and flaw distribution on the evolution of polygonal fracture networks, *Journal of Structural Geology*, *25*(8), 1241–1250.

Velde, B., J. Dubois, D. Moore, and G. Touchard (1991), Fractal patterns of fractures in granites, *Earth and Planetary Science Letters*, *104*(1), 25–35.

Welch, J., R. Davies, R. Knipe, and C. Tueckmantel (2009), A dynanic model for fault nucleation and propagation in mechanically layered section, *Tectonophysics*, *474*, 473–492.

572 Yamaji, A., and K. Sato (2011), Clustering of fracture orientations using a mixed Bingham
573 distribution and its application to paleostress analysis from dike or vein orientations,
574 *Journal of Structural Geology*, *33*(7), 1148–1157.

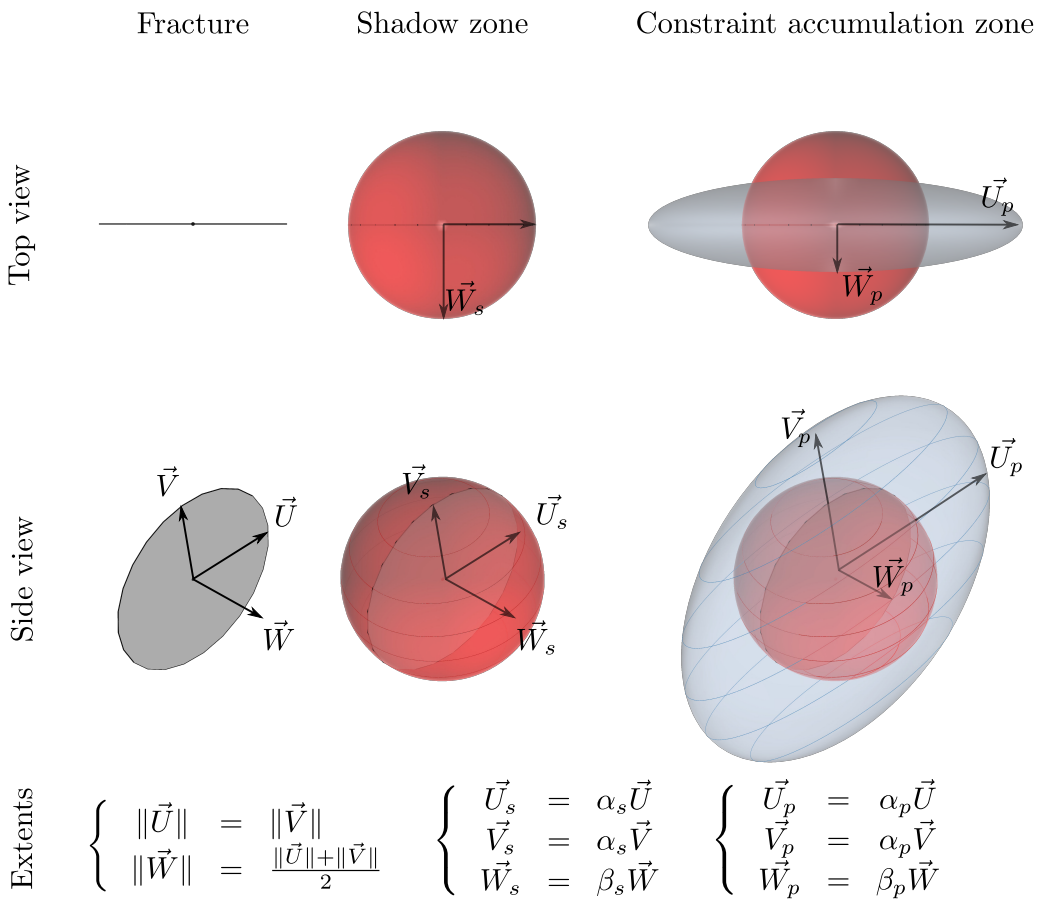


Figure 1. 3D model of the stress field around fracture. Two ellipsoids are built to individualize the constraint accumulation zone (in blue) and the constraint release zone (in red). Note that the intersection between the blue and the red ellipsoids is a part of the constraint release zone. The extent of each zone is deduced from fracture dimensions by applying weighting factors (α_s, α_p, β_s and β_p). In this figure, we set $\alpha_s = 1$, $\beta_s = 1$, $\alpha_p = 2$ and $\beta_p = 0.5$.

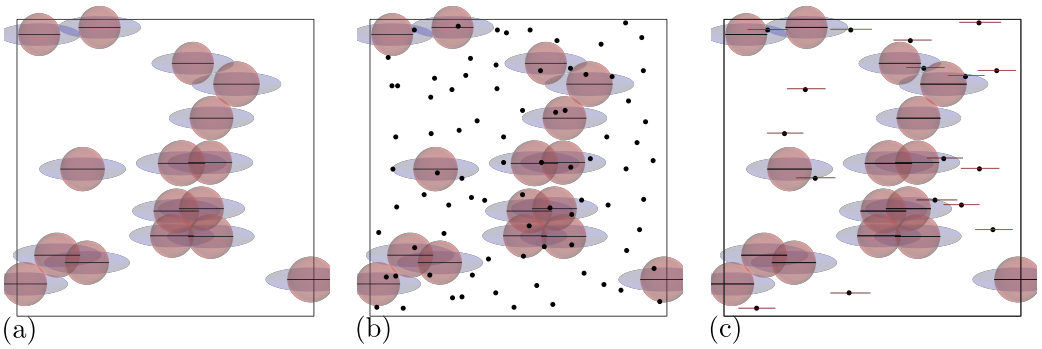


Figure 2. One seeding sequence follows several steps. (a) Fractures simulated previously and their associated influence zones that will drive next simulations. (b) Result of the classical Poisson point process in which fracture seeds are selected. (c) Fractures simulated at selected seeds during the sequence (See Algorithm 1).

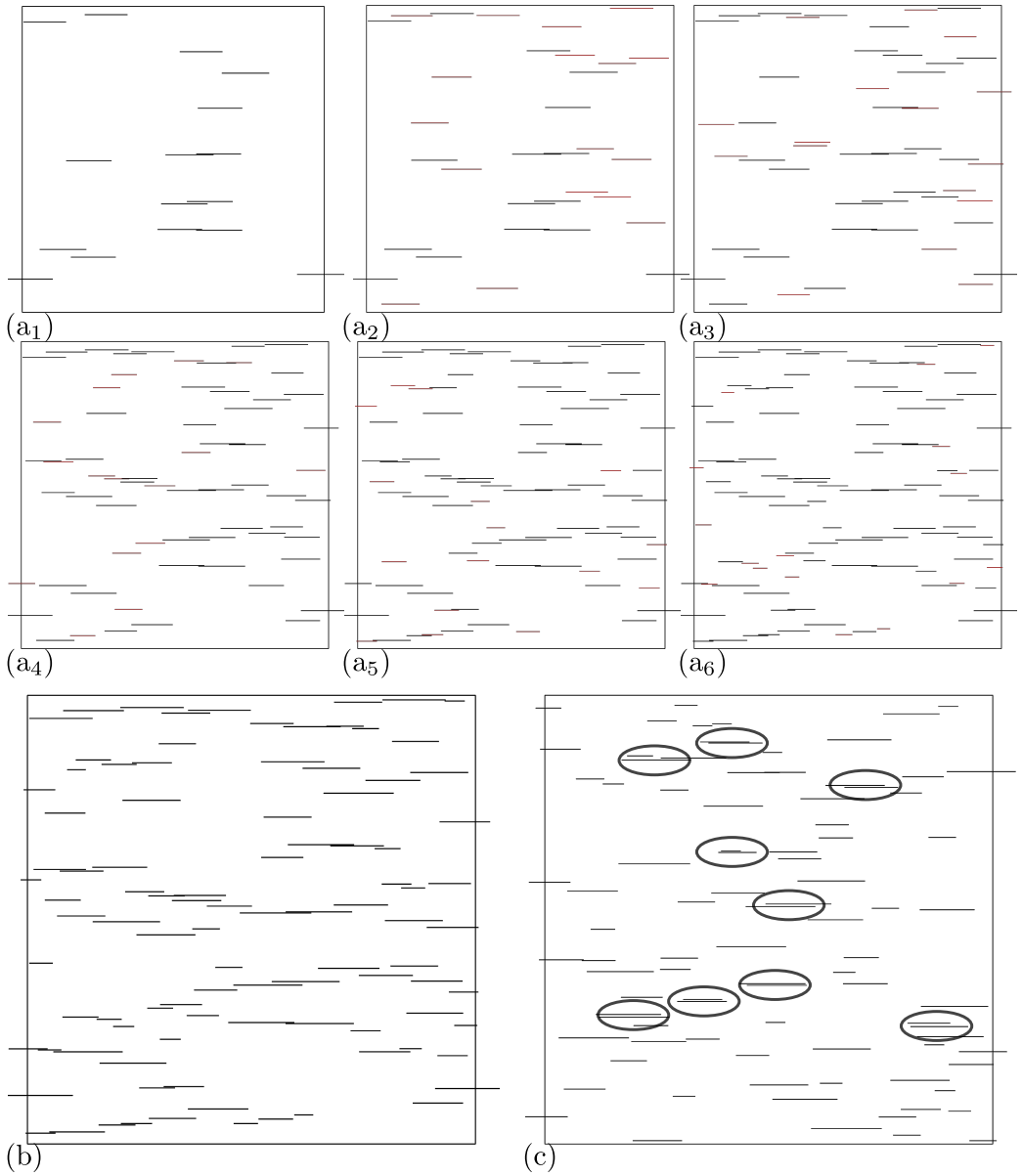
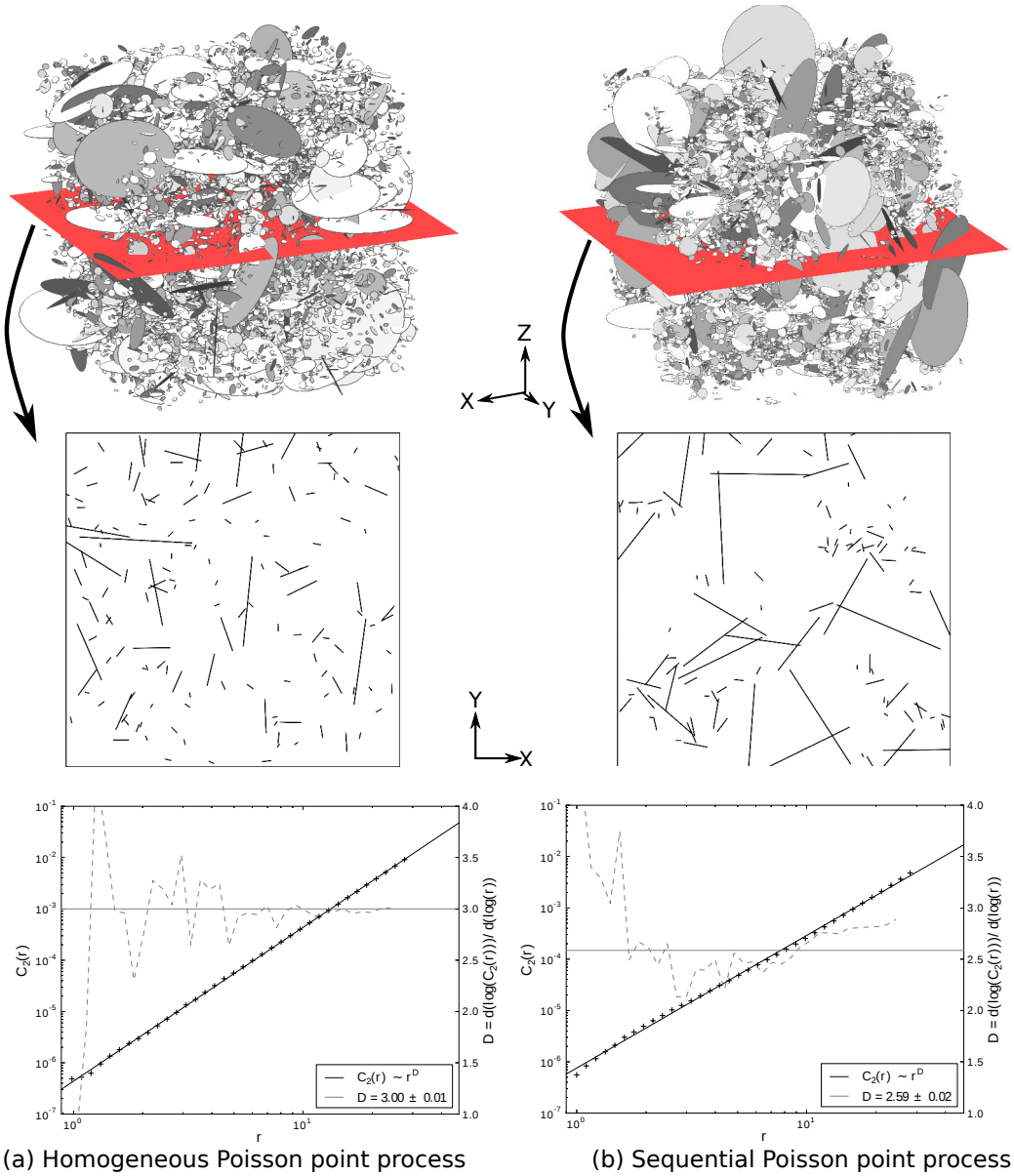


Figure 3. Sequential parent-daughter Poisson point process. (a) Six seeding steps, red fractures are those simulated during the current sequence. (b) Final DFN obtained from the sequential seeding process. It ensures a spacing between fractures and aligns small fractures at larger fracture tips. (c) Reference DFN has been built using a classical Poisson point process. Note the large number of fully overlapped fractures simulated in shadow zones.

Table 1. Input parameters setting for sequential DFN simulation in order to show the impact of sequential seeding process on spatial correlations and fracture density maps.

fracture impact model[a]	w extent	uv extent	intensity factor
Shadow zone	$\beta_s = 1$	$\alpha_s = 1$	$h = 100$
constraint accumulation zone	$\beta_p = 0.5$	$\alpha_p = 2$	$g = 100$

[a] Parameters that described the geometry and the impact of fracture shadow and constraint accumulation zones are described Figure 1.



(a) Homogeneous Poisson point process (b) Sequential Poisson point process

Figure 4. Impact of sequential fracture seeding on spatial correlations. (a) 3D and 2D view of a DFN realization obtained by the classical Poisson point process. The graph shows the correlation function estimation $C_2(r)$ in black and the estimation of the DFN correlation dimension D_c in grey. The fractal dimension computed on this realization worth 3.00 ± 0.001. (b) 3D and 2D views of a DFN realization obtained by the sequential Poisson point process. The DFN presented present spatial correlations that are quantified by an average fractal dimension of 2.58 ± 0.02.

Table 2. DFN simulations parameters for E-Types generations

E-Type map	Fracture seeding	Input density map	DFNs Fractal Dimensions
Figure 5 (b)	Poisson point Process	homogeneous (Figure 5 a)	3.01 ± 0.06
Figure 6 (b)	Poisson point Process	heterogeneous (Figure 6 b)	2.98 ± 0.06
Figure 5 (c)	Sequential Process[a]	homogeneous (Figure 5 a)	2.65 ± 0.09
Figure 6 (c)	Sequential Process[a]	heterogeneous (Figure 6 b)	2.66 ± 0.08

[a] We simulate 0.4% of the DFN at each sequence using the parameters described Table 1.

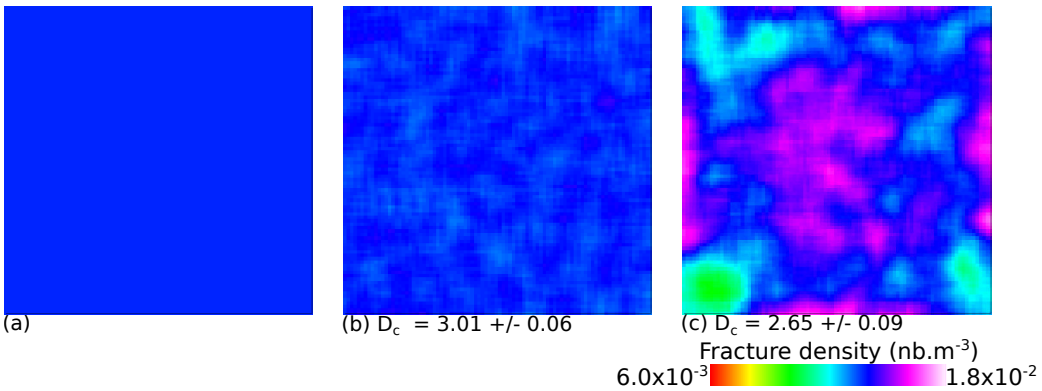


Figure 5. E-types computed from 1,000 realizations. (a) shows homogeneous reference maps used. (b) shows E-Type obtained from classical Poisson point process that produces uncorrelated DFNs (D_c is the average fractal dimension of DFNs generated). (c) shows E-Type map obtained from sequential Poisson point process that produces spatial correlations. It shows a little bias that seems to be a border effect.

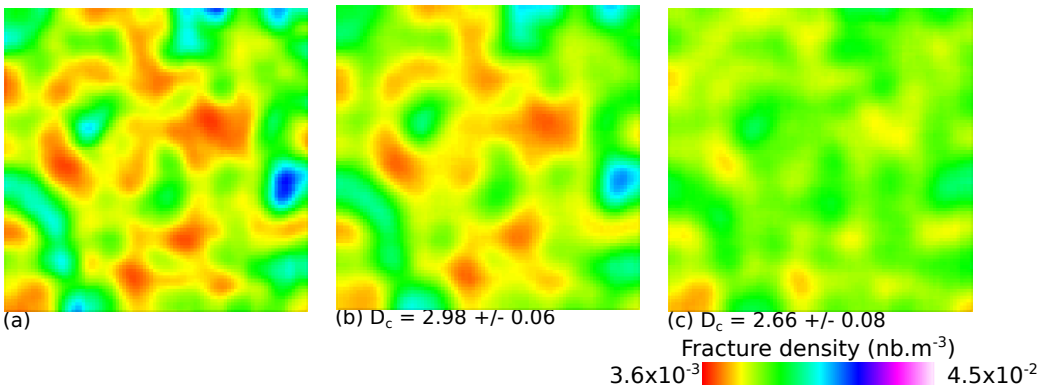


Figure 6. E-types computed from 1,000 realizations. (a) shows heterogeneous reference maps used. (b) shows E-Types obtained from classical Poisson point process that produces uncorrelated DFNs (D_c is the average fractal dimension of DFNs generated). (c) shows E-Type map obtained from sequential Poisson point process that produces spatial correlations.

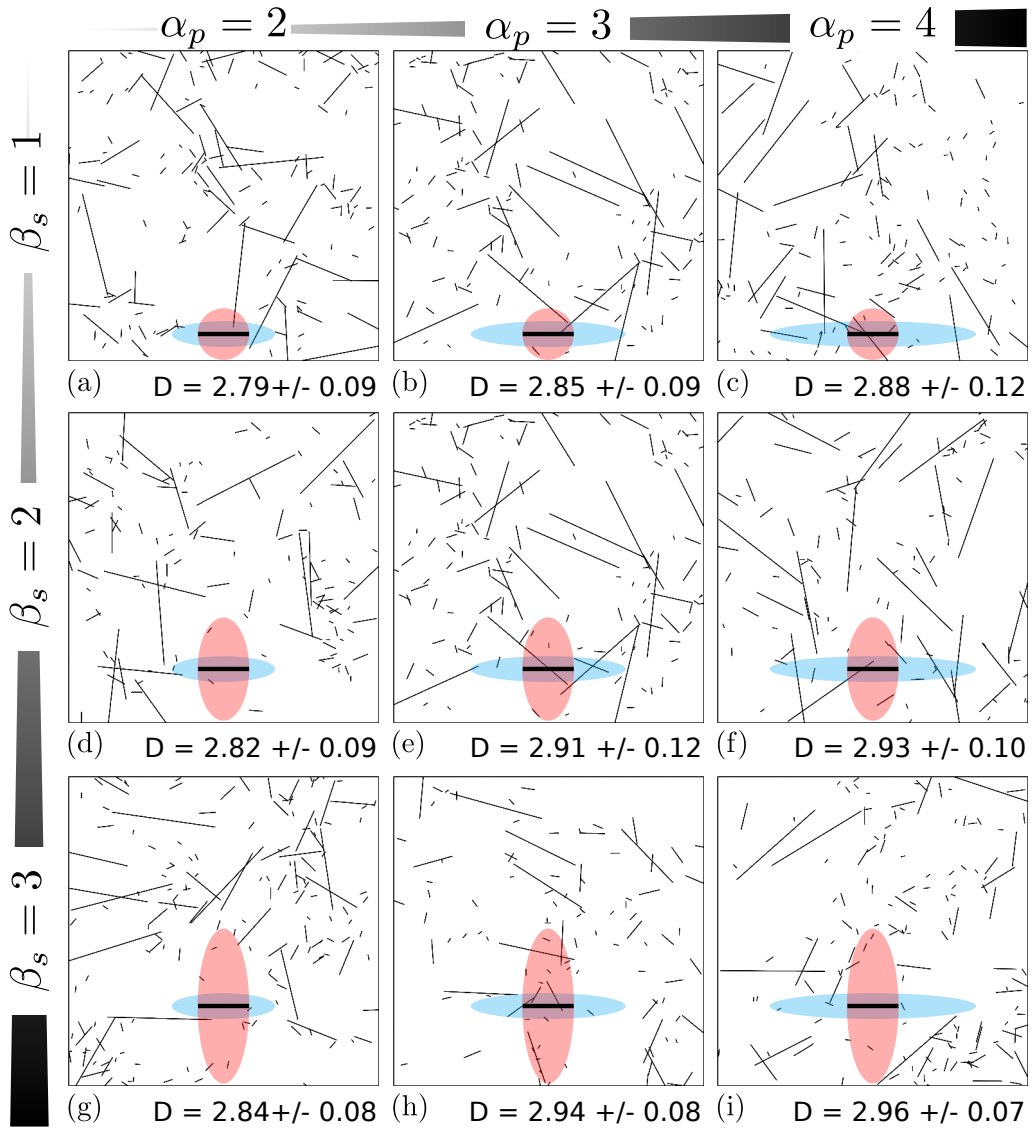


Figure 7. Sensitivity study on the fracture geomechanical model geometry factors. Several models (a), (b), (c), (d), (e), (f), (g), (h) and (i) have been tested and associated to their averaging correlation dimension. Increasing the size of shadow or constraint accumulation zone dilutes the impact of the model and progressively produces non fractal geometries.

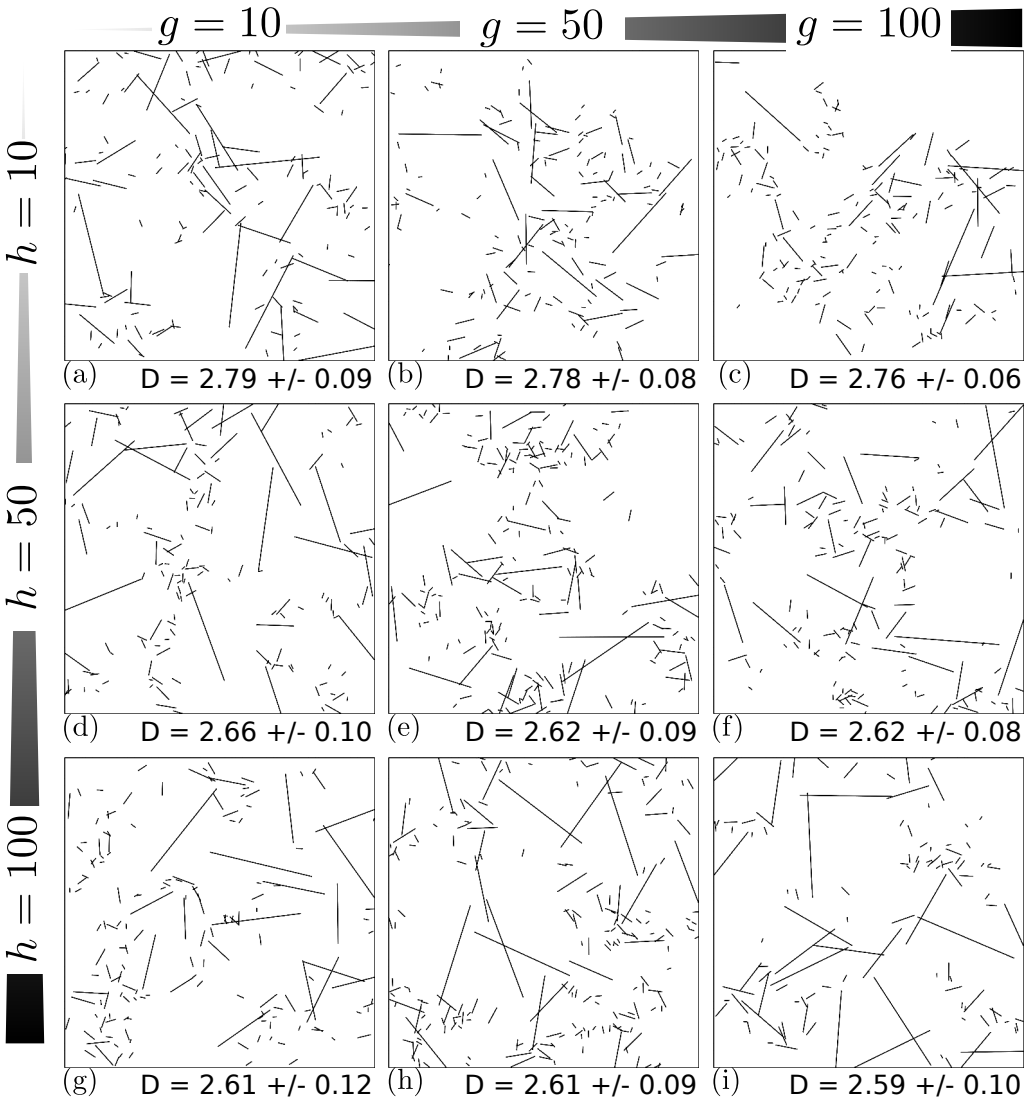


Figure 8. Sensitivity on the influence zone impact. This analysis uses the values h and g defined in Section 2.1. The global behavior seems to increase spatial correlations with the increase of h and g.

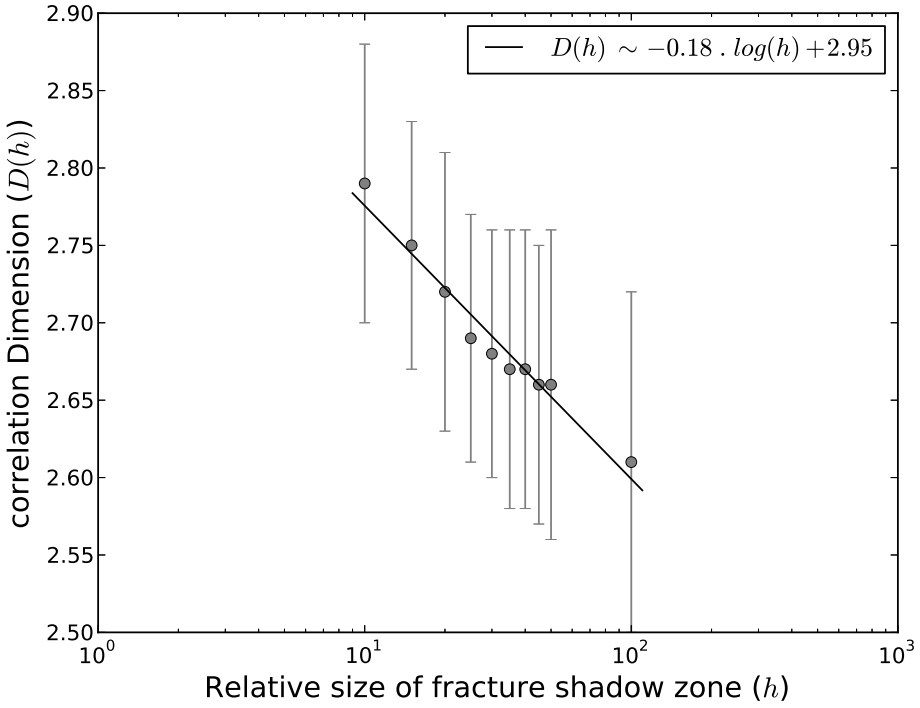


Figure 9. Evolution of the fractal dimension of DFNs with the intensity factor for shadow zones (h). Each node corresponds to the correlation dimension computed on 100 DFNs realizations for several values of h but for ($g = 10$). Uncertainties are quite important but we propose to indentify a model to describe the evolution of $D(h)$ (black line).

Table 3. Input parameters setting for sequential DFN simulation in order to study the impact of the number of sequences on fractal dimension and connectivity

fracture impact model	w extent	uv extent	intensity factor
Shadow zone	$\beta_s = 1$	$\alpha_s = 1$	$h = 10$
constraint accumulation zone	$\beta_p = 0.5$	$\alpha_p = 2$	$g = 10$

[a] Parameters that described the geometry and the impact of fracture shadow and constraint accumulation zones are described Figure 1.

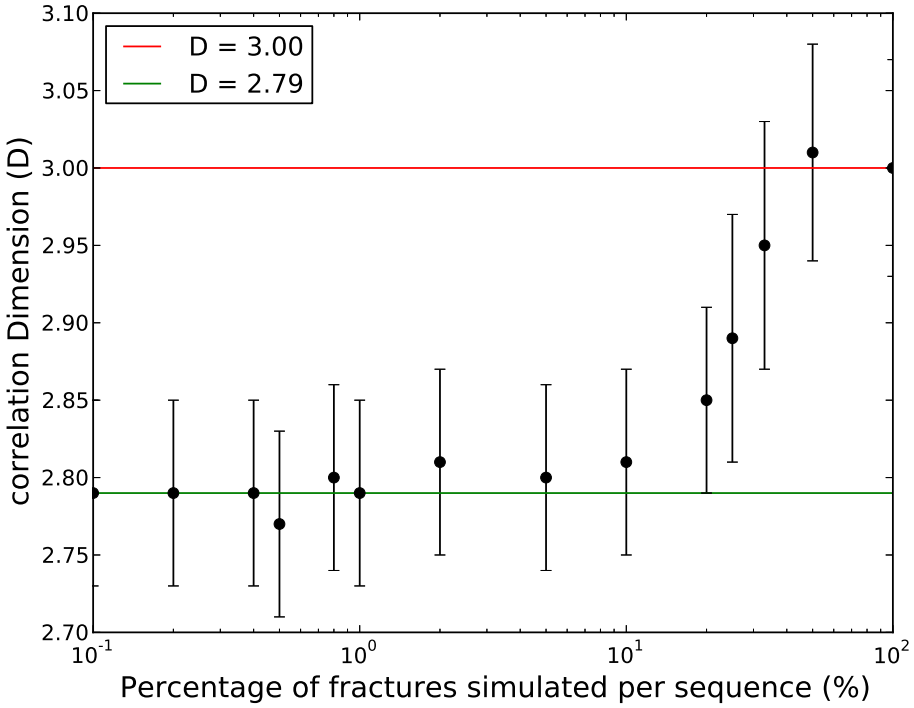


Figure 10. Fractal dimension vs proportion of DFN simulated per sequence. Correlation dimension of 2.8 is obtained when 10% or less of the fracture network is simulated per sequence. Then, in the context of our example, a more robust result is obtain as soon as 0.4% of the fracture network is simulated per sequence.

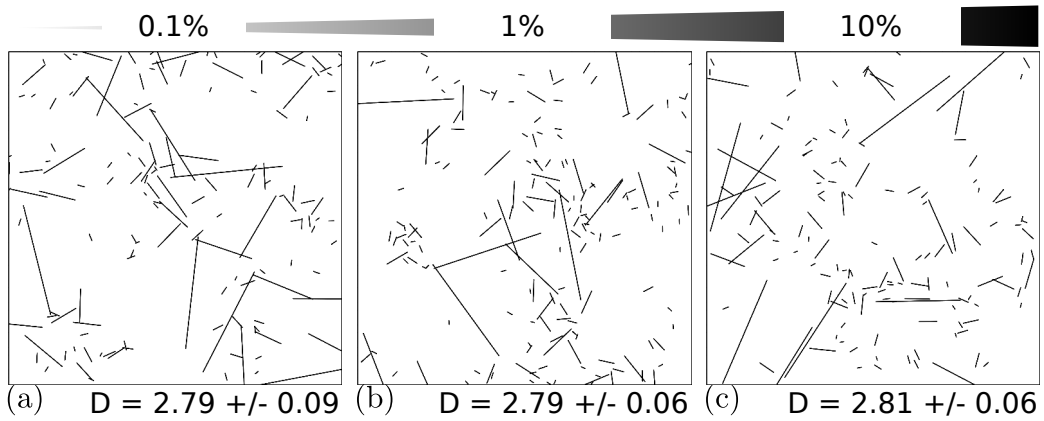


Figure 11. Sensitivity on the number of sequences on the sequential seeding process. (a),(b) and (c) have been simulated in 1000, 100 and 10 sequences; it means that 0.1%, 1% and 10% respectively of the fracture network have been simulated per sequence. Whereas the correlation dimension is comparable (2.8), we note some differences in the global organisation (X-shapes, hierarchy). This impact is quantified in the Section 4.

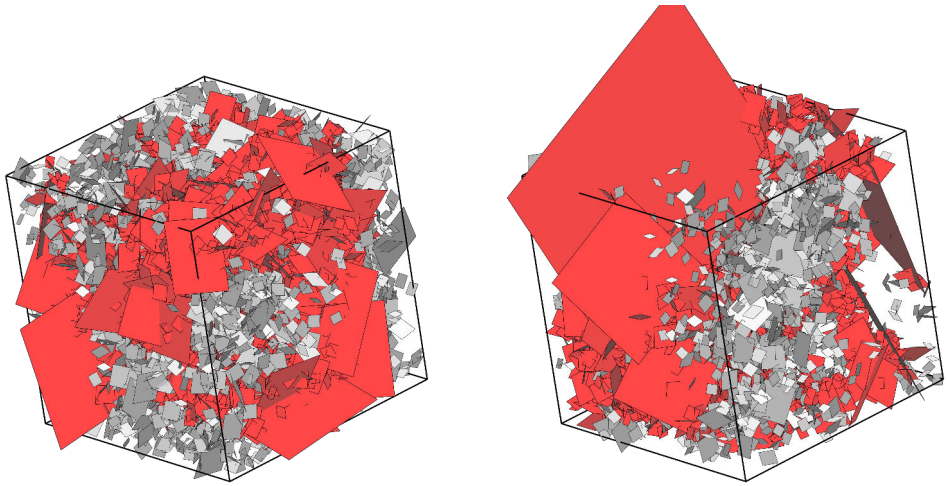


Figure 12. 3D DFNs realizations at percolation state for extreme investigated cases. (a) presents the geometry of percolation DFN obtained simulating every fractures in the same sequence. (b) presents the geometry of percolation DFN obtained simulating 0.1% of fractures at each sequence. Percolating clusters are shown in red.

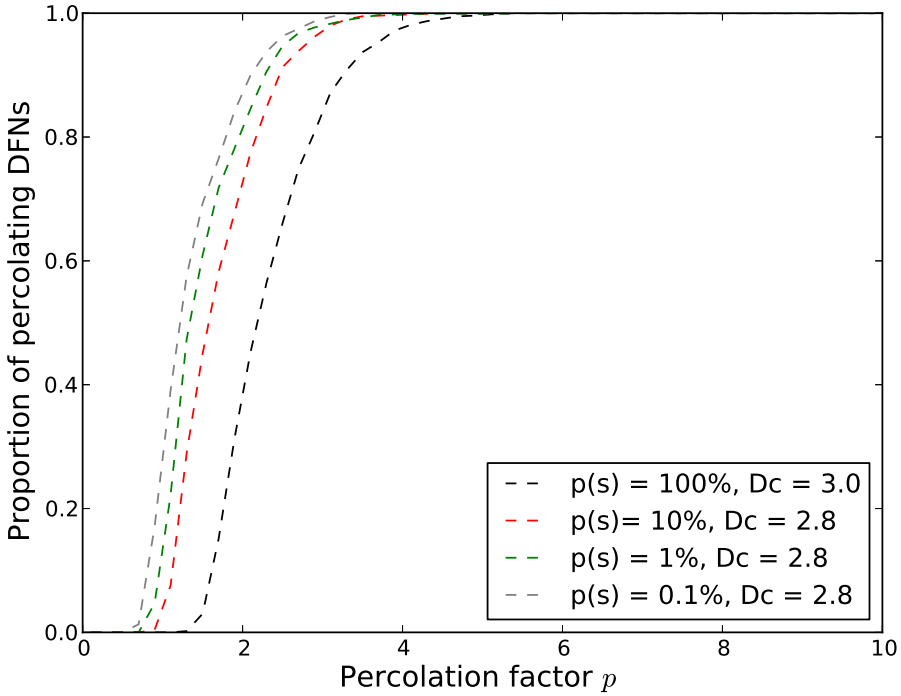


Figure 13. Impact of sequential seeding on the percolation threshold. It describes the probability for DFNs to percolate as a function of the percolation factor (p). This experiment shows that the percolation threshold decrease with the proportion of fractures initiated at each sequence.

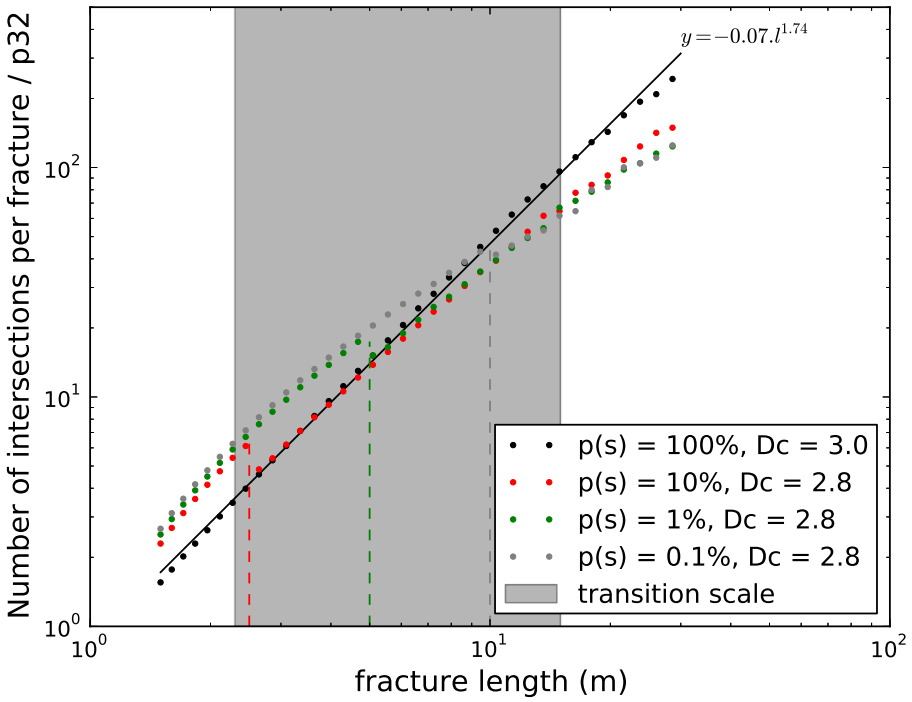


Figure 14. Impact of the proportion of fractures simulated per sequence on the average number of intersections per fracture. Uncorrelated DFNs follow a simple power law model that only depends on the fracture length (black line model). Spatial correlations between fractures are obtained by reducing the proportion of fractures simulated per sequence and quantified by the correlation dimension (D_c). It impacts the connectivity model by (1) increasing the number of intersections for small fractures and (2) reducing it for large ones. Reducing the proportion of fractures ($p(s)$) simulated at each sequence allows to better capture the behaviours of the transition scale (even if the correlation dimension does not change).

2.3 Croissance pseudo génétique tridimensionnelle des fractures

L'algorithme d'implantation séquentiel des fractures permet de prendre en compte une certaine chronologie imposant une hiérarchie d'organisation entre fractures. Les fractures les plus grandes étant simulées en premier, elles concentrent et organisent les fractures plus petites à leurs extrémités. L'espacement minimum entre fractures correspond alors à l'étendue de la zone d'ombre associée à l'objet. La taille des fractures est utilisée comme un facteur d'organisation des objets et peut faire apparaitre une géométrie fractale. Nous avons étudié l'apparition des corrélations spatiales associées au processus d'implantation séquentielle et nous avons montré son impact sur la connectivité et les propriétés de percolation des DFNs.

Cependant, le processus de simulation produit des réseaux constitué de fractures modélisées par des surfaces planes ayant une forme géométrique simple. L'approximation consistant à considérer des fractures plane est usuelle mais fortement réductrice. Nous avons donc également travaillé sur une méthode visant à produire des DFNs en mimant la propagation et les interactions entres fractures. Les fractures sont propagées depuis un état initial en utilisant des règles géométriques inspirées de concepts géo-mécaniques. Les interactions entre objets pendant leur croissance produisent des réorientations pouvant aller jusqu'à la coalescence des objets. L'article suivant [Bonneau et al., 2013] précise les détails de l'implémentation de la méthode et étudie son impact sur la géométrie et la connectivité des DFNs produits. Nous y mettons en évidence les conséquences non négligeables de l'hypothèse réduisant les fractures à de simple plans sur la connectivité des modèles.

Author's personal copy

Computers & Geosciences 56 (2013) 12–22

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Computers & Geosciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/cageo

A methodology for pseudo-genetic stochastic modeling of discrete fracture networks

François Bonneau [a,c,*], Vincent Henrion [a,c,1], Guillaume Caumon [a,c], Philippe Renard [d], Judith Sausse [b,c]

[a] Université de Lorraine-ENSG, Vandoeuvre-lès-Nancy 54518, France
[b] Université de Lorraine-ENSMN, Nancy 54000, France
[c] Géoressources, UMR 7359, Vandoeuvre-lès-Nancy 54518, France
[d] Centre d'hydrogéologie et de géothermie, Université de Neuchatel, 2000, Switzerland

ARTICLE INFO

Article history:
Received 25 October 2012
Received in revised form
4 February 2013
Accepted 6 February 2013
Available online 24 February 2013

Keywords:
Fracture
Growth
Connectivity
Stochastic simulation
Genetic approach
Pseudo-genetic

ABSTRACT

Stochastic simulation of fracture systems is an interesting approach to build a set of dense and complex networks. However, discrete fracture models made of planar fractures generally fail to reproduce the complexity of natural networks, both in terms of geometry and connectivity. In this study a *pseudo-genetic* method is developed to generate stochastic fracture models that are consistent with patterns observed on outcrops and fracture growth principles. The main idea is to simulate evolving fracture networks through geometric proxies by iteratively growing 3D fractures. The algorithm defines heuristic rules in order to mimic the mechanics of fracture initiation, propagation, interaction and termination. The growth process enhances the production of linking structure and impacts the connectivity of fracture networks. A sensitivity study is performed on synthetic examples. The method produces unbiased fracture dip and strike statistics and qualitatively reproduces the fracture density map. The fracture length distribution law is underestimated because of the early stop in fracture growth after intersection.

© 2013 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Fractures are ubiquitous structures occurring in a wide variety of rock types and tectonic settings over a broad range of scales. The average permeability of these structural heterogeneities may be a few orders of magnitude higher or lower than those of the surrounding matrix rocks. Consequently, fractures are known to significantly impact fluid flows.

Because the spatial characteristics of a fracture network cannot be known deterministically, they are simulated using a statistics measured field. The high uncertainty of model geometry requires simulating several networks. A lot of methods generating stochastic fracture networks have been developed (for reviews, see e.g. Jing, 2003; Chilès, 2005; Dershowitz et al., 2004; Dowd et al., 2007). To be consistent with field observations, the statistical process can be constrained by 3D density and orientation maps derived from seismic attributes (Dershowitz, 1984; Maerten et al., 2000; Will et al., 2004; Freudenreich et al., 2005) and/or strain analysis (Priest and Hudson, 1976; Kloppenburg et al., 2003). Discrete fracture network (DFN) models generally assume planar and rectangular fractures. Unlike geomechanical fracture models reproducing fracture growth and interaction (Olson, 1993; Renshaw and Pollard, 1994b; Tuckwell et al., 2003; Jing, 2003; Welch et al., 2009), planar discrete fracture models cannot reproduce linking structures and tend to underestimate the connectivity of the fracture network for a given fracture density.

We propose a *pseudo-genetic* approach for simulating 3D DFN models. It integrates insights from fracture mechanics within a probabilistic framework. As proposed by Gringarten (1998), Bourne et al. (2000), Hoffmann et al. (2004) and Srivastava et al. (2005), we aim at minimizing the weakness of both mechanistic and probabilistic approaches while exploiting their strengths. We are particularly interested in reproducing the effect of mechanical interactions between fractures and in investigating the resulting fracture network connectivity.

The *pseudo-genetic* method focusses on tensile fractures (Mode I). Such fractures are grown starting from a prior knowledge of fracture parameters and of rules about fracture initiation, propagation and termination. As recalled in Section 2, a tensile fracture creates symmetrical constraint accumulation zones (Fig. 1) and

* Corresponding author at: Université de Lorraine, CNRS, CREGU ENSG, Campus BRABOIS, TSA 706 cedex, France. Tel.: +333 83 59 64 56; fax: +333 83 58 64 60.
E-mail addresses: bonneau@gocad.org (F. Bonneau), vincent.henrion@total.com (V. Henrion), Guillaume.Caumon@univ-lorraine.fr (G. Caumon), Philippe.Renard@unine.ch (P. Renard), judith.sausse@mines.inpl-nancy.fr (J. Sausse).
[1] Presently at Total SA, CSTJF, avenue Larribau, F-64000 Pau, France.

0098-3004/$ - see front matter © 2013 Elsevier Ltd. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2013.02.004

Author's personal copy

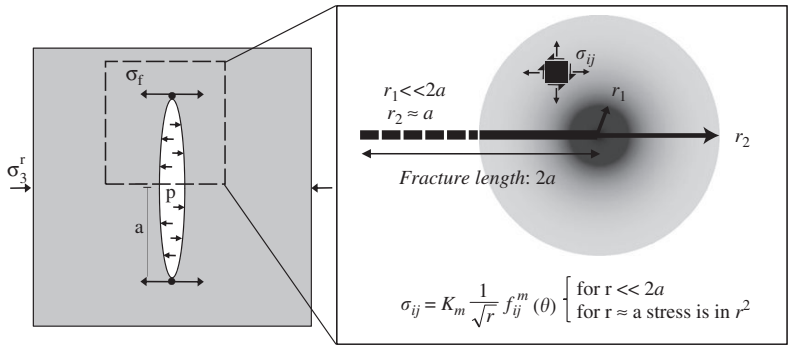


Fig. 1. Simplified representation of the stress concentration around fracture tips. (r,θ) are polar coordinates at the fracture tip, $f(\theta)$ is a function determined by the strain tensor and is independent of geometric or mechanic parameters. K_m is the stress intensity factor for each displacement mode: m=I, II, III (modified from Pollard and Aydin, 1988).

grows parallel to the crack plane. Rock heterogeneities (flaws, pre-existing fractures, etc.) alter the propagation path loading the fracture with a mixed mode I–II (Renshaw and Pollard, 1994b; Vermilye and Scholz, 1998). Srivastava et al. (2005) use empirical geostatistical rules inspired by geomechanics to grow fractures and fill in 2D and 2.5D fracture maps. In the same manner, we use heuristic geometric rules to mimic mechanical fracture growth and simulate 3D DFNs (Section 3). The simulation method generates realistic fracture patterns in 3D with less computational efforts than geomechanical simulation. The method produces multiple realizations of fracture systems by randomly sampling input statistical data then growing each fracture using deterministic heuristic rules. In Section 4, we show the impact of the method on the connectivity and statistics of the DFN as compared to classical planar DFNs.

2. Physics of fracture growth

The simulation technique proposed in this paper is a *pseudo-genetic* approach which propagates fracture patterns using heuristic rules for fracture growth instead of mechanical calculations. In order to illustrate the underlying ideas that lead to the definition of these rules, we summarize below some important concepts and results about fracture growth in the framework of Linear Elastic Fracture Mechanics (LEFM). We refer the interested reader to Atkinson (1982), Pollard and Aydin (1988) and Atkinson and Craster (1995), and references therein.

2.1. Fracture initiation

Fractures initiate at flaws for instance, fossils, grains, cavities, micro-cracks and other objects, that have elastic properties different from those of the surrounding rock. These flaws modify the stress field in such a way that the magnitude of local stresses at the flaw may exceed the strength of the rock, thereby initiating fractures (Fig. 1). We reproduce this process using a heterogeneous Poisson point process for fracture seeding. The fracture density cube may come for instance from structural analysis or microseismic data (Macé, 2006; Amorim et al., 2012). As the stress concentration around fracture tips increases with the fracture area, a fracture continues to propagate as long as there is energy available for propagation.

2.2. Fracture propagation

The propagation of a fracture is controlled by the stress field near fracture tips. This stress field is heterogeneous, the region of stress concentration is small and the stresses decrease with the distance to the tip (Fig. 1). When the fracture propagates a damage zone appears relaxing the constraints around. The zone where constraints are relaxed is called the *shadow zone* (Scholz et al., 1993; Cowie and Shipton, 1998; Vermilye and Scholz, 1998; Kim et al., 2004).

All stress components σ_{ij} around the fracture are proportional to quantities called *stress intensity factor* (K_m) (Pollard and Aydin, 1988). They measure the stress concentration which depends on the applied load and on the fracture geometry (Fig. 1). In fracture mechanics, three loading modes are generally identified (Pollard and Aydin, 1988):

- mode I: tensile mode which characterizes opening displacement;
- mode II: shearing mode which characterizes sliding perpendicular to the fracture propagation front;
- mode III: shearing mode which characterizes sliding parallel to the fracture propagation front.

A tensile fracture propagates when the mode I stress intensity factor (K_I) reaches a critical value for mode I loading (K_{IC})

$$K_I > K_{IC} \tag{1}$$

where K_{IC} is called the fracture toughness and is a property of the material. Expressions for stress intensity factor combined with the propagation criterion allow one to make important inferences about the behavior of fractures:

- For two fractures of unequal areas subjected to the same driving stress, the larger joint will meet the propagation criterion first.
- For joints with equal areas in a spatially varying stress field, the joint subjected to the greatest driving stress will propagate first.

In the proposed simulation, the stress intensity factor is not modeled explicitly but the observations about fracture sizes are directly translated in the growth algorithm.

2.3. Fracture interaction

Interactions between nearby fractures influence fracture growth and termination, and consequently the fracture pattern. A fracture propagates if K_I increases (when constraint accumulation zones overlap) and/or if K_{IC} decreases (when a fracture is growing in the damage zone) (Eq. (1)). Each fracture enhances the

Author's personal copy

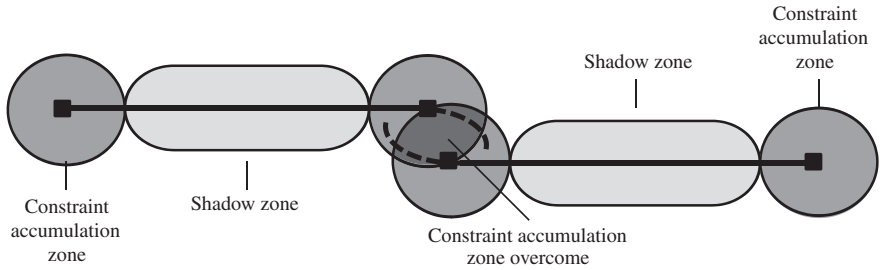


Fig. 2. Interaction between close fractures forces their propagation paths to converge towards each other. This has a significant effect on the connectivity of the fracture pattern which in turn is expected to have a first-order impact on flow (modified from Kim et al., 2004).

propagation of its neighbor by inducing shear stress. As a result, fractures progressively converge towards each other and enhance fracture linkage. This explains the common hooked-shape of en-echelon fractures (Fig. 2). Fracture interactions have an important impact on the final geometry of the fracture network.

As the area ratio between the two interacting fractures increases, the propagation energy of the largest fracture approaches that of an isolated fracture, while the energy for the shorter fracture falls to zero. This means that the longer fracture deactivates the growth of nearby shorter fracture. DeGraff and Aydin (1987) reported a similar shielding effect when parallel fractures interact. The shielding effect is taken into account in the proposed simulation algorithm which iteratively grows fractures.

2.4. Fracture termination

Fracture termination depends on the factors that decrease or increase the energy available for propagation. Because stress concentration at tips increases with fracture length, a fracture should not stop growing if all other factors remain constant. Fracture propagation stops if either the fluid pressure decreases, or if remote stresses increase sufficiently. Fracture termination may also occur depending on rock properties, for example, when a fracture propagates into a stiffer or a less compressible rock, or when a fracture intersects another discontinuity such as lithologic boundary, or another fracture (Cooke and Underwood, 2001; d'Alessio and Martel, 2004). In our approach these effects are addressed through the input statistical law for fracture size, and by terminating fractures during propagation rather than through a post-processing (Macé, 2006).

3. Pseudo-genetic simulation of fracture network

The key aspect of the *pseudo-genetic* simulation of fracture network is to replace mechanical calculations by heuristic rules based on mechanical principles that govern opening fracture growth. We consider that the curvature observed for mode I fracture network is mainly due to the growth of neighboring fractures. We explain the fracture growth algorithm for 2D fracture network, then discuss extensions to 3D cases.

3.1. Initial fractures

Srivastava et al. (2005) propose to initiate fractures using a clustered point process around cracks identified from aerial photography. Here, we initialize fracture seeds using a traditional Poisson point process (Stoyan et al., 1995). Micro-cracks are randomly distributed according to a density model (expected number of fractures per unit volume). As in Srivastava et al. (2005), the fractures are not generated in their final state but as short linear segments (in 2D) which are then propagated. The orientations of fracture are given by a statistical distribution law or by an orientation map. Such local orientation may come from seismic attributes (Dershowitz, 1984; Will et al., 2004; Freudenreich et al., 2005) or prior geological constraints and deformation analysis (curvature, strain) (Priest and Hudson, 1976; Kloppenburg et al., 2003; Macé et al., 2004). An intended final fracture length is also drawn in a distribution law. From the expected final length (L_f) and the number of propagation steps (k) fixed by the user, the initial length (l_i) of the fracture is computed as follows:

$$l_i = L_f/(2k+1) \tag{2}$$

The number of propagation steps directly controls the initial fracture length and growth speed. Fixing the number of propagation steps to 0 means that fractures get directly to their final state. It corresponds to the classical simulation of a discrete fracture network without propagation.

3.2. Propagation process

Once fractures have been initialized, their propagation is simulated by sequential growth. Each fracture of the network is grown by decreasing sizes. Longer fractures are first propagated to reproduce the effect of differential growth rate among fractures (i.e. a few large fractures have the greatest impact on the final fracture pattern (see Section 2.2)). Indeed, longer fractures having their process zones growing rapidly will affect the propagation of smaller fractures.

Both constraint accumulation and shadow zones of fractures act on the growth of neighboring fractures (Section 2.2). The physical controls on the size of these zones are poorly understood. Estimates range from 10% to 50% of the fracture dimension (Cowie and Shipton, 1998).

In our implementation, an attraction zone distance (d_{At}) is defined around each fracture to reproduce the effect of these zones. The attraction zone is represented by a sphere centered on the closest node to the fracture tip to propagate. The attraction zone distance (d_{At}) (radius of the sphere) is computed from a ratio (r fixed by the user) of the corresponding fracture area (A):

$$d_{At} = \sqrt{A/(\pi \times r)} \tag{3}$$

The search strategy to define interacting fractures with the current growing fracture is illustrated in Fig. 3. For a free fracture tip, the space is separated by the plane normal to the current direction of propagation. All fractures located ahead of the defined plane are browsed to check if there is an overlap between the attraction zone of the fracture being propagated and the surrounding fracture attraction zone. At this point, our implementation does not distinguish between the constraint

Author's personal copy

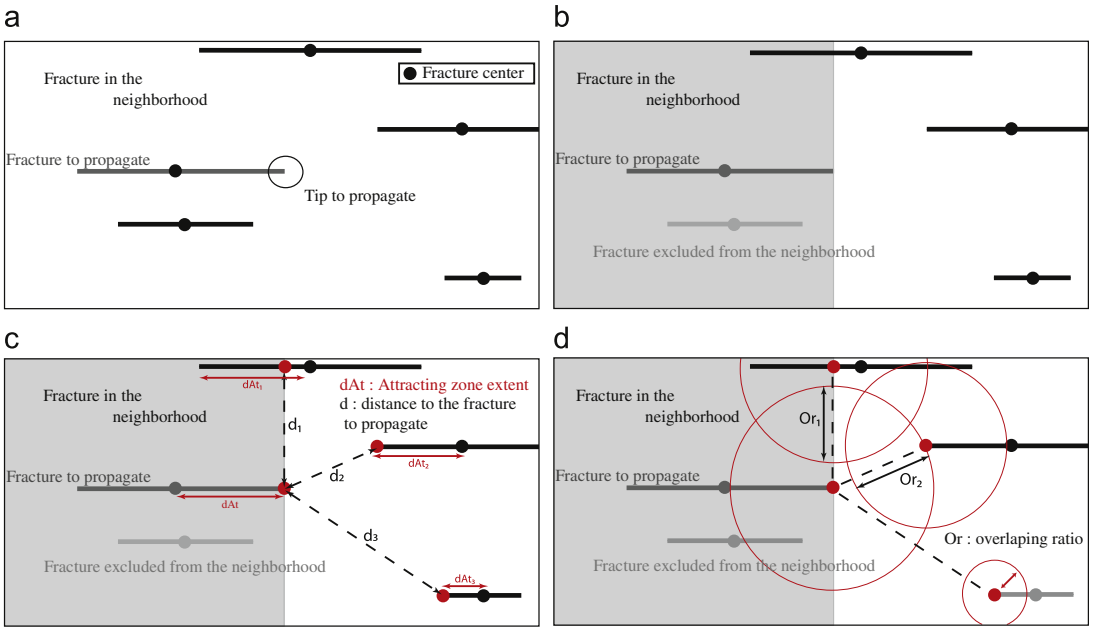


Fig. 3. Fracture neighborhood definition – considering an initial fracture neighborhood (a), two exclusion steps select fractures which will drive its propagation. The first one (b) aims at excluding fractures which are behind of the fracture tip to propagate. The second one check the overlaps between neighboring fracture attractive zones (d). The size of attractive zone is computed as a ratio (r) of the fracture area (c) (see Eq. (3), here $r=2$).

accumulation zone and the shadow zone of neighboring fractures. A very simple way to achieve this is to stop fracture propagation when it enters the shadow zone of another fracture.

For each fracture, its free tips are propagated by a fixed step length (l_i in Eq. (2)). The direction of propagation ($\overrightarrow{P}$) depends on: (1) the possible interactions between the extremity being propagated and nearby fractures ($\overrightarrow{I}$) and (2) the background orientation ($\overrightarrow{O_b}$). The influence of each component is controlled by a weighting factor (λ_0) (Fig. 5(d)):

$$\overrightarrow{P} = ((1-\lambda_0)\cdot \overrightarrow{I} + \lambda_0 \cdot \overrightarrow{O_b}) \cdot l_i \tag{4}$$

The background orientation ($\overrightarrow{O_b}$ in Eq. (4)) takes into account both the fracture mechanical inertia through the current propagation vector ($\overrightarrow{P_{cur}}$) and possibly a local orientation map ($\overrightarrow{O_m}$), if any. The current growth direction of the fracture is adjusted considering an optional orientation map by a weighting factor defined by the user (ξ_0) (Fig. 5(c))

$$\overrightarrow{O_b} = (1-\xi_0)\cdot \overrightarrow{P_{cur}} + \xi_0 \cdot \overrightarrow{O_m} \tag{5}$$

The deviation ($\overrightarrow{I}$) is computed as the mean orientation of the vectors linking the extremity being propagated and the closest points of the fractures contained in the neighborhood. These linking-vectors are noted $\overrightarrow{D_i}$ (Fig. 5(a)). Srivastava et al. (2005) use a distance-based technique weighted by a kriging approach to define the contribution of each linking-vector in the computation of the mean deviation vector. Considering that fracture curvature is mainly due to the fracture interaction stress (Renshaw and Pollard, 1994a), we introduce weight linking-vectors ($\overrightarrow{D_i}$) by an inverse distance weighting ratio (λ_i) (Fig. 3(c) and (d)):

$$\overrightarrow{I} = \sum_i \lambda_i \overrightarrow{D_i} \quad \text{with } \lambda_i = (Or_i/d_i)/\sum_j (Or_j/d_j) \text{ and } Or_i = d_{At} + d_{Ati} - d_i \tag{6}$$

For each interacting fracture, the overlapping ratio (Or_i) quantifies the extent of the overlap between attracting zones. Then an inverse distance interpolation weighted by Or_i sets the impact of interacting fracture on the growth.

Finally, the free tip is propagated by its fixed step size (l_i see (2)) in the new direction of propagation. Propagation vectors ($\overrightarrow{P}$ in Eq. (4)) are computed and applied at each fracture tip to evaluate new ones. New line segments (in 2D) or new surface elements (in 3D) are created between old and new tips.

3.3. Fracture termination

Fracture propagation stops when the fracture reaches its intended final length (i.e. at the maximum number of propagation steps) or when it intersects another fracture or another discontinuity such as a bedding plane. It is also possible to allow crossings. Therefore a truncation probability is used to control the proportion of fractures which terminate on pre-existing mechanical discontinuities. Stopping fractures propagation does not guarantee that the output length distribution exactly matches the input one. This also happens in classical DFN approaches when fractures are post-processed to respect a given hierarchy. We will quantify the bias on fracture length in Section 4. It is however important to note that the sizes of the fractures are often very uncertain since borehole data provides only indirect information and analogs may not be available.

3.4. Extensions to 3D

The application of the method in 3D is based on a description of fractures as rectangles. The best results are obtained using a 2.5D approach for each fractures in which the 2D algorithm is applied along strike and the fracture is extrapolated linearly in the dip direction. Our experiments applying the same propagation rules in both strike and dip directions often yield fractures which have a saddle geometry (Gaussian curvature <0) (Fig. 4(b)).

Author's personal copy

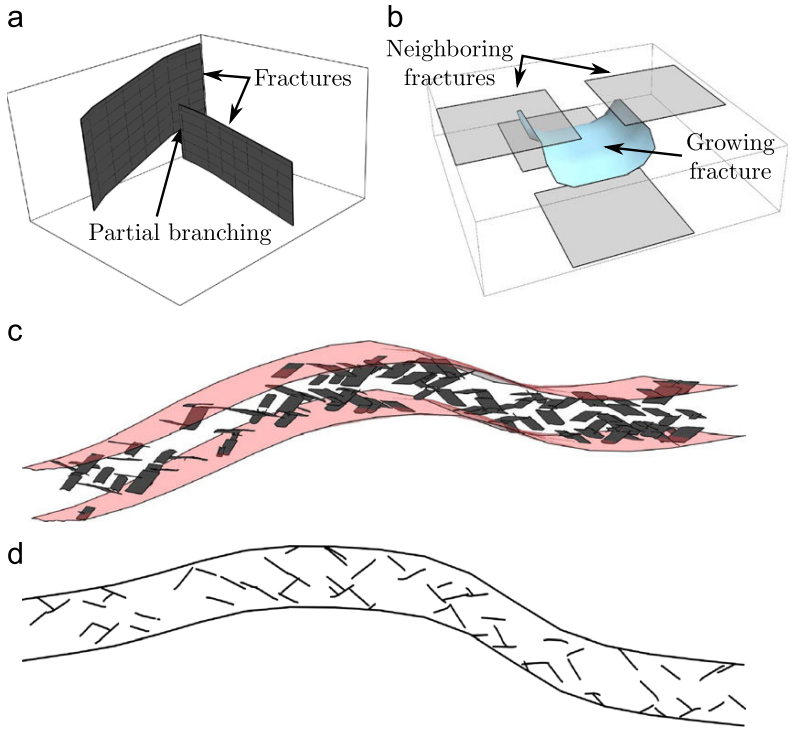


Fig. 4. 3D DFN and saddle geometries – a 3D DFN made of two sets of fractures has been grown in a single layer using the *pseudo-genetic* algorithm. (c) presents a 3D view and (d) presents fracture traces on a cross-section. Because every fractures are in the same layer, we reduce the proportion of partial branching (a) and fracture with negative Gaussian curvature (b).

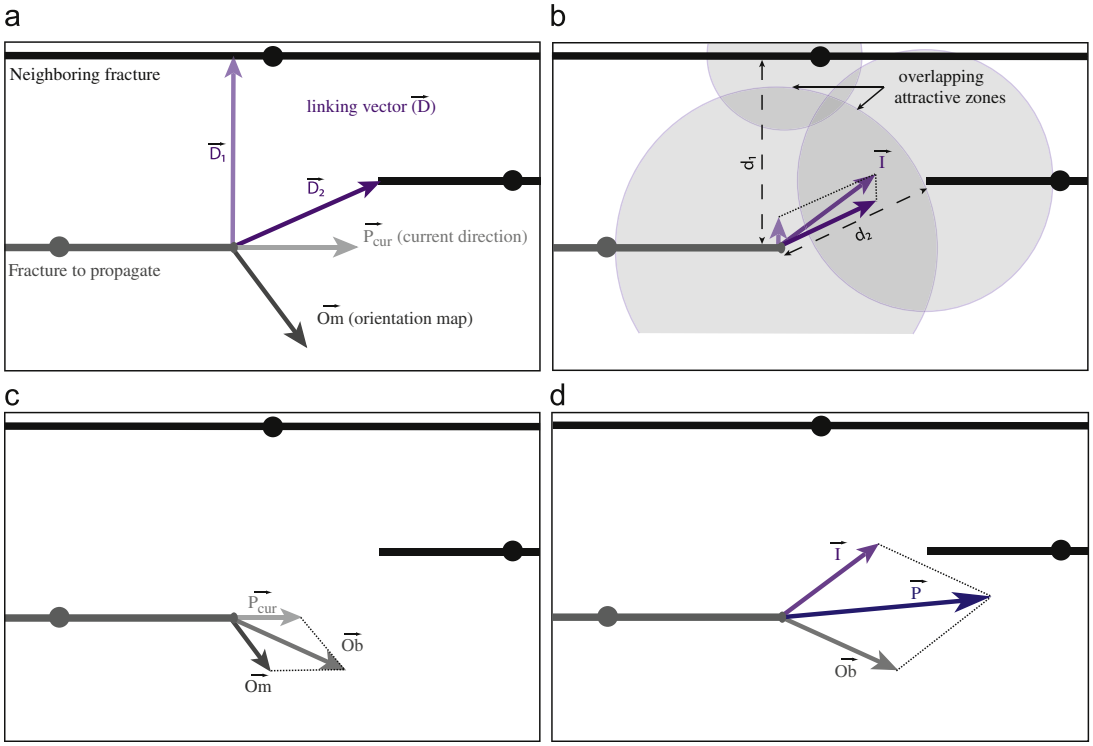


Fig. 5. Propagation vector computation – the propagation vector is a linear combination of a set of vectors (a). Its two main components are the deviation vector (b) and the local stress field vector (c). The deviation vector is computed by resizing the linking vector (Eq. (6)).

Author's personal copy

Another open problem in 3D is the partial branching of fractures, whereby two fractures intersect only a part of the total fracture edge (Fig. 4(a)). In that case it is possible to stop the propagation once the contact is detected.

For these reasons, we consider the algorithm best works when all fractures are seeded in the same layer (Fig. 4(c) and (d)).

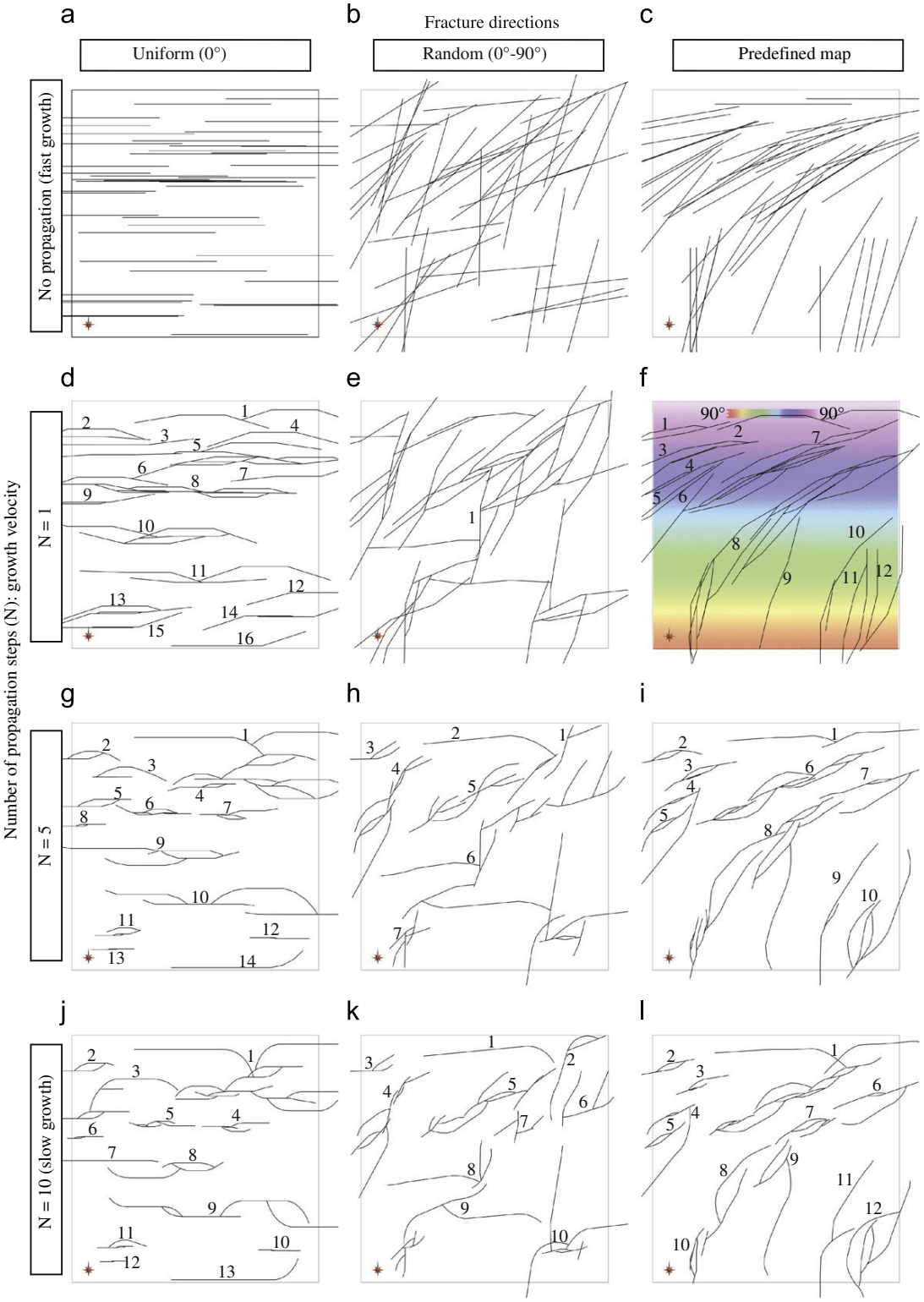


Fig. 6. Sensitivity to growth velocity – tests have been performed running the *pseudo-genetic* method on a horizontal layer with a homogeneous fracture density map. For each fracture, the attraction zone size is set to 33% of the effective fracture size ($r=3$, Eq. (3)) and the coefficient controlling the influence of the background orientation (λ_0, Eq. (4)) has been set to 0.75.

Author's personal copy

4. Examples and sensitivity analysis

The *pseudo-genetic* method sets the global DFN geometry with statistics and calibrates it locally using a fracture growth process. The growth offers three different input parameters which control the fracture geometry:

- The fracture growth velocity (set by the number of propagation steps N).
- The weight of the background orientation vector (set by the weighting factor λ_0, Eq. (4)).
- The attraction zone extent (set by the ratio r, Eq. (3)).

An infinite number of different networks can be generated with the described set of parameters (input statistics and growth parameters). We describe the effect of growth parameters on fracture geometry by selecting few values for each parameter N, λ_0 and r. We consider the corresponding DFN properties qualitatively and quantitatively.

4.1. DFN qualitative study: 2D-Example

In this part, visual criteria are used to describe output DFN geometries. We particularly focus on fracture length, bending, and on the number of clusters. Fig. 6(a)–(c) shows fracture networks obtained by classical DFN simulations (without growth), which is our reference case to study the effect of fracture growth on input statistics and fracture clustering. Fig. 6(a) shows a DFN made of parallel planar fractures with no connection. This is unrealistic regarding the fracture growth principles described in Section 2. On the contrary, Fig. 6(b) and (c) shows DFNs for which almost all fractures are connected to at least another fracture. Those are not realistic either because fracture geometry is set independently for each fracture without considering any interactions between fractures. A lot of fractures are intersecting one or several others without being affected.

Increasing the number of propagation steps (N) leads to an increase in the number of times the fracture interactions are evaluated. Fig. 6(d), (g) and (j) shows how N impacts the fracture geometry on a planar DFN with a constant orientation. When N

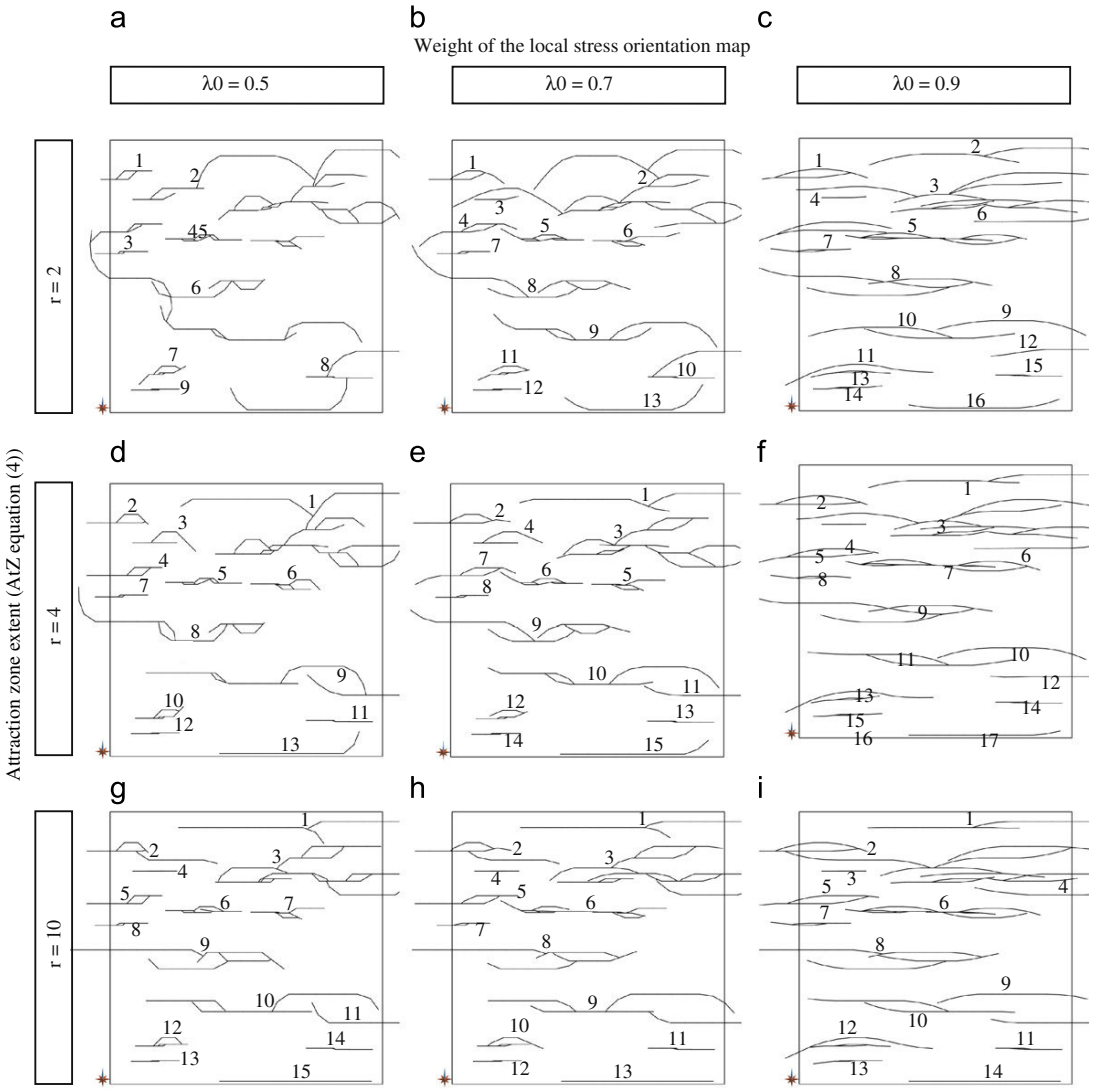


Fig. 7. Sensitivity to the attraction zone size and to the local orientation factor (λ_0, Eq. (4)) – tests have been performed running a five-propagation-step simulation with a uniform direction and a homogeneous fracture density map.

Author's personal copy

increases, fracture bending increases as well as fracture interconnections. Thus, the number of clusters decreases. In Fig. 6(e), (h), (k) and (f), (i), (l), an increase of N has the same effect on fracture bending, but the number of clusters tends to increase when compared to planar DFNs. This can be explained because we stop fracture growth when the fracture is branching on another one. Then, one fracture cannot cross several fractures.

The number of propagation steps (N) influences fracture interactions. Fracture deviation is computed at each propagation step, so deviation effects compound. As a result, fracture geometries may be strongly curved with high value of N. Fig. 7 further explores the effect of attraction zone extent (r), and the weighting factor setting the influence of these fractures in the deviation computation (λ_0). When r increases, the deviation is computed from closer fractures reducing curvature of fractures and changing the overall connectivity of the network for fixed fracture centers. When λ_0 increases, the deviation effect is reduced, leading to more linear fractures.

From Figs. 6 and 7, we can observe that growth parameters impact fracture bending and branching. A branching contact between two fractures stops the growth. As a consequence, fracture length is reduced, the number of fractures per cluster increases and the number of clusters decreases.

4.2. DFN quantitative study

The algorithm parameters have a direct impact on the fracture network emergent parameters such as connectivity or size of non-fractured blocks. Over a large number of DFN realizations, it is possible to quantify how such fractures evolve with input growth parameters. Therefore, we have generated three different kinds of DFNs and compared their statistics on hundred realizations. Each DFN is composed of vertical fractures simulated on a homogeneous fracture density map and constrained by input parameters as summarized in Table 1. The order of magnitude spanned by distributions of natural fracture network is very large (e.g. 10–100 m). In these examples, we chose a narrow uniform length distribution law (from 15 to 35 m) to perform a visual study of fracture interactions.

Table 1
DFN simulation parameters.

Case	Method	Azimuth distribution	Length distribution	Number of growth steps	λ_0 (Eq. (4))	Attraction zone ratio
1	Planar	Uniform (80–100°)	Uniform (15–35 m)	–	–	–
2	Pseudo-genetic			5	0.9	4
3	Pseudo-genetic			5	0.7	2

Table 2
DFN statistics.

Case	Total number of fractures	Average number of clusters per DFN	Average number of intersections per fracture I_f	Mean fracture length (m)	Percolation parameter (p)
1	642	609	0.05	25.0	6.42
2	642	298	1.15	19.5	3.90
3	642	191	1.70	15.6	2.50

4.2.1. Quantitative study of fracture properties

Statistics on DFN properties evaluated from cases 2 and 3 (Table 1) are compared to those from classical DFN simulation which perfectly honors input statistics (case 1, Table 1). Fig. 9 and Table 2 gather the results of the three different cases in terms of fracture (length, azimuth) and fracture network parameters (average number of clusters per DFN, connectivity). The bending of fractures slightly spreads input azimuth distribution but the principal direction is kept (Fig. 9(c)). The main impact of the method is to decrease the length of fracture because of the growth inhibition due to fracture interactions (Fig. 9(b) and (c)). We observe that this bias of length is higher when the range of the input length distribution is wider. A possible strategy to alleviate this truncation effect could be to continue the propagation of lager fractures when they intersect smaller ones.

Because the *pseudo-genetic* method changes the fracture length distribution (creating smaller fractures), it is worth checking the fracture density map for possible bias. The DFNs presented here are simulated from a homogeneous fracture density map, and should therefore reproduce a random object implantation (Stoyan et al., 1995), and E-types obtained from *pseudo-genetic* simulations should be homogeneous. Three thousand simulations have been performed for each case (Table 1) and the E-types were built (Fig. 8) by rasterizing each fracture trace on the Cartesian grid and computing the experimental probability for each grid cell to be intersected by a fracture. They show that the method reproduces a homogeneous fracture density map. However, the density values observed for the E-type of planar DFNs (Fig. 8(a)) are higher than the ones obtained with the *pseudo-genetic* method (Fig. 8(b) and (c)). To reduce this bias we are working on a method in which fractures will be implanted and grown until the expected density is reached.

4.2.2. Quantitative study of fracture connectivity

Connectivity is a crucial parameter to investigate because of its direct impact on fluid flow. It can be defined locally as a two point connectivity (Renard et al., 2011) or at global scale following the percolation concept. Robinson (1983, 1984) found that the right

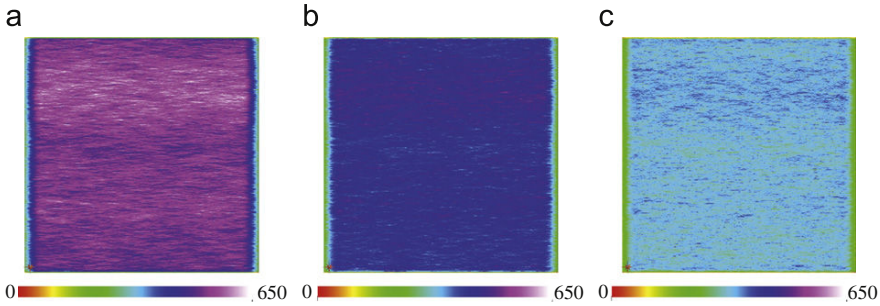


Fig. 8. E-types built from 3000 DFN simulations (a) case 1, (b) case 2 and (c) case 3.

Author's personal copy

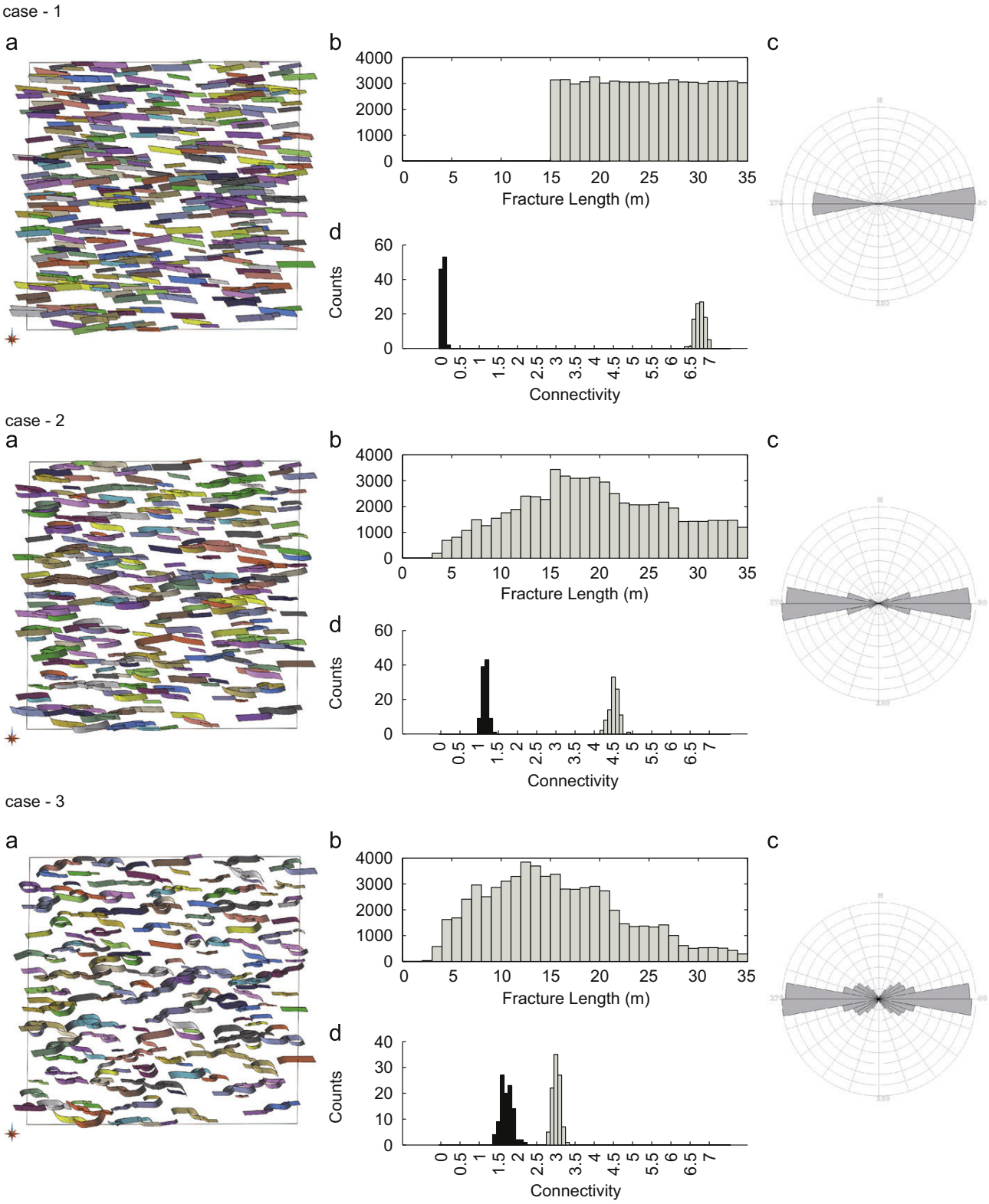


Fig. 9. DFN quantitative study. Three sets of one hundred DFNs have been simulated, from input data given in Table 1. For each of the three cases (a) shows the geometry of the clusters (highlighted by the color map) and the fractures in one DFN; (b) shows statistics on fracture length; (c) shows statistics on fracture azimuth and (d) shows statistics on connectivity. The black distribution illustrates the average number of intersections per fracture (I_f) and the gray one illustrates the percolation parameter (p). Fracture length decreases when the number of clusters decreases. The number of intersections per fracture and so the number of fractures per cluster increases with fracture bending, whereas the percolation parameter tends to decrease because of the growth inhibition due to fracture interactions. Compared to planar DFNs, those generated by the *pseudo-genetic* method do not reproduce perfectly input statistics, but the number of interconnections between fractures underline a higher connectivity. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Author's personal copy

invariant to quantify the fracture network connectivity is the average number of intersections per fracture I_f (Table 2). He computes a percolation threshold of approximatively 3.6 intersections per fracture. This result has been computed independently of any orientation anisotropy. It means that even if the fracture network presents a preferred strike or orientation, if the average number of intersections per fracture exceeds 3.6, at least one connected fracture swarm crosses the model. Bour and Davy (1997, 1998) propose a unique percolation parameter p (Eq. (7)) to describe the network connectivity

$$p = \left(\sum_{i=1}^{n} l_i^3\right)/V \tag{7}$$

where n is the total number of fractures in the network, l_i the fracture length and V the volume of the system. The parameter p represents the effective connectivity of the network. The proportion of fractures inside the volume of interest is evaluated. Considering planar fractures with random orientations, Bour and Davy (1998) define a length and a density parameter to fix an effective connectivity. Bour and Davy (1997, 1998) compute the percolation threshold which has to be calibrated for a non-random strike distribution law.

Table 2 quantifies the network connectivity for the cases presented in Table 1. For each case, we start from the same length distribution law, fracture density map, and seed to initialize the Poisson point process. As a consequence, the same number of fractures is simulated. For cases 1–3 parameters are set in order to increase the fracture bending. This also reduces the number of clusters and increases the average number of intersections per fracture I_f. Compared to planar DFN simulation, the *pseudo-genetic* method considerably increases fracture intersection probability and creates DFNs closer to the percolation threshold proposed by Robinson (1983, 1984). However, we observe a diminution of the percolation parameter (p) when the number of connections per fracture increases. This is due to the linking process that stops the growth process and underestimates both the length distribution law and the fracture density map.

In a fracture network, both the number of connections and the fracture density have an impact on the connectivity. De Dreuzy et al. (2001) and Davy et al. (2010) perturb fracture length distribution law and density parameters to enhance fracture interconnections and so rock permeability. Our method allows an increase in interconnections even if we simulate fractures with preferred orientation. The early stop of fracture growth brings bias to the length distribution law and the fracture density map. We are currently working on this problem because it impacts connectivity and fluid flow.

5. Conclusion

A stochastic approach enables the building of a large set of DFN constrained by statistics from field observations. It is difficult to characterize these models because we have no algebraic parameters to quantify DFN quality. In this work we test how simulated DFN honor conditioning data, particularly by considering fracture parameters distribution law. Our method relies on a *pseudo-genetic* simulation to generate DFNs. It increases the consistency with natural analogs but does not perfectly honor conditioning statistics. However, the huge uncertainties associated to input statistics justify their approximation. In the spirit of Barbier et al. (2012) who propose a parameter to characterize fracture spacing, new tools have to be implemented to improve DFN characterization. Most of the authors propose the assumption of planar fractures. This underestimates the proportion of linking structures and acts on DFN parameters especially in terms of connectivity and flow. However, we have shown that taking albeit approximately the fractures interaction and sinuosity into account has a significant impact on connectivity measures. The natural reservoir connectivity is difficult to estimate and to use as conditioning data.

That is why an important further step would be to calibrate parameters with dynamic data.

Finally, more research needs to incorporate genetic concepts in DFN simulation to bridge the gap between approaches in characterization of fractured rocks.

Acknowledgments

The authors are grateful to the academic and industrial sponsors of the Gocad Consortium managed by ASGA (Association Scientifique pour la Géologie et ses Applications) for funding this work, and to Paradigm Geophysical for providing the Gocad software and API. We would also like to thank reviewers for constructive comments which helped improve this paper. This work was performed in the framework of the "Investissements d'avenir" Labex RESSOURCES21 (ANR-10-LABX-21).

References

Amorim, R., Boroumand, N., Vital Brazil, E., Hajizadeh, Y., Eaton, D., Costa Sousa, M., 2012. Interactive sketch-based estimation of stimulated volume in unconventional reservoirs using microseismic data. In: ECMOR XIII-13th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery.

Atkinson, B., 1982. Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications. Journal of Structural Geology 4 (1), 41–56.

Atkinson, C., Craster, R., 1995. Theoretical aspects of fracture mechanics. Progress in Aerospace Sciences 31, 1–83.

Barbier, M., Hamon, Y., Callot, J., Floquet, M., Daniel, J., 2012. Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir: the Madison formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). Marine and Petroleum Geology 29 (January (1)), 50–67.

Bour, O., Davy, P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. Water Resources Research 33, 1567–1583.

Bour, O., Davy, P., 1998. On the connectivity of three-dimensional fault networks. Water Resources Research 34 (10), 2611–2622.

Bourne, S., Brauckmann, F., Rijkels, L., Stephenson, B., Weber, A., Willemse, E., 2000. Predictive modelling of naturally fractured reservoirs using geomechanics and flow simulation. In: The Ninth Abu Dabi International Petroleum Exhibition and Conference (ADIPEC 0911), pp. 1–10.

Chilès, J., 2005. Stochastic modeling of natural fractured media: a review. In: Leuangthong, O., Deutsch, C.V. (Eds.), Geostatistics Banff 2004 of Quantitative Geology and Geostatistics, vol. 14. Springer, pp. 285–294.

Cooke, M., Underwood, C., 2001. Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening. Journal of Structural Geology 23, 223–238.

Cowie, P., Shipton, Z., 1998. Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. Journal of Structural Geology 20 (8), 983–997.

Davy, P., Le Goc, R., Darcel, C., Bour, O., De Dreuzy, J., Munier, R., et al., 2010. A likely universal model of fracture scaling and its consequence for crustal hydromechanics. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth 115, B10411.

De Dreuzy, J., Davy, P., Bour, O., 2001. 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), 2079–2095.

DeGraff, J., Aydin, A., 1987. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and directions of joint growth. Geological Society of America Bulletin 99, 607–617.

Dershowitz, W., 1984. Rock Joint Systems. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.

Dershowitz, W., La Pointe, P., Doe, T., et al., 2004. Advances in discrete fracture network modeling. In: Proceedings of the US EPA/NGWA Fractured Rock Conference, Portland, pp. 882–894.

Dowd, P., Xu, C., Mardia, K., Fowell, R., 2007. A comparison of methods for the stochastic simulation of rock fractures. Mathematical Geology 39 (7), 697–714.

d'Alessio, M., Martel, S., 2004. Fault terminations and barriers to fault growth. Journal of Structural Geology 26, 1885–1896.

Freudenreich, Y., del Monte, A., Angerer, E., Reiser, C., Glass, C., 2005. Fractured reservoir characterisation from seismic and well analysis: a case study. In: 67th EAGE Conference & Exhibition, Madrid, Spain, 13–16 June, pp. 1–4.

Gringarten, E., 1998. FRACNET: stochastic simulation of fractures in layered systems. Computers & Geosciences 24 (8), 729–736.

Author's personal copy

Hoffmann, W., Dunne, W., Mauldon, M., 2004. Probabilistic–mechanistic simulation of bed-normal joint patterns. In: Cosgrove, J., Engelder, T. (Eds.), The Initiation, Propagation and Arrest of Joint and Other Fractures. Geological Society, vol. 231. Special Publication, London, pp. 269–284.

Jing, L., 2003. A review of techniques, advances and outstanding issues in numerical modelling for rock mechanics and rock engineering. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 40, 283–353.

Kim, Y.-S., Peacock, D., Sanderson, D., 2004. Fault damage zones. Journal of Structural Geology 26, 503–517.

Kloppenburg, A., Alzate, J., Charry, G., 2003. Building a discrete fracture network based on the deformation history: a case study from the Guaduas Field, Colombia. In: The Eighth Simposio Bolivariano, Cartagena, Colombia, 21–24 September, pp. 1–4.

Macé, L., June 2006. Caractérisation et modélisation numérique tridimensionnelles des réseaux de fractures naturelles: application au cas des réservoirs. Ph.D. Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine.

Macé, L., Souche, L., Mallet, J.-L., October 2004. 3D fracture modeling integrating geomechanics and geologic data. In: AAPG International Conference & Exhibition, Cancun, Mexico, pp. 1–6.

Maerten, L., Pollard, D., Karpuz, R., 2000. How to constrain 3-D fault continuity and linkage using reflection seismic data: a geomechanical approach. AAPG Bulletin 84 (9), 1311–1324.

Olson, J., 1993. Joint pattern development: effects of subcritical crack growth and mechanical crack interaction. Journal of Geophysical Research 98 (B7), 12251–12265.

Pollard, D., Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin 100, 1181–1204.

Priest, S., Hudson, J., 1976. Discontinuity spacings in rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts 13, 135–148.

Renard, P., Straubhaar, J., Caers, J., Mariethoz, G., 2011. Conditioning facies simulations with connectivity data. Mathematical Geosciences 43, 879–903.

Renshaw, C., Pollard, D.D., 1994a. Are large differential stresses required for straight fracture propagation paths? Journal of Structural Geology 16 (6), 817–822.

Renshaw, C.E., Pollard, D.D., 1994b. Numerical simulation of fracture set formation: a fracture mechanics model consistent with experimental observations. Journal of Geophysical Research 99, 9359–9372.

Robinson, P.C., 1983. Connectivity of fracture systems—a percolation theory approach. Journal of Physics A: Mathematical and General 16 (3), 605–614.

Robinson, P.C., 1984. Numerical calculations of critical densities for lines and planes. Journal of Physics A: Mathematical and General 17, 23–28.

Scholz, C., Dawers, N., Yu, J., Anders, M., Cowie, P., 1993. Fault growth and fault scaling laws: preliminary results. Journal of Geophysical Research 98, 21951–21961.

Srivastava, R., Frykman, P., Jensen, M., 2005. Geostatistical simulation of fracture networks. In: Leuangthong, O., Deutsch, C.V. (Eds.), Geostatistics Banff 2004 of Quantitative Geology and Geostatistics, vol. 14. Springer, pp. 295–304.

Stoyan, D., Kendall, W., Mecke, J., 1995. Stochastic Geometry and its Applications. John Wiley & Sons, New York.

Tuckwell, G., Lonergan, L., Jolly, R., 2003. The control of stress history and flaw distribution on the evolution of polygonal fracture networks. Journal of Structural Geology 25 (August (8)), 1241–1250.

Vermilye, J., Scholz, C., 1998. The process zone: a microstructural approach view of fault growth. Journal of Geophysical Journal B: Solid Earth 103 (B6), 12223–12237.

Welch, J., Davies, R., Knipe, R., Tueckmantel, C., 2009. A dynamic model for fault nucleation and propagation in mechanically layered section. Tectonophysics 474, 473–492.

Will, R., Archer, R., Dershowitz, B., 2004. A discrete fracture network approach to conditioning petroleum reservoir models using seismic anisotropy and production dynamic data. In: SPE Annual Technical Conference and Exhibition (SPE 90487), Houston, Texas, USA, 26–29 September, pp. 2843–2857.

Améliorations du processus de croissance et de coalescence

Depuis les travaux publiés dans *Computers & Geosciences* [Bonneau et al., 2013], nous avons apporté quelques améliorations au processus de croissance radiale des fractures. La propagation des fractures est maintenant combinée au processus d'implantation séquentielle. Cette amélioration permet alors de contrôler l'organisation hiérarchique et les corrélations spatiales entre objets d'une part, et les cohérences géométriques des structures liées à la coalescence des objets d'autres part. La simulation stochastique de DFNs fait tout d'abord appel au processus d'implantation séquentielle qui positionne des fractures planes de façon hiérarchique. Dès lors, la chronologie d'initiation et de croissance des fractures est spécifiée. Dans un second temps, le DFN est repositionné dans un état "initiale" et les objets planaires précédemment simulés sont implantés, propagés et réorientés progressivement suivant une méthode similaire à celle présentée par Bonneau et al. [2013].

Pendant le processus de croissance, l'impact des fractures sur la roche environnante (e.g. zone d'ombre, zone d'accumulation des contraintes) est modélisé par deux ellipses imbriquées (fig. 2.2). Les interactions entres fractures responsables de la réorientation des fractures sont évaluées par la quantification des recoupements entre les zones d'accumulations des contraintes. À chaque étape de croissance, toutes les fractures interagissant avec l'objet en croissance sont sélectionnées en utilisant une partition régulière de l'espace que l'on parcourt en utilisant un algorithme de recherche connu sous le nom de *Bucket sort* [Corwin and Logar, 2004]. Une fracture (e.g. *Fracture B*, fig. 2.3) interagit avec une autre fracture qui se propage (e.g. *Fracture A*, fig. 2.3) si une partie de cette première (*fracture B*) est contenue dans la zone d'accumulation des contraintes de la dernière (*Fracture A*, fig. 2.3 (a)). Dès lors, la partie de la *Fracture B* agissant sur la croissance de la *Fracture A* est matérialisée par son barycentre. L'angle de déviation maximal (D_{max}) et l'axe de rotation sont ainsi définis (fig. 2.3). Dans le cas où plusieurs objets induisent des réorientations contradictoires sur la même fracture, seul l'impact de la plus grande fracture sera considéré. La justification de ce choix se base sur le fait que la fracture la plus grande perturbe le plus le champs de contraintes [Lyakhovsky, 2001]. La prise en compte des autres hétérogénéités de la roche se fera via un heuristique statistique. Ainsi, l'angle de déviation est tiré aléatoirement dans la loi de distribution Gaussienne de moyenne 0 et d'écart type $\frac{D_{max}}{3}$ ($G\{0, \frac{D_{max}}{3}\}$), loi tronquée définie entre $[0; D_{max}]$.

À l'instar de Srivastava et al. [2005], Henrion [2011], Bonneau et al. [2013], la croissance des fractures se termine lors que ces dernières atteignent la longueur qui leur aura été attribuée lors du processus d'implantation séquentielle. Cependant, la croissance d'une fracture peut être stoppée prématurément par une autre fracture. En effet, l'intersection physique des fractures stoppe la croissance réduisant ainsi les configurations où les fractures se traversent. De même, une fracture entièrement incluse dans la zone d'ombre d'une autre stoppera sa croissance au profit de la fracture qui l'aura inhibée. Ces processus d'arrêts prématurés de la propagation des fractures auront un impact sur la loi de distribution caractérisant la longueur des fractures ainsi que sur le p32. L'algorithme de propagation accepte une croissance asymétrique des objets permettant de minimiser ces perturbations. Nous prévoyons par la suite de mené une étude quantifiant l'impact de cette méthode utilisant conjointement une implantation séquentielle et une propagation radiale des fractures sur les propriétés de percolations des DFNs.

2.4 Simulation de DFNs contraints par la chronologie des événements tectoniques

Dans cette partie nous illustrerons la simulation stochastique pseudo-génétique précédemment décrite. Lorsque plusieurs familles de fractures sont identifiées. Chaque famille est alors

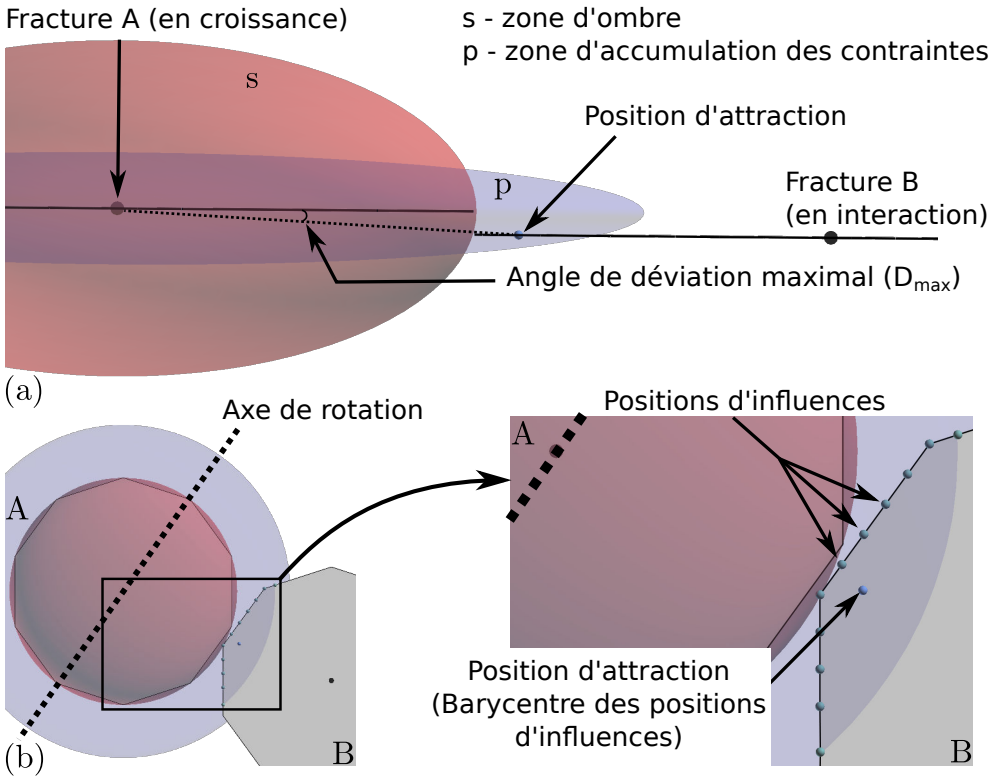


FIGURE 2.3 – CROISSANCE RADIALE ET RÉORIENTATION DES FRACTURES. – (a) Vue de dessus d'une fracture en croissance (fracture A) interagissant avec la fracture B. (b) Chaque interaction est réduite à un problème en deux dimensions individualisant la valeur de déviation maximale D_{max} (angle signé) et l'axe de rotation A.

associée à un événement tectonique que nous simulerons chronologiquement. Les fractures qui auront été simulées lors des premiers événements tectoniques seront alors considérées comme des hétérogénéités influençant la simulation des fractures plus jeunes.

La simulation pseudo-génétique assure une hiérarchie à deux niveaux des DFNs (algorithme (1)). Elle permet, dans un premier temps, d'assurer la cohérence géologique d'un réseau de fractures contenant plusieurs familles distinctes de chronologie relative connue. Elle assure, dans un second temps, la consistance géométrique locale entre les fractures issues du même événement de fracturation en se basant sur leur chronologie d'apparition. Pour ce faire, on suppose que les objets les plus grands sont antérieurs et influencent la genèse des plus modestes. Cette approche simule les fractures famille par famille à partir de leur description caractéristique. Chaque famille est simulée avec une méthode stochastique intégrant des proxies géométriques mimant l'implantation et la croissance progressive des fractures. L'histoire des déformations subies par le volume se doit d'être prise en compte lors de la caractérisation des familles de fractures et lors de la simulation pour proposer un modèle géologique cohérent. Le but final est de reproduire l'organisation hiérarchique du réseau issu de l'histoire tectonique. Nous illustrerons cette approche sur l'anticlinal de *Split Mountain (Utah, USA)*.

2.4.1 L'anticlinal de Split Mountain

L'anticlinal de *Split Mountain* est un relief appartenant aux *Uinta Mountains* situé à l'est de l'Utah (USA). C'est un massif fracturé constitué de trois familles majeures dans une structure anticlinale basculée d'axe Est-Ouest (fig. 2.4). Il a fait l'objet d'un grand nombre d'études et son histoire tectonique est finalement bien connue. Son réseau de fractures a

Entrée: (1) *liste_de_simulateur* : Liste de simulateurs stochastique de fractures (un par famille de fractures). Chacun possède les informations géométriques caractérisant la famille de fractures.
(2) *chronologie* : Chronologie relative des événements de fracturation.
Sortie : Un modèle de DFN honorant la hiérarchie issue de l'histoire tectonique

```
Initialize(DFN);
liste_de_simulateurs → Trier(chronologie);
foreach simulateur_i in liste_de_simulateurs do
    DFN_famille_i ← ∅;
    DFN → Initialize(DFN_famille);
    position_potentielles_de_fracture_i ← simulator →
    Poisson_Point_Process(DFN_family_j)_{0<j≤i};
    foreach position in position_potentielles_de_fracture_i do
        if DFN → Accepte(position) then
            fracture ← simulateur_i → Fracture_Simulation();
            DFN_famille_i → Ajoute(fracture);
        end
    end
    DFN_famille → troncation par les fractures plus vieilles;
    if déformation postérieure then
        correction géométrique;
    end
end
```

Simulation de DFNs contrainte par la chronologie des événements tectoniques
Algorithm 1: .

été largement décrit et sert souvent d'analogue de terrain [Stone, 1993, Silliphant et al., 2002, Wilkins and Gross, 2002, Bellahsen et al., 2006, Dorsey et al., 2007]. La fracturation de l'anticlinal passe par trois événements de fracturation majeurs qui sont à l'origine des trois familles de fractures. La caractérisation et la chronologie relative de ces familles ont été résumés par Sassi et al. [2012].

La première famille est antérieure au plissement et contient des fractures verticales (perpendiculaires à la stratigraphie) , orientées N100-N120 et réparties uniformément. La deuxième famille de fractures est antérieure au plissement mais postérieure à la première. Elle est constituée de fractures perpendiculaires à la stratigraphie, orientées N040-N060 et elles aussi sont réparties uniformément. Finalement, la dernière famille est contemporaine du plissement et fait apparaitre des fractures sur l'extrados de l'anticlinal. La caractérisation géométrique des fractures révèle une orientation globale des fractures similaires à celle de la première famille (pendage perpendiculaire à la stratigraphie et direction N110-N130). Cependant, la distribution spatiale des fractures se concentre en surface, là où la déformation liée au plissement est la plus intense.

2.4.2 Simulation stochastique hiérarchique et séquentielle d'un DFN constitué de trois familles

Cette section utilise l'approche pseudo-génétique par implantation séquentielle suivant la chronologie des événements de fracturation (algorithme (1)). Les simulateurs de chaque familles de fractures simuleront des objets caractérisés par des lois de distributions globales issues de la caractérisation géométrique des fractures sur le terrain (section 2.4.1). La famille de fractures la plus ancienne est simulée en tirant aléatoirement les paramètres d'orientation des fractures dans une loi uniforme comprise entre les valeurs N100 et N120. Ces objets sont

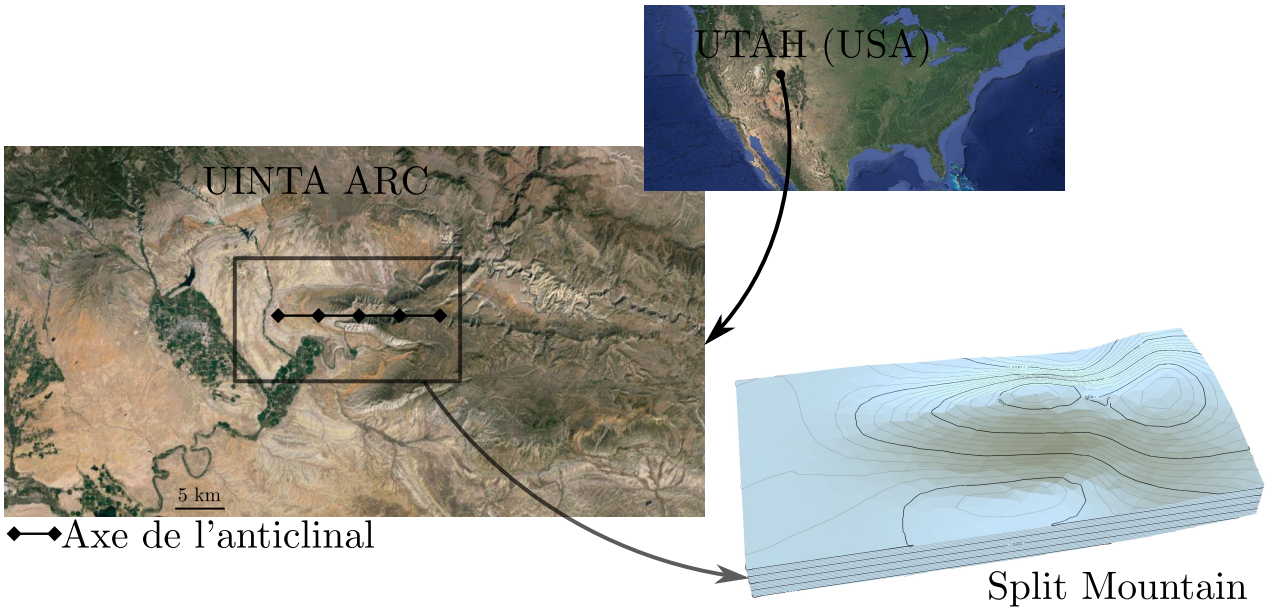


FIGURE 2.4 – LOCALISATION DE L'ANTICLINALE DE *Split Mountain*. – Anticlinale fracturé d'axe Est-Ouest ayant basculé vèrs l'ouest.

positionnés à l'aide d'un processus de Poisson uniforme réalisé de façon séquentielle (fig. 2.5 (a)). Le processus d'implantation est réalisé en 20 séquences et implante 10 fractures par séquence. La sélection des centres de fracture est orientée par la position, l'étendue (fig. 2.2 $\alpha_s = 1$, $\alpha_p = 2$, $\beta_s = 1$ et $\beta_p = 0.5$) et l'influence des zones d'ombre et d'accumulation des contraintes autour des fractures déjà simulées. Dans le cas présent, une fracture dont le centre a été tiré dans une zone d'accumulation des contraintes a :

1. 10 fois plus de chance d'être sélectionnée que si elle est hors de toute zone particulière ($h = 10$,section 2.2) ;
2. 100 fois plus de chance d'être sélectionnée que si elle est dans une zone d'ombre ($g = 10$,section 2.2).

Le deuxième simulateur s'appuie sur la simulation de la famille de fractures la plus ancienne pour simuler ses objets. L'approche est la même que pour la première famille mais la simulation séquentielle considère les fractures progressivement simulées par le simulateur actuel et les fractures simulées par le simulateur précédent (fig. 2.5 (b)). On observe des fractures dont la géométrie correspond à celle décrite par la caractérisation de la deuxième famille, positionnées aux extrémités des fractures de la première famille. De même pour les objets simulés par le troisième simulateur (fig. 2.5 (c)). Ici, la distribution initiale n'est pas uniforme et prévoit un réseau plus dense le long de l'axe de l'anticlinal (section 2.4.1).

Le DFN de la fig. 2.5 (c) présente des fractures verticales. Or, la description géométrique des objets précise que les fractures sont perpendiculaires à la stratigraphie. Une dernière étape consiste à réorienter les fractures par rapport à la stratigraphie. La correction est évaluée localement par l'initialisation d'un quaternion (fig. 2.6 (a)). Ce nombre hypercomplexe est initialisé à partir du vecteur normal à la stratigraphie avant déformation (vertical) et la normale à la stratigraphie après déformation (dans l'état actuel). Ce procédé permet de quantifier les déformations simples (rotations) à appliquer aux fractures pour qu'elles aient un pendage consistant avec une stratigraphie simplement plissée ou basculée (fig. 2.6 (b)). Cependant, la description statistique des orientations des fractures de la famille la plus jeune ne peut raisonnablement pas être faite par une loi globale. En effet, cette dernière étant liée au plissement, la distribution des contraintes à l'origine de ces fractures n'est pas stationnaire et varie en fonction de l'espace. Une façon de prendre en compte cette non-stationnarité serait de

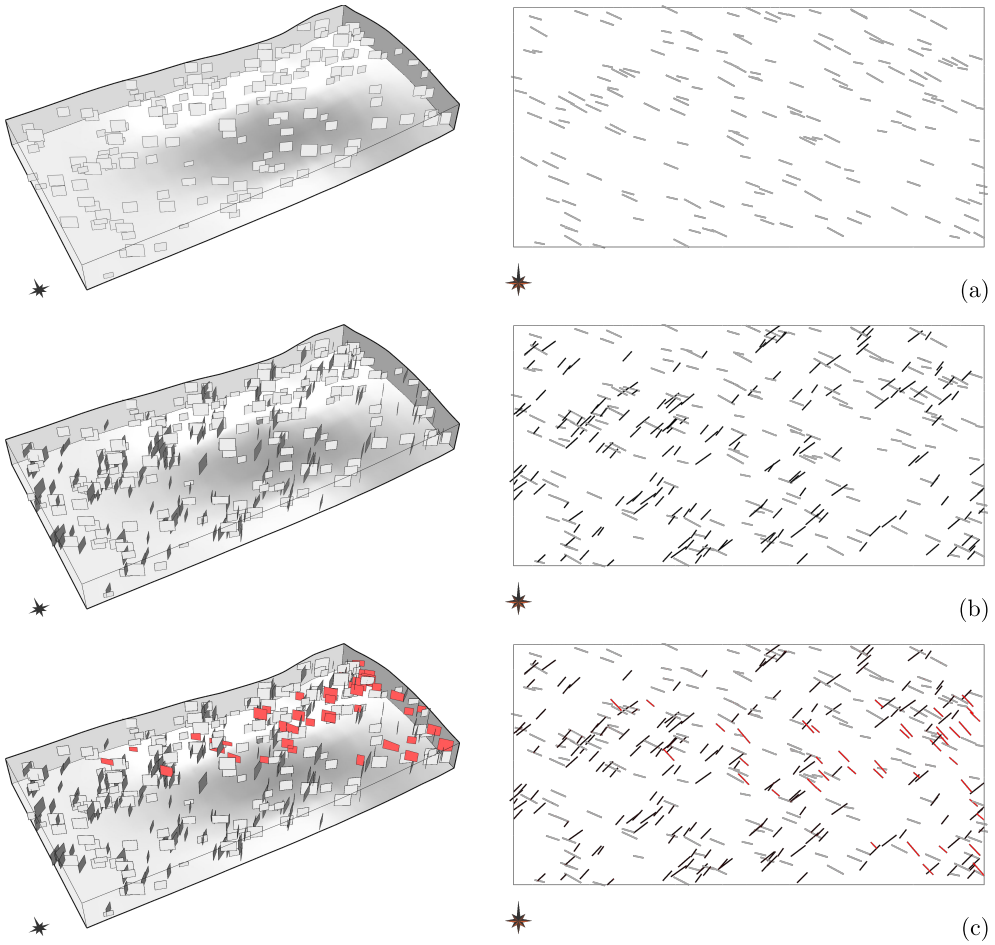


FIGURE 2.5 – SIMULATION STOCHASTIQUE HIÉRARCHIQUE ET SÉQUENTIELLE D'UN DFN. – Simulation des trois événements de fracturation à l'origine du réseau de fractures de *Slit Mountain*. Chaque simulation reproduit une famille caractérisée par une étude statistique de la géométrie des fractures. La chronologie est respectée par le processus de simulation. La famille plus ancienne étant simulée en première (a) puis la famille intermédiaire (b) et enfin la plus jeune (c). La simulation séquentielle prenant en compte les fractures précédemment simulées pour, on stimule la production d'une organisation hierarchique du DFN.

réaliser une étude plus précise pour définir une carte de distribution locale des orientations des fractures. Dans la section suivante nous explorerons une autre approche utilisant une étude par restauration de l'anticlinal.

2.4.3 Apport de la restauration

La décomposition de l'histoire tectonique d'un volume de roche en événements simples permet d'y restaurer sa paléo-géométrie [Durand-Riard, 2010] et, sous certaines hypothèses, ses paléo-contraintes [Maerten, 2010, Lefranc et al., 2013]. Ces études visent à établir des processus de rétro-déformation pour revenir à l'état de dépôt des couches sédimentaires en respectant des règles cinématiques et géo-mécaniques. Notre approche vise à intercaler la simulation du réseau de fractures au sein de la chronologie relative des différents événements responsables de l'état final du modèle.

Dans le cas de *Split Mountain* la restauration de l'anticlinal passe par une remise à plat de la structure. On calcule le champ de vecteurs de restauration (et de déformation), conformément à la chronologie relative décrite dans la section 2.4.1, à l'aide d'une méthode de restauration

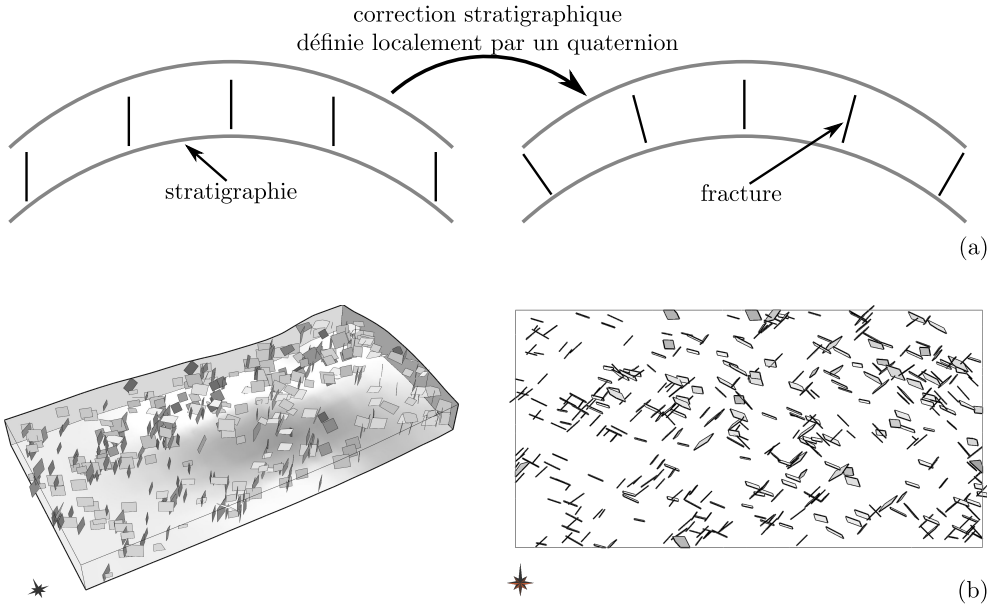


FIGURE 2.6 – CORRECTION STRATIGRAPHIQUE DE L'ORIENTATION DES FRACTURES. – (a) La correction stratigraphique est calculée par l'intermédiaire d'un quaternion initialisé à partir de la normale à la stratigraphie à deux états de déformation différents. La correction stratigraphique est appliquée au modèle présenté en fig. 2.5 (c) pour obtenir le modèle (b) consistant avec la stratigraphie de l'anticlinal de Split Mountain.

séquentielle en 3D décrite par Muron [2005], Durand-Riard [2010], Durand-Riard et al. [2013] (fig. 2.7). Les deux premières familles de fractures sont antérieures au plissement et seront donc simulées dans le modèle restauré. Le processus de simulation stochastique est similaire au processus décrit dans la section 2.4.2. La simulation séquentielle implantera des objets dont la géométrie sera représentative de leur état initial (avant plissement, fig. 2.8).

La dernière famille de fractures, qui est associée au plissement, est simulée tardivement dans le modèle, fig. 2.8 (c). Ici nous avons utilisé un processus de restauration qui remet à plat des horizons implicites [Durand-Riard, 2010], calculant les vecteurs de restauration et en décrivant les paléo-contraintes sous une hypothèse de comportement élastique linéaire [Macé, 2006]. Ces informations peuvent servir à caractériser les paramètres des fractures induites par le plissement. Ici ce sont les fractures en ouverture se développant sur l'extrados de l'anticlinal que nous étudierons.

1. L'orientation des fractures se déduisent de leur mode (ici en ouverture) et de la direction des contraintes maximale ($\vec{\sigma_1}$) et moyenne ($\vec{\sigma_2}$, fig. 1.5) ;
2. La carte densité des fractures associées au plissement peut être estimée en probabilisant localement le critère de rupture à partir de la valeur des contraintes maximales et minimales estimées localement [Macé, 2006].

Suite à ces trois étapes de fracturation, la géométrie des fractures a subi une déformation qui correspond au plissement. La géométrie des fractures doit donc être corrigée appliquant à chaque objet les rotations et les translations définis par les vecteurs de déformation.

2.4.4 Croissance des fractures et correction sur les dimensions

La simulation chronologique de fractures par familles assure la reproduction d'une hiérarchie s'organisant autour des fractures les plus anciennes. La géométrie de chaque objet est représentée par un plan dont les paramètres sont contraints par une caractérisation *a priori* qui se base sur une étude statistique, mécanique et structurale. L'extension de chaque objet doit être ajustée de façon à assurer l'arrêt des fractures les plus jeunes sur les plus anciennes.

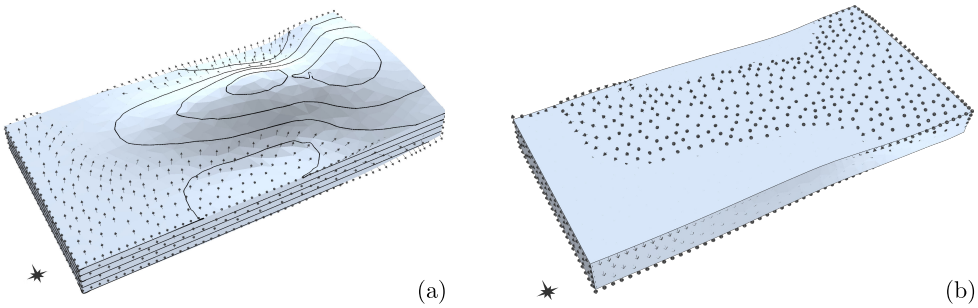


FIGURE 2.7 – RESTORATION DE L'ANTICLINAL DE SPLIT MOUNTAIN. – Le modèle de l'anticlinal est présenté avec les vecteurs de restauration en (a). Le modèle restauré avec les vecteurs de déformation est présenté en (b). Les vecteurs présentés dans cette figure permettent de passer du modèle restauré au modèle déformé.

Ceci peut se faire par une simple troncature ou plus naturellement par l'intermédiaire de l'algorithme de croissance tridimensionnelle (section 2.3) [Bonneau et al., 2013]. Cet algorithme assure la croissance chronologique des fractures en considérant leur voisinage. Il réoriente les structures considérant les recoupements des zones d'accumulation des contraintes, et assure l'arrêt de la propagation des fractures dans les zones où la contrainte a déjà été accommodée. Ceci a un effet non négligeable sur les connections entre les fractures et assure une terminaison consistante des objets selon leur chronologie de développement. Nous avons utilisé cet algorithme sur les deux modèles obtenus en fig. 2.6 (b) en fig. 2.9 (b). Ceci nous a permis de calibrer la géométrie des objets (1) en assurant un arrêt des nouvelles fractures sur les plus anciennes (fig. 2.10 (a)) et (2) en connectant des alignements de fractures (fig. 2.10 (b))

2.5 Conclusion

L'approche développée dans ce chapitre permet d'intégrer des considérations tectoniques et géo-mécaniques dans le processus de simulation stochastique de DFN. Pour ce faire, on se concentre sur la chronologie de la fracturation du réservoir à deux échelles :

- à l'échelle du réseau de fractures en simulant les familles de fractures suivant leur chronologie relative d'apparition ;
- à l'échelle de la fracture en utilisant un processus de croissance et d'implantation séquentielle.

Un tel processus reproduit une hiérarchie telle que les fractures les plus jeunes s'organisent autour des plus vieilles selon un schéma inspiré de concepts géo-mécaniques. On se base sur la modélisation de la perturbation du champ de contraintes à l'aide de deux ellipsoïdes imbriqués pour définir des règles géométriques relatives à l'implantation et à la croissance progressive des fractures. La zone d'accumulation des contraintes en bordure de fractures conditionne une implantation préférentielle et une réorientation des objets. À l'inverse, la zone d'ombre induit une relaxation des contraintes assurant un espacement entre les fractures qui se traduit par une inhibition de leur croissance et de leur implantation. La méthode ne permet pas encore de simuler la réactivation de fractures appartenant à une famille antérieure. L'intégration de cette notion nécessiterait d'être capable d'avoir accès aux lois de distribution décrivant la taille des fractures avant la réactivation ainsi que la proportion de fractures ayant été réactivées. Il serait aussi possible de coupler notre approche avec une méthode de résolution mécanique semblable à celle proposée par Scholtès and Donzé [2012] afin de mieux comprendre la réponse du volume de roche précédemment fracturé à une stimulation mécanique.

L'utilisation de cette approche pseudo-génétique assure la cohérence aux données statistiques caractérisant les fractures et une organisation hiérarchique caractéristique. Les DFNs ainsi simulés s'agglomèrent autour des fractures les plus anciennes formant des amas de frac-

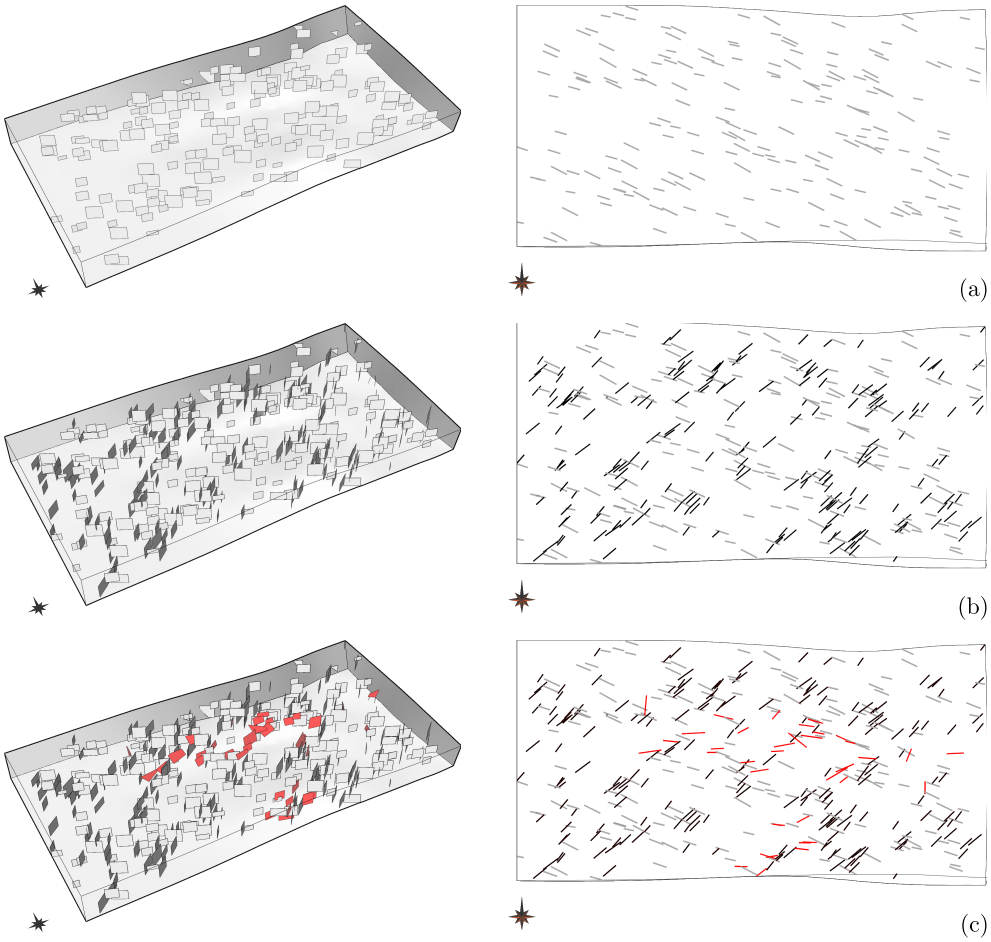


FIGURE 2.8 – APPORT DE LA RESTAURATION DANS LA SIMULATION STOCHASTIQUE HIÉRARCHIQUE ET SÉQUENTIELLE D'UN DFN. – Les deux premières familles de fractures sont simulées dans l'espace restauré suivant notre méthode de simulation séquentielle stochastique. La chronologie relative des événements est aussi respectée simulant la famille de fractures plus ancienne (a) puis la seconde (b) et, finalement, la troisième (c). Ici, on a caractérisé la géométrie des fractures de l'extrados de l'anticlinale par une étude géomécanique déduite de la restauration (c).

tures plus ou moins connectées. Nous avons aussi montré que l'organisation globale du réseau de fractures impacte directement la connectivité et la percolation du réseau de fractures. Les DFNs utilisant les proxies géométriques mimant la mécanique de la fracturation auraient donc un comportement dynamique très différent de ceux simulés par un processus purement stochastique. Nous verrons dans le chapitre suivant comment prendre en compte des données issues du fonctionnement dynamique du réservoir pour mieux contraindre la simulation stochastique de DFN.

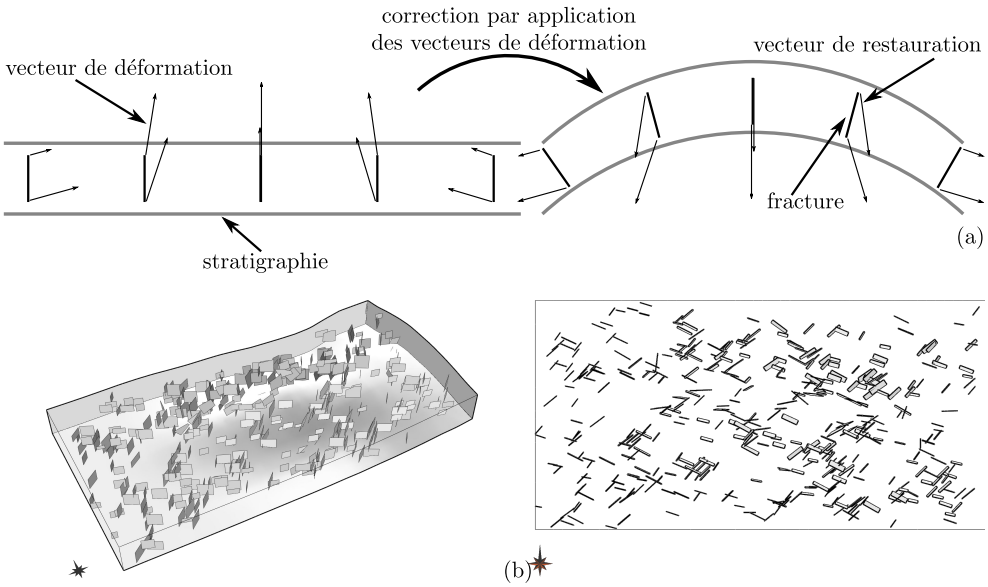


FIGURE 2.9 – CORRECTION DE LA GÉOMÉTRIE DES OBJETS PAR L'APPLICATION DES VECTEURS DE DÉFORMATION. – La restauration de l'anticlinal permet de calculer les vecteurs de déformation explicités en (a). Ces vecteurs permettent de passer de l'espace restauré à l'espace déformé et de simuler les fractures dans l'état dans lequel elles se sont réellement formées avant de les ajuster au modèle déformé. (b) présente le résultat de la simulation du DFN fig. 2.8 (c) corrigé par le vecteur de déformation.

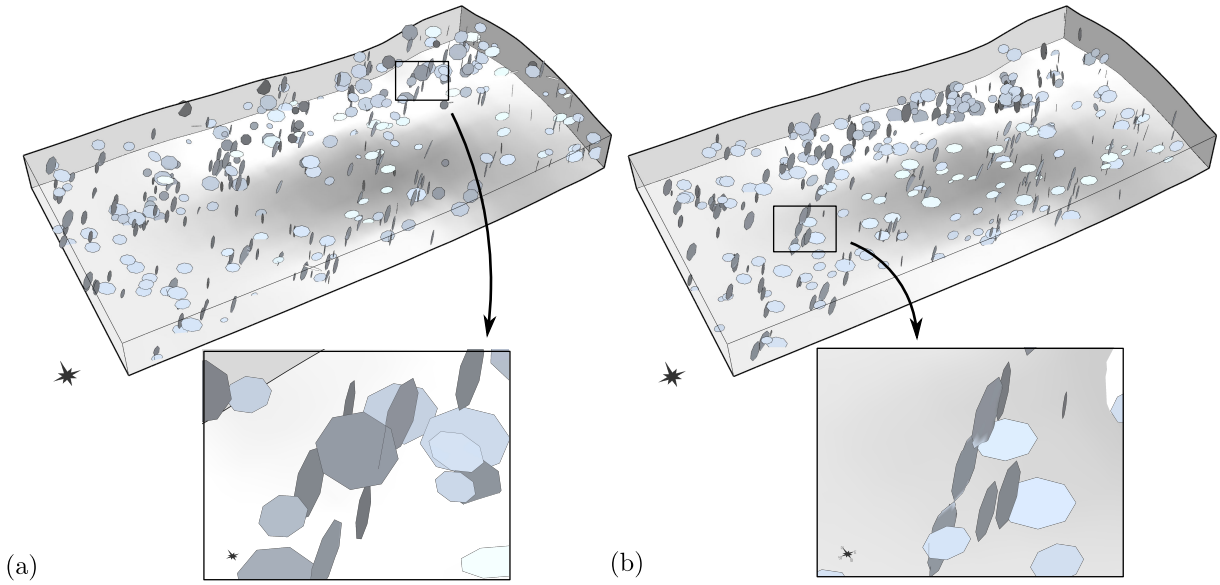


FIGURE 2.10 – CALLIBRATION DE LA GÉOMÉTRIE 3D DES FRACTURES PAR UN PROCESSUS DE CROISSANCE PSEUDO-GÉNÉTIQUE. – Nous avons fait croitre progressivement (a) le modèle obtenu avec une simulation purement stochastique (fig. 2.6 (b)) et (b) le modèle prenant en compte la restauration de l'anticlinal. Ce procédé assure une calibration locale de la géométrie 3D des fractures en assurant un arrêt des fractures respectant la chronologie relative et (b) connectant les alignements de fractures.

Chapitre 3

Contraindre la simulation stochastique de DFN par des données indirectes

Sommaire

3.1 Introduction 95
3.2 Étude de la fracturation à Soultz-sous-Forêts 96
3.2.1 Description statistique de la fracturation à Soultz-sous-Forêts 97
3.2.2 Établissement d'une carte hétérogène de la densité volumique de fractures . 98
Extrapolation géo-statistique de la densité de fractures 98
Apport du modèle structural 100
Apport de la densité de microséismes 100
Intégration des différents apports 100
3.2.3 Simulation stochastique séquentielle et dimension fractale 102
3.3 Multiplet microsismique et orientation des discontinuités 106
3.3.1 Identification des amas de microséismes coplanaires par la transformée de Hough en 3D 106
3.3.2 Production d'une carte de probabilité relative à l'orientation des discontinuités 107
3.3.3 Apport d'une carte d'orientation basée sur la microséimicité 109
3.3.4 Intégration dans la simulation stochastique de DFN 110
3.4 Apport de l'analyse du front de déclenchement des séismes 114
3.4.1 Front de déclenchement des microséismes et front de pression 114
3.4.2 Approximation de la propagation du front de pression 115
Résolution d'une équation eikonale par Fast Marching 116
Simulation d'une carte de diffusivité hydraulique à Soultz-sous-Forêts . . . 116
3.4.3 Apport à la simulation stochastique de DFN 119
3.5 Apport des données d'écoulements : traceur et percolation entre puits 120
3.5.1 Établissement d'une carte de vitesse liée à l'écoulement 122
3.5.2 Approximation de la propagation de fluide et chemin de percolation 123
3.5.3 Perturbation de l'impact des fractures sur la simulation de DFN 124
3.6 Conclusion 125

3.1 Introduction

La circulation des fluides dans la roche est contrôlée par ses propriétés hydrauliques (perméabilité et diffusivité). L'exploitation des ressources énergétiques d'un réservoir est souvent associée aux mouvements des fluides qui s'y trouvent. Elle peut donc être grandement limité par l'hétérogénéité de sa perméabilité (barrières ou drains). Les réservoirs non conventionnels (géothermie, gaz de schiste) sont souvent caractérisés par une faible perméabilité de matrice

(socle magmatique et/ou métamorphique, schiste argileux). Leur exploitation doit être associée à des processus de fracturation induite pour palier à cette limitation et augmenter leur productivité.

La fracturation hydraulique, par injection d'eau (et éventuellement de proppants) à haute pression, provoque une augmentation de la pression de pore au sein de la roche. Cette surpression se propage de manière continue dans l'espace et peut être reliée à l'écoulement hydrodynamique. L'augmentation de la pression de pore modifie le tenseur des contraintes locales agissant sur la roche. Cette dernière peut dépasser le critère de rupture de la roche produisant une fracture et un rééquilibrage des contraintes (section 1.4.1). Ce processus agit directement sur la géométrie et la connectivité du réseau de fractures en induisant (1) l'ouverture de nouvelles fractures, (2) la réouverture de fractures anciennes, (3) la propagation radiale des fractures et (4) la coalescence de fractures initialement non connectées [Dyer et al., 2010, Dahi-Taleghani, 2011, Cipolla et al., 2012]. Une telle réorganisation des contraintes provoque en général des séismes de magnitude faible (<4) qui sont l'écho mesurable des ruptures et des mouvements de la roche en profondeur. Chaque microséisme fournit des informations statiques sur la position et la géométrie des fractures via les caractéristiques du signal enregistré [Wallroth et al., 1996]. Cette description statique du réseau de fractures n'est pas exhaustive car seules les fractures produisant une activité sismique seront caractérisées. Cependant, elles complètent les informations directes récoltées aux puits et révèlent des structures en profondeur et à distance des puits. L'analyse de la microsismicité est soumise à des incertitudes importantes à cause de (1) la qualité d'acquisition des informations et (2) des approximations et simplifications liées à leur traitement. En effet, le traitement et l'analyse des microséismes nécessite des modèles de vitesses des ondes sismiques qui sont en général difficiles à inférer.

Lorsque les écoulements matriciels sont négligeables et que les fractures sont les drains les canalisant, une étude liée à la dynamique de fonctionnement du réservoir informe sur le réseau de fractures. La microsismicité apporte alors une série d'informations dynamiques. En effet, la géométrie et l'étendue du nuage de microsismicité quantifie et positionne le volume de roche affecté par la stimulation hydraulique et donc connecté plus ou moins directement avec le puits injecteur. De même, l'analyse de la chronologie de déclenchements de séismes permet d'approximer la propagation du front de pression liée à l'écoulement. La connectivité entre puits et la dynamique de l'écoulement peuvent être étudiées plus finement à l'aide de tests de traceurs. Ces tests nécessitent l'établissement de boucles de production entre puits injecteurs et producteurs. L'étude de la quantité de traceurs récupérée en production en fonction du temps écoulé depuis l'injection permet d'étudier la percolation effective entre puits.

Dans ce chapitre, nous proposerons des méthodes pour prendre en compte toutes ces informations indirectes sur la géométrie et le comportement d'un réseau de fractures dans une simulation stochastique de DFNs. Nous illustrerons nos travaux sur le réservoir de socle fracturé servant de projet pilote à la Géothermie profonde en Europe : Soultz-sous-Forêts, Alsace, France. Nous commencerons par détailler et interpréter un certain nombre d'informations relatives à notre cas d'étude. Puis nous proposerons une méthode contraignant la simulation directe de DFNs par une carte d'orientation issue de la détection des alignements de microséismes. Puis nous discuterons des apports de l'analyse du front de déclenchement des événements sismiques. Finalement, une méthode contraignant la percolation du DFN à partir de l'analyse de tests de traceurs sera présentée et discutée.

3.2 Étude de la fracturation à Soultz-sous-Forêts

Le site géothermique de Soultz-sous-Forêts se trouve en Alsace, dans le Nord-Est de la France, sur la marge Ouest du graben du Rhin qui s'oriente selon un axe globalement Nord-Sud. La chaleur du socle granitique est exploitée à l'aide d'un système de trois forages de grande profondeur (GPK2, GPK3 et GPK4, Genter et al. [2000], fig. 3.1). L'étude portera sur la simulation du DFN dans le socle granitique.

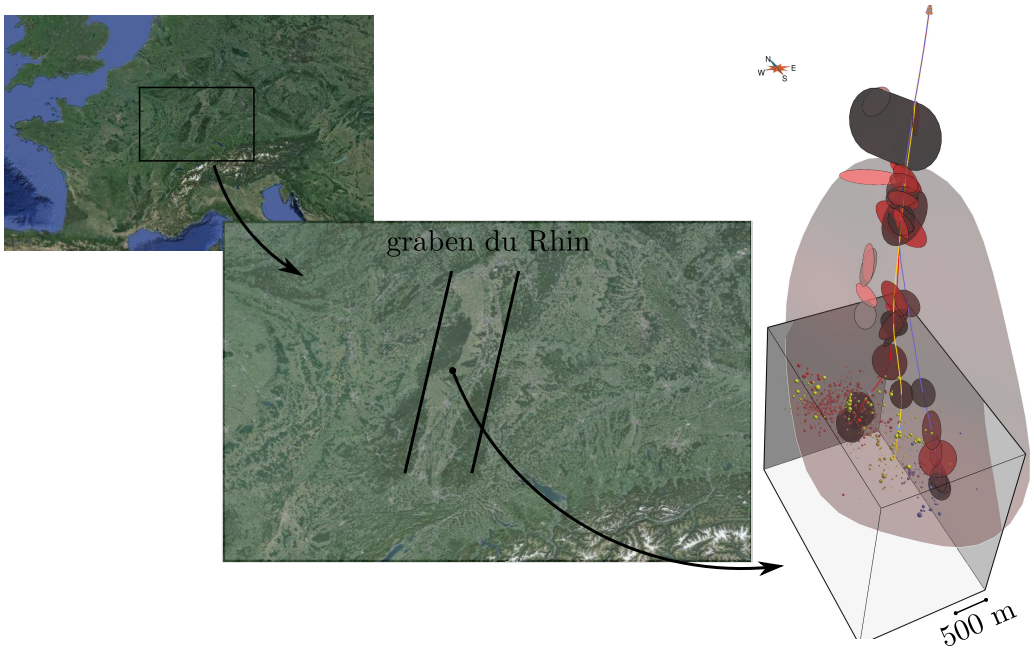


FIGURE 3.1 – LOCALISATION DE L'ÉCHANGEUR THERMIQUE DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS. – Le système géothermique exploite la chaleur du socle granitique sur la marge Ouest du graben du Rhin. Il fonctionne avec trois forages de grande profondeur (5000m) numérotés 2, 3 et 4 du Nord au Sud. On note sur le modèle les positions des microséismes enregistrés (nuages de points) et les principales fractures observées le long des puits (disques rouges) [Dorbath et al., 2009, Sausse et al., 2010].

3.2.1 Description statistique de la fracturation à Soultz-sous-Forêts

La simulation stochastique de DFNs se justifie par le réalisme des modèles produits. De ce fait, une caractérisation statistique détaillée est nécessaire pour contraindre la géométrie et l'organisation des fractures constituant le modèle. Aussi, nous nous appuierons sur les nombreuses études préliminaires réalisées sur le pilote de Soultz-sous-Forêts, afin de décrire les statistiques de la fracturation naturelle. Au vu de l'imagerie des puits (Ultrasonic Borehole Images UBI) et de l'analyse des carottes, deux familles de fractures coexistent dans le réservoir. Elles sont globalement orientées $N160^{\circ}E, \pm 10^{\circ}$, et diffèrent dans la direction de leur pendage $70^{\circ} \pm 20^{\circ}$ Est pour la première, respectivement Ouest pour la seconde [Genter et al., 1995, Dezayes et al., 2010]. Ces informations sont cohérentes avec les directions des contraintes principales régionales observées dans la zone. La contrainte principale maximale s'oriente verticalement en réponse au poids des 5000m de roche qui recouvrent le réservoir. De même, la contrainte principale minimale s'oriente perpendiculairement à l'axe du graben marquant un contexte extensif d'axe globalement Est-Ouest mis en place en marge de l'orogenèse alpine. De façon plus précise Dezayes et al. [2010] et Massart et al. [2010] ont pu mettre en évidence deux faciès granitiques différents qui soulignent une stratification mécanique dont la limite a été positionnée à 4700m de profondeur.

- Le faciès 1 est constitué d'un granite porphyrique et forme la partie supérieure du socle. La proportion entre les deux familles est assez équilibrée (60% de fractures à pendage ouest et 40% de fractures à pendage Est [Henrion, 2011]) ;
- Le faciès 2 est constitué d'un microgranite à deux micas et forme la partie inférieure du socle. La présence de micas semble introduire une anisotropie dans la roche et réorganise les proportions entre les deux familles de fractures (80% de fractures à pendage ouest et 20% de fractures à pendage Est [Henrion, 2011]).

Nous prendrons en compte ces informations sur l'orientation et la proportion des deux familles caractéristiques de la fracturation du réservoir dans le processus de simulation de DFN. L'analyse des deux faciès a aussi montré une différence dans la densité de fractures. Massart et al. [2010], Henrion [2011] suggèrent que la densité de fractures dans le faciès profond (faciès 2,0.0115$fractures.m^{-}3$) est plus importante que dans le faciès 1 (0.0049$fractures.m^{-}3$). Cependant, ces valeurs sont calculées dans le faciès 2 sur seulement 300m d'échantillonnage alors que la densité du faciès 1 résulte d'un échantillonnage sur plus de 3000m. De plus, comme nous le soulignerons dans la suite, les fractures du réservoir s'organisent en amas. Aussi, considérant le fort biais d'échantillonnage entre les faciès et la répartition globalement hétérogène de la fracturation, nous caractériserons la densité de fractures volumique dans l'ensemble du socle granitique sans réaliser de distinction entre les faciès (dont la géométrie est en outre mal contrainte).

Le nombre et la taille des fractures à simuler sont des paramètres plus difficiles à évaluer de façon satisfaisante. En effet, les statistiques réalisées sont obtenues via des données acquises en 1D le long des trajectoires de puits en mesurant le nombre et l'ouverture des fractures [Valley, 2007, Dezayes et al., 2010]. Une analyse stéréologique permet de compenser les défauts d'échantillonnage et proposer une densité volumique moyenne des fractures [Terzaghi, 1965, Fouché and Diebolt, 2004, Davy et al., 2006]. Ces méthodes de corrections prennent en compte les orientations et les tailles des discontinuités pour quantifier la probabilité d'intersection entre les fractures et les puits. En considérant une distribution des longueurs de fractures déduite de leur ouverture, Massart et al. [2010] et Henrion [2011] ont quantifié la densité volumique autour des puits GPK3 et GPK4 afin d'en extraire une valeur moyenne dans chaque faciès du socle granitique. Les données au puits GPK2 sont incomplètes et n'ont donc pas été prises en compte. Les corrélations spatiales caractérisant l'organisation générale des discontinuités se quantifient généralement en estimant la dimension fractal du réseau. Radilla et al. [2012] a estimer la dimension fractal du réseau de fracture de Soultz-sous-Forêt été à 1.6 en utilisant une méthode analogue au *box counting* échantillonnant les traces de fractures aux puits [Klinkenberg, 1994]. La valeur estimé par Radilla et al. [2012] est extrêmement faible ce qui souligne la présence de fractures regroupées en amas plutôt que uniformément isolées. Une telle organisation a déjà été décrite et reliée aux failles majeures observables par des analyses UBI, VSP et même sur la microsismicité [Sausse et al., 2010]. Ces grandes discontinuités sont en général caractérisées par des zones d'endommagement dépassant la dizaine de mètres et où se concentrent les fractures mineures. Cette observation est aussi visible dans l'étude de Radilla et al. [2012] qui souligne une perte de la corrélation fractale à partir de 10m.

3.2.2 Établissement d'une carte hétérogène de la densité volumique de fractures

À Soultz-sous-Forêts, la densité de fractures n'est pas stationnaire. Trois types d'informations renseignent sur la densité de fractures (fig. 3.2 (a) et fig. 3.4 (a)) :

1. les valeurs de densité volumique calculées aux puits GPK3 et GPK4 par Henrion [2011] ;
2. le modèle structural interprétatif positionnant les failles majeures [Sausse et al., 2010] ;
3. la microsismicité [Dorbath et al., 2009].

Nous proposons dans la suite de cette partie une rapide estimation d'une carte des densités volumiques de fractures hétérogènes se basant sur ces données. Nous illustrerons l'applicabilité de notre méthode dans des milieux où la fracturation n'est pas stationnaire.

Extrapolation géo-statistique de la densité de fractures

La densité de fractures sera extrapolée par simulation séquentielle gaussienne. Cette approche a l'avantage d'échantillonner l'espace d'incertitudes et de reproduire la variabilité associée aux données de puits. Ces valeurs de densité volumique de fractures ont été estimées

autour des puits GPK3 et GPK4 (voir section 3.2.1 et Henrion [2011]). Nous restreindrons cette estimation en ne considérant que les fractures ayant un ordre de grandeur suffisamment important pour être représentées de façon discrète (>5m), et en excluant les grandes structures (>200m) qui ont été discrétisées lors de la construction du modèle structural (voir [Sausse et al., 2010]).

La simulation gaussienne nécessite une étude variographique caractérisant la variabilité spatiale de la densité de fractures. L'estimation de la densité volumique de fractures n'ayant pu être faite qu'autour de deux puits, le calcul d'un variogramme expérimental ne permet pas de capturer une quelconque anisotropie spatiale dans la répartition de la densité de fractures. Cependant, la fracturation se présente en corridors dont la géométrie est supposée être liée à celle des objets qui les constituent. Nous définirons donc un variogramme théorique reproduisant les anisotropies associées à la géométrie des fractures. Nous choisirons un variogramme exponentiel selon les directions (1) N160° E, (2) verticale et (3) N70° E, moyennant l'orientation des fractures (fig. 3.2 (a)). Le modèle propose un variogramme isotrope selon les deux premières directions de portées initialisées à 200m, ce qui correspond à la taille des plus gros objets que l'on souhaite simuler. Le troisième axe est caractérisé par une portée plus faible. Elle est estimée à 30m en rapport avec l'épaisseur des zones d'endommagements estimées aux puits [Henrion, 2011].

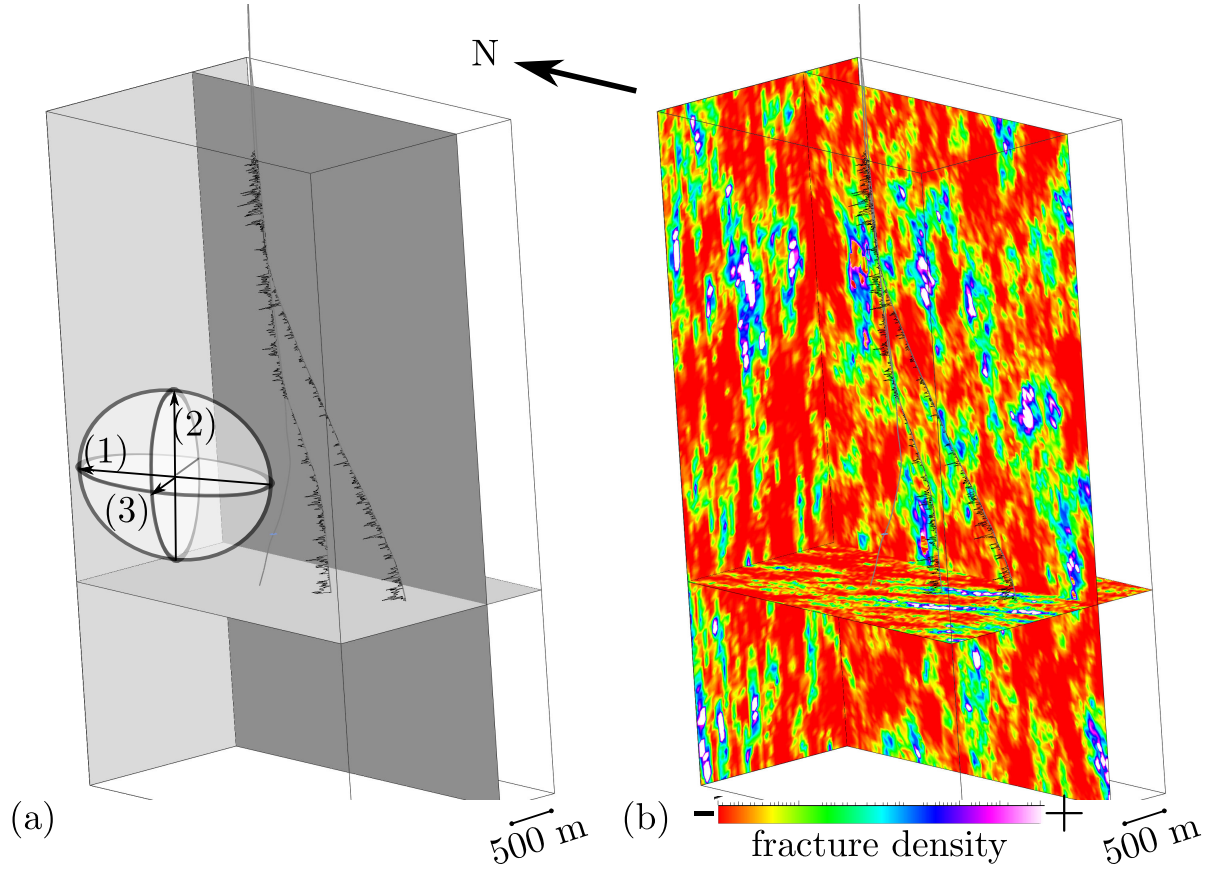


FIGURE 3.2 – SIMULATION D'UNE CARTE HÉTÉROGÈNE DE DENSITÉ VOLUMIQUE DE FRACTURES. – La densité volumique de fractures est simulée à partir des densités volumiques estimées aux puits et suivant le variogramme présenté en (a). (1),(2) et (3) sont les axes principaux d'anisotropie du variogramme théorique. Il s'agit d'un variogramme exponentiel de portées respectives 200m, 200m et 30m. La simulation gaussienne produit une carte présentant des zones à forte densité qui s'organisent en corridors orientés dans la direction Nord-Sud.

La propriété ainsi simulée (fig. 3.2 (a)) fait apparaitre des zones à forte densité qui pour-

raient produire des DFNs avec des amas de fractures en accord avec les observations de terrain. La simulation gaussienne réalisée n'est que très peu contrainte par la faible quantité de données de puits. Ce modèle peut être affiné en prenant en compte des données secondaires.

Apport du modèle structural

Macé [2006] propose de simuler une densité de fractures hétérogènes en se basant sur une estimation par un krigeage avec une tendance. Cette tendance ($Ts_{(x,y,z)}$) est calculée à l'aide de la distance aux failles majeures ($d_{(x,y,z)}$) en tout point (x, y, z) :

$$Ts_{(x,y,z)} = \frac{D_{max} - d_{(x,y,z)}}{D_{max}} \tag{3.1}$$

Une telle approche peut générer des corridors de fractures mais implique d'avoir observé les structures conditionnant la tendance. Or, les modèles structuraux proposés ne permettent pas d'expliquer l'ensemble des couloirs de fracturation détectables. Sausse et al. [2010] proposent un modèle structural complexe mais n'expliquant ni la totalité des fortes densités aux puits, ni la totalité des microséismes enregistrés. La carte de densité de fractures devra donc aussi prendre en compte les informations liées à la répartition de la microsismicité.

Apport de la densité de microséismes

La stimulation hydraulique des roches par injection de fluides à haute pression produit des microséismes. Nous utiliserons dans cette étude l'ensemble des événements sismiques issus de la stimulation de GPK2 (2000), GPK3 (2003) et GPK4 (2005) du site de Soultz-sous-Forêts [Cuenot et al., 2008, Dorbath et al., 2009] (fig. 3.4 (a)). La vitesse des ondes sismiques dépend de la nature des roches et des fluides traversés. La réalisation d'un modèle de profil de vitesse permet de calculer la distance séparant le géophone du foyer du microséisme. Une triangulation nous permet alors de positionner le séisme et donc la fracture qui en est à l'origine. Ce positionnement n'est évidemment pas exact et doit être considéré avec l'incertitude (parfois grande) du modèle de vitesse et des données acquises. Dès lors, chaque séisme peut être positionné dans l'espace avec une précision relative (ici 50m [Cuenot et al., 2008]). Ceci forme un nuage de points qui permet de visualiser le volume de roche affecté par la stimulation. Dans un réservoir caractérisé par une faible perméabilité matricielle, le volume de roche stimulé délimite une zone dans laquelle le réseau de fractures est suffisamment dense pour transmettre la surpression imposée au puits. Aussi, la densité de microséismes informe de façon non exhaustive sur la présence de fractures.

La densité de microséismes ($dms_{(x,y,z)}$) est évaluée en utilisant des fonctions de base radiale (RBF) à noyau Gaussien fig. 3.3 (a), comme proposé par exemple par Amorim et al. [2012]. Ce type de fonction présente des valeurs qui dépendent uniquement de leurs distances à une origine. Elles servent à l'approximation par lissage de fonctions. Le résultat d'une telle approximation résulte de la somme de plusieurs RBF appliquées à différentes origines (fig. 3.3 (b)). Dans notre cas, les origines des RBF sont localisées sur le foyer des séismes. Après lissage, une telle propriété donne une information qualitative sur la répartition des microséismes enregistrés (fig. 3.3 (c)) et donc sur la répartition des fractures stimulées. Wells and Coppersmith [1994] ont pu relier empiriquement l'aire de la zone mobilisée par la stimulation à la magnitude du séisme. Aussi, nous proposons de pondérer chaque RBF par la magnitude dont elles traduisent l'impact afin de mieux représenter la densité de la fracturation.

Intégration des différents apports

La simulation séquentielle sera finalement réalisée en utilisant un krigeage prenant en compte une tendance ($T_{(x,y,z)}$) calculée à partir des informations structurales ($Ts_{(x,y,z)}$) et de

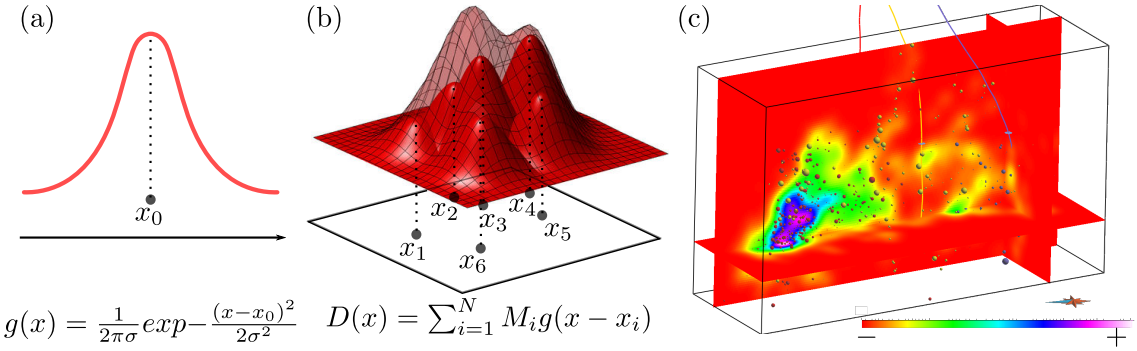


FIGURE 3.3 – ESTIMATION DE LA DENSITÉ LOCALE DE MICROSÉISMES. – (a) fonction de base radiale à noyau Gaussien ($g(x)$) positionné à l'origine x_0. (b) calcul de la densité (D(x)) par sommation des filtres gaussiens implantés à plusieurs origines ($x_1 \dots x_N$) définies sur un plan. M_i est un coefficient réglant la pondération des différentes gaussiennes. Dans le cas de la microsismicité, on peut utiliser la magnitude des différents évènements. (c) on utilise un lissage gaussien pour estimer une carte de densité de microséismes en 3D à Soultz-sous-Forêts. Les trois nuages de microseismicité ont été utilisés. L'écart type des gaussiennes a été choisi de façon à prendre en compte les incertitudes de localisation des séismes ($\sigma = 50m$). Finalement, la magnitude étant reliée à la dimension de la rupture, on décidera de l'utiliser pour pondérer la RBF associée.

la densité de microséismes ($dms_{(x,y,z)}$) :

$$T_{(x,y,z)} = max(Ts_{(x,y,z)}; dms_{(x,y,z)} \tag{3.2}$$

Dans notre cas, le modèle structural prolonge les informations de la microsismicité puisqu'il semble extrapoler les alignements de microséismes. Cependant, un certain nombre de microséismes demeurent inexpliqués. En choisissant systématiquement la valeur la plus grande entre $Ts_{(x,y,z)}$ et $dms_{(x,y,z)}$, la redondance de ces informations sera prise en compte. Une corrélation assez faible (0.06) a été établie entre la tendance ($T_{(x,y,z)}$) et la densité volumique de fractures aux puits. Ceci peut s'expliquer par plusieurs raisons :

1. les incertitudes liées au modèle structural ;
2. les incertitudes liées au calcul de la densité volumique aux puits ;
3. le faible échantillonnage de la densité de fractures, particulièrement, dans les zones sismiquement actives.

Nous prendrons toutefois en compte la tendance calculée à cause de sa forte justification théorique étayée par la bibliographie. Nous pouvons ainsi obtenir la carte fig. 3.4 (b) qui positionne les zones de fortes densités en prenant en compte la tendance précédemment décrite.

Les cartes obtenues ne semblent pas être quantitativement représentatives de densité réellement observée dans le réservoir puisque nous ne retrouvons pas le bon nombre d'intersections entre le modèle de DFN et les puits. Nous suspectons un défaut de correction du nombre de fractures par unité de volume. En effet, l'ajustement de la densité volumique en rapport avec la distribution de longueur, qui suit une loi de puissance, n'est pas triviale et mériterait une étude plus poussée que nous ne développerons pas dans ce manuscrit. Dans la suite nous étudierons l'impact de cette carte de densité hétérogène sur l'organisation du DFN sans garantir la consistance quantitative de la fracturation du réservoir. Aussi, l'application proposée ici a seulement pour objectif d'illustrer l'impact de notre processus de simulation sur la dimension fractale des DFNs dans un contexte où la non stationnarité de la densité de fractures est partiellement connue.

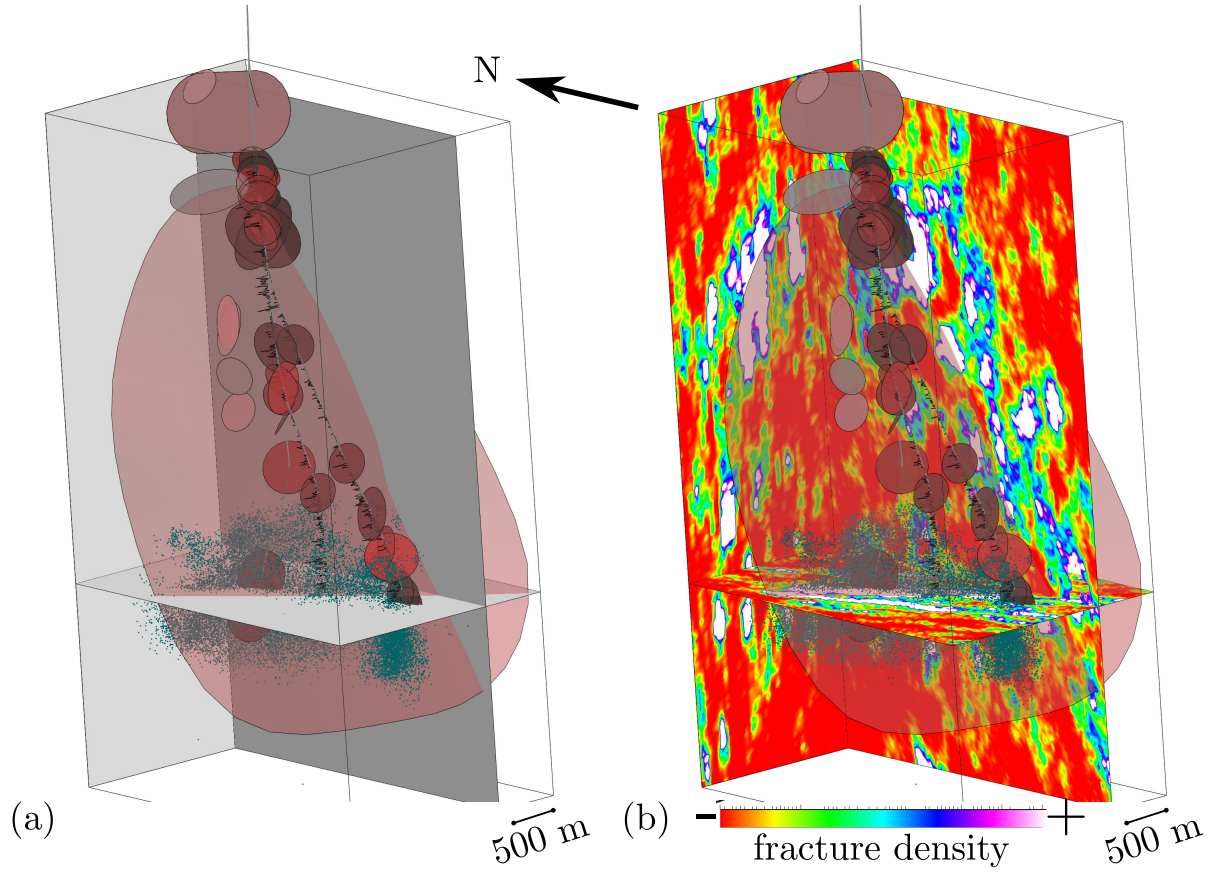


FIGURE 3.4 – SIMULATION AVEC TENDANCE D'UNE CARTE HÉTÉROGÈNE DE DENSITÉ VOLUMIQUE DE FRACTURES. – La simulation gaussienne fera ici intervenir un krigeage avec tendance. La propriété utilisée synthétise la position des microséismes et des failles majeures visibles en (a). Une réalisation est présentée en (b). Elle met en évidence le positionnement privilégié des fortes densités de fractures au niveau de la microsismicité et des structures du modèle.

3.2.3 Simulation stochastique séquentielle et dimension fractale

La dimension fractale du réseau de Soultz-sous-Forêts a été estimée à 1.6 [Radilla et al., 2012]. Une telle dimension est associée à l'organisation générale marquée par la présence de nombreux amas de fractures [Bonnet et al., 2001]. Dans le même esprit que Peter-Borie et al. [2011], nous proposons de générer des DFNs intégrant des informations issues de l'analyse tectonique, structurale et statistique du réseau de fractures de Soultz-sous-Forêts. Nous comparerons ici les modèles obtenus par la méthode de simulation utilisant un processus de Poisson hétérogène classique et ceux résultant d'un processus de Poisson hétérogène séquentiel (chapitre 2). Notre approche se basera sur (1) les statistiques décrivant les différentes familles de fractures dans les différents faciès granitiques, et (2) la carte de densité hétérogène extrapolant la densité mesurée aux puits à partir des données structurales et microsismiques. Nous illustrerons l'impact du processus d'implantation séquentielle sur la dimension fractale caractérisant les DFNs produits. Afin de proposer une évaluation de la dimension fractale comparable à celle qui a été faite à partir des données de terrain, nous quantifierons cette dimension au niveau des puits GPK3 et GPK4 par la même méthode que Radilla et al. [2012]. Ce choix se base sur la volonté de proposer une évaluation de la dimension fractale comparable à celle qui a été faites sur les données réel des puits. Contrairement à ce que nous avons fait dans le chapitre 2, nous évaluerons donc la dimension de masse D_0 plutôt que la dimension de corrélation D_2.

La méthode est une sorte de *box counting* [Velde et al., 1991, 1990] en une dimension qui quantifie l'espacement des traces de fractures le long de la trajectoire du puits. L'idée est de considérer un intervalle mobile de longueur l qui se déplacera le long du puits, et de quantifier la probabilité p_f qu'une fracture intersecte ce segment. La représentation de p_f en fonction de l nous permettra d'estimer la dimension fractale D du DFN via l'eq. 3.3 :

$$p_f = k \times l^{D-1} \tag{3.3}$$

Finalement, pour notre étude, nous restreindrons nos simulations de DFNs aux zones où la densité de fractures est la plus contrainte par les données de terrain. Nous simulerons des fractures à proximité des puits (<400m), à proximité des failles majeures (<100m) et dans les zones de microsismicités actives. Hors de ces zones, nous ne simulerons pas de fracture. Cette simplification ne perturbera pas l'estimation de la dimension fractale du DFN qui ne sera faite que le long des puits.

En premier lieu, nous simulons des DFNs par la méthode stochastique classique (fig. 3.5 (a) et (b)). La dimension fractale calculée le long de chaque puits GPK3 et GPK4 (fig. 3.5 (c)) nous donne une valeur sensiblement identique. La valeur obtenue (1.7) est par contre supérieure à la dimension fractale de 1.6 suggérée par la bibliographie sur le réservoir. Aussi, un processus de Poisson hétérogène classique positionne les objets de façon à honorer la non stationnarité générale de la fracturation. Cependant, ce n'est pas suffisant pour contraindre la dimension fractale qui caractérise la façon dont les objets s'organisent et la hiérarchie du DFN.

Dans un second temps, nous simulons des DFNs suivant la méthode d'implantation séquentielle. Les fractures sont implantées par paquets de 100 en suivant les mêmes statistiques et la même carte de densité hétérogène que précédemment. Chaque fracture est associée à sa zone d'ombre et à sa zone d'accumulation des contraintes suivant le modèle décrit dans le chapitre 2 (voir fig. 2.2 $\alpha_s = 1$, $\alpha_p = 2$, $\beta_s = 1$ et $\beta_p = 0.5$). Une des réalisations obtenues est présentée (fig. 3.6 (a) et (b)). Nous pouvons noter une organisation générale différente de celle observée avec la méthode classique (fig. 3.5 (a) et (b)). L'espacement entre les fractures est visuellement moins régulier, faisant apparaitre des zones non fracturées plus importantes. L'espacement entre les fractures apparait plus ou moins corrélé avec la taille des objets, soulignant une hiérarchisation du réseau ayant déjà été observée par Masihi and King [2007]. Le calcul de la dimension fractale (fig. 3.6 (c)) met en valeur deux dimensions différentes pour le même DFN. GPK4 est caractérisé par une dimension fractale de 1.94 alors que GPK3 met en lumière une dimension fractale autour de 1.83. La dimension fractale n'est toujours pas en accord avec ce qui a été observé par Radilla et al. [2012]. Une étude complémentaire doit être menée de façon à relier les paramètres d'entrée du processus de Poisson hétérogène et séquentiel avec la dimension fractale des DFNs produits. Cette étude devra se faire sur un modèle synthétique de façon à tester la méthodes indépendamment de toutes les approximations liées à l'analyse et à l'interprétation de données de terrain.

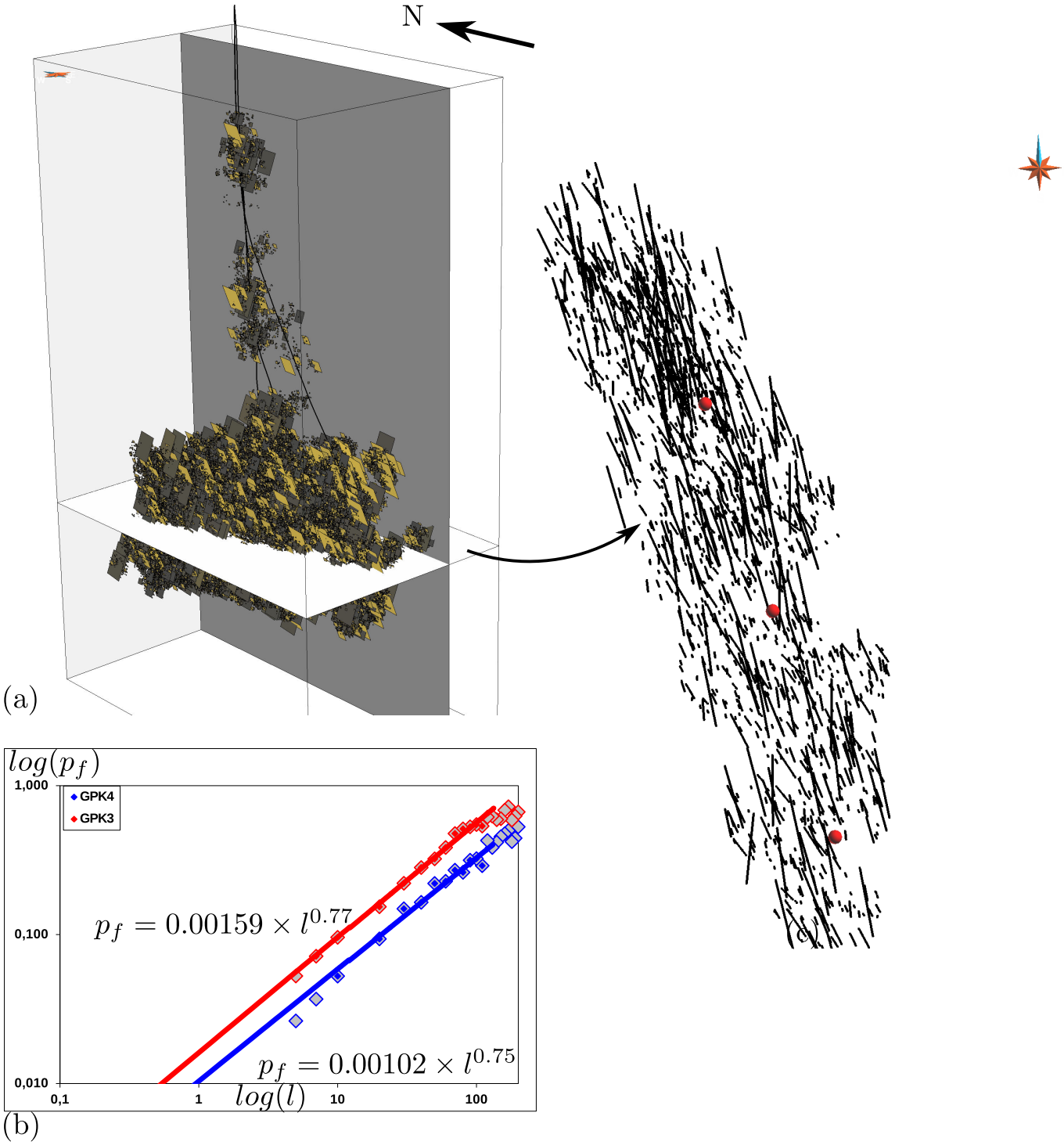


FIGURE 3.5 – SIMULATION DE DFN PAR UN PROCESSUS STOCHASTIQUE CLASSIQUE. – Le DFN présenté en (a), honore la carte de densité hétérogène donnée en entrée. Sur la coupe (b), il est possible d'observer une répartition hétérogène des fractures. Cependant, l'espacement entre les objets reste uniforme et restreint. La dimension fractale du réseau a été évaluée à 1.75 pour chacun des puits (c).

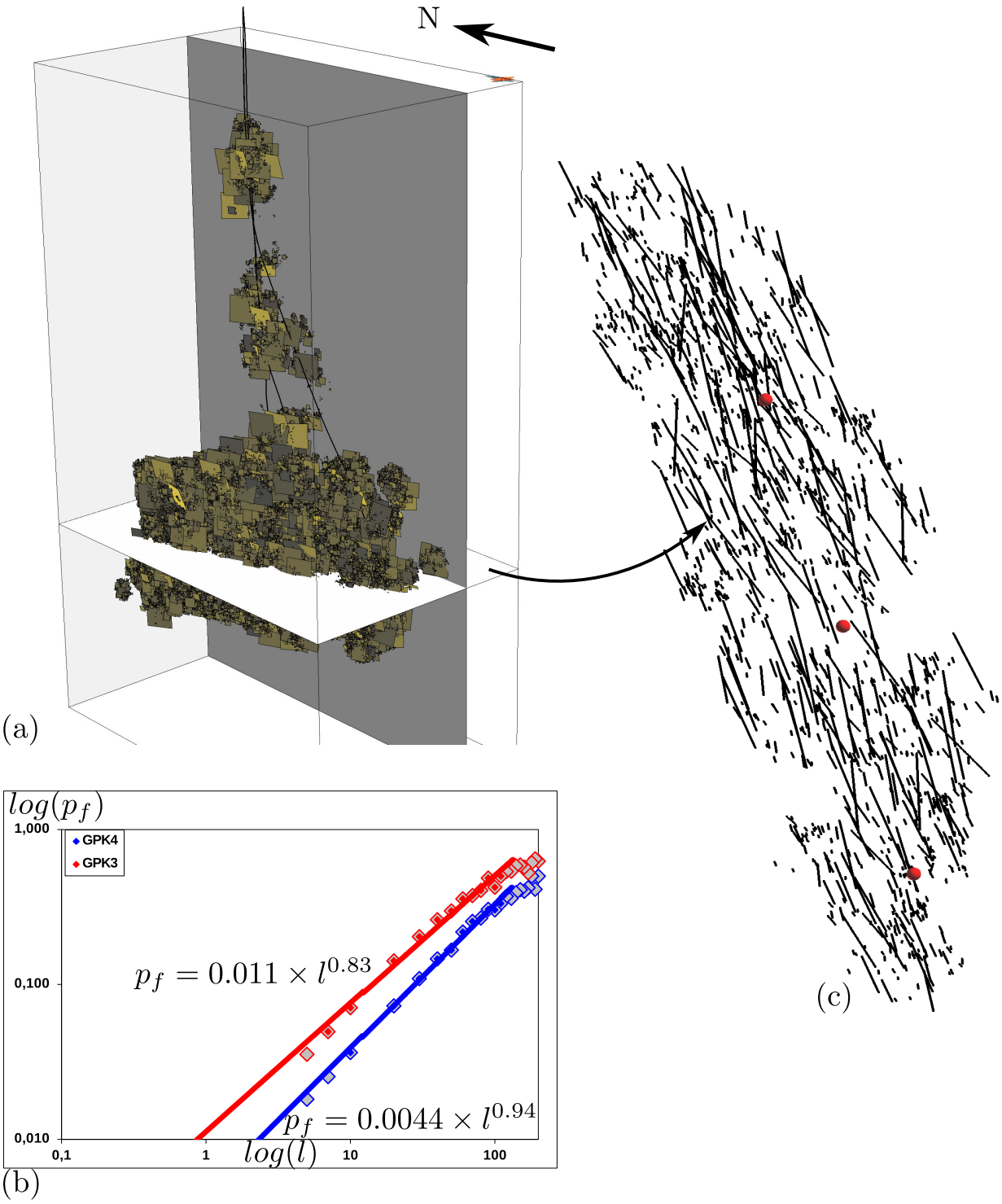


FIGURE 3.6 – SIMULATION DE DFN PAR UN PROCESSUS STOCHASTIQUE AVEC UNE IMPLANTATION SÉQUENTIELLE. – Le DFN présenté en (a), montre une organisation très différente du précédent (fig. 3.5 (a)). Visuellement en coupe (b), l'espacement entre les fractures semble corrélé à leur taille. Ceci induit une hétérogénéité dans le positionnement des fractures qui semble se traduire par une succession d'amas de fractures et une zone non fracturée de taille variable. Le calcul de la dimension fractale (c) du DFN donne un résultat différent à chacun des puits. Ceci est aussi un indice suggérant la présence d'amas de fractures rendant leur organisation non stationnaire. La dimension fractale n'est certes pas celle que l'on attendrait à Soultz-sous-Forêts, cependant l'implantation séquentielle de fractures semble agir sur cette dernière.

3.3 Multiplet microsismique et orientation des discontinuités

Les événements sismiques issus de stimulations hydrauliques ne sont pas représentatifs de l'ensemble des discontinuités du milieu. Ils renseignent sur la géométrie et le positionnement des zones mobilisées par surpressions. Ces dernières traduisent la croissance et/ou la coalescence des fractures. Aussi, plusieurs microséismes peuvent se produire le long d'une même fracture. Et inversement, un microséisme peut marquer l'intersection entre plusieurs fractures. Dans l'hypothèse où plusieurs séismes s'alignent dans un même plan, il est vraisemblable qu'ils soulignent la même discontinuité. Cette hypothèse peut se justifier par une étude comparative des similarités dans la forme et les caractéristiques des signaux sismiques [Arrowsmith and Eisner, 2006, Dyer et al., 2010] qui permettraient même d'accéder à l'orientation de la fracture produite [Verdon et al., 2011]. Cependant, ces méthodes font souvent appel à des processus d'inversions qui nécessite une optimisation parfois couteuse en calculs [Godano et al., 2010]. De ce fait, de nombreux auteurs se basent sur des considérations purement géométriques passant par une simple détection des amas d'événements sismiques coplanaires [Xu et al., 2011, 2013, Cipolla et al., 2012, Xie et al., 2012, Alghalandis et al., 2013]. Dans ces approches, les incertitudes sur la localisation des microséismes sont souvent sous-estimées, voire négligées. Nous proposons d'inclure la prise en compte des alignements préférentiels de microséisme à la simulation de DFNs en déterminant une carte d'orientation tridimensionnelle décrivant la géométrie des fractures dans le réservoir. Cette carte dérive d'une analyse du nuage de microsismicité par une transformée de Hough. Les travaux présentés dans cette partie ont été réalisé en collaboration avec Axelle Pochet dans le cadre de son projet Master 2.

3.3.1 Identification des amas de microséismes coplanaires par la transformée de Hough en 3D

La transformée de Hough est une méthode de reconnaissance de formes largement utilisée dans le traitement d'images numériques. Elle a été établi en 2D dans le but de détecter des lignes ou des courbes délimitant des formes géométriques simples [Hough, 1962]. Cette méthode a ensuite été étendue en 3D, notamment pour permettre une détection efficace de surfaces dans des nuages de points 3D [Vosselman et al., 2001, Tarsha-Kurdi et al., 2007, Borrmann et al., 2011]. Le principe de la transformée de Hough est de représenter chaque point d'un ensemble dans un autre espace que le classique espace Euclidien. Cette transformation devra permettre de détecter l'appartenance d'un point à une forme géométrique particulière. Dans le même esprit que Jacquemin and Mallet [2005] et Ouillon et al. [2008], nous utiliserons cette méthode d'analyse d'image pour extraire les plans soulignant la présence de structures géologique (failles, fracture) de nuages microsismique. Nous proposons une nouvelle approche permettant (1) la prise en compte d'informations *a priori* sur la géométrie des objets prospectés, (2) la prise en compte de biais relatif à l'image analysée (microsisimicité). Finalement nous proposerons une méthode de simulation de DFN se basant directement sur l'accumulateur de Hough.

Dans notre cas, chaque point marque la position d'un microséisme et sera défini par l'intersection de l'infinité de plans qui le contient. Chaque plan P de l'espace est défini par un triplet (θ, ϕ, ρ). $\theta \in \{0, 2\pi\}$ et $\phi \in \{-\pi/2, \pi/2\}$ respectivement l'azimut et l'élévation associés à la représentation sphérique du vecteur normal unitaire $(\vec{z})$ au plan dans l'espace (fig. 1.1 (c)). $\rho \geq 0$ est la distance séparant l'origine du système de coordonnées et sa projection orthogonale sur le plan. Un point de l'espace appartient à un plan $P_{\theta,\phi,\rho}$ s'il vérifie l'équation [Overby et al., 2004] :

$$\cos\theta.\cos\phi.X \ + \ \sin\theta.\cos\phi.Y \ + \ \sin\phi.Z \ = \ \rho \tag{3.4}$$

(X, Y, Z) sont les coordonnées d'un point dans l'espace Euclidien. La transformation de ce point de l'espace Euclidien vers l'espace de Hough se représente par une surface sinusoïdale

constituée des triplets (θ, ϕ, ρ), coordonnées sphériques des plans contenant le point à l'étude. Ce principe permet de repérer facilement les plans le long desquels s'alignent les événements sismiques. L'espace de Hough est discrétisé à l'aide d'un tableau tridimensionnel appelé accumulateur de Hough. Chaque cellule de l'accumulateur discrétise une série de plans correspondant aux valeurs : $\theta \pm \delta\theta$, $\phi \pm \delta\phi$ et $\rho \pm \delta\rho$. Les pas de discrétisation ($\delta\theta$, $\delta\phi$ et $\delta\rho$) doivent être définis en accord avec l'incertitude moyenne de positionnement des séismes de façon à ne pas perdre d'information et à conserver un temps de calcul acceptable.

L'analyse des microséismes coplanaires avec la transformée de Hough permet d'accéder de façon transparente aux coordonnés sphériques des plans abritant une grande quantité d'événements sismiques. Les coordonnées sphériques d'un plan sont directement liées à l'orientation locale (azimut et pendage) des fractures (fig. 1.1 (c)). De ce fait, l'accumulateur de Hough peut servir de carte d'orientation des discontinuités mécaniques. Les valeurs de l'accumulateur seront calculées en considérant les connaissances *a priori* sur l'orientation de la fracturation. En pratique nous proposons une discrétisation partielle de l'espace en réduisant la plage des θ et ϕ explorés. La position des séismes ne subira qu'une transformation de Hough partielle en se limitant aux plans statiquement cohérents avec la fracturation. Dans le cas de Soultz-sous-Forêts, on analyse les nuages microsismiques enregistrés suite à la stimulation des puits GPK2, 3 et 4 (fig. 3.4 (a), Dorbath et al. [2009]). La discrétisation de l'espace de Hough proposée permet de laisser une certaine liberté à l'analyse dans la détection de l'azimut des structures ($\theta \in [0^\circ - 360^\circ]$, $\delta\theta = 5^\circ$). Nous réduirons la plage des pendages explorés ($\phi \in [10^\circ - 50^\circ]$, $\delta\theta = 5^\circ$) de façon à assurer la détection de discontinuités plus ou moins verticales. Finalement, le pas de discrétisation de la distance est fixé prenant en compte l'incertitude dans le positionnement des séismes [Dorbath et al., 2009], $\delta\rho = 50m$.

Nous obtiendrons un accumulateur partiel et nous pondérerons ses valeurs afin qu'elles ne traduisent plus la quantité de microséismes contenus dans chaque plan, mais la probabilité que chaque plan contienne au moins une fracture. Ce processus s'inspire de considérations géométriques sur la position relative des séismes à l'échelle du nuage de microsismicité et à l'échelle de la fracture.

3.3.2 Production d'une carte de probabilité relative à l'orientation des discontinuités

La géométrie globale d'un nuage de microsismicité présente souvent une anisotropie. Cette dernière peut être causée par un biais d'échantillonnage relatif à la trajectoire et la position relative des différents puits de stimulation, mais aussi par une anisotropie structurale à grande échelle (amas de fractures, faille, horizon stratigraphique). La transformée de Hough appliquée sur un tel nuage de points entraine une sur-expression des plans dans la direction principale de l'anisotropie ce qui n'a pas de relation directe avec l'orientation des fractures individuelles. Nous proposons donc un facteur de pondération gf_{ij} pour compenser numériquement l'anisotropie, géométrique du nuage et uniformiser la densité de microséismes dans toutes les directions (θ_i, ϕ_j) :

$$gf_{ij} = \frac{d_{max}}{d_{ij}} = \frac{surf_{ij}}{Surf_{Min}} \tag{3.5}$$

d_{max} est la densité de microséismes dans le plan orthogonal au vecteur principal de l'anisotropie, c'est à dire, dans le plan où l'étalement du nuage est minimal et où la projection orthogonale de tous ses points produit une enveloppe convexe définissant une surface minimale ($Surf_{Min}$). d_{ij} est la densité de microséismes dans les plans d'orientations (θ_i, ϕ_j) où la projection orthogonale des événements sismiques définit une enveloppe convexe délimitant la surface notée $surf_{ij}$ fig. 3.7. Ce facteur correctif est appliqué à toutes les cellules de l'accumulateur correspondant aux plans (θ_i, ϕ_j, ρ) dans le but de donner plus de poids aux alignements de microséismes plus localisés et assimilables à des fractures.

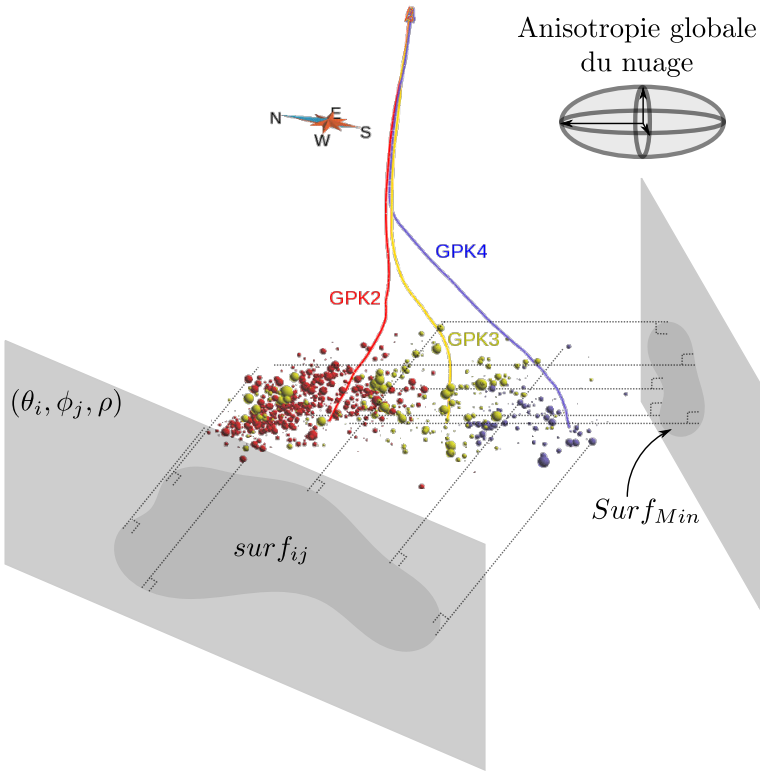


FIGURE 3.7 – CORRECTION DES VALEURS DE L'ACCUMULATEUR DE HOUGH LIÉE À L'ANISOTROPIE GLOBALE. – Le nuage de microsismicité enregistré à Soultz-sous-Forêts est issu de la stimulation de trois puits (GPK1, 2 et3) et présente une forte anisotropie Nord-Sud. Le ratio eq. 3.5 uniformise la densité des événements pour toutes les orientations (θ_i, ϕ_j). $surf_{ij}$ et $Surf_{Min}$ sont les aires des surfaces délimitées par l'enveloppe convexe des points projetés sur le plan (θ_i, ϕ_j, ρ) et sur le plan où cette surface est minimale.

La seconde correction consiste à défavoriser les configurations de points coplanaires qui ne suggèrent pas directement la présence d'un plan de fracture mais plutôt une ligne d'intersection entre plusieurs fractures (fig. 3.8). Pour chaque plan (θ_i, ϕ_j, ρ_k), l'anisotropie de l'enveloppe convexe englobant les microséismes coplanaire est évaluée puis appliquée comme facteur correctif à chaque valeur de l'accumulateur de Hough :

$$lf_{ijk} = G_{(1;0.5)}\left(\frac{||v_{2(\vec{\theta_i\phi_j}\rho_k)}||}{||v_{1(\vec{\theta_i\phi_j}\rho_k)}||}\right) \tag{3.6}$$

$v_{1(\theta_i\phi_j\rho_k)}$ et $v_{2(\theta_i\phi_j\rho_k)}$ sont les vecteurs principaux caractérisant l'anisotropie locale de l'enveloppe convexe englobant les microséismes associés au plan (θ_i, ϕ_j, ρ_k). $G_{(1;0.5)}$ correspond à une fonction gaussienne. Ce ratio réduit considérablement l'impact des alignements ayant un ratio $\frac{||v_{2(\vec{\theta_i\phi_j}\rho_k)}||}{||v_{1(\vec{\theta_i\phi_j}\rho_k)}||} < 0.5$.

Finalement, on construit l'accumulateur de Hough en respectant les connaissances *a priori* sur la fracturation. Seuls les plans pouvant potentiellement abriter des fractures seront discrétisés avec une résolution de l'ordre de grandeur de l'incertitude de positionnement des événements séismiques. La valeur résultant de cette étude sera corrigée pour chaque cellule ($cell_{\theta_i,\phi_j,\rho_k}$) en prenant en compte (1) les anisotropies globales (gf_{ij}, eq. 3.5), et (2) les anisotropies locales (lf_{ijk}, eq. 3.6) de la microsismicité.

$$cell_{\theta_i,\phi_j,\rho_k} \times = gf_{ij}\ lf_{ijk} \tag{3.7}$$

L'accumulateur corrigé (eq. 3.7) et normalisé sera par la suite considéré comme une carte caractérisant la probabilité pour chaque plan (θ_i, ϕ_j, ρ_k) de contenir au moins une fracture.

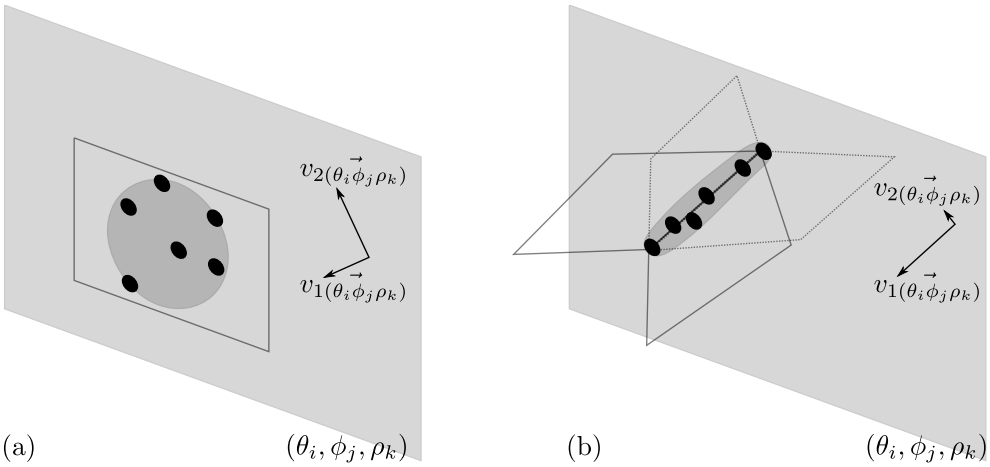


FIGURE 3.8 – CORRECTION DES VALEURS DE L'ACCUMULATEUR DE HOUGH LIÉE À L'ANISOTROPIE LOCALE. – (a) les microséismes organisés de façon isotrope sont susceptible de souligner l'orientation d'un plan de fractures. (b) souligne une forte anisotropie qui suggère l'intersection entre plusieurs fractures.

Elle traduit de façon qualitative l'expression des différentes orientations des fractures dans le nuage.

3.3.3 Apport d'une carte d'orientation basée sur la microséimicité

Dans cette partie nous utiliserons la carte d'orientation précédemment établie pour simuler des fractures dans le volume de roche sismiquement actif. Plusieurs méthodes existent pour estimer ce volume rocheux intensément fracturé et connecté. La première méthode approxime ce volume par un cube aux dimensions suffisantes pour englober la totalité du nuage de microsismicité [Lees, 1998]. On obtient une approximation très grossière qui peut être affinée en faisant appel à des méthodes types *binning method* [Mayerhofer et al., 2010]. Cette approche propose d'englober les éléments sismiques dans un ensemble de boîtes parallélépipédiques de dimensions caractéristiques constantes. Ces boîtes élémentaires reproduisent l'anisotropie des fractures que l'on souhaite représenter, ce qui implique d'avoir une idée assez précise des objets présents dans le réservoir. Un deuxième type de méthode se base non pas sur la détermination d'un volume incluant les séismes mais sur la détermination du volume de roche non stimulé. La *α-shape method* se base sur la juxtaposition de sphères (de rayon α) n'incluant aucun des événements sismiques enregistrés. L'intersection de toutes ces sphères définit le volume de roche non stimulée [Amorim et al., 2012]. Cette méthode permet de définir avec plus ou moins de détails, en fonction de la valeur de α, l'interface entre la roche stimulée et la roche non stimulée. Lorsque α est grand, le volume de roche fracturé est délimité par un simple polygone convexe. Cette méthode donne des résultats extrêmement sensibles au positionnement des séismes et donc ne gère pas bien leurs incertitudes de positionnement. De ce fait, nous utiliserons plutôt une approche qui se base sur l'établissement d'une carte de densité de microséismes comme [Amorim et al., 2012]. Dans notre application, nous définirons le volume de roche stimulée à l'aide d'une surface implicite. Nous considérons la propriété de densité de microséismes ($dms_{(x,y,z)}$, fig. 3.3 (c)) et nous appliquons une valeur seuil délimitant le volume de roche stimulé hydrauliquement. Les avantages de cette méthode sont d'être robuste au bruit et de prendre en compte les incertitudes de positionnement des foyers via l'écart type du noyau gaussien (section 3.2.2).

Le volume de roche stimulée est échantillonné par un processus de Poisson sélectionnant 5000 points. Pour chacune des positions, on crée une carte de densité par réduction de l'espace de Hough. Seuls les plans passant par le point étudié seront considérés. On sélectionne

ensuite (1) le plan le plus probable que l'on affiche dans les diagrammes fig. 3.9 (b) et (2) un plan sélectionné au hasard par un processus de Poisson dans l'espace de Hough fig. 3.9 (c). Les orientations sont ensuite résumées dans des diagrammes de Schmidt et comparées aux données statistiques extraites de la base de donnée de Soultz-sous-Forêts fig. 3.9 (a). Les statistiques observées sur le terrain révèlent une variabilité qui n'est pas vraiment reproduite en sélectionnant les plans les plus probables (fig. 3.9 (b)). Cependant, on note que ces derniers sont cohérents avec les plans les plus exprimés statistiquement. Il y a plusieurs possibilités pour expliquer cette observation :

1. une trop grande incertitude dans le positionnement de microséismes entrainant une mauvaise discrétisation de l'espace de Hough. En effet l'incertitude de position est propre à chaque événement microsismique, et n'est actuellement pas intégrée dans l'accumulateur de Hough probabilisé ;
2. un biais d'échantillonnage pourrait être lié aux fractures asismiques potentiellement nombreuses dans la direction Nord-Sud (perpendiculaire à σ_3) ;
3. l'incertitude liée au relevé statistique.

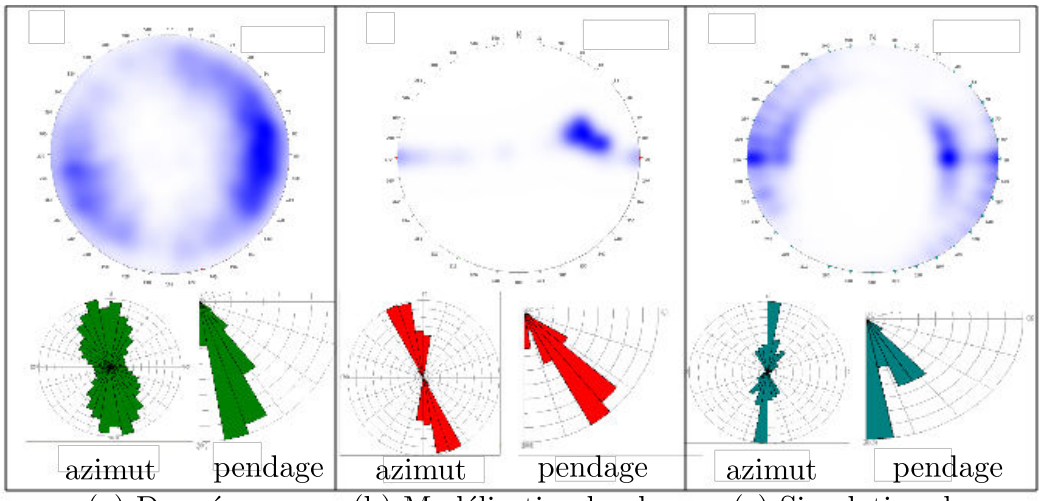
Aussi, il convient de garder à l'esprit que la carte d'orientation des discontinuités est fortement incertaine et ne doit pas être utilisée comme une donnée dure mais plutôt comme une tendance pour affiner un modèle justifiable par ailleurs. On retrouve la variabilité observée sur les forages (fig. 3.9 (c)) en échantillonnant la carte de densité de façon stochastique. On note aussi une réorientation globale des fractures simulées par rapport au jeu global fig. 3.9 (a). Cette observation est importante car la majorité des événements microsismiques se produisent dans le faciès 2. Cette observation nous conforte dans l'utilisation de la carte d'orientation issue de la microsismicité puisque les statistiques des fractures dans ce seul faciès suggèrent une orientation similaire (section 3.2.1), Dezayes et al. [2010]. Une telle approche semble donc plus appropriée à une intégration au processus de simulation de DFNs à l'échelle du réservoir géothermique. En effet, elle contraint le résultat sans biaiser les observations statistiques.

3.3.4 Intégration dans la simulation stochastique de DFN

L'apport de la microsismicité dans la simulation stochastique de DFNs réside dans l'évaluation locale de l'orientation des fractures à simuler. Les objets issus de la simulation sont alors alignés sur des événements sismiques du nuage considéré. Un tel processus donne aux objets simulés une justification physique mesurable en leur associant un certain nombre d'évènements sismiques. Notre méthode a aussi l'avantage d'intégrer ce processus dans la simulation directe des fractures plutôt que comme un processus tardif de calibration du DFN [Xu et al., 2011, 2013, Alghalandis et al., 2013].

Cette méthode s'intègre au schéma classique de la simulation stochastique de DFNs (section 1.4.2) mais aussi à celui de la simulation pseudo-génétique discutée au chapitre 2. Elle débute classiquement par la simulation du centre des fractures. Une fois celle ci sélectionnée, un test s'intéressant à la position relative de la future fracture par rapport au nuage de microsismicité est effectué. Si la fracture est simulée dans une zone où des événements sismiques ont été enregistrés alors l'orientation de la fracture se basera sur l'analyse du nuage de microsismicité. Dans tout autre cas, un processus de simulation par défaut est utilisé (fig. 3.10). Le succès de ce test dépend de l'appartenance du point au volume affecté par la stimulation hydraulique (section 3.2.2).

Nous ne reviendrons pas ici sur la simulation stochastique des fractures basées sur l'échantillonnage de lois de distributions statistiques. Cependant, nous détaillerons les méthodes se basant sur l'exploitation des orientations suggérées par le nuage de microsismicité. Positionnons-nous à un endroit où une microsismicité active a été enregistrée. Là aussi nous créons la carte de densité réduisant l'espace de Hough aux plans qui (1) ont servi à transformer le nuage de microsismicité (excluant ceux qui ne sont pas statistiquement pertinents), et (2) contiennent



(a) Données (b) Modélisation la plus probable de l'espace de Hough (c) Simulation dans l'espace de Hough

FIGURE 3.9 – COHÉRENCE ENTRE L'ANALYSE STATISTIQUE DES FRACTURES ET LES PLANS SOULIGNÉS PAR LA MICROSISMICITÉ. – (a) diagrammes représentant les statistiques d'orientation des discontinuités mécaniques relevées à Soultz-sous-Forêts. Les diagrammes (b) et (c) résultent de l'échantillonnage du volume de roche affectée par les stimulations hydrauliques. 5000 points ont été sélectionnés au hasard suivant un processus de Poisson homogène. À chaque position, soit (b) le plan ayant la plus forte valeur sur la carte de densité est sélectionné, soit (c) la carte de densité définie dans l'espace de Hough est échantillonnée avec un processus de Poisson.

le futur centre de fracture. L'étape précédente crée une carte de densité associée à un espace de Hough réduit que l'on échantillonnera de façon stochastique. La justification de cette approche a déjà été discutée section 3.3.2. On simulera alors un DFN globalement contraint par les statistiques d'entrée mais localement ajustés à la microsismicité (fig. 3.11).

Les premiers tests menés sur cette algorithme donne des résultats assez encouragent. Les statistiques des sur l'orientation des fractures déduite de l'accumulateur de Hough sont semblable à celle de la fracturation du faciès granitique profond. Cependant, l'échantillonnage de la fracturation dans le faciès en question est assez faible et la question de la représentativité des données se pose. Deplus, le choix des paramètres de discrétisation de l'espace de Hough semble avoir une importance qu'il conviendra de quantifier dans une étude de sensibilité précise. Finalement, la méthode pourra être amélioré en prenant en comptes d'avantage d'information sur les microséismes. Jusqu'ici, nous n'avons considéré que la position des événements pour en repérer les alignements. Il est possible d'imaginer l'intégration d'une analyse des ondes sismiques produites par chaque événements. Ceci permettrait de rechercher les alignements de séismes présentant des similitudes telles qu'ils pourraient êtres associé à la même fracture [Verdon et al., 2011].

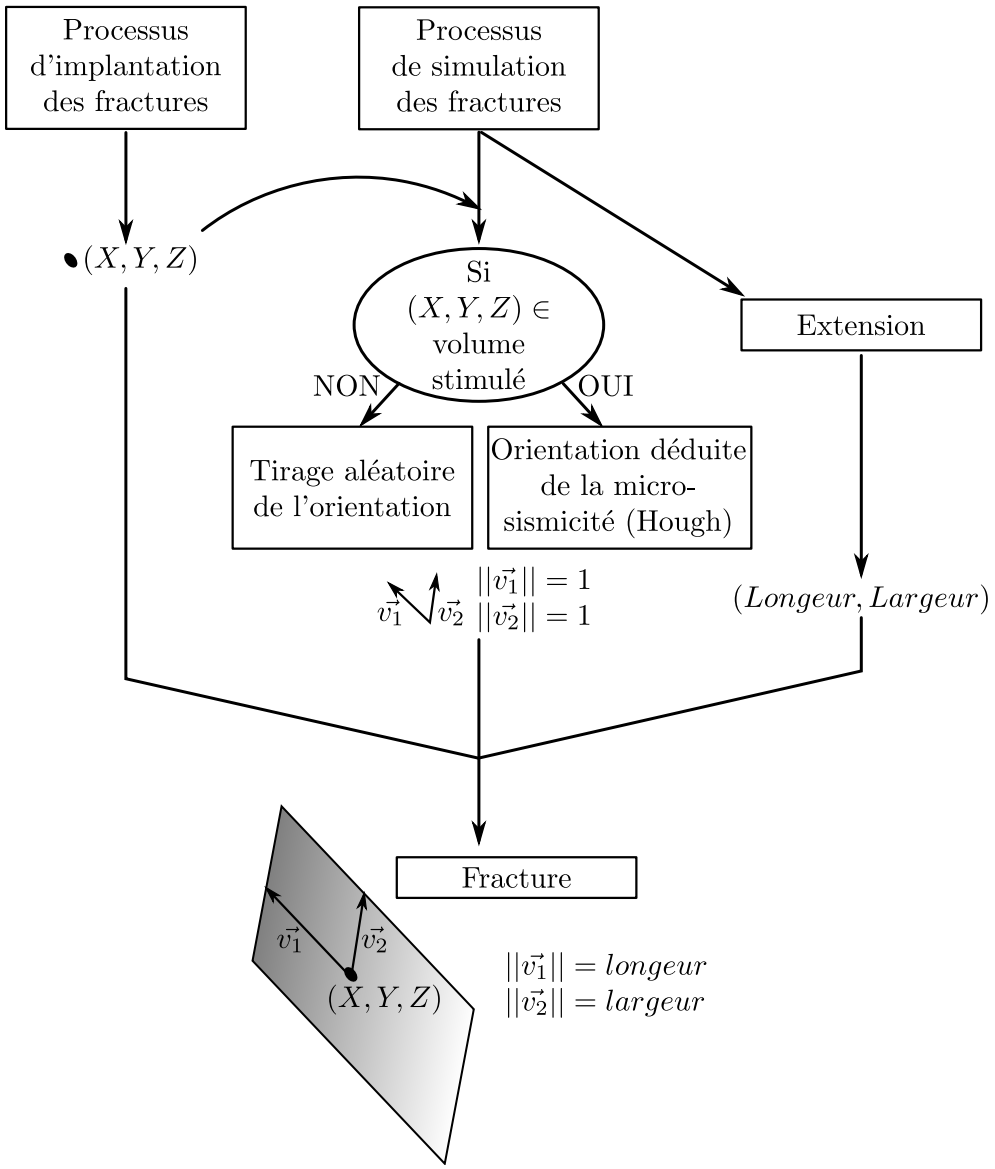


FIGURE 3.10 – INTÉGRATION DES DONNÉES ISSUE DES ALIGNEMENTS DE MICROSÉISMES DANS LA SIMULATION STOCHASTIQUE DE DFNS. – La position du centre de fracture est décisive dans le choix du processus de simulation de l'orientation de la fracture. Le positionnement du centre dans le volume de roche stimulé induit l'utilisation de la carte d'orientation précédemment créée en appliqueant la transformée de Hough.

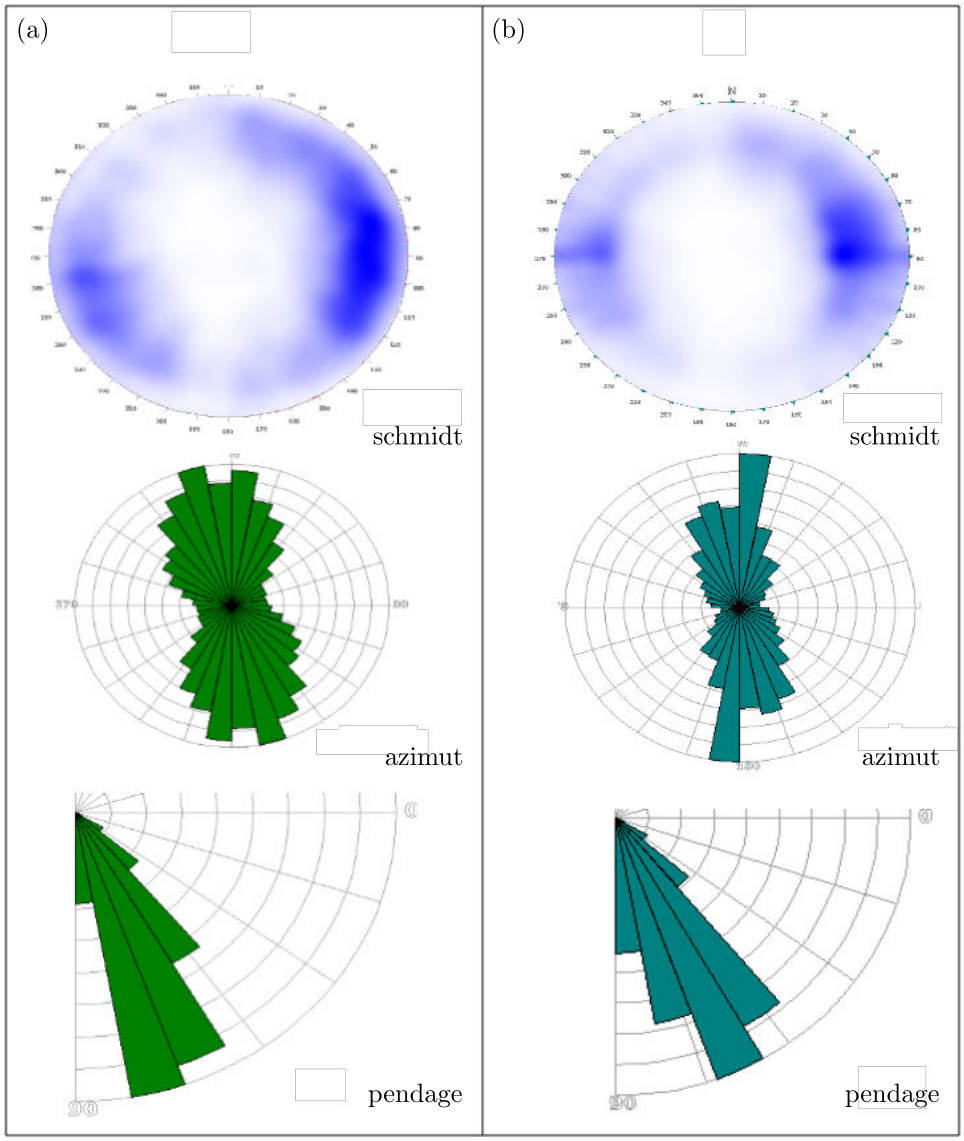


FIGURE 3.11 – APPORT D'UNE CARTE D'ORIENTATION DES FRACTURES DANS LA SIMULATION DE DFN. – Comparaison des statistiques de sortie de 50 simulations de DFN réalisées à partir du modèle géologique établit à Soultz-sous-Forêts. (a) rapporte les résultats de simulations purement stochastiques et (b), ceux de simulations contraintes localement par une carte d'orientation issue de l'analyse microsismique.

3.4 Apport de l'analyse du front de déclenchement des séismes

L'injection et la circulation de fluides conduit à une augmentation de la pression de pore qui se propage de façon continue dans l'espace depuis le puits injecteur et déclenche des microséismes. La position et la date de déclenchement des événements sismiques localisent la rupture de roche dans le temps et l'espace. Un certain nombre d'auteurs associent la propagation du front de déclenchement des microséismes à la propagation des fluides dans la roche. C'est d'ailleurs le fondement des méthodes SBRC (Seismic Based Reservoir Characterization) qui évaluent les propriétés hydrauliques moyennes de la roche autour du puits [Shapiro et al., 1999, 2002, Audigane, 2000, Voillemont, 2003]. Cette hypothèse suggère de nombreuses approximations :

1. les premiers séismes enregistrés à une position sont dus à l'arrivée de la surpression en ce point ;
2. la propagation de l'onde de pression est représentative de la propagation de l'écoulement autour du puits ;
3. la propagation de l'onde de pression et de l'écoulement dans le réservoir est un processus stationnaire.

Nous nous appuierons et nous discuterons ces approximations par la suite. Le but de cette partie est de produire des DFNs susceptibles d'expliquer l'enregistrement du nuage microsismique en terme de chronologie de déclenchement et de positionnement des événements. Il convient en premier lieu de proposer une estimation de la propagation du front de déclenchement des séismes en lien avec la propagation de l'onde de pression associée aux écoulements autour du puits. Puis nous établirons une méthode estimant la propagation du front de pression associée à un modèle du réservoir où les discontinuités mécaniques sont simulées de façon discrète. Finalement, nous discuterons de l'intégration de la comparaison géométrique entre (1) un front de pression extrait de la propriété de référence traduisant le comportement du réservoir naturel et (2) un front de pression extrait de la propriété associée à un DFN, dans la simulation stochastique de DFNs.

3.4.1 Front de déclenchement des microséismes et front de pression

La microsismicité fournit de nombreuses informations statiques sur la position, la densité et l'orientation des fractures dans un volume étendu autour d'un injecteur. Cependant, la microsismicité véhicule aussi un certain nombre de données dynamiques associées à sa chronologie d'apparition. Ces informations dynamiques relèguent l'évolution de la pression de pore dont les petites variations agissent sur l'état de contrainte et sur le coefficient de friction des roches entrainant leur rupture [Talwani and Acree, 1984]. L'injection de fluide est bien la source d'une surpression qui produit de la microsismicité en se propageant. Cependant, le nuage microsismique contient aussi les éventuelles répliques associées à la détente de la roche suite à sa rupture. Cette étude se doit d'isoler les séismes directement causés par la stimulation hydraulique de leurs répliques pour ne conserver que les événements significatifs de la propagation de l'onde de pression.

Une analyse spatio-temporelle similaire à celle réalisée par Voillemont [2003] est réalisé à partir du nuage de microsismicité enregistré à Soultz-sous-Forêts suite à la stimulation du puits GPK3 en 2003. Une grille cartésienne a été construite autour du nuage de microsismicité dans le but d'y accueillir une propriété continue traduisant la propagation du front de déclenchement de microséisme. La résolution ($50 \times 50 \times 50$m) a été choisie de façon à ne pas surestimer la précision relative au positionnement des séismes ($\pm 50m$). Nous transférons dans chaque cellule de la grille le temps de déclenchement du plus vieux séisme enregistré dans le volume de chaque cellule. En choisissant le plus vieux séisme enregistré dans chaque volume de $50 \times 50 \times 50$m, nous appliquons un filtre visant à exclure les répliques des microséismes.

Les cellules où aucun événement n'a été enregistré sont peuplées de la valeur de temps la plus grande et celles traversées par le puits sont initialisées à zéro. Finalement, nous obtenons une propriété positionnant dans l'espace le temps de première apparition d'un séisme ($t_{MS}(x, y, z)$). Le simple transfert de la date de déclenchement des séismes produit une propriété qu'il faudra lisser afin de voir apparaitre une propriété lisse se propageant continument dans l'espace et pouvant être considérée comme le temps de première arrivée de l'onde de pression. Une interpolation de la propriété ($t_{MS}(x, y, z)$) est donc réalisée fig. 3.12 en utilisant la méthode DSI (Discrete Smooth Interpolator) [Mallet, 1992].

Cette propriété est donc définie en tout point de la grille comme une propriété continue et croissante en fonction de la distance à l'injecteur. On peut y définir des surfaces implicites (Figure 3.12 (b)) matérialisant le front de déclenchement des séismes que nous considèrerons maintenant comme le front de propagation de la pression associée à la stimulation hydraulique.

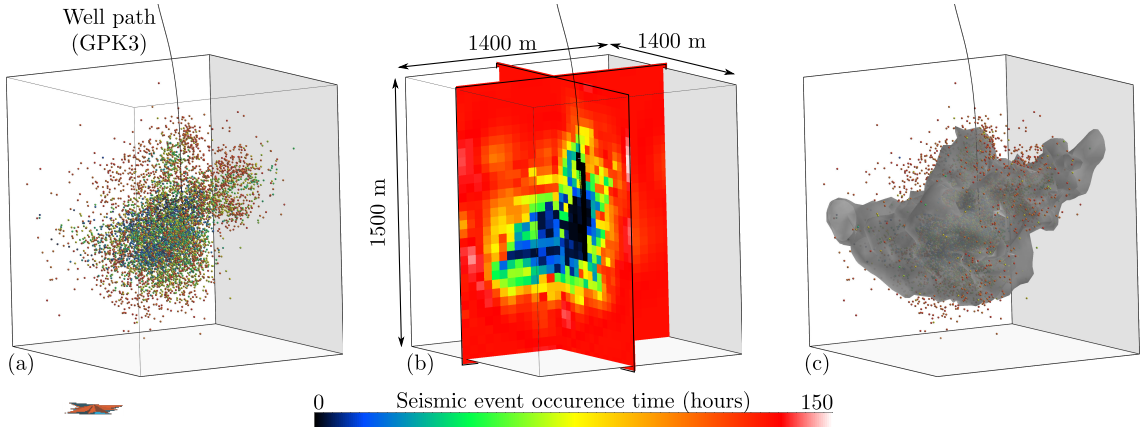


FIGURE 3.12 – ÉVOLUTION DU TEMPS DE DÉCLENCHEMENT DU PLUS VIEUX SÉISME AUTOUR DE L'INJECTEUR. – Nous avons réalisé un pré-traitement sur les microséismes enregistrés à Soultz-sous-Forêts autour du puits GPK3 suite à la stimulation de 2003. (a) synthétise la position et la chronologie d'apparition des événements. Nous avons déterminé le temps de première apparition des séismes (b) de façon à limiter l'interprétation des répliques de séismes comme étant des marqueurs de propagation de la surpression. Ceci est appuyé par une résolution de grille assez faible ($27 \times 29 \times 31$ cellules de $50 \times 50 \times 50$m) et une interpolation avec DSI. (c) matérialise la géométrie du front de déclenchement des séismes à $t_{MS}(x, y, z) = 100$.

3.4.2 Approximation de la propagation du front de pression

Vasco et al. [2000], Datta-Gupta and King [2007] ont décrit la propagation d'un front de pression produit par une impulsion ponctuelle à l'aide de l'équation suivante :

$$t(\vec{x}) = \frac{1}{6} \times \tau(\vec{x})^2 \; with : \sqrt{\alpha(\vec{x})}\,|\nabla\tau(\vec{x})| = 1 \; and : \alpha(\vec{x}) = \frac{k(\vec{x})}{\phi(\vec{x})\mu c_t} \tag{3.8}$$

$\alpha(\vec{x})$ est la diffusivité hydraulique de la roche à la position $\vec{x}$. $\tau(\vec{x})$ est la racine carré du temps. Il est liée au temps physique qu'a mis l'onde de pression pour arriver jusqu'à la position $\vec{x}$ par une expression de la forme $t(\vec{x}) = c.\tau(\vec{x})^2$ (ici on considère une propagation spherique : $c = \frac{1}{6}$). La diffusivité est une propriété hydraulique de la roche liée à la perméabilité ($k(\vec{x})$), la porosité ($\phi(\vec{x})$), la viscosité du fluide présent dans la roche (μ) et la compressibilité totale du système (c_t). Dans notre cas, nous utiliserons cette équation pour estimer la propagation de l'onde de pression suite à des impulsions hydrauliques appliquées dans le puits GPK3. Datta-Gupta et al. [2011] ont judicieusement souligné que l'équation (eq. 3.8) est de forme

eikonale. De ce fait, elle peut être résolue efficacement par un algorithme proposé par Sethian [1996] : *The Fast Marching Method* (FMM).

Résolution d'une équation eikonale par Fast Marching

La méthode de *Fast Marching* (FMM) est un cas particulier de la méthode des surfaces de niveau (*Level Set Method*) [Osher and Sethian, 1988]. C'est une technique numérique de suivi d'une interface entre un mobile déformable (dans notre cas, une iso-valeur de l'onde de pression) et le milieu dans lequel il se déplace (ici, le volume de roche en 3D). En d'autre mots, la FMM est utilisée pour évaluer efficacement le temps minimal nécessaire pour se rendre en tout point du volume depuis une ou plusieurs sources tout en considérant un champ de vitesse hétérogène. Une telle méthode de résolution a déjà été utilisée en géologie sous forme d'un proxy relatif aux écoulements de fluides. Borghi et al. [2012] utilisent le FMM pour simuler les écoulements à l'origine de la kastification des roches. Ils extraient des chemins préférentiels d'écoulements le long d'une carte de vitesse synthétisant les hétérogénéités de la roches associées à un modèle géologique 3D complexe (fractures, failles, stratifications ...).

Un algorithme de résolution de l'équation eikonale a été implémenté pour notre travail. Il approxime la propagation d'une propriété ($PF_{(u,v,w)}$) contrainte par une carte de vitesse ($V_{(u,v,w-1)}$) dans l'espace et dans le temps par résolution itérative de l'équation eikonale discrétisée sur une grille cartésienne (algorithme (2)) :

$$\begin{aligned}\frac{1}{PF_{(u,v,w)}} = \\ &[max(dist_{(u-1,v,w)}V_{(u-1,v,w)}; dist_{(u+1,v,w)}V_{(u+1,v,w)}; 0)^2 + \\ &max(dist_{(u,v-1,w)}V_{(u,v-1,w)}; dist_{(u,v+1,w)}V_{(u,v+1,w)}; 0)^2 + \\ &max(dist_{(u,v,w-1)}V_{(u,v,w-1)}; dist_{(u,v,w+1)}V_{(u,v,w+1)}; 0)^2]^{\frac{1}{2}}\end{aligned} \tag{3.9}$$

$dist_{(u\pm i,v\pm j,w\pm k)}$ est un estimateur de la distance séparant les cellules $(u \pm i, v \pm j, w \pm k)$ et (u, v, w). Le principe est de visiter progressivement l'ensemble des positions du volume en suivant le gradient de propagation le plus faible. Ainsi, à chaque itération, la valeur du front la plus faible est fixée et la valeur associée à chaque voisin direct est ajustée. Le front se propage ainsi efficacement dans le milieu en fixant les valeurs du front par ordre croissant et réduisant les calculs à des mises à jour locales (algorithme (2)).

L'avantage de cette méthode est de proposer rapidement une bonne approximation de la solution eikonale. Cependant, la résolution de l'équation eikonale par FMM est un processus itératif qui pose une hypothèse de stationnarité sur la propriété évaluée [Adalsteinsson and Sethian, 1999, 1995, Sethian, 1996]. Une telle hypothèse est très discutable si on espère évaluer la propagation d'une onde de pression dans un milieu où se produisent des microséismes influençant la porosité et la perméabilité de la roche. Nous nous positionnerons pour la suite dans la configuration où la propagation de l'onde de pression est un processus stationnaire.

Simulation d'une carte de diffusivité hydraulique à Soultz-sous-Forêts

À Soultz-sous-Forêts, de nombreuses études ont permis d'évaluer le comportement dynamique du réservoir. Certaines se basent sur l'analyse de la microsismicité à l'aide de méthode SBRC (Seismic Based Reservoir Caracterization) [Shapiro et al., 1999, 2002], et d'autres analysent des données relatives aux tests de traceurs réalisés en 2005 pour proposer des modèles dynamiques en phase avec les temps d'arrivées des traceurs aux différents puits [Sanjuan et al., 2006, Gentier et al., 2010]. Radilla et al. [2012] proposent un modèle reproduisant les temps d'arrivées des traceurs aux puits. Il se base simplement sur deux milieux ayant un comportement hydraulique différent. Le premier est un milieu intensément fracturé, et le deuxième est un milieu faiblement fracturé caractéristique du granite initial.

Entrée: (1) *grille* : une grille cartésienne ($N_u \times N_v \times N_w$) stockant une carte de vitesse $V_{(u,v,w)}$ orientant la propagation du front de pression.

(2) *sources* : Liste des positions depuis lesquelles on propage la propriété par FMM.

(2) *bloque* : Liste des cellules de la grille cartésienne où le front a été définitivement évalué.

(3) *essai* : File de priorité stockant des cellules de la grille cartésienne ayant subit une estimation préliminaire du front. Elles sont triées par valeur d'estimation croissante de façon à assurer une propagation croissante de la propriété.

Sortie : Grille cartésienne ou une propriété $PF_{(u,v,w)}$ évalué pour tout $u \in [1, N_u]; v \in [1, N_v]; w \in [1, N_w]$ par FMM.

foreach *(u,v,w) de la grille* **do**
  $PF_{(u,v,w)} = \infty$;
end
foreach *positions p de sources* **do**
  (p_u, p_v, p_w) = `coordonnée_dans_la_grille(`p`)` $PF_{(p_u,p_v,p_w)} = 0$;
  bloque →`Ajoute` $((p_u, p_v, p_w))$;
end
foreach *cellules (u,v,w) de bloque* **do**
  foreach *voisin v des* `6_Voisins(`*(u,v,w)*`)` **do**
    $PF_{(v)}$=`Resoudre_Equation_Eikonale_Discrete(`v`)`;
    essai->`Ajoute` $((v))$;
  end
end

while *essai* $\neq \emptyset$ **do**
  (u, v, w) = *essai* →`prendre_la_cellule_de_plus_faible_PF()`;
  essai →`Enlève(`(u, v, w)`)`;
  bloqu →`Ajoute(`(u, v, w)`)`;
  foreach *voisin v des* `6_Voisins(`(u, v, w)`)` **do**
    if $v \notin$ *bloque* **then**
      $PF_{(v)}$ =`Selectionne_La_Valeur_Minimale(`$PF_{(v)}$,
      `Resoudre_Equation_Eikonale_Discrete(`v`))`;
      if $v \notin$ *essai* **then**
        essai →`Ajoute` $((v))$;
      end
    end
  end
end

Implémentation de la résolution de l'équation eikonale par FMM

Algorithm 2: .

Le comportement hydraulique de chaque milieu peut être évalué via sa diffusivité hydraulique à l'aide de l'eq. 3.8. Nous utiliserons des valeurs de perméabilité et porosité moyenne issues de la bibliographie [Sausse, 1998, André et al., 2006, Géraud et al., 2010]. En première approximation nous considérerons que le système géothermique fonctionne avec de l'eau douce ($\mu c_t = 10^{-13} Pa.s.m^2.N^{-1}$), cette constante devra être ajustée pour tenir compte de la salinité de l'eau dans le réservoir. Le milieu fortement fracturé est caractérisé par une perméabilité de $1D$ et une porosité de 0.15. Ceci nous permet d'évaluer la diffusivité hydraulique de ce milieu à $6.67 \times 10^{10} m^2.s^{-1}$. Le granite intact est caractérisé par une perméabilité de $0.2mD$, par une porosité de 0.002 et donc, par une diffusivité hydraulique de $1.00 \times 10^{9} m^2.s^{-1}$. Nous utiliserons ces valeurs de diffusivité dans une carte tridimensionnelle décrivant l'agencement de ces deux milieux équivalents.

La position du milieu fracturé s'appuie sur la position et la géométrie des fractures simulées de façon stochastique (fig. 3.13 (a)). Toutes les cellules de la grille cartésienne intersectant au moins une fracture du DFN sont repérées (fig. 3.13 (b)) et marquées comme appartenant à un milieu fracturé. La grille cartésienne servant de support à la méthode doit avoir une résolution suffisante pour individualiser les plus petites fractures du DFN tout en permettant une approximation rapide l'onde de pression par FMM. Dans notre exemple, la grille est constituée de $108 \times 116 \times 124$ cellules de $12 \times 12 \times 12$m. La carte de diffusivité est donc déduite de la rastérisation du DFN en attribuant à chaque cellule une valeur correspondant au milieu auquel elle appartient. La résolution de l'équation (eq. 3.8) par FMM utilisera cette carte de diffusivité et calculera la propagation du front de pression associée au DFN (fig. 3.14 (a)).

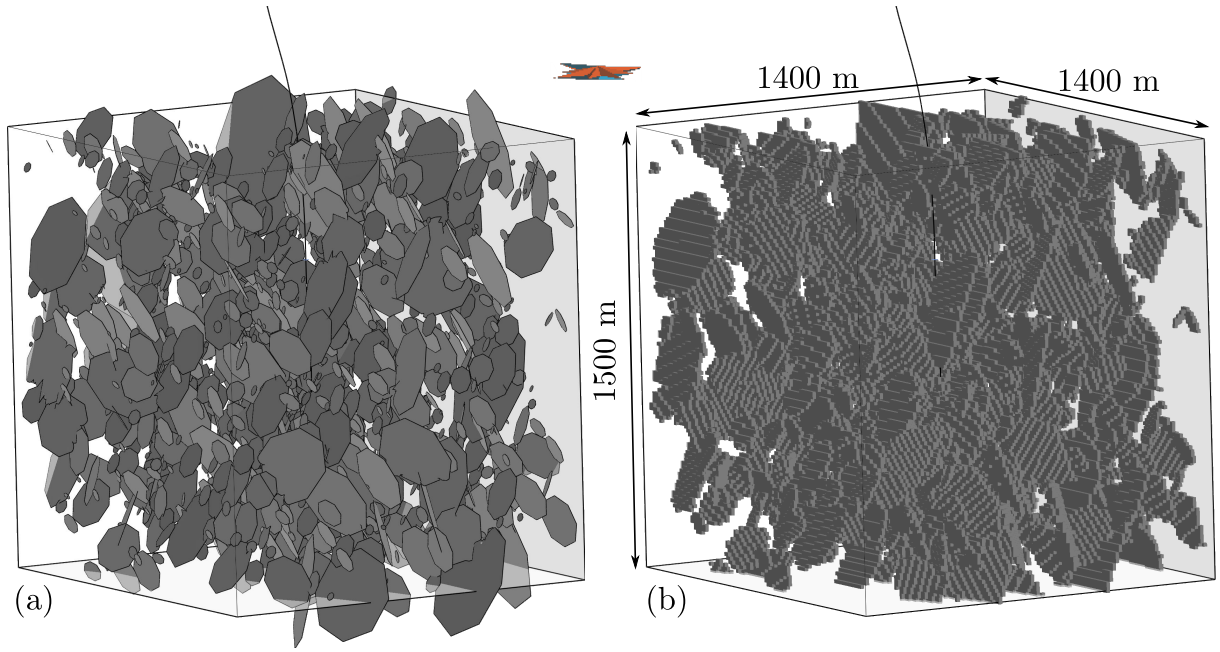


Figure 3.13 – Établissement d'une carte de diffusivité hydraulique en 3D prenant en compte un réseau de fractures. – (a) Simulation de DFN produisant une géométrie honorant les statistiques d'entrée. (b) Rastérisation du DFN (a) sur une grille cartésienne. La carte de diffusivité décrit l'agencement relatif d'un milieu fracturé et d'un milieu intact à partir d'un DFN et quantifie l'impact de ces milieux sur les écoulements dans le modèle.

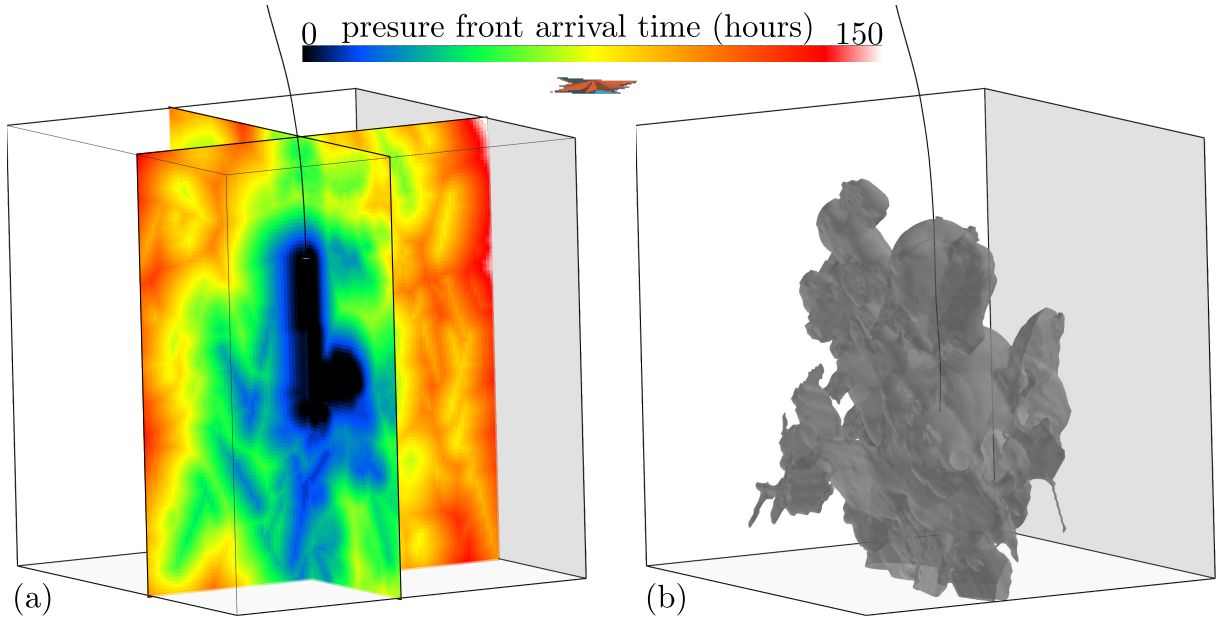


FIGURE 3.14 – APPROXIMATION DE LA PROPAGATION D'UN FRONT DE PRESSION PAR FMM . – (a) approxime le temps de première arrivé de l'onde de pression associée à la stimulation du puits GPK3. La propriété est obtenue en résolvant l'équation (eq. 3.8) par FMM contraint par la carte de vitesse fig. 3.13 (b). (b) matérialise la géométrie du front de pression à l'isolateur $PF_{(u,v,w)} = 100$.

3.4.3 Apport à la simulation stochastique de DFN

La méthode proposée dans cette partie s'intègre au processus de simulation stochastique de DFN classique (section 1.4.2). L'approche propose de prendre en compte la chronologie de déclenchement des événements microsismiques associés à une stimulation hydraulique. On supposera (1) que la propriété calculée à la section 3.4.1 traduit la propagation de l'onde de pression dans le milieu naturel et (2) que la propriété calculée section 3.4.2 est un approximation suffisante de la propagation de l'onde de pression dans le modèle associant un granite intact et un DFN. L'apport de cette approche réside dans l'évaluation et la minimisation de l'écart entre ces deux propriétés. Nous proposons ici de fixer la dimension temporelle et de matérialiser la géométrie du front de pression à une isovaleur (fig. 3.15).

À partir de la quantification de l'écart géométrique entre la solution « réelle » et celle associée à la modélisation stochastique DFNs, il est possible de :

1. classer une série de DFNs en fonction de leur impact sur la dynamique du réservoir ;
2. contraindre la simulation stochastique directe de DFN pendant les étapes d'implantation séquentielle ;
3. contraindre la géométrie des modèles *a posteriori* suivant un processus d'optimisation.

Nous avons utilisé cette approche pour quantifier la qualité d'une cinquantaine de modèles (fig. 3.16). Au final, les géométries comparées présentent d'importantes différences. La géométrie extraite de l'analyse la microsismicité s'étale horizontalement alors que les géométries produites par FMM sur DFNs présentent systématiquement une anisotropie verticale. Il semble donc que les géométries comparées ne soient pas représentatives des mêmes phénomènes. Aussi, avant d'aller plus loin et de contraindre nos simulations de DFNs via ces grandeurs, il nous faut revenir à la théorie pour intégrer d'avantage de concepts et produire des grandeurs comparables.

Les explications sont à trouver parmi les nombreuses approximations réalisées. Tout d'abord, l'analyse temporelle du déclenchement des microséismes prend en compte la non stationnarité de la propagation de l'onde de pression. En effet, le déclenchement d'un séisme et les

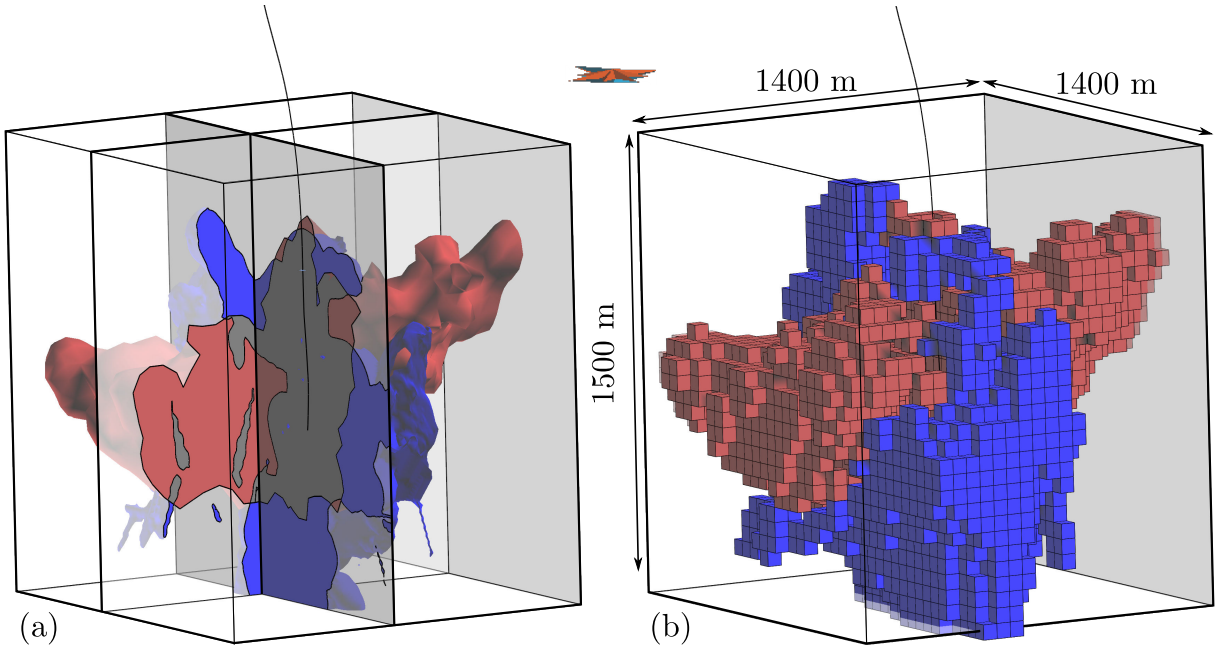


FIGURE 3.15 – VISUALISATION DE L'ÉCART D'ÉVALUATION DE LA GÉOMÉTRIE DU FRONT DE L'ONDE DE PRESSION À 100 HEURES. – (a) La solution rouge, représente celle issue de l'analyse de la position spatio-temporelle des microséismes section 3.4.1. En bleu, la solution est issue de la résolution de l'équation eq. 3.9 par FMM intégrant le modèle de DFN fig. 3.13 (section 3.4.2). Le calcul volumique estimant l'ampleur de l'écart est réalisé par comptage du nombre de cellules de la grille cartésienne incluse dans chaque zone bleu et rouge (b).

répliques associées modifient la porosité et la perméabilité de la roche (overture des fractures). La pression aux alentours diminue et le temps de rechargement de la zone dépend des nouvelles propriétés de la roche et impacte le déclenchement des séismes plus tardifs. Cet effet est réduit par une diffusivité choisie constante au cours du temps, le choix d'une faible résolution de grille cartésienne, et par le lissage de la propriété par interpolation. De plus, l'évaluation de la propagation du front de pression se basant sur le FMM fait l'hypothèse de stationnarité. Il conviendra d'étudier et d'évaluer plus en détails les relations entre le front de déclenchement des microséismes et la propagation du front de pression. De plus, la propagation du front microsismique dépend de l'augmentation de la pression lithostatique en fonction de la profondeur. L'effet de la profondeur est complètement négligé dans l'approche qui se base sur le FMM. L'intégration de ces limitations devront faire l'objet de futures recherches pour que l'estimation par FMM reproduise un processus plus proche de la propagation naturelle de l'onde de pression, mais aussi sur l'acquisition et le traitement même des données de microsismicité.

3.5 Apport des données d'écoulements : traceur et percolation entre puits

Cette méthode s'appuie sur l'intégration d'une propagation de front par *Fast Marching* (section 3.4.2) pendant la simulation séquentielle stochastique de DFNs (chapitre 2). L'idée est de qualifier et d'orienter l'évolution du comportement dynamique du réservoir pendant la simulation progressive des fractures. On propose une méthode en quatre étapes s'intercalant entre chaque séquence d'implantation (chapitre 2) :

1. Création d'une carte de vitesse modélisant l'impact des fractures sur la roche constitutive

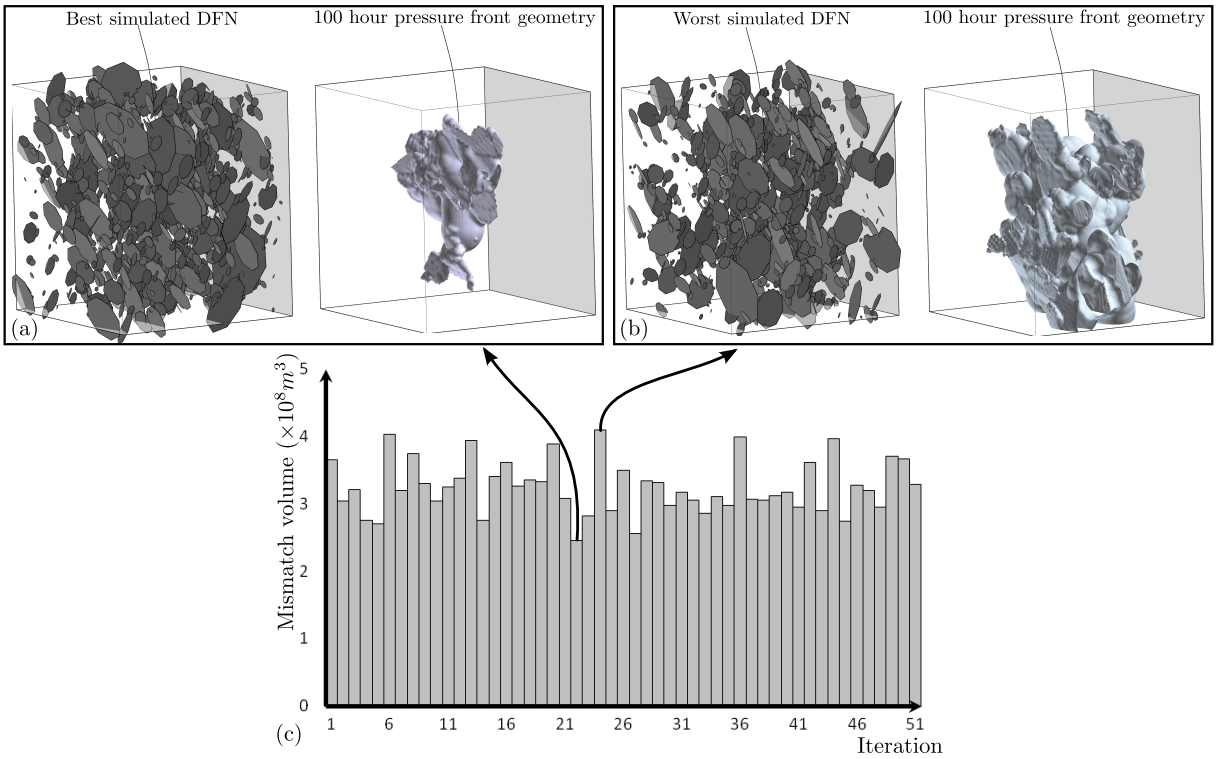


FIGURE 3.16 – CLASSEMENT QUALITATIF DFNS RELATIF AU FRONT DE PRESSION PROPAGÉ. – On évalue l'écart entre le front de pression issu de (1) l'analyse du temps de déclenchement des microséismes et (2) de la propagation de la pression (par FMM) dans le réservoir incluant 50 DFNs différents (c). On peut ainsi évaluer le DFN qui propage le front de pression le plus proche (a) (respectivement le moins proche (b)) de celui associé au réservoir naturel. On représente ici seulement l'isovaleur associée à la position de l'onde de pression 100 heures après la stimulation.

du réservoir ;

2. Propagation d'un front par FMM représentant de façon qualitative les écoulements dans le réservoir ;
3. Identification du chemin de moindre coût assurant la percolation entre les puits ;
4. Modification de l'activité des zones d'ombres et d'accumulation des contraintes pour favoriser l'établissement d'un corridor de fractures connectées autour du chemin de percolation.

On utilise alors le FMM comme approximation du comportement dynamique associé aux états précoces du réservoir et pour influencer les séquences d'implantations ultérieures. Cette méthode vise à orienter la géométrie et l'organisation du DFN pour assurer au réservoir un comportement dynamique particulier. Nous illustrerons la méthode sur l'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts.

Le comportement dynamique du réservoir a été testé en 2005 par une série de tests de traceurs. L'injection de traceur [Sanjuan et al., 2006] montre que moins de 30% des traceurs injectés dans GPK3 sont récupérés dans GPK2 et GPK4 après 4 mois de circulation. Cette dilution illustre l'abondance de saumure naturelle et la connexion des puits à un vaste réseau de drainage (réservoirs de grandes dimensions). Cette analyse confirme l'intense fracturation associée à l'échangeur géothermique. La densité de fractures a été volontairement réduite à une carte de densité uniforme afin que nous puissions obtenir des résultats visuels pour illustrer la méthode.

Les premières études mettent en évidence une différence non négligeable dans les temps de percolation des traceurs injectés dans GPK3 aux puits GPK2 et GPK4. La percolation rapide des traceurs au puits GPK2 a été interprétée en terme de connectivité du réseau de fractures [Sanjuan et al., 2006]. Puis elle a été associée à la présence d'une structure majeure intersectant les deux puits [Sausse et al., 2010]. Ces résultats on été réinterprétés à l'aide de simulations d'écoulements réalisées par Radilla et al. [2012] qui ont mis en évidence la présence de trois boucles de circulation. Deux d'entres elles relient les puits GPK3 et GPK2 alors que la troisième est responsable de la percolation tardive entre GPK3 et GPK4. Nous proposerons dans cette section une méthode contraignant la simulation de DFNs à générer des chemins préférentiels de percolation par l'intermédiaire d'amas de fractures connectant les puits. Les corridors de fractures produits devront connecter les zones où la fracturation est intense sur GPK2 (respectivement GPK4) et GPK3 (ou toutes structures s'y connectant) (fig. 3.17). Nous utiliserons, pour illustrer la méthode, un processus d'implantation en 50 itérations et implantant de façon uniforme 10 fractures à chaque étape. Le modèle d'influence choisi est le même que celui décrit fig. 2.2 ($\alpha_s = 1$, $\alpha_p = 2$, $\beta_s = 1$ et $\beta_p = 0.5$).

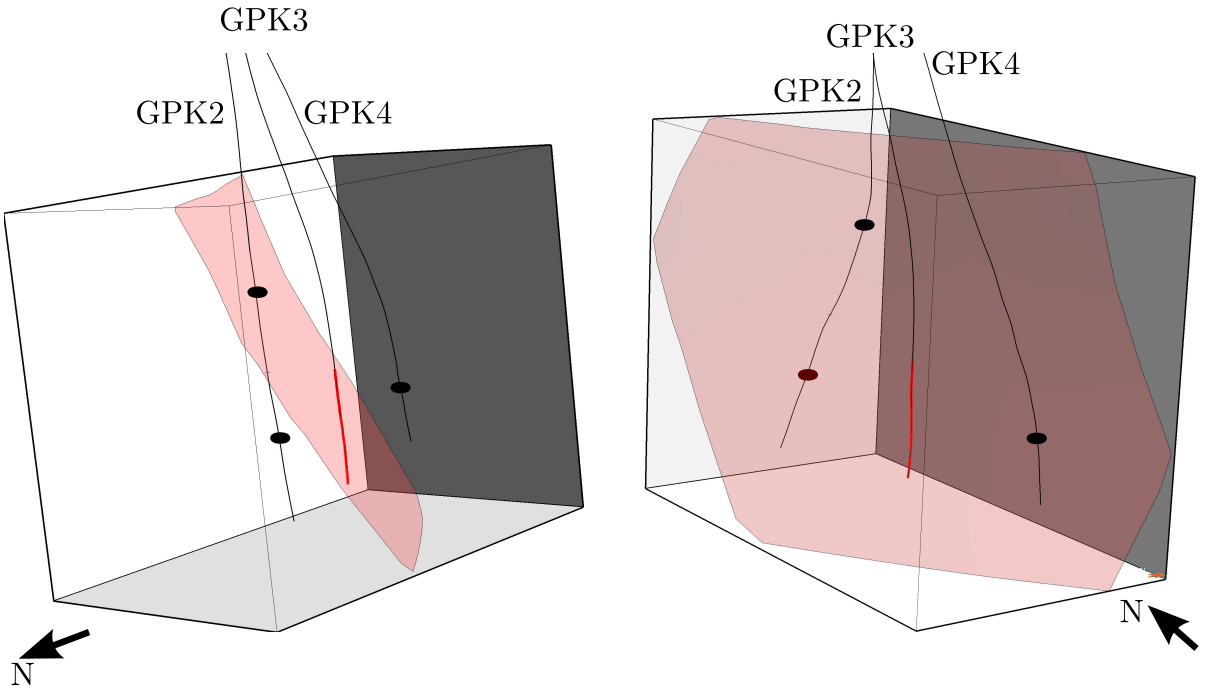


Figure 3.17 – Donnée de perte et de récupération de fluides à Soultz-sous-Forêts. – On présente deux vues du réservoir géothermique : une vue du Nord-Ouset à gauche et une vue du Sud-Ouest à droite. Ces deux points de vue localisent les pertes de fluide le long des puits GPK2 et GPK4 (sphère noire). On note aussi la grande structure (en rouge) associée à une percolation rapide entre GPK2 et GPK3. Finalement on localise la zone profonde de GPK3 en rouge qui présente la zone de ce puits en open hole et où les fluides injectés sont directement en contact avec la roche. Finalement, des amas de fractures devront relier les structures connectées à GPK3 et les zones d'intense fracturation de GPK2 et GPK4

3.5.1 Établissement d'une carte de vitesse liée à l'écoulement

Cette étape est semblable à celle décrite fig. 3.13 qui individualise un milieu de roche intact d'un milieu constitué de roche fracturée. Les fractures considérées ici sont uniquement celles issues des séquences d'implantations antérieures et ne constituent pas l'ensemble du DFN final. La position et la géométrie des premières fractures simulées sont transférées à la grille

support sous forme d'un raster binaire (fig. 3.18). On attribue à ces deux milieux une valeur traduisant leur impact sur la propagation des fluides. La roche encaissante est un granite de faible perméabilité et les fractures sont des drains canalisant l'écoulement. Ici, seule une information qualitative de la position relative des fractures est attendue afin d'identifier les zones du modèle où les fractures font défaut. Dans ce cas, nous n'avons pas besoin de réaliser une carte traduisant précisément le comportement de chaque cellule face à un écoulement de fluide. Aussi, nous utiliserons les valeurs de diffusivité décrite section 3.4.2 pour décrire de façon qualitative la différence de comportement des milieux intact et fracturé.

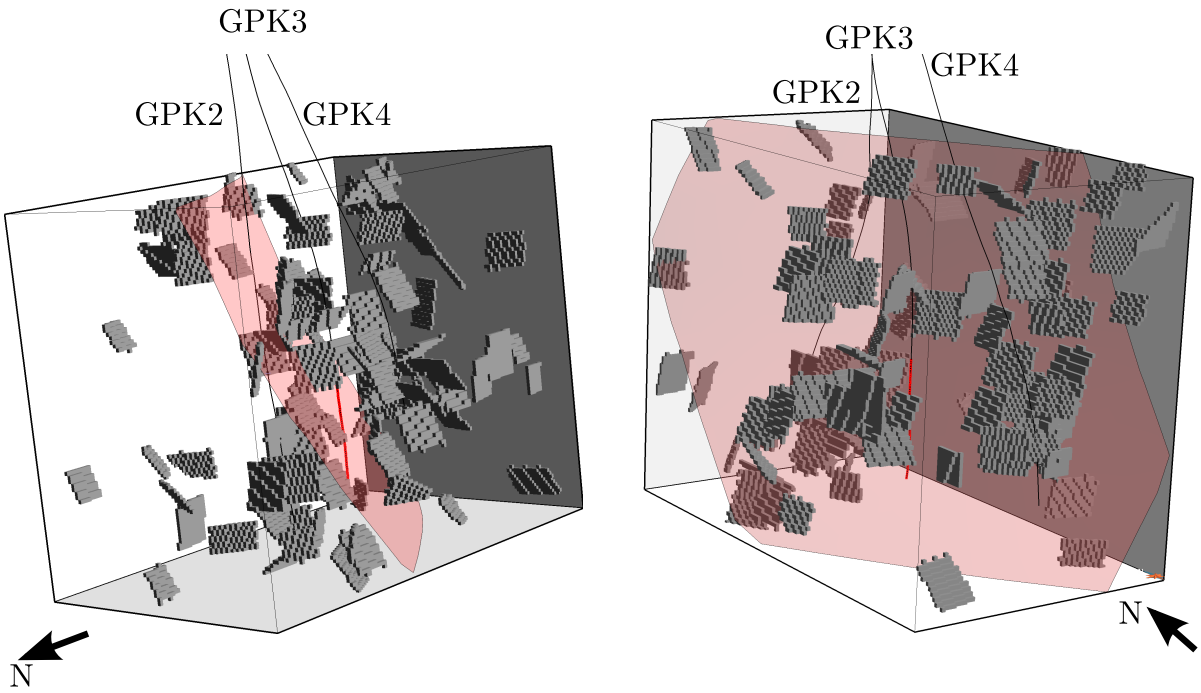


Figure 3.18 – Carte des zones de forte diffusivité associées aux fractures précocement simulées. – Les deux points de vues du réservoir montrent le raster issue des dix premières séquences d'implantations de fractures. Les cellules affichées représentent les cellules constituées de roches fracturées.

3.5.2 Approximation de la propagation de fluide et chemin de percolation

La carte de diffusivité hydraulique générée (fig. 3.18) traduit le comportement hydraulique associé du réservoir DFN en cours de simulation. Le FMM propage une propriété homogène à un temps de première arrivée de l'onde de Pression. Nous utiliserons le FMM comme un proxy relatif à la simulation d'écoulement section 3.4.2. La rapidité d'exécution du FMM permet d'introduire entre chaque séquence d'implantation de fractures une approximation du comportement dynamique du réservoir. Une simple descente du gradient de la propriété estimée par FMM permet d'extraire le chemin assurant la percolation la plus rapide du fluide entre n'importe quel point du réservoir et la source propageant la propriété. La propriété se propage ici depuis GPK3 et toutes les structures qui y sont connectées (structures en rouge fig. 3.17). On extrait le chemin de percolation le plus précoce entre (1) la position d'intense fracturation sur chaque puits producteur (GPK2 et GPK4) et (2) le puits injecteur (GPK3) fig. 3.19. La géométrie de ces chemins de percolation est directement liée aux fractures via la carte de diffusivité hydraulique. Nous pouvons alors influencer les futures séquences d'implantation de fractures pour (1) sculpter la géométrie du chemin de percolation et (2) assurer la présence d'un chemin de percolation uniquement constitué de roche fracturée.

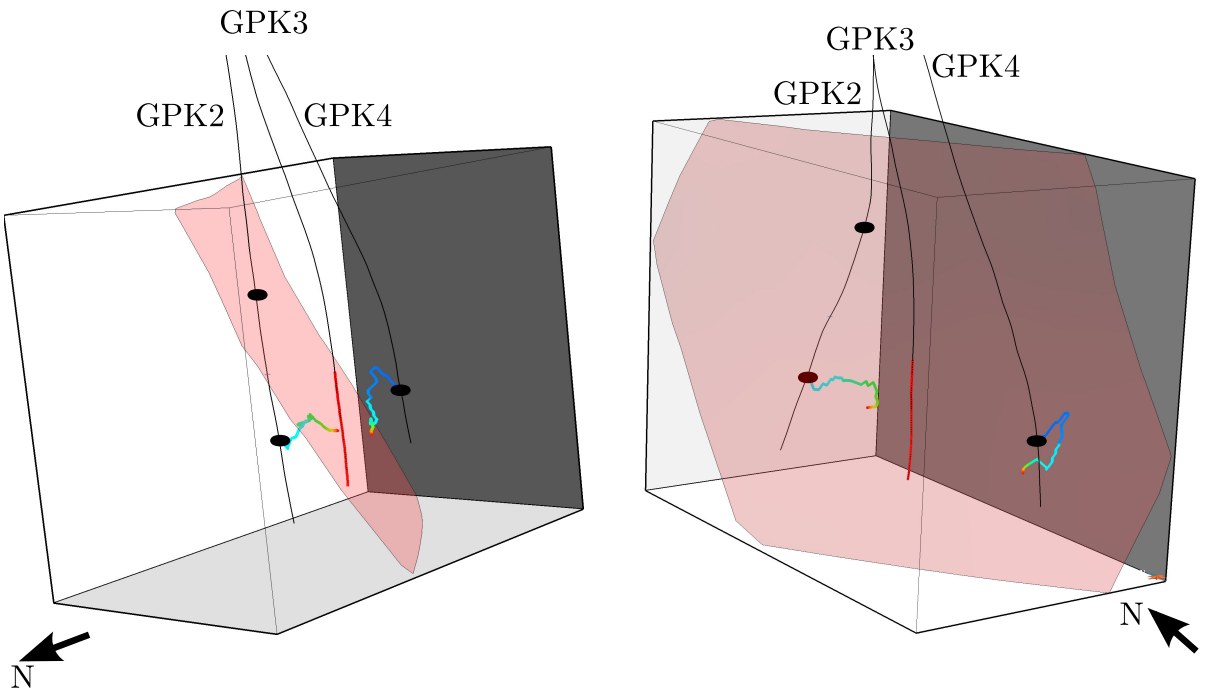


FIGURE 3.19 – EXTRACTION DU CHEMIN DE PERCOLATION LE PLUS RAPIDE ENTRE LE PUITS INJECTEUR ET LES PRODUCTEURS.. – La géométrie des chemins extraite présente le chemin le plus court que puisse emprunter le fluide entre le puits producteur et les puits injecteurs (GPK2 et GPK4). Les chemins sont extraits depuis les positions (noir) sur GPK2 et GPK4, jusqu'à GPK3 (ou toute structure y étant connectée). La couleur affichée sur le chemin assurant la percolation la plus précoce représente la valeur de la propriété temporelle propagée par FMM le long du chemin.

3.5.3 Perturbation de l'impact des fractures sur la simulation de DFN

Le chemin de percolation précoce emprunte préférentiellement les fractures qui jouent un rôle de drain. Entre chaque séquence d'implantation de fractures à l'origine du DFN, les fractures localisées le long du chemin (section 3.5.2) auront un rôle potentiel dans la percolation du fluide entre les puits. Ces fractures seront utilisées comme des pivots structurant le futur amas de fractures connectant les puits producteurs et injecteur. Aussi, l'activité de leur zone d'ombre et de leur zone d'accumulation des contraintes sera augmentée ($\times 10$ dans cet exemple). La valeur choisie pour augmenter l'activité des zones d'influence a été choisie arbitrairement au vu des tests de sensibilités réalisés sur le processus d'implantation séquentielle (chapitre 2).

Nous avons donc simulé avec succès un DFN respectant les impératifs de connectivité géométrique issus de l'analyse des tests de traceur. Le modèle donné en entrée de la simulation prend en compte les structures simulées de façon déterministe par Sausse et al. [2010]. Le modèle structural d'entrée assure une connection entre GPK2 et GPK3 et sert de relai pour de futures connections au puits GPK3. Nous avons contraint le modèle à générer deux amas de fractures assurant la percolation depuis GPK2 et depuis GPK4 jusqu'à GPK3 (fig. 3.20). Le DFN produit assure géométriquement l'obtention des trois boucles de circulation mises en évidence par Radilla et al. [2012]. Cependant, une étude des écoulements effectifs dans le réservoir est nécessaire pour confirmer, infirmer ou même calibrer le modèle proposé.

3.6 Conclusion

La simulation stochastique de DFNs est une méthode générale qui peut être contrainte par de nombreux paramètres. Dans un premier temps, nous avons illustré les apports de la simulation stochastique séquentielle présentée au chapitre 2. Les DFNs modélisant le réseau de fractures de Soultz-sous-Forêts ont été contraint par :

1. les statistiques descriptives associées aux deux familles observables ;
2. une carte de densité honorant les densité aux puits et prenant en compte le modèle structural et la microsismicité.

La dimension fractale des DFNs semble aussi être qui peut être contrainte en attribuant à chaque fracture un modèle représentatif de sa zone d'ombre et de sa zone d'accumulation des contraintes.

Nous avons aussi exploré la possibilité de contraindre de façon directe l'orientation des fractures par les plans préférentiels d'alignement des microséismes. Cette approche permet de combiner l'analyse des alignements de microséismiques avec les observations statistique d'orientation. Nous avons constaté que l'échantillonnage stochastique des alignements de microséismes détectés par la transformée de Hough, fournissait des orientations en accord avec les statistiques caractérisant la fracturation dans le faciès granitique profond. L'utilisation d'une carte tridimensionnelle caractérisant l'orientation locale des discontinuités mécaniques soulignées par la microsismicité semble donc assez prometteuse. Cependant, il convient de rester prudent au vu de la précision des données (positionnement à $\pm$50m) que nous avons étudiées et donc de la discrétisation choisie. Un certain nombre d'études complémentaires sur la sensibilité de la méthode devront être menées, afin de préciser l'influence de la discrétisation de l'accumulateur de Hough.

Finalement, le processus d'implantation séquentielle des fractures nous a permis d'intégrer des considérations sur le fonctionnement dynamique du réservoir. La force de cette méthode est d'orienter la simulation stochastique de DFN en évaluant le comportement du réservoir pendant la simulation de fractures, au court d'un processus direct. La méthode utilise un proxy relatif à la simulation d'écoulement basé sur la propagation par *Fast Marching*. L'utilisation d'un tel proxy se justifie par son extrême rapidité d'exécution, ce qui nous permet de réaliser un très grand nombre de séquences d'implantations. Cependant, le *Fast Marching* reste discutable tant à cause des approximations théoriques sur la stationnarité que sur les approximations géométriques liées à la rasterisation des DFNs. Finalement, les règles influençant le processus d'implantation séquentielle pourraient être déduites de simulations d'écoulements plus adaptées ou alors en faisant des calculs (recherche de chemins) à partir de graphes de connectivité discrétisant les fractures [Collon-Drouaillet et al., 2012].

La méthode présentée ici utilise des règles géométriques très simples pour traduire un phénomène très complexe. Le temps réellement mis par le traceur pour atteindre les différent puits, et la quantité de traceur recouvrée ne sont pas directement honorées. La méthode pourrait être améliorée en considérant d'avantage de règles géométriques contraignant la connectivité et la géométrie des amas de fractures. Il serait alors possible de contraindre (1) la connections d'un puits à un système ouvert de façon à prendre en compte les pertes de traceurs ; ou alors (2) l'absence de connections entre certain puits. Cependant, il est nécessaire d'envisager une validation du modèle via des simulations d'écoulements. À terme, l'idéale serait d'intégrer une simulation d'écoulements entre chaque séquence d'implantation de fractures de façon à contraindre directement la simulation de DFN par sa réponse en écoulements.

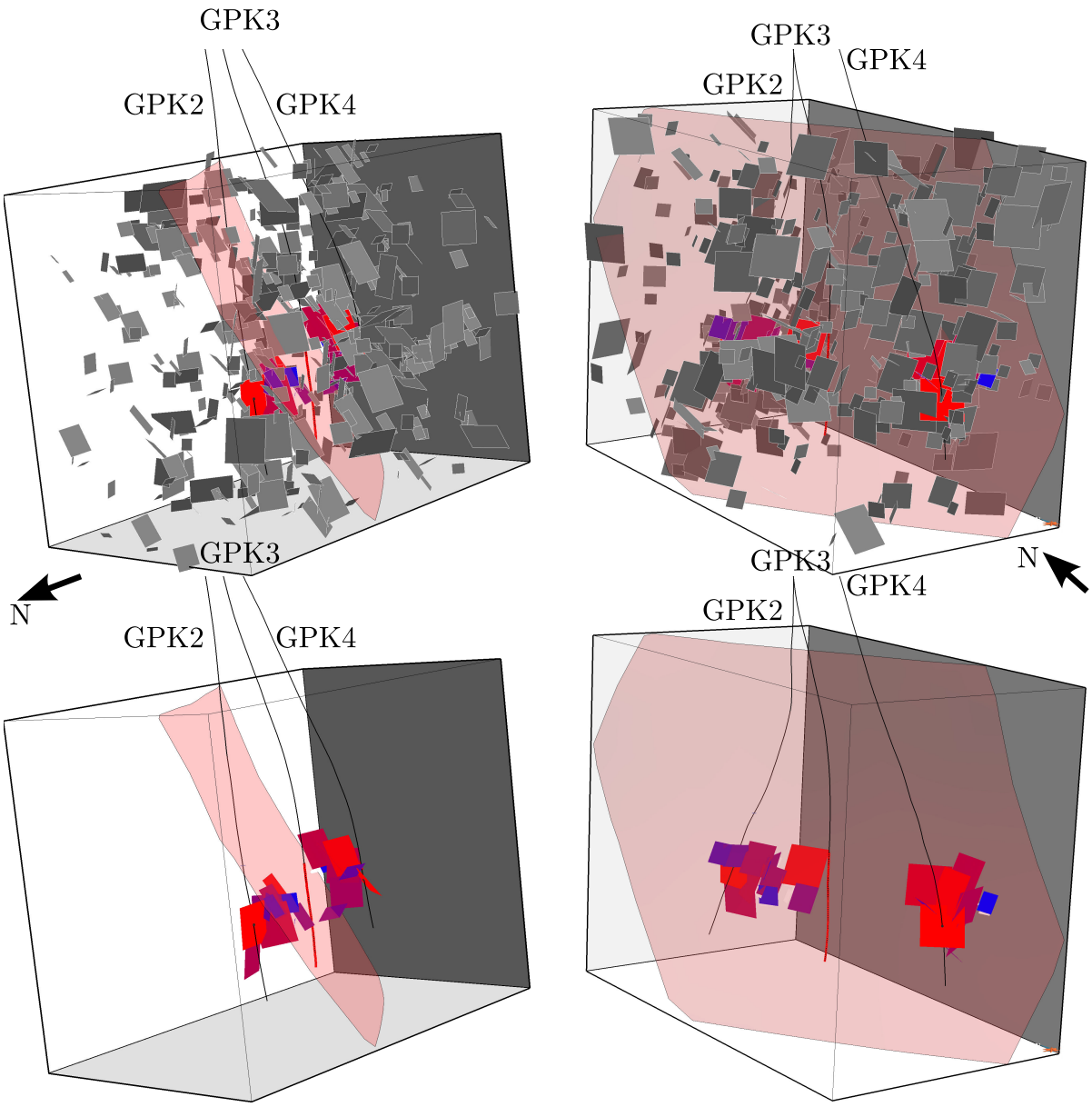


FIGURE 3.20 – DFN PRÉSENTANT DES AMAS DE FRACTURES ASSURANT LA PERCOLATION ENTRE LES PUITS. – Trois chemins de percolations assurent les connections dynamiques dans le réservoir. Il y en a deux entre GPK2 et GPK3 et un entre GPK3 et GPK4. La structure modélisée de façon déterministe par Sausse et al. [2010] assure une connection entre GPK2 et GPK3 mais sert aussi de relai au corridors de fractures simulés stochastiquement. Notre méthode de simulation a produit deux amas de fractures percolants visibles sur ces images (fractures colorées). Ces couleurs indiquent la chronologie suivant laquelle elles ont été simulées (les rouges sont les fractures les plus précoces et les bleues sont les plus tardives).

Conclusion générale

Contributions, Discussions et Perspectives

Les réseaux de fractures sont des objets géologiques complexes et multi-échelles. La représentation explicite et exacte de toutes les instances du réseau de fractures à toutes les échelles n'est pas possible ; la caractérisation directe et indirecte des réseaux de fractures est partielle et sujette à de nombreuses incertitudes. Les approches stochastiques visent à produire des DFNs présentant une géométrie « réaliste ». Elles se basent sur la description des hétérogénéités via des lois de distribution statistique. Les méthodes de simulation varient du simple échantillonnage des lois de distribution [Chilès, 2005, Macé, 2006] à des méthodes complexes contraignant la dimension fractale via une approche mimant l'implantation progressive et la croissance des fractures [Davy et al., 2013] (section 1.4.2). La validation des DFNs s'appuie généralement sur l'absence d'incohérence entre (1) le comportement et la géométrie des modèles et (2) les informations relevées plus ou moins directement sur le terrain. En conséquence, la recherche du modèle « réel », souvent attendu par le géologue, est purement utopique. Ce que nous pouvons proposer de mieux est une série de DFNs conciliant le maximum de caractéristiques qui, en considérant les incertitudes liées à la caractérisation, ne soulèvent pas d'incohérence.

Dans cette thèse, nous proposons un processus stochastique pseudo-génétique combinant une implantation séquentielle avec un algorithme de croissance radiale et par coalescence d'objets tridimensionnels (chapitre 2). L'idée globale est de contraindre la simulation stochastique par des données conceptuelles relatives à la mécanique de la rupture. Notre implémentation s'appuie sur la prise en compte de l'impact de chaque fracture sur le processus de simulation. Nous proposons une paramétrisation définissant la dimension et l'impact de la zone d'ombre et de la zone d'accumulation des contraintes associées à chaque fracture. Une telle paramétrisation permet de quantifier rapidement les interactions relatives aux fractures déjà simulées.

L'implantation séquentielle ajoute une dimension temporelle dans la simulation des fractures associées à un événement tectonique. Les fractures les plus grandes sont considérées comme celles ayant grandi le plus longtemps et sont donc simulées en premier. Chaque fracture se voit attribuer un modèle représentant sa zone d'accumulation des contraintes et sa zone d'ombre. L'implantation séquentielle utilise ce modèle pour contraindre la position des petites fractures par rapport aux grandes. Les paramètres du modèle d'influence associé à chaque fracture est donc responsable de l'émergence d'une hiérarchie dans l'organisation des fractures du DFN.

L'organisation spatiale naturelle des réseaux de fractures est souvent décrite par sa dimension fractale [Bonnet et al., 2001]. Nous avons montré que notre processus d'implantation séquentielle impacte la façon dont les fractures s'agencent dans le réservoir (section 3.2.1 et section 2.2). Une étude de sensibilité plus poussée devra être faite pour quantifier l'impact des paramètres d'entrée de la simulation séquentielle sur l'organisation générale du DFN produit. À terme, l'algorithme devrait choisir automatiquement le modèle d'impact de la zone d'ombre et de la zone d'accumulation des contraintes associées à chaque fracture de façon à reproduire une dimension fractale attendue.

A l'instar de Srivastava et al. [2005], l'algorithme propageant les discontinuités repose lui aussi sur les interactions entre fractures. Cet algorithme fait croître les plus grandes fractures de façon prioritaire. À chaque pas de propagation, les objets peuvent être réorientés en considérant les interactions avec les fractures du voisinage. Aussi, la croissance d'une fracture peut aller jusqu'à sa coalescence avec ses voisines, où elle arrêtera sa propagation. De plus, l'implémentation actuelle intègre la considération des effets de la zone d'ombre. En effet, la croissance des fractures peut être désactivée par le déchargement des contraintes associées à la présence d'une zone d'ombre. Ce procédé assure la cohérence entre les fractures en s'assurant que des fractures non stimulées stoppent leur propagation. Ceci favorise l'émergence d'une loi de puissance caractéristique des réseaux de fractures naturels. Nous suspectons qu'une telle lois serait d'avantage reproduite si nous considérions les fractures coalescentes et alignées comme étant un seul et unique objet. Aussi, un processus *a posteriori* devra être implémenté de façon à repérer de telles configurations et à ajuster l'étude statistique. Par ailleurs, la réorientation et la coalescence des fractures a un effet sur la connectivité du réseau. Bonneau et al. [2013] ont pu montrer qu'à nombre de fractures constant, la connectivité du modèle est plus importante sur le DFN ayant crû de façon radiale et coalescente que sur un DFN issu d'un processus stochastique classique. La loi de croissance est pour l'heure déduite de l'état final de la fracture qui reflète une loi de distribution de longueur. Une lois plus réaliste pourra être exploré dans la lignée des travaux de Davy et al. [2010, 2013].

L'approche décrite peut aussi s'intégrer dans la simulation d'un réseau de fractures réactivé plusieurs fois par différents événements tectoniques. La caractérisation doit alors être faite de façon indépendante pour chaque famille de fractures. Plus généralement, il faut aussi étudier la chronologie et l'impact de chaque événement tectonique subi par le réservoir. Les fractures associées à chaque événement sont simulées chronologiquement. Chaque fracture simulée est associée à un modèle simulant l'impact de leurs zones d'influence. Ce modèle est utilisé pour optimiser la simulation des fractures de la famille en cours de simulation, mais aussi pour la simulation des familles plus jeunes. Entre chaque étape de simulation il convient de remettre à jour la géométrie du réservoir (et des fractures déjà simulées) qui a pu être modifiée par les événements tectoniques antérieurs (faille, plissement...).

La paramétrisation modélisant les zones d'influence autour d'une fracture est discutable et largement perfectible. En premier lieu, la symétrie qu'engendre une telle paramétrisation semble justifiable pour des fractures en ouverture (Mode I), mais doit être corrigée pour des fractures en cisaillement. En effet, la perturbation du champs de contrainte autour d'une fracture en cisaillement est dissymétrique créant une alternance de zones en compression et de zones en extension [Kim et al., 2004]. Il serait donc possible de proposer un modèle plus réaliste pour caractériser la rétroaction de chaque fracture sur le champs de contrainte en évaluant l'état de contraintes via une résolution par la méthode des éléments de frontière (BEM, *Boundary Element Method* Hall [1994], Wang and Yao [2011]). Une telle étude permettrait de mieux appréhender et donc de mieux reproduire la croissance et l'interaction entre les fractures dans un volume de roche. Les méthodes de résolution utilisant les éléments de frontière ont une complexité en o(n.log(n)), ce qui reste acceptable en vue d'une intégration à notre approche stochastique. L'inconvénient de ce type de méthodes est qu'elles prennent en compte des conditions aux limites globales, difficile à caractériser de manière quantitative et à réglées indépendamment pour chaque fracture.

Dans cette étude, les paramètres du modèle d'influence des fractures sont réglés globalement pour toutes les fractures de façon déterministe. Nous suspectons un lien entre l'extension et l'activité de ces zones d'influence et les paramètres mécaniques des roches constituant le réservoir. Aussi, une étude complémentaire semble envisageable pour explorer cette hypothétique corrélation. De même, nous pouvons imaginer l'intégration d'hétérogénéités locales en proposant une paramétrisation qui varie dans le temps et l'espace. Dans notre étude, nous avons pu contraindre le processus de simulation direct par des données dynamiques et microsismiques en modifiant l'impact de certaines zones d'influence au cours de la simulation

de fractures (section 3.4 et section 3.5). Cette approche ouvre des perspectives prometteuses puisqu'elle permet de diversifier les informations contraignant le DFN en estimant la réponse du DFN en cours de simulation afin d'agir sur le processus de simulation.

Souvent, les fractures subissent un processus d'homogénéisation ou de mise à l'échelle par l'intermédiaire de milieux équivalents. L'exemple le plus classique est la définition d'une perméabilité équivalente (voir par exemple Oda [1985]). Ceci suppose des hypothèses parfois fausses relatives à la géométrie et à la connectivité du réseau qui se répercutent sur la réponse en écoulement. L'avantage de ces approches est d'être facilement ajustables d'un point de vue hydrodynamique. Cependant, après calibrage, les propriétés hydrodynamiques du réservoir correspondent rarement à la réalité géologique du réseau de fractures. Une piste serait de proposer de nouvelles méthodes d'homogénéisation qui prendraient en compte la géométrie et la connectivité des fractures. Cependant, l'étude de la connectivité des réseaux de fractures est aussi un défi puisqu'elle repose sur la compréhension de l'organisation globale des fractures et de leurs interactions. Les données de terrain qui informent sur la connectivité des fractures sont peu nombreuses et indirectes. Elles passent par des tests de traceurs ou alors relèvent de la quantification probabiliste que deux objets planaires d'une certaine dimension s'intersectent géométriquement. Pour observer et quantifier la connectivité géométrique des fractures en trois dimensions, une représentation discrète des fractures s'impose. Ces approches permettent effectivement de représenter et de quantifier les connections entre les fractures ainsi que la géométrie des amas de fractures. Masihi and King [2007] ont pu mettre en évidence l'impact de l'agencement global des fractures sur le seuil de percolation. Notre étude sur la percolation nous a permis d'illustrer l'impact combiné de l'implantation séquentielle, de la croissance radiale et de la coalescence des fractures sur le seuil de percolation. Aussi, la connectivité géométrique des fractures apparaît être fortement dépendante du processus de facturation (chapitre 2)

La percolation géométrique des fractures n'est pas systématiquement synonyme de percolation des fluides. Aussi, l'étude du comportement dynamique associé au DFN est nécessaire. Les simulations d'écoulement classiques s'appuient sur la définition de milieux équivalents sans individualiser explicitement les fractures. Ces approches font de fortes approximations sur la géométrie et la connectivité des fractures pouvant biaiser considérablement le seuil de percolation. Les simulations d'écoulements se basant sur une représentation explicite des fractures semble donc plus adaptées mais posent des soucis de performance et de maillage. La discrétisation des fractures peut se faire par l'intermédiaire d'un graphe de connectivité [Vitel, 2007] qui servira de support au calcul des milieux équivalents de façon à intégrer la complexité géométrique du DFN à la simulation d'écoulements. Une autre possibilité est de construire une grille avec un maillage non structuré et conforme aux fractures [Paluszny et al., 2007]. L'avantage de cette dernière discrétisation est d'intégrer la complexité géométrique des fractures, leurs interactions avec la roche matricielle [Matthäi and Belayneh, 2004] et les couplages hydromécaniques. De telles approches doivent être envisagées dans la continuité de nos travaux en vue d'une validation ou d'une calibration de la géométrie des DFNs produits. La réalisation de simulations d'écoulements pourra être couplée au processus de simulation séquentielle et orienter la simulation des fractures manquantes. Finalement, un processus de calibration par *calage d'historique* peut être envisagé dans la lignée des travaux de Hu and Jenni [2005], Jenni et al. [2007], Noetinger [2013].

Autres contributions associées à la thèse

Les algorithmes développés dans le cadre de ces travaux de recherche ont été implémentés en C++ sous forme de modules liés à l'éditeur Géologique Gocad. Les modules en question (FractCar, GraphLab et GRGLib) sont disponibles par l'intermédiaire du consortium de recherche Gocad. Ils sont associés à une documentation pour les développeurs et les utilisateurs et peuvent être testés via des trainings de formation. Un certain nombre de communications

ont été réalisées via des publications de rang A, des conférences et des Workshops.

Articles de journal

F. Bonneau, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. A stochastic sequential Discrete Fracture Network simulation : impact on fracture spatial correlation and network connectivity. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, in prep.

A. Pochet, F. Bonneau, G. Caumon, et J. Sausse. Discrete Fracture Network generation from induced microseismicity data : a method based on 3D Hough transform. *Interpretation*, in prep.

F. Bonneau, V. Henrion, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. A methodology for pseudo-genetic stochastic modeling of discrete fracture networks. *Computers & Geosciences*, 56 : 12–22, 2013.

G. Caumon, G. Laurent, N. Cherpeau, F. Lallier, R. Merland, J. Pellerin et F. Bonneau. Structural Framework, Reservoir Gridding : Current Bottlenecks and Way Forward. *Closing the gap, CSPG, Banff, Canada*, 8, 2011.

Actes de congrès internationaux

F. Bonneau, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. Hybrid Discrete Fracture Network simulation driven by statistics, tectonic history and geomechanics. *Second EAGE Workshop on Naturally Fractured Reservoirs, OMAN*, 55-60, 2013.

G. Caumon, G. Laurent, J. Pellerin, N. Cherpeau, F. Lallier, R. Merland et F. Bonneau. Current bottlenecks in geomodeling workflows and ways forward. *Closing the Gap : Advances in Applied Geomodeling for Hydrocarbon Reservoirs, Canadian Society of Petroleum Geologists*, 43-52, 2013.

F. Bonneau, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. Genetic-like modeling of fracture network honoring connectivity data in the geothermal heat exchanger at Soultz-sous-Forêts (France). *IAMG conference, Salzburg*, 286-292, 2011.

Actes du consortium Gocad

F. Bonneau, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. Impact of pseudo-genetic approach on discrete fracture network geometry and connectivity. *33rd Gocad Meeting, Nancy*, 2013.

F. Bonneau, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. On going to a discrete fracture network calibration using dynamic simulations. *33rd Gocad Meeting, Nancy*, 2013.

F. Bonneau, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. Hybrid discrete fracture network simulation driven by statistics, tectonic history, and geomechanics. *33rd Gocad Meeting, Nancy*, 2013.

A. Pochet, F. Bonneau, G. Caumon, et J. Sausse. Discrete Fracture Network generation from induced microseismicity data : a method based on 3D Hough transform. *33rd Gocad Meeting, Nancy*, 2013.

F. Bonneau, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. Generating Discrete Fracture Networks constrained by microseismcity. *32nd Gocad Meeting, Nancy*, 2012.

F. Bonneau, G. Caumon, P. Renard, et J. Sausse. Stochastic sequential simulation of genetic-like discrete fracture networks. *32nd Gocad Meeting, Nancy*, 2012.

F. Bonneau, G. Caumon, J. Sausse, P. Renard et V. Henrion. Genetic-like modeling of fracture network constrained by static and connectivity data : Methodology and Case Study. *31st Gocad Meeting, Nancy*, 2011.

F. Bonneau, V. Henrion, P. Collon-Drouaillet. Genetic-like Modeling of Karst Network. *30th Gocad Meeting, Nancy*, 2010.

Bibliographie

D. Adalsteinsson and J. A. Sethian. A fast level set method for propagating interfaces. *Journal of Computational Physics*, 118(2) : 269 – 277, 1995. ISSN 0021-9991. doi : DOI: 10.1006/jcph.1995.1098.

D. Adalsteinsson and J. A. Sethian. The fast construction of extension velocities in level set methods. *Journal of Computational Physics*, 148(1) : 2 – 22, 1999. ISSN 0021-9991. doi : DOI:10.1006/jcph.1998.6090.

S. M. Agar, S. Geiger-Boschung, S. K. Matthai, R. Alway, S. Tomás, A. Immenhauser, R. Shekhar, J. Paul, G. Benson, Z. Karcz, et al. The impact of hierarchical fracture networks on flow partitioning in carbonate reservoirs : Examples based on a jurassic carbonate ramp analog from the high atlas. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 2010.

Y. Alghalandis, P. Dowd, and C. Xu. Connectivity field : a measure for characterising fracture networks. *Mathematical Geosciences*, p. 1–21, 2014. ISSN 1874-8961. doi : 10.1007/s11004-014-9520-7.

Y. F. Alghalandis, P. A. Dowd, and C. Xu. The RANSAC method for generating fracture networks from micro-seismic event data. *Mathematical Geosciences*, p. 1–18, 2013.

D. Allard. Simulation du modéle gaussien seuillé conditionné par des contraintes de connexité. *Compte-rendu des Jounées de Géostatistique*, p. 25–26, 1993.

R. Amorim, N. Boroumand, E. Vital Brazil, Y. Hajizadeh, D. Eaton, and M. Costa Sousa. Interactive sketch-based estimation of stimulated volume in unconventional reservoirs using microseismic data. In *ECMOR XIII 13th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery*, 2012.

L. André, V. Rabemanana, and F.-D. Vuataz. Influence of water–rock interactions on fracture permeability of the deep reservoir at Soultz-Sous-Forêts, france. *Geothermics*, 35(5) : 507–531, 2006.

C. A. Andresen, A. Hansen, R. L. Goc, P. Davy, and S. M. Hope. Topology of fracture networks. *arXiv preprint arXiv :1203.4510*, 2012.

S. Arrowsmith and L. Eisner. A technique for identifying microseismic multiplets and application to the Valhall field, North Sea. *Geophysics*, 71(2) : V31–V40, 2006.

P. Audigane. Caractérisation microsismique des massifs rocheux fracturés - modélisation thermo-hydraulique - application au concept géothermique de soultz. 2000.

R. Baker and F. Kuppe. Reservoir characterization for naturally fractured reservoirs. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, U.S.A., 1–4 October (SPE 63286)*, p. 843–854, 2000.

I. Balberg, C. H. Anderson, S. Alexander, and N. Wagner. Excluded volume and its relation to the onset of percolation. *Phys. Rev. B*, 30 : 3933–3943, 1984. doi : 10.1103/PhysRevB.30.3933.

W. C. Belfield. Multifractal characteristics of natural fracture apertures. *Geophysical research letters*, 21(24) : 2641–2644, 1994.

N. Bellahsen, P. Fiore, and D. D. Pollard. The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 28(5) : 850 – 867, 2006. ISSN 0191-8141. doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2006.01.013.

B. Berkowitz. Characterizing flow and transport in fractured geological media : A review. *Advances in Water Resources*, 25 : 861–884, 2002.

F. Bonneau, V. Henrion, G. Caumon, P. Renard, and J. Sausse. A methodology for pseudo-genetic stochastic modeling of discrete fracture networks. *Computers & Geosciences*, 56 : 12–22, 2013.

E. Bonnet, O. Bour, N. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, and B. Berkowitz. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39(3) : 347–383, 2001.

A. Borghi, P. Renard, and S. Jenni. A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Journal of Hydrology*, 414 : 516–529, 2012.

D. Borrmann, J. Elseberg, K. Lingemann, and A. Nüchter. The 3d hough transform for plane detection in point clouds : A review and a new accumulator design. *3D Research*, 2(2) : 1–13, 2011.

O. Bour and P. Davy. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 33 : 1567–1583, 1997.

O. Bour and P. Davy. On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research*, 34(10) : 2611–2622, 1998.

O. Bour, P. Davy, C. Darcel, and N. Odling. A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (hornelen basin, norway). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 107(B6) : ETG–4, 2002.

B. Bourbiaux, M. Cacas, S. Sarda, and J. Sabathier. A fast and efficient methodology to convert fractured reservoir images into a dual-porosity model. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, San Antonio, Texas, U.S.A., 5-8 October (SPE 38907)*, p. 671–682, 1997.

M.-C. Cacas, J.-M. Daniel, and J. Letouzey. Nested geological modelling of naturally fractured reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 7 : 43–52, 2001.

J. A. Cartwright, B. D. Trudgill, and C. S. Mansfield. Fault growth by segment linkage : an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 17(9) : 1319 – 1326, 1995. ISSN 0191-8141. doi : 10.1016/0191-8141(95)00033-A.

E. Charlaix. Percolation threshold of a random array of discs : a numerical simulation. *Journal of Physics A : Mathematical and General*, 19(9) : L533, 1986.

J.-P. Chilès. Stochastic modeling of natural fractured media : A review. 14 : 285–294, 2005.

S. Chopra and K. Marfurt. Seismic attributes–a historical perspective. *Geophysics*, 70(5) : 3SO–28SO, 2005.

C. Cipolla, X. Weng, M. Mack, U. Ganguly, H. Gu, O. Kresse, and C. Cohen. Integrating microseismic mapping and complex fracture modeling to characterize fracture complexity. In *SPE/EAGE European Unconventional Resources Conference & Exhibition-From Potential to Production*, 2012.

P. Collon-Drouaillet, V. Henrion, and J. Pellerin. An algorithm for 3D simulation of branchwork karst networks using Horton parameters and a-star. application to a synthetic case. *Geological Society of London - Special Publications*, 370 (1) : 295 – 306, 2012.

E. Corwin and A. Logar. Sorting in linear time-variations on the bucket sort. *Journal of computing sciences in colleges*, 20(1) : 197–202, 2004.

D. Cox and V. Isham. *Point processes*, vol. 12. Chapman & Hall/CRC, 1980.

N. Cuenot, C. Dorbath, and L. Dorbath. Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the egs site of soultz-sous-forêts (alsace, france) : Implications for the characterization of the geothermal reservoir properties. *Pure and Applied Geophysics*, 165(5) : 797–828, 2008.

J. Dahi-Taleghani, Arash et Olson. Numerical modeling of multistranded-hydraulic-fracture propagation : accounting for the interaction between induced and natural fractures. *SPE Journal*, 16(3) : 575–581, 2011.

C. Darcel, P. Davy, R. Le Goc, J. de Dreuzy, and O. Bour. Statistical methodology for discrete fracture model-including fracture size, orientation uncertainty together with intensity uncertainty and variability. Technical report, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., Stockholm (Sweden), 2009.

A. Datta-Gupta and M. J. King. *Streamline simulation : theory and practice*. Richardson, TX : Society of Petroleum Engineers, 2007.

A. Datta-Gupta, J. Xie, N. Gupta, M. King, and W. Lee. Radius of investigation and its generalization to unconventional reservoirs. *Journal of Petroleum Technology*, 63(7) : 52–55, 2011.

P. Davy, A. Sornette, and D. Sornette. Some consequences of a proposed fractal nature of continental faulting. *Nature*, 348(6296) : 56–58, 1990.

P. Davy, C. Darcel, O. Bour, R. Munier, and J.-R. De Dreuzy. A note on the angular correction applied to fracture intensity profiles along drill core. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 111(B11), 2006.

P. Davy, R. Le Goc, C. Darcel, O. Bour, J. De Dreuzy, R. Munier, et al. A likely universal model of fracture scaling and its consequence for crustal hydromechanics. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 115 : B10411, 2010.

P. Davy, R. Le Goc, and C. Darcel. A model of fracture nucleation, growth and arrest, and consequences for fracture density and scaling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(4) : 1393–1407, 2013. ISSN 2169-9356. doi : 10.1002/jgrb.50120.

J.-R. De Dreuzy, P. Davy, O. Bour, et al. Percolation parameter and percolation-threshold estimates for 3d random ellipses with widely-scattered distributions of eccentricity and size. *Physical Review E : Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 62(5) : 5948, 2000.

W. Dershowitz, E. Thorsten, S. Follin, and J. Andersson. *SR 97—alternative models project. Discrete fracture network modelling for performance assessment of Aberg. SKB Rapport R. 99-43*. 1999.

W. Dershowitz, P. La Pointe, and T. Doe. Advances in discrete fracture network modeling. In *U.S. EPA/NGWA Fractured Rock Conference, Portland, Maine, U.S.A., 13-15 September*, p. 882–894, 2004.

C. Dezayes, A. Genter, and B. Valley. Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at soultz. *Geoscience*, 342, 2010. doi : 10.1016/j.crte.2009.10.002.

L. Dorbath, N. Cuenot, A. Genter, and M. Forgneux. Seismic response of the fractured and faulted granite of soultz-sous-forets (france) to 5 km deep massive water injections. *Geophysical Journal International*, 177 : 653–675, 2009.

R. J. Dorsey, A. Fluette, K. McDougall, B. A. Housen, S. U. Janecke, G. J. Axen, and C. R. Shirvell. Chronology of miocene–pliocene deposits at split mountain gorge, southern california : A record of regional tectonics and colorado river evolution. *Geology*, 35(1) : 57–60, 2007.

P. A. Dowd, C. Xu, K. V. Mardia, and R. J. Fowell. A comparison of methods for the stochastic simulation of rock fractures. *Mathematical Geology*, 39(7) : 697–714, 2007.

J. Dubois. La dynamique non linéaire en physique du globe. *Coll. Géophysique*, p. 263, 1995.

P. Durand-Riard. *Gestion de la complexité géologique en restauration géomécanique 3D*. PhD thesis, INPL, 2010.

P. Durand-Riard, C. A. Guzofski, G. Caumon, and M.-O. Titeux. Handling natural complexity in 3d geomechanical restoration, with application to the recent evolution of the outer fold-and-thrust belt, deepwater niger delta. *AAPG Bulletin*, 97(1) : 87–102, 2013. doi : 10.1306/06121211136.

B. Dyer, U. Schanz, T. Spillmann, F. Ladner, and M. Häring. Application of microseismic multiplet analysis to the basel geothermal reservoir stimulation events. *Geophysical Prospecting*, 58(5) : 791–807, 2010.

A. Dyskin. On the role of stress fluctuations in brittle fracture. *International Journal of fracture*, 100(1) : 29–53, 1999.

D. R. Faulkner, C. A. L. Jackson, R. J. Lunn, R. W. Schlische, Z. K. Shipton, C. A. J. Wibberley, and M. O. Withjack. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11) : 1557 – 1575, 2010. ISSN 0191-8141. doi : 10.1016/j.jsg.2010.06.009.

O. Fouché and J. Diebolt. Describing the geometry of 3D fracture systems by correcting for linear sampling bias. *Mathematical Geology*, 36(1) : 33–63, 2004.

A. Genter, H. Traineau, C. Dezayes, P. Elsass, B. Ledeser, A. Meunier, and T. Villemin. Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in the hdr project (france). *Geothermal science and technology*, 4 : 189–214, 1995.

A. Genter, H. Traineau, B. Ledésert, B. Bourgine, and S. Gentier. Over 10 years of geological investigations within the hdr soultz project, france. In *Proceedings World Geothermal Congress*, p. 3707–3712, 2000.

S. Gentier, X. Rachez, T. D. T. Ngoc, M. Peter-Borie, C. Souque, et al. 3d flow modelling of the medium-term circulation test performed in the deep geothermal site of soultz-sous-forêts (france). In *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, 2010.

Y. Géraud, M. Rosener, F. Surma, J. Place, É. Le Garzic, and M. Diraison. Physical properties of fault zones within a granite body : Example of the soultz-sous-forêts geothermal site. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7) : 566–574, 2010.

J. Gilman. Enhanced simulation of naturally fractured reservoirs. In *8th International Forum on Reservoir Simulation, Iles Borromees, Italy, 20–24 June*, p. 1–35, 2005.

M. Godano, E. Gaucher, T. Bardainne, M. Regnier, A. Deschamps, and M. Valette. Assessment of focal mechanisms of microseismic events computed from two three-component receivers : application to the arkema-vauvert field (france). *Geophysical prospecting*, 58(5) : 775–790, 2010.

A. Griffith. The phenomena of rupture and flow in solids. *Philosophical transactions of the royal society of london. Series A, containing papers of a mathematical or physical character*, 221 : 163–198, 1921.

A. Griffith. The theory of rupture. *First International Conference for Applied Mechanics*, Delft : 55–63, 1924.

W. S. Hall. *Boundary Element Method*. Springer, 1994.

K. Hardacre and P. Cowie. Variability in fault size scaling due to rock strength heterogeneity : a finite element investigation. *Journal of Structural Geology*, 25(10) : 1735–1750, 2003.

V. Henrion. *Approche pseudo–génétique pour la simulation stochastique de la géométrie 3D de réseaux de fractures et karstiques*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2011.

H. Hentschel and I. Procaccia. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. *Physica D : Nonlinear Phenomena*, 8(3) : 435–444, 1983.

K. Hestir and J. Long. Analytical expressions for the permeability of random two-dimensional Poisson fracture networks based on regular lattice percolation and equivalent media theories. *Journal of Geophysical Research*, 95(B13) : 21565–21581, 1990.

P. V. Hough. Method and means for recognizing complex patterns. *US patent*, 3(069) : 654, 1962.

L. Hu and S. Jenni. History matching of object-based stochastic reservoir models. *SPE Journal*, 10(3) : 312–323, 2005.

J. Hudson and S. Priest. Discontinuity frequency in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics*, 20(2) : 73–89, 1983.

IRSM. Testing commission on standardization of laboratory and field tests. suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, vol. 15, p. 319–368, 1978.

G. Irwin. Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate. *J. appl. Mech.*, 1957.

P. Jacquemin and J.-L. Mallet. Automatic faults extraction using double hough transform. *SEG Technical Program Expanded Abstracts – 2005 – pp. 755-758*, 2005.

J. Jaeger. *Elasticity, Fracture and Flow, with Engineering and Geological Applications*. Methuen, London, 3rd edition, 1969.

S. Jenni, L. Hu, R. Basquet, G. de Marsily, and B. Bourbiaux. History matching of a stochastic model of field-scale fractures : Methodology and case study. *Oil and Gas Science and Technology*, 62 : 265–276, 2007.

L. Jing. A review of techniques, advances and outstanding issues in numerical modelling for rock mechanics and rock engineering. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 40 : 283–353, 2003.

V. Joekar-Niasar and S. Hassanizadeh. Analysis of fundamentals of two-phase flow in porous media using dynamic pore-network models : A review. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 42(18) : 1895–1976, 2012.

J.-Y. Josnin, H. Jourde, P. Fénard, and P. Bidaux. A three–dimensional model to simulate joint networks in layered rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(10) : 1443–1455, 2002.

Y.-S. Kim, D. Peacock, and D. Sanderson. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26 : 503–517, 2004.

B. Klinkenberg. A review of methods used to determine the fractal dimension of linear features. *Mathematical Geology*, 26(1) : 23–46, 1994. ISSN 0882-8121. doi : 10.1007/BF02065874.

F. Kun and H. J. Herrmann. A study of fragmentation processes using a discrete element method. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 138(1–4) : 3 – 18, 1996. ISSN 0045-7825. doi : 10.1016/S0045-7825(96)01012-2.

J. Lamarche, A. P. Lavenu, B. D. Gauthier, Y. Guglielmi, and O. Jayet. Relationships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in carbonates (South-East Basin, France). *Tectonophysics*, 2012.

C. Lantuéjoul. *Geostatistical Simulation : Models and Algorithms*. Springer, Berlin, Germany, 2002.

J. Lees. Multiplet analysis at coso geothermal. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(5) : 1127–1143, 1998.

M. Lefranc, A. Dubois, J. Joonnekindt, and L. Maerten. Subseismic scale fracture characterization combining geomechanics and tectonic history. In *Petroleum Geoscience Conference & Exhibition 2013*, 2013.

V. Lyakhovsky. Scaling of fracture length and distributed damage. *Geophysical Journal International*, 144(1) : 114–122, 2001.

L. Macé. *Caractérisation et modélisation numérique tridimensionnelles des réseaux de fractures naturelles : Application au cas des réservoirs*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2006.

F. Maerten. *Geomechanics to solve geological structure issues : forward, inverse and restoration modeling*. PhD thesis, 2010.

G. Makel. The modelling of fractured reservoirs : constraints and potential for fracture network geometry and hydraulics analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 292(1) : 375–404, 2007. doi : 10.1144/sp292.22.

J.-L. Mallet. Discrete smooth interpolation. *Computer-Aided Design*, 24(4) : 263–270, 1992.

B. Mandelbrot. *The fractal geometry of nature*. Freeman, New York, 1983. 468p.

C. Mansfield and J. Cartwright. Fault growth by linkage : observations and implications from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 23(5) : 745 – 763, 2001. ISSN 0191-8141. doi : 10.1016/S0191-8141(00)00134-6.

M. Masihi and P. R. King. A correlated fracture network : modeling and percolation properties. *Water resources research*, 43(7), 2007.

M. Masihi, M. Sobhani, A. M. Al-Ajmi, Y. M. Al-Wahaibi, and T. K. Al-Wahaibi. A physically-based three dimensional fracture network modeling technique. *Scientia Iranica*, 19(3) : 594 – 604, 2012. ISSN 1026-3098. doi : 10.1016/j.scient.2012.01.008.

B. Massart, M. Paillet, V. Henrion, J. Sausse, C. Dezayes, A. Genter, A. Bisset, et al. Fracture characterization and stochastic modeling of the granitic basement in the hdr soultz project (france). In *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, 2010.

G. Massonnat and E. Manisse. Modelisation des reservoirs fractures et recherché de parameters equivalents : etude de l'anisotropie verticale de permeability. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18 : 171–209, 1994.

S. K. Matthäi and M. Belayneh. Fluid flow partitioning between fractures and a permeable rock matrix. *Geophysical Research Letters*, 31(7), 2004.

M. Mayerhofer, E. Lolon, N. Warpinski, C. Cipolla, D. Walser, and C. Rightmire. What is stimulated reservoir volume ? *SPE Production & Operations*, 25(1) : 89–98, 2010.

N. Moës and T. Belytschko. X-fem, de nouvelles frontières pour les éléments finis. *Revue Européenne des Eléments*, 11(2-4) : 305–318, 2002.

L. E. Mot. *La fragmentation naturelle des massifs rocheux : modèles de blocs et bases de données tridimensionnelles : réalisation, exploration géométrique et applications*. PhD thesis, Université de Savoie, 2000.

P. Muron. *Méthodes numériques 3-D de restauration des structures géologiques faillées*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2005.

W. Narr. Fracture density in the deep subsurfaces : Techniques with application to Point Arguelo oil field. *AAPG Bulletin*, 75(8) : 1300–1323, 1991.

R. Nelson. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Gulf Professional Publishing, Houston, 2nd edition, 2001.

D. Ngo, Y. Huang, A. Rosakis, W. A. Griffith, and D. Pollard. Off-fault tensile cracks : A link between geological fault observations, lab experiments, and dynamic rupture models. *J. Geophys. Res.*, 117, 2012. doi : 2011JB008577.

E. B. Niven and C. V. Deutsch. Non-random discrete fracture network modeling. *Geostatistics Oslo 2012*, 17 : 275–286, 2012.

B. Noetinger. An explicit formula for computing the sensitivity of the effective conductivity of heterogeneous composite materials to local inclusion transport properties and geometry. *Multiscale Modeling & Simulation*, 11(3) : 907–924, 2013. doi : 10.1137/120884961.

B. Noetinger, M. Delorme, A. Fourno, and N. Khvoenkova. Flows in discrete fracture networks : from fine scale explicit simulations to network models and reservoir simulators. In *ECMOR XIII-13th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery*, 2012.

NRC. *Rock Fracture and Fluid Flow : contemporary Understanding and Application*. National Research Council, National Academy Press, 1996.

M. Oda. Permeability tensor for discontinuous roch masses. *Geotechnique*, 35(4) : 483–495, 1985.

J. Olson. Joint pattern development : effects of subcritical crack growth and mechanical crack interaction. *Journal of Geophysical Research*, 98(B7) : 12251–12265, 1993.

S. Osher and J. Sethian. Fronts propagating with curvature-dependent speed : algorithms based on Hamilton-Jacobi formulations. *Journal of computational physics*, 79(1) : 12–49, 1988. ISSN 0021-9991.

G. Ouillon. *Application de l'analyse multifractale et de la transformée en ondelettes anisotropes à la caractérisation géométrique multi-échelle des réseaux de failles et de fractures*. PhD thesis, Université Nice-Sophia Antipolis, 1995.

G. Ouillon, C. Castaing, and D. Sornette. Hierarchical geometry of faulting. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 101(B3) : 5477–5487, 1996.

G. Ouillon, C. Ducorbier, and D. Sornette. Automatic reconstruction of fault networks from seismicity catalogs : Three-dimensional optimal anisotropic dynamic clustering. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 113(B1), 2008.

N. Outters. A generic study of discrete fracture network transport properties using fracman. Technical report, MANFIC, technical report R-03-13, Svensk Kärnbränslehantering AB, www. skb. se, 2003.

J. Overby, L. Bodum, E. Kjems, and P. Iisoe. Automatic 3d building reconstruction from airborne laser scanning and cadastral data using hough transform. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 35(B3) : 296–301, 2004.

S. Ozkaya. A simple formula to estimate 2D fracture connectivity. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, 14(6) : 763–775, 2011.

A. Paluszny, S. Matthäi, and M. Hohmeyer. Hybrid finite element–finite volume discretization of complex geologic structures and a new simulation workflow demonstrated on fractured rocks. *Geofluids*, 7(2) : 186–208, 2007.

M. Peter-Borie, S. Gentier, et al. From the tectonic and structural analysis towards a fracture network model for hydraulically modeling the soultz egs (france). 35, 2011.

G. Pickering, J. Bull, and D. Sanderson. Sampling power-law distributions. *Tectonophysics*, 248(1) : 1–20, 1995.

D. Pollard and A. Aydin. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100 : 1181–1204, 1988.

G. Radilla, J. Sausse, B. Sanjuan, and M. Fourar. Interpreting tracer tests in the enhanced geothermal system (egs) of soultz-sous-forêts using the equivalent stratified medium approach. *Geothermics*, 44 : 43–51, 2012.

Z. Reches and D. Lockner. Nucleation and growth of faults in brittle rocks. *Journal of geophysical research -all series-*, 99 : 18–18, 1994.

P. Renard, J. Straubhaar, J. Caers, and G. Mariethoz. Conditioning facies simulations with connectivity data. *Mathematical Geosciences*, 43 : 879–903, 2011. ISSN 1874-8961. doi : 10.1007/s11004-011-9363-4.

C. Renshaw and D. Pollard. An experimentally verified criterion for propagation across unbonded frictional interfaces. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, 32(3) : 237–249, 1995.

P. Rijken and M. Cooke. Role of shale thickness on vertical connectivity of fractures : application of crack-bridging theory to the Austin Chalk, Texas. *Tectonophysics*, 337(1-2) : 117–133, 2001.

P. C. Robinson. Connectivity of fracture systems – a percolation theory approach. *Journal of Physics A : Mathematical and General*, 16(3) : 605–614., 1983.

A. Rouleau and J. Gale. Statistical characterization of the fracture system in the stripa granite, sweden. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, vol. 22, p. 353–367, 1985.

M. Sahimi. Flow phenomena in rocks : from continuum models to fractals, percolation, cellular automata, and simulated annealing. *Rev. Mod. Phys.*, 65 : 1393–1534, 1993. doi : 10.1103/RevModPhys.65.1393.

B. Sanjuan, J.-L. Pinault, P. Rose, A. Gérard, M. Brach, G. Braibant, C. Crouzet, J.-C. Foucher, A. Gautier, and S. Touzelet. Tracer testing of the geothermal heat exchanger at soultz-sous-forêts (france) between 2000 and 2005. *Geothermics*, 35(5) : 622–653, 2006.

W. Sassi, M. Guiton, Y. Leroy, J.-M. Daniel, and J.-P. Callot. Constraints on bed scale fracture chronology with a fem mechanical model of folding : The case of Split Mountain (Utah, USA). *Tectonophysics*, 576–577(0) : 197 – 215, 2012. ISSN 0040-1951. doi : 10.1016/j.tecto.2012.07.025.

J. Sausse. *Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré. Relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes.* PhD thesis, Université Henri Poincaré-Nancy I, 1998.

J. Sausse, C. Dezayes, L. Dorbath, A. Genter, and J. Place. 3d model of fracture zones at soultz-sous-forets based on geological data, image log, induced microseismicity and vertical seismic profiles. *Comptes Rendus Geoscience*, 342 : 531–545, 2010.

L. Scholtès and F. Donzé. Modelling progressive failure in fractured rock masses using a 3d discrete element method. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 52 : 18–30, 2012.

J. Sethian. A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 93(4) : 1591, 1996.

S. Shapiro, P. Audigane, and J. Royer. An inversion for the permeability tensor by using seismic emission. 1999.

S. Shapiro, E. Rothert, V. Rath, and J. Rindschwentner. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics*, 67(1) : 212–220, 2002.

F. Shen and S. Li. A combined geological, geophysical and rock mechanics approach to naturally fractured reservoir characterization and its applications. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas, U.S.A., 26-29 September (SPE 90275)*, p. 2085–2092, 2004.

L. J. Silliphant, T. Engelder, and M. R. Gross. The state of stress in the limb of the split mountain anticline, utah : constraints placed by transected joints. *Journal of Structural Geology*, 24(1) : 155–172, 2002.

D. Snow. Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research*, 5 : 1273–1289, 1969.

D. Sornette and P. Davy. Fault growth model and the universal fault length distribution. *Geophysical Research Letters*, 18(6) : 1079–1081, 1991.

R. Srivastava, P. Frykman, and M. Jensen. Geostatistical simulation of fracture networks. In *Geostatistics Banff 2004*, vol. 14 of *Quantitative Geology and Geostatistics*, p. 295–304, 2005.

D. S. Stone. *Tectonic Evolution of the Uinta Mountains : Palinspastic Restoration of a Structual Cross Section Along Longitude 109 15', Utah*, vol. 93. Utah Geological Survey, 1993.

D. Stoyan, W. S. Kendall, J. Mecke, and L. Ruschendorf. *Stochastic geometry and its applications*, vol. 2. Wiley Chichester, 1995.

S. Suzuki, C. Daly, D. Mueller, and J. Caers. History matching of naturally fractured reservoirs using elastic stress simulation and probability perturbation method. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, U.S.A., 9-12 October (SPE 95498)*, 2005.

P. Talwani and S. Acree. Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, 122 : 947–965, 1984. ISSN 0033-4553.

N. Taner. Seismic attributes. *Recoder*, 26(9) : 48–56, 2001.

F. Tarsha-Kurdi, T. Landes, P. Grussenmeyer, et al. Hough-transform and extended ransac algorithms for automatic detection of 3d building roof planes from lidar data. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Systems*, 36 : 407–412, 2007.

R. D. Terzaghi. Sources of error in joint surveys. *Geotechnique*, 15(3) : 287–304, 1965.

G. Tuckwell, L. Lonergan, and R. Jolly. The control of stress history and flaw distribution on the evolution of polygonal fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 25(8) : 1241–1250, 2003.

B. C. Valley. *The relation between natural fracturing and stress heterogeneities in deep-seated crystalline rocks at Soultz-sous-Forêts (France)*. PhD thesis, Diss., Naturwissenschaften, Eidgenössische Technische Hochschule ETH Zürich, Nr. 17385, 2007, 2007.

D. Vasco, H. Keers, and K. Karasaki. Estimation of reservoir properties using transient pressure data : An asymptotic approach. *Water Resources Research*, 36(12) : 3447–3465, 2000.

B. Velde, J. Dubois, G. Touchard, and A. Badri. Fractal analysis of fractures in rocks : The cantor's dust method. *Tectonophysics*, 179(3) : 345–352, 1990.

B. Velde, J. Dubois, D. Moore, and G. Touchard. Fractal patterns of fractures in granites. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(1) : 25–35, 1991.

J. P. Verdon, J. Kendall, et al. Detection of multiple fracture sets using observations of shear-wave splitting in microseismic data. *Geophysical Prospecting*, 59(4) : 593–608, 2011.

S. Vitel. *Méthodes de discrétisation et de changement déchelle pour les réservoirs fracturés 3D*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2007.

J.-C. Voillemont. Caractérisation par micro-sismicité induite des propriétés des massifs poreux fracturés. modélisations par la méthode des lignes de courant d'un site géothermique HDR (Soultz-Sous-Forêts, france). 2003.

G. Vosselman, S. Dijkman, et al. 3d building model reconstruction from point clouds and ground plans. *International Archives of Photogrammetry Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 34(3/W4) : 37–44, 2001.

T. Wallroth, A. J. Jupe, and R. H. Jones. Characterisation of a fractured reservoir using microearthquakes induced by hydraulic injections. *Marine and petroleum geology*, 13(4) : 447–455, 1996.

H. Wang and Z. Yao. A fast multipole dual boundary element method for the three-dimensional crack problems. *Computer Modeling in Engineering & Sciences(CMES)*, 72 (2) : 115–147, 2011.

J. Warren and P. Root. The behavior of naturally fractured reservoirs. *SPE Journal*, p. 245–255, 1963.

J. Welch, R. Davies, R. Knipe, and C. Tueckmantel. A dynanic model for fault nucleation and propagation in mechanically layered section. *Tectonophysics*, 474 : 473–492, 2009.

D. L. Wells and K. J. Coppersmith. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4) : 974–1002, 1994.

S. J. Wilkins and M. R. Gross. Normal fault growth in layered rocks at split mountain, utah : influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling. *Journal of Structural Geology*, 24(9) : 1413–1429, 2002.

J. Xie, C. Yang, N. Gupta, M. King, and A. Datta-Gupta. Integration of shale gas production data and microseismic for fracture and reservoir properties using fast marching method. In *SPE Eastern Regional Meeting*, 2012.

C. Xu and P. Dowd. A new computer code for discrete fracture network modelling. *Computers &amp ; Geosciences*, 36(3) : 292 – 301, 2010. ISSN 0098-3004. doi : 10.1016/j.cageo.2009.05.012.

C. Xu, P. Dowd, K. Mardia, and R. Fowell. A connectivity index for discrete fracture networks. *Mathematical geology*, 38(5) : 611–634, 2006.

C. Xu, P. A. Dowd, and D. Wyborn. Optimisation of a stochastic rock fracture model using markov chain monte carlo simulation. In *35TH APCOM Symposium, Wollongong*, p. 635 – 642, 2011.

C. Xu, P. A. Dowd, and D. Wyborn. Optimisation of a stochastic rock fracture model using markov chain monte carlo simulation. *Mining Technology*, 122(3) : 153–158, 2013.

C. Zeeb, E. Gomez-Rivas, P. D. Bons, and P. Blum. Evaluation of sampling methods for fracture network characterization using outcrops. *AAPG bulletin*, 97(9) : 1545–1566, 2013.

Inclusion de données indirectes dans la simulation de réseaux de fractures discrets (DFNs)

Résumé : Les méthodes stochastiques de modélisation discrète de réseaux de fractures reposent principalement sur la reproduction de la géométrie du réseau de fractures naturelles décrit par des lois de distributions statistiques. Classiquement, la géométrie de chaque objet est simulée en déterminant la position, l'orientation et la géométrie d'objets planaires représentant une fracture. Cependant, l'organisation générale du réseau est émergente d'un processus stochastique et stationnaire.

Cette thèse explore une approche stochastique pseudo-génétique définissant des règles d'implantation et de propagation d'objets non planaires qui permet de contraindre l'émergence d'une organisation fractale particulière. La simulation mime le processus de fracturation naturelle en contraignant le positionnement et la géométrie de chaque fracture par la zone d'accumulation des contraintes et la zone d'ombre définie autour de chaque fracture déjà simulée. Nous étudierons l'impact de la méthode proposée sur la dimension fractale du réseau de fractures discret. De même, nous mènerons une étude quantifiant l'impact de notre méthode de simulation sur la connectivité des modèles et leur seuil de percolation.

La validation des approches stochastiques se base sur le réalisme de la géométrie et du comportement des modèles produits. L'approche précédemment décrite contraint les géométries locale et globale des réseaux de fractures discrets par des lois statistiques et des concepts issus de la mécanique de la fracturation. L'imagerie des discontinuités mécaniques peut aussi passer par l'interprétation de données indirectes évaluant le comportement physique et/ou dynamique du volume de roche fracturé. Nous proposons une approche efficace pour intégrer à la simulation stochastique des considérations relatives à des tests de traceurs et à la microsismicité. Nous intégrerons ces considérations à la simulation directe des objets sans passer par une optimisation qui pourrait être couteuse en temps de calcul et corrompre l'organisation fractale du réseau de fracture discret.

Mots-clés : Simulation Stochastique, Réseau de Fractures Discret, Calibration de modèles, Connectivité, Percolation, Proxy Numérique

---

Add indirect data into stochastic simulation of Discrete Fracture Networks (DFNs).

Summary : The stochastic simulation of discrete fracture network is based on the sampling of distribution law that describes the geometry of natural fracture networks. It generally simulates each fracture by selecting the position, the geometry and the dimensions of a planar object. The general organization of the discrete fracture network emerges from this stationary and stochastic process.

This thesis explores a pseudo genetic and stochastic approach using rules that drive the seeding and the propagation of non planar objects, and allow the emergence of a fractal organization. The simulation mimics the natural fracturing process by considering the constraint accumulation zone and the shadow zone associated to each fracture already simulated in the fracture seeding, growth and linkage. We explore the impact of the method on the fractal dimension of discrete fracture network models, and we quantify its impact on both the connectivity and the percolation threshold.

The validation of the stochastic approach is based on the realism of models both in terms of geometry and impact on its physical behavior. Our approach constrains the geometry of discrete fracture networks at fracture and at fracture network scales using statistic distribution laws and mechanical concepts. Mechanical discontinuities can also be described by indirect data that quantify the response of the fractured rock volume to dynamic or mechanical stimulation. We propose an efficient way to take into account flow information recorded from tracer tests and microseismic events that trigger after a hydraulic stimulation. The method is integrated during the stochastic simulation in order to remove the need of an optimization process that may be time consuming or may impact the fractal organization of the network.

Keywords : Stochastic Simulation, Discrete Fracture Network, Optimisation, Connectivity, Percolation, Numerical proxy