

Influence de la température sur l'activité micro-sismique dans un réservoir fracturé lors d'injections de longue durée. Application aux données du site de Rosemanowes (UK). Première approche d'un site potentiel dans le rift d'Assal (Djibouti)

Ahmed Kayad Moussa

▶ **To cite this version:**

Ahmed Kayad Moussa. Influence de la température sur l'activité micro-sismique dans un réservoir fracturé lors d'injections de longue durée. Application aux données du site de Rosemanowes (UK). Première approche d'un site potentiel dans le rift d'Assal (Djibouti). Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2013. Français. NNT : 2013ENMP0084 . tel-01310481

HAL Id: tel-01310481
https://pastel.hal.science/tel-01310481

Submitted on 2 May 2016

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

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

ParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY

MINES ParisTech

Ecole doctorale n° 398 :

Géosciences et Ressources Naturelles

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité "Hydrologie Hydrogéologie Quantitatives "

présentée et soutenue publiquement par

Ahmed KAYAD MOUSSA

Le 22 mars 2013

Influence de la température sur l'activité micro-sismique dans un réservoir fracturé lors d'injections de longue durée. Application aux données du site de Rosemanowes (UK). Première approche d'un site potentiel dans le rift d'Asal (Djibouti).

Directeur de thèse : Dominique BRUEL

Jury

Mme Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF, Professeur, Ecole des Mines de Nancy	Présidente
Mme Sylvie GENTIER, Ingénieur, HDR, BRGM	Rapporteur
Mme Judith SAUSSE, Maître de conférences, HDR, Ecole de Mines de Nancy	Rapporteur
M. Dominique BRUEL, Maître de recherche, MINES ParisTech	Examinateur
M. Yves GUGLIELMI, Professeur, CEREGE, Université Aix-Marseille	Examinateur
M. Mohamed JALLUDIN, Directeur Général du CERD, Djibouti	Examinateur
M. Moumtaz RAZACK, Professeur, Université de Poitiers	Examinateur

T H E S E

MINES ParisTech
Centre de Géosciences
35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex

Avant-Propos

Cette thèse a été réalisée dans le laboratoire de l'équipe des Systèmes Hydrologiques et Réservoirs (SHR), du centre de Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris, sous la direction de **Dominique Bruel**. Je tiens à lui exprimer mes vifs remerciements. Il fut pour moi un directeur de thèse attentif disponible malgré ses nombreuses charges. Sa compétence, sa rigueur scientifique et sa clairvoyance m'ont beaucoup appris. L'encouragement et la motivation de sa part durant les périodes de doutes ont grandement contribué à l'achèvement de cette étude, J'en profite pour lui exprimer ma plus profonde gratitude.

Mes remerciements s'adressent également à tous les membres du jury. Je remercie très sincèrement **Sylvie Gentier, Judith Sausse** d'avoir accepté de rapporter sur mon manuscrit. Le regard critique qu'elles ont porté sur mes travaux ne peut que m'encourager à être encore plus perspicace et engagé dans mes recherches. Merci à **Véronique Merrien-Soukatchoff** pour m'avoir fait l'honneur d'accepter la position de Président du jury**,** merci à **Moumtaz Rasack**, **Yves Guglielmi, Mohamed Jalludin** d'avoir accepté de faire partie de mon jury. Leurs remarques et commentaires ont jeté un courant d'air frais qui m'a permis de clarifier de nombreux points de ce manuscrit. Merci encore au Directeur Général du Centre d'Etudes et Recherche de Djibouti (CERD), centre dans lequel je continuerai la suite de mes travaux de recherche, de m'avoir donné l'opportunité de faire cette thèse, et fait en sorte que cette thèse puisse se faire dans les meilleures conditions en répondant présent à toutes mes sollicitations.

Je voudrais également remercier l'ensemble des personnels de l'équipe SHR, pour leur gentillesse et pour les discussions partagées pendant les innombrables pauses passées ensemble. Parmi les collègues de travail, il y une catégorie particulière, celle des doctorants ou compagnons de route avec qui j'ai partagé des moments inoubliables. Parmi eux, en commençant par ma collègue de bureau Sarah, je citerai Céline, Sandra, Wilfried et les post-docs Firas, Amer, avec qui j'ai passé des moments très sympathiques. Je n'oublierai sans doute pas les doctorants des autres équipes et parmi eux il y a ceux qui sont devenu des amis. Là encore il serait périlleux de n'en citer que quelques-uns, mais je pense à Malek, Dhaker, Nidhal et Khouzama.

Cette page de remerciements ne serait pas complète sans les remerciements à la famille. Evidemment je remercie mes parents pour tout ce qu'ils ont fait pour moi, pour m'avoir aidé et soutenu dans tous les moments de doutes de ma scolarité. Mes sœurs, mes frères et toute ma belle-famille pour leurs soutiens et leurs encouragements.

Pour finir cette page, il me reste juste une personne à remercier. Evidemment la plus importante de toutes à mes yeux, puisque c'est la femme qui partage ma vie. C'est elle qui a subi ma thèse de l'intérieur, les moments de doutes et de joies, les weekends au laboratoire, les répétitions et j'en passe… bref, tu es la femme de ma vie.

Résumé

Le cadre général de la thèse concerne la valorisation sous forme de production d'énergie électrique de la chaleur présente à quelques kilomètres de profondeur (3 à 5 km), dans les socles ou le long des zones de failles. A cette profondeur, la perméabilité, en général, et la connectivité des principaux chemins d'écoulement sont faibles, d'où la nécessité d'avoir recours à la technique de stimulation hydraulique. La stimulation hydraulique déclenche un processus de rupture accompagné d'une activité micro-séismique, mesurable. Cependant ces microséismes peuvent avoir des conséquences au niveau matériel en surface et être perceptibles par la population. Pour anticiper le risque lié à ce phénomène, différentes hypothèses ont été soulevées, mettant l'accent sur la quantité de débit d'injection, la présence de fractures proches d'un régime mécanique instable, les changements des propriétés chimiques des fluides mais aussi sur l'effet de refroidissement à long terme de la roche.

Notre objectif principal a été l'étude du phénomène de microsismicité relativement au refroidissement, en nous basant sur une expérience de terrain de longue durée, menée sur le site de Rosemanowes (Cornwall, UK) entre août 1985 et décembre 1988. Pour cela nous avons procédé à la mise en place d'un outil de calcul capable de simuler ce phénomène. Après avoir testé la capacité de l'outil de calcul FRACAS nous avons amélioré ce dernier en introduisant *une approche à double milieu thermique*. Cette nouvelle approche nous a permis de mieux simuler le refroidissement du réservoir dû à l'injection de fluide à long terme, responsable des nouveaux mécanismes de ruptures dus à la traction de la roche. Dans ce contexte nous avons donc introduit un nouvel algorithme pour prendre en compte les manifestations d'instabilités, un mécanisme de « *stick-slip* » avec prise en compte d'une friction statique et d'une friction dynamique avec objectif de mieux simuler les effets de la rupture par cisaillement en raison d'une augmentation de la pression ou en raison de contraintes thermiques. Les différentes modifications introduites ont été testées et vérifiées à partir d'exemples tirés de la littérature.

La possibilité d'induire des microséismes a ensuite été étudiée à partir de données issues d'un site particulier, avec deux modèles 3D selon deux géométries différentes, un modèle déterministe et un modèle stochastique, dont les propriétés géométriques (longueur, rayon et orientation des fractures) et les propriétés physiques ont été tirées des observations et travaux antérieurs effectués sur ce site. La simulation thermo-hydro-mécanique du modèle déterministe nous a permis de modéliser les échanges thermiques en régime transitoire dans le réservoir formé par le doublet de forages RH12/RH15 de ce site de Rosemanowes. Les résultats ont pu être comparés avec les observations et avec les résultats d'autres modèles antérieurs. Dans cette première partie nous avons confirmé certaines hypothèses

proposées par la littérature, en particulier le phénomène de « court-circuit », qui se traduit par un faible volume du réservoir, mais aussi par l'existence de chemins d'écoulements préférentiels. Ce phénomène « court-circuit » observé dans le site de Rosemanowes peut être compromettant pour la performance d'un réservoir et rend donc presque impossible l'idée d'une exploitation économique. Pour identifier et décrire les phénomènes de microséismes qui sont dus à la fois à l'augmentation de la pression du fluide d'injection (stimulation hydraulique) mais aussi à la contraction causée par le refroidissement à long terme de la roche, nous avons activé et désactivé le couplage thermo-mécanique. Nous avons remarqué que cela correspondait à une différence de pression au sein du réservoir de l'ordre de 0.6 à 2 MPa, ce qui est suffisant pour activer le mécanisme des ruptures.

Pour mieux étudier l'effet induit par la contraction, nous utilisons le modèle 3D stochastique. Dans ce modèle, l'objectif principal est de mieux simuler dans l'espace les ruptures en cisaillement dues à la contrainte thermique à plus long terme. Un premier calcul, avec des valeurs de débit et température maintenues constantes pendant 3 ans à leur niveau moyen, est comparé avec le second scénario où l'on divise les 3 années de circulation en 14 phases pour mieux suivre le protocole expérimental. On constate que les ruptures simulées et les microséismes associés ne sont pas distribués de la même manière dans le temps, des microséismes peuvent être simulés même quand le régime de pression est modéré. L'intérêt de ces deux tests est de montrer qu'il existerait un moyen d'atténuer les fortes magnitudes des ruptures en cisaillement dues au refroidissement de la roche en évitant que ces contraintes s'accumulent trop, grâce à des pulses de pression d'injection de courtes durées qui viendraient déclencher plus tôt les phénomènes.

Mots-clés : Géothermie EGS, contrainte thermique, réservoir fracturé, stimulation hydraulique, sismicité induite, Site de Rosemanowes (UK), couplage thermo-hydromécanique, Site d'Assal.

Abstract

The general framework of our research regards the enhancement of geothermal systems devoted to power generation from the heat present in the rocks at great depth, 3 to 5 km, in the basementor along fault zones. At this depth the permeability and the connectivity of the main flow paths are generally low. To obtain the circulating flow rates and heat exchange properties required by the economic criterion, hydraulic fracturing techniques that involve injecting fluid at high pressure in the rocks forming the reservoir are necessary. These hydraulic stimulations trigger a process of rupture with a measurable induced micro-seismic activity. Among other possible reasons for micro-earthquakes generation, changes in the chemical properties of fluids but also the cooling effect on the long-term of the rock have been hypothetized. These micro-earthquakes can have consequences at the hardware level surface and be perceived by the population. Therefore it is a crucial need to anticipate the risk associated with this phenomenon.

Our main objective is to investigate the micro-seismic events linked to the long term cooling of the rock and to obtain a better understanding of when and where they can occur, so that they can either be avoided or mitigated. We will base our study on a field experiment of long duration (3 years), conducted on the HDR site developed at Rosemanowes (Cornwall, UK), between August1985 and December1988. For this we proceeded to the upgrade of a computational tool able to simulate this phenomenon. The FRACAS code was improved first by introducing a *dual thermal approach*. This new approach has allowed us to better simulate the cooling of the reservoir due to fluid injection in the long term, responsible for new failure mechanisms of tensile strength of the rock. Then we have introduced a new algorithm to take into account the events of instabilities, a mechanism of "stick-slip" with consideration of static/dynamic friction and stress drop to better simulate the effects of shear failure due to pressure increase, or due to thermal stress increase. The various improvements have been tested and verified from example from the literature.

The possibility of inducing micro-seismic is then examined using *in-situ* data derived from a particular site, with the help of two 3D models using two different geometries, a deterministic model and a stochastic model whose geometric properties (density, length and orientation of fractures) and physical properties were obtained from observations and previous work on this site. The simulation of Thermo-Hydro-Mechanic (THM) couplings in the deterministic model has allowed us to model the transient heat transfer in the reservoir formed by the wells RH12/RH15 of the Rosemanowes site. The results were compared with observations and with the results of other previous models. In this first part we confirmed some hypotheses proposed in the literature, including the phenomenon of "short circuit",

which translates into a small volume of the reservoir, but also by the existence of preferential flow paths. This phenomenon of "short circuit" observed in the Rosemanowes site may become promising for the performance of the reservoir, thus rendering impossible the idea of economic exploitation. To identify and describe phenomena that microseisms are due to both the increase in fluid pressure injection but also the contraction caused by the long-term cooling of the rock, we turned off the coupling H – TM .We noticed that this corresponded to a difference in pressure within the reservoir of about 0.6 to 2 MPa, which is sufficient to activate the mechanism ruptures.

To better study the effect induced by the contraction we set up a 3D stochastic model. In this model, the main objective is to better simulate the spatial migration of shear rupture due to thermal stress in the longer term. For this purpose, we have performed two equivalent numerical simulations, both starting with a similar pre-stimulation period of the reservoir (as done in situ, test RT2046). In the first scenario, an equivalent hydraulic regime is found, with pressure and temperature kept constant for 3 years, in the second scenario we followed the *in situ* measurements by dividing the 3 years into 14 steps with a variable prescribed hydraulic regime. The interest of these two tests is to show that rock cooling does create seismic activity within a couple of years at this site and that high magnitude failures may be mitigated using pulses of injection of short duration that would trigger earlier this phenomena.

Keywords : Enhanced Geothermal System (EGS), thermal stress, fractured reservoirs, induced seismicity, Rosemanowes site (UK), Thermo-Hydro-Mechanical process.

Table des matières

Chapitre 1 - Introduction et présentation du sujet 13

Problématique 16
Plan de la thèse 18
Le contexte général 20
1.1 - La géothermie 20
1.2 Définitions 20
1.2.1 Place de la géothermie dans le monde 20
1.2.2 La géothermie à haute énergie 22
1.2.3 La géothermie à basse énergie 22
1.2.4 La géothermie à très basse énergie 22
1.2.5 Place de la géothermie en France 22
1.2.6 Les ressources géothermales françaises 23
1.2.7 La géothermie HFR (Hot Fractured Rock) et la production d'électricité 24
1.2.8 Petit lexique de la géothermie HFR 26
1.2.9 Historique et statut de la géothermie HFR à travers le monde 27
1.3 Modélisation des milieux fracturés 29
1.3.1 Milieu poreux équivalent 30
1.3.2 Double porosité 31
1.3.3 Approche « milieu discontinu » 32
1.4 Sismicité induite 35
1.4.1 Définition 35
1.4.2 Sismicité induite d'origine anthropique 36
1.4.3 Sismicité induite par injection de liquides 36
1.4.4 Couplage Thermo-Hydro-mécano-Chimique (THMC) 38
1.4.5 Effets d'une perturbation thermique 40
1.4.6 Mécanisme de la rupture le long d'une fracture 43
1.4.7 Loi de frottement de roches 45
1.4.8 Outils de calcul et travaux de modélisation quantitative antérieurs 49
1.4.9 Méthode de résolution pour les outils utilisés 51
1.5 Conclusion du chapitre 1 52

Chapitre 2 - Le code FRACAS 53

2.1 Le modèle géométrique des fractures 55
2.1.1 Les propriétés des familles de fractures en forme de disques 55
2.1.2 Le modèle hydrodynamique 59
2.1.3 Loi d'écoulement dans une fracture – Conductivité hydraulique intégrée 60
2.1.4 L'écoulement permanent dans un réseau de fractures 62
2.1.5 L'écoulement transitoire dans un réseau de fractures 62
2.1.6 Hydro-mécanique dans FRACAS 63
2.2 Le modèle de transport et d'échange de chaleur 68
2.2.1 Spécificités du modèle initial 68
2.2.2 Description de l'approche « double milieu discret » pour les transferts de chaleur 70
2.2.3 Calcul de la contrainte thermique 76
2.2.4 Mise à jour de la modélisation de la stimulation hydraulique et des processus de friction 77
2.3 Premiers tests de vérification du code actuel incluant les développements du module thermique 81
2.3.1 Vérification du module de calcul thermique sur une solution analytique en écoulement radial 82
2.3.2 Vérification du couplage thermo-hydraulique et de la prise en compte du comportement conductif à l'échelle globale 84
2.3.3 Application à un système multi-fractures: cas de plusieurs fractures d'extension finies parallèles 89
2.3.4 Application à un système de réseau aléatoire de fractures 91
2.3.5 Illustration du couplage thermo-hydro-mécanique 96
2.4 Conclusion du Chapitre 2 106

Chapitre 3 - Application de l'approche numérique à un site expérimental : le réservoir EGS de Rosemanowes (UK). Analyse de l'effet de la contrainte induite par le refroidissement sur la stabilité mécanique des fractures 107

3.1 Introduction : présentation de la base de données utilisée 109
3.1.1 Présentation du site HDR de Rosemanowes 109
3.1.2 Bref historique du programme expérimental 110
3.1.3 Inventaire des données disponibles en vue d'une modélisation du site 115
3.1.4 Détails hydromécaniques sur l'essai de longue durée Août 1985 –

Décembre 1988 120
3.2 Première approche numérique : un modèle à géométrie explicite, formé d'un assemblage de quelques grandes fractures 122
3.2.1 Géométrie retenue 123
3.2.2 Scénario et paramètres d'injection 125
3.2.3 Propriétés Mécaniques du massif rocheux et des fractures 126
3.2.4 Conditions aux limites hydrauliques 129
3.2.5 Principales différences entre le modèle actuel et celui de Kolditz et al. (1998) 129
3.2.6 Mise en œuvre du modèle et résultats obtenus 130
3.2.7 Discussion sur le modèle simplifié de factures parallèles 135
3.3 Deuxième approche numérique: un modèle stochastique 144
3.3.1 Introduction : prise en compte de tests de stimulations antérieurs 144
3.3.2 Géométrie et paramétrisation du modèle stochastique 146
3.3.3 Résultats de la calibration sur la première étape de simulation : le test RT2046 152
3.3.4 Simulation de l'essai de longue circulation Phase 2B/2C 157
3.3.5 Discussion sur les résultats obtenus 174
3.3.6 Tests de sensibilité effectués pour guider les divers essais lors de la calibration des modèles 165
3.4 Conclusion sur l'application à un jeu de données historiques 172

Conclusion et perspectives 175

Bibliographie 181

Liste des Figures et des Tableaux 199

Annexe - Ebauche d'un modèle 3D du réservoir géothermique d'Asal 207

A1 Généralités 209
A1.1 Aspect géologique 209
A1.2 Aspect hydrogéologique 210
A1.3 Tectonique 211
A1.4 Sismiques 213

A1.5 Contraintes 215
A2 Champs géothermique d'Assal 217
A2.1 Forages 217
A3 Caractérisation du réseau de fractures observé à grande échelle 220
A3.1 Détermination d'une loi de longueur des fractures 221
A3.2 Distance inter-fracturale 222
A3.3 Densité des fractures 224
A3.4 Echelle du site d'étude et hypothèses 225
A4 Description du modèle conceptuel proposé pour une future étude du site d'Assal 225
A4.1 Géométrie 225
A4.2 Ecoulement général et conditions aux limites du bloc 226
A4.3 Travaux à effectuer 226
Liste des figures et Tableau de l'Annexe 227

Chapitre 1
Introduction et présentation du sujet

La fin du XX^{ème} siècle a mis en évidence la nécessité d'un « développement durable » qui doit entre autre, résoudre deux problèmes majeurs pour l'avenir des générations futures :

- La limitation et l'épuisement des énergies fossiles et donc la nécessité de mettre en œuvre une politique de maîtrise de l'énergie et de développement des énergies renouvelables.
- La dégradation de notre environnement en particulier, le réchauffement climatique lié aux activités humaines, phénomène devenu aujourd'hui incontestable.

Du point de vue énergétique, le XXI^{ème} siècle sera obligatoirement un siècle de transition énergétique, voire de rupture. Il aura à résoudre la croissance inéluctable de la demande énergétique mondiale et du surcoût, ainsi que les effets des changements climatiques. Le scénario présenté par l'Agence Internationale de l'Energie prévoit un taux de croissance moyenne de 1,6 % par an pour les 25 prochaines années. Il doit être tenu compte de la croissance démographique, notamment dans les pays émergents. Il est clair que les énergies fossiles ne seront plus à même d'assurer la totalité de la demande dans des conditions économiques et environnementales satisfaisantes. Même si les progrès technologiques ont permis et permettront encore de repousser les limites des réserves, le plafonnement de la production puis un déclin de la production de pétrole et de gaz doivent aujourd'hui être pris en compte. La date du «pic pétrolier » reste incertaine, mais en tout état de cause elle peut être proche, selon le rapport annuel 2010 de l'Agence Internationale de l'Energie (AIE).

Le secteur énergétique des énergies traditionnelles est aussi responsable aujourd'hui d'environ 65 % des émissions des gaz à effet de serre d'origine anthropique (Lemale, 2009). Pour lutter contre les effets induits sur le climat, la communauté scientifique a annoncé que le fait de diviser les émissions de CO_2 par quatre d'ici 2050 est un objectif ambitieux, mais nécessaire pour que les 9 milliards d'individus qui vivront sur notre planète puissent bénéficier des progrès de notre société dans les meilleures conditions. Des engagements ont été pris au niveau mondial, européen et national. Le recours aux énergies renouvelables (l'hydraulique, l'énergie éolienne, l'énergie solaire, l'énergie produite par les vagues et les courants marins, la géothermie, c'est-à-dire l'énergie tirée de la chaleur de la terre qui est elle-même en partie issue de la radioactivité naturelle des roches et la biomasse) est incontournable et doit être encouragé par tous les moyens (Lemale, 2009).

Pour la France, les objectifs du Grenelle Environnement 2006-2020 sont de 20 millions de tep d'énergie renouvelable supplémentaire (23% du mix énergétique), avec par exemple 1 million de tep de chaleur supplémentaire pour la géothermie et 15 à 80 MWe électrique en plus pour les territoires

d'Outre-Mer. Une politique d'accompagnement spécifique a été mise en œuvre, avec un tarif de rachat préférentiel pour l'électricité d'origine géothermique et un programme de soutien à la recherche pour la réalisation de démonstrateurs (AMI/ADEME, 2012).

Pour la République de Djibouti, les énergies renouvelables (solaire et éolien et géothermique) sont des options fiables pour remplacer l'énergie fossile mais sont aussi primordiales pour le développement économique du pays. Après les dernières études de surface réalisées par la société islandaise Reykjavik Energie Invest (REI) en 2009, la géothermie du rift d'Assal estimée à plus de 50 MWe pourrait voir le jour avec la réalisation de quatre nouveaux forages dans la zone de Fialé située au Nord Est du rift, d'ici courant 2016.

Nous allons décrire brièvement dans les prochains paragraphes une de ces sources d'énergie renouvelable, en l'occurrence la géothermie, car le projet dans lequel s'inscrit le sujet de la thèse est directement lié à la mise en développement de l'une des formes que peut prendre cette énergie : la production d'énergie électrique.

Problématique de la thèse

Le sujet de cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche européen GEISER lancé en 2010 (Geothermal engineering integrating mitigation of induced seismicity in reservoir, Grant Agreement n°241321-2). Ce projet fait suite à un ensemble de programmes menés en Europe depuis les années 1980, centrés sur la mise au point des techniques d'exploitation de la chaleur dans les zones de socle et ayant abouti au développement d'un site pilote à Soultz-sous-Forêts. L'objectif général visé par ces projets est la valorisation sous forme de production d'énergie électrique de la chaleur présente à quelques kilomètres de profondeur (3000 m à 5000 m), le long des zones de failles, ou des zones à perméabilité de fractures. Dans cette gamme de profondeurs nécessaire pour atteindre une température compatible avec la transformation de la chaleur en électricité, la perméabilité et les connectivités des principaux chemins d'écoulement sont faibles, d'où l'idée de la stimulation hydraulique des massifs qui consiste à injecter du fluide à haute pression dans les roches cristallines du réservoir pour induire des perturbations sur les équilibres mécaniques, relaxer des contraintes de cisaillement et améliorer ainsi la perméabilité. La stimulation hydraulique signifie donc des ruptures qui ont une signature identique à celle des micro-séismes, et qui peuvent avoir assez d'énergie pour être perceptibles par la population. Un projet important a dû par exemple être définitivement arrêté à Bâle en Suisse (Deep Heat Mining project), suite à un micro-séisme de magnitude 3.4 survenu de manière imprévue à la fin d'une opération de stimulation hydraulique menée en 2006.

Un des principaux axes de recherche dégagés dans le projet GEISER est l'approfondissement et la compréhension des causes de déclenchement des microséismes, utiles pour la création d'un réservoir de bonne perméabilité mais très défavorables lorsque ces mécanismes sont trop forts, puis de proposer des techniques pour prévoir et contrôler les effets de ces évènements sismiques. Plusieurs études ont déjà été menées sur la sismicité induite et plusieurs hypothèses ont été dégagées (Bommer et al., 2006 ; Ghassemi et al., 2005) que nous verrons ultérieurement en détail. Dans le cadre de cette thèse nous allons nous concentrer sur un des mécanismes possibles identifiés qui est le refroidissement de la roche pendant l'exploitation du réservoir.

Notre but est d'évaluer comment le risque de micro-sismicité à long terme dépendra du comportement thermique de la boucle géothermale au cours de son exploitation qui pourra durer 20 ou 30 ans. Nous savons que la présence de fluides dans les réseaux poreux des roches et la circulation des fluides à plus grande échelle (failles) contrôlent le champ de température dans les premiers kilomètres de la croûte. Notre but est d'anticiper sur l'impact que pourrait avoir le refroidissement dû à une circulation de fluide imposée le long de fractures (convection forcée) dans le cadre d'une mise en exploitation géothermique d'un système de fractures ou d'une portion de faille avec réinjection froide. Le sujet consistera donc en une modélisation des échanges thermiques entre la roche et le fluide injecté afin de coupler l'évolution thermique du système au comportement hydromécanique, dans un contexte fracturé ; on prendra l'exemple du site de Rosemanowes (UK) (Parker, 1999) sur lequel des observations de température sont disponibles sur une longue durée, l'impact du refroidissement des roches allant en général dans le sens d'une diminution de la contrainte effective et d'un accroissement des ouvertures des fractures. Une application intéressante dans un graben en activité sera présentée (Rift d'Asal, Djibouti, en Annexe 1). En effet plusieurs projets sont en cours de développement sur l'Est africain (Mwangi, 2010 ; Jalludin, 2010).

Dans l'approche proposée, on considérera le milieu remplissant les fractures comme étant perméable, ces fractures pouvant s'assembler à plus grande échelle en réseau, pour constituer un modèle de portion de faille. La matrice rocheuse sera imperméable mais aura bien sûr un rôle de capacité thermique. Les outils numériques existant au laboratoire seront adaptés et améliorés pour cette application. En particulier on détaillera les travaux concernant les points qui suivent :

- Dans les équations qui décrivent l'écoulement, on considère la variation de densité due à la variation de température comme négligeable, mais la variation de viscosité du fluide provoquée par les différences de température sera prise en compte et le transport de chaleur sera convectif dans les fractures, conductif dans la matrice rocheuse. Une approche de calcul en double milieu sera présentée pour le calcul des échanges thermiques de longue durée.

- Le comportement mécanique suppose que le milieu formant la matrice est élastique et que les déformations sont des glissements le long des plans des fractures, lorsque un critère de rupture est atteint. Une première partie de ce travail consiste à évaluer ce critère pour représenter l'état naturel avant toute mise en circulation de fluides dans le réservoir. La perturbation thermique due à la circulation forcée d'un fluide est alors superposée et la question de la stabilité réévaluée pour différents temps.

- Le modèle de rupture sera adapté pour le cas des réseaux de fractures de façon à pouvoir introduire une chute de contrainte et calculer dans l'espace et au cours du temps un moment sismique lorsque le critère de rupture sera atteint sur une fracture particulière.

- Les données utilisées dans le cadre de ce programme sont essentiellement des données géologiques, hydrauliques et géophysiques, qui proviennent d'une recherche bibliographique sur le site de Rosemanowes.

Plan de la thèse

Dans **le premier chapitre**, nous décrivons ce qu'est la géothermie en général en faisant la différence entre la chaleur produite par un réservoir « naturel » et celle produite par un réservoir pour partie artificiel de type Enhanced Geothermal System (EGS, système anciennement dénommé Hot Dry Rock, HDR), dans le but de mettre en relief le pourquoi de la sismicité induite. Nous décrivons dans la deuxième partie de ce chapitre, les principales causes de la sismicité induite et quels en sont les impacts positifs ou négatifs. Nous décrirons en particulier par la suite le mécanisme des ruptures dues au refroidissement de la roche et on considérera que ce mécanisme peut agir de la même manière que la pression du fluide mais de manière différée. Nous introduirons aussi le comportement frictionnel « stick-slip» et le modèle de comportement dynamique «slate rate». Pour clore ce chapitre nous faisons une rapide synthèse bibliographique sur la modélisation en milieu fracturé et l'importance de faire de couplage Thermo-Hydro-Mécanique-Chimique pour mieux comprendre la sismicité induite. Les principaux modèles réalisés jusqu'à ce jour seront présentés mais aussi les codes des calculs utilisés et ceux disponibles dans le domaine commercial.

Dans **le deuxième chapitre**, nous décrivons l'outil de calcul « FRACAS » développé au laboratoire dans le cadre de plusieurs autres thèses, en faisant une évaluation de son état actuel et de ses capacités de modélisation des échanges thermiques. Avant toute modification nous avons procédé à des tests de validation pour identifier les faiblesses de la version actuelle dans la résolution du couplage entre la conduction et l'advection dans un réseau de fracture soumis à de longues périodes de circulation de

fluide, en comparant avec un modèle de la littérature : « Couplage thermo-hydraulique à long terme à une fracture (Pruess et al., 1999) ». On a testé aussi la sensibilité de cette version initiale mise à disposition vis-à-vis des différents paramètres considérés.

Dans un second volet, nous avons procédé à l'amélioration du code par introduction d'un double milieu, conductif à grande échelle pour mieux prendre en compte l'échange des chaleurs à long terme et en introduisant les aspects mécaniques (prises en compte simplifiées de la thermo-élasticité) dans le code thermique. Des exemples montrant les nouvelles capacités de cette version du code sont fournis. Pour mieux étudier la relation entre la sismicité induite, la contrainte thermique et la pression, nous avons mis à jour le modèle de rupture initial (Bruel, 2007) en introduisant un nouvel algorithme « stick-slip », pour décrire un comportement frictionnel pendant le glissement. Pour valider les nouvelles modifications que nous avons introduites relativement au calcul thermomécanique nous prenons un deuxième exemple tiré de la littérature : « Couplage thermo-hydro-mécanique à long terme le long d'une seule fracture (Zhou et al., 2009) ».

Dans **le troisième Chapitre**, nous mettons en place un modèle de terrain avec couplage thermo-hydro-mécanique d'un modèle déterministe 3D à plusieurs fractures planes de grande extension dont la géométrie (longueur et orientation) et les propriétés physiques ont été tirées des observations et travaux antérieurs effectués sur le site Rosemanowes. Dans cette partie nous simulons les observations d'une période de plusieurs années d'exploitation et pu fournir une explication plausible du refroidissement rapide du réservoir et surtout établir une estimation du niveau de contrainte thermique dû au refroidissement. Notons que d'un point de vue de l'exploitation géothermique, la baisse de température de production moyenne ne devait pas dépasser le 1 % par an pour des raisons économiques (Kolditz and Clauser, 1995) et que cet objectif n'a pu être obtenu, en raison des interactions hydro-thermo-mécaniques.

Pour mieux se rapprocher de la réalité et mieux représenter la relation entre la température et la sismicité induite, nous avons mis en place un modèle 3D aléatoire et non plus déterministe. Ce dernier modèle nous a donc permis de vérifier que des cisaillements et des microséismes de magnitude variée pouvaient se concentrer dans certaines zones et se déclencher au cours du temps, même tardivement. Nous effectuons par la suite une série de tests de sensibilité du modèle. Cette partie permet de conclure sur des stratégies possibles d'exploitation de système multi-forage permettant le contrôle du réservoir.

En **Annexe**, nous rassemblons les données en vue de réaliser des tests numériques prospectifs sur un graben encore actif, à partir de données issues d'un site dans le rift d'Asal (Djibouti). Dans ce dernier chapitre l'objectif principal est d'imaginer comment utiliser le réservoir de Galé-le Goma, situé au sud

de l'axe du rift. Ce réservoir a été abandonné à cause du taux de salinité élevé présent dans le fluide et de sa faible perméabilité. Il est envisagé de faire une stimulation hydraulique de ce réservoir, en espérant pouvoir établir une connexion entre le fluide, transitant entre le Ghoubbet et le Lac Assal, et le réservoir profond. Notre base de données pourra servir à simuler le fonctionnement hydro-mécanique de ce dispositif, en se posant la question du comportement sismique du côté de la réinjection froide.

Le contexte général

1.1 - La géothermie

On pourrait dire de la géothermie qu'il s'agit de la technique qui consiste à puiser dans le sol ou dans les roches les calories qui y sont contenues. Cette chaleur provient principalement du refroidissement du manteau, puis dans la croûte, de la désintégration des éléments radioactifs (uranium, potassium …) contenus dans les roches et se propage soit par conduction dans la roche, soit par convection via des fluides ou des matériaux visqueux (Westphal et al., 2003).

1.2 – Définitions

1.2.1 - Place de la géothermie dans le monde

La géothermie est une source d'énergie renouvelable qui s'adresse à deux grandes filières énergiques, la production d'électricité et la production de chaleur. En ce qui concerne la filière thermique, il faut faire la distinction entre les installations utilisant directement la chaleur de fluide et celle qui nécessite l'assistance d'une pompe à chaleur.

La production d'électricité à partir de 2005 est significative dans 21 pays. La puissance installée relevée est de 8900 MW pour une production annuelle de 57 000 GWh. Cette puissance atteint dès 2010 les 10700 MW (IGA, BRGM). La géothermie satisfait aujourd'hui 0,4 % des besoins en énergie électrique mondiaux (Figure 1.1, Figure 1.2). Les principaux pays producteurs se situent sur la périphérique du Pacifique : 6 pour le continent Américain, 5 en Asie, 6 pour l'Europe et 2 en Afrique (Figure 1.2). En ce qui concerne les usages thermiques directs, 71 pays ont été recensés pour une puissance installée de 28 000 MW th et une production annuelle de 72 000 GWh (Figure 1.2). Ce chiffre passe en 2010, 50,6 GW soit une production de 120 000 GWh. Les technologies et applications

sont très diversifiées, elles peuvent être dans le chauffage de bâtiments, balnéothérapies et piscine, cultures sous serres...).

La géothermie a donné naissance à deux filières qui se distinguent par des technologies et des applications différentes : la production de chaleur pour la basse et très basse température et la production de l'électricité pour la haute et moyenne température.

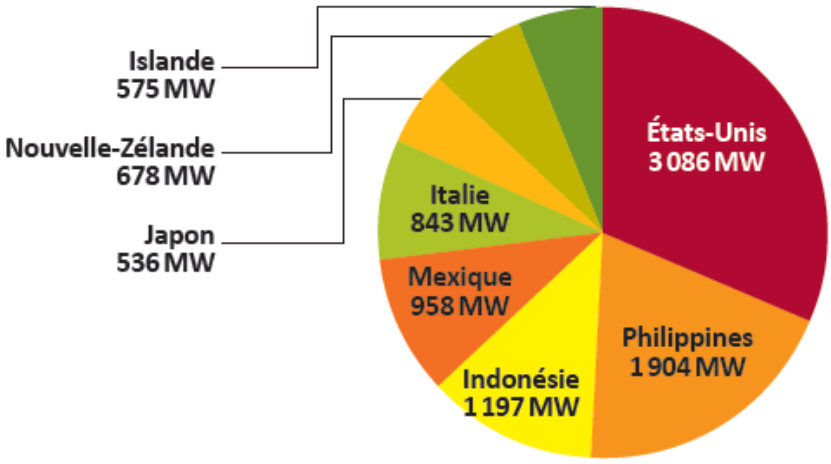


Figure 1.1 : Capacité de production électrique installée des 8 principaux pays en 2010 (source : www.geothermal-energy.org)

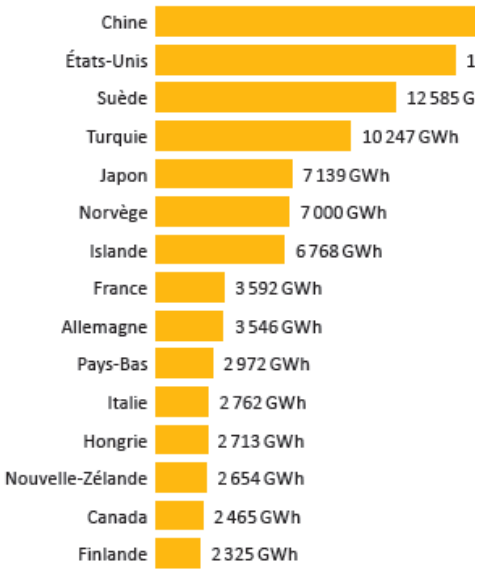


Figure 1.2 : Production de chaleur géothermique des 15 principaux pays en 2009 (source IGA)

1.2.2 - La géothermie à haute énergie

Les ressources géothermales à plus de 150°C sont valorisables sous forme d'électricité, grâce à l'emploi de machines thermodynamiques à cycles binaires dont les rendements sont intéressants dans cette gamme de température. La première installation de ce type a été réalisée en Toscane à Larderello en 1904, puis l'essor de cette technologie a débuté dans les années 60 (USA, Indonésie, Italie, Islande, etc.). Les ressources exploitées sont à une profondeur comprise entre 100 m et 3000 m à proximité des zones de volcanisme actif. En France à Bouillante en Guadeloupe, deux unités géothermiques exploitent une ressource à 250°C et produisent environ 15 MW (Lopez et al., 2010).

1.2.3 - La géothermie à basse énergie

La géothermie basse énergie (température comprise entre 30 et 100°C) permet de couvrir une large gamme d'usages : chauffage urbain, chauffage de serres, utilisation de chaleur dans les processus industriels, thermalisme. Cette énergie peut nécessiter une pompe à chaleur. En usage direct de la chaleur, c'est le Bassin Parisien (aquifère du Dogger) qui présente la plus grande densité au monde d'opérations de géothermie basse énergie en fonctionnement. Cette région contient à ce jour 34 centrales géothermiques en fonctionnement, couplées à des réseaux de chaleur assurant ainsi le chauffage de près de 150 000 équivalents-logement (Roblin, 2005).

1.2.4 - La géothermie à très basse énergie

La géothermie très basse énergie exploite le proche sous-sol (aquifère ou non) qui présente une température inférieure à 30°C. Elle nécessite la mise en œuvre de pompes à chaleur pour assurer le chauffage et /ou la climatisation. Cette filière est attractive car il suffit d'une température du sous-sol comprise toute l'année entre 10°C et 15°C selon les régions pour devenir économique et elle est encore favorisée en France par la présence de nombreuses nappes souterraines.

1.2.5 - Place de la géothermie en France

La géothermie occupe actuellement en France la 3ème place des énergies renouvelables, en termes d'énergie produite, derrière la biomasse et l'hydraulique. Les activités géothermiques, en France, se déclinent en quatre secteurs, selon le découpage déjà introduit :

- Les usages thermiques dans les bâtiments, par l'utilisation des pompes à chaleur géothermiques,
- La valorisation, en métropole, des ressources de basse énergie pour la production de chaleur, essentiellement par le biais de réseaux de chaleur urbains,

- La production d'électricité, dans les départements d'outre-mer,
- La géothermie des roches profondes et fracturées, encore à l'interface du domaine de la recherche et du pilote industriel, avec le projet européen d'expérimentation scientifique de Soultz-Sous-Forêts (Genter et al., 2005).

1.2.6 - Les ressources géothermales françaises

La France dispose de plusieurs types de ressources géothermales. Les ressources de basse énergie, valorisées pour des usages thermiques, sont principalement situées dans les deux grands bassins sédimentaires existants : le Bassin Parisien dont Paris est le centre géographique et le bassin Aquitain situé dans le Sud-Ouest (Figure 1.3). Ces ressources se rencontrent à des profondeurs comprises entre 600 et 2000 m (Lemale, 2009).

D'autres régions françaises présentent un potentiel de ressources basse énergie intéressant, mais les structures géologiques sont plus complexes et les gisements beaucoup plus localisés (Hainaut, Bresse, Limagne...). La France dispose également de ressources « haute énergie », potentiellement exploitables pour la production électricité, mais essentiellement dans ses départements d'outre-mer (îles volcaniques des Antilles, Guadeloupe …). Enfin, l'ensemble du territoire français est bien pourvu en nappes aquifères superficielles qui peuvent être exploitées avec des pompes à chaleur. Actuellement les chauffages des bâtiments représentent 87% des applications de la géothermie pour les ressources profondes, températures supérieures à 30°C (Lemale, 2009). Ces activités se sont globalement bien poursuivies ces dernières années suite à la promulgation, en 2004, d'une loi d'orientation sur l'Energie. Cette loi fixait le cadre de la politique énergétique française et accordait aux énergies renouvelables une place élargie avec des mécanismes nouveaux de garantie.

Plus récemment la loi de Grenelle I, II (2009-2010) a été votée, avec des directives plus objectives. En particulier, il s'agit d'augmenter la production des énergies renouvelables (ENR) de 20 millions de tep/an supplémentaires à la consommation actuelle qui est de 6.2 % à l'horizon 2020. L'atteinte de cet objectif nécessite la mobilisation de l'ensemble des filières des ENR. Pour la géothermie dont le potentiel de développement est considérable, l'objectif est une multiplication par 6 en 12 ans. Il s'agit donc de changer d'échelle et envisager l'utilisation de la géothermie dans les nombreux secteurs où elle a démontré sa pertinence technique économique et environnementale (habitat individuel et collectif, secteur tertiaire, industrie, agriculture...).

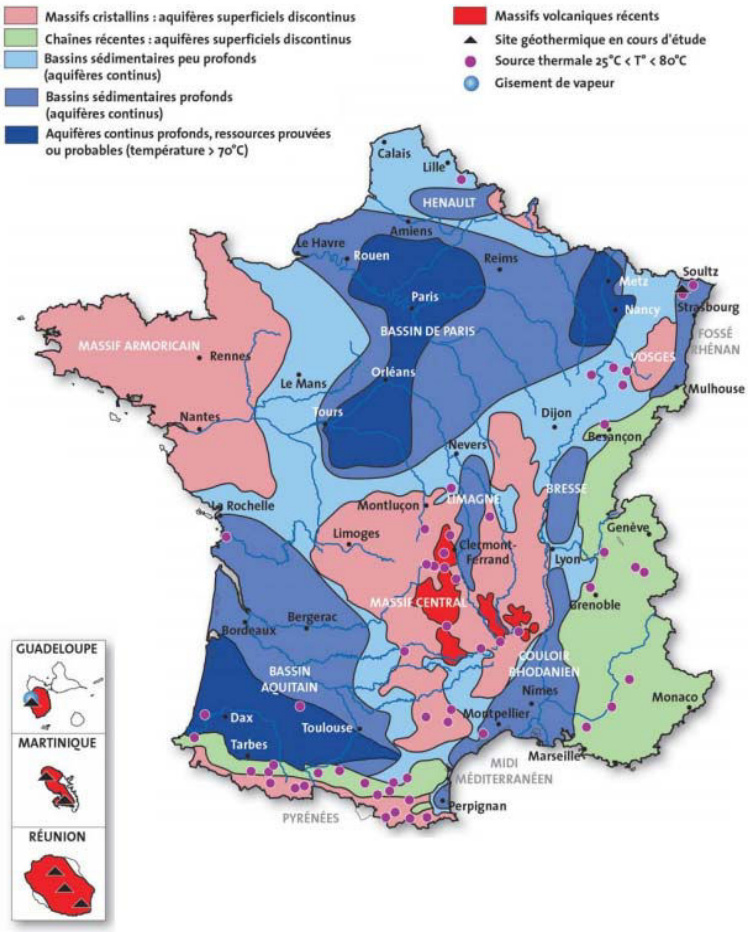


Figure 1.3 : Les ressources géothermiques en France et leurs cadres (www.ademe.fr/Mediathèque/publications ADEME).

1.2.7 - La géothermie HFR (Hot Fractured Rock) et la production d'électricité

L'extraction de la chaleur de la terre pour la production d'électricité peut se faire d'une manière naturelle quand on a un réservoir géothermique naturellement productif. Mais elle peut être aussi exploitée dans une zone a priori non aquifère en faisant une injection d'un fluide caloporteur dans un ou plusieurs puits d'injection à une profondeur suffisante (Figure 1.4) et en extrayant dans un autre puits de production ce fluide réchauffé lors de son passage le long de l'échangeur de chaleur souterrain (fabrication d'un réservoir géothermique artificiel). C'est le concept actuellement dénommé « Enhanced Geothermal System (EGS) », ou initialement appelé « Hot Dry Rock (HDR) ».

Pour la création d'un tel réservoir le principe consiste à injecter lors des premières phases de développement un fluide avec une pression et un débit assez élevés pour pressuriser les fractures préexistantes au point de libérer une partie des contraintes de cisaillement supportées ou de créer parfois des nouvelles fractures en traction, dans le but d'améliorer la performance hydraulique du

réservoir pour obtenir une meilleure productivité. Ce concept a été développé au début des années 1970 par les chercheurs de Los Alamos Laboratory (LANL) et le premier programme de HDR a été lancé en 1974 aux Etats-Unis (Fenton Hill, Californie), produisant 3,9 MWt (Mégawatt thermiques) jusqu'en 1983 (Duchane, 1995).
Le système EGS comporte plusieurs caractéristiques propres, dont en particulier :

- La nécessité de disposer d'un minimum de deux puits afin d'établir une boucle pompage/injection dans le but de récupérer la chaleur contenue dans la roche (Figure 1.4).
- L'utilisation d'un réseau de fractures comme échangeur thermique, assurant ainsi la circulation du fluide caloporteur injecté, qu'il s'agisse des fractures artificielles ou bien des fractures naturelles réactivées.
- Une assez grande profondeur (entre 3000 m et 5000 m environ) afin de pouvoir obtenir, compte tenu des gradients géothermiques moyens de l'ordre de 0,03°C/m, suffisamment de chaleur pour assurer la viabilité économique du système.

Les températures visées sont de l'ordre de 180 à 200°C. Aux profondeurs correspondantes, les roches du réservoir sont la plupart du temps relativement peu perméables : par exemple la perméabilité équivalente du massif avant stimulation est estimée à 2.10^{-16} m^2 sur le site du pilote expérimental de Soultz (Delepine et al., 2004).

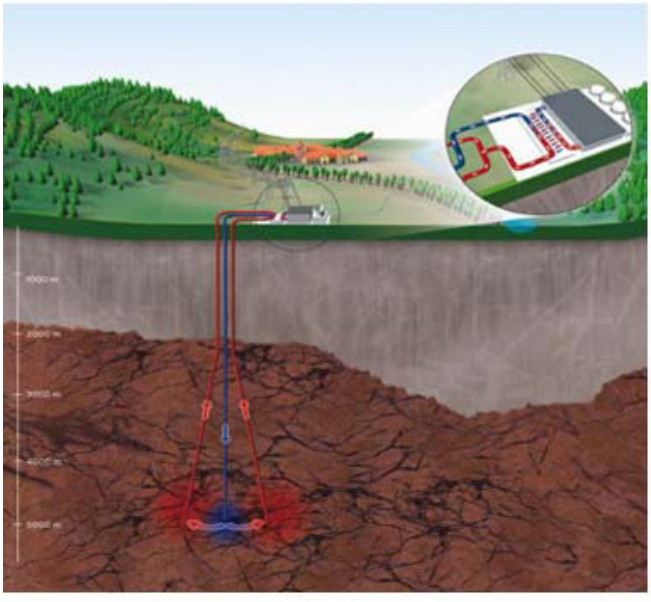


Figure 1.4 : Schéma de principe d'un système EGS.

L'obligation de forer plusieurs puits ainsi que la nécessité d'injecter de l'eau dans le système font que le coût de telles exploitations est pour l'instant relativement important. Mais si la faisabilité d'une telle

méthode est démontrée, de très nombreuses régions de la planète deviendraient des réservoirs énergétiques potentiellement exploitables. Plusieurs projets sont en cours de développement de par le monde (ils seront brièvement exposés dans le paragraphe 1.10 de ce chapitre). Le BRGM a effectué à ce sujet un classement des sites potentiels HDR/HFR en Europe dans le cadre du programme européen ENGINE (Genter et al., 2005).

1.2.8 - Petit lexique de la géothermie HFR

Afin de clarifier quelques notions, ce paragraphe propose une rapide définition des termes spécifiques à cette géothermie (Baujard, 2005) :

- le terme réservoir hydraulique naturel est utilisé dans ce texte pour définir le volume rocheux où le fluide se déplace selon des lois d'écoulement en général non linéaires qui sont fonction du niveau de la contrainte normale supportée et des caractéristiques topologiques des fissures aquifères.
- Le terme réservoir géothermique est une variante du terme précédent qui ne se distingue de ce dernier que par la notion de température en vue d'exploitation future de la chaleur du fluide qu'il contient.
- Le terme réservoir géothermique stimulé désigne la partie du réservoir hydraulique naturel dont on a développé la perméabilité initiale dans le voisinage des puits par stimulation hydraulique.
- La notion de réservoir suppose la présence préalable d'un fluide de formation au sein du massif. Ces réservoirs sont soit ouverts (en cas d'apport extérieur naturel de fluide), soit fermés. Les volumes considérés sont souvent très grands, de l'ordre de plusieurs centaines de milliers de mètres cubes accessibles au fluide.

L'échangeur peut être défini comme le volume de roche qui contient les fractures dans lesquelles circulent les fluides réinjectés (plus ou moins mélangés avec le fluide de formation) dans son trajet vers le puits de production. Il est organisé à partir du réseau des fissures perméables, stimulées ou non, qui assurent les connexions hydrauliques entre les puits d'injection et les puits de production. Le volume de l'échangeur est donc plus restreint que celui du réservoir. Du fait de la circulation forcée en son sein, les propriétés de l'échangeur sont susceptibles d'évoluer dans le temps et dans l'espace, en soulevant des problèmes spécifiques, à un niveau hydraulique, mécanique ou bien encore au niveau des phénomènes de transport.

La stimulation hydraulique est la technique utilisée pour améliorer la performance de l'échangeur de chaleur : cette technique consiste à partir d'un premier forage à pressuriser le réservoir naturel et les chemins d'écoulement préexistants par des injections à haut débit, afin d'induire des perturbations

mécaniques irréversibles, accompagnées d'un accroissement de la perméabilité du réseau des discontinuités, par un mécanisme de glissement des surfaces en regard, supposé dilatant (Baujard, 2005). La stimulation hydraulique entraîne des phénomènes des ruptures et des glissements le long de fractures préexistantes, ce qui se traduit sur certains sites par des microséismes de faible magnitude en général -1 à 2 ou même parfois compris entre 3 et 4 sur l'échelle de Richter. De telles magnitudes, jugées trop fortes par le public, peuvent aboutir à l'arrêt d'un projet (Bâle en Suisse en 2006 (Sikaneta et Evans, 2012) ou de Denver, Colarado aux Etat-Unis (Raleigh et al., 1972).

L'injection de l'eau dans le réservoir peut aussi améliorer la qualité de fluide produit du point de vue chimique, en réduisant les concentrations de gaz non condensables telles que le dioxyde de carbone (CO_2) et les gaz corrosifs tels que l'acide chlorhydrique (HCl). Dans un réservoir EGS où la température dépasse 200°C et la pression est importante, le CO_2 se trouve dans un état supercritique, ce qui facilite donc sa solubilité (Pistone et al., 2011). L'injection d'eau n'est cependant pas automatiquement bénéfique. L'eau injectée pendant une opération de stimulation peut migrer le long des fractures majeures et créer plus tard des chemins trop directs, atteignant rapidement les puits de production, ce qui pourra dégrader la production en abaissant trop rapidement la température du fluide.

1.2.9 - Historique et statut de la géothermie HFR à travers le monde

Plusieurs sites dans le monde ont fait l'objet de travaux de recherches et sur la géothermie en zone fracturée pour la production d'électricité depuis le début des années 1970. Les projets les plus cités sont listés ci-après :

- Au Japon deux sites ont été testés : l'un est situé à Hijiori, où plusieurs tests de circulation ont été menés entres les années 2000 et 2002 (Matsunaga et al., 2001). Le réservoir géothermique est situé à 2300 m de profondeur et 3 puits permettent d'établir une circulation. Le projet d'Ogachi, quant à lui, est constitué d'un réservoir à 1300 m de profondeur. Trois puits ont été forés et la température en fond de puits atteint les 250°C.

- En Australie, après la réalisation d'un premier puits en 2003 (Wyborn et al., 2005), le projet HDR de Cooper Basin a vu le forage d'un second puits se terminer début 2005. Les forages ont une profondeur totale de 4400 m, et la température au fond puits avoisine ici également les 250°C. Ce réservoir est en outre marqué par une très forte surpression hydraulique au fond des puits, de l'ordre de plusieurs dizaines de MPa ainsi que par une intense activité micro-sismique lors des étapes de développement.

- Aux Etats-Unis, après l'abandon du projet de Fenton Hill en 1996, plusieurs projets sont menés de front ; il s'agit en général de sites nécessitant la réinjection d'une partie des fluides produits. Deux programmes principaux peuvent s'inscrire dans un contexte de développement de la technologie HFR : le site des Geysers (Oppenheimer, 1986), situé en Californie et le réservoir de Desert Peak, dans le Nevada (Raleigh et al., 1972).

- En Europe, les différents projets nationaux initiés dans les années 1980 (Le Mayet de Montagne en France, Rosemanowes au Royaume Uni, Falkenberg en Allemagne) ont laissé la place depuis 1987 à un programme européen de recherche, dont le site est situé en Alsace, à Soultz-Sous-Forêts. Aujourd'hui, trois puits atteignant 5000 m de profondeur y ont été forés. La température en fond de puits est très voisine de 200°C. En juin 2008 la centrale de Soultz produit ses premiers kilowattheures, équipée d'une machine « Organic Rankin Cycle » (ORC), de puissance 1,5 mégawatt électrique (MWe). Aujourd'hui, le site géothermique de Soultz-Sous-Forêts reste un site dédié à l'étude et à l'observation, scientifique et technique. En 2005, plusieurs événements micro-sismiques atteignant et dépassant une magnitude 2 ont été détectés et localisés. Ces activités micro-sismiques ont été attribuées à différents facteurs, plus probablement au rôle de la pression de fluide dans l'interaction eau-roche (Cuenot et al., 2011). Notons qu'un second projet que l'on peut qualifier de commercial a vu le jour en 2007 à Landau dans la province Rheinland-Pfalz (Allemagne) proche de la frontière française, dans un contexte géologique similaire à celui de Soultz-sous-Forets, (Schindler et al., 2010). Bien que ce site soit exploité de manière continue depuis plusieurs années avec une puissance de l'ordre de 3 à 5 MWe, peu de données sont accessibles. On mentionnera l'enregistrement d'un évènement sismique de magnitude 2.7, incident jugé inquiétant par les populations et rapporté par la presse (Bönnemann et al., 2010 et Kulish, 2009). En novembre 2009, l'exploitant n'a pu reprendre l'activité qu'en diminuant le régime de production d'énergie avec une pression d'injection de 4.5 MPa (Evans et al., 2012).

- Enfin parallèlement en 2006, le projet Deep Heat Mining prévu dans la ville de Bâle (Suisse) a dû être stoppé. L'objectif principal était aussi d'injecter un fluide dans un forage de 5000 m de profondeur pour le développer et créer ensuite une boucle, avec un second puits, d'une puissance de quelques MWe. La température au fond du puits était de 190°C. Plusieurs séries de micro-secousses sismiques ont été mesurées durant et après la stimulation. Des microséismes de magnitude supérieure à 3 ont été observés et localisés, même après l'arrêt de l'injection. La magnitude maximum mesurée était de l'ordre de 3.4 (Häring et al., 2008). Sur la base des résultats d'une expertise (http://www.rts.ch) montrant le risque de produire des séismes de plus grande magnitude encore, les opérateurs ont dû renoncer à leur projet.

1.3 - Modélisation des milieux fracturés

Le travail qui est proposé dans cette thèse, s'inscrit dans la suite des études réalisées dans les thèses de Jeong (2000) et de Baujard (2005) et le thème de recherche abordé peut être considéré comme une évolution des problématiques déjà traitées : « Comportement hydraulique d'une fracture sous contrainte normale et rôle des failles dans les écoulements à grande échelle » pour WC Jeong, et « impact des effets densitaires traités selon une approche bi-phasique, sur les opérations d'injection et de stimulation hydraulique » pour C. Baujard. Les outils numériques de modélisation des milieux que nous allons utiliser, seront donc similaires aux leurs, mais en évolution sur certains points spécifiques non abordés dans ces précédents travaux, en particulier pour quantifier les processus d'échanges thermiques. De ce fait, nous allons reprendre de leurs travaux une synthèse sur les méthodes de modélisation des milieux fracturés, en précisant les progrès récents effectués.

Deux approches sont couramment utilisées (Massonat et Manisse, 1994) :

- le milieu fracturé est représenté par un milieu homogène équivalent. Ceci peut alors poser problème quand un système de fractures est envisagé comme un réseau hétérogène de plans ouverts anisotropes.
- le milieu fracturé est composé d'une matrice rocheuse recoupée par des fractures donc deux porosités différentes. Le milieu est à double-porosité.

En conséquence, deux familles de modèles sont possibles (Figure 1.5) suivant que l'on considère que **le milieu est continu** (homogénéité des propriétés physiques) ou que **le milieu est discontinu** (hétérogénéité des propriétés physiques).

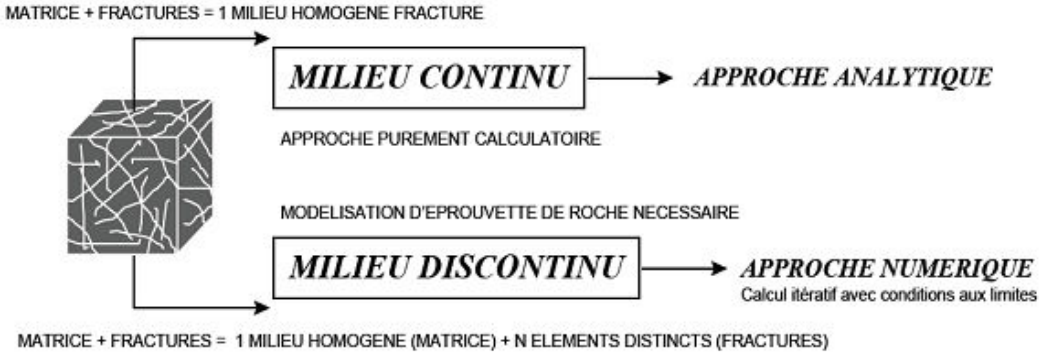


Figure 1.5 : Présentation schématique des deux approches généralement utilisées pour modéliser les milieux à perméabilité de fractures (Sausse, 1998)

1.3.1 – Milieu poreux équivalent

1.3.1.1 – Le VER du milieu équivalent

Cette approche se base sur l'hypothèse d'existence d'un « Volume Elémentaire Représentatif »: VER (Marle, 1967). Une hypothèse introduite par Bear (1972) dans le but de caractériser le milieu poreux. Ce VER possède des propriétés homogènes et continues en termes de vitesses d'écoulement des fluides et de champs de pression. Le matériau continu est alors caractérisé par des propriétés hydrauliques équivalentes à celles d'un milieu fracturé référence. L'écoulement est ensuite obtenu par exemple numériquement par résolution de l'équation de diffusivité, ou analytiquement quand la configuration le permet (Figure 1.6).

L'anisotropie du milieu peut être traduite par le tenseur de perméabilité de fractures qui pourra être estimé en fonction des paramètres géométriques caractérisant la fracturation, en particulier leur orientation. Toute la difficulté de cette approche provient du choix d'échantillonnage d'un bloc matriciel fracturé, suffisamment homogène, pour que les lois de l'hydraulique classique puissent s'appliquer. En pratique, cette technique ne s'avère applicable de manière satisfaisante que dans peu des cas réels. Pour se rapprocher de la réalité et expliquer certaines observations expérimentales (notamment en génie pétrolier), la notion de milieu à double porosité est ensuite apparue (Warren & Root, 1963).

1.3.1.2 - Détermination des propriétés équivalentes

Le calcul des propriétés hydrauliques équivalentes d'un milieu continu fracturé a été proposé entre autres par Snow (1969), Oda (1986), Ababou (1991) et Vuillod (1995). La première approche repose sur deux hypothèses :

- la loi d'écoulement de Poiseuille est utilisée comme une approximation de l'équation générale d'écoulement de Navier-Stokes à l'échelle d'une fracture individuelle.
- le gradient de pression effectif sur chaque fracture est égal au gradient de pression global et est supposé constant dans tout le massif (méthode d'homogénéisation).

Cette approche permet d'estimer un tenseur de perméabilité à partir de données pratiquement disponibles sur le terrain. Par contre, l'hypothèse de fractures d'extension infinie conduit à une surestimation des valeurs de perméabilité si on les compare à celles déterminées par essais de puits, qui traduisent une réelle homogénéisation du milieu (Massonat et Manisse, 1994).

1.3.2 - Double porosité

Warren et Root (1963) définissent la notion de double porosité, pour permettre d'intégrer la porosité matricielle de la roche aux calculs d'écoulements fluides en milieu fracturé (Figure 1.6). Le massif rocheux fracturé est modélisé par des blocs matriciels généralement peu perméables, recoupés par une fracturation régulière. Cette porosité matricielle, qui pourra en effet être fréquemment négligée dans le cas des roches de socle saines, sera par contre non négligeable dans les roches sédimentaires altérées. Sardini et al. (1997) décrivent cependant le cas de certaines zones de failles avec des profils d'altération du granite de Soultz-Sous-Forêts (Bas-Rhin, France), présentant des porosités de 6 à 20 %. Les modèles utilisés tentent de restituer la spécificité des deux types de porosité en suivant deux principes :

- Les écoulements sont favorisés par les fractures qui seront considérées comme un milieu très perméable. Elles constituent des drains où les fluides circulent et se renouvellent.
- La porosité de matrice est faible mais a une capacité d'emmagasinement importante. Il existe des échanges (diffusion, relais des micro-discontinuités) entre la matrice et le fluide présent entre les plans de fractures (Sausse, 1998).

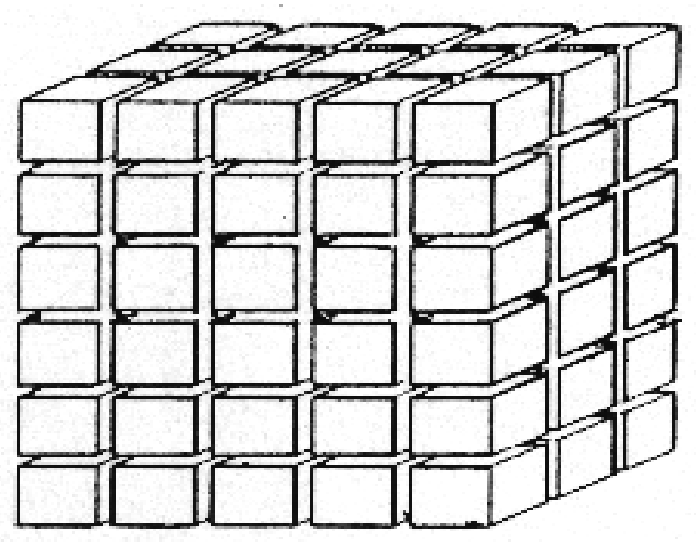


Figure 1.6 : Modèle à double porosité de Warren et Root (1963). Les blocs représentent la matrice rocheuse

Il s'en suit que le milieu doit être discrétisé à une échelle telle que des grandeurs homogénéisées équivalentes puissent être trouvées pour les paramètres (perméabilité par exemple) de chaque milieu à cette échelle, et que les variables calculées (pressions) sont des grandeurs homogénéisées à l'échelle des blocs. Les écoulements dans les deux milieux sont alors résolus chacun selon leur propre équation

de diffusivité qui contiennent chacune un terme d'échange représentant un flux, entrant pour le premier milieu, sortant pour l'autre, à l'échelle de chaque bloc. La discussion porte alors essentiellement sur la description de ce coefficient d'échange proportionnel à la différence de pression entre les deux milieux, qui peut être constante (Barenblatt et al., 1960), dépendante du temps ou dépendante du temps et de l'arrangement spatial du réseau de fractures (Noetinger et Estebenet, 2000).

1.3.3 - Approche « milieu discontinu »

Selon cette approche, les massifs fracturés se composent de blocs séparés par des discontinutés, identifiables, qui seront traitées de manière explicite. Ces discontinuités se rencontrent cependant à des échelles variées. Par exemple, la loi de distribution statistique des tailles des fractures est souvent de type puissance avec un exposant compris entre 1 et 3 (Bour et Davy, 1997). L'intensité de la fracturation est également variable dans l'espace. Ces seuls facteurs géométriques permettent d'introduire la notion de connectivité de réseau. Pour les réseaux connectés, on peut définir des propriétés hydrodynamiques, qui dépendent donc des facteurs des géométries, position dans l'espace ou encore direction. La perméabilité peut dépendre dans ce cas de la taille du volume échantillonné, quel que soit ce volume (Bour et Davy, 1997). Les modèles discontinus doivent reproduire au mieux ces complexités. La connaissance des caractéristiques d'une fracture ou d'un réseau de fractures sur le terrain est cependant toujours limitée, car par exemple la mesure de l'extension d'une fracture est parfois impossible dans une fenêtre d'observation donnée. De ce fait les paramètres des lois de distribution doivent être calés le plus souvent sur des jeux de données incomplets. Les approches numériques proposées pour tenir compte de ces difficultés géométriques sont basées sur des modèles stochastiques et des approches probabilistes de description du réseau de fractures, décrites ci-après. A une certaine échelle, il est toujours possible de décrire explicitement une structure par un jeu d'éléments distincts, qu'ils transposent la réalité ou qu'ils la représentent fidèlement. C'est sur cette base que sont développés bon nombre d'outils de calcul géomécaniques commerciaux tels que ceux développés par la société Itasca (3DEC, 2008).

1.3.3.1 - Modèle à fractures discrètes (Discrete fracture Network, DFN)

Ces modèles sont basés sur l'hypothèse suivante : le comportement de l'écoulement des fluides peut être prédit à partir de la connaissance de la géometrie des fractures et de la perméabilité des fractures individuelles. Celles-ci sont étroitement liées aux concepts de simulation stochastique du fait de la difficulté d'écrire parfaitement ces paramètres géométriques et hydrauliques (Chilès et de Marsily, 1993).

La géometrie d'un réseau de fractures est caractérisée par les descriptions statistiques des paramètres de ces fractures tels que l'orientation, la position, la taille et la perméabilité. Si l'histoire géologique a abouti à la superposition de plusieurs familles de fractures, chacun de ces sous-ensembles de fractures du massif rocheux doit être séparément décrit. A partir d'un modèle statistique, il est possible de construire numériquement de multiples alternatives (réalisations) équiprobables d'un réseau de fractures et de résoudre par exemple un problème d'écoulement des fluides à travers chaque réseau et ainsi apprécier un comportement d'ensemble, une valeur moyenne, la dispersion des réponses simulées autour de cette valeur moyenne (Cacas, 1989). L'utilisation de cette procédure stochastique repose sur l'hypothèse que les propriétés statistiques, géométriques et hydrauliques du réseau de fractures sont statistiquement homogènes. Cette hypothèse permet d'assimiler la variabilité spatiale de chacune des variables observées à la variabilité obtenue selon le principe de Monte Carlo, en multipliant les réalisations de ces mêmes variables.

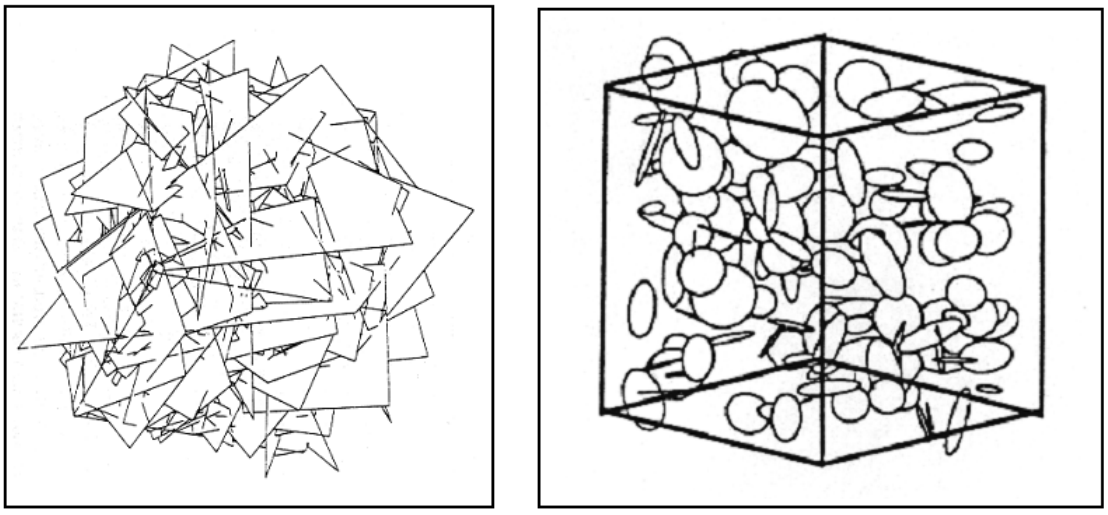


Figure 1.7 : Modèle à réseau de fractures discrètes. A gauche un réseau de fractures polygonales (Stratford et al., 1990) et à droite un réseau de fractures circulaires (Ezzedine, 1994).

Afin d'appliquer les modèles DFN à une situation « in situ », il est essentiel d'être capable de simuler en trois dimensions. Dans ces modèles, les fractures sont répresentées en forme de disques (Long et al., 1985 ; Dverstrop et Anderson, 1989 ; Cacas et al., 1990) ou de polygones (Dershowitz, 1984 ; Herbert et al., 1991), plutôt qu'en forme de segments de droite en deux dimensions (Robinson, 1984). Le degré de connexion d'une fracture avec ses voisines va déterminer la connectivité du réseau, les cheminements des fluides et les aspects du transport. En modélisant l'écoulement dans chaque fracture et en assurant la conservation de masse aux intersections des fractures, le sytème d'équations est résolu pour déterminer les distributions de charges hydrauliques et de débit local à tous les nœuds du réseau de fractures. Des suites de logiciels commerciaux fondés sur ces bases existent maintenant pour

le domaine pétrolier et le domaine minier (par exemple FracMan®, développé par Golder Associates). La connaissance de la distribution des pressions le long de portions planes au sein du bloc est le point de départ pour des calculs mécaniques qui vont mettre en regard ces pressions avec des contraintes, c'est-à-dire donner la possibilité d'introduire un mécanisme de rupture dans l'espace le long d'un réseau. De même, accéder à des vitesses d'écoulement, le long des discontinuités permettra les calculs de transferts thermiques.

On voit donc qu'une représentation explicite de la géometrie des zones fracturées et de leurs propriétés physiques autorise la possibilité de calculer dans l'espace et dans le temps, le long de chaque élément formant la structure fracturée, des paramètres clés pour le calcul de certains critères de stabilité. Ces possibilités seront des avantages lorsqu'il s'agira de discuter des phénomènes de sismicité induite, qui correspondent à des processus dont les signatures sont très localisées, comme on le verra dans une prochaine section. Cependant les progrès les plus récents portent sur la résolution du problème de l'écoulement, par la prise en compte de plus en plus précise du rôle de la matrice, comme présenté ci-après.

1.3.3.2 - Modèles à double porosité discrets

Cette classe de modèles est une alternative à l'approche du milieu à double porosité, lorsque les propriétés équivalentes ne peuvent être établies, en raison par exemple de la trop grande variabilité spatiale de la variable « taille des fractures ». Le milieu poreux est alors divisé en blocs et l'on conserve l'approche du réseau discret pour la description des fractures, au delà d'une certaine taille. Deux options ont été successivement investiguées, la seconde nécessitant un effort dans le traitement numérique plus important :

Modèle d'agrégation (Dershowitz et Miller, 1995) : dans ce cas, les blocs sont simplement considérés pour leur rôle capacitif. A chaque fracture du réseau DFN est associé un volume qui lui est propre et le flux drainé entre ce bloc et la fracture est résolu en une dimension. Le choix de la taille des blocs est déterminé par un seul paramètre de forme, calculé à partir des distances de cette fracture à ces voisines. Il n'y a pas de calculs de transfert de masse d'un bloc vers un autre (Figure 1.8a).

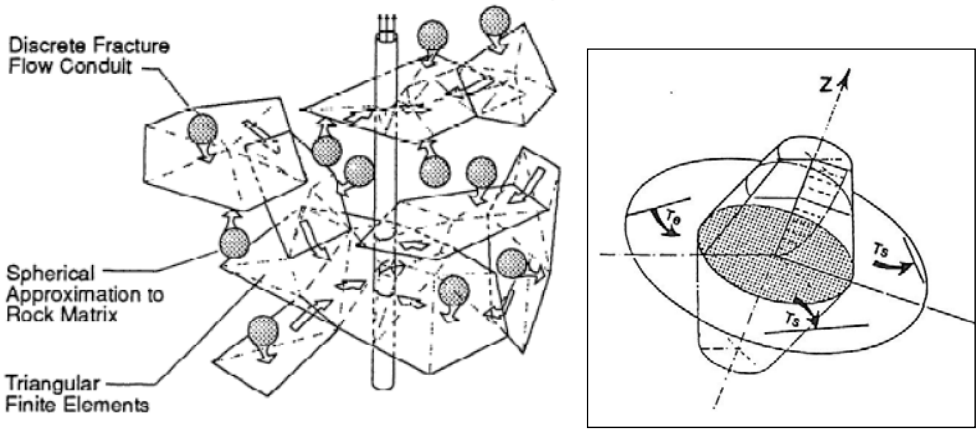


Figure 1.8 : (a) Méthode d'agrégation (Dershowitz et Miller, 1995). (b) Approximation du bloc adjacent à un disque dans FRACAS, par un tronc de cône (Bruel, 1990)

Modèle à double porosité discret (Roubinet, 2010) : Cette approche traite d'un milieu à double porosité et double perméabilité, la perméabilité de fracture restant traitée par une méthode discrète de type DFN. La différence avec l'approche d'agrégation est que les blocs du milieu poreux échangent du fluide entre eux. Une propriété de perméabilité équivalente leur est attribuée, qui tient compte de la présence des fractures de petite extension qui ne sont pas prises en compte explicitement dans le calcul DFN. Une échelle intermédiaire, celle de l'unité dans la Figure 1.9, est introduite pour le calcul des termes d'échanges. La méthode, 2D, permet donc de traiter le cas des réservoirs où l'existence d'un volume élémentaire représentatif (VER) n'est pas démontrée , ce qui est fréquent lorsque les longueurs de fractures sont de type « la puissance ».

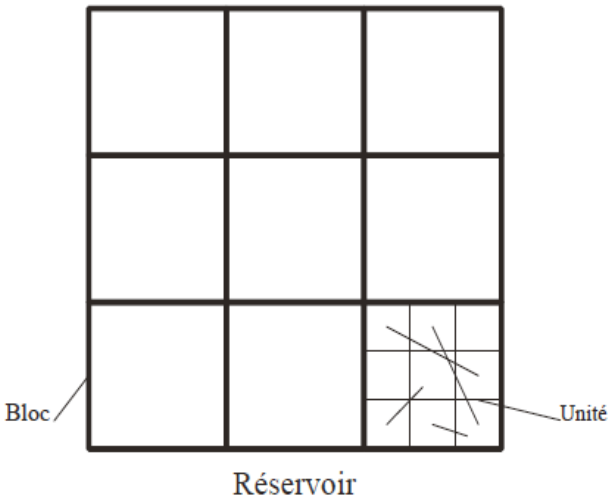


Figure 1.9 : Le modèle de réservoir est divisé en blocs, eux-mêmes divisés en unité. Le calcul de l'échange fracture-matrice se fait par approche Milieu Poreux Equivalent à l'échelle de l'unité (Roubinet, 2010).

1.4 - Sismicité induite

1.4.1 - Définition

Le terme sismicité induite fait référence à toute activité sismique générée par des processus physiques (chargement des contraintes et déclenchement de rupture) non exclusivement tectoniques. Ainsi, on peut distinguer deux catégories de séismes induits. Tout d'abord, les séismes pleinement induits car liés à un chargement et à un déclenchement non tectonique. Ce qui veut dire que la probabilité d'occurrence de ces séismes serait nulle sans l'intervention d'un phénomène non tectonique. On distingue ensuite les séismes liés à un chargement tectonique et déclenchés par un phénomène non tectonique. En d'autres termes, un processus non tectonique peut accélérer le délai d'occurrence d'évènements qui, quoi qu'il arrive, auraient eu lieu (Godano, 2009). Les processus non tectoniques à l'origine de la sismicité induite peuvent être naturels (volcans, marées) ou anthropiques (explosions, activités minière, injection de fluides).

1.4.2 - Sismicité induite d'origine anthropique

La sismicité induite déclenchée par l'activité humaine peut se classer en trois catégories. Quel que soit le type, l'application reste très importante en termes d'outils d'aide à l'exploitation mais aussi en termes de quantification de risque. Ces trois classes sont respectivement la sismicité induite par injection de liquides, la sismicité induite par extraction de fluides et la sismicité induite par extraction de matière solide. En ce qui nous concerne, nous allons nous intéresser en détail à la première de ces trois grandes familles.

1.4.3 - Sismicité induite par injection de liquides

La première observation d'activité sismique induite par injection d'eau remonte aux années 1960 dans le Colorado où des séismes de magnitudes $M \leq 5.1$ ont été enregistrés après injection en profondeur d'importants volumes d'eaux usées (Healy et al., 1968). Aujourd'hui, les injections de liquides sont utilisées dans différents contextes industriels et s'accompagnent dans la plupart des cas d'une activité sismique. Dans les réservoirs de pétrole, l'injection de liquides vise à balayer les hydrocarbures vers les puits d'extraction, compenser la baisse de pression liée à l'extraction ou fracturer le réservoir pour augmenter la perméabilité. Enfin les injections de fluide sont à la base du développement de la géothermie EGS. De très nombreuses études se sont déjà penchées sur la relation entre l'injection de liquides et la sismicité observée (Fehler, 1989 ; Cornet et al., 1997 ; Talebi et al., 1998 ; Phillips et al., 1998 ; Mossop and Segall, 1999 ; Fischer et al., 2008, Majer et al., 2008 ; Morelli, 2009).

Ces études ont montré la relation entre la distribution spatiale et temporelle des microséismes et l'injection de fluide à basse température dans le réservoir. Le site Geyser, qui est un des sites géothermiques le plus ancien et le plus grand, est un bon exemple pour cette corrélation. Majer et al. (2008) montrent comment la décision de réinjecter du fluide dans les réservoirs, pour maintenir la production de vapeur à partir des années 1975, s'est accompagnée quelques années plus tard d'une augmentation de la fréquence des évènements de magnitude élevée supérieure à 1,5 (Figure 1.10).

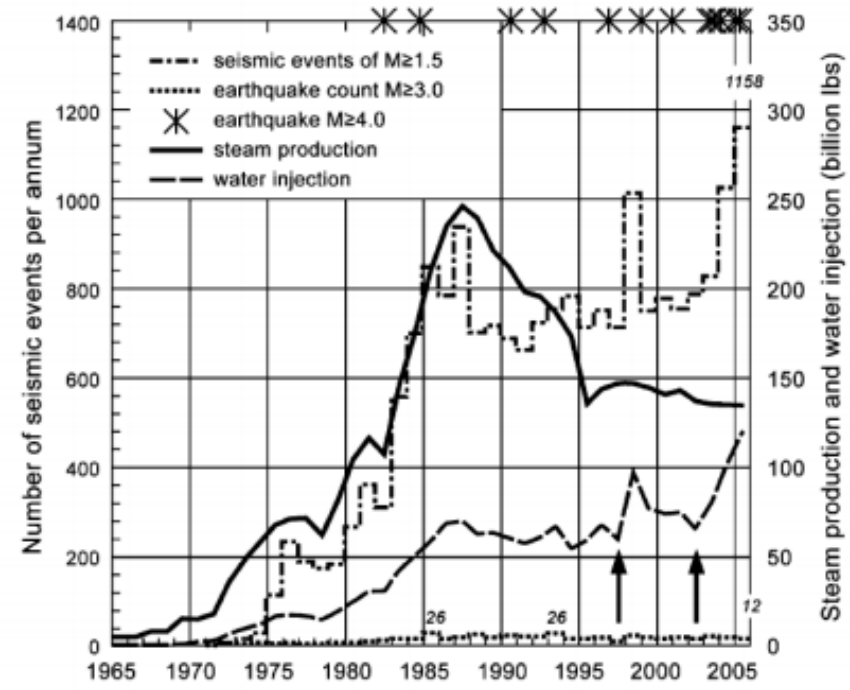


Figure 1.10 : Historique de la sismicité de 1965 à 2006 au Geyser. Les deux flèches indiquent les augmentations de l'injection de fluide en 1997 et 2002 (Majer et al, 2008).

S'il y a eu unanimité sur le fait que la moitié des microséismes était due à l'injection de fluide du fait de l'augmentation de sismicité dans les zones injectées, la compréhension des mécanismes à la source de ces événements reste partagée. Par exemple sur le cas des Geysers en Californie, Oppeinhemer, (1986) a noté une forte corrélation spatiale et temporelle entre la sismicité dans le Geyser et la production de la vapeur. Majer et McEvilly (1979) ont proposé que la contrainte volumétrique associée à la production de la vapeur puisse être la cause des microséismes. Denlinger et Bufe (1982) ont proposé que la contrainte de cisaillement induite par la dépressurisation puisse être la cause. Allis (1982) a suggéré que la production entraîne une transition entre la déformation aséismique et la déformation due au processus de rupture dit « stick-slip ». Un peu plus récemment Stark (1992) a trouvé une bonne corrélation entre la position de l'épicentre des événements et le puits d'injection avec une profondeur de 4000 ft (~ 1219 m).

D'une manière plus générale, l'eau injectée à haute pression dans les roches à une profondeur de quelques kilomètres (3 à 5 km) peut déclencher des microséismes :

(1) **En augmentant la pression des pores**. Ce processus peut être considéré comme l'affaiblissement de la force de frottement qui s'oppose au glissement le long d'une fracture par suite de la réduction de la pression effective à laquelle est soumise la roche qui agit transversalement sur la fracture.
(2) **En refroidissant la roche**. L'interaction entre le fluide et la roche chaude conduit à la rétraction des roches en réduisant la contrainte effective, donc en diminuant la composante normale qui maintient fermée les fractures. Le résultat est aussi une diminution de la résistance au cisaillement de la fracture.
(3) **En faisant une modification chimique de la surface de rupture**. L'injection de fluide n'ayant pas les mêmes propriétés chimiques peut entraîner une altération géochimique des surfaces de fracture, ce qui conduit à une modification (diminution) du coefficient de frottement.

En combinant les interactions (1) et (2), on peut en déduire que les effets de la mise en circulation d'un fluide froid peuvent se cumuler et induire une augmentation significative de la sismicité induite. L'effet serait similaire si on combinait les mécanismes (2) et (3) selon McClure (2012). La différence qui n'est pas encore quantifiée entre ces différents mécanismes vient de leur évolution dans l'espace et dans le temps qui est différente, puisque les processus physiques impliqués ont des constantes de temps distinctes. Si on prend le cas (1) on peut dire, d'après les expériences menées sur les sites EGS, que son impact peut être observable à l'échelle de la minute ou de quelques jours par rapport aux procédés thermique et chimique, qui seront observables à l'échelle du mois ou de l'année. On retiendra donc l'importance des interactions des processus de couplages physiques et géochimiques qui peuvent émaner de l'injection de fluide. Ces processus peuvent nous donner des informations beaucoup plus amples par exemple, sur la porosité, perméabilité d'une fracture et plus particulièrement sur les phénomènes de glissement, qui peuvent affecter un réservoir géothermique. La compréhension de ces processus, les relations qui les régissent entre eux, leurs effets sont la clé pour une exploitation de cette énergie qui soit économique et efficace et avec des risques maîtrisés au cours du temps.

1.4.4 - Couplage Thermo-Hydro-Mécano-Chimique (THMC)

Le couplage entre les processus physiques de transfert thermique (T), d'écoulement de fluide (H), de contrainte/déformation (M) et de réaction géochimique (C) dans un massif fracturé, ou dans les sols,

est devenu un sujet très important dans le milieux de la mécanique des roches et des sols (Tsang, 1991) ; en particulier depuis les années 1980, principalement en raison de l'exigence de modélisation pour l'évaluation de la conception, la construction et la performance des dépôts des déchets radioactifs souterrains. D'autres domaines de l'ingénierie, en premier lieu ceux où l'interaction entre fluide-roche dans des réservoirs déformables joue un rôle important, comme l'extraction des hydrocarbures, ont beaucoup fait évoluer les connaissances (Longuemare et al., 2002).

Le couplage THM a été développé pour les milieux continus, en essayant de corréler deux mécanismes importants : la thermo-élasticité de solides (T-M) (interaction entre la contrainte de déformation et la température) et le couplage des modèles et la théorie de la poro-élasticité (interaction entre la déformation et les champs de perméabilité des milieux poreux). Ils sont basés sur la loi d'élasticité de Hooke et la loi de l'écoulement en milieux poreux et la loi de conduction de la chaleur de Fourier. Les effets des couplages sont formulés comme trois éléments interdépendants par des équations aux dérivées partielles exprimant la conservation de la masse, de l'énergie et de la dynamique.

Le processus de couplage THM est souvent considéré dans l'étude de la mécanique des roches et des sols sur le terrain mais l'étude de phénomènes différés pour lesquels les propriétés sont évolutives par exemple à cause de la réactivité des minéraux vis-à-vis des fluides, nécessite d'inclure les processus géochimiques et biochimiques. Les modèles couplés THMC (Thermo-hydro-mécano-chimique) nécessitent d'étudier les interactions bidirectionnelles entre les composantes T, H, M et C (Figure 1.11).

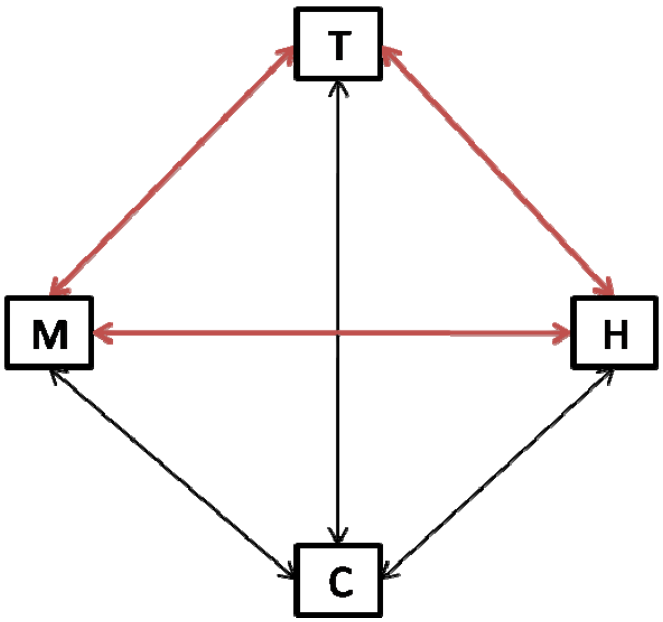


Figure 1.11 : Différents couplages thermo-hydro-méca-chimiques

Pour les milieux rocheux fracturés, les principaux couplages, considérés actuellement dans la plupart des études bibliographiques et les différents outils de calcul, sont d'après Jing et Feng (2003) :

- le couplage thermo-hydraulique (variation de la viscosité du fluide, changement de phase du fluide ; évaporation et condensation...)
- le couplage hydro-thermique (différence de la température causée par la variation de la vitesse de fluide (convection de la chaleur…)
- le couplage hydromécanique (Variation de la contrainte effective : variation de la pression, des épaisseurs des fractures….)
- le couplage méca-hydraulique (Variation de la porosité de la matrice, perméabilité des fractures, transmissivité et connectivité des fractures).
- le couplage thermomécanique (Variation de la contrainte thermique et expansion du massif rocheux ; ouverture, fermeture, endommagement et déformation irréversible des fractures).

Dans ces couplages, on distingue ceux déjà étudiés et assez connus dans la littérature (T-H, H-M, H-T…), en milieu poreux comme en milieu fracturé (McTigue, 1986 ; Kohl et al., 1995 ; Rejeb et Bruel, 2001 ; Bruel, 2002 ; McDermott et Kolditz, 2006). Certains sont moins connus (C-T, M-T, C-H) et d'autres assez peu connus (M-C, C-M), (Cook, 1992 ; Guimaraes et al., 2007). Dans le cadre de cette thèse, nous allons plus nous intéresser au couplage thermo-hydro-mécanique (THM), en rouge sur la Figure 1.11.

1.4.5 - Effets d'une perturbation thermique

Comme nous l'avons signalé un peu plus haut, l'injection d'un fluide plus froid que le milieu encaissant, en plus d'une augmentation de la pression interstitielle et de phénomènes de dissolution/précipitation chimiques, va induire le refroidissement et corrélativement une déformation de la roche. Ce changement de la forme de la roche correspond dans notre cas à une rétraction. Cette déformation, si le bloc refroidi n'est pas libre, fait en général apparaître des contraintes de traction qui, en réduisant la contrainte effective, peuvent favoriser à leur tour la rupture. La pression d'injection dans les réservoirs géothermiques doit être la plus faible possible, pour éviter que les conditions de propagation des fractures dans le réservoir par des interactions hydromécaniques ne soient satisfaites. Mais si donc cette pression est insuffisante a priori pour ouvrir ou cisailler une fracture, on ne sait pas comment elle va se combiner avec les contraintes thermiques au cours du temps (Stark, 1992 ; Mossop, 2001 ; Bruel, 2002).

L'étude des contraintes thermiques, ainsi que son application à la géothermie en roches fracturées, est déjà bien avancée. Nowacki (1973) a fourni un exposé détaillé, théorique et appliqué sur la thermo-élasticité et présente une large gamme de solutions pour les contraintes dues à des sources de chaleur avec de nombreuses références remontant au début des années 1900. Murphy (1978) étudiait déjà, dans le cadre du projet de Fenton Hill (New Mexico), la création de fractures en traction suite au choc thermique pour l'amélioration de la perméabilité en grand d'un réservoir à partir d'une fracture. Un travail similaire est proposé par Huang et al. (2013), qui analysent la création et la propagation de réseaux de fractures parallèles, secondaires en trois dimensions, qui contribuent à l'amélioration de la perméabilité d'un réservoir.

Plus généralement, la thermo-élasticité a été utilisée pour étudier le phénomène de rupture thermique inter et intra-granulaire dans certaines roches ignées (Fredrich et Wong, 1986). Une rupture contrôlée par la température, l'anisotropie et la disparité dans le grain, le coefficient de dilatation thermique, la porosité initiale et la taille des grains. Segall et Fitzgerald (1998) ont étudié ensemble les contraintes poro-et thermo-élastiques induites et leurs impacts sur le réservoir, avec la conclusion que les contraintes thermo-élastiques sont très importantes pour l'amélioration de la perméabilité d'un réservoir géothermiques. D'après une étude menée par Shibuya et al. (1985) une différence de température de 180°C résultant de l'injection de fluide pendant quelques mois peut causer une ouverture de fracture de plus de 5 cm. D'après Hayashi et al. (1999) et Hayashi et Maruyana (1999), la prise en compte de l'effet thermo-élasticité des roches dans les simulations des modèles a montré une baisse des pertes de fluide. Cette baisse a été attribuée au fait que les épaisseurs des fractures aux extrémités ont diminué. La prise en compte de la thermo-élasticité est donc très importante pour l'étude des micro-séismes qui peuvent être interprétés à partir de la pressurisation et du refroidissement d'anciennes fractures mais aussi pour l'optimisation des débits des fluides injectés, pour se mettre si possible dans des conditions d'exploitation où ces micro-séismes ne pourraient se déclencher.

En géothermie de type EGS, il est généralement admis que les effets poro-élastiques et thermo-élastiques sont les causes principales des ruptures et glissements des fractures et des variations de la perméabilité des réservoirs. Mossop (2001), Bruel (2002) et Ghassemi et al. (2005, 2007) ont par exemple étudié par modélisation numérique les contraintes thermiques associées à l'injection dans divers systèmes et ont suggéré que, de par leur ampleur, elles pourraient contribuer à la sismicité du réservoir.

L'importance de l'aspect 3D de la contrainte thermique, associée au refroidissement par advection, a été établie (Mossop, 2001). Un modèle avec un couplage thermo-hydro-mécanique a été développé par

Kohl et al. (1995), utilisant une méthode de résolution *aux éléments finis*. Dans cette étude, le champ de température et la contrainte thermique ont été modélisés en utilisant une approche 1D. En outre, les résultats des simulations en 3D de l'injection d'eau froide dans les fractures chaudes proposés par Ghassemi et al. (2007) prédisent le développement d'une forte traction dans le voisinage de la surface refroidie, ce qui indique un potentiel de développement secondaire de fractures thermiques, comme rediscuté par Huang et al. (2013).

La variation de contrainte thermique $\Delta_{\sigma th}$, d'un cube de roche dans des conditions de déformation tri-axiale, faces bloquées, due au refroidissement ΔT de la roche, s'écrit en général comme ci-dessous (équation 1:1) , en supposant qu'il n'y a pas de fluide dans le volume rocheux, E étant le module de Young de la roche, ν son coefficient de Poisson et α le coefficient linéique de dilatation.

$$\Delta\sigma_{th} = \frac{1}{1-2\nu} E\alpha\Delta T \qquad (1:1)$$

$$\Delta\sigma_{th} = K_r E\alpha\Delta T \qquad (1:2)$$

Dans le cas d'un refroidissement cette contrainte s'oppose à la contrainte tectonique qui tend à fermer les fractures en condition uni-axiale. Cette expression peut être reformulée selon Nilsson (2001), repris par McDermott and Kolditz (2006), par l'équation (1:2) si l'on se place dans le cadre d'un système naturellement fracturé, avec plusieurs échelles de tailles de fractures imbriquées. Notons que le coefficient de Poisson, que l'on ne saurait pas définir à l'échelle d'un bloc multi-fracturé, n'apparaît plus, mais qu'à la place est introduit un coefficient *Kr* qu'on appellera par la suite coefficient de restriction (Figure 1.12), ΔT étant la variation de la température moyenne dans le système du réseau de fractures.

Selon la formule (1:2) dans le système du massif rocheux, le couplage entre la variation de la température et la contrainte thermique dépend du coefficient de restriction. Dans le massif rocheux, ce coefficient est perçu comme étant un indice de fracturation de la roche, ou de la taille typique d'un volume d'un bloc de roche entre les fractures. Il vaut 1 dans le cas d'un bloc ne contenant pas de fractures, ou isolé entre deux fractures majeures et diminue rapidement vers 0 lorsque l'intensité de la fracturation du bloc s'accroît, permettant ainsi un changement d'échelle sur le comportement thermomécanique d'un massif (Figure 1.12). Nous verrons, dans le chapitre 2, comment ces deux approximations 1D seront unifiées dans notre algorithme de calcul.

Pour ce qui est du mécanisme de rupture dû à la variation de contrainte thermique, on peut dire qu'il s'agit du même mécanisme de rupture que celui qui se produit lors de l'augmentation de pression du fluide que nous décrivons ci-après. Lors du refroidissement, la contrainte thermique, née dans les blocs adjacents aux fractures, est supposée contribuer à l'ouverture de la fracture, contrairement à la contrainte tectonique normale qui contribue à maintenir les fractures fermées. Il s'en suit, comme pour la pression fluide, un affaiblissement de la résistance au cisaillement de la fracture qui peut donc devenir instable et glisser.

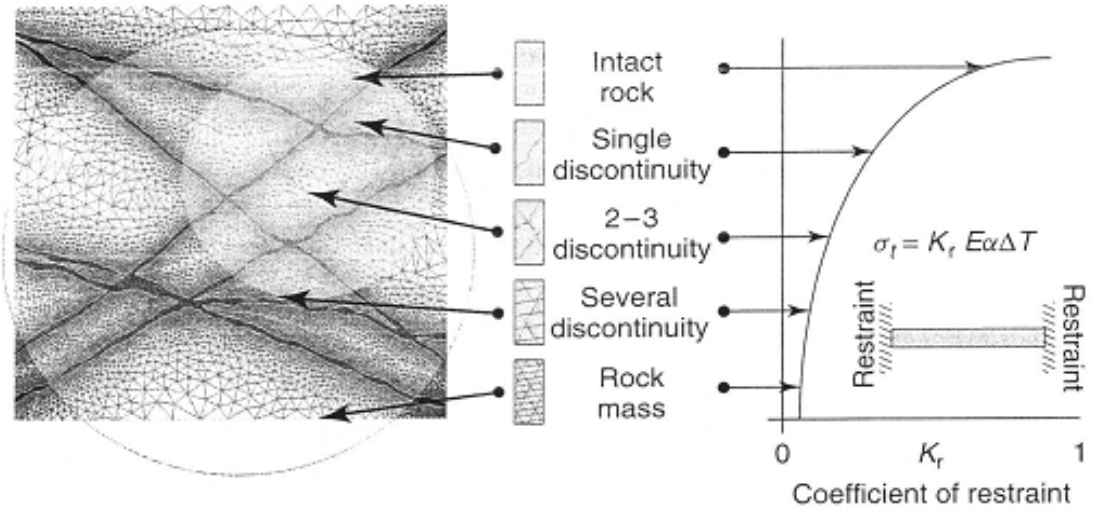


Figure 1.12 : Coefficient de restriction en relation avec l'intensité de la fracturation dans un massif rocheux (Nilsson, 2001).

Dans le cadre de notre thèse nous proposons une géométrie en trois dimensions avec une approche déterministe ou stochastique, pour montrer dans un premier temps le rôle important de la contrainte thermique, en nous basant sur des informations de terrain. Pour pouvoir simuler des tests de longue circulation, nous avons établi dans le modèle couplé THM, la mise en place d'un module de calcul des échanges thermiques de type double milieu, avec des échanges entre les fractures où les transferts sont convectifs, entre chaque fracture et un bloc de matrice adjacent, puis entre les blocs locaux et la matrice équivalente continue à grande échelle et dans laquelle les transferts seront supposés conductifs. Pour mieux étudier la relation entre la sismicité induite et la contrainte thermique et la pression nous avons mis à jour le modèle de comportement initial de Bruel (2007) en introduisant un algorithme « stick-slip » modifié, qui sera discuté plus en détail dans le chapitre 2.

1.4.6 - Mécanisme de la rupture le long d'une fracture

Il est important de noter préalablement que la sismicité ne reflète pas directement un flux, lié à un débit d'injection par exemple, mais seulement un seuil de pression de liquide dans les pores de la

roche. On distingue deux mécanismes de rupture liés à l'injection de liquide. Tout d'abord la rupture en cisaillement (shear crack) qui se traduit par un glissement le long d'une faille. Ce glissement est déclenché par la diminution de la contrainte effective normale aux parois d'une fracture qui s'oppose à la composante de cisaillement. Cette diminution est causée par l'augmentation de la pression des pores résultant de l'injection de liquide dans la roche ou par l'apparition de la traction thermique (Figure 1.13). Il s'agit dans ce cas d'une sismicité déclenchée et non purement induite. Les conditions de la rupture en cisaillement sont illustrées par le cercle de Mohr qui montre la relation entre la contrainte de cisaillement τ et la contrainte normale σ à un plan de faille. Les valeurs de (σ,τ) pour différentes orientations du plan sont sur un cercle de diamètre $\sigma1-\sigma3$ et de centre $(\sigma1-\sigma3)/2$ où $\sigma1$ et $\sigma3$ sont respectivement la contrainte principale maximale et la contrainte principale minimale. La rupture se produit lorsque le cercle touche « l'enveloppe de la rupture ».

Pour comparaison la Figure 1.13a illustre la rupture en cisaillement causée par un chargement tectonique classique dans l'évolution géologique d'un massif rocheux. Dans ce cas, la contrainte $\sigma1$ et le cisaillement τ augmentent progressivement jusqu'à la rupture. La Figure 1.13b illustre quant à elle la rupture en cisaillement causée par une surpression de fluide. Dans ce cas, la contrainte normale au plan de faille est réduite jusqu'à atteindre le seuil de rupture, ce qui se traduit sur le graphe de Mohr par le déplacement du cercle vers la gauche.

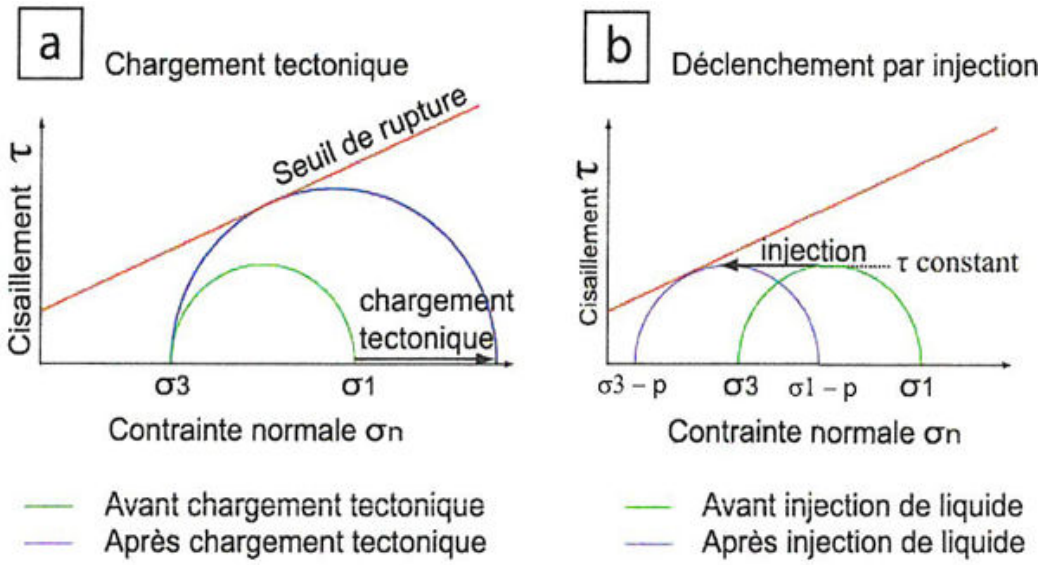


Figure 1.13 : Comparaison des cercles de Mohr entre une charge tectonique normale et une surpression de fluide p. (a) chargement tectonique simplifié : la contrainte principale augmente et la contrainte minimale est constante, le cisaillement augmente jusqu'à la rupture. (b) Injection de liquide : le cisaillement reste constant mais la contrainte normale effective diminue (D'après Bardainne, 2005).

Une fois le critère de rupture atteint, le glissement des faces en regard s'accompagne de la destruction d'une partie de la rugosité, source d'une émission acoustique d'ondes ultrasonores, qui peut être captée et analysée et qui est semblable aux signaux sismiques connus dans le domaine de l'étude des tremblements de terre. Une partie non négligeable du déplacement peut également se faire de manière asismique (Cornet et al., 1997).

1.4.7 - Loi de frottement de roches

1.4.7.1 – Le modèle « Stick slip » ou Collé glissé

Il existe des nombreuses manifestations d'instabilités gênantes dans la vie courante et qui sont dues à la différence entre le coefficient de frottement statique et dynamique tels qu'un embrayage qui broute ou une craie qui grince sur un tableau. C'est le phénomène de stick slip. Le frottement solide (Figure 1.14) joue un rôle considérable dans de nombreuses situations, statiques ou dynamiques. Sans doute la manifestation la plus importante de ce phénomène est liée aux séismes qui résultent du frottement des plaques tectoniques qui glissent les unes contre les autres. Ceci se produit au niveau de lignes qui peuvent avoir plusieurs centaines de kilomètres de long (comme la faille de San Andreas en Californie) et peut se produire à des échelles de tailles variables conduisant à des séismes brutaux par l'effet d'accumulation et de libération de contraintes de part et d'autre de ces surfaces de discontinuité.

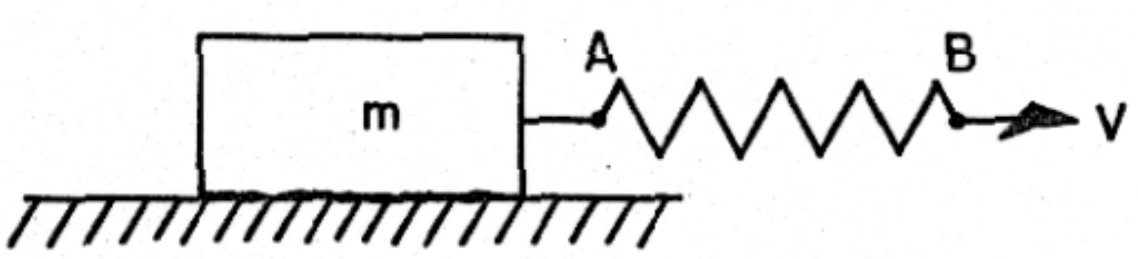


Figure 1.14 : Schéma caractéristique d'une expérience de stick-slip (Byerlee, 1978)

1.4.7.2 - Exemple d'illustration

Pour comprendre le comportement des failles et déduire des paramètres frictionnels, des expériences de laboratoire plus ou moins proches de la réalité géologique ont été imaginées. On peut reproduire de façon contrôlée le phénomène de stick-slip de manière extrêmement simple, en reprenant l'exemple de (Byerlee, 1978). On pose un solide homogène sur une surface horizontale. On tire horizontalement le bloc par un ressort de raideur k. La force tangentielle nécessaire pour déplacer le patin est appliquée sur le ressort au point AB en tirant le point B vers la droite à une vitesse V (Figure 1.14).

Si on trace la force appliquée au ressort au point B en fonction du déplacement, nous obtenons la courbe de la Figure 1.15. On a une augmentation linéaire élastique de la force jusqu'au point C, où on a une courbe qui s'écarte de la droite. Cela indique qu'on a un déplacement relatif entre le solide de masse m et la surface ou que le solide est déformé d'une manière non-élastique. Au point D un maximum est atteint, le solide peut glisser brusquement vers l'avant et la force appliquée au ressort chute d'un coup au point E. La force augmente à nouveau jusqu'à ce qu'un glissement soudain ait lieu au point F. On observe une succession périodique de glissements et d'adhérence du solide. Ce type de phénomène est connu sous le nom de « stick-slip ». Ce phénomène a pour origine le fait que les coefficients de frottement statique μ_s et dynamique μ_d sont différents. La variation du coefficient de frottement et de glissement joue donc un rôle primordial dans ce contexte. Le coefficient de frottement statique est supérieur au coefficient de frottement dynamique, sachant que le coefficient dynamique dépend de la vitesse relative du glissement. Les oscillations de stick-slip au cours du temps se caractérisent par une courbe en forme de dents de scie qui traduit un enchaînement d'états macroscopiques adhérents et glissants (Figure 1.15).

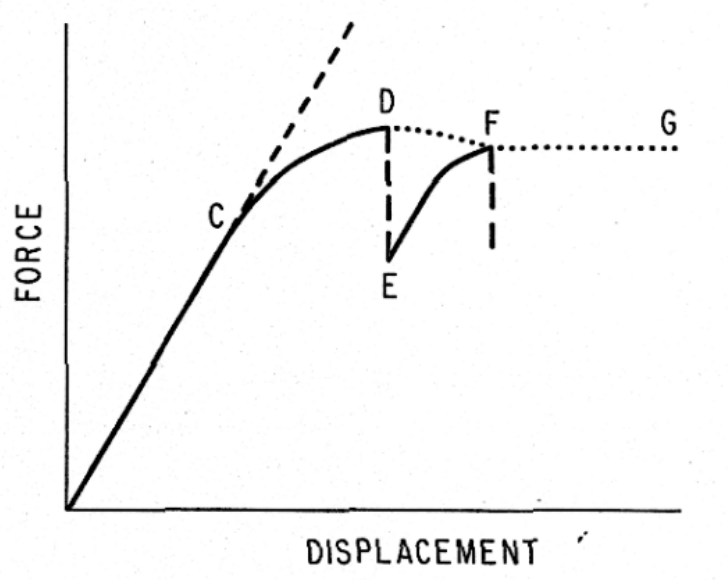


Figure 1.15 : Diagramme schématique de la force de friction en fonction du déplacement du solide (Byerlee, 1978).

Un autre mode est le glissement stable, dans ce cas le mouvement entre le solide et la surface se fait en douceur et la courbe caractérisant le déplacement de la force sera continue, comme schématisé en pointillé sur la Figure 1.15. Les forces aux points C, D et G sont connues sous le nom de friction maximale et résiduelle respectivement. Plusieurs expériences ont été mises en place pour étudier la

force de friction telle que le cisaillement direct (Wang et al., 1975), bi-axial (Scholz et al., 1972), double cisaillement (Dieterich, 1972), et trixial (Byerlee, 1967). Toutes ces études produisent des résultats similaires. Dans son article Byerlee (1978) passe en revue les résultats des études qui ont porté sur la variation de la friction avec le type de roche à des pressions diverses.

1.4.7.3 - Le modèle de la loi de frottement « State-and-Rate »

Pour définir l'effet de State-rate nous allons reprendre l'exemple de Scholz (1998). Dans une étude menée par Brace et Byerlee (1966) on a remarqué que le coefficient de frottement statique μ_s, dépendait fortement de l'histoire de glissement de la surface. Si les surfaces en contact statique sont soumises à une charge pendant un temps t, μ_s augmente lentement comme une fonction log t (Dieterich, 1972). Le frottement dynamique dépend de la vitesse de glissement, V. Cette dépendance, qui est une fonction du logarithme de la vitesse, peut être soit positive soit négative, selon le type de roche et certains autres paramètres, comme la température.

Enfin, s'il est soumis à un changement brusque de la vitesse de glissement, le frottement évolue vers une nouvelle valeur d'équilibre, atteinte au bout d'une distance d_c, dite distance de glissement caractéristique (Rabinowicz, 1958 et Dieterich, 1978). Tous les résultats expérimentaux sont bien décrits par un modèle empirique connu sous la loi constitutive variable de « rate/state ». Parmi les différentes lois utilisées en laboratoire pour décrire la loi « rate/state », seule la loi de Dietrich-Ruina, ou loi de « lenteur » s'est montrée en accord avec les données expérimentales (Scholz, 1998). Elle s'écrit sous la forme suivante :

$$\tau = \left[\mu_0 + a\, ln\left(\frac{V}{V_0} \right) + b\left(\frac{V_0 \theta}{d_c} \right) \right] \sigma_n^{'} \qquad (1:3)$$

Avec τ contrainte de cisaillement, σ_n' contrainte normale effective (différence entre la contrainte normale et la pression), V vitesse de glissement, V_0 vitesse initiale, μ_0 friction à l'état stationnaire lors $V = V_0$. $a\ et\ b$ sont les propriétés des matériaux, d_c la distance critique de glissement et θ la variable « d'état », évoluant avec le temps selon l'équation :

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{\theta V}{d_c} \qquad (1:4)$$

La signification de ces différents paramètres est illustrée schématiquement dans le diagramme de la Figure 1.16. En faisant une première application du « taux », on assiste donc à une augmentation de la friction de la quantité a, connue sous le nom d'effet de vitesse directe. Elle est suivie par un effet évolutif impliquant une diminution de la friction, de la quantité b (Figure 1.16).

Cette forme de friction est indépendante du type de matériaux, elle peut s'appliquer aussi bien au matériau qu'au bois (Rabinowicz, 1958) et la différence entre le coefficient $\mu_s \; et \; \mu_d$ disparaît aussi. La friction initiale μ_0 a une valeur pratiquement indépendante du type de roche et de la température. Elle est modifiée par un effet de second ordre impliquant une dépendance à la vitesse de glissement et une variable d'état θ ; ce sont ces effets de second ordre qui sont bien discutés dans Scholz (1998).

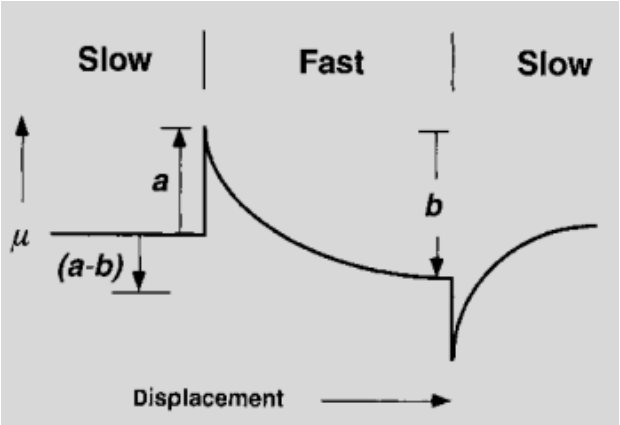


Figure 1.16 : Diagramme schématique de la loi de friction « rate/state » (Scholz, 1998).

1.4.7.4 - Exemple d'illustration et application au système EGS

Dans le cadre de la modélisation de la sismicité induite due à l'injection de fluide dans le système EGS, la plupart des études présentées considèrent la friction comme étant constante. En considérant l'approche stick-slip, le temps n'est pas présent dans les équations d'un glissement. Les déplacements sont calculés à partir de la solution simultanée des équations couplées pour les éléments de glissement d'équilibre quasi-statique. L'implication est que tous les glissements lors d'un événement de glissement unique sont simultanés et instantanés si l'état de contraint est identique. Il n'y a pas de causalité dans un tel calcul, ce qui est intuitivement insatisfaisant.

Un autre problème avec l'approche de la friction « stick-slip » est qu'elle ne permet pas de distinguer un glissement sismique d'un glissement asismique. Selon McClure and Horne (2011), dans cette approche de friction stick-slip, tout glissement est sismique, car elle suppose un changement immédiat

dans la friction et un changement immédiat dans le déplacement (ce qui nécessite une vitesse infinie de glissement).

En réalité la sismicité se produirait en raison de la vitesse de glissement élevée causée par l'affaiblissement rapide de la friction. McClure et Horne (2011) introduisent donc l'effet dynamique de « State-Rate » dans leur travail. L'effet de « State-Rate » est largement utilisé dans la modélisation des tremblements de terre. En utilisant cette technique de simulation du frottement, on peut reproduire les observations aux deux échelles, celle du laboratoire et celle des phénomènes de tremblement de terre à grande échelle (Dieterich, 2007 ; Segall, 2010). La variable « State » peut être interprétée comme étant le temps de contact moyen des aspérités sur la faille. McClure and Horne (2011) concluent que, par rapport au modèle de friction stick-slip, l'approche « State-Rate » est beaucoup plus robuste. Cette dernière est donc une approche prometteuse pour la simulation de la stimulation EGS, car elle permet d'établir un lien direct avec la simulation physique en fonction du processus de la sismicité induite. Cependant pour la modélisation EGS, cette approche reste compliquée à mettre en œuvre, à cause de l'aspect cinématique nécessaire, avec des incréments de temps très petits pour effectuer les calculs. Des pas de temps de l'ordre de la microseconde pour capter les petits microséismes et des pas de temps de l'ordre de la seconde, la minute ou l'heure pour les événements sismiques ont été utilisés par McClure et Horne (2011). Notons que dans ce formalisme, ce n'est plus nécessairement la variation de pression fluide qui est le moteur principal de la propagation du cisaillement des fractures. On trouve des régimes dans lesquels le fluide suit le front de propagation en remplissant les vides créés.

1.4.8 - Outils de calcul et travaux de modélisation quantitative antérieurs

En raison de la difficulté et des coûts expérimentaux impliqués par les programmes de recherche « in situ », dès que des forages profonds sont nécessaires, les programmes de recherche incluent très souvent l'outil de simulation numérique. Il reste vrai que l'analyse numérique des couplages thermo-hydro-méca-chimiques (THMC) est encore très coûteuse en temps et moyens de calculs, et que l'efficacité des codes existants est encore limitée à des problèmes simplifiés (Wang et al., 2009). Néanmoins on remarque que la plupart des efforts dans ce domaine d'EGS a porté sur la prise en compte plus ou moins explicite des fractures qui occupent les milieux rocheux. Ainsi, la modélisation de l'écoulement par des réseaux de fractures discrètes a été appliquée au système EGS depuis plus de 20 ans. Pour ce qui est de la simulation les couplages des processus hydrauliques mécaniques et thermiques lors de l'extraction de la chaleur dans le système de type HDR, Elsworth (1987) et Hopkirk et al. (1981) ont suggéré en faisant un couplage thermo-hydraulique que la contraction due à l'effet thermique est très importante sur le comportement du réservoir à long terme. Depuis, plusieurs modèles capables de faire des couplages hydrauliques, mécaniques, thermiques et chimiques ont été

mis successivement au point. L'analyse des couplages THM est simulée par plusieurs codes, par exemple les codes FRACTure (Kohl et al., 1995), GEOTH3D (Yamamoto et al., 1997), FRACSIM-2D (Willis-Richards et al., 1996), FRACSIM-3D (Hossain, 2002), Geocrack2D (Swenson et Hardeman, 1997), HEX-S (Kohl et Megel, 2005), FRACAS (Bruel, 1995), GMRS (Yoshioka et al., 2008), OpenGeoSys (Wang et al., 2009), utilisé par Blöcher et al. (2010), 3DEC (Rachez et Gentier, 2010) et un modèle sans titre par Rahman et Rahman (2002). Plus récemment, des effets chimiques ont été inclus dans l'analyse couplée (Kuhn, 2004 ; Kiryukhin et al, 2004 ; Bachler et Kohl, 2005 ; Rutqvist, 2011 ; Kim et al., 2012).

Il existe aussi des codes de calculs commerciaux qui peuvent être appliqués à la modélisation des systèmes EGS. On constate alors que les couplages sont souvent effectués par des échanges entre plusieurs outils ou plateformes de calculs, l'un des outils pouvant être commercial. On peut mentionner les associations gOcad /FracaFlow (Sausse et al., 2008) et Petrel (Schlumberger) (Kovac et al., 2009), TOUGH-FLAC (Rutqvist, 2011). Ces couplages dits faibles qui reposent sur des échanges de champs calculés à diverses étapes de temps, donc séquentiellement, sont remis en question car ils ne parviennent pas à reproduire les observations sur des milieux aux géométries réalistes, et en particulier ne peuvent pas faire évoluer leur géométrie. C'est aussi cette raison qui justifie le nouveau programme de recherche du « Lawrence Livermore National Laboratory » (LLNL), soutenu par le « Departement of Energy » (DOE) aux Etats Unis (Carrigan et al., 2009) pour le développement de codes couplés intégrant rigoureusement les écoulements et la mécanique dans des fractures aléatoires au sein d'une matrice perméable, pouvant se propager et interagir entre elles. Fu et al. (2011) développent les progrès récents effectués en deux dimensions par cette équipe.

La simulation des processus thermiques, mécaniques et hydrauliques nécessite donc des modèles plus réalistes afin d'étudier la science souterraine (dissolution des minéraux, refroidissement du réservoir, sismicité induite), d'où l'utilisation des modèles décrivant l'aspect géométrique selon une approche stochastique (Bruel, 1995b, 2002, 2007 ; Willis-Richards et al., 1996 ; Kolditz, 2001) pour le réservoir de Soultz. Des approches de type milieux poro-élastiques considérant trois phases, le squelette solide et deux types de pores échangeant masse et énergie, des pores classiques et des fractures remplies de fluide à des températures distinctes, ont également été proposées. L'application sur des données extraites des premiers projets HDR aux Etats-Unis et en Grande-Bretagne est fournie par Gelet et al. (2012) et les conclusions rapportent en particulier le rôle du paramètre d'espacement des fractures sur les contraintes de traction induites par les effets de baisse de la température au cours du temps.

Ce bref inventaire des différents modèles existant dans la littérature et visant à décrire les écoulements en milieu fracturé n'est pas exhaustif mais donne une idée de la variété des méthodes employées : elle

est l'image de l'hétérogénéité du milieu. Comme on peut le constater, les explications fournies dans la littérature admettent qu'il existe une relation entre la contrainte thermique et la sismicité induite, mais peu des modèles sont capables de faire le couplage THM pour simuler ce mécanisme. Nous avons soit des modèles 2D qui illustrent ce principe, soit des modèles 3D mais avec une seule fracture ; ce qui limite la possibilité de confrontation avec la réalité du terrain.

1.4.9 - Méthode de résolution pour les outils utilisés

Parmi les méthodes numériques utilisées, nous avons en particulier les techniques classiques suivantes :

- Méthode de différences finies (MDF) et Multiple Interacting Continua (MINC) qui est une méthode approximative permettant de modéliser le transport de fluide et de chaleur dans un milieu poreux fracturé, tout en gardant un formalisme de type différence finie pour la discrétisation des équations. Le concept de MINC a été développé par Pruess et Narisimhan (1982, 1985) dans le cadre du développement des outils de la famille TOUGH. La méthode MINC est une extension du concept de double porosité décrit précédemment. Les auteurs la justifient parce que l'approximation du milieu fracturé à un milieu poreux se révèle en général insuffisante pour le processus de transport dans les systèmes fracturés (Pruess, 1983). Elle est basée sur la notion que la fracture dispose d'une large perméabilité et d'une porosité faible, tandis que la matrice rocheuse dispose de propriétés opposées. Le principe *des différences finies* est également utilisé pour les résolutions des équations de conservation de la masse dans les réseaux de fractures dans l'approche FRACAS. Nous verrons les détails dans le chapitre 2.

- D'autres codes ont été mis au point selon la technique des *Eléments Finis*, par exemple ROKFLOW (Kolditz et al., 1997) FRACTURE (Khol et Megel, 2005). Pour ces codes les fractures sont discrétisées en fonctions continues, morceau par morceau, soit avec des fonctions à base linéaire pour des éléments triangulaires, soit avec des fonctions de base bi-linéaires ou bi-quadratiques sur les éléments quadratiques des problèmes à trois dimensions avec des fractures à deux dimensions (Kolditz et al., 1997).

- Dernièrement, la technique des particules discrètes est apparue dans le domaine de la géothermie EGS. Il s'agit de codes de calculs simulant un massif rocheux par un assemblage d'éléments (particules) ayant un ensemble de propriétés mécaniques, interagissant entre elles, et transmettant des forces, les liens entre particules pouvant même être brisés. L'intérêt est d'accéder à des propriétés macroscopiques à l'échelle d'un volume de réservoir à partir de propriétés locales (Potyondy and Cundall, 2004). Les applications initiales concernaient l'étude de la propagation

d'une fracture isolée, mais les progrès numériques permettent de proposer l'étude de l'évolution de la perméabilité des structures fracturées de plus grande extension (Deng et al., 2011).

- Indépendamment des méthodes numériques spécifiques, le calcul des problèmes de couplage THM sont très coûteux. Ceci est principalement dû à deux raisons : le degré de liberté (c'est-à-dire le nombre de variables de champ) et un fort couplage entre les processus non linéaires. Il existe plusieurs façons d'améliorer l'efficacité du calcul, par exemple par l'utilisation d'algorithmes de maillages de l'espace, plus adaptés à la description des milieux fracturés (maillages non structurés), par des algorithmes numériques efficaces, par l'optimisation de la gestion de la mémoire dans le code, ou par les techniques de résolutions parallèles qui offrent la plus puissante amélioration.

1.5 - Conclusion du chapitre 1

Comme nous avons pu le constater dans cette partie il existe plusieurs types de géothermie, mais il y en a une où l'injection de fluide froid est inévitable, la géothermie EGS. Cette injection de fluide sert la pressurisation et parfois la création des nouveaux chemins d'écoulement pour réapprovisionner le réservoir géothermique, ce qui permet donc l'exploitation et la valorisation future de la chaleur en électricité. L'injection de ce fluide dans le réservoir peut s'avérer très défavorable au succès d'un projet lorsque les magnitudes dues à la sismicité induite sont trop fortes. Pour anticiper sur le risque lié à la sismicité induite, différentes hypothèses ont été soulevées, mettant l'accent sur la quantité de débit d'injection, la présence de fractures proches d'un régime mécanique instable, les changements des propriétés chimiques des fluides mais aussi sur l'effet de refroidissement à long terme de la roche.

Pour mieux corréler ces mécanismes, il est donc nécessaire de faire des couplages (THMC), et donc de mettre en place des outils de calculs adéquats. Dans le chapitre suivant nous introduisons le code FRACAS, et le développement nécessaire pour faire le couplage (THM) pour étudier la sismicité induite due à la contrainte thermique.

Chapitre 2
Le code FRACAS

La première partie de ce chapitre est dédiée à la description des caractéristiques du code de calcul utilisant l'approche DFN de réseau discret de fractures qui servira, dans la suite, de base pour le développement d'un code capable de faire un couplage thermo-hydro-mécanique à long terme. Nous décrivons dans un premier temps le modèle géométrique des fractures et les caractéristiques du réseau généré (état initial du code) puis le modèle de transport et d'échange de chaleur de type double porosité discret et enfin le mécanisme des ruptures associées aux perturbations hydrauliques et thermiques que nous allons développer.

Dans le cadre de cette thèse et pour la clarté de ce chapitre, nous rappelons que nous n'allons pas modifier le principe général de construction 3D de l'objet géométrique ni les algorithmes de résolution du problème hydraulique du code FRACAS. Quelques améliorations apportées seront cependant décrites.

2.1 - Le modèle géométrique des fractures

Suivant la méthode initiale décrite par Cacas et al. (1990), la forme des fractures présentes dans le bloc de roche modélisé est celle d'un disque. La distribution de ces disques dans l'espace repose sur les paramètres stochastiques qui seront exposés ultérieurement. Cette option a été retenue par la suite, dans Jeong et al. (1999) et Baujard (2005) qui ont ensuite introduit des « macro-objets » formés par des assemblages de disque élémentaires formant par exemple des modèles de « failles ».

2.1.1 - Les propriétés des familles de fractures en forme de disques

L'analyse statistique de la géométrie des réseaux de fractures naturelles révèle que ces dernières peuvent fréquemment se répartir en plusieurs familles d'orientations distinctes (Chilès, 1998). Ce classement reflète l'histoire tectonique locale du massif étudié et permet d'accéder à la connaissance de certains des paramètres géométriques décrivant chacune de ces familles. La Figure 2.1 montre les différents paramètres permettant de décrire totalement une fracture dans l'espace.

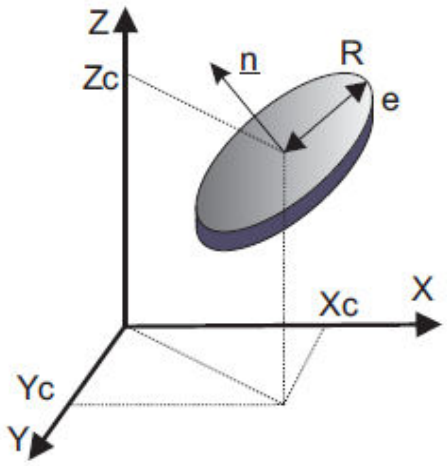


Figure 2.1 : Paramètres définissant une fracture (Baujard, 2005).

Dans la Figure 2.1, on décrit respectivement *R,* son rayon, *e* son épaisseur, $\vec{n}$ la direction normale à la fracture, *Xc, Yc, Zc*, les projections de son centre suivant X, Y et Z.

La création d'un modèle de réseau de fractures passe donc par l'identification puis la paramétrisation des différentes familles de fractures, puis par le choix des méthodes les plus appropriées pour la reconstruction d'une réalisation, par une procédure séquentielle de tirage aléatoire des différents paramètres dans différentes lois de distribution préalablement calibrées. Les tâches s'enchaînent donc dans le code FRACAS selon les étapes suivantes :

Détermination du nombre de fractures : dans FRACAS, le nombre de fractures d'une famille donnée présente dans le modèle est défini par un volume (qui peut être distinct du volume du domaine modélisé), et par une densité volumique de fracturation λ_i . Un processus de *Poisson* permet de relier la densité de fractures au nombre de fractures présentes dans le volume considéré (Yakowitz, 1977). L'expression suivante donne la probabilité d'avoir un nombre N_i de centre de fractures dans un volume V :

$$P(N_i = \kappa) = e^{-\lambda_i V} \frac{(\lambda_i V)^{\kappa}}{\kappa!} \qquad (2:1)$$

La distribution dans l'espace des centres des fractures : d'une manière générale dans le code FRACAS, les centres des disques générés sont repartis aléatoirement dans le volume simulé. Les coordonnées cartésiennes des centres des disques sont tirées au sort suivant une loi uniforme sur les

trois axes $(\Delta x, \Delta y, \Delta z)$ dans l'intervalle choisi. Cependant, dans la réalité, la distribution dans l'espace des centres des fractures d'une même famille n'est pas parfaitement aléatoire (Long and Billaux, 1987). D'autres procédés ont été décrits afin de représenter la non uniformité spatiale de la densité de fractures. Billaux (1990) et Chilès et de Marsily (1993) ont procédé à un processus de tirage non indépendant de salves poissonnières, où la position des premières fractures conditionne le tirage des suivantes. Cette méthode permet de générer des réseaux dans lesquels les fractures sont assemblées en amas. Dershowitz and Einstein (1988) proposent quatre modèles conceptuels présentant une distribution spatiale non uniforme des fractures : le modèle de *Levy-Lee*, les modèles de *Poisson stationnaire* et le modèle de *war zone* (Figure 2.2). Ces modèles n'ont pas été testés dans FRACAS. La possibilité de décomposer un domaine avec des zones de propriétés variées a cependant été apportée, ce qui permet la possibilité de représenter des milieux non homogènes.

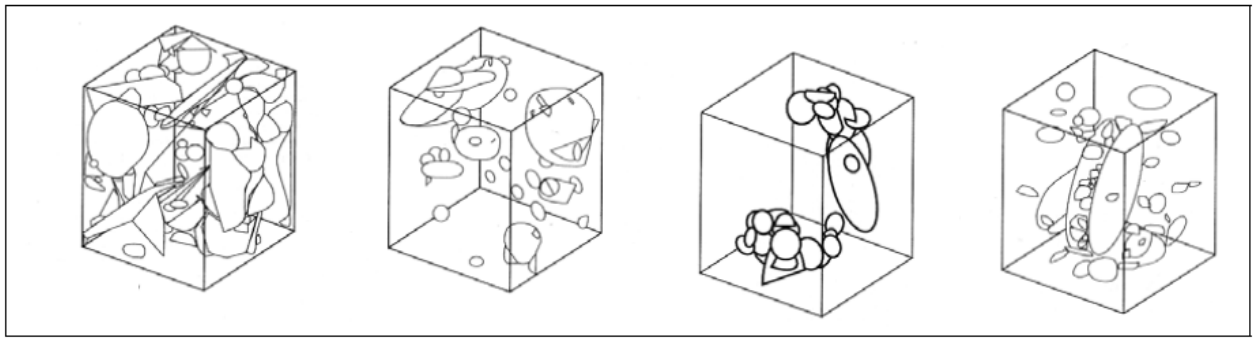


Figure 2.2 : Modèles conceptuels présentant une non uniformité de la densité spatiale des fractures, de gauche à droite : le modèle de poisson stationnaire, le modèle de poisson non stationnaire, le modèle de Levy-Lee fractal et le modèle dit de « war zone » (Dershowitz et Miller, 1995).

L'orientation des fractures : les familles directionnelles d'un réseau rassemblent des fractures ayant des orientations voisines. Une loi de distribution appropriée est la loi de Fisher Von Mises (Mardia, 1972). Pour chaque famille directionnelle de fractures, on définit une valeur particulière du vecteur normal $\vec{n}$ à la fracture, ou pôle, ainsi qu'une certaine dispersion autour de ce vecteur. Cette loi s'exprime de la façon suivante :

$$f_{\kappa}(\alpha) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh} e^{\kappa \cos\alpha \sin\alpha} \tag{2:2}$$

où α est l'angle entre le pôle de la fracture considérée et celui défini pour la famille, et κ est la paramètre de la loi. Pour $\kappa \to 0$, la distribution est très concentrée autour du pôle, et $\kappa \to \infty$ cette distribution devient la loi de distribution uniforme sur une sphère.

L'extension des fractures : plusieurs lois des statistiques peuvent être proposées pour représenter la distribution d'extensions des disques qui constituent le réseau. Les lois de la distribution *exponentielle* (Dverstrop et Anderson, 1989) et *log-normale* (Cacas, 1989 ; Billaux, 1990) ou puissance (Bour and Davy, 1997) sont fréquemment utilisées :

- **Loi log-normale :** une variable aléatoire X distribuée suivant une loi *log-normale* de paramètres (μ,σ) est telle que son logarithme est distribué suivant une loi *normale* de moyenne μ et de l'écart-type σ . La fonction densité de probabilité correspondante est donc exprimée par :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma x\sqrt{2\pi}} exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{ln\, x - \mu}{\sigma} \right)^2 \right] \tag{2:3}$$

  La moyenne $\mathrm{E(X)}$ et la variance $\mathrm{V(X)}$ de X s'expriment respectivement sous les formes suivantes :

$$V(X) = E(X)^2\left(e^{\sigma^2} - 1 \right)$$

  La méthode utilisée pour obtenir une distribution qui suit une loi normale est celle de Box et Muller citée par Yakowitz (1977).

- **Loi puissance** : la fonction densité de probabilité cumulée est donnée par :

$$\boldsymbol{f(l) = \left(\frac{l}{l_0}\right)^{-a}} \tag{2:4}$$

  où :
  - l_0 est la taille minimale de la distribution
  - l est la longueur de la fracture, plus grande que l_0
  - *a* est un exposant, le plus souvent variant entre 1 et 3
  - f(l) est la probabilité d'avoir une taille plus grande que l

La version actuelle de FRACAS permet d'utiliser les lois de type log-normal et puissance pour décrire les rayons des fractures.

L'épaisseur des fractures : l'épaisseur des fractures est, dans notre code, distribuée selon une loi log-normale, définie avec une valeur moyenne et un écart-type distincts pour chaque famille. Des relations empiriques existent pour relier l'épaisseur à l'extension des fractures mais sont en général

inappropriées au domaine de la géothermie profonde, par manque de données. L'épaisseur sera donc un paramètre à caler sur des données de type écoulement ou transport de traceurs.

Une étape supplémentaire de conditionnement d'un modèle pour mieux représenter des données particulières est possible : Dans un réseau de fractures généré par addition des différentes familles de fractures, il peut être nécessaire de substituer un certain nombre de disques, pour tenir compte des élements structuraux identifiés sur le terrain, le long d'un forage, au regard de l'établissement de l'écoulement. Par exemple une grande fracture telle qu'une faille peut être représentée localement par le pavage d'une portion de plan (Chilès, 1998). Anderson et Dverstrop (1987) proposent une procédure de génération conditionnelle respectant la distribution statistique des traces de fractures observées sur le mur d'une galerie. L'intérêt est de pouvoir travailler sur un nombre élevé de simulations équi-probables, mais possédant toutes certaines caractéristiques communes le long d'un forage par exemple.

2.1.2 - Le modèle hydrodynamique

Une des principales hypothèses est que les fluides mis en mouvement de manière forcée dans les réservoirs exploités pour la géothermie profonde de type EGS ne circulent que dans les réseaux des discontinuités, qu'elles soient naturelles ou résultant d'opération de développement spécifiques. Il n'y a donc pas dans FRACAS de prise en compte des effets de perméabilité des blocs qui séparent les fractures. De ce fait la résolution du problème hydraulique reste celle d'un milieu à une porosité, les fractures, sont très hétérogènes du point de vue géométrique.

A la différence des modèles basés sur une approche déterministe selon laquelle la conductivité hydraulique des fractures se réfère à la notion d'épaisseur (Snow, 1969 ; Witherspoon and al., 1980) ceci allant de pair avec une résolution numérique complexe d'un problème d'écoulement bidimensionnel de type *Poiseuille*, l'approche de Cacas et al. (1990) utilise une représentation schématique des écoulements réels à l'aide des liens monodimensionnels inscrits dans les plans de fractures et joignant directement les centres de celles-ci. Dans de tels liens, le débit est supposé proportionnel au gradient de charge hydraulique (Figure 2.3).

Ce concept de chenaux 1D se trouve par ailleurs conforté par des résultats expérimentaux obtenus à partir d'échantillons de granite fracturé de taille décimétrique à métrique (Bourke, 1987 ; Neretnieks, 1987 ; Abelin et al., 1985) qui tendent à montrer que la circulation d'un fluide dans une fracture naturellement rugueuse est confinée dans quelques chenaux privilégiés eux-mêmes inscrits dans le

plan de fracturation. L'écoulement ne peut donc pas être assimilé à un écoulement parallèle plan qui occuperait uniformément toute l'étendue d'un élément disque du modèle.

Au lieu de résoudre un système d'équations en deux dimensions dans chaque disque, comme le font par exemple Shapiro et Andersson (1985) à l'aide de la méthode des éléments frontières ou Long et Billaux (1987) grâce à une discrétisation des fractures suivant un schéma maillé, nous sommes conduits par application du principe de conservation de la masse, à résoudre un système linéaire dont les inconnues sont les charges hydrauliques affectées aux centres des fractures qui représentent les nœuds de calcul du modèle. Cette approche a été étendue avec succès en régime transitoire pour des systèmes de deux fluides non miscibles (Baujard, 2005).

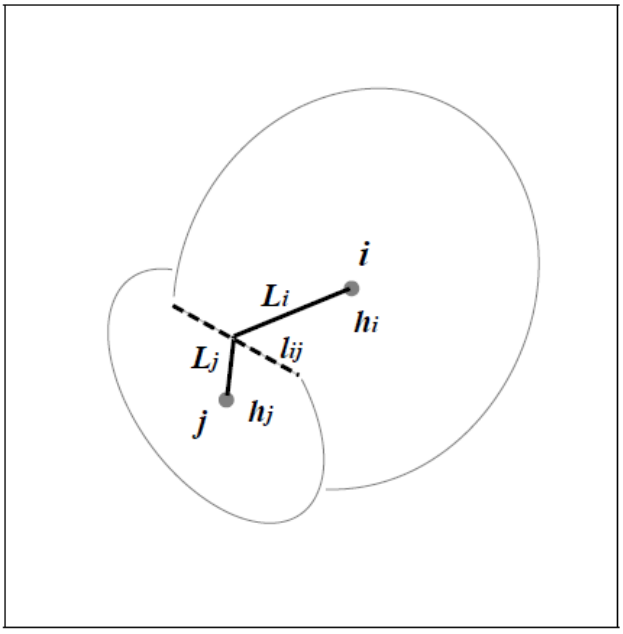


Figure 2.3 : Schématisation des écoulements entre deux disques interconnectés i et j, où h_i et h_j sont des charges hydrauliques au centre des disques i et j. l_{ij} est le segment d'intersection et L_i et L_j sont les longueurs du centre de disques i et j au milieu du segment, (Bruel, 1990).

2.1.3 - Loi d'écoulement dans une fracture – Conductivité hydraulique intégrée

Du point de vue hydraulique, chaque disque est caractérisé par la donnée d'un paramètre appelé *conductivité hydraulique intégrée* (Cacas, 1989) qui est définie par le produit de la conductivité hydraulique [ms^{-1}] et de la section d'écoulement [m^2], et qui est déterminée par une loi probabiliste comme par exemple une loi *log-normale*. Ce paramètre dépend des hypothèses sur la forme réelle de la section d'écoulement et sur les propriétés de l'écoulement à l'échelle de la fracture. Si l'on suppose que le fluide entre deux disques sécants circule dans une conduite de section circulaire (rayon r) ou rectangulaire (épaisseur $e \times$ largeur, *l*), les conductivités hydrauliques intégrées respectives k_{tube} et k_{ruban} [$m^3 s^{-1}$] sont obtenues suivant la loi *Poiseuille* :

$$k_{tube} = \frac{g\pi}{8\nu} r^4$$

$$k_{ruban} = \frac{ge^3}{12\nu} l$$

où :

- g [ms^{-2}] est l'accélération de la pesanteur
- ν [$m^2 s^{-1}$] est la viscosité cinématique du fluide

Si l'on considére un lien entre deux disques *i* et *j* dont les conductivités hydrauliques intégrées sont k_i et k_j, la conductivité *hydraulique intégrée d'un lien* k_{ij} est construite à partir de la moyenne harmonique pondérée pour les longueurs :

$$k_{ij} = \frac{(L_i + L_j) k_i k}{(L_j k_i + L_i k_j)} \tag{2:5}$$

Où L_i et L_j $[m]$ sont les longueurs des deux grands segments constituant le lien complet entre deux fractures (Figure 2.3). Ces longueurs sont prises comme celles de chenaux rectilignes entres les deux centres des disques et le milieu du segment d'intersection.

S'il existe une différence de charge hydraulique entre deux centres des disques $\Delta h_{ij} = h_j - h_i$, le débit Q_{ij} [$m^3 s^{-1}$] qui passe dans le lien est calculé par :

$$Q_{ij} = k_{ij} \frac{\Delta h_{ij}}{L_{ij}} \tag{2:6}$$

Où $L_{ij} = L_i + L_j$ est la longueur totale d'un lien entre deux disques *i* et *j*.

La grandeur de la conductivité hydraulique intégrée pour chaque lien peut traduire la résistance moyenne qui s'oppose à la circulation du fluide entre deux fractures sécantes et représente toutes les propriétés géométriques sur les écoulements à l'échelle de la fracture : rugosité des parois, tortuosité et longueurs réelles des lignes de courant, chenalisation, etc.

Ces conductivités hydrauliques intégrées réparties entre les différents liens du réseau de fractures sont introduites en tant que paramètre spécifique du modèle hydrodynamique et sont déterminées par

calage, en identifiant les propriétés hydrauliques du modèle à celle du milieu réel étudié. Cacas (1989) propose une méthodologie pour ce calage à partir des interprétations d'un ensemble de tests hydrauliques de type essai *Lugeon.* Dans les applications relatives aux projets géothermiques, et plus généralement dans les problèmes de réservoirs seulement accessibles par des forages, ces données n'existent pas. Par contre des données relatives à la distribution des flux le long d'un forage à divers régimes d'injection pourront être utilisées.

2.1.4 - L'écoulement permanent dans un réseau de fractures

Dans le cas d'un régime permanent, l'écoulement est calculé en faisant appel au principe de conservation de masse appliqué aux nœuds du réseau. Si l'on suppose qu'un nœud *i* est relié à *n* autres nœuds *j*, ce principe donne la relation suivante :

$$\sum_{j=1}^{n} k_{ij} \frac{h_i - h_j}{L_{ij}} = 0 \qquad (2:7)$$

où :

- k_{ij} [$m^3 s^{-1}$] est la conductivité hydraulique intégrée d'un lien *ij,*
- L_{ij} [m] est la longueur du lien ij[m],
- h_i et h_j sont des charges hydrauliques caractérisant les nœuds au centre des disques considérés.

2.1.5 - L'écoulement transitoire dans un réseau de fractures

En utilisant les équations d'écoulement transitoire développées par Baker (1991) avec un réseau de fractures simplifié à un réseau de tubes monodimensionnels, Ezzedine (1994) a résolu le problème en régime transitoire.

Considérons un tube rectiligne d'un réseau d'écoulement limité par deux nœuds i et j et de longueur L_{ij} où l'écoulement obéit à la loi de Darcy. Dans ce tube, l'écoulement est caractérisé par une variation spéciale de la conductivité hydraulique intégrée $k_{ij}(x)$ présente dans la section 2.1.4 et par l'emmagasinement spécifique $S_{ij}(x)$ [m^{-1}], où x [m] est la distance de la section par rapport au nœud i mesuré le long du tube. La méthode de résolution consiste à appliquer l'équation de l'écoulement, la transformée de Laplace, puis à inverser le système obtenu grâce à la méthode de

Stechfest (1970). Cette méthode permet de ramener le problème transitoire à un problème permanent dans l'espace des transformées de Laplace, tout en conservant une formulation directe du problème.

Jourde et al. (1998) ont repris la méthode décrite ci-dessus pour modéliser l'écoulement transitoire dans des réseaux de fractures orthogonales au voisinage d'un forage et pour analyser numériquement l'influence de la localisation du puits de pompage sur le rabattement. De façon à obtenir des valeurs de porosité et d'emmagasinement proches de celles observées dans les roches fracturées, ces auteurs ont proposé un coefficient d'emmagasinement intégré $S_i\ [m]$, défini comme le produit de la somme des compressibilités de la fracture et de l'eau par la section du tube. Ce coefficient peut être défini comme le volume d'eau libéré et stocké par unité de longueur de tube, pour une variation de charge égale à une unité. Il permet de s'affranchir de la section, en considérant les éléments comme des objets monodimensionnels. Cette démarche est analogue à celle suivie par Cacas (1989) pour la définition de la conductivité hydraulique intégrée. Ce raisonnement se traduit par la résolution de l'équation du type :

$$\sum_{j=1}^{n} k_{ij} \frac{h_i - h_j}{L_{ij}} = S_i L_i \frac{\partial h_i}{\partial t} \tag{2:8}$$

où :

- $S_i\ [m]$ est le coefficient d'emmagasinement intégré d'une fracture,
- $t\,[\mathrm{s}]$ est le temps.

L'objectif des études pour l'écoulement des fluides en régime transitoire consiste à représenter les essais d'injection des fluides dans un forage unique implanté dans une roche fracturée, en tenant compte d'éventuelles non linéarités dues aux effets mécaniques sur la variation de la perméabilité des fractures et sur le coefficient d'emmagasinement.

2.1.6 - Hydro-mécanique dans FRACAS

Cette section a pour but d'expliciter le couplage mécanique intervenant dans notre code. Ce dernier intervient explicitement dans deux aspects du code :

- la conductivité et l'emmagasinement des liens entre chaque fracture qui font explicitement intervenir l'épaisseur des fractures considérées. Cette « paisseur dépend de l'état des contraintes en place ainsi que de la pression du fluide au niveau de ces dernières. Ce point a été discuté par Jeong

et al. (2006) à l'aide d'une comparaison entre divers formalismes possibles pour décrire l'effet de la contrainte normale sur la perméabilité d'une fracture élémentaire de FRACAS ;

- un critère de stimulation qui modifie la loi de calcul des deux paramètres précédents. Ce critère apparaît sous la forme d'un critère de *Mohr-Coulomb.*

Le couplage mécanique dans le calcul des conductivités hydrauliques intégrées. Le modèle hydro-mécanique tient compte de la déformation des épontes de la fracture lorsque celles-ci se trouvent soumises à une variation de la contrainte normale effective. Le comportement hydraulique en régime transitoire est non linéaire ; il est résolu en tenant compte du comportement mécanique des fractures. Le couplage entre les modèles hydraulique et mécanique est nécessaire car les contraintes en place dans le massif rocheux ont naturellement tendance à fermer les fractures tandis que l'effet de la pression du fluide est inverse. On verra comment le refroidissement des épontes intervient aussi dans ce couplage.

Dans ce modèle, la forme des chenaux équivalents qui a été retenue est du type « ruban ». L'objectif est de représenter plus physiquement le comportement mécanique de fractures reliant les variations de contraintes à leur déformation (Bruel, 1990). Cette approche ne considére pas la matrice rocheuse mais seulement le comportement non-linéaire du point de vue hydraulique et mécanique de la fracture. Ce modèle n'a pas pour ambition le cas des fractures mises sous une pression telle que l'on dépasserait le seuil d'ouverture en traction, car il n'y a pas d'interaction mécanique de fracture à fracture à travers la matrice (la déformation des blocs est négligée).

Pour chaque couple (i et j) de disques connectés (Figure 2.4), la longueur l_{ij} qui est définie comme celle de leur segment d'intersection est représentée comme un largueur maximal des deux portions du lien assurant la liaison hydraulique entre les centres de ces deux disques. Les largeurs l_i et l_j par les disques i et j dépendent des contraintes normales effectives supportées. Si par exemple le disque i se trouve en situation de traction, la largeur l_i est considérée comme largeur maximale l_{ij} . Si par contre le disque i supporte une contrainte normale effective, une fraction de la largeur maximale l_{ij} serait prise en compte. Cette discussion sera faite en introduisant le concept du degré de séparation qui sera présenté ultérieurement.

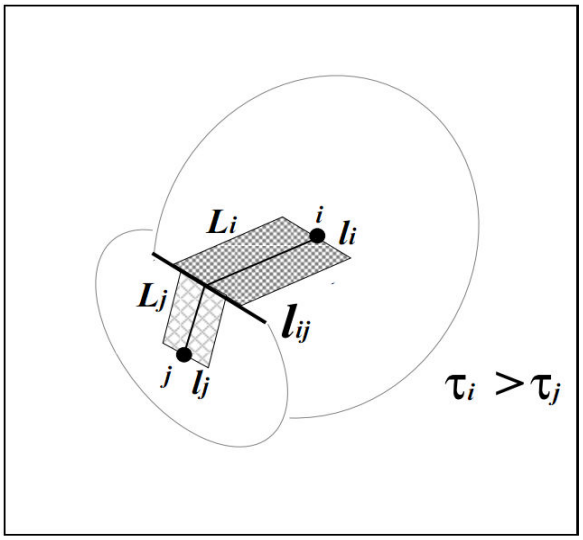


Figure 2.4 : Exemple de deux disques i et j connectés. La largeur des liens est fonction de la longueur du segment d'intersection l_{ij} et du niveau de contrainte normale effective supportée, via les coefficients de degré de séparation τ_i et τ_j (Bruel, 1990).

Les épaisseurs de lien sont distribuées suivant une loi de séparation log-normale qui est communément prise comme référence, suite aux travaux de Snow (1969). Cette distribution des épaisseurs ne peut pas être utilisée comme une donnée mais plutôt comme un paramètre dérivé. Dans notre modèle, la valeur d'épaisseur maximale (e_0) qui est affectée à chaque disque, correspond au régime hydromécanique de contrainte normale effective nulle (i.e. la fracture n'a plus de point de contact) et permet de définir la conductivité hydraulique intégrée de référence (k_0) :

$$k_0 = \frac{g e_0^3 l}{12\nu}$$

où :

- g [ms^{-2}] est l'accélération de la pesanteur,
- ν [$m^2 s^{-1}$] est la viscosité cinématique du fluide.

La conductivité hydraulique intégrée ($\tilde{k}$) pour un régime donné de contrainte normale effective sera obtenue a partir de k_0 selon $\tilde{k} = f \times k_0$, f étant un facteur $(0 < f < 1)$ construit selon la discussion suivante. Ce facteur f dépend du **degré de séparation** τ. Le facteur (τ) représente le taux de surface effective d'écoulement, c'est-à-dire les espaces vides par unité de surface (Gentier, 1986). Ce paramètre est considéré comme une fonction de la contrainte normale (σ_n) et la pression du fluide (ψ). Cette fonction (Bruel et Ezzedine, 1993 ; Jeong et al., 2006) est représentée de façon exponentielle, variant entre une valeur minimum égale à l'unité et peut être exprimée par :

$$\tau = \tau_0 + (1-\tau_0)e^{-(\varsigma(\sigma_n - \psi))^r} = \tau_0 + (1-\tau_0)e^{-(S\sigma_n')^r} \qquad (2:9)$$

où :

- $\varsigma\left[MPa^{-1}\right]$ est une constante empirique,
- r est un facteur de forme empirique et adimensionnel $r \geq 0$,
- $\sigma_n^{'}\left[MPa^{-1}\right]$ est la contrainte normale effective.

Cette expression n'est pas valable pour la pression du fluide (ψ) supérieure à la contrainte normale (σ_n). Pour un disque donné, la contrainte normale est tirée de la connaissance de l'orientation de la normale $\vec{n}$ par rapport au plan de la fracture et du champ de contraintes mesuré sur le terrain. Le facteur f , qui reflète les effets de la tortuosité et les connexions faibles entre les espaces vides sous des contraintes normales effectives (Walsh, 1981 ; Zimmerman et Bovardson, 1996), est ici une fonction du degré de séparation (τ), selon la formulation empirique discutée par (Jeong et al., 2006) :

$$f(\tau) = f_0 + (1 - f_0)e^{-P(1-\tau)^q} \tag{2:10}$$

qui permet plusieurs comportements avec un nombre limité de paramètres (par exemple, $P > 0$ et $a > 0$), ayant des valeurs positives de $f(\tau)$ pour $\tau \in [0,1]$. Suivant cette formulation, on peut déduire du point de vue hydraulique que l'élément de fracture de largeur l se comporte sous contrainte normale effective, comme un chenal de même épaisseur e_0 , mais de largeur réduite $f(\tau) \times l$ (Figure 2.5).

Une conséquence du changement morphologique des épontes de la fracture due à la variation du champ de pression du fluide est la variation du volume accessible au fluide. Il en résulte une variation du coefficient d'emmagasinement (S) de chaque fracture. Ce coefficient est calculé comme le rapport entre le changement des espaces vides par unité de variation de la contrainte normale effective :

$$S = \frac{d\tau}{d\sigma_n^{'}} = (\tau_0 - 1)Se^{(-\varsigma\sigma_n^{'})} \tag{2:11}$$

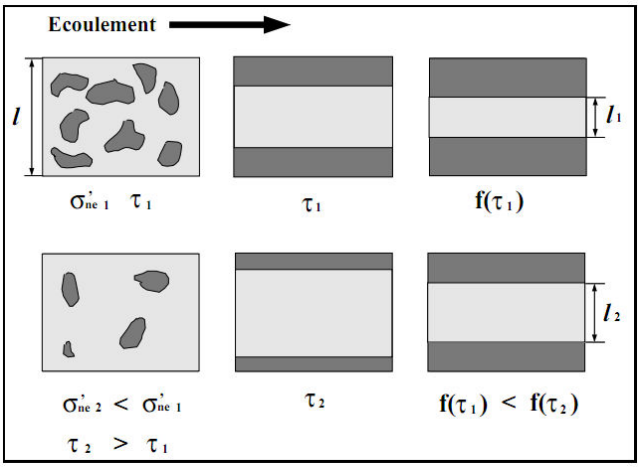


Figure 2.5 : Pour deux niveaux de contraintes normale effective $\sigma_n^{'1}$ et $\sigma_n^{'2}$ on construit les largeurs l_1 et l_2 des chenaux hydrauliquement équivalents (Jeong et al., 2006)

La stimulation des fractures : en supposant que la matrice rocheuse est d'extension infinie, homogène, isotrope, élastique et linéaire, Bruel (1990) a développé un modèle hydromécanique aux éléments discontinus. Les fractures sont considérées comme des discontinuités bidimensionnelles dans un milieu élastique dans lesquelles la pression du fluide s'applique et les déplacements, relativement petits entre deux épontes, ont lieu lorsque la contrainte de cisaillement dépasse la résistance de cisaillement selon le critère de Mohr-Coulomb pour la rupture des fractures (Figure 1.13, Chap. 1) ou bien lorsque la pression du fluide dépasse le niveau de contrainte normale en place et l'on passe alors du mode de compression au mode de traction. La distribution de petits déplacements affectés au centre de chacune des facettes planes, constituant une limite dans des discontinuités, est calculée par la méthode de discontinuités de déplacements (Crouch, 1976), de façon à respecter, sur chaque facette, le niveau des contraintes dans les trois dimensions de l'espace. Cette méthode a été appliquée avec succès à la modélisation de tests hydrauliques dans une ou plusieurs fractures recoupées par un forage, dans le but d'expliquer certains comportements hydrauliques lors de la mise en pression d'un réservoir (Bruel et Jeong, 2001). D'autres codes basés sur le même principe existent également ; par exemple dans le cadre d'une étude de faisabilité du stockage souterrain de déchets radioactifs dans des massifs rocheux fracturés, Vahida (2000) a développé un code bidimensionnel, appelé CRABE, aussi basé sur la méthode des éléments frontières. Cette approche numérique permet le calcul élastique ou thermo-élastique du comportement de milieux fracturés évoluant sous l'influence de contraintes thermo-mécaniques dues à des ouvrages de stockage. Sur la thématique des EGS, la technique des éléments frontières est également reprise par Ghassemi et Zhang (2004) pour les problèmes de thermomécaniques, et de propagation de fractures, mais toujours sur des réseaux de faible extension.

Plus précisément, le tenseur local des contraintes est projeté sur chaque fracture afin d'obtenir ses composantes normales majeure et mineure ainsi que le cisaillement au niveau de la fracture. Ce

procédé basique de mécanique des roches ne sera pas exposé plus avant dans cette étude. Remarquons que les ouvertures des éventuelles stimulations des fractures nécessitent plusieurs paramètres tels que :

- la connaissance précise du tenseur des contraintes en place en tout point du domaine étudié, ainsi que son orientation ;
- le paramétrage de lois de comportement décrivant l'ouverture des fractures en fonction de la contrainte en place ainsi que la pression du fluide, que la fracture soit stimulée ou non ;
- le choix d'un angle de frottement et d'une cohésion pour chaque fracture, afin de pouvoir décrire le critère de Mohr-Coulomb.

2.2 - Le modèle de transport et d'échange de chaleur

Cette partie de notre travail consiste à décrire les apports nouveaux au code de calcul FRACAS, basé sur une description discrète en trois dimensions d'une masse rocheuse fracturée en tenant compte des différents processus thermiques couplés. La première version « thermique » de ce code décrite dans le paragraphe 2.1 montre les hypothèses initiales du transport de chaleur qui est convectif le long des fractures et conductif perpendiculairement, dans des blocs de roches locaux associés aux fractures mais indépendants les uns des autres (Bruel, 2002).

Notre but est maintenant de faire en sorte qu'il y ait des échanges thermiques entres les blocs, en introduisant une ***approche à double milieu poreux discret***, que nous décrivons à partir du § 2.2.2. Cette nouvelle approche permettra de mieux simuler le refroidissement du réservoir dû à l'injection de fluide à long terme, et va donc donner le moyen de simuler les nouveaux mécanismes de ruptures dus au refroidissement de la roche. Nous décrirons dans le § 2.3.3 cette partie mécanique.

2.2.1 - Spécificités du modèle initial

La première spécificité du présent modèle introduit par Bruel (1990) est qu'il se veut applicable à une échelle d'étude inférieure à celle du volume élémentaire représentatif, qui en général ne peut être définie dans les massifs profonds et faillés visés par la technologie EGS. Bénéficiant de la résolution du problème hydraulique précédemment décrite, il permet en particulier de tenir compte de l'aspect non régulier du réseau de fractures et de la disparité des vitesses d'écoulement du fluide. Chaque disque, élément de surface du modèle tel que précédemment défini, est considéré comme un échangeur thermique élémentaire caractérisé par sa surface d'échange thermique et par son propre volume de roche réservoir de chaleur. La forme de chacun des blocs sera dictée par la géométrie locale du réseau. En revanche il n'y aura pas de calcul d'influence de bloc à bloc. Cette approche est tout à fait voisine

de la méthode d'agrégation défendue par Dershowitz et Miller (1995) pour le calcul hydraulique avec prise en compte de la matrice poreuse perméable dans la suite logicielle FracMAn® (Figure 2.6a), et qui consiste à attribuer à chaque fracture une portion du volume rocheux, selon un critère géométrique, et à traiter les flux échangés entre la fracture et ce bloc en une dimension. L'inconvénient de cette approche d'agrégation est que le modèle, même s'il présente une double porosité, n'est en fait qu'un modèle à simple perméabilité, puisque les blocs sont indépendants et n'autorisent pas les transferts de masse au travers de la matrice. Ce défaut se retrouve dans l'approche thermique initiale.

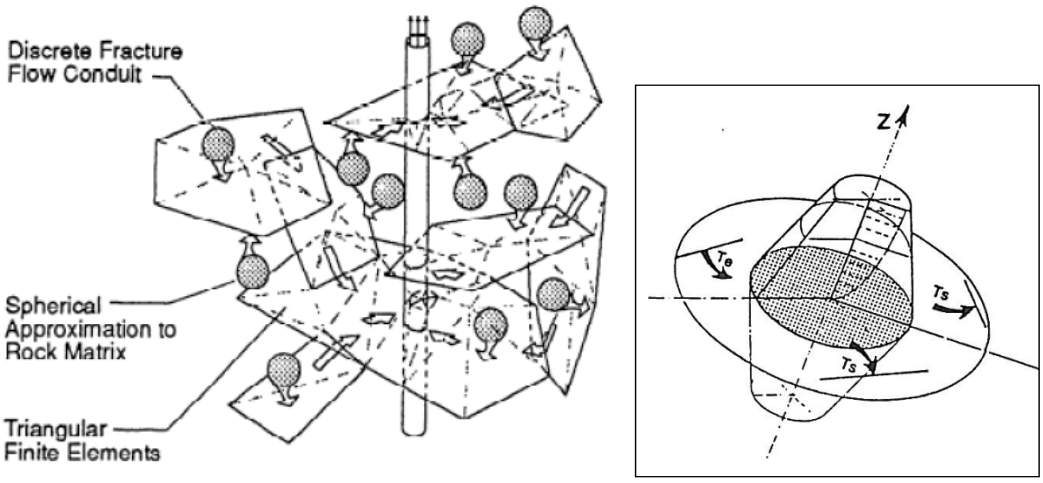


Figure 2.6 : (à gauche) Méthode d'agrégation, d'après Dershowitz et Miller (1995) - (à droite) : Approximation du bloc adjacent à un disque dans FRACAS, par un tronc de cône (d'après Bruel, 1990)

Pour des durées relativement courtes de l'ordre de quelques jours à quelques mois et en raison de la petitesse du coefficient de diffusivité thermique des roches $\approx 10^{-6} m^2 s^{-1}$, la zone d'influence d'un disque élémentaire est au plus de quelques mètres. Le volume de roche associé à chaque échangeur élémentaire peut simplement être un cylindre dont le fond constitue une limite à flux de chaleur nul et dont le diamètre est donné par la surface d'échange. L'épaisseur de ce bloc est calculée de telle sorte que le volume (et donc la capacité thermique) de l'ensemble du massif rocheux étudié soit respecté, les volumes élémentaires étant thermiquement indépendants.

La Figure 2.6b expose cette représentation. Mais il est clair que si le processus de conduction de chaleur perpendiculairement au plan de la fracture doit se développer sur des périodes plus longues, la condition de flux nul au bout devient trop contraignante. Les réservoirs locaux de chaleur vont s'épuiser, sans pouvoir être réalimentés par un processus conductif à plus grande échelle. Roubinet, (2010) a proposé pour l'hydraulique une approche de double milieu discret plus exacte, qui ne

nécessite pas d'homogénéisation du réseau de fractures en un milieu continu hétérogène. Nous nous inspirerons de cette approche pour la résolution de notre problème thermique.

2.2.2 - Description de l'approche « double milieu discret » pour les transferts de chaleur

Le principe retenu est que la perturbation de chaleur se propage avec le fluide par convection dans le plan des fractures et par conduction dans la matrice. Localement, la conduction est de plus supposée monodimensionnelle et perpendiculaire au plan de la fracture. Cette perturbation thermique se propage ensuite jusqu'à une certaine distance où une condition de température est imposée. Cette température est également une inconnue du problème. Elle résultera d'un calcul de conduction thermique à grande échelle dans un milieu continu équivalent pour lequel un terme source volumique discrétisé est calculé, équivalent au bilan des prélèvements effectués par le fluide le long des parois d'échange. Les débits locaux entrant et sortant de chaque disque sont supposés obtenus par le module hydraulique. Les paragraphes qui suivent décrivent les processus dans chaque compartiment du modèle thermique. Le calcul doit rester numériquement admissible puisque des itérations et des calculs sur de longues périodes de temps sont prévus. Une illustration du système de maillage double milieu discret est donnée en fin de paragraphe 2.2, par la Figure 2.7.

Nous introduisons les variables température du fluide, température de la matrice locale et température du milieu continu global. Dans la formulation mathématique, les indices *f* et *m* se rapportent respectivement au fluide et à la matrice. θ_f et θ_m sont donc les températures locales pour le fluide et la matrice dans le bloc local entourant la fracture. T_m est la température continue à l'échelle du réservoir. Les conductivités thermiques sont notées λ ($Wm^{-1}K^{-1}$) les capacités calorifiques γ ($Jkg^{-1}K^{-1}$) et les masses volumiques ρ (Kgm^{-3}).

2.2.2.1 - Définition d'une unité de calcul pour le milieu continu conductif à grande échelle

Le modèle de réservoir est du point de vue de la thermique un réseau des disques aléatoires dans l'espace, conduisant les flux et la chaleur, imbriqué dans une matrice imperméable qui autorise les transferts de chaleur par conduction. On définira un maillage régulier de cette matrice, par exemple un réseau de cellules cubiques, chaque cellule contenant ou ne contenant pas des éléments « discrets » du réseau de fractures. On construit donc une table qui renseigne dans chaque cellule, le nombre de centre de disques qu'elle contient, ce qui permettra de calculer ensuite par exemple un index de fracturation en m^2/m^3 variable d'une cellule à l'autre.

2.2.2.2 - Phénomène convectif dans la fracture et condition de la paroi

L'emmagasinement de chaleur dans le volume de fluide occupant la fracture est négligé de sorte que les échanges convectifs se résument à de simples bilans de quantité de chaleur entre les disques connectés en amont et ceux situés en aval de l'écoulement, qui doivent s'équilibrer avec le flux de chaleur à la paroi φ. L'équation classique de transport de chaleur se résume à :

$$div(\rho_f \gamma_f q \theta_f) = \phi \tag{2:12}$$

$q(m^2 s^{-1})$ désignant le flux après intégration sur l'épaisseur de la fracture, par mètre de largeur, pour rester cohérent avec le concept de flux en chenaux dans FRACAS. Le flux $\varphi(Wm^{-2})$ en provenance du bloc adjacent est calculé ci-après. On supposera la continuité de la température du fluide /roche à la paroi.

2.2.2.3 - Phénomène conductif dans la matrice autour d'une fracture isolée

Le transfert de chaleur dans le bloc adjacent à une fracture est conductif selon une dimension, perpendiculairement à cette fracture. L'équation de la chaleur est la suivante :

$$\lambda_m div(grad\,\theta_m) = \rho_m \gamma_m \frac{\partial \theta_m}{\partial t} \tag{2:13}$$

A la paroi, le flux conductif dans la direction y est proportionnel au gradient de température selon l'expression suivante :

$$\phi = \lambda_m \left(\frac{\partial \theta_m}{\partial y} \right)_{y=0} \tag{2:14}$$

Dans l'écriture du bilan pour chaque disque, le flux sera compté deux fois pour tenir compte des effets des transferts aux deux faces de la fracture.

La condition appliquée à la seconde extrémité $y = l$ de chaque bloc adjacent à chaque disque est de type « valeur imposée ». Cette valeur imposée est une inconnue supplémentaire issue du calcul conductif de conservation de la chaleur à l'échelle globale.

$$\theta_m (y = \ell) = T_m \tag{2:15}$$

2.2.2.4 - Phénomène conductif à l'échelle globale dans le milieu « matrice continue »

Pour traiter le comportement thermique du milieu fracturé à grande échelle, l'équation de conservation de l'énergie est écrite, selon une équation de diffusion de chaleur classique et sera traitée par un formalisme de type « volumes finis ».

Le réservoir à grande échelle étant divisé en cellules régulières de type « cubes », chacune de ces cellules cubiques, de taille caractéristique a, contient un ensemble de fractures qui ont été identifiées et à partir desquelles va être calculé un terme source volumique $r(m^{-3})$. L'idée de base proposée dans cette section est que la chaleur extraite à un moment donné d'un sous-volume contenant un certain nombre de fractures, connectées ou non à cette échelle, par un fluide forcé à circuler le long de ces fractures, peut être approchée par un terme de densité équivalente, source ou puits selon le signe du bilan calculé de l'énergie extraite.

$$\lambda_m div(grad T_m) = \rho_m \gamma_m \frac{\partial T_m}{\partial t} + r_m \tag{2:16}$$

2.2.2.5 - Fonction de transfert et couplage fracture-matrice

Le taux d'échange de chaleur entre le réseau de fractures et la matrice continue est exprimée grâce à un terme de source (ou de puits) r_m [W.m^{-3}], calculée au temps t à partir des variations dans le profil en dt de la température θ_{im} de l'ensemble des fractures i contenues dans chacune de ces cellules cubiques, comme suggéré dans Zhang et Parker (2010) pour la modélisation des transferts thermiques pour l'extraction de l'huile de schiste. Ce terme est facile à assembler dans notre cas. L'expression du terme source pour le transfert de chaleur entre la cellule courante de matrice équivalente et la surface d'échange des fractures i de cette cellule est la suivante :

$$r_m = \frac{1}{a^3 dt} \sum_i A_i l_i \rho_m \gamma_m \langle \Delta\theta_{im} \rangle \tag{2:17}$$

Où le symbole <> signifie une moyenne de la variation de température de la matrice sur les régions cylindriques locales attachées aux disques i, pendant la période de temps dt.

La carte des températures T_m est initialement fixée à partir de la connaissance du gradient géothermique et d'une mesure à une profondeur donnée. Les valeurs obtenues au cours du temps au centre de chacune des cellules cubiques sont utilisées comme condition à la limite dans l'équation (2:14), écrite pour chaque disque.

Le profil de température détaillée à la paroi locale θ_m permet des approximations plus précises de l'évolution de la température à des échelles de temps courtes (i.e. allant des mois à des années) ou lors des situations transitoires rapides, permettant ainsi une description des effets de traction thermique (Bruel, 2002). Le modèle coïncide ainsi avec la version initiale. La continuité de θ_m et T_m assure une meilleure capacité de prédiction à long terme de l'approche numérique. En ce sens, ce coefficient de transfert est dépendant du temps, et tient compte explicitement du taux de surface d'échange par unité de volume, qui varie dans l'espace à l'échelle du milieu continu.

Remarque : Il s'agit d'une manière de coupler des deux variables θ_f et T_m qui diffère a priori de celle utilisée par convention dans les approches à doubles milieux, où chaque milieu est en fait une représentation homogénéisée de la réalité. Dans l'approche classique, issue de Barenblatt et al. (1960), le terme d'échange est donné à l'échelle du bloc rendu homogène par une fonction linéaire de la différence des températures équivalent des deux milieux (transfert de premier ordre) $\kappa = (\theta_f - T_m)$ où le coefficient κ est un coefficient de transfert spécifique de la chaleur du solide à la fracture. κ peut être calculé à partir des propriétés fondamentales de la matrice rocheuse fracturée. Il est défini comme le produit de la surface spécifique [m^2/m^3] matrice-fracture avec le coefficient de transfert de fluide h [W. $m^{-2}.K^{-1}$] de la matrice vers la fracture.

Dans notre approche, nous n'avons pas à faire face à la difficulté de définir un coefficient κ équivalent, car les calculs sont effectués à l'échelle locale, et plus tard agrégés à travers le calcul du terme source volumique r. Cependant, la forme de notre terme source, comme somme de produits d'écart moyen de température et de surface d'échange, puis normée par le volume total est très comparable. Il s'agit en fait d'une prise de moyenne où les surfaces d'échange A_i sont pondérées par des écarts de températures eux-mêmes dépendants des valeurs des débits, éventuellement variables au cours du temps, faisant circuler l'énergie. Ce point est important car dans la suite, le couplage *écoulement-température-mécanique-rupture* est appelé à modifier les propriétés hydrauliques des chemins d'écoulements et donc à modifier le calcul des transferts thermiques au sein d'un réservoir.

2.2.2.6 - Discrétisation des équations et schéma numérique de résolution

La résolution de l'ensemble des équations présentées ci-dessus est faite suivant le principe des volumes finis :

- Les équations locales relatives au bilan d'énergie entre un disque et son volume local adjacent sont résolues séquentiellement sur chaque disque à chaque pas de temps, avec un pas de temps donné.

- Les équations pour le calcul à l'échelle du réservoir sont résolues suivant un schéma implicite, après discrétisation sur le réseau régulier des centres des cellules « cubes », avec un pas de temps multiple du pas de temps précédent.

Formes discrétisées à l'échelle locale :

L'équation (2:12) est associée à (2:14) selon (2:18). On calcule le profil de température dans la matrice à l'instant $t+dt$ à partir de ce même profil, des températures et débits entrants supposés connus à l'instant *t* :

$$q\rho_f\gamma_f\left[\theta_f(t)-\theta_f(t+dt)\right]dt = 2A\lambda_m\frac{\theta_m^1(t+dt)-\theta_m^0(t+dt)}{y_1-y_0} \qquad (2:18)$$

avec :

-γ_f est la capacité calorifique volumique du fluide ($Jm^{-3}K^{-1}$)

-γ_m est la capacité calorifique volumique de la matrice rocheuse ($Jm^{-3}K^{-1}$)

Dans l'équation (2:18), la valeur $\theta_f(t+dt)$ est appelée température de sortie du disque courant et sera affectée au pas de temps suivant comme température d'entrée des éléments connectés en aval. La valeur $\theta_f(t)$ est la température d'entrée du fluide dans le disque courant, et est une moyenne des températures amont, pondérée par les débits entrants. La continuité à la paroi est assurée en écrivant $\theta_f(t+dt)=\theta_m^0(t+dt)$ dans (2:18).
La température du fluide injecté par un forage dans le système fracturé est imposée par le modélisateur, par exemple par une valeur de température fixée sur une suite de disques connectés à ce forage.

L'équation (2:13) est discrétisée à l'instant t en 1D sur une suite de nœuds y_i , distribués selon une progression géométrique de raison $dy=y_1-y_0$ entre $y=0$ et $y=l_i$, l_i étant la taille du sous volume affecté au disque i. La forme discrétisée à l'instant $t+dt$ sur un nœud courant $j$est la suivante (2:19) :

$$\left(\frac{2}{dy_{j-1}(dy_{j-1}+dy_j)}\right)\theta_m^{j-1}+\left(\frac{-2}{dy_{j-1}dy_j}\right)\theta_m^{j}+\left(\frac{2}{dy_j(dy_{j-1}+dy_j)}\right)\theta_m^{j+1}=\frac{\rho_m\gamma_m}{\lambda_m}.\frac{\theta_m^j-\theta_m^j(t)}{dt} \qquad (2:19)$$

La condition initiale sur θ_m est obtenue à partir de la connaissance du profil de température initial sur le site d'étude. La condition imposée (2:15) est appliquée au dernier nœud y_j de la discrétisation 1D. Les équations discrétisées (2:18) et (2:19) sont assemblées dans un système matriciel de type 3-

diagonal très rapidement inversé qui fournit le profil de température et la température du fluide à la paroi à l'instant $t + dt$.

Discrétisation du problème continu à l'échelle globale *:*

La discrétisation de (2:16) sur un nœud courant (i, j, k) sur une grille régulière 3D au pas de a s'écrit au temps $t + dt$ sous la forme (2:20), avec le terme source explicite calculé à t selon la sommation définie en (2:17). Des conditions initiales sont obtenues à partir de la connaissance des profils de température en place. Des conditions aux limites sur les contours latéraux sont de type flux nuls, tandis qu'aux faces inférieure et supérieure du bloc, on maintient une température constante, égale à la valeur initiale.

$$\frac{1}{a^2}\left(T^{i-1,j,k} + T^{i+1,j,k} + T^{i,j-1,k} + T^{i,j+1,k} + T^{i,j,k-1} + T^{i,j,k+1} - 6T^{ijk}\right) = \frac{\rho_m \gamma_m}{\lambda_m} \cdot \frac{T_m^{i,j,k} - T_m^{i,j,k}(t)}{dt} + r^{i,j,k}(t) \qquad (2:20)$$

La résolution d'un tel système linéaire est ordinaire mais est effectuée avec une fréquence inférieure, ce qui est rendu possible car les processus diffusifs à l'échelle des blocs sont plus lents. En pratique on pourra utiliser des pas de temps de l'ordre d'une heure à un jour, pour le calcul local, et des pas de temps en jours ou même en semaines pour le calcul global.

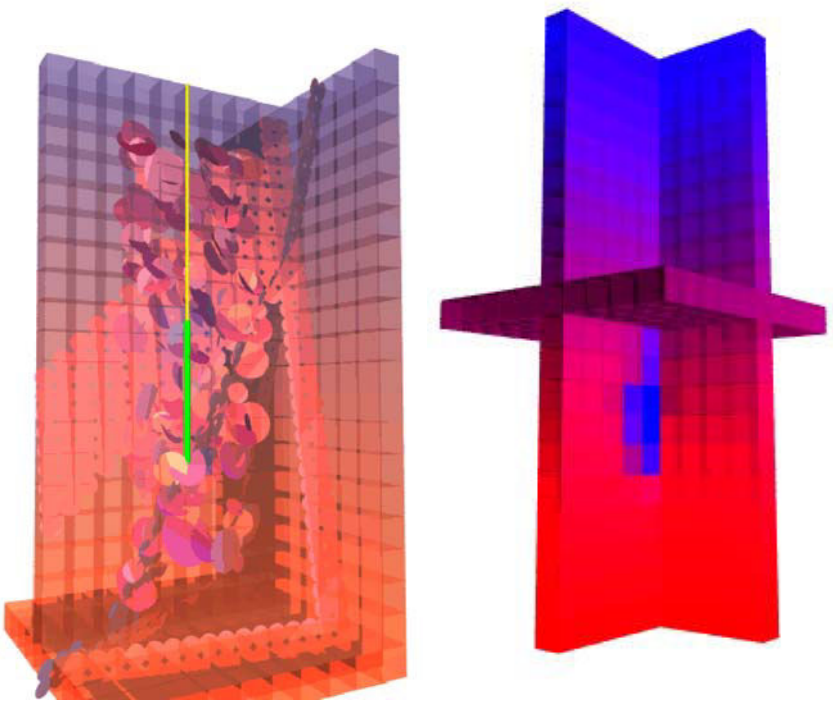


Figure 2.7 : Vues en écorché d'un réservoir comportant un réseau de fractures et une fracture majeure et exemple de découpage en blocs cubiques de la matrice pour le calcul à long terme du refroidissement dû à une injection en forage (le long du segment vert).

2.2.3 – Calcul de la contrainte thermique

2.2.3.1 - Le modèle de calcul local

Le refroidissement dû à l'injection et à la circulation forcée de l'eau à long terme, pendant plusieurs années, est susceptible d'entraîner une amélioration de la perméabilité mais aussi d'accentuer le risque de perte en fluide du réservoir (leak-off) si l'on travaille sur un système en doublet foré dans un système géologique ouvert par exemple. Le code FRACAS est donc maintenant en mesure d'évaluer en tout disque représentant une fracture un ordre de grandeur de refroidissement au cours du temps et donc un ordre de grandeur de la contrainte thermique de traction, calculée par la formule (2.21). Cette relation dépend fortement du coefficient de restriction K_r en plus de la variation de la température. Des tests de sensibilité sur le rôle de ce coefficient Kr seront présentés.

$$\sigma_T = K_r E \alpha \Delta T \tag{2:21}$$

Dans cette équation, K_r est le coefficient de restriction plus petit que 1, traduisant le fait que le milieu n'est pas complètement bloqué et accommode une partie de la déformation du fait de la présence de nombreuses autres petites fractures impossibles à décrire, E module d'Young, α coefficient de dilation linéaire et ΔT la variation de la température de refroidissement moyenne dans le système autour de chaque fracture considérée par FRACAS.

2.2.3.2 - Le couplage avec la loi de perméabilité et le critère de rupture

Nous nous basons sur le fait que dans le cadre de la poro-élasticité et thermo-élasticité, le rôle de l'expansion ou de la contraction thermique et l'expansion ou la contraction due à une variation de pression de pore se traduisent par le même effet sur les relations contrainte/déformation d'un massif élastique linéaire, la correspondance étant établie en remplaçant le terme en pression $c_b(1-\beta)P$ par le terme en température $3\alpha T$ (Geertsma, 1966), avec c_b la compressibilité apparente de la masse rocheuse et β le rapport de la compressibilité de la roche à celle de la matrice équivalente c_p/c_b.

Pour notre configuration mono-dimensionnelle au droit de chaque fracture, nous calculerons donc la contrainte normale effective en additionnant les impacts des deux facteurs, pression et température. Il s'en suit que tout ce qui dépend de la contrainte normale effective dans la version courante du code FRACAS sera influencé par l'histoire du chargement thermique. En intégrant la contrainte thermique dans le calcul du critère de Coulomb pour la stabilité en cisaillement, des ruptures supplémentaires peuvent donc être simulées.

2.2.4 - Mise à jour de la modélisation de la stimulation hydraulique et des processus de friction

2.2.4.1 - Le principe de la rupture en cisaillement

La rupture par cisaillements se produit le long d'une zone finie dans des fractures préexistantes dans un bloc de roche 3D sous contrainte naturelle, lorsque la résultante de cisaillement supportée est supérieure à la résistance de frottement. Le critère de rupture de Coulomb donne une expression simple de la résistance au cisaillement qui dépend de deux paramètres : la cohésion de la fracture S_0 et du coefficient de frottement statique μ_s (Jaeger et Cook, 1979).

Pour une fracture d'une quelconque orientation dans un régime de contrainte donnée, soumise à une pression de fluide P, on peut calculer la composante normale effective notée $\sigma_n' = \sigma_n - P$ et la composante tangentielle supportée τ. Il existe une pression P_c de seuil au-delà de laquelle la pression de fluide peut provoquer une rupture et ensuite un glissement. Ce processus est aussi connu sous le nom de « stick-slip », la fracture passant de l'état « stick » à l'état « slip » lorsque la condition de glissement est atteinte. Cette pression peut être calculée comme suit:

$$\boldsymbol{P_C = \sigma_n - \frac{\tau - S_0}{\mu_s}} \qquad (2:22)$$

Où τ est le cisaillement sur une fracture et σ_n est la contrainte normale.

Dans la formulation qui est dans le code FRACAS, la cohésion S_0 est spatialement distribuée, et annulée en cas de rupture lorsque la pression de fluide calculée atteint la valeur de seuil. Une fracture ayant subi une rupture en cisaillement est dite « stimulée ». Lors d'une injection de fluide, la pression se propage dans des régions des fractures non stimulées, causant par la suite de nouvelles ruptures et de nouveaux glissements, et ce processus semble se mettre en accord avec les propriétés de diffusivité hydraulique du massif associées à un critère de criticalité, ce qui a permis de développer une méthode de caractérisation des réservoirs (Seismicity Based Reservoir Characterization - SBRC) (Shapiro and al., 1999).

McClure et Horne (2011) se réfèrent au processus de stimulation hydraulique tel qu'il vient d'être décrit comme un mécanisme « Diffusion Contrôlée » (DC), mais qui est fondamentalement différent d'un autre mécanisme dit de « Stimulation Séquentielle » (SS) où la diffusion de pression est en retard sur la croissance du réseau de fractures. Le comportement (SS) ne se produira que dans un modèle où l'interaction des contraintes entre les éléments est incluse et la friction est autorisée à s'affaiblir. Deux façons différentes peuvent être envisagées pour tenir compte de l'affaiblissement du coefficient de frottement dans les modèles numériques consacrés aux études EGS :

- soit une approche dynamique (Segall, 2010) où il existe en permanence une vitesse de glissement en général très faible et qui augmente en cas de rupture et une variable d'état qui donne le temps moyen de contact des aspérités en regard le long d'une faille, c'est l'approche qui est la plus connue dans le domaine de la sismologie pour l'analyse des tremblements de terre,
- soit une approximation simplifiée de type statique/dynamique (McClure et Horne, 2011).

Seule cette seconde approche pourra être gérée numériquement dans le cadre des réseaux stochastiques comme FRACAS. Nous précisons ci-après comment nous tenons compte de cette évolution.

2.2.4.2 - Le modèle de rupture dans le code FRACAS

Lorsque la pression de fluide, définie dans la relation (2:22), est atteinte en un disque donné du modèle, un coefficient de friction dynamique $\mu_d < \mu_s$ est utilisé pour calculer une chute de contrainte de cisaillement $\Delta\tau$, proportionnelle à la contrainte normale effective résolue, selon la relation (2:23). Avec cette formulation, les chutes des contraintes ne sont pas dépendantes de l'échelle de la fracture, et restent modérées, de l'ordre de quelques MPa dans les situations classiques des dispositifs EGS.

$$\Delta\tau = (\mu_s - \mu_d)(\sigma_n - P_c) + S_0 \tag{2:23}$$

Le déplacement relatif correspondant au relâchement $\Delta\tau$ de la contrainte est calculé selon la théorie standard de la déformation dans un corps élastique infini, déjà introduite dans la modélisation des systèmes géothermiques EGS dans des réseaux de fractures aléatoires par (Willis-Richards et al., 1996) et déjà mis en œuvre dans FRACAS (Bruel, 2007). A partir de la connaissance de l'aire d'une surface de rupture et d'un déplacement le long de cette surface, un moment sismique peut être attribué à cette rupture locale.

Nous considérons, à chaque pas de temps de calcul, l'ensemble des disques cisaillés. Les disques voisins extraits d'un même support (issus de la subdivision d'une portion de plan ou d'un disque de plus grand rayon) sont regroupés en « patchs ». Nous calculons l'aire de chaque « patch » et en déduisons un rayon équivalent $R_{rupture}$ avec la relation (2:24). Le glissement moyen Δu varie linéairement avec la chute de la contrainte qui s'est produite (Willis-Richards et al., 1996) selon la relation (2:25) :

$$R_{rupture} = \sqrt{S_{patch} / \pi} \tag{2:24}$$

$$\Delta u = \frac{16}{7\pi}\frac{\Delta\tau}{G}R_{rupture} \tag{2:25}$$

Le moment sismique pour le « patch » est ensuite calculé par la relation (2:26). Nous le comparerons aux moments sismiques obtenus lors des campagnes d'écoute sur le terrain. G désigne le module de cisaillement lié au coefficient de Poisson et module de Young par $G = E/2(1+\nu)$.

$$M_0 = GS_{patch}\Delta u \tag{2:26}$$

Remarquons que les moments sismiques sont proportionnels à la chute de contrainte et au cube d'une dimension caractéristique. Cette approche simplifiée ne tient pas compte de la possibilité de mouvements asismiques, traduisant des déformations plus lentes et des endommagements plus diffus.

D'après Schoenball et al. (2012), les résultats obtenus au site de Soultz-sous-Forêts montrent que la théorie dynamique n'est pas nécessaire pour reproduire l'enchaînement des micro-séismes observés et que les transferts de contrainte statiques, les déplacements lors d'une rupture à un certain point du réservoir, créant des contraintes supplémentaires à tous les autres endroits, suffisent à expliquer les observations. Ces auteurs montrent aussi que ces effets diminuent très rapidement avec la distance et la plupart du temps s'annulent, sauf éventuellement dans le cas de points voisins appartenant à une même surface de rupture. En effet, ces auteurs utilisent la base de données constituée à plus de 700 événements sismiques interprétés, avec une magnitude M_w allant jusqu'à 2, et ont constaté que l'impact de contraintes cumulées à chaque nouvel hypocentre suit une distribution gaussienne, avec une moyenne de 0 MPa et 95 % des événements avec un changement des contraintes induites allant de -0,5 à 0,5 MPa. Pour une perturbation positive des contraintes, un point considéré est entraîné vers la rupture alors que pour une perturbation négative, la rupture est entravée. Ils concluent que le principal mécanisme conduisant à la rupture pour le cas de Soultz reste l'augmentation de la pression du fluide, donc est de type « Diffusion Contrôlée ».

Nous retiendrons pour notre outil de modélisation que le modèle proposé « stick-slip » est approprié, et que l'effet de transfert de contrainte en milieu élastique lors du cisaillement d'un « patch » peut être correctement approché par une méthode simple telle que celle proposée par Baish et al. (2010). Cette méthode dite « block spring model » consiste à reporter pour le pas de calcul suivant sur les cellules voisines d'une cellule cisaillée une fraction de la chute de contrainte obtenue dans la cellule en rupture. Dans Baish et al. (2010) la chute de contrainte est fixée constante dans l'espace et dans le temps, par exemple à 1 MPa, et 5% à 25% de cette quantité sont reportés aux huit cellules voisines dans le maillage utilisé (Figure 2.8). Les cellules ainsi affectées peuvent alors se trouver dans un état plus proche de l'instabilité lors d'un calcul à un pas de temps ultérieur.

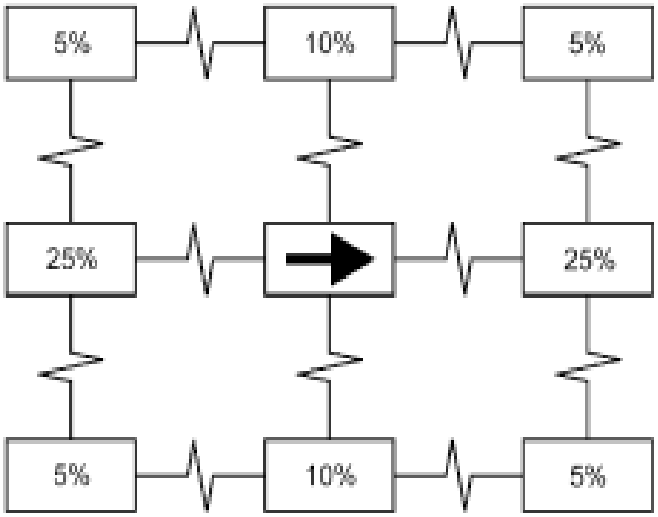


Figure 2.8 : Schéma de redistribution de la chute de contrainte autour d'une portion d'un plan de faille ayant subi un glissement selon Baisch et al. (2010)

2.2.4.3 - Introduction de la composante thermique et rôle potentiel dans le mécanisme de rupture

Après la rupture et le glissement, la fracture est supposée reprendre ses paramètres de friction et de résistance initiaux (état stick). Par conséquent, une fracture qui a connu un mouvement de cisaillement avec la chute de contrainte de frottement statique / dynamique n'est plus en phase critique à l'égard de la relation (2:22), à moins que la pression du fluide augmente à nouveau à un certain niveau ou que l'état de contrainte soit modifié pour d'autres raisons.

Lors de l'examen des effets potentiels de la température dans le module mécanique de la rupture dans FRACAS, on a précisé que les contraintes thermiques locales, dérivées des évolutions des profils temporels θ_m, peuvent modifier le régime de contrainte normale local. On remplacera donc la composante de contrainte normale effective $\sigma' = \sigma_n - P$ dans l'équation (2:23) par l'expression :

$$\sigma' = \sigma_n - P - \Delta\sigma_{th} \tag{2:27}$$

Il devient donc possible de déclencher des nouvelles séquences de ruptures et d'induire de nouveaux signaux sismiques. Ces séismes peuvent donc se produire plus ou moins tôt suivant la vitesse avec laquelle les écoulements et les transferts thermiques accumulent les efforts de traction. À pression constante, la variation de contrainte thermique qui serait nécessaire pour réactiver une fracture pré-cisaillée et ayant subi une chute de contrainte cisaillante $\Delta\tau$, serait $\Delta\tau_h = \Delta\tau / \mu_S$; ou, dans le cas où

la cohésion ne serait pas nulle, $\Delta\tau_h = (\Delta\tau - s_o) / \mu_s$. On peut même envisager que le critère de rupture soit à nouveau atteint en un point en raison du cumul des effets d'une augmentation de pression fluide et d'un début d'effet de traction thermique, chacun des effets ne suffisant pas à lui seul à atteindre le critère.

Il est intéressant de noter que l'ordre de grandeur dont nous parlons pour la variation de contrainte thermique est de quelques MPa, qui peuvent être facilement induits par des processus thermiques durant les années de mise en circulation des fluides prévues dans la plupart des sites. On notera aussi que la nature non uniforme des écoulements risque de favoriser le refroidissement le long des chenaux les plus actifs au sens hydraulique, lesquels deviendraient plus sensibles aux impacts thermo-mécaniques induits.

2.3 - Premiers tests de vérification du code actuel incluant les développements du module thermique

Ce code, qui existe maintenant, doit être vérifié et validé par des exemples simples de la littérature. Pour mieux tester le code Fracas, on effectuera successivement des comparaisons sur un premier modèle d'écoulement radial avec solution analytique (Mossop, 2001), puis pour tester le couplage thermo-hydraulique en double milieu on fera référence à un cas traité par Pruess and Bodvarsson (1984). Pour le couplage thermo-hydromécanique, c'est-à-dire prise en compte de l'influence de la contrainte générée lors du refroidissement, on comparera avec un travail de Zhou et al. (2009) en fracture unique. Le traitement du rôle thermique de la matrice dans un système multi-fractures est illustré par deux exemples. Le premier consistera à simuler un écoulement dans un doublet de forage recoupant un système de fractures parallèles. Le second montrera une simulation d'une injection de longue durée dans un réservoir formé d'une matrice traversée d'un réseau aléatoire de fractures.

Le code ainsi testé sera ensuite appliqué à des données de terrain. Ce sera l'objet du chapitre 3 de cette thèse. On prendra comme exemple le réservoir à profondeur moyenne du site expérimental de Rosmanowes (UK) développé spécifiquement pour l'étude de faisabilité des procédés EGS, dans les années 1989-1990. Ce site a en particulier fait l'objet de tests de stimulations hydrauliques intenses et d'une expérience de circulation *in situ* de 3 années en continu, avec observation de la percée du front thermique. L'ensemble du programme a fait l'objet de nombreux travaux de modélisation et de nombreuses publications. La question de la sismicité relative aux effets thermiques pourra alors être abordée.

2.3.1 - Vérification du module de calcul thermique sur une solution analytique en écoulement radial

Dans cette première vérification, nous considérons le cas d'un écoulement radial, résultant d'une injection à débit constant dans une fracture d'ouverture uniforme, constante dans le temps (Figure 2.9). Nous testons le module thermique initial d'échange de chaleur entre fracture et blocs locaux, c'est-à-dire la résolution des équations (2.28) et (2.29), sans couplage avec le double milieu, c'est-à-dire sans tenir compte de la condition (2.15), rejetée à 'l'infini'. Les blocs locaux dans lesquels on résout un processus de conduction perpendiculaire à la fracture ont donc une longueur, choisie suffisante pour la durée de la simulation effectuée, ici fixée à 50 m.

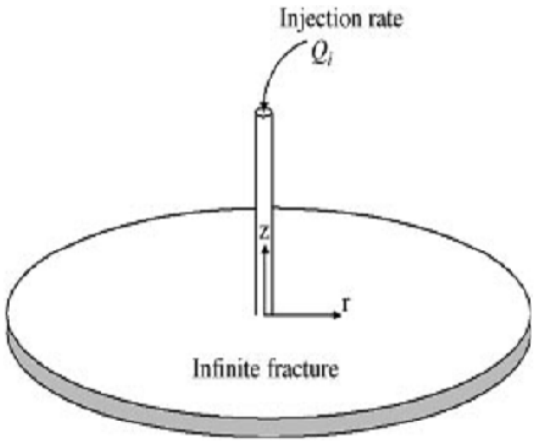


Figure 2.9 : Injection d'un fluide dans une fracture radiale infinie (Mossop, 2001)

Dans cette situation simple, il n'existe pas de solution analytique. Toutefois, si l'on suppose que la conduction de la chaleur dans le réservoir se développe suivant la dimension normale au plan de la fracture, au lieu d'être en trois dimensions, une formulation analytique peut être trouvée par des techniques utilisant les transformées de Laplace (Mossop, 2001) :

$$T = T_0 - \left(T_0 - T_{inj}\right) erfc\left[\frac{1/2\left(\left(2\pi K_r / \rho_w c_w Q\right) r^2 + z\right)}{\sqrt{\kappa\left(t - \left(\pi w / Q\right) r^2\right)}}\right] \qquad (2:28)$$

$$\text{Pour } t - \frac{\pi w r^2}{Q} \geq 0 \text{ et } 0 = pour \quad t - \frac{\pi w r^2}{Q} < 0$$

Avec T température adimensionnelle, T_0 température initiale de la roche (K), T_{inj} température d'injection (K), $erfc$ fonction d'erreur complémentaire, K_r conductivité thermique de la roche (W/m

K), ρ_w densité de l'eau (kg/m^3), c_w capacité spécifique de l'eau (J/kg.K), Q débit d'injection (m^3/s) , direction radiale (m), z la distance à la fracture, (m), κ diffusivité thermique (m^2/s) , t temps (s), et w épaisseur de la fracture (m). Cette équation a été réutilisée par Ghassemi et al. (2005) pour la vérification des calculs de la température de son code de calcul thermo-élastique. Dans ce cas précis l'équation (2:28) peut être ré-écrite comme suit :

$$T = T_0 - \left(T_0 - T_{inj}\right) erfc\left[\left(\frac{\pi K_r r^2}{\rho_w c_w Q} + \frac{Z}{2}\right)\sqrt{\frac{\rho_r c_r}{K_r t}}\right] \qquad (2:29)$$

Nous allons donc reprendre cette équation pour la vérification analytique de notre code FRACAS. Les propriétés physiques seront identiques à celles présentées dans le Tableau 2.1. Notre comparaison portera sur des évolutions de températures du fluide dans la fracture calculées pendant 1 an en 5 points distants respectivement de 20 m, 40 m, 80 m 120 m et 160 m du point d'injection. La géométrie de calcul est une plaque circulaire horizontale de grand rayon, 250 m, maillée en un réseau de disques dont les centres sont distribués sur un schéma carré, avec un espacement de 10 m. Un régime hydraulique est établi entre le flux injecté au centre et une condition de charge hydraulique nulle sur la périphérie.

Les profils obtenus numériquement sont donné sur la Figure 2.10. On observe qu'il n'y a pas de différences importantes entre la solution analytique et la solution numérique réalisée à l'aide de l'outil de calcul FRACAS durant les premiers jours pour les premiers mètres. Pour des distances plus importantes (r>160 m) on remarque l'apparition d'un décalage entre les courbes, le modèle numérique étant en retard par rapport à la solution analytique. Néanmoins pour l'usage que nous envisageons, cet écart nous paraît acceptable.

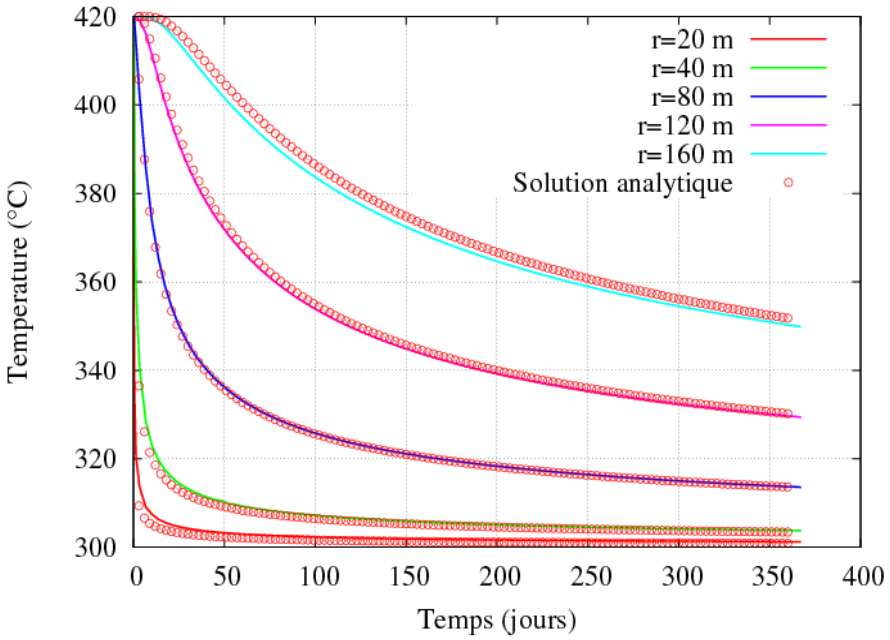


Figure 2.10 : Distribution de la température θ_f dans une fracture infinie et à différentes distances du point d'injection en fonction du temps, entre 0 et 1 an.

2.3.2 - Vérification du couplage thermo-hydraulique et de la prise en compte du comportement conductif à l'échelle globale

2.3.2.1 - Modèle de Pruess et Bodvarsson (1984)

Dans cet exemple nous étudions le refroidissement d'un massif le long d'une fracture plane verticale, en faisant une modélisation d'une injection non isotherme et en calculant la température de la production en sortie du dispositif. K. Pruess et G.S Bodvardsson ont développé une solution numérique dans la fracture et analytique dans la matrice et ont codé cette solution dans le code MULKOM préfigurant le code TOUGH 2. Nous allons donc reprendre cet exemple et comparer avec les résultats trouvés à partir du code FRACAS sur une géométrie similaire que nous avons mise en place. Cet exemple est simple mais il va nous servir de points de départ pour tester le fonctionnement de notre modèle de terme source de chaleur pour le calcul d'échange thermique fracture/matrice global, c'est-à-dire le couplage entre les équations (2:16) (2:17) et (2:13) (2:14) via la condition (2:15).

Dans cet exemple la fracture est délimitée par un espace semi-infini de roche imperméable qui lui transfère la chaleur par conduction. La température initiale de la matrice rocheuse est de 300°C. L'eau est injectée avec une température de 100°C dans un bout de la fracture avec un débit constant de

4 kg/s, tandis que la production s'effectue à l'autre bout de la fracture, à une distance de 240 m. Les paramètres du problème sont donnés dans le Tableau 2.1. Ces paramètres sont destinés à être représentatifs des conditions typiques de la procédure des chemins d'écoulement préférentiel qui peuvent être rencontrées dans des réservoirs géothermiques fracturés à liquide dominant (Tableau 2.1). L'injection se produit au point I et la production au point P (Figure 2.11).

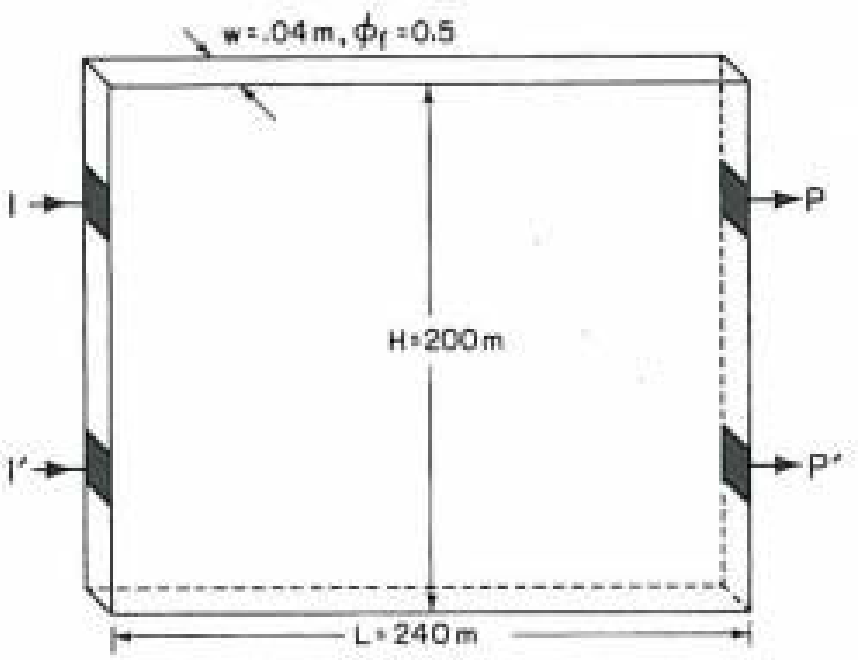


Figure 2.11 : Diagramme schématique d'un système d'injection-production dans une fracture verticale (Pruess et Bodvarsson, 1984). Le cas étudié ici est celui de l'injection de I vers P.

2.3.2.2 - Mise en place et résultats du modèle « double milieu discret »

La géométrie de la fracture verticale (*Figure 2.11*) est reprise et la fracture est disposée au centre du réservoir dont la troisième dimension d'épaisseur est fixée à 200 m (Hauteur = 200 m, longueur = 240 m, épaisseur = 0.04 m). Pour le calcul thermique, la fracture verticale est maillée régulièrement dans les deux directions avec une distance entre les nœuds de calcul de 15 m. La matrice est divisée en cubes de 30 m de côté, si bien que la fracture se trouve incluse dans la rangée médiane des mailles du modèle continu global. Concernant l'aspect hydraulique, on peut dire que la perméabilité retenue pour le test est suffisamment élevée pour que l'influence sur les échanges ne soit pas prise en compte. Seule la valeur du flux importe.

Pour le calcul du terme source dans le transfert, la nouvelle version du code commence par adapter la taille des blocs locaux attachés aux disques dans lesquels se développe le transport convectif. Dans cet exemple où une seule fracture est considérée, la longueur notée l des blocs locaux vaut $a/2$, a étant le

coté du maillage régulier du milieu continu. Dans notre exemple, l vaudra 15 m. Le terme source sera nul dans toutes les mailles non recoupées par la fracture.

Les résultats produits sont donc la température de production en P au cours du temps (Figure 2.12), la carte de température dans la fracture à la date finale, la carte de température du milieu continu à la date finale, par exemple dans la coupe verticale qui contient la fracture. Nous avons choisi une durée de 5 ans et pour illustrer le rôle du transfert entre fracture et matrice, nous commençons par une comparaison avec les situations découplées de l'équation (2:15) :

- température initiale imposée en bout des blocs locaux (cas optimiste)
- flux local nul en bout des blocs locaux (cas pessimiste)

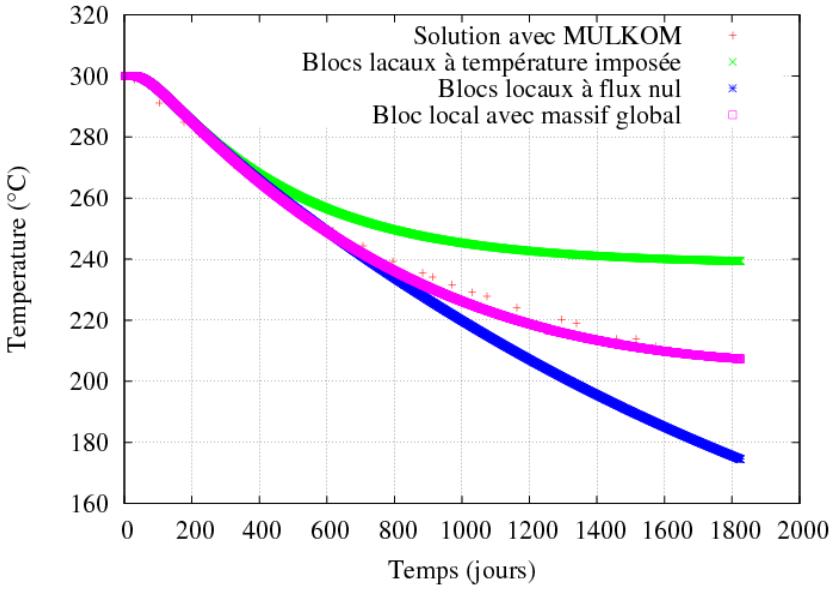


Figure 2.12 : Evolution de la température de production et comparaison avec l'ancien modèle pour le cas à flux nul ou température imposée en bout des blocs locaux. Comparaison entre la solution développée par Pruess et Bodvarsson (1984) et la solution numérique 'double milieu fracturé-discret' trouvée par FRACAS.

Comme on peut le constater sur la Figure 2.12, les courbes commencent à diverger, pour ce débit de simulation de 4 kg/s, après une durée de 1 à 2 années seulement. La courbe obtenue avec l'hypothèse de recharge infinie à la distance caractéristique de 15 m est clairement inappropriée. L'effet du couplage, c'est-à-dire la contribution du transfert conductif à la réalimentation en chaleur des mailles drainées par la fracture devient visible à partir de la deuxième année dans ce cas précis. Un diagramme similaire est obtenu avec des maillages de tailles à différentes. Toutefois, empiriquement on constate

que la résolution numérique devient moins satisfaisante lorsque la taille caractéristique des mailles cubiques devient de l'ordre du diamètre des disques qui pavent la fracture.

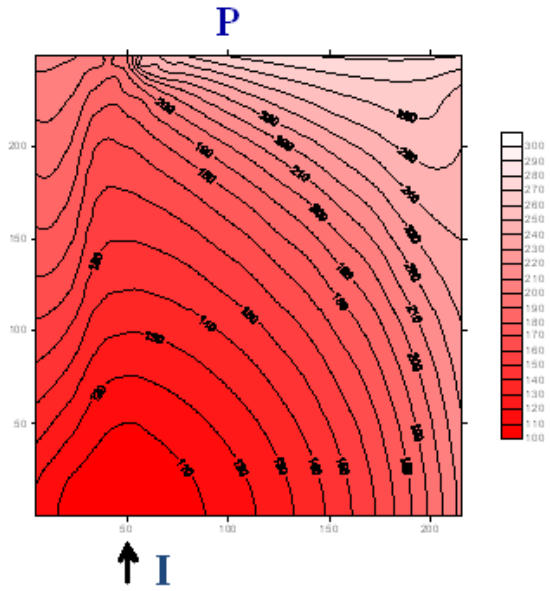


Figure 2.13 : Carte de la température θ_f dans le plan de la fracture, obtenue à la date 5 ans.

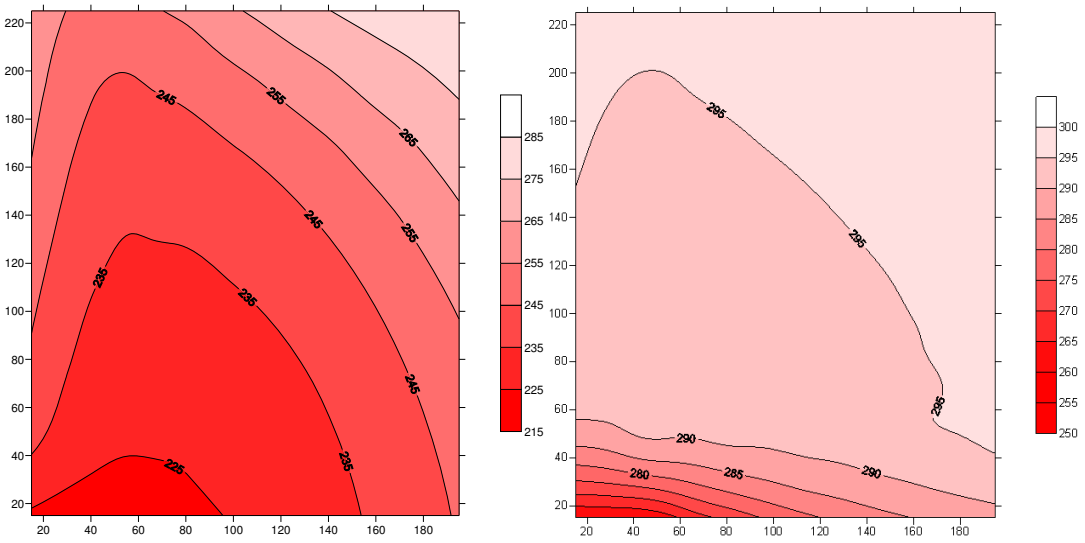


Figure 2.14 : Carte de température T_m dans le bloc continu. A gauche dans la coupe passant par les mailles contenant le plan de fracture et à droite par une coupe parallèle, passant par les mailles situées à la distance de 30 m dans le massif, obtenues à la date de 5 ans.

Les cartes des Figure 2.13 et Figure 2.14 montrent les répartitions des deux variables calculées, température du fluide dans la fracture et température de la matrice du réservoir continu équivalent. La température de la fracture près de la zone d'injection en I est proche de la valeur imposée de 100°C et la quantité de chaleur prélevée cumulée y est plus importante, ce qui explique le creusement de la carte « température matrice » visible dans cette zone sur la Figure 2.14, après 5 ans de circulation à 4Kg/s.

Roche	
Conductivité thermique Chaleur spécifique Masse volumique Perméabilité	2.1 W/m°C 1000 J/kg°C 2650 kg/m^3 0
Fracture - géométrie	
Hauteur Longueur Ouverture Perméabilité Porosité	200 m 240 m 0.04 m 200x10^{12} m^2 (200 Darcy) 50 %
Condition initiale	
Température Pression Pression moyenne	300 °C Profil hydrostatique 100 bars
Fluide d'Injection	
Enthalpie Débit	4.2 x10^5 J/kg (appr. 100°C) 4 kg/s
Production	
Indice de la productivité du puits	4 x10^{12} m^3
Pression au fond du puits	9.56 Mpa

Tableau 2.1 : Paramètres pour le problème d'écoulement de la fracture (Pruess et Bodvarsson, 1984)

La comparaison avec les solutions proposées par Pruess et Bodvarsson (1984) qui est donnée en Figure 2.12 montre un écart de température de l'ordre de quelques degrés, mais qui ne semble pas évoluer en cinq ans. Des écarts peuvent exister car pour l'instant, la gamme de température utilisée (100 à 300 °C) correspond à des propriétés de fluides que l'on a pu approcher qu'empiriquement. De plus, certaines conditions aux limites dans les calculs numériques de référence ne sont pas complètement décrites dans les articles et notices consultées. Par exemple, nous avons supposé des flux nuls aux contours du bloc de milieu équivalent à grande échelle. Nous concluons de cet exemple que l'outil numérique développé est capable de rendre compte avec succès des transferts

« matrice/fracture » dans une configuration simple. Pour démontrer l'aptitude de l'outil à traiter de configurations plus proches de systèmes réels, nous proposons les deux exemples qui suivent.

2.3.3 - Application à un système multi-fractures : cas de plusieurs fractures d'extension finies parallèles

Dans cet exemple, nous imaginons un réservoir géothermique idéalisé, qui aurait été construit selon les idées initiales des projets HDR, c'est-à-dire à partir de fracturations hydrauliques reproduites le long d'un forage. Le réservoir est alors formé de structures de même orientation, qui sont multipliées jusqu'à atteindre la surface d'échange cumulée nécessaire au projet.

Le système simulé est ici formé de six fractures parallèles, d'extension finie à contour elliptique, avec un demi-grand axe de 350 m, distantes de 50 m les unes des autres. Ces 6 fractures sont verticalement centrées à la profondeur de 2500 m et sont incluses dans un bloc de 1 km de côté qui se situe entre les profondeurs de 3000 et 2000 m. La température initiale est supposée constante dans cet exemple, fixée à 85°C (Figure 2.15). L'ensemble est recoupé par deux puits, situés symétriquement sur le grand axe de ces fractures et qui sont séparés de 300 m. Les fractures ont des propriétés hydrauliques égales et seront donc parcourues par des flux de fluides égaux lors de la simulation hydraulique. Pour la modélisation géométrique des deux milieux, nous avons retenu un maillage au pas de 25 m dans les fractures elliptiques et un maillage en blocs cubiques au pas de 100 m du réservoir thermique continu à grande échelle. La perméabilité des fractures est fixée pour qu'un débit total de 60 l/s circule avec quelques MPa de différence de charge entre les deux puits. On a choisi une perméabilité de fracture de 10^{-9} m/s et une épaisseur de fracture de 0.01 m pour l'exemple. Le fluide à une viscosité cinématique décroissante avec la température, comprise entre 1.5 10^{-6} m^2/s à 20°C et 0.3 $10^{-6} m^2/s$ à 90 °C. Les autres paramètres physiques pour la roche sont listés dans le Tableau 2.2 :

Roche	Valeurs
Conductivité thermique	2.8 W/m°C
Chaleur spécifique	900 J/kg°C
Masse volumique	2650 kg/m^3
Diffusivité thermique	1.20 10^{-6} m^2/s

Tableau 2.2 : Propriétés thermiques de la roche simulée pour le système multi-fractures

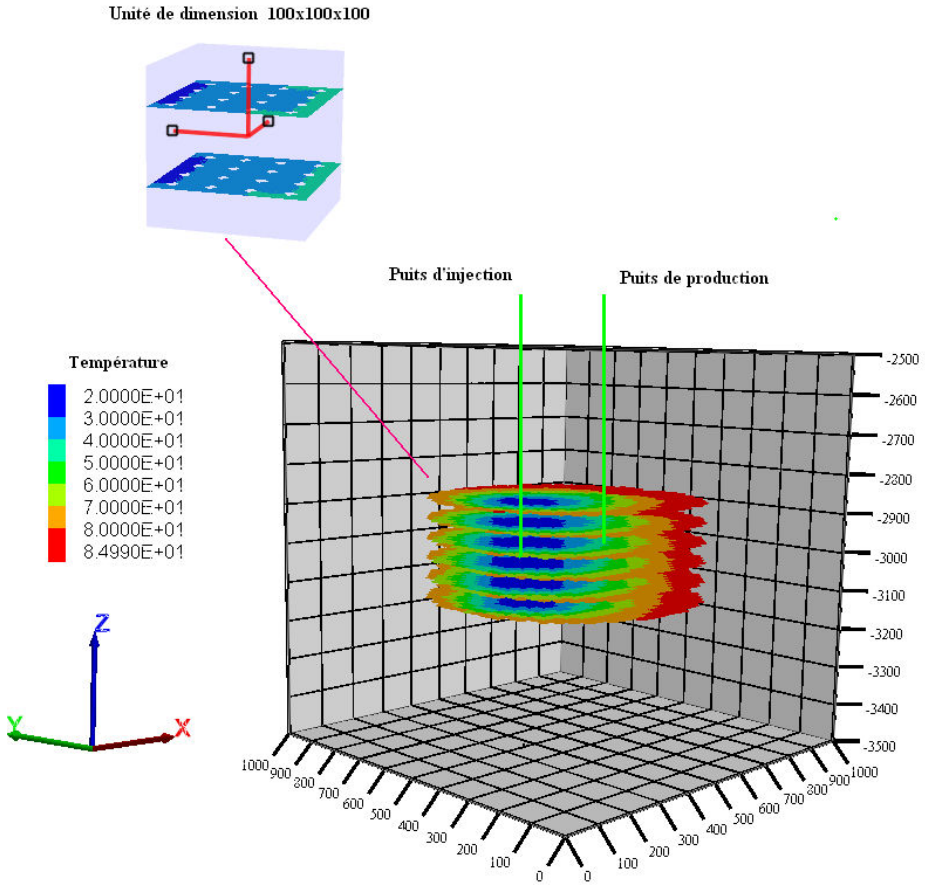


Figure 2.15 : Schéma montrant les 6 fractures horizontales parallèles d'extension finie recoupées par deux puits et emboîtées dans un bloc conducteur de chaleur, de 1 km de côté. Les couleurs donnent la température après 10 ans d'injection d'eau froide à 60 l/s et 20°C et la progression du panache froid. Le zoom est une des unités de 100 m de côté, du bloc continu, recoupant ici 2 des fractures horizontales, elles-mêmes maillées en cellules 'disque' centrées tous les 25 m.

Les résultats obtenus sont en Figure 2.16 et Figure 2.17 et montrent l'évolution de la température de production, comme moyenne des six températures sortantes pondérées par les débits sortants. On note sur la Figure 2.16b que la répartition du débit entrant et sortant ne varie que très peu dans cet exemple, puisque il n'y a pas d'influence de la température sur l'hydraulique autre que par les propriétés de viscosité du fluide. Cependant sur cette même figure, on montre que la température de production des quatre fractures les plus internes diminue plus vite que celle des deux fractures externes, et que cette diminution est bornée par le cas « pessimiste » où les blocs adjacents locaux seraient thermiquement isolés avec une limite à flux nul au bout. La Figure 2.17 donne la carte de température de la matrice continue dans une section verticale passant par les deux puits qui montre l'impact du refroidissement par le fluide dans les plaques, montré en Figure 2.15 à la date 10 ans.

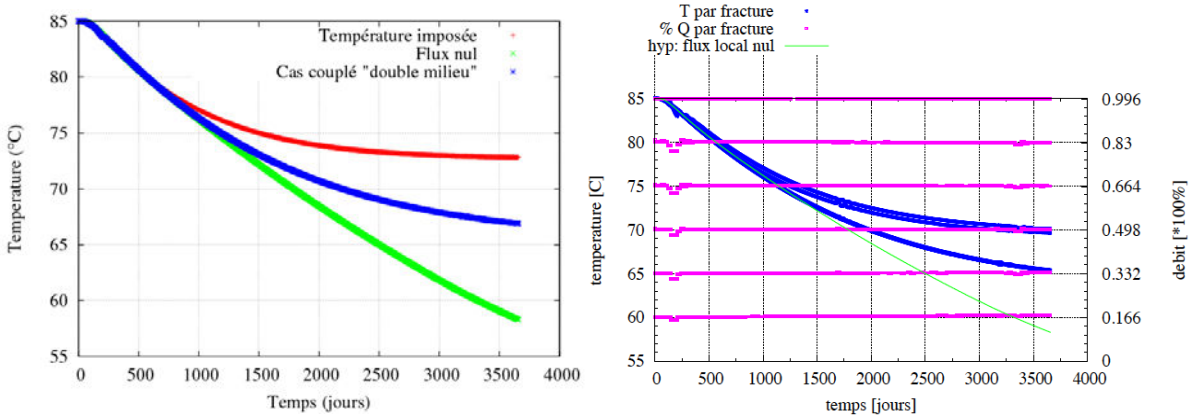


Figure 2.16: (a) Température de production simulée (bleu) par le modèle double milieu-discret, comparée aux valeurs obtenues avec les anciennes hypothèses de traitement du milieu continu adjacent aux fractures (hypothèse d'une valeur imposée fixée ou d'un flux nul aux limites des blocs locaux attachés aux disques du modèle d'écoulement). (b) Evolution des débits cumulés montrant la stabilité de la répartition par fracture et évolution des températures par fracture, montrant le refroidissement plus marqué des fractures « internes ».

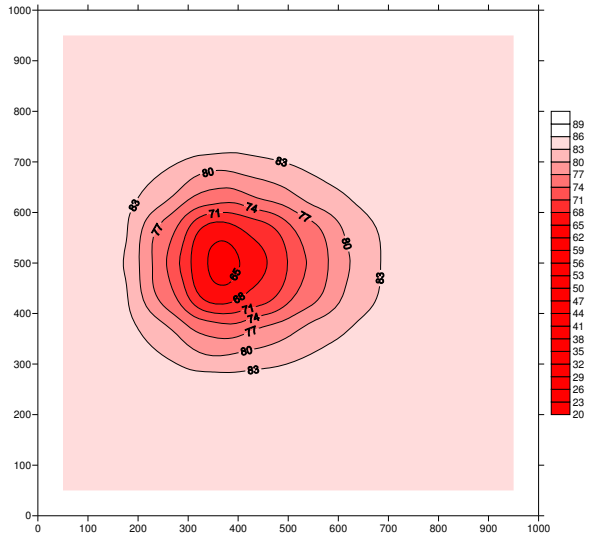


Figure 2.17 : Carte de température T^m de la matrice dans un plan médian vertical passant par les deux puits à la date 10 ans.

2.3.4 - Application à un système de réseau aléatoire de fractures

Ce dernier exemple montre ce que le code peut produire dans le cas d'un milieu fracturé, décrit de manière aléatoire (Figure 2.18). Les fonctionnalités de FRACAS sont utilisées pour décrire un réservoir rocheux dont les fractures seraient distribuées en deux familles directionnelles, chaque famille étant caractérisée par une loi de distribution de taille, une densité volumique exprimant le nombre de centres de disque par unité de volume et une loi de distribution des épaisseurs, pour le calcul hydraulique. Le Tableau 2.3 rassemble ces informations. Le volume de travail est à nouveau un bloc de 1 km de côté, entre les profondeurs de 2000 et 3000 m et la distribution initiale de température

augmente linéairement avec la profondeur de 55°C à 90°C. Les paramètres thermiques sont repris du Tableau 2.2. Hydrauliquement, ce bloc est ouvert sur ces faces verticales qui sont traitées comme des limites à profil hydrostatique imposé.

Une injection à débit contant est simulée à partir d'un puits vertical, de 300 m de hauteur. 3 puits de drainage sont positionnés à partir de ce premier puits dans 3 directions différentes, à la distance de 300 m. La condition de débit entrant est imposée globalement, c'est-à-dire que ce flux se répartira dans les diverses fractures rencontrées au puits en fonction des impédances relatives du réseau en aval de ces points. Cette répartition est a priori inconnue et est susceptible d'évoluer dans le temps. Les puits de production sont traités par des conditions à charges hydrauliques imposées, fixées arbitrairement à -50 m. Le calcul se déroule sur une durée de 10 ans.

Paramètres du réseau	Famille 1	Famille 2
direction	N150-80E	N60-60E
Densité volumique	$2.0\ 10^{-5}$	$1.0\ 10^{-5}$
Extension – loi puissance	$a=3, r_0=15$	$a=3, r_0=15$
Epaisseur (fermeture maximum, m)	$1.\ 10^{-3}$	$0.5\ 10^{-3}$

Tableau 2.3 : Paramètres géométriques du réseau de fractures aléatoires

Coordonnées des ouvrages verticaux	X (m)	Y (m)	Z (m) (haut, bas)
Puits injection	400	625	-2350, -2650
Puits production 1	600	325	-2350, -2650
Puits production 2	650	425	-2350, -2650
Puits production 3	550	325	-2350, -2650

Tableau 2.4 : Coordonnées du puits d'injection et de production

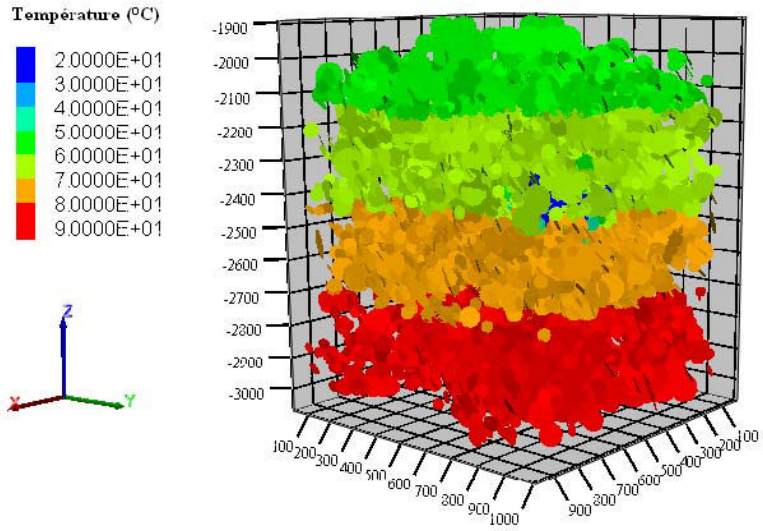


Figure 2.18 : Image du bloc réservoir fracturé à la date t = 10 ans après le début de l'injection. La couleur indique la température au centre de chaque élément « disque » du réseau simulé.

L'intérêt de ce calcul précis n'étant pas d'illustrer le comportement hydro-mécanique, nous ne précisons pas les paramètres mécaniques utilisés dans cette section. La Figure 2.18 ci-dessus montre le bloc, vu de l'extérieur à une certaine date *t*. Les couleurs renseignent sur la température dans les disques, donc illustrent essentiellement ici le gradient thermique initial. Les disques bleus que l'on devine au centre sont connectés à la zone d'injection. Les Figure 2.19, Figure 2.20 et Figure 2.21 illustrent le fonctionnement du modèle à double milieu et la Figure 2.22 donne dans le temps les débits locaux aux fractures productrices des trois puits ainsi que les températures produites par ces fractures.

La température de production est une moyenne pondérée de ces températures locales par les débits locaux. Comme on peut voir sur la Figure 2.22a, la distribution des débits pour les différentes fractures interceptant les puits n'est pas égale, il existe donc des chemins d'écoulements préférentiels engorgeant plus de débits que les autres. Nous avons pris les quatre chemins d'écoulements absorbant le plus de débit et interceptant un puits et les résultats sur ces fractures « exutoires » sont représentées dans la Figure 2.22 respectivement en cyan, rose, rouge et vert. Elles produisent respectivement 41%, 22 %, 8 % et 3 % du débit injecté soit 12,8 l/s, 10,5 l/s, 2,5 l/s 0,9 l/s. Il faut préciser que comme c'est un débit cumulé qui est présenté dans la Figure 2.21a, la fracture qui absorbe le plus de débit est celle où la distance qui la sépare de ses voisines est la plus importante. Dans ce modèle les chemins préférentiels se font par la connexion de « petits disques » qui vont former un chemin d'écoulement continu acheminant le fluide vers le puits.

Les profils des températures de ces quatre fractures suivent la logique espérée ; c'est-à-dire la fracture qui produit le plus de débit est celle qui se refroidit le plus rapidement, ceci pouvant être accentué par le fait que la surface d'échange du chemin en amont ne soit pas très importante. Ici en occurrence, nous parlons du sous-réseau dont la fracture de sortie est en rouge. Parmi les puits de production qui sont séparés par une distance moyenne de 120 m entre eux et de 350 m du puits d'injection, on remarque que l'un des puits produit davantage, celui qui est intercepté par la fracture « exutoire » reconnue par le comportement en rouge de la figure 2.22.

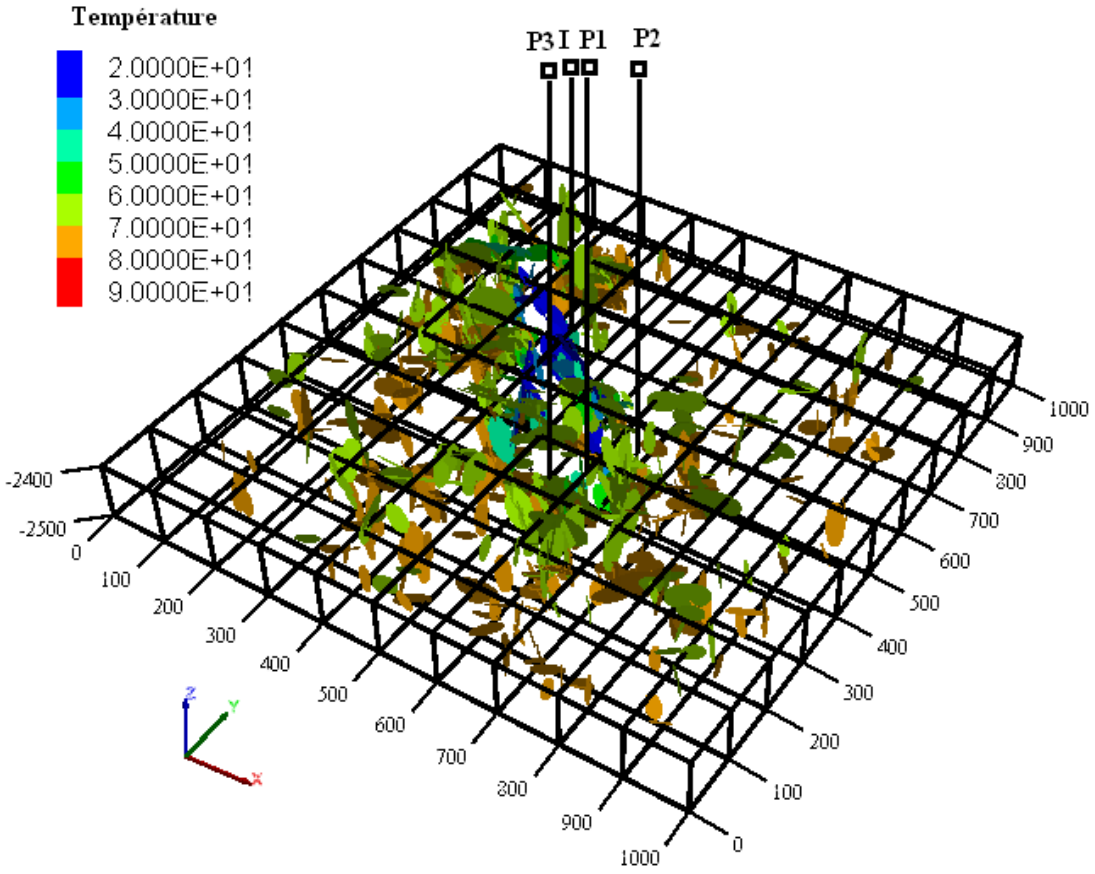


Figure 2.19 : Température du fluide θ_f calculée dans les disques du réseau situés entre les profondeurs 2400 et 2500 à la date 10 ans. Les points I, P1, P2, P3 marquent la position des puits verticaux. Dans cette coupe horizontale la distance entre le puits I et P est de l'ordre de 350 m.

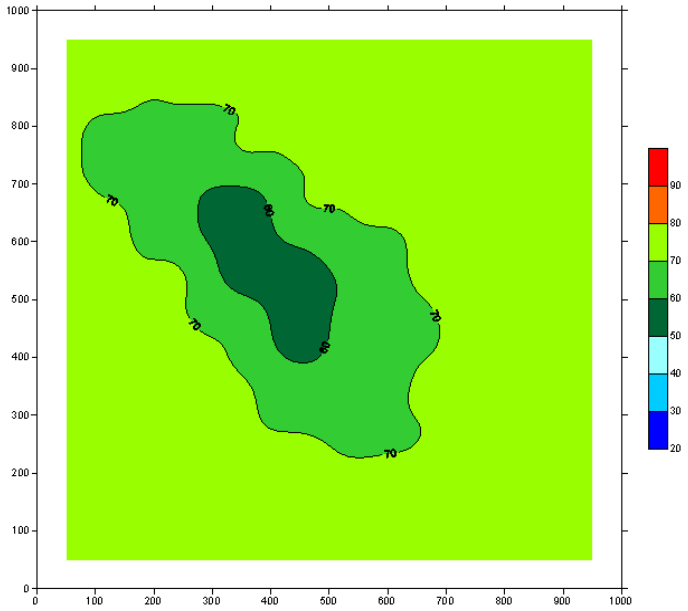


Figure 2.20 : Carte de la température T_m du réservoir dans la tranche située entre 2400 et 2500 m, qui contient les disques représentant les fractures de la Figure 2.19, à la même date.

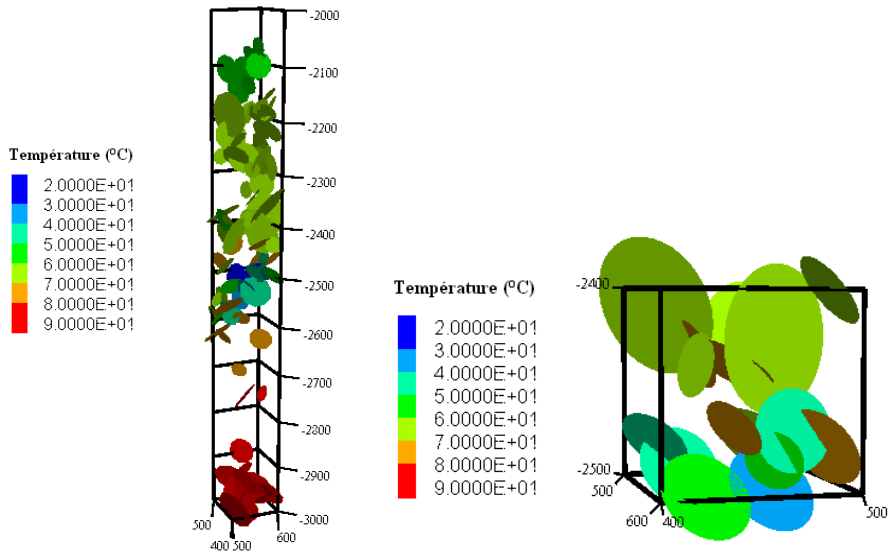


Figure 2.21 : (à gauche) Température du fluide dans une « colonne » verticale au centre du bloc, entre les abscisses x=400 et x=500, et les ordonnées y=500 et y=600, extraites du réseau 3D. (à droite) Unité du modèle continu à grande échelle de 100 m de coté, située à l'intersection de la tranche horizontale de la Figure 2.19 et de la colonne de la Figure 2.20. Les disques présentés ont tous leur centre situé dans cette unité et sont utilisés pour le calcul du terme source discrétisé (2:17) dans l'équation (2:20).

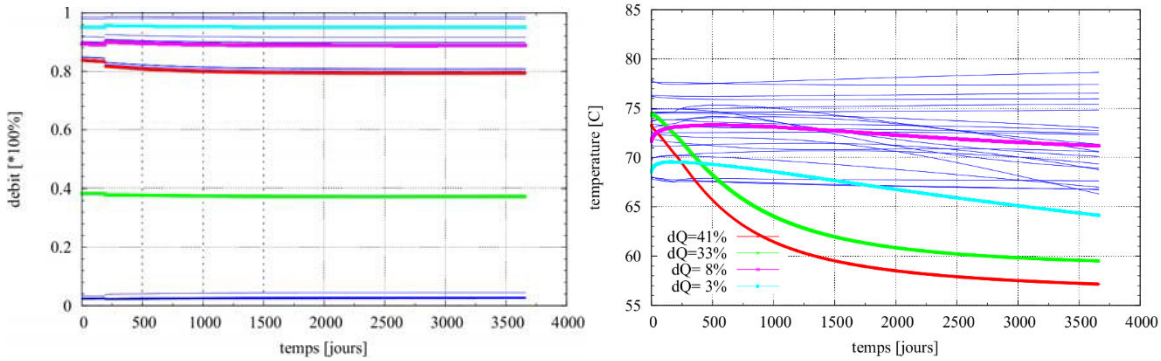


Figure 2.22 : (a) Distribution des débits locaux cumulés dans les trois puits producteurs en % du débit total produit et (b) température de production par niveau producteur au cours du temps

2.3.5 - Illustration du couplage thermo-hydro-mécanique

Dans ce paragraphe nous allons tester le modèle en introduisant la contrainte thermique, calculée dans le code FRACAS à partir de l'équation locale (2:21), directement à partir des profils obtenus par la résolution numérique de (2:19). Pour tester l'effet de cette contrainte thermique, nous reprenons un exemple simple avec une seule fracture qui se trouve dans la littérature, en occurrence le modèle de Zhou et al. (2009). Il faut rappeler que la contrainte thermique est due au refroidissement de la roche causé par à la circulation à long terme dans un réservoir. Cette circulation à long terme va changer le taux de déformation de la roche, soit en se « contractant » soit en se « dilatant ». Ce changement se traduira par *une contrainte thermique,* plus ou moins forte suivant le type de condition supposée.

Ce modèle 3D nous permettra non seulement de vérifier si l'on est capable de reproduire l'ordre de grandeur des résultats trouvés pour cette contrainte (effet thermomécanique), mais aussi l'effet du couplage thermo-hydraulique à long terme, car pour qu'un effet thermomécanique se produise, il faut d'abord résoudre un échange thermo-hydraulique entre la fracture et la matrice.

2.3.5.1 - Description du modèle

Dans cet article de Zhou et al. (2009), des algorithmes numériques 3D pour le traitement de la mécanique pour les comportements poro-élastiques et thermo-élastiques, liés à l'injection d'eau froide dans une fracture, sont présentés pour étudier l'influence combinée du refroidissement et de la pression interstitielle dans le calcul des contraintes induites. Ces deux comportements sont étudiés séparément dans l'article. Nous ne nous intéressons dans ce benchmark qu'au couplage thermo-élastique.

2.3.5.2 - Ecoulement et transport de chaleur dans la fracture

La fracture est supposée être d'épaisseur uniforme, de taille limitée et de forme irrégulière, et la matrice du réservoir dans la direction perpendiculaire est d'une étendue infinie (Figure 2.23). Il est également supposé que les propriétés poro et thermo-élastiques de la roche sont constantes et uniformes dans l'espace. D'autres hypothèses similaires à celles qui sont décrites dans Ghassemi et al. (2003, 2005) sont admises dans ce modèle. En particulier, toutes les propriétés telles que l'épaisseur de fracture, la perméabilité et la capacité thermique du réservoir sont supposées être constantes, le débit d'injection d'eau froide est constant, le réservoir est perméable à l'eau, mais la fracture n'a pas de capacité de stockage. L'écoulement du fluide dans la fracture est considéré comme laminaire.

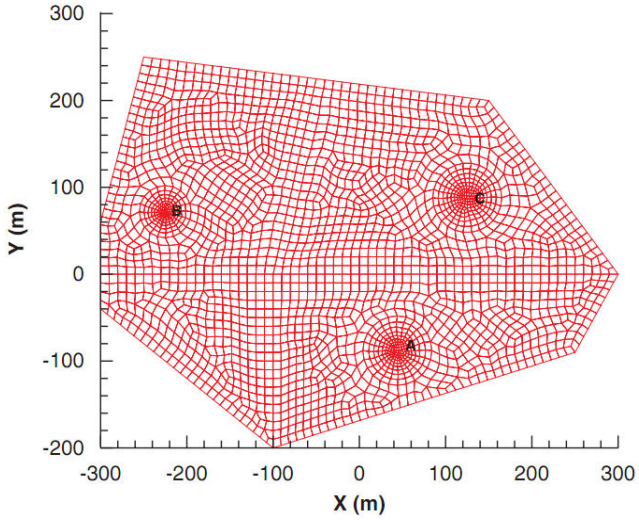


Figure 2.23 : Discrétisation d'une fracture d'extension finie et de forme arbitraire plane, où A est le puits d'injection de fluide, et B et C sont des puits des productions (Zhou et al., 2009).

Pour le transport de chaleur dans la fracture, Lowell (1976) et Cheng et al. (2001) ont montré que quand les conditions de vitesse d'advection sont relativement grandes et pour une injection de fluide continue, l'accumulation de chaleur et la diffusion sont négligeables par rapport au terme de convection de chaleur due à l'écoulement de fluide dans la fracture. L'écoulement de fluide et le transfert de chaleur dans la fracture se font dans Zhou et al. (2009) par convection et sont modélisés par la méthode des éléments finis sur un maillage tel que celui de la Figure 2.23.

2.3.5.3 - Ecoulement et transport de chaleur dans la matrice

Comme le fluide est injecté dans la fracture et que la matrice est faiblement perméable, il y a infiltration d'une partie de ce flux dans la matrice rocheuse. Plus précisément Zhou et al. (2009) imposent des conditions de flux en A et C, respectivement 20 l/s entrant et 10 l/s sortant, et une charge hydraulique nulle au troisième point B. Le mouvement de ce fluide perdu pour la fracture est traité

dans cet article par la loi de Darcy, mais comme la matrice rocheuse est de faible perméabilité et que la quantité de fluide perdue est faible, le mécanisme de transport de chaleur dominant dans la matrice est la conduction. La diffusion du fluide dans les pores 3D et le transfert de chaleur par conduction dans la matrice du réservoir sont modélisés par la méthode des équations intégrales de frontière, évitant ainsi la discrétisation de la matrice rocheuse.

Nous présentons dans le Tableau 2.5 les principaux paramètres physiques utilisés par Zhou et al. (2009) lors de la modélisation numérique du modèle thermo-élastique ainsi que leurs résultats de distribution de température et de la contrainte principale totale σ_{zz} à la surface de la fracture calculés à deux dates, après une durée d'injection de 6 mois et de 3 ans (Figure 2.24 et Figure 2.25).

La Figure 2.24 représente la distribution de la température dans la fracture lorsque les temps sont de 6 mois et 3 ans respectivement. Avec le temps, on visualise la zone à basse température, proche du puits d'injection A, qui se propage vers les puits de production B et C. La température du fluide extrait diminue en B ou C mais le refroidissement se propage plus vite vers le puits d'extraction C qui est plus proche.

Dans la Figure 2.25, on présente la composante σ_{zz} d'origine thermique calculée à la paroi de la fracture. Les composantes axiales σ_{xx} et σ_{yy} sont significatives, mais n'ont pas d'impact sur les autres processus, car on ne se pose pas la question dans cette application de savoir si de nouvelles fractures en traction peuvent se produire, perpendiculairement à la fracture principale qui est refroidie. L'approche de résolution en éléments frontières permet de mettre en évidence des zones de contraintes de traction qui se développent autour du puits d'injection et juste à l'avant des puits d'extraction, tandis qu'une zone de contrainte de compression se développe juste en arrière des puits d'extraction. La zone de décompression s'étend avec le temps qui passe et les tractions maximales sont de l'ordre de 6 à 8 MPa après 3 ans, dans une large zone entre les puits d'entrée et de sortie A et C.

Paramètres	**valeurs**
Débit d'injection Q (l/s)	20
Ouverture de la fracture w (mm)	1
Module de Cisaillement G(MPa)	7000
Coefficient de Poisson ν	0.2
Viscosité dynamique du fluide μ_f (Ns/m^2)	0.001
Diffusivité du fluide ν(m^2/s)	1.0×10^{-2}
Coefficient de Biot α	0.75
Densité du fluide ρ_f (kg/m^3)	1000
Densité de la roche ρ_r (kg/m^3)	2300
Capacité thermique du fluide c_f (J/kg K)	4200
Capacité thermique de la roche c_r (J/kg K)	1000
Conductivité thermique de la roche K_r (W/mK)	2.4
Coefficient linéaire de dilatation thermique de la roche α_T (1/K)	1.15×10^{-5}
Température d'injection du fluide (K)	300
Température de la roche (K)	420
Perméabilité de la roche k (m^2)	10^{-16}

Tableau 2.5 : Paramètres utilisés dans notre modèle numérique et d'après le modèle de Zhou et al. (2009)

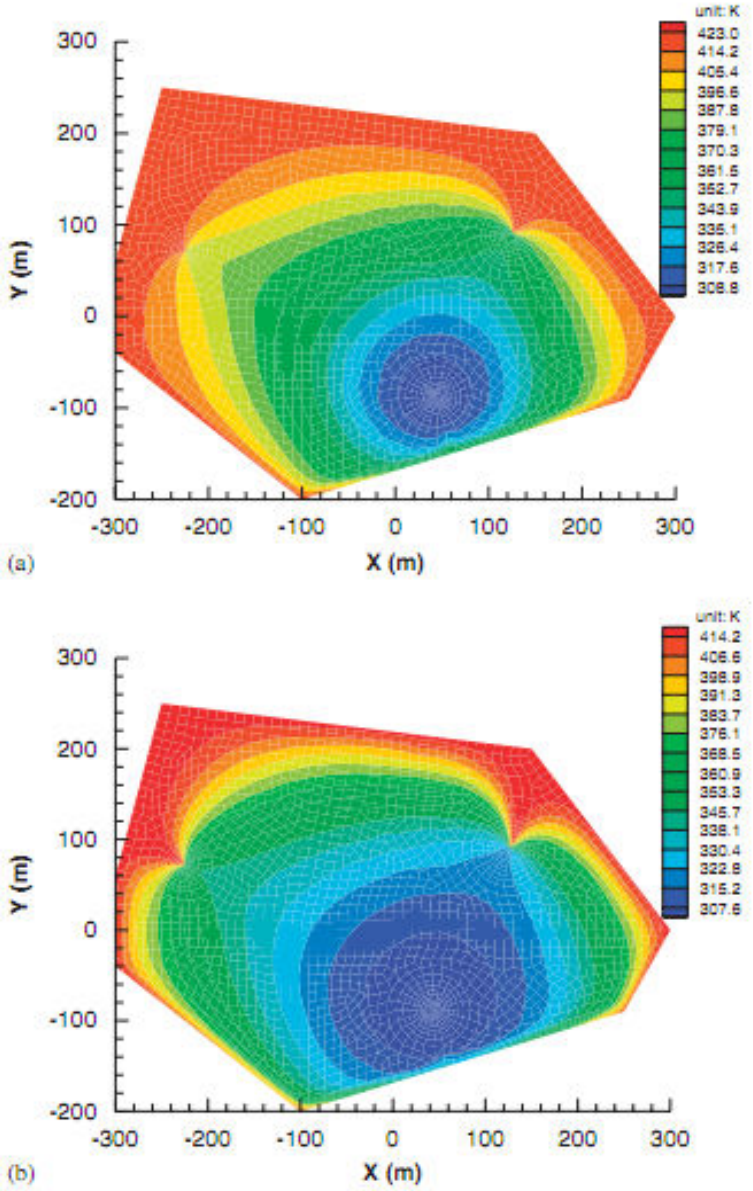


Figure 2.24 : Distributions de la température du fluide dans la fracture lorsque les temps d'injection de fluides sont de 6 mois (haut) et 3 ans (bas) (Zhou et al., 2009)

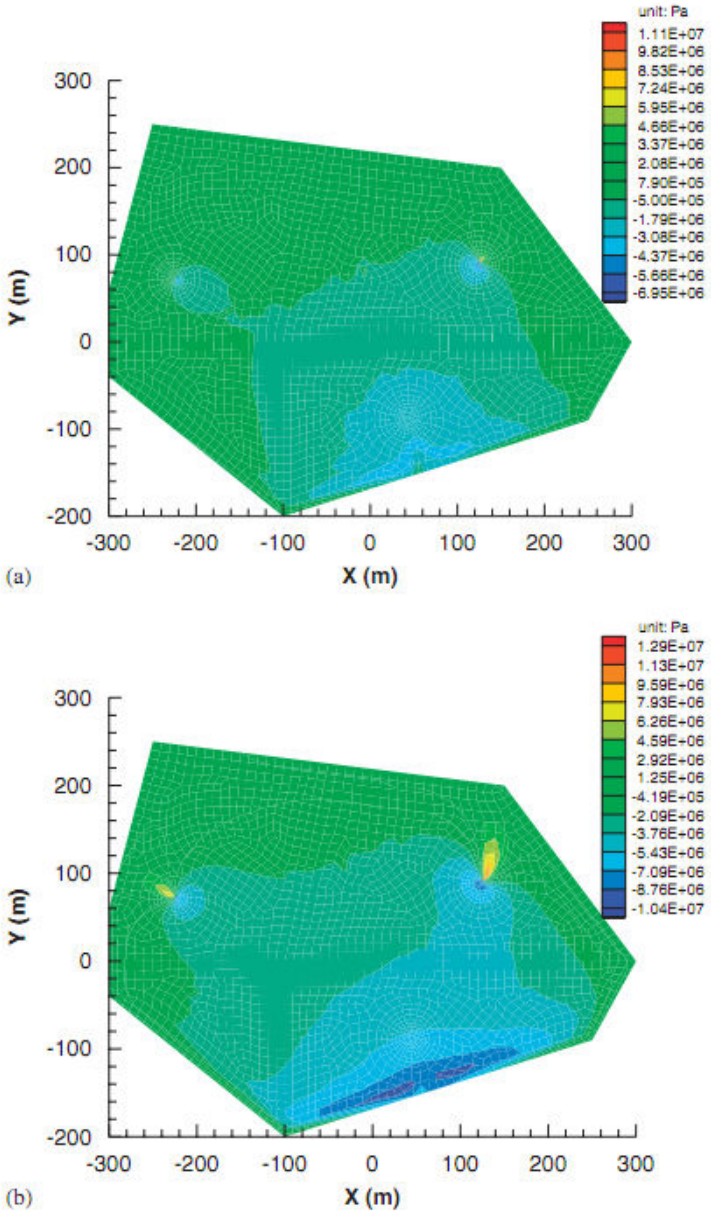


Figure 2.25 : Distributions de la contrainte σ_{zz} (Pa) à la surface de la fracture lorsque les temps d'injection de fluides sont de 6 mois (haut) et 3 ans (bas) (Zhou et al., 2009)

2.3.5.4 - Résultats du module de calcul thermo-élastique dans FRACAS

Pour étudier la thermo-élasticité du modèle nous considérons donc le modèle ci-dessus décrivant l'injection de fluide dans une fracture finie avec un puits d'injection situé en A, les puits de production en B et C. La température initiale de la roche du réservoir est constant T_0 = 420 Kelvin (K). La température initiale du fluide d'injection est T = 300 K. Les paramètres du Tableau 2.5 sont repris. La distribution de température est calculée dans la fracture et dans la matrice, comme au § 3.2.2, et on utilise le profil de température normal au plan pour le calcul de la contrainte thermique qui est comparée avec les résultats numériques produits en Figure 2.24 et Figure 2.25. Le coefficient K_r qui est introduit dans l'équation (2:21) vaut ici 1, puisque il n'y a qu'une fracture dans un massif infini dans cet exemple.

Nous présentons dans les Figure 2.26 et Figure 2.27 les profils de température de la contrainte principale σ_{zz} pour des durées de 6 mois et de 3 ans. Dans notre modèle, la forme des lignes d'iso-valeurs du champ des contraintes (Figure 2.27) suit une forme de diffusion quasi-circulaire et régulière comme pour le calcul de la température (Figure 2.26) alors que dans le modèle de Zhou et al. (2009) la forme de la carte pour les contraintes évolue de façon irrégulière. Cette forme d'irrégularité des panaches est due au calcul exact en 3 dimensions avec prise en compte des descriptions plus exactes des champs de température et donc l'influence des contraintes dans les directions x et y (σ_{xx} et σ_{yy}).

Comme l'article utilisé en référence ne donne pas l'évolution continue des températures et des contraintes à la tête des puits de productions B et C au cours du temps, nous avons reconstitué ces valeurs aux deux dates, à partir des Figure 2.24, Figure 2.25 et dans le Tableau 2.6. Par contre pour notre modèle nous avons pu reproduire l'évolution de la température au puits B et C, comme on peut voir sur la Figure 2.28. Le fluide froid atteint plus rapidement le puits le plus proche, puisque les débits imposés se partagent également entre les deux sorties, et donc la température de production au puits C décroît plus rapidement que la température au puits B. Au bout de 6 mois à la tête de puits de production, la température de production est de l'ordre de 370°C au puits de production C, et 404 °C au puits de production B. Le temps d'arrivée du front froid, à partir duquel le refroidissement est marqué et s'accentue de plus en plus est de l'ordre de 20 jours pour le puits C et de 60 premiers jours au puits B. Nous avons effectué un calcul supplémentaire, consistant à tenir compte de la quantité de contrainte induite par le refroidissement dans le calcul de la contrainte normale effective, pour mettre à jour les propriétés de perméabilité de la fracture. Cependant ce couplage n'a quasiment pas d'impact au niveau du calcul thermique (Figure 2.29), en raison de la façon dont sont imposées les conditions d'écoulement, qui ne favorisent pas un chemin, vers B ou C, au détriment de l'autre. L'impact de ce

couplage supplémentaire est une augmentation de la perméabilité de fracture d'après le mécanisme de la Figure 2.5, qui se traduit globalement par une diminution de la pression d'injection.

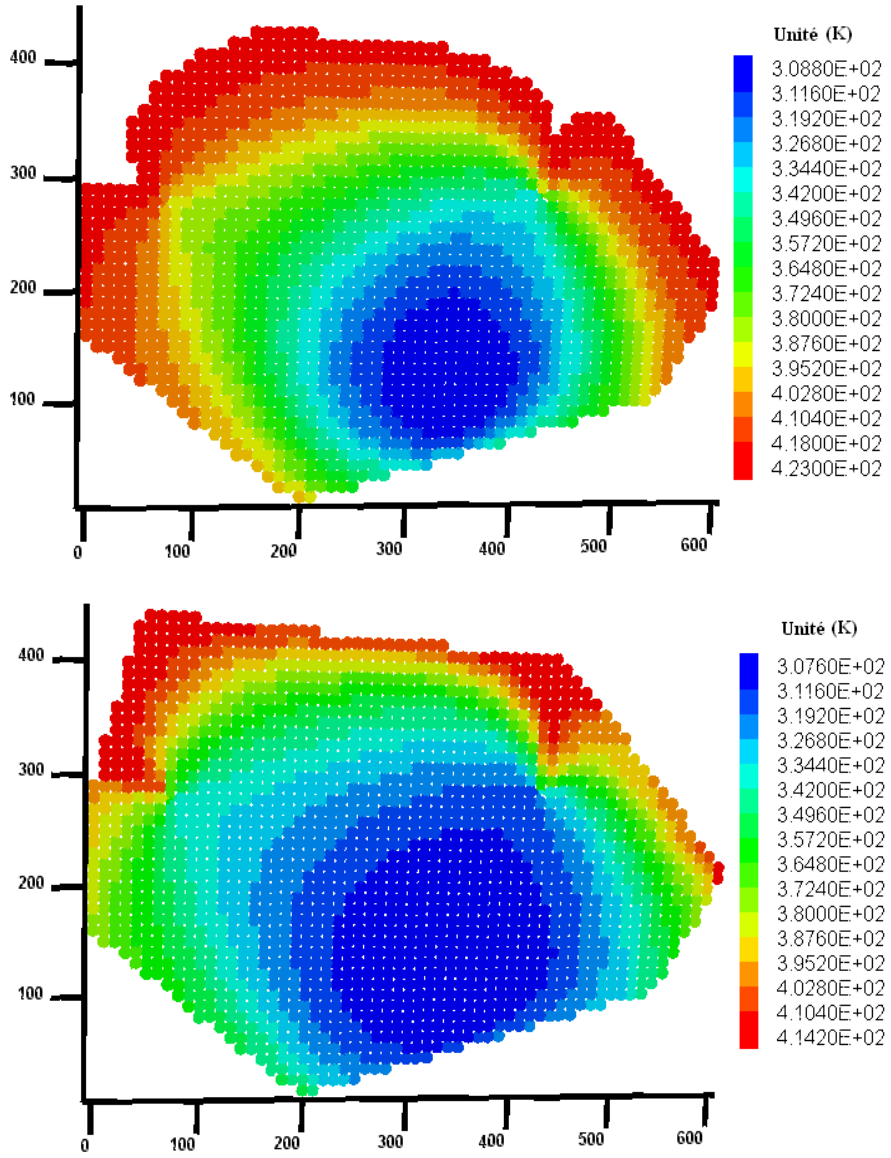


Figure 2.26 : Distributions obtenues avec FRACAS de la température exprimées en K du fluide dans la fracture lorsque les temps d'injection de fluides sont de 6 mois et 3 ans respectivement.

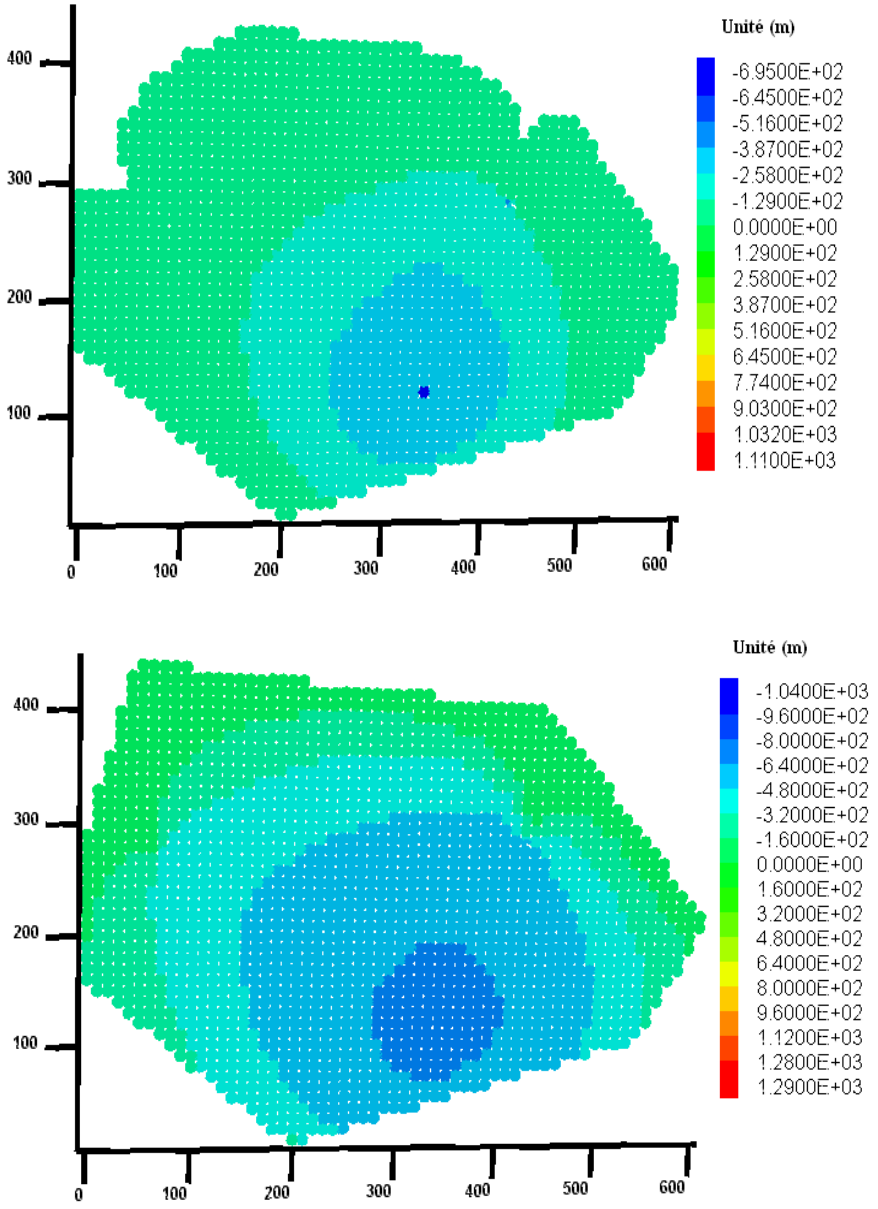


Figure 2.27 : Distributions de la contrainte σ_{zz} exprimées en m de colonne d'eau à la surface de la fracture lorsque les temps d'injection de fluides sont de 6 mois et 3 ans respectivement.

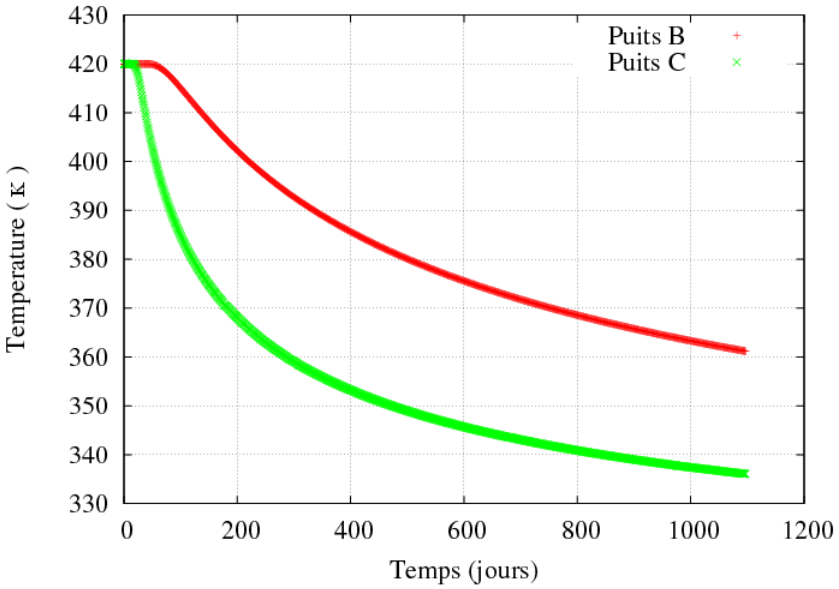


Figure 2.28 : Profils de température de production dans les puits de production et au bout de 3 années d'injection selon le code FRACAS.

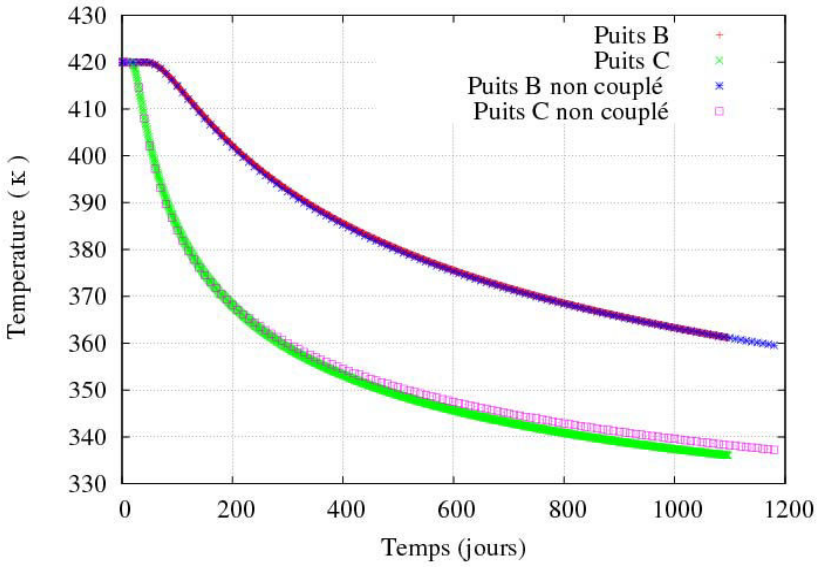


Figure 2.29 : Comparaison des températures de production dans le cas où il y a un couplage entre perméabilité et contrainte normale effective et dans le cas où le couplage est omis pour 3 années d'injection.

	Puits de production B		Puits de production C	
	Températures (K°)	Contraintes (Pa)	Températures (K°)	Contraintes (Pa)
Au bout de 6 mois d'injection	390	-1.67×10^6	360	-2.98×10^6
Au bout de 36 mois d'injection	355	-1.94×10^6	323	-3.44×10^6

Tableau 2.6 : Température et contrainte à la tête des puits de production (d'après les Figures 2.18 et 2.19, Zhou et al., 2009)

	Puits de production B		Puits de production C	
	Températures (K°)	Contraintes (Pa)	Températures (K°)	Contraintes (Pa)
Au bout de 6 mois d'injection	404	-1.1×10^6	370	-1.3×10^6
Au bout de 36 mois d'injection	361	-3.6×10^6	336	-3.8×10^6

Tableau 2.7 : Température et contrainte à la tête des puits de production selon notre modèle FRACAS. Les valeurs négatives expriment la contribution en traction du refroidissement.

2.4 - Conclusion du chapitre 2

En reproduisant un certain nombre d'applications académiques, dont celles de Pruess et Bodvarsson (1984) et Zhou et al. (2009), notre objectif principal était de tester le bon fonctionnement des modifications apportées au code et les nouvelles possibilités de calcul avant de faire une validation plus poussée basée sur des données de terrain plus complexes, mais qui nous permettront de discuter le passage des calculs de contraintes aux calculs de ruptures en cisaillement et nous mènerons à la discussion sur l'apparition du phénomène de séismicité induite. Nous remarquons donc qu'en introduisant un couplage thermo-hydro-mécanique simple, le code FRACAS est capable de reproduire les bons ordres de grandeurs obtenus par des modèles numériques 3D pour étudier les effets thermo-élastiques dus à l'injection d'un fluide froid dans un réservoir géothermique.

Dans les exemples, nous avons pu remarquer l'importance de la contrainte σ_{zz} induite par le refroidissement du réservoir perpendiculairement aux fractures qui pouvait rapidement atteindre plusieurs MPa en quelques années. Nous discuterons davantage des impacts possibles sur la base d'un modèle de terrain que nous mettrons en place dans le chapitre suivant.

Chapitre 3

Application de l'approche numérique à un site expérimental : le réservoir EGS de Rosamanowes (UK). Analyse de l'effet de la contrainte induite par le refroidissement sur la stabilité mécanique des fractures

3.1 - Introduction : présentation de la base de données utilisée

Après la mise à jour du code FRACAS et les vérifications menées sur des applications de type académique dans le chapitre 2, nous nous proposons d'effectuer une vérification à partir d'un modèle de terrain et de données *in situ*. Dans ce premier modèle 3D nous allons successivement simuler un réservoir, calculer le refroidissement, étudier le rôle de la contrainte thermique due au refroidissement de la roche, puis comparer les ruptures obtenues à ce qui a pu se passer sur le site. On se basera sur une expérience de terrain qui a en particulier consisté en un test de circulation fluide de longue durée, menée sur le site de Rosemanowes (Cornwall, UK) entre août 1985 et décembre 1988. Notre travail de modélisation numérique est divisé en deux parties, pour tester deux approches possibles.

- Dans la première approche nous nous sommes consacrés à la mise en place d'un couplage thermo-hydro-mécanique d'un modèle 3D à plusieurs fractures déterministes, déjà discuté dans la bibliographie. Cette approche comporte 11 fractures principales identifiées et dont la géométrie (longueur, rayon et orientation) et les propriétés physiques ont été tirées des observations et travaux antérieurs effectués sur ce site.

- Dans la deuxième approche mise en œuvre, on se basera sur la mise en place d'un modèle de couplage thermo-hydro-mécanique, dans un réseau aléatoire de factures, qui aboutira à différentes descriptions des phénomènes de ruptures et micro-séismes dans le temps, suivant l'hypothèse simplificatrice faite pour décrire le scénario d'injection.

3.1.1 - Présentation du site HDR de Rosemanowes

En 1977, le site de Rosemanowes situé à l'extrême sud-ouest de la Grand Bretagne au centre de la région de Cornouailles a abrité le premier site Hot Dry Rock (HDR) européen sous la direction de l'Ecole de Mines de Cambornes (CSM). Le cadre était une initiative de recherche et de développement (R&D) du gouvernement basée à l'époque, après le premier choc pétrolier des années 1970, sur la nécessité de développer de la technologie pour caractériser le fonctionnement d'un réservoir HDR. Le but de ce projet était de montrer qu'un échangeur thermique suffisamment large avec des propriétés hydrauliques acceptables pouvait être créé dans des roches à faible perméabilité et que des quantités de chaleur pouvaient être extraites du sous-sol de manière économique. L'accent a donc été mis sur les méthodes de stimulation des fractures naturelles permettant de faciliter l'écoulement dans le massif granitique. Le but était de façonner un réservoir géothermique artificiel. Le projet n'avait pas pour but de démontrer la faisabilité de production d'électricité à partir des températures atteintes (Figure 3.1), mais plutôt de mettre au point des techniques d'amélioration des performances des

réservoirs HDR. De plus, un large panel de méthodes d'investigation a été utilisé afin de caractériser le système tel que les diagraphies, la micro-sismicité, les traceurs, les tests en forage et la géochimie (Parker, 1999).

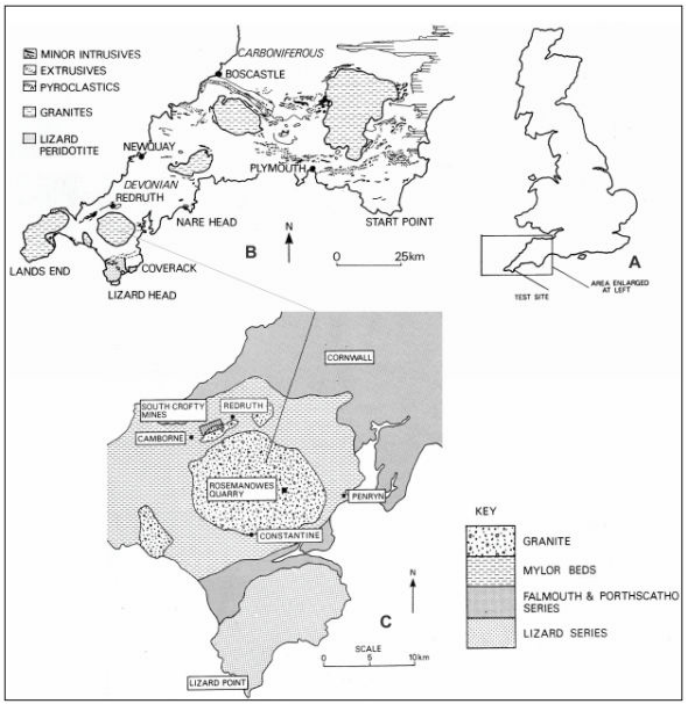


Figure 3.1 : Localisation du site HDR de Rosemanowe (Whittle & McCartney, 1989)

3.1.2 - Bref historique du programme expérimental

Le site de Rosemanowes fait partie des sites de travail sur la géothermie dite à l'époque des « Roches Chaudes et Sèches » où une étude des circulations à long terme (3 années) a été réalisée en différentes étapes (Phase A, B, C), avec un ensemble complet de données pour qualifier l'évolution des variables de pression, débit, température, concentration en traceurs, ainsi que le suivi des microséismes, dans l'espace et dans le temps, pendant certaines opérations particulières de développement du réservoir.

3.2.1.1 - La première phase

La phase 1 du projet a débuté en 1977 jusqu'en 1980 avec le forage des deux puits de 300 m de profondeur. Ces forages ont démontré la possibilité d'établir une circulation d'eau entre les deux puits, en faisant une stimulation hydraulique des fractures naturelles, et que l'utilisation des explosifs n'était pas nécessaire (Parker, 1999).

3.2.1.2 - La phase 2 A : réservoir formé par le doublet RH11 et RH12

La phase 2A a débuté en 1980 avec le forage de deux puits (RH11, RH12), aux alentours de 2000 m de profondeur verticalement, ce qui apparaissait comme une profondeur rassemblant les conditions favorables pour une éventuelle exploitation commerciale, à l'exception des conditions de températures trop faibles (Parker, 1999). Ces puits sont déviés de 30° vers le NW par rapport à la verticale en fond du puits (Figure 3.2) et recoupent un jeu de fractures sub-verticales, organisé en deux familles quasi-orthogonales. Au total les puits RH11 et RH12 sont séparés d'une distance de 300 m. La température mesurée au fond du puits était de l'ordre de 79°C à 80°C. Un programme d'extension et de développement du réservoir a été mené, durant lequel les fractures naturelles ont subi des stimulations hydrauliques avec un volume d'eau de 30 000 m^3 dans le puits RH12. Le débit d'injection maximum était de 90 l/s avec une pression atteignant le 14 MPa au puits d'injection RH12 (test référencé RT2A046).

Ces stimulations massives du puits RH12 ont montré que le réservoir avait une performance hydraulique très faible, c'est-à-dire une impédance très importante (1.5 MPa/(l/s)) et un fort niveau de pertes du fluide injecté (70 à 75 %). L'analyse des phénomènes micro-séismiques a montré que la perte de l'eau était due à l'extension du réservoir vers le bas jusqu'à des profondeurs de 3 à 3.5 km (Batchelor, 1983). L'analyse des localisations des sources et des mécanismes de rupture, reprise en 1994, montre que les surfaces ayant joué sont sub-verticales, d'orientation moyenne N170, ce qui est très voisin de l'orientation d'une des deux familles de fractures sur ce site. Cette direction est significativement différente de l'orientation de la contrainte majeure sur ce site, plutôt proche de N135. Le mécanisme présenté par Richards et al. (1994) est que les phénomènes couplés hydro-mécaniques se passent sur l'une des deux familles : les ruptures se produisent donc sur les fractures de cette famille qui supportent les forts cisaillements et les fortes pressions se seraient propagées par des fractures plus faciles à ouvrir supportant la plus petite contrainte normale, N135. L'ensemble des essais réalisés a montré aux promoteurs de ce projet qu'il n'était pas approprié de réaliser une modélisation du réservoir dans le but d'une exploitation commerciale.

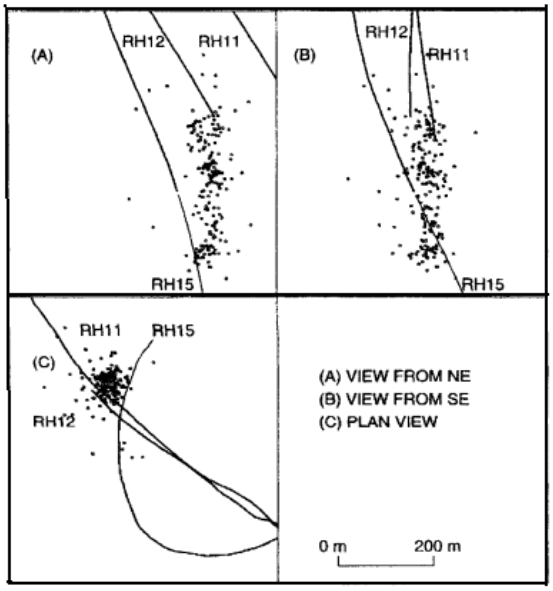


Figure 3.2 : Localisation des trajectoires des puits RH11, RH12 et RH15et des activités micro-sismiques induites durant la phase 2B (Parker, 1999)

3.1.2.3 – La phase 2B : réservoir formé par le doublet RH12/RH15

Dans la phase 2B (1983, 1986), il fut alors décidé que la région micro-sismiquement active devrait être explorée d'une manière beaucoup plus approfondie, en faisant le forage d'un troisième puits (RH15), et QUE celui-ci devrait être foré d'une manière déviée pour intercepter le nuage des sources micro-sismiques au-dessous du puits RH12, en supposant que la zone interceptée soit la zone où la perméabilité serait la plus importante (Figure 3.2). L'open hole du puits RH12 commence à 1798 m en longueur forée et à 1748 m en profondeur verticale avec une orientation N310°E-60° (Markland, 1991). Le puits RH15 a été foré à une profondeur de 2600 m verticalement et la température au fond du puits était de 100°C. Les principaux objectifs de cette partie étaient donc d'augmenter le débit de production, d'augmenter la surface d'échange thermique pressurisée et de faire baisser l'impédance hydraulique de 1.8 à 0.1 MPa/kg/s.

Pour améliorer la connexion entre le puits d'injection (RH12) et le nouveau puits de production (RH15), ce dernier a subi une stimulation hydraulique, en faisant une injection de 5500 m^3 d'un gel visqueux de viscosité moyenne (50 MPa/s) avec un débit moyen de 200 l/s (test référencé RT2B022). C'était alors l'opération de fracturation hydraulique la plus importante réalisée en Europe (Batchelor, 1983). Suite à cette opération, la zone de circulation développée est apparue plus compacte et le réservoir plus perméable avec une perte de fluide moins importante, de l'ordre de 20 %. La micro-sismicité résultante a montré l'existence d'une zone en forme de tube stimulé entre les puits RH12 et RH15 et que cette zone était plus dense en sismicité que celle produite dans la phase 2A par des opérations similaires, mais faites à l'eau.

Finalement, la partie la plus basse du puits RH15 a été forée perpendiculairement à la direction de RH12. Ce nouveau réservoir, formé par le doublet RH12/RH15, est hydrauliquement différent du réservoir initial (RH11/RH12). Le nouveau réservoir est plus petit que l'ancien, le volume de l'ancien réservoir était estimé à peu près à 5 millions m^3 d'après les données micro-séismiques générées par la stimulation hydraulique (Nicol et Robinson, 1990). Dans le cadre de notre thèse nous allons nous intéresser davantage au réservoir formé par les puits RH12/RH15. Les résultats de la phase 2B ont été décrits en détail par Parker (1989) et ont été rediscutés par Richards et al. (1994).

3.1.2.4 - La phase 2C : Présentation des résultats des expériences de longue circulation

La phase de circulation à long terme a débuté en août 1985. Cette phase avait pour principal objectif l'évaluation des propriétés de réservoir et de la connectivité des puits RH12/RH15 c'est-à-dire de déterminer la performance hydraulique et thermique du système. Le puits RH11 situé au-dessus est utilisé dans l'établissement des bilans de masse, car il draine néanmoins une faible partie des quantités injectées.

Une gamme de débits de circulation a été testée, pour l'étude de l'impédance hydraulique du système en fonction de la pression pendant la première année. Les débits ont été modifiés, principalement en vue d'augmenter progressivement le débit d'injection. Le débit d'injection a ensuite été maintenu constant pendant une période suffisamment longue pour produire approximativement des conditions de régime stationnaire, et pour permettre de faire des tests de traçage, observer l'arrivée du front thermique au puits de production RH15, et également effectuer des diagraphies, des débitmétries, pour compléter les mesures en continu en tête de forage (mesure des paramètres de production, mesure de la température du fond du puits), et l'échantillonnage pour les analyses chimiques, ainsi que le maintien de la surveillance sismique du réservoir (Parker, 1989). Les Figure 3.3 et Figure 3.4 résument cet ensemble sur les 3 années de tests. Les données ne sont malheureusement pas disponibles sous forme numérique. En particulier on notera que l'activité sismique n'est donnée que grâce au nombre d'évènements détectés au cours du temps, mais pas par les paramètres de moment ou de magnitude. Cependant nous notons dès à présent que cette activité sismique n'est pas constante dans le temps. Des bouffées d'activités sont visibles à au moins deux périodes, en relation avec des pressions élevées, inférieures aux pressions de stimulation atteintes dans les 5 premiers jours, dans le réservoir, et une certaine activité semble se maintenir pendant la dernière année, alors que le régime hydraulique est proche d'un état stationnaire.

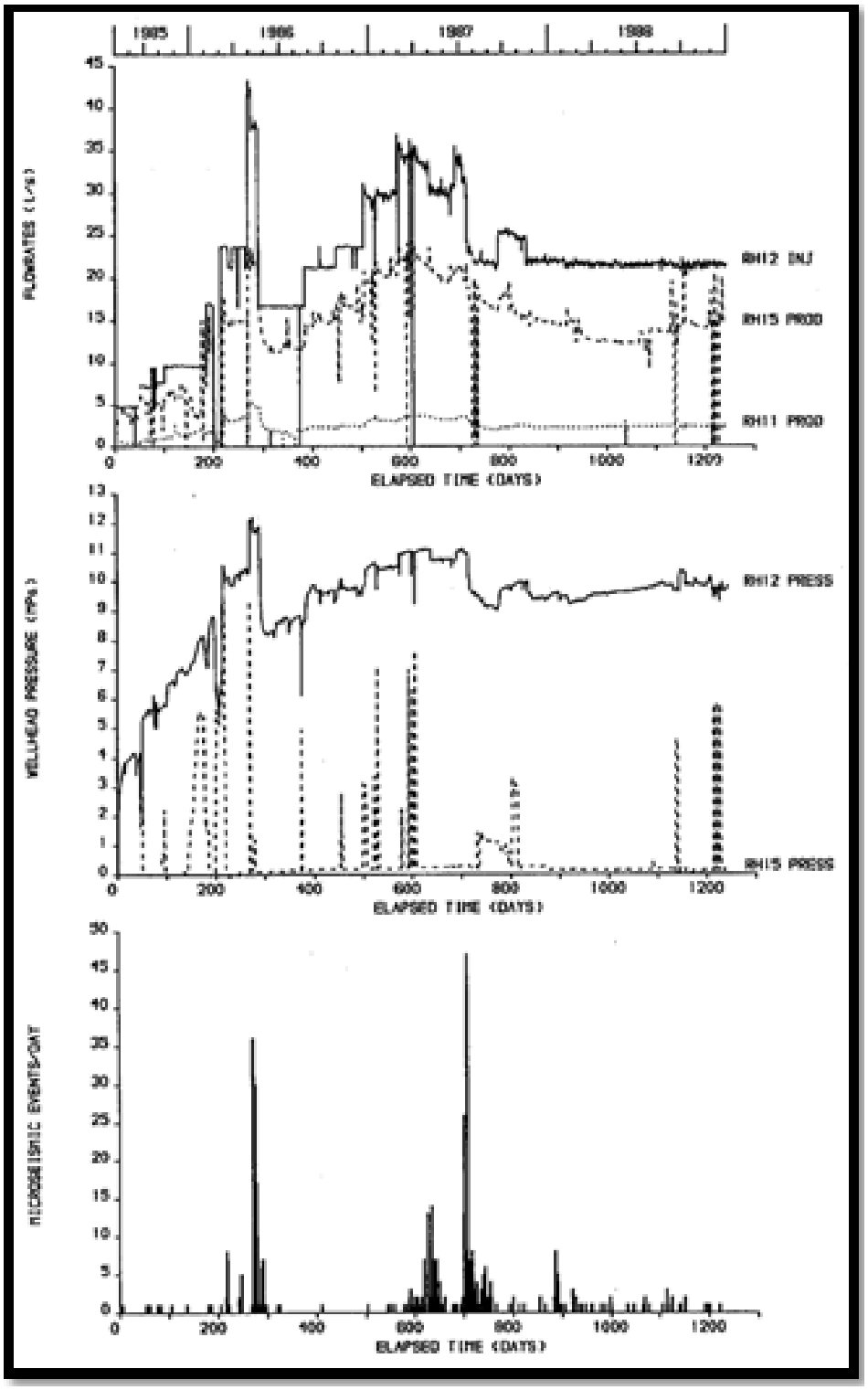


Figure 3.3 : Pression, débit, nombre des événements micro-séismiques par jour, du 7 août 1985 au 31 décembre 1988 (Baria et Green, 1989)

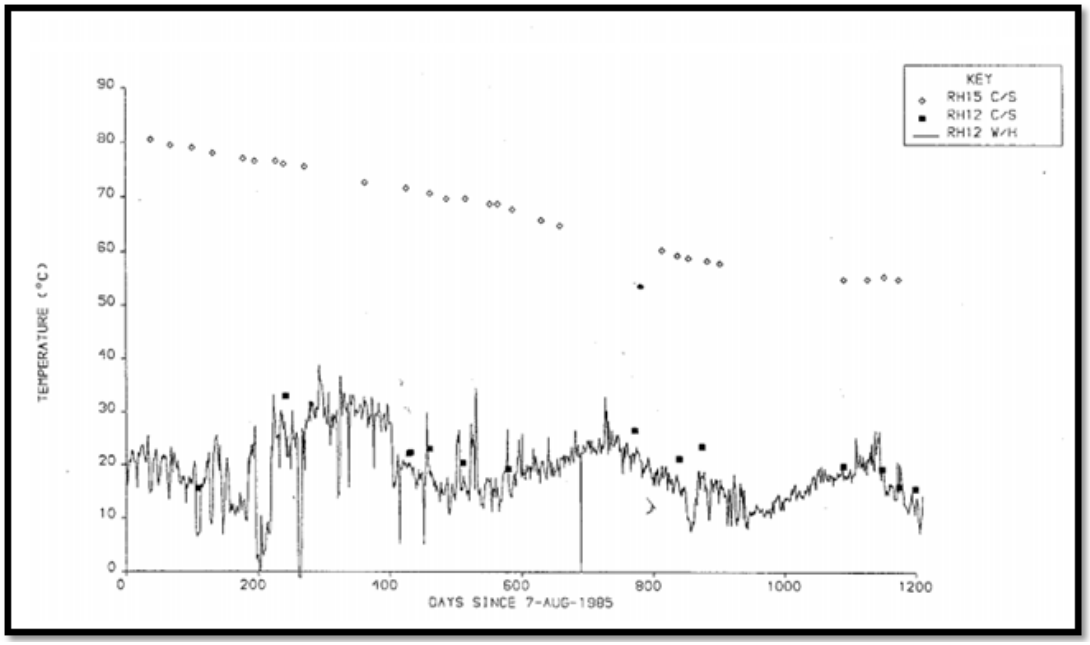


Figure 3.4 : Evolution au cours du temps des températures entre août 1985 et décembre 1988. Production en RH15, mesurée en profondeur au pied du casing et injection en continu à la tête du puits RH12 et ponctuellement à la cote du pied du tubage d'injection

3.1.3 - Inventaire des données disponibles en vue d'une modélisation du site

3.1.3.1 - Cadre géologique

Un certain nombre d'articles publiés ont décrit l'emplacement et la géologie de la région (par exemple Pine and Ledingham, 1983) et les progrès de recherche réalisés sur ce site (Batchelor, 1983, 1984, 1986; Pine et al., 1987). Le granite dit de « Carnmenellis » fait partie d'un batholite granitique continu dont la base s'étend bien au-dessous d'une profondeur de 9 km. La composition chimique montre qu'ils dérivent d'une fusion de la croûte continentale supérieure (granite de type « S »). Au niveau du site de Rosemanowes le granite, porphyrique à proximité de la surface, a tendance à être équi-granulaire à moins environ 2 km (Figure 3.1). Le site de Rosemanowes a été sélectionné car il n'y avait pas de structures géologiques majeures (telles que des failles) à la surface pouvant court-circuiter la circulation entre les puits, et que l'absence de roche de couverture sédimentaire ou métamorphique permettait l'installation de réseau micro-sismique de surface moins coûteux et plus efficace. De plus le flux de chaleur en surface est d'environ 120 mW/m^2, ce qui laissait envisager de travailler dans des gammes de températures de 100°C, à des profondeurs et des coûts raisonnables.

Cependant au voisinage du site de Rosemanowes, l'expérience a montré que le gradient géothermique est proche de 35-36°C/ km, (CSM, 1984b). Par exemple la température au fond du puits RH15 observée est de 99.8°C. En se basant sur cette information, la température initiale de la roche dans le forage RH15 est de l'ordre de 87°C à une profondeur verticale vraie (TVD) de 2300 m et de 80°C au

pied du casing. La température initiale de production pendant l'essai de circulation vers ce puits est donc à peu près au niveau de 80°C.

3.1.3.2 - Réseau des fractures à Rosemanowes

Aux profondeurs du réservoir, entre 2 km et 2.6 km de la surface, deux familles principales de fractures sub-verticales ont été identifiées, une première famille prédominante de direction NW-SE, et une deuxième famille NE-SW (Figure 3.5). Les proportions sont de l'ordre de 70% en faveur de la première famille plus dense d'orientation moyenne NW-SE. Les fractures sub-horizontales, qui sont relativement fréquentes près de la surface (<800 m), ont une densité qui diminue avec la profondeur et deviennent négligeables. Il est important de constater que la famille prédominante est à peu près alignée avec la direction de la contrainte majeure, et qu'une part importante du réseau est formée par des fractures faisant un angle de 20 à 30° avec cette direction.

Bien que les densités des fractures observées à l'affleurement lors de la cartographie et ensuite lors des mesures BHTV, étaient assez élevées, avec des espacements variant de 2 à 14 m pour les fractures de la famille 1, et de 4 à 36 m pour les fractures de la famille 2, moins de 10 % des discontinuités identifiées dans les forages ont contribué à l'écoulement de fluide lors des expériences hydrauliques de la circulation, c'est-à-dire que l'espacement moyen des structures hydrauliquement actives à retenir serait plutôt de l'ordre de 10 à 20 m.

A l'affleurement, certaines fractures peuvent s'étendre sur plusieurs dizaines de mètres, voire hectomètres, et sont caractérisées par des mylonites et un remplissage de minéraux sombres ou argileux. Les fractures les plus étendues ont une distribution spatiale équivalente aux autres, moins développées. Leur espacement est de l'ordre d'une dizaine de mètres alors que les joints à petites échelles sont espacés d'une distance de l'ordre du mètre.

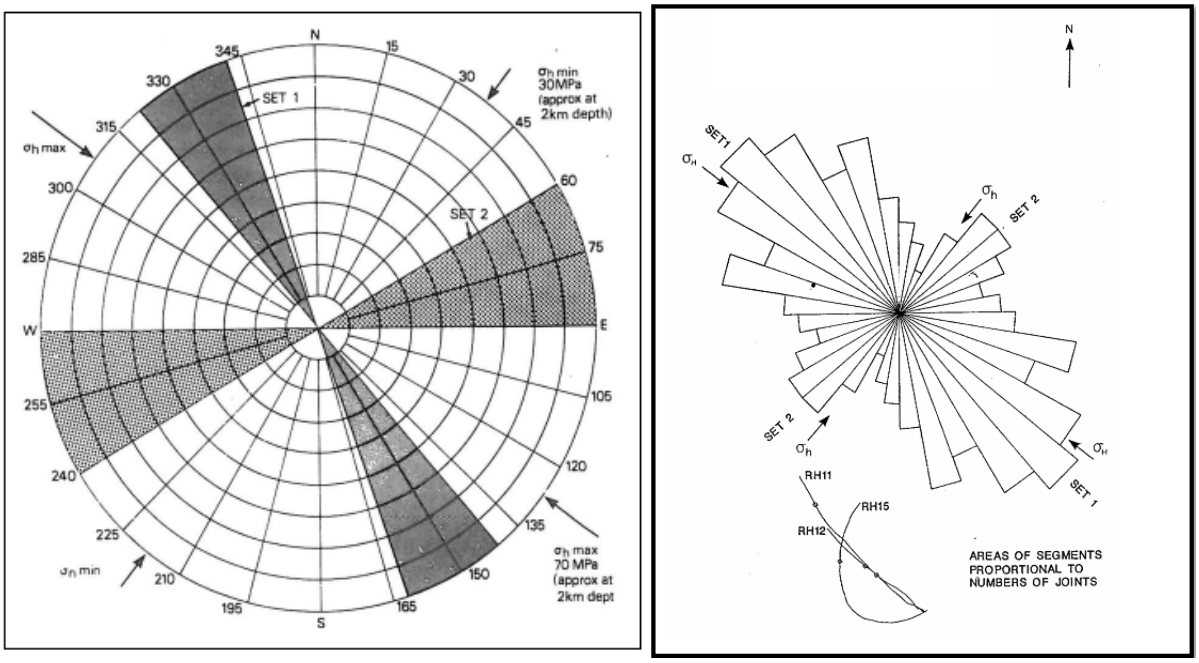


Figure 3.5 : Direction des principales familles des fractures, aux affleurements (gauche) et proportions selon les statistiques obtenues par BHTV dans les puits (droite) ***en relation avec l'orientation de la contrainte maximum in situ, horizontale dans le SW*** *de l'Angleterre (Parker, 1999)*

3.1.3.3 - Principales fractures utilisées par les circulations fluides

Lors de la phase 2B, c'est-à-dire à partir du creusement et des tests du nouveau puits RH15, 23 fractures productrices, situées à une profondeur de l'ordre de 2280-2609 m, ont été identifiées et ces fractures ont été comparées avec celles trouvées par l'imagerie BHTV (Figure 3.5). Grâce aux données des logs des débitmètres, des études de traceurs et des profils sismiques verticaux, les principaux chemins d'écoulement dans le réservoir ont été cartographiés. Sur les logs de débimètrie, les points d'entrée et de sortie de fluide apparaissent restreints à un nombre limité. Ces logs de débitmètrie ont été réinterprétés afin de déterminer la position des fractures majeures permettant la circulation du fluide. Il existe ainsi quatre points d'entrée au puits d'injection RH12 et six points de sortie dans le puits de production RH15. La localisation des microséismes induits par la stimulation montre des alignements qui sont interprétés comme des zones de circulation du fluide (Markland, 1991). Il apparaît alors la possibilité d'une connexion directe entre le fond du puits RH12 et la zone hydrauliquement très active, entre 2 360 m MD et 2 420 m MD dans RH15 (Figure 3.6).

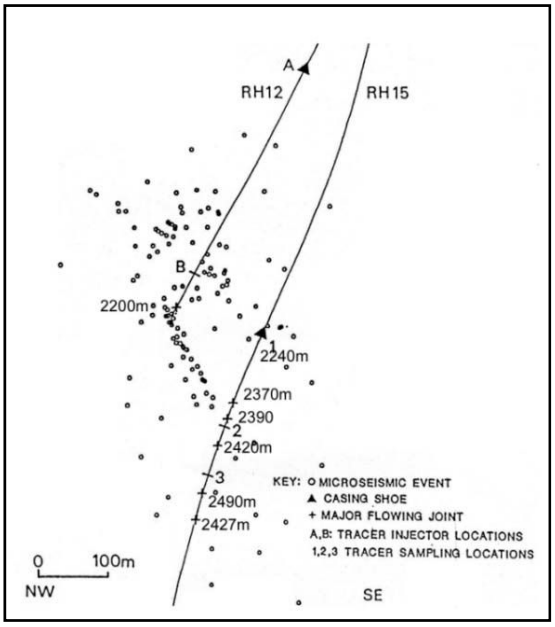


Figure 3.6 : Localisation des évènements micro-sismiques durant le test de caractérisation des chemins de circulation (Markland, 1991 et localisation des 6 niveaux producteurs majeurs dans RH15)

3.1.4.1 - Ouvertures des fractures

Plusieurs approches ont été faites pour l'estimation des ouvertures des fractures dans un réservoir de type HDR, et plus particulièrement sur ce site de Rosemanowes (Cornwall, UK). En utilisant la loi cubique pour le calcul des perméabilités (Pine et Kwakwa, 1988) et avec la réinterprétation de (Randall et al., 1990), les ouvertures hydrauliques des fractures à la profondeur du réservoir stimulé sont estimées de l'ordre de 50-100µm. D'autres méthodes plus sophistiquées ont été utilisées par (Andrews et al., 1989 ; Dash et al., 1983) et sont décrites dans Richards et al. (1994). Cependant, toutes ces méthodes sont basées sur des hypothèses simplificatrices de la géométrie des fractures. Les valeurs d'ouvertures de fractures estimées en fonction de la contrainte normale sont comprises entre 50 et 600 µm, les fortes valeurs correspondant aux pressions de propagation des fractures, lorsque la contrainte normale effective est voisine de zéro. La possibilité d'une variation d'épaisseur des fractures par des réactions géochimiques lors de la circulation du réservoir a été examinée en détail par Richard et al. (1992). Il est conclu que ces effets sont négligeables, le taux de corrosion de la roche étant estimé de l'ordre de 0,25 µm par an.

3.1.3.5 - Perméabilités du réservoir

Les propriétés hydrauliques non perturbées du granite fracturé ont été étudiées à des profondeurs de 2000 m. Des tests hydrauliques de faible débit et à basse pression indiquent que la perméabilité est comprise entre 1 et 10 µD pour au plus 0,7 MPa de surpression du fluide. Puis la perméabilité passe à 60 µD à une pression de 3 MPa, avant l'apparition d'un comportement discontinu significatif pour des pressions d'injection de plus 5 MPa. Des signes d'activité micro-sismique ont d'abord été observés

pendant une injection de faible débit (0,5 l/s) à une pression d'injection en tête de puits de 3,1 MPa. La perméabilité de la matrice rocheuse est de l'ordre de 10^{-3} µD (Pine et Ledingham, 1983).

3.1.3.6 - Etat des contraintes

De nombreuses mesures de contrainte ont été réalisées dans ce site, à des profondeurs de 2,5 km. Plusieurs techniques ont été employées pour la mesure des contraintes : la méthode d'essai de fracturation hydraulique et de ré-ouverture de fractures, la méthode de sur-carottage, la méthode d'analyse des contraintes différentielles et des techniques micro-sismiques, entre autres. Les résultats obtenus ont été très cohérents. Notamment, les contraintes principales maximale (s1) et minimale (s3) sont à la fois horizontales à une profondeur supérieure à 500 m, et commencent à changer d'orientation rapidement avec la profondeur. La contrainte principale intermédiaire (s2) est essentiellement verticale (> 500 m de profondeur) et égale à la surcharge exercée par le poids des terrains. La contrainte principale maximale a une orientation constante avec la profondeur, de direction NW-NNW, sub-parallèle à l'un des principaux sous-ensembles structuraux qui affectent la région.

Dans la gamme de 1,2 km de profondeur à 2,5 km, la tendance générale des contraintes (MPa), en fonction de la profondeur (Z en km), est donnée par les approximations linéaires suivantes (Figure 3.7, Parker, 1989) :

- Composante minimum horizontale $\sigma_h = 6 + 12Z$
- Composante maximum horizontale $\sigma_H = 15 + 28Z$
- Composante verticale $\sigma_v = 26Z$

La direction de la contrainte horizontale majeure est voisine de N 135°E et ne semble pas varier avec la profondeur. La composante majeure est donc horizontale sur ce site et le ratio d'anisotropie entre composantes majeure et mineure à la profondeur du réservoir est de l'ordre de 2.4.

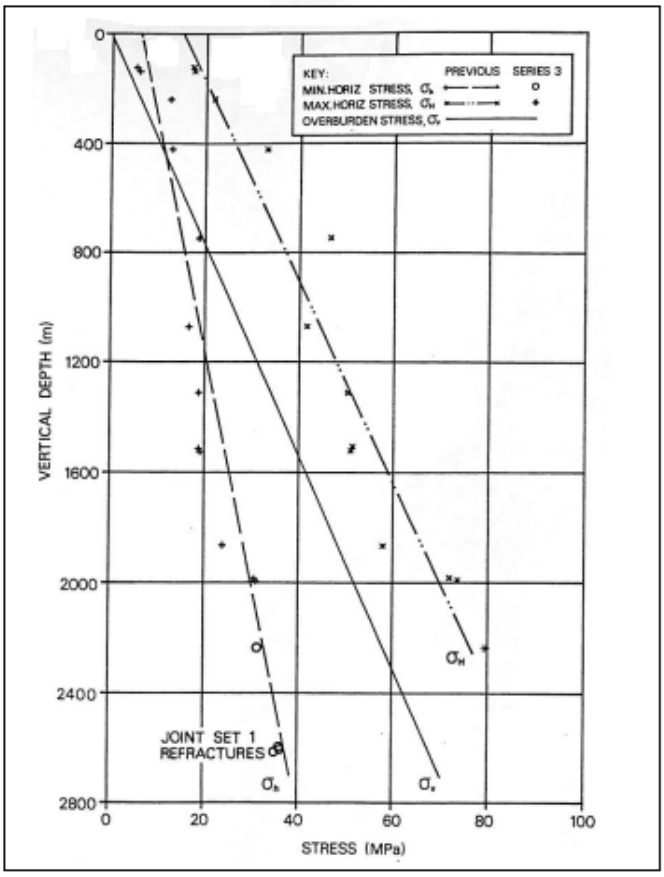


Figure 3.7 : Contraintes « in situ » mesurées en fonction de la profondeur dans le granite de Carnmenellis (Parker, 1989)

3.1.4 - Détails hydromécaniques sur l'essai de longue durée août 1985 – décembre 1988

Ce paragraphe présente les courbes ré-numérisées qui vont nous servir pour la modélisation de ce réservoir. Il s'agit essentiellement des diagrammes des mesures en tête de forage RH12 donnant les évolutions de la pression d'injection en fonction du temps, du débit injecté, de la température d'injection. Du côté du puits de production RH15, nous avons le débit produit et la température de sortie. Nous notons dès les premiers mois une décroissance rapide de la température de production.

On remarque qu'il existe plusieurs phases d'injection durant lesquelles le débit d'injection varie par palier, et dont la durée minimum est approximativement de 6 semaines (Figure 3.8 et Figure 3.9). Avant d'atteindre le débit optimal d'injection, au bout des 800 premiers jours, le débit d'injection maximum était de l'ordre de 34 l/s avec une pression d'injection de 8 à 10 MPa. Durant cette phase, il a été remarqué qu'on avait plus de micro-séismicité mais aussi plus de perte de fluide dès que le seuil de 10 MPa était approché. La performance optimale du réservoir a été obtenue au bout de 800 jours

avec une pression d'injection voisine de 10 MPa, un débit de production de 24 l/s et une impédance hydraulique de 0.6 MPa/ (l/s). Notons que ce seuil de 10 MPa a été très discuté et il correspond à la contrainte mineure à la profondeur d'injection. Au-delà, certaines fractures du réservoir se ré-ouvrent en mode I (traction), comme pour une opération de fracturation hydraulique, et le réservoir se propage en même temps que les pertes en fluide augmentent dans le réseau de fractures orientées plus favorablement pour une rupture en cisaillement. La pression y est alors suffisante pour libérer des cisaillements qui génèrent de l'activité sismique.

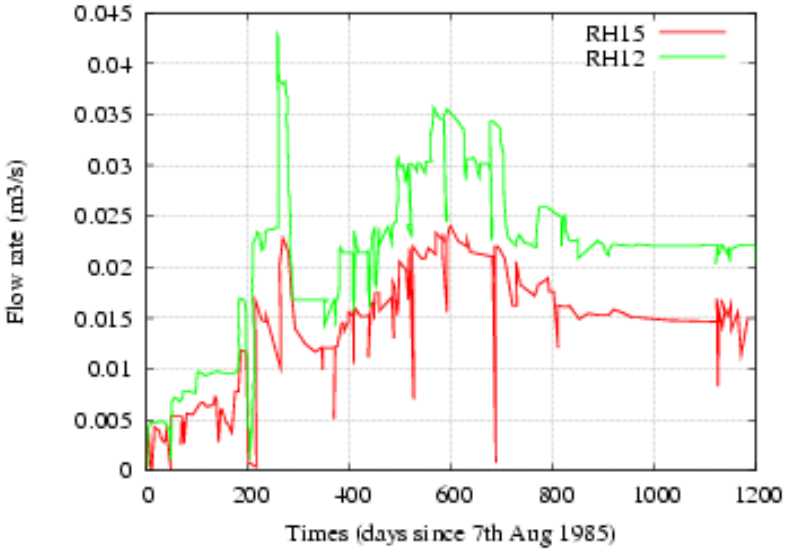


Figure 3.8 : Variation du débit d'injection mesuré au pied du casing du puits RH12 (vert) et du débit de production mesuré à la tête du puits RH15 (rouge), durant la circulation principale (C/S=au Pied de tubage ; W/H=à la tête de puits) (Richard et al., 1994)

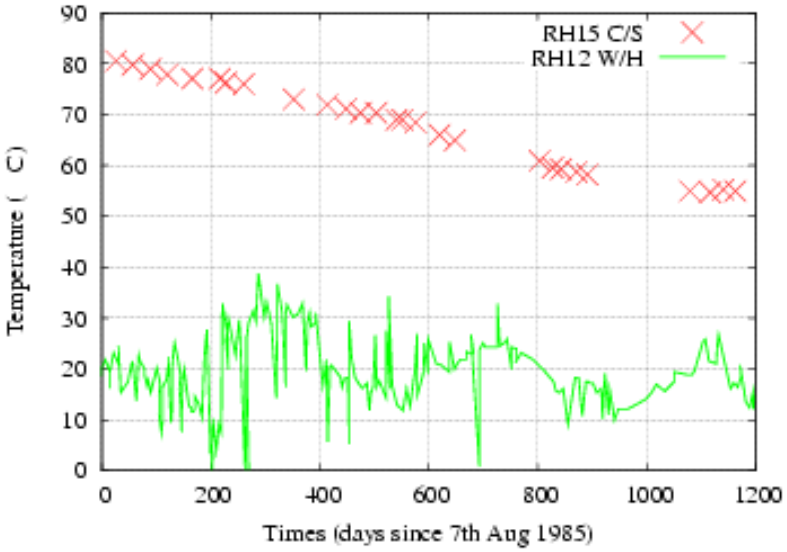


Figure 3.9 : Variation de la température d'injection mesurée au pied du casing du puits RH12 (vert) et de la température de production mesurée à la tête du puits RH15 (rouge), durant la circulation principale (C/S=au Pied de tubage ; W/H=à la tête de puits) (Richard et al., 1994)

Au bout de 800 jours, le débit d'injection a été maintenu à 21 l/s, comme on peut voir sur la Figure 3.8. Concernant le suivi de la température les prélèvements ont montré une chute moyenne de la température de 1°C par mois, passant de 80.5 à 55 °C. Comme on peut voir sur la Figure 3.9, la

percée thermique est effectivement immédiate. Plusieurs travaux de recherches se sont penchés sur l'étude de cette perte de température si rapide. La raison majeure est que le haut du réservoir près du puits RH12 a été refroidi par les essais de la phase A. Ce fait a été pris en compte de manière explicite par Kolditz et Clauser (1998) qui utilisent un profil vertical de température modifié à cette profondeur. Une analyse menée en parallèle sur les courbes de restitution des traceurs injectés a confirmé l'existence de plusieurs chemins d'écoulement préférentiels dans le réservoir (Nicol et Robinson, 1990) et la combinaison des deux approches aboutit à une estimation du minimum des surfaces d'échange thermique de l'ordre de 172000 m^2. Ces propriétés d'échange du réservoir selon Richards et al. (1994) sont trop petites pour qu'on puisse envisager une exploitation commerciale. Nous discuterons cet aspect par la suite avec les résultats de nos simulations.

3.2 - Première approche numérique : un modèle à géométrie explicite, formé d'un assemblage de quelques grandes fractures

Cette première approche est proposée pour établir une continuité avec les travaux de modélisation de l'essai de circulation de longue durée qui ont été effectués sur ces données dans le passé. Il s'agissait alors de modéliser le comportement thermique seul, et d'en déduire les paramètres de perméabilité des fractures et les surfaces d'échange thermique qui avaient pu être obtenus grâce aux étapes de développement du réservoir par les tests de fracturation hydraulique et stimulation hydraulique tels que les tests RT2A046. Plus particulièrement, on se réfèrera au dernier travail de modélisation en date, par Kolditz et Clauser (1998). Il y est démontré la faisabilité d'un modèle déterministe qui considère plusieurs fractures parallèles appartenant à deux familles sub-verticales quasi-orthogonales dont l'orientation est 165 et 250° N et qui permet de reproduire la courbe mesurée de température de production en RH15. Ce modèle est purement hydraulique et thermique et ne considère aucune interaction mécanique. Le débit mis en circulation est maintenu constant dans le temps et est fixé pour 1200 jours à la valeur du débit produit par RH15 en 1988, c'est-à-dire 15 l/s. Nous allons reprendre ce modèle géométrique et l'améliorer pour tenir compte des processus hydro-mécaniques, puis thermo-mécaniques.

3.2.1 - Géométrie retenue

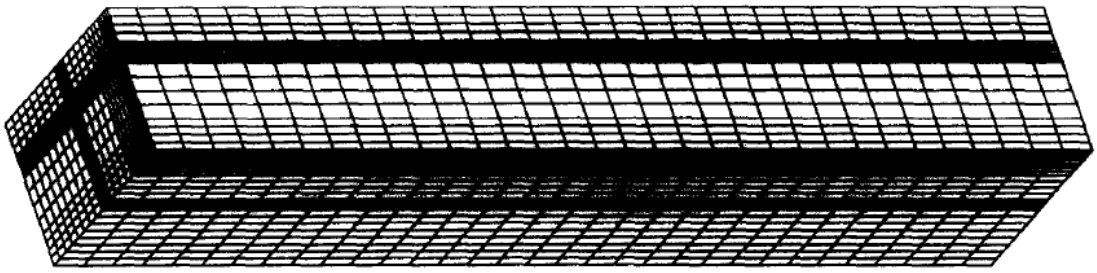


Figure 3.10 : Maillage d'élément fini utilisée pour la simulation numérique (Kolditz et Clauser, 1998)

Le modèle mis en place comprend 11 fractures majeures dont neuf sont positionnées dans l'espace selon Kolditz et Clauser (1998). Quatre interceptent le puits d'injection RH12 et les cinq autres le puits de production RH15 (Figure 3.10), selon les cotes données en Figure 3.6. Ces fractures d'injection et de production ont comme direction N165, N250 et sont verticales (Tableau 3.1). Notre modèle est donc une suite logique du modèle proposé par Kolditz par la géométrie, à la différence près que nous avons ajouté deux fractures d'orientation N135 (famille C dans le Tableau 3.1), faisant tout de même partie de la famille directionnelle principale) dont une, C1, recoupe le puits d'injection. Cette fracture est nécessaire pour pouvoir rendre compte des couplages hydro-mécaniques et de l'orientation de la contrainte mineure, Nord 135 dans ce site et expliquer pourquoi le réservoir se met à perdre du fluide dès que la pression d'injection dépasse environ 10 MPa. Les fractures principales simulées sont donc séparées par une distance de 20 à 50 m le long des puits, ce qui veut dire que les fractures sont distantes entre elles de 10 à 25 m puisqu'elles sont simulées par des plans verticaux (Nicol et Robinson, 1990). Les extensions de ces fractures sont finies. Comme il s'agit d'un modèle qui représente le réservoir stimulé, nous avons retenu un contour elliptique pour ces factures de grandes extensions, leur grand axe étant vertical, de dimension 700 m, et leur petit axe horizontal de dimension 350 m. Certaines de ces fractures interceptent le bord sud du modèle (Figures 3.10 et 3.18) où s'appliquent des conditions aux limites en pression, de type profil hydrostatique.

Le volume dans lequel s'inscrit ce réseau est de 25 106 m^3 autour des 11 fractures, précisées dans le Tableau 3.1. Les plans à contour elliptique sont ensuite maillés par des disques, qui sont les cellules de calcul dont les centres sont espacés de 10 m. Le rayon de ces disques est de 5.8 m et le nombre total des disques générés n'atteint pas les 50 000, car pour des raisons de temps de calculs de simulation de de longs historiques, le code FRACAS peut difficilement dépasser cette limite. Dans la Figure 3.10a, les fractures à contour elliptique discrétisées par un pavage de disques sont présentées, en

Figure 3.10b, les intersections avec les deux forages déviés sont représentés par les disques intersectés. La perméabilité des roches aux alentours des fractures est supposée être faible et les blocs sont traités comme imperméables. Les positions précises des plans sont trouvées pour que les cotes des intersections aux puits soient en accord, comme dans Kolditz et Clauser (1998), avec les informations aux puits (Tableau 3.2 et Tableau 3.3). Dans le modèle, les portions ouvertes de ces puits sont assimilées à des segments rectilignes inclinés dans l'espace.

Fracture du modèle	Nombre des plans 'fractures majeures'	Direction	Moyenne des épaisseurs (μm) sous contrainte nulle
Famille 1 (resp. A)	5 (A1 à A5)	N165	800
Famille 2 (resp. B)	4 (B1 à B4)	N250	690
Famille 3 (resp. C)	2 (C1 à C2)	N135	690

Tableau 3.1 : Propriétés des fractures majeures du modèle à 11 fractures, respectivement dénommées A1, A2, A3, A4, A5, de l'ouest vers l'est B1, B2, B3, B4, du sud au nord, C1 et C2

Fracture interceptant le puits RH12	X	Y	Z
A1	347.3	302.9	-2116.9
A2	379.3	266.0	-2037.0
C1	387.3	257.5	-2017.0
B4	347.3	300.3	-2116.9

Tableau 3.2 : Coordonnées (en m) dans le système géographique du modèle, des intersections des fractures avec le puits d'injection RH12. La profondeur est mesurée à partir du sol

Fracture interceptant le puits RH15	X(m)	Y(m)	Z(m)
A3	401.3	258.2	-2250.0
A4	402.8	260.9	-2273.0
A6	414.6	298.6	-2480.0
B1	400.9	258.0	-2246.9
B2	406.9	273.1	-2330.0
B3	413.0	295.1	-2453.0

Tableau 3.3 : Coordonnées des intersections des fractures avec le puits de production RH15

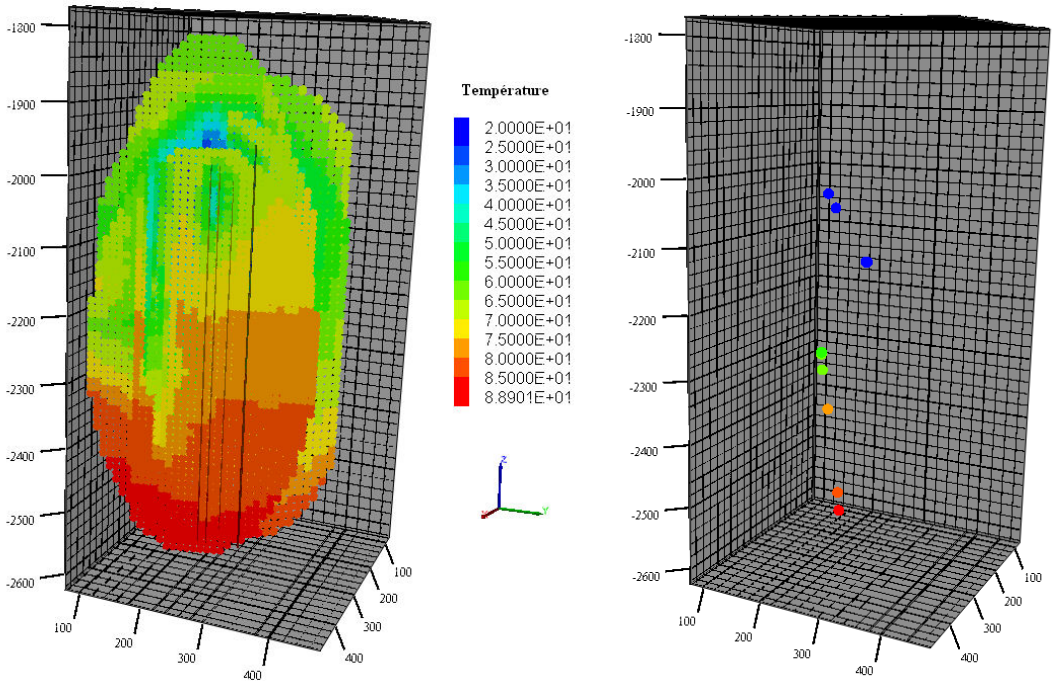


Figure 3.11 : (a) Modèle à 11 fractures majeures, La couleur se réfère à la température simulée à l'instant final des calculs. On voit le haut de la zone froide (bleu), qui marque une des entrées (fracture C1) dans le modèle par le puits RH12. (b) Localisation des points d'entrée (froid) et de sortie, précisée dans les Tableau 3.2 et Tableau 3.3. L'axe X, rouge, pointe vers l'Est, l'axe Y, en vert, pointe vers le Nord.

Les épaisseurs de fractures sont obtenues à partir d'une loi de type log normale décrite dans le chapitre 2, la variable produite étant l'épaisseur hydraulique sous contrainte normale effective nulle. Le paramètre moyen de la loi log normale est de -7.15 pour les fractures de type A et de -7.30 pour les autres. L'écart-type est arbitrairement de 0.2 pour toutes les fractures, mais nous avons peu de critères pour discuter ce point. Les épaisseurs obtenues varient donc dans une fourchette de + ou – 25 microns autour de la valeur moyenne citée dans le Tableau 3.1.

3.2.2 - Scénario et paramètres d'injection

Afin de décrire les phénomènes qui se produisent suite à l'injection d'eau dans le forage, il faut pouvoir simuler des conditions d'injection. Sur le terrain, lors des essais, 3 paramètres sont accessibles à l'opérateur : la température, le débit et la pression. Pour effectuer les calculs numériques, deux hypothèses peuvent être faites au niveau de la zone d'injection au cours du temps, la température restant imposée dans les deux cas :

- soit on fixe le débit d'injection, la pression et la charge hydraulique dans les fissures restent à calculer ;
- soit l'on fixe une pression d'injection et on calcule les fluctuations du débit.

Selon le choix de l'hypothèse 1 ou 2, les résultats obtenus sont différents et ne s'interprètent pas de la même manière. Dans notre modèle nous avons opéré suivant la première hypothèse et on verra comment le test de longue durée a été découpé en phases successives.

3.2.3 - Propriétés mécaniques du massif rocheux et des fractures

3.2.3.1 - Le massif rocheux

Les choix des propriétés mécaniques et thermiques de la roche sont nécessaires pour l'étude de la mécanique de la roche, de l'interaction roche entre fluide mais aussi de l'analyse du signal sismique. Les principaux paramètres physiques de ces simulations sont regroupés dans le Tableau 3.4. Nous discuterons les choix de ces paramètres dans notre modèle et nous apporterons quelques explications à ce choix. L'étude de la sensibilité sur certains de ces paramètres fera l'objet d'un chapitre présenté un peu plus tard.

Le choix des valeurs des paramètres des coefficients statiques et de coefficient dynamique de friction méritent une discussion. Comme cela a été discuté dans le chapitre 2, § 2.3.4, ces deux coefficients sont introduits lorsque la pression du fluide définie dans l'équation 2:20 atteint le seuil de rupture. Car une fois le seuil de rupture atteint (résistance statique), il devient de plus en plus facile d'augmenter la quantité de glissement, puisque $\mu d < \mu s$, comme on peut remarquer dans le Tableau 3.5. La valeur dynamique a été choisie pour que dans la gamme de contraintes qui est la nôtre, le saut de contrainte lors de la rupture soit de l'ordre de quelques MPa.

Concernant le choix de la valeur statique, d'après Byerlee (1978), avec une pression de confinement supérieure à une profondeur de 3 km, elle serait comprise entre $0.6<\mu s<0.85$ et ne dépend pas du type des roches. D'après la bibliographie, ce coefficient est un peu plus important sur ce site de Rosemanowes. D'après une étude menée par Lacombe (2007), dans laquelle il fait un classement des coefficients de friction mesurés dans différents sites géothermiques, on peut voir que le coefficient de friction en Cornouailles vaut 1 à une profondeur de 1.5 km. Nous l'avons fixé pratiquement à 0.9 (Tableau 3.5), la profondeur du réservoir étant de 2 km. Cela correspond à un angle de friction de 42°.

Paramètres	valeurs
Module de Young *E (*GPa*)*	6.2
Coefficient de Poisson ν	0.22
Coefficient de restriction Kr	0.25
Conductivité thermique de la roche λ (W/m/K)	2.8
Diffusivité thermique de la roche D ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)	1.20×10^{-6}
Densité ρ (kg/m^3)	2600

Tableau 3.4 : Liste des paramètres de base de simulation du modèle à 11 fractures

Paramètres	valeurs
Cohésion S_0 *(*MPa*)*	3.0
Coefficient statique μ_s	0.9
Coefficient dynamique μ_d	0.8

Tableau 3.5 : Paramètres hydro-mécaniques de fractures

Le coefficient de restriction K_r défini dans la relation 2:19 du chapitre 2, est perçu comme étant un indice de fracturation de la roche, ou de la taille typique d'un volume d'un bloc de roche entre les fractures. C'est-à-dire qu'il traduit la manière dont le massif rocheux va répondre à la sollicitation de la contrainte thermique. Avec une valeur *Kr=1,* on assimile le modèle à un modèle qui ne contient que les quelques fractures explicites, ce qui veut dire que le massif n'accommode aucune déformation et que toute la déformation est concentrée sur les seules fractures considérées. Or pour le cas de Rosemanowes, nous savons que la densité de fracturation est intense, avec des séparations entre fissures d'ordre métrique et que seuls des plans hydrauliques principaux séparés par des distances de 10 à 20 m sont considérés. Dans ce cas, la matrice contient des fractures négligées pour leur rôle hydraulique mais dont on rendra compte pour la déformation par une valeur de K_r inférieure à 1. Dans le modèle déterministe avec le couplage THM on a **fixé la valeur de** *Kr à 0.25.*

3.2.3.2 - Propriétés hydro-mécaniques des fractures

Les fractures sont caractérisées par leur loi d'écoulement et leur comportement au cisaillement. La résistance au cisaillement est fixée par la donnée du coefficient de friction statique et par une cohésion. Ces paramètres sont constants dans ce modèle déterministe de plaques et résumés ci-après. En cas de rupture un coefficient dynamique est utilisé pour le calcul du glissement. La loi d'écoulement après rupture est également modifiée.

La loi d'écoulement d'une fracture rugueuse sous contrainte normale est décrite à l'aide des équations 2.9 du chapitre 2 et ici par les courbes de la Figure 3.11, qui décrivent un comportement avec une raideur normale variable. Le code utilise deux lois, une avant cisaillement et une seconde pour les fractures ayant subi un cisaillement et un déplacement, car on suppose qu'elles deviennent alors plus perméables, et que ce gain de perméabilité est acquis de façon irréversible.

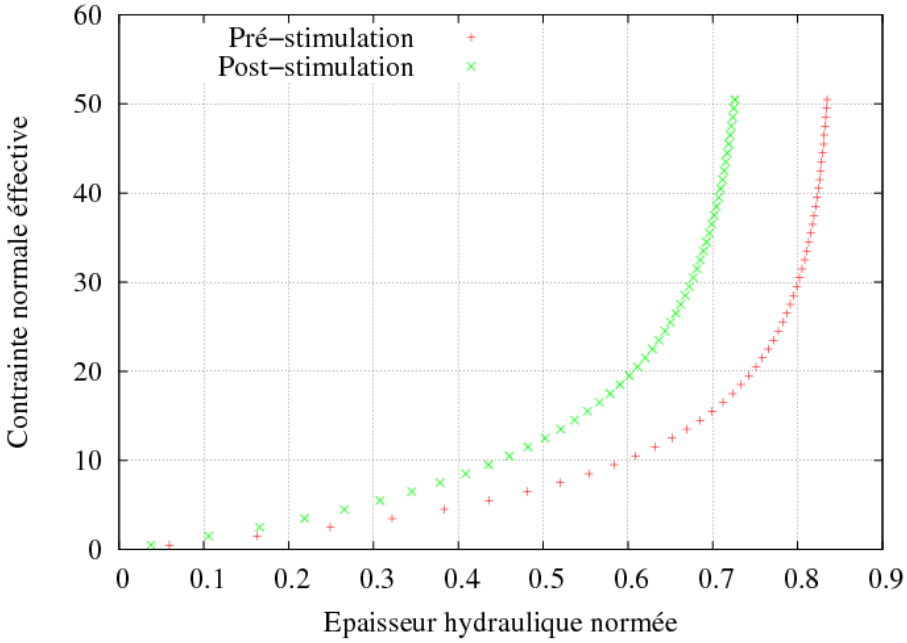


Figure 3.12 : Loi de fermeture en fonction de la contrainte normale effective. En abscisse se trouve reportée la fermeture hydraulique équivalente normée par rapport à l'épaisseur maximale obtenue sous contrainte nulle. Par exemple, sur la loi de comportement 'pre-stimulation' et sous 10 MPa, le taux de fermeture est de 60% donc l'épaisseur hydraulique est 40% de l'épaisseur maximale, qui serait atteinte sous 0 MPa.

3.2.4 - Conditions aux limites hydrauliques

Dans notre modèle on suppose que toutes les faces verticales ont une charge hydraulique nulle ainsi que la face supérieure, la face horizontale inférieure étant à flux nul. Les puits sont des limites internes au modèle le long duquel sont appliqués les scénarios de consignes, traduisant les tests « in situ ». Le puits d'injection est (RH12), celui de production est (RH15). On a des fuites vers les bords du modèle, et vers le haut du modèle, représentées « in situ » par le flux collecté au forage (RH11). Ainsi pour évaluer globalement le comportement hydraulique du modèle, un certain nombre d'essais de simulations sont effectués, avec des ordres de grandeur tels que plus de 70 % du fluide injecté soient récupérés au puits de production, tandis que le reste de l'écoulement se divise vers les limites. Les logs de débitmétrie sont utilisés pour caler le rôle individuel des fractures : les débits partiels en injection ou production sont de 5% à 20 % du débit global mis en jeu.

Le scénario pour le puits d'injection est une succession de paliers à débit hydraulique constant. Ce découpage est obtenu en suivant la courbe de l'injection du test de circulation de long durée, donné en Figure 3.13 et en imposant, à ces différents niveaux que la charge hydraulique à chaque disque du modèle recoupant le segment « puits d'injection » soit égale et que la somme des débits locaux soit égale au flux constant injecté. Le résultat est analogue à une débitmétrie. Les flux locaux résultent du calcul et ne sont pas imposés a priori. Le puits de production (RH15) est le lieu d'une condition à la limite de drainage, avec un niveau de charge hydraulique imposée, fixé à 0 m. Le scénario utilisé comprend 15 étapes. Pour chaque nouvelle étape hydraulique, le code utilise un pas de temps de calcul variable, qui vaut quelques secondes au début d'un palier et jusqu'à quelques heures en fin de palier.

3.2.5 - Principales différences entre le modèle actuel et celui de Kolditz et Clauser (1998)

Les principales différences entre notre modèle et le modèle de comparaison, le seul sur ce site réalisé jusqu'à maintenant sont les suivantes :

- cadre mécanique qui fait évoluer la perméabilité en fonction de la contrainte normale effective,
- prise en compte de différentes orientations de familles de fractures, la distribution des écoulements évolue donc avec le niveau de pression d'injection, car des fractures d'orientation distinctes réagissent différemment,
- prise en compte de l'état non-stationnaire de la simulation, en opposition avec un calcul basé sur un état stationnaire correspondant à une injection à débit constant de 14 kg/s,
- prise en compte de l'influence de la variation de la température du flux injecté pendant les 3 années.

3.2.6 - Mise en œuvre du modèle et résultats obtenus

3.2.6.1 - Prise en compte des tests préalables de fracturation et stimulation du réservoir

Un des objectifs principaux de notre simulation, après la mise à jour du code Fracas, était de mettre en place un modèle capable de reproduire les données expérimentales (température, pression et débit) mesurées dans la phase 2B-2C lors de la circulation à long terme. Nous avons donc divisé en 15 phases d'injection, les trois années du test de circulation entre le puits RH12/RH15 à partir de la date du 7 août 1985, en vue de reproduire le schéma qui a été effectué sur le site de Rosemanowes.

Ce découpage montre que la durée des phases est très variable. Les plus courtes dans notre représentation ont duré seulement 3 semaines. Dans FRACAS nous avons fixé le débit, la température et la durée de chaque phase d'injection. Nous avons donc repris le débit et la température d'injection durant ces 3 années (Figure 3.8 et Figure 3.9) pour la reproduction de ce schéma. Nous présenterons par la suite les résultats du modèle calés avec le couplage THM, avec et sans contrainte thermique. Pour caler au mieux ces résultats les seuls paramètres accessibles sont les épaisseurs, c'est-à-dire les perméabilités des fractures et la loi d'écoulement, et éventuellement le taux de surface d'échange à la paroi des fractures, qui peut être inférieur à 1 si l'on fait l'hypothèse que l'écoulement est chenalisé.

3.2.6.2 - Simulation avec prise en compte du couplage thermo-hydro-mécanique

Nous présentons en Figures 3.12, 3.13 et 3.14 les résultats qui nous ont paru les meilleurs obtenus après calage. La procédure est empirique et nous avons procédé par essais/erreurs en testant une gamme de valeurs possibles pour chaque paramètre. Le résultat n'est donc qu'un compromis permettant d'approcher le comportement des trois variables clés pour la validation de notre modèle, mais aussi d'interpréter les différents phénomènes physiques qui se produisent dans le réservoir. Ces trois contrôles se font donc sur les courbes de pression d'injection, débit de production et température de production.

Nous comparons tout d'abord sur les Figures 3.12 et 3.13 les profils mesurés de pression d'injection en RH12 et de débit de production en RH15 avec ceux obtenus par la modélisation. Les deux courbes en rouge et vert de la Figure 3.12 sont assez similaires. Cependant nous constatons que la réponse en pression du modèle en régime transitoire à chaque saut de débit est beaucoup trop rapide. La déformation des fractures ne permet d'accommoder qu'une faible part du volume injecté, et une nouvelle situation quasi-stationnaire est atteinte beaucoup plus rapidement que dans le cas « in situ ». C'est le rôle capacitif des nombreuses petites fissures qui n'est pas pris en compte. Dans la Figure 3.13 nous avons représenté le débit imposé à chaque phase (courbe en rose), le débit de production à RH15

mesuré sur le terrain (courbe en rouge) et celui obtenu à partir du modèle à 11 plaques (courbe en vert). On remarque qu'on peut donc simuler numériquement à chaque phase une restitution variable autour de 60 % du débit injecté, ce qui était un des objectifs de cet essai de couplage hydro-mécanique. D'après notre modèle, environ 10 % du flux s'échappe par sa limite supérieure, ce qui est en accord avec les flux captés par le puits RH11, situé parallèlement 300 m au-dessus de RH12 dans les essais antérieurs de la phase A, et 30 % sont perdus par la face verticale limite sud du modèle, essentiellement par la fracture A4 du modèle.

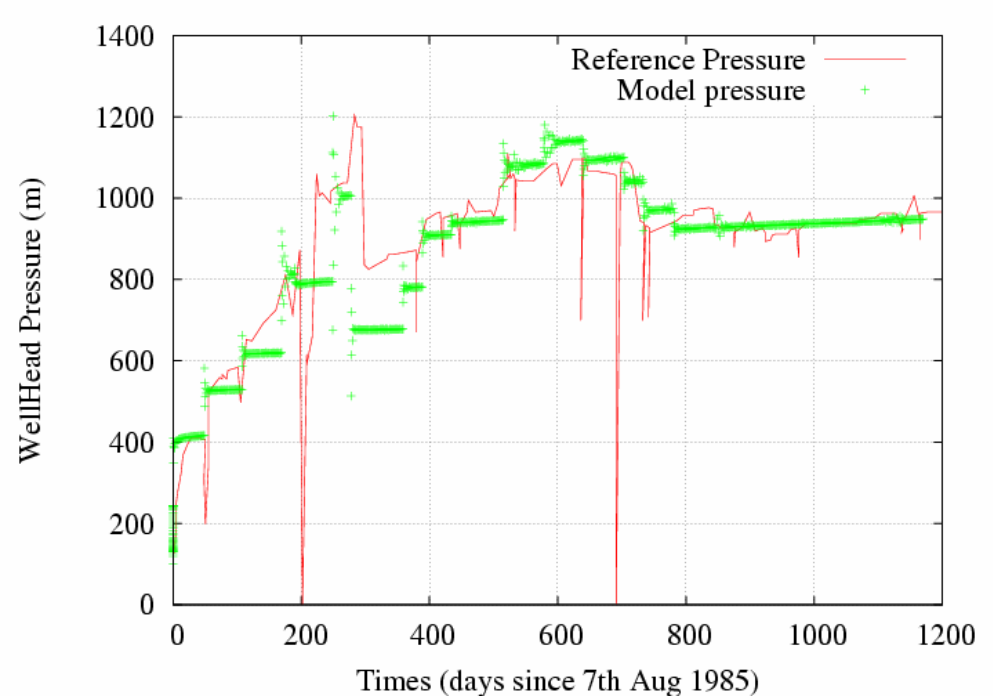


Figure 3.13 : Pression d'injection calculée au puits selon le modèle (vert), données de terrain (rouge) et résultats obtenus en ne tenant pas compte du couplage thermo-élastique (100 m = 1MPa)

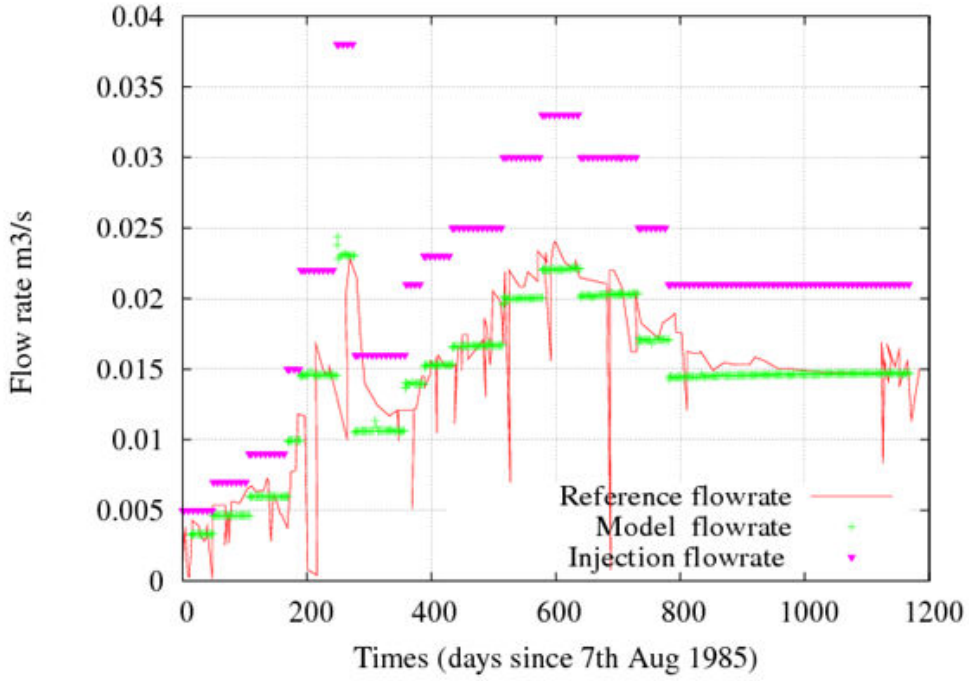


Figure 3.14 : Débit de production calculé par le modèle (vert), débit d'injection imposé (rose) et les données de terrain (rouge) au puits de production RH15

Nous avons reproduit ensuite dans la Figure 3.14 la température d'injection dans le puits RH12 et la température de production mesurée et simulée au puits de production RH15 pendant la durée de 3 ans. On remarque que le système hydraulique simplifié par des plaques permet de reproduire la même tendance globale, c'est-à-dire 25°C de chute de température en 3 ans au puits de production ainsi que des variations plus rapides, liées aux perturbations du débit d'injection et de la température d'injection. La phase initiale est mal reproduite, car notre modèle ne prend pas en compte l'état préalablement partiellement refroidi du bloc autour de la zone de production stimulée de RH15. Cet effet se voit beaucoup mieux dans la Figure 3.16. Passé un délai de quelques mois, la percée thermique s'amorce et, entre 175 et 250 jours, on simule une diminution de 4°C. L'écart que l'on observe ensuite entre la période de 250 à 280 jours est un contrecoup de la chute du débit d'injection entre les phases 6 et 7. Pendant la phase 6, un débit massif de fluide de plus de 35 l/s était imposé avec une température de 33°C pour une durée de 30 jours, puis ce dernier est brusquement réduit à 16 l/s avec la même température. Notre modèle prévoit alors un rebond de la température de production de 1°C environ, comme un ré-équilibrage par un apport conductif par rapport au prélèvement convectif élevé de l'étape précédente. La pente de la courbe de température faiblit sur la dernière période de 400 jours en réponse à la stabilisation du débit circulé à la valeur de 15 l/s, inférieure au débit moyen produit pendant les 300 jours précédents, plus proche de 17.5 l/s.

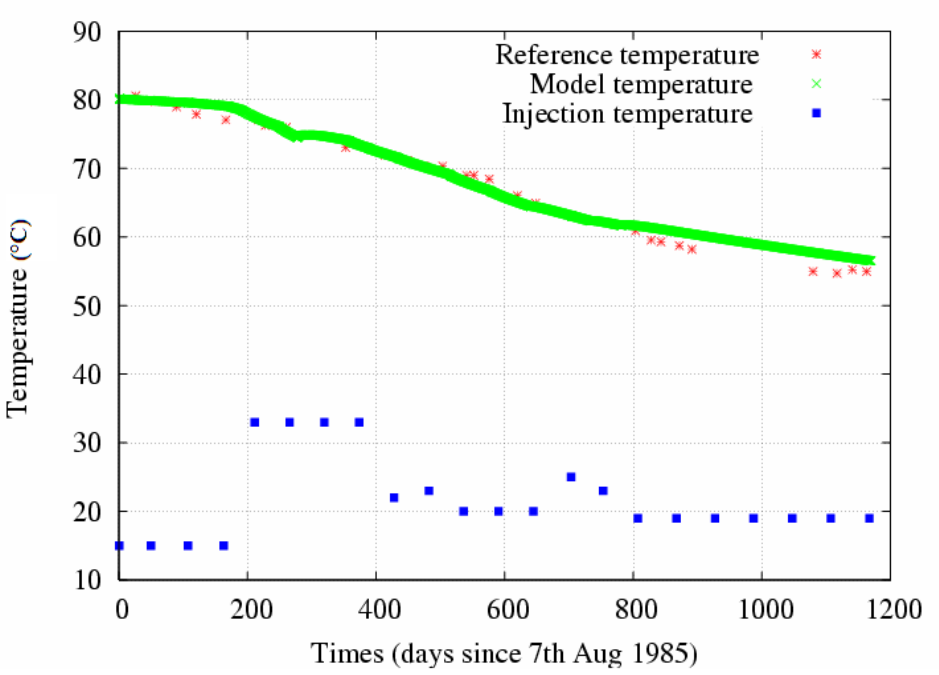


Figure 3.15 : Température de production du modèle (vert), température d'injection (en bleu) et données de terrain (rouge) pour les 3 années de circulation

3.2.6.3 - Simulation du modèle sans la contrainte thermique

Pour mettre en évidence l'influence de la température lors de cette phase de circulation de longue durée dans un réservoir, nous avons repris le modèle calibré en omettant cette fois-ci l'effet de la contrainte thermique dans le couplage hydro-mécanique. Dans le code FRACAS la contrainte thermique est calculée par l'équation décrite au chapitre 2, qui fait intervenir le coefficient K_r compris en 0 et 1. La contrainte thermique est définie comme étant le résultat de la variation de température dans le réservoir. Dans le cas de ce modèle déterministe à 11 fractures, on impose que l'écoulement du fluide froid s'effectue à travers peu de fractures, donc nous avons un refroidissement rapide de la roche à la paroi, et ensuite un transfert par diffusion de roche en roche. Les fractures étant parallèles et peu distantes, elles interfèrent thermiquement entre elles. La question qui est abordée ici est de savoir quel est l'impact de ce couplage TM sur la calibration du modèle. Pour évaluer ce fait, nous avons laissé le code tourner sans autoriser la contrainte thermique calculée à intervenir dans le calcul de la propriété hydraulique en fonction du bilan des contraintes normales.

Le résultat obtenu est celui de la courbe bleue dans les Figures 3.15 et 3.16, qui se comparent aux Figures 3.12 et 3.14. En l'absence du couplage T-M (Thermique-Mécanique), on observe une augmentation de la pression d'injection (de 0 à 1 MPa) au puits d'injection RH12 (Figure 3.15) de plus

en plus visible au cours du temps. La distribution des débits au puits RH15 est modifiée. Par contre le débit global produit et la température de production restent quasi-inchangés. Pour le profil de température nous observons cependant un léger décalage entre les deux profils de température de l'ordre de + 1°C (Figure 3.16), également en augmentation avec le temps. Un décalage qui n'est pas très significatif en 3 ans, mais qui pourrait être important au fil du temps. La raison de cette différence vient de ce que la perméabilité des fractures est d'un côté pénalisée par la baisse de température qui rend le fluide plus visqueux et d'un autre favorisée (ou pas si l'on désactive le couplage TM) par l'accroissement d'ouverture dû à la traction thermique, via la loi de fermeture de la Figure 3.11. Lorsque le couplage est activé, la répartition des flux est différente et tend à favoriser le chemin qui se refroidit le plus vite. C'est ce que nous pourrons voir dans le paragraphe de discussion suivant.

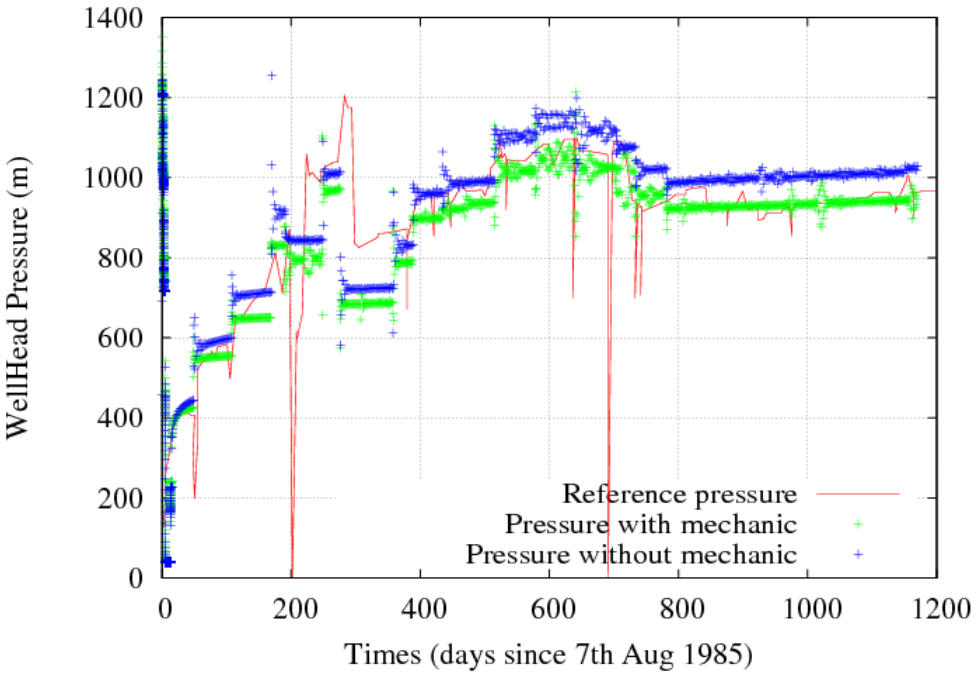


Figure 3.16 : Pression de production du modèle, avec le couplage mécanique (vert) et sans le couplage mécanique (bleu) et données de terrain (rouge) (100 m = 1 MPa)

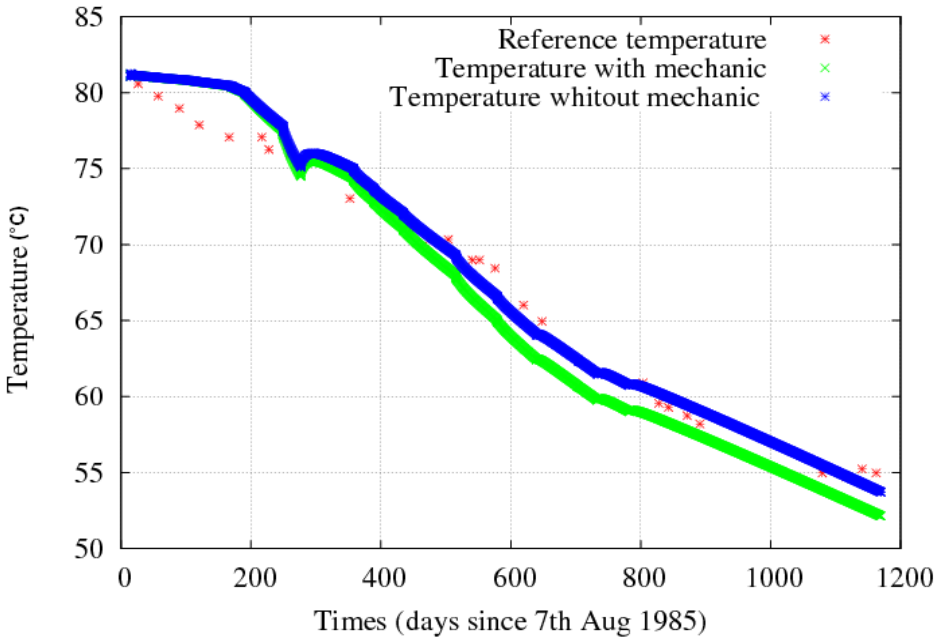


Figure 3.17 : Température de production du modèle, avec le couplage mécanique (vert) et sans le couplage mécanique (bleu) et données de terrain (rouge)

3.2.7 - Discussion sur le modèle simplifié de factures parallèles

3.2.7.1 - Identification des chemins d'écoulements préférentiels dans les 11 plaques

Dans les Figures 3.19 et 3.20, nous avons représenté respectivement les débits et les températures de production simulés dans les 6 fractures majeures situées entre 2350 et 2480 m. Ces représentations correspondent au cas où le couplage thermomécanique est activé. La majeure partie du fluide injecté, environ 70 % ou 15 l/s, aboutit au puits RH15, par les 6 fractures de production. Au régime stabilisé final, 41 % de fluide injecté empruntent deux chemins d'écoulements de type A (appartenant à la famille N165), dont 18 % sont produits par la fracture A4 (courbe en vert) et 16 % par la fracture A3 (courbe en rouge) dans la Figure 3.19. Le reste de la production est obtenu via des fractures de la famille orientée N250 (B1, B2, B3), soit au régime stabilisé final, 29 % du débit injecté ou 40 % du débit produit. Le chemin d'écoulement B1 (courbe en rose) est le troisième chemin d'écoulement important, et à lui seul représente 12 % du fluide transitant dans les six fractures de production.

Du côté de l'injection RH12, la fracture C1 qui recoupe ce puits et la fracture C2 parallèle à C1, mais à l'intérieur du bloc, qui appartiennent à la famille N135, permettent d'atténuer la montée rapide de la pression d'injection car leur conductivité hydraulique devient grande dès que la contrainte normale effective s'approche de 0 et s'annule. Les fractures N165 du modèle initial de Kolditz et Clauser

(1998) ne peuvent pas simuler ce comportement, car elles supportent de par leur orientation, une contrainte normale de l'ordre de 38 MPa. Ces deux structures (C1 et C2) sont les principaux conducteurs des fluides d'injection près du puits RH12, C1 absorbant au régime final environ 61 % du débit injecté.

Il faut remarquer qu'une partie importante du travail empirique de calibration a consisté à trouver la taille de cette fracture principale C1 et son épaisseur initiale, pour respecter à la fois l'impédance initiale de 0.8 MPa/L/s du massif, visible pendant les premiers paliers en rapportant la pression au débit et permettant d'obtenir l'impédance finale de 0.4 MPa/L/s, avec la contrainte d'obtenir une valeur de l'ordre de 0.3 MPa/L/s pendant la phase intermédiaire à plus fort débit. A ce régime, nos calculs simulent que C1 absorbe et redistribue 75 % du flux injecté. La Figure 3.17 donne le rôle relatif de C1 dans le comportement hydro-thermo-mécanique global, vu du puits d'injection RH12. Deux situations comparables, les étapes 8 et 15, avec 21 l/s d'injection donnent deux valeurs distinctes d'impédance, qui ne peuvent s'expliquer ici que par l'effet additionnel relatif à l'évolution thermique du système.

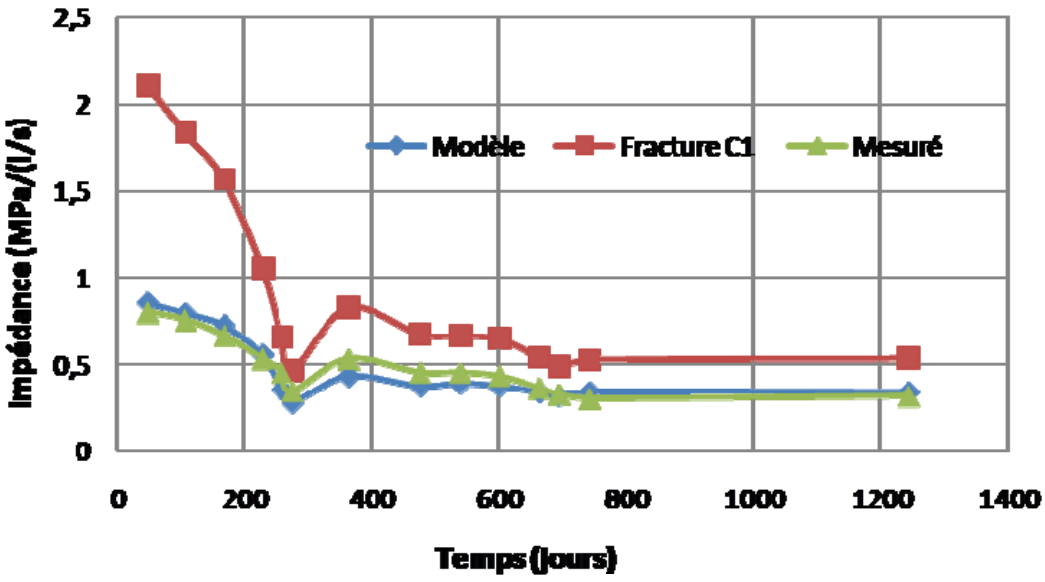


Figure 3.18 : Evolution de l'impédance hydraulique du doublet RH12/RH15 au cours du temps et rôle de la fracture C1 dans notre modèle

3.2.7.2 - Taille de l'échangeur de Chaleur

En regardant l'évolution de la température du fluide dans chaque fracture (Figure 3.20), on remarque que les fractures A4 (courbe en vert), A3 (courbe en rouge) et B1 (courbe en rose) respectivement se refroidissent plus rapidement que les autres. Dans ce même graphe on voit aussi que la facture B1 qui n'absorbe que 12 % de débit de production se refroidit plus rapidement que les fractures A4 et A3 qui elles absorbent plus de débit soit 18 % et 16 % du fluide injecté. On peut donc dire que la contribution de l'échangeur de chaleur de la fracture B1 est beaucoup plus petite comparée aux autres échangeurs des fractures A. Cela vient du fait que la fracture B1, moins perméable car moins bien orientée, ne participe utilement que le long de son intersection avec les fractures conductrices de type A. Ce phénomène est illustré par la vue 3D, de la Figure 3.18. Ce processus peut être la cause de phénomène de « court-circuit » invoqué pour expliquer le rapide refroidissement lors de la circulation de long terme. On peut aussi en déduire que le fait d'avoir une fracture qui produit plus de fluide de production n'est pas synonyme de « court-circuit », c'est-à-dire que même si des fractures comme A4 et A3 sont des chemins d'écoulement préférentiels, il se peut qu'il existe aussi des chemins d'écoulement transportant moins de fluide mais qui ont aussi un échangeur de chaleur petit et donc un pouvoir de « refroidissement » élevé, comme B1 par exemple.

Cette idée de court-circuit va dans le même sens que l'étude de test de traçage réalisé par Richards et al. (1990). Dans cette étude un programme d'essai de traceur inerte a été effectué, afin de caractériser la distribution d'écoulement dans la région qui se trouve entre le puits d'injection RH12 et le puits de production RH15, et donc pour identifier le chemin d'écoulement ou les chemins les plus susceptibles d'être associés avec le court-circuit. Le réservoir a été considéré comme constitué de six fractures principales possibles, dont deux chemins d'entrée interceptant le puits d'injection et trois autres chemins de sortie interceptant le puits de production. Une fracture produisant 60 % de fluide injecté et qui avait le temps de résidence le plus court a été identifiée comme responsable de la chute de la température. Dans cette étude, Richards et al. (1990) précisent qu'il a également été trouvé que cette fracture était en corrélation avec une structure géologique identifiée à partir des événements micro-sismiques créés lors de précédents tests hydrauliques, avant la mise en circulation de longue durée du réservoir RH12/RH15.

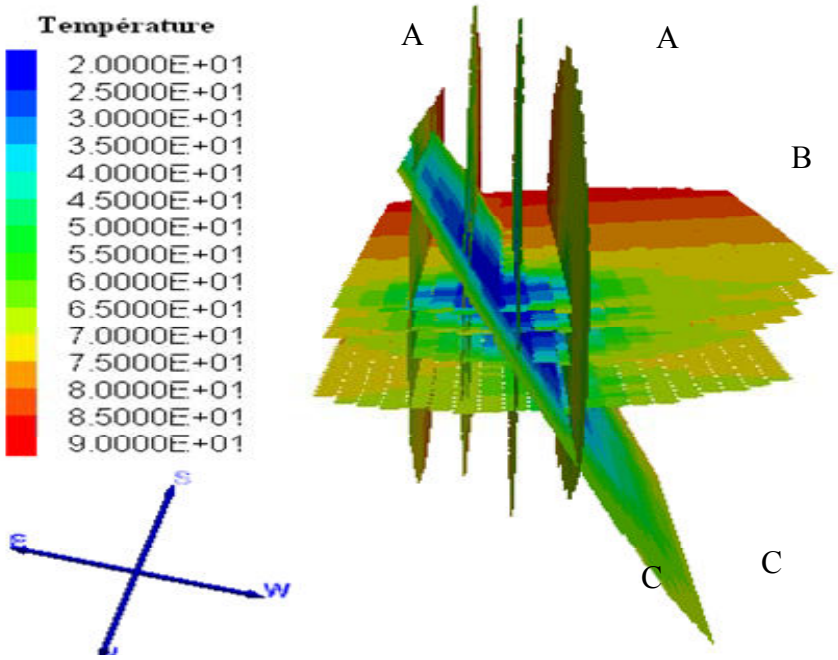


Figure 3.19 : Température de production du modèle 3D au cours de 3 années de test de circulation, les fractures B sont orientées du Sud vers le Nord et les fractures A de l'Est vert l'Ouest

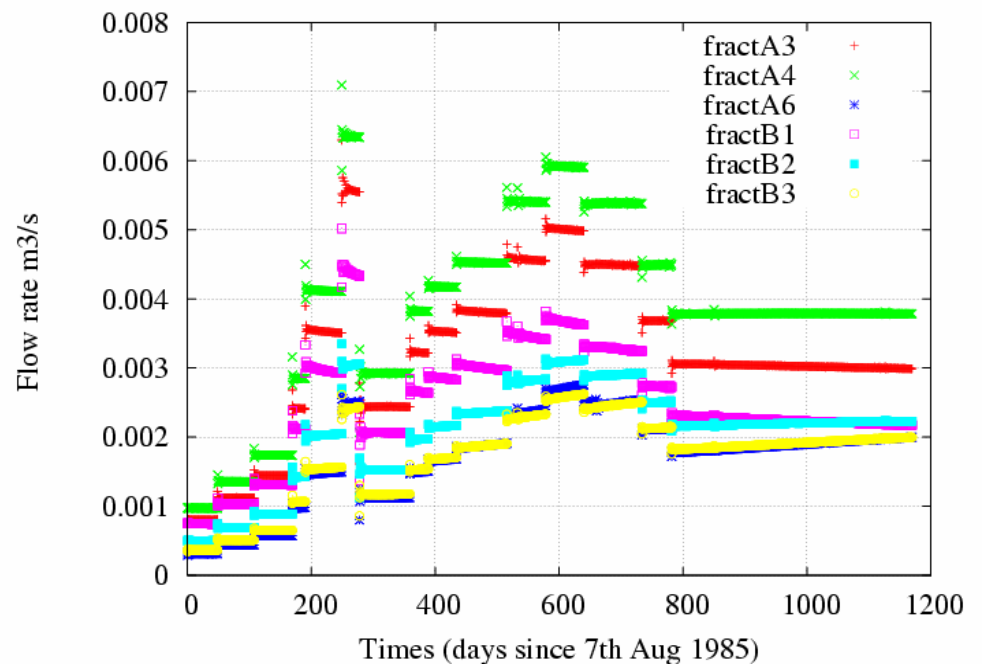


Figure 3.20 : Débit de fluide desservant à travers les 6 fractures majeures de production

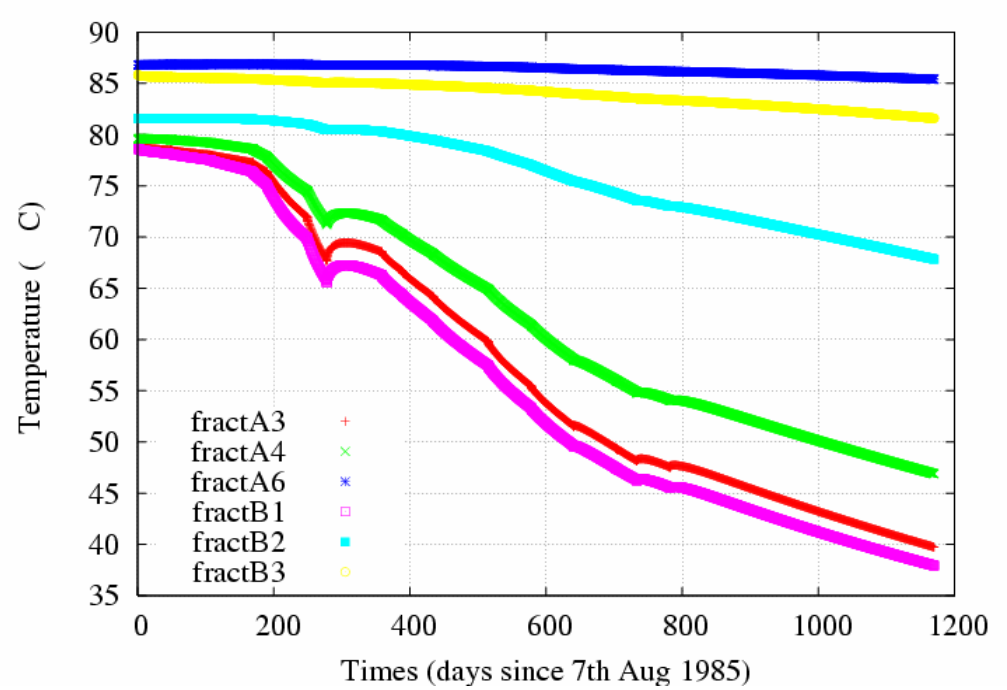


Figure 3.21 : Température de production dans les 6 fractures de production

3.2.7.3 - Evolution de la contrainte thermique aux cours du temps, le long des plans de refroidissement

Pour illustrer l'évolution de la contrainte thermique due au refroidissement de la roche, nous avons accès à toutes les variables calculées le long des surfaces à chaque pas de temps de calcul. Nous avons illustré les calculs, plus particulièrement à partir de la fracture qui contribue le plus à l'injection, en occurrence la fracture C1 (Figure 3.21). Nous avons divisé ensuite les 3 années de test de circulation en 4 phases de 300 jours pour dessiner des cartes de cette contrainte thermique au cours du temps. Ces quatre dates correspondent respectivement à la fin des séquences d'injections à paliers de débits croissants (6 premières phases), à la date où le réservoir est circulé (phase 12) avec le meilleur niveau de production établi, à la date où le réservoir fonctionne avec le meilleur taux de restitution (début phase 15), régime choisi comme mode d'exploitation à long terme jusqu'à la date finale.

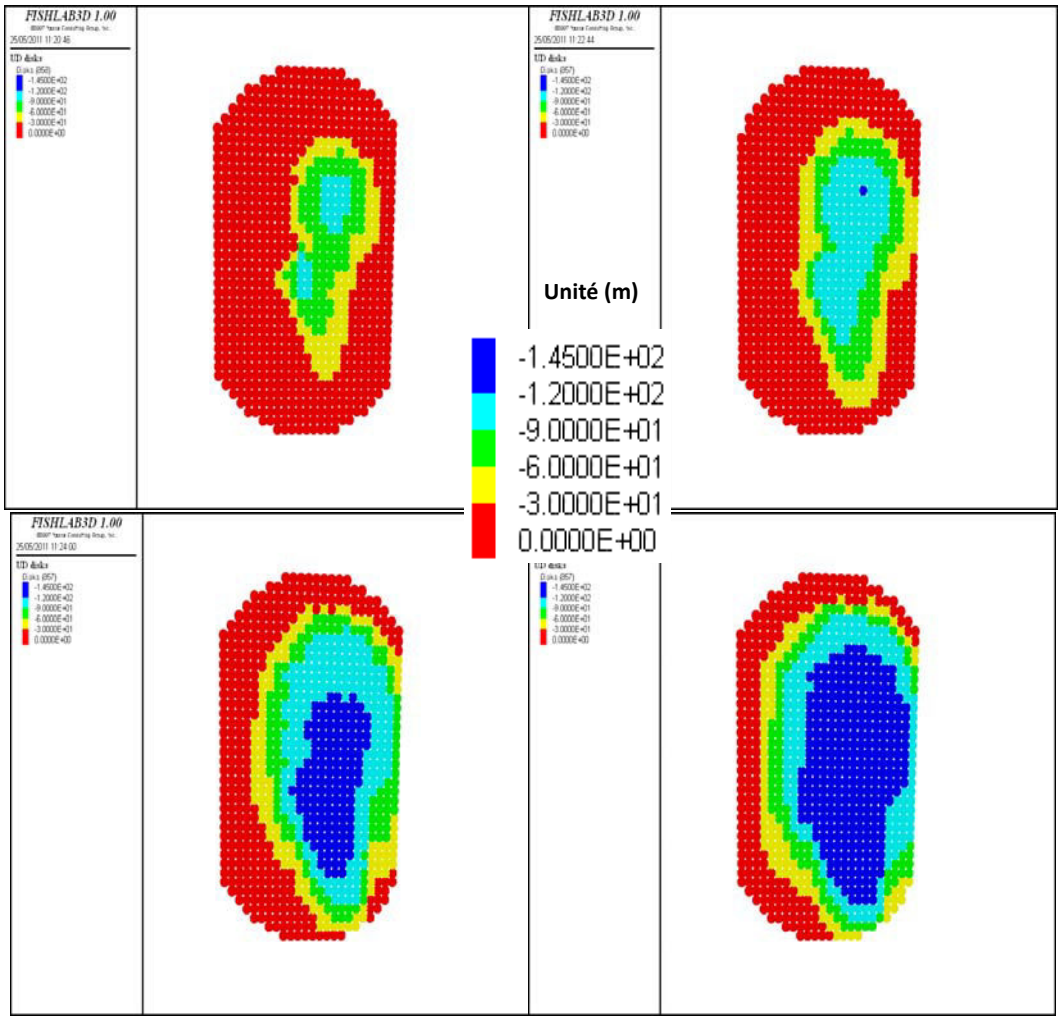


Figure 3.22 : Evolution de la contrainte thermique, au cours des 3 années de test de circulation divisées en 4 périodes de durée de 300 jours, sur la fracture d'injection C1 (N135) en partant du gauche vers la droite et du haut vers le bas. Le maximum de contrainte de traction induite est de l'ordre de 1.5 MPa, sur plus de 150 m de hauteur dans le réservoir.

On remarque que la contrainte thermique s'accentue au fil du temps et devient importante dans la zone d'injection. Dans la première image de la Figure 3.21,on remarque deux petites zones où la contrainte atteint 1.2 MPa en moins d'un an, qui sont éloignées de quelques dizaines de mètres et qui vont se rejoindre au bout de 600 jours (deuxième image de la Figure 3.21). Ceci s'explique par la présence d'une autre fracture d'injection, la fracture A2 qui est orientée N165 et qui coupe la fracture C1 (Figure 3.18). Au bout de 1200 jours la contrainte thermique dépasse 1.4 MPa (Figure 3.21). Dans cet exemple on voit que la fracture C1 se dilate au cours du temps, renforçant ainsi son rôle relatif dans l'abaissement de l'impédance hydraulique au puits d'injection au cours du temps, comme illustré pa la Figure 3.17, relative à l'impédance globale du système fracturé.

En comparant l'évolution de la contrainte thermique dans les deux principales fractures de production A3 et A4 (Figure 3.22 et Figure 3.23), on voit que le refroidissement progresse à partir des intersections avec les autres fractures « amont » et que la superficie du panache perturbé et refroidi est plus importante sur la fracture A4 que sur la fracture A3, bien qu'elle soit plus éloignée à l'Est de RH12. Ceci est normal compte tenu des débits produits par chacune d'entre elles (Figure 3.19). La forme du panache de la contrainte thermique de ces deux fractures est aussi différente. On remarque que le panache de la contrainte thermique est déformé plus vers le bas et vers la gauche pour la fracture A4 et vers le bas pour la fracture A3, ce qui est dû à l'intersection avec d'autres fractures qui apportent leur perturbation et aussi avec l'effet de fuite par la limite sud, via A4.

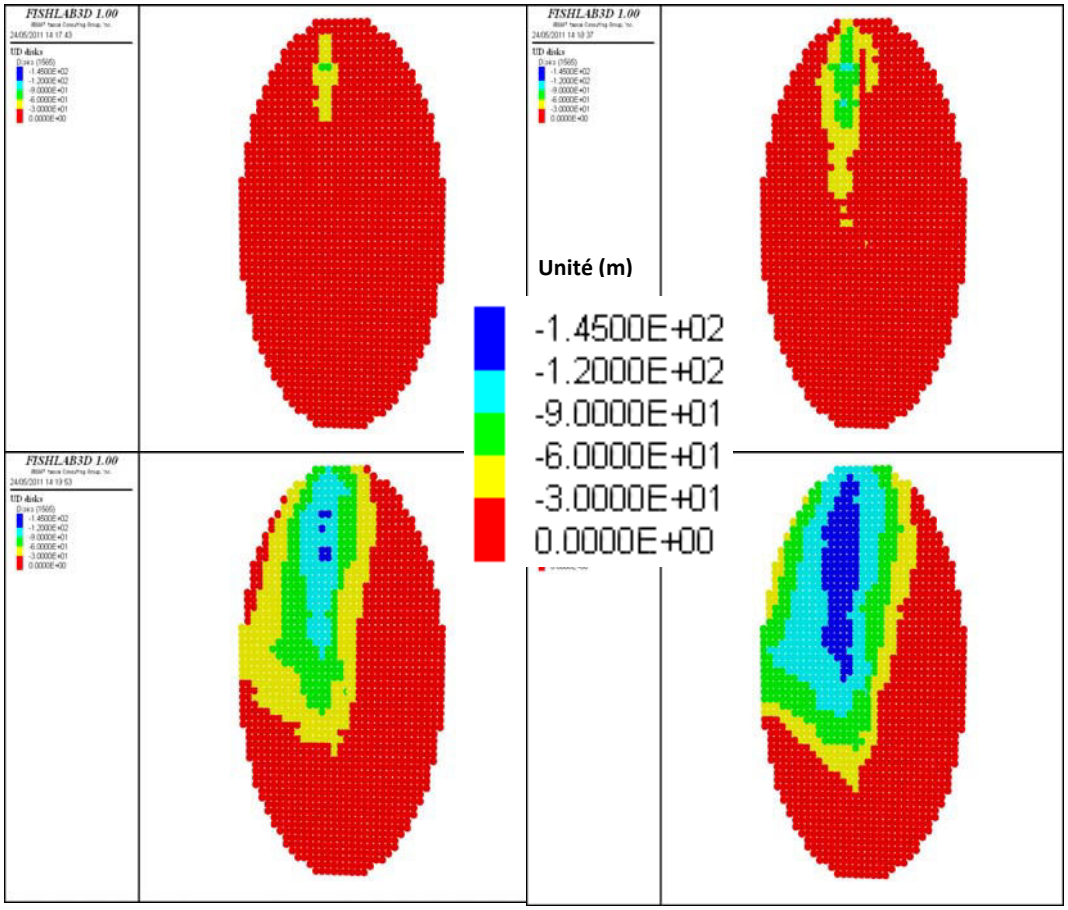


Figure 3.23 : Evolution de la contrainte thermique, au cours des 3 années de tests de circulation divisées en 4 périodes de durée de 300 jours, sur la fracture de production A4 (N165), en partant du gauche vers la droite et du haut vers le bas

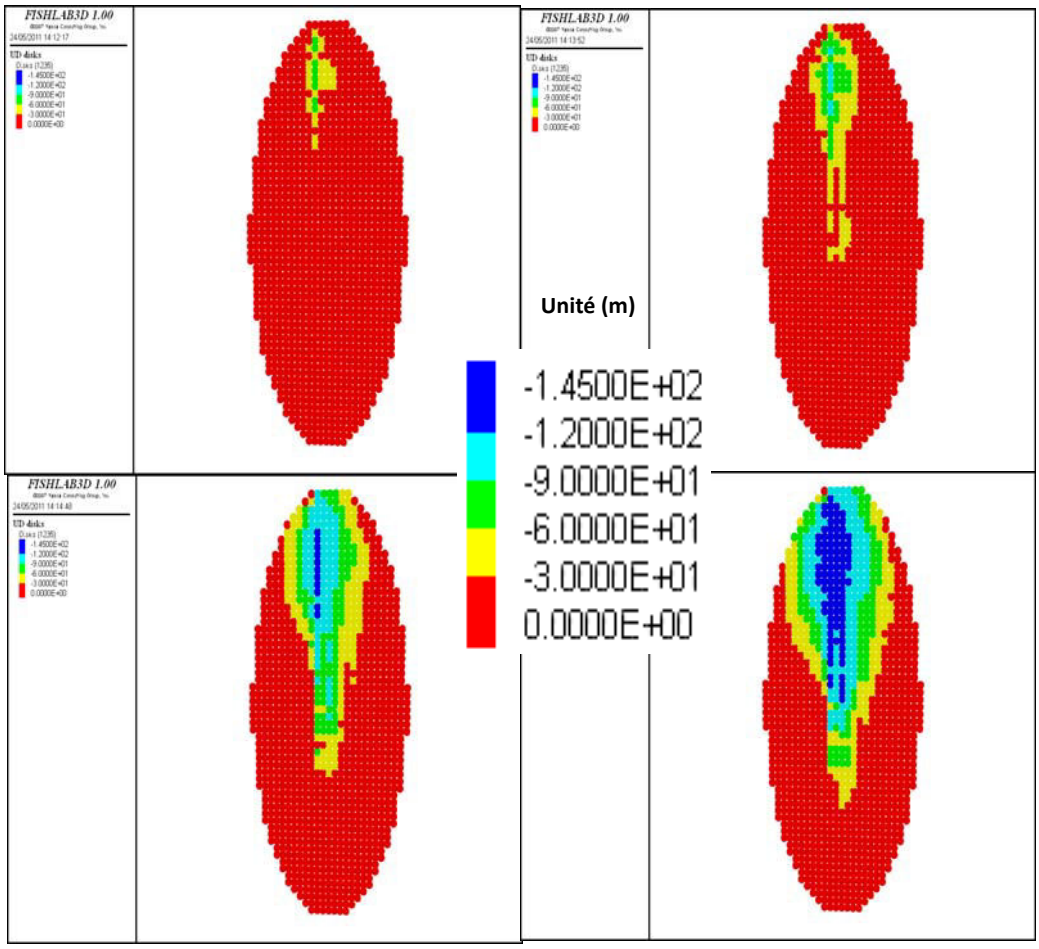


Figure 3.24 : Evolution de la contrainte thermique, au cours des 3 années de tests de circulation divisées en 4 périodes de durée de 300 jours, sur la fracture de production A3 (N165), en partant du gauche vers la droite et du haut vers le bas

3.2.7.4 - Retour sur le rôle du coefficient Kr et sur l'évaluation de la surface utile de l'échangeur thermique

Pour étudier davantage l'importance de la contrainte thermique, nous avons comparé l'évolution de la contrainte de la fracture d'injection C1 (Figure 3.21) et la fracture de production A4 (Figure 3.22), qui est celle qui produit le plus de fluide. On remarque que le panache de la contrainte thermique est beaucoup plus important sur la fracture C1 et n'a pas progressé beaucoup vers la sortie du système. Ceci nous permet donc de déduire que la contrainte thermique est beaucoup plus importante aux alentours des chemins d'écoulement proches de la zone d'injection, même au bout des premiers six mois. Cet effet deviendra bien sûr de plus en plus important aussitôt qu'on injectera du fluide froid plus longtemps et gagnera plus de surface au fil du temps, comme on peut voir sur les Figures 3.21, 3.22 et 3.23. Le calage empirique du coefficient Kr est rendu difficile par le fait que les impacts doivent être envisagés dès les premières phases de l'histoire de la circulation fluide alors même que les effets ne sont pas très visibles et pourraient être imputés à d'autres facteurs. En prenant une valeur de

Kr = 0.25, on préserve la faible variation d'impédance observée par exemple à un régime voisin de 20 l/s, à la date 1 an et à la date 3 ans. Pour un Kr plus élevé, par exemple Kr = 0.5, notre modèle favorise l'ouverture des fractures et en conséquence la baisse de la pression d'injection, ce qui est une tendance observée, mais plutôt modérée. Si on néglige l'effet en prenant Kr=0, alors l'effet de perte de charge, augmenté par la viscosité croissante, l'emporte dans notre modèle et fait augmenter l'impédance, ce qui n'est pas le cas. Donc la fourchette réaliste est celle qui équilibre les deux processus, avec des impacts de chaque effet de l'ordre de 1 à 2 MPa au bout de trois ans, et l'on simule cette gamme d'effets avec une valeur de Kr de 0.25. L'impact des effets thermiques, via Kr sur la contrainte normale effective et donc sur les paramètres physiques du réservoir comme l'ouverture des fractures et de l'augmentation de la perméabilité des fractures, est bien mis en évidence.

La surface d'échange thermique utile de ce réservoir ainsi développé est donc loin de valoir la surface géométrique des 11 éléments qui le composent, qui est de l'ordre de 2 km^2. Elle est plutôt à l'échelle des fractures qui portent les « tubes » de courant principaux, c'est-à-dire des trois fractures C1, A3, et A4 dans notre modèle, dans lesquelles les zones refroidies en bleu dans les Figures 3.21, 3.22 et 3.23, représentent une petite fraction des surfaces. L'ordre de grandeur obtenu est donc de 200 000 m^2, ce qui est en accord avec les résultats des travaux de Richards et al. (1994).

Dans ce chapitre nous n'avons pas étudié le rôle de cette perturbation de contrainte normale effective sur la stabilité en cisaillement, car notre système était par construction dans un état post-stimulé, les fractures ayant été cisaillées préalablement à des pressions supérieures à ce qui a été reproduit pendant les trois années de circulation. Le cisaillement induit par l'effet combiné d'une remise en pression et du facteur thermique aurait donc progressé probablement le long des structures de type A, comme sur la Figure 3.21, sans que l'on puisse convertir les surfaces re-cisaillées en évènements sismiques équivalents, la première chute de contrainte par rapport au champ régional des contraintes n'ayant pas été calculée. Il nous est impossible aussi dans ce modèle de plaque de calculer un moment et un lieu pour la source « équivalente », puisqu'il faudrait assembler les réponses obtenues sur les cellules de calcul ayant subi un cisaillement à un temps donné, et on a constaté que ce front progressait radialement en couronne à partir d'un point.

Dans la section suivante, nous exposons un modèle plus réaliste par la géométrie, basé sur une description stochastique du milieu, dans un volume un peu plus étendu. Dans ce modèle, le calcul des cisaillements sur chaque objet « fracture » pourra être mené, pour la phase de stimulation et pour la phase de circulation, et la nature discrète du réseau pourra amener à une comparaison plus réaliste dans le temps et l'espace du processus de rupture avec les événements sismiques induits observés.

3.3 – Deuxième approche numérique : un modèle stochastique

3.3.1 – Introduction : prise en compte de tests de stimulations antérieurs

Dans cette partie du travail nous mettons en place un modèle stochastique 3D, mettant en relief d'une autre manière le couplage thermo-hydro-mécanique du réservoir de Rosemanowes (Cornwall, UK). L'objectif principal de cette partie est d'étudier comment, dans le temps, le critère de rupture est atteint et comment la sismicité est déclenchée au fur et à mesure que le fluide froid envahit le milieu fracturé, représenté par un réseau stochastique, jugé plus réaliste. Un point important est que nous voulons simuler ce processus en tenant compte de l'histoire préalable des stimulations hydrauliques vues par le massif. Donc nous allons simuler numériquement un enchaînement de deux tests hydrauliques : un premier test pour représenter la phase RT2A046 de fracturation hydraulique massive du puits RH12 (Figure 3.24) et un second test déjà présenté pour simuler les 3 années de circulation. Il s'agira de voir si des fractures déjà cisaillées lors de la première étape et pour lesquelles un saut de contrainte a déjà été simulé, peuvent l'être à nouveau dans le temps au cours de la seconde étape.

Dans ce nouveau modèle nous reprenons donc la plupart des paramètres physiques déjà présentés ainsi que les conditions et scénario introduits dans le modèle avec les plans de grande extension. La seule différence sera la géométrie, qui sera formée d'une multitude de fractures isolées en forme de disques, de taille et d'orientation variables. La calibration se fait en premier lieu sur le premier test RT2046, qui a consisté essentiellement en l'injection forcée d'un débit d'eau à 90 L/s pendant 38 heures, avec une pression dépassant 13.5 MPa, soit 3.5 MPa de plus que la contrainte mineure à la profondeur de l'injection. La Figure 3.24 résume ce test et la Figure 3.35 donne la localisation dans l'espace des microséismes enregistrés pendant ces 38 heures de test RT2A046. Pour des questions d'oscillations numériques dans certains réseaux aléatoires, nous avons préféré faire des simulations en imposant la pression et la température d'injection, au lieu du débit et de la température, comme ça été fait précédemment.

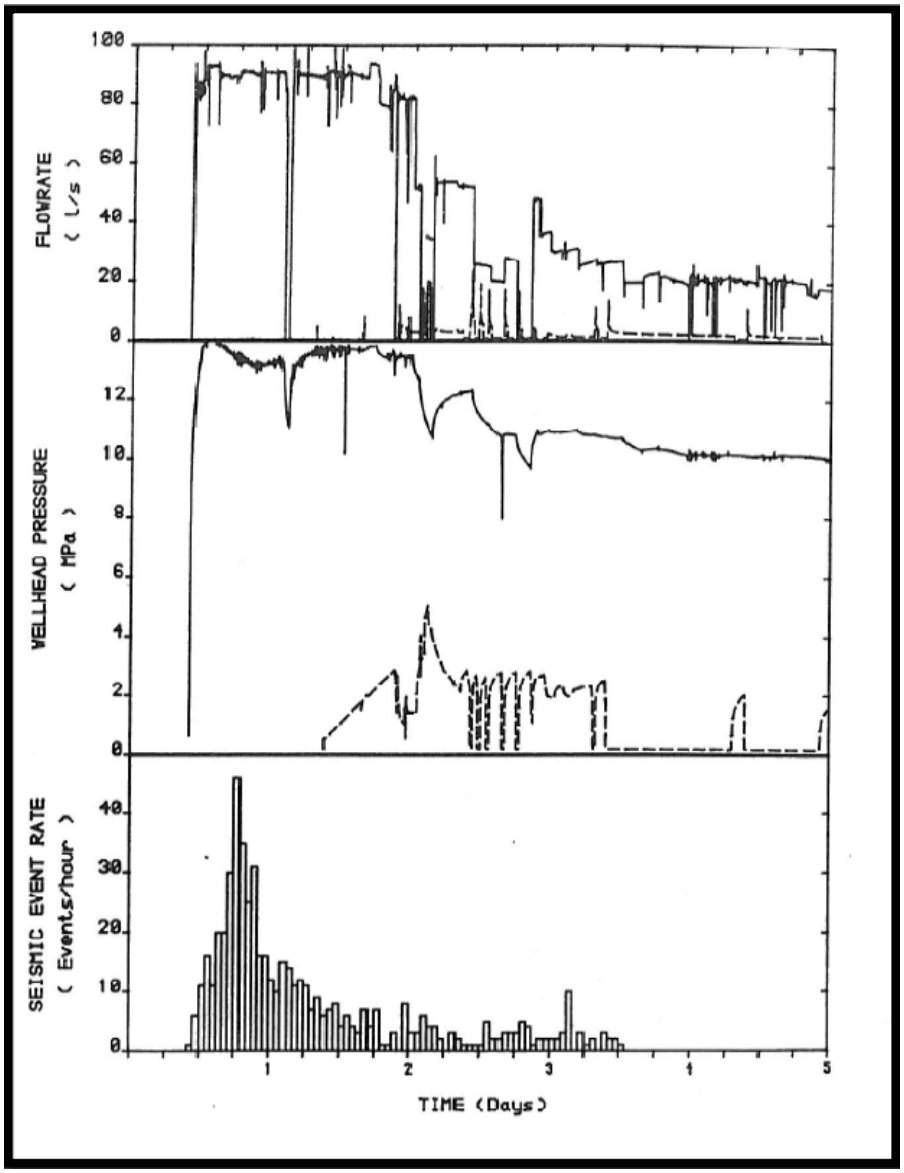


Figure 3.25 : Débit, pression en tête de puits et nombre d'évènements sismiques enregistrés lors de l'essai de fracturation massive RT2A046 de Novembre 1982 sur le puits RH12, d'après Parker (1989). On constate qu'en général le puits RH15 est maintenu ouvert et qu'il ne produit que très faiblement. Eventuellement fermé, la pression mesurée en tête y atteint rapidement 2 MPa

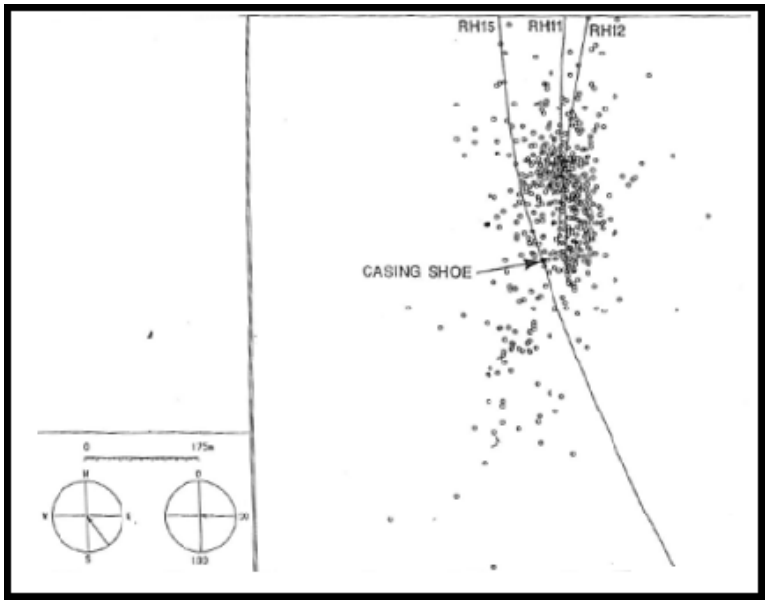


Figure 3.26 : Localisation des micro-séismes induits pendant les premières 38 h du test RT2A046 (vue dans la direction Nord 150), d'après Parker (1989)

3.3.2 - Géométrie et paramétrisation du modèle stochastique

Pour mettre en place ce modèle 3D, nous avons essayé de prendre en compte le maximum d'informations qui ont pu être recueillies sur le site de Rosemanowes et qui sont décrites dans le début du chapitre 3. Dans le code FRACAS, il est possible de décrire des zones qui peuvent être adjacentes ou superposées, chacune étant renseignée pas son propre jeu de paramètres. Cette propriété sera utilisée pour densifier la zone centrale du bloc, précisément la zone qui a été fracturée plus tard à partir du puits RH15, ayant provoqué l'apparition du « court-circuit » (opération RT2B022 du 4 juillet 1985, ayant consisté en l'injection de 5500 m^3 de gel de viscosité 50cp).

La famille principale d'orientation moyenne N130 est divisée en trois sous familles de même densité, représentant un secteur angulaire d'environ 30°, dont l'un (famille 3 dans le Tableau 3.6) est formé de fractures alignées avec la direction de la contrainte horizontale principale majeure, fixée à Nord 128 (cf Figure 3.26). La quatrième famille représente les fractures d'orientation quasi-perpendiculaire à cette contrainte majeure. Les densités sont données dans le Tableau 3.6, et les fractures sont générées dans un volume de 600 m de côté et 1800 m de hauteur. Il existe une famille supplémentaire dont l'orientation est parfaitement aléatoire, et qui correspond à l'ensemble des fractures n'appartenant pas aux deux familles principales.

La zone de court-circuit est obtenue en superposant au centre du puits RH15, un bloc vertical de 25 m de côté et 100 m de hauteur, dans lequel un faible nombre de fractures de direction également N128

est créé, comme résultat de la seconde opération de fracturation hydraulique RT2B022. Les rayons des différentes familles suivent tous la même loi de distribution de type puissance avec, comme valeur minimum 15 m et comme exposant la valeur 3. Le choix de cette loi de distribution combiné avec celui des densités permet de reproduire les densités linéiques de fractures de rôle hydraulique significatif connu d'après les débitmétries. Les éléments de grande taille sont ensuite subdivisés récursivement, comme on peut le voir sur le réseau de la Figure 3.26 : ils apparaissent par des ensembles d'une même couleur qui sont relatifs à un même « grand » disque redécoupé en plus petits disques connectés.

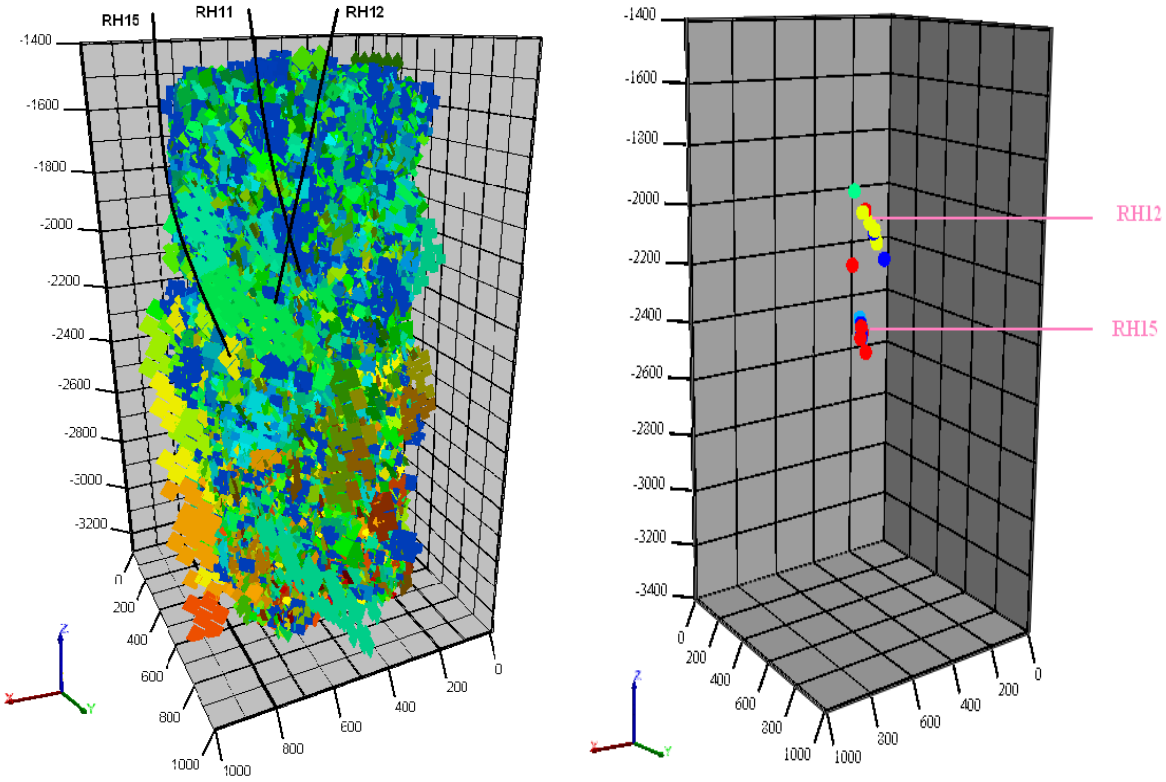


Figure 3.27 : Exemple de modèle stochastique, la couleur étant seulement indicatrice du numéro d'ordre du disque dans le réseau. Les disques, d'entrée et de sortie du modèle, donnés à droite, correspondent au réseau utilisé pour les figures calibrées dans la suite du mémoire

Groupes	Densités des fractures (m^{-3})	Nb de disques générés	Direction moyenne (dispersion autour du pole 15°)	Moyenne des épaisseurs (µm) sous contrainte normale effective nulle
Famille 1	$12x10^{-6}$	7341	N160p80e	553
Famille 2	$12x10^{-6}$	7261	N105p80e	553
Famille 3	$12x10^{-6}$	7358	N128p90	553
Famille 4	$12x10^{-6}$	7209	N235 p70e	553
Famille 5	$30x10^{-5}$	99	N128p90	335

Tableau 3.6 : Caractéristiques des réseaux des fractures et nombre des fractures obtenues dans une réalisation particulière

Le paramètre d'épaisseur moyenne sous contrainte nulle peut être calibré par famille si le nombre et la qualité des données le permettent. Ici on procède à la calibration en tentant de simuler le test de stimulation RT2A046 de durée 5 jours décrit en Figure 3.24 et Figure 3.25. On a ajusté une valeur similaire pour les quatre familles, voisine de 550 10^{-6}m, mais l'on sait que la famille 4, beaucoup plus contrainte que les trois autres, sera beaucoup moins perméable. La loi de comportement hydraulique sous contrainte normale établie dans le cadre du modèle à grandes fractures parallèles est conservée.

Comme on peut voir dans le Tableau 3.6, la cinquième famille a une densité plus importante que les autres familles mais possède une épaisseur plus petite, de 335 10^{-6} m, car on a supposé que ces fractures simulant le résultat du test de fracturation hydraulique, étaient nouvellement créées, orientées préférentiellement suivant la contrainte majeure et l'on sait qu'en absence de soutènement elles ont tendance à se refermer. Cette famille permet de faciliter la connexion entre les différentes autres directions comme N160 ou N105, elle est dite famille à « court-circuit ». A 3.5 km les contraintes « in situ » sont σ_{hmin}= 48 MPa, σ_{Hmax}= 113 MPa, σ_v= 91 MPa (Tableau 3.7). Dans ce modèle, comme dans le modèle des plaques, on s'intéresse plutôt au doublet RH12/RH15 et le puits RH11 n'est pas explicitement introduit.

Distribution de contrainte linéaire avec la profondeur (cf §3.1.3.6)	
Gradient de la composante hor. maximum ($MPa.m^{-1}$)	0.028
Gradient de la composante hor. minimum ($MPa.m^{-1}$)	0.012
Gradient de la contrainte verticale ($MPa.m^{-1}$)	0.026
Contrainte principale horizontale. max à 3.5 km (MPa)	113
Contrainte principale horizontale. min à 3.5 km (MPa)	48
Contrainte verticale à 3.5 km (MPa)	91
Orientation contrainte Horizontale max. /Nord (deg)	128
Température du site	
Gradient (K/m)	3.5
Température à 3.5 km (°C)	118
Propriétés de la roche	
Masse volumique de la roche ρ_r ($Kg.m^3$)	2600
Module de Young E (MPa)	62000
Coefficient de Poisson ν	0.22
Porosité de la matrice ϕ	0.01
Coefficient d'expansion thermique du solide α_s (K^{-1})	$0.8x10^{-6}$
Capacité thermique de la roche c_s ($J.kg^{-1}.K^{-1}$)	900
Diffusivité thermique de la roche c^T ($m^2.s^{-1}$)	$1.20x10^{-6}$
Paramètres de la fracture	
Coefficient de friction statique tg(φ)	0.9
Cohésion moyenne (MPa)	1.50
Angle de dilatance (dég)	2.5
Coefficient de friction dynamique	0.8
Propriétés du fluide	
Masse volumique du fluide ρ_w ($Kg.m^3$)	1000
Viscosité dynamique μ (Loi de Bingham) Pour une température comprise entre 20 et 95°C	$1x10^{-3}$ et $0.3x10^{-3}$
Capacité thermique $JKg^{-1}K^{-1}$	4180

Tableau 3.7 : Paramètres physiques utilisés dans la modélisation numérique

Pour diminuer la variabilité des résultats obtenus lors de la réalisation de tirages aléatoires successifs, nous avons opté pour la solution consistant à venir superposer à chaque réseau aléatoire, une liste d'objets « disque » déterminée à l'avance, identique d'une réalisation à l'autre, représentant les niveaux injecteurs ou producteurs identifiés au puits. Ces disques sont au nombre de 3 sur chaque puits. A la fin du processus de génération, sur l'exemple de la Figure 3.26, nous avons 8 disques interceptant le segment puits d'injection RH12 et 10 disques interceptant le segment puits de production RH15. Le reste des informations utilisées concernant les réseaux des fractures et les paramètres physiques de la fracture et de la matrice rocheuse est regroupé dans les Tableau 3.6 et Tableau 3.7.

3.3.3 - Résultats de la calibration sur la première étape de simulation : le test RT2046

Dans le cas de la stimulation hydraulique (effet de la pression), les différents paliers de suppression appliqués au puits d'injection RH12 ont été fixés à 14, 12.5 10 .5 et 9.5 MPa, avec pour objectif les débits d'injection en litres par seconde respectivement de 90, 50, 29, 25. Les échanges de température ne sont pas pris en compte pour ces quelques jours. On considère qu'en toute maille de calcul, la température du fluide est celle de la roche à cette profondeur et l'on fixe la viscosité du fluide pour le calcul des conductivités hydrauliques à partir de cette température locale. Le puits RH15 est traité comme une limite ouverte à charge piézométrique nulle imposée. Les meilleurs résultats obtenus avec l'ensemble des paramètres décrits ci-dessus permettent de produire les Figure 3.27 et Figure 3.28 qui suivent. On constate la difficulté à simuler la raideur variable du réservoir par un réseau de fractures discrètes en particulier durant la phase des premières 38h pendant laquelle la pression fluide dépasse le niveau de contrainte normale mineure de plusieurs MPa. Sur cette partie du fonctionnement le réseau est trop raide, ce qui peut provenir du fait que, dans notre modèle, les fractures disques qui s'ouvrent en traction, mode I, ne se propagent pas. Cependant le fait que la pression se soit stabilisée à une valeur forte indiquerait que les fractures, même propagées en mode I, n'ont pas une grande extension, et que les fortes pressions sont imposées par les fractures situées plus en aval dans le réseau, et moins bien orientées par rapport à cette contrainte mineure. Ce sont ces fractures en majorité d'orientation N160 ou N108 qui fixent l'impédance au régime de fonctionnement qui sera retenu pour la circulation de longue durée, autour du couple (21 L/s, 10 MPa). Ces fractures sont celles qui sont les plus susceptibles de se cisailler et ce sont elles qui vont accumuler le gain irréversible de perméabilité à grande échelle du réservoir pendant leur cisaillement. Ce gain est pris en compte dans le modèle grâce au paramètre « angle de dilatance », qui convertit en accroissement d'épaisseur hydraulique les glissements calculés lors des ruptures.

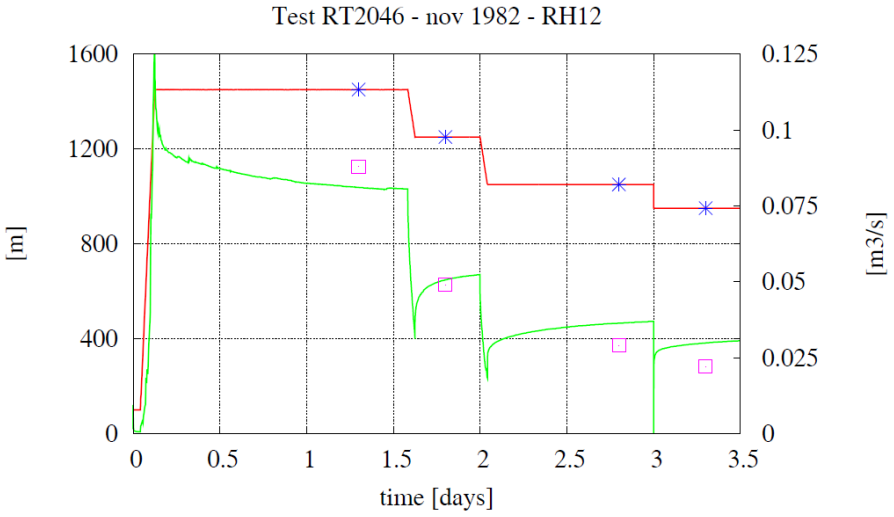


Figure 3.28 : Scénario de simulation du test de stimulation hydraulique RT2046. Les surpressions exprimées en m sont prescrites constantes par palier et linéaires entre paliers (courbe continue rouge). Les couples de points avec les figurés « étoile » et « carré » sont les mesures en fin de palier que l'on peut relever sur la Figure 3.24. La courbe verte est le débit d'injection simulé par FRACAS sur le modèle calibré.

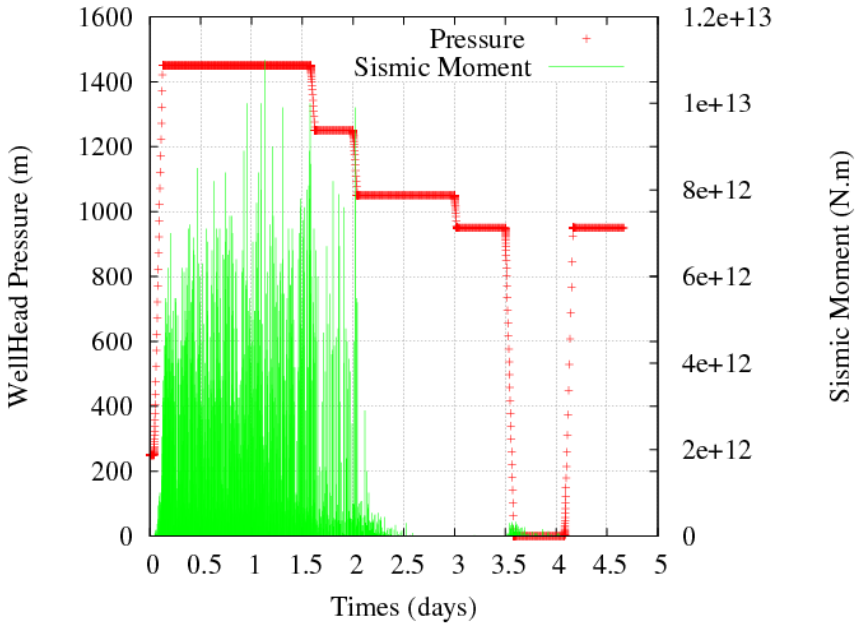


Figure 3.29 : Test de stimulation hydraulique RT2A046 04/11/82 10:00 - 09/11/82 09:40. En rouge la pression d'injection appliquée au réservoir en RH12 et en vert les pulses illustrent le moment sismique de chacune des ruptures obtenues numériquement au cours du temps pendant cette simulation.

La Figure 3.28 montre que l'ensemble des cisaillements induits lors du calcul se produisent pendant les deux premiers paliers, durant les 2 premiers jours et que la propagation du cisaillement s'arrête très vite en début du troisième palier car la pression d'injection n'est plus suffisante pour que le critère soit atteint au delà de la zone stimulée pendant les deux premiers paliers. Comme on peut voir sur l'échelle de gauche de la Figure 3.28, les moments sismiques simulés sont de l'ordre de 10^{+11} à 10^{+13} N.m, soit donc des magnitudes de 1 à 2. Ils correspondent à des sauts de contraintes de quelques MPa sur des surfaces géométriques formées de l'agrégation de 1à une dizaine de disques co-planaires issus du remaillage d'une même grande fracture, et surtout, selon notre modèle de rupture, la cohésion de l'ordre de 1.5 MPa a été perdue sur les disques cisaillés.

Cette sollicitation hydraulique pendant le test RT2A046 a permis de créer qualitativement l'équivalent d'un nuage sismique important s'établissant au-dessous du puits d'injection RH12 jusqu'aux points d'entrée du puits de production RH15. Ces nuages ont été interprétés comme étant les principaux chemins d'écoulement formant le réservoir formé par les puits RH12/RH15.

3.3.4 - Simulation de l'essai de longue circulation Phase 2B/2C

3.3.4.1 - Variabilité due à la procédure aléatoire lors de la création du réseau de fracture et choix d'un réseau de calcul

Le réseau qui vient d'être testé pour cette première étape de calibration est utilisé pour la simulation complète de la phase 2B/2C. Le scénario d'injection est décrit par la Figure 3.29, où l'on voit comment la charge hydraulique d'injection et la température sont fixées constantes par palier au cours du temps pendant les 3 années du test.

Pour analyser l'effet de la nature aléatoire de la géométrie du réseau sur les résultats obtenus, nous avons préparé un lot de 9 autres réseaux, statistiquement équi-probables et simulé l'enchaînement des deux tests sur ces dix alternatives, sans calibration supplémentaire. Cela se fait en faisant varier le nombre entier appelé « graine » qui sert à initialiser le processus de génération de nombres aléatoires. Chaque « graine » est susceptible de fournir un maillage correspondant à un réseau de fractures totalement différent des autres, c'est-à-dire que les orientations, connexions et nombre des fractures générées, nombre de fractures aux puits sont différents dans chaque réseau, tout en respectant les mêmes lois statistiques de distribution. La différence due à ces « graines » distinctes peut être considérable pour la distribution du fluide injecté, donc des débits et températures de production. C'est ce que l'on obtient avec ces dix réseaux. Les simulations des circulations à long terme de 3 années effectuées sont résumées dans la Figure 3.30.

De cet échantillon, nous voyons les valeurs extrêmes de variation des paramètres qui nous intéressent, débit de production et température de production, mais nous essayons aussi d'identifier et sélectionner ceux de ces réseaux qui nous donneraient des profils de température, de débit qui se rapprochent le plus des données de terrain.

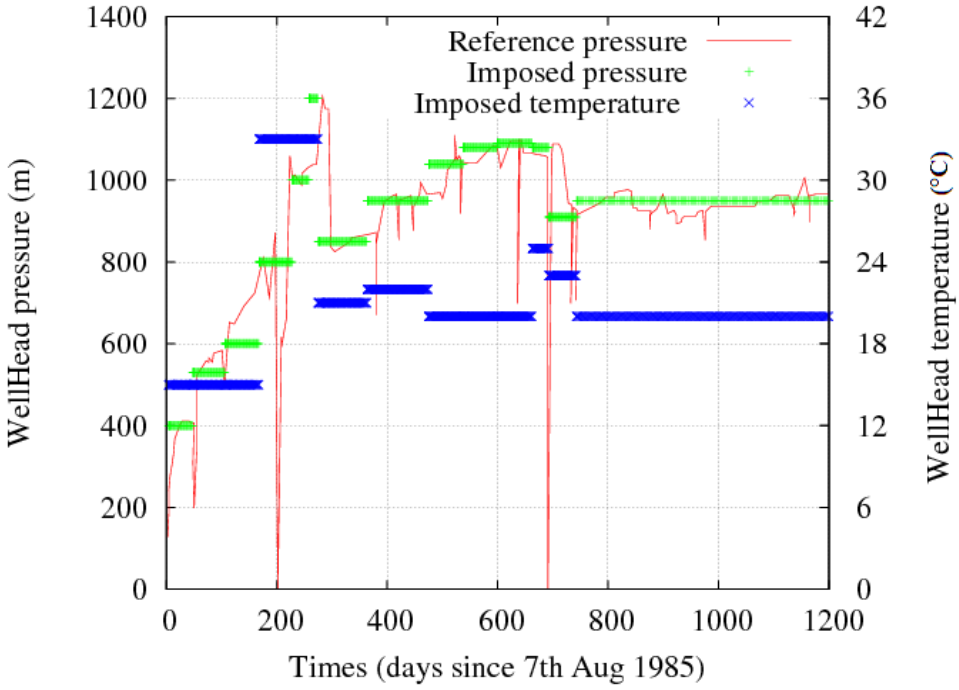


Figure 3.30 : Schéma montrant les consignes de surpression et de température imposées au cours du temps en condition amont du réservoir sur le puits d'injection RH12

Si l'on compare par exemple les résultats issus de la « graine » 2061 (de couleur noire) ou ceux de la « graine » 5560 (en couleur jaune), sur la Figure 3.30**,** on peut dire que les valeurs de débit de sortie sont extrêmement importantes pour la graine « 5560 » et faibles pour le réseau « 2061 ». Nous avons une différence de débit de plus de 33 l/s et une différence de température de plus de 20°C en 3 ans pour ces deux cas. Remarquons que les réseaux donnant des écarts élevés du point de vue hydraulique ne sont pas forcément ceux qui produisent les plus grands écarts au niveau thermique.

Dans le Tableau 3.8, nous résumons quelques caractéristiques de ces deux réseaux, nombre de disques générés, nombre de connexions établies. Le réseau de la « graine » 5560 a 10 fractures de plus que celui de la « graine » 2061 interceptant le puits de production. Bien qu'ayant légèrement moins de disques et de connexions, ce réseau se montre beaucoup plus producteur. Le nombre des liens au forage est probablement le facteur le plus influent sur le débit de production. Comme on peut aussi le voir sur la Figure 3.31, le réseau correspondant à la « graine » numéro 5661 est celui qui se rapproche le mieux des données de terrain, aussi bien en débit de production qu'en température. Nous utiliserons

par la suite ce réseau particulier pour la suite des calibrations thermiques et des simulations numériques.

Numéro de la graine	Fractures générées	Connexion	Rayon moyen de fractures	Fracture interceptant le puits d'injection	Fracture interceptant le puits de production
5560	29463	97316	20	11	23
2061	29730	98970	20	13	13

Tableau 3.8 : Principaux paramètres géométriques déterminants pour les paramètres de sortie pour les graines 5560 que l'on retrouve en jaune et 2061, en noir, sur le diagramme de la Figure 3.30.

Dans la suite du travail, nous présentons deux types de simulation : la simulation en régime transitoire décrite par le scénario par paliers et une seconde simulation où l'on impose une pression et une température constantes pendant 3 ans, à un niveau moyen équivalent aux trois années, tel qu'utilisé par Kolditz et Clauser (1998). L'objectif principal de ces modèles n'est pas d'obtenir une meilleure calibration mais de se rapprocher le plus possible de la réalité et d'étudier les effets de la contrainte thermique durant ces trois années en tenant compte du couplage thermo-hydromécanique. Le couplage mécanique-thermique se fait par l'intermédiaire du coefficient *Kr*, fixé à la valeur de 0.25. Dans les deux simulations comme dans les autres simulations faites dans les chapitres précédents, nous procédons de la même manière. C'est-à-dire qu'une fois la géométrie fixée et les paramètres physiques introduits, nous réglons le couplage hydraulique–thermique par le paramètre de surface effective, en général égal à 1, tout en activant la prise en compte de l'effet thermomécanique, via le coefficient de dilatation thermique de la roche et du coefficient de restriction *Kr* que l'on fera aussi varier.

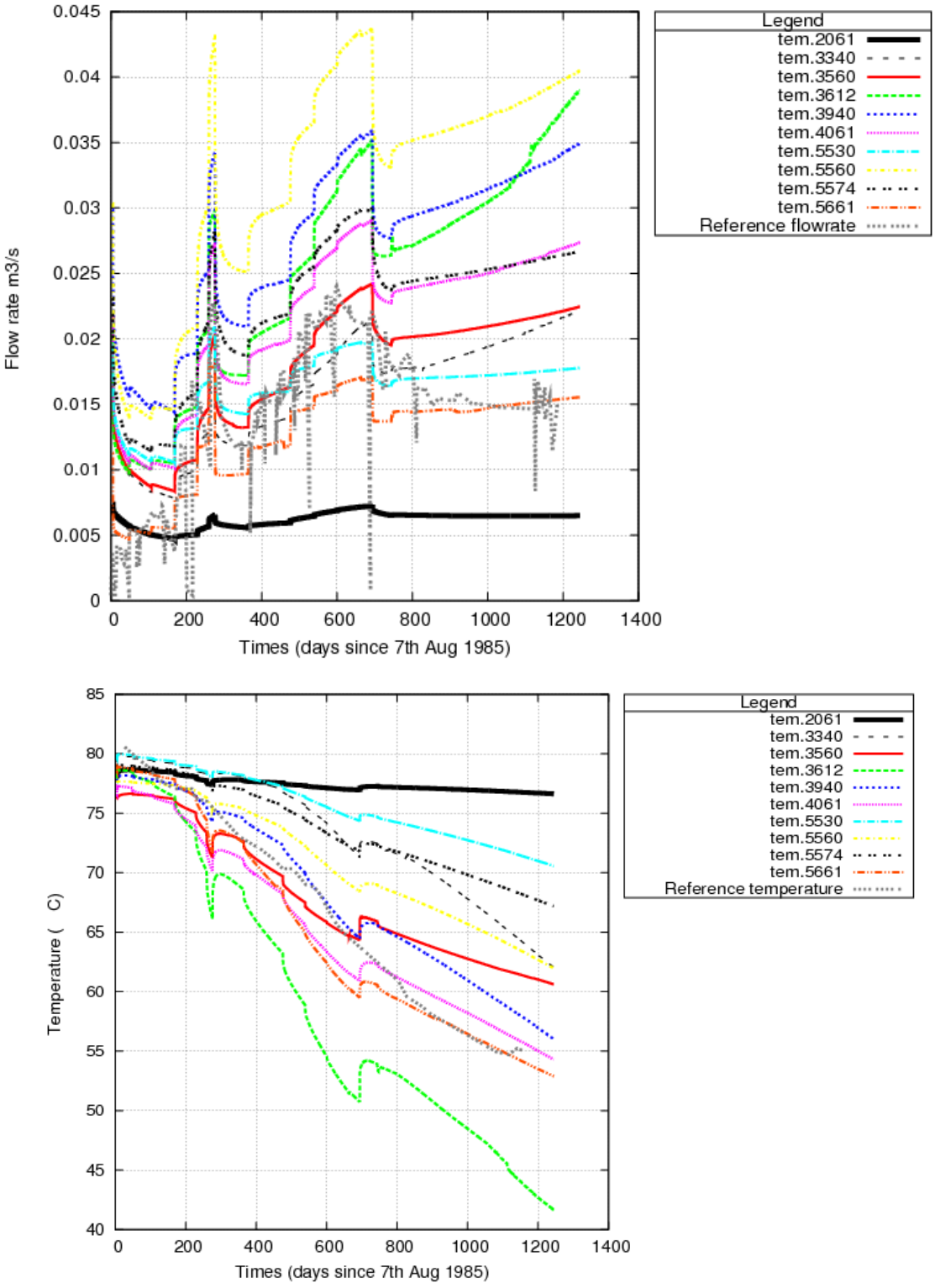


Figure 3.31 : Profils des débits (haut) et des températures (bas) de production calculés au cours du temps, respectivement pour 10 réalisations équi-probables du réseau fracturé, la réalisation 5661 (en rouge pointillé) est celle qui se rapproche le mieux aux données de terrain.

3.3.4.2 - Régime transitoire thermique, à pression et température constantes dans le temps (PTC)

Cette simulation PTC consiste à enchaîner l'étape de stimulation RT2046 du 04/11/82 à 10 :00 au 09/11/82 à 09 :40, telle qu'effectuée par exemple pour la Figure 3.24 pour le réseau 5661, et qui dure en réalité 5 jours, afin de connaître un état de contrainte sur chaque fracture cisaillée, puis celle de la circulation, 2B/2C, qui dure 1200 jours et pour laquelle une charge hydraulique d'injection équivalente de 950 m et une température de 22°C, constantes durant tout le test de circulation, est maintenue. Les résultats sont illustrés sur les Figure 3.31 et Figure 3.32.

3.3.4.3 - Régime transitoire avec pression et température variables dans le temps (PTV)

Dans le cas du régime (PTV) le scénario est présenté en deux étapes, stimulation suivie de circulation, et les paramètres des calculs sont ceux que nous avons présentés en Figure 3.28 et Figure 3.29. Comme on peut voir sur les Figure 3.31 et Figure 3.32, nous avons reproduit la température et le débit de production sans pour autant chercher à avoir un bon ajustement, comme cela a été avec le réseau déterministe.

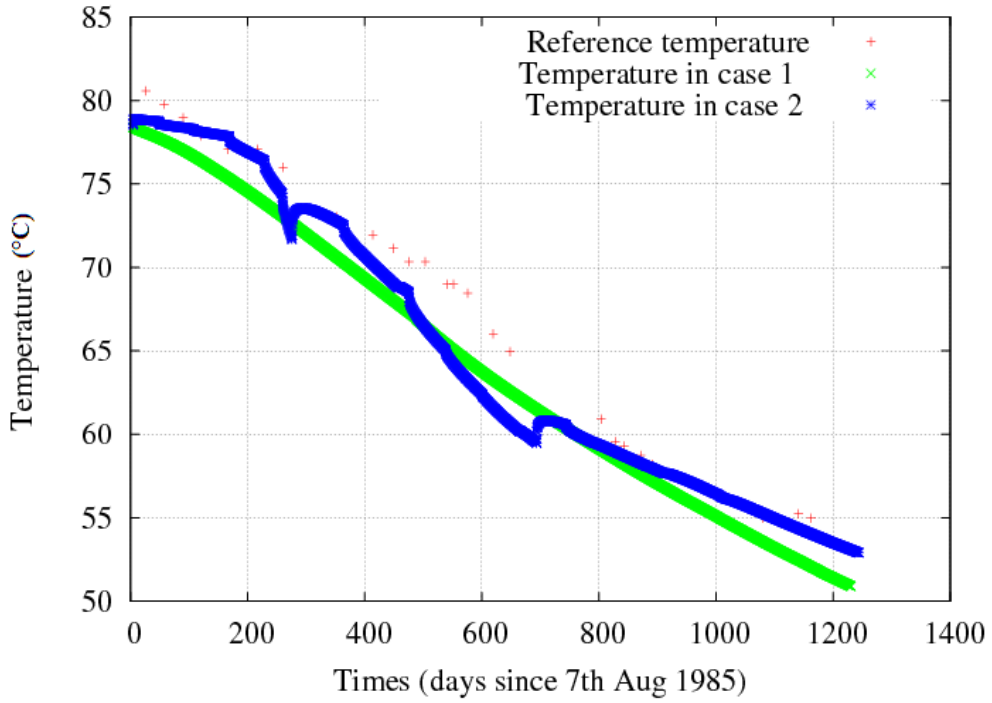


Figure 3.32 : Température de production dans le puits RH15 au cours du temps à partir du modèle stochastique. Dans le cas 1, PTC, pression et température d'injection sont constantes. Dans le cas 2, PTV, la température et la pression d'injection sont variables selon l'historique de la Figure 3.29.

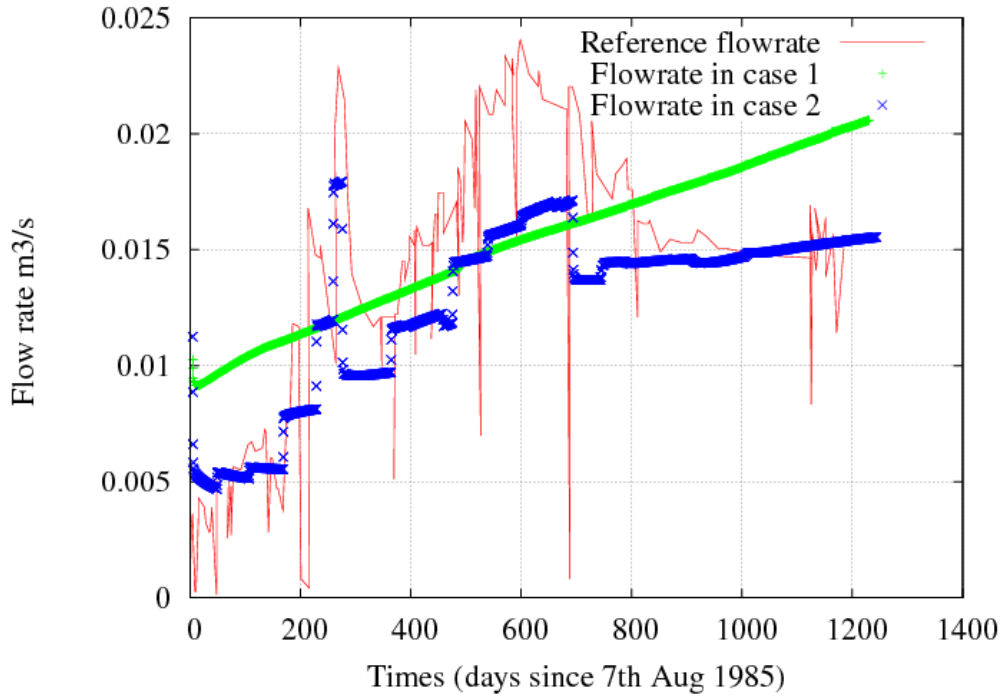


Figure 3.33 : Débit de production dans le puits RH15 à partir du modèle stochastique. Dans le cas 1, pression et température d'injection sont constantes. Dans le cas 2, la température et la pression d'injection sont variables).

3.3.5 - Discussion sur les résultats obtenus

3.3.5.1 - Impact du couplage hydro-thermo-mécanique sur le débit et la température de production

Dans le cas de la simulation (PTC) on remarque que le débit de production n'est pas constant à la valeur cible de 15 L/s, mais tout en respectant cette valeur en moyenne, il est continûment croissant de 10 L/s à 20 L/s, en surestimant les observations vers la fin de la simulation. Le seul mécanisme qui peut induire ce comportement monotone dans le modèle est celui de l'augmentation de la perméabilité due à la traction sur des fractures sous l'effet de la contrainte thermique (Figure 3.32). Dans ce cas, nous pensons qu'il existe un sous-réseau des disques connectés (fractures) entre le puits RH12 et RH15 dans lequel transite une part importante du fluide injecté, ce qui est en fait le rôle de la famille 5. Le refroidissement va accélérer localement l'hétérogénéité de la perméabilité du réseau en faveur de ce couloir en y induisant une diminution de la contrainte effective. Ceci peut impliquer soit une augmentation de débit de production, soit des créations de nouveaux chemins d'écoulement en direction d'autres limites du modèle (perte de fluide). Ce dernier cas dépendra donc de la géométrie, de l'orientation des fractures vis-à-vis des contraintes et de comment les connexions entre les fractures s'établiront.

Comme on peut voir sur la Figure 3.31, la température modélisée dans le cas de la simulation (PTC) décroît d'une manière continue et reste voisine de la température mesurée. Dans ce cas on a l'impression que le refroidissement du réservoir s'opère à une vitesse constante. Pour améliorer notre calibration dans ce cadre PTC, on pourrait penser à diminuer le rôle de la famille 5, en diminuant par exemple sa densité de fractures, pour éviter que le phénomène de refroidissement lié au flux ne s'amorce trop vite.

Pour ce qui est de la simulation (PTV), le débit de production est sous-estimé à certaines périodes (entre 300 et 700 jours) et commence à se stabiliser dans la dernière année, à la valeur proche de la valeur mesurée. Le profil de température suit davantage l'allure des données mesurées, avec des variations de pentes, même si la décroissance est trop rapide entre 400 et 600 jours. Ceci est peut être dû à l'insuffisance du débit total produit pendant cette période où la pression d'injection dépasse la valeur seuil de 10 MPa et donc, où l'on aurait une trop grande part relative jouée par les drains favorablement orientés de la famille 5 par exemple. La simulation (PTV) reflète toutefois mieux les variations du débit et de la température de production mesurées au terrain, comparée à la simulation (PTC). Il nous paraît donc plus judicieux de considérer l'historique des chargements et non pas un régime moyenné, car en fonction de la valeur du débit injecté, les couplages ne se passent ni dans les mêmes endroits du réseau ni avec les mêmes niveaux d'intensité.

3.3.5.2 - Moments sismiques générés : distribution temporelle

Tout au long des calculs, les ruptures en cisaillement simulées sont assimilées à des micro-séismes, et on a vu comment un moment sismique était attribué. Les cinq premiers jours de simulation étant communs aux deux options PTC et PTV, puisqu'ils représentent le test RT2A046, ils donnent lieu au même catalogue de moments calculés, dont une représentation est donnée sur la Figure 3.28. Pour ce qui est de la sismicité induite lors de la simulation (PTC), donc comme dans le premier cas, durant les trois années de circulation, nous avons très peu de ruptures pendant les deux premières années puis un nombre croissant d'évènements, avec des moments de l'ordre de $M_0=10^{+11}$ N.m, et ce n'est qu'au bout de 800 jours qu'on simule les premiers pics sismiques de magnitude de l'ordre de $M_w=1$ sur l'échelle de Richter (Figure 3.33), d'après la formule de conversion de moment en magnitude par Hanks et Kanamori (1979) .

$$M_w = \frac{2}{3} log_{10}(M_0) - 6.03 \qquad \text{Avec } Mo \text{ moment sismique (N.m)}$$

A partir de cette période, les ruptures de cette magnitude deviennent plus fréquentes. La magnitude maximum calculée dans ce cas est de 1.7. Ceci est à rapprocher du fait que le plus grand événement

micro-sismique enregistré lors de la circulation à long terme (phase 2B-2C) est survenu en 1987, soit après 2 ans de circulation, avec une magnitude de 1.9 à une profondeur de 3.5 km (Jupe, 1990).

L'apparition des moments sismiques calculés au cours du temps lors de la simulation à pression et température variable est discontinue (Cas 2) comparée à la simulation (PTC). Dans cette simulation les évènements sismiques simulés se produisent au cours de trois périodes différentes. Leur nombre est plus faible, mais leurs amplitudes sont cependant similaires à celles obtenues dans le cas PTC.

La première bouffée arrive vers 270 jours, au moment d'une période de 3 semaines d'injection à la pression la plus élevée, la seconde durant la période entre 500 et 600 jours qui coïncide à une période de forte pression d'injection et la période de 800 à 1200 jours où la pression et la température d'injection deviennent constantes. Il n'y a pas de rupture simulée dans la période 700 jours à 1000 jours, comme cela est le cas dans la simulation PTC.

Si l'on essaie de comparer la sismicité induite selon notre approche dans le cas du régime (PTC) et le cas du régime (PTV), on remarque que les moments sismiques sont en général moins importants en nombre dans le deuxième cas et moins importants aussi en nombre d'intensité sismique supérieure à 1, comparé au cas transitoire à pression et température constantes, sauf dans les courtes phases où la pression d'injection est importante. Dans les deux cas simulés, comme sur le site, nous avons un mécanisme d'apparition de rupture en cisaillement, au delà de 800 jours, qui ne peut plus s'expliquer par la pression du fluide, car celle-ci est stabilisée depuis plusieurs mois à un niveau inférieur au seuil de 10 MPa au puits d'injection (Figure 3.29). C'est donc l'apport du refroidissement qui expliquerait le mieux que l'activité soit toujours observée. Notre approche indique que le moteur thermique seul activerait des séquences de rupture à partir de 800 jours. Mais comme la pression n'a pas été maintenue constante, certains des séismes ont été provoqués plus tôt, dès 500 jours, lors d'un accroissement de pression dans le réservoir. Les autres ruptures arrivent plus tard, au fur et à mesure que l'accroissement de la contribution thermique permet d'atteindre le critère de rupture contrôlé par le coefficient de friction statique.

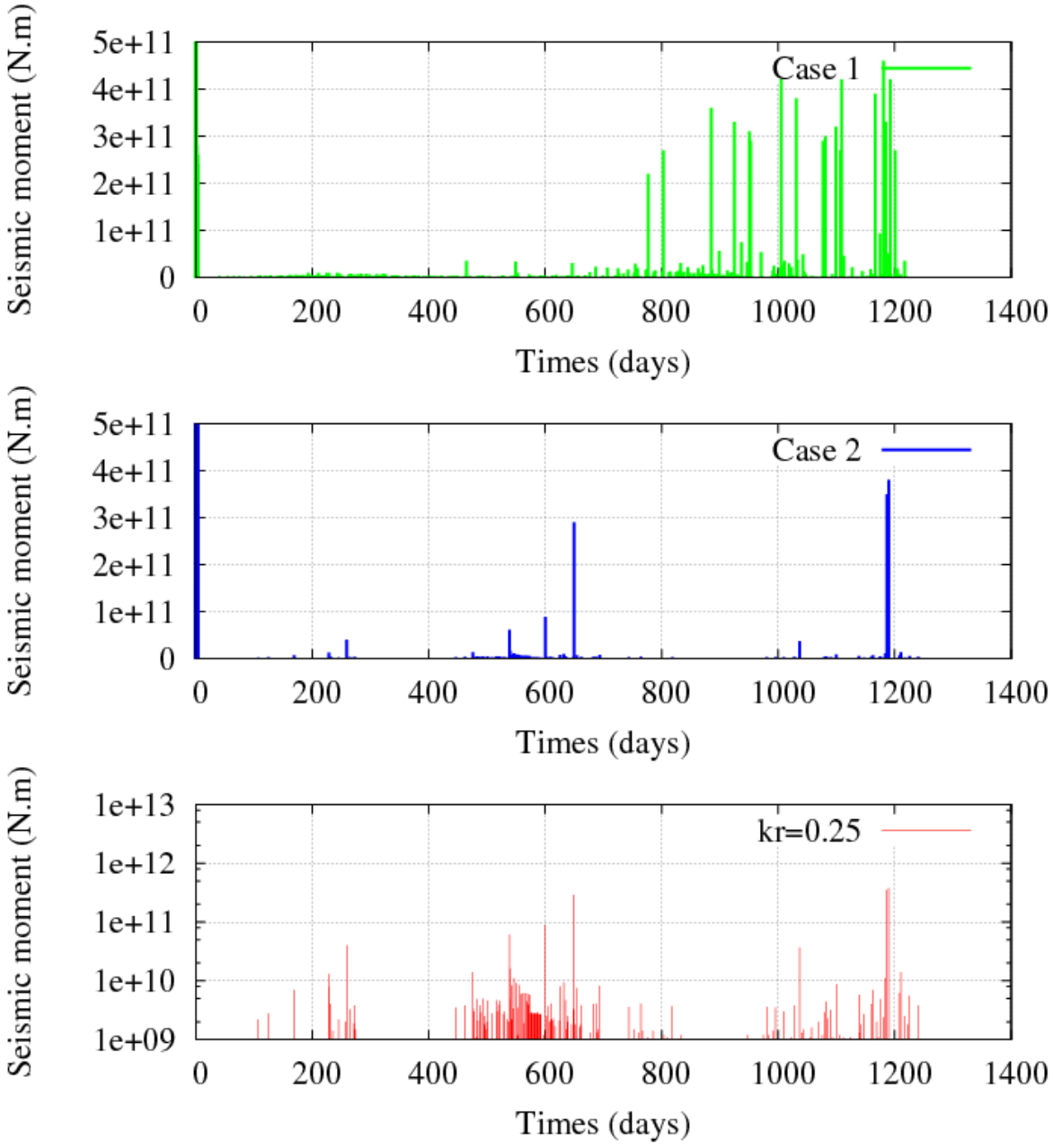


Figure 3.34 : Moments sismiques simulés pour le test de longue circulation. Cas 1 (Haut), avec une pression et température moyenne constante tout au long du test. Cas 2 (Milieu), avec la température et la pression d'injection variables au cours du temps et Cas 3 (Bas), même situation dans une échelle logarithmique pour les moments, montrant mieux l'apparition des évènements de rupture en trois bouffées successives.

Si l'on regarde la Figure 3.29, on remarquera que la plus grande pression d'injection a eu lieu au bout de 270 jours (12 MPa), mais le nombre des évènements calculés à ce moment-là n'est pas aussi important que celui obtenu pour la 10^{éme} phase (entre 500 et 600 jours) où la pression est cependant moins forte (10.8 MPa). Ceci s'explique par le fait que, dans notre modèle, l'effet de la contrainte thermique devient importante au fil du temps et que celle-ci s'ajoute à la contrainte hydraulique, et

qu'à 250 jours, la contrainte thermique accumulée était encore insuffisante pour activer de nombreuses ruptures en phase avec le pic de pression. Après 500 jours, la composante d'origine thermique de la contrainte n'est pas suffisante pour induire seule des ruptures, mais combinée à un accroissement de pression de moins de 1 MPa en tête de puits d'injection (de 9.5 à 10.8 MPa), des ruptures sont obtenues, avec des moments modérés. Ces moments sont en tous cas inférieurs à ceux obtenus lors la première série de ruptures des 5 premiers jours, puisque les sauts de contraintes dus à l'écart entre friction statique et friction dynamique lors des ruptures sont à peu près constants et que la cohésion a été perdue. Le modèle indique donc qu'une certaine probabilité de retour de l'activité sismique en un même point peut être envisagée sur le très long terme, tant que du cisaillement est disponible et tant que le refroidissement se propage. Du point de vue expérimental, cela signifie que des évènements sismiques devraient se répéter en ces mêmes points, avec des ondes générées de formes semblables : des 'multiplets' devraient être observables à partir d'un certain délai et permettre des interprétations plus précises de localisations des sources (Asanuma et al., 2010). Bien plus, ces évènements marqueraient effectivement le cheminement du fluide et seraient en rapport avec le débit le long des fractures et ne seraient pas seulement des indicateurs du signal de pression, comme le sont les micro-séismes enregistrés lors des phases de stimulation initiales. Ce serait là un indice très important pour mettre à jour la compréhension du régime hydraulique et les extensions des surfaces balayées par les fluides qui peuvent s'établir à travers un réservoir EGS.

On peut aussi déduire de cet ensemble d'expériences numériques que le fait de varier la pression ou le débit d'injection pourrait permettre d'éviter l'accumulation des contraintes dues à la température et donc d'éviter des activités sismiques tardives de plus forte magnitude. C'est un point intéressant à considérer pour établir des mesures préventives pour de futures exploitations.

En comparant les dates d'apparition et nombres de ruptures dans la simulation PTV (Figure 3.33) et le nombre des événements micro-sismiques enregistrés sur le terrain (Figure 3.3), nous constatons bien qu'il y a une forte ressemblance, ce qui nous donne confiance dans la physique incorporée dans ce modèle. Cette constatation nous confirme de plus que l'approche d'un comportement moyenné à long terme n'est pas appropriée, puisque dans le régime équivalent choisi, il faut attendre longtemps pour voir le mécanisme de rupture se remettre en place par effet thermique seul.

3.3.5.3 - Représentation spatiale des activités micro-sismiques en 3D

Dans ce paragraphe nous représentons, en 3D, les activités micro-sismiques simulées durant les tests de circulation selon les hypothèses du régime PTV (pression et température variable) et PTC (Pression et température constant). Ces micro-séismes sont donc postérieurs à ceux générés par la stimulation hydraulique (Phase RT2A046) qui sont trop nombreux pour être dessinés. Nous avons préparé des sorties des résultats produits au cours du temps à trois dates, séparées d'une année (Figure 3.34 et Figure 3.35). Les moments sismiques et les coordonnées des fractures en rupture ainsi que tous les paramètres calculés sont stockés au cours de chaque étape de 1 an. Ces trois dates choisies coïncident avec les moments où les paramètres d'injection sont importants pour le test de circulation PTV. La première année coïncide avec la phase (au bout de 270 jours) où la pression d'injection est à son summum soit 12 MPa. La deuxième phase correspond à une phase où la pression d'injection est plus importante que la contrainte mineure à la cote du réservoir, soit une pression d'injection de 10,8 MPa. Dans la troisième et dernière phase, la pression d'injection est inférieure à la pression du réservoir soit 9.5 MPa. Avec ces représentations, nous avons voulu montrer comment se propageaient dans l'espace des activités micro-sismiques induites par l'effet combiné de la pression d'injection et la contrainte thermique. Il faut remarquer que la plupart des ruptures ont des moments plutôt faibles de l'ordre de 10^{+10} N.m (magnitudes correspondantes entre 0 et 1), et ne sont donc relatives qu'au glissement d'un seul ou de quelques disques et pas d'un agrégat de plusieurs disques.

Nous remarquons d'une manière générale aussi que la direction principale de propagation de ces ruptures est vers le bas à partir de RH12, aussi bien dans le cas de la simulation PTC que PVT, en relation claire avec la propagation du front de refroidissement.

Il est intéressant de noter que, dans les deux cas, un cheminement direct apparaît entre la deuxième et la troisième année dans la partie haute du réservoir circulé. Aussi, on constate que les ruptures simulées de plus fort moment arrivent tardivement dans les deux cas et sont localisées à la proximité de RH15, en sortie du réservoir sur ce cheminement. Ces zones sont celles où la simulation de la stimulation initiale n'a pas pu avoir d'effet, puisque la pression hydrostatique était imposée en RH15, mais où l'effet du refroidissement peut permettre par la suite d'atteindre en deux ans le critère de glissement. Cette remarque est intéressante car elle signifie que d'une manière générale, les zones vues par la micro-sismicité lors d'un test de stimulation *in situ,* qui reflètent des zones de perturbation de pression et non les zones naturellement circulantes sans augmentation forte de pression fluide, seront très probablement différentes des zones attendues plus tard par la sismicité induite due aux contraintes thermiques, naturellement liées aux zones circulantes.

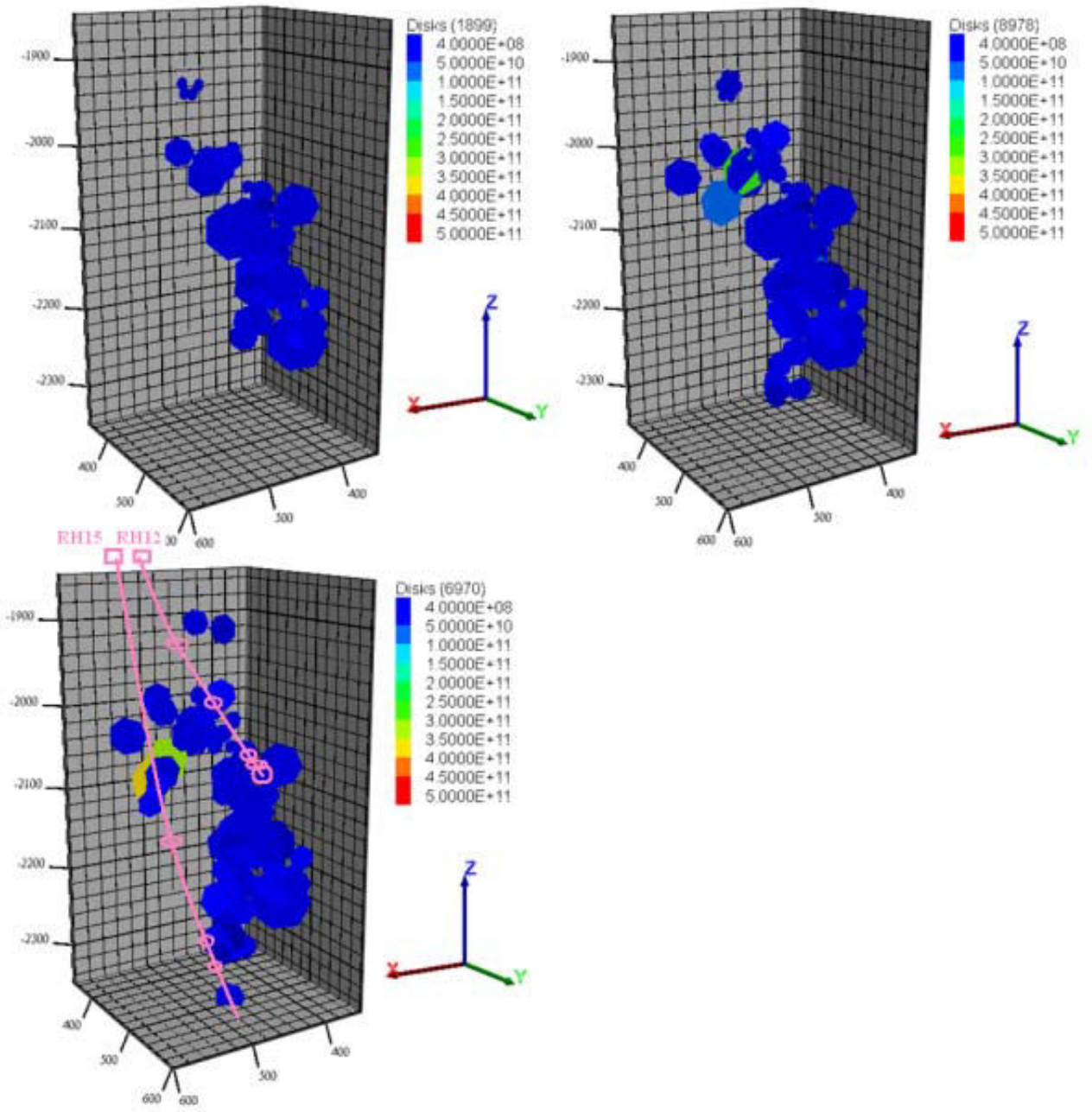


Figure 3.35 : Evolution dans l'espace des lieux de rupture et des moments sismiques durant le test de circulation avec l'hypothèse PTV. En partant de la gauche vers la droite, évènements obtenus entre la date 0 et la date 1 an, évènements entre la date 1 an et la date 2 ans, évènements obtenus entre la date 2 ans et la date 3 ans. En rose, le puits d'injection RH12 et de production RH15, avec, superposées, les traces des disques d'entrée et sortie. La gamme de couleur est relative au moment calculé de la rupture.

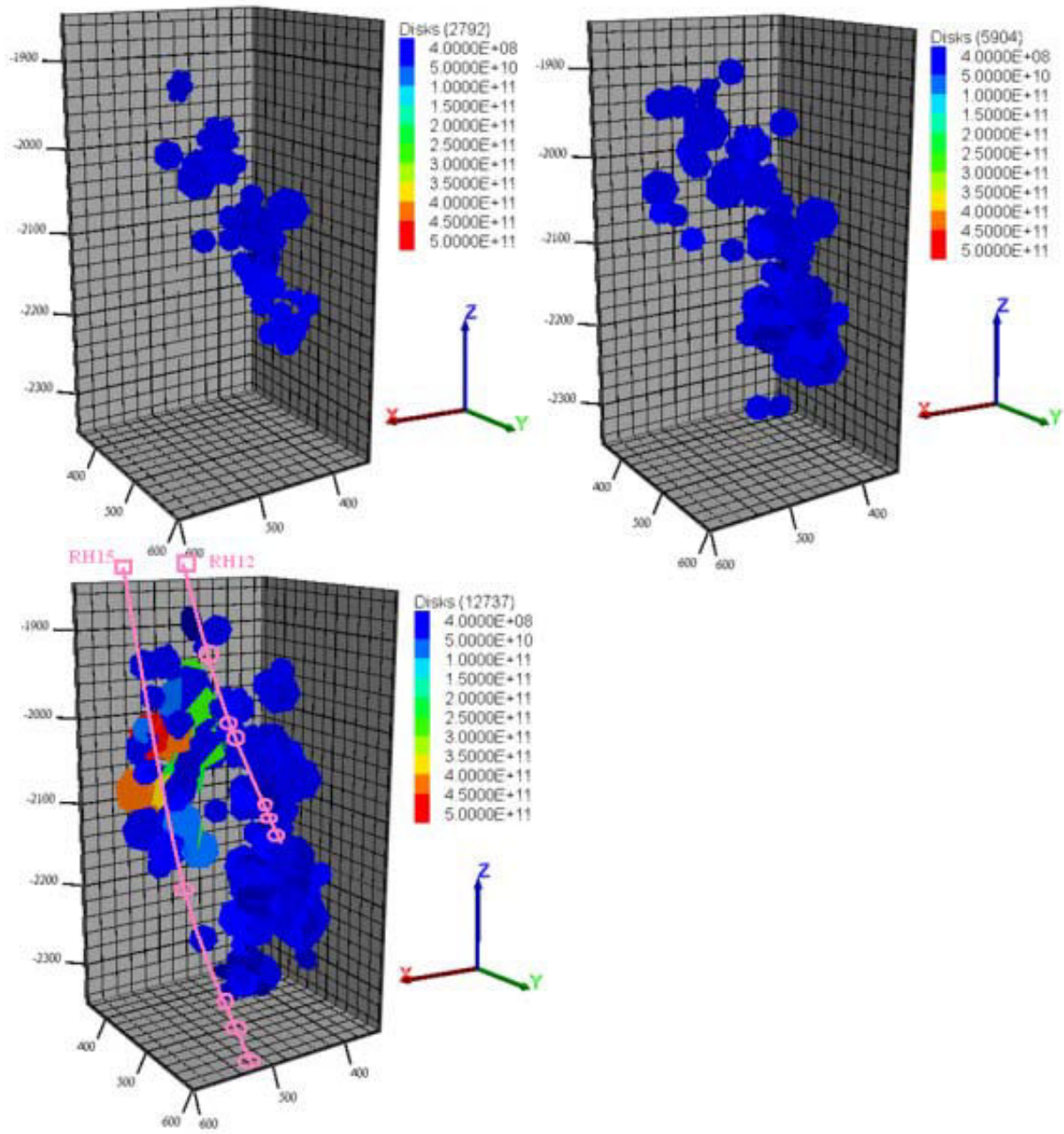


Figure 3.36 : Evolution des lieux des ruptures et des moments sismiques durant le test de circulation suivant l'hypothèse PTC de pression et température constante, en partant du gauche vers la droite entre les dates de 0 et 1 an, entre 1 et 2 ans et entre 2 et 3 ans. En rose, le puits d'injection RH12 et de production RH15 avec, superposées, les traces des disques d'entrée et sortie.

3.3.6 - Tests de sensibilité effectués pour guider les divers essais lors de la calibration des modèles

3.3.6.1 - Rôle du coefficient *Kr* sur la caractérisation hydraulique à long terme du réservoir

Ce coefficient est celui qui permet de convertir le refroidissement moyen d'un bloc de roche en contrainte de traction sur les faces de ce bloc. Lorsqu'il est faible, cela signifie qu'une grande partie de la déformation est accommodée dans le bloc par des déformations le long de fractures pré-existantes de taille inférieure au seuil fixé pour générer les réseaux par exemple. Lorsqu'un accroissement de contrainte de traction est calculé sur un disque, il s'ajoute avec l'effet de la pression pour diminuer l'effet de fermeture de la contrainte normale. Comme la loi de fermeture est non linéaire et qu'une fracture est d'autant moins raide qu'elle supporte une contrainte effective faible, on voit qu'un même effet thermique peut avoir des effets hydrauliques différents sur des fractures d'orientation différente. Pour ce coefficient, tout autre paramètre restant à sa valeur « idéale », nous avons fait trois tests avec des valeurs respectives de *Kr =0.1 ; Kr =0.25 ; Kr =0.5*. Nous rappelons que la valeur retenue dans le modèle calé est la valeur du coefficient de 0.25. Les Figure 3.36 et Figure 3.37 résument ce test.

Dans la Figure 3.36 nous remarquons qu'en augmentant la valeur du coefficient de restriction *Kr*, la température de production diminue plus rapidement. Dans le réseau testé, au bout de trois ans la température de production est de 30°C pour le cas où le coefficient *Kr* vaut 0.5. Cette valeur est très proche de la température d'injection. Nous en déduisons donc, qu'à force d'augmenter la valeur de *Kr,* nous réduisons la taille de l'échangeur de chaleur et le vieillissement du réservoir s'opère plus rapidement. Les différents chemins géométriques d'écoulement interceptant les puits de production sont toujours identiques mais leur efficacité se réduit avec l'augmentation de ce coefficient de restriction et le réservoir se comporte de plus en plus comme un seul chemin d'écoulement avec une faible surface, parcouru par un débit de plus en plus important, car la condition d'injection est un niveau de pression maintenu constant dans les différents tests. C'est ce que montre la Figure 3.37.

Dans la Figure 3.37, l'augmentation de la valeur du coefficient *Kr* entraîne une augmentation du débit calculé dans le puits de production RH15. Pour le cas où le coefficient *Kr* vaut 0.5, nous remarquons que nous produisons plus que ce qu'on a injecté dans la réalité du site expérimental. En prenant comme exemple les 300 derniers jours, où dans la réalité on injecte 0.024 m^3/s, nous en produisons 0.029 à 0.039 m^3/s par le modèle, soit 1.6 fois de plus que les flux réellement mis en circulation.

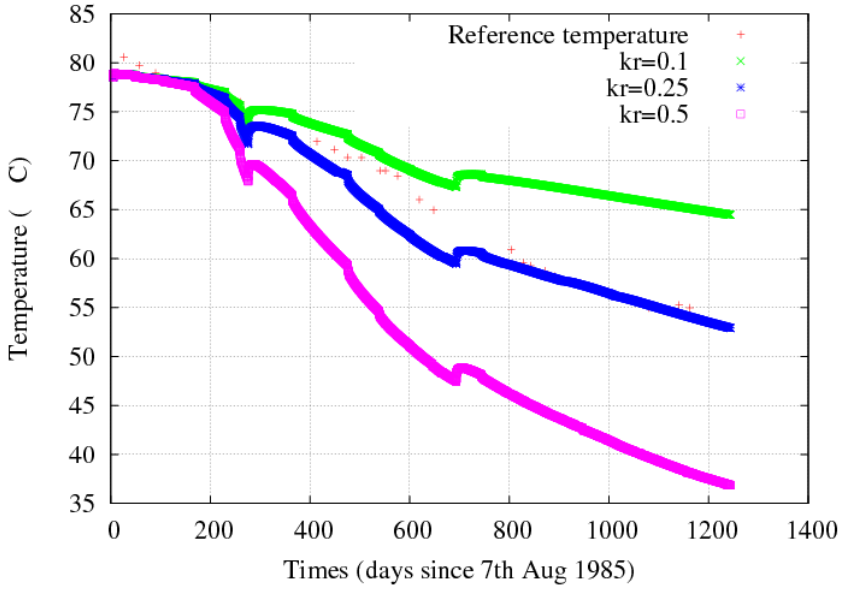


Figure 3.37 : Température de production pour différentes valeurs du coefficient kr et données de terrain (rouge)

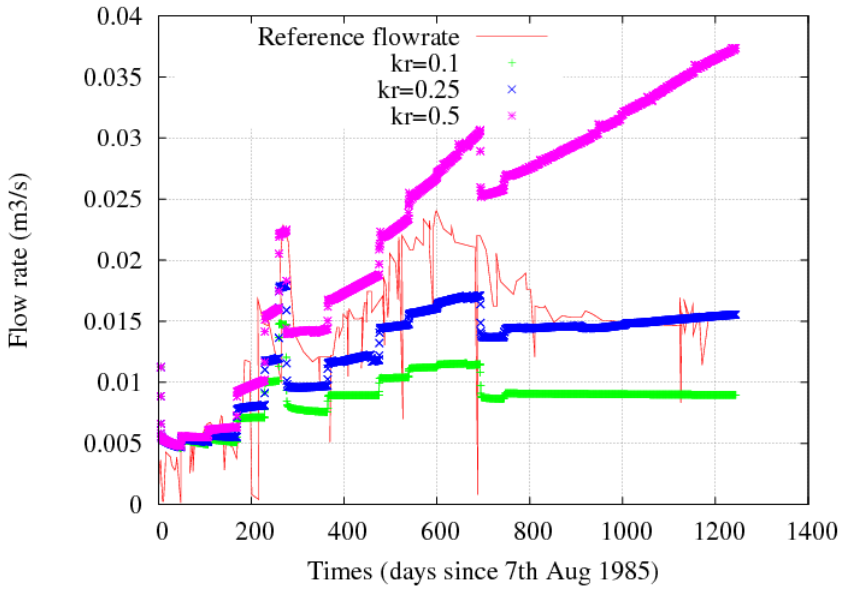


Figure 3.38 : Débit de production simulé pour différentes valeurs du coefficient Kr et données de terrain (rouge)

En réalité nous produisons un débit variant de 0.014 à 0.015 m^3/s sur cette même période. Ceci peut s'expliquer du fait de la modification des perméabilités avec le changement du coefficient *Kr*. Plus *Kr* est fort, plus le débit circulant sous une même différence de charge devient fort avec le temps. Ceci n'a pas réellement été observé sur le site. Lorsque *Kr* est faible, le refroidissement n'agit plus sur la

mécanique ni sur le calcul de l'épaisseur hydraulique mais seulement sur la conductivité hydraulique qui dépend de la viscosité du fluide.

3.3.6.2 - Moments sismiques associés aux différents niveaux du coefficient *Kr*

Dans la Figure 3.38, on veut étudier la relation entre les ruptures en cisaillements, donc aussi les micro-séismes simulés et la variation du coefficient Kr. Dans le cas où le coefficient Kr est fixé à 0.1, on constate que les moments sismiques des ruptures obtenues sont très faibles. La raison est que très peu de disques peuvent à nouveau se cisailler après l'étape de stimulation RT2A046, dans l'espace de l'enveloppe de stimulation simulée à 3.5 jours dans ce test RT2A046. Le modèle géométrique étant d'extension limitée, cette condition n'est possible que pour peu d'éléments.

A l'opposé, la Figure 3.38 montre que plus on se rapproche d'une valeur élevée du coefficient de Kr plus les ruptures avec moment sismique élevé deviennent fréquentes. En prenant comme exemple le cas où le coefficient Kr vaut 0.5, le moment sismique est très important en termes de nombre mais aussi en termes d'intensité, à cause du transfert plus effectif des contraintes calculées dans le bilan des forces appliquées aux fractures du modèle. Les rôles joués par la pression et la température peuvent être bien combinés dans ce cas. A chaque fois que la pression d'injection dépasse la valeur de la contrainte minimale au réservoir, voisine de 10 MPa, nous avons l'apparition d'une salve de ruptures avec quelques fractures où le moment calculé est important. Ce n'est pas l'effet de la pression seule qui est responsable. En comparant les Figure 3.33 (bas) & Figure 3.38, on peut observer que la rupture la plus forte est plus élevée avec Kr=0.5 (Mw=2.3 au lieu de M_W=1.7) qu'avec Kr=0.25, et que la date de l'événement est également avancée dans le temps d'environ 60 jours.

L'apparition des ruptures dans les derniers jours du test de trois années de circulation avec *Kr=0.5* (autour de la date 1200 jours), où nous imposons une pression de 9.5 MPa et une température d'injection de 20°C est aussi liée à la contrainte thermique due au refroidissement du réservoir qui s'accumule au fil du temps et qui s'ajoute à l'effet de la pression. Ces évènements ne sont pas visibles dans les simulations avec les valeurs testées de *Kr* inférieures.

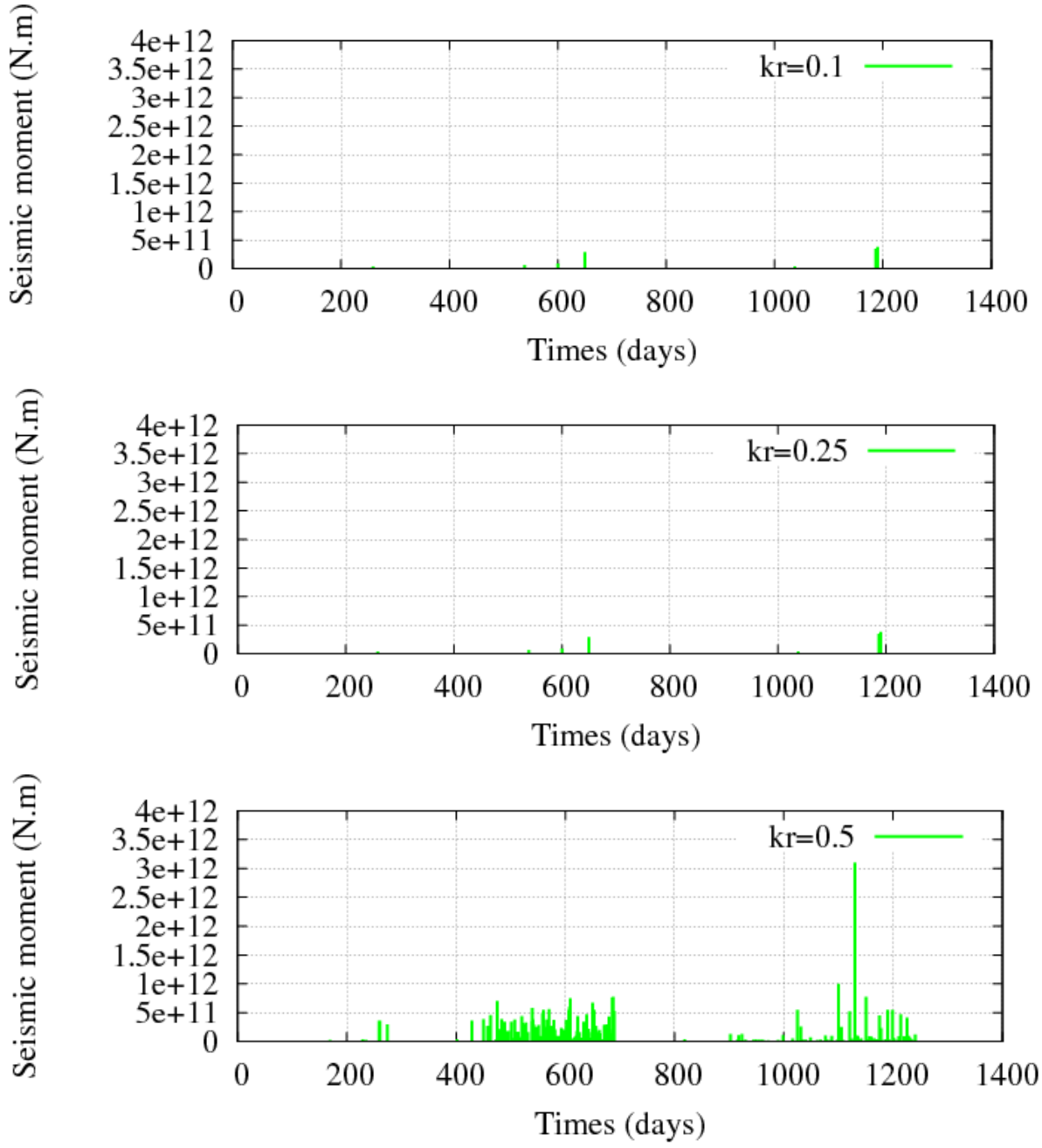


Figure 3.39 : Moments sismiques calculés pendant le test de circulation 2B/2C pour différentes valeurs du coefficient d'abattement Kr

3.3.6.3 - Rôle du paramètre épaisseur initiale des fractures dans le processus de calibration à long terme

Le test consiste à faire varier l'épaisseur maximale sous contrainte nulle des fractures entre 250 et 500 microns, en appliquant cette valeur de manière uniforme pour chaque famille de fractures. Il faut se rappeler aussi que dans le modèle calé, ces épaisseurs des fractures varient entre 335 et

550 micromètres, et plus précisément toutes les familles ont une épaisseur de 550 micromètres sauf la dernière famille dite famille à « court-circuit » qui a une épaisseur de 335 micromètres.

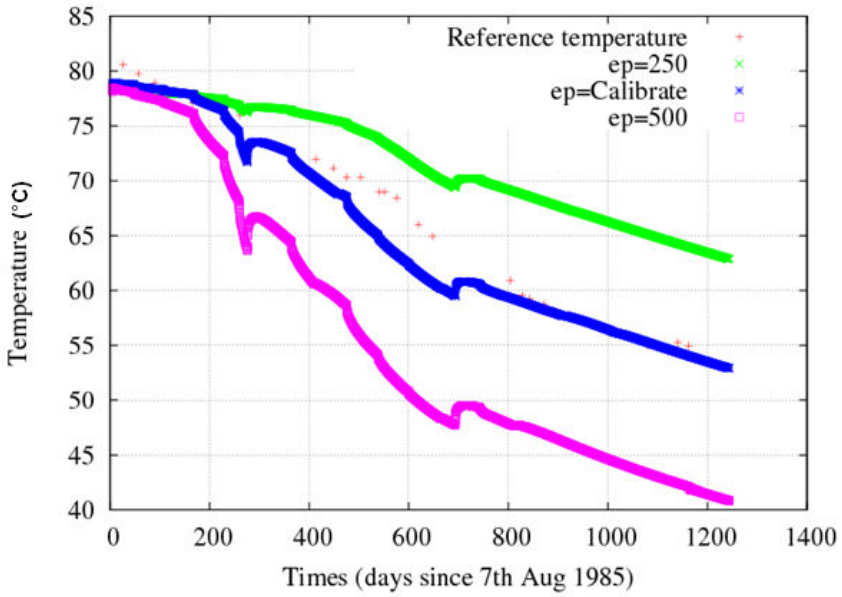


Figure 3.40 : Effet du choix d'une épaisseur égale pour toutes les familles. Température de production pour différentes valeurs du paramètre épaisseur, les données de terrain étant en rouge

Comme on peut voir sur les Figures 3.39 et 3.40, en faisant augmenter l'épaisseur des fractures du réseau d'un facteur 2, par exemple de 250 à 500 microns, le débit mis en circulation sous une même différence de charge est augmenté en raison de l'accroissement des perméabilités et le débit de production augmente en conséquence, ici dans un facteur 5, ce qui se traduit, côté température, sur la Figure 3.39, par une exploitation plus rapide de la chaleur de la roche et par une diminution plus rapide de la température de l'eau produite. On constate le rôle important de la famille 5 dans ce modèle, puisque en modérant la perméabilité de cette famille seule, on arrive à pénaliser le réseau en entier et obtenir un couple (débit, température) de production à peu près satisfaisant tout au long des trois années de test. Il est clair qu'une amélioration pourrait être obtenue avec une loi de comportement hydraulique de cette famille 5 qui lui serait spécifique pour que son rôle soit plus marqué lorsque les pressions sont fortes (comme lorsque on teste la valeur de 500 microns) et plus atténué en période où la pression est en dessous de 10 MPa (comme lorsque on teste la valeur 250 microns), ce qui peut s'obtenir avec une raideur à l'origine plus faible dans la courbe (fermeture, contrainte normale) utilisée.

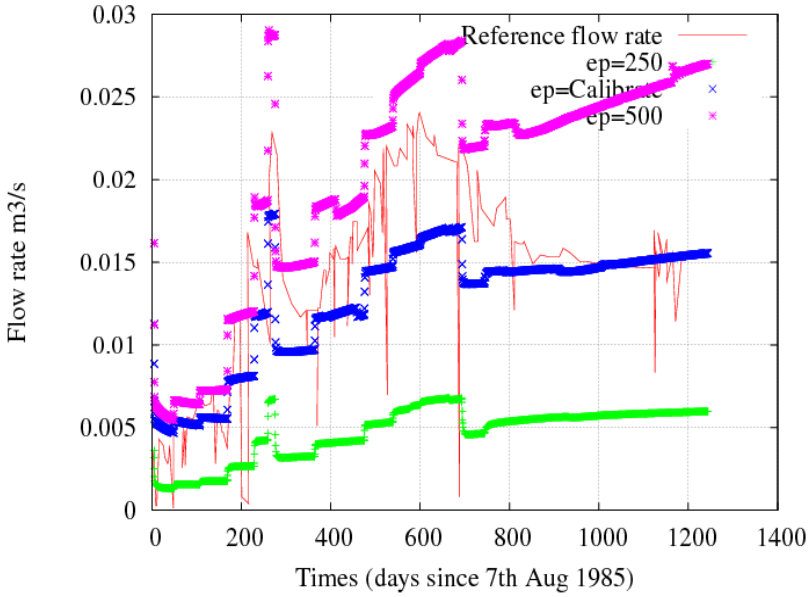


Figure 3.41 : Débit de production pour différentes valeurs de l'épaisseur de la fracture, les données de terrain figurant en rouge

3.3.6.4 - Test sur la densité des fractures de la famille simulant le « court-circuit » issue de l'opération de fracturation hydraulique au gel du puits RH15

Comme on sait que sur le site de Rosemanowes, l'opération de fracturation hydraulique RT2B022 s'est soldée par la création d'un sous-réseau de fractures responsable d'un « court-circuit », provoquant le refroidissement rapide du réservoir, notre modèle incorpore un petit sous-volume rempli d'une famille spécifique de forte densité de fractures, fixée à 30. 10^{-5} fracture/m^3, d'orientation parallèle à l'orientation de la contrainte horizontale majeure à cette profondeur et de loi de longueur similaire à celle des autres familles. Ces éléments supplémentaires ne sont donc pas connectés entre eux et ne forment pas à eux seuls un chemin direct entre les deux puits. On a fait un test sur cette dernière famille en faisant diminuer la valeur de sa densité. Cette variation sur un volume d'espace limité n'affecte pas la géométrie globale du modèle. Les valeurs de densités testées sont de 10 à 100 fois inférieures à la densité du modèle calé. Dans ce contexte nous avons fait des tests pour des valeurs des densités telles que 3. 10^{-5}, 0.3 10^{-5}. Le cas de la densité la plus faible coïncide en fait avec la situation où ce sous-volume est quasi inexistant.

On comparant les deux cas de densité respective (30 10^{-6}, 30 10^{-7}) avec le modèle initial de densité (30 10^{-5}) nous calculons moins de connexion entre les fractures lors de l'analyse de la connectivité du réseau et également moins d'intersections avec les puits d'injection RH12 et de production RH15 (Tableau 3.9).

Modèle avec une densité de fracture de	Nombre de connexion	Nombre de fracture interceptant le puits RH12	Nombre de fracture interceptant le puits RH15
$30e^{-5}$	96473	9	12
$30e^{-6}$	95684	6	5
$30e^{-7}$	95664	6	5

Tableau 3.9 : Impact de la variation de la densité de la famille « court-circuit » sur la géométrie du réseau

En comparant le test où la densité des fractures est de $30e^{-7}$ avec le modèle initial (modèle de départ), on constate l'importance de ces quelques éléments supplémentaires dans la connexion générale du réseau entre les deux puits. Le débit de production est de l'ordre de 15 % du débit injecté en fin de test de circulation et varie entre 2 L/s et 3 L/s, ce qui est un débit très faible, et qui est de l'ordre de ce qui circule par exemple entre les puits RH12 et RH11 dans les tests de la phase 2A. On peut dire qu'avec une densité des fractures 10 à 20 fois moindre que la densité initiale de la famille permettant le « court-circuit », nous constatons qu'il y a beaucoup de fluide perdu vers les limites latérales du modèle. Avec les valeurs faibles de densité pour cette famille « court-circuit », le profil de température varie peu et décroît en trois années de circulation avec seulement quelques degrés, 80 à 79°C, c'est-à-dire qu'il n'y a presque aucun changement.

Le moment sismique par contre n'apparaît pas affecté par ce paramètre. Le refroidissement a tout de même lieu dans le réseau, même si l'eau n'est pas produite par le puits RH15 (Figure 3.41) et les contraintes se développent. Par contre les intensités et le nombre des micro-séismes induits sont légèrement différents. Les moments sismiques de la simulation avec la densité de fractures la plus faible de $30\ 10^{-7}$ sont plus importants en termes d'intensité et en terme de nombre, par comparaison au modèle calé où un cheminement existe pour concentrer le flux.

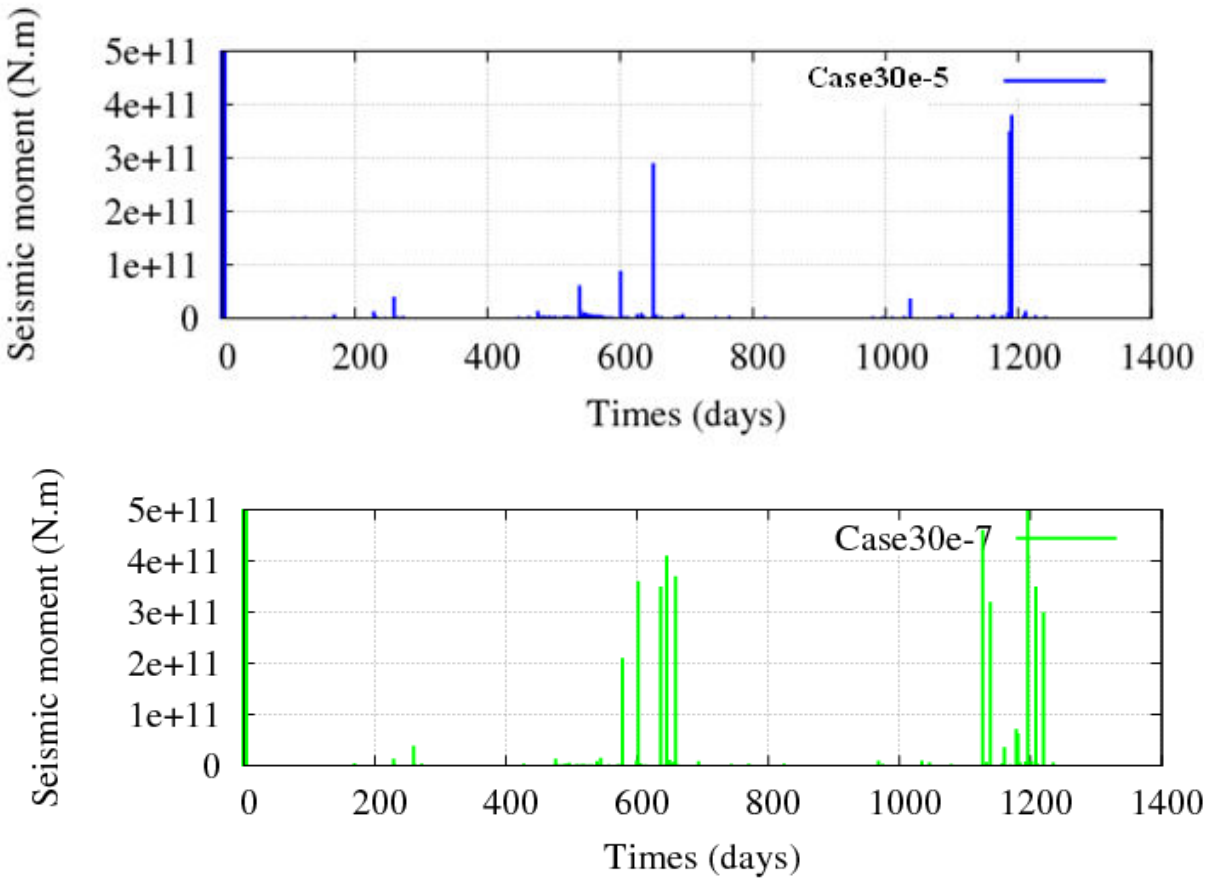


Figure 3.42 : Moment sismique pour le test de longue circulation principale (3 ans), pour différentes valeurs de densité de la famille « court-circuit »

3.4 - Conclusion sur l'application à un jeu de données historiques

Après la vérification et la validation du couplage THM intégré dans le code FRACAS sur des modèles géométriques simples, nous avons mis en place dans ce troisième chapitre un modèle de terrain basé sur un jeu de données réelles recouvrant tous les domaines d'intérêt, hydraulique, mécanique, thermique et sismique, suivant deux approches *déterministe* puis *stochastique.* Ces modèles, dont la géométrie (nombre, forme et taille des portions de plans, orientation) et les propriétés physiques ont été tirées des observations effectuées sur le site de Rosemanowes (UK), sont une première tentative numérique pour la représentation des interactions couplées sur un cas réel, relativement complexe, spécifique au domaine de la géothermie en roches profondes fracturées. L'originalité vient de la nécessité de devoir tenir compte des multiples phénomènes physiques qui se combinent pour essayer de satisfaire au mieux à la variété et à la quantité des données observées, directement ou indirectement.

Dans la première partie, à partir d'une description déterministe faite de 11 portions de plans verticaux appartenant à trois directions distinctes, nous avons pu obtenir des résultats qualitativement et quantitativement similaires à ceux des données de terrain, dans les domaines de l'hydraulique température et mécanique. Avec ce premier travail, nous avons confirmé certaines hypothèses discutées dans les travaux antérieurs avec des modèles plus simples, en particulier, le phénomène de « court-circuit », qui se traduit par un volume du réservoir effectif plus petit que le réservoir escompté. En étudiant aussi les 6 fractures principales de production de ce modèle déterministe, nous avons pu remarquer qu'il se créait avec le temps des chemins d'écoulement préférentiels, fortement refroidis le long des intersections avec les fractures connectées au puits d'injection, dans lesquels plus que la moitié des fluides injectés transitaient, ce qui est la cause du refroidissement rapide observé de la température de production sur ce site. Ce phénomène de « court-circuit » observé dans le site de Rosemanowes serait donc le résultat d'opérations de développement du réservoir par des opérations de fracturation hydraulique surdimensionnées, qui ont compromis la performance du réservoir, et rendant donc impossible sur ce site l'idée d'une exploitation économique de démonstration dans les années 1990. Au cours des calculs, différentes hypothèses ont été faites sur quel poids effectif attribué à la contrainte thermique dans le bilan en contrainte normale sur les fractures. Nous avons trouvé que le bon ordre de grandeur à considérer pour ce site était de 25 % de cette contrainte, c'est-à-dire l'équivalent d'un supplément de pression de l'ordre de 0.6 à 1 MPa. En intégrant la contrainte thermique dans le calcul du critère de Coulomb pour la stabilité en cisaillement, des ruptures supplémentaires peuvent être simulées au bout d'un certain temps, là où la pression seule n'y parviendrait pas. Mais ces « microséismes » qui à leur tour vont soit améliorer la perméabilité des fractures productives, soit favoriser la perte de fluide injecté vers les autres limites du modèle n'ont pas été discutés dans le cadre du modèle à géométrie déterministe simplifiée.

Dans la seconde partie de ce chapitre, le couplage thermo-hydro-mécanique se développe dans un modèle 3D de réseau aléatoire, selon une approche discrète. Ceci nous a permis un rapprochement supplémentaire avec la réalité, pour mieux étudier le phénomène de refroidissement le long de chemins préférentiels en réseau et ainsi associer dans le temps et dans l'espace le processus d'accroissement de pression fluide, refroidissement de la roche, accumulation de contrainte thermique, rupture en cisaillement d'une certaine surface et calcul d'un moment de rupture. Des microséismes de magnitude significative ont pu être simulés, parfois concentrés dans certaines zones particulières du réseau de fractures. Il est apparu au cours de ces simulations numériques que la modélisation d'un régime d'écoulement moyen équivalent sur la durée totale de l'expérience pouvait être acceptable pour le processus thermique, si l'on s'intéresse uniquement à la température de sortie du réservoir, mais ne renseignait pas correctement sur l'histoire mécanique, observable par le biais de la sismicité induite.

Le fait que la contrainte thermique s'ajoute à l'effet de la pression avec une constante de temps liée à la diffusivité de la température plus longue que les effets de diffusivité de la pression fluide, entraîne de manière différée la baisse de la contrainte effective et c'est ce qui va initier le glissement tardif des fractures et déclencher des activités micro-séismiques, même si les conditions de pression ne semblent pas critiques. Nous avons également vu que, selon notre approche, les moments des ruptures calculés sont moindres que ceux obtenus sur ces mêmes fractures lors de la stimulation initiale par surpression hydraulique lors de l'étape de création du réservoir. Cependant inexorablement le refroidissement travaille à faire avancer dans le temps les fractures vers une situation instable, même celles qui n'avaient pas été cisaillées préalablement par un essai de stimulation. Des micros-séismes, d'amplitudes comparables à celles vues pendant la période de création du réservoir, sont donc encore possibles tout au long de la vie du réservoir. Pour remédier au risque de ressentir en surface des effets non acceptables à une date tardive, il nous semble utile de préconiser la technique de double stimulation au moment de la création du réservoir, c'est-à-dire stimuler chaque ouvrage, séparément ou éventuellement dans un même test, de façon à mieux détendre la partie interne du réservoir entre les forages. Il nous semble également utile de pouvoir périodiquement effectuer des pulses de pressions pour provoquer, selon un calendrier fixé par l'opérateur, la libération des contraintes. Par exemple sur le cas de Rosemanowes, il nous est apparu que le réservoir retrouvait un état critique après environ un délai d'une année de circulation supplémentaire.

Conclusion et perspectives

Dans le cadre de ce travail de thèse, nous avons choisi de nous focaliser sur la relation entre la contrainte thermique issue du refroidissement des roches à long terme et la micro-sismicité induite, ceci dans le cadre du développement d'une nouvelle filière de production d'énergie électrique à partir de la production de chaleur de réservoirs géothermiques profonds de type EGS. Avant d'aborder le problème, nous avons fait un état des lieux des connaissances des méthodologies possibles et des outils de calcul qui pouvaient être mis en œuvre, comme on a pu voir dans le chapitre 2. Il s'avère que la question de la modélisation des échanges de chaleur dans les réservoirs fracturés profonds n'est pas au premier plan des préoccupations depuis une quinzaine d'années dans ce domaine, d'une part parce que peu de retour d'expérience sur de longue durée est disponible et d'autre part parce que l'attention s'est focalisée sur les aspects géo-mécaniques en relation avec le problème de la sismicité induite. En effet cette question se pose dès le début d'un projet et il doit être très tôt démontré au public qu'elle sera maîtrisée. Dans ce second chapitre, nous avons donc repris les anciennes formulations d'un code de calcul FRACAS déjà utilisé au laboratoire pour des projets de géothermie EGS, puis nous avons apporté des modifications importantes pour pouvoir traiter notre nouvelle problématique. En particulier, le travail a consisté à l'introduction du couplage « double milieu discret thermique » nous permettant de calculer le refroidissement de la roche à grande échelle et à long terme, estimer un terme de contrainte thermique en une dimension perpendiculairement à chaque fracture, mais aussi à incorporer un nouveau mécanisme de rupture de type « stick-slip », pour décrire le comportement frictionnel pendant le glissement et calculer des paramètres de rupture comme les chutes de contrainte et les moments. Les modifications apportées au code FRACAS ont été testées et vérifiées autant que possible avec d'autres modèles numériques issus de la littérature, dans des géométries simples. Ces améliorations sont en soi un premier apport du travail de thèse. Dans les exemples traités nous avons pu remarquer l'importance de la contrainte σ_{zz} induite par le refroidissement du réservoir perpendiculairement aux fractures qui pouvaient atteindre plusieurs MPa en quelques années. Les impacts possibles de cette contrainte de traction ont été ensuite discutés sur la base d'un modèle de terrain qui est mis en place dans le chapitre 3.

La validation du couplage hydraulique-thermique-mécanique intégré dans le code FRACAS est tentée sur une base de données provenant d'un programme expérimental anglais (Rosemanowes, Cornwall, UK), pionnier dans l'étude des réservoirs géothermiques fracturés, et qui a fait l'objet d'une intense caractérisation expérimentale et a été le support de plusieurs applications numériques. Deux approches différentes sont proposées, une approche *déterministe* et une approche *stochastique.* La géométrie déterministe est inspirée de la bibliographie. Le réseau formé de 11 fractures verticales de diverses orientations est calibré pour reproduire en régime transitoire les régimes hydrauliques qui se succèdent pendant une durée de trois ans, avec des périodes de plusieurs mois pour lesquelles la pression

d'injection est au-delà de la contrainte minimale à la profondeur du réservoir. On montre que cette calibration est possible en même temps que celle de la percée du front thermique observé *in situ* au puits de production. Cet ajustement des paramètres au comportement du réservoir nous permet de discuter l'hypothèse avancée dans la littérature avec des modèles plus simples, en particulier le phénomène de « court circuit », qui se traduit par un volume du réservoir utile plus petit que prévu, du fait que des chemins d'écoulements préférentiels se mettent en place. Ce phénomène de « court-circuit » observé sur le site de Rosemanowes est bien sûr très compromettant pour la performance thermique à long terme d'un réservoir s'il se met en place, car il pénalise fortement les paramètres économiques de l'exploitation.

Ce même modèle déterministe nous indique également que l'ordre de grandeur de la fraction de la contrainte thermique qui agit sur les fractures prises en compte serait de l'ordre de 1 MPa au bout de 3 ans, le reste de la déformation due au refroidissement étant accommodé par des fractures plus petites au sein des blocs et non prises explicitement en compte sur les grandes fractures. En intégrant la contrainte thermique dans le calcul du critère de Coulomb pour la stabilité en cisaillement, les ruptures sont simulées, mais pas converties en micro-séismes dans ce premier modèle.

Pour étudier la relation entre la contrainte thermique et la sismicité induite nous avons mis en place dans la deuxième partie du chapitre 3 le couplage thermo-hydro-mécanique selon une approche 3D de réseau aléatoire. Nous montrons que la calibration hydraulique et thermique est également possible en régime transitoire selon cette approche géométrique. Cette dernière approche nous a permis un rapprochement réaliste de la réalité. Le phénomène de refroidissement plus intense le long d'un chemin préférentiel est une clé pour comprendre comment les cisaillements et les microséismes de magnitude élevée peuvent se concentrer dans de telles zones. Le fait que la contrainte thermique s'ajoute continûment à l'effet de la pression dans notre modèle entraîne la baisse de la contrainte normale effective avec le temps, ce qui va déclencher le glissement des fractures, associé à une activité micro-séismique. On a pu évaluer à environ une à deux années le délai nécessaire sur ce site pour qu'une fracture déjà cisaillée rejoue, tant que du cisaillement reste disponible. Nous pensons qu'il serait possible d'éviter une partie du phénomène de micro-sismicité sur le long terme en contrôlant mieux le régime d'injection et en autorisant périodiquement la propagation d'un pulse de pression, modéré, au travers du réservoir. Il s'en suit que les mécanismes sismiques associés pourraient être identifiables par la recherche sur les données sismiques des évènements de type « multiplets ».

Enfin la dernière partie du chapitre 3, présente un ensemble de tests de sensibilité de notre modèle, construits autour du modèle stochastique calibré qui se rapprochait le plus des données de terrain. Parmi les différents paramètres physiques, nous avons fait varier en particulier le coefficient contrôlant

la contrainte thermique effective à partir du refroidissement moyen, ainsi que l'épaisseur des fractures. Nous avons aussi envisagé plusieurs descriptions de la partie du réseau responsable du court-circuit hydraulique. Pour chaque test, nous avons estimé par le calcul, les changements correspondant au niveau de la température et du débit de production, mais aussi des moments sismiques. Sans l'introduction d'un réseau de « court-circuit » dans le modèle nous concluons qu'il n'y a pas de production significative, mais avec la superposition d'un réseau de « court-circuit » nous avons un refroidissement rapide du réservoir. Le comportement hydraulique jugé à l'époque optimal, de par le débit produit, le taux de perte et l'impédance, qui ont été trouvés sur le site au moment de sa création, à partir de tests comme RT2A046 et RT2B022, ne se traduit pas avec le temps par un réseau thermiquement optimal. Il est vraisemblable que la stimulation massive du réservoir à partir de RH15-RH12 lui a été fatal et qu'une opération dimensionnée pour faciliter la circulation du fluide avec plusieurs chemins d'écoulement, qui aurait agrandi la taille utile de l'échangeur de chaleur aurait été préférable. Notre modèle pourrait être utilisé dans ce sens.

Dans notre outil de calcul comme dans la majeure partie des outils simulant les transferts thermiques dans les domaines des EGS, le transfert de chaleur est effectué d'une manière uni-axiale (1D). La principale raison de cette simplification est liée à l'inefficacité opérationnelle de la modélisation de processus couplés dans une géométrie complexe en trois dimensions. Cependant les progrès sont rapides. Déjà, une étude effectuée par Ghassemi et al. (2008) montre que la difficulté numérique peut être surmontée en utilisant la formulation de l'équation intégrale et la fonction de Green en trois dimensions pour la conduction de la chaleur, ce qui permettra de résoudre les problèmes en trois dimensions dans la géométrie à deux dimensions. Des algorithmes de maillages sophistiqués sont disponibles et des travaux en cours pour décrire les interactions entre les fractures existantes (Fu et al., 2011), les champs de pression, de contrainte et de température, et la possibilité de propager certains éléments du réseau pour créer une nouvelle carte dynamique de la connectivité. Tous ces développements tirent bénéfice de la similitude qui existe avec les travaux menés sur l'amélioration de l'exploitation des gaz de schistes.

En perspective nous proposons de commencer à transposer ce qui a été appris par l'étude du site de Rosemanowes sur un autre site géothermique potentiel, dans un autre contexte géodynamique, qui se situe dans le rift est africain. Ce travail est présenté dans une partie Annexe. La particularité de ce graben africain vient du fait qu'il est toujours actif, comme le montre l'enregistrement régulier d'une activité micro-séismique naturelle, avec des magnitudes enregistrées de l'ordre 0 à 2 sur l'échelle de Richter, et qu'il est moins profond (2 km) et plus chaud (360°C) que celui de Rosemanowes. Notre objectif est donc tout d'abord de présenter la morphologie du réseau de faille qui affecte cette région, d'en tirer quelques lois de distributions utiles pour commencer la construction d'un modèle

géométrique, puis la mise en place dans un second temps d'un modèle de circulation pour pouvoir reproduire certaines données de terrain macroscopiques que l'on a déjà observées. Le but sera de réaliser par la suite la simulation de tests de stimulation dans un régime de contrainte très proche de l'instabilité, puis de simuler l'effet d'une réinjection froide dans un schéma d'exploitation d'un dispositif à plusieurs forages déviés. Le fort contraste de température devrait être rapidement associé à des effets thermo-mécaniques marqués et notre approche pourra peut-être permettre d'anticiper sur une activité de séismicité induite, éventuellement dommageable pour l'intégrité des forages et pour le site lui-même.

Références bibliographiques

3DEC (2008), Version 4.0, 3. Dimensional Distinct Element Code. *User's Manual. Itasca Consulting Group Inc*., Minneapolis, MN., June 2008.

ABABOU, R. (1991). Approaches to large scale unsaturated flow in heterogeneous stratified and fractured geologic media. Section 4.2: Hydraulic properties of saturated fractured media. U.S. *Nuclear Regulatory Commission.*

ABELIN H, NERETNIEKS, I., TUNBRANT, S. and MORENO, L. (1985). Final report of the migration in a single fracture : experimental results and evaluation. Nuclear Field Safety Project. Stripa Projet Sven. Karnbransleforsorjning *Tech. Report 85.03.*

ALLIS, R.G. (1982). Mechanisms of induced seismicity at The Geysers geothermal reservoir, California. *Geophys. Res. Lett.,* 9, 629.

AMI/ADEME (2012). Appel à Manifestation d'Intérêt, piloté par l'ADEME et dédié à la géothermie dans le cadre des investissements d'Avenir, annoncé en novembre 2011.

ANDERSSON, J. and DVERSTROP, B. (1987). Conditional simulation of fluid flow in three-dimensional networks of discret fractures. *Water Resources Research* 23(10), 1876-1886.

ANDREW J. J. and ROBERT H. and JONES (1996). Characterization of fractured reservoir using microeeartquakes induced by hydraulique injection. *Marine Petroleum Geology,* vol. 13.

ANDREWS, J., HUSSAIN, N., FORD, D.J. and YOUNGMAN M.J. (1989). The use of natural radioelement and radiogenic noble gas dissolution for modelling the surface area and fracture width of a Hot Dry Rock (HDR) reservoir. *Research Report SD/89/2, Brit. Geol. Surv.*

AQUATER (1989), Djibouti geothermal exploration project Republic of Djibouti, final report. *Aquater Report,* 159 pp.

ASANUMA, H., KAWAMURA, Y., NIITSUMA, H. and WYBORN, B. (2009). Interpretation of Reservoir Creation Processat Cooper Basin by microseismic multiplet analyses. *Trans. GRC*, 33, 149-153.

ASANUMA, H., KAWAMURA, Y., NIITSUMA, H. and WYBORN, B., (2010). Integrating microseismic multiplet and source parameter analyses to define EGS reservoir structure : Cooper Basin, Australia. *Trans. GRC*, 34, 841-846.

BACHLER, D. and KOHL, T. (2005). Coupled thermal-hydraulic-chemical modeling of enhanced geothermal systems. *Geophysical Journal International*, 161(2), 533–548.

BAISCH, S., VOROS, R., WEIDLER, R. and WYBORN, D. (2009). Investigation of fault mechanisms during geothermal reservoir stimulation experiments in the Cooper Basin (Australia). *Bull Seismol Soc Am.*, 99(1):148–58.

BAISCH. S., VOROS, R., ROTHERT, E., STANG, H., JUNG, R. and SCHELLSCHMIDT, R. (2010). A numerical model for fluid injection induced seismicity at Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences,* 47, 405–413.

BAKER, J. A. (1991). Generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Ressources Research,* 24 (10), 1996-1804.

BARDAINNE, T. (2005). Etude de la sismicité de Lacq et analyse des formes d'ondes par décomposition en chirplets, *Thèse de Doctorat,* Université de Pau et des Pays de l'Adour, 241 p.

BARENBLATT, G., ZHELTOV, Y. and KOCHINA, I. (1960). Basic concepts in theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *P. M. M.,* 24(5), 852-864.

BARIA, R., GREEN, A.S.P. (1989). Microseismics : A Key to Understanding Reservoir Growth. Proc. Hot Dry Rock Conference, Ed. Roy Baria, Camborne School of Mines Redruth, Robertson Scientific Publications, London, pp. 363-377.

BARKER, J. (1988). A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research*, 24, (10), 1796-1804.

BATCHELOR, A.S. (1983). Hot Dry Rock reservoir stimulation in the UK : an extended summary. *Proc. of European Geothermal Update,* 3rd International Seminar on EEC Geothermal Research, Munich, November, European Patent Office, Munich (EUR8853EN), p. 693-758.

BATCHELOR, A.S. (1984). An overview of hot dry rock technology. *4th international conference on energy options: the role of alternatives in the world energy scene*. IEE, London.

BATCHELOR, A.S. (1986). Reservoir behavior in a stimulated hot dry rock system. *11th workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University,* California.

BAUJARD, C. (2005). Modélisation de deux fluides non miscibles dans des milieux fractures: application à l'injection d'eau à grande profondeur et à la recherche d'eau douce en milieu côtier. *Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris,* 186 p.

BEAR, J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier Publishing Company, New York, 1972 Edition, 764 p.

BILLAUX, D. (1990). Hydrogéologie des milieux fracturés : géométrie, connectivité et comportement hydraulique. *Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris.*

BLÖCHER, G., KRANZ, S., ZIMMERMANN, G., FRICK, S., HASSANZADEGAN, A., MOECK, I., BRANDT, W., SAADAT, A. and HUENGES, E. (2010). Conceptual Model for Coupling Geothermal Power Plants with Deep Reservoirs. *Proc. World Geoth*.

BOMMER, J.J., OATES, S.J., CEPEDA, M., LINDHOLM, C., BIRD, J., TORRES, R., MARROQU´IN, G., RIVAS, J., (2006). Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project. *Eng. Geol*., 83, 287–306

BÖNNEMANN, C., SCHMIDT, B., RITTER, J., GESTERMANN, N., PLENEFISCH, T., WEGLER, U. (2010). Das seismische Ereignis bei Landau vom 15 August 2009 (the seismic event near Landau of 15th August 2010). *Final report* by the expert panel on seismic risk associated with hydrothermal geothermal plants, Landesamt für Geologie und Bergbau of Rheinland-Pfalz (Regional authority for geology and mines of Rheinland-Pfalz), 54 p. Available at http://www.lgb-rlp.de/einzelansicht.html?&no-cache=1&tx-ttnews%5BbackPid%5D=1542&tx-ttnews%5Btt-news%5D=64

BÖNNEMANN, C., SCHMIDT, B., RITTER, J., GESTERMANN, N., PLENEFISCH, T., BODVARSSON, G. (1975). Thermoelastic phenomena in geothermal systems. *Proc.2nd UN Symposium on the development and use of geothermal resources*, San Francisco, CA., vol. 2, 903–907.

BOUR, O. and DAVY, P, (1997). Connectivity of random fault networks following a power low fault lengh distribution. *Water Resources Research*. 33, (7), 1567-1583.

BOURGINE, B., CHILE S, J.P. and CASTAING, C. (1995). Simulation d'un réseau de fractures par un modèle hiérarchique probabiliste, *Cahier de Géostatistique,* 5, ENS Mines de Paris, 81, 96 p.

BOURKE, P.J. (1987). Channeling of flow though fracture in rock. HARWELL R12305.

BRACE, W.F. and BYERLEE, J.D. **(1966).** Stick slip as a mechanism for earthquakes. *Science,* 153, 990–992.

BRGM, (2010). La géothermie en Europe et dans le monde. *(www.enr.fr).*

BROWN, D. (1995). The US Hot Dry Rock Program 20 Years of Experience in Reservoir Testing. *Proc.World Geothermal Congress*, Florence, Italy, 4, 2607–2611.

BRUEL, D. (1990). Exploitation de la chaleur des roches et sèche: étude des phénomènes mécanique, hydraulique et thermiques au moyen d'un modèle à fracture discrètes. *Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris*

BRUEL, D. (1995a). Heat extraction modeling from forced fluid flow through stimulated fractured rock masses: application to the Rosemanowes Hot Dry Rock reservoir. *Geothermics*, 24, 361-374.

BRUEL, D. (1995b). Modeling heat extraction from forced fluid-flow through stimulated fractured rockmasses evaluation of the Soultz-sous-Forets site potential. *Geothermics*, 24(3), 439–450.

BRUEL, D. (2002). Impact of induced thermal stresses durgin circulation test in an engineered fractured geothermal reservoir : exemple of the Soultz-sous-Forêts European hot fractured rock Geothermal project, Rhine Graben, France. *Oil and Gas Science and Technology, Rev. IFP,* 57, 459-470. DOI:10.516/ogst:2002030.

BRUEL, D. (2007). Using the migration of induced seismicity as a constraint for fractured Hot Dry Rock reservoir modelling*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 44, 1106–1117.*

BRUEL, D. and CACAS, M.C. **(1992).** Numerical modeling technique: contribution to the Soultz HDR project. *In Geothermal Energy in Europe the Soultz Hpt Dry rock Project, ed.* J. C. Bresee, P 267-279. Gordon & Breach, New York.

BRUEL, D. and EZZEDINE, S. (1993). Modeling fluid flow, mechanical coupling and geochemical interaction in fractured reservoirs: validation of modeling approaches. Rapport technique, European HDR geothermal project, CEE contract joull-CT92-0115. Rapport CIG ENSMP lhm/rd/93/45.

BRUEL, D. and JEONG, WC. (2001). Numerical modeling of the coupling between mechanical and hydraulic properties in a granite rock mass subject to high pressure injection experiments. Proc. 38th US Rock Mechanics Symposium, DC Rocks 2001, *Rock Mechanics in the National Interest,* Elsworth, Tinucci and Heasley Eds, 261-269.

BYERLEE, J.D. (1967). Frictional characteristics of granite under high confining pressure, *J. Geophys. Res*. 72, 3639-3648.

BYERLEE, J.D. (1970). Static and kinetic function of granite at high normal stress, *Int. J. Rock Mech. Min*. Sci., 7, 577-582.

BYERLEE, J.D. (1975). The fracture strength and frictional strength of Weber sandstone, *Int. J. Rock Mech. Min.* Sci., 12, 1-4.

BYERLEE, J.D., (1978). Friction of rocks: *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p. 615–629.

CACAS, M. (**1989**). Développement d'un modèle tridimensionnel stochastique discret pour la simulation de l'écoulement et le transfert de masse et de la chaleur en milieu fracturé. *Thèse de doctorat, Ecole nationale supérieure des Mines de Paris.*

CACAS, M., LEDOUX, E., G. de MARSILY, A, BARBEAU., TILLIE, B., DURAND, E., FEUGA, P., and PEAUDERCREF, P. (1990). Modeling fracture flow with a discrete fracture network; calibration and validation. 1. The flow model. *Water Resource Research,* 26 (3), 491-500.

CAMBORNE SCHOOL OF MINES GEOTHERMAL ENERGY PROJECT, (**1984b**). *In situ* stress summary report*.* Department of Energy, London. (*ETSU G 167-P11*).

CAMBORNE SCHOOL OF MINES GEOTHERMAL ENERGY PROJECT, **(1988).** Current Status of Hot Dry Rock technology with reference to southwest England. Department of Energy, London. (*ETSU G 137-P11*).

CAMBORNE SCHOOL OF MINES GEOTHERMAL ENERGY PROJECT. **(1990).** Progress in Hot Dry Rock geothermal energy technology for application in southwest England (1987-1989). *Department of Energy, London*. (*ETSU G151-P1*).

CARRIGAN, C.R., RAMIREZ, A.L., NEWMARK, R.L., AINES, R. and FRIEDMAN, S.J., (2009): Application of ERT for tracking CO2 plume growth and movement at the SECARB Cranfield site. Annual Conference on Carbon Capture & Sequestration, Pittsburgh, PA, United States, 4-7 May.

CARSLAW, J.R., and JAEGER, J.C. (1959). Conduction of heat in solids. Oxford University Press.

CHARLAIX, E., GUYON, E. and RIVIER, N. (1984). A criterion for percolation threshold in a rondom array of plates. *Solid State Communications,* 50 (11), 999-1002.

CHENG, AH-D., GHASSEMI, A., DETOURNAY, E. (2001). A Two-dimensional solution for heat extraction from a fracture in hot dry rock. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics,* 25:1327–1338.

CHILES, J. (1998). Fractal and geostatistical methods for modeling a fracture network. Ma: *Thematical geology,* 20(6), 631-654.

CHILES, J., and De MARSILY G. (1993). Stochastic models of fracture systems and their use in flow and transport modeling. *In Flow and contaminant transport in fractures rock,* J. Bear. C.F Tsang, and G. Marsily, eds. Academic Press, San Diego, California, ch. 4, 169-236.

CINCO-LEY, H. and SAMANIEGO, V. (1981). Transient pressure analysis for fractured wells. *J. Pet. Tech*., 1746-1749.

CÔME, B. and AUSSER, J. (2010). Les énergies renouvelables. MINES Paris, *Revue des Ingénieurs.*

COOK, NGW. (1992). Natural joints in rock Ð mechanical, hydraulic and seismic behavior and properties under normal stress. *Int J Rock Mech.,* 29:198±223.

CORNET, F., HELM, J., POITRENAUD, H., and ETCHECOPAR, A, (1997). Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections, *Pure and Applied Geophysics*, 150, 563–583.

CORREIA, H., FOUILLAC, C., GERARD, A, VARET, J. (1985). The Asal geothermal field (Republic of Djibouti). *Int. Symposium on Geothermal Energy,* Geothermal Resources Council Transactions International Stone, Claudia (Eds), vol. 9, 513-519.

COURTILLOT, V. (1980). Opening of the gulf of aden and Afar by progressive tearing. *Phys. Earth. Planet. Inter.,* 21, 343-350.

CROUCH, S. **(1976).** Solution of plane elasticity problem by the displacement discontinuity method. *International Journal of Numerical Method Engineering,* 10, 331- 343.

CUENOT, N., FROGNEUX, M., DORBATH, C. and CALO, M. (2011). Induced microseismic activity during recent circulation tests at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (France). *Proc. 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University,* Stanford, CA.

DAHER, E. (2005). Analysis of geothermal well test data from the Asal rift area, Republic of Djibouti. *UNU-GTP yearbook 2005*, n° 6, 39-59.

DASH, Z.V., MURPHY, H.D., AAMODT, R.L. et al., **(1983).** Hot dry rock geothermal reservoir testing; 1978 to 1980 : *J. Volcanol Geotherm Res, vol. 15, p. 59-99.*

DELEPINE, N., CUENOT, N., ROTHER, E., PAROTIDIS, M., RENTSCH, S., SHAPIRO. SA. (2004). Characterization of fluid transport properties of the Hot Dry Rock reservoir Soultz-2000 using microseismicity. *J Geophys Eng*, 1 pp. 77–83.

DELIBRIAS, G., MARINELLI, G. and STIELTJES, L. (1975). Spreading rate of the Asal Rift, in Pilger, A. and Rosler, A. Afar Depression of Ethiopia: *Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report* No. 14: E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

DENG, S., PODGORNEY, R., HUANG, H. (2011). Discrete Element Modeling of Rock Deformation, Fracture Network Development permeability evolution under hydraulic stimulation. *Proc. 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University,* Stanford, California, Jan. 31, Feb.2.

DENLINGER, R.P. and BUFE, C.G. (1982). Reservoir Conditions Related to Induced Seismicity at the Geysers Steam Reservoir, Northern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72 1317.

DERSHOWITZ, W. (1984). Rock joint system. Thèse de doctorat, Massachussetts Institute of technology.

DERSHOWITZ, W. and EINSTEIN, H. **(1988).** Characterizing rock joint geometry with joint systems models. *Rock mechanics and rock engineering,* 21(1), 21-51.

DERSHOWITZ, W. and MILLER, I. (1995). Dual porosity fracture flow and transport, *Geophys. Res. Lett.*, 22(11), 1441–1444, doi:10.1029/95GL01099.

DIETERICH, J. H. (1972). Time dependent friction in rock, *J. Geophys. Res,* 77, 3690-3697.

DIETERICH, J. **(1978).** Time dependent friction and the mechanics of stick slip. *Pure Appl. Geophys*. 116, 790 806.

DIETERICH, J.H. **(2007).** Applications of Rate- and State-Dependent Friction to Models of Fault Slip and Earthquake Occurrence, Treatise on Geophysics, ed. Kanamori, H., Elsevier, Amsterdam and Boston, chapter 4, 107–129.

DOUBRE, C. (2004). Structure de mécanismes des segments de rift volcano-tectoniques : étude de rift anciens (Ecosse, Islande) et d'un rift actif (Asal-Ghoubbet). *Thèse Doctorat,* Université du Maine, Le Mans, 420 p.

DUCHANE, D. (1995). Hot dry rock geothermal energy in the USA – moving toward a practical use. *Proc. World Geothermal Congress*, 2613-2617.

DVERSTROP, B. and ANDERSON, J. (1989). Application of the discrete fracture network concept with field data : possibilities of model calibration and validation. *Water Resources Research,* 25(3), 540-550.

ELSWORTH, D. (1987). Thermal permeability enhancement of blocky rocks : plane radial flow. *Proc. Int. Workshop on forced fluid flow through strongly fractured rock masses.* Garchy, France.

ELSWORTH, D. (1989). Theory of Thermal Recovery Form a Spherically Stimulated Hot Dry Rock Reservoir, J, *Geophys. Res.* 94 (B2), 1927-1934.

EVANS, K.F., ZAPPONE, A., KRAFT, T., DEICHMANN, N. and MOIA, F. (2012). A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO_2 reservoirs in Europe. *Geothermics,* 41, 30-54, doi: 10.1016/j. geothermics. 2011.08.002

EZZEDINE, S. (1994). Modélisation des écoulements et du transport dans les milieux fissurés : approches continues et discontinues. *Thèse de doctorat,* Ecole des Mines de Paris.

FEHLER, M, (1989). Stress control of seismicity patterns observed during hydraulic fracturing experiments at the Fenton Hill hot dry rock geothermal energy site, New Mexico, *Int. J. Rock. Mech. Mining Sci. Geomech. Abstr.,* 26, 211–219.

FEUGA, B. and PEAUDERCREF, P. (1990). Modeling fracture flow with a discrete fracture network ; calibration and validation. 1. The flow model. *Water Resource Research,* 26 (3), 491-500.

FISCHER, T., HAINZL, S., EISNER, L., SHAPIRO, S. and CALVEZ, J.L. (2008). Microseismic signatures of hydraulic fracture growth in sediment formations : observations and modeling, *J. Geophys. Res.*, 113, B 02307, 12 p.

FREDRICH, JT., WONG, T-F. (1986). Mechanics of thermally induced cracking in three crustal rocks. *J. Geophys Res,* 91(B12):12743–54.

FU, P., JOHNSON, S.M., HAO, Y. and CARRIGAN, C.R. **(2011).** Fully coupled geomechanics and discrete flow network modeling of hydraulic fracturing for geothermal applications. *Proc. 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University,* Stanford, California, January 31 - February 2, SGP-TR-191.

GADALIA, A., IUNDT F. and FABRIOL, R. (1998). Exploration géologique et géochimique de la zone Nord-Ghoubbat. *Rapport BRGM,* 82 SGN 022 GTH.

GEERTSMA, J. (1966). Problem of rock mechanics in petroleum production engineering. *1st Congress Int. Society of Rock Mechanics,* Lisbon.

GELET, R., LORET, B. and KHALILI, N. (2012). A thermo-hydro-mechanical coupled model in local thermal non-equilibrium for fractured HDR reservoir with double porosity. *J. Geophys. Res.*, 117, B07205, doi:10.1029/2012JB009161.

GENTER, A., GUILLOU-FROTTIER, L., BRETON, J., DEZAYES, C., EGAL, E., FEYBESSE, J.L., GOYOUNECHE, O., NICOL, N. and ROIG, J. (2005). Typology of potential HFR systems in Europe. *Proc. EHDRA Scientific Conference*, 17-18. March 2005, Soultz-sous-Forêts, France, 8 p.

GENTIER, S. (1986). Morphologie de comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans un granite sous contrainte normale : étude expérimentale et théorique. *Thèse de doctorat,* Université d'Orléans.

GHASSEMI, A., NYGREN, A. and CHENG, A. (2008). Effects of heat extraction on fracture aperture a poro-thermoelastic analysis. *Geothermics,* 37, 525-539.

GHASSEMI, A. and TARASOVS, S. (2004). Three-dimensional modeling of injection induced thermal stresses with an example from Coso. *Proc. 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University,* Palo Alto, Ca.

GHASSEMI, A., TARASOVS, S. and CHENG, AH-D. (2003). An integral equation solution for three-dimensional heat extraction from planar fracture in hot dry rock. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, 27, Issue 12, 989–1004.*

GHASSEMI, A., TARASOVS, S. and CHENG, AH-D. (2005). Integral equation solution of heat extraction-induced thermal stress in enhanced geothermal reservoir. *Int. J. Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, 29:829–844.*

GHASSEMI, A., TARASOVS, S. and CHENG, A.H.-D. (2007). A 3-D study of the effects of thermomechanical loads on fracture slip in enhanced geothermal reservoirs. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci*., 44, 1132–1148.

GHASSEMI, A. and ZHANG, Q. (2004). Poro-thermoelastic mechanisms in wellbore stability and reservoir stimulation*. Proc. 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University,* Stanford, California, January 26-28, 2004 SGP-TR-173

GHASSEMI, A. and ZHANG, Q. (2004). A transient fictitious stress boundary element method for porothermoelastic media*. Eng. Analysis with Boundary Elements,* 28 (11), 1363-1373.

GODANO, M. (2009). Étude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard). *Thèse de doctorat,* Université de Nice-Sophia Antipolis 330 p.

GRINGARTEN, A. and WITHERSPOON, P. (1972). A method for analysing test data from fractured rock aquifers. *Proc. Symp. on percolation through fissured rock*, T3B1-T3B8,.

GRINGARTEN, AC., WITHERSPOON, P.A. and OHNISHI, Y. **(1976).** Theory of heat extraction from fractured hot dry rock **–** *Reply. J. Geophysical Research*, p. 360, ISSN: 0148-022

GUIMARAES, L.D., GENS, A. and OLIVELLA, S., (2007). Coupled thermo-hydromechanical and chemical analysis of expansive clay subjected to heating and hydration. *Transport Porous Media* 66(3):341–372

HÄRING, M.O., SCHANZ, U., LADNER, F. and DYER, B.C. (2008). Characterization of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics*, 37, 469‑495.

HAYASHI K,T. M. and MARUYAMA, S. (1999). Geology and igneous and metamorphic petrology of the Isua supracrustal belt (3.7–3.8 Ga), Southern West Green-land: EOS *Trans. Amer. Geophys. Union*, 80, F1078.

HEALY, J., RUBEY, W., GRIGGS, D. and RALEIGH, C. (1968). The Denver earthquakes, *Science*, 161 (3848), 1301–1310.

HERBERT, A., GALE, J., LANION, G. and LEOD, M.R. (1991). Modeling for the stripa site characterization and validation drift inflow : prediction of flow through fractured rock. Rapport technique, Swedish Nuclear Power and waste Management. *SKB Report,* 91, p. 35.

HOPKIRK, R J., SHARMA, D. and PRALONG, P.J. (1981). Coupled convective and conductive heat transfer in the analysis of HDR geothermal sources. In "*Num. Meth in heat transfer"* Editors R. Lewis K. Morgan, and O. Zienkiewitz Eds, J. Wiley & Sons, 536 p.

HOSSAIN, M., RAHMAN, M. and RAHMAN, S. (2002). A shear dilation stimulation model for production enhancement form naturally fractured reservoirs. *SPE* 78355, 2002.

HUANG, K., ZHANG, Z. N., AND GHASSEMI, A. (2013). Modeling 3D Hydraulic Fracture Propagation Using Virtual Multidimensional Internal Bonds. *Int. J. Numerical and Analytical Methods in Geomechanics,* 37, 2021-2038.

HUYAKORN, P. and PINDER, G. **(1983).** Computational methods in subsurface flow. Academic Press, 473 p.

JAEGER, J.C. and COOK, N.G.W. (1979). Fundamentals of Rock Mechanics. 3rd edition, Numerous figs. London: Chapmanand Hall 593. ISBN0412220105.

JALLUDIN, M. (2010). State of knowledge of the geothermal provinces of the Republic of Djibouti. *Short Course on Exploration for Geothermal Resources, Naivasha*, Kenya, Oct. 29 -Nov. 19. 2010, 16 p.

JEONG, W.C. (2000*).* Modélisation de l'influence d'une zone de failles sur l'hydrogéologie d'un milieu fracturé : application au domaine de stockage de déchets nucléaires. *Thèse de doctorat,* Ecole des Mines de Paris.

JEONG, W.C., BRUEL, D. and CHO, Y. S. (2006). Numerical experiments of flow and transport in a variable-aperture fracture subject to effective normal stresses). *J. Hydraulic Research*. 44, Issue 2, 259-268.

JEONG, W.C., BRUEL, D. and HICKS, T. (1999). Modelling the influence of fault zone heterogeneity on ground water flow and radionuclide transport. *Proc. Eurowaste,* vol. 99, 475-478, EUR19143 EN.

JING, L.R. and FENG, X.T. (2003). Numerical modeling for coupled thermo-hydro-mechanical and chemical processes (THMC) of geological media international and Chinese experiences. *Chin. J. Rock Mech. Eng*., 22(10), 1704–1715.

JOURDE, H., BILLAUX, P. and PISTRE, S. (1998). Modélisation des écoulements en réseaux de fractures orthogonales : influence de la localisation du puits de pompage sur les rabattements. *Bull. Soc. Géol. France,* 169(5), 635-644.

KASSER, M., LEPINE, J.C. and RUEGG, J.C. (1979). Mise en évidence de mouvement d'extension sur la dorsale émergée d'Asa-Ghoubet en République de Djibouti. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, 469-472.

KLIMCZAK, C., SCHULTZ, R.A., PARASHAR, R. and REEVES D.M. (2010). Cubic law with aperture-length correlation: implications for network scale fluid flow. *Hydrogeology J.,* 18, 851–862.

KIM, J., SONNENTHAL, E. and RUTQVIST, J. **(2012).** A sequential implicit algorithm of chemo-thermo-poro-mechanics for fractured geothermal reservoirs. *Proc. TOUGH Symposium,* Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California.

KIRK PATRICK, S. (1973). Percolation and conduction. *Reviews of Modern Physics,* 45(4), 574-588.

KIRYUKHIN, A., XU, T., PRUESS, K., APPS, J. and SLOVTSOV, I. **(2004).** Thermal-hydrodynamic-chemical (THC) modeling based on geothermal field data. *Geothermics,* 33(3), 349–381.

KOHL, T., EVANS, KF., HOPKIRK, RJ. and RYBACK, L. (1995). Coupled hydraulic, thermal, and mechanical considerations for the simulation of hot dry rock reservoirs. *Geothermics*; 24:345–59.

KOHL T. and MEGEL T. (2005). Coupled hydro-mechanical modeling of the GPK3 reservoir stimulation at the European EGS site Soultz-sou-Forêts. Proc. 30th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, CA, Jan31.-Feb 2nd, 2005, SGP-TR-176.

KOLDITZ, O. (2001). Non-linear flow in fractured rock. *Int. J. Numerical Methods in Fluid and Heat Transport*, 11(6), 547–576.

KOLDITZ, O. (1995). Modeling flow and heat transfer in fractured rocks: conceptual model of a 3D deterministic fracture network. *Geothermics*, 24, 3, 451-470.

KOLDITZ, O. et CLAUSER, C. (1998). Numerical simulation of flow and heat transfer in fractured crystalline rocks: Application Hot Dry Rock site in Rosemanowes (U.K) *Geothermics*, 27, (1), l-23.

KOLDITZ, O, HABBAR A., KAISER R., SHULZE-RUHFUS, M., THORENZ, C., (1997). Rockflow-theory and users manual, release 3.2. Institut für Stromung smechanic und E.R.B., Universität Hannover, Germany.

KOVAC, K.M., SUSAN, J., DRAKOS, L.P., BYERSDORFER, J. and ROBERTSON-TAIT, A. (2009). Borehole image analysis and geological interpretation of selected features in Well DP 27-15 at Desert Peak, Nevada: pre-stimulation evaluation of an Enhanced Geothermal System. *Proc. 34th Workshop on Geothermal Engineering, Stanford University.*

KUHN, M. (2004). Reactive Flow Modeling of Hydrothermal Systems. *Lecture Notes in Earth Sciences,* Springer, Berlin/Heidelberg.

KULISH, N. (2009). Spy fired shot that changed West Germany, *New York Times*, May 27, p. A4.

KULISH, N. and GLANZ, J. (2009). German geothermal project leads to second thoughts after the earth rumbles. *New York Times*, Sept. 10, 2009, www.nytimes.com/2009/

LACOMBE, O. (2007). Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. *J. Structural Geology,* 29 pp. 86–99

LANYON, G.W and BATCHELOR, A.S. (2009). Modeling for UK hot dry rock programme using the fracture network methode: summary report. *Geoscience Report*, CC59/R5/078, 44 p, 1992.

LEMALE, J. (**2009).** La Géothermie. Ed. Dunod, Collections Technique et Ingénierie, Paris, 320 p.

LONG, J. and BILLAUX, D. (1987). From field data to fracture network modeling: an example incorporating spatial structure. *Water Resources Research*, 23(7), 1201-1216.

LONG, J., GILMOUR, P. and WITHERSPOON, P. (1985). A model fort steady-state flow in random, three dimensional networks of disk-shaped fractures. *Water Resources Research*, 21 (8) 1105-1115.

LONGUEMARE, P., MAINGUY, M., LEMONIER, P., ONAISI, A, GÉRARD, C. and KOUTSABELOULIS, N. (2002). Geomechanics in reservoir simulation: overview of coupling methods and field case study. *Oil Gas Sci. Technol. Rev. IFP,* 57, 5, 471–483.

LOPEZ S., BOUCHOT V., LAKHSSASSI M., CALCAGNO P., GRAPPE B. (2010). Modeling of Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French lesser Antilles). *Proc. 35th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University,* Stanford, California, February 1-3, SGP-TR-188.

LOUIS C. (1974). Introduction à l'hydraulique des roches. Article principal. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Pierre Marie Curie.

LOUPOUKHINE, M. (1973). Rôle de la géochimie dans la recherche géothermique : application au territoire français des Afars et Issas. *Thèse de 3éme cycle*, BRGM et Laboratoire de Géologie Dynamique, Université de Paris VI, 328 p.

LOWELL, RP. (1976). Comments on theory of heat extraction from fracture hot dry rock by AC Gringaten, PA. *J. Geophys. Res.,* 81, 359.

MAJER, E., BARIA, R. and STARK, M. (2008). Protocol for induced seismicity associated with enhanced geothermal systems", Report produced in Task D Annex I (9 April 2008), International Energy Agency-Geothermal Implementing Agreement (incorporating comments by: C. Bromley, W. Cumming, A. Jelacic and L. Rybach).

MAJER, E.L., and McEVILLY, T.V. (1979). Seismogical investigations at the Geysers Geothermal Field. *Geophysics*, 44, 246–269.

MANIGHETTI, I., TAPPONNIER, P., GILLOT P-Y., COURTILLOT V., ARMIJO R., RUEGG, J-C. and KING G. (1998). "Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: Into Afar." *J. Geophys. Res*. 102(B2): 2681-2710.

MARDIA, K. (1972). Statistics of directional data. Academic Press.

MARK, W.MC and ROLAND, N.H. (2011). Investigation of injection-induced seismicity using a coupled fluid flow and rate/state friction model *Proc. 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, SGP-TR-191.*

MARK, W.MC. and ROLAND, N.H. (2012). The effect of fault zone development on induced seismicity. *Proc. 37th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University,* Stanford, California, January 30 - February 1, SGP-TR-194

MARKLAND, J.T. (1991). Characterization of the Rosemanowes HDR reservoir. *Camborne School of Mines report ETSU G 151 – P5, 89 p.*

MARLE, C. (1967). Ecoulements monophasiques en milieu poreux. *Rev. Institut Français du Pétrole*, XXII, 1471-1509.

De MARSILY, G.D. (1981). Hydrogéologie quantitative. *Masson.*

MASSONAT, G. et MANISSE, E. (1994). Modélisation des réservoirs fracturés et recherche de paramètres équivalents: Etude de l'anisotropie verticale de perméabilité. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 171-209.

MATSUNAGA, I., YANASAGISAWA, N., SUGITA, H., and TAO, H. **(2001).** Tracer monitoring by a fiber optic fluorometer during a long term circulation test at the hijiori hdr site. *Proc. 27th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, CA, Jan 28-30, 2002, Abstr. SGP-TR-171.

McCLURE, M.W. and HORNE, R.N. (2011). Investigation of Injection-Induced Seismicity Using a Coupled Fluid Flow and Rate/State Friction Model. *Geophysics* **76** (6): WC181–WC198.

McCLURE, M.W. (2012). Modeling and Characterization of Hydraulic Stimulation and Induced Seismicity in Geothermal and Shale Gas Reservoirs. *PhD Thesis,* Stanford University, California.

McDERMOTT, C. and KOLDITZ, O. (2006). Geomechanical model for fracture deformation under hydraulic, mechanical and thermal loads. *Hydrogeol. J.,* 14(4):485–498

McTIGUE, D.F. (1986). Thermoelastic response of fluid-saturated porous rock, *J. Geophys. Research,* 91(B9), 9533-9542.

MLYNARSKI, M. and ZLOTNICKI, J. (2001). Fluid Circulation in the Active Emerged Asal Rift (East Africa, Djibouti) Inferred by Self-Potential and Telluric Prospecting, *Tectonophysics,* 339, 455.

MORELLI, C.P. (2009). Analysis and management of seismic risks associated with engineered geothermal system operations in South Australia. Petroleum and Geothermal Group, Department of Primary Industries and Resources South Australia, Adelaide, *Report Book 2009/11*.

MOSSOP, A. (2001). Seismicity, Subsidence and strain at the Geysers geothermal field. *PhD Dissertation*, Stanford University.

MOSSOP, A.P. and SEGALL, P. (1999). Volume strain within the geysers geothermal field. *J. Geophys Res, Solid Earth,* 104, B12, 29113-29131.

MURPHY, H.D. (1978). Evaluation of the Fenton Hill hot dry rock geothermal reservoir, part I. Heat extraction performance and modeling. *Proc. 4th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University,* 244-248.

MWANGI, M.N (2010). The african rift geothermal facility (Argeo) status. *Short Course V on Exploration for Geothermal Resources,* Naivasha, Kenya, Oct. 29 – Nov. 19.

NERETNIEKS, I. (1987). Chanelling in crystalline rocks. It‘s possible impact on transport of radionucleides from a repository. *Proc. Colloque Int. « Impact de la physico-chimie sur l’étude, la conception et l’optimisation des procédés en milieu poreux naturel »,* Nancy, juin.

NICOL, D.A.C. and ROBINSON, B.A. **(1990).** Modeling the heat extraction from Rosemanowes HDR reservoir. *Geothermics, 19(3), 247-257.*

NICOLAS, C., MICHEL, F., DORBATH, C. and MARCO, C. (2011). Induced microseismic activity during recent circulation tests at the EGS site of soultz-sous-forêts (france). *Proc., 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University*, Stanford, California, January 31. - February 2., SGP-TR-191.

NILSSON, M. (2001). Thermal Cracking of Young Concrete : Partial Coefficients, Restraint Effects and Influence of Casting Joints. Lulea University of Technology. *Licentiate Thesis.* 2000:27, 267, 135 p.

NOETINGER, B. and ESTEBENET, T. **(2000).** Up-scaling of double porosity fractured media using Continuous-Time Random Walks Methods. *Transport in Porous Media,* 39**:** 315–337.

NOWACKI, W. (1973). Thermoelasticity. *Pergamon Press*, New York.

ODA, M. (1986). An equivalent continuum model for coupled stress and fluid flow analysis in joint drock masses. *Water Resources Research*, 22 (13), 1845-1856.

OLSON, J.E. (2003). Sublinear scaling of fracture aperture versus length: an exception or the rule. *J. Geophys. Res.,* 108, 2413 DOI:10.1029/2001JB000419

OPPENHEIMER, D.C. (1986). Extensional tectonics at the Geysers Geothermal Area, California. *J. Geophys. Res*., 91, 11463–11476.

PARKER, R. (1999). The Rosemanowes HDR projet 1983-1991. *Geothermics,* 28, 603-615.

PARKER, R.H, (1989). Hot Dry Rock Geothermal Energy - Phase 2B final report of the Camborne School of Mines Project. Commission of the European Communities publication EUR 11840. Department of Energy report ETSU G 125-F. 2. Pergamon, Oxford, *CSM Report 2B-45*, ISBN 0-08-037929-X.

PHILLIPS, W., FAIRBANKS, T., RUTLEDGE, J., and ANDERSON, D. (1998). Induced microearthquakes patterns and oil-producing fracture systems in the Austin chalk, *Tectonophysics*, 289, 153–169., 1998.

PINE, R.J. and KWAKWA, K.A. (1988). Experience with hydrofracture stress measurements to depths of 2.6 km and implications for measurements to 6km in the Carnmenellis Granite. *2nd Int. workshop on hydraulic fracturing stress measurements,* Minneapolis, Minnesota. June.

PINE, R.J. and LEDINGHAM, P. (1983). In-situ hydraulic parameters for the Carnmenellis granite Hot Dry Rock geothermal energy research reservoir. SPE Annual Technical Conf., *Paper SPE* 12020, San Francisco, CA, USA.

PINE, R.J., BARIA, R., PEARSON, R.A., KWAKWA, K. and McCARTNEY, R. (1987). A technical summary of Phase 2B of the Camborne School of Mines HDR Project, 1983-1986. *Geothermics,* 16. (4), 341-353.

PISTONE, S., ROBERT, S. and ROLAND H., (2011). The significance of CO_2 solubility in geothermal reservoirs. *Proc. 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University,* Stanford, California, Jan. 31-Feb. 2, 2011, SGP-TR-191.

POTYONDY, D.O. and CUNDALL, P.A. (2004). A bonded-particle model for rock, *Int. J. Rock Mechanics and Mining Sciences,* 41, (8), 1329–1364.

PREJEAN, S.G., HILL, D.P., BRODSKY, E.E., HOUGH, S.E., JOHNSTON, M.J.S., MALONE, S.D., OPPENHEIMER, D.H., PITT, A.M. and RICHARDS-DINGER, K.B. (2004). *Bull. Seismol. Soc. Am., 94(6B), S348-S356.*

PRUESS, K. (1983). GMINC, a meshgenerator for Flow Simulations in Fractured Reservoirs, *Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-15227*, Berkeley, CA, March 1983.

PRUESS, K. and BODVARSSON, G.S. (1984). Thermal effects of reinjection in geothermal reservoirs with major vertical fractures. *J. Pet. Tech*. September, 1567-1578.

PRUESS, K. and NARASIMHAN, T.N. (1982). On Fluid Reserves and the Production of Superheated Steam from Fractured, Vapor-Dominated Geothermal Reservoirs, *J. Geophys. Res.*, 87, B11, 9329 - 9339.

PRUESS, K. and NARASIMHAN, T.N. (1985). A Practical Method for Modeling Fluid and Heat Flow in Fractured Porous Media, *Soc. Pet. Eng. J*., 25, 1, 14 26, February.

PRUESS, K., OLDENBURG, C. and MORIDIS, G. (1999). TOUGH2 User's Guide, Version 2.0, *Lawrence Berkeley National Laboratory Report* LBNL-43134, Berkeley, CA, November.

RABINOWICZ, E. **(1958).** The intrinsic variables affecting the stick-slip process. *Proc. Phys. Soc. (London)* 71,668–675.

RACHEZ, X and GENTIER, S. (2010). 3D-hydromechanical Behavior of a Stimulated Fractured Rock Mass. *Proc. World Geothermal Congress* Bali, Indonesia**.**

RAHMAN, H.M., RAHMAN, S.M. (2002). A shear dilation stimulation model for production enhancement from naturally fractured reservoirs. *SPE*, Paper 78355.

RALEIGH, C.B., HEALY, J.H. and BREDEHOEFT, J.D. (1972). Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado. *AGU Geophysical Monograph*, 16, 275–284

RANDALL, M.M., LANYON, G.W., NICHOLLS, J. and WILLIS-RICHARDS, J. **(1990).** Evaluation of jointing in the Carnmenellis granite. *Int. Conference on "Hot Dry Rock Geothermal Energy",* Camborne School of Mines, R. Baria Robertson (ed.), London, 108-123.

REJEB, A. and BRUEL, D. (2001). Hydromechanical effects of shaft sinking at Sellafield site. Int. J. Rock of Mech and Min. Sci. & Geom. Abstr, 38, 17-29.

RICHARDS, H.G., KWAKWA, K.A. and OSKUI, G.P. (1990). Flowpath characterization of the Rosemanowes HDR reservoir using inert tracers. *Int. Conference on "Hot Dry Rock Geothermal Energy",* Camborne School of Mines, R. Baria Robertson (ed.), London, 557-574.

RICHARDS, H.G., PARKER, R.H., GREEN, A.S.P., JONES, R.H., NICHOLLS, J.D.M., NICHOL, D.A.C., RANDALL, M.M., RICHARDS, S., STEWART, R.C. and WILLIS-RICHARDS, **J**. **(1994).** The performance and characteristics of the experimental Hot Dry Rock Geothermal Reservoir at Rosemanowes, Cornwall (1985±1988). *Geothermics* 23, 73±109.

RICHARDS, H.G., SAVAGE, D. and ANDREWS, J.N. (1992). Granite-water reactions in an experimental hot dry rock geothermal reservoir, Rosemanowes test site, Cornwall, U.K. Applied Geochemistry, 7 (3), 193-222.

ROBINSON, P. (1984). Connectivity flow and transport in network models of fractured media. *Thèse Doctorat,* Ref TP 1072, St Catherine's College, Oxford University.

ROBLIN, D. (2005). Les enjeux de géosciences. *BRGM, Fiche de synthèse scientifique* n°10.

ROUBINET, D. (2007). Influence de la structure des réseaux de fractures sur les interactions entre fractures et matrice. Prise en compte de la matrice dans les modèles discrets de fractures ("DFN"). *Rapport de Master.* Université Montpellier 2 et de Rennes 1.

ROUBINET, D. (2010). Impact des structures géologiques sur les échanges entre fractures et matrice dans les milieux poreux fracturés. *Thèse de Doctorat,* Université de Rennes 1, n° d'ordre : 4308, 172p

RUDNICKI, J.W. (1999). Alteration of regional stress by reservoirs and other inhomogeneities: stabilizing or destabilizing. *Proc. 9th Int. Congr. Rock Mechanics*, Paris, France, p. 1629–37.

RUTQVIST, J. **(2011).** Status of the TOUGH–FLAC simulator and recent applications related to coupled fluid flow and crustal deformations. *Computers and Geosciences,* 37, (6),739-750.

SARDINI, P., LEDESERT, B., TOUCHARD, G. (1997). Quantification of microscopic porous networks by image analysis and measurements of permeability in the Soultz-sous-Forêts granite (Alsace, France). *In "Fluid Flow and Transport in Rocks. Mechanisms and effects",* ed. B. Jamtveit and B.W.D. Yardley, Chapman & Hall, 171-189.

SAUSSE, J. (1998). Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré. Relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléo-contraintes. *Thèse de Doctorat* Université Henri Poincaré, Nancy 1, 321 p.

SAUSSE, J., DEZAYES, C., GENTER, A. and BISSET, A. (2008). Characterization of fracture connectivity and fluid flow pathways derived from geological interpretation and 3D modelling of the deep seated EGS reservoir of Soultz (France). *Proc. 33th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University.*

SCHINDLER. M,J., BAUMGÄRTNER, T., GANDY, P., HAUFFE, T., HETTKAMP, H., MENZEL, P., PENZKOFER, D., TEZA, T. and TISCHNER, G.W. (2010). Successful hydraulic stimulation techniques for electric power production in the Upper Rhine Graben, Central Europe *Proc. World Geothermal Congress 2010*, Bali, Indonesia, April 25–29 p. 7.

SCHOENBALL, M., BAUJARD, C., KOHL, T. and DORBATH, L. **(2012).** Changes of coulomb failure stress due to dislocations during stimulation of GPk2 at Soultz-sous-Forêts. *Proc. 37th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University,* Stanford, California, January 30 February 1, SGP-TR-194

SCHOLZ, C.H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature,* 391, (1), 37-42.

SCHOLZ, C.H., MOLNAR, P. and JOHNSON, T. (1972). Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for the earthquake mechanism*, J. Geophys*. 77, 6392-6406,

SEGALL, P. (1989). Earthquakes triggered by fluid extraction. *Geol;* 17:942–6.

SEGALL, P. (2010). Earthquake and volcano-deformation, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 456 p.

SEGALL, P., FITZGERALD, SD. (1998). A note on induced stress changes in hydrocarbon and geothermal reservoirs. *Tectono*, 289:117–28.

SHAPIRO, A and ANDERSSON, J. **(1985).** Simulation of steady in three-dimensional fracture networks using the boundary-element method. *Advances in Wat;* 19(5), 1953-1265.

SHAPIRO, S. ROYER, J. and AUDIGANE, P. (1999). Large scale in-situ permeability tensor of rocks from ionduced microseismicity. *Geophys. J. Int.,* 137, 207-213.

SHIBUYA, Y., SEKINE, H., TAKAHASHI, Y., and ABE, H. (1985), Multiple artificial geothermal cracks in a hot dry rock mass for extraction of heat, *Journal Energy Resources Technology*, 107, 274.

SIKANETA, S. and EVANS D.K.F. (2012). Stress heterogeneity and natural fractures in the basel egs granite reservoir inferred from an acoustic televiewer log of the basel-1 well. *Proc. 37th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University*, Stanford, California, January 30 - February 1, SGP-TR-194.

SNOW, D. T. (1969). Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research,* 5 (6), 1273-1289.

STARK, M.A. (1990). Imaging injected water in the Geysers reservoir using micro-earthquakes data, *Geothermal Resources Council Trans*., 14(II), 1697-1704.

STARK, M.A. (1992). Microearthquakes - A tool to track injected water in The Geysers reservoir. *Geothermal Research Council*, Special Report, 111–117.

STECHFEST, H. (1970). Numerical inversion of Laplace transform. *Comm. ACM,* 13. 47-49.

STEPHANSON, O.L., JING, L. and TSANG, C.F. (2007). Coupled Thermo-Hydro-Mechanical Processes of Fractured Media : Mathematical and Experimental Studies. *Developments in Geotechnical Engineering. Current Japanese Materials Research. Elsevier*, 1997. 0444825452, 9780444825452. 575 p.

STIELTJES, L. (1970). Etude volcanique et géothermique de la région de Ghoubbat-al-Kharab –lac Asal. B.R.G.M n° 70 SGN 213 GTM.

STIELTJES, L. (1973). *L'axe tectonique volcanique d'Asal (Afar central Territoire Français des Afars et des issas*). Thèse de doctorat spécialité géologie mention pétrographie. Université de Paris Sud Centre d'Orsay.

STRATFORD, G., HERBERT, R.A.W.and JACKSON, C.P. (1990). A parameter study of the influence of aperture variation in fracture flow and the consequences in a fractured network. *In "Rock Joints",* N. Barton and O. Stephansson (Editors), Bakema, Rotterdam, 413-422.

SWENSON, D., HARDEMAN, B. (1997). The effects of thermal deformation on flow in a jointed geothermal reservoir. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.,* 34, 3-4. 308e.301-308.308e320(1997) doi:10.1016/S1365-1609(97)00285-2

TALEBI, S. and BOONE, T. (1998). Source parameters of injection-induced microseismicity, *Pure Appl. Geophys.*153, 113–130.

TALEBI, S., BOONE, T. and EASTWOOD, J. (1998). Injection-induced microseismicity In Colorado shales, *Pure Appl. Geophys,* 153, 95–111.

TRAINEAU H., GADALIA A. (1984). Deux champs géothermiques de rifts océaniques émergés : Krafla (Islande) et Assal (République de Djibouti). Une étude comparative des contextes géologiques et des méthodes d'exploration. *Rapport BRGM,* 84 SGN 216 IRG.

TSANG, C. (1991). Coupled hydro-mechanical-thermo-chemical processes in rock fractures. *Reviews of Geophysics*, 29(4), 537–551.

VAHIDA, B. (2000). Eléments de frontière pour la modélisation thermo-hydromécanique dans les massifs rocheux fracturés. *Thèse de Doctorat,* Ecole Nationale Supérieure des Ponts et Chaussées.

VAN NGOC, P., BOYER, D., LE MOUËL, J.L., COURTILLOT, V. (1981). Identification of a magma chamber in the Ghoubbet-Asal Rift (Djibouti) from a magnetotelluric experiment. *Earth Planet. Sci. Lett*. 52: 372-380.

VUILLOD, E. (1995). Modélisation Thermo-Hydro-Mécanique de massifs rocheux fracturés. *Thèse de Doctorat,* Université, Institut National Polytechnique de Lorraine, 216 p.

WALLROTH, T., JUPE, A.J. and JONES, R.H. (1996). Characterisation of a fractured reservoir using microearth-quakes induced by hydraulic injections. *Marine Petrol. Geol*. 13, 447-455.

WALSH, J. (1981). Effect of pore pressure and confining pression on fracture permeability. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech.,* Abstr. 18, 429-443.

WANG, C., GOODMAN, R.E. and SUNDARAN, P.M. (1975). Variations of Vp and Vs in granite premonitory to shear rupture and stick-slip sliding: Applications to earthquake prediction, *Geophys. Res. Letters* 2, 309-311.

WANG, W., KASAKOWSKI, G. and KOLDITZ, O. **(2009).** A parallel finite element scheme for thermo-hydro-mechanical (THM) coupled problems in porous media. *Computers and Geosciences*, 35(8), 1631–1641.

WARREN, J.E. and ROOT, E.J. (1963). The behaviour of naturally fractured reservoirs. *Trans - Aime*, 228, 243-255.

WEGLER, U. (2010). Das seismische Ereignis bei Landau vom 15 August 2010 (The seismic event near Landau of 15th August 2010). Final report by the expert panel on seismic risk associated with hydrothermal geothermal plants, Landesamt für Geologie und Bergbau of Rheinland-Pfalz (Regional authority for geology and mines of Rheinland-Pfalz), 54 p.

WESTPHAL, M., WHITECHURCH, H. and MUNSCHY, M. **(2003).** La tectonique de plaques. *Editions scientifiques* GB, 307 p.

WHITTLE, R. and McCARTNEY, R.A. (1989). The granites of South West England. Lithology, mineralogy and structure. *Hot Dry Rock Geothermal Project Phase 2B, Final Report,* Camborne School of Mines. Ed. by R.H. Parker. Pergamon Press, Oxford, 41-117.

WILLIS-RICHARDS, J., WATANABE, K. and TAKAHASHI, H. (1996). Progress toward a stochastic rock mechanics model of engineered geothermal systems. *J Geophys,* 101 (B8):17481–47496.

WITHERSPOON, P.A., WANG, J.S.Y., IWAI, K. and GALE, J.E. (1980). Validity of cubic low for fluid in a deformable rock fracture. *Water Resour. Res*., 16, 6, 1016-1024, Dec.

WYBORN, D., De GRAAF, L., DAVISDON, S. and HANN, S. (2005). Development of Australia's first Hot Fractured Rock (HFR) underground heat exchanger, cooper basin, South Australia. *Proc. of World Geothermal Congress,* 2005, Antalya, Turkey, April, 24-29., 2005.

YAKOWITZ, S. (1977). Computational probability and simulation. Addison-Wesley Publication Compagny Ed.

YAMAMOTO, T., KITANO, K., FUJIMITSU, Y. and OHNISHI, H. **(1997).** Application of simulation code, GEOTH3D, on the Ogachi HDR site. *Proc.22th Annual Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University.*

YOSHIOKA, K., IZGEC, B. and PASIKKI, R. (2008). Optimization of geothermal well stimulation design using a geomechanical reservoir simulator. *Proc. 33rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University.*

ZHANG, F. and PARKER, J. (2010). An efficient modeling approach to simulate heat and mass transfer between fracture and matrix regions for oil shale retorting, *Trans. in Porous Media,* 84, 229-240.

ZHOU, XX., GHASSEMI, A. and CHENG, A.H.D. (2009). A three-dimensional integral equation model for calculating poro and thermoelastic stresses induced by cold water injection into a geothermal reservoir. *Int. J Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, 33(14), 1613-1640.*

ZIMMERMAN, R., and BOVARDSSON, G. **(1996).** Hydraulic conductivity of rock fractures. *Trans. In Porous Media,* 23, 1-30.

Liste des Figures

Figure 1.1 : Capacité de production électrique installée des 8 principaux pays en 2010 (source : International Geothermal Association) 21

Figure 1.2 : Production de chaleur géothermique des 15 principaux pays en 2009 (source IGA) 21

Figure 1.3 : Les ressources géothermiques en France et leurs cadres, (Delobelle, 2005) 24

Figure 1.4 : Schéma de principe d'un système EGS 25

Figure 1.5 : Présentation schématique des deux approches généralement utilisées pour modéliser les milieux à perméabilité de fractures (Sausse, 1998) 29

Figure 1.6 : Modèle à double porosité de Warren et Root (1963) 30

Figure 1.7 : Modèle à réseau de fractures discrètes. A gauche un réseau de fractures polygonales (Stratford, et al., 1990) et à droite un réseau de fractures circulaires (Ezzedine, 1994) 33

Figure 1.8 : (a) Méthode d'agrégation, (Dershowitz et Miller, 1995)
(b) Approximation du bloc adjacent à un disque dans FRACAS, par un tronc de cône (Bruel, 1990, 2002) 34

Figure 1.9 : Le modèle de réservoir est divisé en blocs, eux-mêmes divisés en unité (Roubinet, 2010) 35

Figure 1.10 : Historique de la sismicité de 1965 à 2006 au Geysers (Majer et al, 2008) 37

Figure 1.11 : Différents couplage thermo-hydro-méca-chimique 39

Figure 1.12 : Coefficient de restriction en relation avec l'intensité de la fracturation dans un massif rocheux (Nilsson, 2001) 43

Figure 1.13 : Comparaison des cercles de Mohr entre une charge tectonique normale et une surpression de fluide p. (D'après Barrdainne, 2005) 44

Figure 1.14 : Schéma caractéristique d'une expérience de stick-slip (Byerlee, 1978) 45

Figure 1.15 : Diagramme schématique de la force de friction en fonction du déplacement du solide, (Byerlee, 1978) 46

Figure 1.16 : Diagramme schématique de la loi de friction « rate/state », (Scholz, 1998) 48

Figure 2.1 : Paramètres définissant une fracture (Baujard, 2005) 56

Figure 2.2 : Modèles conceptuels présentant une non-uniformité de la densité spatiale des fractures (Dershowitz, 1995) 57

Figure 2.3 : Schématisation des écoulements entre deux disques interconnectés i et j (Bruel, 1990) 60

Figure 2.4 : Exemple de deux disques i et j connectés (Bruel, 1990) 65

Figure 2.5 : Pour deux niveaux de contraintes normale effective, on construit les largeurs des chenaux hydrauliquement équivalents (Jeong et al., 2006) 67

Figure 2.6 : (a) Méthode d'agrégation, d'après Dershowitz et Miller (1995)
(b) Approximation du bloc adjacent à un disque dans FRACAS, par un tronc de cône (D'après Bruel, 1990) 69

Figure 2.7 : Vues en écorché d'un réservoir comportant un réseau de fractures et une fracture majeure et exemple de découpage en blocs cubiques de la matrice pour le calcul à long terme du refroidissement dû à une injection en forage 75

Figure 2.8 : Schéma de redistribution de la chute de contrainte autour d'une portion d'un plan de faille ayant subi un glissement, selon (Baisch et al., 2010) 80

Figure 2.9 : Injection d'un fluide dans une fracture radiale infinie (Ghassemi, 2009) 82

Figure 2.10 : Distribution de la température θ_f dans une fracture infinie et à différentes distances du point d'injection en fonction du temps, entre 0 et 1 an 84

Figure 2.11 : Diagramme schématique d'un système d'injection-production dans une fracture verticale (Pruess et al., 1984). Le cas étudié ici est celui de l'injection de I vers P 85

Figure 2.12 : Evolution de la température de production et comparaison avec l'ancien modèle pour le cas à flux nul ou température imposée en bout des blocs locaux. Comparaison entre la solution développée par Pruess et al. (1984) et la solution numérique double milieu fracturé-discret' trouvée par FRACAS 86

Figure 2.13 : Carte de la température θ_f dans le plan de la fracture, obtenue à la date 5 ans 87

Figure 2.14 : Carte de température Tm dans le bloc continu 87

Figure 2.15 : Schéma montrant les 6 fractures horizontales parallèles d'extension finie recoupées par deux puits, et emboitées dans un bloc conducteur de chaleur, de 1 km de côté. 90

Figure 2.16 : (a) Température de production simulée (bleu) par le modèle double milieu-discret, comparée aux valeurs obtenues avec les anciennes hypothèses de traitement du milieu continu adjacent aux fractures (hypothèse d'une valeur imposée fixée ou d'un flux nul aux limites des blocs locaux attachés aux disques du modèle d'écoulement)
(b) Evolution des débits cumulés montrant la stabilité de la répartition par fracture et évolution des températures par fracture, montrant le refroidissement plus marqué des fractures « internes » 91

Figure 2.17 : Carte de température Tm de la matrice dans un plan médian vertical passant par les deux puits à la date 10 ans 91

Figure 2.18 : Image du bloc réservoir fracturé à la date t=10 ans après le début de l'injection. 93

Figure 2.19 : Température du fluide θ_f calculée dans les disques du réseau situés entre les profondeurs 2400 et 2500 à la date 10 ans. 94

Figure 2.20 : Carte de la température Tm du réservoir dans la tranche située entre 2400 et 2500 m, qui contient les disques représentant les fractures de la Figure 2.19, à la même date. 95

Figure 2.21 : à gauche : Température du fluide dans une « colonne » verticale au centre du bloc, entre les abscisses x=400 et x=500, et les ordonnées y=500 et y=600, extraites du réseau 3D.
à droite : Unité du modèle continu à grande échelle de 100 m de coté, située à l'intersection de la tranche horizontale de la Figure 2.19 et de la colonne de la Figure 2.20. 95

Figure 2.22 : (a) Distribution des débits locaux cumulés dans les trois puits producteurs en % du débit total produit
(b) température de production par niveau producteur au cours du temps 96

Figure 2.23 : Discrétisation d'une fracture d'extension finie et de forme arbitraire plane, où A est le puits d'injection de fluide, et B et C sont des puits des productions (Zhou et al., 2009). 97

Figure 2.24 : Distributions de la température du fluide dans la fracture lorsque les temps d'injection de fluides sont de 6 mois (haut) et 3 ans (bas), (Zhou et al., 2009). 100

Figure 2.25 : Distributions de la contrainte σzz (Pa) à la surface de la fracture lorsque les temps d'injection de fluides sont de 6 mois (haut) et 3 ans (bas) (Zhou et al., 2009). 101

Figure 2.26 : Distributions obtenues avec FRACAS de la température exprimées en K du fluide dans la fracture lorsque les temps d'injection de fluides sont de 6 mois et 3 ans respectivement. 103

Figure 2.27 : Distributions de la contrainte σzz exprimées en m de colonne d'eau à la surface de la fracture lorsque les temps d'injection de fluides sont de 6 mois et 3 ans respectivement. 104

Figure 2.28 : Profils de température de production dans les puits de production B et C au bout de 3 années d'injection selon le code FRACAS. 105

Figure 2.29 : Comparaison des températures de production dans le cas où il y a un couplage entre perméabilité et contrainte normale effective et dans le cas où le couplage est omis pour 3 années d'injection. 105

Figure 3.1 : Localisation du site HDR de Rosemanowe (Whittle & McCartney, 1989). 110

Figure 3.2 : Localisation des trajectoires des puits RH11, RH12 et RH15, et des activités micro-sismiques induites durant la phase 2B (Parker, 1999). 112

Figure 3.3 : Pression, débit, nombre des événements micro-séismiques par jour, du 7 août 1985 au 31 décembre 1988 (Baria et al., 1989). 114

Figure 3.4 : Evolution au cours du temps des températures entre Août 1985 et Décembre 1988. Production en RH15, mesurée en profondeur au pied du casing, et injection en continu à la tête de puits RH12 et ponctuellement à la cote du pied du tubage d'injection. 115

Figure 3.5 : Direction de principales familles des fractures, aux affleurements (gauche) et proportions selon les statistiques obtenues par BHTV dans les puits (droite) en

relation avec l'orientation de la contrainte maximum *in situ,* horizontale dans le SW de l'Angleterre (Parker, 1999). 117

Figure 3.6 : Localisation des évènements micro-sismiques durant le test de caractérisation des chemins de circulation (Markland, 1991 et localisation des 6 niveaux producteurs majeurs dans RH15) 118

Figure 3.7 : Contraintes « in situ » mesurées en fonction de la profondeur dans le granite de Carnmenellis (Parker, 1989). 119

Figure 3.8 : Variation du débit d'injection mesuré au pied du casing du puits RH12 et du débit de production mesuré à la tête du puits RH15, durant la circulation principale (Richard et al., 1994). 121

Figure 3.9 : Variation de la température d'injection mesurée au pied du casing du puits RH12 et de la température de production mesurée à la tête du puits RH15, durant la circulation principale (Richard et al., 1994). 121

Figure 3.10 : Maillage d'élément fini utilisée pour la simulation numérique (Kolditz et al.,1998) 123

Figure 3.11 : (a) Modèle à 11 fractures majeures, La couleur se réfère à la température simulée à l'instant final des calculs.
(b) Localisation des points d'entrée (froid) et de sortie, précisée dans les Tableaux 3.2 et Tableau 3.3. 125

Figure 3.12 : Loi de fermeture en fonction de la contrainte normale effective. 128

Figure 3.13 : Pression d'injection calculée au puits selon le modèle, données de terrain et résultats obtenus en ne tenant pas compte du couplage thermo-élastique 131

Figure 3.14 : Débit de production calculé par le modèle, débit d'injection imposé et données de terrain au puits de production RH15. 132

Figure 3.15 : Température de production du modèle (vert), température d'injection (en bleu) et données de terrain (rouge) pour les 3 années de circulation. 133

Figure 3.16 : Pression de production du modèle, avec le couplage mécanique et sans le couplage mécanique et les données de terrain. 134

Figure 3.17 : Température de production du modèle, avec le couplage mécanique et sans le couplage mécanique, et les données de terrain 135

Figure 3.18 : Evolution de l'impédance hydraulique du doublet RH12/RH15 au cours du temps et rôle de la fracture C1 dans notre modèle. 136

Figure 3.19 : Température de production du modèle 3D aux cours de 3 années de test de circulation 138

Figure 3.20 : Débit de fluide desservant à travers les 6 fractures majeures de production. 138

Figure 3.21 : Température de production dans les 6 fractures de production. 139

Figure 3.22 : Evolution de la contrainte thermique au cours des 3 années de test de circulation divisées en 4 périodes de durée de 300 jours, sur la fracture d'injection C1 (N135). 140

Figure 3.23 : Evolution de la contrainte thermique au cours des 3 années de tests de circulation divisées en 4 périodes de durée de 300 jours, sur la fracture de production A4 (N165) 141

Figure 3.24 : Evolution de la contrainte thermique au cours des 3 années de tests de circulation divisées en 4 périodes de durée de 300 jours, sur la fracture de production A3 (N165) 141

Figure 3.25 : Débit, pression en tête de puits et nombre d'évènements sismiques enregistrés lors de l'essai de fracturation massive RT2A046 de Novembre 1982 sur le puits RH12, d'après Parker (1989). 145

Figure 3.26 : Localisation des micro-séismes induits pendant les premières 38 h du test RT2A046, d'après Parker (1989). 146

Figure 3.27 : Exemple de modèle stochastique 147

Figure 3.28 : Scénario de simulation du test de stimulation hydraulique RT2046. 151

Figure 3.29 : Test de stimulation hydraulique RT2A046 04/11/82 10:00 - 09/11/82 09:40. 151

Figure 3.30 : Schéma montrant les consignes de surpression et de température imposées au cours du temps en condition amont du réservoir sur le puits d'injection RH12. 153

Figure 3.31 : Profils des débits et des températures de production calculés au cours du temps, respectivement pour 10 réalisations équi-probables du réseau fracturé. 155

Figure 3.32 : Température de production dans le puits RH15 au cours du temps à partir du modèle stochastique. 156

Figure 3.33 : Débit de production dans le puits RH15 à partir du modèle stochastique. 157

Figure 3.34 : Moments sismiques simulés pour le test de longue circulation. 160

Figure 3.35 : Evolution dans l'espace des lieux de rupture et des moments sismiques durant le test de circulation avec l'hypothèse PTV. 163

Figure 3.36 : Evolution des lieux des ruptures et des moments sismiques durant le test de circulation suivant l'hypothèse PTC de pression et température constante 164

Figure 3.37 : Température de production pour différentes valeurs du coefficient kr et données de terrain. 166

Figure 3.38 : Débit de production simulé pour différentes valeurs du coefficient Kr et données de terrain. 166

Figure 3.39 : Moments sismiques calculés pendant le test de circulation 2B/2C pour différentes valeurs du coefficient d'abattement Kr 168

Figure 3.40 : Effet du choix d'une épaisseur égale pour toutes les familles. Température de production pour différentes valeurs du paramètre épaisseur 169

Figure 3.41 : Débit de production pour différentes valeurs de l'épaisseur de la fracture, les données de terrain figurant en rouge. 170

Figure 3.42 : Moment sismique pour le test de longue circulation principale (3 ans), pour différentes valeurs de densité de la famille « court-circuit » 172

Liste des tableaux

Tableau 2.1 : Paramètres pour le problème d'écoulement de la fracture (Pruess et al., 1984). 88

Tableau 2.2 : Propriétés thermiques de la roche simulée pour le système multi-fractures 89

Tableau 2.3 : Paramètres géométriques du réseau de fracture aléatoire. 92

Tableau 2.4 : Coordonnées du puits d'injection et de production. 92

Tableau 2.5 : Paramètres utilisés dans le modèle numérique et le modèle (Zhou et al., 2009). 99

Tableau 2.6 : Température et contrainte à la tête des puits de productions (D'après Figure 2.24 et Figure 2.25, Zhou et Ghassemi, 2009). 106

Tableau 2.7 : Température et contrainte à la tête des puits de productions selon notre modèle FRACAS. 106

Tableau 3.1 : Propriétés des fractures majeures du model à 11 fractures, respectivement dénommées A1, A2, A3, A4, A5, de l'Ouest vers l'Est B1, B2, B3, B4, du Sud au Nord, C1 et C2. 124

Tableau 3.2 : Coordonnées (en m) dans le système géographique du modèle, des intersections des fractures avec le puits d'injection RH12. 124

Tableau 3.3 : Coordonnées des intersections des fractures avec le puits de production RH15 124

Tableau 3.4 : Liste des paramètres de base de simulation du modèle à 11 fractures 127

Tableau 3.5 : Paramètres hydro-mécaniques de fractures 127

Tableau 3.6 : Caractéristique des réseaux des fractures et nombre des fractures obtenues dans une réalisation particulière 148

Tableau 3.7 : Paramètres physiques utilisés dans la modélisation numérique. 149

Tableau 3.8 : Principaux paramètres géométriques déterminants pour les paramètres de sortie pour les graines 5560 que l'on retrouve en jaune sur le diagramme de 3.30 et 2061, en noir sur la figure 3.30. 154

Tableau 3.9 : Impact de la variation de la densité de la famille « court-circuit » sur la géométrie du réseau 171

Annexe :

Ebauche d'un modèle 3D du réservoir géothermique d'Asal

Ce chapitre est un travail bibliographique faisant le point sur les différents travaux anciens effectués dans la zone Asal-Ghoubbet à Djibouti. Ce travail n'est pas exhaustif et nécessitera d'être approfondi par la suite, sur chacun des sites des projets qui commencent à voir le jour dans cette région, par exemple dans la zone de Fialé. Nous essayerons de tirer le maximum d'informations de cette revue pour estimer les paramètres qui pourront servir pour la mise en place d'un modèle et des calculs exploratoires selon l'approche et les outils développés dans cette thèse.

A.1 - Généralités

La région d'Assal se trouve à 80 km à l'Est de la république de Djibouti, et attire depuis les années 1967 l'attention des scientifiques du monde. En effet il s'agit d'un rift émergé avec la présence de ses failles actives, qui est aussi intéressant par la présence d'une structure de graben avec des sources chaudes et des fumerolles peu chargées en gaz. Cette géologie particulière en fait un site potentiel d'énergie géothermique de haute enthalpie pour la production d'électricité suffisamment important pour alimenter la république de Djibouti. La zone ciblée pour une future exploration géothermique, est située dans la partie orientale de l'Afar, qui sépare le Lac Assal au NO et la baie marine de Ghoubbet-Al kharab au SE, est un bombement volcanique de 11 km de long et +155 mètres d'altitude, (Stieljes, 1973). Le site se caractérise par un plancher interne qui s'apparente morphologiquement à celui d'une dorsale océanique, avec des fissures ouvertes qui évoluent latéralement en faille normale. La zone axiale concentre l'essentiel du processus d'extension, néanmoins un petit rift situé au NE est encore le siège d'une tectonique active et les failles bordières montrent une activité intense. La partie haute au nord de l'axe du rift est le siège principal du volcanisme et de la fissuration (Traineau et Gadalia, 1984). Le lac Assal est situé à -155 m au-dessous du niveau de la mer, (le troisième point le plus bas au monde après la mer morte et le lac Tibériade) et il est d'une superficie de 54 km^2 et d'une profondeur comprise entre 20 et 40 mètres. De nombreuses sources chaudes jaillissent autour du lac, avec des salinités variables. A cause d'une évaporation forte, de plusieurs m^3 d'eau par an, la concentration en sel est très élevée (350 g/l), proche de la saturation et le lac est bordé au Nord-Ouest par une banquise de sel de 61 km^2 qui peut atteindre une épaisseur maximale de 80 mètres.

A1.1 - Aspect géologique

Depuis 1930 le site d'Assal-Ghoubhet a fait l'objet des nombreuses études géologiques (minéralogique pétrologie et sédimentologie...). Ces études ont contribué à la datation de l'ouverture du rift de Ghoubbet-Assal à 1 million d'années. Constituées exclusivement par des matériaux volcaniques, deux séries volcaniques occupent la partie centrale :

- Les laves fissurées subactuelles, généralement subaquatiques, occupant les bordures du rift.
- Les champs volcaniques actuels, généralement subaériens, occupant l'auge centrale du fossé.

Une étude d'échantillonnage réalisé par (Stieljes, 1973) a permis de classifier les principaux types de roches coexistant dans la zone émergés du rift : les basaltes, les basaltes à andésine, les ferrobasaltes.

A1.2 - Aspect hydrogéologique

La zone est délimitée par les hauts plateaux du Dalha au nord dépassant 1000 m d'altitude et par d'autres plateaux au sud, de 400 à 700 m d'altitude, qui distingue Assal du Gaggade et Hanle, autres plaines sédimentaires. La région est aride avec une pluviométrie moyenne de 79 mm/an (Correia et al., 1985). Au lac Assal la température moyenne hivernale est supérieure à celle de Djibouti ville (20°C) de 3.5° environ alors que la température moyenne estivale n'est plus supérieure que de 1.5 à 2°C, (Stieltjes, 1973). Privé d'exutoire sous un climat désertique, le lac Asal se caractérise aujourd'hui par des eaux sur salées, la teneur en sel minéraux atteint en effet 348 g/l, teneur principalement fournie par les ions Na^+ (104 g/l) et cl- (197 g/l) (Lopoukhine, 1973). L'alimentation du lac se fait par l'écoulement temporaire des oueds, par les sources jaillissant le long des failles du graben (alimentées directement ou indirectement par des nappes d'eau superficielles, et par la circulation « karstique » d'eau de mer le long des fissures des distensions NW-SE s'ouvrant entre le Ghoubbet et le lac, grâce à la différence de charge piézométrique (-115 m) existant entre le Lac Assal et le Ghoubbet. Le lac Assal est donc alimenté en eau principalement par infiltration d'origine marine. Bien qu'elle soit importante en volume, cette circulation d'eau, n'affecte que les 500 premiers mètres (maximum 1 km) de la croûte (Van Ngoc et al., 1981). Les anomalies de vitesse d'ondes qu'elle pourrait provoquer sont donc seulement superficielles. D'après (Sanjuan et al., 1990), les compostions chimiques des sources chaudes situées le long du lac Assal sont proches de celles de la mer, ce qui prouverait l'infiltration de l'eau de mer à travers les grandes failles du rift vers le lac Assal. Ces mêmes auteurs ont estimé la durée du transfert du fluide à une année ou deux.

Une dernière étude géophysique, « Self Potentiel, (SP) et Telluric-Telluric, (TT) » sur la circulation de l'eau entre le Ghoubbet et le Lac Assal réalisée par (Mlynarski et al., 2001) a montré l'existence de deux principales anomalies positives, à plusieurs kilomètres distance séparées par une anomalie négative de largeur de 1 km. Les deux anomalies positives sont interprétées par la circulation de l'eau de mer vers le lac Asal qui se trouve réchauffée au cours de son avancée par le flux géothermique important existant sous le rift. Les anomalies négatives sont selon ces auteurs plus probablement dues au transfert de fluide important et rapide le long des failles hautement perméables (Figure A1).

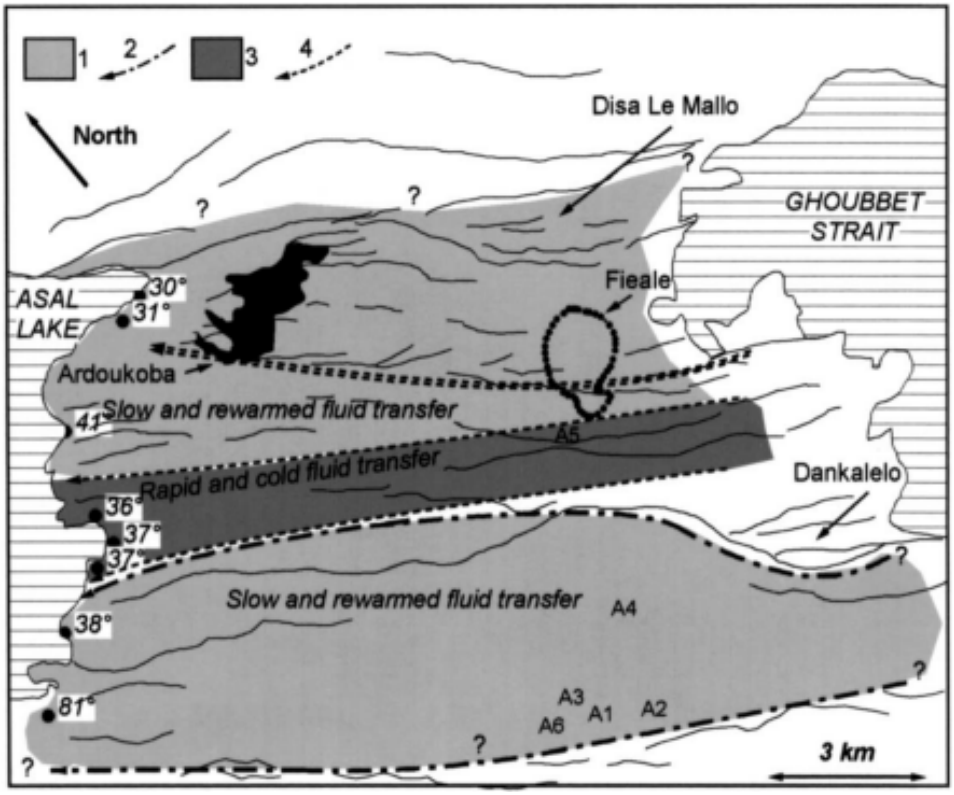


Figure A1 : Représentation schématique de la circulation des eaux souterraines entre le Ghoubbet et le lac Assal. 1: Anomalie positif SP qui correspond à la circulation faible des eaux souterraines chauffées. 2 : Limites de l'anomalie de SP. 3 : Anomalie SP négative, correspondant à la circulation rapide des eaux souterraines. 4 : Forte anomalie négative associée à la faille D. (Mlynarski et al., 2001)

A1.3 - Tectonique

Dans certaines parties de la croûte terrestre, des phénomènes d'étirement s'amorcent, probablement engendrés par des mouvements de convection dans le manteau supérieur. Suivant la vitesse d'étirement et en fonction de l'importance du flux thermique, la croute (continentale ou océanique) peut s'amincir et se fracturer. Ces deux phénomènes sont souvent simultanés, déterminant des zones où s'applique une tectonique distensive ; cette tectonique provoque la formation de fossés d'effondrement (ou graben) qui peuvent être faiblement émergés ou immergés, (Stieltjes, 1973). La partie méridionale de Djibouti semble affectée par une tectonique de distension cassante qui détermine une succession de grabens (Figure A2).

Dans la vallée axiale du graben, un très grand nombre de fissures ouvertes affectent les panneaux tectoniques et les dernières coulées de laves datent de quelques centaines d'années seulement. La direction de ces fissures est la même que celle du rift, c'est-à-dire NW-SE (Stieltjes, 1970) ; ceci montre que les fissures et les effondrements sont l'expression d'une même extension. La largeur et

l'ouverture de ces fissures sont généralement de l'ordre du mètre ; quelques une baillent toute fois sur une largeur de 10 m. on peut les suivre dans le sens de leur longueur, sur quelques centaine de mètres à plusieurs kilomètres.

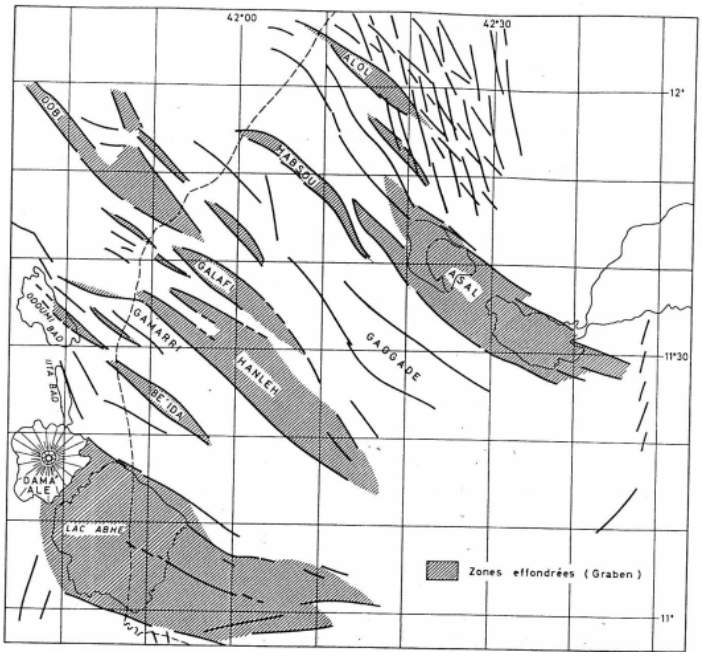


Figure A2 : Schémas tectonique de la partie méridionale de Djibouti (Stieljes, 1973)

Trois directions tectoniques principales s'entrecoupent dans le graben d'Assal :

- La direction NW-SE, c'est à dire la direction de la mer rouge, correspond à l'axe du graben, (Stieltjes, 1970), les failles normales récentes du rift s'alignent et les fissures ouvertes s'alignent parallèlement à cette direction tectonique, qui est donc la direction perpendiculaire à l'ouverture actuelle du rift.
- La direction N.NW-S.SE avec la fracturation NW-SE (Figure A3).
- La direction E-W est également présente à Asal. Elle est à rapprocher de l'une des directions tectoniques du golf d'Aden et constitue la direction principale du golf de Tadjoura en particulier des falaises de la côte sud. Des falaises normales à cette direction sont moins fréquentes dans la région septentrionale au nord du Ghoubbet. Des amorces de cassures E-W, s'infléchissant dans le Sud-ouest, affectent les laves récentes du rift dans la région de Disa la Malo et la série Stratoide du Nord-Ouest du lac Assal.

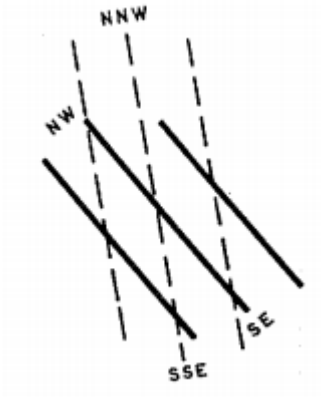


Figure A3 : Directions tectoniques principales (Stieljes, 1973)

Le déplacement en cours de la déchirure lithosphérique (Courtillot, 1980) vers l'ouest s'effectue vraisemblablement de façon discontinue dans l'espace et dans le temps. A partir du Ghoubbet, la dorsale devient NW.SE comme la déchirure. En s'en tenant à des mesures moyennes, la vitesse d'ouverture du rift d'Asal est de l'ordre de 1 à 2 cm/an (Delibrias et al., 1975). La crise de 1978 s'est traduite par une extension de 2,40 m au niveau du Ghoubbet et un effondrement de 70 cm sur une zone de 2 km de large et 10 km de long dans le plancher interne. Les bordures du rift ont subi une contraction et un exhaussement de 18 cm (Kasser et al., 1979). Le volume de lave émis s'est élevé à 0.016 km^3, (Gadalia et al., 1982).

A1.4 - Sismiques

Pour avoir une idée des activités sismiques naturelles dans le rift d'Assal, nous nous référons principalement à l'étude réalisée par (Doubre, 2004) qui montre des événements très fréquents, quasi quotidiens, principalement concentrés dans la partie centrale du rift (Figure A4), nous reprenons dans ce paragraphe une partie de ses résultats.

Dans les cadres de ses travaux de recherche, (Doubre, 2004) a réalisé des nombreuses stations de mesures. Cette forte densité des stations de mesure dans la partie centrale et Nord-Est du rift lui a permis une bonne localisation des séismes puisque les incertitudes horizontales et verticales sont inférieures à 410 mètres 500 m respectivement. Des séismes qui affectent principalement la partie centrale du rift émergé, et couvrent une surface d'environ 8x7 km^2 (Figure A4). Cependant, la sismicité n'est pas distribuée de façon uniforme sur l'ensemble de cette surface, mais au contraire concentrée dans trois zones distinctes (Figure A4) : la zone de Fieale et du Lac aux Requins (LaR), dans le plancher interne ; le Petit Rift Nord (PRN) entre les failles dénommée *b* et g_2; l'épaule Nord du rift (entre les failles *d* et e_2). Qui plus est, la sismicité est distribuée de façon asymétrique dans le rift: alors que certaines des failles nord sont clairement actives, aucun séisme ne témoigne de l'activité des failles bordières sud du rift (*K, J, H*).

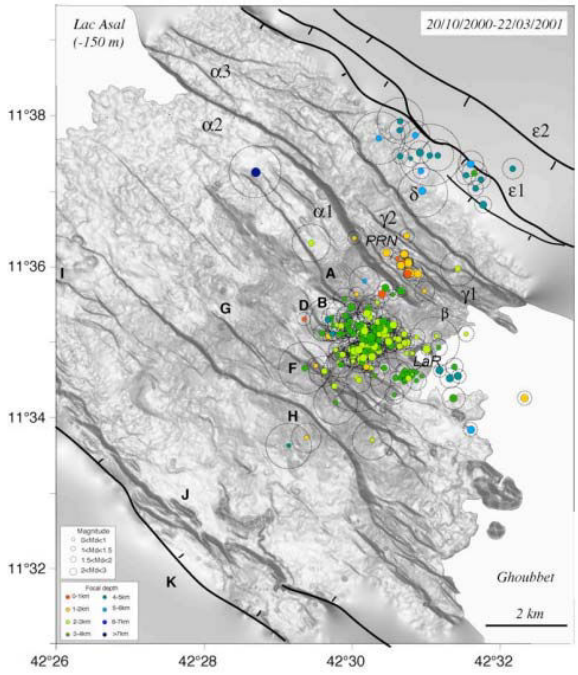


Figure A4 : Premières localisations des séismes dans la partie centrale du rift d'Asal-Ghoubbet émergé. Les incertitudes sur les localisations sont données par les cercles. Les failles ont été représentées seulement dans les zones non couvertes par le Modèle Numérique de Terrain. La R : Lac aux Requins ; PRN : Petit Rift Nord (Doubre, 2004)

Le plancher interne du rift est affecté par une sismicité dense (la moitié des 301 séismes localisés). Là encore, cette sismicité n'est pas distribuée de façon homogène sur l'ensemble du plancher interne, et seules certaines zones, de petite superficie, semblent actives. La plus grande concentration de séismes se situe sous la caldera du volcan Fieale. Un autre groupe de séismes se trouve entre la caldera et la côte du Ghoubbet, particulièrement près du Lac aux Requins. Un groupe de séismes plus diffus est localisé autour de la partie centrale des escarpements des failles *F* et *D*, tandis que quelques séismes semblent souligner l'escarpement du système de failles α.

Le Petit Rift Nord (PRN ou Disa Le Mallo) est affecté par 14 microséismes. La majorité d'entre eux se concentre entre les failles *b* et g_1 ; deux autres séismes sont localisés sur la trace de la faille g_2. Dix-sept séismes sont localisés sur l'épaule nord du rift, où ils forment un groupe parallèle à la trace de la faille e_1. Tous ces séismes sont situés entre les failles *d* et e_1, à l'exception d'un séisme localisé juste au nord du système e_1.

Considérée sur l'ensemble du rift d'Asal-Ghoubbet, la profondeur maximale des séismes enregistrés est de 7.7 km. La plupart des séismes du Ghoubbet ont cependant lieu à des profondeurs faibles (1 à 3 km) similaires à la profondeur moyenne des séismes survenant dans le rift émergé (3.02 km). Les 3 principales zones actives décrites précédemment sont caractérisées par l'homogénéité des profondeurs focales des séismes qui les caractérisent. Ainsi, le plancher interne est affecté par des séismes ayant lieu majoritairement entre 1 et 4 km de profondeur (sous le niveau de la mer). Les

séismes au pied de la faille a_1 présentent une distribution de profondeur des hypocentres plus dispersée (0-6 km). Le Petit Rift Nord est affecté par une sismicité particulièrement superficielle puisque tous ces séismes sont localisés entre 0 et 2 km de profondeur. Enfin, les séismes de l'épaule nord du rift ont des profondeurs focales importantes comprises entre 3 et 7 km, (Doubre, 2004).

A1.5 - Contraintes

Les contraintes n'ont pas été acquises par des mesures de terrain, mais discutées à partir d'inversion de signaux enregistrés pendant des séismes (Doubre, 2004). La bibliographie disponible fait aussi appel à un calcul de stabilité établie sur la base d'une fissure verticale de longueur l, infinie dans la direction horizontale, recoupant la surface libre d'un espace semi-infini soumis à un état de contrainte tel que les directions principales soit verticales et horizontales (Cornet, 1980). Adoptant la convention $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (compression positive) et supposant que le massif rocheux est soumis à l'effet de la pesanteur ainsi que celui de la contrainte tectonique d'extension, perpendiculaire au plan de la fracture, on caractérise les contraintes à l'infini par les relations (Jaeger et Cook, 1979) qui suivent.

$$\sigma_1 = \rho g z \quad (0:1)$$

$$\sigma_2 = \alpha \rho g z \quad (0:2)$$

$$\sigma_3 = \alpha \rho g z + \sigma^T(z) \quad (0:3)$$

Où ρg est le gradient de contrainte verticale lié à la pesanteur et vaut 0.028 MPa/m pour le basalte. α est un scalaire qui reflète le fait que, pour un milieu isotrope, les contraintes horizontales associées au champ gravitationnel sont asymétriques par rapport à la verticale ($\alpha = 1$ pour un corps visqueux). $\sigma^T(z)$ est une contrainte de traction (négative) qui peut varier avec la profondeur. σ^T est déterminée de façon que le taux de variation d'énergie de déformation élastique soit juste égale à l'accroissement de l'énergie potentielle liée à l'apparition d'une nouvelle surface, (critère de Griffith). La valeur critique de σ^T est obtenu pour diverses longueur de la fracture en supposant σ^T indépendante de la profondeur z. La valeur choisie pour l'énergie de surface est de 50 J/m^2. Hardy (1973) a obtenu 88 J/m^2 pour un granite très homogène, (Cornet, 1980).

Pour une longueur l= 500 m, Cornet (1980) a obtenu une valeur de σ^T égale à -6.3 MPa, la fissure se propage encore dans sa propre direction, toute fois les variations angulaires du taux de variation de l'énergie de déformation élastique sont inférieures à 10^{-5} ce qui implique que toute hétérogénéité locale aura une influence sur l'orientation de la propagation de la fracture. Pour une telle valeur de σ^T, le cisaillement maximum supporté pour la roche à 500 m est de 6.15 MPa.

Sur le terrain, les surfaces des ruptures en tendance à s'aligner sur la direction de la contrainte σ_1, c'est-à-dire verticalement, et leur extension est donc supposée stable. On peut donc conclure que l'effet d'une contrainte tectonique de traction donne lieu à des ruptures des tractions verticales dans les cinquante à cents premiers mètres puis à des glissements le long des plans inclinés entre 15 et 45° par rapport à la verticale. Ce mécanisme devrait prévaloir selon (Cornet, 1980) tant que la matrice solide présente un comportement linéairement élastique.

En tenant compte du flux géothermique sur la partie centrale du rift et plus précisément dans la zone où se situe le forage A5 on sait que à 2105, m de profondeur, la température est de 360°C. En suivant le raisonnement de Cornet, la valeur de σ^T à cette profondeur est de -940.5 MPa. Dans ces conditions l'hypothèse de l'élasticité linéaire n'est probablement plus vérifiée, ce qui implique que la valeur de α est proche de 1, dans les équations 4.2 et 4.3.

Pour déterminer le tenseur de contraintes avant et pendant la crise de Fialé, nous reprenons une étude réalisée par (Doubre, 2004). Cette étude consiste à faire une inversion de données des mécanismes au foyer grâce à la méthode (Gephart et Forsyth, 1984). Ces méthodes d'inversion permettent de déterminer, à partir d'un catalogue de mécanismes au foyer, le tenseur des contraintes réduit, c'est à dire 4 des 6 composantes du tenseur de contraintes, à savoir l'orientation des directions de contraintes principales (3 angles d'Euler) et le rapport d'ellipticité du tenseur des contraintes qui décrit la magnitude relative des 3 composantes principales ($R=(S_1-S_2)/(S_1-S_3)$. Une méthode qui permet de tenir compte de l'incertitude sur l'orientation des plans nodaux : cette incertitude est prise à 15° pour toutes les données du site. A partir des 55 mécanismes déterminés, (Doubre, 2004) réalise 2 inversions :

- Une première inversion qui utilise 39 mécanismes double-couple des séismes enregistrés avec la crise de Fieale. Les premiers résultats de cette inversion ont donné une contrainte minimale horizontale (σ_3) de direction N45°E parallèle à la direction de l'ouverture du rift et une contrainte maximale (σ_1) horizontale parallèle au rift. Un résultat un peu contrastant avec le nombre important de mécanismes en faille normale déterminés pendant cette période, mais est en accord avec le calcul de mécanismes obliques, normaux-décrochant (Doubre, 2004). La plupart des failles majeures du rift ont d'ailleurs été reconnues comme étant normales-décrochantes sénestres (Manighetti et al., 1998).
- Une seconde inversion, basée cette fois-ci sur la base des 16 mécanismes déterminés par la crise Fieale. Avec cette inversion la direction de la contrainte principale maximale (σ_1) varie de plusieurs dizaines de degrés autour de la verticale. Les contraintes (σ_2) et (σ_3) sont proches de l'horizontale. Le champ des contraintes semble globalement radial autour de la contrainte maximale sub-

verticale, les directions des contraintes principales intermédiaire et minimale, sont horizontales et presque interchangeables, susceptibles d'être dans toutes les directions (Doubre, 2004).

Ce dernier résultat révèle une différence majeure avec la période avant la crise. Les principales directions déterminées dans la première inversion laissent penser la présence d'une autre source de contrainte par un système magmatique central sur les déformations extensives du rift dictées par la tectonique régionale. C'est ce qui perturberait donc les champs de contrainte pendant la crise de Fieale (Doubre, 2004).

A2 - Champs géothermique d'Assal

A2.1 - Forages

En 1975, deux profonds puits (Assal 1 et Assal 2) d'exploration ont été forés dans la région. Un d'entre eux (Assal 1) à montrer l'existence d'une zone productrice de haute enthalpie avec la présence de fluides très salins à environ 1100 m de profondeur. Le Forages Assal 2 a été endommagé. Ce n'est qu'en 1987 et 1988 que quatre autres forages ont été forés (Figure A.7). Deux d'entre eux Assal 3 et 6 sont situés dans la même zone que les anciens forages, à l'intérieur d'un cratère d'explosion d'hyloclastite, tandis que deux autres (Assal 4 et Assal 5) sont situés dans la partie centrale du rift, (Jalludin, 2010). Les forages Assal 3 et Assal 6 se sont avérés autant salés que Assal 1 alors que les forages Assal 4 et Assal 5 ont été rapidement abandonnés à cause de leur faible productivité, même si le gradient géothermique y était observé beaucoup plus fort que dans les autres forages (Tableau A1). Ces forages atteignent une profondeur comprise entre 1900 et 2100 m (Figure A6) et les gradients géothermiques mesurés compris entre 13 et 18 °C/100 m, (Aquater, 1989, Daher, 2005, Jalludin, 2010) sont très importants. Aujourd'hui aucun de ces forages n'est exploité. Les principaux problèmes rencontrés à Assal sont :

- un problème de salinité qui a causé la chute de la pression de production de (350 tonne/heure en 200 tonne/h en 3 mois pour le forage Assal 3 (Figure A5) ;
- la faible perméabilité du réservoir profond, (Assal 4 et Assal 5)

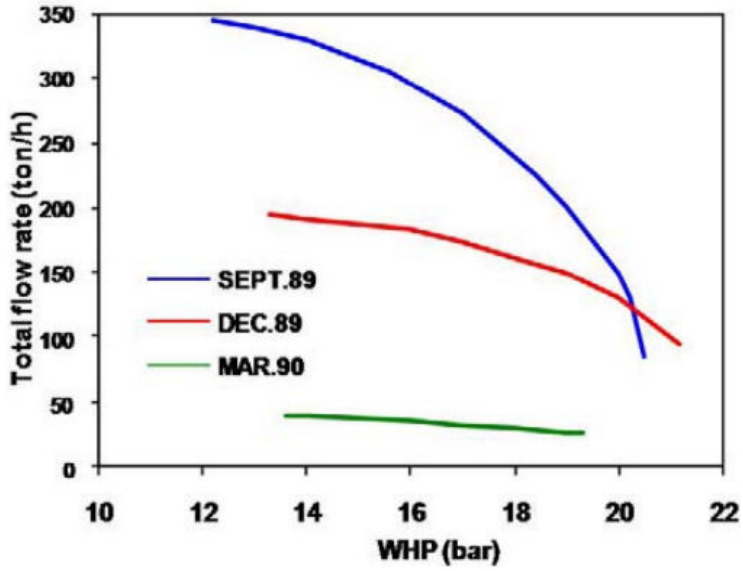


Figure A5 : Courbe de production du forage A3, (Aquater, 1989 et cité dans Daher, 2010)

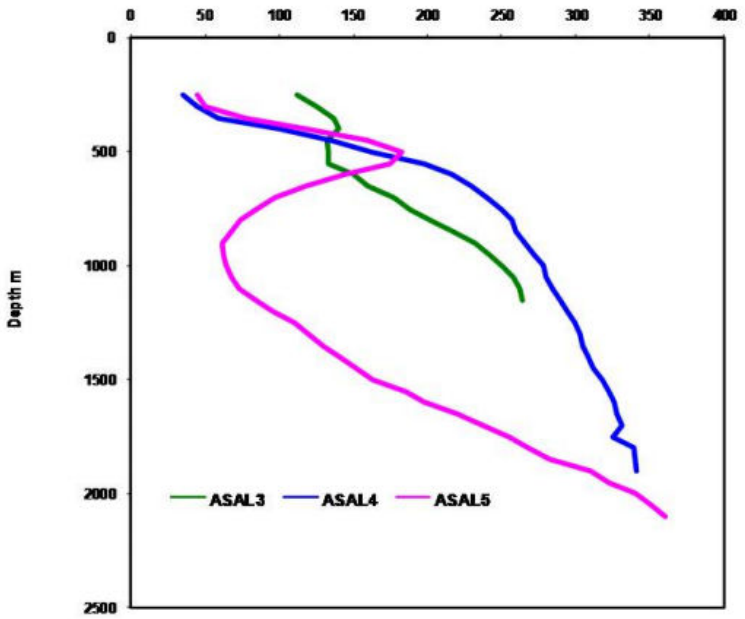


Figure A6 : Profil de température des forages A3, A4, A5 (Aquater, 1989 et cité dans Daher, 2010)

Forage (m)	Profondeur forage (m)	Température maximale (°C)	Gradient depuis l'isotherme 100°C (°C/100m)
A1	1145	261	18
A2	1554	235	14.3
A3	1316	280	15.51
A4	2013	345	15.2
A5	2105	360	15.2
A6	1761	280	12.75

Tableau A1 : Propriétés des principaux forages à Assal. (Aquater, 1989, cité dans Daher, 2005).

Dans le cadre du dernier chapitre de cette thèse nous allons plus nous intéresser au réservoir profond situé dans la zone de Fialé, représenté en l'occurrence par les forages Assal 4 et Assal 5 en proposant une méthodologie d'étude 3D de ce réservoir. Pour cela nous allons essayer d'extraire des documents existants un maximum d'informations pouvant alimenter un modèle du type de celui utilisé dans le chapitre 3, en essayant dans un premier temps de reproduire les transferts fluides entre le lac et le Ghoubbet. On commencera par faire une première étude statistique sur les propriétés des réseaux des fractures.

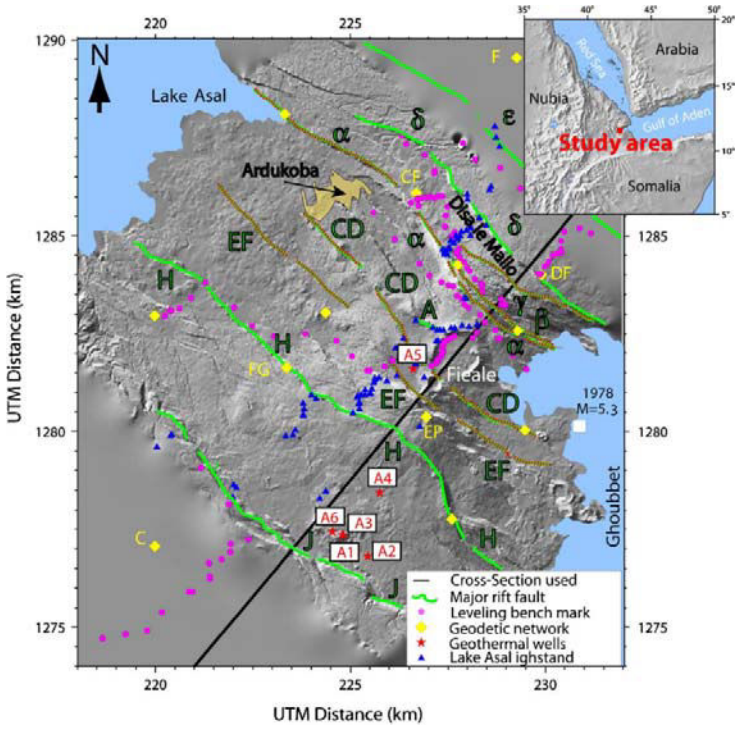


Figure A7 : Principaux forages et fractures du rift d'Assal, (Doubre, 2004).

A3 - Caractérisation du réseau de fractures observé à grande échelle

Pour une première caractérisation des paramètres géométriques du réseau des failles et des fractures dans le rift d'Assal, nous suivons la méthode développée par Bourgine and al., (1995). Nous partons donc de la carte de (Stieljes, 1973) qui est la seule carte qu'on a pu trouver et qui correspondait à nos attentes.

La carte de Stieljes est divisée en 2 parties comme on peut voir sur la Figure A8. L'axe principal A1 orienté dans le sens du rift délimite le rift en deux parties. Il est appelé l'axe du rift, et c'est la zone dans laquelle le dyke se met en place (Le Dain et al., 1979; Sigurdsson, 1980). Les discontinuités présentes dans ces deux parties ont des orientations similaires, mais au Sud de l'axe, dans la famille 1, ce sont des fractures décrochantes (avec rejet vertical important) alors qu'au Nord pour la famille 2, la plupart des discontinuités sont des fissures ouvertes et de taille plus courte. La partie centrale du rift est délimitée au NW par le Lac Asal et au SE par le Golf de Ghoubbet. La plupart des failles et des fissures ouvertes suivent la même direction du rift (NW-SE). Cette division du rift en deux parties pourra permettre d'étudier séparément, s'il le faut, le réservoir Gale-Goma au Sud Est et celui de Fialé au Nord.

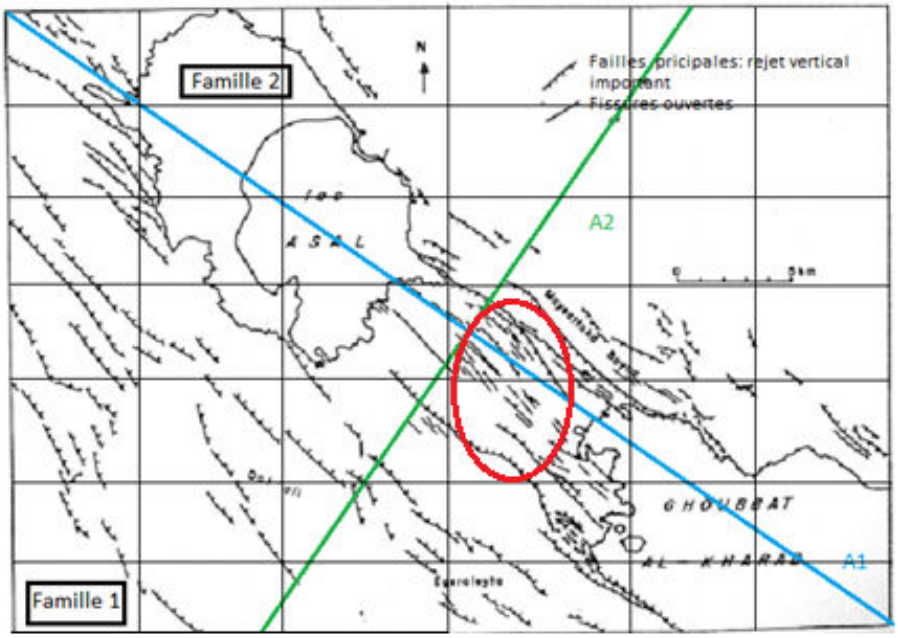


Figure A8 : Champ fissural du rift d'Assal, selon Stieljes (1973). L'axe A1 sépare le réservoir de Fialé et celui du Nord Ghoubhet, l'axe A2 coupe perpendiculairement les principales traces des failles du rift. En rouge, la localisation d'un site potentiel.

Comme on peut voir sur la Figure A8, les traces reportées à l'échelle de cette carte sont essentiellement dans la direction principale du rift, avec une variation autour de cette direction moyenne qui est de l'ordre de +/- 15°. Il existe cependant des structures d'orientation différentes, plus petites qui se développent dans les zones de relais entre les grandes structures, et qui sont orientées dans la direction Nord 100. Au Nord de l'axe A1, la densité de faille semblerait inférieure. Par la suite nous divisons la carte de Stieljes en 42 petits rectangles. Le traitement portera sur les longueurs des traces des fractures, les distances inter-fracturales dans la direction de l'axe A2, afin de décrire aussi les densités de fractures, comme ça été effectué dans (Bourgine et al., 1995). En l'absence de données de terrain appropriées, une relation de corrélation entre longueur de fracture et épaisseur issue de la littérature sera utilisée pour compléter la description géométrique. Par exemple, Olson (2003) montre, par des considérations géo-mécaniques, que l'épaisseur *e* varie comme une fonction racine (exposant 0.5) de la taille *L*. Des compilations de données à différentes échelles sur différents sites de type grabben en extension, en particulier au Soudan et en Ethiopie, confirment cette forme de relation et les auteurs proposent $e=10^{-1}L^{0.5}$, pour la gamme de longueur *L* de 100 à 10000 (Klimczak, et al., 2010)

Dans cette étape, le but sera seulement d'essayer d'avoir un ordre de grandeur sur ces paramètres physiques, mais cela est primordial pour la mise en place d'un futur modèle de simulation avec le code FRACAS. L'intégration de ces paramètres géométrique permettra de construire un premier modèle à grande échelle du réseau de segments de faille. Elles seront supposées poreuses et perméables et nous donneront une géométrie de départ pour un calcul de transfert d'eau en régime permanent entre lac Assal et Ghoubbet. Sur ce cadre hydraulique, on envisagera ensuite la superposition d'un bloc fracturé à plus petite échelle pour décrire le milieu plus finement les blocs entre ces grandes structures, autour d'un site potentiel de forage. Les lois de distribution des petites fractures seront issues des extensions des lois des fractures à grande échelle, en supposant que certains paramètres sont invariants avec l'échelle. On appliquera alors à ces nouvelles fractures des lois de comportement telles que la loi cubique pour l'écoulement et une loi de fermeture non linéaire pour la dépendance de l'épaisseur avec la contrainte normale effective.

A3.1 - Détermination d'une loi de longueur des fractures

Les longueurs des traces des fractures sont mesurées directement sur la carte de la Figure A8, ce qui est peu précis. 235 traces sont utilisées. On calcule également la longueur de trace dans chacune des cellules. La valeur moyenne qui peut être obtenue voisine de 2.02 km. Une valeur moyenne de longueur de trace par cellule à partir du nombre de traces que l'on peut voir par cellule pourrait aussi être obtenue si on voulait décrire une densité de trace variable dans l'espace. Les valeurs de longueur trouvées varient d'une longueur minimum de 450 m à une valeur maximum de 9090 m, avec une

valeur la plus fréquente proche de 1.0 km et une valeur médiane de proche de 1.5 km. 90 % sont compris entre 0.8 et 4.4 km

La Figure A9 montre l'histogramme des longueurs mesurées des fractures, en km. On remarque que l'histogramme de gauche a une allure de loi log normale, qui aurait pour moyenne 0.4 et pour écart type 0.7. Mais cet histogramme expérimental est certainement tronqué du coté des petites valeurs, mal estimées sur le terrain car moins visibles et surtout pas reportées sur notre carte. Ce biais justifie l'allure log-normale alors que les statistiques prévoient en général une loi de type puissance, que l'on a tenté de caractériser sur la figure de droite. Malheureusement, la pente du diagramme expérimental, qui va fixer la valeur de l'exposant de la loi, n'est pas facilement interprétable. Comme on peut voir sur la carte 1.8, les fractures se situant juste au dessus et en dessous de l'axe principal A1 (au centre du rift) ont un peu prés des longueurs identiques.

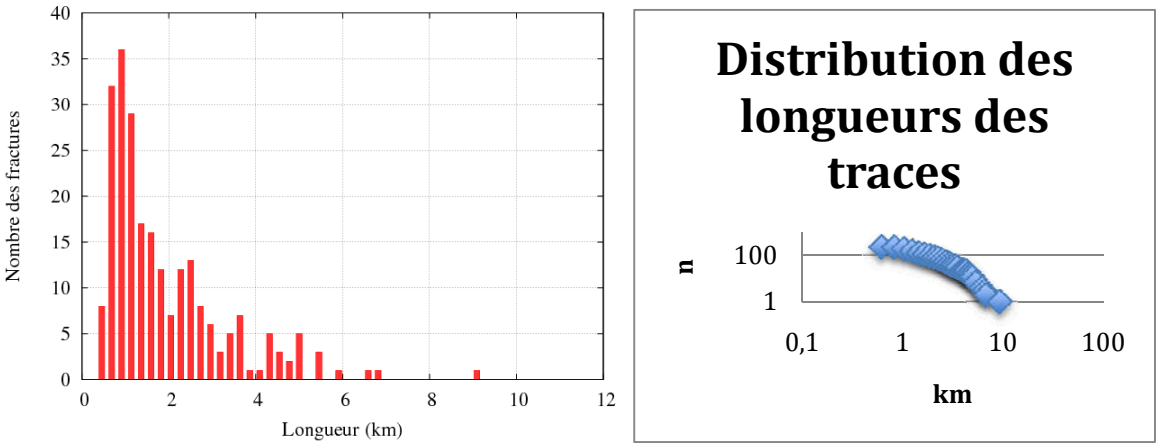


Figure A9 : Nombre des fractures en fonction des longueurs

Les longueurs des traces peuvent être utilisées directement dans un modèle de type DFN comme FRACAS qui suppose que les factures sont des disques. Dans ce cas, le diamètre D est relié à la longueur L de la trace par une relation du type D = (4/π)*L (Bourgine et al., 1995). Le paramètre « rayon moyen » à utiliser serait donc égal à 1.25 km.

A3.2 - Distance inter-fracturale

La distance inter-fracturale est la distance qui sépare deux intersections successives de fractures le long d'une ligne de mesure (Figure A10). Il est conseillé de choisir la ligne de mesure perpendiculaire à la direction moyenne de la famille considérée (Bourgine et al., 1995). Pour estimer les distances inter-fracturales des fractures nous avons utilisé l'axe A2, perpendiculaire à l'axe principal du rift.

Nous avons fait en sorte que ce dernier intercepte le maximum des fractures du nord vers le Sud. Nous supposons que toutes les failles interceptant l'axe A2 sont perpendiculaires à cet axe.

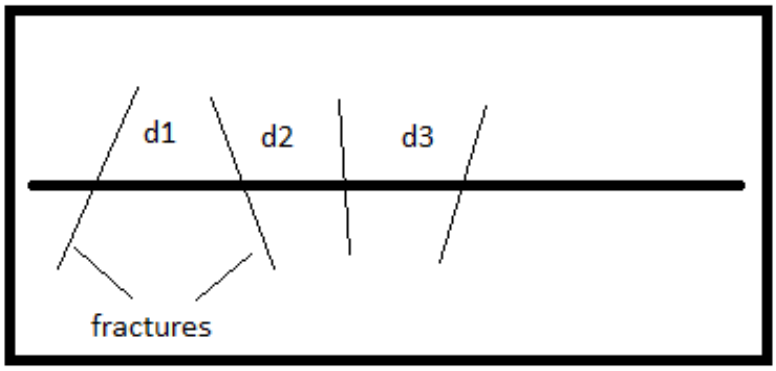


Figure A10 : Définition de la distance inter-fracture (Bourgine et al., 1995) séparant deux traces successives le long d'une ligne d'observation

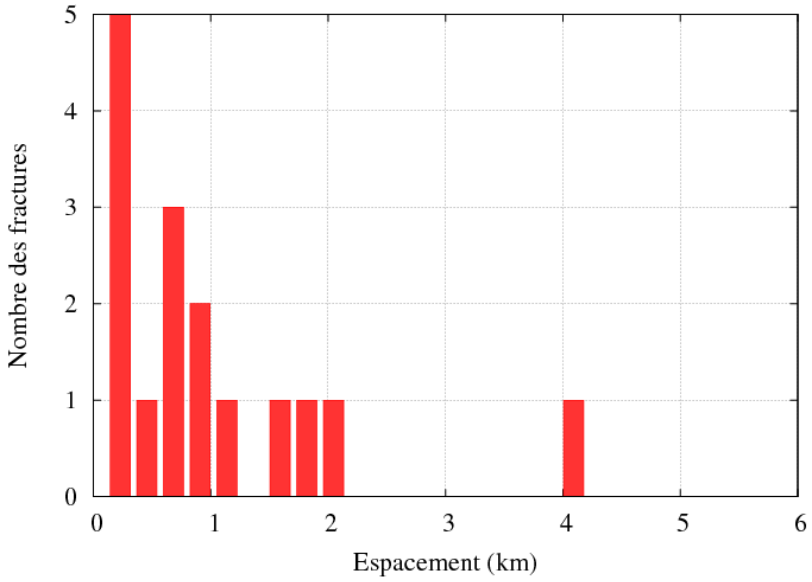


Figure A11 : Nombre des fractures en fonction des distances

La distance interfracturale moyenne trouvée est de 1.2 km, avec un écart type de 1.1, mais la distribution est très dissymétrique. Ces valeurs nous indiquent plutôt que les distances suivent une loi exponentielle, car la moyenne et l'écart type trouvé sont quasi-identiques. Pour cette partie, il ne faut pas oublier que le nombre de fractures interceptant l'axe A2 (16 fractures) n'est pas assez important, pour que l'échantillon ait un sens statistique représentatif et fournisse une bonne approximation sur l'ensemble du rift.

A3.3 - Densité des fractures

La densité de fractures qui peut être approximativement quantifiée ici est une densité surfacique. Il s'agit d'une longueur de trace par unité de surface de terrain. Dans notre cas, nous ne tenons pas compte des surfaces occupées par le Lac Assal ni aussi le par le golfe de Ghoubhet. Cette densité est obtenue localement à partir de la subdivision du domaine d'étude en cellules rectangulaires de la Figure A.8, puis en calculant pour chaque cellule la longueur cumulée des tronçons de fractures contenus dans la cellule. Cette longueur cumulée est ensuite divisée par la surface de la cellule. Le calcul est effectué séparément pour chaque compartiment 1 et 2. Une fois connue la densité à l'intérieur de chaque cellule, on pourrait calculer le variogramme de ces densités de façon à vérifier s'il existe une régionalisation des densités, en particulier dans la direction perpendiculaire aux fractures, (Figure A12). La densité surfacique moyenne à l'échelle de la carte est de 0.19 km/km^2. La variabilité de ce paramètre dans l'espace est décrite par la loi de distribution de la Figure A12. On peut dire par exemple que 26 % des surfaces échantillonnées ont une densité inférieure à 0.2 km^{-1} et 29 % de ces fractures ont une densité comprise entre 0.2 à 0.4 km^{-1}.

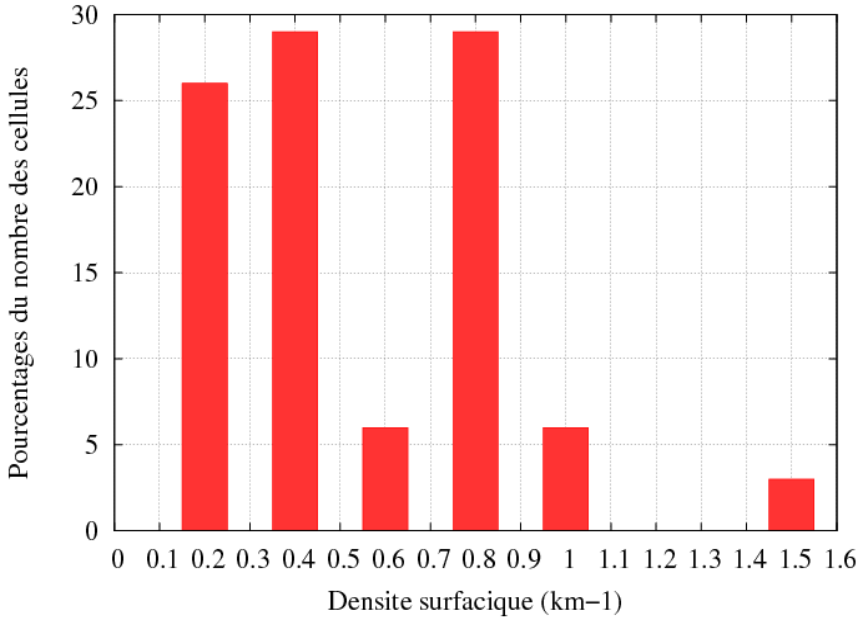


Figure A.12 : Densité surfacique des fractures sur le rift. En abscisse les différentes densités obtenues dans les différentes cellules de comptage, et en ordonnée, le pourcentage des cellules.

A3.4 - Echelle du site d'étude et hypothèses

L'échelle du site d'étude considéré dans le cadre de notre simulation sera plus petite que l'échelle utilisée pour l'estimation des paramètres de géométries. Une question se pose de la manière de prendre en compte cette différence d'échelles pour les paramètres d'entrée pour le modèle. Nous avons donc deux options :

- si on suppose que la distribution des fractures dans le rift est uniforme, ce qui n'est pas le cas, alors on fait une estimation en appliquant localement les paramètres globaux.
- Sinon on propose sur la plus petite superficie ciblée de tenir compte de la valeur de la densité trouvée localement, tout en conservant la loi globale de distribution des longueurs des traces. C'est cette deuxième option qui est recommandée.

A4 - Description du modèle conceptuel proposé pour une future étude du site d'Assal

A4.1 - Géométrie

Nous avons pré-selectionné un bloc de dimensions 4 km x 4 km, orienté parallèlement au rift, et de 3 km de profondeur situé au centre du rift (zone de Lac de Lave) dans lequel les futurs forages seront réalisés (Zone conductrice d'après Correia et al. (1985)). En se basant sur les données du puits A5 nous pensons qu'il faudra mettre en place un modèle hétérogène à plusieurs couches de perméabilités différentes, car une zone « circulante » semble être mise en évidence par les logs de température. Une première couche qui va jusqu'à 500 m, une seconde couche qui va jusqu'à 900 m, une troisième couche situé à 1500 m et une quatrième couche qui va au moins jusqu'à la profondeur du puits A5, soit 2200 m. Ces couches ont une densité des fractures identiques et qui suivent la direction N130 du rift. Il existe une seconde direction de fracturation N100, caractéristique des structures en relais entre les segments de faille, qui permet d'établir des connexions entre les différentes failles et fractures du graben dans chaque couche. Les structures de grande extension, au-delà de 500 m de longueur, issues de la calibration décrite au paragraphe 4.3 seraient traitées dans ce bloc comme des zones perméables de type milieu poreux avec un écoulement « linéaire » suivant la loi de Darcy et assureraient l'écoulement à grande échelle entre le Ghoubbet et Assal. Les fractures plus petites, dans la gamme de 100 à 500 m seraient traitées dans ce bloc comme des fractures conductrices selon la loi d'écoulement « cubique » et seraient les éléments susceptibles de subir les interactions thermo-mécaniques et les ruptures lors de l'exploitation d'un système de forages, lors de ré-injections par exemple.

A4.2 - Ecoulement général et Conditions aux limites du bloc

Nous n'avons que très peu d'informations sur l'écoulement général. Tout ce que l'on peut estimer, est un flux évaporé par le lac Assal, dont la superficie est de l'ordre de 50 km^2. Connaissant cette superficie ainsi que la valeur cumulée évaporée, estimée à 4 m d'eau, on peut en déduire le flux circulant à travers le rift en provenance de la mer, sous une différence de charge voisine de 150 m pour une distance de l'ordre de 12 km. Cette estimation nous permet de fixer un ordre de grandeur de la perméabilité des grandes structures vues sur le graben. A l'échelle de notre bloc de 4 km de coté, nous imposons une charge hydraulique + 25 m pour la face 1 (Nord Est du rift), une charge de - 25 m sur la face Sud Ouest du rift, et des flux nuls sur les deux autres faces parallèles au rift pour représenter la circulation du fluide, avec l'hypothèse d'homogénéité entre les échelles de 12 km et le bloc de 4 km. Mécaniquement on considèrera que la contrainte verticale est proportionnelle à la densité des matériaux, que la contrainte principale majeure horizontale est égale à la valeur verticale, et que le ratio entre les composantes mineure et majeure horizontales serait de l'ordre de 0.52, choisi inférieur au taux connu sur le site du graben de Soultz sous Forêts, qui est de l'ordre de 0.56. Ce tenseur sera orienté avec sa direction principale majeure selon l'axe du rift.

A4.3 - Travaux à effectuer

La première étape de modélisation consistera à reconstituer l'équilibre thermique actuel vu dans le graben par les puits existants, c'est à dire mettre en regard le flux de chaleur vertical sous le graben en provenance de la zone amincie de la croute et le flux d'eau horizontal, induisant un refroidissement visible dans une couche de certains forages. Un ordre de grandeur du flux d'eau est connu, ainsi qu'un ordre de grandeur de la perturbation thermique. Lorsque ce régime thermique sera reconstitué, il servira de champ de température initial à un modèle plus détaillé comprenant une deuxième population de fractures plus dense mais formée d'éléments de plus petite extension, que l'on supposera ne pas avoir de rôle hydraulique prédominant à grande échelle. Les simulations de test hydraulique préfigurant une exploitation géothermique seront faites sur ce réseau emboitant les deux échelles. En particulier on tentera d'estimer quel débit peut être produit par ce système sous simple moteur densitaire, c'est à dire grâce à l'allègement de la colonne d'eau après amorçage de la production. Un ordre de grandeur est donné par le puits A3, si l'on fait abstraction des problèmes de précipitation et de colmatage qui se sont produits le long du tubage en quelques mois. Des simulations pourront être alors envisagées pour essayer de caractériser le nombre de puits et les niveaux de pression d'injection requis pour réalimenter le réservoir au plus tôt, comme cela est maintenant fait sur les site des Geysers en Californie, et les risques d'induire des ruptures et des micro-séismes qui pourraient être dommageables à l'intégrité des ouvrages, au fond et en surface.

Liste des Figures et Tableau de l'annexe

Figure A1 : Représentation schématique de la circulation des eaux souterraines entre le Ghoubbet et le lac Assal (Mlynarski et al., 2001) 211

Figure A2 : Schéma tectonique de la partie méridionale de Djibouti (Stieljes, 1973) 212

Figure A3 : Directions tectoniques principales (Stieljes, 1973) 213

Figure A4 : Premières localisations des séismes dans la partie centrale du rift d'Asal-Ghoubbet émergé 214

Figure A5 : Courbe de production du forage A3 (Aquater, 1989 et cité dans Daher, 2010) 218

Figure A6 : Profil de température des forages A3, A4, A5 (Aquater, 1989 et cité dans Daher, 2010) 218

Figure A7 : Principaux forages et fractures du rift d'Assal (Doubre, 2004) 219

Figure A8 : Champ fissural du rift d'Assal, selon Stieljes, (1973) 220

Figure A9 : Nombre des fractures en fonction des longueurs 222

Figure A10 : Définition de la distance inter-fracture (Bourgine et al., 1995) séparant deux traces successives le long d'une ligne d'observation 223

Figure A11 : Nombre des fractures en fonction des distances 223

Figure A12 : Densité surfacique des fractures sur le rift 224

Tableau A1 : Propriétés des principaux forages à Assal (Aquater, 1989, cité dans Daher, 2005). 219

Liste bibliographique de l'annexe

AQUATER (1989), Djibouti geothermal exploration project Republic of Djibouti, final report. *Aquater Report,* 159 pp.

BOURGINE, B., CHILE S, J.P. and CASTAING, C. (1995). Simulation d'un réseau de fractures par un modèle hiérarchique probabiliste, *Cahier de Géostatistique,* 5, ENS Mines de Paris, 81, 96 p.

CORREIA, H., FOUILLAC, C., GERARD, A, VARET, J. (1985). The Asal geothermal field (Republic of Djibouti). *Int. Symposium on Geothermal Energy,* Geothermal Resources Council Transactions International Stone, Claudia (Eds), vol. 9, 513-519.

COURTILLOT, V. (1980). Opening of the gulf of aden and Afar by progressive tearing. *Phys. Earth. Planet. Inter.,* 21, 343-350.

DAHER, E.H., (2005). Analysis of geothermal well test data from the Asal rift area, Republic of Djibouti. University Nation United Geothermal Traing Program UNU-GTP yearbook 2005.

DAHER (2010). Reservoir study of the Asal geothermal system Djibouti. *University of Reykjavik PhD.*

DELIBRIAS, G., MARINELLI, G. and STIELTJES, L. (1975). Spreading rate of the Asal Rift, in Pilger, A. and Rosler, A. Afar Depression of Ethiopia : *Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report* No. 14: E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

DOUBRE, C. (2004). Structure de mécanismes des segments de rift volcano-tectoniques : étude de rift anciens (Ecosse, Islande) et d'un rift actif (Asal-Ghoubbet). *Thèse Doctorat,* Université du Maine, Le Mans, 420 p.

GADALIA, A., IUNDT F. and FABRIOL, R. (1982). Exploration géologique et géochimique de la zone Nord-Ghoubbat. *Rapport BRGM,* 82 SGN 022 GTH.

GEPHART, J.W., and FORSYTH, D.W. (1984). – An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data : application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Research,* 89, B11, 9305-9320.

HARDY, M.P. (1973). Fracture mechanism applied to rock. PhD thesis, Minnesota University, Mineapolis M.N.

JAEGER, J.C. and COOK, N.G.W. (1979). Fundamentals of Rock Mechanics. 3rd edition, Numerous figs. London: Chapman and Hall 593. ISBN0412220105.

JALLUDIN, M. (2010). State of knowledge of the geothermal provinces of the Republic of Djibouti. *Short Course on Exploration for Geothermal Resources, Naivasha*, Kenya, Oct. 29 -Nov. 19. 2010, 16 p.

KASSER, M., LEPINE, J.C. and RUEGG, J.C. (1979). Mise en évidence de mouvement d'extension sur la dorsale émergée d'Asa-Ghoubet en République de Djibouti. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, 469-472.

KLIMCZAK, C., SCHULTZ, R.A., PARASHAR, R. and REEVES D.M. (2010). Cubic law with aperture-length correlation: implications for network scale fluid flow. *Hydrogeology J.,* 18, 851–862.

LE DAIN. A.Y., ROBINEAU, B., TAPPONNIER, P. (1979). Les effets tectoniques de l'évènement sismique et volcanique de novembre 1978 dans le rift d'Asal-Ghoubbet. *Bull. Soc. Géol. France,* 22, 817-822.

LOUPOUKHINE, M. (1973). Rôle de la géochimie dans la recherche géothermique : application au territoire français des Afars et Issas. *Thèse de 3éme cycle*, BRGM et Laboratoire de Géologie Dynamique, Université de Paris VI, 328 p.

MANIGHETTI, I., TAPPONNIER, P., GILLOT P-Y., COURTILLOT V., ARMIJO R., RUEGG, J-C. and KING G. (1998). "Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: Into Afar." *J. Geophys. Res*. 102(B2): 2681-2710.

MLYNARSKI, M. and ZLOTNICKI, J. (2001). Fluid Circulation in the Active Emerged Asal Rift (East Africa, Djibouti) Inferred by Self-Potential and Telluric Prospecting, *Tectonophysics,* 339, 455.

OLSON, J.E. (2003). Sublinear scaling of fracture aperture versus length: an exception or the rule. *J. Geophys. Res.,* 108, 2413 DOI:10.1029/2001JB000419

SANJUAN, B., MICHARD, G., MICHARD, A. (1990). Origine des substances dissoutes dans les eaux des sources thermales et des forages de la région Asal-Ghoubbet (République de Djibouti). *J. Volcanology and Geothermal Research,* 43, 333-352.

STIELTJES, L. (1970). Etude volcanique et géothermique de la région de Ghoubbat-al-Kharab –lac Asal. B.R.G.M n° 70 SGN 213 GTM.

STIELTJES, L. (1973). *L'axe tectonique volcanique d'Asal (Afar central Territoire Français des Afars et des issas*). Thèse de doctorat spécialité géologie mention pétrographie. Université de Paris Sud Centre d'Orsay.

TRAINEAU H., GADALIA A. (1984). Deux champs géothermiques de rifts océaniques émergés : Krafla (Islande) et Assal (République de Djibouti). Une étude comparative des contextes géologiques et des méthodes d'exploration. *Rapport BRGM,* 84 SGN 216 IRG.

VAN NGOC, P., BOYER, D., LE MOUËL, J.L., COURTILLOT, V. (1981). Identification of a magma chamber in the Ghoubbet-Asal Rift (Djibouti) from a magnetotelluric experiment. *Earth Planet. Sci. Lett*. 52: 372-380.

Influence de la température sur l'activité micro-sismique dans un réservoir fracturé lors d'injections de longue durée. Application aux données du site de Rosemanowes (UK). Première approche d'un site potentiel dans le rift d'Assal (Djibouti)

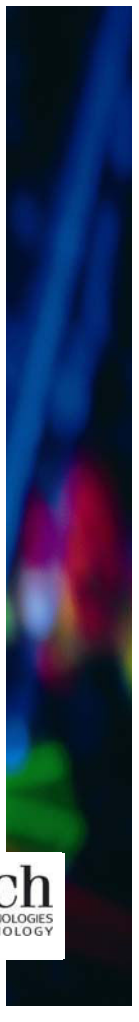
Résumé : Le cadre général de la thèse concerne la valorisation sous forme de production d'énergie électrique de la chaleur présente à quelques kilomètres de profondeur (3 à 5 km), en général dans des milieux peu perméables et fracturés. Notre objectif principal est d'étudier le phénomène des microséismes induits relativement au refroidissement, en nous basant sur une expérience de terrain de longue durée, menée sur le site de Rosemanowes (Cornwall, UK). Pour cela nous avons procédé à la mise en place d'un outil de calcul, FRACAS, capable de simuler ce phénomène en introduisant *une approche à double milieu thermique* pour mieux simuler le refroidissement du réservoir dû à l'injection de fluide à long terme, responsable des nouveaux mécanismes de ruptures dus à la traction de la roche. Dans ce contexte nous avons introduit un nouvel algorithme pour prendre en compte les manifestations d'instabilités, un mécanisme de « *stick-slip* » avec prise en compte d'une friction statique et d'une friction dynamique. La possibilité d'induire des microséismes est ensuite étudiée à partir des données issues d'un site particulier, avec deux modèles 3D proposant des approches géométriques différentes, un modèle déterministe et un modèle stochastique, dont les propriétés géométriques et physiques ont été tirées des observations et travaux antérieurs effectués sur ce site de Rosemanowes. La simulation thermo-hydro-mécanique (THM) du modèle déterministe nous a permis de modéliser les échanges thermiques en régime transitoire dans le réservoir formé par le système de forages RH12/RH15 et d'estimer un ordre de grandeur des tractions d'origine thermique. Pour mieux étudier l'effet induit par la contraction des blocs de roche dans le temps nous utilisons le modèle 3D stochastique dont l'objectif principal est de simuler de façon plus réaliste la progression dans l'espace les ruptures en cisaillement. Avec ce modèle nous avons constaté l'apparition différée d'une activité et l'effet d'un cycle de pulses de pression, ce qui suggère un moyen d'atténuer les fortes magnitudes potentielles des ruptures en cisaillement dues au refroidissement.

Mots clés : Géothermie EGS, contrainte thermique, réservoir fracturé, sismicité induite, Site de Rosemanowes (UK), couplage thermo-hydromécanique.

Influence of temperature change on the micro-seismic activity in a fractured reservoir during long term injection. Application to the Rosemanowes geothermal project (UK). Preliminary consideration toward a new project in the Assal rift (Djibouti)

Abstract : The general framework of our research deals with the development of geothermal energy for electricity production using the heat stored in geological formations at depths ranging in 3 to 5 km, Generally the environment is poorly permeable and fractured. Our main objective is to study the phenomenon of induced micro-earthquakes in relation to the cooling of the rock. The work is based on field experiences including long duration tests, conducted on the Rosemanowes site (Cornwall, UK). For this, we proceeded to the development of a calculation tool, FRACAS, able to simulate this phenomenon by introducing *a dual thermal approach* to better simulate the cooling of the reservoir due to long term fluid injections, which might be responsible for new failure mechanisms due to the induced tractions. In this context, we introduced a new algorithm to describe shear in stabilities, a mechanism of "*stick-slip*" type with the consideration of static/dynamic friction coefficients. The possibility of inducing micro-seismicity is then studied using the in situ data base, with two 3D models offering different geometric approaches, a deterministic model and a stochastic model whose geometrical and physical properties were obtained from observations and previous work on this Rosemanowes site. The Thermo-Hydro-Mechanical (THM) simulation using the deterministic model has allowed us to calibrate the transient heat transfer in the reservoir formed by the drilling system RH12/RH15 and to give an estimate of tensile stress of thermal origin. To better study the effect induced by the contraction of the rock during time, we use the stochastic 3D model whose main objective is to simulate a more realistic spatial migration of shear ruptures. With this model we found a delayed onset of shear activity and discuss the effect of pressure step tests. The results suggest a way to mitigate the potential impact of shear ruptures due to cooling.

Keywords : Enhanced Geothermal System (EGS), thermal stress, fractured reservoirs, induced seismicity, Rosemanowes site (UK), Thermo-Hydro-Mechanical process.



MINES ParisTech

ParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY