



HAL
open science

Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de la géométrie 3D de réseaux fracturés et karstiques

Vincent Henrion

► **To cite this version:**

Vincent Henrion. Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de la géométrie 3D de réseaux fracturés et karstiques. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2011. Français. NNT : 2011INPL046N . tel-01749502

HAL Id: tel-01749502

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01749502v1>

Submitted on 29 Mar 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



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>

APPROCHE PSEUDO-GÉNÉTIQUE POUR LA SIMULATION STOCHASTIQUE DE LA GÉOMÉTRIE 3D DE RÉSEAUX FRACTURÉS ET KARSTIQUES

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 11 juillet 2011

pour l'obtention du

Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Spécialité Géosciences

par

Vincent HENRION

Composition du jury

Rapporteurs : Jean-Paul Chiles
Jean-Marc Daniel

Examineurs : Philippe Renard
Olivier Gosselin

Directeurs : Jean-Jacques ROYER
Guillaume CAUMON
Judith SAUSSE

Remerciements

Il paraît qu’une “quête commence toujours par la chance du débutant et s’achève par l’épreuve du conquérant”(Paul Choelo, *L’achimiste*, 1988). Pour l’aspect conquérant, peut-être... Pour la chance c’est sûr, j’en suis conscient et reconnaissant. J’ai eu beaucoup de chance.

J’ai eu la chance d’avoir un père qui me disait : “Mon garçon, si tu as un choix à faire, fais le plus difficile”. Sûr que cette petite phrase me fut utile au moment de choisir de me lancer dans une thèse. Et la thèse fut ce que doit être une quête, j’imagine : un chemin tracé vers l’objectif final jalonné de diagonales quantiques.

Pour arriver sur ce chemin, j’ai eu la chance d’arriver en retard au cours de géostatistique le jour où nous devions choisir un article destiné à être lu, compris et discuté le jour de l’examen. La plupart des articles étaient consacrés à des applications environnementales et étaient déjà attribués. Il restait un article au titre sibyllin qui n’aurait rien de bon. Finalement, ce fut un peu une révélation et j’eus la chance d’avoir Eric Pirard comme professeur de géostatistique qui n’hésita pas à m’envoyer faire mon stage de fin d’étude au centre de recherche Total avec Pierre Biver, après lui avoir annoncé que je trouvais le géostat plutôt cool...

C’est comme ça que j’ai eu la chance de travailler avec Pierre Biver. Même si cela sonne un peu démodé de nos jours, je peux dire que Pierre fut mon “maître” en géostatistique. Je le remercie d’avoir guidé mes premiers pas dans ce domaine. Pour un géologue, la géostat, c’est plutôt : “moins j’en entends parler et mieux je me porte”. Avec Pierre, l’apprentissage fut indolore. J’ai aujourd’hui la chance de travailler à nouveau à ses côtés et de continuer à apprendre. Je le remercie de m’avoir suivi durant ce stage, et après...

Un peu plus tard, j’ai eu la chance qu’un congrès (IAMG 2006) soit organisé à l’université de Liège. La chance d’y retrouver Pierre, qui lui même y retrouvait Guillaume Caumon, qui lui même cherchait des étudiants éventuellement intéressés pour commencer une thèse dans son groupe de recherche. C’est comme ça que me retrouvai à discuter avec mon futur directeur de thèse (pas officiellement mais c’est tout comme...). Le ton y était déjà, j’avais la liberté de choisir où commencer le chemin. Ce serait donc les fractures et nous ne le savions pas encore, les karsts... Avec ces quelques rares années de plus que moi, Guillaume a été mon deuxième maître. J’ai été impressionné par son aisance à discuter de tous les sujets depuis les fondements “hard core” de la programmation jusqu’à la géopoésie intrinsèques des géosciences. Ce fut sans doute le “boss’ idéal pour moi : un maximum de liberté mais toujours disponible en cas de besoin, une autorité discrète mais que l’on ne souhaite pas décevoir. J’espère que mon style de travail pendant ces 3 années : les flaneries sur les divers chemins qui s’ouvrent au cours d’une thèse suivies des runs à l’arrache à chaque mois de juin, n’auront pas été trop perturbants.

J’ai eu la chance de vivre ces trois années avec tous les membres du labo, les thésards qui partent et ceux qui arrivent, et les stagiaires qui nous aident à faire avancer le travail.

Je tiens à saluer mes compagnons de bureau Florent Lallier, Nicolas Cherpeau et Thomas Viard ; on s'est bien amusé... Une attention particulière pour la patience infinie de Thomas. Je le remercie pour les nombreuses fois où je lui demandai : “Dis Thomas, j'ai une petite question” et qu'il venait m'expliquer ce qui pour lui devait être le b.a.-ba de la programmation C++.

Bien évidemment, je remercie toute ma famille. J'ai eu la chance d'avoir toujours pu compter sur mes parents et mes deux grandes soeurs. Vous m'accompagnez à chaque instants...

Et pour finir, toute mes remerciements et ma gratitude pour “Super” Anne Bouton. Ce chemin on l'a fait à deux, depuis les premiers pas insouciantes jusqu'à l'interminable dernière ascension. Je te propose quelques minutes de repos pour profiter du paysage et on repart à deux...

Table des matières

Table des figures	vii
Liste des tableaux	xi
Introduction	1
I Les réseaux de fractures	5
1 Des fractures au réservoir naturellement fracturé	7
1.1 Définition et typologie des fractures	8
1.2 Mécanique de la fracturation des roches	13
1.2.1 Initiation des fractures	14
1.2.2 Propagation des fractures	16
1.2.3 Interaction entre fractures	19
1.2.4 Terminaison des fractures	25
1.2.5 Bilan	28
1.3 Caractérisation des réservoirs fracturés	31
1.3.1 Aspects géométriques de la fracturation	31
1.3.1.1 Propriétés géométriques des fractures individuelles . .	32
1.3.1.2 Propriétés géométriques des réseaux de fractures . . .	34
1.3.2 Acquisition de données de fracture	39
1.3.2.1 Méthodes de puits	39
1.3.2.2 Affleurements analogues	42

1.3.2.3	Indicateurs sismiques	43
1.3.2.4	Indicateurs structuraux	43
1.3.2.5	Indicateurs dynamiques	47
1.3.3	Bilan	49
2	Modélisation numérique de la géométrie 3D d'un réseau de fractures	51
2.1	Méthode de modélisation des fractures	53
2.1.1	Approche déterministe	53
2.1.2	Approche stochastique	54
2.1.3	Approches hybrides	56
2.1.4	Bilan	57
2.2	Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de réseaux de fractures	58
2.2.1	Description de la structure de données adoptée pour la représentation de réseaux de fractures discrètes	60
2.2.2	Simulation de l'initiation des fractures	61
2.2.2.1	Distribution spatiale des centres de fractures	62
2.2.2.2	Simulation de l'orientation initiale des fractures	70
2.2.2.3	Simulation des dimensions initiales des fractures	71
2.2.2.4	Construction des fractures initiales	72
2.2.3	Simulation de la propagation des fractures	72
2.2.4	Exemples	78
	Conclusion & Perspectives	85
II	Les Réseaux Karstiques	89
3	Introduction aux karsts et à leur modélisation géométrique	91
3.1	Origine et développement des réseaux karstiques	93
3.1.1	Origine et morphologie des conduits karstiques	93

3.1.2	Développement et morphologie des réseaux karstiques	95
3.2	Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de réseaux karstiques	97
4	ODSIM : An Object-Distance Simulation method	99
4.1	Introduction	100
4.2	The ODSIM Approach	100
4.2.1	Approach Overview	100
4.2.2	Definition of the skeleton object	102
4.2.3	Euclidean distance field	103
4.2.4	Stochastic perturbation of distance field	103
4.2.5	Conditioning to well data	106
4.2.5.1	Hard data conditioning	106
4.2.5.2	Soft data conditioning	108
4.2.6	Postprocessing	108
4.3	Examples	109
4.3.1	Simulating hydrothermal dolomites	109
4.3.2	Simulating channels	109
4.4	Conclusion	111
5	A Stochastic Methodology for 3D Cave System Modeling	113
5.1	Introduction	114
5.2	Approach Overview	114
5.3	Results and Discussion	116
5.3.1	Structural modeling	116
5.3.2	Extraction of preferential flow paths	118
5.3.2.1	Field data conditioning	119
5.3.3	Geostatistical simulation of karst conduits	120
5.4	Conclusion	121
6	Integrated characterization and modeling of cave network	123

6.1	Introduction	124
6.2	Study area	124
6.2.1	Geography	124
6.2.2	Geology	125
6.2.3	Karst morphology and hydrology	125
6.3	3D Geological modeling	126
6.4	MAT-based Morphometric analyses	129
6.5	Object-distance simulation of cave network	129
6.6	Conclusion	129
	Conclusion & Perspectives	131
	Bibliographie	133

Table des figures

1.1	Illustration des modes de déplacement des fractures	9
1.2	Direction de propagation des différents mode de fractures en fonction des directions de contraintes principales	10
1.3	Photographies et interprétation d'une surface de fracture	15
1.4	Idéalisation d'une fracture et analyse du champ de contrainte en pointe de fissure	17
1.5	Distribution des contraintes normale moyenne autour d'une fracture de Mode I	18
1.6	Direction de propagation	19
1.7	Mécanisme d'interaction entre fracture	20
1.8	Energie de propagation relative et rapport des facteurs d'intensité de contraintes versus longueur relative de fracture	22
1.9	Energie de propagation relative versus espacement entre fractures	24
1.10	Mode de terminaison d'une fracture sur une interface	26
1.11	Energie de propagation relative versus distance relative à une discontinuité lithologique	27
1.12	Chemin de propagation	29
1.13	Description géométrique d'une fracture individuelle	33
1.14	Indicateurs structuraux : distance aux fractures majeures	46
1.15	Indicateurs structuraux : modélisation inverse	48
2.1	Approche probabiliste : simulation booléenne de réseaux de fractures discrètes	55
2.2	Approche pseudo-génétique de simulation de réseaux de fractures discrètes	59
2.3	Représentation numérique d'une fracture	61
2.4	Loi de Poisson et Processus ponctuel homogène de Poisson	63
2.5	Parcours de grille pour la simulation d'un processus ponctuel hétérogène .	65
2.6	Processus ponctuel de Poisson homogène et hétérogène	66

2.7	Processus ponctuel répulsif 1D	68
2.8	Processus ponctuel répulsif 2D	69
2.9	Géométrie initiale d'une fracture	71
2.10	Simulation de la propagation de fracture	76
2.11	Simulation de réseaux de fractures 2D	79
2.12	Simulation d'un corridor de fracture	81
2.13	Simulation de réseaux de fracture de type stratabound	82
2.14	Influence de la taille de la zone de processus	83
2.15	Influence du type de contact entre fractures	84
2.16	Influence de la magnitude de l'angle maximum de déviation	84
3.1	Complexité spatiale des réseaux karstiques	92
3.2	Taux d'élargissement en fonction du débit et de la longueur de fracture	95
3.3	Morphologie des réseaux karstiques	96
4.1	ODSIM Workflow	101
4.2	Influence of model parameters	104
4.3	Porous medium	105
4.4	well data conditioning	107
4.5	soft data conditioning	108
4.6	Post processing	109
4.7	simulation of dolomite bodies using ODSIM	110
4.8	simulation of channels	112
5.1	Approach overview for karst modeling	115
5.2	workflow for karst modeling	117
5.3	Extraction of preferential flow paths	118
5.4	Conditioning to karst observations	119
5.5	Influence of the threshold distribution on karst conduits diameter	120
5.6	Influence of variogram model on karst conduits tortuosity	121
6.1	Geographic situation of the study area	125
6.2	2D horizontal section of the Han-sur-Lesse cave network, from Quinif [1987]	126

6.3	3D Geological modeling : (a) importation of available data in the gOcad geomodeler, (b) interpolation of stratigraphic boundaries, (c) resulting 3D volumetric model, and (d) shows the correlation between a structural horizon and the course of a main flow conduit suggesting the existence of an inception horizon	127
6.4	Application of the Medial Axis Transform (MAT) for geometric characterization of conduit widths	128
6.5	3D reconstruction of the cave network geometry with the ODSIM approach	130

Liste des tableaux

1.1	Classification et répartition des réservoirs fracturés	11
1.2	Modes de propagation et terminaisons au contact fracture-limites de bancs	26
1.3	Méthode d'acquisition de données de fracture	40

Introduction

Quelle qu'en soit la finalité, ce qui caractérise avant tout l'étude du sous-sol est le manque de données concernant la région investiguée. Les données directes, provenant par exemple de carottes de forages, proviennent au mieux d'échantillons de roche de l'ordre du millionième des volumes réellement mis en jeu et ne représentent donc qu'une infime connaissance précise du sous-sol. D'autres observations peuvent venir compléter la connaissance du sous-sol, mais sont toutes indirectes, d'origine, d'échelle et de qualité variables (sismiques, logs, pression, débits...). Les géosciences présentent donc la particularité de travailler sur des objets (prospect ou réservoir pétrolier, gisement minéralifère, aquifère, etc.) qui restent très largement inconnus. A partir de celle-ci, une image, une interprétation ou un modèle est construit. Il est indispensable de garder à l'esprit que d'autres modèles, très différents, pourraient expliquer les données disponibles et que la réalité géologique peut-être beaucoup plus complexe que le modèle construit.

Malgré les incertitudes inhérentes aux sciences de la nature, il est essentiel de fournir une représentation aussi fiable que possible de l'objet géologique investigué. La géomodélisation répond à cet objectif en visant à créer un modèle numérique tridimensionnel du sous-sol qui intègre l'ensemble des données collectées et les interprétations effectuées, de telle sorte que le modèle restitue au mieux les propriétés du gisement réel. Le modèle géologique est l'aboutissement d'un ensemble d'étapes : l'acquisition des données ; l'analyse et l'interprétation de ces données ; la construction d'un modèle 3D de la structure et des propriétés du domaine d'étude ; et à partir de ce dernier la simulation de processus physiques. Le processus de création du modèle 3D lui-même consiste d'abord à définir la structure (horizons et failles) puis à discrétiser l'espace par un maillage et finalement à déterminer, pour chaque maille, tous les paramètres (porosité, perméabilité, etc.) caractérisant le gisement. Un premier modèle géologique statique est ainsi créé, de haute résolution, qui vise à capturer les hétérogénéités géologiques qui contrôlent les processus physiques. Nos travaux de thèse s'inscrivent dans cette approche et se sont focalisés plus particulièrement sur la modélisation de réseaux de fractures et de réseaux karstiques.

Les fractures sont des discontinuités de la roche d'origine mécanique. Elles sont observables sur une très large gamme d'échelles ; millimétrique à plusieurs centaines de mètres, voire kilométriques dans le cas des failles. Ces fractures peuvent exercer un contrôle plus ou moins important sur les écoulements de fluides. Dans certains cas, les fluides ne peuvent

circuler qu'au travers des fractures en raison d'une matrice de très faible perméabilité, dans d'autres cas les fractures peuvent constituer des barrières aux écoulements et entraîner leur partitionnement. Les réseaux karstiques se développent préférentiellement le long des discontinuités de la roche telles que les plans de fracture ou de stratification. Il s'agit d'un cas relativement extrême de diagenèse qui entraîne la dissolution de la roche et la formation progressive d'un réseau de conduits et de cavités interconnectés. Ces conduits de géométrie très variable ont un impact considérable sur le comportement hydraulique d'un réservoir ou d'un aquifère. Les réseaux de fractures et de karsts se caractérisent par des géométries complexes, et ont tendance à créer de fortes hétérogénéités connectées et conductrices. Il est alors utile de disposer de techniques capables de représenter dans un modèle géologique les chemins d'écoulements préférentiels formés par les fractures et les conduits karstiques.

On peut distinguer deux types d'approches pour intégrer explicitement les fractures et les karsts dans un modèles géologique : 1) les méthodes déterministes qui visent à simuler les processus physiques par lesquels se forment fractures ou karsts et 2) les méthodes stochastiques qui simulent directement le résultat de ces processus physiques, en l'occurrence la géométrie et les propriétés des réseaux de fracture et de karsts. La simulation des processus physiques produit des modèles détaillés et géologiquement réalistes, mais le temps de calcul, le conditionnement aux données et les incertitudes sur les paramètres génétiques, limitent considérablement leur application. En pratique, les spécificités de la géomodélisation exposées ci-dessus (manque de données et complexité des objets géologiques) favorisent une approche stochastique. Notamment, les techniques géostatistiques fournissent un ensemble d'outils permettant la modélisation, l'interpolation et la simulation probabiliste d'objets ou de variables distribuées dans l'espace. Elles offrent l'avantage de pouvoir générer plusieurs modèles tout en respectant des données d'origines diverses. La multiplicité des solutions ainsi générées permet par ailleurs l'analyse des incertitudes. Toutefois, les techniques géostatistiques traditionnelles utilisées pour simuler les fractures ou les karsts reposent le plus souvent sur des hypothèses et des représentations simplistes de la géométrie de ces objets et de leur distribution spatiale. Le principal inconvénient est alors le manque de réalisme géologique des modèles générés et leur possible inaptitude à capturer le comportement dynamique réel du réservoir.

Etant donné les limites d'une approche purement stochastique, nous avons suivi une approche que nous qualifions de pseudo-génétique. Il s'agit d'intégrer dans un cadre probabiliste des règles et contraintes qui visent à imiter le processus de formation des fractures et karsts, l'objectif étant d'établir une approche méthodologique hybride qui réconcilie approche stochastique et déterministe en minimisant leurs faiblesses tout en exploitant leurs avantages. Concernant les réseaux de fractures, nous proposons de simuler la propagation de fractures 3D à partir de germes générés par une approche classique de type booléenne. Les trajectoires et les interactions entre fractures sont contrôlées par des règles géométriques et heuristiques qui s'inspirent de la mécanique de la fracturation. Concernant les

réseaux karstiques nous avons développés une approche qui simule la géométrie 3D de conduits et cavité autour de chemin d'écoulement préférentiels. Ces derniers sont extraits de la matrice et des fractures discrétisées en un graphe de connectivité. Nous utilisons pour cela un algorithme de recherche de chemins optimaux qui peut être contraint par divers critères génétiques relatifs à la formation des karsts. Les réseaux de fractures et de karsts ainsi générés sont visuellement très proches de réseaux naturels.

Ce manuscrit se divise en deux parties principales. La première est consacrée à la modélisation des réseaux de fracture et la seconde à celle des réseaux karstiques. Chacune de ces parties s'articulent tout d'abord autour d'une étude bibliographique spécifique, et s'oriente ensuite vers l'approche développée dans cette thèse. Le premier chapitre commence par exposer les connaissances théoriques sur les mécanismes de formation des fractures. Les caractéristiques géométriques des réseaux de fractures sont ensuite décrites et finalement les étapes d'acquisition de données de fractures et de leur caractérisation sont successivement abordées. Ce premier chapitre est suivi par une étude de caractérisation d'un réservoir géothermique situé dans le socle fracturé de Soultz-sous-Forêt. Le troisième chapitre débute par une revue des principales approches de modélisation 3D des fractures. Nous présentons ensuite la mise en oeuvre d'une approche pseudo-génétique visant à produire des réseaux de fractures géologiquement plus réalistes. Le quatrième chapitre introduit d'abord les mécanismes de formation des réseaux karstiques et introduit ensuite l'approche de modélisation pseudo-génétique de réseaux karstiques développée dans cette thèse. Le développement et la mise en oeuvre de cette approche est ensuite détaillée à travers trois articles qui font chacun l'objet d'un chapitre. Chaque partie se termine par une conclusion sur les travaux réalisés et une mise en perspective des possibilités d'amélioration et de développement des techniques présentées.

Les algorithmes développés dans le cadre de ces travaux de recherche ont été implémentés en C++ sous forme de module lié au logiciel de géomodélisation Gocad et sont disponibles par l'intermédiaire du consortium de recherche Gocad¹.

¹<http://www.gocad.org>

Première partie

Les réseaux de fractures

Chapitre 1

Des fractures au réservoir naturellement fracturé

Sommaire

1.1	Définition et typologie des fractures	8
1.2	Mécanique de la fracturation des roches	13
1.2.1	Initiation des fractures	14
1.2.2	Propagation des fractures	16
1.2.3	Interaction entre fractures	19
1.2.4	Terminaison des fractures	25
1.2.5	Bilan	28
1.3	Caractérisation des réservoirs fracturés	31
1.3.1	Aspects géométriques de la fracturation	31
1.3.2	Acquisition de données de fracture	39
1.3.3	Bilan	49

Les fractures résultent de la rupture dans les roches en réponse à l'état de contraintes. Ce sont des structures ubiquistes, observables sur une large gamme d'échelle (microscopique à continentale) dans de nombreux types de roches et environnements tectoniques (Pollard et Aydin, 1988). Les fractures peuvent affecter significativement les propriétés mécaniques et hydrodynamiques des roches. La caractérisation et la modélisation des fractures peuvent avoir un impact crucial dans divers domaines des géosciences : exploration et exploitation des hydrocarbures, gestion des aquifères et réservoirs géothermiques, gisements minéralifères, séquestration du CO₂ ou stockage de matériaux radioactifs, ou encore gestion des risques naturels. Dans l'ensemble de ces applications, il est nécessaire de connaître la géométrie des fractures et leur organisation spatiale pour prédire la réponse du sous-sol à une sollicitation et soutenir le processus de prise de décision. Ce chapitre décrit les principales caractéristiques géologiques et mécaniques des fractures naturelles, nécessaires à la compréhension de la nature des réseaux de fractures et à leur

analyse en vue d'une modélisation géologiquement cohérente. Nous commençons par un rappel sur la définition et la typologie des fractures avant de revoir dans le cadre de la mécanique de la rupture le processus de formation des fractures. Nous présentons ensuite les aspects quantitatifs de caractérisation des propriétés géométriques des fractures individuelles et des réseaux de fractures, suivis des différentes sources et méthodes d'acquisition de données sur les fractures.

1.1 Définition et typologie des fractures

Fracture D'un point de vue structural, le terme *fracture* est couramment utilisé comme terme générique pour désigner une discontinuité d'origine mécanique, voire diagénétique, au sein d'une masse rocheuse (NRC, 1996; Nelson, 2001). Cette définition englobe une large variété de discontinuités qui se différencient par leur mécanisme de formation et par leurs propriétés géométriques et pétrophysiques. Aussi, dans un souci de précision, la littérature s'est progressivement enrichie d'une multitude de termes pour qualifier différents types de discontinuités (joint, faille, diaclase, stylolithes, corridor de fracture, zone d'endommagement, *etc*). La définition exacte de ces termes varie d'un auteur à un autre, certaines reposant sur des aspect uniquement descriptifs, d'autres incorporant des aspects mécaniques, et au final, cette profusion de termes en géologie structurale est devenue une source d'ambiguïté et de confusion.

De ce fait, plusieurs tentatives de formalisation de la nomenclature associée aux fractures ont été proposées dans la littérature. Par exemple, Schultz et Fossen (2008) s'appuient sur le sens et le taux de déplacement des surfaces de discontinuité ainsi que sur leur longueur pour établir une terminologie synthétique qui souligne les ressemblances entre structures géologiques plutôt que leurs différences. Dans un souci similaire de clarté, Zhong *et al.* (2009) présentent une révision exhaustive des termes relatifs aux fractures et proposent une ontologie des fractures reposant sur les interrelations entre les notions de structures géologiques, de mécanismes de formation, de propriétés géométriques et pétrophysiques.

D'un point de vue mécanique, une fracture est généralement idéalisée par deux surfaces de séparation partageant trois caractéristiques communes à n'importe quelle discontinuité (Pollard et Segall, 1987) :

1. Les surfaces de séparation sont approximativement planes, en considérant que les irrégularités géométriques le long de la surface sont relativement petites par rapport à l'échelle de la surface entière.
2. Les surfaces opposées sont finies et se rencontrent le long de la périphérie de la discontinuité (front de fracture).
3. Le déplacement relatif entre des points initialement adjacents de part et d'autre de la fracture est relativement faible comparé à la longueur de la fracture.

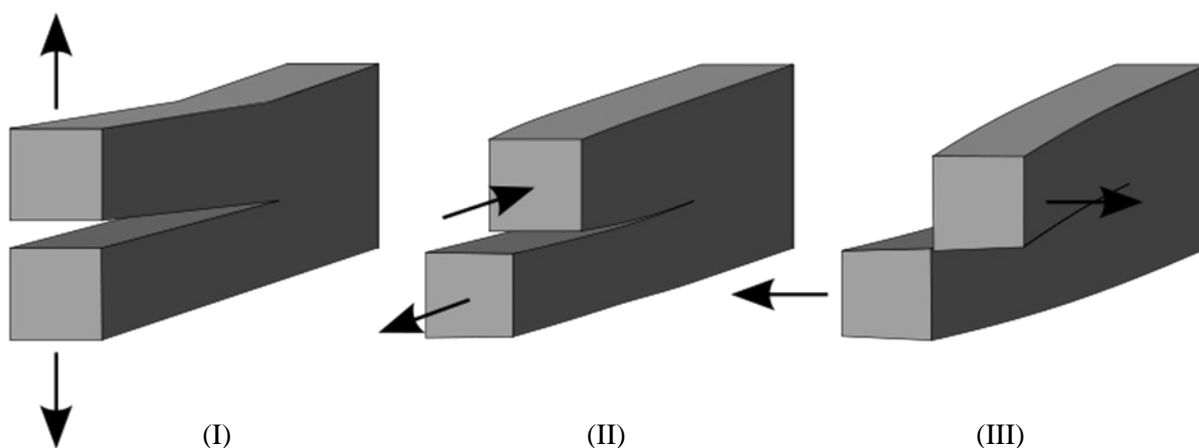


Fig. 1.1 – Illustration des trois modes fondamentaux de déplacement des fractures. Mode I, traction→ouverture, Mode II, cisaillement plan→glissement par translation et Mode III, cisaillement transversal→glissement par rotation.

A partir de cette représentation, la mécanique de la rupture distingue trois catégories fondamentales de fractures en fonction du mode de déplacement des surfaces de séparation, à savoir, les fractures de mode I en ouverture, les fractures de mode II en cisaillement plan et de mode III en cisaillement transversal (Figure 1.1). Cette distinction rejoint celle effectuée usuellement en géologie structurale entre fracture ou joint (mode I) et failles (mode II et III).

Les fractures de mode I, couramment appelée joints, se forment en extension (contrainte minimale σ_3 compressive) ou en tension (contrainte minimale σ_3 en traction). Elles se caractérisent par un déplacement en ouverture, normal aux surfaces de séparation, et se propagent dans une direction parallèle à la contrainte compressive maximale σ_1 , et perpendiculaire à la contrainte minimale σ_3 (Figure 1.2). Il est communément admis que les fractures de mode I sont de loin les discontinuités les plus abondantes dans le sous-sol, survenant à différentes échelles dans n'importe quel type de roche et environnement tectonique.

Les fractures de mode II et III se forment sous différents régimes tectoniques en réponse à des contraintes tangentielles agissant dans le plan de fracture. La direction de propagation est parallèle à la contrainte moyenne σ_2 avec un mouvement relatif des compartiments perpendiculaires au front de propagation en mode II, et parallèle en mode III. Des exemples de fractures de mode II incluent les failles décrochantes vue en carte ou les failles normales vue en section, et inversement pour les fractures de mode III.

A noter, que dans la nature, toutes les combinaisons de ces 3 modes de déplacement sont possibles, produisant des fractures de mode mixte (Pollard et Aydin, 1988; Engelder, 1999; Ramsey et Chester, 2004).

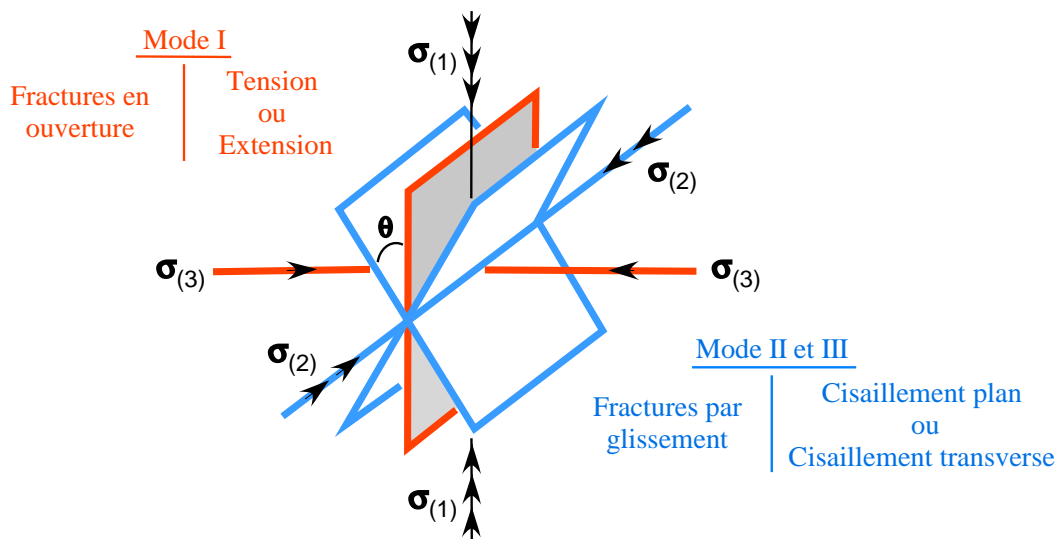


Fig. 1.2 – Direction de propagation des différents mode de fractures relativement aux direction de contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 .

D’un point de vue pratique, en géomodélisation, les notions de fractures et failles sont également distinguées et traitées de manière spécifique, en raison de leurs propriétés géométriques et pétrophysiques différentes. Dans ce travail nous nous concentrerons sur la modélisation des fractures de mode I, et bien que les termes joints et fractures soient couramment utilisés de manière équivalente nous nous limiterons au terme “fracture” dans un souci de clarté.

Réseaux de fractures Les fractures existent rarement de manière isolée au sein de la roche, mais font généralement partie d’un ensemble de fractures organisées de façon plus ou moins ordonnées dans l’espace. Le terme “réseau de fracture” est habituellement utilisé pour désigner l’ensemble des fractures présentes dans le réservoir. Typiquement, la première étape d’interprétation d’un réseau de fractures consiste à identifier l’existence d’un ou plusieurs sous-ensembles de fractures présentant des caractéristiques similaires. Un premier niveaux de caractérisation des réseaux de fractures repose sur la notion de **famille de fractures** qui désigne un groupe de fractures partageant une origine génétique commune se traduisant par des propriétés relativement homogènes (orientation, dimension, densité, *etc.*). Un second niveau repose sur la notion de **système de fractures** qui définit l’ensemble des familles de fractures ayant une même origine génétique mais ne partageant pas nécessairement des caractéristiques géométriques similaires. Les fractures d’un même système sont la conséquence d’un épisode tectonique commun, mais les caractéristiques de fracturation peuvent varier spatialement suite à des modifications locales de l’état de contraintes. Par exemple, ce dernier peut être modifié à proximité d’une faille majeure, suivant la position structurale dans un pli, ou encore d’une couche sédimentaire à

Type de réservoir	Description
Type I	Les fractures représentent l'essentiel des capacités de stockage et de la perméabilité du réservoir. La matrice a une faible porosité et perméabilité.
Type II	La matrice représente l'essentiel des capacités de stockage et les fractures représentent l'essentiel de la perméabilité du réservoir. La matrice a une faible perméabilité, et une porosité variable.
Type III	Les fractures améliorent la perméabilité d'un réservoir dont la porosité et la perméabilité de la matrice en font déjà un réservoir économiquement intéressant.
Type IV	Les fractures ne représentent pas une augmentation significative des propriétés du réservoir, déjà productible, mais créent une anisotropie (barrières à l'écoulement).

Tab. 1.1 – Classification et répartition des réservoirs fracturés. Adapté d'après [Nelson \(2001\)](#); [Baker et Kuppe \(2000\)](#).

une autre. Du fait de la coexistence potentielle de multiples systèmes de fractures, formés au cours de phases tectoniques successives, il existe une très large gamme de configurations possibles en ce qui concerne la structure géométrique du réseau de fractures. Un des enjeux majeurs de l'analyse d'un réservoir fracturé consiste précisément à caractériser qualitativement et quantitativement les familles et systèmes de fractures (§1.3).

Réservoir naturellement fracturé La notion de réservoir naturellement fracturé repose d'avantage sur des considérations d'ordre pratique que géologiques. En effet, tous les réservoirs contiennent en quantité plus ou moins importante des fractures naturelles. [Nelson \(2001\)](#) restreint la notion de réservoir naturellement fracturé à ceux dans lesquels la présence de fractures affecte, positivement ou négativement, les écoulements de fluides. Ils peuvent être subdivisés en 4 types (Table 1.1) suivant les contributions respectives des fractures et de la matrice en ce qui concerne la porosité et la perméabilité ([Nelson, 2001](#)). La variabilité de la géométrie et des propriétés tant du réseau de fractures que de la matrice explique pourquoi les réservoirs fracturés présentent une large variété de comportements lors de leur exploitation. Ces incertitudes rendent les phases d'appréciation, de développement et d'exploitation d'un réservoir fracturé particulièrement difficiles. Pour ces raisons, il est nécessaire de développer des concepts et outils spécifiques à l'étude et à la modélisation des réservoirs fracturés.

Bilan Les fractures sont des structures tridimensionnelles complexes de géométrie et propriétés très variables. Les fractures vont le plus souvent offrir un contraste de propriétés, en perméabilité et en porosité, comparativement à la matrice environnante, agissant comme des barrières ou des conduits à l'écoulement. La nature spécifique des réservoirs fracturés repose précisément sur l'interaction entre la matrice (le domaine de stockage) et le réseau de fractures (domaine d'écoulement). Cette interaction dépend de l'architecture de la matrice, de la géométrie du réseau de fractures et également des mécanismes et processus physiques qui contrôlent le transfert de fluides de la matrice vers le réseau de fractures. Il apparaît donc primordial de bien définir les différents éléments constitutifs d'un réservoir fracturé afin de mieux exploiter ses caractéristiques et optimiser son potentiel de production.

1.2 Mécanique de la fracturation des roches

La géométrie finale d'un réseau de fractures dépend en grande partie des mécanismes et processus physiques mis en oeuvre lors de leur formation. Dans cette section, nous présentons, dans le cadre de la mécanique de la rupture, une revue des processus d'initiation, de propagation, d'interaction et de terminaison des fractures.

La **mécanique élastique linéaire de la rupture** fournit un cadre mathématique pour calculer le champ de contraintes et de déformations autour d'une discontinuité dans un matériau élastique linéaire (Atkinson, 1987; Pollard et Aydin, 1988; Jaeger *et al.*, 2007). Dans ce cadre, l'analyse des contraintes permet d'étudier la relation entre la résistance de la roche à un chargement donné et la géométrie des fractures se propageant au sein d'un matériau contenant initialement des défauts.

La mécanique de la rupture a été initiée par Griffith (1924) pour expliquer la rupture de matériaux fragiles. Ces travaux étaient notamment motivés par l'observation que la contrainte nécessaire pour rompre un matériau en verre est de l'ordre de 100 MPa, soit largement inférieure à la contrainte théorique, environ 10000 MPa, nécessaire à la rupture des liens atomiques. Il en déduisit que la résistance à la rupture ne pouvait pas être une valeur indépendante des propriétés du matériau et suggéra que la faiblesse de la résistance à la rupture observée était due à la présence de défauts microscopiques à l'intérieur du matériau. Pour vérifier cette hypothèse, il introduisit une discontinuité artificielle dans des échantillons expérimentaux. Les expériences ont montré que le produit de la racine carrée de la longueur des défauts et de la contrainte à la rupture était à peu près constant. Pour expliquer cette relation, Griffith a développé une approche thermodynamique et a montré que la rupture se produit lorsque l'énergie libre (*énergie de surface - énergie élastique*) atteint une valeur maximale pour une longueur critique de fissure, au-delà de laquelle l'énergie libre diminue du fait de la propagation de la fissure, c'est-à-dire de l'augmentation de la longueur de la fissure.

D'abord ignorés, les travaux de Griffith furent étendus par Irwin (1957, 1958) qui, à partir de l'étude des singularités du champ de contraintes en pointe de fissure, introduisit les notions de taux de restitution de l'énergie, de facteur d'intensité des contraintes et de ténacité des matériaux. Par la suite, la mécanique de la rupture a été continuellement approfondie et a émergé comme cadre théorique pour expliquer la formation et la géométrie des fractures au sein d'un massif rocheux (Jaeger, 1969; Segall et Pollard, 1980; Pollard et Aydin, 1988; Atkinson et Craster, 1995).

Les principes de base de la mécanique linéaire de la rupture sont les suivants :

- Un facteur d'intensité des contraintes K ($MPa.m^{\frac{1}{2}}$) est associé à l'extrémité d'une fracture au sein d'un matériau soumis à un chargement. K peut être calculé ou mesuré de la même manière que les contraintes d'extension lors d'un essai de traction (Tada *et al.*, 2000).

- De même qu’un matériau a une limite d’élasticité σ_c , un matériau possède un facteur d’intensité critique K_C appelé ténacité et représentant la résistance intrinsèque du matériau à la propagation d’une fracture.
- Le comportement du matériau à proximité du front de propagation peut être inélastique et non-linéaire (Segall, 1984; Atkinson, 1982; Ingraffea, 1987). La mécanique de la rupture n’est valable que si l’extension de la zone de processus inélastique est petite par rapport aux dimensions de la fracture, autrement dit, la mécanique de la rupture linéaire ne peut pas prédire l’*initiation* des fractures, et donc ne peut résoudre un problème qu’en considérant une fissure initiale. Dans ce cas, le critère de propagation est :

$$K = K_C \quad (1.1)$$

- La propagation de la fracture se prolonge tant que les conditions exprimées dans le critère de propagation (Eq. 1.1) sont satisfaites.

A partir de ces postulats, la mécanique de la rupture peut-être utilisée pour modéliser les processus d’initiation, de propagation, d’interaction et de terminaison, et comprendre leur impact sur la géométrie finale des fractures.

1.2.1 Initiation des fractures

Il est communément admis que les fractures se développent en réponse à l’hétérogénéité de répartition des contraintes, autrement dit, de concentration locale des efforts (Griffith, 1924; Pollard et Aydin, 1988). L’observation des surfaces de fracture (Figure 1.3) sur le terrain indique que les fractures se développent à partir de défauts de la roche (Ingraffea, 1987; Pollard et Aydin, 1988; Tuckwell *et al.*, 2003; Savalli et Engelder, 2005). Ces derniers peuvent être des fossiles, des grains, des cavités, des micro-fissures ou d’autres matériaux dont les propriétés mécaniques sont différentes de celles de la roche encaissante. Ils agissent comme concentrateurs de contraintes de telle manière que le facteur d’intensité des contraintes K puissent évaluer ou dépasser la ténacité de la roche K_C , amorçant la propagation d’une fracture. L’initiation des fractures peut s’effectuer sous divers régimes de contraintes dont l’origine peut être lithostatique, une pression de fluide, des forces tectoniques associées au mouvement des plaques lithosphériques, ou d’autres processus géologiques comme le plissement des couches sédimentaires (NRC, 1996). Selon Pollard et Aydin (1988), un des mécanismes les plus efficaces pour l’initiation des fractures serait basé sur la présence de micro-cavités ou micro-fissures soumises à une pression fluide interne p , et avec leurs axes majeurs alignés perpendiculairement à la contrainte compressive minimale σ_3^r . Par exemple, pour une cavité elliptique avec un ratio axial a/b (Figure 1.4.a), la contrainte locale en pointe de fissure est :

$$\sigma_f = (p - \sigma_3^r) \cdot \left[2 \cdot \left(\frac{a}{b} \right) \right] - (p + \sigma_3^r) \quad (1.2)$$

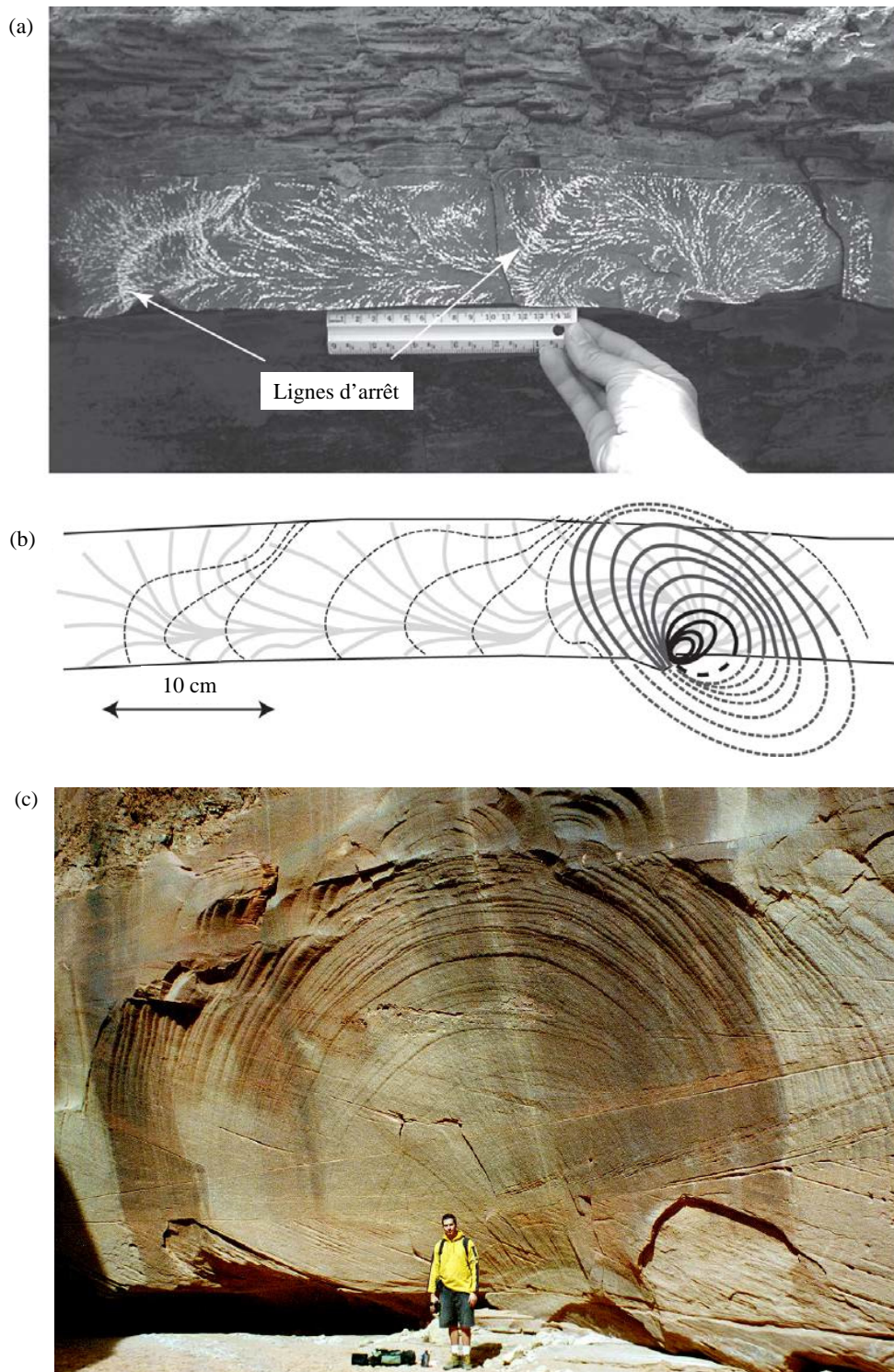


Fig. 1.3 – (a),(c) photographie d'une surface de fracture, (b) interprétation du point source de la fracture et de sa propagation, d'après Savalli et Engelder (2005) et <http://ic.ucsc.edu/~casey/eart150/Lectures/Joins/joins.htm>

(Jaeger *et al.*, 2007). La pression de fluide p peut dépasser la contrainte compressive minimale σ_3^r , auquel cas la contrainte σ_f est en traction. Pour des microfissures, le ratio a/b peut-être largement supérieur à 1, et donc engendrer une tension aux extrémités de la microfissure suffisante pour satisfaire le critère de propagation (Eq. 1.1). Par exemple pour le cas d’une fracture de mode I, uniformément chargée de longueur $2l$, le facteur d’intensité des contrainte est donné par :

$$K_I = (p - \sigma_3^r)\sqrt{\pi l} \quad (1.3)$$

La fracture commence à se propager dès que le facteur d’intensité dépasse la ténacité de la roche, $K_I = K_{IC}$.

Dans le cadre de la mécanique de la rupture, l’initiation de la propagation, dans des conditions définies de pression et température, dépend donc du chargement au loin, de la ténacité de la roche K_C et de la géométrie du défaut. Toutefois, cette approche n’est valable qu’en supposant la présence d’un défaut initial dont les dimensions sont supérieures à celle de l’échelle du grain de la roche. En effet, plusieurs auteurs ont attirés l’attention sur le comportement non-linéaire du problème d’initiation des fractures suite à des déformations fortement ductiles en pointe de fissure (Segall, 1984; Atkinson, 1982; Ingraffea, 1987). Ce phénomène est connu sous le terme de “croissance sub-critique de fissure” (*sub-critical crack growth*) et est responsable de l’initiation de fractures à des valeurs de K significativement inférieures à K_C . Ce processus fut initialement identifié dans du verre, mais a été reconnu depuis dans la plupart des matériaux et notamment dans les roches et minéraux exposés à des températures élevées ou à des environnements réactifs (Atkinson, 1982, 1984). Ce processus peut être du à plusieurs facteurs concurrents dont le plus commun est la “corrosion sous contrainte” (*stress corrosion*). Comme son nom l’indique la corrosion sous contrainte résulte de l’action conjuguée d’une contrainte (en tension) et d’un milieu agressif vis-à-vis du matériau. Ceci entraîne des dislocations de liaisons en pointe de fissure qui rompent progressivement, entraînant la propagation de la fissure par enlèvement de matière. Au fur et à mesure de l’avancement de la fracture, K augmente avec la longueur de la fissure atteignant finalement K_C et donc le domaine de validité de la mécanique de la rupture linéaire.

1.2.2 Propagation des fractures

Une fois initiée, la propagation d’une fracture isolée est contrôlée par le champ de contraintes en pointe de fissure. Pollard et Segall (1987) ont montré que ce champ de contraintes peut être très hétérogène, que la zone de concentration des contraintes est relativement petite par rapport à la taille de la fracture et que les contraintes diminuent avec la distance à la pointe de fracture (Figure 1.4.b et 1.5). Cette zone est habituellement appelée zone de processus (*process zone*) (Scholz *et al.* (1993); Reches et Lockner (1994); Vermilye et Scholz (1998); Kim *et al.* (2004)). Le champ de contraintes σ_{ij} dans cette

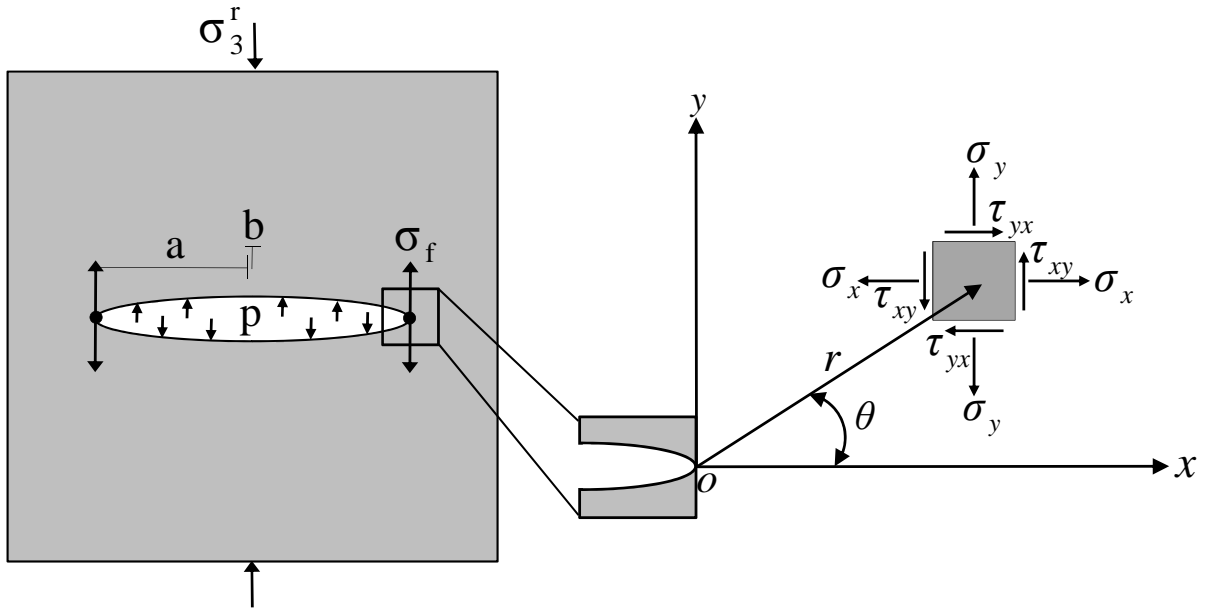


Fig. 1.4 – (a) Idéalisation d'une fracture elliptique soumise a un chargement uniforme σ_3^r et une pression interne de fluide p . (b) Système de coordonnées pour l'analyse du champ de contraintes élastiques linéaires en pointe de fissure.

région, pour un mode (m) de fracture donné, est fonction de la position par rapport à la pointe de fissure, du type de chargement et de la géométrie de la fracture :

$$\sigma_{ij} = K_m \frac{1}{\sqrt{r}} f_{ij}^m(\theta) \quad (1.4)$$

La position est représentée par r et θ dans un système de coordonnées polaires tandis que les termes relatifs au type de chargement et à la géométrie sont regroupés dans le facteur d'intensité des contraintes K_m . Le terme f_m est une fonction de θ spécifique au mode de fracture et indépendante des paramètres mécaniques et géométriques. Pour chaque mode de déplacement ($m = I, II, III$), il existe un facteur d'intensité des contraintes (K_I, K_{II}, K_{III} , respectivement), chacun étant associé à une distribution unique des contraintes en pointe de fracture. Par exemple, la solution générale du champ de contraintes illustré à la Figure 1.5 pour une fracture de mode I dans un milieu isotrope homogène est donnée par les équations suivantes :

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} \cos \frac{\theta}{2} \left(1 + \sin \frac{\theta}{2} \sin \frac{3\theta}{2} \right) \\ \sigma_y &= \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} \cos \frac{\theta}{2} \left(1 - \sin \frac{\theta}{2} \sin \frac{3\theta}{2} \right) \\ \tau_{xy} &= \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} \cos \frac{\theta}{2} \sin \frac{\theta}{2} \sin \frac{3\theta}{2} \\ \text{contrainte moyenne} &= \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} \end{aligned} \quad (1.5)$$

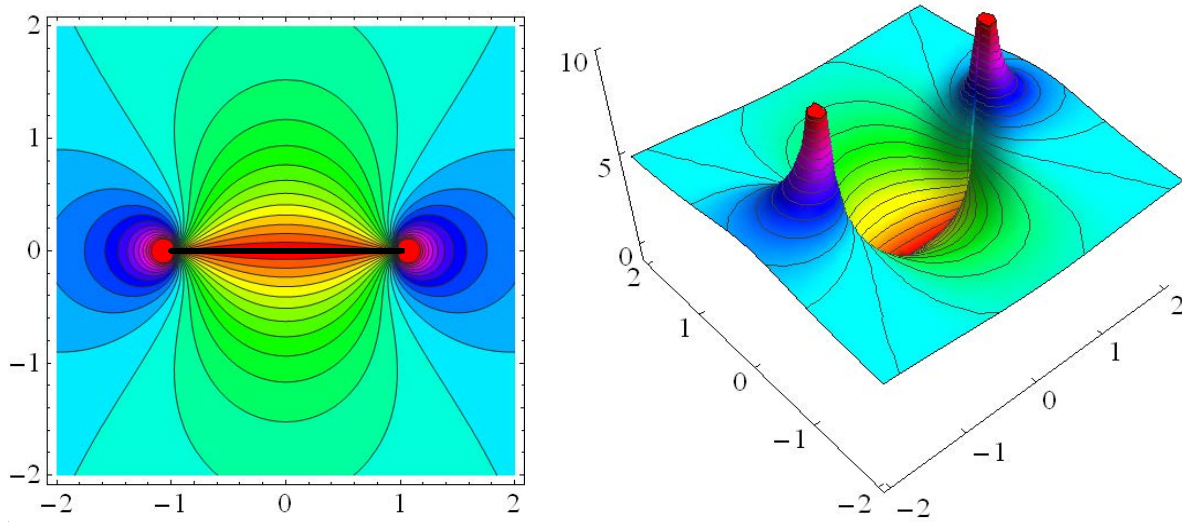


Fig. 1.5 – Visualisations 2D et 3 D du champ de contraintes normales moyennes le long d'une fracture 2D en ouverture (Mode I). On observe une zone de relaxation des contraintes le long de la fracture et une concentration des contraintes en pointe de fracture.

La valeur de K est donnée par

$$K_I = \lim[\sigma_y \sqrt{2\pi r}] \text{ lorsque } r \rightarrow 0 \text{ pour } \theta = 0 \quad (1.6)$$

avec σ_y la contrainte de traction normale à la surface de la fracture. Contrairement à d'autres critères de rupture (Mohr, Tresca, *etc.*) basés sur la résistance d'un matériau dans un champ de contraintes homogènes, ce critère se base sur une distribution hétérogène des contraintes aux extrémités de la fracture.

L'équation 1.3 combinée au critère de propagation (1.1) permet d'inférer que :

- Pour deux fractures de longueurs différentes soumises au même chargement, la fracture la plus longue atteindra le critère de propagation en premier ;
- Pour deux fractures d'égales longueurs dans un champ de contraintes hétérogène, la fracture soumise à la plus grande contrainte sera propagée en premier.

Lorsque le critère de rupture est satisfait, la fracture se propage suivant une direction qui dépend du champ de contraintes en pointe de fracture (Figure 1.6). Dans le cas des fractures en ouverture (mode I), les contraintes de traction sont maximales dans le plan de la fracture. La fracture se propage donc dans son propre plan, perpendiculairement à la contrainte compressive minimale. Si les directions principales des contraintes ne varient pas le long du plan de la fracture (cas d'une fracture placée perpendiculairement à la contrainte compressive minimale σ_3^r), la propagation se poursuit dans le plan de la fracture et produit une fracture planaire. Par contre, si les directions principales des contraintes varient, des contraintes de cisaillement sont accommodées le long du plan de la fracture, ce qui conduit à un mode de chargement hybride, soit de type mode I+II soit de type mode I+III (Pollard et Aydin, 1988; Engelder, 1999; Rao *et al.*, 2003; Ramsey et Chester,

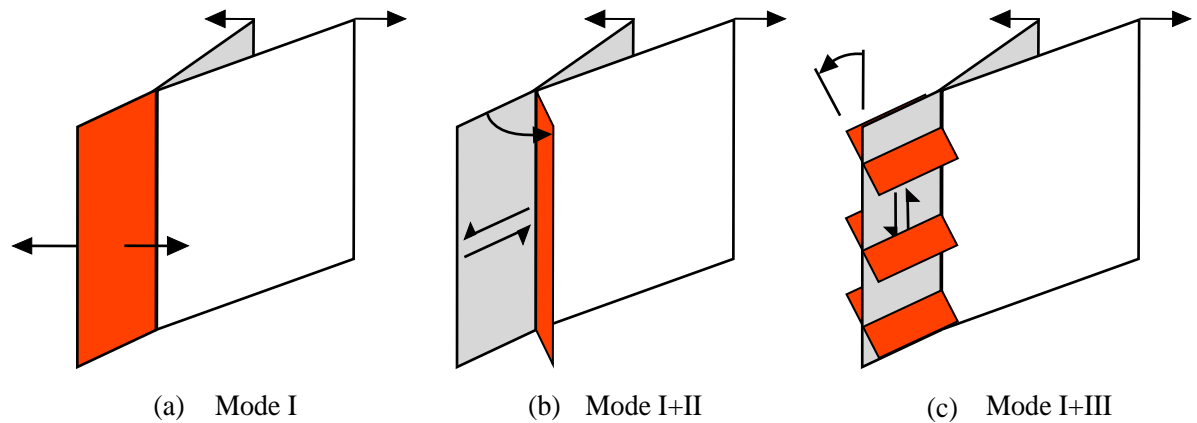


Fig. 1.6 – illustration de la direction de propagation du front de fracture pour un petit incrément de surface de fracture (a) trajectoire plane pour une fracture de mode I pur, (b) inclinaison du front de propagation en mode I+II et (c) rupture et rotation du front de propagation en mode I+III, modifié d’après Pollard et Aydin (1988).

2004). Dans ce cas, la trajectoire de la fracture est en dehors du plan de la fracture et tend à s’aligner perpendiculairement à la contrainte de traction maximale à proximité du front de propagation. Le mode hybride I+II résulte en une inclinaison de la direction de propagation par rapport à un axe parallèle au front de propagation, tandis que le mode hybride I+III entraîne une rotation de la direction de propagation autour d’un axe perpendiculaire au front de propagation. Dans ce dernier cas, la continuité du plan de la fracture est rompue en plusieurs segments en échelon. D’un point de vue énergétique, la rupture de la fracture en plusieurs segments est favorisée parce que l’énergie requise pour modifier la direction de propagation est proportionnelle à l’aire de surface créée lors de l’extension de la fracture parente (Pollard *et al.*, 1982). Le sens de l’inclinaison de la direction de propagation dépend du sens du cisaillement et l’angle d’inclinaison dépend du rapport entre les facteurs d’intensité des contraintes K_{II}/K_I ou K_{III}/K_I . Suivant les conditions, le changement d’orientation de la fracture est progressif ou abrupt. Un champ de contraintes variant de manière continue dans l’espace produira une fracture graduellement incurvée.

1.2.3 Interaction entre fractures

La perturbation du champ de contraintes créée par la présence d’une fracture (Figure 1.7(a)) peut avoir un impact significatif sur la croissance des fractures voisines, et en conséquence, sur la géométrie finale des fractures et du réseau. L’existence d’une interaction entre fractures a été corroborée par de nombreuses observations à l’affleurement (Figure 1.7(c)) de même que par expérimentation analogique et numérique.

Le type d’effet sur la propagation des fractures suite à leur interaction mutuelle dépend de nombreux facteurs : la résistance de la roche au cisaillement (Oldenburg et Burne,

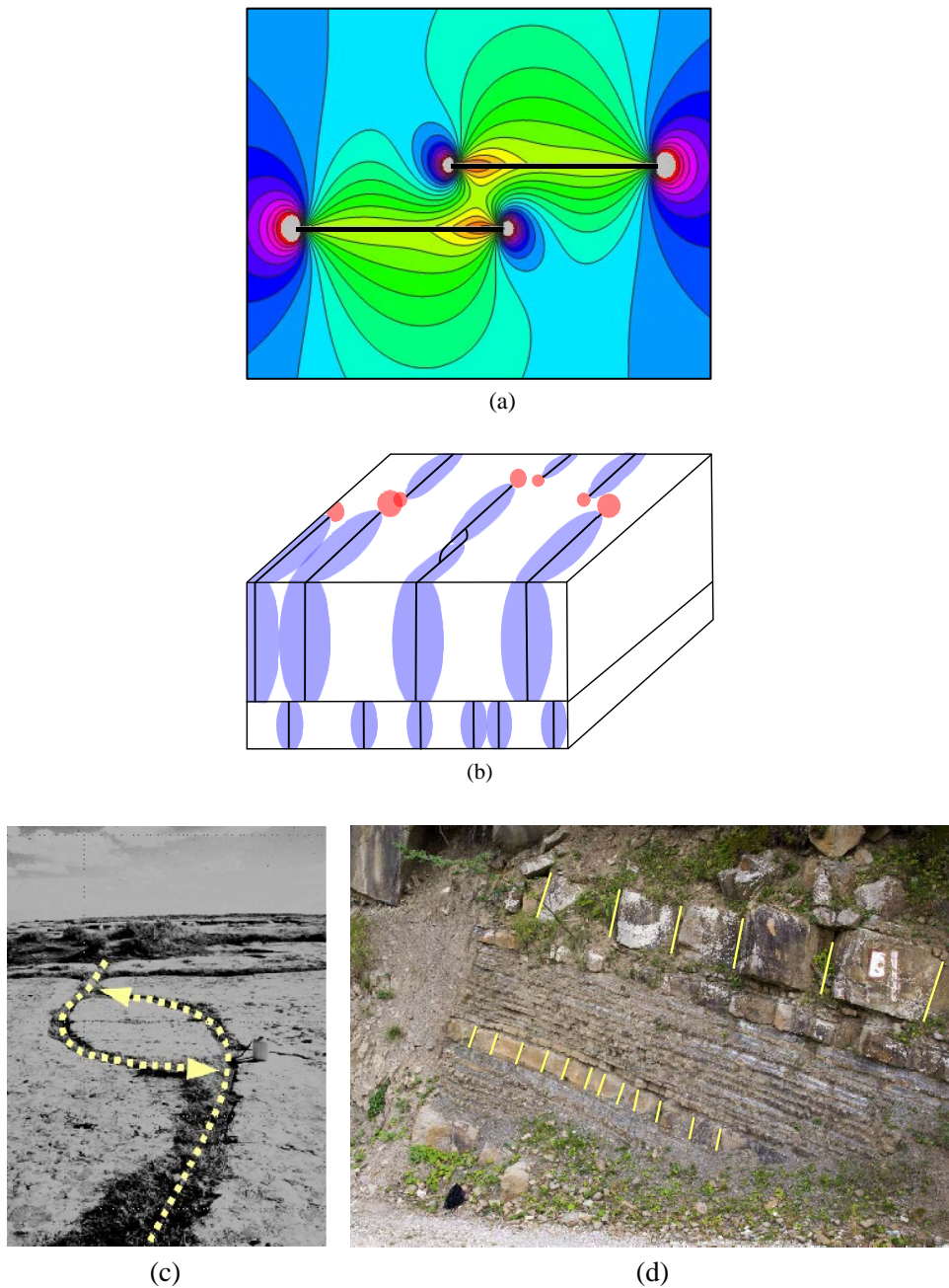


Fig. 1.7 – Mécanisme d'interaction entre fractures. (a) champ de contraintes normales moyennes le long de deux fractures parallèles. Le champ de contraintes aux pointes de fractures convergentes favorise une trajectoire incurvée des fractures l'une vers l'autre, voir (c) d'après *Olson et al. (2009)*. (b) Pour des propriétés mécaniques données, la taille des zones d'interaction est contrôlée par la taille des fractures, ce qui explique en partie la relation entre épaisseur des couches et espacement entre fractures, les bancs les plus minces contenant des fractures avec une zone d'ombre plus étroite présentent un espacement entre fractures plus faible, et inversement dans les bancs plus épais, voir (d) Formation des grès d'Annot.

1975), le chargement au loin (Cotterell et Rice, 1980; Jaeger *et al.*, 2007), la longueur et l'espacement des fractures initiales (Pollard et Aydin, 1984), le recouvrement et l'angle entre les fractures (Shen *et al.*, 1995; Tentler, 2003; Tentler et Amcoff, 2010), l'épaisseur des couches sédimentaires (Wu et Pollard, 1995; Bai *et al.*, 2000; Li et Yang, 2007), la vitesse de propagation (Olson, 1993), ou encore l'hétérogénéité à l'échelle du grain (Kranz, 1983).

Néanmoins, la mécanique de la rupture permet d'expliquer les principaux mécanismes d'interaction et leurs effets. Le champ de contraintes autour d'une fracture dans un milieu homogène uniformément chargé présente deux zones bien distinctes de variation locale des contraintes (Figure 1.5). Une zone de concentration des efforts en pointe de fracture, la zone de processus, et une zone de relaxation des contraintes le long du plan de la fracture, habituellement appelée "zone d'ombre" (*stress shadow zone*). Suivant la position relative des fractures, il convient de distinguer deux types principaux d'interaction, à savoir, entre zones de processus et entre zones d'ombre (Figure 1.7(b)).

a) **Interaction entre zones de processus** Ce type d'interaction survient lorsque les zones de processus de deux fractures commencent à se recouvrir suite à la propagation des pointes de fractures l'une vers l'autre (DeGraff et Aydin, 1987; Pollard et Aydin, 1988; Tentler, 2003; Kim *et al.*, 2004; Tentler et Amcoff, 2010). Pollard *et al.* (1982) ont montré que l'énergie de propagation de fractures relativement espacées l'une de l'autre par rapport à leurs dimensions, est à peu près identique à celle d'une fracture isolée. Par contre, l'énergie de propagation augmente brusquement lorsque la distance diminue entre les extrémités des deux fractures (Figure 1.8(a)). Cet effet concerne tous les modes de fracture et s'observe sur une large gamme d'échelles, microscopique à continentale (Pollard et Aydin, 1984; Tentler, 2003; Kim *et al.*, 2004). Lorsque les pointes de fractures convergent l'une vers l'autre, chaque fracture amplifie la propagation de sa voisine en induisant une contrainte de tension dans le voisinage des pointes de fractures (Figure 1.8(a)). Par contre, dès que les pointes de fractures commencent à se recouvrir, les contraintes induites deviennent compressives provoquant une chute de l'énergie de propagation d'autant plus rapide que l'espacement orthogonal est petit.

Le champ de contrainte associé à une extrémité de fracture induit également un contrainte de cisaillement sur l'extrémité voisine. Le mode II de déplacement qui en résulte favorise alors une trajectoire incurvée sur la propagation de la fracture voisine et réciproquement. Tant que le recouvrement entre les deux fractures n'a pas eu lieu, le rapport K_{II}/K_I est négatif, et les trajectoires des deux fractures divergent légèrement (Figure 1.8(b)). A mesure du recouvrement entre fractures, le rapport des facteurs d'intensité augmente nettement, devenant positif, ce qui entraîne la convergence l'une vers l'autre des extrémités des deux fractures avec un angle pratiquement perpendiculaire. Ces résultats fournissent un cadre théorique à l'observation du contact en forme de crochet des fractures en-échelon (*hooked-shape en-échelon fractures*) et explique pourquoi la jonction entre fractures se propageant l'une vers l'autre se fait presque toujours

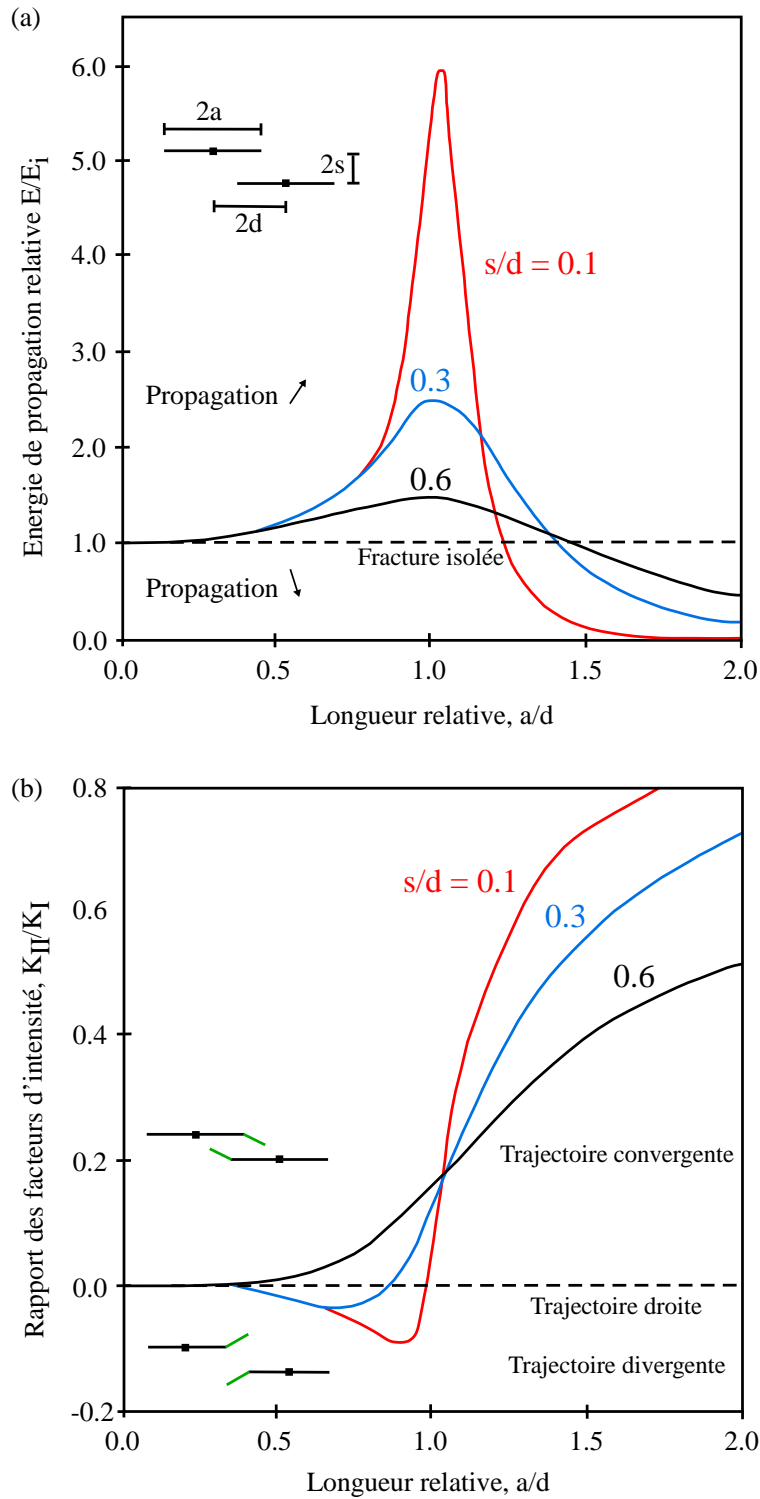


Fig. 1.8 – (a) Energie de propagation relative, E/E_i , versus longueur relative de fracture, a/d , pour 2 fractures de taille a parallèles d’espacement latéral, $2d$, et orthogonal, $2s$. (b) Rapport des facteurs d’intensité de contraintes, K_{II}/K_I , versus longueur relative de fracture, a/d . Modifié d’après Pollard et Aydin (1988).

entre pointe de fracture et plan de fracture (*tip-to-plane*) plutôt qu'entre pointe de fracture (*tip-to-tip*) (Figure 1.7(c)). Ce mécanisme d'interaction peut avoir un impact crucial sur la connectivité du réseau de fractures et donc sur les écoulements de fluides (Odling et Webman, 1991; Odling *et al.*, 1999; Larsen et Gudmundsson, 2010). En effet, la trajectoire incurvée des fractures augmente significativement la probabilité que des fractures s'intersectent, réduisant a priori la taille potentielle pour des fractures individuelles. Cependant, l'intersection et la coalescence de plusieurs fractures suite à leur interaction peut aboutir à une fracture composite dont la taille finale est largement supérieure à celle de fractures se propageant de manière isolée dans le même champ de contraintes.

- b) **Interaction entre zones d'ombre** L'effet des interactions entre zones d'ombres a été largement documenté dans la littérature, autant par des études de terrain (Segall, 1984; Aydin et DeGraff, 1988; Ackermann et Schlische, 1997; Kim *et al.*, 2004) que par des expériences analogiques (Geyer et Nemat-Nasser, 1982; Germanovich et Asthakov, 2004) ou numériques (Segall et Pollard, 1983; DeGraff et Aydin, 1987; Renshaw et Pollard, 1994; Bai *et al.*, 2000; Olson, 1993, 2004). Segall et Pollard (1983) illustrent l'effet d'une fracture sur la propagation d'une fracture voisine en considérant deux fractures parallèles, placées côte à côte (Figure 1.9(a)). Pour deux fractures de même longueur qui interagissent mécaniquement, via un recouvrement entre zones d'ombre, l'énergie de propagation est identique, mais inférieure à celle d'une fracture isolée puisque l'énergie est partagée entre les deux fractures. Lorsque le rapport des longueurs s'accroît, l'énergie de propagation de la fracture la plus grande tend vers celle d'une fracture isolée, tandis que celle de la plus petite tend vers zéro. Les fractures les plus importantes induisent donc dans leur voisinage un effet inhibiteur (*shield effect*) sur les fractures de plus faibles dimensions. Plusieurs auteurs notent le même type d'effet inhibiteur pour une série de fractures parallèles (DeGraff et Aydin, 1987; Renshaw et Park, 1997; Ackermann et Schlische, 1997; Germanovich et Asthakov, 2004). Par exemple, en calculant l'énergie de propagation de vingt fractures parallèles pour différents incréments de longueur de la fracture centrale, DeGraff et Aydin (1987) ont mis en évidence la diminution de l'énergie de propagation des fractures les plus proximales au plus distantes au fur et à mesure de la croissance de la fracture centrale (Figure 1.9(b)). En raison du nombre croissant de fractures inhibées au cours de la croissance du réseau de fracture, l'espacement entre les fractures continuant à se propager augmente et au final le réseau est constitué d'un nombre plus important de petites que de grandes fractures. Ce résultat issu de la mécanique de la rupture est cohérent avec les distributions de longueurs (typiquement exponentielle, log-normale, gamma ou puissance) et d'espacement (Figure 1.7(d)) entre fractures usuellement observées sur le terrain dans différents types de roches (voir §1.3.1.2).

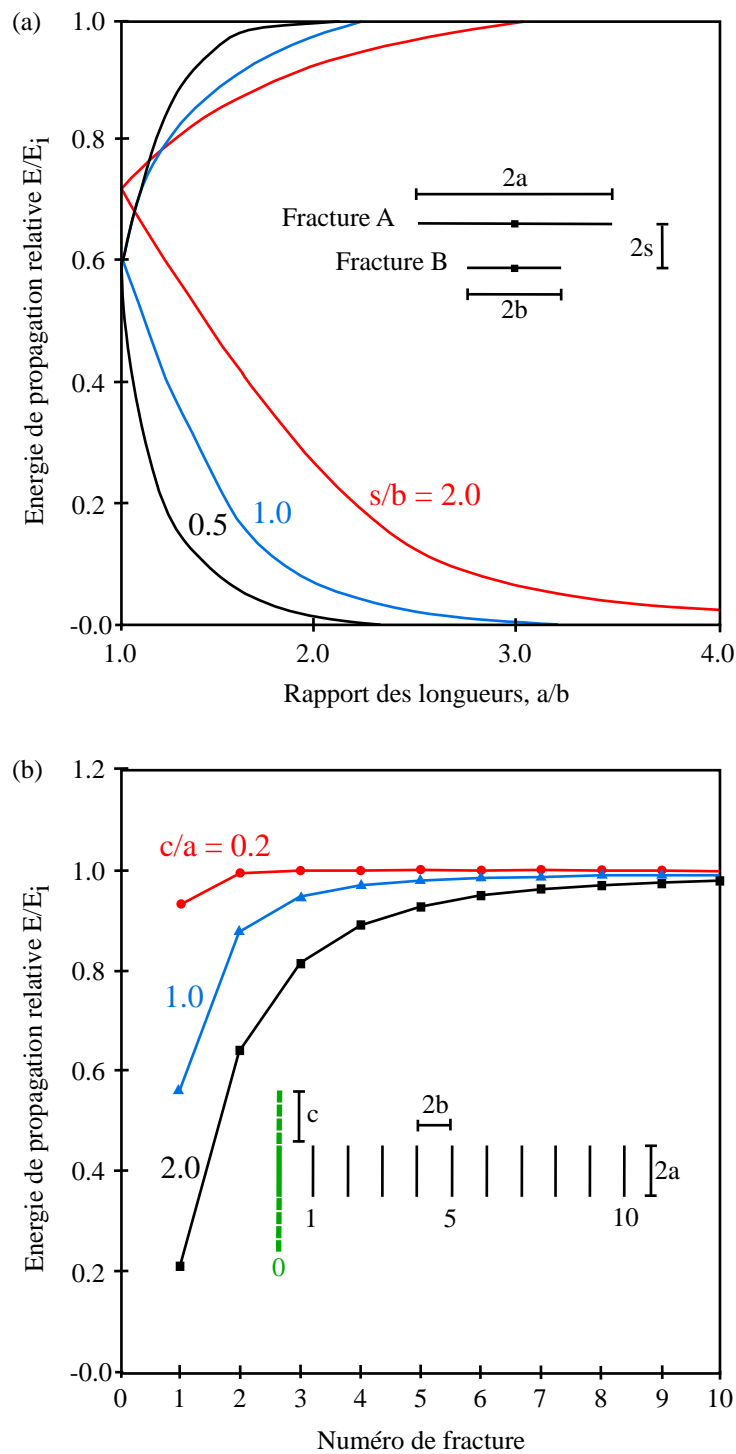


Fig. 1.9 – (a) Energie de propagation relative, E/E_i , versus rapport de longueur, a/b , de 2 fractures parallèles d'espacement orthogonal, $2s$. Les courbes supérieures et inférieures correspondent respectivement à la fracture A et B. (b) Energie de propagation relative, E/E_i , versus augmentation d'un incrément de longueur, c , d'une fracture placée au centre d'un ensemble de vingt fractures. Modifié d'après Pollard et Aydin (1988); DeGraff et Aydin (1987).

1.2.4 Terminaison des fractures

Les mécanismes de terminaison des fractures dépendent des facteurs qui diminuent l'énergie de propagation. D'après l'équation 1.3, la concentration des contraintes aux extrémités des fractures augmente avec la taille de celles-ci et par conséquent une fracture ne devrait pas s'arrêter tant que les autres facteurs influençant sa propagation restent constants. Les principaux facteurs susceptibles de diminuer l'énergie de propagation d'une fracture sont les mécanismes d'interaction (voir §1.2.3), les variations de chargement et les variations des propriétés mécaniques de la roche.

Concernant les variations de chargement, la propagation d'une fracture cesse notamment lorsque la pression de fluide interne diminue, ou lorsque la contrainte compressive minimale augmente suffisamment. La pression de fluide interne chute avec l'élargissement de la fracture. L'efficacité de ce mécanisme d'arrêt dépend dès lors de la capacité à maintenir la pression interne par transfert de fluide entre la matrice et la fracture. Une augmentation de la contrainte compressive minimum peut résulter de mécanismes d'interaction entre fractures, ou encore d'une pression lithostatique plus élevée.

Un dernier groupe de mécanismes d'arrêt rassemble les facteurs qui sont susceptibles de modifier les propriétés mécaniques de la roche. Dans les roches stratifiées, ces dernières peuvent varier significativement d'un banc ou d'une formation à une autre ou encore au contact d'autres fractures. De manière générale, il y a essentiellement deux éléments qui contrôlent la fracturation à travers une discontinuité structurale, d'une part, les caractéristiques de l'interface (plan de stratification ou fracture), et d'autre part, l'épaisseur et les propriétés mécaniques de la roche de part et d'autre de l'interface.

- (a) **Caractéristiques de l'interface** La géométrie locale de l'interface (ouverte, fermée, rugosité) et ses propriétés mécaniques (cohésion, résistance au cisaillement) influencent le type d'intersection d'une fracture avec l'interface (Figure 1.10 et Tableau 1.2). L'arrêt de la fracture survient notamment lorsque l'interface est ouverte localement ou lorsque celle-ci présente une faible cohésion entraînant l'ouverture de l'interface en présence du champ de contraintes en pointe de fracture (Figure 1.10.b). Il est admis que lorsqu'une fracture atteint une interface ouverte, la zone de processus en pointe de fracture disparaît et celle-ci ne peut se propager à travers l'interface. De même, une fracture peut se terminer sur une interface lorsque les contraintes tangentielles sur l'interface dépassent sa résistance au cisaillement, entraînant un glissement interbanc et l'inhibition de la fracture (Figure 1.10.c). Par contre, une interface fortement cohésive (coefficient de friction, contrainte normale élevée ou cimentation) entre deux couches similaires, se rompt plus difficilement, et dès lors diminue la probabilité d'arrêt de la fracture sur l'interface (Figure 1.10.a). Lors de la propagation d'une fracture à travers une interface, [Renshaw et Pollard \(1995\)](#) ont noté que dans de nombreux cas la fracture ne se développe pas juste en face de la fracture initiale mais avec un léger rejet sur le côté. L'étude du champ de contraintes d'une fracture sur une interface a en effet révélé que les contraintes maximales ne se développent pas juste

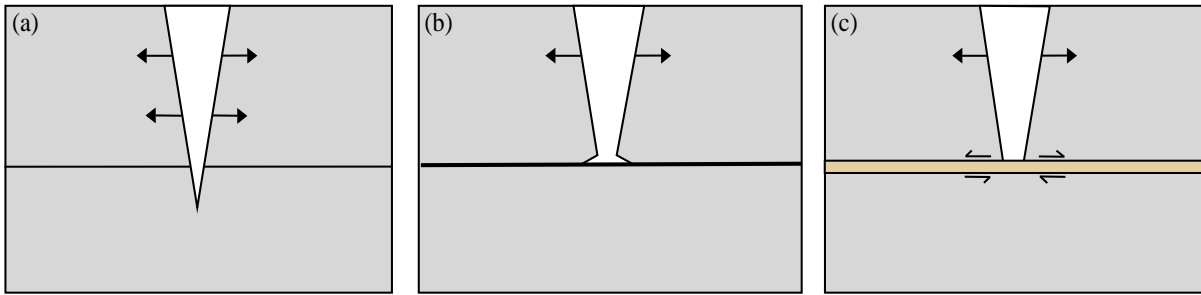


Fig. 1.10 – Mode de terminaison d’une fracture sur une interface, (a) cohésive, (b) ouverture locale, (c) interbanco. Modifié d’après [Cooke et Underwood \(2001\)](#).

Résistance de l’interface	Modes de propagation et terminaison	
Forte 	Propagation 	
Moderée 	Propagation et Décalage 	Arrêt
Faible 		Arrêt

Tab. 1.2 – Modes de propagation et terminaison des fractures au contact de limites de bancs, modifié d’après [Cooke et Underwood \(2001\)](#). Les limites de bancs et les fractures sont représentées en bleu et rouge respectivement.

en face du front de propagation de la fracture ([Hegelson et Aydin, 1991](#)). Il en résulte que le prolongement de la fracture se fait non pas par le prolongement dans son plan de la fracture initiale, mais par l’initiation d’une nouvelle fracture à partir d’un défaut favorable de la roche compris dans la zone de concentration des contraintes, menant au final à la formation d’une fracture composite.

- (b) **Caractéristiques des couches sédimentaires** Concernant les propriétés mécaniques des roches de part et d’autre de l’interface, il est reconnu que la propagation des fractures est essentiellement contrôlée par deux paramètres : le contraste de rigidité et la ténacité de la roche (définie comme sa résistance à la propagation d’une fracture ??). L’effet du contraste de rigidité doit être considéré en deux temps. Le premier correspond à la période précédant le contact entre l’extrémité de la fracture et l’interface. Dans ce cas, si la fracture se propage vers une couche plus rigide (respec-

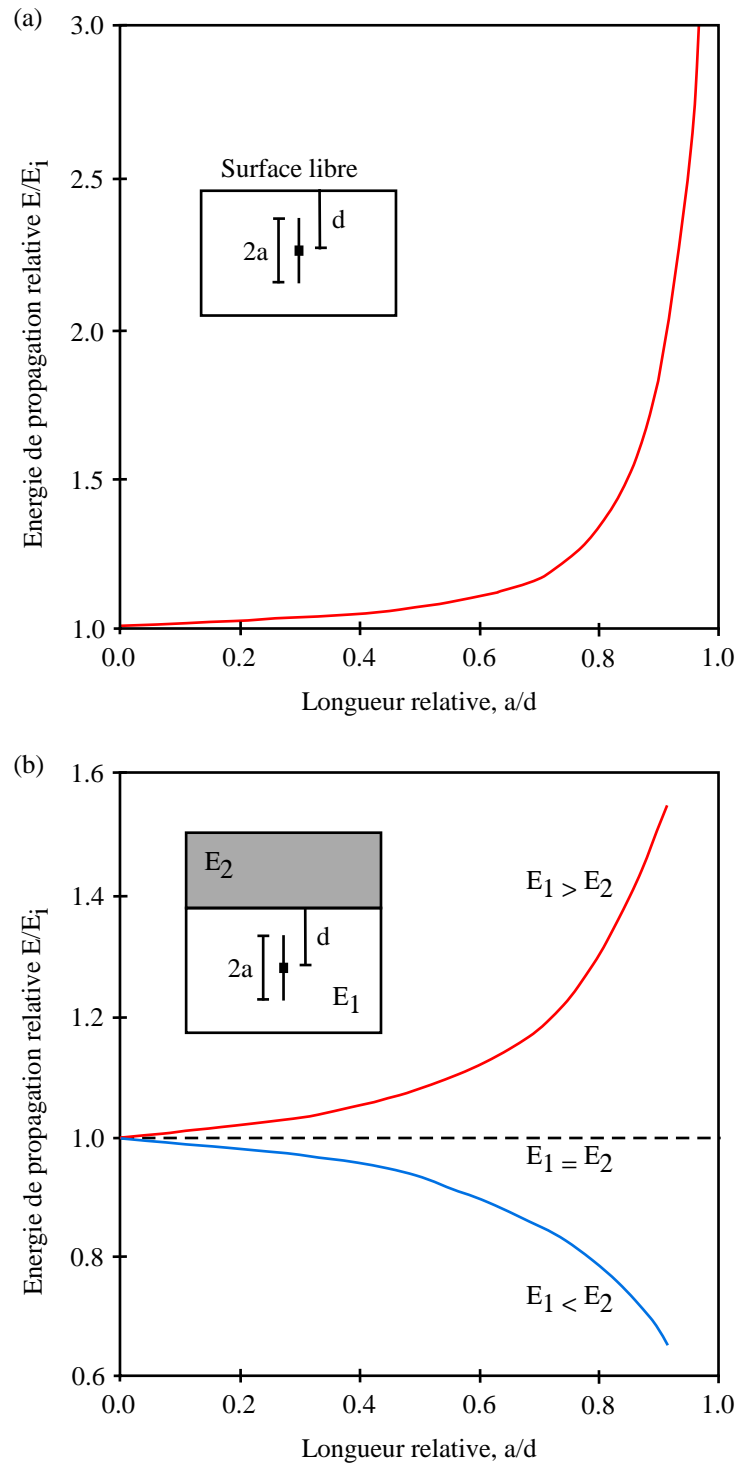


Fig. 1.11 – Energie de propagation relative d’une fracture, E/E_i , en fonction de la distance, d , par rapport à : (a) une surface libre et (b) une interface entre 2 couches de propriétés mécaniques différentes, (E_1, E_2) . Modifié d’après Pollard et Aydin (1988).

tivement moins rigide) l'énergie de propagation diminue (respectivement augmente) et donc tends à inhiber (respectivement amplifier) la propagation de la fracture (Figure 1.11). Dans un second temps, lorsque l'extrémité de la fracture est en contact avec l'interface, les contraintes sont d'autant plus élevées que la couche rencontrée est plus rigide. En combinant ces deux relations, on peut conclure que l'énergie de propagation d'une fracture approchant l'interface d'une couche plus rigide diminue légèrement et donc un supplément d'énergie est requis pour prolonger la fracture vers l'interface. Dès que la fracture entre en contact avec l'interface, l'énergie de propagation augmente proportionnellement au rapport des modules de rigidité, permettant le prolongement de la fracture. A ceci s'ajoute l'effet de la ténacité de la couche considérée, c'est à dire, sa résistance à la propagation d'une fracture. Pour cette raison, des couches de module de Young supérieur, susceptible de favoriser la propagation, peuvent être dénuées de fractures du fait de leur ténacité élevée. C'est par exemple le cas dans certaines formations turbiditiques constituées d'une alternance de siltstones et de shales. Les fractures se propagent dans les silstones essentiellement et s'arrêtent au contact des shales plus rigides et de ténacité plus élevée (Hegelson et Aydin, 1991).

L'arrêt ou le prolongement d'une fracture à travers une interface séparant des couches de propriétés mécaniques différentes n'est donc pas systématique et dépend de multiples paramètres (Figure 1.2). Il n'est donc pas surprenant d'observer certaines fractures s'arrêtant avant ou sur une interface tandis que d'autres fractures la traversent. Pour cette raison, certains auteurs préfèrent la notion de stratification mécanique à celle de stratification sédimentaire pour décrire les diverses interactions avec les fractures (Narr et Suppe, 1991; Gross *et al.*, 1997; Cooke *et al.*, 2006; Bertotti *et al.*, 2007; Laubach *et al.*, 2009). Une unité mécanique est constituée de couches présentant des propriétés mécaniques similaires. Elle n'est pas nécessairement homogène en terme de lithologie et peut donc regrouper plusieurs couches sédimentaires.

1.2.5 Bilan

Sous certaines hypothèses, et dans des cas relativement simples, la mécanique de la rupture fournit une solution analytique du processus de fracturation qui permet notamment de corroborer de nombreuses observations de terrain. La mécanique de la rupture indique que la nucléation et la propagation des fractures est fortement contrôlée par l'état de contrainte au moment de leur formation, les interactions mécaniques avec les fractures adjacentes, les propriétés mécaniques de la roches ou encore les hétérogénéités locales dans la masses rocheuse. D'une certaine manière, c'est l'interdépendance de tous ces facteurs qui est responsable de la géométrie finale du réseau de fractures (Figure 1.12).

Les méthodes basées sur une implémentation numérique de la mécanique de la rupture peuvent être utilisées pour comprendre les relations entre la géométrie des fractures et les divers facteurs qui gouvernent leur formation (voir §2.1.1). Cependant, en pratique,

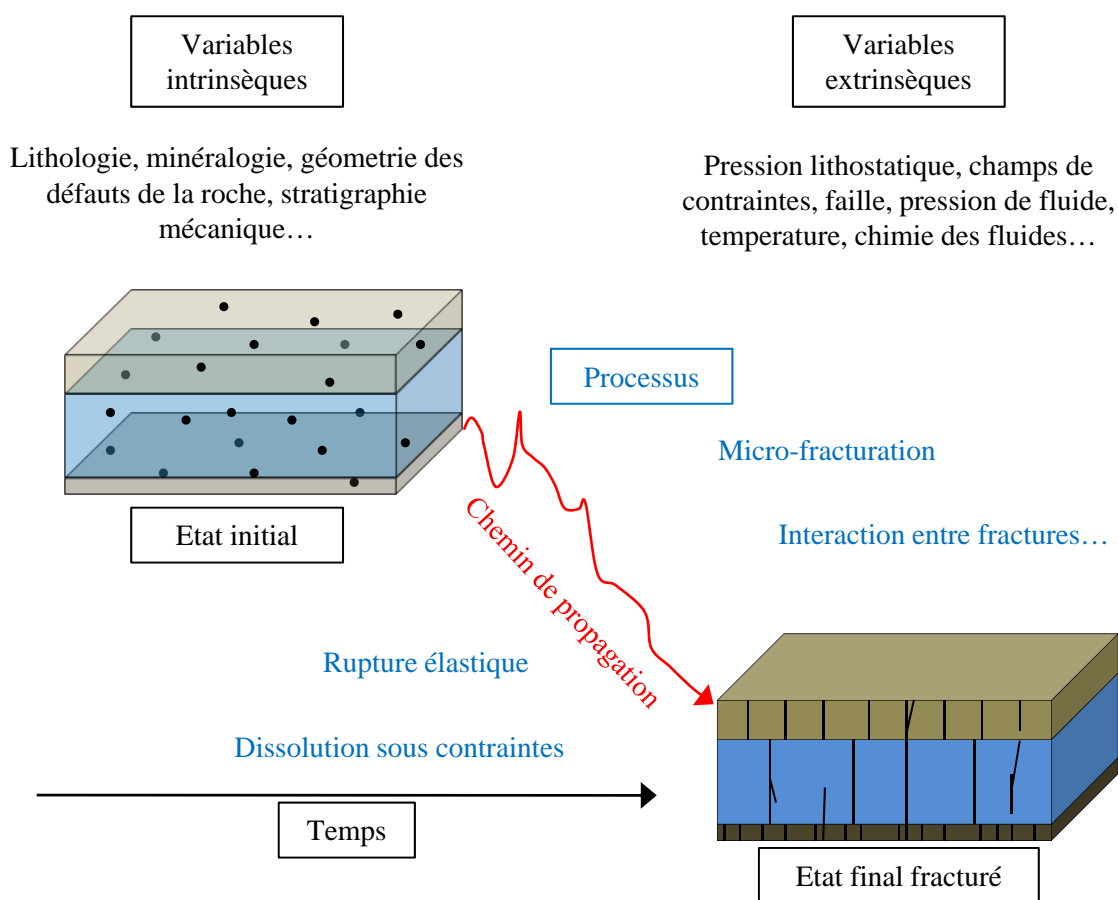


Fig. 1.12 – La géométrie finale du réseau de fractures est une fonction de multiples variables et processus interdépendants.

les incertitudes sur les conditions prévalantes au moment de la formation des fractures proscrivent une approche déterministe pour modéliser les réservoirs fracturés.

Pour contourner ce problème, une approche probabiliste de la fracturation doit donc être envisagée. Les méthodes stochastiques développées dans ce sens considèrent les fractures comme des objets dont la distribution spatiale et les propriétés géométriques peuvent être générées de manière purement stochastique (voir §2.1.2). Néanmoins, aussi bien la mécanique de la rupture que les observations de terrain suggèrent que les réseaux de fractures ne sont pas des systèmes aléatoires mais, dans une certaine mesure, organisés.

Suite aux limitations des approches tant déterministe que probabiliste, la principale motivation de ce travail est de proposer une approche hybride reposant sur une génération stochastique de réseaux de fractures intégrant de manière heuristique les processus de propagation et d'interaction des fractures. Cette méthode pseudo-génétique est détaillée dans la section §2.2.

Dans la section suivante, nous passons en revue l'étape de caractérisation de réservoirs

fracturés qui fournit les informations nécessaires pour contraindre le processus de simulation de réseaux de fractures discrètes.

1.3 Caractérisation des réservoirs fracturés

L'étude d'un réservoir fracturé commence par l'acquisition et le traitement des données de fracturation, suivis par l'analyse des aspects géométriques de ces données. Les données de fracturation sont particulièrement délicates à acquérir et à interpréter. D'une part, parce que les fractures sont des éléments difficiles à détecter en subsurface, d'autre part, parce que ces données sont généralement biaisées (Priest, 1985; Fouché et Diebolt, 2004; Wu et Pollard, 2002). Au cours de l'exploration et de l'exploitation du réservoir, différents types de données sont donc rassemblés et confrontés pour évaluer à la fois les caractéristiques des fractures individuelles et celle des familles de fractures qui composent le réseau global : leur localisation, orientation, dimensions, ouverture, remplissage, ainsi que leur densité et organisation hiérarchique. On peut classer les données de fractures en deux grandes catégories : (1) les données directes mesurables sur le champ, et (2) les données indirectes, d'origine géophysique, structurale ou dynamique. Conjointement à l'analyse géométrique des données directes, les données indirectes de facturation, doivent être analysées et calibrées aux données directes pour contraindre l'espace inter-puits (Ouenes, 2000; Gauthier *et al.*, 2002; Macé et Fetel, 2006) . La caractérisation des fractures est un sujet multidisciplinaire dont la fiabilité est d'autant plus grande qu'elle intègre un large ensemble de données, d'échelles et d'origines diverses.

La caractérisation intégrée qui conduit à la formulation d'un modèle conceptuel et de règles pour la construction de modèles de réseaux de fractures est l'objet de cette partie. Dans un premier temps, les aspects géométriques des fractures et des familles de fractures sont revus (§1.3.1). Ensuite, nous présentons les principales sources de données de fracturation, directes et indirectes (§1.3.2). Cette partie est finalement illustrée par une étude du socle granitique fracturé du réservoir géothermique de Soultz (§??) ayant fait l'objet d'une publication (Massart *et al.*, 2010).

1.3.1 Aspects géométriques de la fracturation

Les fractures sont des structures tridimensionnelles complexes composées de deux surfaces jointives. Les formes et dimensions des fractures naturelles sont la plupart du temps peu connues, notamment du fait de la rareté sur le terrain de surfaces de fracture exposées dans leur entièreté. Nous avons vu que la géométrie des fractures est en grande partie contrôlée par les processus d'initiation, de propagation, d'interaction et de terminaison (§1.2). Dans cette section, nous nous intéressons plus particulièrement aux aspects quantitatifs de la géométrie des fractures et du réseau, tels qu'ils peuvent être mesurés sur le terrain ou au puits pour caractériser le système de fractures et par la suite être utilisés pour informer les processus de modélisation des fractures et de simulation des écoulements.

1.3.1.1 Propriétés géométriques des fractures individuelles

- **Position des fractures** Les fractures sont initiées à partir des défauts de la roche (§1.2.1). Toutefois, il est presque toujours impossible de déterminer exactement l'origine d'une fracture en raison de son exposition partielle à l'affleurement ou au puits. Pour cette raison, la position spatiale d'une fracture est souvent assimilée au centre de gravité de sa trace. La trace étant l'intersection de la fracture avec une surface spécifique (une surface d'affleurement rocheux, une paroi de puits de forage, etc.). La position des fractures peut alors être exprimée par les coordonnées spatiales du centre de gravité de leurs traces (Figure 1.13). Cependant la position exacte des fractures individuelles est le plus souvent d'un intérêt limité. En pratique, la position des fractures est plus généralement exprimée de manière relative aux autres fractures sous forme d'intensité de fracturation ou d'espacement entre fractures le long d'une ligne d'échantillonnage (Dershowitz, 1988; Mauldon *et al.*, 2001; Peacock *et al.*, 2003).
- **Forme des fractures** La morphologie des surfaces de fractures indique que la propagation à partir d'un défaut de la roche se fait au départ de manière elliptique ou circulaire (Figure 1.3). La forme finale de la fracture dépend essentiellement des caractéristiques de la masse rocheuse (Pollard et Aydin, 1988). Dans les roches massives (ignées ou dans les couches sédimentaires épaisses), la forme finale du front de rupture des fractures est approximativement circulaire ou elliptique (Bahat et Bankwitz, 2003). Dans les roches stratifiées, les fractures se développent plus ou moins radialement à partir du point source, jusqu'à ce que le front de propagation s'arrête sur une limite de bancs. La fracture s'étend alors latéralement en suivant le plan de stratification et prend une forme quasi-rectangulaire. A noter cependant que le front de propagation d'une fracture peut s'écarter fortement d'une forme régulière suite à sa rupture en plusieurs segments qui continuent leur propagation de manière indépendante (Savalli et Engelder, 2005). En première approximation, les fractures sont généralement considérées planaires. En réalité, des fractures planes constituent plutôt l'exception que la règle (Dershowitz, 1988). Les fractures peuvent présenter des échelles de courbure centimétriques ou moins, dues à des hétérogénéités locales, à décimétriques ou plus, en réponse à des variations du champ de contraintes (§1.2.2) ou des mécanismes d'interaction avec les fractures voisines (§1.2.3).
- **Dimensions des fractures** Les dimensions d'une fracture, hauteur et longueur (Figure 1.13) sont très variables, de millimétriques à hectométriques. Leur longueur dépasse rarement quelques centaines de mètres, contrairement aux failles qui peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres. La hauteur des fractures dans les roches sédimentaires est majoritairement contrôlée par l'épaisseur des unités mécaniques, qui peuvent être constituées de plusieurs couches, mais dépasse rarement quelques di-

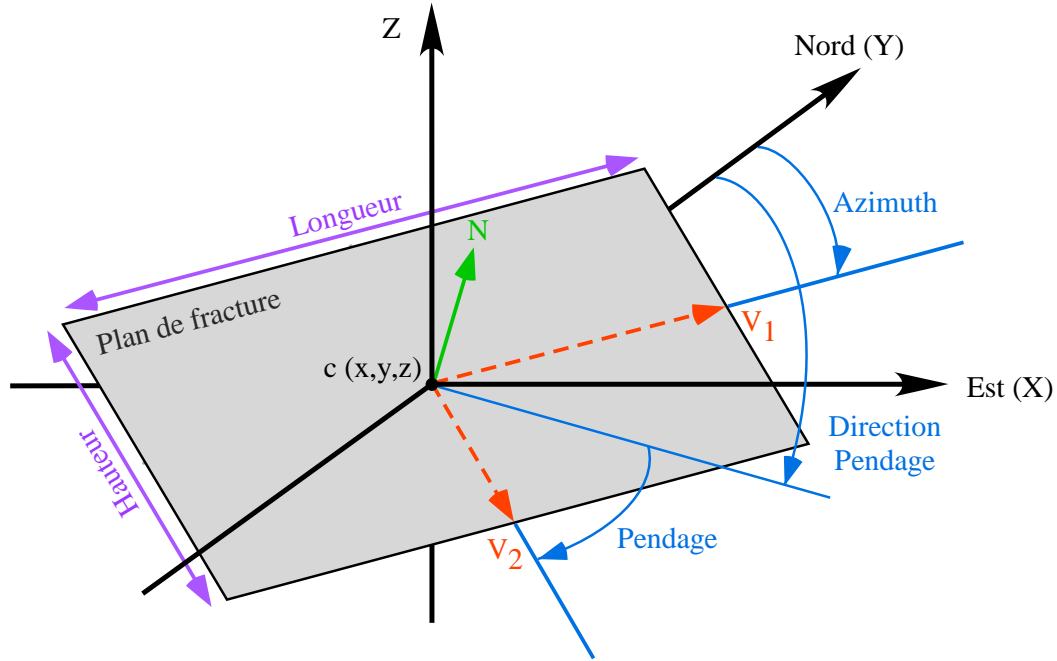


Fig. 1.13 – Description géométrique d’une fracture individuelle par sa position dans l’espace $c(x, y, z)$, ses dimensions, longueur et hauteur, et son orientation définie soit par deux angles (pendage, azimuth ou direction de pendage), soit par deux vecteurs (V_1 , V_2) formant avec le vecteur normal N au plan de fracture, une base orthonormale $B = (V_1, V_2, N)$.

zaines de mètres. A noter que les fractures de grandes dimensions résultent le plus souvent de la coalescence de fractures individuelles suite aux mécanismes d’interactions mécaniques (§1.2.3).

- **Orientation des fractures** L’orientation d’une fracture est définie par deux angles : son pendage et, suivant les conventions, son azimuth ou sa direction de pendage. Le pendage (inclinaison) correspond à l’angle aigu mesuré entre le plan de fracture et le plan horizontal. L’azimuth correspond à l’angle formé par le Nord géographique et la ligne d’intersection du plan de fracture avec un plan horizontal tandis que la direction de pendage mesure l’angle entre le Nord géographique et la direction du pendage projeté sur l’horizontale (Figure 1.13). De nombreuses notations existent pour exprimer la mesure de ces deux angles. La convention direction-pendage est communément adoptée :
 - les deux angles sont exprimés en degré ;
 - la valeur de la direction du pendage est mesurée entre 0° et 360° dans le sens horaire à partir du Nord.
 - la valeur du pendage est mesurée entre 0° et 90° .

- **Ouverture des fractures** L'ouverture d'une fracture, définie comme la distance mesurée perpendiculairement au plan moyen de la fracture entre deux points sur les surfaces de séparation, est typiquement micro- à millimétrique. A l'affleurement ou au puits, c'est généralement la valeur maximale d'ouverture observée qui est retenue (Ortega *et al.*, 2006). Cependant, l'ouverture locale le long de la fracture peut varier considérablement et, combinée à la rugosité des surfaces, peut créer des chenaux d'écoulement préférentiel dans la fracture (Moreno et Neretnieks, 1993; Noiriél, 2005). Toutefois, lors de la modélisation hydrodynamique d'un réseau de fractures, cet effet est la plupart du temps négligé en considérant une ouverture constante le long de la fracture.
- **Remplissage des fractures** Le remplissage d'une fracture est également très variable. On distingue généralement quatre types (Nelson, 2001) : (1) les fractures ouvertes (sans remplissage) caractérisées par une large perméabilité, agissant comme conduits à l'écoulement, (2) les fractures à parois polies ou striées dues à des frottements par glissement le long du plan de fracture, caractérisées par une faible perméabilité dans la direction perpendiculaire au plan de fracture et parfois une large perméabilité dans la direction du plan de fracture, (3) les fractures remplies de fines particules, principalement de l'argile, caractérisées par une perméabilité réduite, agissant comme barrières à l'écoulement, et (4) les fractures minéralisées caractérisées par une fermeture partielle ou totale et donc une très faible perméabilité, agissant comme barrières à l'écoulement. Le type de remplissage des fractures est important car les fractures influenceront différemment le comportement de l'écoulement dans l'espace et au cours du temps. Alors que les fractures ouvertes offriront des conduits privilégiés pour l'écoulement, les fractures étanches auront tendance à créer une forte anisotropie et, quand elles sont bien interconnectées, produire une compartimentation du réservoir.

1.3.1.2 Propriétés géométriques des réseaux de fractures

Idéalement, la caractérisation d'une masse rocheuse fracturée comporterait une description spécifique de chaque fracture. Ceci est cependant impossible pour plusieurs raisons (Dershowitz, 1988) : (1) la partie visible des fractures, à l'affleurement ou au puits est limitée ; (2) les fractures à une certaine distance de la surface exposée ou du puits ne peuvent être observées directement ; (3) l'échantillonnage des fractures couvre un intervalle limité d'échelle (1 à 2 ordre de grandeur) ; (4) la précision des méthodes d'acquisition de données directes ou indirectes est limitée. A cause de ces restrictions, les fractures à l'échelle d'étude du réservoir, sont habituellement décrites comme un ensemble plutôt qu'individuellement. Typiquement, la caractérisation géométrique d'un réseau de fractures consiste d'abord à identifier les différentes familles de fractures et leur relation hiérarchique. Chaque famille est ensuite décrite par une mesure de la répartition spatiale des fractures, le plus souvent

exprimée sous forme de carte de densité, et par leur orientation et dimensions synthétisées usuellement sous forme de loi de distribution statistique. Un niveau de caractérisation plus approfondi du réseau de fractures peut également inclure l'étude de la variabilité spatiale des propriétés géométriques. Par exemple, la densité de fracture peut être étudiée en fonction de la position structurale dans un pli ou par rapport à la distance aux failles majeures (Ramsay, 1967; Lisle, 1994a; Hanks *et al.*, 1997; Finkbeiner *et al.*, 1997; Fischer et Wilkerson, 2000a; Hennings *et al.*, 2000; Bourne *et al.*, 2000; Olson *et al.*, 2001; Engelder et Peacock, 2001; Gauthier *et al.*, 2002; Guiton *et al.*, 2003; Shipton et Cowie, 2003; Bergbauer et Pollard, 2004; Daly et Mueller, 2004; Maerten *et al.*, 2006; Zahm et Hennings, 2009). De même, l'étude des corrélations potentielles entre les propriétés des fractures, comme par exemple entre la taille et l'ouverture des fractures, peut servir à contraindre le processus de modélisation du réservoir fracturé (Vermilye et Scholz, 1995; Bonnet *et al.*, 2001; Massonnat *et al.*, 2002; Dershowitz *et al.*, 2003; Darcel *et al.*, 2003a; Ji *et al.*, 2004; de Dreuzy *et al.*, 2004; Baghbanan et Jing, 2007; Odonne *et al.*, 2007; Olson, 2007; Masihi et King, 2007).

- **orientation des fractures** Les données d'orientation de fracture (direction-pendage) sont traditionnellement représentées dans un système de projection stéréographique et de diagramme de rose (Phillips, 1971). Les pôles de fracture visualisés dans un stéréonet mettent en évidence la distribution des orientations de fracture tandis que les diagrammes de rose soulignent les différences angulaires entre fractures. Les données d'orientation de fractures sont utilisées pour effectuer une première identification des différentes familles de fractures, à l'échelle du réservoir ou des unités mécaniques. L'orientation de chaque famille peut ensuite être synthétisée statistiquement par diverses distributions. Les paramètres statistiques les plus utilisés sont basés sur la distribution de Fischer, l'équivalent de la distribution normale pour des données tridimensionnelles. Les données sont caractérisées par un vecteur moyen de direction et pendage et un paramètre de concentration autour de la tendance centrale (Renshaw et Pollard, 1994; Cowie *et al.*, 1995; Davis, 2002; Hardacre et Cowie, 2003).
- **Hierarchie des familles de fractures** L'âge relatif des fractures constitue, avec l'orientation, un second attribut d'identification des familles de fractures. L'interprétation de l'âge des fractures repose principalement sur les relations d'intersection entre fractures. Le principe d'intersection suggère qu'une famille de fractures qui se termine systématiquement contre un autre ensemble de fractures peut être interprété comme plus jeune (Gross, 1993). Bien que ces relations d'intersection ne permettent pas une datation absolue de la fracturation, elles peuvent être utilisées pour séparer des groupes de fractures formés contemporanément sous des conditions similaires ou résultant d'autres processus géologiques tels que du diagénétisme ou différents

épisodes tectoniques (Ortega *et al.*, 2006).

- **Taille des fractures** La forme de la distribution des tailles de fractures a été investiguée par de nombreux auteurs, aussi bien par relevé des longueurs des traces de fractures à l’affleurement qu’à partir de réseaux de fractures obtenus par expérimentations analogiques ou numériques (Bonnet *et al.* (2001) et références incluses). La longueur des fractures, leur hauteur et ouverture, présentent une large variation d’un système de fractures à l’autre ou à l’intérieur d’un même système. Les modèles les plus cités et utilisés pour décrire la distribution des tailles de fractures sont de type log-normal, exponentiel, ou puissance. Ces lois sont cohérentes avec les processus physiques d’interaction entre fractures qui résultent au final en un réseau constitué d’un faible nombre de larges discontinuités et un nombre beaucoup plus important de petites fractures (§1.2.3).

La loi log-normale a montré en apparence un bon ajustement sur plusieurs jeux de données de fractures (Segall et Pollard, 1983; Odling *et al.*, 1999). Néanmoins, il a été reconnu que des effets de résolution, connu sous le terme de “tronquature”, sur une population caractérisée par une loi puissance peut aboutir à une distribution log-normale. De ce fait, avec l’intérêt croissant pour le concept d’invariance d’échelle en sciences de la terre, la loi puissance a été préférée par rapport à la loi log-normale. La présence d’une échelle de longueur caractéristique dans le système de fractures, due par exemple à la stratification des couches, peut cependant aboutir à une distribution log-normale qui reflète la réalité.

La loi exponentielle a également été utilisée pour décrire la taille des fractures aussi bien dans des roches continentales qu’à proximité de la dorsale océanique (Hudson, 1981; Cowie *et al.*, 1993). Une population caractérisée par une loi exponentielle s’obtient notamment lorsque le processus de formation des fractures se fait en réponse à une distribution uniforme des contraintes, à quel cas leur propagation peut se comparer à un processus de Poisson (Stoyan et Stoyan, 1994), aboutissant à une distribution exponentielle des longueurs de fractures (Dershowitz, 1988). La loi exponentielle incorpore une échelle caractéristique qui reflète soit une longueur physique, telle que l’épaisseur des couches (Cowie *et al.*, 1995), soit un processus pendant la croissance des fractures. Il a été démontré qu’une distribution exponentielle pouvait être associée au processus précoce de déformation, lorsque l’initiation de fracture prévaut sur les interactions entre fractures et leurs coalescences (Bonnet, 1997).

Enfin, de nombreuses études à différentes échelles et dans différents environnements tectoniques ont montrés que la distribution des dimensions des fractures suivait une loi puissance (Barton et Zoback, 1992; Gillespie *et al.*, 1993; Scholz *et al.*, 1993; Bour et Davy, 1999; Bour *et al.*, 2002; Bonnet *et al.*, 2001). L’aspect fondamental de ce type de loi est l’absence d’une échelle de taille caractéristique. Il en résulte que le nombre relatif de fractures de petite et grande taille reste le même à différentes

échelles d'observation. La loi puissance a connu un succès considérable pour décrire la distribution des tailles de fractures. La principale raison repose sur la possibilité, à partir d'un jeu de données à une échelle particulière de pouvoir extrapoler des caractéristiques semblables à d'autres échelles, et donc de compléter un jeu de données de résolution spatiale incomplète.

A noter que par abus de langage, un réseau de fractures présentant une distribution puissance de la taille des fractures est souvent qualifié d'objet fractal. Ceci est dû notamment au modèle de fragmentation de King (1983) produisant un système de fractures avec une distribution puissance de longueurs et à l'assimilation effectuée de l'exposant de la loi puissance à la dimension fractale du réseau. A partir de là, de nombreux auteurs ont conclu qu'un réseau est fractal dès lors que les longueurs de fracture suivent une loi puissance. En réalité le terme fractal devrait être uniquement réservé à la description de la distribution spatiale des fractures (Mandelbrot, 1982). Un réseau fractal implique une structure spatiale qui peut être quantifiée par une dimension fractale indépendamment de la distribution des autres propriétés du réseau. Réciproquement, la position des fractures peut-être distribuée aléatoirement (distribution non-fractale) alors que les autres propriétés peuvent suivre une loi puissance (Bour et Davy, 1997).

- **Distribution spatiale des fractures** Plusieurs paramètres pour quantifier l'abondance de fractures dans un réservoir ont été proposés dans la littérature (Nelson, 2001). Les termes *intensité de fracture*, *densité de fracture*, *index de fracturation*, *espacement entre fractures*, *aire de surface de fracture* ont tous été utilisés, leur définition exacte variant d'un auteur à un autre. Comme souligné par Rouleau et Gale (1985), la distribution spatiale de fracture peut-être formalisée par des mesures soit de distance, soit de densité, mais pas les deux en même temps, ces deux attributs étant interdépendant. L'espacement entre fractures, défini comme la distance mesurée perpendiculairement entre deux fractures subparallèles est la mesure de distance la plus commune, car directement mesurable en forage. La densité de fracture est formulée par un nombre de fractures par unité de longueur d'une ligne d'échantillonnage en 1D, par longueurs de traces de fracture par unité de surface en 2D et par surface de fracture par unité de volume en 3D. A noter qu'en raison des difficultés de mesurer une densité de surface de fractures par unité de volume, la mesure de densité la plus courante en pratique consiste à définir un nombre de fracture par unité de volume. Plusieurs méthodes pour corriger les biais de mesure de distance ou de densité et pour extrapoler ces valeurs d'une dimension à une autre ont été proposées dans la littérature (Terzaghi, 1965; Hudson et Priest, 1983; Narr et Lerche, 1984; Narr, 1991; Ryan *et al.*, 2000; Mauldon *et al.*, 2001; Wu et Pollard, 2002; Rohrbaugh *et al.*, 2002; Peacock *et al.*, 2003; Fouché et Diebolt, 2004; Davy *et al.*, 2006).

Citons également au cours des années 90 et début 2000, l'utilisation de diverses

techniques d'analyse fractale (Mandelbrot, 1982) pour investiguer la distribution spatiale des fractures (Chilès, 1988; La Pointe, 1988; Barton et Zoback, 1992; Davy, 1993; Gillespie *et al.*, 1993; Hewett, 1994; Castaing *et al.*, 1996; Genter et Castaing, 1997; Bonnet *et al.*, 2001; Davy *et al.*, 2010). Bien que certaines études détaillées aient mis en évidence le caractère fractal de la géométrie de certains réseaux de fractures, de nombreux aspects de ces travaux restent controversés. Il semble en tous cas difficile de caractériser complètement un réseau de fractures uniquement par sa dimension fractale (Gillespie *et al.*, 1993; Bonnet *et al.*, 2001).

Quel que soit le type de mesure adopté pour caractériser la distribution spatiale des fractures, celle-ci reste difficile à appréhender à l'échelle du réservoir. L'organisation spatiale des fractures est influencée par la lithologie, la porosité et la granulométrie, l'histoire tectonique et l'épaisseur des couches. Excepté la relation entre épaisseur des couches et espacement entre fractures (Ladeira et Price, 1981; Huang et Angelier, 1989; Narr et Suppe, 1991; Wu et Pollard, 1995; Bai et Pollard, 2000; Bai *et al.*, 2000; Adda-Bedia et Amar, 2001), il n'existe pas de relation univoque permettant d'estimer la distribution des fractures. Ainsi, deux familles de fractures dans un même type de roche mais affectées par différents épisodes tectoniques peuvent exposer des espacements significativement différents. En pratique, la méthode la plus directe et la plus simple consiste à estimer la fréquence des fractures le long des puits et à analyser ces mesures avec les divers facteurs susceptibles de contrôler la répartition des fractures. Divers outils géostatistiques peuvent alors être mis en oeuvre pour extrapoler une mesure de distribution des fractures dans l'espace inter-puits (Bourne *et al.*, 2000; Ouenes, 2000; Gauthier *et al.*, 2002; Viruete *et al.*, 2003; Macé et Fetel, 2006; Tran *et al.*, 2006; Sava et Mavko, 2007).

- **Connectivité des fractures** La connectivité des fractures est une propriété “émergente” du réseau, dépendante des caractéristiques individuelles des fractures (taille, orientation), de la densité de fractures et des divers processus d'interaction entre fractures (§1.2.3). La connectivité est donc déterminée par les spécificités du réseau de fractures et représente un second niveau de caractérisation (Makel, 2007). La connectivité du réseau global est un facteur de premier ordre sur le comportement dynamique du réservoir. Il est en effet admis que les écoulements sont en grande partie contrôlés par la continuité des contrastes de perméabilité. Dans un réseau avec une faible densité de fractures, les fractures seront essentiellement isolées avec seulement quelques groupes de fractures interconnectées. Avec l'augmentation de la densité, le nombre de connections entre fracture croît, favorisant la circulation des fluides ou la compartimentation du réservoir, suivant que les fractures agissent comme conduits ou barrières étanches. Il semble donc essentiel de pouvoir intégrer à un moment ou un autre les aspects de connectivité dans l'étude d'un réservoir fracturé. Il est cependant extrêmement difficile d'estimer convenablement la connectivité du réseau par manque de données directes. En général, seuls les indicateurs

dynamiques sont utilisés pour apporter une information qualitative indirecte sur la connectivité du réseau. De plus il n’y a pas de consensus sur la manière de formaliser quantitativement la connectivité globale d’un réseau de fractures. On peut distinguer deux approches principales, (1) les approches analytiques reposant sur la théorie de la percolation (Broadbent et Hammersley, 1957; Stauffer et Aharony, 1992), elles permettent d’établir des formulations générales pour des réseaux à caractéristiques prédéfinies (Bour et Davy, 1997, 1998; Renshaw, 1999; de Dreuzy *et al.*, 2000, 2001; Darcel *et al.*, 2003b), et (2) les approches numériques basées sur des algorithmes d’intersection et/ou de parcours de graphes qui fournissent une solution numérique pour tout type de réseaux de fractures (Cacas *et al.*, 1990; Hartley, 1998; De Dreuzy et Erhe, 2003; Macé, 2006).

Nous reviendrons plus en détails sur les aspects de connectivité car l’une des motivations de ce travail est précisément de mieux “capturer” la connectivité des fractures et d’apporter un degré de contrôle sur celle-ci au cours du processus de simulation de réseaux de fractures discrètes.

1.3.2 Acquisition de données de fracture

Dans la plupart des cas, les données de fractures proviennent de l’analyse des carottes de forages et de l’interprétation des imageries de puits. Une troisième source de données potentielles dérive de l’étude d’affleurements analogues, notamment pour combler les lacunes d’observations à différentes échelles. Les données fournies par les méthodes de détection géophysiques sont essentiellement indirectes. Elles tirent profit de la planarité des fractures pour détecter les anisotropies des propriétés physiques de la roche. Leur résolution spatiale est cependant limitée et convient principalement pour identifier les failles majeures. L’interprétation des données sismiques fournit un cadre structural constitué de failles et horizons dont l’analyse constitue également une source d’information, notamment pour contraindre l’orientation et la densité de fractures dans l’espace inter-puits. Enfin, les données dynamiques de production du réservoir et les tests de puits représentent une dernière source d’information indirecte, utilisée pour apprécier la connectivité des fractures et pour calibrer les modèles conceptuels de réseaux de fractures à travers une approche inverse (*history matching*). La table 1.3 recense les différentes méthodes d’acquisition, leurs échelles d’investigation et les attributs de fractures associées.

1.3.2.1 Méthodes de puits

Les fractures peuvent être détectées à partir des données de puits soit par des méthodes :

- directes : par l’observation et l’analyse de carottes de forage, ou par l’utilisation de caméra à l’intérieur du trou de forage ;
- indirectes : par l’interprétation des logs et imageries de puits.

Tab. 1.3 – Méthode d'acquisition de données de fracture. Adapté d'après NRC (1996); Tran (2004).

Méthode	Échelle	Remarques	
Carottes de forage	0,1-10 cm	Mesures directes des propriétés des fractures (ouverture, remplissage, orientation, densité, porosité et perméabilité) et de la roches (lithologie, épaisseur des couches, porosité et perméabilité, propriétés mécaniques).	
Logs de puits	log neutron	0,1-10 m	Détection indirecte des fractures à partir de mesures de variations de propriétés de la roche
	log de résistivité	0,1 m	Détection d'argile et de porosité dans les fractures
	log de densité	0,1 m	Détection d'argile dans les fractures
	log rayonnement gamma	0,1 m	Détection d'argile dans les fractures
	log Caliper	0,1 m	Identification du type de roche et détection de minéraux radioactif dans les fractures
	log de température	0,1 m	Détection de l'élargissement du diamètre du forage
	log de conductivité de fluide	0,1 m	Détection de variation de température dues aux écoulements dans les fractures
log de remplacement de fluide	1-10 m	Détection de variation de la salinité dues aux écoulements dans les fractures	
Imagerie de puits	0,1-10 m	Détection directe des fractures par imagerie des parois du puits sur 360°	
Image acoustique	0,3-5 cm	Détection des fractures par dispersion de l'énergie acoustique, mesure possible de l'orientation et de l'ouverture apparente des fractures	
Image électrique	0,1-3 cm	Détection des fractures ouvertes à partir de mesures de variations de micro-résistivité, mesure possible de l'orientation et de l'ouverture des fractures	
Image optique	0,1-10 mm	Détection des fractures à partir d'image optique très haute résolution	
Affleurement analogue	cm à km	Mesures directes des propriétés des fractures et de la roche. Fournit des informations sur l'organisation spatiale de la fracturation de moyenne et grande échelle, sous réserve de similarité avec la fracturation en sub-surface	
Indicateur sismique	≈10 m à pluri-km	Détection des failles majeures et informe sur l'orientation de la fracturation de moyenne échelle à partir d'attributs sismiques	
Indicateur structuraux	≈ 10 m à pluri-km	relation indirecte avec la densité et l'orientation des fractures	
Indicateur dynamique	1-100 m	Détection indirecte des fractures, information sur la densité et la connectivité des fractures dans le voisinage du puits	

Ces méthodes donnent accès à des données très localisées autour du puits. Elles sont donc plus précises que les données de surface, avec en contrepartie une résolution limitée à l'échelle du forage. Les mesures au puits donnent des informations sur la densité (Narr, 1996), l'orientation (Davidson et Haszeldine, 1985), l'ouverture, le remplissage et la chronologie des fractures (Ortega *et al.*, 2006; Laubach *et al.*, 2004). Dans certaines conditions, les méthodes de puits permettent également d'évaluer la longueur ou la hauteur des fractures suivant l'orientation du forage et la connectivité des fractures par l'observation de la terminaison des fractures contre d'autres fractures ou contre les plans de stratifications (Makel, 2007).

- **Les données de carottes** permettent principalement d'évaluer la densité, l'orientation, l'ouverture, le remplissage et le type de fractures (NRC, 1996; Baker et Kuppe, 2000; Aguilera, 2003). L'identification des différents types de fractures (mode I, II et III) n'est réellement possible qu'à partir des carottes de forages. Cette distinction est importante car la distribution spatiale et les caractéristiques des fractures peuvent varier significativement d'un type à l'autre (Makel, 2007). Les échantillons récupérés permettent également de quantifier les propriétés mécaniques des couches rencontrées et donc d'établir une stratigraphie mécanique. Les relations entre d'une part les caractéristiques des unités mécaniques (épaisseur, composition, compétence, porosité, *etc.*) et d'autre part les caractéristiques des fractures (densité, hauteur, connectivité interbanes) sont également importantes à identifier et à quantifier de manière à pouvoir contraindre les modèles de fractures dans l'espace inter-puits en fonction du modèle pétrophysiques du réservoir.

Bien que ces données représentent les mesures les plus simples et les plus directes, elles ne sont pas sans inconvénients (NRC, 1996) : (1) elles sont lentes et très chères à acquérir, (2) les carottes ne représentent qu'un échantillonnage très limité en volume (quelques centimètres de diamètre), (3) les fractures approximativement parallèles au forage sont sous-estimées (4) les échantillons peuvent être considérablement abîmés par le procédé de récupération, et (5) les fractures observées à l'échelle du diamètre du forage ne sont pas nécessairement représentative du volume rocheux encaissant.

- **Les logs de puits** Les logs de puits rassemblent diverses techniques d'investigation de petite à moyenne échelle (10 cm à 10 m autour du puits) des propriétés de la roche. Les mesures effectuées sont sensibles à certains effets indirects dus à la présence de fractures, tels que des variations de lithologie, de porosité ou encore de saturation de fluides. Le volume échantillonné est généralement trop large par rapport à la fraction de fracture pour identifier individuellement chaque fracture. De ce fait, les logs de puits ne sont réellement efficaces qu'à partir du moment où ils sont calibrés aux carottes de forage et combinés entre eux (log sonique, caliper, de densité, de résistivité, *etc.*). La corrélation des différents signaux permet alors de mettre en évidence des zones de plus ou moins forte densité de fractures (Ouenes et

Hartley, 2000). Chaque log possède ses propres avantages et inconvénients (NRC, 1996; Schlumberger, 1996; Aguilera, 2003; Makel, 2007). Cependant de manière générale, les logs de puits ont pour principaux avantages : (1) ils produisent un profil 1D échantillonné régulièrement le long du puits, (2) ils mesurent les propriétés de la roche in-situ, (3) ils fournissent plusieurs mesures indépendantes pour de multiples variables indépendantes. Parmi leurs inconvénients on peut mentionner : (1) les mesures ne sont pas directement reliées aux fractures, or les relations entre les propriétés des fractures et le signal mesuré ne sont pas complètement comprises, (2) les mesures et les fractures sont perturbées par le forage, (3) les mesures des propriétés de la roche sont moyennées avec celles des fluides de forages, (4) elles présentent un biais directionnel suite à l'échantillonnage dans la direction du forage plutôt qu'en 3D.

- **Les méthodes d'imagerie de puits** Une des façons les plus directes et efficaces pour caractériser les fractures le long du puits repose sur l'utilisation des méthodes d'imagerie de puits (NRC, 1996; Schlumberger, 1996). Différents outils existent, offrant une image optique (*Borehole camera*), acoustique (*Borehole televiewer*) ou électrique (*Formation microscanner*) des parois du puits sur 360° (Luthi et Souhaite, 1990; Haller et Porturas, 1998; Trice, 1999; Wu et Pollard, 2002; Özkaya, 2003). Leur résolution verticale est très fine, de l'ordre du millimètre, ce qui permet d'identifier individuellement les fractures, leur orientation, ouverture et remplissage. En général, ces méthodes présentent les mêmes contraintes et possibilités que les carottes de forages (Makel, 2007). La contrainte de biais directionnel reste probablement la plus handicapante et de nombreuses techniques ont été développées afin de corriger cet effet sur la densité de fractures (Mauldon *et al.*, 2001; Rohrbaugh *et al.*, 2002; Peacock *et al.*, 2003; Wu et Pollard, 2002; Fouché et Diebolt, 2004; Peacock, 2006), leur orientation (Terzaghi, 1965; Hudson et Priest, 1983; Peacock *et al.*, 2003; Fouché et Diebolt, 2004; Davy *et al.*, 2006), leurs dimensions (Mauldon *et al.*, 2001; Rohrbaugh *et al.*, 2002; Özkaya, 2003; Fouché et Diebolt, 2004) et leur connectivité (Özkaya et Mattner, 2003).

1.3.2.2 Affleurements analogues

Les affleurements analogues représentent la principale opportunité d'informations bidimensionnelles sur les fractures. Par rapport aux méthodes de puits, ils permettent surtout l'identification des relations entre les différents systèmes de fractures ainsi que leur interaction avec les hétérogénéités lithologiques environnantes (Narr, 1991; Gillespie *et al.*, 1993; Antonellini et Mollema, 2000; Hennings *et al.*, 2000; Bergbauer et Pollard, 2004; Wennberg *et al.*, 2005). Ces observations peuvent être utilisées pour établir une stratigraphie mécanique (Trice, 1999; Bertotti *et al.*, 2007) et pour guider la construction d'un modèle conceptuel du réseau de fractures (Van Dijk, 1998). Du point de vue de la caractérisa-

tion, l'observation et l'interprétation de ces affleurements renseignent sur l'extension, la forme et éventuellement sur la variabilité spatiale de la densité de fractures. En pratique, la sélection d'un affleurement rocheux considéré comme analogue à la formation de sub-surface étudiée est particulièrement délicate. Excepté pour une formation de sub-surface affleurante, les similarités géologiques et dépositionnelles entre les formations doivent nécessairement être démontrées. Même dans ce cas, l'impact potentiel de la différence de profondeur et de l'histoire tectonique représentent des éléments de doutes sur l'appropriation de l'affleurement analogue et doivent être considérés avant de compléter les données acquises par d'autres moyens (Aguilera, 2003).

1.3.2.3 Indicateurs sismiques

Les méthodes de réflexion sismique fournissent des mesures indirectes des propriétés pétrophysiques des roches. Du fait de leur faible résolution (précision plurimétrique pour des méthodes perfectionnées de traitement du signal) elles ne permettent que la détection de fractures sismiques, c'est-à-dire de failles majeures. Néanmoins, elles peuvent aider à la compréhension générale de l'organisation tridimensionnelle d'un réseau de fractures. En effet, la fracturation sub-sismique peut causer une anisotropie dans la réponse sismique, dans la mesure où un ou deux systèmes de fractures prédomine sur les autres, et n'est pas alignés avec toutes autres caractéristiques anisotropes (stratification sédimentaire ou autre). Après avoir déterminé les propriétés pétrophysiques de la matrice rocheuse et les propriétés hydrodynamiques des fluides en place, de nombreux attributs sismiques peuvent être calculés (Taner, 2001; Bloch *et al.*, 2003), puis combinés pour être mis en relation avec les caractéristiques de la petite fracturation, tel que la densité de fractures et leur orientation (Hudson, 1981; Pyrak-Nolte, 1996; Gray et Head, 2000; Parney et La Pointe, 2002; Li *et al.*, 2003; Shen et Li, 2004).

1.3.2.4 Indicateurs structuraux

L'atout de la structure géologique est que le paléo-champ de déformations est révélé, dans une certaine mesure, par la configuration structurale actuelle. Or il est reconnu que les événements tectoniques locaux et/ou régionaux exercent un contrôle considérable dans de nombreux réservoirs fracturés. Les indicateurs structuraux reposent sur l'utilisation du modèle structural du réservoir, formé par les horizons et les failles majeures, pour analyser le développement et la distribution des fractures dans l'espace inter-puits. Deux grands types d'approches peuvent être distingués : (a) les approches géométriques, et (b) les approches mécaniques.

- a) **Les Approches géométriques** reposent sur l'utilisation d'attributs géométriques (courbure, distance aux failles) pour déceler les zones de déformation plus ou moins intenses et les relier à la densité de fractures. Deux indicateurs structuraux peuvent

être déterminés à partir d'analyses géométriques simples du modèle structural, à savoir, les courbures structurales, essentiellement obtenues d'après l'analyse de la géométrie des horizons, et la distance aux failles majeures, établie d'après la configuration des failles.

a.1) **Courbure structurale** de nombreux travaux estiment le degré de fracturation des roches de sub-surface à partir de la courbure structurale considérée comme représentative de la déformation. Tout d'abord étudiée qualitativement (Harris *et al.*, 1960; Murray, 1968; Narr, 1991; Bergbauer et Pollard, 2004), l'analyse des courbures calculées sur des surfaces permet d'évaluer quantitativement cette corrélation (Lisle, 1994a; Fischer et Wilkerson, 2000a; Hennings *et al.*, 2000; Özkaya, 2002a,b; Masafarro *et al.*, 2003; de Galard *et al.*, 2005; Mandujano *et al.*, 2005). Divers types de courbures peuvent être calculés (moyenne, gaussienne, normale, directionnelle) (Lisle et Robinson, 1995; Mallet, 2002) et combinés (Bergbauer *et al.*, 2003; Toublanc *et al.*, 2004) afin d'améliorer la prédiction de la fracturation. Cette approche rapide et simple dans son application comporte cependant certains inconvénients :

- Les courbures surfaciques sont caractérisées par des tenseurs bidimensionnels. Des méthodes d'extrusion ou d'extrapolation volumique de ces tenseurs permettent de traiter le phénomène tridimensionnel de fracturation, cependant ce procédé ne peut se substituer à une réelle approche tridimensionnelle.
- Dans le cas d'un pli isopaque, les horizons toit et mur du pli présentent des courbures similaires. Or, le toit est contraint en extension tandis que le mur est contraint en compression ce qui se traduit par une fracturation plus intense à l'extrados du pli. Dans cette situation, l'analyse des courbures surfaciques est inappropriée pour prédire l'état de fracturation.
- L'analyse des courbures structurales est indépendante des propriétés physiques des roches encaissantes. En conséquence, à valeur de courbure égale, le degré de fracturation sera prédit identiquement pour des roches ductiles ou compétentes. La diversité lithologique et les propriétés associées ne peuvent être prises en compte par cette méthodologie.
- Les courbures calculées permettent d'analyser uniquement la géométrie actuelle statique. L'histoire géologique n'est pas prise en compte et de ce fait la déformation totale des terrains est sous-estimée.

a.2) **Distance aux failles** La distance aux failles majeures constitue un indicateur structural de la fracturation subsismique. En effet, le développement de la fracturation de petite échelle est en général plus intense à proximité des failles (McGrath et Davison, 1995; Du et Aydin, 1996; Kattenhorn *et al.*, 2000; Hesthammer *et al.*, 2000; Shipton et Cowie, 2003; Kim *et al.*, 2004). Ce paramètre est donc très souvent calculé et intégré dans la détermination de la densité de fractures (Ouenes

et Hartley, 2000; Gauthier *et al.*, 2002; El Ouahed *et al.*, 2005). Plusieurs méthodologies ont été développées afin de l'évaluer :

- Des algorithmes bidimensionnels basés sur la méthode de “comptage de boîtes”, c'est-à-dire intégrant le caractère fractal de la fracturation, ont été développés afin de déterminer la densité des fractures secondaires en relation avec les failles majeures (La Pointe, 1988; Darcel *et al.*, 2003a).
- Plus récemment, des algorithmes tridimensionnels efficaces ont été développés, inspirés par les méthodes de “transformée de distance” (Rosenfeld et Pfaltz, 1966; Ledez, 2003b; Frank, 2005, 2006). Ces dernières permettent la création de cartes de distances. Une carte de distance D est une représentation de la distance entre un point quelconque p du volume considéré V et le point q le plus proche d'un ensemble d'objets O :

$$D(p) = \min \{dist(p, q), q \in O\} \quad (1.7)$$

où $dist(p, q)$ est la distance discrète entre $p \in V$ et $q \in O$, selon une métrique *Euclidienne*. Une transformée de distance *Euclidienne* peut ainsi être utilisée pour le calcul des distances entre fractures majeures/mineures (Figure 1.14). Par exemple, nous avons utilisé les algorithmes développés par Ledez (2003b) afin de modéliser les zones endommagées aux alentours des fractures majeures du socle fracturé de Soultz-sous-Forêts (Figure ??). L'avantage de cette méthodologie consiste en la définition d'une propriété volumique de distance aux failles majeures. Cette propriété peut être considérée comme un indicateur de la fracturation à petite échelle et être corrélée à la densité de fractures (Harris *et al.*, 2003; El Ouahed *et al.*, 2005). A noter cependant que cet indicateur n'est valable que pour les fractures ayant subi l'influence de la présence de failles majeures dans le temps et l'espace.

- b) **Les approches mécaniques** se basent sur des lois géomécaniques pour calculer le champ de déformations et de contraintes qui sont ensuite combinés avec un critère de rupture pour prédire l'orientation et la localisation probables des fractures. L'avantage de ces méthodes par rapport aux approches purement géométriques est de s'appuyer sur les lois physiques qui gouvernent la déformation des roches. Les approches mécaniques considèrent les structures géologiques comme des milieux continus. Cette hypothèse permet l'établissement et la résolution des équations aux dérivées partielles inhérentes à la mécanique des milieux continus. Les grands principes de ces approches sont abondamment décrits dans la littérature, notamment par Muron (2005); Maerten et Maerten (2006); Macé (2006); Moretti (2008); Durand-Riard *et al.* (2010) pour le domaine des Géosciences. Les approches mécaniques tentent de prédire la déformation subie par le sous-sol. Elles se divisent en deux catégories selon qu'elles évaluent la déformation génétique ou la déformation inverse.

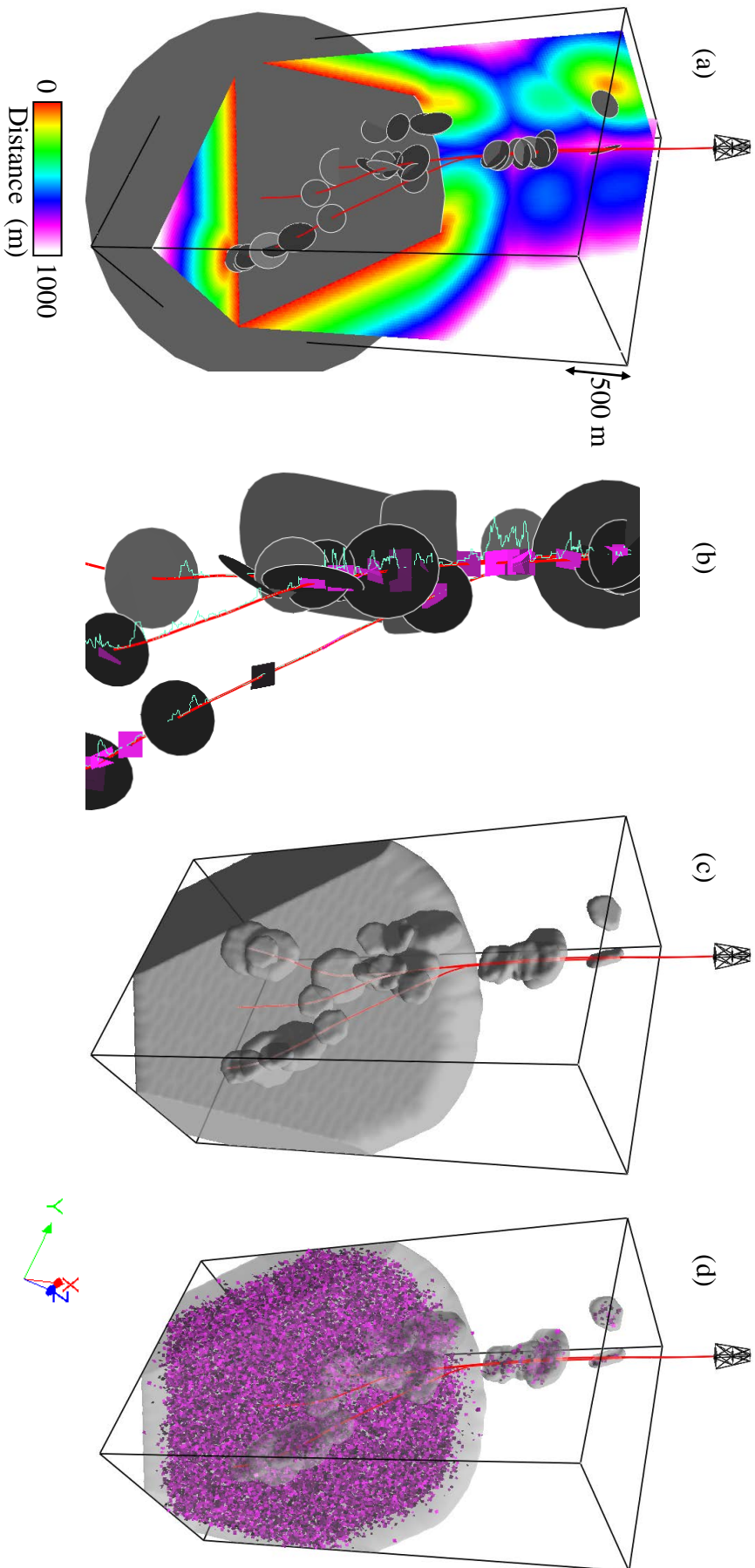


Fig. 1.14 – Modèle de zones d'endommagement contraint par la distance aux fractures majeures du socle granitique de Soutzoukos-Forêts. (a) champ de distances relatif aux fractures majeures. (b) La densité de fractures mesurée au puits décroît avec la distance aux fractures majeures. (c) modèle empirique des épaisseurs de zones d'endommagement et (d) modèle de réseau de fractures de densité décroissante avec la distance aux fractures majeures.

- b.1) **La modélisation génétique** (*forward modeling*) décrit l'évolution d'une structure géologique sous l'effet de contraintes externes. Cette méthode prend en compte divers paramètres d'entrées tels que la géométrie, les forces ou déplacements appliqués aux frontières du domaine d'étude. Elle permet l'étude de la formation de macrostructures (Quiblier *et al.*, 1980; Sassi et Faure, 1997; Cornu *et al.*, 2000; Maerten, 2000; Bourne *et al.*, 2000; Bourne et Willemse, 2001; Maerten *et al.*, 2002; Nemcok *et al.*, 2002; Willsey *et al.*, 2002; Cardozo *et al.*, 2003; Healy *et al.*, 2004; Cardozo *et al.*, 2005; Schwarz et Henk, 2005; Henk, 2006).
- b.2) **La modélisation inverse**, également appelée "restauration structurale", évalue la rétro-déformation entre l'état actuel déformé de la structure géologique et un état initial non déformé (Figure 1.15). Elle permet ainsi d'obtenir le champ vectoriel de déplacement entre ces deux configurations. Le calcul du champ tensoriel de déformation associé à ce champ vectoriel de déplacement permet de quantifier la déformation géologique finie subie par les roches du réservoir. Finalement, le champ de contraintes associé au champ de déformation peut être combiné avec un critère de rupture pour évaluer localement la probabilité de fracturation et l'orientation des fractures (Borgomano *et al.*, 2000; Suzuki *et al.*, 2005; Maerten et Maerten, 2006; Macé, 2006).

Etant donné l'origine mécanique des fractures, les méthodes de modélisation mécanique, génétique ou inverse, présentent un attrait certain pour l'estimation du phénomène de fracturation. L'application de ces méthodes reste cependant difficile et la précision et la fiabilité des résultats peuvent être limitées à cause des nombreuses incertitudes sur le modèle structural et les propriétés mécaniques des roches, et à cause des hypothèses effectuées sur les conditions aux limites et sur le comportement mécanique du milieu.

1.3.2.5 Indicateurs dynamiques

En pratique, les indicateurs dynamiques sont utilisés d'avantage pour restreindre les valeurs possibles des propriétés des fractures que pour caractériser directement leur géométrie. Les indicateurs dynamiques peuvent fournir des informations ponctuelles ou sur un intervalle le long du puits. C'est le cas des pertes de boues de forages, des méthodes de logging de production ou encore des logs de température (Makel, 2007). Les tests de puits et l'historique de production fournissent une information sur les écoulements dans un volume plus large du réservoir. Ces méthodes ne fournissent aucune information directe sur la géométrie des fractures, mais l'analyse de ces données permet de relier certains signaux à la présence de fractures, à leur densité et connectivité. Par exemple, les méthodes ponctuelles ou sur un intervalle du puits peuvent servir à détecter quelle partie du réseau de fractures (orientation, lithologie, ouverture) contrôle les performances de production.

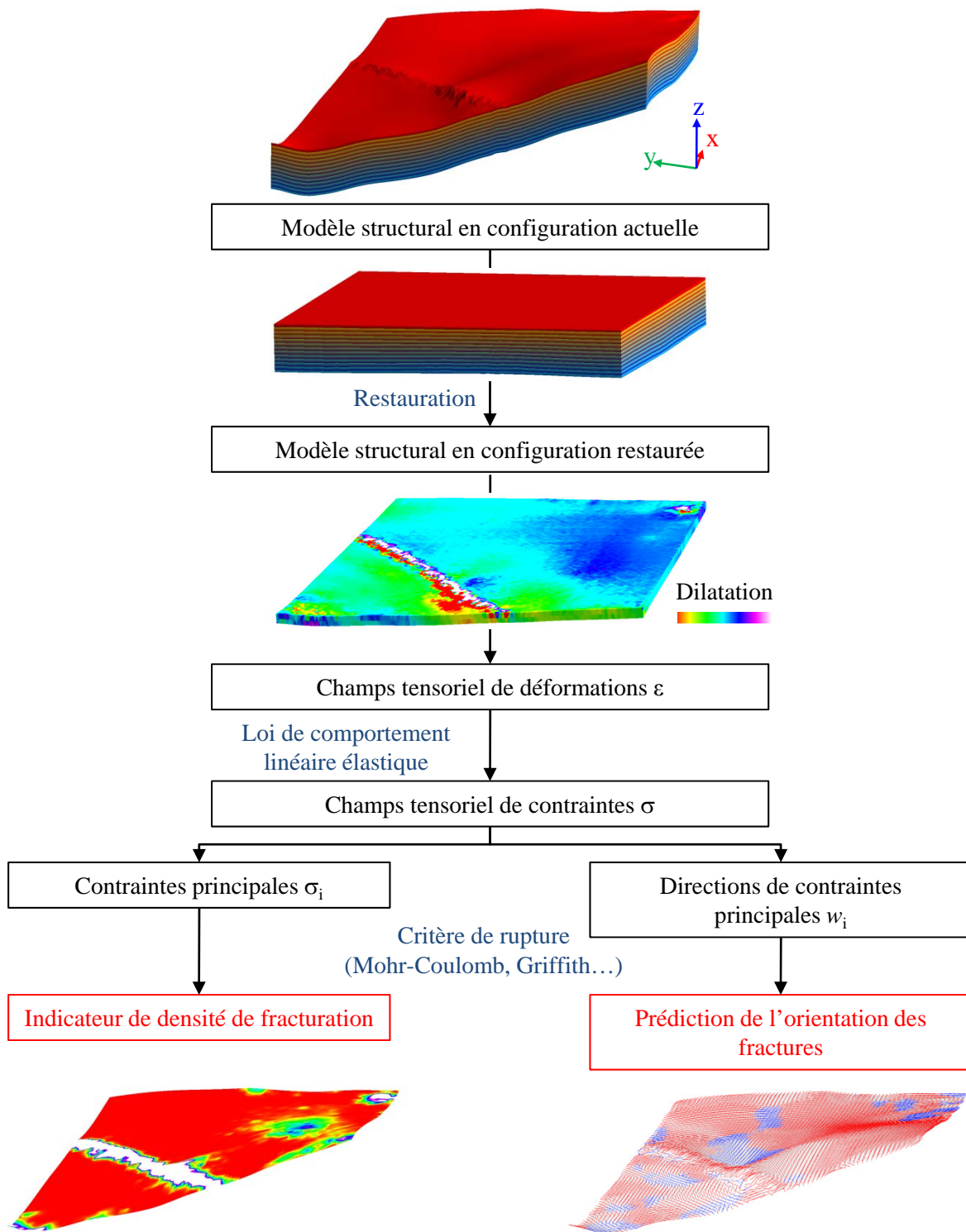


Fig. 1.15 – Modélisation inverse : prédiction d'attributs de fractures en utilisant les résultats de la restauration géomécanique : les contraintes principales sont utilisées comme indicateur de la probabilité de fracture et les directions principales de contraintes comme orientation, modifié d'après Macé (2006).

L'intégration de ces informations pour caractériser les réseaux de fractures se fait habituellement suivant une démarche inverse (*history matching*) : (1) le choix d'un modèle de fracture pour simuler l'écoulement et le transport, puis dans une procédure itérative (2) la modification des valeurs des paramètres du modèle de façon à ce que les résultats de simulation correspondent aux mesures dynamiques (Verga *et al.*, 2001; Bogdanov *et al.*, 2003; Casciano *et al.*, 2004; Basquet *et al.*, 2005; Lange *et al.*, 2005; Yousef *et al.*, 2009).

1.3.3 Bilan

Il apparaît que la caractérisation des réseaux de fractures est une tâche ardue. Peu de données réellement 3D sont disponibles, et elles offrent une précision insuffisante pour déterminer correctement les propriétés des fractures individuelles. Les seules mesures directes des propriétés des fractures proviennent des puits. Ces derniers ne fournissent néanmoins qu'un échantillonnage ponctuel et unidimensionnel, alors que l'objectif poursuivi est de fournir une image tridimensionnelle de la fracturation sur l'ensemble du réservoir. Les indicateurs indirects de la fracturation peuvent compléter les données de puits et être utilisés pour estimer les propriétés géométriques du réseau de fractures dans tout le volume du réservoir. Le nombre d'inconnues et le degré d'incertitude restent toutefois trop important pour se fier à une représentation déterministe d'un réservoir fracturé. Il est donc nécessaire d'adopter une approche stochastique pour modéliser la géométrie de réseaux de fracture (voir Chapitre 2).

Chapitre 2

Modélisation numérique de la géométrie 3D d'un réseau de fractures

Sommaire

2.1	Méthode de modélisation des fractures	53
2.1.1	Approche déterministe	53
2.1.2	Approche stochastique	54
2.1.3	Approches hybrides	56
2.1.4	Bilan	57
2.2	Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de réseaux de fractures	58
2.2.1	Description de la structure de données adoptée pour la représentation de réseaux de fractures discrètes	60
2.2.2	Simulation de l'initiation des fractures	61
2.2.3	Simulation de la propagation des fractures	72
2.2.4	Exemples	78

La modélisation de réseaux de fractures fait partie intégrante de l'étude de réservoirs naturellement fracturés. Ce problème a généré un très grand nombre de travaux différents et de discussions. Fondamentalement, les méthodes de modélisation de fractures ont pour objectif de produire une ou plusieurs images tridimensionnelles aussi détaillées que possible de la géométrie et/ou des propriétés des fractures. Ces modèles géométriques peuvent alors être combinés avec un modèle géologique du réservoir pour créer des modèles d'écoulement à transmettre à un simulateur d'écoulement.

Les méthodes de modélisation de réseaux de fractures à l'échelle d'un réservoir sont le plus souvent des méthodes dites statiques qui s'attachent à reproduire les connaissances qualitatives et les paramètres quantitatifs mesurés de la géométrie et des propriétés de

fractures (voir §1.3). Une première approche consiste à représenter les fractures indirectement au sein d'une grille réservoir par des propriétés moyennes (densité, orientation, ouverture, perméabilité, *etc.*) reflétant leur impact sur les roches. Ce sont des approches dites implicites. A l'inverse, des méthodes dites discrètes ont été développées pour représenter explicitement les fractures. L'avantage d'une telle approche est la précision des modèles générés. En particulier, l'hétérogénéité du réseau de fractures sera mieux reproduite par une approche discrète que par une approche implicite. Toutefois, il est nécessaire de disposer d'un maximum de données sur les fractures, en termes de géométrie, localisation et propriétés. Nous avons vu au chapitre précédent (§1.3) que les informations directes sur les fractures sont généralement très limitées et que les indicateurs indirects de fracturation ne fournissent que des interprétations possibles des configurations de réseaux de fractures. En pratique, il est donc impossible de fournir un modèle exact du réseau de fractures réel. Pour ces raisons, les modèles statiques de fractures sont générés le plus souvent de manière stochastique à partir de modèle de distribution de densité, d'orientation et de taille de fractures. Ce type d'approche offre une grande flexibilité pour intégrer différentes sources d'information et leurs incertitudes associées. Le réalisme géologique des modèles générés reste cependant limité d'un point de vue géométrique. La principale raison provient du fait que les algorithmes stochastiques utilisés ne tiennent pas compte du processus génétique des fractures mais reposent uniquement sur des modèles statistiques de l'état final du réseau de fractures. En particulier, ces modèles ne tiennent pas compte des interactions entre fractures qui contrôlent en partie les relations géométriques entre fractures et la connectivité globale du réseau.

Une alternative aux approches statiques consiste à simuler le processus de formation des fractures. Ce sont des approches dites déterministes. Elles fournissent une image plus réaliste de la géométrie du réseau de fractures. Cependant, leur extension à l'échelle d'un réservoir fracturé n'est pas envisageable à ce jour du fait de temps de calcul prohibitif et du manque d'informations sur les paramètres qui gouvernent la croissance des fractures.

Dans ces travaux de thèse, nous avons privilégié le réalisme géologique des modèles de réseaux de fractures afin d'améliorer la prédiction de tout comportement concernant un réservoir naturellement fracturé. Nous avons donc écarté les approches basées sur une représentation implicite des fractures. Pour améliorer les modèles statiques de réseaux de fractures nous suggérons une approche hybride qui minimiserait les faiblesses d'une approche purement stochastique en intégrant un modèle conceptuel de formation des fractures.

Dans la première partie de ce chapitre, les méthodes développées pour modéliser explicitement la géométrie de réseaux de fractures sont brièvement décrites pour définir les types de modèles de réseaux de fractures existants. Nous soulignons ensuite les avantages et limites de ces modèles avant de présenter les principes et la mise en oeuvre d'une nouvelle approche pseudo-génétique de simulation de réseaux de fracture qui combine à la fois :

- des aspects stochastiques permettant de bénéficier de la flexibilité de ce type de méthode pour générer de multiples modèles de réseaux de fractures tout en intégrant et en respectant différentes sources de données,
- des aspects géomécaniques au travers de règles géométriques reproduisant le processus génétique de formation des fractures au profit du réalisme géologique.

2.1 Méthode de modélisation des fractures

On peut distinguer deux approches majeures pour représenter explicitement la géométrie de réseaux de fractures :

- soit une approche déterministe basée sur les processus génétiques de la fracturation,
- soit une approche stochastique reposant sur la reproduction de la géométrie et/ou des propriétés du réseau de fractures.

2.1.1 Approche déterministe

Les méthodes de simulation déterministe de réseaux de fractures (modèle basé processus) sont basées sur une mise en oeuvre numérique de la théorie de la mécanique de la rupture linéaire élastique (§1.2). L'aspect fondamental de ces simulateurs repose sur le calcul du champ de contraintes en fonction des propriétés élastiques du matériau considéré, du champ de contraintes initial et des conditions aux limites imposées. A partir de ce champ de contraintes, l'énergie de propagation des fractures est calculée avant de propager ces dernières sur une distance proportionnelle à l'énergie disponible. Après chaque étape de propagation, le champ de contraintes est recalculé en tenant compte de l'impact des fractures (Olson, 1993; Renshaw et Pollard, 1994; Rijken et Cooke, 2001; Hardacre et Cowie, 2003; Tuckwell *et al.*, 2003; Jing, 2003; Bordas *et al.*, 2008; Paluszni et Matthäi, 2009; Welch *et al.*, 2009).

Dans le cas de réseaux de fractures relativement complexes, il n'existe pas de solutions analytiques pour calculer le champ de contraintes perturbé autour de multiple fractures. Il est donc nécessaire de résoudre le problème numériquement. Une variété de techniques ont été développées dont la plupart s'appuient sur la méthode des éléments finis ou celle des éléments frontières (Jing (2003) et références incluses).

Ces techniques déterministes fournissent des modèles de réseaux de fractures visuellement cohérents avec la géométrie de réseaux de fractures naturelles. D'autre part, leurs applications contribuent à la compréhension des relations entre la géométrie de réseaux de fractures et les conditions de leurs formations. Cependant, leurs extensions à la simulation de plusieurs milliers de fractures ou plus à l'échelle d'un réservoir ne représentent pas une solution envisageable à ce jour. Une première restriction découle de l'utilisation des méthodes par éléments finis ou frontières, coûteuses en temps de calcul, qui limitent la propagation à quelques centaines de fractures en 2D et à peine une dizaine en 3D. Une

seconde restriction est due aux nombreuses inconnues et au degré d'incertitudes sur les conditions existantes lors de la formation des fractures.

2.1.2 Approche stochastique

Les approches probabilistes traitent la position et les propriétés géométriques des fractures comme des variables aléatoires. Elles se basent sur les méthodes de simulation basée-objet, également appelées simulations booléennes (Deutsch et Wang, 1996a), pour remplir l'espace par des fractures planes de forme prédéfinie (généralement elliptique ou polygonale). Le nombre et la répartition spatiale des centres des fractures sont générés stochastiquement par un processus de Poisson (Stoyan *et al.*, 1995a), en fonction d'un modèle de densité de fractures tandis que les caractéristiques géométriques (dimensions, orientation) de chaque fracture sont générées aléatoirement par tirage de Monte-Carlo dans leurs lois de distribution respectives. Le résultat est un réseau de fractures discrètes représentant explicitement la géométrie de chaque fracture. Pour certaines applications, comme la simulation des écoulements, des propriétés additionnelles peuvent être associées à chaque fracture (ouverture, porosité, perméabilité, *etc*).

Cette approche est apparue au début des années 80 avec l'étude de sites de stockage de déchets nucléaires. Elle a ensuite été continuellement développée et adaptée pour répondre à la problématique des fractures dans divers domaines des géosciences (Priest et Hudson, 1976; Baecher *et al.*, 1977; Long *et al.*, 1982; Dershowitz, 1984; Andersson et Dverstorp, 1987; Chilès, 1988, 2004; Dowd *et al.*, 2007; Xu et Dowd, 2010). Son efficacité pour générer rapidement plusieurs modèles de réseaux de fractures est aujourd'hui reconnue et son utilisation est largement répandue.

Cette approche reste cependant limitée dans le sens où de nombreux aspects de la géométrie réelle des réseaux de fractures ne sont pas adéquatement reproduits. Une première limitation résulte de la représentation simplifiée des fractures par des objets planaires de forme prédéfinie alors que la planarité des fractures ne constitue une approximation valide que dans de rares cas. L'orientation des fractures peut varier en fonction du champ de contraintes local, suite à des interactions avec d'autres fractures ou encore suite à la présence d'hétérogénéités locales des propriétés de la roche. Une seconde limitation est due aux caractéristiques du processus stochastique utilisé pour simuler les fractures. La position et les propriétés des fractures sont simulées directement dans leur état final, indépendamment des autres fractures. Il n'y a donc pas de corrélation spatiale entre la position des fractures et leurs propriétés. Or les différents processus d'interaction entre fractures jouent un rôle majeur sur l'organisation spatiale et les propriétés des fractures. Il conviendrait donc de considérer la position et les propriétés de toute nouvelle fracture en fonction des fractures déjà simulées dans leur voisinage. Des variations du processus de Poisson ponctuel ont été proposées pour intégrer différents aspect de corrélation spatiale entre les centres de fractures (Stoyan *et al.*, 1995a; Lantuéjoul, 2002). Par exemple,

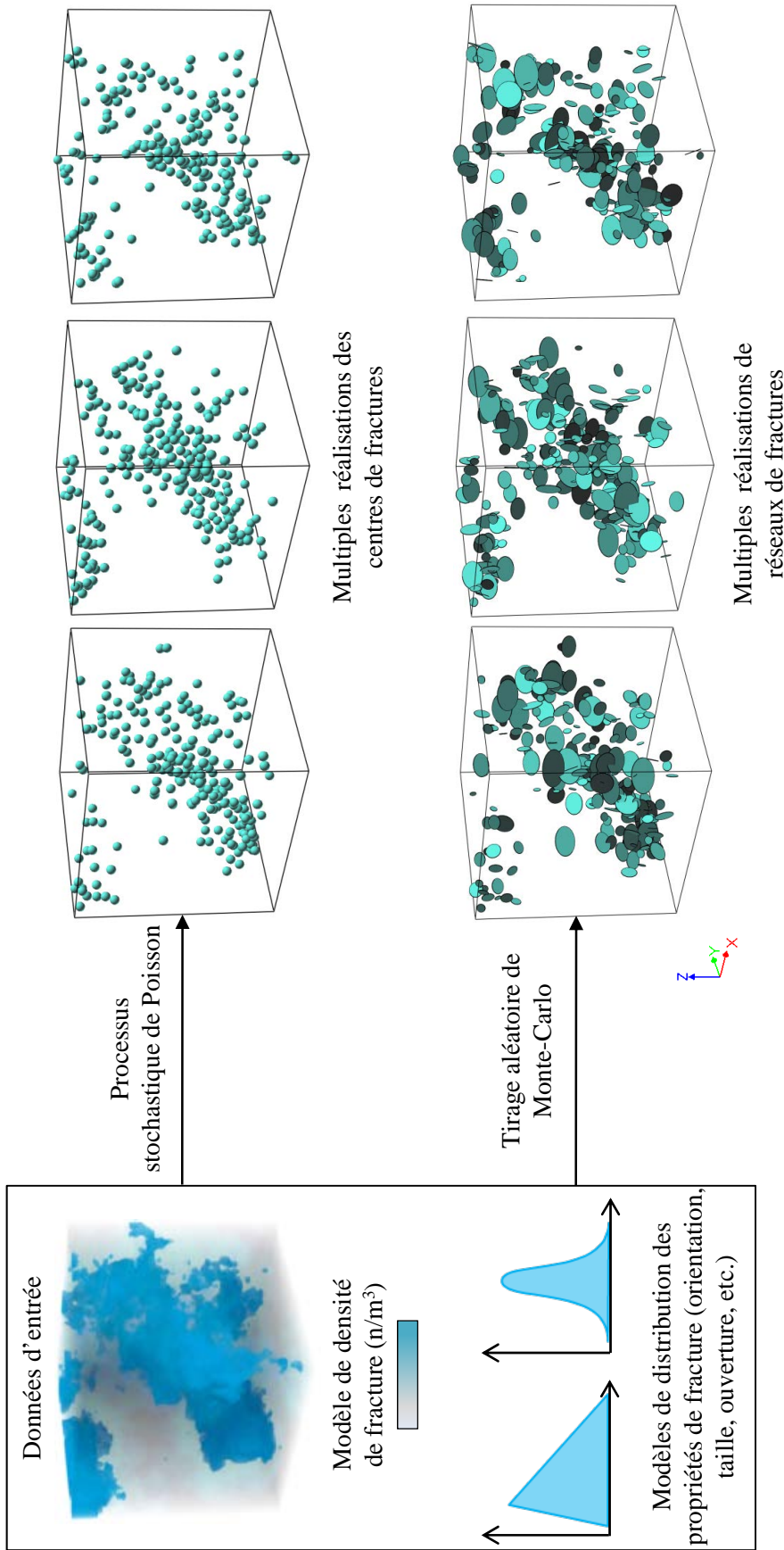


Fig. 2.1 – Approche probabiliste : simulation booléenne de réseaux de fractures discrètes. La position des fractures constitue le paramètre d'entrée le plus important des réseaux de fractures et est simulée indépendamment des autres propriétés de fractures. L'approche la plus commune consiste à utiliser un simple point, usuellement le centre des fractures pour représenter la localisation des fractures. Un processus stochastique ponctuel de Poisson est utilisé pour générer la distribution spatiale des centres de fractures. La variable considérée est un modèle de densité de fracture construit à partir des données de fracturation. Pour chaque cellule de la grille, un nombre de points est simulé suivant une loi de Poisson. L'étape suivante consiste à simuler la géométrie individuelle de chaque fracture. La taille et l'orientation des fractures sont le plus souvent modélisées sous forme de distribution de probabilités. Les paramètres géométriques de chaque fracture sont générés par tirage de Monte-Carlo dans leur loi de distribution respective et sont ensuite utilisés pour construire l'objet représentant la fracture.

le phénomène d'agrégation de fractures peut être reproduit par une variation du modèle général de Poisson connu sous le nom de processus ponctuel "Mère-fille" (Billaux *et al.*, 1989). A l'inverse, une autre variation du modèle général de Poisson appelé processus ponctuel de *Cox* permet d'imposer une distance minimale entre les centres de fractures (Xu *et al.*, 2003). Ces modèles plus perfectionnés tentent de reproduire plus exactement les relations spatiales entre fractures du fait de considérations géométriques. Toutefois, ces modèles n'intègrent que peu de notions géologiques et aucun n'est capable à lui seul de reproduire toute la complexité des réseaux de fractures.

Pour ces raisons, les modèles de réseaux de fractures manquent de "réalisme géologique" et leurs caractéristiques d'écoulement (connectivité, perméabilité) peuvent s'écarter considérablement du comportement réel du réseau de fracture. Par exemple, Odling et Webman (1991) ont montré que les écoulements à travers un réseau de fractures naturelles étaient systématiquement plus important que ceux calculés à travers des réseaux de fractures générés stochastiquement à partir de statistiques similaires. Ceci est notamment dû à l'incapacité du processus stochastique de tenir compte des interactions mécaniques entre fractures. Le nombre d'intersections entre fractures est dès lors systématiquement inférieur dans les modèles stochastiques, ce qui conduit à une sous-estimation de la longueur des chemins d'écoulement et donc de la perméabilité du réseau de fractures.

A noter finalement qu'un point clé de cette méthode est la définition des modèles de distribution des paramètres relatifs à la densité, à l'orientation et à la taille des fractures à partir des données de terrain. La prédictivité en termes d'écoulements des réseaux de fractures générés est donc fortement dépendante de la fiabilité des données d'entrée.

2.1.3 Approches hybrides

Des approches hybrides ont été développées pour tenter de concilier dans un cadre unique les avantages d'une approche stochastique et le réalisme géologique d'une approche déterministe (Gringarten, 1998a; Josnin *et al.*, 2002; Hoffmann *et al.*, 2004; Srivastava *et al.*, 2004). Les différentes méthodes proposées partagent l'idée commune de propager les fractures stochastiquement en remplaçant le calcul déterministe de la croissance des fractures par des règles géostatistiques et/ou géométriques.

Par exemple, Gringarten (1998a) propose une approche hybride où les fractures sont considérées comme des groupements de pixels. La croissance de chaque fracture est simulée itérativement permettant une flexibilité dans la forme des fractures et la prise en compte d'un critère d'arrêt des fractures sur d'autres fractures ou sur un type de roche donné. Hoffmann *et al.* (2004) combine des règles mécaniques simples à un processus de prise de décisions probabiliste, ce qui exclut par exemple l'initiation d'une fracture dans la zone d'ombre d'une autre fracture. Josnin *et al.* (2002) décrit une approche, particulièrement adaptée à la simulation de fractures dans des roches stratifiées, où la chronologie des familles de fractures, l'épaisseur des couches et la présence d'autres fractures sont considé-

rées au cours de la propagation de chaque fracture. [Srivastava *et al.* \(2004\)](#) proposent de guider la croissance des traces de fractures partiellement observées sur une surface par un processus de simulation séquentielle Gaussienne (SGS) contraint par un modèle statistique de la distribution des propriétés des fractures et de leur corrélation (variogramme).

Ce type d'approche offre la possibilité d'imiter le processus mécanique de fracturation au bénéfice du réalisme géologique tout en minimisant le temps de calcul. La principale difficulté consiste à définir les règles qui vont gouverner la croissance stochastique des fractures de manière à reproduire de manière cohérente les processus mécaniques d'initiation, de propagation, d'interaction et de terminaison des fractures.

2.1.4 Bilan

L'analyse géomécanique de la propagation des fractures dans des conditions spécifiées peut fournir des règles que les fractures doivent suivre au cours de leur propagation. Ces règles ont été détaillées au paragraphe §1.2. La forme et le chemin de propagation des fractures sont notamment guidés par les hétérogénéités locales du champ de contraintes. Ces dernières peuvent être dues à des variations du champ de contraintes régional, des propriétés de la roche ou encore suite à la présence d'autres fractures. Il n'est pas possible de connaître ni même d'évaluer le champ de contraintes existant à chaque position dans l'espace et à tous les instants de la propagation des fractures. De même, il n'est pas possible de déterminer la localisation exacte des défauts de la roche à partir desquels les fractures se développent. A l'échelle d'un réservoir, il est donc impossible de prédire exactement la géométrie finale d'un réseau de fractures.

En pratique, les approches stochastiques sont donc favorisées car elles permettent d'intégrer les données disponibles et les incertitudes associées à la distribution spatiale des fractures et à leur propriétés. Elles échouent cependant à reproduire toute la complexité des systèmes de fractures et plus particulièrement les interactions entre ces dernières. Le développement d'approches hybrides intégrant des règles géomécaniques simplifiée offre la possibilité d'améliorer la représentativité des réseaux de fractures. Ces approches se sont concentrées sur l'intégration partielle de certaines règles géomécaniques ou l'imitation de certains processus mécaniques. Cependant, aucune de ces méthodes ne propose une approche générique du processus de fracturation et en particulier le traitement des interactions entre fractures. A noter également que ces méthodes ont été décrites essentiellement pour la propagation de fracture bidimensionnelle, à l'exception de [Srivastava *et al.* \(2004\)](#) qui proposent une méthode 2,5D de propagation, c'est à dire que les fractures sont d'abord propagées dans une direction (latéralement ou verticalement) jusqu'à leur taille finale puis dans l'autre.

Dans ce travail de thèse, nous avons privilégié le réalisme géologique des réseaux de fractures modélisés afin d'améliorer la prédictivité du comportement dynamique d'un réservoir fracturé. Aussi, nous proposons le développement d'une approche hybride plus

exhaustive, intégrant les caractères stochastiques et géomécaniques des fractures au cours d'un processus de propagation stochastique de fractures en 3D. Cette nouvelle méthode, qualifiée ici de pseudo-génétique, cherche à respecter conjointement les données disponibles et des connaissances qualitatives relatives au processus mécanique de la fracturation.

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

La méthode de simulation de réseaux de fractures proposée ici fait partie d'une méthodologie plus large pour la caractérisation et la modélisation des réservoirs fracturés qui consiste en premier lieu à construire un modèle structural du réservoir et de la distribution des facies et propriétés pétrophysiques. Ces modèles représentent l'environnement géologique dans lequel les fractures vont être générées.

L'idée fondamentale de la méthode proposée consiste ensuite à décomposer la simulation des fractures en 2 étapes principales (figure 2.2), (1) une phase d'initiation qui repose sur un processus stochastique de Poisson similaire aux approches stochastiques classiques mais qui, contrairement à ces dernières, ne représente pas directement les fractures dans leur état final et (2) une phase de propagation permettant de simuler la croissance de chaque fracture dans l'espace en utilisant un modèle conceptuel du développement des fractures.

Pour mettre en oeuvre ce modèle pseudo-génétique et ainsi améliorer les méthodes stochastiques de simulation de fractures existantes nous avons déterminé les critères de modélisation suivants :

- a) La structure de données utilisée pour définir la géométrie des fractures doit permettre une représentation des fractures sous forme d'objets discrets non nécessairement planaires.
- b) La méthode développée doit être suffisamment flexible pour accommoder différents types de données de fracturation et de contraintes, en provenance de source soit directe ou indirecte, quantitative ou qualitative (voir paragraphe §1.3).
- c) Afin de remplacer le calcul fastidieux du champ de contraintes en pointe de fracture, la phase de propagation vise à "imiter" le processus dynamique de croissance des fractures en se basant sur des considérations essentiellement géométriques. Ces dernières doivent reposer sur des adaptations appropriées des processus de propagation, d'interaction et de terminaison décrit au paragraphe §1.2.

Dans les paragraphes suivants nous présentons en premier lieu la structure de données mise en oeuvre pour gérer la géométrie des fractures. Les caractéristiques et l'implémentation des phases d'initiation et de propagation des fractures sont ensuite successivement

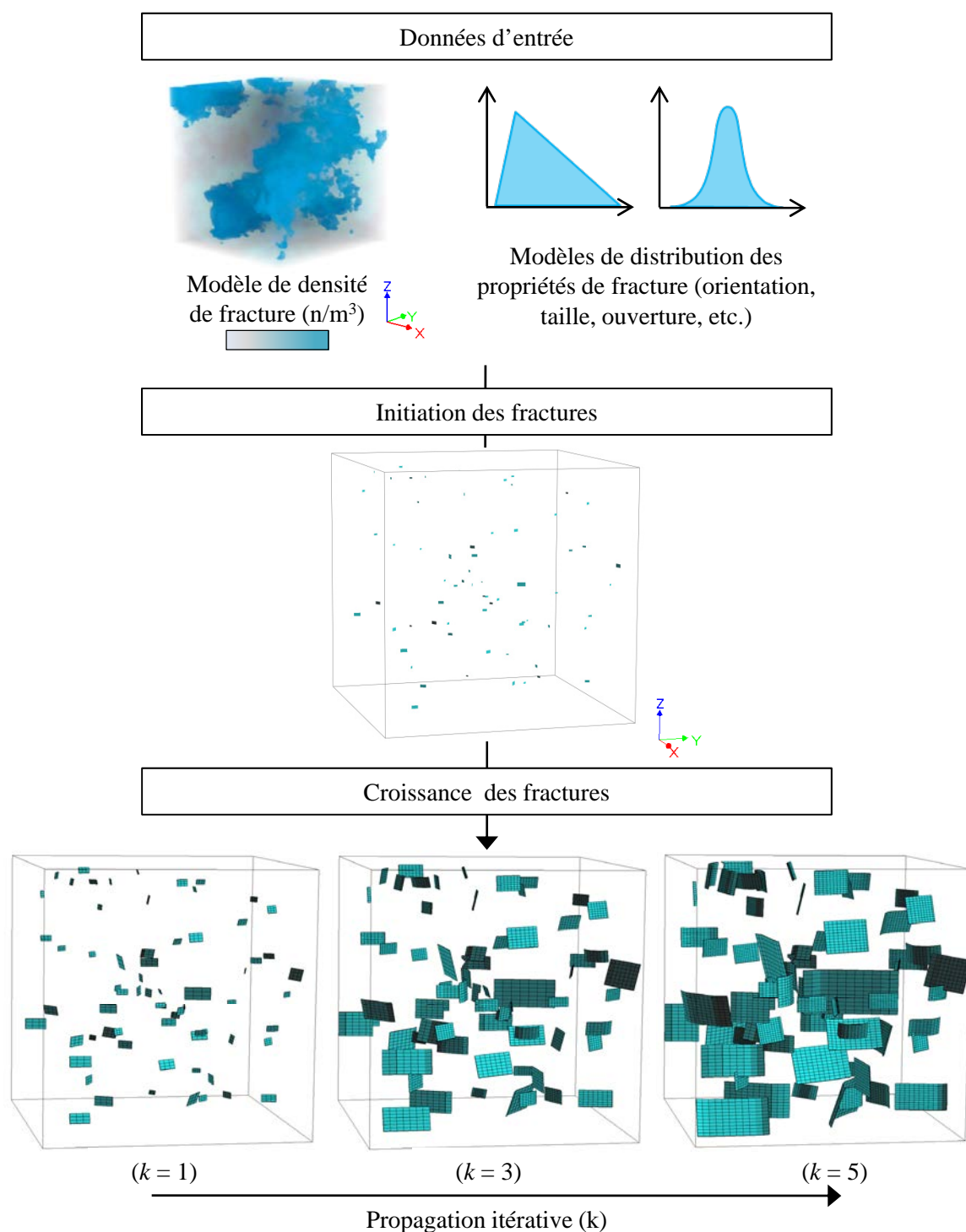


Fig. 2.2 — Approche pseudo-génétique de simulation de réseaux de fractures discrètes. La phase d'initiation des fractures repose sur un processus stochastique de Poisson. Les fractures sont plongées dans un espace 3D en accord avec un modèle de distribution spatiale (densité de fractures) et de loi ou propriétés 3D des aspects géométriques (orientation et taille). Les fractures sont générées avec une longueur et largeur initiales calculées en fonction du nombre de pas de propagation k défini par l'utilisateur et des tailles finales à atteindre (voir §2.2.2). Pour chaque pas de propagation les fractures sont séquentiellement propagées dans l'espace 3D en tenant compte des interactions et des intersections potentielles avec les autres fractures (voir §2.2.3)

détaillées. Finalement, nous présentons différents résultats de simulation illustrant la variété de géométrie de réseaux de fractures pouvant être obtenue.

2.2.1 Description de la structure de données adoptée pour la représentation de réseaux de fractures discrètes

Préalablement à la génération stochastique d'un modèle de réseaux de fractures discrètes, il est nécessaire de définir une structure de données adaptée à la représentation numérique d'un nouvel objet fracture. L'approche générale de simulation de DFN repose sur une représentation des fractures comme des objets paramétriques de forme planaire (rectangulaire, elliptique ou polygonal). Dans ce cas, la structure de données est particulièrement légère puisqu'il suffit de stocker le centre de la fracture et 2 vecteurs pour définir la géométrie de la fracture. Dans l'approche que nous proposons, nous devons définir une structure de données permettant de représenter des fractures non planaires de forme non prédéfinie.

Réprésentation d'une fracture discrète pour définir la géométrie d'une fracture quelconque, nous avons adopté une représentation sous forme de surface formée d'une série de quadrilatères contigus (Figure 2.3). Pour cela, nous avons défini un nouvel objet, appelé **QuadFracture**, permettant de gérer la géométrie et les propriétés des fractures. Une **QuadFracture** peut-être assimilée à un tableau d'indices $[u, v]$ stockant des objets **Point3D** définis par leurs coordonnées $\{x, y, z\}$ dans l'espace R^3 . A chacun de ces points est associé une structure de données permettant l'enregistrement de tout type de propriété, telle que l'ouverture. Le nombre de points constituant une **QuadFracture** dépend du nombre de pas de propagation prédéfini par l'utilisateur.

Réprésentation d'un réseau de fractures Les objets **QuadFracture** appartiennent nécessairement à un objet nommé **QuadFractureBundle** qui regroupe les fractures d'une même famille, système ou réseau. L'implémentation de cet objet au sein du géomodeleur **Gocad** dérive d'une classe d'objets plus générale, appelée **GObj**, qui permet entre autre :

- le traitement et le stockage de la topologie, de la géométrie et des propriétés des fractures ;
- les opérations sur les propriétés des fractures (création, modifications, *etc.*) ;
- la représentation graphique des objets créés.

Ces choix d'implémentation permettent de gérer la propagation de fractures à partir d'un état initial et d'obtenir au final des fractures de forme flexible. La contrepartie majeure de cette représentation par un ensemble de points est le coût mémoire élevé sachant qu'un nombre conséquent de fractures (jusqu'à $10^5 - 10^6$) sont susceptibles d'être simulées suivant le réservoir fracturé.

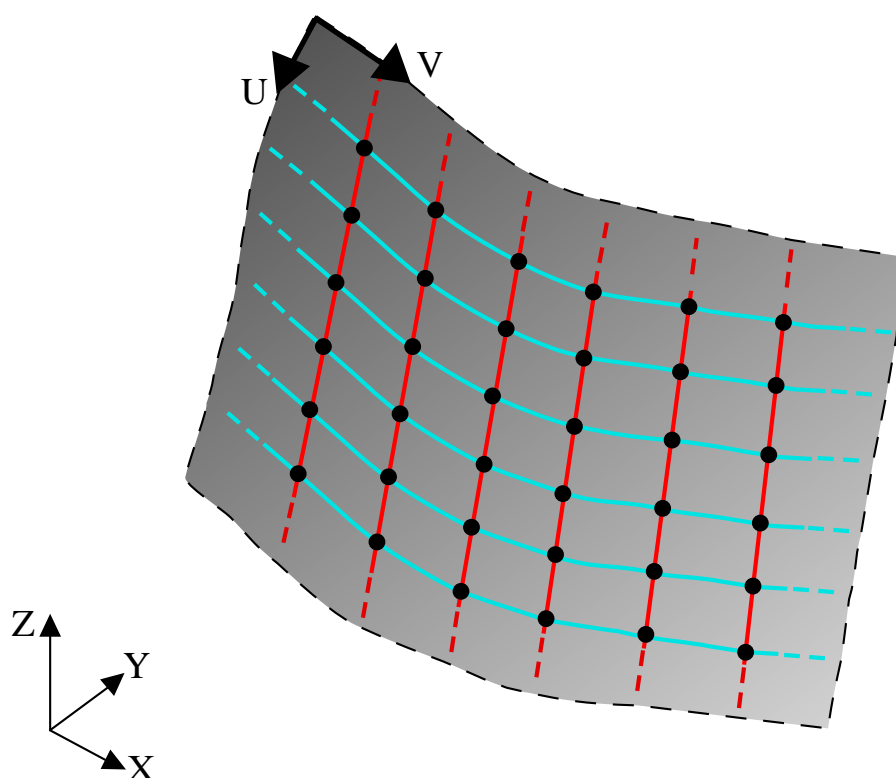


Fig. 2.3 – Représentation numérique d’une fracture. Les objets fractures sont discrétisés par un ensemble de points définissant une série de quadrilatères contigus. Les positions des points constituant le quadrilatère central sont déterminées lors de la phase d’initiation. Les positions de tous les autres points sont définis au cours des phases de propagation successives.

2.2.2 Simulation de l’initiation des fractures

La première étape de notre approche consiste à simuler la position du centre des fractures et à leur assigner chacune une orientation et des dimensions initiales. Conceptuellement, les centres de fractures sont assimilés aux défauts de la roche à partir desquels les fractures sont initiées. Bien entendu, la localisation et le nombre exact de ces défauts ne peuvent être définis de manière déterministe a priori. Les centres des fractures sont donc générés stochastiquement. Cette étape d’initiation partage les mêmes principes et outils que ceux utilisés dans les méthodes classiques de simulations de réseaux de fractures discrètes (voir §2.1.2). Cependant, contrairement à ces dernières, les fractures ne sont pas générées dans leur état final. Autrement dit, le processus d’initiation consiste à simuler un état “embryonnaire” du réseau de fractures à partir duquel les fractures seront propagées séquentiellement jusqu’à atteindre leur état final sous réserve de ne pas se terminer préalablement contre une autre discontinuité.

2.2.2.1 Distribution spatiale des centres de fractures

La distribution des centres de fractures repose sur un processus de Poisson ponctuel (Cox, 1980; Stoyan et Stoyan, 1994; Stoyan *et al.*, 1995a). Les processus ponctuels sont des modèles probabilistes pour décrire des phénomènes d'arrivée dans le temps ou d'occurrence dans l'espace, par exemple le nombre de requêtes reçues par un routeur internet, les instants où se produisent les répliques à la suite d'un tremblement de terre, la répartition spatiale des précipitations pluviométriques, *etc.*

Les similarités entre les propriétés d'un processus de Poisson et la géométrie des réseaux de fractures ont été largement reconnues (Priest et Hudson, 1976). Par exemple, les distances le long d'une ligne d'échantillonnage entre les fractures résultantes d'un processus de Poisson suivent une distribution exponentielle négative, qui est cohérente avec les espacements entre fractures observés couramment sur le terrain.

Ce processus stochastique est contrôlé par un paramètre unique λ , qui spécifie la densité moyenne de fractures dans l'espace, autrement dit, le nombre moyen de centres de fractures par unité de longueur, surface ou volume. Différentes méthodes de simulations de processus de Poisson ont été développées et décrites dans la littérature (Stoyan *et al.*, 1995a; Lantuéjoul, 2002). Nous nous appuyons ici sur les travaux réalisés par Souche et Macé (2003) et Macé (2006). Les centres de fractures peuvent être distribués suivant un processus (a) homogène (densité constante) ou (a) hétérogène (densité variable localement). Des variantes plus avancées ont été également implémentées pour permettre de tenir compte de corrélations spatiales entre la position des centres de fractures : soit (c) un espacement minimum via un processus de Cox, soit (d) un effet d'agrégation via un processus mère-fille.

a- Processus homogène En première approximation, la position des sites d'initiation de fracture (défauts de la roche) dans un milieu homogène sont supposés distribués purement aléatoirement (NRC, 1996). Dans ce cas, un processus de Poisson ponctuel homogène est particulièrement adapté pour la description spatiale des centres de fracture. Dans un processus de poisson homogène, le nombre de fractures à générer dans un volume V est une variable aléatoire \mathcal{N} dont la distribution est exprimée par une loi de Poisson de paramètres (λ, V) , telle que la probabilité que V contienne exactement n fractures est donnée par :

$$P(\mathcal{N} = n; \lambda) = (\lambda \cdot V)^n \cdot \frac{e^{(-\lambda \cdot V)}}{n!} \quad (2.1)$$

avec λ un nombre réel positif représentant la densité moyenne de fracture par unité de volume. Dans un processus de Poisson homogène, cette densité moyenne est stationnaire sur l'ensemble du volume, autrement dit, ses propriétés statistiques sont indépendantes de la localisation dans l'espace. En pratique, simuler un processus de Poisson homogène

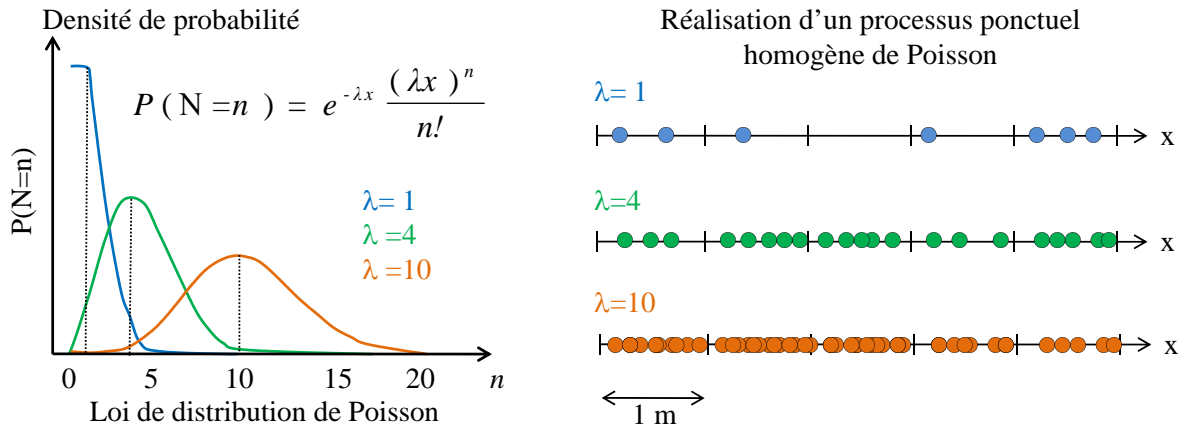


Fig. 2.4 – Illustration de la Loi de Poisson et du processus ponctuel homogène de Poisson le long d'un axe unidimensionnel. La loi de Poisson définit la distribution du nombre d'événements (n) se produisant dans un intervalle d'espace fixé ($x = 1m$). Ces événements, en l'occurrence les centres des fractures, se produisent avec une fréquence moyenne connue (λ) et indépendamment des événements déjà simulés. Dans le cas d'un processus homogène, cette fréquence est constante. Pour chaque intervalle d'espace, un processus ponctuel de Poisson de paramètre λ consiste à tirer aléatoirement un nombre de centres de fracture (\mathcal{N}) dans une loi de Poisson de paramètre λ et à les positionner aléatoirement dans cet intervalle.

revient simplement à tirer aléatoirement un nombre n dans une loi de Poisson (2.1) et ensuite à distribuer uniformément n points dans le volume V (Figure 2.4).

Cependant le milieu d'étude étant hétérogène, la densité de fractures varie spatialement. Un processus de Poisson ponctuel hétérogène s'avère ainsi plus approprié pour la modélisation de la position des fractures.

b- Processus hétérogène De nombreuses méthodes ont été proposées pour la simulation de processus de Poisson ponctuel hétérogène. La donnée initiale est alors une propriété de densité hétérogène ($\lambda = \lambda(x), x \in \mathfrak{R}^3$), définie localement sur une grille tridimensionnelle. Une première approche consiste à simuler un processus de Poisson homogène de paramètre $\lambda(x)$ dans chaque cellule de la grille initiale (Lantuéjoul, 2002). La performance de cette méthode décroît rapidement avec le nombre de cellules de la grille étant donné qu'une loi de distribution de Poisson distincte doit être construite pour chaque cellule. Une approche plus avancée simule tout d'abord un processus de Poisson homogène dont la densité correspond à la densité maximale observée sur le domaine d'intérêt suivie d'un post-processus d'acceptation-rejet pour honorer la densité dans chaque cellule. Cette méthode se révèle très sensible à la variance de la propriété de densité : dans le cas de variations importantes de la densité, le nombre de fractures simulées initialement est très supérieur à celui souhaité. Pour optimiser les performances du processus de Poisson, nous

Algorithme 1 Création d'un tableau trié de densités cumulées de fractures, d'après (Macé, 2006)

Fonction Création d'un tableau trié de densité cumulée (d_m, V, p)

Entrée:

$$r_0 \hookrightarrow \mathcal{P}\left(\frac{d_m V}{p}\right)$$

$$k \leftarrow 0$$

$$T_{tmp} \leftarrow r_0 \{T_{tmp} \text{ variable temporaire}\}$$

Début

Tant que $(T_{tmp} < \sum_{i=0}^p d_i)$ **Faire**

$$T[k] \leftarrow T_{tmp}$$

$$k++$$

$$r_k \hookrightarrow \mathcal{P}\left(\frac{d_m V}{p}\right) \quad T_{tmp} \leftarrow T_{tmp} + r_k$$

Fin Tant que

Retourner $(N \leftarrow k - 1)$ $\{N \text{ nombre total de fractures}\}$

Fin

nous appuyons sur une troisième méthode développée par Souche et Macé (2003). Dans cette méthode, nous générons en premier lieu le nombre total N de centres de fractures à simuler et les distribuons ensuite dans la grille 3D en fonction de la valeur de densité locale $\lambda(x)$.

Soit une grille de volume V composée de p cellules c_i de volume élémentaire v_i et stockant une valeur de densité λ_i . Le nombre total N de fractures à générer peut être approximé connaissant la densité moyenne λ_m tel que :

$$\lambda_m = \sum_{i=0}^p \frac{v_i \cdot d_i}{p}$$

$$N \simeq \lambda_m \cdot V \tag{2.2}$$

Tout d'abord, nous simulons itérativement une suite de nombres aléatoires réels positifs r_i suivant un processus de Poisson homogène unidimensionnel. Pour cela, un tableau trié de densité cumulée est construit en tirant une valeur initiale et en additionnant des incréments aléatoires suivant une loi exponentielle de paramètres $(\lambda_m V/p)$ entre 0 et $\sum d_i$, ($i \in [0, p]$), tel que :

$$\begin{cases} T[0] = r_0 \\ T[k] = T[k-1] + r_k \\ = \sum_{i=0}^k r_i \end{cases} \tag{2.3}$$

Cette simulation itérative détermine le nombre total de fractures à simuler. Le tableau T précédemment créé correspond virtuellement à un axe sur lequel sont distribués les réels

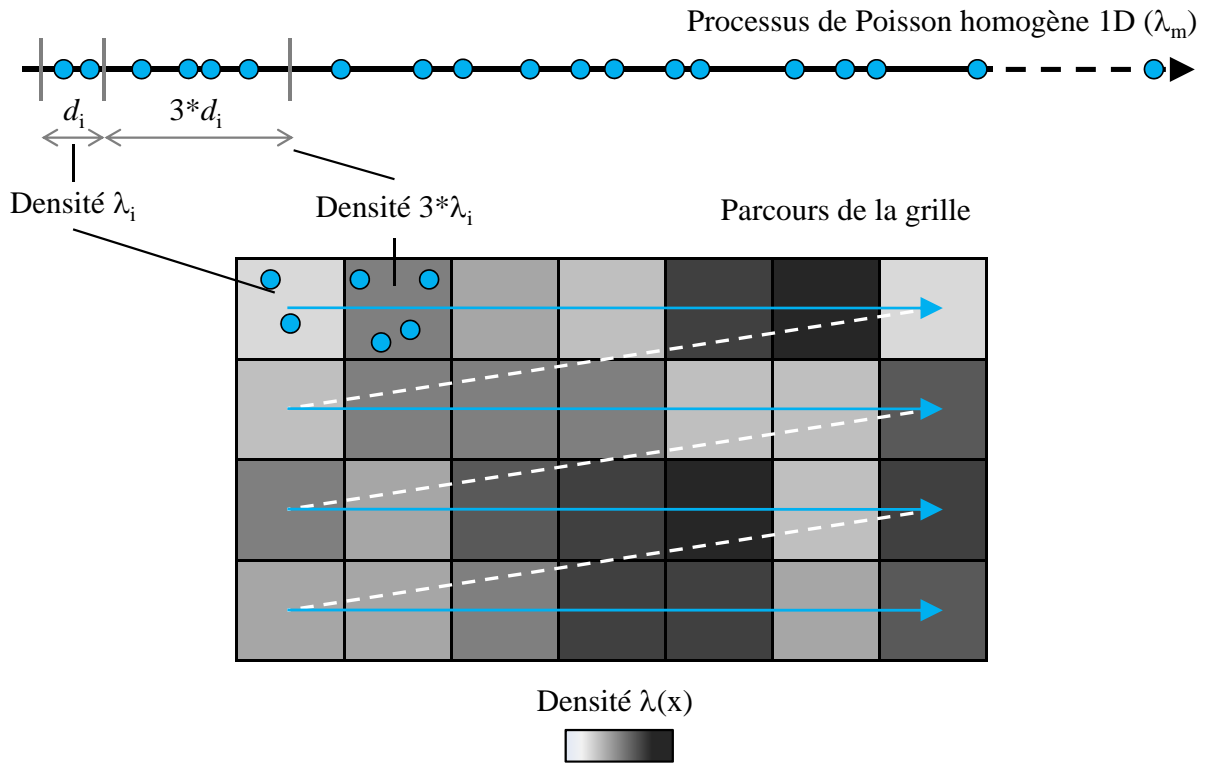


Fig. 2.5 – Pour déterminer le nombre de centres de fractures à simuler dans chaque cellule de la grille, l’axe correspondant au processus de Poisson homogène 1D est subdivisé en segments de longueur proportionnelle à la densité de fractures dans les cellules de grilles correspondantes.

positifs r_i . La grille et le tableau T sont ensuite parcourus conjointement selon un chemin prédéfini (ligne par ligne, puis plan par plan) (Figure 2.5). Ce parcours permet de subdiviser l’axe virtuel en segments, chacun proportionnel à $(\lambda_i \times v_i)$. Le nombre de fractures (\mathcal{N}) à simuler est ainsi déterminé pour chaque cellule de la grille. Les \mathcal{N} centres de fractures à simuler dans chaque cellule de la grille sont alors distribués indépendamment des uns des autres suivant un processus de Poisson ponctuel homogène de paramètre $(\lambda_i \times v_i)$. Le résultat obtenu est ainsi une distribution spatiale hétérogène des centres de fractures proportionnelle à la propriété de densité du modèle. La figure 2.7(b) présente trois résultats équiprobables de simulation stochastique obtenus à partir d’une même grille de densité, seule la graine de simulation est variable lors de ces simulations. Un comparatif des temps d’exécution de simulations effectués sur des grilles de densité croissante a démontré l’efficacité des structures et algorithmes mis en place : génération de millions de centres de fractures en quelques secondes (Macé, 2006).

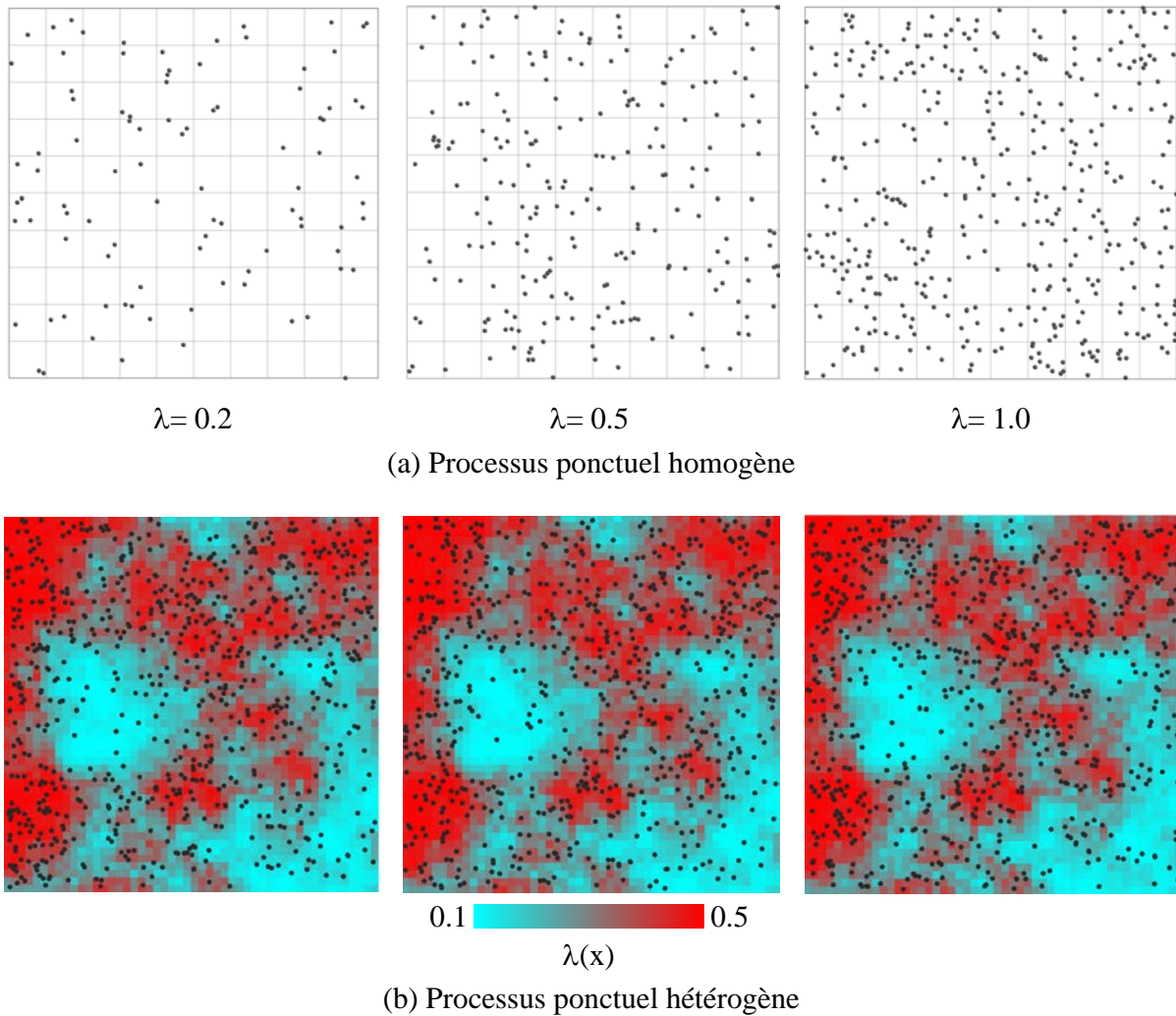


Fig. 2.6 – Réalisations de processus ponctuels : (a) processus homogène 2D avec une densité spatiale constante λ et (b) processus ponctuel hétérogène 2D avec une densité spatialement variable $\lambda(x)$.

c- Processus ponctuel répulsif Ce type de processus est connu dans la littérature sous différentes dénominations telles que *hard core point process*, *Cox point process* ou encore *Matérn point process of type I, II et III*. Dans un souci de simplicité nous nous référons à ce type de processus sous le terme de Processus Ponctuel Répulsif (PPR).

Dans un PPR, les points se repoussent les uns les autres suite à l'imposition d'une distance minimale (R) entre eux. L'intérêt pour ce type de processus trouve son origine dans la constatation que la configuration de nombreuses données spatiales est souvent plus ordonnée que celle produite par un simple processus ponctuel de Poisson (§1.2.3). Les PPR permettent de modéliser la distribution spatiale d'objets lorsqu'une compétition pour les ressources disponibles existe. C'est le cas par exemple pour les arbres d'une forêt ou encore pour la localisation des villes et villages.

Les PPR sont particulièrement utiles pour modéliser la configuration initiale des fractures. En effet, nous avons vu que les fractures qui se développent plus rapidement ont tendance à inhiber la croissance des fractures qui sont comprises dans leur zone d'ombre suite à une relaxation des contraintes le long du plan de la fracture. Dès lors, bien que la position des défauts de la roche puisse être considérée comme purement aléatoire en première approximation, il existe une compétition entre fractures conduisant à un arrangement spatial plus ou moins ordonné caractérisé par un espacement minimal entre fracture d'une taille donnée. D'autre part, les PPR sont également bien appropriés pour les milieux stratifiés dans lesquels on observe généralement une relation linéaire entre l'espacement des fractures et l'épaisseur des couches.

Diverses méthodes ont été proposées pour simuler des PPR (Matèrn, 1960; Cox, 1980; Stoyan *et al.*, 1995a; Lantuéjoul, 2002; Moller *et al.*, 2010). Dans ces travaux nous avons investigués les PPR de type I, II et III introduit par Matèrn (1960) et détaillé par Moller *et al.* (2010). Les algorithmes implémentés reposent sur un processus stochastique de "naissance et mort" (*birth and death process*). Un processus ponctuel de Poisson primaire Y (homogène ou hétérogène) est d'abord généré. Conceptuellement, ce processus ponctuel primaire peut-être assimilé à la configuration spatiale des défauts de la roche. Dans un second temps, un processus ponctuel secondaire X est généré à partir de Y en ne retenant que les points satisfaisant un critère de répulsion.

Nous définissons le processus primaire Y comme un processus ponctuel marqué $Y = \{(z_1, t_1), (z_2, t_2), \dots\}$, dans lequel les points $Z = \{z_1, z_2, \dots\}$ constituent un processus ponctuel de Poisson d'intensité λ , et les marques $\{t_1, t_2\}$ représentent une propriété temporelle indépendamment et uniformément distribuée dans un intervalle $[0,1]$ et indépendante de Z . Le processus primaire Y peut donc être considéré comme un processus ponctuel spatio-temporel où z_i est plus "vieux" que z_j (ou z_j est plus "jeune" que z_i) si $t_i < t_j$.

Deux points $(z_i, z_j) \in Z$ sont dit voisins si leur distance Euclidienne satisfait $0 < \|z_i - z_j\| \leq R$, au quel cas (z_i, t_i) et $(z_j, t_j) \in Y$ sont également dit voisins. Pour tout point $z_i \in Z$ et $(z_i, t_i) \in Y$, nous définissons :

$$\gamma(z_i, Z) := z_j \in Z : 0 < \|z_i - z_j\| \leq R \quad (2.4)$$

les voisins de z_i dans Z , et

$$\gamma_{<}((z_i, t_i), Y) := (z_j, t_j) \in Y : 0 < \|z_i - z_j\| \leq R, t_j < t_i \quad (2.5)$$

les voisins plus vieux de (z_i, t_i) dans Y .

Dans un PPR de type I (Figure 2.7), le processus ponctuel secondaire X_I est obtenu en ne conservant que les points primaires $z_i \in Z$ qui n'ont pas de voisins dans Z . Dans ce cas le temps t_i associé à chaque point z_i n'intervient pas ($t_i = 1$), et :

$$X_I = z_i \in Z : \gamma(z_i, Z) = \emptyset \quad (2.6)$$

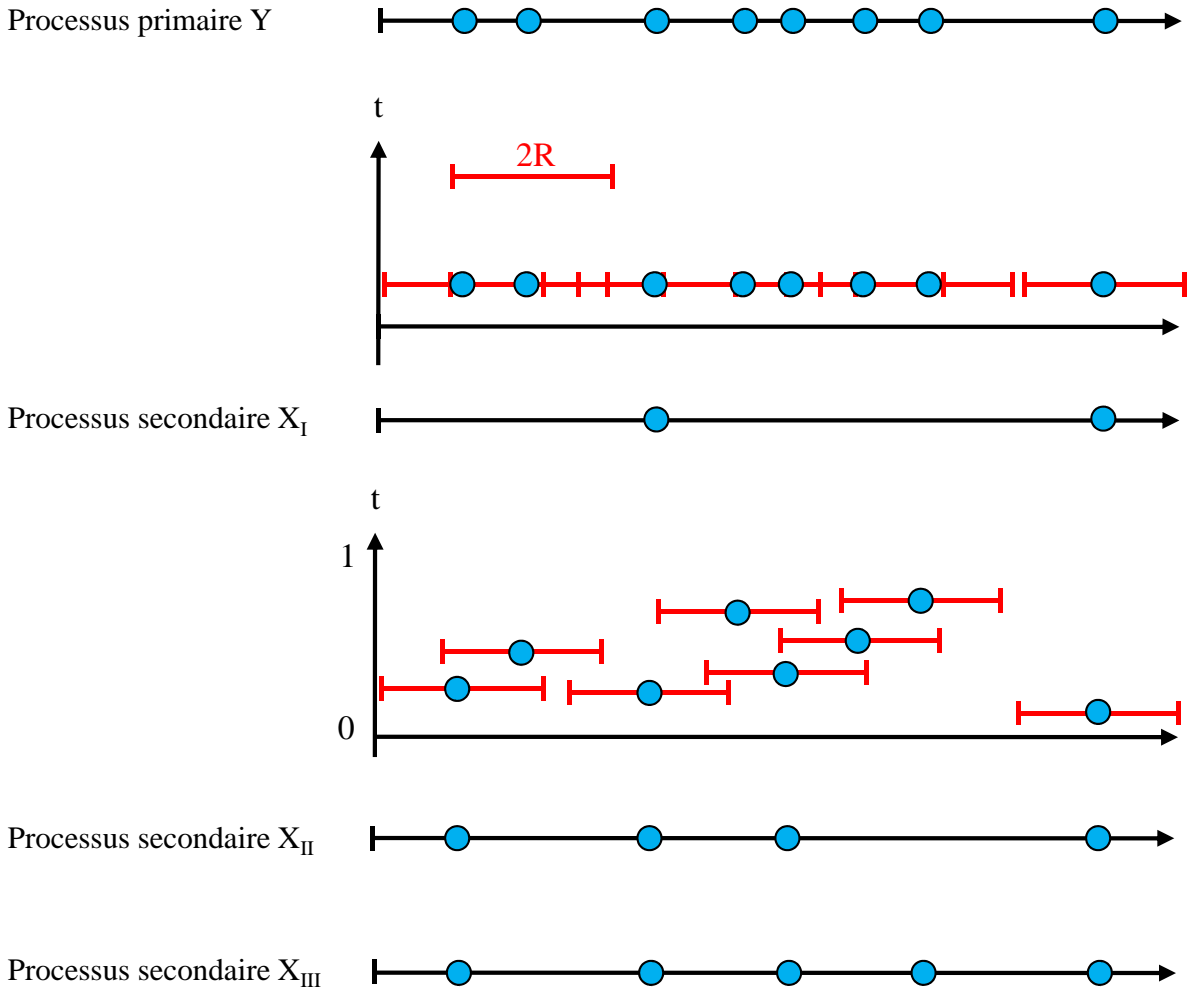


Fig. 2.7 – Processus ponctuel répulsif 1D. Dans un PPR de type *I*, le temps t_i n'intervient pas et le processus secondaire X_I est constitué des points qui n'ont pas de voisins situés à une distance inférieure à R . Dans un PPR de type *II*, tous les points ayant un voisin plus vieux sont éliminés. Dans le PPR de type *III*, un point supplémentaire est inclut, car le point plus vieux qui élimine ce point à déjà été éliminé par un point plus vieux.

Dans un PPR de type *II* (Figure 2.7), un point primaire $z_i \in Z$ est retenu comme point secondaire dans X_{II} si et seulement si le point (z_i, t_i) n'a pas de voisins plus vieux :

$$X_{II} = z_i \in Z : \gamma_{<}((z_i, t_i), Y) = \emptyset \quad (2.7)$$

Dans un PPR de type *III* (Figure 2.7), un point primaire $z_i \in Z$ est retenu comme point secondaire dans X_{III} si et seulement si z_i n'est pas un voisin situé à une distance $\|z_i - z_j\| \leq R$ d'un point secondaire $z_j \in Y$ plus vieux. Autrement dit, dans un PPR de type *II*, un point $z_i \in Z$ sera toujours éliminé par un voisin plus vieux z_j , tandis que dans un processus de type *III*, z_i ne sera pas éliminé par z_j si z_j a déjà été éliminé par un point plus vieux.

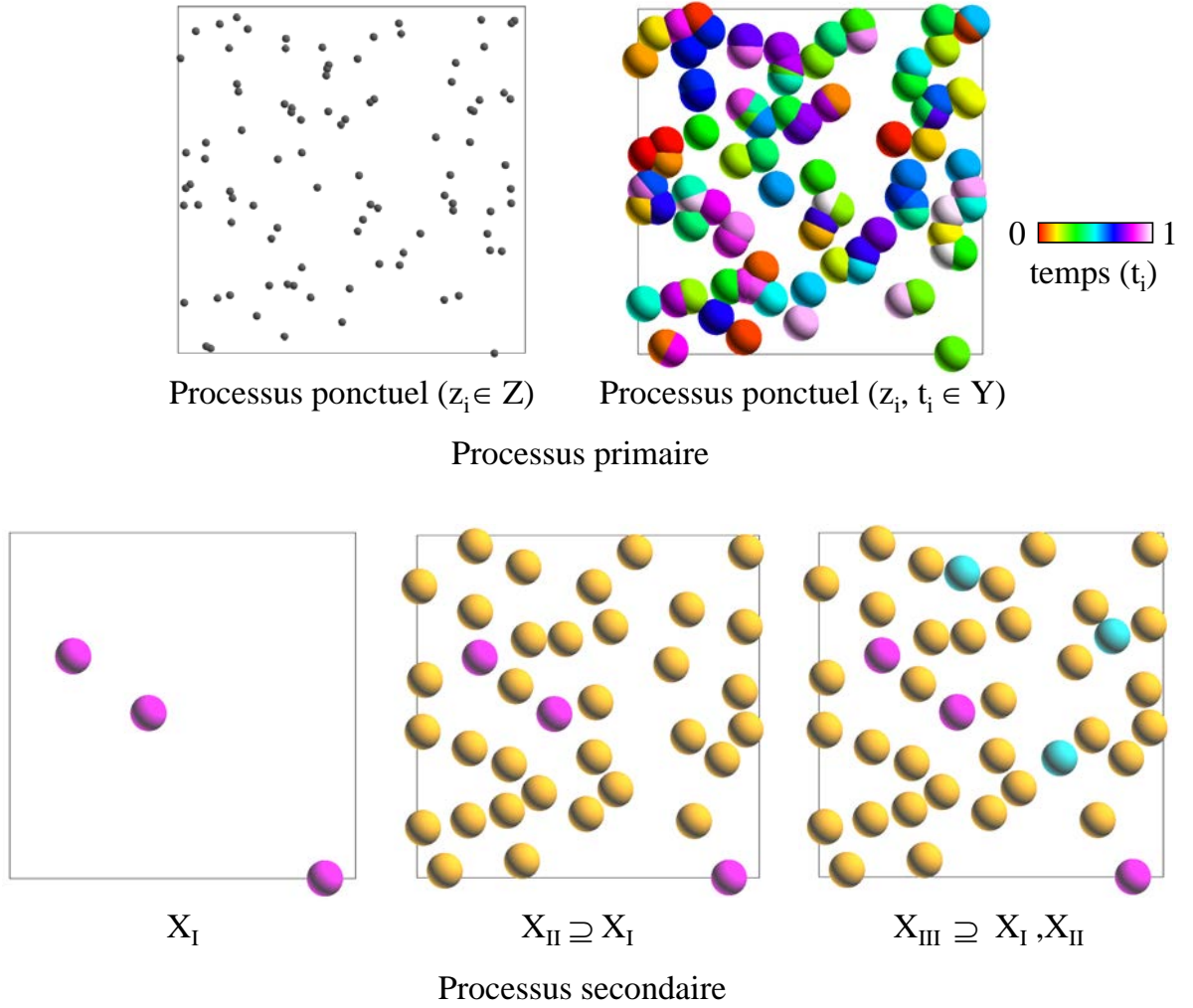


Fig. 2.8 – Processus ponctuel répulsif 2D

Un PPR de type III peut être obtenu en considérant une construction itérative. A chaque étape i , un processus secondaire $X^{(i)}$ est obtenu en éliminant les points de $Y^{(i)}$ de la même manière que dans un PPR de type II :

$$X^{(i)} = Y^{(i)} / \bigcup_{(z,t) \in Y^{(i)}} B_R(z) \times (t, 1] \quad (2.8)$$

où $B_R(z)$ est l'espace fermé dans \mathfrak{R}^d de centre z et de rayon R (un segment, un cercle, une sphère respectivement dans $\mathfrak{R}^1, \mathfrak{R}^2, \mathfrak{R}^3$). Le processus primaire Y^{i+1} est ensuite construit à partir des points de $Y^{(i)}$ qui ne sont ni dans $X^{(i)}$ ni éliminé par un élément de $X^{(i)}$:

$$Y^{(i+1)} = Y^{(i)} / \bigcup_{(z,t) \in X^{(i)}} B_R(z) \times [t, 1] \quad (2.9)$$

Finalement, le PPR de type *III* est donné par :

$$X_{III} = \bigcup_{i=1}^{\infty} \{z : (z, t) \in X^{(i)}\} \quad (2.10)$$

Plusieurs variations peuvent être introduites pour adapter ces trois types de PPR à des formes géométriques diverses, une distance minimale entre objet variable R_i ou pour permettre une hétérogénéité spatiale de densité de points.

On peut constater que $X_I \subseteq X_{II} \subseteq X_{III} \subseteq Z$ (Figure 2.8), il s'en suit que la densité de points dans X_I est plus petite que celle de X_{II} et de manière similaire la densité dans X_{II} est plus petite que celle de X_{III} . Pour une valeur critique de densité λ_c , $X_I = \emptyset$, autrement dit tous les points sont voisins pour une distance donnée R et sont donc éliminés. Le PPR de type I n'est donc pas approprié pour la représentation des fractures et nous avons privilégié l'implémentation d'un PPR de type III pour lequel une densité d'emménagement (*packing density*) maximale est atteinte lorsque $\lambda = \lambda_c$ (Moller *et al.*, 2010). Cette propriété du PPR de type III permet notamment d'intégrer le concept de "saturation" mécanique d'une strate, permettant ainsi la génération de réseaux "saturés" et "non-saturés". De nombreuses investigations ont en effet démontré que l'espacement moyen entre fractures d'une même famille à l'intérieur d'une strate est relié à l'épaisseur de la couche par une relation positive linéaire. Cette observation est cohérente avec le concept de zone d'ombre : la saturation mécanique est atteinte lorsque l'espacement entre fractures diminue pour finalement égaliser l'épaisseur des zones d'ombre des fractures (Bai *et al.*, 2000).

Nous avons adapté un PPR de type III pour permettre la prise compte de la zone d'ombre des fractures ou un espacement minimal fixé par l'utilisateur lors de l'initiation des fractures. En pratique, un réseau de fractures primaires est généré suivant un processus de Poisson ponctuel (homogène ou hétérogène). Les fractures sont construites à partir du processus ponctuel primaire représentant les centres de fractures et leur orientation et taille sont générées à partir de leurs modèles de distributions respectifs (§2.2.2.4). Le processus secondaire est obtenu en éliminant les fractures suivant un PPR de type III. La zone d'ombre de chaque fracture est approximée par une "boîte englobante" alignée suivant les axes principaux des fractures et dont l'épaisseur est calculée en fonction d'un ratio par rapport à la taille des fractures ou en fonction d'une valeur d'espacement définie par l'utilisateur. Les temps t_i sont ici remplacés par la taille des fractures, ce qui revient à considérer que les fractures les plus grandes se sont développées en premier et sont donc prévalentes sur les fractures de plus petite taille.

2.2.2.2 Simulation de l'orientation initiale des fractures

L'orientation initiale de chaque fracture est déterminée en assignant à chaque point simulé précédemment une valeur d'azimut et de pendage échantillonnée aléatoirement,

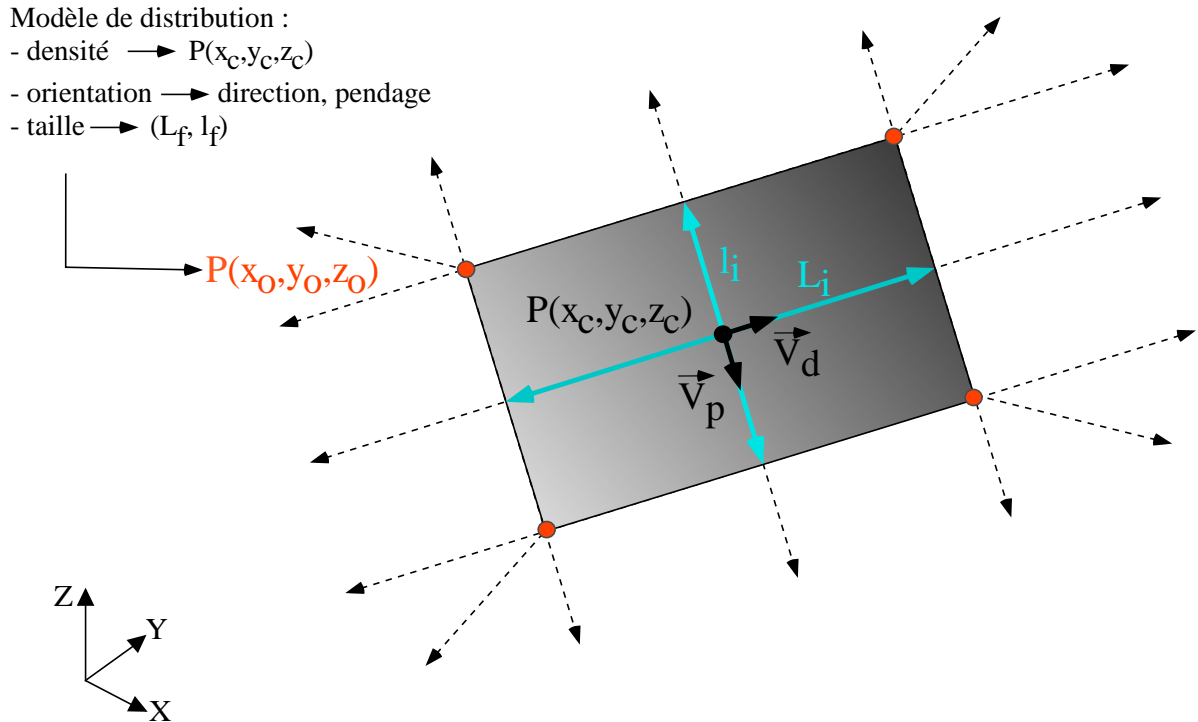


Fig. 2.9 – Construction d’une fracture initiale. La position des points orbitaux $P(x_o, y_o, z_o)$ est déterminée en fonction de la position du centre $P(x_c, y_c, z_c)$ de la fracture et des valeurs d’orientations $(\vec{V}_{direction}, \vec{V}_{pendage})$ et de dimensions (L_f, l_f) tirées dans leurs modèles de distributions respectifs. Les dimensions initiales (L_i, l_i) sont calculées en fonction de (L_f, l_f) et du nombre de pas de propagation k .

par simple tirage de Monte-Carlo, dans leurs lois de distribution respective. Le choix du type de loi de distribution (Gaussien, uniforme, triangulaire, *etc.*) et de ses paramètres caractéristiques relève de l’expertise géologique lors de la phase d’analyse des données et de caractérisation du réservoir considéré. Par ailleurs, les paramètres des lois de distribution peuvent être définis soit globalement soit localement (pour chaque cellule de la grille 3D). Par exemple, les directions principales locales de tenseurs de contraintes déterminées géomécaniquement (Macé, 2006) ou un attribut sismique d’anisotropie (Sava et Mavko, 2007) peuvent être utilisés pour contraindre localement les paramètres des lois de distribution d’orientation.

2.2.2.3 Simulation des dimensions initiales des fractures

En première approximation, les dimensions (longueur et hauteur) des fractures peuvent être considérées indépendantes de la localisation des fractures lors de l’initiation des fractures. Comme pour l’orientation, les dimensions des fractures sont générées par tirage de Monte-Carlo dans leurs lois de distribution respective. N’importe quel type de lois de dis-

tribution peut être employé afin de décrire la distribution de ces dimensions (Bonnet *et al.*, 2001). Néanmoins, les plus communément utilisées sont de type : log-normale (Chilès et de Marsily, 1993; Clark et Cox, 1996; Gillespie *et al.*, 2001), exponentielle (Dershowitz, 1988), gamma (Stauffer et Aharony, 1992) ou puissance (Johnston et McCaffrey, 1996; Nicol *et al.*, 1996; Bour et Davy, 1997; Odling, 1997). Comme dans le cas des paramètres d'orientation, les paramètres caractéristiques des lois concernant les dimensions sont définis globalement ou localement lors de l'expertise géologique du réservoir. Le plus souvent, une première dimension (longueur ou largeur) est générée aléatoirement, la deuxième dimension étant ensuite corrélée à la première en spécifiant soit un coefficient de corrélation soit un ratio d'aspect. Des mesures de terrain ont montré que ce ratio dans des roches sédimentaires stratifiées varie entre 0.0001 à 0.8 avec la plupart des valeurs aux alentours de 0.5 (Josnin *et al.*, 2002).

Les longueurs L_f et largeurs l_f échantillonnées représentent les dimensions finales des fractures qui seront atteintes après l'étape finale de propagation sous réserve de ne pas se terminer préalablement contre une autre discontinuité. La connaissance des dimensions finales et du nombre de pas de propagation k fixé par l'utilisateur permet de déterminer la taille initiale de chaque fracture :

$$L_i = \frac{L_f}{2k + 1} \text{ et } l_i = \frac{l_f}{2k + 1} \quad (2.11)$$

2.2.2.4 Construction des fractures initiales

Finalement, les positions des 4 points orbitaux définissant la géométrie du quadrilatère central de chaque fracture sont déterminées à partir des coordonnées du centre de la fracture $P(x_c, y_c, z_c)$, ses dimensions initiales L_i et l_i et les vecteurs d'orientation correspondant à la direction $\vec{V}_{direction}$ et au pendage de la fracture $\vec{V}_{pendage}$ (Figure 2.9) :

$$P(x_o, y_o, z_o) = P(x_c, y_c, z_c) \pm \left((\vec{V}_{direction} * \frac{L_i}{2}) \pm (\vec{V}_{pendage} * \frac{l_i}{2}) \right) \quad (2.12)$$

L'algorithme 2 synthétise les étapes de simulation de l'initiation des fractures.

2.2.3 Simulation de la propagation des fractures

Nous avons développé un algorithme de propagation stochastique des fractures qui s'inspire des principes et résultats issus de la théorie de la mécanique de la rupture décrits au §1.2. A partir de ces principes, nous avons défini les spécifications suivantes à satisfaire au cours de la propagation des fractures :

- L'extension de la zone de processus (zone de concentration des contraintes en pointe de fracture, voir §1.2.2) doit être connue pour déterminer l'existence potentielle d'interactions entre une fracture et les fractures situées dans son voisinage. La taille de la zone de processus est proportionnelle à la taille des fractures et suivant les auteurs

Algorithme 2 Initiation des fractures

Fonction Initiation des fractures ()

Entrée:

$D \leftarrow$ Modèle de densité
 $Dir \leftarrow$ Modèle de direction
 $Pend \leftarrow$ Modèle de pendage
 $L_f \leftarrow$ Modèle de longueur
 $l_f \leftarrow$ Modèle de largeur

Début

$qfb \leftarrow$ Création d'un objet QUADFRACTUREBUNDLE
 $N \leftarrow$ **fonction** : création d'un tableau trié de densités cumulées
 parcours de la propriétés de densité D
 $d_somme+ = D_i$

$c_fractures$: liste des centres de fractures $\leftarrow \emptyset$

Tant que $d_cumule[i] < d_somme$ **Faire**

Processus de Poisson \rightarrow générer la position des centres de fractures

ajouter points à $c_fractures$

$i++$

Fin Tant que

Pour tout points de $c_fracture[N]$ **Faire**

$dir, pend, L_f, l_f \leftarrow$ tirage aléatoire($Dir, Pend, L_f, l_f$)

$L_i, l_i \leftarrow$ calculer dimensions initiales(k, L_f, l_f)

$qf \leftarrow$ construire un objet QUADFRACTURE($dir, pend, L_i, l_i$)

ajouter qf à qfb

Fin Pour

Retourner $qfb[N]$

Fin

peut être comprise entre 10 à 50 % de la longueur des fractures (Scholz *et al.*, 1993; Vermilye et Scholz, 1998; Kim *et al.*, 2004). En conséquence, l'extension de la zone de processus R_{pz} doit être calculée à chaque pas de propagation ($i = 1 \rightarrow k$) en fonction de la taille courante des fractures L_i et d'un ratio $r = R_{pz}/L_i$. Ce ratio est un paramètre d'entrée fixé par l'utilisateur et peut-être défini par une valeur constante ou une loi de distribution pour ajouter un degré de variabilité.

- L'existence d'interactions entre fractures repose sur des considérations géométriques. Il y a interaction entre deux fractures si et seulement si il y a un recouvrement entre les zones de processus associées à chaque fracture. Dans ce cas, nous considérons qu'une fracture perturbe la direction du chemin de propagation de sa fracture voisine et réciproquement. L'algorithme développé calcule alors une nouvelle direction de propagation en fonction de l'inter-distance entre fractures et de leur taille respective.
- En l'absence d'interactions avec d'autres fractures, une fracture est considérée comme isolée et sa direction de propagation est contrôlée par le champ local de contraintes. En pratique, ce dernier est rarement connu, la fracture est alors simplement pro-

pagée dans sa direction actuelle. Cependant, il est doit être également possible de fournir en paramètre d'entrée un champ d'orientations locales défini par exemple à partir d'un indicateur sismique ou structural. Dans ce cas, la direction de propagation d'une fracture est contrainte par la valeur locale d'orientation.

- Les intersections entre fractures ou entre fractures et plans de stratification doivent être détectées au cours de la propagation des fractures. Différentes règles doivent permettre à l'utilisateur de définir le comportement d'une fracture au contact d'une autre discontinuité. Il peut s'agir par exemple d'une probabilité d'arrêt des fractures au contact d'autres discontinuités. Cette probabilité pourrait également tenir compte de la taille des fractures (une fracture plus grande a une plus faible probabilité de s'arrêter contre une fracture plus petite) ou de propriétés mécaniques des couches de part et d'autre d'un plan de stratification (§1.2.4).
- Le nombre de pas de propagation k est un paramètre d'entrée fixé par l'utilisateur. Le réseau de fractures final est obtenu lorsque chaque fracture a été propagée un nombre de fois égal à k , sous réserve de ne pas s'être arrêtée préalablement contre une autre fracture.

Par souci de clarté, nous considérons en premier lieu la propagation de réseaux de fractures bidimensionnels. Nous étendrons ensuite l'approche exposée ci-dessous à la propagation de fractures en 3D.

Après la phase d'initiation, chaque fracture est propagée itérativement un nombre de fois égal au nombre de pas de propagation k défini par l'utilisateur. A chaque pas de propagation, les fractures sont parcourues dans un ordre prédéfini. Nous avons envisagé deux possibilités pour définir cet ordre, à savoir un ordre purement aléatoire ou par taille décroissante des fractures. En pratique, nous avons privilégié la seconde option, car elle permet de mieux approximer le comportement réel des fractures. En effet, en propageant d'abord les fractures les plus grandes, nous introduisons virtuellement un taux de croissance différentiel des fractures au sein du réseau. L'extension de la zone processus augmente proportionnellement avec la longueur des fractures. Dès lors, les fractures les plus larges ont un impact plus important sur l'organisation finale du réseau de fractures, ce qui est en accord avec les processus d'interaction entre fractures décrits au paragraphe §1.2.3.

A chaque pas de propagation, les fractures sont parcourues dans l'ordre défini auparavant et leurs extrémités libres sont propagées par un incrément de longueur fixé L_i dont la valeur dépend de la taille initiale des fractures et du nombre de pas de propagation k (Eq. 2.11). La direction de propagation d'une extrémité libre de la fracture dépend quant à elle de l'existence ou non d'interactions avec les fractures voisines.

La figure 2.10 illustre la stratégie de construction du voisinage d'une fracture et le contrôle des interactions entre fractures. Pour chaque extrémité libre d'une fracture, l'espace de recherche est d'abord délimité par un plan orthogonal à la direction actuelle de propagation. Autrement dit, nous considérons uniquement les fractures situées entièrement ou en partie en face de ce plan comme potentiellement voisines de la fracture en cours de propagation. Les fractures situées dans l'espace de recherche sont ensuite parcourues pour vérifier s'il y a interaction ou non avec la fracture courante. Le critère d'interaction entre fractures repose sur des considérations géométriques relatives au recouvrement ou non des zones de processus associées aux fractures. En pratique, nous calculons la distance Euclidienne entre l'extrémité à propager et les fractures contenues dans l'espace de recherche. En notant respectivement f^{cur} la fracture en cours de propagation et f^i une fracture dans l'espace de recherche, nous définissons le critère d'interaction comme suit :

$$dist_E(p, q) \{ \mathbf{p} \in f^{cur}, \mathbf{q} \in f^i \} \leq R_{pz}^{f^{cur}} + R_{pz}^{f^i} \quad (2.13)$$

avec \mathbf{p} l'extrémité de f^{cur} à propager, \mathbf{q} le point de f^i le plus proche de f^{cur} et R_{pz} le rayon de la zone de processus associée à f^{cur} et f^i centrée respectivement sur \mathbf{p} et \mathbf{q} . Pour rappel, l'extension de la zone de processus R_{pz} est calculée en fonction de la taille courante de la fracture L_i et d'un ratio r défini en paramètre d'entrée par l'utilisateur : $R_{pz} = r \times L_i$.

Toutes les fractures f^i situées dans l'espace de recherche de la fracture f^{cur} qui vérifient ce critère d'interaction constituent le voisinage, noté \mathcal{G} , de f^{cur} . Dans le cas où \mathcal{G} est vide, l'extrémité \mathbf{p} de f^{cur} est simplement propagée dans la direction courante de propagation, autrement dit dans la direction définie au pas de propagation précédent. Il est également possible de fournir en paramètre d'entrée un champ d'orientation. Dans ce cas, la direction de propagation est déterminée d'après la valeur locale du champ d'orientation où se situe l'extrémité de la fracture à propager.

Si $\mathcal{G} \neq \emptyset$, nous déterminons une nouvelle direction de propagation $\vec{V}_{prop}(t_n)$ de l'extrémité de f^{cur} , en tenant compte de l'influence relative de chaque fracture $f^i \in \mathcal{G}$. L'impact d'une fracture sur la propagation de f^{cur} est pondéré en fonction de deux paramètres :

1. La distance Euclidienne ($dist_E(\mathbf{p}, \mathbf{q}) \{ \mathbf{p} \in f^{cur}, \mathbf{q} \in f^i \}$), c'est à dire que la contribution d'une fracture par rapport aux autres fractures voisines $f^i \in \mathcal{G}$ est d'autant plus élevée que \mathbf{p} et \mathbf{q} sont proches l'un de l'autre. En pratique, le poids relatif de chaque fracture, noté w_{dist}^i , de f^i est déterminé par krigeage des distances entre f^{cur} et chaque fracture f^i .
2. La taille des fractures, à savoir que nous considérons que l'impact d'une fracture est d'autant plus important que sa surface relative est grande. Nous associons un poids $w_{surf} = S_f^i / S_{tot}$ à chaque fracture de \mathcal{G} , avec S_{tot} la surface totale de fracture dans \mathcal{G} : $S_{tot} = \sum_{i=1}^n S_f$.

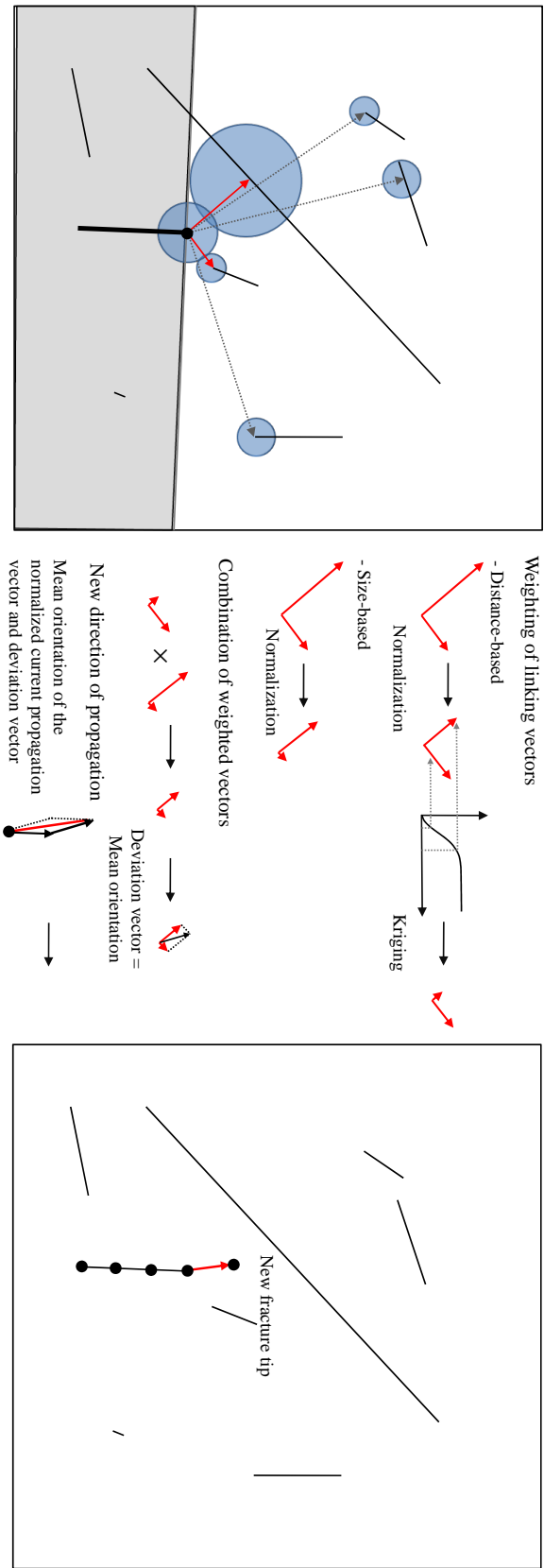


Fig. 2.10 – Illustration de la stratégie de recherche des interactions entre fractures (figure gauche) et du calcul de la direction de propagation (figure centre). La figure droite montre la nouvelle position de l'extrémité de la fracture propagée.

Nous calculons alors un vecteur de déviation par rapport à la direction de propagation $\vec{V}_{prop}(t_{n-1})$ calculée au pas de propagation précédent. En notant \vec{J}^i les différents vecteurs joignant l'extrémité \mathbf{p} à propager et les points \mathbf{q}^i situés sur les fractures $f^i \in \mathcal{G}$, l'orientation du vecteur de déviation $\vec{V}_{dev}(t_n)$ est donnée par l'orientation du vecteur résultant de la somme pondérée des vecteurs \vec{J}^i

$$\vec{V}_{dev}(t_n) = \sum_{i=1}^n w_{dist}^i \times w_{surf}^i \times \vec{J}^i \quad (2.14)$$

Après normalisation, le vecteur de propagation $\vec{V}_{prop}(t_{n-1})$ et le vecteur de déviation sont sommés pour obtenir la direction de propagation de l'extrémité de f^{cur} à propager :

$$\vec{V}_{prop}(t_n) = \vec{V}_{prop}(t_{n-1}) + \vec{V}_{dev}(t_n) \quad (2.15)$$

La connaissance de cette direction et de l'incrément de longueur permet de définir la nouvelle position de l'extrémité de f^{cur} : $\mathbf{p}_n(x, y, z) = L_i \times \vec{V}_{prop}(t_n)$. Ces calculs sont répétés pour chaque extrémité libre de f^{cur} , c'est à dire pour les extrémités qui ne sont pas arrêtées sur d'autres discontinuités. Pour un réseau de fractures bidimensionnelles, le nombre d'extrémités à propager à chaque pas de propagation est donc au maximum égal à deux. Après chaque pas de propagation, nous contrôlons si cette fracture intersecte une autre discontinuité. Le comportement de la fracture au contact d'une autre discontinuité est défini par une probabilité d'arrêt. Par exemple, si cette probabilité vaut 1, l'extrémité de la fracture qui intersecte une discontinuité est simplement projetée sur cette discontinuité et sa propagation est arrêtée. Inversement, une probabilité d'arrêt égale à 0 signifie que toutes les fractures continuent leur propagation même en cas d'intersection avec d'autres discontinuités. Enfin, des valeurs intermédiaires de cette probabilité contrôlent la proportion de fractures qui s'arrêtent au contact d'autres discontinuités.

En trois dimensions, les processus de propagation et de terminaison sont similaires. Cependant, le nombre d'extrémités libres est de 4 après la phase d'initiation du réseau. Les extrémités sont propagées à la fois latéralement et verticalement. Les coins de la surface quadrangulée sont également propagés. Le nombre d'extrémités à propager augmente donc à chaque pas de propagation.

L'ensemble de ces opérations est appliqué à chaque pas de propagation à toutes les fractures composant le réseau initial. Les fractures se développent progressivement et interagissent entre elles. Le réseau de fractures obtenu peut-être suivant les cas composé de fractures isolées ayant atteint leur taille finale et/ou de fractures dont la trajectoire est influencée par leur voisinage, ce qui se traduit par des fractures convergeant l'une vers l'autre et éventuellement se connectant en réponse aux mécanismes d'interaction entre fractures.

2.2.4 Exemples

La figure 2.11 compare les résultats obtenus par une approche booléenne classique et par initiation et propagation pseudo-génétique des fractures. Les fractures sont distribuées aléatoirement avec la même densité mais suivant des directions initiales différentes. Dans le cas d'une approche booléenne, les fractures sont directement obtenues dans leur état final. Comparativement, les réseaux de fractures générés par propagation se rapprochent visuellement plus de réseaux de fractures naturelles. Dans ces exemples, la connectivité des réseaux pseudo-génétique est similaire ou plus élevée que celle des réseaux booléens. Pour l'exemple (a) de la figure 2.11, la direction des fractures est aléatoire entre 0 et 360° ce qui favorise les contacts entre fractures. Dans ce cas il n'y a pas de différences significatives entre la connectivité des deux types de réseaux de fractures. Cependant, la plupart des réseaux de fractures se caractérisent par une direction préférentielle d'alignement des fractures en fonction des contraintes tectoniques régionales. Dans ce cas, le nombre de contacts entre fractures dans les réseaux pseudo-génétiques est toujours plus élevé que dans les réseaux booléens du fait de la prise en compte des interactions entre fractures. Il en résulte des chemins d'écoulement connectés qui s'étendent sur une plus grande distance.

Les figures 2.12 et 2.13 illustrent deux exemples de réseaux de fractures 3D dans lesquels les fractures sont propagées à la fois latéralement et verticalement. Le paramétrage de l'approche pseudo-génétique défini par l'utilisateur influence la structure finale des réseaux de fractures générés.

La figure 2.12 illustre la simulation d'un corridor de fracture. Les différences entre les réseaux de fractures (Figures 2.12.b & 2.12.e) soulignent l'impact de la taille de la zone de processus. L'influence de la zone de processus est définie dans le paramétrage de la méthode par un ratio entre l'extension de la zone de processus et la longueur des fractures $r = R_{pz}/L_i$. Un ratio élevé favorise les interactions entre fractures et donc la connectivité globale du réseau de fractures (Figure 2.14).

La figure 2.13 présente un réseau de fractures simulé dans un milieu stratifié. Ici, la densité de fractures fixée par l'utilisateur est inversement proportionnelle à l'épaisseur des couches. Le nombre de fractures initiées est plus élevé dans les couches les plus fines.

Deux paramètres de simulation supplémentaires influencent la géométrie des réseaux de fractures, à savoir : (a) le mode de terminaison entre fractures (Figure 2.15) et (b) l'angle de déviation maximum par rapport à la direction de propagation (Figure 2.16). Le mode de terminaison des fractures peut être exclusif, autrement dit, la propagation des fractures est soit toujours terminée dès lors qu'elles intersectent une autre fracture, soit poursuivie. L'utilisateur peut également définir une probabilité d'arrêt des fractures qui se traduit au final par une proportion de fracture s'arrêtant au contact des fractures et d'autres continuant leur propagation. Le type de contact entre fractures influence directement la connectivité des réseaux générés, le mode de contact "traversant" favorisant le nombre d'intersections entre fractures.

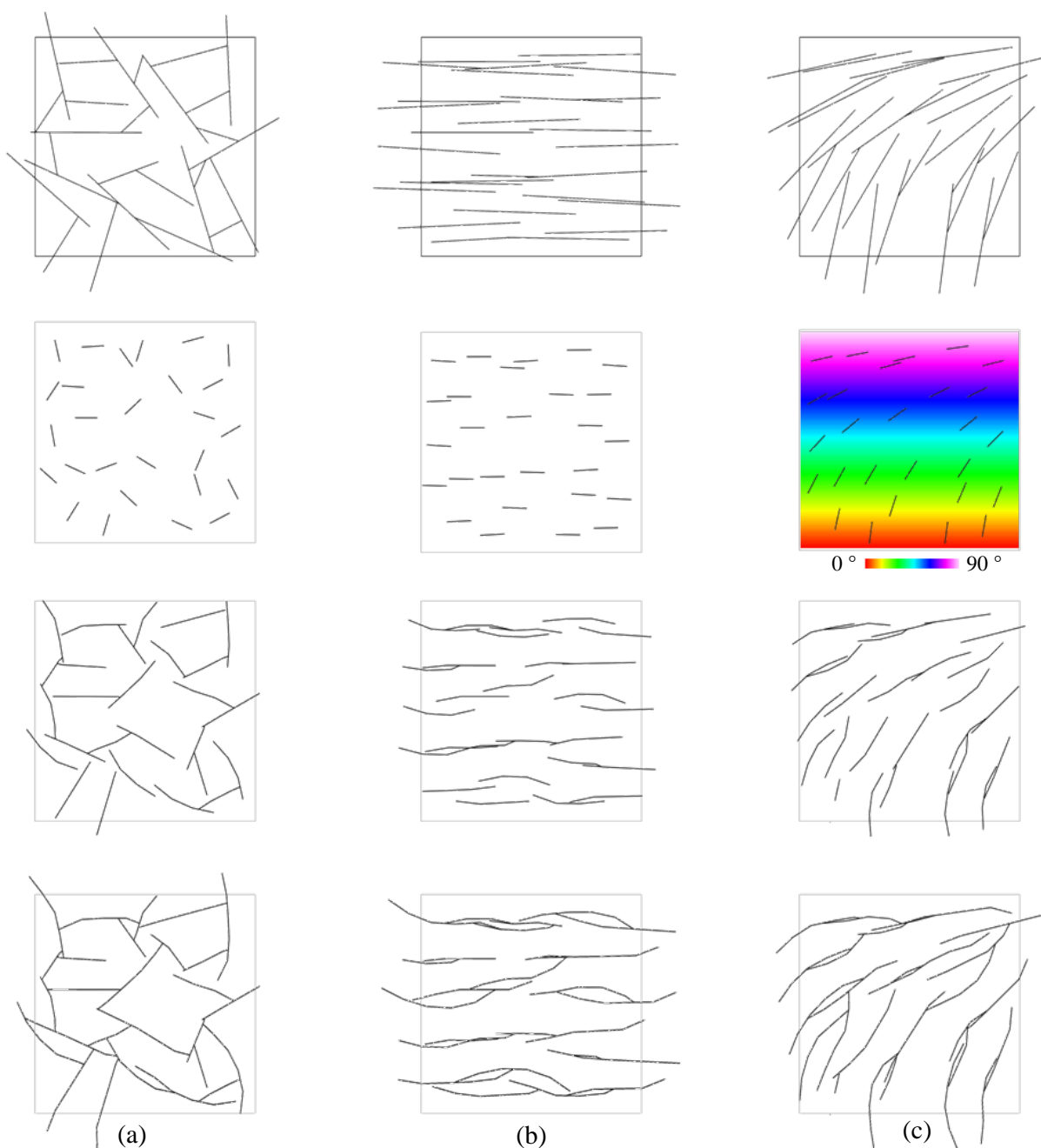


Fig. 2.11 – La première rangée de modèles correspond à des réseaux de fractures simulés suivant une approche booléenne classique, chaque fracture est directement générée dans son état final. Les modèles suivants montrent l’initiation des germes de fractures suivant, (a) direction aléatoire, (b) direction préférentielle d’alignement et (c) direction contrainte par un champ d’orientation. Les rangées suivantes montrent la géométrie des fractures après deux pas de propagation successifs.

L'angle entre la direction de propagation courante d'une fracture et la nouvelle direction de propagation suite à une interaction avec une autre fracture est au maximum de 45 degrés. Dans ce cas, les fractures présente des changements de direction abrupts peu réalistes. La variation de direction de propagation peut-etre controlée par la définition d'un angle maximum de déviation par rapport à la direction de propagation des fractures. Du point de vue de la connectivité du réseaux, des angles de déviation élevés favorisent les contacts entre fractures mais potentiellement au détriment du réalisme géologique. Les exemples présentés illustrent l'application de la méthodologie développée et le type de réseaux de fractures générés. Une étude exhaustive de l'influence des paramètres de simulation reste à entreprendre pour évaluer quantitativement l'influence des différents paramètres sur la connectivité des réseaux de fractures autant d'un point de vue statique que dynamique.

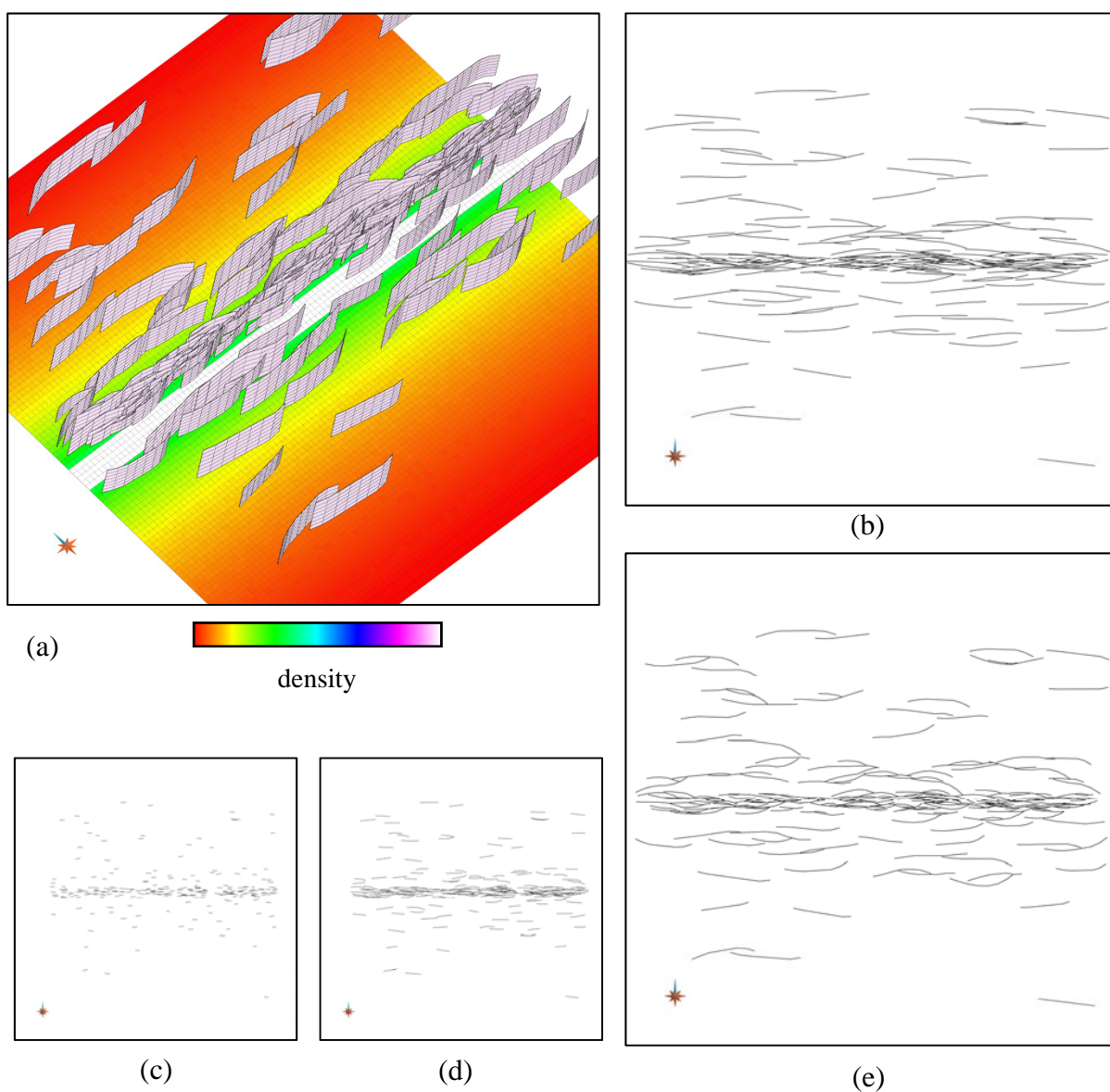


Fig. 2.12 – Vue 3D (a) et 2D (b-e) d'un exemple de corridor de fractures. Les figures (c-e) montrent plusieurs pas de propagation successifs. Les paramètres de simulation de l'exemple (b) et de l'exemple (c-e) sont identiques, à l'exception du ratio entre l'extension de la zone de processus et la longueur des fractures $r = R_{pz}/L_i$. Dans l'exemple (c-e) ce ratio est deux fois plus grand. Par conséquent la distance à partir de laquelle les fractures commencent à interagir est plus grande, ce qui se traduit par des trajectoires plus curvilinéaires et un nombre d'intersections entre fractures plus élevé.

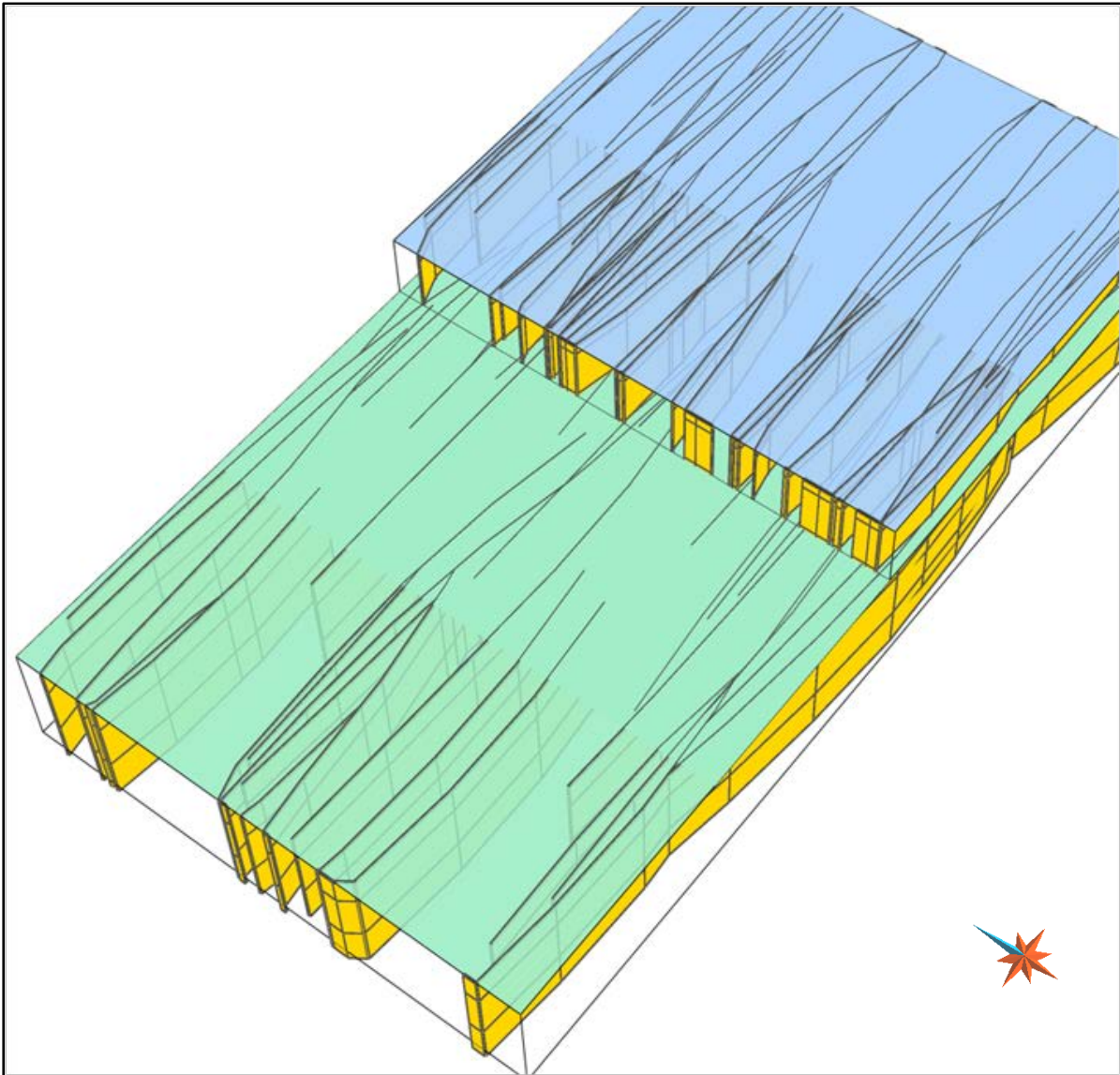


Fig. 2.13 – Exemple 3D de réseaux de fractures dont la densité est fonction de l'épaisseur des couches.

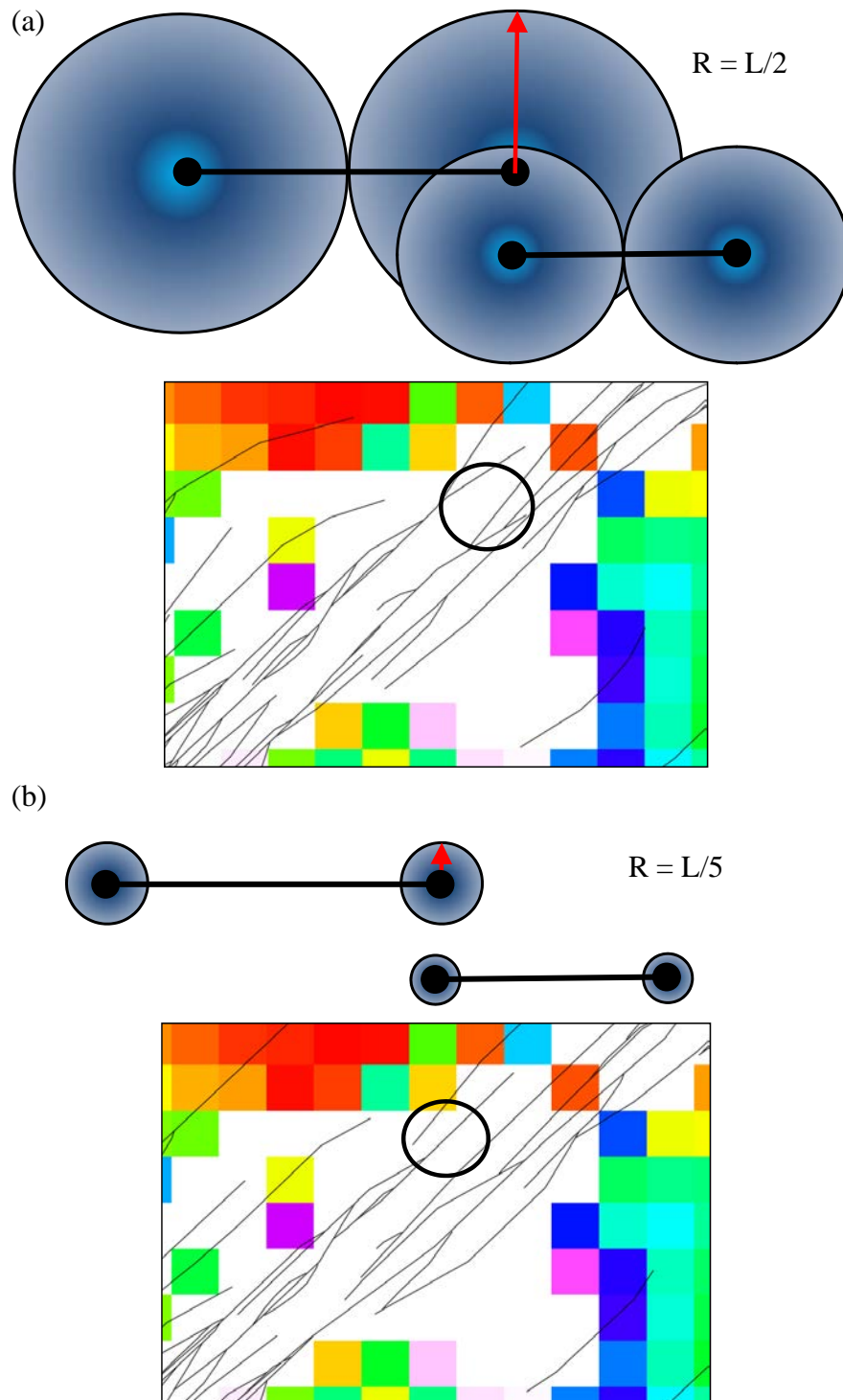


Fig. 2.14 – Un ratio entre taille de la zone de processus et taille des fractures élevé favorise les interactions entre fractures et donc la connectivité globale du réseau.

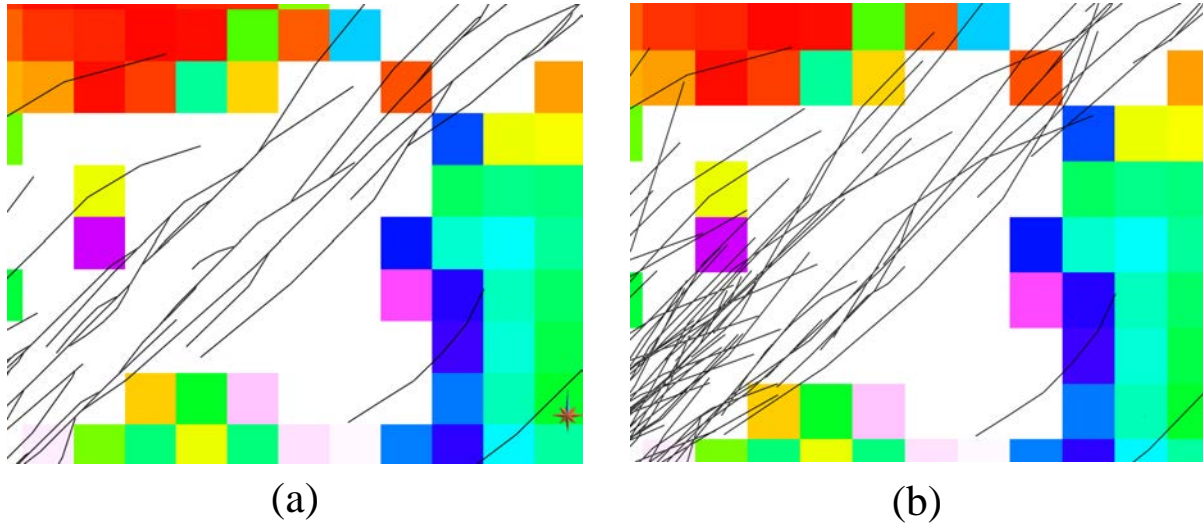


Fig. 2.15 – Influence du type de contact entre fractures. Les intersections entre fractures de type “traversant” augmentent le nombre de contacts entre fractures et donc la connectivité globale du réseau.

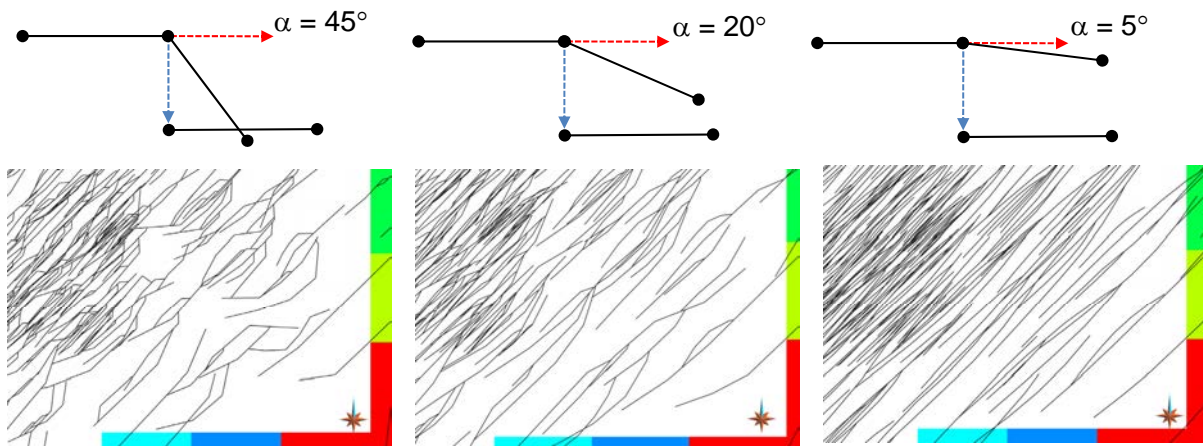


Fig. 2.16 – Influence de la magnitude de l'angle maximum de déviation au cours de la propagation des fractures.

Conclusion & Perspectives

La problématique des réservoirs naturellement fracturés a suscité de nombreux travaux ces dernières décennies et reste un thème d'actualité. L'intérêt pour ce type de réservoir découle notamment de leur abondance, tous les réservoirs sont fracturés de manière plus ou moins intense et l'impact souvent significatif des fractures sur les processus physiques (écoulement fluide, transfert de chaleur, etc.), et donc sur la gestion des réservoirs fracturés, est aujourd'hui largement reconnu. L'étude de ce type de réservoir sollicite une approche multidisciplinaire, depuis l'acquisition des données jusqu'à la simulation et la calibration des écoulements. Tout au long de cette chaîne de modélisation, il est nécessaire de développer des outils adaptés aux particularités des réservoirs fracturés.

Dans ces travaux de thèse, nous nous sommes concentrés sur la modélisation numérique tridimensionnelle de réseau de fractures. Le manque de données directes et la complexité des réservoirs fracturés encouragent une approche stochastique qui offre l'avantage de générer plusieurs modèles tout en respectant des données d'origines et échelles diverses. La multiplicité des solutions ainsi générées favorise l'analyse des incertitudes et leur prise en compte dans le cadre d'une démarche inverse visant à conditionner un modèle géologique aux données dynamiques disponibles. Cependant, les techniques géostatistiques classiques manquent souvent de réalisme géologique. La simulation du processus physique de la fracturation produit des modèles détaillés, géologiquement et mécaniquement réalistes, mais le temps de calcul, le conditionnement aux données et les incertitudes sur les paramètres d'entrée, limitent considérablement leur application en pratique.

Dans ce contexte, nous avons proposé une approche pseudo-génétique qui simule le développement d'un réseau de fractures. Cependant, la résolution des équations différentielles qui gouvernent la croissance des fractures est remplacée par des règles heuristiques qui imitent ce processus. Pour cela, nous avons découplé la simulation du réseau en une phase d'initiation et une phase de propagation. L'initiation des fractures repose sur une méthode booléenne classique, ce qui permet de conserver la flexibilité qu'offre ce type de méthode en terme de respect des données d'entrée, telles que la densité de fractures et leur orientation. La contribution du processus booléen est néanmoins limitée à la génération d'un état initial du réseau. A ce stade, le mécanisme d'interaction entre zones d'ombre et entre fractures peut-être pris en compte, ce qui se traduit par un espacement minimum entre fractures comme observé usuellement dans les milieux stratifiés. La phase de propa-

gation du réseau autorise la prise en compte des interactions entre zones de processus des fractures au cours de leur propagation et lorsqu'elles entrent en contact avec d'autres discontinuités. Pour cela, nous avons remplacé le calcul de la perturbation des contraintes en pointe de fracture par des considérations géométriques. Cette approximation de l'extension des zones de processus permet de détecter les interactions potentielles entre fractures et de simuler leurs effets sur la trajectoires des fractures. En conséquence, les fractures ne sont plus nécessairement planaires et les interactions entre zones de processus se traduisent par des fractures convergeant les unes vers les autres et se connectant.

Un des avantages majeur de cette approche est que les réseaux de fractures ainsi obtenus exposent une organisation dont les caractéristiques sont semblables à celles des réseaux de fractures naturelles observés sur le terrain ou générés par expérimentation analogique et numérique. D'autre part, l'utilisation de cette approche peut s'envisager pour n'importe quels systèmes de fractures et à différentes échelles, les mécanismes d'interaction entre discontinuités structurales étant similaires à l'échelle des microfractures comme des failles.

Au-delà du réalisme géologique des réseaux générés, cette approche est également prometteuse pour mieux appréhender les propriétés hydrodynamiques des réseaux de fractures. Il a été démontré que les écoulements au sein d'un réseau de fractures naturelles étaient systématiquement plus importants que ceux obtenus à partir d'un réseau statistiquement équivalent généré par une simulation booléenne classique (Odling et Webman, 1991). Ceci s'explique notamment par la difficulté à reproduire correctement les contacts entre fractures, conduisant à une sous-estimation de la longueur des chemins d'écoulement et donc de la connectivité du réseau. Dans notre approche, les mécanismes d'interaction favorisent la convergence des fractures l'une vers l'autre, ce qui engendre un nombre de contacts entre fractures plus élevé que ceux obtenus par une approche classique. On peut donc s'attendre à ce que les propriétés hydrodynamiques du réseau en termes de connectivité soient mieux capturées.

Les travaux menés ont permis de formaliser et d'implémenter les concepts de cette approche. Il demeure néanmoins que les possibilités de cette méthode, son application à un cas d'étude réel et l'analyse des résultats obtenus restent à explorer. Plusieurs axes d'amélioration et de développement peuvent être envisagés.

Premièrement, par souci de généralité, nous avons considéré directement le problème de propagation tridimensionnelle des fractures, les extrémités libres sont propagées à la fois latéralement et verticalement. La principale difficulté de cette technique réside dans la gestion des intersections entre fractures en cours de propagation. La position et les dimensions des fractures étant variables, les contacts entre fractures sont le plus souvent partiels. Dans ce cas nous avons fait le choix de soit arrêter la propagation de la fracture dès qu'elle entre en contact avec une autre fracture, soit de la laisser continuer sa propagation. Nous n'avons pas considéré la possibilité de stopper la propagation de la partie de la fracture en contact avec une autre, tout en laissant les autres extrémités

libres se propager. D'autre part, le nombre d'extrémités à propager augmente à chaque pas de propagation. Le nombre d'opérations de recherche d'intersections à effectuer devient donc rapidement prohibitif en termes de temps de calcul. Ceci limite l'utilisation de cette approche à quelques milliers de fractures avec 2 à 3 pas de propagation au maximum pour rester dans l'ordre de quelques minutes de temps de calcul sur un PC standard. Ce temps de calcul pourrait être significativement réduit en optimisant le processus d'intersection entre fractures, par exemple en mettant en place une structure d'arbre octal qui permettrait une recherche plus rapide des fractures recoupant potentiellement la fracture considérée. Il pourrait s'avérer également intéressant d'optimiser cette méthode pour les milieux stratifiés au détriment de la généralité à tous types d'environnement. Dans un milieu stratifié, la hauteur des fractures pourrait être directement contrainte par l'épaisseur des couches tout en veillant à conserver la possibilité de générer des fractures traversant plusieurs couches par l'intermédiaire d'une probabilité. Les fractures ne seraient donc plus propagées verticalement mais uniquement latéralement. Le nombre d'extrémités à propager resterait constant à chaque pas de propagation, soit au maximum quatre extrémités libres. Le temps de calcul s'en trouverait considérablement réduit et permettrait de considérer un nombre plus important de pas de propagation.

Il serait également intéressant de tester la validité de notre approche pseudo-génétique en confrontant les caractéristiques géométriques de réseaux de fractures générés d'après des statistiques équivalentes à celles d'un réseau de fractures naturelles observé sur le terrain ou généré numériquement par une approche basée processus. Dans un second temps, la reproduction des caractéristiques observées pourrait être comparée entre une approche pseudo-génétique et une approche booléenne classique pour justifier l'intérêt d'intégrer plus de processus dans la simulation stochastique de réseaux de fractures. D'autre part, une étude de sensibilité pourrait être entreprise pour préciser les relations entre les paramètres d'entrée de cette approche, telle que l'extension de la zone de processus et son impact sur la connectivité du réseau. Ceci suggère au préalable de définir un indicateur quantitatif de la connectivité d'un réseau de fractures, ce qui reste à ce jour loin d'être trivial et constitue également une voie de recherche.

Un réseau de fractures explicite, aussi réaliste soit-il, est de peu d'intérêt s'il ne peut être intégré au sein d'un simulateur d'écoulement. Dans ce cadre, nous suggérons que la structure de type graphe et la détermination de propriétés équivalentes de fractures développée par Vitel (2007) pourraient être modifiées pour accommoder les objets fractures générés par notre approche.

Pour conclure, un dernier point intéressant à soulever concerne l'intégration des données dynamiques disponibles. Le comportement hydrodynamique du réseau de fractures réel pourrait servir à identifier les réseaux de fractures simulés les plus cohérents et préciser leurs paramètres. Une approche inverse efficace devrait être développée dans ce but. La connectivité des fractures au sein du réseau est susceptible d'exercer un contrôle prédominant sur les écoulements fluides. Aussi, nous suggérons que la possibilité de générer

des réseaux de fractures de connectivité sensiblement variables, par exemple en modifiant l'extension de la zone de processus, autrement dit la distance à partir de laquelle les fractures commencent à interagir, pourrait servir de paramètres de calibration aux données dynamiques tout en respectant les données et contraintes d'entrée.

Deuxième partie

Les Réseaux Karstiques

Chapitre 3

Introduction aux karsts et à leur modélisation géométrique

Sommaire

3.1	Origine et développement des réseaux karstiques	93
3.1.1	Origine et morphologie des conduits karstiques	93
3.1.2	Développement et morphologie des réseaux karstiques . . .	95
3.2	Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de réseaux karstiques	97

Les karsts résultent de la dissolution de la roche par des eaux naturelles, météoriques et/ou hydrothermales, le long de chemins d'écoulement préférentiels constitués par les discontinuités structurales telles que les fractures et les plans de stratification. Le processus de dissolution entraîne l'élargissement de ces discontinuités et le développement d'un réseau de conduits et cavités interconnectés qui s'organisent progressivement de manière hiérarchique, similaire à celle d'un réseau hydrographique. Les roches carbonatées, calcaires et dolomies, sont de loin les plus exposées aux processus de karstification. Dans certaines conditions géochimiques, les formations évaporitiques constituées de gypse ou d'anhydrite peuvent également être affectées par des phénomènes karstiques. D'après [Ford et Williams \(2007\)](#), les carbonates occupent 15 à 20% de la surface de la terre et la plupart des affleurements carbonatés de même qu'une large proportion des carbonates en sub-surface ont été karstifiés au cours des temps géologiques. Nous nous limiterons ici aux karsts dans les roches carbonatées car ces dernières représentent des enjeux considérables pour l'exploitation et la gestion des ressources d'eaux souterraines ou d'hydrocarbures.

Les roches karstifiées sont caractérisées par une hétérogénéité spatiale extrême due à la présence d'un réseau de vides au sein d'une matrice rocheuse fracturée. Les conduits karstiques perturbent le comportement hydraulique d'un aquifère ou d'un réservoir en agissant comme chemins d'écoulement préférentiels tandis que la matrice et les fractures emmagasinent les fluides et alimentent le réseau karstique. L'extension d'un réseau karstique

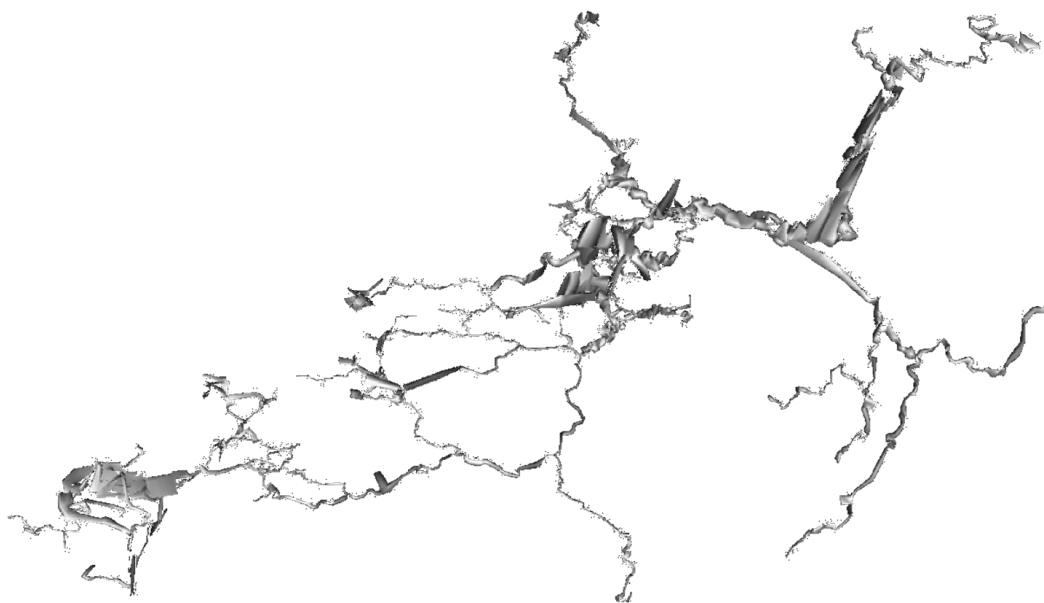


Fig. 3.1 – Le relevé topographique de ce réseau karstique (Lehman cave, USA) illustre la complexité et l’hétérogénéité spatiale des réseaux karstique, image de <http://www.caves.org>.

et son organisation spatiale sont extrêmement variable d’un réseau karstique à un autre. De même, au sein d’un réseau, la distribution spatiale des conduits et leurs géométries peuvent être très complexe et localement variable (Figure 3.1).

A cause de cette complexité, il est difficile de caractériser un aquifère ou un réservoir karstifié et de prévoir son comportement dynamique. Un des problèmes majeur est de déterminer la position des conduits et leur géométrie. Pour les même raisons que dans le cadre de la problématique des fractures, une approche déterministe n’est pas envisageable pour répondre à ce problème. Les incertitudes sur les paramètres qui contrôlent le développement d’un réseau karstique et le temps de calcul limiteraient leur application pratique. Une approche stochastique est donc préférable, notamment pour fournir plusieurs modèles alternatifs et permettre la gestion des incertitudes. Cependant, la simulation de la géométrie 3D de réseaux karstiques tout en respectant des données d’entrée est une tâche difficile et les techniques géostatistiques actuelles échouent à reproduire la complexité et la connectivité de ces structures.

Dans cette partie nous présentons une approche pseudo-génétique qui vise à générer des modèles 3D réalistes de réseaux karstiques. Dans un premier temps nous décrivons succinctement les processus qui contrôlent la genèse et le développement des réseaux karstiques et leurs caractéristiques morphologiques. Dans un second temps, nous introduisons la méthodologie développée pou la modélisation pseudo-génétique de réseaux karstiques.

Pour finir, nous intégrons dans cette partie trois articles publiés ou soumis dans le cadre de ces recherches sur la modélisation des phénomènes karstiques.

3.1 Origine et développement des réseaux karstiques

Nous nous concentrons ici sur les karsts épigéniques (Palmer, 1991a), c'est à dire sur les karsts résultant de la dissolution de formations carbonatées par des eaux d'origine météorique. Ce type de karst est le plus commun et représente environ 90% des systèmes karstiques de sub-surface (Loucks, 1999a). Nous n'abordons pas les processus relatifs à la formation des karsts suite à la circulation d'eaux d'origine hydrothermale. Ci-dessous nous distinguons le développement des conduits individuels et le développement du réseau karstique lui-même.

3.1.1 Origine et morphologie des conduits karstiques

La création et le développement des conduits karstiques sont contrôlés par deux facteurs majeurs, le premier relève de la cinétique du processus de dissolution et le second des chemins d'écoulements. La cinétique de la dissolution résulte de la combinaison de plusieurs facteurs dont le climat, la minéralogie, la concentration en CO_2 , et les interactions avec d'autres éléments dissous. Les carbonates ($CaCO_3$) sont mis en solution lorsque les eaux météoriques sont acidifiées par la présence de CO_2 dissous. La réaction globale décrivant le processus de dissolution des carbonates est la suivante :



Les conditions climatiques qui influencent cette réaction : la quantité d'eau qui entre en contact avec la roche, la température ou encore la pression partielle en CO_2 de l'atmosphère, sont donc des facteurs primordiales de la dissolution des carbonates (Dreybrodt et Gabrovsek, 2002). Une combinaison favorable de ces facteurs est indispensable pour amorcer le processus de karstification. Par contre, même si ces facteurs sont susceptibles de varier tant spatialement que dans le temps, ils n'ont qu'un impact de second ordre sur la géométrie finale du réseau karstique dans une formation carbonatée donnée. A l'inverse, il existe des variations importantes des débits d'écoulement au sein d'une matrice fracturée, et ce sont ces hétérogénéités qui exercent le principal contrôle sur l'évolution des chemins d'écoulement en conduits karstiques.

D'après Palmer (1991a) 99% des conduits karstiques sont initiés le long de plans de fracture ou de stratification. Il apparaît néanmoins qu'un petit nombre seulement de ces discontinuités évoluent en conduits karstiques. Le processus de karstification est donc sélectif, élargissant uniquement les discontinuités les plus favorables. A un stade précoce, les fractures sont étroites et l'eau est dispersée le long de nombreux chemins d'écoulement,

chacun d'entre eux avec son propre gradient hydraulique, son ouverture, longueur et débit moyens. L'influence de ces facteurs a été investiguée par expérimentation et modélisation numérique (Palmer, 1991a, 2003; Dreybrodt et Gabrovsek, 2003a) et a permis de préciser leurs effets sur le développement des conduits karstiques :

- Il existe une forte interdépendance entre le débit Q et l'ouverture initiale w des fractures comme le souligne l'équation de Hagen-Poiseuille :

$$Q = \frac{w^3 b \gamma}{12 \mu} \left(\frac{dh}{dL} \right) \quad (3.2)$$

avec b la longueur de la fracture, γ la densité de l'eau, μ la viscosité dynamique de l'eau et dh/dL le gradient hydraulique. Certaines études de terrain (Palmer (2003) et références incluses) suggèrent qu'une ouverture minimale, de l'ordre de quelques micromètres, est nécessaire pour amorcer l'émergence de conduits karstiques. Cependant, cette valeur dépend du gradient hydraulique, de la distance d'écoulement, de la chimie de l'eau et de sa capacité à maintenir son agressivité au cours du temps. L'ouverture minimale d'une fracture ne peut donc être considérée comme une valeur fixe, mais plutôt dépendante des conditions locales. Parmi le réseau de discontinuités, ce sont les plus larges qui présentent les conditions les plus propices pour atteindre les dimensions de conduits karstiques (5 à 10 mm). A partir de ces ouvertures le débit augmente et les écoulements deviennent turbulents. Cette combinaison permet de maintenir l'agressivité chimique de l'eau et donc favorise l'élargissement du conduit le long du chemin d'écoulement.

- Les chemins d'écoulement les plus courts ont tendance à se développer plus rapidement car le taux de dissolution diminue avec la distance en réponse à l'augmentation de la concentration en carbonate dissous dans l'eau. Si la longueur totale d'un conduit précoce devient suffisamment large de façon à maintenir l'agressivité de l'eau le long du conduit, il y a alors une transition vers une dissolution rapide le long du conduit. La figure 3.2 montre le taux d'élargissement moyen dans une fracture plane en fonction du débit et de la longueur de la fracture. La première partie de la courbe correspond à la phase de dissolution lente qui est principalement contrôlée par la quantité de calcaire déjà dissoute, et la partie horizontale représente la dissolution rapide principalement contrôlée par la cinétique de la dissolution.
- L'existence et le maintien d'un gradient hydraulique suffisant est indispensable pour assurer la croissance effective d'un réseau karstique.

D'un point de vue géométrique, la forme des conduits est variable, les conduits peuvent être linéaire, anguleux ou sinueux. Leur taille est également très variables, de quelques millimètres à quelques dizaines de mètres (Curl, 1986; Ford et Williams, 2007). Des données collectées dans 4 réseaux karstiques parmi les plus larges aux Etats-Unis (Loucks, 1999a) ont montrées que des conduits de largeur supérieure à 10 mètres étaient relative-

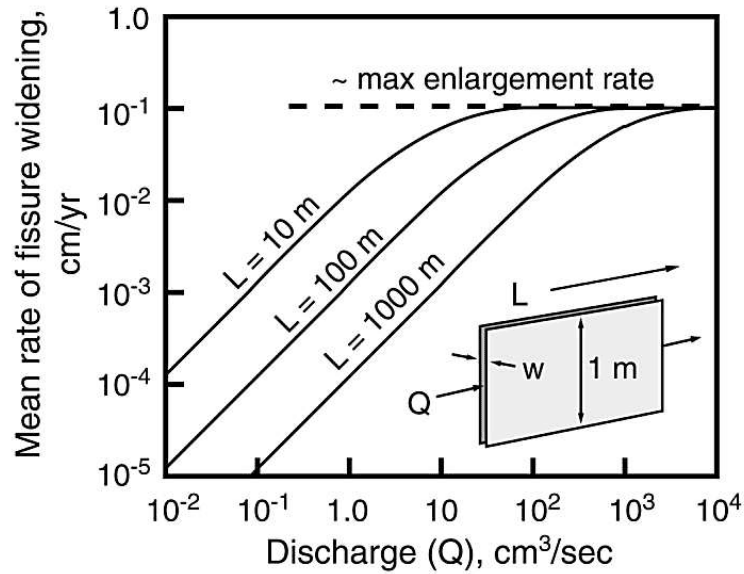


Fig. 3.2 – Taux d’élargissement moyen d’une fracture idéalisée en fonction du débit et de la longueur de fracture, d’après Palmer (1991a).

ment rare (1%) et indiquent un diamètre médian aux alentours de 2 mètres en considérant uniquement les conduits accessibles à l’homme. La largeur des conduits est limitée par les contraintes mécaniques qui s’exercent sur le toit du conduit et notamment par l’épaisseur des couches (White, 1988; Ford et Williams, 2007).

Pour résumer, l’initiation et le développement de conduits karstiques sont favorisés par la présence de fractures larges situées dans des couches épaisses, des chemins d’écoulement courts, des débits élevés et un gradient hydraulique significatif. Ces informations sont importantes car dans une perspective de modélisation, elles peuvent aider à contraindre la distribution et la géométrie possible des conduits karstiques.

3.1.2 Développement et morphologie des réseaux karstiques

Les réseaux karstiques sont constitués d’un ensemble de conduits karstiques. Ils forment un réseau de vides tridimensionnels complexe, généralement organisé suivant un schéma dendritique dans lequel des conduits affluents se rejoignent pour composer des conduits moins nombreux mais plus large vers l’aval du réseau. L’examen de la géométrie des réseaux karstique fournit des informations sur leur origine. A partir d’une base de donnée regroupant environ 500 réseaux karstiques, Palmer (1991a) identifie deux facteurs majeurs qui exercent un contrôle sur l’organisation spatiale des karsts :

- le type de porosité : intergranulaire, porosité liée au plan de stratification ou aux failles et fractures

		TYPE OF RECHARGE									
		VIA KARST DEPRESSIONS		DIFFUSE		HYPOGENIC					
		SINKHOLES (LIMITED DISCHARGE FLUCTUATION)	SINKING STREAMS (GREAT DISCHARGE FLUCTUATION)	THROUGH SANDSTONE	INTO POROUS SOLUBLE ROCK	DISSOLUTION BY ACIDS OF DEEP-SEATED SOURCE OR BY COOLING OF THERMAL WATER					
DOMINANT TYPE OF POROSITY		BRANCHWORKS (USUALLY SEVERAL LEVELS) & SINGLE PASSAGES		SINGLE PASSAGES AND CRUDE BRANCHWORKS, USUALLY WITH THE FOLLOWING FEATURES SUPERIMPOSED:		MOST CAVES ENLARGED FURTHER BY RECHARGE FROM OTHER SOURCES		MOST CAVES FORMED BY MIXING AT DEPTH			
DOMINANT TYPE OF POROSITY	FRACTURES	ANGULAR PASSAGES	FISSURES, IRREGULAR NETWORKS	FISSURES, NETWORKS	ISOLATED FISSURES AND RUDIMENTARY NETWORKS	NETWORKS, SINGLE PASSAGES, FISSURES					
	BEDDING PARTINGS	CURVILINEAR PASSAGES	ANASTOMOSES, ANASTOMOTIC MAZES	PROFILE: SHAFT AND CANYON COMPLEXES, INTERSTRATAL SOLUTION	SPONGEWORK		RAMIFORM CAVES, RARE SINGLE-PASSAGE AND ANASTOMOTIC CAVES				
	INTERGRANULAR	RUDIMENTARY BRANCHWORKS	SPONGEWORK	PROFILE: sandstone	RUDIMENTARY SPONGEWORK	SPONGEWORK		RAMIFORM & SPONGEWORK CAVES			

Fig. 3.3 – Types de morphologie des réseaux karstique en fonction du type de porosité et de recharge, d’après Palmer (1991a).

- le type de recharge du réseau : diffuse, localisée dans des dépressions karstiques, hydrothermale

En fonction de ces deux critères, Palmer (1991a) définit 5 types de morphologies karstiques (Figure 3.3). D’après leur fréquence pondérée par leur longueur, il conclut que les réseaux de type ramifiés (*branchwork*) et anastomosés (*anastomotic*) représentent environ 90% des karsts et résultent de processus de sub-surface (réseaux épigéniques). Les réseaux caractérisés par des connections angulaires entre conduits sont majoritaires. Dans ce cas, ce sont les fractures qui constituent le principal guide structural des conduits, tandis que les connections curvilinéaires apparaissent suivant les plans de stratification. La plupart des réseaux présentent ces deux types de morphologie. Les réseaux irréguliers ou anastomosés se développent préférentiellement à l’aval du système de conduits où des gradients hydrauliques importants favorisent le développement rapide de cavités.

Le type de porosité et le type de recharge agissent principalement à une échelle locale. Selon citetBaka2005, deux facteurs de plus agissant à l’échelle du réseau doivent être pris en compte :

- l’importance du gradient hydraulique, c’est à dire la différence d’altitude entre la source et l’exutoire du réseau

- la relation entre la direction du gradient hydraulique et la direction des plans de drainage

Lorsque les directions du gradient hydraulique et des plans de drainage coïncident, un développement linéaire du réseau suivant la direction de sa longueur plutôt que sa largeur est favorisé. Inversement, lorsque les deux directions sont orthogonales, le réseau a tendance à s'élargir et à former de nombreuses boucles et affluents. Un gradient hydraulique élevé promeut un développement linéaire du réseau tandis qu'un gradient faible favorise des géométries plus complexes.

3.2 Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de réseaux karstiques

Les aquifères et réservoirs karstifiés sont particulièrement difficiles à modéliser à cause des hétérogénéités spatiales induites par la présence des conduits et cavités dans une matrice fracturée. Une première approche consiste à modéliser la physique du processus de dissolution des carbonates (Annable, 2003; Dreybrodt et Gabrovsek, 2003a; Kaufmann, 2003; Kovacs, 2003; Liedl *et al.*, 2003). Ce type d'approche se heurte à la reconstruction des conditions environnementales et géologiques qui ont contrôlé la formation du réseau karstique. D'autre part, le conditionnement des données et observations actuelles n'est pas assuré et n'est pas envisageable dans le cadre d'une démarche inverse à cause des temps de calcul prohibitifs.

Dans ce contexte, nous proposons une approche pseudo-génétique de modélisation des karsts qui reproduit de manière simplifiée les processus physiques d'initiation et de développement de réseaux karstique. Cette approche combine à la fois des méthodes stochastiques de type objet et pixels avec des règles heuristiques pour générer des modèles réalistes de réseaux karstiques qui respectent les données et les observations disponibles. L'idée générale repose sur l'extraction de chemins préférentiels d'écoulement à partir d'un modèle géologique détaillé de la structure (failles, horizons, fractures) et des propriétés pétrophysiques. Lors de la recherche des chemins d'écoulement, divers types de données et contraintes peuvent être prises en compte, tels que les points d'entrée et de sortie du réseau karstique des observations sur la présence ou non de conduits, la position du niveau de la nappe phréatique ou encore diverses contraintes sur la structure spatiale du réseau (ramifié, anastomosé, etc.). La forme des conduits est ensuite simulée en combinant un champ de distance calculé par rapport aux chemins d'écoulement et une simulation de type pixel d'un seuil de distance aléatoire. Les modèles résultant reproduisent efficacement à la fois l'organisation spatiale d'un réseau karstique et la géométrie des conduits.

Les chapitres suivant détaillent le développement et la mise en œuvre de cette approche. La combinaison d'un modèle objet avec un champ aléatoire permettant de gérer

des géométries complexes peut s'appliquer à d'autres objets que les karsts. Cette approche générale que nous avons dénommée ODSim (Object Distance Simulation) est décrite dans le chapitre. Le chapitre suivant spécifie la mise en oeuvre de l'approche ODSim pour la modélisation de réseaux karstiques. Le dernier chapitre illustre un exemple d'application sur un cas d'étude réel.

Chapitre 4

ODSIM : An Object-Distance Simulation method for Conditioning Complex Natural Structures

abstract Stochastic simulation of categorical objects is traditionally achieved either with object-based or pixel-based methods. Whereas object-based modeling provides realistic results but raises data conditioning problems, pixel-based modeling provides exact data conditioning but may lose some features of the simulated objects such as connectivity. We suggest a hybrid dual-scale approach to combine both shape realism and strict data conditioning. The procedure combines the distance transform to a skeleton object representing coarse-scale structures, plus a classical pixel-based random field and threshold representing fine-scale features. This object-distance simulation method (ODSIM), uses a perturbed distance to objects, and is particularly appropriate for modeling structures related to faults or fractures such as karsts, late dolomitized rocks and mineralized veins. We demonstrate this method to simulate dolomite geometry and discuss strategies to apply this method more generally to simulate binary shapes².

²This chapter was published as : Henrion, V. and Caumon, G. and Cherpeau, N. (2010). ODSIM : An Object-Distance Simulation method for Conditioning Complex Natural Structures. *Mathematical Geosciences* Vol.42, Number 8, p. 911-924.

4.1 Introduction

Stochastic simulation is commonly used in various geoscience fields for modeling subsurface heterogeneity. Stochastic simulations aim at generating multiple (equiprobable) numerical models, termed *realizations*, which reproduce the heterogeneity expected in the reality while honoring available data (Haldorsen et Damsleth, 1990). The heterogeneity model being reproduced is typically described either by a variogram (e.g. Deutsch, 1998; Goovaerts, 1997; Chilès et Delfiner, 1999), a training image (Strebelle, 2002; Arpat et Caers, 2007) or a parametric object model (Deutsch et Wang, 1996b; Holden et al., 1998; Viseur, 2004; Allard et al., 2006). These methods do not explicitly make assumptions or try to reproduce geological processes, for data conditioning would then make stochastic simulation impractical. However, subsurface petrophysical properties are generally controlled by genetic constraints (e.g., crystallization, sedimentary processes), followed by secondary transformations (e.g. structural events, diagenesis, hydrothermal alteration). While the stochastic simulation of sedimentary rocks has been widely studied, heterogeneities due to later processes have received less attention (Labourdette et al., 2007; Boisvert et al., 2008), except for fractures (Gringarten, 1998b; Srivastava et al., 2004). The main motivation of this work is therefore to propose a general method to account for late underground processes affecting rock features. Therefore, we suggest modeling the geometry of geological bodies which result from geological processes occurring in relation to pre-existing objects. This is the case for instance in hydrothermal-related ore deposits, caves and paleocaves, dolomitized formations. For this, we propose combining an object-based representation of pre-existing rock features and a stochastically perturbed Euclidean distance transform. After providing more details about this object-distance Simulation method (ODSIM, Section 4.2), we present a typical application to a hydrothermal dolomite formation (Section 4.3.1). The ODSIM method is also applicable to other contexts, as demonstrated in Section 4.2.4 by the generation of a micro-scale porous medium and of meandering channels in Section 4.3.2.

4.2 The ODSIM Approach

4.2.1 Approach Overview

Figure 4.1 illustrates on a simple example the principles of the ODSIM methodology. The simulation procedure first calls for one or multiple object models considered as the skeleton of the geological body to be simulated (Section 4.2.2).

The idea of using skeleton object as been also introduced by ? to reconstruct 2D channels from channel centerlines and multiple point statistics. The skeleton in Figure 4.1 is a single line embedded in a 3D Cartesian grid. The ODSIM method then computes the Euclidean distance transform to this skeleton, resulting in a 3D distance field (Section

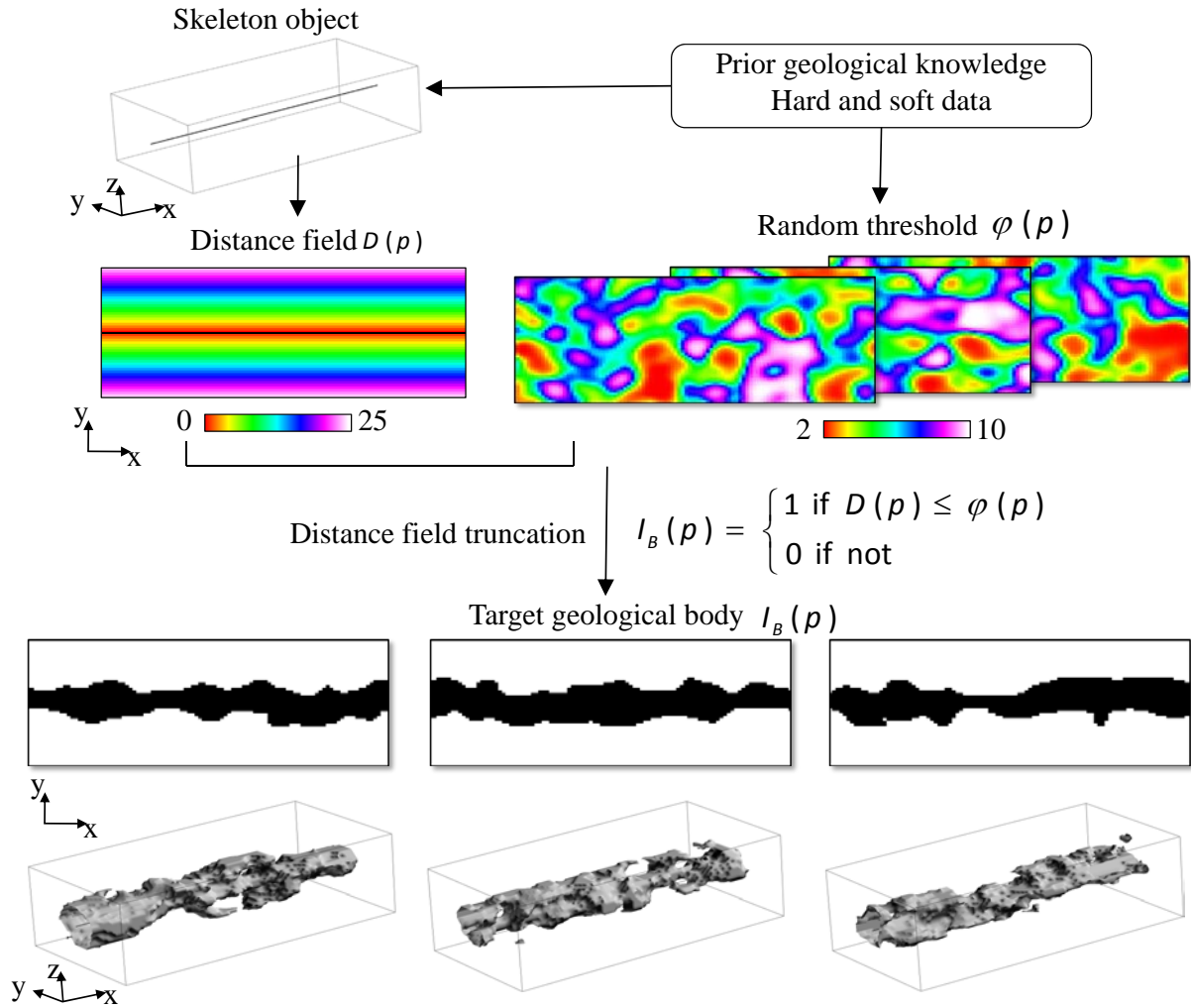


Fig. 4.1 – Workflow for object distance simulation. For one realization of a skeleton object (Section 4.2.2), its related distance field $D(p)$ (Section 4.2.3) is computed and truncated by a random threshold $\varphi(p)$ (Section 4.2.4) to obtain an indicator property of the target geological body $I_B(p)$.

4.2.3). The latter can be viewed as a potential field, i.e., the probability to be in the geological body decreases when moving away from the skeleton. A spatially correlated random field (threshold) is then stochastically simulated to perturb the distance field. The simulated body is obtained by thresholding the difference of the distance and the random field. The random field is simulated imposing various spatial parameters (probability density function –pdf– and variogram) to control the extension and sinuosity of the geological bodies (Section 4.2.4). Despite the simplicity of this approach, it can be used to generate very different object shapes by appropriately choosing the skeleton object and random field features. Conditioning to well data is obtained by iterative Gibbs sampling

with inequality constraints in order to preserve both the spatial structure and histogram of the random field (Section 4.2.5).

4.2.2 Definition of the skeleton object

Applying ODSIM relies on a first stage of generating a skeleton object consistent with the target spatial phenomenon and representing first-order spatial features. For some modeling problems, the “nature” of the skeleton object may be very intuitive. For instance, post-depositional structures as karst conduits, mineralization veins or dolomitization usually originate along fractures or faults which act as preferential flow paths and hence favor rock transformations. In this case, the skeleton object may simply consist of 3D polygons or free-form surfaces. To give just a few more examples, the skeleton object for simulating 2D channels could consist of sinusoidal center lines, or a set of 3D points or sphere to generate pore-scale models. Once the characteristics of the skeleton have been determined, various approaches may be examined to generate effectively the skeleton object. It may be defined in a deterministic fashion, or obtained from object-based simulation. For example, regarding the simulation of fracture-related zones, fracture or fault objects may originate from geological mapping based on aerial photograph, outcrop, or subsurface interpretation from seismic images. When poorly constrained by observations, fracture networks may also be generated using object-based simulation. Object-based methods may simulate diverse types of shapes to account for prior geological knowledge. Moreover, locally varying density and orientation may be used to constrain respectively the local number of objects and their orientation. Attraction or repulsion rules may also be implemented in order to account for interaction between objects. To ensure proper conditioning of the geological bodies to observation data, spatial trends can be used during object-based skeleton simulation so that approximate conditioning is achieved (Stoyan *et al.*, 1995a; Lantuéjoul, 2002). Also, simulated skeleton objects may be filtered before applying further steps of ODSIM. For instance graphs of connectivity may be used to select only connected paths of skeleton objects. This selection step can be used to filter object-based simulation results and mimic selective processes such as dissolution of carbonate rocks around favorable fractures when modeling cave geometry (Henrion *et al.*, 2008). It may also be used to rapidly account for dynamic data, as proposed by (Renard *et Caers*, 2008) in the context of pixel-based simulation.

For a new modeling problem, several questions come up to apply ODSIM : can the target geological body be reduced to a skeleton object ? Can realistic geometries be reproduced when randomly truncating the skeleton related distance field ? What is the sensitivity of the final results to the skeleton object ? In following sections we describe strategies to construct skeleton objects for simulating different problems such as dolomite body, microporous medium and channels. In other applications, these questions should be addressed on a case-by-case basis.

4.2.3 Euclidean distance field

Reproducing geometry of geological features around the skeleton relies on the knowledge of the distance to the object. Let S denote the set of objects constituting the skeleton object embedded in a grid G . A Euclidean distance field associated to each point $\mathbf{p} = [p_x p_y p_z]^T$ of G is the Euclidean distance from that point to the closest point $\mathbf{q} = [q_x q_y q_z]^T$ belonging to any object of S :

$$D(\mathbf{p}) = \min\{dist_E(\mathbf{p}, \mathbf{q}), \mathbf{p} \in G, \mathbf{q} \in S\} \quad (4.1)$$

where the function $dist_E$ is the distance between \mathbf{p} and \mathbf{q} given a Euclidean metric:

$$dist_E(\mathbf{p}, \mathbf{q}) = \sqrt{(p_x - q_x)^2 + (p_y - q_y)^2 + (p_z - q_z)^2} \quad (4.2)$$

A review of techniques to compute 3D distance field is proposed by Jones *et al.* (2006). In this work, we compute the 3D Euclidean distance transform on a Cartesian grid with the algorithm introduced by Saito et Toriwaki (1994) and implemented by Ledez (2003a). This efficient, linear complexity algorithm simply rasterizes the skeleton objects, then computes the distance field by traversing the grid six times, twice along each axis.

After this step, the explicit representation of the skeleton object is defined implicitly as the iso-value 0 (denoted S_0) of the distance field D on grid G :

$$S_0 = \mathbf{p} \in G \mid D(\mathbf{p}) = 0 \quad (4.3)$$

This distance field can also be used as constraint for defining geological features. Typically, the probability for a point to be in a geological body decreases when moving away from the skeleton object and becomes null beyond a given distance threshold. Therefore, an iso-value $\varphi \neq 0$ of the distance field D may be used to extract the coarse-scale envelope of the geological bodies to generate. These objects are identified by a binary categorical property I_B defined for each point \mathbf{p} of grid G :

$$I_B(\mathbf{p}) = \begin{cases} 1 & \text{if } D(\mathbf{p}) \leq \varphi \\ 0 & \text{if not} \end{cases} \quad (4.4)$$

Note that the computation of the distance field is not restricted to an Euclidean metric. We show for instance in section 4.2.5 how anisotropic distances can be used to further introduce trends into the generated models.

4.2.4 Stochastic perturbation of distance field

Using a constant distance threshold φ to extract geological object generates extremely smooth objects, and does not easily allow for conditioning to observation data. More rea-

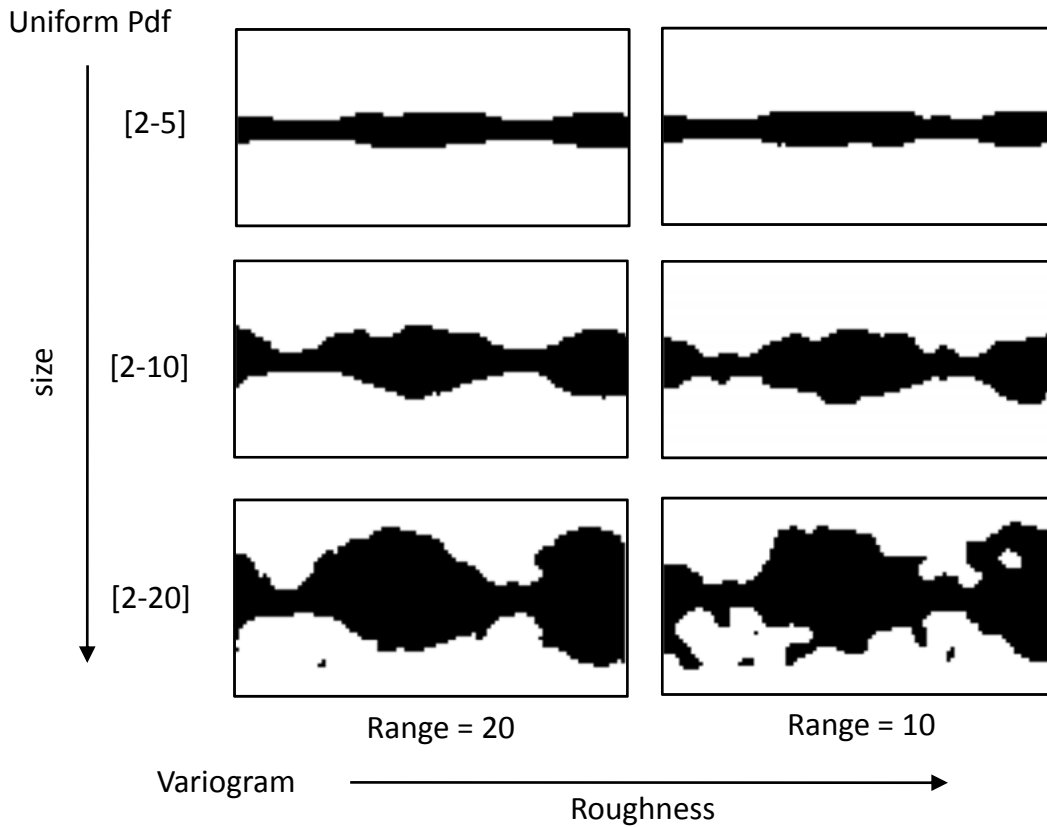


Fig. 4.2 – Influence of model parameters (same example as Figure 4.1)

listic geometries of geological bodies may be obtained by simulating a spatially correlated random field $\varphi(\mathbf{p})$ acting as a distance threshold in the grid G . Therefore, Equation (4.4) is modified as follows to add fine-scale variability to the coarse-scale object :

$$I_B(\mathbf{p}) = \begin{cases} 1 & \text{if } D(\mathbf{p}) \leq \varphi(\mathbf{p}) \\ 0 & \text{if not} \end{cases} \quad (4.5)$$

The threshold $\varphi(\mathbf{p})$ may be generated using Sequential Gaussian Simulation (Deutsch, 1998), or other stochastic simulation methods (Emery et Lantuéjoul, 2006; Journel, 1994; Yao, 1998). The probability density function (pdf) of the simulated threshold values and its variogram model provide controls on the geometric features of the simulated geological bodies.

The definition of model parameters (e.g. facies proportion, object density, variogram, selection of a training image, etc.) is a key process for all geostatistical algorithms. Provided that the skeleton object is readily obtained, a user applying ODSIM needs to define a distribution model and variogram model to inform random field simulations. The distribution model of threshold values controls the size of the features, while the parameters

of the variogram model, principal ranges and principal directions, control respectively the sinuosity and the orientation of the final features around the skeleton (Figure 4.2).

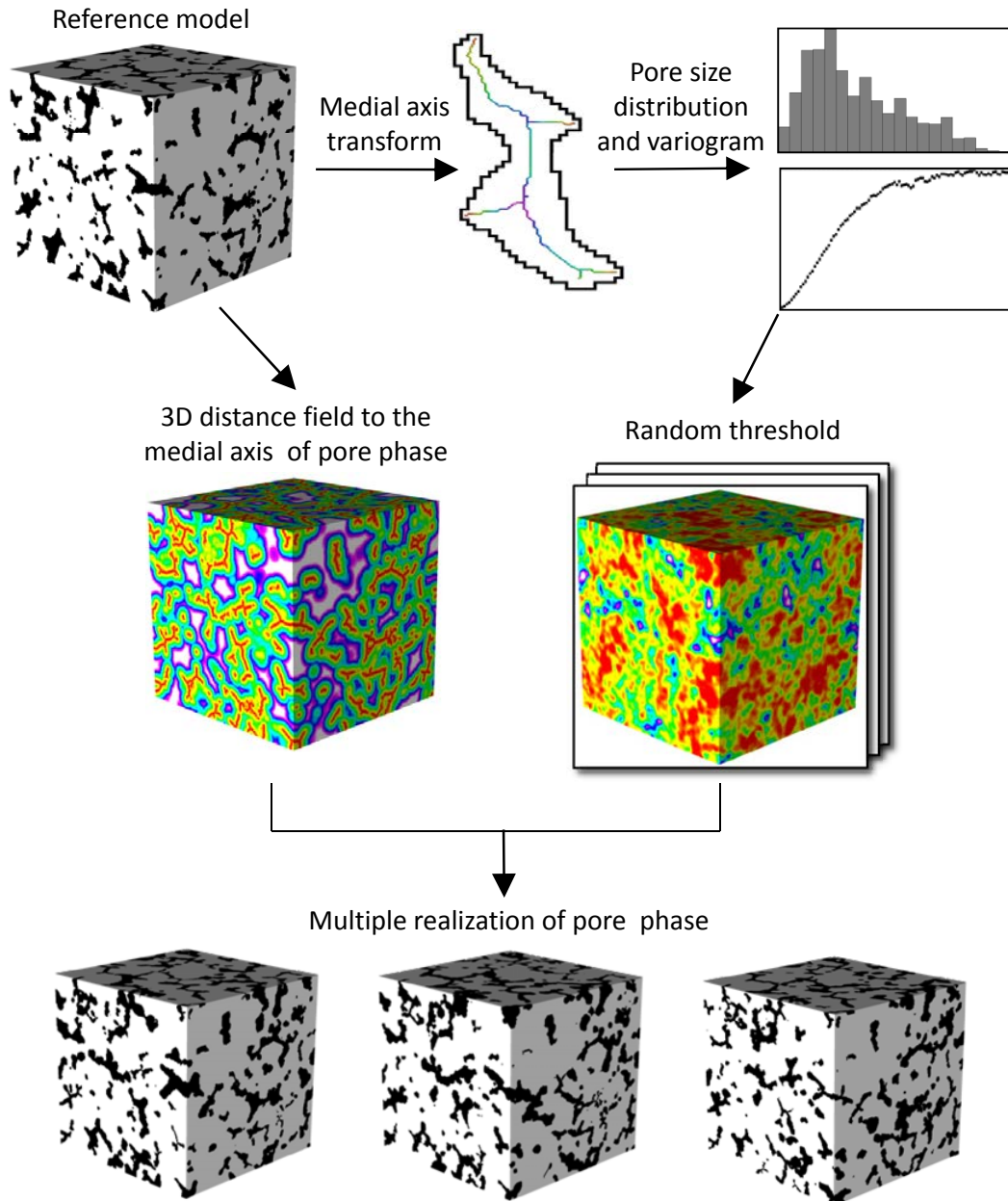


Fig. 4.3 – From a reference pore model, statistics about pore size distribution and spatial continuity is approximated based on the medial axis of the pores present in the training image. These statistics are then used to simulate random threshold fields. The final pore realizations are obtained by truncating the distance field to the medial axis of the reference pore model.

Hence, the choice of model parameters should consider the geometrical characteristics of the target spatial phenomenon. However, in most cases, neither the true feature geometry nor their spatial distribution can be observed or described with certainty at locations of relevance. Consequently, the application of geostatistical methods often requires a priori geological knowledge to define the extension, shapes and distribution of the target geological features. From expert knowledge, actual measurements on analog systems or physically-based models, there are two possible approaches to incorporate a priori geological knowledge when applying ODSIM : (a) well-log data and seismic survey may provide information about object distribution and geometry and then relate object parameters from prior geological knowledge to actual subsurface objects (Caers, 2005). This approach is not specific to ODSIM and is commonly applied for other geostatistical methods. (b) the second approach consists in directly inferring the model parameters from a training image that represent geometrical/geological features deemed representative of the target pattern (Strebelle, 2002; Journel, 2006). In that case, computation of the medial axis of the target features present in the training image provides insights about the skeleton object characteristics. Parameters of the random field may also be obtained from the distance between the medial axis and object boundaries : the histogram and variogram of this distance provide the global statistics to be used for generating the threshold random field. This is illustrated in figure 4.3 where the medial axis of a reference pore-scale model has been computed to obtained the distribution and variogram model of the local width of pore phase. This statistics has then been used to generate the random threshold field and produce multiple realizations of porous medium all different in details but sharing the same statistics as the reference model.

4.2.5 Conditioning to well data

4.2.5.1 Hard data conditioning

Realizations honoring point observations are obtained when the simulated random threshold field is higher than or equal to (resp. lower than) the distance value where feature presence are observed (resp. absent). Stochastic simulation easily accounts for scalar values, so the main point of data conditioning is to find some possible scalar threshold value at each binary observation data point (Figure 4.4), hence to run a simulation under inequality constraints (Dubrule et Kostov, 1986). Let I_F denote a categorical variable indicating the presence ($I_B(\mathbf{p}) = 1$) or the absence ($I_B(\mathbf{p}) = 0$) of geological body, and $D(\mathbf{p})$ the distance value at data location \mathbf{p} . Then, the scalar threshold $\varphi(\mathbf{p})$ to be considered during simulation is constrained by :

$$\varphi(\mathbf{p}) \in \begin{cases} [D(\mathbf{p}), max] & \text{if } I_B(\mathbf{p}) = 1 \\ [min, D(\mathbf{p})[& \text{if } I_B(\mathbf{p}) = 0 \end{cases} \quad (4.6)$$

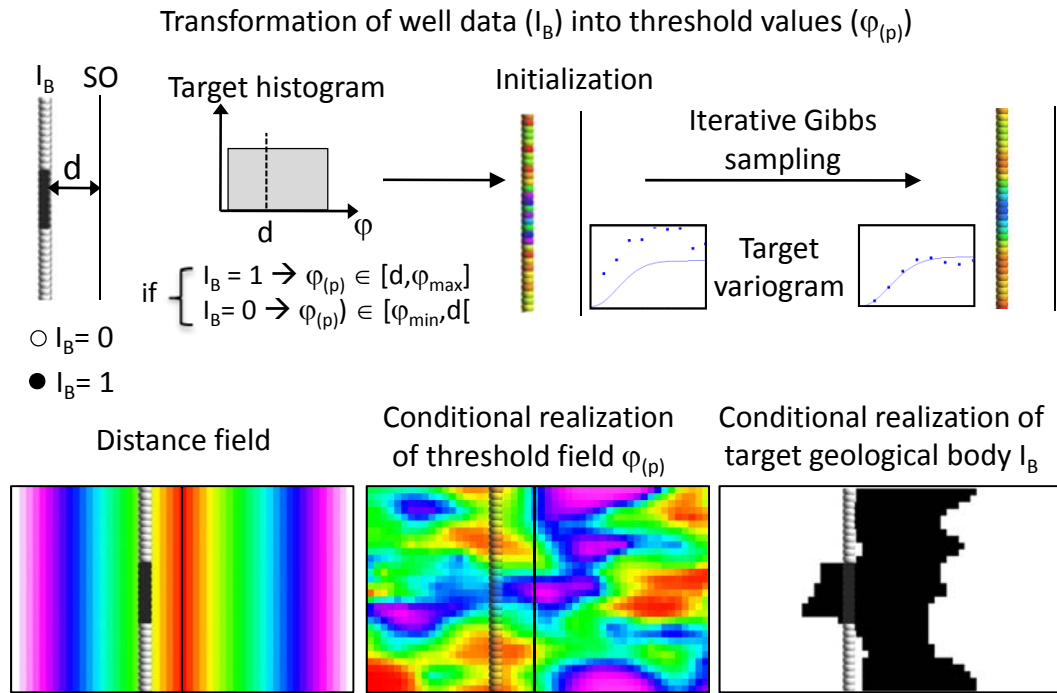


Fig. 4.4 – Workflow for data conditioning. The indicator property $I_{B(P)}$ is transformed into threshold values φ_p according to the target distribution and variogram model. These threshold values are then used to condition the SGS.

This data transformation should honor the spatial covariance model to be used during threshold simulation. For this, we use the method introduced by [Freulon et de Fouquet \(1993\)](#) for conditioning a Gaussian random field with inequalities. It consists in an iterative algorithm based on the Gibbs sampler ([Geman et Geman, 1984](#)) :

1. The data are transformed into threshold values verifying Equation (4.6) by Monte-Carlo sampling from the input threshold pdf. During this initialization stage, the spatial correlation is ignored since values are simulated independently one from another.
2. The initial threshold values are iteratively modified until the desired spatial correlation is reached. During an iteration step, each data location is visited in random order, and the current threshold is replaced by a value sampled from its conditional distribution estimated by simple kriging of neighboring data. A standardization procedure forces the threshold value to remain in the desired interval.

This method is known to be sometimes slow and convergence may be difficult to reach. Note however, that the transformation may be applied only once and only on the observations whose number is generally far smaller than the number of grid cells to be simulated. We have run this transformation on a set of hundred wells sampled from a reference boolean model. Each wells is vertical and composed of 40 observations. For this case,

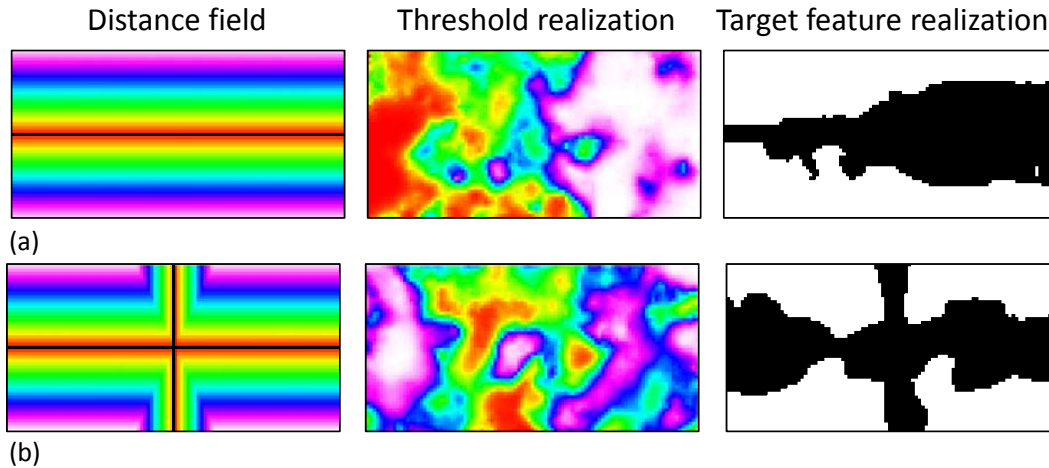


Fig. 4.5 – A, spatial trend in the object size has been introduced by specifying a locally variable mean, B, an anisotropic distance has been used to obtain objects with smaller (resp. greater) widths in the vertical direction (resp. horizontal direction).

convergence to the variogram model was obtained after approximately 25 iterations and in less time than one minute on a 2.8Ghz, 2GB RAM desktop PC. More details on the mathematics and convergence rate of the Gibbs sampler are given by [Freulon et de Fouquet \(1993\)](#). Once well data have been transformed into continuous values, the full-field simulation can be done by a direct method such as sequential Gaussian simulation or spectral simulation ([Yao, 1998](#)).

4.2.5.2 Soft data conditioning

In addition to hard data conditioning, the method allows for integrating soft constraints. For instance, spatial trend in object size or orientation may be accommodated in the random threshold field by specifying a locally variable mean. This is illustrated in [Figure 4.5A](#) where the threshold has been simulated with local mean increasing towards the right of the image. Note also that the distance field need not be Euclidean, but may account for anisotropy or locally variable metric tensor. In [Figure 4.5B](#) such anisotropic distance has been computed to induce different object sizes.

4.2.6 Postprocessing

As shown in [Figure 4.6](#), regions disconnected from the main geological bodies may results from the ODSIM method. This especially occurs when the sinuosity of the simulated body is high, i.e., when the threshold field is simulated with short variogram range as compared to the distance field. Such disconnected features may be unrealistic with regard to the parent geological processes, for instance involving the propagation of

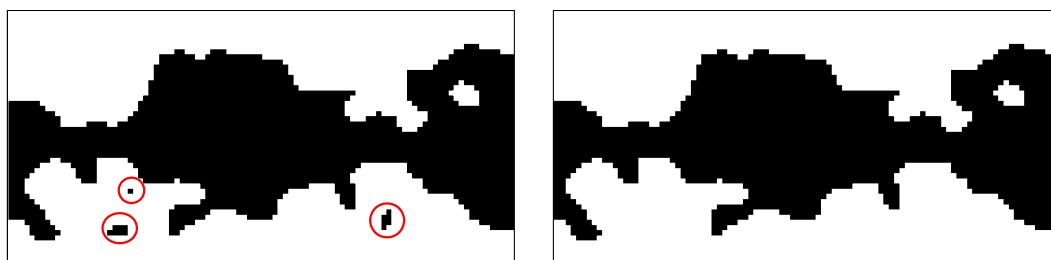


Fig. 4.6 – Post processing

a reactive front. As there are no easy direct way to avoid these features, we suggest to filter out of small isolated bodies deemed unrealistic. This can be performed using image processing techniques (Serra, 1988). Note however that this is done at the expense of the target proportion. A more complex cleaning routine could be used by iteratively removing disconnected component and branching or expanding others to keep the target proportion (Favilene, 2009).

4.3 Examples

4.3.1 Simulating hydrothermal dolomites

The purpose of this example is to produce realistic images of dolomite bodies with plume-like geometry. Most dolomites are regarded as replacement of pre-existing limestone. Dolomitizing fluids migrate along faults and diffuse laterally into adjacent limestone following fractures and more permeable strata (Davies et Smith, 2006, and references therein). We used a synthetic example consisting in a Cartesian grid of $150 \times 100 \times 60$ voxels and a vertical fault crossing the zone. Two different sets of horizontal planes were simulated by a marked Poisson point process (Stoyan et al., 1995a). Together with the main fault, these planes constitute the initial skeleton object model (Fig. 4.7A). The corresponding distance field is shown in Figure 4.7B and random threshold in Figure 4.7C. Finally the truncation of the distance field with the random threshold given Eq.(4.5) generates binary images of dolomite bodies (Fig. 4.7D). The iso-surface of the dolomite bodies colored with depth values is displayed in Figure 4.7E. The latter illustrates the variety of shapes and sizes that can be generated with ODSIM while preserving the global connectivity of the simulated body.

4.3.2 Simulating channels

The purpose of this example is to improve the conditioning of hard data when simulating channels with object-based simulations. Indeed, it is well known that the conditioning of local data by random objects can be difficult with boolean object-based algorithms. In

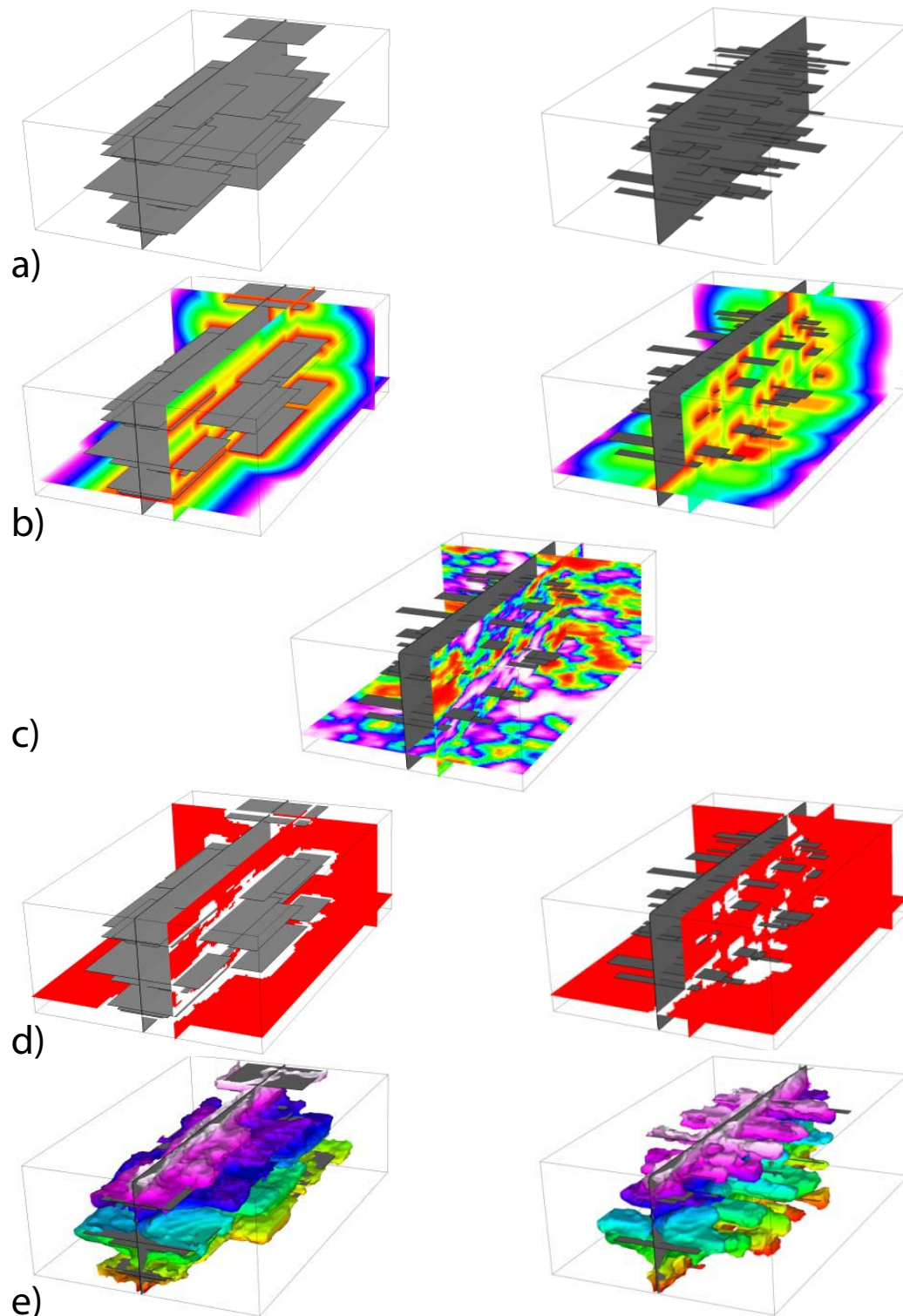


Fig. 4.7 – A, two different initial discrete object model, B, object-related distance field, C, random threshold, D, binary images of the dolomite bodies, and E, iso-surfaces of the dolomite bodies painted with depth values for better visualization

figure 4.8A, channels have been simulated using FluvSim (Deutsch et Wang, 1996b). Data which are not honored are highlighted by the red arrows. For each realization we extracted the medials axis of channels to constitute the skeleton object (Fig.4.8b) and perform OD-SIM in a similar way as described for porous models (Fig.4.3). Using the iterative Gibbs sampling described in Section 4.2.5, binary data are transformed into threshold values according to the target histogram (channels width) and variogram (channel sinuosity). Finally, channel realizations are obtained by truncating the distance field by the conditional threshold. As a result, we can see in Figure 4.8 modification of the channels where data were initially not honored. Note however that this procedure does not ensure exact conditioning. This comes from the incompatibility between the location of some data, the input channel configuration and the target histogram. Indeed, to ensure channel conditioning (resp. non channels conditioning) the distance between a point on the skeleton object and the data point must not exceed the minimal value (resp. the maximal value) of the threshold histogram. In the upper part of the channel realization (Fig. 4.8D) a channel observation has not been honored because the distance of this point to the closest point on the skeleton object is not in the histogram range. A solution to this problem would be to use some approximate conditioning of channels when running object-based simulation to force an object to be further or closer to an observation point than a given distance, i.e. relaxing their global conditioning to data. The benefit of such an approximate conditioning would be the performance of the simulated annealing/birth-death process which are reputedly slow in the presence of dense data.

4.4 Conclusion

We have proposed a dual-scale geostatistical simulation method, whereby first-order features are represented by the distance to a discrete object model, and fine-scale features are modeled by a classical random field perturbing the distance field. This decoupling has several advantages. First, it can benefit from deterministic coarse-scale models or from object-based simulation method while relaxing their global conditioning to observation data. It can also incorporate connectivity information at the coarse-scale; this connectivity is preserved by the fine-scale perturbation. Truncation of the distance field by a random threshold then provides exact conditioning together with fine-scale details. The parameters of the method should be carefully adapted to the problem at hand; we have proposed strategies to set the parameters for modeling fault and fracture related heterogeneities as well as for porous models and channels. We believe this method could be extended to other modeling purpose and that it complements the set of available geostatistical methods to accurately represent the complexity of subsurface heterogeneity.

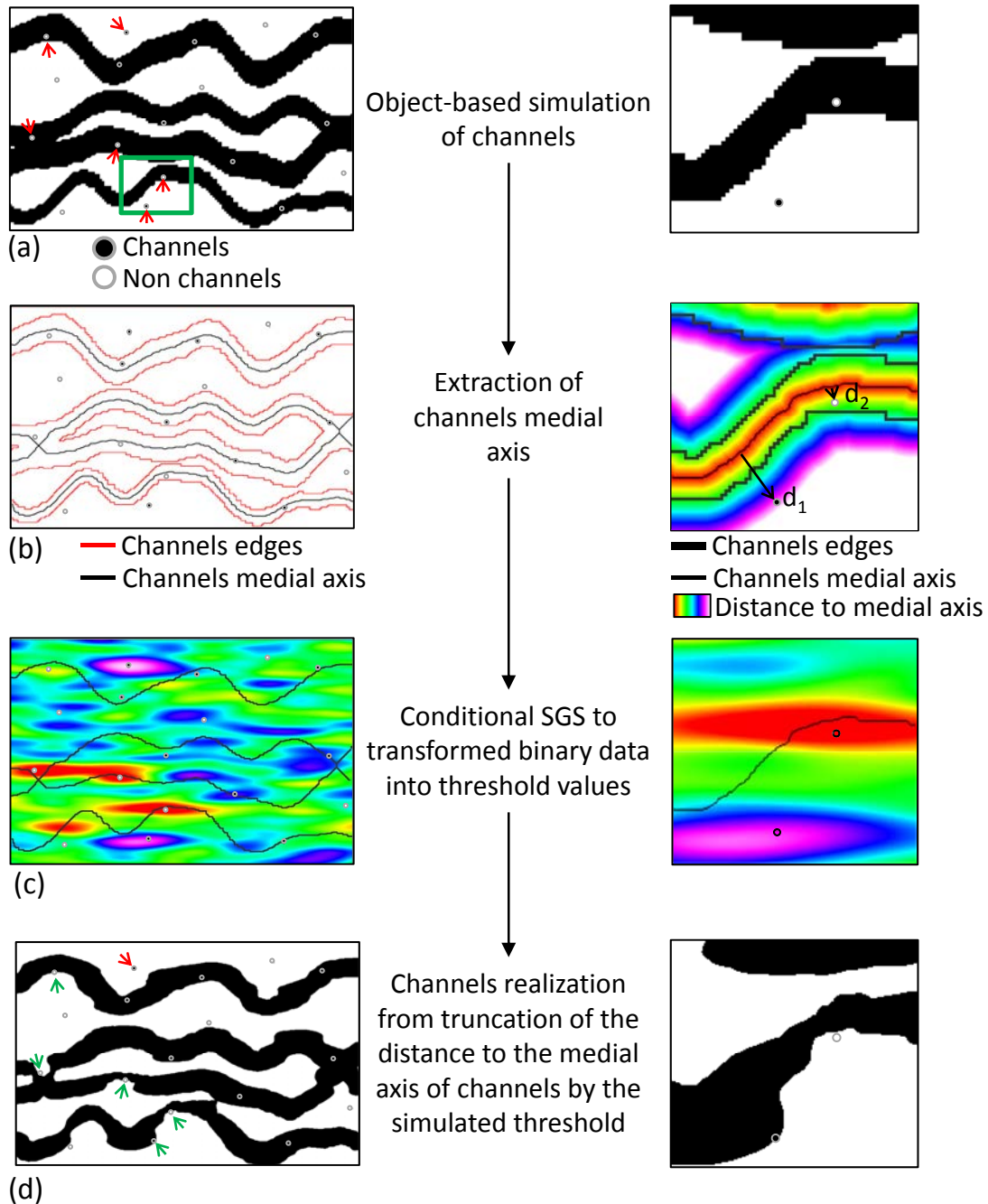


Fig. 4.8 – Improving data conditioning in channel simulation. Right column shows a detailed view. See text for details.

Chapitre 5

A Stochastic Methodology for 3D Cave System Modeling

abstract This paper describes a methodology to generate stochastic models of 3D cave systems. It combines existing geostatistical techniques, namely object-based and variogram-based geostatistics. The first is used to simulate Discrete Fracture Networks (DFNs) which in addition of bedding planes drive the development of karst features. The discontinuity network and the matrix are jointly discretized into a graph of connectivities. Preferential flow paths determining the topology of the cave system are then extracted using graph search algorithms. The distance map to the selected paths is used to condition the spatial extent of karst features, i.e., the probability to simulate karst decreases moving away from “dissolution paths”. Eventually, multiple realizations of a distance cutoff are generated with Sequential Gaussian Simulation to perturb the distance function. Resulting models efficiently reproduce the spatial variability of karst features in term of geometry and their spatial organization in term of connectivity³.

³This chapter was published as : Henrion, V. and Pellerin, J. and Caumon, G. (2008). A Stochastic Methodology for 3D Cave System Modeling. Proceedings of the 8th International Geostatistical Congress, Santiago, Chile, Vol 1, 525-533.

5.1 Introduction

Carbonate formations exposed to dissolution processes are characterized by extreme spatial heterogeneity due to the presence of complex networks of highly permeable features (e.g. karst conduits and cavities) embedded in less permeable fractured rocks. Cave and paleocave system considerably impact the fluid circulation respectively in groundwater and petroleum reservoirs, involving many engineering issues. For water resources management, karstified aquifers are particularly vulnerable to contaminants which can be transported over wide distances with no or little dilution (Bakalowicz, 2005a). In oil and gas reservoirs, paleokarsts form extended brecciated and fractured zones which act either as seals or conduits depending on the type of cementation (Loucks, 1999b). Static and dynamic modeling of such reservoirs calls for properly capturing the spatial organization of karst network and the geometry of individual conduits, i.e. generating realistic 3D karst systems. The construction of such inter-connected tortuous conduits conditionally to possibly dense observation data is a difficult task. Pixel-based multi-point simulation could be used for this purpose, provided an adequate training image, but is known to break the continuity of large objects, which is a problem for karst networks where connectivity is paramount. A stochastic methodology has been developed for creating complex and realistic 3D cave system models that honor field data. It can also accommodate many different observations such as sources and sinks location, water level, bed thicknesses and other subsurface observations. These elements provide constraints for karst conduits location and their geometry. This approach generate multiple equally probable models of 3D cave systems which topology and geometry is consistent with structural geology and other constraints.

5.2 Approach Overview

Karst originates from the dissolution of rock by groundwaters. Water preferentially circulates in largest apertures usually fractures and bedding planes. Dissolution causes their enlargement and conduits progressively develop around these preferential flow paths and get organized in a connected karst network. Although the proposed method does not quantitatively model the dissolution process governing karst development, it attempts to create realistic 3D cave systems by stochastic simulations of the main factors driving the topology and geometry of karst conduits.

Since fractures and bedding planes act as drivers for karst development, the first step of the method consists in generating 3D models of rock discontinuity surfaces consistent with structural geology of the considered region. Karst processes are however highly selective, enlarging only some of the original discontinuities and developing a conduit network progressively organized in the same way as fluvial systems. For this reason, the fracture network and the matrix are discretized into a graph of connectivities allowing extraction of preferential flow paths using graph search algorithms. This screening test attempts to

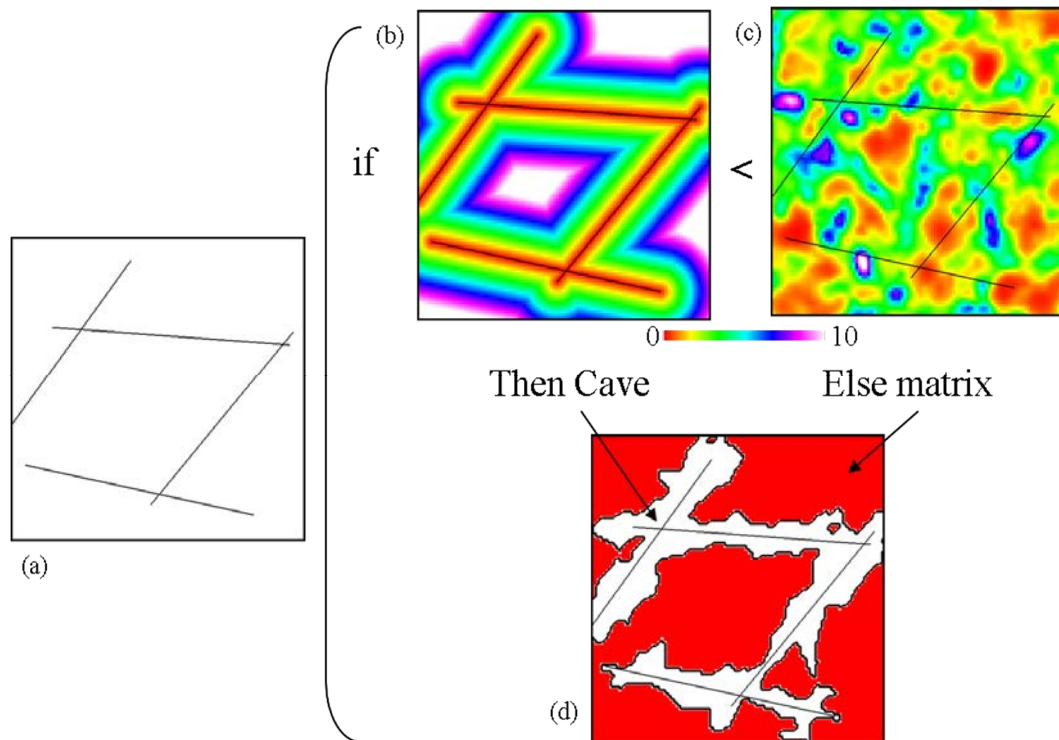


Fig. 5.1 – The distance map to “dissolution paths” (a) is computed (b) and compared to a random distance cutoff (c), to produce realistic cave geometry (d)

keep only the most favorable paths for karst development depending on their connectivity and transmissibility; some data conditioning may also come into play at this stage, for instance by selecting the cave outlet or sinkhole as a root for the graph search algorithms. Once the “dissolution paths” have been extracted, the main problem is to simulate the spatial extent of open cave passages. For this purpose, the Euclidean distance map related to the selected flow paths is computed, and used as a constraint for karst development. Then, multiple realizations of a correlated random noise, termed distance cutoff, are generated using sequential Gaussian simulation. The composition, given a criterion, of the distance map and of the distance cutoff produce final images of karst systems (Figure 5.1).

The whole procedure involves the following steps (Figure 5.2) :

- 3D modeling of the structural geology including stochastic realization of a discrete fracture network ;
- Property modeling of the resulting 3D grid (porosity, permeability) and of the discontinuity network (porosity, permeability, aperture) ;
- Discretization of rock matrix and discontinuities into a graph of connectivities ;
- Integration of data on the graph, such as field data, source and sink location, water level ;
- Preferential flow paths extraction using a graph search algorithm ;

- Computation of the Euclidean distance map to flow paths in every points of the 3D grid ;
- Sequential Gaussian simulation of a distance cutoff ;
- Composition of the distance map and of the distance cutoff to indicate the presence of karst or matrix.

The implementation of this methodology is detailed in the following sections.

5.3 Results and Discussion

5.3.1 Structural modeling

Karst formation results from near-surface processes where the two major controls are chemical kinetics and discharges. Chemical kinetics are set by a combination of climate, mineralogy, CO₂ concentration, water table and interaction with other dissolved components. Although these factors can vary considerably, both spatially and temporally, it is unlikely that their variations have a first order impact on flow paths in a given carbonate terrain. In contrast, there are great variations in discharge from one flow path to another and this is the main control over which early flow paths might evolve into cave passages. Palmer (1991b) estimates that 99% of mapped continental cave passages are initiated along fractures and bedding-planes. However, only a few fractures can evolve into open conduits because karst processes are highly selective, enlarging only the most favorable discontinuities. At an early stage, fissures are narrow and the flow is dispersed among many different routes, each of them with its own overall hydraulic gradient, mean fissure width, flow length and mean discharge. The influence of these parameters have been investigated by geochemical and digital models (see e.g. Dreybrodt et Gabrovsek (2003b)). Results show that the ideal situation for cave passage development is large fissures with short flow paths, high discharge and steep hydraulic gradient, embedded in thick layers. These facts are important because they can aid in the prediction of cave passages distribution and geometry. For these reasons a structural model of the area of interest is build integrating all available subsurface informations.

Discrete Fracture Networks are simulated using object-based simulation (Stoyan *et al.*, 1995b) and constitute with bedding planes the discontinuity network around which karst will preferentially develop. A key issue from a geostatistical perspective, is the inference of the parameters of the stochastic models (fracture density, orientation and size). All sources of informations (wells, seismic, analog outcrops) provide a first evaluation about such fracture density and fracture properties. None of these attributes are however well constrained in the inter-wells space due to the poor seismic resolution and the clustering of 1D data along wells. To more realistically model the spatial distribution and the properties of fractures, a variety of numerical techniques have been developed. Basically, we can distinguish geometrical approaches and geomechanical one. The first consist to

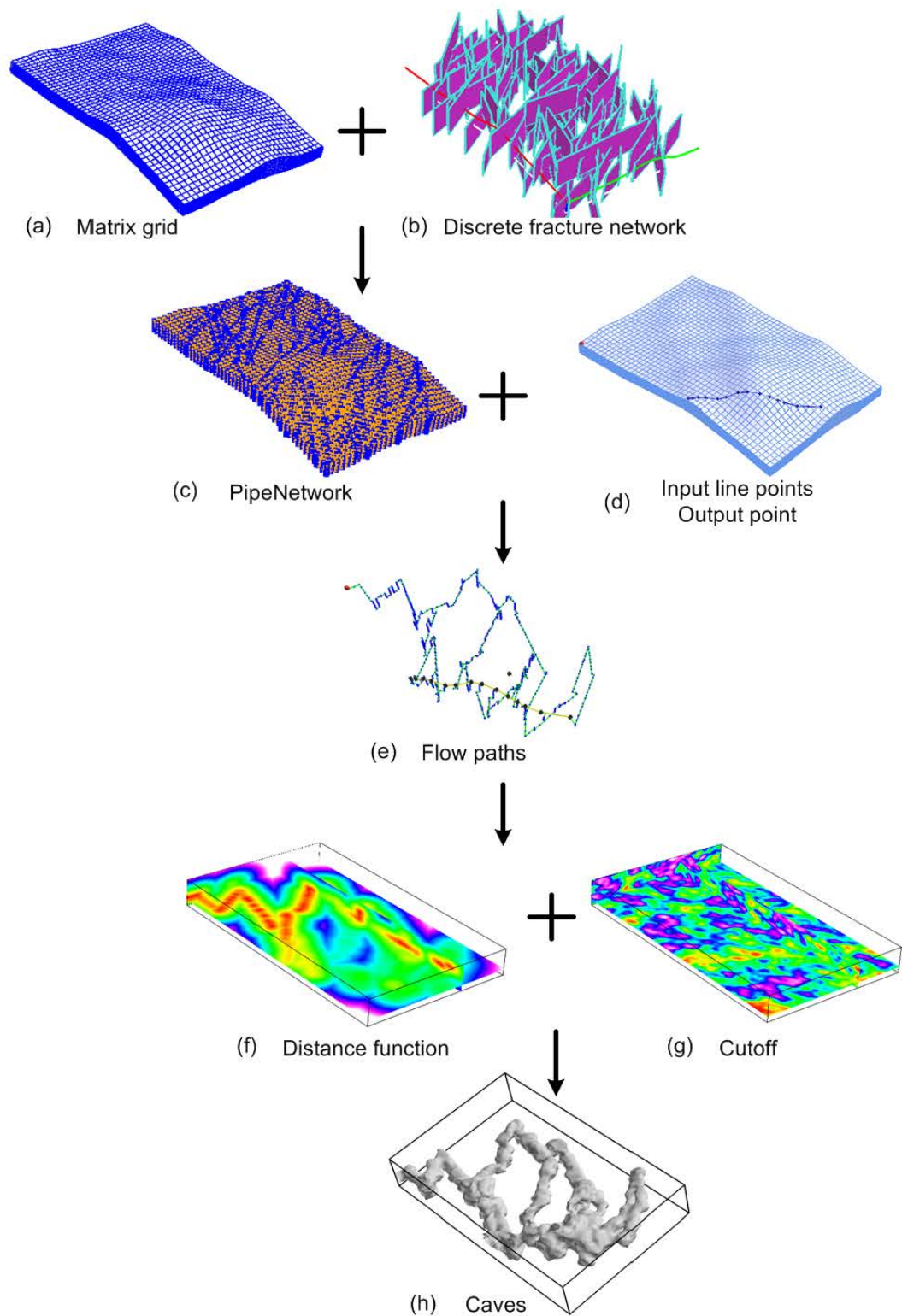


Fig. 5.2 – (a) Structural model and (b) Discrete Fracture network. (c) Discretization into a graph of connectivities (PipeNetwork) and (d) definition of input and output point. (e) extraction of preferential flow paths. (f) Distance function to the selected paths and (g) random cutoff distance simulation. (f) Realization of final cave system

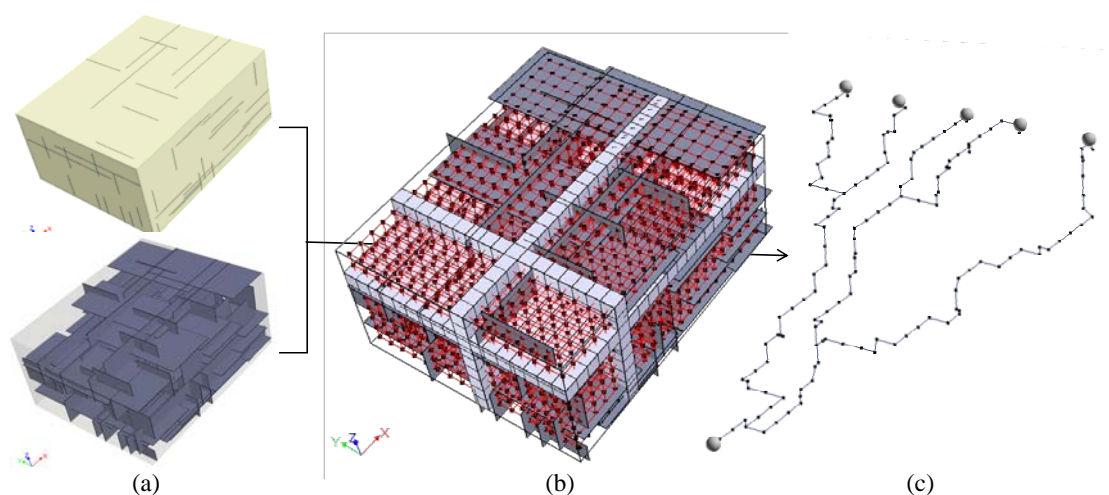


Fig. 5.3 – (a) joint discretization of matrix and DFN (b) resulting graph of connectivities and (c) extraction of preferential flow paths between input and output points

look for geometrical attributes revealing zone of intense deformation (structural curvature, distance to major fault) and to relate these to fracture density (Lisle, 1994b; Fischer et Wilkerson, 2000b; Ouenes, 2000). Geomechanical approaches consist to compute stress and strain field which is then combined with a failure criterion to infer fracture orientation and likely locations (Bourne *et al.*, 2000; Macé *et al.*, 2005; Maerten *et al.*, 2006; Maerten et Maerten, 2006; Moretti, 2008). Geomechanical approaches compared to geometrical indicators have the quality to be based on physical laws that govern geological deformation, which make them more reliable to predict fracture attributes. The resulting fracture orientation and density models are then used to inform further stochastic simulations of DFN.

5.3.2 Extraction of preferential flow paths

The 3D structural model is discretized into a graph of connectivities, namely a *PipeNetwork*, using the method developed by Vitel et Mallet (2005). It basically consist in a set of segments linking a set of nodes which structure derives directly from the representation of a grid based on connectivities. The *PipeNetwork* discretization provide a flexible framework to handle complicated geological configurations as in fractured reservoirs. The matrix and the DFN are jointly discretized. The resulting *PipeNetwork* is a completely unstructured graph constituted of three *SubPipeNetworks* : one for the matrix, another for the fractures and the last one for the connections between matrix and fractures (Figure 5.3).

Fracture nodes and matrix nodes hold their own set of properties (porosity, permeability, fracture apertures) and pipes hold hydraulic properties (conductivity, transmissibi-

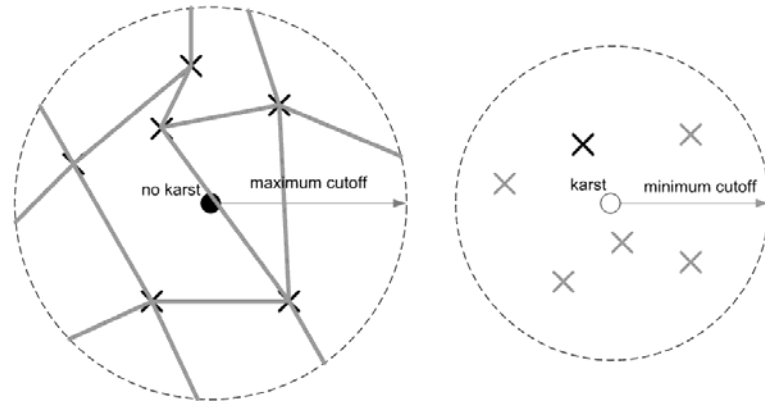


Fig. 5.4 – The neighboring nodes of each data points are searched in the graph. Left : Conditioning of host rock data point : the transmissibility value is reduced for all the segments. Right : Conditioning of karst data : one point is randomly selected and its karst value is set to 1.

lity). A screening test with graph search algorithm is then performed on the *PipeNetwork* in order to extract preferential flow paths where dissolution is more likely to occur. Path research is made between input and output points representing sinks and sources of the karstic system. Graph search algorithms finds the least-cost path between given nodes using a distance-plus-cost function heuristic to determine the order in which nodes of the graph are visited. In the example presented here (Figure 5.2(e)), the inverse of the hydraulic property stores on the pipes of the graph have been used.

5.3.2.1 Field data conditioning

Another issue of cave system modeling is the conditioning to field observations. Data can come from many different sources (wells, exploration survey, geophysics) and provide a set of points where karst or matrix appears.

The conditioning to observations revealing karst or matrix occurrence is treated during the search path step. The data are ported on nodes of the *PipeNetwork* in order to force preferential flow paths to pass close of karst observations and away from host rock observations. To ensure karst conditioning, the distance between a flow path and the data point must not exceed the minimal size of conduits to be simulated. Hence, a node of the *PipeNetwork* is randomly chosen in the minimal distance neighborhood of the data point and is included as a conditioning node in the path search (Figure 5.4). On the contrary, to respect matrix data, the distance between a path and data point must exceed the maximal size of karst conduits. For this, the transmissibility of the segments linking nodes in the maximal distance neighborhood of the data are reduced to prevent any path from crossing these nodes (Figure 5.4).

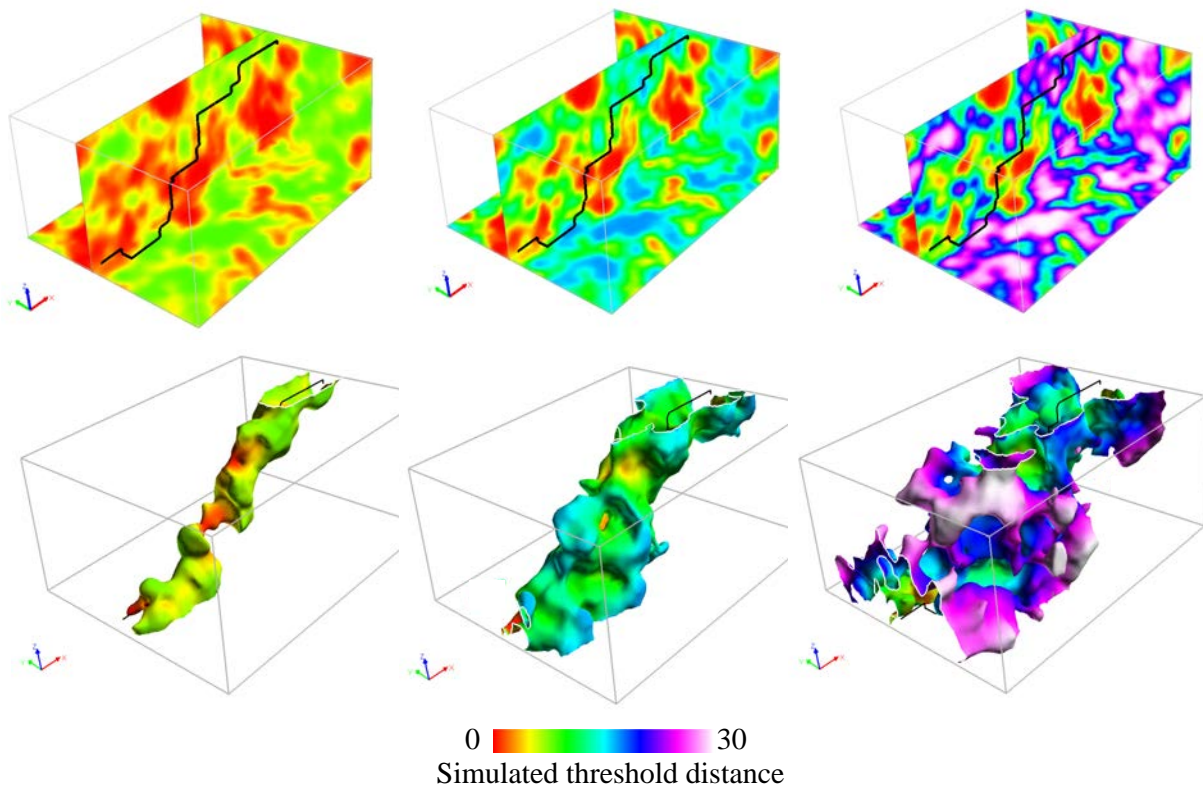


Fig. 5.5 – Top line displays a 3D simulated thresholds with from left to right an increasing maximum. The bottom line shows the results of the truncation of the distance field to the path (in black) by the simulated thresholds (karst sufaces are painted with the distance to the preferential flow path).

In addition to hard data conditioning, the structure of the *PipeNetwork* allows to easily integrate secondary information by transposing it in a coherent manner on the nodes and pipes properties. For instance the distribution of karst, and particularly the maximum depth at which karst can develop, is strongly linked to the water level of the phreatic table. Base level of karst system realizations can be constrained by modifying transmissibilities on the pipes with a multiplier coefficient, greater ones along the water level and lower ones below this surface.

5.3.3 Geostatistical simulation of karst conduits

The previously extracted preferential flow paths define the spatial organization of the cave system. The last step of the methodology consist in simulating the geometry of conduits. The distance to the flow network can be seen as a map of the potential for karst development, i.e. the probability to have karst facies decreases with distance to flow paths and becomes null beyond a given threshold. This linear distance function is perturbed by simulating a random cutoff distance with variogram-based geostatistics. The resulting

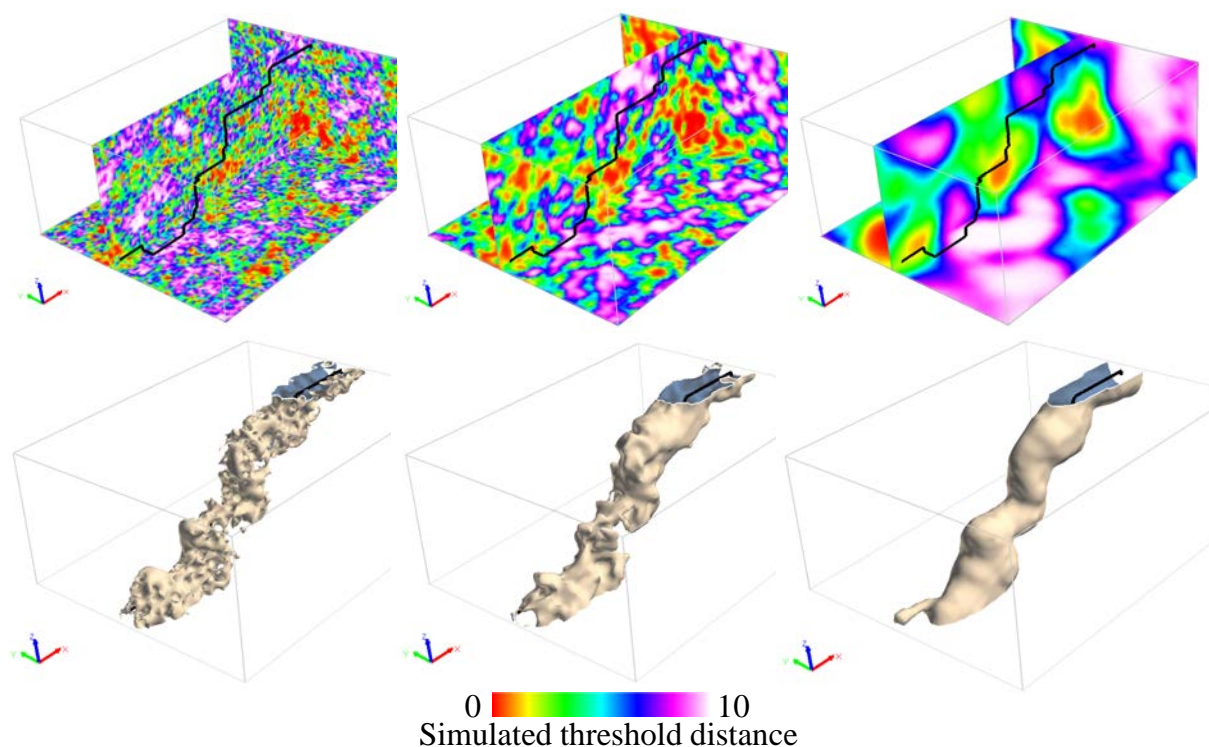


Fig. 5.6 – 3D simulated thresholds (top line) and resulting Karst realizations (bottom line) with from left to right an increasing ranges of a Gaussian variogram model.

geometry of karst conduits depend on the probability density function (PDF) and the variogram model of the cutoff used to inform the stochastic simulation. The first control the final dimensions of the conduits (Figure 5.5) while the parameters of the variogram model control the undulations of the karst surface (Figure 5.6). Resulting 3D karst models present realistic spatial organization and geometry of individual conduits. Moreover they can be easily conditioned by secondary informations. For instance conduits size usually increase toward the source of the karstic system. This could be rendered by using kriging with a trend model. Another possibility is to use co-kriging to locally correlate the conduit extent to bed thickness.

5.4 Conclusion

The methodology proposed in this paper enables to render the complexity of cave systems. Their organization in space is addressed through 3D geological modeling and object-based simulation of discrete fracture networks. Special care must be brought to the simulation of multiple fracture networks because it provides the first order variability of the proposed simulation workflow. Indeed preferential flow paths along fractures and bedding planes are retrieved from an appropriate discretization of the structural model and defines

the final topology of the cave systems. The simulation of cave passages around the fracture gives the second order variability. The simple idea of the method, based on geostatistical perturbation of the distance to the preferential flow paths, proves its potential to produce different and complex geometries of cave passages.

Chapitre 6

Integrated characterization and modeling of cave network : application to the karstic aquifer of Han-sur-Lesse (Belgium)

abstract

The understanding and prediction of the position and geometry of karst conduits is a challenge for various disciplines of Earth Sciences, particularly for hydrogeology, civil engineering and carbonate reservoir modeling, for which reaching or avoiding dissolution voids is of high significance. In this paper, we report our investigations to design an integrated approach for 3D characterization and modeling of known cave networks. It consists of integrating available information in 3D geological model ; morphometric analysis of voids based on medial axis of the cave network ; and application of stochastic object-distance simulation to generate 3D models of cave networks. The motivation of this work is to set the basis for a methodology which enables quantitative analysis of conduits geometry and their spatial organization. In this paper we present first results of an application of this approach on the Han-sur-Lesse cave network (Ardennes, Belgium)⁴.

⁴This chapter is in preparation to be submitted as Henrion, V. and Abasq, L. and Bonniver, I. and Caumon, G. and Hallet, V. Towards Integrated characterization and modeling of cave network : application to the karstic aquifer of Han-sur-Lesse (Belgium), in Comptes rendus de Geosciences.

6.1 Introduction

Karst aquifers are characterized by an extreme spatial heterogeneity due to the presence of a complex network of dissolution voids embedded in a fractured matrix. Karst elements considerably influence the flow regime, acting as preferential flow paths, whereas the fractures and the porous matrix store water and supply the karst system. Karst aquifers involve specific issues concerning the management and protection of karst groundwaters that is in many parts of the world an important or even the only resource of groundwater. Some practical aspects are the assessment of aquifer storage capacity, the prediction of the location of highly permeable zones, or the aquifer's vulnerability for contaminants can be transported over wide distances with no or little dilution. The question beyond these problems is to determine whether there is a developed network of conduits and if yes, where it is located and what its geometric and hydraulic characteristics are (e.g. Bakalowicz (2005b); Filipponi *et al.* (2009)). However, in most cases, neither the karst elements nor their host environment can be observed or described with certainty at all scales and locations of relevance. Consequently, the main challenge is to understand and predict the position and geometry of karst conduits.

In this paper, we present early results of an integrated characterization and modeling approach of the Han-sur-Lesse karst network (Belgium). The main steps of the approach consist in : (1) collect of available data and import them into the gOcad geomodeler ; (2) 3D construction of a geological model by interpolation of stratigraphic and tectonic boundaries ; (3) digitalization of topographic map of the cave network ; and (4) statistical analysis of the cave network's geometry using Medial Axis Transform (MAT).

The aim of such a study is to understand, from well documented cave network, the relationships between genetic factors (e.g. lithology, structural and tectonic features) and the geometry of conduits as well as their spatial organization. When limited data about the position and geometry are obtainable, these laws will enable to constrain stochastic simulations of cave networks. In section 6.2 we briefly present the studied area with its localization, geological and structural settings, and the cave network. Section 6.3 shows the geological model and explains how it can be used to understand relationship between geology and position of some conduits. In section 6.4, we introduce the medial axis transform as a quantitative geometric descriptor of karst systems and lastly, we show in section 6.5 an example of 3D cave network generated with object-distance simulation (ODSIM).

6.2 Study area

6.2.1 Geography

The karst massif of Han-Sur-Lesse is located in Belgian Ardennes, in the Province of Namur, between the small towns of Han-Sur-Lesse in the north and Belvaux in the South



Fig. 6.1 – Geographic situation of the study area

(Figure 6.1). The landscape of the region is characteristic of Appalachian relief with a succession of east-west hill crests and depressions, reflecting the underlying geology. Hills are mainly located on limestones and depressions on pelitic rocks. Altitude ranges from 200 m or less in valleys to 280 m on hills' top. Two epigenic rivers (the Lesse and the Ry d'Ave) cross the region from south to north.

6.2.2 Geology

The region of Han-sur-Lesse, located in the South flank of the Dinant syncline, belong to the primary basement of the Ardennes. At the scale of the study area, the lithostratigraphy consists in Givetian limestone and Eifelian pelites. The Han-sur-Lesse massif is a faulted anticline of east-west axis and plunging towards west.

6.2.3 Karst morphology and hydrology

The Han-sur-Lesse massif contain the most important cave network of Belgium with a total of 17 kilometers of know galleries (Figure 6.2). The karst network is composed of conduits mainly oriented according to tectonic joints with direction N50E-N70E and N140E-N150E (Havron *et al.*, 2007). To a lower extent, a few caves of significant size have developed at the junction of galleries. The Lesse river disappears at the sinkhole of Belvaux in the North and comes out at the Han spring in the south. Between the sinkhole and the spring the course of the Lesse is completely underground. When flood occurs, as the Belvaux sinkhole cannot absorb anymore water (approximately 25 m³/s) the Lesse river continues its former surface course and until the Enfaulne sink (up to 7 m³/s). For higher discharges, the river flows until the Salpetre sink (up to 10 m³/s) or even recovers the totality of its former surface course.

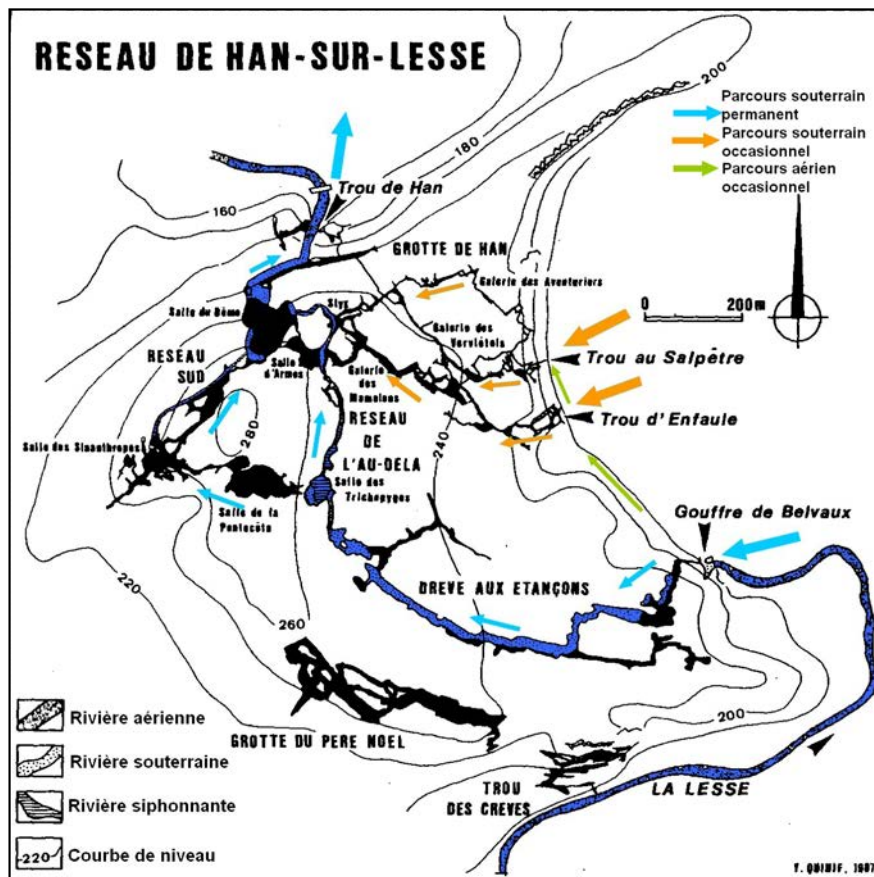


Fig. 6.2 – 2D horizontal section of the Han-sur-Lesse cave network, from Quinif [1987]

6.3 3D Geological modeling

Figure 6.3 shows the successive steps of the construction of the geological model of the studied area.

A) Collect and import available information

In order to build an acceptable 3D geological model, we first collected usable data. Geological maps (1 :40000 scale) and cross-section of the study area have been retrieved from Delvaux De Feneffe (1985). Data concerning the cave network consists in a 2D horizontal section realized by speleologists. These information along with the topography map (1 :10000 scale) have been digitized, positioned within a GIS in a reference spatial coordinate system and finally imported in the 3D gOcad geomodeler (6.3.A).

B) Construction of the 3D geological model

All available information are then integrated in the 3D modeling process. The following steps have been performed : (1) contour lines of the topographic map are digitized as

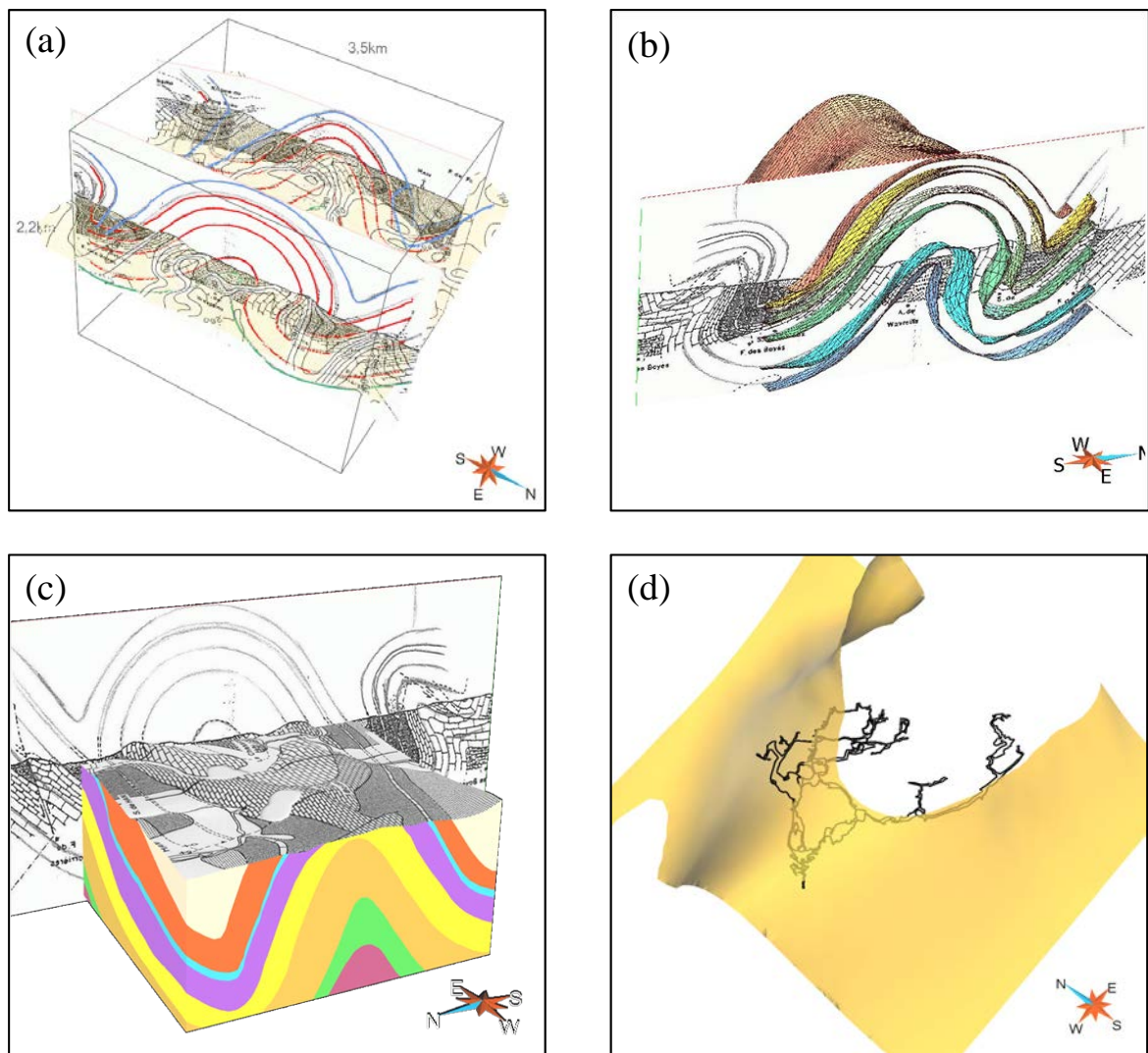


Fig. 6.3 – 3D Geological modeling : (a) importation of available data in the gOcad geomodeler, (b) interpolation of stratigraphic boundaries, (c) resulting 3D volumetric model, and (d) shows the correlation between a structural horizon and the course of a main flow conduit suggesting the existence of an inception horizon

line objects, and from these, a topographic surface is constructed by interpolation of the altitude attribute; (2) in the same way, stratigraphic boundaries are digitized based on cross sections and the geological map; (3) additional geometric constraints are defined, such as local dip and strike; (4) 3D surfaces (Figure 6.3.B) and closed volumes (Figure 6.3.C) are created from the constructed objects.

C) 3D Visualization and interpretation

3D visualization of geological model and of cave network highlights a strong correlation between the course of the main flow conduit and the geometry of horizon (Figure 6.3.D).

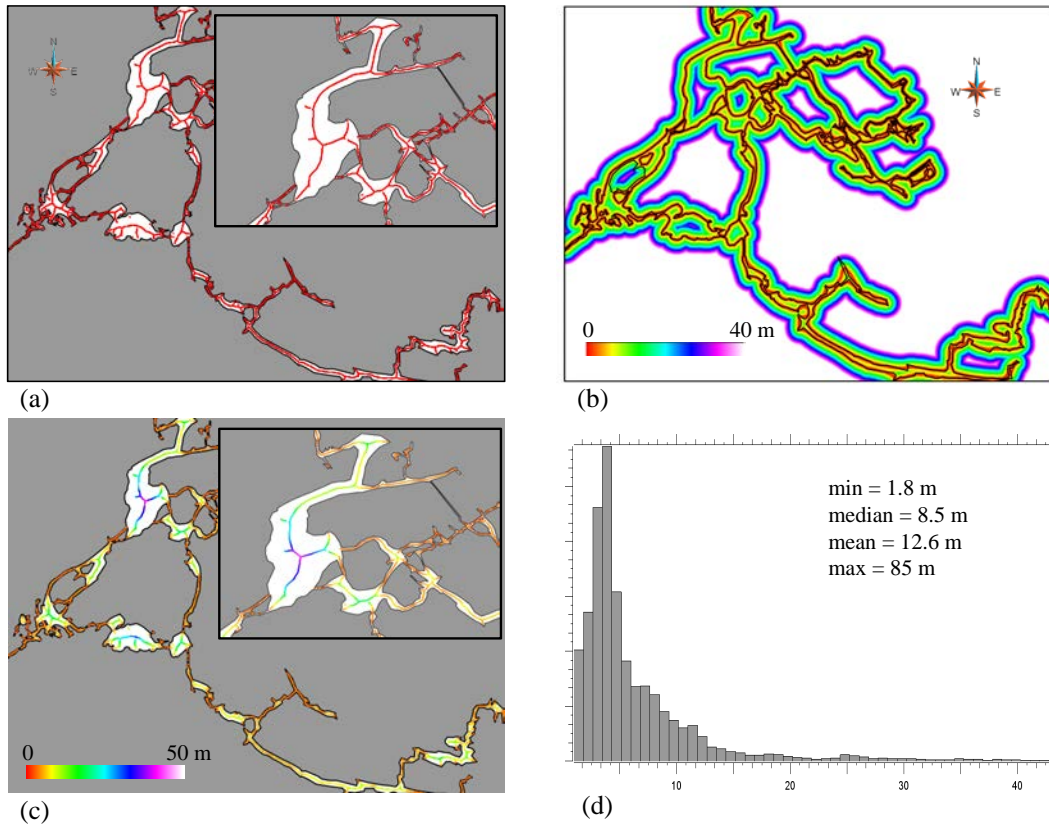


Fig. 6.4 – Application of the Medial Axis Transform (MAT) for geometric characterization of conduit widths

This is a first engaging result which validates the usefulness of 3D applications. Indeed, this correlation suggests the existence of an inception horizon (Filippini *et al.*, 2009) which so far was not mentioned to explain the genesis of the cave network. According to Havron *et al.* (2007), the cave network developed following tectonic joints. It is undeniable that fractures played a major role simply by comparing orientation of conduits and those of tectonic joints. However, we propose that fractures have mainly favored vertical flow, hence the development of vertical conduits until it reaches an inception horizon. A potential target for the later is a pelitic layer close to the limit between two mainly calcareous formation, the upper one containing the cave network. Flows could have been concentrated along this impermeable boundary at the junction with joints, thereby allowing the development of karstic conduits and explaining the present-day geometry of the cave network. This new hypothesis still has to be validated by field observations.

6.4 MAT-based Morphometric analyses

We used a pixel-based distance transform (Cherpeau *et al.*, 2009) to determine the medial axis of the void network (Figure 6.4.A). Euclidean distance from the cave walls (Figure 6.4.B) have been assigned to medial pixels (Figure 6.4.C). These distances represent the local width of the cave network which can then be resumed statistically as in figure 6.4.D. We can see in the distribution of conduit widths a bias towards frequency of minimal values which should increase rather than decrease. This is due to the limited pixel resolution used to compute the MAT. However, the distribution could be easily extrapolated to correct this bias and then serve as a basis to assess storage capacity of the cave network. Presently, we are exploring the potential of MAT to derive other geometric descriptors, such as the length of skeleton segments and their orientation. Even now, we suggest that systematic use of the MAT to analyze known karst systems would allow a better quantitative and qualitative understanding of the relationship between the geometry of karst systems and genetic factors such as rock properties, structural settings and flow conditions. Thereby, these relationships would enhance the predictability of the position and geometry of karst conduits when only a few observations on the karst network are available. The final purpose is to use such analyses to constrain object-distance simulation (ODSIM) of karst systems (Section 6.5).

6.5 Object-distance simulation of cave network

Figure 6.5 illustrates the generation of a 3D geometric model of the cave network with object-distance simulation (Henrion *et al.*, 2009). The simulation is constrained by the skeleton previously extracted and the distribution and variogram model of cave diameters. This one is assumed to be isotropic in the simulation process. Beyond 3D reconstruction of cave network from 2D data, the ODSIM approach is particularly interesting when a few data are available about the cave network. In this case, the geometry of the cave network could be simulated around preferential flow paths extracted from simulated discrete fracture network (DFN)(see Pellerin *et al.* (2008) for more details).

6.6 Conclusion

The approach described in this paper is the basis for a methodology which aims at understanding and predicting geometry and position of karst conduits. Obtaining reliable statistics on the geometry of cave networks is of great interest to derived laws governing the genesis and geometry of cave network. In this paper, we have described encouraging

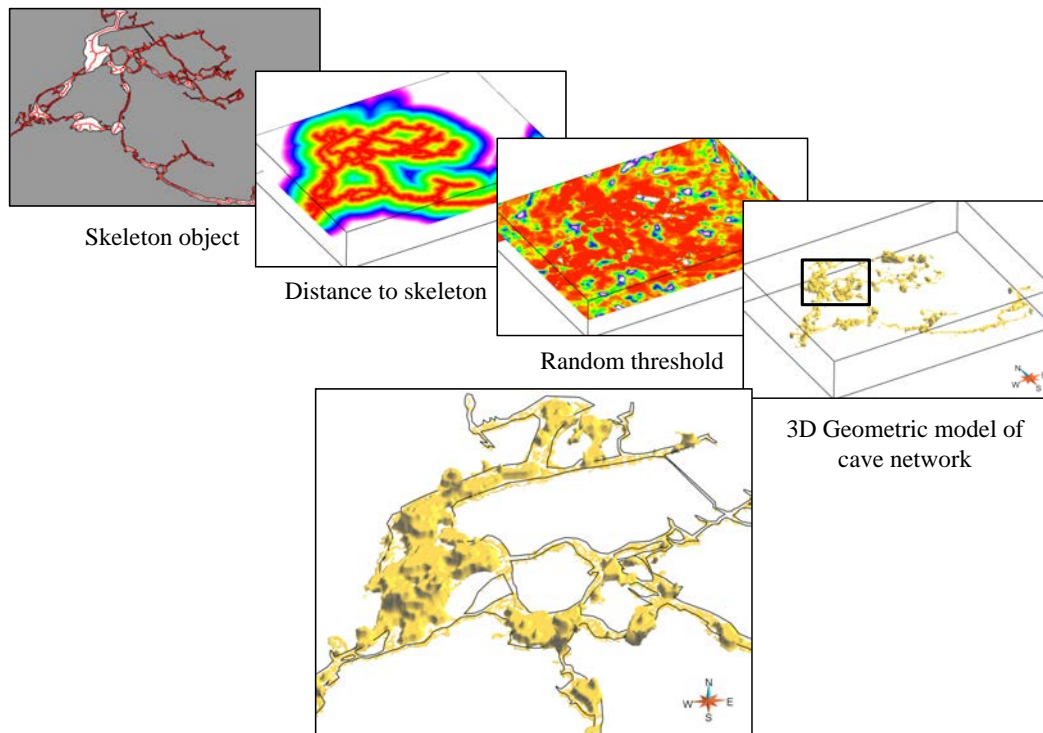


Fig. 6.5 – 3D reconstruction of the cave network geometry with the ODSIM approach

results suggesting that 3D geological modeling and MAT-based morphometric analysis could be used for this purpose.

Conclusion & Perspectives

La modélisation des processus diagénétiques et de leurs éléments associés tel que les réseaux karstiques est un enjeu majeur, en particulier pour l'exploitation et la protection des eaux souterraines ou pour optimiser la production d'hydrocarbures. Les environnements karstifiés se caractérisent par leurs hétérogénéités spatiales et leurs géométries complexes, ce qui complique leur représentation en sub-surface où ils ne peuvent être complètement observés.

Dans ces travaux, nous avons développé une approche novatrice qui permet de reproduire de manière simplifiée les différents facteurs et processus qui contrôlent la formation des réseaux karstiques et par conséquent leur géométrie finale. L'organisation spatiale des conduits repose sur une première étape d'extraction de chemins d'écoulement dans un modèle géologique. Cette étape est particulièrement critique car le réseau de chemins d'écoulement préférentiels aura un impact de premier ordre sur le comportement dynamique de l'aquifère ou du réservoir karstifié. Cette étape nécessite un travail d'investigation et de caractérisation en amont pour permettre, lors de la construction du modèle géologique, l'intégration de toutes les données et concepts disponibles tant d'un point de vue géologique qu'hydrogéologique. Dans un second temps, la géométrie des conduits est générée autour des chemins préférentiels d'écoulement. L'idée simple de perturber stochastiquement le champ de distance associé à ces chemins d'écoulement permet de générer des géométries complexes et variées de conduits karstiques. Les modèles ainsi générés révèlent une architecture et une géométrie semblable et cohérente avec celle de réseaux naturels. Ces résultats justifient et encouragent une approche stochastique de modélisation des karsts guidée par des concepts génétiques.

La modélisation géométrique de réseaux karstique fait partie d'une problématique plus large, depuis l'acquisition des données jusqu'à la simulation des écoulements. Plusieurs axes de recherche sont actuellement explorés et en cours développement. Par exemple, en aval de la modélisation stochastique de réseaux, les efforts se portent sur la définition et l'utilisation de descripteurs morphologiques de la topologie du réseau (connectivité, degré de ramification, *etc.*) et de la géométrie des conduits (tortuosité, distribution des dimensions et orientations) (Vigouroux *et al.*, 2010). L'objectif est double, premièrement il s'agit de disposer d'outils de caractérisation de karsts pour comparer différents réseaux karstiques connus et mettre en relation leur géométrie avec leurs facteurs génétiques (géo-

logie, hydrogéologie). Comprendre et quantifier les relations existantes entre la géométrie des réseaux et les facteurs génétiques est primordiale car en pratique, la position du réseaux et celles des conduits sont le plus souvent largement inconnues et ne sont détectées que par des observations indirectes (perte de charge, exutoire, dolines, *etc.*). A l'inverse, on peut espérer disposer suffisamment d'informations pour construire un modèle géologique et hydrogéologique cohérent qui permette alors de contraindre la simulation du réseau karstique. Les descripteurs morphologiques établis pourraient être utilisé directement lors de la simulation des karsts ou à posteriori pour analyser les modèles 3D générés et les classer suivant leur vraisemblance. Concernant la modélisation des karsts proprement dite, les efforts se concentrent essentiellement sur l'intégration de contraintes et sur le respect des données lors de l'extraction des chemins d'écoulement préférentiels. Les algorithmes de recherche de chemins peuvent être modifiés afin de se rapprocher au plus près du processus de développement réel des conduits karstiques. Par exemple, [Bonneau *et al.* \(2010\)](#) et [Collon-Drouaillet *et al.* \(2010\)](#) investiguent des modifications de l'algorithme de recherche de chemin pour contrôler le degré de ramification et la connectivité des réseaux de chemins obtenus. Diverses stratégies de définition des points d'entrée et de sortie du réseau ou de prise en compte de niveau préférentiels d'écoulement (plan de stratification, niveau actuel et paléo-niveaux de la nappe phréatique) sont également investiguées.

Pour terminer, en aval de la modélisation, il est nécessaire de développer des approches de modélisation des écoulements dans des milieux à triple porosité (matrice-fracture-conduit) et de considérer l'intégration de données dynamiques (essai de traçage et débits enregistré à l'exutoire).

Bibliographie

- ACKERMANN, R. et SCHLISCHE, R. *Anticlustering of small normal faults around larger faults*. *Geology*, 1997, vol. 25, pp. 1127–1130.
- ADDA-BEDIA, M. et AMAR, M. B. *Fracture Spacing in Layered Materials*. *Physical Review Letters*, 2001, vol. 86, n°25, pp. 5703–5706.
- AGUILERA, R. *Geologic and engineering aspect of naturally fractured reservoirs*. *CSEG Recorder*, 2003, vol. February, pp. 44–49.
- ALLARD, D., FROIDEVEAUX, R. et BIVER, P. *Conditional simulation of multi-type non stationary markov object models respecting specified proportions*. *Mathematical Geology*, 2006, vol. 38, n°8, pp. 959–986.
- ANDERSSON, J. et DVERSTORP, B. *Conditional Simulations of Fluid Flow in Three-Dimensional Networks of Discrete Fractures*. *Water Resources Research*, 1987, vol. 23, n°10, pp. 1876–1886.
- ANNABLE, W. *Numerical analysis of conduit evolution in karstic aquifers*. Th. Doct.. Univ. of Waterloo, 2003.
- ANTONELLINI, M. et MOLLEMA, P. *A Natural Analog for a Fractured and Faulted Reservoir in Dolomite : Triassic Sella Group, Northern Italy*. *AAPG Bulletin*, 2000, vol. 84, n°3, pp. 314–344.
- ARPAT, G. B. et CAERS, J. K. *Conditional Simulation with Patterns*. *Math. Geol.*, 2007, vol. 39, n°2, pp. 177–203.
- ATKINSON, B. *Subcritical crack propagation in rocks : theory, experimental results and applications*. *Journal of Structural Geology*, 1982, vol. 4, n°1, pp. 41–56.
- ATKINSON, B. *Subcritical crack growth in geological materials*. *Journal of Geophysical Research*, 1984, vol. 89, pp. 4077–4114.
- Fracture Mechanics of rock*. London : Academic Press, 1987. Geology Series.

- ATKINSON, C. et CRASTER, R. *Theoretical aspects of fracture mechanics*. Progress in Aerospace Sciences, 1995, vol. 31, pp. 1–83.
- AYDIN, A. et DEGRAFF, J. *Evolution of polygonal fracture patterns in lava flows*. Science, 1988, vol. 239, pp. 471–476.
- BAECHER, G., EINSTEIN, H. et LANNEY, N. *Statistical descriptions of rock properties and sampling*. In 18th U.S. Symposium on Rock Mechanics, 1977. pp. 5C1.1–5C1.8.
- BAGHBANAN, A. et JING, L. *Hydraulic properties of fractured rock masses with correlated fracture length and aperture*. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 2007, vol. 44, pp. 704–719.
- BAHAT, D. et BANKWITZ, E. *Preuplift joints in granites : Evidence for subcritical and postcritical fracture growth*. Geological Society of America Bulletin, 2003, vol. 115, pp. 148–165.
- BAI, T. et POLLARD, D. *Fracture spacing in layered rocks : a new explanation based on the stress transition*. Journal of Structural Geology, 2000, vol. 22, pp. 43–57.
- BAI, T., POLLARD, D. et GAO, H. *Explanation for fracture spacing in layered materials*. Nature, 2000, vol. 403, n°6771, pp. 753–756.
- BAKALOWICZ, M. *Karst groundwater : a challenge for new resources*. Hydrogeology Journal, 2005, vol. 13, n°1, pp. 148–160.
- BAKALOWICZ, M. *Karst groundwater : a challenge for new resources*. Hydrogeology Journal, 2005, vol. 13, n°1, pp. 148–160.
- BAKER, R. et KUPPE, F. *Reservoir Characterization for Naturally Fractured Reservoirs*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, U.S.A., 1–4 October (SPE 63286), 2000. pp. 843–854.
- BARTON, C. et ZOBACK, M. *Self-Similar Distribution and Properties of Macroscopic Fractures at Depth in Crystalline Rock in the Cajon Pass Scientific Drill Hole*. Journal of Geophysical Research, 1992, vol. 97, n°B4, pp. 5181–5200.
- BASQUET, R., COHEN, C. et BOURBIAUX, B. *Fracture flow property identification : an optimized implementation of discrete fracture network models*. In 14th SPE Middle East Oil & Gas Show and Conference (MEOS), Bahrain, 12-15 March (SPE 93748), 2005. pp. 1425–1433.
- BERGBAUER, S., MUKERJI, T. et HENNINGS, P. *Improving curvature analyses of deformed horizons using scale-dependent filtering techniques*. AAPG Bulletin, 2003, vol. 87, n°8, pp. 1255–1272.

-
- BERGBAUER, S. et POLLARD, D. *A new conceptual fold-fracture model including pre-folding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming*. GSA Bulletin, 2004, vol. 116, n°3/4, pp. 294–307.
- BERTOTTI, G., HARDEBOL, N., TAAL-VAN KOPPEN, J. *et al.* *Toward a quantitative definition of mechanical units : New techniques and results from an outcropping deep-water turbidite succession (Tanqua-Karoo Basin, South africa)*. AAPG Bulletin, 2007, vol. 91, pp. 1085–1098.
- BILLAUX, D., CHILÈS, J.-P., HESTIR, K. *et al.* *Three-dimensional statistical modelling of a fractured rock mass - an example from the Fanay-Augères mine*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 1989, vol. 26, n°3-4, pp. 281–299.
- BLOCH, G., DEEB, M. E., BADAAM, H. *et al.* *Seismic Facies Analysis for Fracture Detection : a Powerful Technique*. In SPE 13th Middle East Oil Show & Conference (SPE 81526), 2003. pp. 831–835.
- BOGDANOV, I. I., MOURZENKO, V. V., THOVERT, J.-F. *et al.* *Pressure Drawdown Well Tests in Fractured Porous Media*. Water Resources Research, 2003, vol. 39, pp. SHB 11–1.
- BOISVERT, J., LEUANGTHONG, O., ORTIZ, J. *et al.* *A methodology to construct training images for vein-type deposits*. Comput. Geosci., 2008, vol. 34, n°5, pp. 491–502.
- BONNEAU, F., HENRION, V. et COLLON-DROUAILLET, P. *Genetic-like modeling of karst systems*. In Proceedings of the 30th Gocad Meeting, Nancy, France, 2010.
- BONNET, E. *La localisation de la déformation dans les milieux fragiles-ductiles : Approches expérimentales et application à la lithosphère continentale*. Th. Doct.. Université de Rennes, 1997.
- BONNET, E., BOUR, O., ODLING, N. E. *et al.* *Scaling of fracture systems in geological media*. Reviews of Geophysics, 2001, vol. 39, n°3, pp. 347–383.
- BORDAS, S., RABZUCK, T. et GOANGSEUP, Z. *Three-dimensional crack initiation, propagation, branching and junction in non-linear materials by an extended meshfree method without asymptotic enrichment*. Engineering Fracture Mechanics, 2008, vol. 75, pp. 943–960.
- BORGOMANO, J., BOURNE, S., CORTIS, T. *et al.* *Improving the success rate of development wells in a fractured carbonate reservoir, Cogollo Group, Venezuela*. In Petroleum Institute Conference in Tripoli, Lybia, 2000. pp. 1–6.
- BOUR, O. et DAVY, P. *Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution*. Water Resources Research, 1997, vol. 33, pp. 1567–1583.

- BOUR, O. et DAVY, P. *On the connectivity of three-dimensional fault networks*. Water Resources Research, 1998, vol. 34, n°10, pp. 2611–2622.
- BOUR, O. et DAVY, P. *Clustering and size distributions of fault patterns : theory and measurements*. Geophysical Research Letters, 1999, vol. 26, n°13, pp. 2001–2004.
- BOUR, O., DAVY, P. et DARCEL, C. *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, 2002, vol. 10, pp. 1–11.
- BOURNE, S., BRAUCKMANN, F., RIJKELS, L. *et al.* *Predictive modelling of naturally fractured reservoirs using geomechanics and flow simulation*. In 9th Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference (ADIPEC 0911), 2000. pp. 1–10.
- BOURNE, S. et WILLEMSE, E. *Elastic stress control on the pattern of tensile fracturing around a small fault network at Nash Point, UK*. Journal of Structural Geology, 2001, vol. 23, pp. 1753–1770.
- BROADBENT, S. et HAMMERSLEY, J. *Percolation Processes I. Crystals and Mazes*. Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, 1957, vol. 53, n°3, pp. 629–641.
- CACAS, M.-C., LEDOUX, E., DE MARSILY, G. *et al.* *Modeling Fracture Flow With a Stochastic Discrete Fracture Network : Calibration and Validation - 1. The Flow Model*. Water Resources Research, 1990, vol. 26, n°3, pp. 479–489.
- CAERS, J. *Petroleum Geostatistics*. Society of Petroleum Engineers, 2005.
- CARDOZO, N., ALLMENDINGER, R. et MORGAN, J. *Influence of mechanical stratigraphy and initial stress state on the formation of two fault propagation folds*. Journal of Structural Geology, 2005, vol. 27, n°11, pp. 1954–1972.
- CARDOZO, N., BHALLA, K., ZEHNDER, A. *et al.* *Mechanical models of fault propagation folds and comparison to the trishear kinematic model*. Journal of Structural Geology, 2003, vol. 25, n°1, pp. 1–18.
- CASCIANO, C., RUVO, L., VOLPI, B. *et al.* *Well Test Simulation Through Discrete Fracture Network Modelling in a Fractured Carbonate Reservoir*. Petroleum Geoscience, 2004, vol. 10, pp. 331–342.
- CASTAING, C., HALAWANI, M., GERVAIS, F. *et al.* *Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting*. Tectonophysics, 1996, vol. 261, pp. 291–314.
- CHERPEAU, N., CAUMON, G. et LÉVY, B. *Stochastic simulations and perturbations of structural models including topological changes*. In Proc. 29th Gocad Meeting, Nancy, France, 2009.

-
- CHILÈS, J.-P. *Fractal and geostatistical methods for modeling of a fracture network*. Mathematical Geology, 1988, vol. 20, n°6, pp. 631–654.
- CHILÈS, J.-P. *Stochastic modeling of natural fractured media : a review*. In Geostatistics banff, 2004.
- CHILÈS, J.-P. et DE MARSILY, G. *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*. New York : Academic Press, 1993. Stochastic models of fracture systems and their use in flow and transport modeling, pp. 169–236.
- CHILÈS, J.-P. et DELFINER, P. *Geostatistics : Modeling Spatial Uncertainty*. John Wiley and Sons, 1999. Series in Probability and Statistics,. ISBN 0-471-08315-1.
- CLARK, R. et COX, S. *A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships*. Journal of Structural Geology, 1996, vol. 18, n°2/3, pp. 147–152.
- COLLON-DROUAILLET, P., HENRION, V., BONNEAU, F. *et al.* *Constrained stochastic simulation of 3D branchwork karsts*. In Proceedings of the Geological Society of London - Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis, 2010.
- COOKE, M., SIMO, J., UNDERWOOD, C. *et al.* *Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow*. Sedimentary Geology, 2006, vol. 184, n°3-4, pp. 225–239.
- COOKE, M. et UNDERWOOD, C. *Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening*. Journal of Structural Geology, 2001, vol. 23, pp. 223–238.
- CORNU, T., SCHNEIDER, F. et GRATIER, J.-P. *Un modèle cinématique discret de déformation 3D d'un bassin sédimentaire*. Oil & Gas Science and Technology – Revue IFP, 2000, vol. 55, n°6, pp. 583–590.
- COTTERELL, B. et RICE, J. *Slightly curved and kinked cracks*. International Journal of Fracture, 1980, vol. 16, pp. 155–169.
- COWIE, P., SCHOLZ, C., EDWARDS, M. *et al.* *Fault strain and seismic coupling on mid-ocean ridges*. Journal Geophysical Research, 1993, vol. 98, pp. 17,911–17,920.
- COWIE, P., SORNETTE, D. et VANNESTE, C. *Multifractal scaling properties of a growing fault population*. Geophysical Journal International, 1995, vol. 122, pp. 457–469.
- COX, D. *Point processes*. Chapman and Hall, 1980.
- CURL, L. R. *Fractal dimensions and geometries of caves*. Mathematical Geology, 1986, vol. 18, n°8, pp. 765–783.

- DALY, C. et MUELLER, D. *Characterisation and modelling of fractured reservoirs - static model*. In 9th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery (ECMOR), Cannes, France, 30 August-2 September, 2004. pp. 1-8.
- DARCEL, C., BOUR, O. et DAVY, P. *Cross-correlation between length and position in real fracture networks*. Geophysical Research Letters, 2003, vol. 30, n°12, pp. 1650-1653.
- DARCEL, C., BOUR, O., DAVY, P. *et al.* *Connectivity properties of two-dimensional fracture networks with stochastic fractal correlation*. Water Resources Research, 2003, vol. 39, n°10, pp. 1272-1284.
- DAVIDSON, I. et HASZELDINE, R. *Orienting conventional cores for geological purposes : a review*. Journal of Petroleum Geology, 1985, vol. 7, pp. 461-466.
- DAVIES, G. et SMITH, Jr., L. *Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies : an overview*. AAPG Bull., 2006, vol. 90, n°11, pp. 1641-1690.
- DAVIS, J. *Statistics and Data Analysis*. 3rd ed éd. New York : Wiley 1 Sons, 2002.
- DAVY, P. *On the Frequency-Length Distribution of the San Andreas Fault System*. Journal of Geophysical Research, 1993, vol. 98, n°B7, pp. 12141-12151.
- DAVY, P., DARCEL, C., BOUR, O. *et al.* *A note on the angular correction applied to fracture intensity profiles along drill core*. Journal of Geophysical Research B : Solid Earth, 2006, vol. 111, pp. B11408.
- DAVY, P., LE GOC, R., DARCEL, C. *et al.* *A likely universal model of fracture scaling and its consequence for crustal hydromechanics*. Journal Geophysical Research, 2010, vol. 115, pp. 1-13.
- DE DREUZY, J.-R., DARCEL, C., DAVY, P. *et al.* *Influence of spatial correlation of fracture centers on the permeability of two-dimensional fracture networks following a power law length distribution*. Water Resources Research, 2004, vol. 40, n°1, pp. 1-11.
- DE DREUZY, J.-R., DAVY, P. et BOUR, O. *Percolation parameter and percolation-threshold estimates for three-dimensional random ellipses with widely scattered distributions of eccentricity and size*. Physical Review E, 2000, vol. 62, n°5, pp. 5948-5952.
- DE DREUZY, J.-R., DAVY, P. et BOUR, O. *Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution - 1. Effective connectivity*. Water Resources Research, 2001, vol. 37, n°8, pp. 2065-2078.
- DE DREUZY, J.-R. et ERHE, J. *Efficient algorithms for the determination of the connected fracture network and the solution to the steady-state flow equation in fracture networks*. Computer and Geosciences, 2003, vol. 29, pp. 107-111.

-
- DE GALARD, J.-H., ZOORMAND, G., GHANIZADEH, M. *et al.* *A case study on redevelopment of a giant highly fractured carbonate reservoir in Iran based on integrated reservoir characterization and 3D modeling studies.* In 14th SPE Middle East Oil & Gas Show and Conference (MEOS), Bahrain, 12-15 March (SPE 93760), 2005. pp. 1469–1482.
- DEGRAFF, J. et AYDIN, A. *Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and directions of joint growth.* Geological Society of America Bulletin, 1987, vol. 99, pp. 607–617.
- DELVAUX DE FENEFFE, D. *Géologie et tectonique du parc de Lesse et Lomme au bord sud du bassin de Dinant (Rochefort, Belgique).* Bulletin de la Société belge de Géologie, 1985, vol. 94, pp. 81–95.
- DESHOWITZ, W.S and. Einstein, H. *Characterizing rock joint geometry with joint system models.* Rock Mechanics and Rock Engineering, 1988, vol. 21, n°1, pp. 21–51.
- DESHOWITZ, W. *Rock joint systems.* Th. Doct.. Massachussets Institute of Technology. Cambridge, 1984.
- DESHOWITZ, W., UCHIDA, M., DOE, T. *et al.* *Correlations Between Fracture Size, Transmissivity, and Aperture,* 2003, pp. 1–5.
- DEUTSCH, C. *FORTTRAN PROGRAMS FOR CALCULATING CONNECTIVITY OF THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL MODELS AND FOR RANKING MULTIPLE REALIZATIONS.* Computers & Geosciences, 1998, vol. 24, pp. 69–76.
- DEUTSCH, C. et WANG, L. *Hierarchical object-based modelling of fluvial reservoirs.* Mathematical Geology, 1996, vol. 28, n°7, pp. 857–880.
- DEUTSCH, C. V. et WANG, L. *Hierarchical Object-based Stochastic Modeling of Fluvial Reservoirs.* Math. Geol., 1996, vol. 28, n°7, pp. 857–880.
- DOWD, P., XU, C., MARDIA, K. *et al.* *A comparison of methods for the stochastic simulation of rock fractures.* Mathematical Geology, 2007.
- DREYBRODT, W. et GABROVSEK, F. *Climate and early karstification : What can be learned by models ?* Acta Geologica Polonica, 2002, vol. 52, n°1, pp. 1–11.
- DREYBRODT, W. et GABROVSEK, F. *Basic processes and mechanisms governing the evolution of karst.* Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, The Virtual Scientific Journal, 2003, vol. 1, n°1, pp. 26. URL www.speleogenesis.info.
- DREYBRODT, W. et GABROVSEK, F. *Basic processes and mechanisms governing the evolution of karst.* Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, The Virtual Scientific Journal, 2003, vol. 1, n°1, pp. 26.

- DU, Y. et AYDIN, A. *Elastic stress relaxation : A mechanism for opposite sense of secondary faulting with respect to a major fault*. Tectonophysics, 1996, vol. 257, pp. 175–188.
- DUBRULE, O. et KOSTOV, C. *An interpolation method taking into account inequality constraints : I. Methodology*. Mathematical Geology, 1986, vol. 18, n°1, pp. 33–51.
- DURAND-RIARD, P., G, C. et MURON.P. *Balanced restoration of geological volumes with relaxed meshing constraints*. Computers and Geosciences, 2010, vol. 36, pp. 441–452.
- EL OUAHED, A., TIAB, D. et MAZOUZI, A. *Application of artificial intelligence to characterize naturally fractured zones in Hassi Messaoud Oil Field, Algeria*. Journal of Petroleum Science and Engineering, 2005, vol. 49, pp. 122–141.
- EMERY, X. et LANTUÉJOUL, C. *TBSIM : A computer program for conditional simulation of three-dimensional Gaussian random fields via the turning bands method*. Comput. Geosci., 2006, vol. 32, n°10, pp. 1615–1628.
- ENGELDER, T. *Transitional - tensile fracture propagation : a status report*. Journal of Structural Geology, 1999, vol. 21, pp. 1049–1055.
- ENGELDER, T. et PEACOCK, D. *Joint development normal to regional compression during flexural-flow folding : the Lilstock buttress anticline, Somerset, England*. Journal of Structural Geology, 2001, vol. 23, pp. 259–277.
- FAVILENE. *A geostatistical algorithm to reproduce lateral gradual facies transitions*. Computer & Geosciences, 2009, vol. 35, n°5, pp. 1642–1651.
- FILIPPONI, M., JEANNIN, P. et TACHER, L. *Evidence of inception horizons in karst conduit networks*. Geomorphology, 2009, vol. 106, pp. 86–99.
- FINKBEINER, T., BARTON, C. et ZOBACK, M. *Relationships among in-situ stress, fractures and faults, and fluid flow : Monterey Formation, Santa Maria Basin, California*. AAPG Bulletin, 1997, vol. 81, n°12, pp. 1975–1999.
- FISCHER, M. et WILKERSON, M. *Predicting the orientation of joints from fold shape : Results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis*. Geology, 2000, vol. 28, n°1, pp. 15–18.
- FISCHER, M. et WILKERSON, M. *Predicting the orientation of joints from fold shape : Results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis*. Geology, 2000, vol. 28, n°1, pp. 15–18.
- FORD, D. et WILLIAMS, P. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley and Sons, Ltd., 2007. ISBN 978-0-470-84996-5.

-
- FOUCHÉ, O. et DIEBOLT, J. *Describing the Geometry of 3D Fracture Systems by Correcting for Linear Sampling Bias*. *Mathematical Geology*, 2004, vol. 36, n°1, pp. 33–63.
- FRANK, T. *Advanced Rendering and Geological Co-Visualization of Tetrahedral Meshes*. In 25th Gocad Meeting, Nancy, France, 2005. pp. 1–18.
- FRANK, T. *Advanced Modeling and Visualization of Tetrahedral Meshes*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine. Vandoeuvre-les-Nancy, France, 2006.
- FREULON, X. et DE FOUQUET, C. Conditioning a Gaussian model with inequalities. In SOARES, A. (Ed), *Geostatistics Tróia '92*. Kluwer Academic, Dordrecht, 1993. pp. 201–212.
- GAUTHIER, B., GARCIA, M. et DANIEL, J.-M. *Integrated Fractured Reservoir Characterization : A Case Study in a North Africa Field*. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, 2002, vol. 5, n°4, pp. 284–294.
- GEMAN, S. et GEMAN, D. *Stochastic relaxation, Gibbs distribution and the bayesian restoration of images*. *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell.*, 1984, vol. 6, n°6, pp. 721–741.
- GENTER, A. et CASTAING, C. *Scale effects in the fracturing of granite*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 1997, vol. 325, pp. 439–445.
- GERMANOVICH, L. et ASTHAKOV, D. *Fracture closure in extension and mechanical interaction of parallel joint*. *Journal of Geophysical research*, 2004, vol. 109, pp. 1–22.
- GEYER, J. et NEMAT-NASSER, S. *Experimental investigation of thermally induced interacting cracks in brittle solids*. *International Journal of solids and structures*, 1982, vol. 18, pp. 349–356.
- GILLESPIE, P., HOWARD, C., WALSH, J. *et al.* *Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures*. *Tectonophysics*, 1993, vol. 226, pp. 113–141.
- GILLESPIE, P., WALSH, J., WATTERSON, J. *et al.* *Scaling relationships of joint and vein arrays from the Burren, Co. Clare, Ireland*. *Journal of Structural Geology*, 2001, vol. 23, pp. 183–201.
- GOOVAERTS, P. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press, New York, 1997. Applied Geostatistics. ISBN 0-19-511538-4.
- GRAY, F. et HEAD, K. *Fracture detection in the Manderson Field : a 3D AVAZ case history*. *The Leading Edge*, 2000, vol. 19, n°11, pp. 1214–1221.
- GRIFFITH, A. *The theory of rupture*. First International Congress on Applied Mechanics, 1924, vol. Delft, pp. 55–63.

- GRINGARTEN, E. *FRACNET : Stochastic simulation of fractures in layered systems*. Computers & Geosciences, 1998, vol. 24, n°8, pp. 729–736.
- GRINGARTEN, E. *FRACNET : Stochastic simulation of fractures in layered systems*. Comput. Geosci., 1998, vol. 24, n°8, pp. 729–736.
- GROSS, M. *The origin and spacing of cross joints : Examples from the Monterrey Formation, Santa Barbara coastline, California*. Journal of Structural Geology, 1993, vol. 15, pp. 737–751.
- GROSS, M., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., BAI, T. *et al.* *Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations*. Journal of Structural Geology, 1997, vol. 19, n°2, pp. 171–183.
- GUIFON, M., SASSI, W., LEROY, Y. *et al.* *Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas*. Journal of Structural Geology, 2003, vol. 25, pp. 1317–1330.
- HALDORSEN, H. H. et DAMSLETH, E. *Stochastic modeling*. J. Pet. Sci. Technol., 1990, vol. 42, pp. 404–412.
- HALLER, D. et PORTURAS, F. *How to characterise Fracture in Reservoirs Using Borehole and Cores Images : Case Studies*. Geological Society Special Publication, 1998, vol. 136, pp. 249–259.
- HANKS, C., LORENZ, J., TEUFEL, L. *et al.* *Lithologic and structural controls on natural fracture distribution and behavior within the Lisburne Group, northeastern Brooks Range and North Slope subsurface, Alaska*. AAPG Bulletin, 1997, vol. 81, n°10, pp. 1700–1720.
- HARDACRE, K. et COWIE, P. *Variability in fault size scaling due to rock strength heterogeneity : a finite element investigation*. Journal of Structural Geology, 2003, vol. 25, n°10, pp. 1735–1750.
- HARRIS, J., TAYLOR, G. et WALPER, J. *Relation of deformational structures in sedimentary rocks and local structure*. AAPG Bulletin, 1960, vol. 44, pp. 1853–1873.
- HARRIS, S., MCALLISTER, E., KNIPE, R. *et al.* *Predicting the three-dimensional population characteristics of fault zones : a study using stochastic models*. Journal of Structural Geology, 2003, vol. 25, pp. 1281–1299.
- HARTLEY, J. *Napsac (release 4.1)*. Technical summary document, AEA Technology, 1998.
- HAVRON, C., VANDYCKE, S. et QUINIF, Y. *Interactivité entre tectonique méso-cénozoïque et dynamique karstique au sein des calcaires dévoniens de la région de Han-sur-Lesse (Ardennes, Belgique)*. Geologica Belgica, 2007, vol. 10, n°1-2, pp. 93–108.

-
- HEALY, D., YIELDING, G. et KUSZNIR, N. *Fracture prediction for the 1980 El Asnam, Algeria earthquake via elastic dislocation modeling*. *Tectonics*, 2004, vol. 23, pp. 1–21.
- HEGELSON, D. et AYDIN, A. *Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks*. *Journal of Structural Geology*, 1991, vol. 13, n°8, pp. 897–911.
- HENK, A. *Stress and strain during fault-controlled lithospheric extension—insights from numerical experiments*. *Tectonophysics*, 2006, vol. In Press.
- HENNINGS, P., OLSON, J. et THOMPSON, L. *Combining Outcrop Data and Three-Dimensional Structural Models to Characterize Fractured Reservoirs : An Example from Wyoming*. *AAPG Bulletin*, 2000, vol. 84, n°6, pp. 830–849.
- HENRION, V., CAUMON, G. et CHERPEAU, N. *ODSIM : an object-distance simulation method for conditioning complex natural structures*. In Proc. 29th Gocad Meeting, Nancy, France, 2009.
- HENRION, V., PELLERIN, J. et CAUMON, G. *A Stochastic Methodology for 3D Cave Systems Modeling*. In ORTIZ, J. et EMERY, X. (Eds), *Proceedings of the Eight International Geostatistics Congress*. Gecamin ltd, 2008. pp. 525–533.
- HESTHAMMER, J., JOHANSEN, T. et WATTS, L. *Spatial relationships within fault damage zones in sandstone*. *Marine and Petroleum Geology*, 2000, vol. 17, n°8, pp. 873–893.
- HEWETT, T. *Stochastic Modeling and Geostatistics*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. : AAPG, 1994. *Fractal Methods for Fracture Characterization* (19), pp. 249–260. *AAPG Computer Applications in Geology*, 3.
- HOFFMANN, W., DUNNE, W. et MAULDON, M. *Probabilistic-mechanistic simulation of bed-normal joint patterns*. In COSGROVE, J. et ENGELDER, T. (Eds), *The initiation, propagation and arrest of joint and other fractures*, 2004. pp. 269–284.
- HOLDEN, L., HAUGE, R., SKARE, A. *et al.* *Modeling of fluvial reservoirs with object models*. *Math. Geol.*, 1998, vol. 30, n°5, pp. 473–496.
- HUANG, Q. et ANGELIER, J. *Fracture spacing and its relation to bed thickness*. *Geological Magazine*, 1989, vol. 126, n°4, pp. 355–362.
- HUDSON, J. *Wave speeds and attenuation of elastic waves in a material containing cracks*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1981, vol. 64, n°2, pp. 133–150.
- HUDSON, J. et PRIEST, S. *Discontinuity frequency in rock masses*. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics*, 1983, vol. 20, n°2, pp. 73–89.
- INGRAFFEA, A. *Theory of crack initiation and propagation in rock*. In ATKINSON, B. (Ed), *Fracture Mechanics of Rocks*. London : Academic Press, 1987. pp. 71–110.

- IRWIN, G. *Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate.* Journal of Applied Mechanics, 1957, vol. 24, pp. 361–364.
- IRWIN, J. *Fracture.* In FLUGGE, S. (Ed), Encyclopedia of physics. Berlin : Springer-Verlag, 1958. pp. 551–590.
- JAEGER, J. *Elasticity, Fracture and Flow, with Engineering and Geological Applications.* 3rd éd. London : Methuen, 1969.
- JAEGER, J., COOK, N. G. et ZIMMERMAN, R. *Fundamentals of rock mechanics.* 4th éd. Blackwell Publishing, 2007.
- JI, S., LEE, K.-K. et PARK, Y.-C. *Effects of the Correlation Length on the Hydraulic Parameters of a Fracture Network.* Transport in Porous Media, 2004, vol. 55, pp. 153–168.
- JING, L. *A review of techniques, advances and outstanding issues in numerical modelling for rock mechanics and rock engineering.* International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 2003, vol. 40, pp. 283–353.
- JOHNSTON, J. et MCCAFFREY, K. *Fractal geometries of vein systems and the variation of scaling relationships with mechanism.* Journal of Structural Geology, 1996, vol. 18, n°11, pp. 349–358.
- JONES, M., BAERENTZEN, J. et SRAMEK, M. *3D distance fields : a survey of techniques and applications.* IEEE Trans. Visual Comput. Graphics, 2006, vol. 12, n°4, pp. 581–599.
- JOSNIN, J.-Y., JOURDE, H., FÉNARD, P. *et al.* *A three-dimensional model to simulate joint networks in layered rocks.* Canadian Journal of Earth Sciences, 2002, vol. 39, n°10, pp. 1443–1455.
- JOURNAL, A. *Modeling uncertainty : some conceptual thoughts.* In DIMITRAKOPOULOS, R. (Ed), Geostatistics for the next century. Kluwer Academic, Dordrecht, 1994. pp. 30–43.
- JOURNAL, A. *The necessity of multiple-point prior model.* Mathematical Geology, 2006, vol. 38, n°5, pp. 591–610.
- KATTENHORN, S., AYDIN, A. et POLLARD, D. *Joints at high angles to normal fault strike : an explanation using 3D numerical models of fault-perturbed stress fields.* Journal of Structural Geology, 2000, vol. 22, pp. 1–23.
- KAUFMANN, G. *Modelling unsaturated flow in an evolving karst aquifer.* Journal of Hydrology, 2003, vol. 276, n°1-4, pp. 53–70–. not+print.
- KIM, Y.-S., PEACOCK, D. et SANDERSON, D. *Fault damage zones.* Journal of Structural Geology, 2004, vol. 26, pp. 503–517.

-
- KING, G. *The accomodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems*. Pure and Applied Geophysics, 1983, vol. 12, pp. 761–815.
- KOVACS, A. *Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers : A hydrodynamic modeling approach*. Th. Doct., 2003. not_print.
- KRANZ, R. *Microcracks in rocks : a review*. Tectonophysics, 1983, vol. 100, pp. 449–480.
- LA POINTE, P. *A method to characterize fracture density and connectivity through fractal geometry*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 1988, vol. 25, n°6, pp. 421–429.
- LABOURDETTE, R., LASCU, I., MYLROIE, J. *et al.* *Process-like modeling of flank-margin caves : from genesis to burial evolution*. Journal of Sedimentary Research, 2007, vol. 77, n°10, pp. 965–979.
- LADEIRA, F. et PRICE, N. *Relationship between fracture spacing and bed thickness*. Journal of Structural Geology, 1981, vol. 3, n°2, pp. 179–183.
- LANGE, A., BOUZIAN, J. et BOURBIAUX, B. *Tracer-Test Simulation on Discrete Fracture Network Models for the Characterization of Fractured Reservoirs*. In SPE Europec / EAGE Annual Conference, 2005. Paper 94344.
- LANTUÉJOUL, C. *Geostatistical Simulation : Models and Algorithms*. Berlin, Germany : Springer, 2002.
- LARSEN, B. et GUDMUNDSSON, A. *Linking of fractures in layered rocks : Implications for permeability*. Tectonophysics, 2010, vol. 492, pp. 108–120.
- LAUBACH, S., LANDER, S., BONNELL, L. *et al.* *Opening history of fracture in sandstone*. In COSGROVE, J.W & Engelder, T. (Ed), *The initiation, Propagation and Arrest of Joints and Other Fractures*. Geological Society, London, Special Publication, 2004. pp. 113–133.
- LAUBACH, S., OLSON, J. et GROSS, M. *Mechanical and fracture stratigraphy*. AAPG Bulletin, 2009, vol. 93, pp. 1413–1426.
- LEDEZ, D. *Modélisation d'objet naturels par formulation implicite*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2003.
- LEDEZ, D. *Modélisation d'objets naturels par formulation implicite*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine. Vandoeuvre-les-Nancy, France, 2003.
- LI, X.-Y., LIU, Y.-J., LIU, E. *et al.* *Fracture detection using land 3D seismic data from the Yellow River Delta, China*. The Leading Edge, 2003, vol. 22, pp. 680–683.

- LI, Y. et YANG, C. *On fracture saturation in layered rock*. International Journal of Rock Mechanics and Mining, 2007, vol. 44, pp. 936–941.
- LIEDL, R., SAUTER, M., HU ?CKINGHAUS, D. *et al.* *Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model*. Water Resources Research, 2003, vol. 39, n°3, pp. –. *not found*.
- LISLE, R. *Detection of Zones of Abnormal Strains in Structures Using Gaussian Curvature Analysis*. AAPG Bulletin, 1994, vol. 78, n°12, pp. 1811–1819.
- LISLE, R. *Detection of Zones of Abnormal Strains in Structures Using Gaussian Curvature Analysis*. AAPG Bulletin, 1994, vol. 78, n°12, pp. 1811–1819.
- LISLE, R. et ROBINSON, J. *The Mohr circle for curvature and its application to fold description*. Journal of Structural Geology, 1995, vol. 17, n°5, pp. 739–750.
- LONG, J., J.S., R., C.R., W. *et al.* *Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures*. Water Resources Research, 1982, vol. 18, n°3, pp. 1105–1115.
- LOUCKS, R. *Paleocave Carbonate Reservoirs : origins, Burial-Depth Modification, Spatial Complexity, and Reservoir Implications*. AAPG Bulletin, 1999, vol. 83, n°11, pp. 1795–1834.
- LOUCKS, R. *Paleocave Carbonate Reservoirs : Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial complexity, and Reservoir Implications*. AAPG Bulletin, 1999, vol. 83, n°11, pp. 1795–1834.
- LUTHI, S. et SOUHAITE, P. *Fracture apertures from electrical borehole scans*. Geophysics, 1990, vol. 55, n°7, pp. 821–833.
- MACÉ, L. *Caractérisation et modélisation numérique tridimensionnelles des réseaux de fracture naturelles : Application au cas des réservoirs*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2006.
- MACÉ, L. et FETEL, E. *Predicting Fracture Density Using Response Surface in Naturally Fractured Reservoirs*. In 26th Gocad Meeting, Nancy, France, 2006.
- MACÉ, L., MURON, P. et MALLET, J.-L. *Integration of Fracture Data into 3D Geomechanical Modeling to Enhance Fractured Reservoirs Characterization*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, U.S.A., 9-12 October (SPE 95827), 2005. pp. 1–9.
- MAERTEN, L. *Variation in slip on intersecting normal faults : Implications for paleostress inversion*. Journal of Geophysical Research, 2000, vol. 105, n°B11, pp. 25553–25565.

-
- MAERTEN, L., GILLEPSIE, P. et DANIEL, J.-M. *Three-dimensional geomechanical modeling for constraint of subseismic fault simulation*. AAPG Bulletin, 2006, vol. 90, n°9, pp. 1337–1358.
- MAERTEN, L. et MAERTEN, F. *Chronologic modeling of faulted and fractured reservoirs using geomechanically based restoration : Technique and industry applications*. AAPG Bulletin, 2006, vol. 90, n°8, pp. 1201–1226.
- MAERTEN, L., POLLARD, D. et GILLESPIE, P. *Effects of local stress perturbation on secondary fault development*. Journal of Structural Geology, 2002, vol. 24, pp. 145–153.
- MAKEL, G. *The modelling of fractured reservoirs : constraints and potential for fracture network geometry and hydraulics analysis*. In Geological Society, London, Special Publications, 2007. pp. 375–403.
- MALLET, J.-L. *Geomodeling*. New York : Oxford University Press, 2002.
- MANDELBROT, B. *The fractal geometry of nature*. New York : W.H. Freeman, 1982. 468p.
- MANDUJANO, J., KHACHATUROV, R., TOLSON, G. *et al.* *Curvature analysis applied to the Cantarell structure, southern Gulf of Mexico : implications for hydrocarbon exploration*. Computers & Geosciences, 2005, vol. 31, pp. 641–647.
- MASAFERRO, J., BULNES, M., POBLET, J. *et al.* *Kinematic evolution and fracture prediction of the Valle Morado structure inferred from 3-D seismic data, Salta province, northwest Argentina*. AAPG Bulletin, 2003, vol. 87, n°7, pp. 1083–1104.
- MASIHI, M. et KING, P. *A correlated fracture network : Modeling and percolation properties*. Water Resources Research, 2007, vol. 43, pp. 1–9.
- MASSART, B., PAILLET, M., HENRION, V. *et al.* *Fracture Characterization and Stochastic Modeling of the Granitic Basement in the HDR Soultz Project (France)*. In Proceedings of the World Geothermal Congress, 2010.
- MASSONNAT, G., VISZKOK, J. et VRIGNON, M. *Hierarchical Organization of Flow Network in Fractured Carbonate Reservoirs : Identification and Characterization of Key Parameters*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, San Antonio, Texas, U.S.A., 29 September-2 October (SPE 77488), 2002. pp. 1381–1398.
- MATÈRN, B. *Spatial variation. Stochastic mode and their application to some problems in forest surveys and other sampling investigations*. Th. Doct.. Skogforskninginstitut. Stocckholm, 1960.
- MAULDON, M., DUNNE, W. et JR., M. R. *Circular scanlines and circular windows : new tools for characterizing the geometry of fracture traces*. Journal of Structural Geology, 2001, vol. 23, pp. 247–258.

- MCGRATH, A. et DAVISON, I. *Damage zone geometry around fault tips*. Journal of Structural Geology, 1995, vol. 17, n°7, pp. 1011–1024.
- MOLLER, J., HUBER, M. et WOLPERT, R. *Perfect simulation and moment properties for the Matérn type III process*. Stochastic Processes and their Applications, 2010, vol. 120, pp. 2142–2158.
- MORENO, L. et NERETNIEKS, I. *Fluid flow and solute transport in a network of channels*. Journal of Contaminant Hydrology, 1993, vol. 14, n°3-4, pp. 163–192.
- MORETTI, I. *Working in complex areas : New restoration workflow based on quality control, 2D and 3D restorations*. Marine and Petroleum Geology, 2008, vol. in press, pp. in press.
- MURON, P. *Méthodes numériques 3-D de restauration des structures géologiques faillées*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine. Vandoeuvre-les-Nancy, France, 2005.
- MURRAY, G. *Quantitative fracture study ; Sanish Pool, McKenzie County, North Dakota*. AAPG Bulletin, 1968, vol. 52, n°1, pp. 57–65.
- NARR, W. *Fracture Density in the Deep Subsurfaces : Techniques with Application to Point Arguelo Oil Field*. AAPG Bulletin, 1991, vol. 75, n°8, pp. 1300–1323.
- NARR, W. *Estimating average Fracture Spacing in Subsurface Rock*. AAPG Bulletin, 1996, vol. 80, pp. 1565–1586.
- NARR, W. et LERCHE, I. *A Method for Estimating Subsurface Fracture Density in Core*. AAPG Bulletin, 1984, vol. 68, pp. 1087–1100.
- NARR, W. et SUPPE, J. *Joint spacing in sedimentary rocks*. Journal of Structural Geology, 1991, vol. 13, n°9, pp. 1037–1048.
- NELSON, R. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. 2nd éd. Houston : Gulf Professional Publishing, 2001.
- NEMCOK, M., HENK, A., GAYER, R. *et al.* *Strike-slip fault bridge fluid pumping mechanism : Insights from field-based palaeostress analysis and numerical modelling*. Journal of Structural Geology, 2002, vol. 24, n°12, pp. 1885–1901.
- NICOL, A., WALSH, J., WATTERSON, J. *et al.* *Fault size distributions - are they really power-law ?* Journal of Structural Geology, 1996, vol. 18, pp. 191–197.
- NOIRIEL, C. *Contribution à la détermination expérimentale et à la modélisation des différents processus contrôlant l'évolution géochimique, structurale et hydrodynamique des roches fissurée carbonatées*. Th. Doct.. Ecole des Mines de Paris, 2005.

-
- NRC. *Rock Fracture and Fluid Flow : contemporary Understanding and Application*. National Research Council, National Academy Press, 1996.
- ODLING, N. *Scaling and connectivity in a joint system in sandstones from western Norway*. Journal of Structural Geology, 1997, vol. 19, pp. 1257–1271.
- ODLING, N., GILLESPIE, P., BOURGINE, B. *et al.* *Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs*. Petroleum Geoscience, 1999, vol. 5, pp. 373–384.
- ODLING, N. E. et WEBMAN, I. *A “Conductance” Mesh Approach to the Permeability of Natural and Simulated Fracture Patterns*. Water Resources Research, 1991, vol. 27, pp. 2633–2643.
- ODONNE, F., LEZIN, C., MASSONNAT, G. *et al.* *The relationship between joint aperture, spacing distribution, vertical dimension and carbonate stratification : An example from the Kimmeridgian limestones of Pointe-du-Chay (France)*. Journal of Structural Geology, 2007, vol. 29, pp. 746–758.
- OLDENBURG, D. et BURNE, J. *An explanation for the orthogonality of ocean ridges and transform faults*. Journal of Geophysical Research, 1975, vol. 80, pp. 2575–2585.
- OLSON, J. *Joint pattern development : effects of subcritical crack growth and mechanical crack interaction*. Journal of Geophysical Research, 1993, vol. 98, n°B7, pp. 12251–12265.
- OLSON, J. *Predicting fracture swarms — the influence of subcritical crack growth and the crack-tip process zone on joint spacing in rock*. Geological Society, London, Special Publication, 2004, vol. 231, pp. 73–88.
- OLSON, J. *Fracture aperture, length and pattern geometry development under biaxial loading : a numerical study with application to natural cross-jointed systems*. Geological Society, London, Special Publications, 2007, vol. 289, pp. 123–142.
- OLSON, J., QIU, Y., HOLDER, J. *et al.* *Constraining the Spatial Distribution of Fracture Networks in Naturally Fractured Reservoirs Using Fracture Mechanics and Core Measurements*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, New Orleans, Louisiana, U.S.A., 30 September–3 October (SPE 71342), 2001. pp. 279–290.
- OLSON, J., STEPHEN, E., LAUBACH, E. *et al.* *Natural fracture characterization in tight gas sandstones : Integrating mechanics and diagenesis*. AAPG Bulletin, 2009, vol. 93, pp. 1535–1549.
- ORTEGA, O., MARRET, R. et LAUBACH, S. *A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement*. AAPG bulletin, 2006, vol. 90, pp. 193–208.

- OULENES, A. *Practical Application of Fuzzy Logic and Neural Networks to Fractured Reservoir Characterization*. Computers & Geosciences, 2000, vol. 26, pp. 953–962.
- OULENES, A. et HARTLEY, L. *Integrated Fractured Reservoir Modeling Using Both Discrete and Continuum Approaches*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, U.S.A., 1–4 October (SPE 62939), 2000. pp. 91–100.
- ÖZKAYA, S. *CURVAZ - a program to calculate magnitude and direction of maximum structural curvature and fracture-flow index*. Computers & Geosciences, 2002, vol. 28, pp. 399–407.
- ÖZKAYA, S. *QUADRO - a program to estimate principal curvatures of folds*. Computers & Geosciences, 2002, vol. 28, pp. 467–472.
- ÖZKAYA, S. *Fracture Length Estimation From Borehole Image Logs*. Mathematical Geology, 2003, vol. 35, pp. 737–753.
- ÖZKAYA, S. et MATTNER, J. *Fracture connectivity from fracture intersections in borehole image logs*. Computers & Geosciences, 2003, vol. 29, pp. 143–153.
- PALMER, A. *Origin and morphology of limestone caves*. Geological Society of America Bulletin, 1991, vol. 103, pp. 1–21.
- PALMER, A. *Origin and morphology of limestone caves*. Geological Society of America Bulletin, 1991, vol. 103, pp. 1–21.
- PALMER, A. *Speleogenesis in carbonate rocks*. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifer, The Virtual Scientific Journal, 2003, vol. 1, n°1, pp. 11. URL www.speleogenesis.info.
- PALUSZNI, A. et MATTHÄI, S. *Numerical modeling of discrete-crack growth applied to pattern formation in geological media*. International Journal of Solids and Structures, 2009, vol. 46, pp. 3383–3397.
- PARNEY, B. et LA POINTE, P. *3-D Seismic Data in Imaging Fracture Properties for Reservoir Development*. Adapted for online presentation from the Geophysical Corner column in AAPG Explorer October and November, 2002, entitled “Fractures Can Come Into Focus” and “Simple Seismic, Complex Fractures” respectively, 2002, pp. 1–11.
- PEACOCK, D. *Predicting variability in joint frequencies from boreholes*. Journal of Structural Geology, 2006, vol. 28, n°2, pp. 353–361.
- PEACOCK, D., HARRIS, S. et MAULDON, M. *Use of curved scanlines and boreholes to predict fracture frequencies*. Journal of Structural Geology, 2003, vol. 25, n°1, pp. 109–119.
- PELLERIN, J., HENRION, V. et CAUMON, G. *Stochastic simulation of cave systems with ODSIM*. In Proc. 28th Gocad Meeting, Nancy, France, 2008.

-
- PHILLIPS, F. *The use of Stereographic Projection in Structural Geology*. London : Arnold Publishing Ltd, 1971.
- POLLARD, D. et AYDIN, A. *Progress in understanding jointing over the past century*. Geological Society of America Bulletin, 1988, vol. 100, pp. 1181–1204.
- POLLARD, D. D. et AYDIN, A. *Propagation and Linkage of Oceanic Ridge Segments*. Journal of Geophysical Research, 1984, vol. 89, pp. 10,017–10,028.
- POLLARD, D. D. et SEGALL, P. *Theoretical displacements and stresses near fractures in rock : with applications of faults, joints, dikes, and solution surfaces*. In ATKINSON, B. (Ed), *Fracture mechanics of rock*. London : Academic press, 1987. pp. 277–349.
- POLLARD, D. D., SEGALL, P. et DELANEY, P. *Formation and interpretation of dilatant echelon cracks*. Geological Society of America Bulletin, 1982, vol. 93, pp. 1291–1303.
- PRIEST, S. *Hemispherical projection methods in rock mechanics*. London : George Allen & Unwin, 1985.
- PRIEST, S. et HUDSON, J. *Discontinuity spacings in rock*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 1976, vol. 13, pp. 135–148.
- PYRAK-NOLTE, L. *The Seismic Response of Fractures and the Interrelations Among Fracture Properties*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 1996, vol. 73, pp. 787–802.
- QUIBLIER, J., TREMOLIERES, P. et ZINSZNER, B. *A tentative fault propagation description by three-dimensional finite-element analysis*. Tectonophysics, 1980, vol. 68, n°3-4, pp. 199–212.
- RAMSAY, J. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, 1967.
- RAMSEY, J. et CHESTER, F. *Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture*. Nature, 2004, vol. 428, n°6978, pp. 63–66.
- RAO, Q., SUN, Z., STEPHANSSON, O. *et al.* *Shear fracture (Mode II) of brittle rock*. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 2003, vol. 40, pp. 355–375.
- RECHES, Z. et LOCKNER, D. *Nucleation and growth of faults in brittle rock*. Journal of Geophysical Research, 1994, vol. 99, pp. 18,159–18,173.
- RENARD, P. et CAERS, J. *Conditioning facies simulations with connectivity data*. In ORTIZ, J. et EMERY, X. (Eds), *Proceedings of the Eight International Geostatistics Congress*. Gecamin ltd, 2008. pp. 525–533.

- RENSHAW, C. et POLLARD, D. *An experimentally verified criterion for propagation across unbonded frictional interfaces*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 1995, vol. 32, n°3, pp. 237–249.
- RENSHAW, C. E. *Connectivity of Joint Networks with Power Law Length Distributions*. Water Resources Research, 1999, vol. 35, n°9, pp. 2661–2670.
- RENSHAW, C. E. et PARK, J. *Effect of mechanical interactions on the scaling of fracture length and aperture*. Nature, 1997, vol. 386, pp. 482–484.
- RENSHAW, C. E. et POLLARD, D. D. *Numerical simulation of fracture set formation : a fracture mechanics model consistent with experimental observations*. Journal of Geophysical Research, 1994, vol. 99, pp. 9359–9372.
- RIJKEN, P. et COOKE, M. *Role of shale thickness on vertical connectivity of fractures : application of crack-bridging theory to the Austin Chalk, Texas*. Tectonophysics, 2001, vol. 337, n°1-2, pp. 117–133.
- ROHRBAUGH, J., DUNNE, W. et MAULDON, M. *Estimating fracture trace intensity, density, and mean length using circular scan lines and windows*. AAPG Bulletin, 2002, vol. 86, n°12, pp. 2089–2104.
- ROSENFELD, A. et PFALTZ, J. *Sequential Operations in Digital Picture Processing*. Journal of the ACM, 1966, vol. 13, n°4, pp. 471–494. ISSN 0004-5411.
- ROULEAU, A. et GALE, J. *Statistical characterisation of the fracture system in the Stripa Granite, Sweden*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science, 1985, vol. 22, pp. 353–367.
- RYAN, J.-L., LONERGAN, L. et JOLLY, R. *Fracture spacing and orientation distributions for two-dimensional data sets*. Journal of Geophysical Research, 2000, vol. 105, n°B8, pp. 19305–19320.
- SAITO, T. et TORIWAKI, J. *New algorithms for Euclidean distance transformation of an n-dimensional digital picture with applications*. Pattern Recognit., 1994, vol. 27, n°11, pp. 1551–1565.
- SASSI, W. et FAURE, J.-L. *Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins : inferences from numerical modelling*. Tectonophysics, 1997, vol. 266, pp. 101–119.
- SAVA, D. et MAVKO, G. *Rock physics-based integration of geologic and geophysical data for fracture characterization*. The Leading Edge, 2007, vol. 26, n°9, pp. 1140–1146.

-
- SAVALLI, L. et ENGELDER, T. *Mechanism controlling rupture shape during subcritical growth of joints in layered rock*. Geological Society of America Bulletin, 2005, vol. 117, pp. 436–449.
- SCHLUMBERGER. *Log Interpretation/ Applications*. Texas, U.S.A., 1996.
- SCHOLZ, C., DAWERS, N., YU, J. *et al.* *Fault Growth and Fault Scaling Laws : Preliminary Results*. Journal of Geophysical Research, 1993, vol. 98, pp. 21951–21961.
- SCHULTZ, R. et FOSSEN, H. *Terminology for structural discontinuities*. AAPG Bulletin, 2008, vol. 92, n°7, pp. 853–867.
- SCHWARZ, M. et HENK, A. *Evolution and structure of the Upper Rhine Graben : Insights from three-dimensional thermomechanical modelling*. International Journal of Earth Sciences, 2005, vol. 94, n°4, pp. 732–750.
- SEGALL, P. *Formation and growth of extensional fracture sets*. Geological Society of America Bulletin, 1984, vol. 95, pp. 454–462.
- SEGALL, P. et POLLARD, D. *Mechanics of discontinuous faults*. Journal of Geophysical Research, 1980, vol. 85, pp. 4337–4350.
- SEGALL, P. et POLLARD, D. D. *Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada*. Geological Society of America Bulletin, 1983, vol. 94, pp. 563–575.
- SERRA, J. *Image analysis and mathematical morphology : theoretical advances*. Academic Press, London, 1988. Tome 2.
- SHEN, B., STEPHANSSON, O., EINSTEIN, H. *et al.* *Coalescence of fractures under shear stresses in experiments*. Journal of Geophysical Research, 1995, vol. 100, pp. 5975–5990.
- SHEN, F. et LI, S. *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), 2004. pp. 2085–2092.
- SHIPTON, Z. et COWIE, P. *A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone*. Journal of Structural Geology, 2003, vol. 25, n°3, pp. 333–344.
- SOUCHE, L. et MACÉ, L. *Discrete Fracture Network Modelling : Perspectives*. In 23th Gocad Meeting, Nancy, France, 2003. pp. 1–18.
- SRIVASTAVA, R., FRYKMAN, P. et JENSEN, M. *Geostatistical Simulation of fracture Networks*. In Geostatistics Banff '04, 2004.
- STAUFFER, D. et AHARONY, A. *Introduction to the Percolation Theory*. London : Taylor and Francis, 1992.

- STOYAN, D., KENDALL, W. et MECKE, J. *Stochastic Geometry and its applications*. New York : John Wiley & sons, 1995.
- STOYAN, D., KENDALL, W. et MECKE, J. *Stochastic Geometry and its applications*. New York : John Wiley & sons, 1995.
- STOYAN, D. et STOYAN, H. *Fractals, random shapes and point fields*. New York : John Wiley & sons, 1994.
- STREBELLE, S. *Conditional Simulation of Complex Geological Structures Using Multiple-Point Statistics*. *Math. Geol.*, 2002, vol. 34, n°1.
- SUZUKI, S., DALY, C., MUELLER, D. *et al.* *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.
- TADA, H., PARIS, P. et IRWIN, G. *The stress Analysis of cracks Handbook*. American Society of Mechanical Engineers, 2000.
- TANER, N. *Seismic attributes*. *Recorder*, 2001, vol. 26, n°9, pp. 48–56.
- TENTLER, T. *Analogue modeling of overlapping spreading centers : insights into their propagation and coalescence*. *Tectonophysics*, 2003, vol. 376, pp. 99–115.
- TENTLER, T. et AMCOFF, Orjan, A. *Interaction of microfractures : the mechanism of network building*. *Tectonophysics*, 2010, vol. 485, pp. 215–230.
- TERZAGHI, R. *Sources of error in joint surveys*. *Geotechnique*, 1965, vol. 15, pp. 287–303.
- TOUBLANC, A., CLAUSEN, C. et HAGEN, N. *Associating different curvatures with fracture distribution characterization*. In 66th EAGE Conference & Exhibition, Paris, France, 7-10 June, 2004. pp. 1–4.
- TRAN, N. *Characterization and Modeling of Naturally Fractured Reservoirs*. Th. Doct.. School of petroleum engineering, The University of New South Wales, Sydney, Australia, 2004.
- TRAN, N., CHEN, Z. et RAHMAN, S. *Integrated conditional global optimisation for discrete fracture network modelling*. *Computer and Geosciences*, 2006, vol. 32, pp. 17–27.
- TRICE, R. *Application of borehole image logs in constructing 3D static mode of productive fracture networks in the Apulian Platform, Southern Apenines*. In LOVELL, M., WILLIAMSON, G. et HARVEY, P. (Eds), *Borehole Imaging : application and case histories*. Geological Society of London Special Publication , 1999.

-
- TUCKWELL, G., LONERGAN, L. et JOLLY, R. *The control of stress history and flaw distribution on the evolution of polygonal fracture networks*. *Journal of Structural Geology*, 2003, vol. 25, n°8, pp. 1241–1250.
- VAN DIJK, J. *Analysis and mode of fracture reservoirs*. *In* Society of Petroleum Engineers Paper , 1998.
- VERGA, F. M., GIGLIO, G., MASSERANO, F. *et al.* *Calibration of Fractured Reservoirs with Dynamic Data*. *In* SPE Reservoir Simulation Symposium, 2001. Paper 66395.
- VERMILYE, J. et SCHOLZ, C. *Relation between vein length and aperture*. *Journal of Structural Geology*, 1995, vol. 17, n°3, pp. 423–434.
- VERMILYE, J. et SCHOLZ, C. *The process zone : A microstructural approach view of fault growth*. *Journal of Geophysical Journal B : Solid Earth*, 1998, vol. 103, n°B6, pp. 12223–12237.
- VIGOUROUX, R., COLLON-DROUAILLET, P. et HENRION, V. *New parameters for the characterization of karst geometry*. *In* Proceedings of the 30th Gocad Meeting, Nancy, France, 2010.
- VIRUETE, J., CARBONELL, R., MARTÍ, D. *et al.* *3-D stochastic modeling and simulation of fault zones in the Albalá granitic pluton, SW Iberian Variscan Massif*. *Journal of Structural Geology*, 2003, vol. 25, pp. 1487–1506.
- VISEUR, S. *Caractérisation de réservoirs turbiditiques : simulations stochastiques basées-objet de chenaux méandriiformes*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2004, vol. 175, n°1, pp. 11–20.
- VITEL, S. *Méthodes de discrétisation et de changement d'échelle pour les réservoirs fracturés 3D*. Th. Doct.. INPL, Nancy, France, 2007.
- VITEL, S. et MALLET, J.-L. *A generic network for flow grids*. *In* Proc. 25th Gocad Meeting, Nancy, France, 2005.
- WELCH, J., DAVIES, R., KNIPE, R. *et al.* *A dynamic model for fault nucleation and propagation in mechanically layered section*. *Tectonophysics*, 2009, vol. 474, pp. 473–492.
- WENBERG, O., AZIZADEH, M., BLANC, E. *et al.* *Use of outcrop analogues in fractured reservoir characterization – an example from the Dezful Embayment, SW-Iran*. *In* 67th EAGE Conference & Exhibition, Madrid, Spain, 13-16 June, 2005. pp. 1–4.
- WHITE, W. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York, University Press, 1988.
- WILLSEY, S., UMHOEFER, P. et HILLEY, G. *Early evolution of an extensional monocline by a propagating normal fault : 3D analysis from combined field study and numerical modeling*. *Journal of Structural Geology*, 2002, vol. 24, n°4, pp. 651–669.

- WU, H. et POLLARD, D. *An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness*. Journal of Structural Geology, 1995, vol. 17, n°6, pp. 887–905.
- WU, H. et POLLARD, D. *Imaging 3-D fracture networks around boreholes*. AAPG Bulletin, 2002, vol. 86, n°4, pp. 593–604.
- XU, C. et DOWD, P. *A new computer code for discrete fracture network modelling*. Computer and Geosciences, 2010, vol. 36, pp. 292–301.
- XU, C., DOWD, P., MARDIA, K. *et al.* *Parametric point intensity estimation for stochastic fracture modelling*. In Leeds University Mining Association Journal, 2003. pp. 85–93.
- YAO, T. *Conditional Spectral Simulation with Phase Identification*. Math. Geol., 1998, vol. 30, n°3, pp. 285–308.
- YOUSEF, A., JENSEN, J. et LAKE, L. *Integrated interpretation of interwell connectivity using injection and production fluctuations*. Mathematical Geosciences, 2009, vol. 41, pp. 81–102.
- ZAHM, C. et HENNINGS, P. *Complex fracture development related to stratigraphic architecture : challenges for structural deformation prediction, Tensleep Sandstone at the Alcova anticline, Wyoming*. AAPG Bulletin, 2009, vol. 93, pp. 1427–1447.
- ZHONG, J., AYDIN, A. et MCGUINNESS, D. *Ontology of fracture*. Journal of Structural Geology, 2009, vol. 31, n°3, pp. 251–259.

Résumé

Les réseaux de fractures et les karsts constituent des discontinuités au sein de la roche qui affectent considérablement les écoulements de fluides, ce qui engendre des problèmes spécifiques dans divers domaines des géosciences. La problématique générale consiste à déterminer les caractéristiques géométriques et hydrauliques des réseaux de fractures ou de karsts. La caractérisation et la modélisation de ces structures se heurtent cependant à leur complexité géométrique et à leur distribution spatiale hétérogène. De plus, les observations et données directes concernant aussi bien les fractures et karsts que leur encaissant rocheux restent largement insuffisantes pour décrire avec certitudes leurs caractéristiques. Pour ces raisons, la modélisation de réseaux de fractures ou de karsts est le plus souvent réalisée dans un cadre probabiliste. Des simulations stochastiques de type objet ou pixel sont généralement mise en oeuvre pour générer des modèles 3D de fractures ou karsts. Cependant les mécanismes sur lesquels repose ce type d'approche ne permet pas de reproduire toutes la complexité de ces objets naturels et fournit des modèles manquant de réalisme géologique.

Dans ces travaux de thèse, nous proposons d'aborder la problématique de la modélisation des fractures et des karsts suivant une approche pseudo-génétique. Il s'agit de contraindre le processus de simulation stochastique de fractures et karsts par des règles géométriques et heuristiques qui imitent les processus physiques gouvernant leur formation. Deux méthodes poursuivant cet objectif ont été développées, l'une adressant la simulation des fractures et la seconde celle des karsts. Les modèles ainsi générés exposent des caractéristiques similaires à celles des réseaux de fractures et karsts naturels. et karsts.

Mots-clés: fracture, karsts, géomodélisation, simulation stochastique, processus génétique

Abstract

Fractures and karstic networks are known to significantly affect flow paths and therefore raise specific issues in a wide variety of geoscience fields. The common question beyond these problems is to determine whether there is a network of fractures and/or karstic conduits and if yes what are its geometrical and hydraulic characteristics. Characterization and modeling of these features is a challenge for it usually displays complex geometries and heterogeneous spatial distribution. Moreover, in most cases, neither fracture and karst nor their host environment can be observed or described with certainty at all scales and location of relevance. For these reasons, fractures and karstic networks are usually integrated into 3D geological model through a probabilistic framework. Stochastic object- or pixel-based simulations are commonly performed to generate 3D models of fractures and karst but failed to reproduce the whole complexity of these natural objects and 3D models often lack geological realism.

To address the issues related to fracture and karst modeling, we present two genetic-like approaches. The motivation of this work is to constrain the stochastic simulation of fractures and karsts by geometrical and heuristic rules which mimic the physical processes governing their formation. The resulting fracture and karst models display similar characteristics as those of natural pattern.

Keywords: fracture, karst, geomodeling, stochastic simulation, genetical process

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques

Laboratoire d'Infographie et d'Analyse de Données

Rue du Doyen Marcel Roubault - 54500 Vandœuvre

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur Jean-Marc DANIEL, Ingénieur de Recherche, IFP Energies Nouvelles, Rueil-Malmaison

Monsieur Jean-Paul CHILES, Professeur, ENSM Paris, Centre de Géostatistique, FONTAINEBLEAU

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur HENRION Vincent

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,
une thèse intitulée :

"Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de la géométrie 3D de réseaux fracturés et karstiques. "

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Géosciences** »

Fait à Vandoeuvre, le 27 juin 2011

Le Président de l'IN.P.L.,

F. LAURENT



