



HAL
open science

Modélisation thermo-hydro-mécanique de l'exploitation d'un réservoir géothermique profond dans le Fossé Rhénan

Bérénice Vallier

► **To cite this version:**

Bérénice Vallier. Modélisation thermo-hydro-mécanique de l'exploitation d'un réservoir géothermique profond dans le Fossé Rhénan. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2019. Français. NNT : 2019STRAH016 . tel-03325551

HAL Id: tel-03325551

<https://theses.hal.science/tel-03325551>

Submitted on 25 Aug 2021

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.

ÉCOLE DOCTORALE 413

SCIENCE DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT

THÈSE

présentée par :

Bérénice VALLIER

soutenue le : 26 août 2019

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : SCIENCE DE LA TERRE / GEOPHYSIQUE

Modélisation thermo-hydro-mécanique de l'exploitation d'un réservoir géothermique profond dans le Fossé Rhénan

THÈSE dirigée par :

M. SCHMITTBUHL Jean
M. FOND Christophe

Directeur de recherche, Université de Strasbourg
Professeur, Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

M. GUILLOU-FROTTIER Laurent
Mme SAUSSE Judith

Ingénieur-chercheur, BRGM
Professeure, Université de Nancy

AUTRES MEMBRES DU JURY :

M. BRUEL Dominique
Mme DEZAYES Chrystel
M. KOHL Thomas

Ingénieur chercheur, Mines de Paris
Ingénieure chercheuse, BRGM
Professeur, Université de Karlsruhe

Modélisation thermo-hydro-mécanique de l'exploitation d'un réservoir géothermique profond dans le Fossé Rhénan



Bérénice Vallier

Directeurs de thèse :

Dr. Jean Schmittbuhl (Université de Strasbourg - IPGS)

Prof. Christophe Fond (Université de Strasbourg - Icube)

Encadrant de thèse :

Dr. Vincent Magnenet (Université de Strasbourg - Icube)

Rapporteurs :

Dr. Laurent Guillou-Frottier (BRGM),

Prof. Judith Sausse (Université de Nancy)

Examineurs:

Dr. Dominique Bruel (Mines de Paris),

Dr. Chrystel Dezayes (BRGM),

Prof. Thomas Kohl (Université de Karlsruhe)

Université de Strasbourg

Avant-propos

Cette thèse a été co-financée par l'Agence De l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie (ADEME), l'Ecole et l'Observatoire des Sciences de la Terre (EOST) et l'Electricité de Strasbourg (ES) dans le cadre du projet EGS Alsace. Elle a été réalisée dans le cadre du laboratoire d'excellence (LabEx) G-EAU-Thermie Profonde ayant pour vocation la recherche sur la géothermie à grande profondeur, une source d'énergie renouvelable, et son exploitation pour la production de chaleur et d'électricité.

Remerciements

Cette thèse n'aurait jamais été possible sans mes directeurs de thèse Jean Schmitzbuhl, Christophe Fond et par l'encadrement de Vincent Magnenet. J'ai eu le plaisir et la chance de collaborer avec Jean et Vincent dès le Master. Depuis notre première projet de recherche, ils ont su affûter mon regard scientifique. De la simulation d'un écoulement à travers une fracture rugueuse à l'étude d'un réservoir géothermique, ma "curiosité scientifique" se transforma au fil du temps en un véritable intérêt pour la recherche liée à la géothermie. Un grand merci à eux pour m'avoir ouvert les portes de l'univers de la recherche et pour m'avoir patiemment guidé vers, je l'espère, une certaine maturité scientifique.

Je souhaite aussi grandement remercier les membres de mon jury de thèse, Laurent Guillou-Frottier, Judith Sausse, Dominique Bruel, Chrystel Dezayes et Thomas Kohl pour avoir accepté d'évaluer ce travail. Vos regards sur ces travaux de thèse nourriront, j'en suis certaine, des discussions scientifiques fortes intéressantes.

Ce travail de thèse n'aurait jamais été envisageable sans le soutien du projet EGS Alsace. Un merci chaleureux aux nombreux acteurs de ce projet, collègues et ami.e.s, pour leur soutien, conseils et commentaires pertinents durant cette thèse. Le LabEx G-eau-Thermie est devenu une véritable famille scientifique, se réunissant autour de cafés scientifiques, colloques et en collaborations avec de nombreuses autres universités. Pour leurs idées neuves et leurs discussions plus qu'enrichissantes, mille mercis notamment à Jean-François, Albert, Clément, Judith, Philippe, Patrick, Mike, Luke, Alexandra, Olivier, Coralie, Jeanne et François !

La thèse de doctorat représente un long travail mais également une véritable tranche de vie. Je n'oublierai jamais les rencontres et les amitiés qui s'y sont forgés pour de nombreuses années, je l'espère. Moultes personnes se sont retrouvés embarqués dans la vie de thèse, un peu perdues par moments, pour le pire mais surtout pour le meilleur ! J'aimerais tout d'abord remercier mes parents, frères, grand-parents et toute la cousinade pour leurs éclats de rire durant les fêtes, leurs regards inquiets aux inévitables creux de vague et surtout pour leur indéfectible soutien. Merci pour tout, ma chère famille au cœur d'or ! Une pensée pour Gwenn, tes magnifiques estampes bordant mon bureau m'amèneront toujours à ton souvenir.

Il est parfois effrayant de se retrouver au milieu de visages inconnus au départ d'une thèse. J'ai eu rapidement la joie et la chance de voir à l'IPGS que des sourires bienveillants. Merci à tous en particulier mes "compagnons d'arme", doctorants et post-docs sur le front de la recherche ! : à mes "co-bureaux", Sémihi et Camille pour leur chaleureux accueil, Jérôme et Cata, (avec "Jueee" du Chili, bon courage pour la suite, je te souhaite le meilleur à toi quoiqu'il advienne et à Javi !) mais aussi Roman et Alessandro pour leurs passages brefs mais inoubliables.

À mes camarades qui sont revenus dans les contrées strasbourgeoises, Nolwenn (bon courage pour la suite, je suis certaine que tu trouveras ta voie quelque'elle soit), Baptiste, les deux Alice, Romain, Didi, Quentin, Guillaume, Myriam et Mathilde quoiqu'il advienne, sachez que cela a été une joie de tous vous voir réapparaître dans ma vie.

Un grand merci et *bok* à Josi, (*Hvala puno* pour tous ces bons moments, tous mes vœux de bonheur pour toi et Benjamin, à très bientôt j'espère). Merci aussi à Damian (merci pour cette découverte de cocktail à la Big Lebowski), Marta, Emily, Alexandra, Tifhe et biensûr à Oscar (je n'oublierai jamais de si bons gyozas !). Merci aussi à mes post-docs préférées, Agnès, ma quasi-voisine parisienne, et Léna, voisine belge, toutes les deux aux oreilles attentives et aux conseils avisés !

Muchas gracias mon cher Emmanuel pour ton soutien, ta présence rassurante et attentionnée, je suis tellement reconnaissante pour tout ce que tu as amené dans notre vie. Tout ira bien pour la suite, j'en suis certaine.

Bref, après cette (longue) introduction personnelle, je vous souhaite à toutes et à tous le meilleur quoique vous choisissiez à l'avenir ! Bonne lecture à présent !

Table des matières

Avant-propos	i
Remerciements	ii
Table des matières	v
Liste des Figures	xi
Liste des Tableaux	xxiv
Résumé étendu	i
Extended abstract	i
1 Contexte général	1
1.1 Présentation de la géothermie profonde dans le Fossé Rhéna	2
1.1.1 Principe de la géothermie	2
1.1.2 Principe d'un projet EGS dans le Fossé Rhéna	4
1.2 Présentation du Fossé Rhéna	8
1.2.1 Localisation et structure géologique	8
Positionnement et géologie du Fossé	8
Description du réseau de failles régionales et du champ de contrainte associé	9
1.2.2 Comportement thermique particulier du Fossé	12
Distribution des températures en proche surface	12
Distribution des températures en profondeur	14
Distribution des flux thermiques en surface et hypothèses as- sociées	16
1.2.3 Hypothèses sur l'origine des réservoirs géothermiques profonds	20
Le rôle relatif de la radioactivité naturelle	20
Le phénomène de convection hydrothermale	21

	La circulation à travers le réseau de failles et fractures à différentes échelles	24
1.3	Motivations et problématiques de la thèse	27
1.3.1	L'utilité du modèle THM pour un projet EGS	27
1.3.2	Spécificité de notre modèle THM et problématiques de la thèse	28
1.4	Soultz-sous-Forêts et son importance	29
1.4.1	Présentation générale	29
	Localisation du site et études antérieures au projet EGS	29
	Historique de l'exploitation géothermique	30
1.4.2	Revue des caractéristiques de Soultz	32
	Géologie	32
	Stratigraphie	32
	Description du socle granitique	33
	Description du réseau de fractures	35
	État thermique et circulation hydrothermale	37
	Propriétés des roches et radioactivité naturelle	40
	État de contrainte	42
1.5	Le projet industriel voisin de Rittershoffen	44
1.5.1	Présentation générale	44
	Localisation du site et contexte tectonique	44
	Historique de l'exploitation géothermique	46
1.5.2	Géologie du site	48
	Description des sédiments et du socle granitique	48
	Description des réseaux de fractures et des failles à grande échelle	52
1.5.3	Aspects thermiques	53
	Description des mesures aux puits de température	53
	Convection hydrothermale	55
1.5.4	Hypothèses majeures	55
	Comportements mécanique et thermique du réservoir	55
	Propriétés des roches et distribution de la radioactivité	56
2	Méthodologie	58
2.1	État de l'art des modélisations	59
2.1.1	Classification des modèles selon les processus physiques étudiés	59
	Différentes types de classification	59

	Logique des composantes dites "building blocks"	60
2.1.2	Building blocks considérés dans l'état de l'art	63
	Description du réseau de fractures déterministe ou stochastique	63
	Étude des couplages des processus chimico-physiques (dits THMC)	65
2.2	Spécificités de l'approche présentée	69
2.2.1	Approche déterministe du milieu poreux équivalent	69
	Notion clef du Volume Élémentaire Représentatif	69
	Avantages et limites de cette approche	70
2.2.2	Description du couplage thermo-hydro-mécanique	72
	Hypothèses sur le milieu poreux et équations d'équilibre	72
	Relations flux-forces	75
	Équations du milieu poreux	76
2.2.3	Rhéologie complexe	77
	Dépendances en température et/ou pression de fluide des pro- priétés du fluide	77
	Lois de mélange de propriétés homogénéisées	84
2.3	Calcul direct	86
2.3.1	Modèle de réservoir	86
	Hypothèse d'homogénéisation du milieu poreux	86
	Définition d'unités géologiques homogénéisées	87
2.3.2	Méthode en éléments finis	88
	Présentation	88
	Formulations faibles des équations THM et schéma de résolution	91
	Notations et définitions des matrices d'interpolation	91
	Formulation faible du problème mécanique	92
	Formulation faible du problème hydraulique	94
	Formulation faible du problème thermique	94
	Calcul de la matrice tangente	95
	Représentation du réservoir et conditions aux limites THM	96
	État initial et étapes du processus de calcul	97
2.4	Analyse inverse	99
2.4.1	Présentation de la procédure d'inversion-optimisation	99
	Choix de la méthode	99
	Paramètres estimés et leurs distributions a priori	100
2.4.2	Choix des données à reproduire	101

3	Modélisation THM de la circulation hydrothermale dans le réservoir de Soultz	105
3.1	Guide de lecture et résumé	105
3.2	Circulation hydrothermale à large échelle dans le réservoir profond géothermique de Soultz-sous-Forêts (France)	106
3.2.1	Abstract	107
3.2.2	Introduction	108
3.2.3	An overview of the Soultz-sous-Forêts reservoir	110
	Geological setting	110
	Temperature profiles and hydro-thermal circulation	112
	Natural radioactivity	116
	Stress state	117
	Rock physics	117
	Towards a large-scale reservoir model for Soultz	118
3.2.4	Inversion with a finite element THM Model	120
	Balance equations	120
	Rock matrix rheology	121
	Stress and strains relations	121
	Poroelastic behavior	122
	Thermal properties	122
	Brine rheophysics	123
	A finite element method	125
	Inverse method	129
3.2.5	Results	129
	Inversion 1: hydro-thermal convection below the sediment/granite transition	129
	Inversion 2: hydro-thermal convection through the sediment/granite transition	133
	Inversion of the elastic moduli	137
3.3	Discussion	139
	Rock properties	139
	Influence of the brine viscosity	142
	Lateral variability	144
3.3.1	Conclusion	145
3.3.2	Acknowledgement	146

4	Modélisation THM de la circulation hydrothermale dans le réservoir de Rittershoffen	148
4.1	Guide de lecture et résumé	148
4.2	Modélisation THM de la circulation hydrothermale dans le réservoir profond géothermique de Rittershoffen	149
4.2.1	Abstract	150
	Background	150
	Methods	150
	Results	150
	Conclusions	151
4.2.2	Introduction	151
4.2.3	Presentation of the Rittershoffen site	153
	Geological settings	153
	Temperature profiles and hydrothermal circulation	155
	Rock physics	156
4.2.4	Towards a large-scale reservoir model at Rittershoffen	157
4.2.5	Methods	158
	Governing equations of the THM model	158
	The Finite-Element Model	159
	Inverse Method	160
4.2.6	Results of the back-analysis	162
4.2.7	Discussion	165
	Influence of the large scale fault in the THM model	165
	Influence of the different couplings in the THM model	166
	Comparison with the back-analysis for the closeby Soultz-sous-Forêts site	167
	Comparison with the hydrothermal characterization of the GRT-1 and GRT-2 wells	170
	Temperature lateral variability	171
4.2.8	Conclusion	172
4.2.9	Acknowledgements	174
4.2.10	Figures	174
5	Modélisation THM des anomalies gravimétriques liées à la circulation hydrothermale profonde à Soultz-sous-Forêts (France)	192
5.1	Guide de lecture et résumé	193

5.2	Modélisation THM des anomalies gravimétriques liées à la circulation hydrothermale profonde à Soultz-sous-Forêts (France)	195
5.2.1	Abstract	195
5.2.2	Background	196
	Overview of the gravimetric data	197
5.2.3	THM model of Soultz	199
	Simplified large-scale representation of the reservoir	199
	Governing equations of the THM model	200
	Numerical method to simulate the hydrothermal circulation in 2D and 3D approaches	200
	Forward simulation of the gravity anomaly	202
5.2.4	Results	203
	Comparison between the 2D and 3D models of hydrothermal circulation	203
	Simulation of gravity anomalies	204
	Profiles of the synthetic gravimetric signal	204
	Map of the gravimetric signal	206
5.2.5	Discussion	207
	Contribution of the hydrothermal circulation compared to a fully thermal diffusive case	207
	Comparison with observed gravity anomalies	207
5.2.6	Conclusion	209
6	Conclusions générales et perspectives	229
6.1	Synthèse des travaux	230
6.1.1	Concernant le réservoir de Soultz	230
6.1.2	Concernant le réservoir de Rittershoffen	231
6.1.3	Influence de la circulation hydrothermale dans le signal gravimétrique	233
6.2	Réponses aux problématiques générales et apport du modèle THM . .	234
6.3	Limitations de l'approche développée et perspectives	236
Annexe 1		264
Annexe 2		i
Annexe 3		i

Liste des figures

1.1	Différent types d'exploitations géothermiques, de gauche à droite : à très basse énergie, basse énergie, moyenne énergie, haute énergie, allant progressivement ainsi d'une échelle domestique à industrielle. Figure modifiée depuis CREGE.	4
1.2	Schématisation d'un site géothermique profond basé sur la technologie EGS. Figure modifiée depuis le site du BRGM.	5
1.3	Carte européenne des températures à 5km de profondeur. Les cercles verts correspondent aux zones à fort potentiel géothermique profond activable par la technologie EGS et les cercles noirs, les zones à faible potentiel géothermique profond activable. Figure obtenue de Genter et al. (2004).	7
1.4	Localisation et structure du "Rift Ouest Européen d'âge Cénozoïque" (European Cenozoic Rift System en anglais soit ECRIS) à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Carte adaptée de la thèse de Sébastien Haffen et reprise de Bourgeois et al., (2007). Légendes associées aux différents bassins et structures avoisinantes l'ECRIS : BF : Forêt Noire, EG : graben de l'Eger, FP : plateforme Franconienne, HG : graben de Hesse, LG : graben de la Limagne, LRG : graben du Rhin inférieur, LRhG : graben du Rhône inférieur, NBG : graben de la Bresse septentrionale, RG : graben de Roanne, SBG : graben de la Bresse méridionale, URG : graben du Rhin supérieur, V : Vosges, VG : graben de Valence. . . .	10
1.5	Modèle conceptuel dit de "diagrammes en boîte" du Fossé Rhéna. Adapté de Bailleux (2013), Illies (1972) et Valley (2007). En rouge sont marquées certaines failles régionales. La zone hachurée correspond à la couverture sédimentaire et le point rouge à la localisation du site de Soultz-sous-Forêts.	12

1.6	Carte de températures en proche surface soit à 400 mètres de profondeur, issue de mesures conduites dans des puits pétroliers du champ de Merkwiller-Pechelbronn d'après Haas et Hoffmann (1929). Les zones hachurées correspondent aux habitations et celles en pointillées les zones pétrolifères.	13
1.7	Carte des températures extrapolées à l'ensemble du Fossé Rhénan pour une profondeur de 800 mètres (Pribnow et Schellschmidt, 2000). Les températures au delà de 75°C sont indiquées par la même couleur (i.e. violet). Le triangle, les carrés, les points correspondent respectivement au volcan de Kaiserstuhl, les villes et les localisations de données de puits.	15
1.8	Profil de température en fonction de la profondeur issu du puits GPK-2 du site de Soultz-sous-Forêts (en ligne pleine) et les données issus des puits dans le Fossé Rhénan (voir les points en Figure 1.7) (Pribnow et Schellschmidt, 2000).	16
1.9	Cartes à l'échelle régionale des températures simulées par un modèle thermique 3D (Freymark et al., 2017) à : a) 1 km de profondeur ; b) 3 km de profondeur ; c) 5 km de profondeur ; f) 15 km de profondeur et avec : d) et e) les isothermes de 60°C et 110°C.	17
1.10	Carte à l'échelle du Fossé Rhénan de la densité de flux de chaleur (Clauser et Villinger, 1990) extrapolé à partir d'une base de données de 164 mesures aux puits à 500 mètres de profondeur. Les croix correspondent à la localisation des données de puits.	19
1.11	Schéma de principe de la convection naturelle. A deux emplacements distincts, sont illustrés les profils verticaux de température. Inspiré de la thèse de Delache (Delache, 2006).	21
1.12	Effet de l'évolution de la perméabilité sur la convection hydrothermale simulée dans le réservoir géothermique profond (Guillou-Frottier et al., 2013). Les isothermes sont séparés par des lignes blanches tous les 10°C, les vitesses de Darcy sont représentées par les flèches noires.	23
1.13	Composition moyenne de la saumure naturelle alimentant à 5 km de profondeur le réservoir de Soultz d'après l'analyse de la composition des ions présents dans le fluide extrait d'un test de production en 1999 (André et Vuataz, 2005).	24

1.14	Coupe conceptuelle verticale figurant la circulation hydrothermale alimentant le réservoir de Soultz (représentée par des flèches grises et noires) par un système de failles et zones de fractures (Cautru, 1988).	26
1.15	Schématisation des interactions des processus thermiques, hydrauliques et mécaniques dans le cadre du couplage thermo-hydro-mécanique (THM). Figure extraite de Sijacic et Fokker (2013).	27
1.16	Principales phases d'initiation et de développement du site EGS de Soultz. Figure adaptée de Genter et al., (2010).	31
1.17	Logs complets chrono-stratigraphiques montrant l'ensemble des formations géologiques identifiées aux puits GPK-1 et GPK-2. Figure adaptée de Aichholzer et al., (2016).	34
1.18	Schématisation conceptuelle de la pétrographie du socle cristallin identifiée aux puits EPS-1, GPK-1, GPK-2 et GPK-3. Figure adaptée de Dezayes et al., (2005). Les profondeurs sont ici en TVD (True Vertical Depth).	35
1.19	Schématisation conceptuelle du réseau de zones de fractures superposées au socle granitique. Les diagrammes montrent les densités de fractures selon la projection de Schmidt. Figure adaptée de Dezayes et al., (2010). Les légendes (1), (2), (3), (4) et (5) correspondent aux couches géologiques décrites en Figure 1.18. Les profondeurs sont ici en TVD (True Vertical Depth).	37
1.20	Représentation du réseau de fractures à large échelle qui recourent les puits dans un modèle géologique 3D de Soultz obtenu à partir des interprétations du nuage microsismique et des études de sismique de puits (Sausse et al., 2010).	38
1.21	Profils température-profondeur observés à l'état d'équilibre thermique mesurés aux puits GPK-2, GPK-3 et GPK-4 (Cuenot et al., 2008). Les différents modes de transfert thermique supposés sont mis en légende. La zone rouge correspond à l'écart entre les profils mesurés à Soultz et le profil suivant le gradient géothermique moyen en Europe Central.	39
1.22	Estimations de la contrainte minimum horizontale σ_h (ou σ_{hmin}) selon la profondeur obtenues après des tests d'injections à faible (ici les carrés) et large (ici les cercles) volumes (Evans, 2009).	44
1.23	Localisation des puits de pétrole préexistants et trajectoire des puits du site de Rittershoffen. Figure adaptée de Baujard et al., (2017).	45

1.24	Modèle conceptuel des réservoirs de Soultz et Rittershoffen sous forme de coupe verticale Nord-Ouest/Sud-Est avec le réseau de failles associé. Le trait vertical en tirets correspond à la trajectoire du puits GRT-1 intersectant la faille de Rittershoffen. Figure adaptée de Baujard et al., (2017).	46
1.25	Principales phases d'initiation et de développement du site ECOGI de Rittershoffen. Figure adaptée de la thèse de Jeanne Vidal.	47
1.26	Visualisation 3D à partir des données sismiques et de puits de la faille de Rittershoffen (en surface grise) ; les puits GRT-1 (en bleu) et GRT-2 (en rouge) ; l'interface sédiments-socle (en surface orange). La flèche indique la direction du Nord géographique. Figure adaptée de Baujard et al., (2017).	48
1.27	Log complet chrono-stratigraphique montrant l'ensemble des formations géologiques identifiées au puits GRT-1 comparées à celles issues des puits GPK-1 et GPK-2 du site voisin de Soultz. Figure adaptée de Aichholzer et al., (2016).	50
1.28	A gauche : modèle conceptuel de la géologie du socle granitique supérieur au site de Rittershoffen et les carottes et débris de forages mesurés au puits GRT-1. A droite : log de température observé au puits GRT-1. Figure adaptée de Vidal et al., (2017).	51
1.29	Profils observés température-profondeur à l'état d'équilibre thermique aux puits GRT-1 et GRT-2, superposés aux interfaces géologiques (Baujard et al. 2017).	54
2.1	Schématisme d'approches numériques dites : A. "abstraite" ; B. C. D. "réduite" selon, respectivement, des représentations uni-, bi-, et tri-dimensionnelles ; E. "réaliste". Extraite de Willis-Richards et Wallroth (1995).	61

2.2	Schématisation des modèles focalisés sur la description du réseau de fractures par des approches déterministe ou stochastique : a) modèle conceptuel de la description déterministe du réseau de fractures; b) modèle conceptuel de la description stochastique du réseau de fractures décrits comme des disques circulaires; a) et b) sont adaptés de (Baujard, 2006) ; c) exemple de simulation de la distribution spatiale des déplacements mécaniques en cisaillement à partir d'un modèle déterministe (Gentier et al., 2005) ; d) exemple de simulation de la distribution spatiale du cisaillement après stimulation du puits GPK-2 à partir d'un modèle majoritairement stochastique (Baujard et Bruel, 2006).	66
2.3	a) Schématisation de la superposition de deux phases continues dans le milieu poreux : (i) la phase solide constituée de grains solides et complètement non saturée en fluide, (ii) la phase fluide saturant l'espace vide connecté entre les grains solides (adapté de Coussy, 2004); b) Représentation du Volume Élémentaire Représentatif dV associé au bilan entre le débit massique surfacique de saumure traversant les faces du volume noté M_w et le gradient de la masse en saumure entrante (ou sortante selon la convention choisie) (notée m_w) en une durée élémentaire dt	71
2.4	Densité de fluide ("specific mass" en anglais) d'une eau pure comparée à celle de la saumure en fonction de la température et de la pression en fluide d'après l'Equation 2.10 déduite des travaux de Rowe et Chou (1970). Les variations de température et de pression correspondent aux conditions expérimentales des travaux de Rowe et Chou (1970).	78
2.5	Viscosité dynamique du fluide ("dynamic viscosity" en anglais) d'une eau pure comparée à celle de la saumure en fonction de la température d'après les travaux de Kestin et al., (1981).	79
2.6	Dilatation thermique ("thermal dilation" en anglais) de la saumure en fonction de la température décrite par l'Équation 2.11.	81
2.7	Chaleur massique ("heat capacity" en anglais) de la saumure en fonction de la température décrite par l'Équation 2.13 (en pointillés et trait plein) comparé aux données de Zaytsev et Aseyev (1992).	82
2.8	Conductivité thermique ("thermal conductivity" en anglais) de la saumure en fonction de la température décrite par l'Équation 2.15 (en pointillés et trait plein) comparé aux Zaytsev et Aseyev (1992).	83

- 2.9 a) Schématisation de la géologie décrite pour le site de Soultz d'après les travaux de Dezayes et al. (2005) et ceux de Aichholzer et al. (2016). Les trajectoires des puits GPK-1, EPS-1, GPK-2, GPK-3 et GPK-4 sont représentées, par des lignes colorées et la faille majeure FZ4770 intersectant le réservoir, par une ligne noire (Sausse et al., 2010); b) Logs de température à l'équilibre extraits des puits GPK-1, GPK-2, GPK-3 et GPK-4 (Cuenot et al., 2008a). Les lignes en pointillés correspondent aux limites approximatives des zones à gradient géothermiques constants appuyant la construction des unités homogénéisées; c) Modèle de réservoir utilisé lors de la thèse pour le réservoir de Soultz avec les quatre unités homogénéisées. 89
- 2.10 Schématisation du type d'éléments finis THM utilisés lors de la thèse (a) en 2D comme quadrilatère; b) en 3D comme hexaèdre) : les nœuds noirs portent à la fois les déplacements mécaniques (déplacement noté ξ), thermiques et hydraulique (la pression en fluide étant noté p_w et la température T). Les nœuds gris ne portent que des déplacements mécaniques. 90
- 2.11 Conditions aux limites THM : a) selon l'approche 2D ; b) selon l'approche 3D. Les couleurs en arrière- plan correspondent aux unités homogénéisées. Les épaisseurs de la couche sédimentaire sont respectivement égales 1.4 km et 2.2 km pour les réservoirs de Rittershoffen et Soultz. L'épaisseur e_1 correspond à l'épaisseur des sédiments supérieurs. La température en fond de réservoir notée T_b est ici de 208 °C et celle en surface notée T_h de 15 °C. 98
- 3.1 (a) 2D conceptual model of the geology at Soultz-sous-Forêts (modified after Dezayes et al. [2005a] (Fig. 28) and after Aichholzer et al. [2016] (Fig. 3)). Trajectories of GPK1, EPS1, GPK2, GPK3 and GPK4 wells are shown with colored lines. The major fault through the reservoir (FZ4770) is drawn as a black line [Sausse et al., 2010]. (b) Simplified reservoir model for the present work with four main geological units. 113

3.2	(a) Equilibrium temperature profiles obtained from log run in the Soultz-sous-Forêts wells (GPK2, GPK3, GPK4) after drilling operation over [Cuenot et al., 2008b]. (b) Experimental correlations of the principal stress in Soultz-sous-Forêts reservoir. [Evans et al., 2009]. (c) Radiogenic heat sources distribution modified after Kohl et al. [2000], GeORG [2013].	115
3.3	Specific mass of pure water and brine as a function of temperature according to Eq.(5.1) and temperature sensitivity of Table 4.2, deduced from the empirical correlation of Rowe and Chou [1970].	125
3.4	Fluid dynamic viscosity of pure water or the brine according to the experimental correlations from Kestin et al. [1981].	126
3.5	Schematic representation of the THM finite element: the black nodes have temperature (T), fluid pressure (p_w) and mechanical displacement (ξ) as degrees of freedom, whereas the gray nodes carry only mechanical displacements.	127
3.6	2D mesh grid as a vertical cross-section and boundary conditions. The background colors correspond to the geological layers homogenized at the scale of the size of one quadratic element (i.e. around 100 meters).128	
3.7	Inversion 1 - (left) Inverted profile of the permeability(thick blue line). (Right) Inverted profile of the thermal conductivity (thick pink line). Hatched zones correspond to the range of experimentally measured permeability (in blue) and thermal conductivity (in red) (see Table 4.1). Background colors correspond to the geological units.	131
3.8	Inversion 1 - (a) Comparison of the simulated temperature profile obtained at the middle of the Soultz-sous-Forêts mesh grid and the observed profile at GPK2 well. (b) Maps of calculated temperatures (background colors) and Darcy's velocities (arrows) for the inversion assuming the geological units and theirs associated depths as described in Section 3.2.3. The green dashed line is the location of the profile of a).	132

- 3.9 Inversion 2 - permeability and thermal conductivity depth profiles for the second inversion adjusting the depth of the transition between the upper and lower sediments and extending the prior distribution of permeability in the lower sediments. On the left: inverted permeability vertical profile. On the right: inverted rock thermal conductivity vertical profile. The shadow zones correspond to the range of values for the measured permeability (in green) and thermal conductivity (in red) (see Table 4.1). Background colors correspond to the geological layers. 134
- 3.10 Inversion 2 - (a) Comparison of the simulated temperature profile obtained at the middle of the Soultz-sous-Forêts mesh grid and the observed profile at GPK2 well. (b) Maps of calculated temperatures (background colors) and Darcy's velocities (arrows) for the inversion assuming the geological units and their associated depths as described in Section 3.2.3. The green dashed line is the location of the profile of a). 136
- 3.11 Comparison of Darcy's velocity – depth profiles for both inversions: inversion 1 is assuming the geological units and their associated depths to be as described in Section 3.2.3 (in blue). For inversion 2, the depth of the transition between the upper and lower sediments is inverted and the prior permeability distribution in the sediments is extended (in purple). 138
- 3.12 On the left: Inverted Young's modulus-depth profile. On the right: inverted Poisson's ratio-depth profile. The shadow zones correspond to the range of values for the measured Young's modulus (in orange) and Poisson's ratio (in grey) (see Table 4.1). The background colors correspond to the geological layers. 139
- 3.13 Fitting principal stress components - depth profiles : (a) vertical σ_v and (b) horizontal minimum σ_h and (c) maximum σ_H stress profiles obtained at the middle of the Soultz-sous-Forêts mesh grid. 140

- 3.14 (a) Fluid viscosity vs temperature for the three studied cases: in red, a constant viscosity at shallow depth temperature, $\mu_w(T=15\text{ }^\circ\text{C})$; in blue, a constant viscosity at large depth temperature, $\mu_w(T=208\text{ }^\circ\text{C})$, in green, nonlinear viscosity with an exponential dependence on temperature (Table 4.2); (b) comparison of temperature-depth profiles from THM models with observed temperature profile at GPK2 changing the viscosity laws. (c) Associated maps of temperatures (background colors) and Darcy's velocities (arrows). 143
- 3.15 (a) Computed vertical temperature profiles obtained every km along a half-convection cell (see associated temperature map on the left inset). (b) Temperature measurements in the Upper Rhine Graben (URG) from Pribnow and Schellschmidt [2000]. 145
- 4.1 (a) 2D conceptual model of the geology at Rittershoffen. The sedimentary cover is investigated from geological studies from Vidal et al. (2017) and Aichholzer et al. (2016). The granite below 2.5 km deep is assumed to be the same as in the Soultz-sous-Forêts site (Dezayes et al. 2005a). (b) Temperature-depth profiles obtained from logs run in the Rittershoffen wells (GRT-1, GRT-2) after drilling operation over (Baujard et al. 2017). The background colors correspond to the four layers homogenized at the scale of about 100 meters and considered in the model (e_1 , e_2 , e_3 and e_4 correspond to the layer thicknesses, e_1 is inverted during the back-analysis; $e_2 = 2.2\text{ km} - e_1$; $e_1 + e_2 + e_3 = 3.9\text{ km}$; $e_1 + e_2 + e_3 + e_4 = 5.4\text{ km}$). 177
- 4.2 2D vertical cross-section and boundary conditions. The background colors correspond to idealized layers homogenized at the scale of about 100 meters. Here, the thickness of the first layer e_1 is evaluated during the back-analysis. 178

4.3	(a) Profile of the vertical surface heat flow along the x -axis. The dotted line corresponds to the mean value of the heat flow. (b) Comparison of the simulated temperature profile obtained at the middle of the Rittershoffen mesh grid and the observed profile at GRT-1 well. The dotted lines correspond to the well-known lithological transitions. (c) Maps of calculated temperatures (background colors) and Darcy's velocities (black arrows). The green dashed line is the location of the simulated profile shown in the left. The black lines are the transitions between the four idealized units.	179
4.4	Comparison of permeability estimated by back analysis (left) and thermal conductivity (right) between Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts sites. The shadow zones correspond to the range of experimental values (permeabilities in green, thermal conductivity in red) (see Table 4.1). The dashed lines correspond to the prior distributions for the back-analysis (see Table 3). Background colors correspond to geological layers.	180
4.5	Fitting principal stress components - depth profiles : (left) vertical σ_v and (middle) horizontal minimum σ_h and (right) maximum σ_H stress-depth profiles obtained at the middle of the Rittershoffen mesh grid.	181
4.6	Comparison of Young's modulus (left) and Poisson's ratio (right) between Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts sites. The shadow zones correspond to the range of experimental values (Young's modulus in yellow, Poisson's ratio in grey) (see Table 1). The dashed lines correspond to boundaries of the prior distributions for the back-analysis (see Table 3). Background colors correspond to geological units. . . .	182
4.7	Simulated temperature-depth profiles obtained at the maximum ascending flow profile from models including the Rittershoffen fault with different dips and compared to the model without fault.	183
4.8	Simulated stress-depth profiles ((left) vertical σ_v and (middle) horizontal minimum σ_h and (right) maximum σ_H) obtained at the maximum ascending flow profile from models including the Rittershoffen fault with different dips and compared to the model without fault.	184
4.9	Maps of calculated temperatures (background colors) and Darcy's velocities (black arrows) in the model including the Rittershoffen fault with dip of 45°	185

- 4.10 Left: comparison of temperature-depth profiles for four studied cases: in green, the full coupling between thermic, hydraulic and mechanic processes is taken into account ; in red, the coupling is only between hydraulics and mechanics ; in blue, between thermics and mechanics and in orange, between thermics and hydraulics. Right: associated maps of temperatures. 186
- 4.11 (a) Temperature map showing the extracted temperature-depth profiles to study the lateral temperature variability. (b) Simulated vertical temperature profiles (as red lines) obtained every kilometer along a half-convection cell compared with the observed GRT-1 log from Rittershoffen (as blue dashed line) and GPK-2 log from Soultz-sous-Forêts (as green dashed line). (c) Thermal gradient obtained from the surface obtained every kilometer along a half-convection cell. 187
- 5.1 Bouguer anomaly in the whole Upper Rhine Graben (URG). The reference density is $2,670 \text{ kg.m}^{-3}$. Location of the URG is shown in the subfigure on the top left. Vosges and Black Forest Mountains, Odenwald and Hunsruck are outlined by red lines. The black box of 10km by 10km corresponds to the location of the 3D THM model extension. The Figure is modified after Rotstein et al (2006). 212
- 5.2 Bouguer anomalies compared to temperature anomalies in the Soultz area. The reference density is $2,670 \text{ kg.m}^{-3}$ for the gravity anomaly. Figure adapted from Baillieux et al., (2014). 213
- 5.3 (a) 2D conceptual geology at Soultz. Trajectories of GPK1, EPS1, GPK2, GPK3 and GPK4 wells are shown with colored lines. (b) Temperature-depth profiles after drilling operations superimposed to the simplified reservoir model with four main geological units (Cuenot et al, 2008). Here, e_1 , e_2 , e_3 and e_4 correspond to the unit thicknesses, e_1 is inverted from a back-analysis (Vallier et al., 2019) using: $e_2 = 1.4 \text{ km} - e_1$; $e_1 + e_2 + e_3 = 3.9 \text{ km}$; $e_1 + e_2 + e_3 + e_4 = 5.4 \text{ km}$). 214

- 5.4 a) 2D vertical cross-section and b) 3D model with the boundary conditions used during the simulation. The background colors correspond to idealized layers homogenized at the scale of about 100 meters. The thickness of the sediments z_{isg} is about 1.4 km in Soultz. Here, the thickness of the first layer e_1 is evaluated during the back-analysis (Vallier et al., 2019). T_b is the bottom temperature set at 208 °C. T_h is the surface temperature set at 15 °C. 215
- 5.5 a) Map of calculated temperatures (background colors) from a 2D model being 5.35 km in height and 10 km in width. The red dashed line is the location of the simulated profile shown in c). b) Map of calculated temperatures (background colors) from 3D model having a height of 5.35 km and their two horizontal dimensions both set to 10 km. The green dashed line is the location of the simulated profile shown in c). c) Comparison of the simulated temperature profile obtained at the middle of the mesh grid between the 2D model (in red) and the 3D model (in green). The blue dashed line corresponds to the observed profile at GPK-2 well and the background colors to the idealized layers homogenized at the scale of 100 meters. 216
- 5.6 a) Map of the simulated relative variation of the total homogenized specific mass i.e. the density of the homogenized medium associated to the hydrothermal circulation at the Soultz reservoir. b) Associated synthetic gravimetric profile along the x -axis. c) Profile of the computed vertical surface heat flow along the x -axis. The dotted line corresponds to the mean value of the heat flow. 217
- 5.7 a) Map of gravity anomaly from the 3D Soultz model. The white dotted line corresponds to the position of the profile extracted from the 3D model for c). b) Associated map of vertical total heat flow extracted at the surface from the 3D Soultz model. c) Comparison of gravimetric profile along the x -axis between the 2D and 3D models. 218
- 5.8 Comparison between the calculated gravimetric profile of the 2D model between the fully thermal diffusive case (orange line) and the case associated to the large-scale convective system (blue line). 218

5.9	(Left) Comparison between the calculated gravimetric profile from the 2D model and the observed profile from Baillieux et al. (2014) (as blue points with associated errors). (Right) Map of Bouguer anomalies that include the location and the north-south direction (white line) of the extracted gravimetric profile.	219
5.10	Comparison between the calculated gravimetric profile from the 2D model and the observed profile from Baillieux et al. (2014) (as blue points with associated errors). At the top, map of Bouguer anomaly that includes the location and direction (blue line) of the extracted gravimetric profile.	220
5.11	Comparison between the calculated gravimetric profile of the 2D model between the fully thermal diffusive case (orange line) and the case associated to the large-scale convective system (blue line).	220
5.12	Conceptual model of the V-sheet geometry. The parameters are the width t , the depth of the top z_1 and of the bottom z_2	226
5.13	Gravity anomaly profile due to a V-sheet as an excess of density about 300 kg.m^{-3} inside a reservoir. The blue line corresponds to the analytical solution, the dotted green and red lines respectively for the simulated solutions with TRIA3 and QUAD4 elements describing the reservoir model. Both of them assume that the reference total homogenized specific mass ρ_{ref} is equal to the initial value ρ_0 . The magenta line corresponds to the simulated solution with QUAD4 elements and assuming ρ_{ref} is equal to the mean value of the specific mass ρ_m . . .	227
5.14	Conceptual model of the geometry of the Mogi's sphere with the radius called R and with the depth of the center called z	227
5.15	Gravity anomaly profile due to a Mogi's sphere as an excess of density about 300 kg.m^{-3} inside a reservoir. The blue line corresponds to the analytical solution, the dotted red line to the simulated solution. . . .	228
6.1	Relation entre le gradient thermique en surface et la température de réservoir selon la profondeur de toit hydraulique notée e_{cr}	238

Liste des tableaux

1.1	Ordre de grandeur typique des propriétés des roches selon : [1] Magenet et al., (2014) ; [2] Kohl et al., (2000) ; [3] GeORG (2013) ; [4] Bär (2012) ; [5] Rummel (1992) ; [6] Haenel (1983); [7] Freymark et al., (2017) ; [8] Kirk et al., (2012) ; [9] Sausse (2002) ; [10] Heap et al., (2017) ; [11] Griffiths et al., (2016) ; [12] Hettkamp et al., (1999).	41
2.1	Résumé des variables thermodynamiques généralisées. La notation “sym” fait référence à la partie symétrique d’un tenseur au second ordre.	73
2.2	Résumé des relations entre les propriétés de la saumure et la température et/ou pression de fluide avec les coefficients expérimentaux associés.	85
2.3	Distributions <i>a priori</i> des paramètres ajustés lors de procédure d’inversion.	102
2.4	Valeurs des propriétés pétrophysiques fixées lors de l’inversion.	103
3.1	Typical rock properties according to: [1] Magenet et al. [2014] ; [2] Kohl et al. [2000] ; [3] GeORG [2013] ; [4] Bär [2012] ; [5] Rummel [1992] ; [6] Haenel [1983]; [7] Freymark et al. [2017] ; [8] Kirk and Williamson [2012] ; [9] Sausse [2002] ; [10] Heap et al. [2017] ; [11] Griffiths et al. [2016] ; [12] Hettkamp et al. [1999].	119
3.2	Summary of the generalized thermodynamic variables. The notation “sym” stands for the symmetric part of a 2-ordered tensor.	120
3.3	Review of the equations constitutive of the brine properties and retained coefficients.	126
3.4	Ranges of tested values during the PEST inversions.	130
4.1	Typical rock properties according to: [1] Magenet et al. (2014); [2] Kohl et al. (2000); [3] GeORG; [4] Bär (2012); [5] Rummel (1992); [6] Haenel (1983); [7] Freymark et al. (2017); [8] Kirk and Williamson (2012); [9] Sausse et al. (2002); [10] Heap et al. (2017); [11] Griffiths et al. (2016); [12] Hettkamp et al. (1999).	175

4.2	Review of the constitutive equations of the brine properties and values of empirical coefficients.	176
4.3	Ranges of tested values during the PEST back-analysis called "prior distributions".	176
4.4	Values of the rock properties fixed during the PEST back-analysis. . .	177

Résumé étendu

Les progrès actuels dans l'industrie de la géothermie révèlent un besoin accru de modèles numériques prédictifs comme outils de décision pour l'exploration et l'exploitation des réservoirs géothermiques profonds. De nombreux modèles ont été proposés pour étudier le potentiel géothermique et la structure du Fossé Rhénan et les travaux de thèse s'inscrivent dans cette dynamique avec l'étude du couplage complexe entre les processus thermiques, hydrauliques et mécaniques. Deux articles ont déjà été publiés sur le cas de Soultz et Rittershoffen et celui sur le signal gravimétrique est en cours de préparation. Ces travaux de thèse ont été réalisés au sein du LabEx G-eau-Thermie Profonde et financés dans le cadre du projet EGS Alsace. La thèse a été dirigée par Jean Schmittbuhl et Christophe Fond et encadrée par Vincent Magnenet.

Le **premier chapitre** de la thèse correspond au **contexte général**. L'**introduction générale** inclut la présentation du principe d'un projet EGS et des divers problématiques et objectifs liés à la modélisation d'un réservoir géothermique profond. La spécificité de notre modèle est de considérer à grande échelle le couplage entre les processus physiques mécaniques, thermiques et hydrauliques. Ce couplage est dit thermo-hydro-mécanique (THM). Il prend en compte des contraintes thermiques, de la convection hydrothermale, la thermo-poro-élasticité linéaire ainsi que la dépendance de la rhéologie de la saumure en température et pression de fluide sans prendre en compte

la dissolution/précipitation. Le volume élémentaire supposé représentatif (VESR) a une dimension de 100 mètres cube. Nous cherchons à vérifier que cette description simplifiée permet de reproduire les données géophysiques en inversant les propriétés du réservoir. Cette particularité de notre modèle permet d'apporter un nouvel éclairage sur : (i) l'influence de la lithologie et des failles géologiques sur la circulation hydrothermale et l'état de contrainte du réservoir ; (ii) le rôle des propriétés du fluide sur la circulation ; (iii) la mise à disposition d'un modèle pour l'interprétation des données géophysiques de surface (gravimétrie, flux de chaleur, etc). Les cas d'étude principaux de la thèse sont le site de référence de Soultz-sous-Forêts (abrégé en Soultz) et celui voisin de Rittershoffen (France). La **présentation de la zone d'études** soit le *Fossé Rhénan* puis en particulier les sites de *Soultz-sous-Forêts* et *Rittershoffen*. Étudiée depuis le siècle dernier pour l'exploitation de pétrole et de potasse, la distribution des isothermes du Fossé Rhénan en proche surface montre une hétérogénéité thermique spatiale avec des zones locales anormalement chaudes. Ces anomalies thermiques ont servi de base au développement des projets EGS (Enhanced Geothermal Systems) avec le site précurseur de Soultz. Le site de recherche de Soultz a été étudié depuis plus de trente ans. À présent il est associé à une base de données large et détaillée de données géologiques, géophysiques, géochimiques, thermiques et mécaniques. Les premiers 1.4 km de profondeur à Soultz correspondent à une couverture sédimentaire qui recouvre un socle granitique. Le socle supérieur est constitué principalement de granite porphyrique fortement altéré et fracturé. Il est en intrusion dans un granite à grains fins moins perméable. Le deuxième cas d'étude correspond au site de Rittershoffen, situé à proximité de Soultz. Il prend part à un projet industriel relativement récent démarré en 2011. Sa base de données est moins fournie mais elle regroupe des observations de plusieurs études stratigraphiques, diagraphiques et géochimiques. La géologie est similaire à celle de Soultz mais l'interface sédiments-granite est située à 2.2 km de profondeur. Plusieurs hypothèses sont également posées afin de permettre

la construction du modèle THM du site de Rittershoffen : (i) le champ de contrainte est supposé similaire à celui de Soultz ; (ii) la distribution de la radioactivité égale à celle de Soultz ; (iii) le socle granitique après 2.5 km de profondeur est pris identique à celui de Soultz.

Le **deuxième chapitre** présente la **méthodologie générale** de la modélisation commençant par un *état de l'art des modélisations* liées aux projets EGS puis la *spécificité du modèle THM*, le *calcul direct* et la *procédure d'inversion-optimisation* pour reproduire les observables liées au système naturel. Un contexte géologique simplifié est décrit en considérant quatre unités géologiques homogénéisées horizontales : les sédiments supérieurs, inférieurs et les granites supérieurs et inférieurs. Le milieu est supposé être complètement saturé par une saumure monophasique avec une porosité homogénéisée à l'échelle du VESR. Le couplage THM est gouverné par les équations d'équilibre ainsi que les relations flux-force (i.e. les lois de Fourier, de Darcy et de Hooke) pour chaque processus physique. La loi de Hooke inclut la dilatation thermique et la contrainte de Cauchy se décompose selon une contrainte effective et une contrainte hydraulique. Les propriétés homogénéisées telles que la conductivité thermique ou la chaleur spécifique sont prises dépendantes de la température, de la pression de fluide et de la porosité. La variation de la porosité dépend elle-même de celles de la température, de la pression en fluide et de la déformation mécanique. La particularité de notre modèle est de considérer une rhéologie de fluide complexe i.e. les propriétés de la saumure (telles que la dilatation thermique, la conductivité thermique ou la viscosité dynamique) sont prises dépendantes de la température et/ou de la pression de fluide. Pour décrire les propriétés du fluide, nous considérons que la saumure du réservoir est équivalente à une solution pure de chlorure de sodium. La résolution du système d'équations régissant le couplage THM est réalisée par une approche en éléments finis en utilisant le logiciel libre *Code_Aster*. Un schéma de

type Euler implicite est utilisé et les champs nodaux de déplacement mécanique, de température et de pression de fluide sont obtenus à chaque incrément par un algorithme de Newton-Raphson. Dans un premier temps, nous considérons le réservoir en coupe verticale de 10 km de largeur et d'une profondeur de 5.35 km. Les champs de température et de pression initialement imposés sont constants et homogènes. Les conditions aux limites sont les suivantes : (i) les températures en haut et bas du modèle sont fixées et les facettes latérales adiabatiques ; (ii) La pression est fixée à la valeur atmosphérique en surface et un flux nul est imposé aux autres limites ; (iii) le déplacement normal est nul en bas et latéralement et la surface supérieure est considérée comme une surface libre. Pour assurer la convergence du calcul direct, différentes étapes sont définies : (i) les conditions aux limites et la gravité sont progressivement appliquées sur une courte période ; (ii) le système évolue librement à conditions aux limites fixées sur une plus longue période ; (iii) en un dernier incrément, les termes non stationnaires des équations gouvernant le couplage THM sont annulés afin d'obtenir un vrai état stationnaire. Nous cherchons à reproduire les variables observables thermique et mécanique en ajustant les propriétés des roches et les propriétés géométriques du milieu à grande échelle. Nous procédons donc à un travail dit d'inversion à l'aide d'un logiciel à libre accès PEST. La procédure se base sur un algorithme de Levenberg-Marquardt, minimisant la norme 2 de l'écart à chaque profondeur entre les profils simulés et ceux observés. Les profils observés ici sont : (i) les profils de température-profondeur issus du puits GPK-2 pour Soultz et GRT-1 pour Rittershoffen ; (ii) les profils de contraintes principales mesurés à Soultz et adaptés à Rittershoffen. Le principal bénéfice de cette méthode par rapport aux autres types d'inversion (e.g. algorithmes évolutionnaires) est son moindre coût en termes de temps de calcul. Les connaissances actuelles de Soultz et Rittershoffen permettent de définir des distributions initiales des propriétés des roches. Les perméabilités, conductivités thermiques et modules élastiques (modules de Young et coefficients de

Poisson) sont optimisés dans les distributions a priori durant l'inversion afin d'ajuster les profils verticaux simulés de température et contraintes avec les observations. Les données a priori étant majoritairement prises à l'échelle du laboratoire (\sim cm), les profils étant à l'échelle du puits (\sim m) et le modèle à l'échelle du réservoir (\sim km). La question de l'échelle a donc son importance pour la discussion des résultats obtenus après inversion.

Le **troisième chapitre** est consacré à l'application de notre **approche de modélisation THM au site de référence de Soultz**. Ces résultats ont été publiés en 2019 dans la revue *Geothermics*. Dans un premier temps, la limite du toit hydraulique est supposée être à l'interface sédiments-socle. Basée sur cette hypothèse, une convection hydrothermale dans le granite est décrite et le profil de température-profondeur associé reproduit celui observé au puits GPK-2. Les propriétés des roches estimées, notamment la conductivité thermique des sédiments, prennent des valeurs très différentes des observations à l'échelle du laboratoire. L'étude a donc été reprise en levant l'hypothèse sur la limite de toit hydraulique : sa profondeur est ajustée durant l'inversion. Ce second cas montre un excellent rapprochement du profil de température observé. Les propriétés des roches sont cohérentes avec les observations à l'échelle du laboratoire, beaucoup plus réalistes que celles du cas précédent. La limite du toit hydraulique associée est estimée à environ 100 mètres. Ceci montre clairement la faible influence de la transition sédiments-granite sur la circulation hydrothermale. Le découplage entre les toits hydraulique et thermique est constaté dans le modèle, la base de la couverture sédimentaire servant de toit thermique et les sédiments peu profonds, de toit hydraulique. Les profils des contraintes sont bien reproduits par l'inversion des modules élastiques de chaque unité géologique. Les coefficients de Poisson estimés sont en accord avec les mesures en laboratoire tandis que les modules d'Young en particulier pour le granite sont plus faibles que ceux observés

à l'échelle du laboratoire. Plusieurs explications sont possibles pour expliquer cette différence, la plus probable étant qu'il s'agisse d'une question de changement d'échelle (passage micro-macro). Un effet similaire de modules d'Young plus faibles à grande échelle a été observé dans une étude numérique de bassin parisien. Le modèle THM de Soultz a permis la reproduction des profils observés associés à un système convectif à grande échelle jusqu'en proche surface. Les propriétés des roches sont cohérentes avec celles observées au laboratoire. L'influence de la rhéologie du fluide sur la circulation hydrothermale à grande échelle a également été démontrée. L'annulation de la dépendance en température de la viscosité dynamique de la saumure entraîne un changement complet du comportement thermique du réservoir. La variabilité latérale des profils simulés de température est comparable à la variabilité spatiale observée à l'échelle du Fossé Rhénan. La variabilité spatiale en température d'un modèle 2D homogénéisé est cohérente avec celle observée à l'échelle du Fossé. Ces résultats ont été obtenus sans besoin d'introduire une géologie complexe 3D incluant les failles régionales. Ceci confirmerait la faible influence de la complexité de la lithologie et de la transition socle-couverture sur la circulation hydrothermale et l'état de contrainte du réservoir de Soultz. L'influence des failles géologiques reste à étudier pour valider l'intérêt de notre description simplifiée du contexte géologique.

Le **quatrième chapitre** reprend la **même approche de modélisation mais appliqué au site voisin de Rittershoffen** et propose l'implémentation de la faille de Rittershoffen pour étudier son influence sur l'état naturel du réservoir. Ces travaux ont été publiés dans la revue *Geothermal Energy* en 2018. Suivant la même procédure que pour Soultz, l'inversion des propriétés des roches et de la limite du toit hydraulique, afin de reproduire le profil de température issu du puits GRT-1 et les profils de contrainte, a été réalisée. Suite de l'inversion, le profil de température-profondeur associé à un système convectif à grande échelle reproduit celui observé au puits GRT-1. Une

interprétation antérieure à notre étude du profil de température montre que la limite du toit hydraulique correspond au point de rupture du profil observé au toit des formations du Muschelkalk. Notre étude montre que la limite du toit hydraulique se situerait à une moindre profondeur, plus proche de la base des sédiments du Tertiaire. Les propriétés des roches ainsi que le flux thermique moyen en surface et le maximum des vitesses de Darcy sont cohérents avec les observations. L'état de contrainte de Rittershoffen est également bien reproduit après inversion. Une fois encore, les modules de Young sont légèrement inférieurs aux valeurs observées à l'échelle du laboratoire contrairement aux coefficients de Poisson. Les résultats du modèle de Rittershoffen sont ensuite comparés à ceux du modèle THM de Soultz. Mise à part la profondeur de la limite du toit hydraulique, plusieurs similarités sont observées entre les deux sites géothermiques voisins. Les mêmes ordres de grandeur sont constatés entre les deux sites pour toutes les propriétés des roches à grande échelle. Le phénomène de découplage entre les toits hydrauliques et thermique est visible à la fois à Soultz et Rittershoffen. Le toit thermique correspondrait dans les deux cas à la limite sédiments-granite. La même variabilité latérale des profils de température simulés est estimée entre les deux sites. Des relations entre la température du réservoir et les gradients thermiques en surface ont également été proposées pour le site, pouvant servir ainsi d'outil d'exploration pour de futurs projets dans le Fossé Rhénan.

Contrairement à notre approche, nombre de modèles à large échelle supposent que seules les plus grandes failles géologiques contrôlent la circulation hydrothermale. Pour vérifier cette hypothèse, nous considérons l'**influence de la faille de Rittershoffen** sur les états thermique et de contrainte dans le modèle THM du réservoir. La faille de Rittershoffen est une structure majeure d'une épaisseur de 40m et qui s'étend de la surface jusqu'à 3.5 km de profondeur. Le pendage de la faille est estimé entre 45° et 83° Ouest. Les résultats du modèle THM décrivant la faille sont comparés à ceux obtenus à partir du modèle homogénéisé de Rittershoffen. La différence entre le

profil de température issu des modèles avec et sans faille est de moins de 6°C à 2 km de profondeur avec une influence du pendage de la faille. Une circulation hydrothermale ascendante est le long de faille de Rittershoffen. La vitesse de Darcy le long de la faille est légèrement plus importante que celle estimée dans le cas sans faille. Cependant le système convectif est peu perturbé dans son ensemble, le nombre de cellules de convection ainsi que leur dimension restent identiques avec ou sans faille. Pour l'état mécanique du réservoir, une différence entre les profils issus des modèles avec et sans faille est de moins de 1 MPa pour la composante horizontale maximale de la contrainte en bas de réservoir. L'influence de la faille dans le modèle en termes de sismicité induite reste à étudier. La faille de Rittershoffen ne montre donc pas de fort impact sur la circulation hydrothermale et les comportements thermique et mécanique du réservoir géothermique. La présente étude renforce notre hypothèse actuelle d'une faible influence des failles géologiques sur la circulation hydrothermale comparée à celle du réseau de failles à petite échelle.

Le **cinquième chapitre** présente la **comparaison des approches 2D et 3D** de la modélisation THM ainsi que l'**interprétation du signal gravimétrique** simulé pour définir l'influence de la circulation hydrothermale sur les anomalies de Bouguer observées dans le Fossé Rhénan. Ces travaux sont en cours de soumission pour publication dans la Special Issue de la Geothermal Energy liée au European Geothermal Workshop de 2018. Pour la présente étude, une comparaison entre les modèles 2D et 3D de circulation hydrothermale a été réalisée au préalable dans le cas du réservoir de Soultz. Le modèle 3D suit la même paramétrisation que le modèle 2D et les dimensions du réservoir sont de 10 km selon les deux directions horizontales et de 5.35 km en verticale. Le calcul direct 3D montre une description de la circulation hydrothermale et des profils verticaux en température quasi-identique au calcul 2D. L'approche 2D offre donc une description suffisante de la circulation hydrothermale. Les mesures de

gravité dans le Fossé montrent une forte hétérogénéité à l'échelle régionale et localement autour de zones à potentiel géothermique. La principale cause des anomalies de Bouguer est classiquement interprétée comme liée à la géologie. L'étude a pour but d'évaluer quel nouvel éclairage notre modèle peut apporter sur l'origine des anomalies de Bouguer observées. L'avantage de notre approche est de prédire le signal lié à la circulation hydrothermale à grande échelle. Les variations spatiales de masse volumique sont évaluées avec l'aide des modèles 2D et 3D dans le cas de Soultz. Des profils et cartes de pseudo-anomalie de Bouguer en sont alors déduits. Les résultats révèlent des variations latérales de gravité de l'ordre de la vingtaine de microgals. Ces perturbations à faible longueur d'onde n'expliquent pas celles observées dans le Fossé. Notre modèle ne considère que les 5 premiers kilomètres du sous-sol et il est homogène latéralement. Les variations observées à grande longueur d'onde sont probablement liées à la géologie du Fossé. Les anomalies de Bouguer simulées montrent une pseudo-périodicité entre 5 et 10 km, ce qui est cohérent avec des observations réalisées autour du site de Soultz. Un cas de transfert de chaleur purement diffusif ne reproduit pas ces variations latérales. Des variations plus faibles ont été constatées dans le cas de Rittershoffen où la convection a lieu à des profondeurs plus importantes. En conclusion, notre modèle THM montre que la contribution de la circulation hydrothermale dans les anomalies de Bouguer sont des variations latérales d'amplitudes de l'ordre de la dizaine de microgals, faibles par rapport à l'ordre de grandeur observé dans le Fossé. Une inversion jointe des mesures d'anomalie de Bouguer et des contraintes permettrait de reproduire potentiellement les données observées.

Le **sixième chapitre** correspond aux **conclusions générales** suivant les travaux de thèse ainsi que ses **perspectives d'utilisation** dans des travaux de recherches ou ses potentielles répercussions dans les projets EGS. L'approche numérique d'un modèle THM basé sur une représentation homogénéisée à l'échelle de 100m d'un

réserveur géothermique a permis d'apporter un éclairage nouveau sur de nombreuses questions. Appliqué à Soultz et Rittershoffen, la description simplifiée de la géologie permet de reproduire les profils à la fois de température et de contraintes mécaniques en "inversant" les propriétés des roches et la profondeur du toit hydraulique. Les propriétés des roches déduites de l'inversion sont comparables à celles observées à l'échelle du laboratoire excepté pour le module d'Young. Le toit hydraulique de Soultz a été estimé à une profondeur sensiblement moindre que celle supposée proche de l'interface sédiments-socle. De même, la profondeur du toit hydraulique à Rittershoffen est plus faible que celle initialement anticipée par l'interprétation du profil lithologique. Ces résultats confirmeraient la faible influence de la lithologie sur la circulation hydrothermale et l'état de contrainte des deux réservoirs géothermiques profonds du Fossé Rhéan. De même, l'influence des failles géologiques a été étudiée pour le cas de Rittershoffen. La faille de Rittershoffen ne créerait aucune perturbation majeure sur le système convectif, les profils de température ou sur l'état de contrainte mécanique. Notre description simplifiée de la géologie ne prend pas en compte la complexité de la lithologie, ni les failles régionales et elle est justifiée pour reproduire les mesures liées au réservoir géothermique profond. L'importance de la complexité de la rhéologie du fluide souvent négligée pour la circulation hydrothermale a été aussi montrée notamment concernant la viscosité dynamique. Notre modèle a montré de nombreuses similarités entre Rittershoffen et Soultz en termes de propriétés des roches et aussi de découplage des toits hydraulique et thermique. La variation spatiale de la densité du milieu homogénéisé due au couplage THM est estimée et comparée à des observations interprétées uniquement comme liées à la géologie du Fossé. Nos estimations montrent un lien possible du signal gravimétrique observé avec la circulation. L'estimation des événements sismiques induits dans le réservoir est en cours de développement. Ces travaux seront valorisés par une intégration de notre modèle sur une plateforme libre accès dans le cadre du projet EPOS.

Extended abstract

Current technological advances in the geothermal industry are showing an increased need for predictive numerical models as decision-making tools for the exploration and exploitation of deep geothermal reservoirs. Many models have been proposed to study the geothermal potential and structure of the Upper Rhine Graben and the thesis is part of this dynamic by studying the complex coupling between thermal, hydraulic and mechanical processes. Two articles have already been published on the Soultz and Rittershoffen case and the one on the gravimetric signal is under preparation. This thesis work was carried out within the LabEx G-eau- Thermie Profonde and financed as part of the EGS Alsace project. The thesis was directed by Jean Schmittbuhl and Christophe Fond and supervised by Vincent Magenet.

The **first chapter of the thesis** consists of the **general context**. The **general introduction** includes the presentation of the principle of a EGS project and the various problems and objectives related to the modelling of a deep geothermal reservoir. The specificity of our model is to consider the coupling at large-scale between mechanical, thermal and hydraulic physical processes. This coupling is called thermo-hydro-mechanical (THM). It takes into account thermal stresses, hydrothermal convection, linear thermo-poro-elasticity as well as the dependence of brine rheology on temperature and fluid pressure without taking into account dissolution/precipitation.

The assumed representative elementary volume (VESR) has a dimension of 100 cubic meters. We are trying to verify that this simplified description is able to reproduce geophysical data by inverting the petrophysical properties of the reservoir. This particularity of our model allows highlight: (i) the influence of lithology and geological faults on hydrothermal circulation and reservoir stress state; (ii) the role of fluid properties on circulation; (iii) the development of a model for the interpretation of surface geophysical data (gravimetry, heat flux, etc). The main case studies of the thesis are the reference site of Soultz-sous-Forêts (abbreviated as Soultz) and the closeby site of Rittershoffen (France). The **presentation of the study area** is dedicated to the Upper Rhine Graben region and in particular the EGS sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen. The distribution of the isotherms of the Upper Rhine Graben at near-surface has been studied since the last century for oil and potash exploitation. It shows a spatial thermal heterogeneity with local areas associated to abnormally high temperatures. These thermal anomalies served as the basis for the development of EGS (Enhanced Geothermal Systems) projects with the Soultz precursor site. The Soultz research site has been studied for more than thirty years. A large and detailed database currently exists of geological, geophysical, geochemical, thermal and mechanical data. The first 1.4 km in depth corresponds to a sedimentary cover that lies over a granitic basement. The upper basement consists mainly of strongly altered and fractured porphyritic granite. It is intruded into a fine-grained granite that is less permeable. The second case study is the Rittershoffen site, located near Soultz. This site is involved in a relatively recent industrial project that began in 2011. Its database is less complete but includes observations from several stratigraphic, logistic and geochemical studies. The geology is similar to the one from Soultz but the sediment-granite interface is located at a depth of 2.2 km. Several hypotheses are set to allow the construction of the THM model of the Rittershoffen site: (i) the stress field is assumed to be similar to that of Soultz; (ii) the distribution of radioactivity

equal to that of Soultz; (iii) the granitic basement after 2.5 km depth is assumed to be identical to that of Soultz.

The **second chapter** presents the **general methodology**, including the state of the art of modelling related to EGS projects, followed by the specificities of the THM model, direct calculation and the inversion-optimization procedure to reproduce the observables related to the natural system. A simplified geological context is described by considering four horizontal homogeneous geological units: upper, lower sediments and upper and lower granites. The medium is assumed to be completely saturated by a single-phase brine with a porosity homogenized at the VESR scale. The THM coupling is governed by equilibrium equations as well as flux-force relationships (i.e. Fourier, Darcy and Hooke laws) for each physical process. Hooke's law includes thermal expansion and Cauchy's stress is decomposed into effective stress and hydraulic stress. Homogenized properties such as thermal conductivity or specific heat are taken as dependent on temperature, fluid pressure and porosity. The variation in porosity itself depends on those of temperature, fluid pressure and mechanical deformation. The particularity of our model is to consider a complex fluid rheology i.e. the properties of the brine (such as thermal expansion, thermal conductivity or dynamic viscosity) are taken depending on the temperature and/or fluid pressure. To describe the properties of the fluid, we consider the brine as a pure sodium chloride solution. The resolution of the system of equations governing the THM coupling is performed by a finite element approach using the free software *Code_Aster*. An "implicit Euler" type diagram is used and the nodal fields of mechanical displacement, temperature and fluid pressure are obtained at each increment by a Newton-Raphson algorithm. First, we consider the 10 km wide and 5.35 km deep vertical section reservoir. The temperature and pressure fields are initially set as constant and homogeneous. The boundary conditions are as follows: (i) the temperatures at the top and bottom of

the model are fixed and the lateral adiabatic facets are fixed; (ii) the pressure is fixed at the atmospheric value at the surface and a zero flux is imposed on the other limits; (iii) the normal displacement is null at the bottom and laterally and the upper surface is considered as a free surface. To ensure the convergence of the direct calculation, different steps are defined: (i) boundary conditions and gravity are gradually applied over a "short" period (~ 1000 years); (ii) the system freely evolves under boundary conditions over a longer period (~ 100000 years); (iii) in a final increment, the non-stationary terms of the equations governing the THM coupling are cancelled to obtain a true steady state. We aim to reproduce the thermal and mechanical observables by adjusting rock properties and geometric properties of the environment on a large scale. An inversion-optimisation work called back-analysis is carried out using open source PEST software. The procedure is based on a Levenberg-Marquardt algorithm, minimising the norm 2 difference at each depth between the simulated and observed profiles. The profiles observed here are: (i) the temperature-depth profiles from the GPK-2 well for Soultz and GRT-1 for Rittershoffen; (ii) the main stress profiles measured at Soultz and adapted at Rittershoffen. The main advantage of this method over other types of inversion is its lower cost in terms of calculation time. Based on Soultz and Rittershoffen's current knowledge, reasonable initial distributions of rock properties can be defined. Permeabilities, thermal conductivity and elastic moduli (Young's moduli and Poisson's coefficients) are optimised in the a priori distributions during inversion in order to adjust the simulated vertical temperature profiles and stresses with the observations. The a priori data are mainly taken at the laboratory scale (\sim cm), the profiles are at the well scale (\sim m) and the model at the reservoir scale (\sim km). The question of scale is therefore important for the discussion of the results obtained after inversion.

The **third chapter** is focused on the application of our **THM modelling ap-**

proach to the Soultz reference site. These results were published in 2019 in the journal *Geothermics*. Initially, the hydraulic cap-rock is assumed to be the sediments-basement interface. Based on this assumption, hydrothermal convection in the granite is described and the associated temperature-depth profile reproduces that observed at the GPK-2 well. The properties of the estimated rocks, including the thermal conductivity of the sediments, take very different values from the observations at the laboratory scale. The study was therefore restarted by removing the hypothesis on the hydraulic roof limit: its depth is adjusted during the inversion. This second case shows an excellent fit of the observed temperature profile. The rock properties are consistent with the observations at the laboratory scale, which are much more realistic than those of the previous case. The associated hydraulic cap-rock is estimated at about 100 metres. This clearly shows the weak influence of the sediment-granite transition on the hydrothermal circulation. The decoupling between the hydraulic and thermal cap-rocks is observed in the model, with the base of the sedimentary cover serving as the thermal cap-rock and the shallow sediments as the hydraulic one. Stress profiles are well reproduced by inverting the elastic moduli of each geological unit. The estimated Poisson coefficients are in agreement with laboratory measurements while Young's moduli, particularly for granite, are lower than those observed at the laboratory scale. There are several possible explanations for this difference, the most likely being that it is a question of a change of scale (micro-macro transition). A similar effect of lower Young's moduli on a large scale was observed in a numerical study of the Paris basin. Soultz's THM model allowed the reproduction of the observed profiles associated with a large-scale convective system down to the near surface. The influence of fluid rheology on large-scale hydrothermal circulation has also been demonstrated. The cancellation of the temperature dependence of the dynamic viscosity of the brine leads to a complete change in the thermal behaviour of the tank. The lateral variability of the simulated temperature profiles is comparable

to the spatial variability observed at the scale of the Rhine Graben. The spatial variability in temperature of a homogenized 2D model is consistent with that observed at the regional scale. These results were obtained without the need to introduce a complex 3D geology including regional faults. This would confirm the weak influence of the complexity of the lithology and the base-coverage transition on the hydrothermal circulation and stress state of the Soultz reservoir. The influence of geological faults remains to be studied to validate the value of our simplified description of the geological context.

The **fourth chapter** follows the **same modelling approach but applied to the neighbouring Rittershoffen** site and proposes the implementation of the Rittershoffen fault to study its influence on the natural state of the reservoir. This work has been published in the journal *Geothermal Energy* in 2018. Following the same procedure as for Soultz, the inversion of the rock properties and the hydraulic cap-rock to reproduce the temperature profile from the GRT-1 well and the stress profiles was carried out. Following the inversion, the temperature-depth profile associated with a large-scale convective system reproduces the observations. An interpretation prior to our study of the temperature profile shows that the bottom of the hydraulic cap-rock corresponds to the breaking point of the profile observed on the roof of the Muschelkalk formations. Our study shows that the bottom of the hydraulic cap-rock is located at shallower depths, closer to the base of the Tertiary sediments. The rock properties as well as the average surface heat flow and maximum Darcy velocities are consistent with the observations. The Rittershoffen stress state is also well reproduced after inversion. Again, Young's moduli are slightly lower than the values observed at the laboratory, unlike Poisson's coefficient. The results of the Rittershoffen model are then compared with those of the Soultz THM model. Apart from the depth of the hydraulic cap-rock, several similarities are observed between the two

neighbouring geothermal sites. The same orders of magnitude are observed between the two sites for all large-scale rock properties. The decoupling between hydraulic and thermal cap-rocks is visible in both Soultz and Rittershoffen. The same lateral variability of the simulated temperature profiles is estimated between the two sites. Relationships between reservoir temperature and surface thermal gradients have also been proposed for the site, which could serve as an exploration tool for future projects in the Rhine Graben. Unlike our approach, many large-scale models assume that only the largest geological faults control hydrothermal circulation. To test this hypothesis, we consider the so-called Rittershoffen fault and study its influence on thermal and stress states in the THM model of the reservoir. The Rittershoffen fault is a major structure 40m thick and extends from the surface to 3.5 km deep. The dip of the fault is estimated at 45° to 83° West. The results of the THM model describing the fault are compared with those obtained from the homogenized Rittershoffen model. The difference between the temperature profile from the faulted and without-fault models is less than 6°C at 2 km depth with no influence of the fault dip. An upward hydrothermal circulation is along the Rittershoffen fault. Darcy's velocity along the fault is slightly higher than that estimated in the flawless case. However, the convective system is not disturbed much as a whole, the number of convection cells and their size remain identical with or without fault. A stress difference between the profiles from the two models is less than 1 MPa for the maximum horizontal component of the stress at the bottom of the reservoir. The influence of the fault in the model in terms of induced seismicity remains to be studied. The Rittershoffen fault therefore does not show a strong impact on the hydrothermal circulation and the thermal and mechanical behaviour of the geothermal reservoir. This study reinforces our current hypothesis that geological faults have a low influence on hydrothermal circulation compared to that of the small-scale fault network.

The **fifth chapter** presents the **comparison of 2D and 3D approaches** and the **interpretation of the simulated gravimetric signal**. The aim is to define the influence of hydrothermal circulation on the Bouguer anomalies observed in the Rhine Graben. This work is currently being submitted for publication in the Special Issue of Geothermal Energy related to the 2018 European Geothermal Workshop. Gravity Measurements in the Upper Rhine Graben evidence spatial variations at the regional scale and close to the geothermal sites. They are classically interpreted as linked to the geology. We aim to bring new insights on an other potential origin of these gravity changes. Our approach is to quantify gravity anomalies related to the deep hydrothermal circulation. A THM model is developed at the reservoir scale for the Soultz-sous-Forêts site (Soultz), France. A finite element method is used in 2D and 3D. The size of the representative elementary volume is assumed to be 100m with no regional fault in the reservoir. Surface gravity profiles and maps associated to the large-scale hydrothermal circulation are computed from the variations of the effective density through the model. Synthetic spatial gravity variations are shown to have an amplitude of 0.02 mGal. They are shown to be mostly linked to the convective system. Their wavelength is about 7.5 km, consistent with the width of the hydrothermal convection cells. The anomaly maximum is located at the top of the maximum surface heat flux. However, gravity anomaly observations show much higher amplitude and heterogeneity. Spatial gravity variations linked to the hydrothermal circulation are shown to be smaller than the observed gravity spatial variations but still measurable with very sensitive instrument (absolute gravimeters).

The **sixth chapter** corresponds to the **general conclusions** following the thesis work as well as its **perspectives** for use in research work or its potential repercussions in EGS projects. The numerical approach of a THM model based on a homogenized representation of a geothermal reservoir at a scale of 100m bring new information on

many issues. Applied to Soultz and Rittershoffen, the simplified description of geology makes it possible to reproduce both temperature and mechanical stress profiles by adjusting rock properties and depths of the hydraulic cap-rocks. The obtained rock properties are comparable to those observed at the laboratory scale except for the Young's modulus. The hydraulic cap-rock of Soultz was estimated at a significantly shallower depth than that assumed close to the sediment-base interface. Similarly, the depth of the hydraulic cap-rock at Rittershoffen is shallower than initially anticipated by the interpretation of the lithological profile. These results would confirm the weak influence of lithology on the hydrothermal circulation and stress state of the two deep geothermal reservoirs in the Rhine Graben. Similarly, the influence of geological faults has been studied for the Rittershoffen case. The Rittershoffen fault would not create any major disturbance to the convective system, temperature profiles or mechanical stress conditions. Our simplified description of geology does not take into account the complexity of lithology, nor regional faults and is justified to reproduce measurements related to the deep geothermal reservoir. The importance of the complexity of fluid rheology, often neglected for hydrothermal circulation, has also been shown, particularly with regard to dynamic viscosity. Our model showed many similarities between Rittershoffen and Soultz in terms of rock properties and also in the decoupling of hydraulic and thermal roofs. The spatial variation in the density of the homogenized environment due to THM coupling is estimated and compared to observations interpreted only as related to the geology of the Graben. Our estimates show a possible link between the observed gravimetric signal and the THM coupling, but this trend is to be confirmed. The estimation of seismic events induced in the reservoir is on-going. All this thesis work will be enhanced by integrating our model on an open access platform as part of the EPOS project.

Chapitre 1

Contexte général

Dans ce premier chapitre, les principes de l'exploitation géothermique et la géothermie profonde sont décrits dans un premier temps. L'apport des études de modélisation pour les projets EGS est ensuite précisé. Les problématiques scientifiques auxquelles les travaux de thèse cherchent à répondre sont développées. Un résumé des sites d'étude et du contexte général est ensuite proposé. Une description du Fossé Rhéna est présentée en se concentrant sur sa structure géologique, son comportement thermique ainsi qu'une discussion sur les origines potentielles de ses anomalies thermiques. La présentation du site précurseur en géothermie profonde et technologie EGS de Soultz-sous-Forêts est faite ainsi que de ses caractéristiques géologiques, thermiques, mécaniques et hydrauliques. Un même type de description est proposé pour le projet

industriel récent de Rittershoffen. Ces deux sites constitueront les deux sites d'étude majeurs dans le cadre de la thèse.

1.1 Présentation de la géothermie profonde dans le Fossé Rhénan

1.1.1 Principe de la géothermie

Dans un contexte d'un besoin accru énergétique mondial associé à la menace d'un dérèglement climatique, de nombreux types d'énergie renouvelables et moins polluantes que les énergies fossiles se sont fortement développés au cours de ces dernières décennies comme l'énergie solaire, hydraulique, éolienne ou biomasse. Face à la diminution des ressources d'énergies primaires, la géothermie constitue une énergie renouvelable avec de nombreux avantages. Contrairement aux autres énergies renouvelables, elle ne dépend d'aucune condition atmosphérique tel que l'ensoleillement ou le vent. Ainsi la géothermie fonctionne en continue au contraire des énergies éolienne ou solaire.

La géothermie ("gê" - terre / "thermos" - chaleur) consiste en l'étude et en la technique exploitant les processus thermiques de la Terre afin de produire en sa surface de l'électricité ou de puiser sa chaleur. La chaleur interne terrestre se propage vers la surface par différents modes de transfert : (i) par conduction dans l'écorce terrestre ; (ii) par convection par l'intermédiaire de mise en mouvement de matière comme à l'intérieur du Manteau. La production énergétique issue de l'exploitation de la chaleur terrestre i.e. d'exploitation géothermique a été de plus de 12.8 GWh en 2015 avec plus de 630 projets à l'échelle mondiale (Lund and Boyd, 2015). Elle constitue une source de production majeure pour des pays tels que l'Islande exploitant un contexte magmatique particulièrement favorable. Différents types d'exploitation

de la chaleur terrestre i.e. d'exploitation géothermiques, comme illustrées en Figure 1.1 existent :

- La géothermie de très basse énergie exploite la chaleur du sous-sol pour de très faibles profondeurs de 5 à 20 mètres environ. Les températures associées à la roche en sous-sol exploitée sont alors incluses entre 10°C et 30°C. L'exploitation correspond à une échelle domestique, elle couvre alors un seul bâtiment par l'utilisation d'une pompe à chaleur et de sondes implantées à proximité du lieu.
- La géothermie de basse énergie exploite la chaleur d'un aquifère jusqu'à environ 2 km de profondeur pour son usage direct. Les températures exploitées sont comprises entre environ 30°C et 90°C. Le système d'exploitation correspond à un réseau de chauffage à distance associé à un échangeur pour le chauffage d'un groupe urbain proche.
- La géothermie de moyenne énergie ou dite à "haute températures" exploite la chaleur d'un aquifère profond pour des besoins industriels (exploitation agricole, chimique...). Les températures exploitées sont supérieures à 150°C. Ces températures permettent la production d'électricité par l'utilisation d'un cycle binaire.
- La géothermie de haute énergie correspond à l'exploitation des températures du sous-sol supérieures à 150°C-200°C. Elles peuvent aller jusqu'à 300-400°C en contexte volcanique. Deux types de géothermie à haute énergie existent : (i) celle dite conventionnelle, à faibles profondeurs, basée sur l'exploitation directe d'un réservoir naturel lié à un système volcanique comme le champ de vapeur de Larderello (Italie) produisant 800MWel ou la concession de La Bouillante produisant 15MWel. (ii) celle dite non conventionnelle qui nécessite l'utilisation de la technologie EGS, généralement à fortes profondeurs soit jusqu'à 5 km.

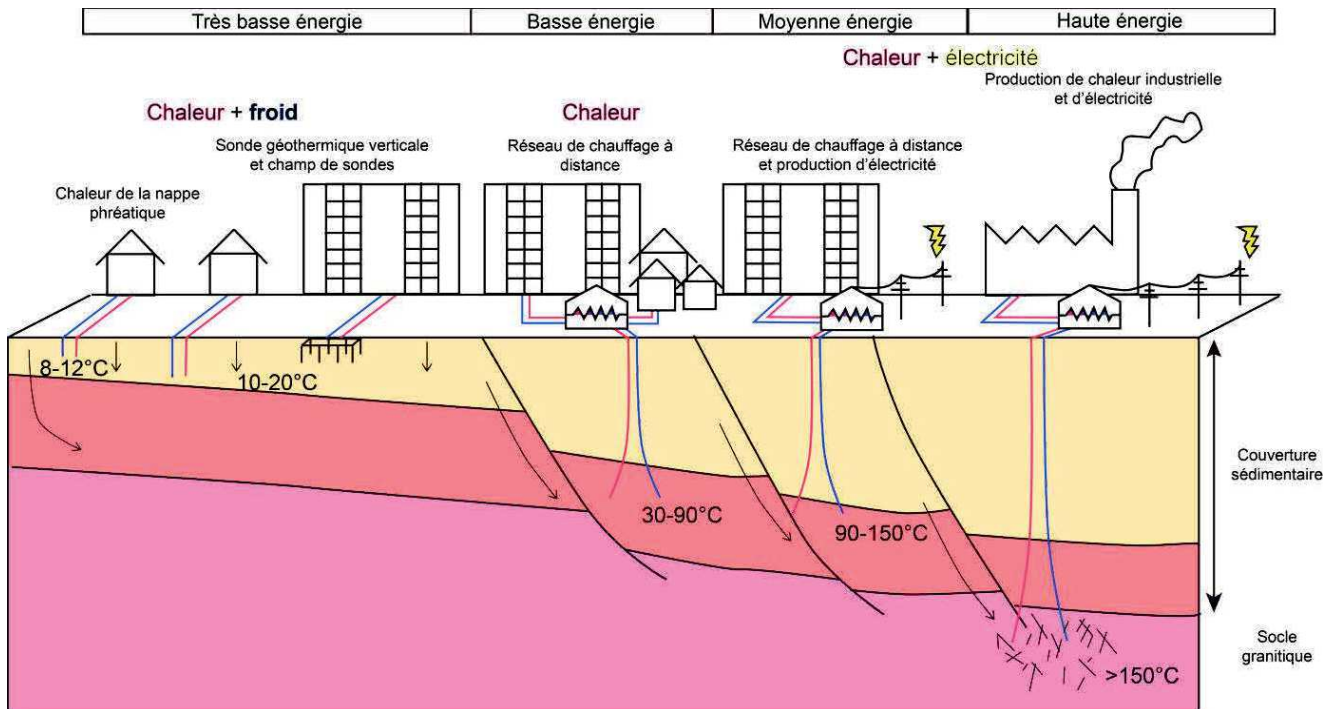


Figure 1.1: Différent types d'exploitations géothermiques, de gauche à droite : à très basse énergie, basse énergie, moyenne énergie, haute énergie, allant progressivement ainsi d'une échelle domestique à industrielle. Figure modifiée depuis CREGE.

1.1.2 Principe d'un projet EGS dans le Fossé Rhénan

La Figure 1.2 illustre un exemple d'un site géothermique profond basé sur la technologie EGS. L'approche technique initiale nommée HDR (Hot Dry Rock) ou HFR (Hot Fractured Rock) a été développée dans les années 70 avec le site de Fenton Hill (États-Unis). Dans ce concept initial HDR/HFR ou nommé de "roches chaudes", le développement du système géothermique en profondeur nécessitait l'utilisation de création d'un réservoir géothermique dans un contexte sans circulation de fluide naturelle. La technologie EGS présente au site de Soultz-sous-Forêts (France), Desert Peak (USA) ou Cooper Basin (Australie) consiste également à l'exploitation de la chaleur par le développement d'un réservoir mais dans un contexte où une circulation de fluide est présente du fait de fractures ou de failles préexistantes. Le développement du réservoir s'effectue alors en augmentant sa perméabilité par stimu-

lation hydraulique, thermique et/ou chimique du réseau naturelle de fractures préexistantes. Ceci permet en premier lieu de changer la perméabilité du milieu ce qui peut donner lieu à une augmentation des circulations si une différence de pression est imposée ou un débit d'injection est imposé (Tester et al. 2006; Schindler et al. 2010; Gérard et al. 2006). Due aux limites de moyens financiers et les questions de rentabilité

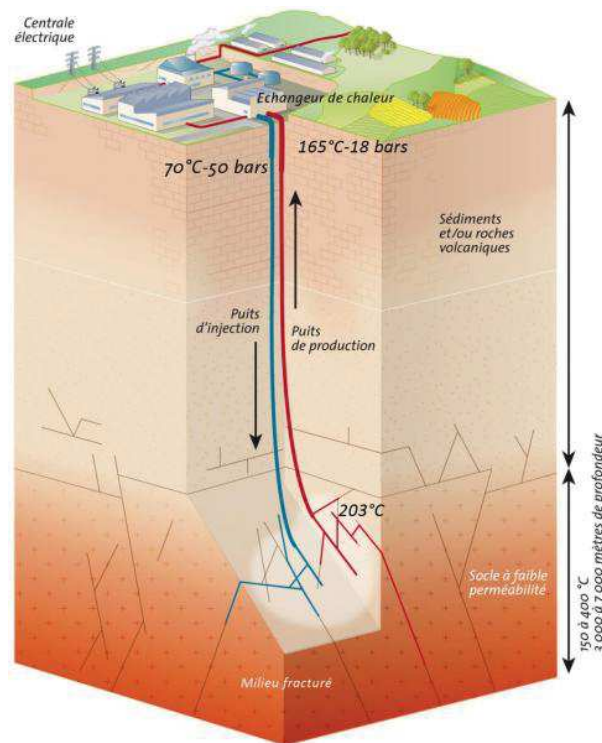


Figure 1.2: Schématisation d'un site géothermique profond basé sur la technologie EGS. Figure modifiée depuis le site du BRGM.

attendue, Les différents projets EGS ont commencé à se développer en Europe en fonction du potentiel géothermique détecté par des zones à anormalement importantes températures dans la croûte terrestre (voir la Figure 1.3). La zone du Fossé Rhénan située entre la France, l'Allemagne et la Suisse correspond à une des zones à très fort potentiel géothermique à des profondeurs d'environ 5km dans un socle granitique contenant un réseau de fractures naturelles activables par la technologie EGS (Huenges et Ledru, 2011; Lu, 2017). D'autres zones d'intérêt ont été identifiées en France métropolitaine telles que les Pyrénées, la vallée du Rhône et plus principale-

ment, dans le Massif Central. Le Fossé Rhéna a constitué une région pionnière pour le développement de la technologie EGS dans un cadre européen de recherche dans les années 90 avec le projet du site de Soultz-sous-Forêts (Soultz) (Gérard et al., 1994; Baria et al., 1999; Gérard et Kappelmeyer, 1987). Étudié pendant plus vingt cinq ans, ce site pilote regroupe à présent une base de données et un savoir conséquent concernant les réservoirs géothermiques profonds et la technologie EGS. Une des bases de données nommée CDGP (Centre de Données de Géothermie Profonde) inclut des données géologiques, géochimiques et géophysiques sur l'état naturel du réservoir et les différentes exploitations qui ont été expérimentés sur le site (Bresee, 1992; Genter et al., 2010; Sausse et al., 2010; Schaming et al., 2016). Ces connaissances ont permis l'initialisation de nombreux projets en France, en Allemagne et en Suisse. Le site industriel de Rittershoffen initié en 2011 et inauguré en 2015 à 6.5 km au Sud-Est de Soultz produit actuellement 24 MWth (Baujard et al., 2017). Dans le reste du Fossé Rhéna, des projets géothermie profonde sont à présent développés. Le site de Landau localisé dans le Nord-Ouest du Fossé Rhéna est consisté de deux puits Gt La-1 et Gt La-2 forés en 2005-2006 (Sanjuan et al., 2016; Schindler et al., 2010). Le gradient mesuré en surface est de $75.0^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ et la température en fond de puits est estimé à 160.0°C (Hettkamp et al., 2007). Le site d'Imsheim basé sur le doublet GTI-1/GTI-2 foré en 2008-2009, est proche de Landau et il possède des caractéristiques proches du site voisin (Küperkoch et al., 2018). Le site de Brühl est lui situé dans le Nord-Est du Fossé Rhéna. Il est basé sur le puits GT-1 foré en 2013 ; le gradient géothermique mesuré en proche surface et la température de réservoir sont respectivement de $45.0^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ et 170.0°C à une profondeur de 2.5km (Melchert et al., 2013). Le site de Bruchsal est localisé au sud de Brühl et est basé sur le doublet GB-1/GB-2 foré en 1980-1983. Son gradient géothermique est légèrement plus important à Brühl i.e. $50.0^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (Meixner et al., 2016) et sa température de réservoir est d'environ 135.0°C à une profondeur de 2.5km (Herzberger et al., 2010).

Au centre du Fossé Rhénan, le site de Cronembourg prend place aux alentours de la ville de Strasbourg et est basé sur le puits GCR-1 foré en 1980. Le gradient mesuré en surface est de $55.0^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ et la température en fond de puits est estimée à 150°C (Housse, 1984). Au sud du Fossé Rhénan, le site de Bâle basé sur le puits BS-1 a connu une période d'arrêt à partir de 2011 après un séisme de magnitude 3.4 en 2006. Son gradient géothermique mesuré en proche surface et la température de réservoir sont respectivement de $41.0^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ et d'environ 170.0°C à 5.0km de profondeur (Ladner and Häring, 2009).

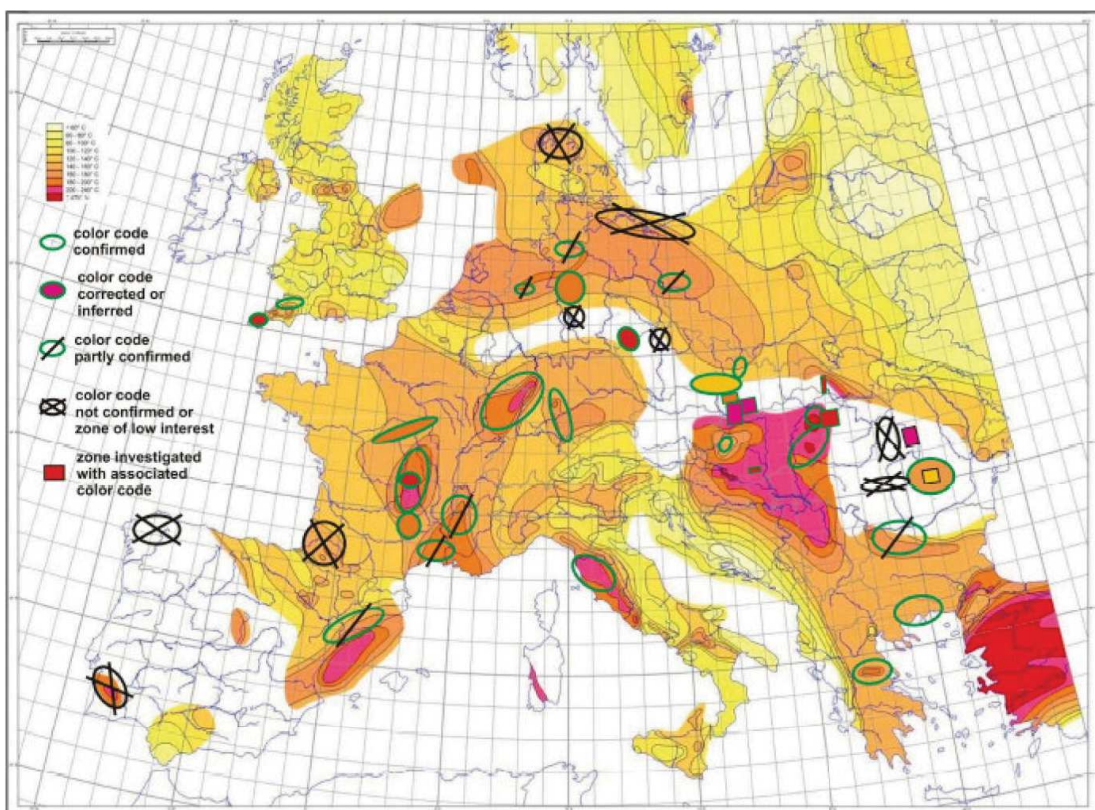


Figure 1.3: Carte européenne des températures à 5km de profondeur. Les cercles verts correspondent aux zones à fort potentiel géothermique profond activable par la technologie EGS et les cercles noirs, les zones à faible potentiel géothermique profond activable. Figure obtenue de Genter et al. (2004).

1.2 Présentation du Fossé Rhéna

1.2.1 Localisation et structure géologique

Positionnement et géologie du Fossé

Le Fossé Rhéna supérieur (en anglais Upper Rhine Graben et abrégé URG) prend place dans une structure géologique qui s'étend sur plus de 1100 kilomètres de l'Espagne aux Pays-Bas : le "Rift Ouest Européen d'âge Cénozoïque" (Dèzes et al., 2004 ; Villemin, 1986) (European Cenozoic Rift System en anglais soit ECRIS). La méga-structure géologique illustrée en Figure 1.4 est constituée d'une série de rifts comme le Fossé Rhéna, le Graben de Hesse, la vallée du Rhône ou le Graben de l'Eger en Bohême septentrionale. Tous ces rifts se sont développés en parallèle à l'orogénèse des Alpes et des Pyrénées (Ziegler, 1992). Le Fossé Rhéna se situe à une place centrale dans la structure entre le Jura et le Massif Rhéna dans le Nord-Est de la France. Il est bordé par la dépression de Hesse au Nord et le fossé de Bresse au Sud (Haffen et al., 2012).

La Figure 1.4 présente un modèle conceptuel du Fossé Rhéna adapté de la thèse de Sébastien Haffen. Le Fossé est de 300 kilomètres de long et 40 kilomètres de large, orienté NNE-SSO. Le Fossé en lui-même constitue un rift continental et inclut de nombreux sous-bassins, chacun d'entre eux ayant une géologie particulière asymétrique. Comme les blocs le représentent en Figure 1.4, chaque bassin du Fossé est divisé par des ensembles de failles et seuils topographiques recoupant l'axe d'orientation principale du Fossé (Illies et Mueller, 1970). Le Fossé Rhéna Supérieur peut alors se diviser selon deux parties, une au Sud, une autre au Nord, comprenant chacune deux blocs. La partie au Nord comprend principalement le bassin de Mayence et celui du Pechelbronn et la partie sud, le bassin de Bâle, celui du Jurassique et celui de Dannemarie.

Le Fossé Rhénan est constitué d'un socle principalement granitique et gnéssique ayant connu une phase de remplissage sédimentaire. Les séquences du remplissage comprennent les séries mésozoïques pré-riftiques incluant : (i) calcaires et dépôts clastiques ; (ii) les séries cénozoïques syn-riftiques lacustres et marins ; (iii) des sédiments post-riftiques quaternaires alluviaux (Von Eller, 1984 ; Haffen 2012). Le remplissage sédimentaire a été contrôlé par le jeu des failles régionales (Brun et al., 1992 ; Illies, 1972 ; Sittler, 1992) qu'il s'agisse de la faille Rhénane occidentale, orientale ou la faille vosgienne. Ces failles régionales jouent également un rôle majeur dans la structure même du Fossé Rhénan supérieur et influent sur l'état de contrainte régionale et la circulation des fluides.

Description du réseau de failles régionales et du champ de contrainte associé

La distribution et l'orientation actuelles des failles régionales ainsi que l'état de contrainte du Fossé sont directement liées au contexte géodynamique régional. L'évolution géodynamique du Fossé et les failles régionales ont été étudiées via des observations de terrain et des tomographies sismiques (Bergerat 1985 ; Villemin 1986 ; Schumacher 2002) et de modèles conceptuels en ont été déduits tels qu'ils sont illustrés en Figure 1.5 (Illies 1972 ; Dèzes et al., 2004). De nombreux travaux de thèse (e.g. John Helm, Benoît Valley et Jeanne Vidal) synthétisent remarquablement l'historique géodynamique du Fossé Rhénan; un résumé est ici présenté pour décrire la distribution et l'orientation des failles ainsi que l'état de contrainte.

Le Fossé s'inscrit tout d'abord dans le cycle varisque consistant en une orogénèse globale entre différentes plaques tectoniques durant le Carbonifère et Dévonien. Nombre de failles majeures ont été formées lors de cette phase de collision puis d'extension lors du Permien (Illies, 1972 ; Villemin 1986): (i) des failles de chevauchement selon la direction NE-SO dans le bassin de la Sarre et le socle d'Odenwald et NO-SE dans les Vosges centrales et le bassin Lorrain ; (ii) des failles normales suite à une phase

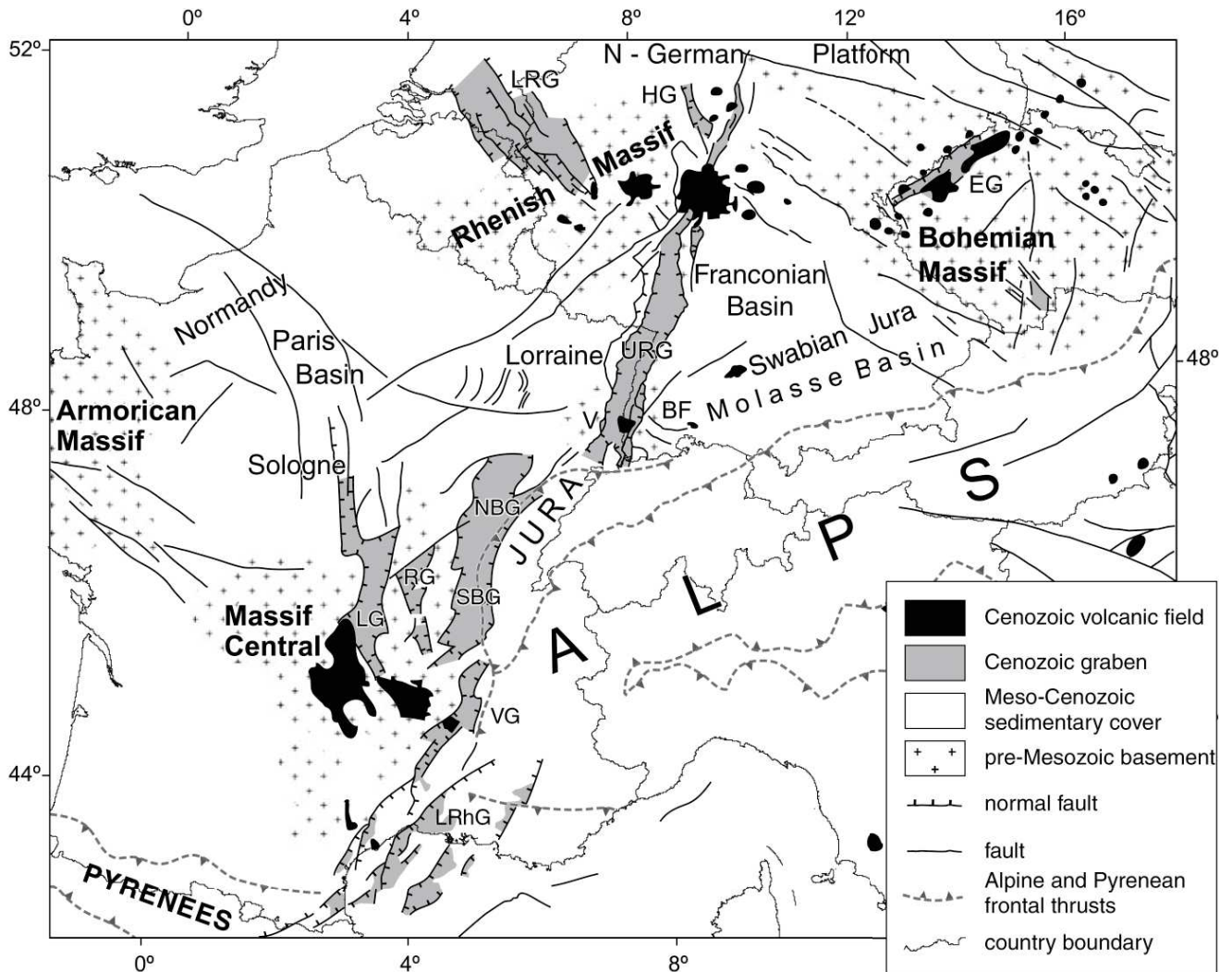


Figure 1.4: Localisation et structure du “Rift Ouest Européen d’âge Cénozoïque” (European Cenozoic Rift System en anglais soit ECRIS) à l’échelle de l’Europe de l’Ouest. Carte adaptée de la thèse de Sébastien Haffen et reprise de Bourgeois et al., (2007). Légendes associées aux différents bassins et structures avoisinantes l’ECRIS : BF : Forêt Noire, EG : graben de l’Eger, FP : plateforme Franconienne, HG : graben de Hesse, LG : graben de la Limagne, LRG : graben du Rhin inférieur, LRhG : graben du Rhône inférieur, NBG : graben de la Bresse septentrionale, RG : graben de Roanne, SBG : graben de la Bresse méridionale, URG : graben du Rhin supérieur, V : Vosges, VG : graben de Valence.

d’extension orientées selon la direction NNE-SSO se forment le long des failles orientés NE-SO. Le cycle varisque de collision donne aux directions principales actuelles de faille de ENE-OSO à NE-SO tels que la faille de Baden-Baden dans le Fossé.

La phase de faible extension lors du Permien se poursuit lors du Trias et du

Jurassique au début du Mésozoïque selon la direction NS puis EO (Villemin 1986). Le Mésozoïque connaît également une phase de dépôt des sédiments profonds du Fossé Rhéan : les grès du Buntsandstein, les marno-calcaires du Muschelkalk, les formations du Keuper durant le Trias et les shistes-argiles du Lias et du Dogger lors du Jurassique. Une poussée alpine a lieu à la fin du Jurassique, entraînant une remontée de l'ensemble du Fossé Rhéan accompagnée de flexures dans les sédiments pré-rift orientés selon la direction NE-SO.

Après le Mésozoïque, l'une des phases majeures de l'évolution géodynamique du Fossé Rhéan est le rifting cénozoïque. La formation du rift se divise en différentes étapes (Bergerat 1985 ; Villemin et Bergerat, 1987 ; Schumacher 2002):

- une compression initiale orientée NS due à une poussée alpine et pyrénéenne durant le milieu et la fin de l'Eocène. Elle entraîne la formation de failles inverses orientées N19° dans le socle de Sultz (Dezayes, 1996) et la réactivation des structures du cycle varisque orientées NNE-SSO.
- l'extension majeure du rifting est orientée selon la direction EW jusqu'à la fin de l'Oligocène. Elle est associée à la phase de dépôt sédimentaire la plus importante dans le Fossé. Cette extension entraîne dans le socle de Sultz le développement de failles orientées N95° (Dezayes, 1995).
- une deuxième compression orientée NE-SO liée à la réactivation des failles bordant le Fossé a lieu lors du début du Miocène entraînant des failles orientées N70° dans le socle de Sultz (Dezayes, 1995).
- jusqu'à présent, le Fossé est compressé selon la direction NO-SE, ceci étant dû à la poussée alpine. La contrainte maximale est orientée selon N150-170° d'après des diagraphies effectuées à Sultz (Bérard et Cornet, 2003).

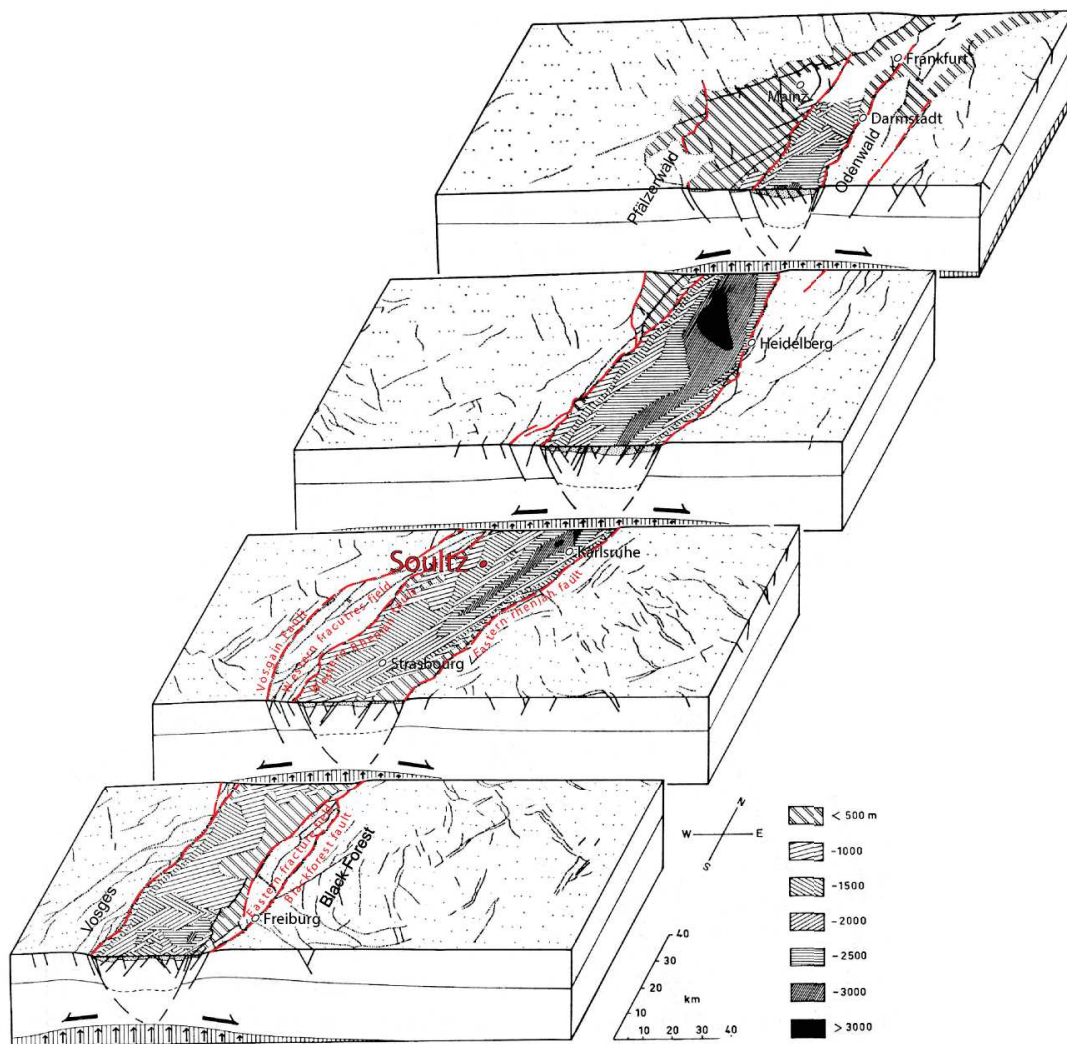


Figure 1.5: Modèle conceptuel dit de "diagrammes en boîte" du Fossé Rhénan. Adapté de Bailleux (2013), Illies (1972) et Valley (2007). En rouge sont marquées certaines failles régionales. La zone hachurée correspond à la couverture sédimentaire et le point rouge à la localisation du site de Soultz-sous-Forêts.

1.2.2 Comportement thermique particulier du Fossé

Distribution des températures en proche surface

Le Fossé Rhénan est caractérisé par un réseau de failles complexe lié à son héritage tectonique. La figure 1.6 montre l'une des premières descriptions de l'hétérogénéité des températures dans le Fossé rhénan, au champ pétrolifère de Merwiller-Pechelbronn (Alsace, France) dans les années 20. Environ 500 mesures de température à 400

mètres de profondeur ont été réalisées afin de décrire les isothermes en proche surface (Haas et Hoffmann, 1929). Une variation spatiale importante du gradient géothermique est constatée et de fortes températures de plus de 50°C à 400 mètres sont mesurées à Soultz (Alsace). Ces températures sont plus fortes que celles attendues par le gradient géothermique moyen européen (environ $30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$), l'aire de Soultz est alors qualifiée d'anomalie thermique locale.

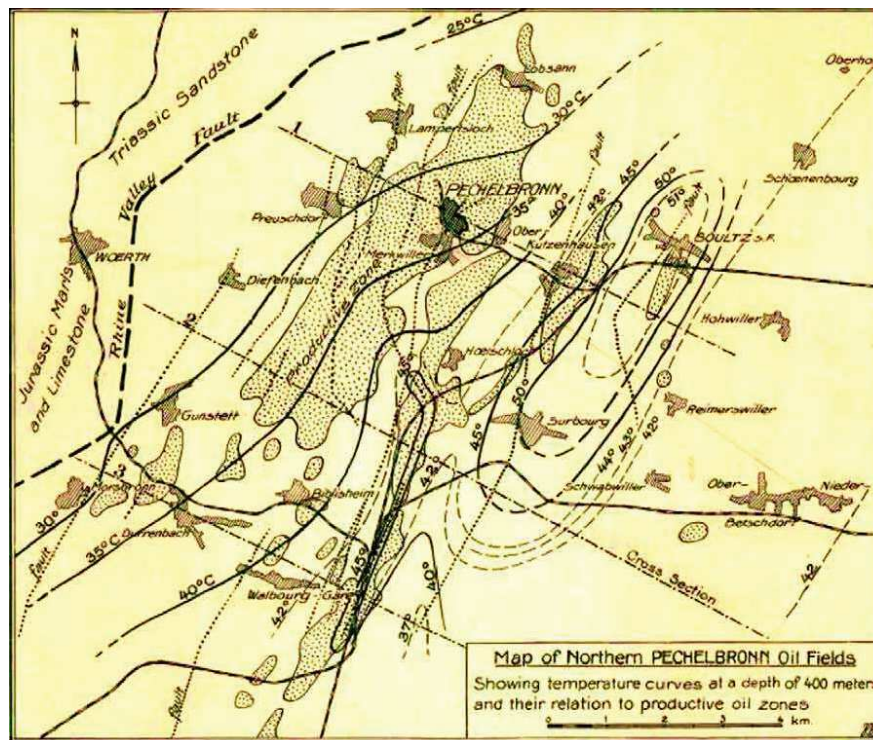


Figure 1.6: Carte de températures en proche surface soit à 400 mètres de profondeur, issue de mesures conduites dans des puits pétroliers du champ de Merkwiller-Pechelbronn d'après Haas et Hoffmann (1929). Les zones hachurées correspondent aux habitations et celles en pointillées les zones pétrolifères.

Après les mesures aux nombreux puits pétroliers dans le Fossé Rhénan, des outils d'extrapolation géostatistiques ont été mis en place en krigeage 2D (Pribnow et Schellschmidt, 2000 ; Hurter et Schellschmidt, 2003) ou en krigeage 3D multi-Gaussien (Münch et al., 2005). Ces approches géostatistiques sont appliquées à des bases de données distribuées à une échelle régionale telles que celle du Joint Geoscientific Research (GGA) regroupant à présent plus de 6531 mesures de diagrapie

en température provenant de 1600 puits dans le Fossé (Pribnow et Schellschmidt, 2000; Baillieux et al., 2013, 2014; GeORG 2014; Freymark et al. 2017). La Figure 1.7 montre une carte des températures extrapolées à partir de 804 puits à 800 mètres de profondeur (Pribnow et Schellschmidt, 2000). Les températures sont fortement hétérogènes à 800m de profondeur variant de 30°C à 75°C. Plusieurs anomalies thermiques en proche surface ont été identifiées dans la partie ouest du Fossé. Les anomalies plus importantes sont situées à Soultz et à Rittershoffen, une zone voisine avec des températures de plus de 120°C à 800 mètres de profondeur. Les travaux de thèse de Paul Baillieux ont également souligné l'existence d'une anomalie proche des deux sites à Rohrlach (Baillieux et al., 2014). D'autres anomalies importantes sont localisées : à Landau en Allemagne, séparée de Soultz par une zone anormalement froide ; Basel en Suisse et Brühl en Allemagne.

Distribution des températures en profondeur

Les températures en profondeur dans le Fossé sont tout d'abord connues par des mesures directes aux puits dans des sites géothermiques tels que Soultz (Cuenot et al., 2008b; Schindler et al., 2010; Genter et al., 2010) ou Rittershoffen (Baujard et al. 2017, 2016 ; Vidal et al., 2017). La Figure 1.8 montre l'ensemble des mesures directes ponctuelles de plus de 10 000 puits jusqu'à 5.35 km montrant la variation latérale des températures dans le Fossé ainsi que le profil mesuré à Soultz (Pribnow et Schellschmidt, 2000). La variation de température est estimée à 50°C à 2 km de profondeur dans le Fossé. Le profil de température moyen à Soultz montre un gradient de 110°C.km⁻¹ dans les sédiments puis chute à moins de 10°C.km⁻¹ jusqu'à 3.9 km de profondeur. Ces gradients en profondeur diffèrent là encore du gradient moyen en Europe Centrale (environ 30°C.km⁻¹). La même observation est faite à Rittershoffen avec un gradient allant de 85°C.km⁻¹ jusqu'à 3°C.km⁻¹ (Baujard et al., 2016).

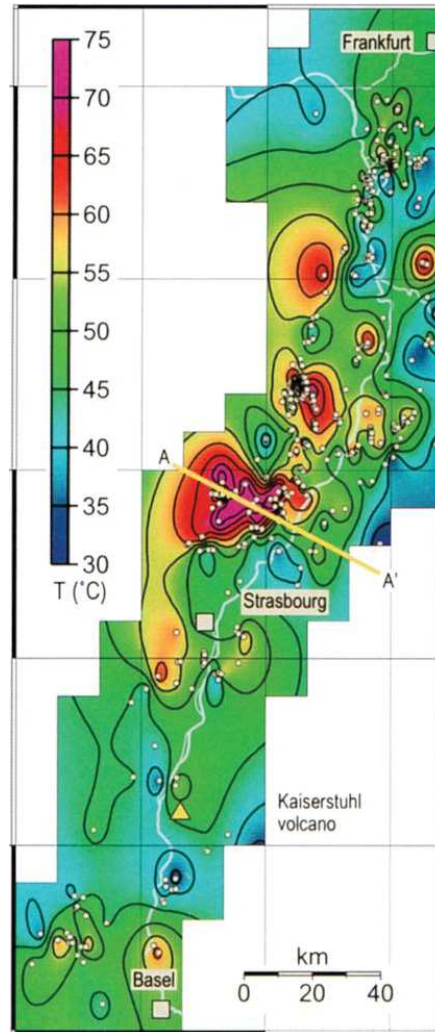


Figure 1.7: Carte des températures extrapolées à l'ensemble du Fossé Rhénan pour une profondeur de 800 mètres (Pribnow et Schellschmidt, 2000). Les températures au delà de 75°C sont indiquées par la même couleur (i.e. violet). Le triangle, les carrés, les points correspondent respectivement au volcan de Kaiserstuhl, les villes et les localisations de données de puits.

Des cartes de la température dans le Fossé ont été obtenues à l'échelle de la région à partir des travaux de modélisation thermique 3D de thèse de Jessica Freymark (Freymark et al., 2017). La Figure 1.9 montre la distribution spatiale de température à différentes profondeurs : 1km, 3km et 5km. Ces cartes illustrent clairement que la distribution de température est également hétérogène dans le socle profond du Fossé. Les températures extrapolées à 1 km de profondeur sont similaires à celles en proche

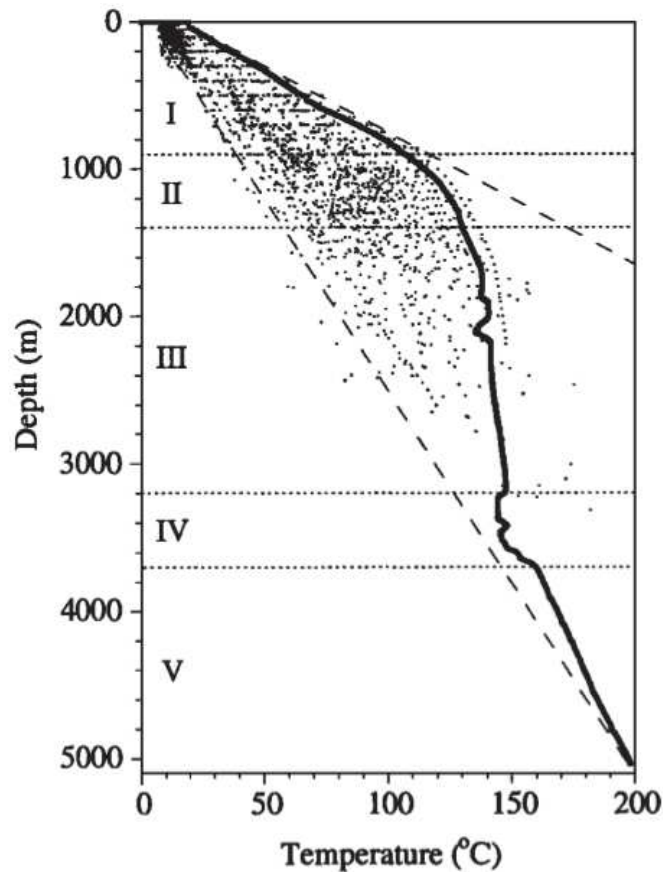


Figure 1.8: Profil de température en fonction de la profondeur issu du puits GPK-2 du site de Soultz-sous-Forêts (en ligne pleine) et les données issus des puits dans le Fossé Rhénan (voir les points en Figure 1.7) (Pribnow et Schellschmidt, 2000).

surface avec de fortes anomalies proches de Soultz et Rittershoffen mais également au sud de Strasbourg. À 3 km et 5 km de profondeur, les plus fortes températures sont visibles à l'Est et non à l'Ouest du Fossé contrairement aux observations en proche surface. Ceci a été interprété comme dû à une plus forte production de chaleur par la radioactivité de la croûte supérieure plus épaisse à l'Est qu'à l'Ouest (Freymark et al., 2017).

Distribution des flux thermiques en surface et hypothèses associées

Les mesures de flux thermique en proche surface dans le Fossé ont été réalisées à partir de base de données de mesures de température aux puits tels que celle du GGA

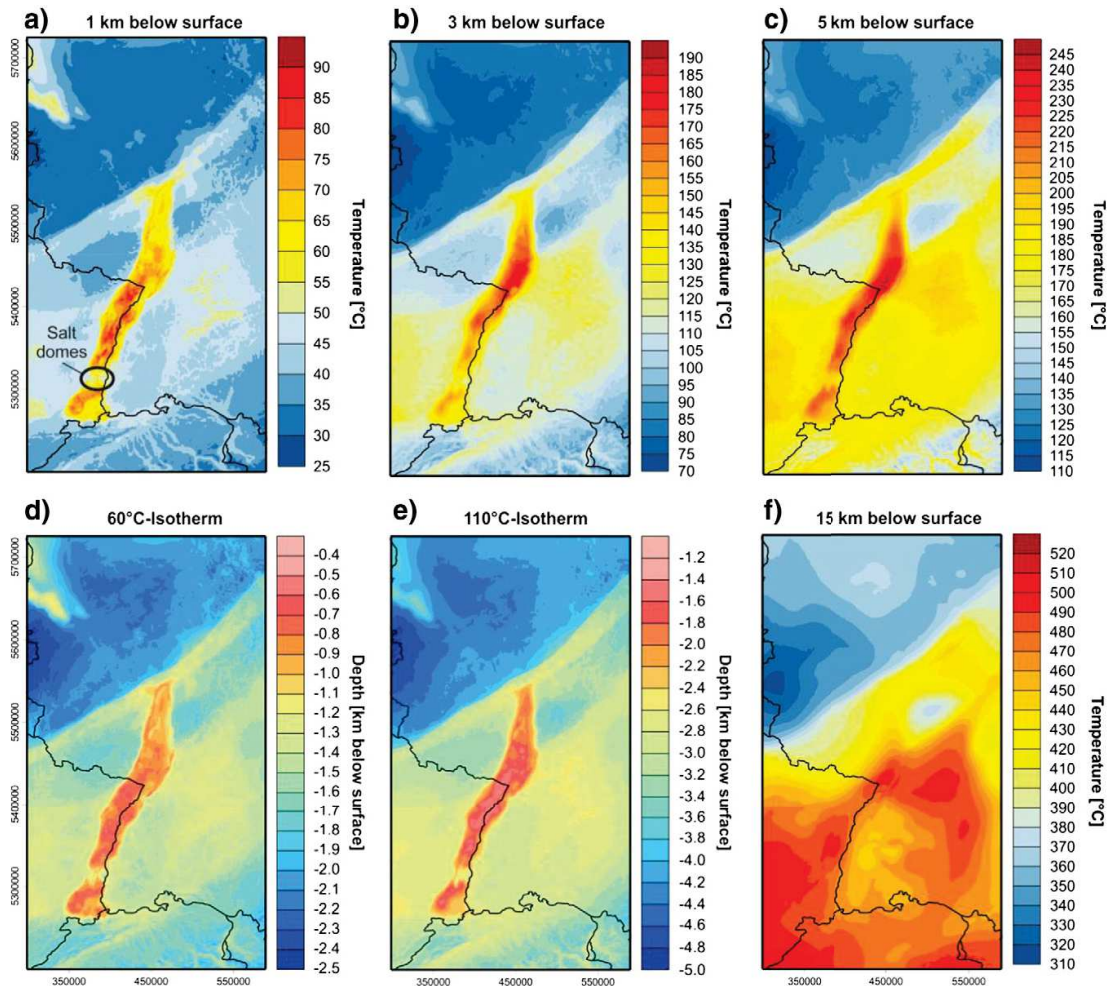


Figure 1.9: Cartes à l'échelle régionale des températures simulées par un modèle thermique 3D (Freyark et al., 2017) à : a) 1 km de profondeur ; b) 3 km de profondeur ; c) 5 km de profondeur ; f) 15 km de profondeur et avec : d) et e) les isothermes de 60°C et 110°C.

(Pribnow et Schellschmidt, 2000 ; Clauser et al., 2002). En supposant l'absence de transport advectif, le flux thermique en proche surface est déduit de manière classique à partir de l'expression suivante de loi de Fourier :

$$q = \lambda \frac{dT}{dz} \quad (1.1)$$

avec q la composante verticale du flux, $\frac{dT}{dz}$, le gradient thermique estimé au puits et λ , la conductivité thermique du milieu traversé, estimée en laboratoire (Schellschmidt

et Schulz 1992).

Pour le calcul du flux thermique, la conductivité thermique est généralement fixée à la variable moyenne pour le socle granitique, environ $3.1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Haffen et al., 2013). Le flux de chaleur à Soultz devrait être donc environ égal à 300 mW.m^{-2} . Cependant ce n'est pas le cas à Soultz. En effet, les valeurs de flux mesurées pour chaque puits sont alors extrapolées afin d'obtenir des cartes de flux thermique à l'instar des cartes de températures en proche surface (Pribnow et Schellschmidt, 2000 ; Clauser et al., 2002). La Figure 1.10 montre la distribution spatiale des flux thermiques extrapolés à partir de 164 mesures aux puits à 500 mètres de profondeur (Clauser et Villinger, 1990). Les valeurs du flux thermique en proche surface sont comprises entre 100 mW.m^{-2} et 120 mW.m^{-2} , le flux thermique augmente en se rapprochant du centre du Fossé. Des valeurs de flux thermique en proche surface au centre du Fossé ont été estimées à plus de 150 mW.m^{-2} dans la zone de Soultz (Clauser et al., 2002). Le flux thermique à faibles profondeurs en Europe centrale est en moyenne de 60 mW.m^{-2} (Majorowicz et Wybraniec, 2011). Le Fossé Rhénan montre ainsi une anomalie de flux thermique.

Le flux thermique calculé à partir de l'Equation 1.1 est différent des mesures directes de flux thermique car ce calcul repose sur plusieurs hypothèses fortes : (i) le régime thermique est purement diffusif ; (ii) l'apport en terme de production de chaleur par la radioactivité des roches est négligeable ; (iii) la conductivité thermique des roches est indépendante de la température. Concernant (i), Clauser et Villinger (1990), en parallèle de l'estimation des flux de chaleur en proche surface, ont développé un modèle numérique hydro-thermal afin de quantifier l'apport du flux advectif dans le réservoir. Cet apport est alors estimé à environ 50-40 % par rapport au flux thermique reçu en base du réservoir (environ 80 mW.m^{-2}), ce qui peut alors expliquer le flux total de plus 120 mW.m^{-2} dans le Fossé central. Pour (ii), l'apport de la radioactivité des roches est estimé au puits EPS-1 de Soultz à environ 0.1-1.0

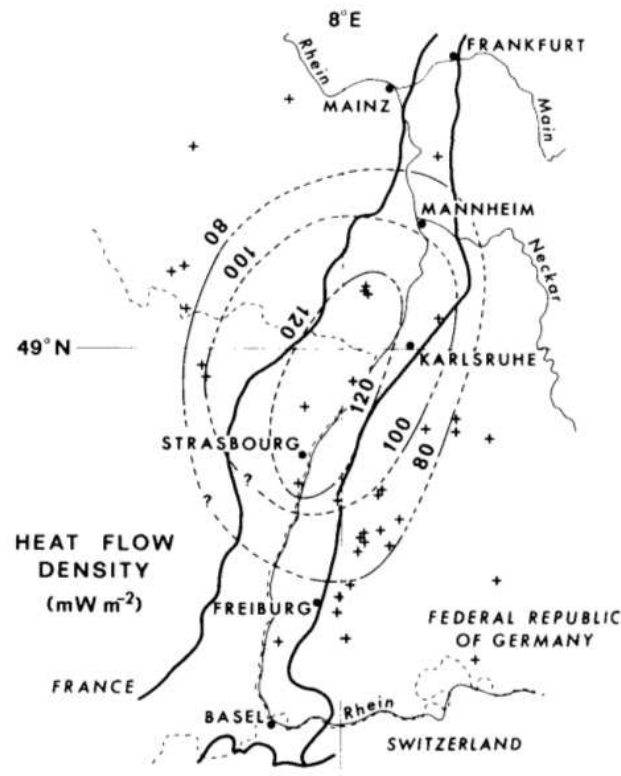


Figure 1.10: Carte à l'échelle du Fossé Rhénan de la densité de flux de chaleur (Clauser et Villinger, 1990) extrapolé à partir d'une base de données de 164 mesures aux puits à 500 mètres de profondeur. Les croix correspondent à la localisation des données de puits.

$\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ dans les sédiments et $5.0\text{-}7.0 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ dans le socle, soit des valeurs a priori négligeables par rapport au flux moyen (Rummel, 1992 ; Schellschmidt et Clauser, 1996 ; Kohl, 2000). Concernant (iii), la conductivité thermique est connue pour être dépendante de la température dans le réservoir (Vosteen et Schellschmidt, 2003 ; Haffen et al., 2013 ; Magnenet et al., 2014) avec des valeurs variant de 1.1 à $4.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (GeORG, 2013). Certaines études ont pris en compte une "correction" de la conductivité thermique par rapport à la température in-situ associée à la profondeur de la mesure, en se limitant toutefois au calcul d'un flux associé à un transfert diffusif (Vosteen et Schellschmidt, 2003 ; Haffen et al., 2012).

1.2.3 Hypothèses sur l'origine des réservoirs géothermiques profonds

Le rôle relatif de la radioactivité naturelle

La question de l'origine des anomalies thermiques dans le Fossé Rhénan est une question ouverte. La distribution de la radioactivité naturelle dans le socle granitique peut expliquer des anomalies thermiques locales. En effet, l'anomalie peut être à la production de chaleur due à la radioactivité des roches notamment le socle granitique. Cette production de chaleur s'exprime par le taux de production de chaleur due à la radioactivité. Le taux de production de chaleur issue de la radioactivité du granite est de $6.2 \pm 0.7 \mu\text{W.m}^{-3}$ (Rybach, 1976).

Au puits GPK-2, des taux de production de chaleur issus de la radioactivité ont été estimés entre 2.0 et $7.0 \mu\text{W.m}^{-3}$, le taux de chaleur diminuant avec la profondeur et augmentant localement avec le taux d'altération du granite (Pribnow, 2000). L'apport de la radioactivité dans le socle est jusqu'à six fois plus fort que celui des sédiments, estimés entre 0.8 et $1.2 \mu\text{W.m}^{-3}$ (Pribnow, 2000 ; Clauser et Villinger, 1990).

Un taux de chaleur de $6.2 \pm 0.7 \mu\text{W.m}^{-3}$ issu du granite ne peut expliquer en soi le flux thermique anormalement important enregistré en proche surface à l'échelle du réservoir (Stussi et al. 2002).

Les travaux de thèse de Jessica Freymark (Freymark et al., 2017) soulignent une potentielle contribution de la radioactivité en profondeur de la croûte supérieure sur les températures en proche surface. Elle a développé une modélisation thermique à l'échelle du Fossé supposant un transfert de chaleur purement diffusif. Le modèle montre une forte sensibilité de la température moyenne en surface et du champ de gravité par rapport à la radioactivité des roches. Le taux de chaleur issue de la radioactivité du socle est classé selon ses travaux comme le deuxième facteur contrôlant les températures dans les 5 premiers kilomètres de profondeur dans le Fossé après

l'épaisseur de la couverture sédimentaire.

Le phénomène de convection hydrothermale

L'anomalie thermique en profondeur dans le Fossé est aussi communément associée à un phénomène physique dit de convection hydrothermale. La convection consiste en un transfert de chaleur par mouvement de fluide provenant d'un différentiel en pression, température et/ou densité dans un milieu poreux comme illustré en Figure 1.11. Par exemple, un gradient de température critique entre les deux plaques induit des variations de densité du fluide. L'hétérogénéité de la masse volumique déstabilise le fluide, qui soumis à la poussée d'Archimède, se met en mouvement.

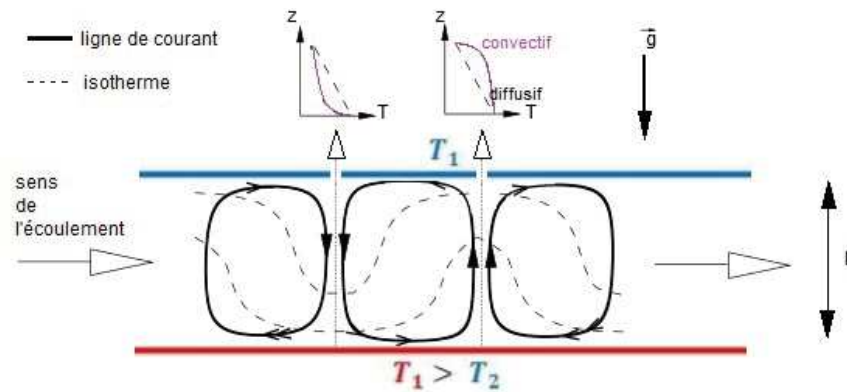


Figure 1.11: Schéma de principe de la convection naturelle. A deux emplacements distincts, sont illustrés les profils verticaux de température. Inspiré de la thèse de Delache (Delache, 2006).

La convection est contrôlée par une variable nommée le nombre de Rayleigh noté Ra . Le nombre de Rayleigh correspond intuitivement au rapport entre la poussée d'Archimède et les forces visqueuses exercées dans le milieu (Murphy, 1979) :

$$Ra = \frac{K_{int} \rho_w^2 \alpha_w c_w^p L^2 \mathbf{F}^m \cdot \nabla T}{\mu_w \lambda} \quad (1.2)$$

avec K_{int} la perméabilité intrinsèque [m^2], ρ_w la densité de fluide [$kg \cdot m^{-3}$], α_w la dilatation thermique [K^{-1}], c_w^p la capacité calorifique du fluide [$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$], ∇T ,

le gradient thermique [K.m^{-1}], L , la longueur caractéristique du milieu poreux [m], \mathbf{F}^m la densité de force massique (typiquement la gravité) [N.kg^{-1}], λ la conductivité thermique [$\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$] et μ_w la viscosité dynamique du fluide [Pa.s].

Pour initier la convection dans un milieu homogène infini avec des conditions de températures constantes en temps, le nombre Ra doit dépasser un seuil critique : $Ra \geq Ra_c$, avec Ra_c dit le nombre de Rayleigh critique. Dans la configuration d'une faille dans un milieu poreux, le nombre de Rayleigh critique a été estimé à environ 40 (Desaive, 2002). Le seuil critique d'enclenchement de la convection peut s'appréhender aussi comme un seuil de gradient de température (Turcotte et Schubert, 2014; Bächler, 2003) :

$$\nabla T \geq \nabla T_c = \frac{4.2.10^{-10}}{K_{int}L^2} \quad (1.3)$$

avec $\nabla T = (T_{bas} - T_{haut})/L$. Si on applique cette condition au cas du réservoir granitique fracturé de Soultz, un gradient de température critique de $\nabla T_c = 6.7 \text{ K.km}^{-1}$ est estimé en supposant une épaisseur de réservoir L de 2.5 km et une perméabilité du milieu approximée à $1 \times 10^{-14} \text{ m}^2$. Le gradient observé d'après les mesures aux puits de température est d'environ 10.0 K.km^{-1} , ce qui met en évidence une potentielle convection naturelle dans le granite fracturé de Soultz (Turcotte et Schubert, 2014; Vallier et al., 2019). Une estimation du nombre de Rayleigh critique a été réalisée pour le réservoir voisin de Rittershoffen. Dans une interprétation préliminaire des profils thermiques issus des puits GRT-1 et GRT-2, Baujard et al. (2017) évalue le nombre de Rayleigh entre 11.1 et 535.7. Notre estimation dans le cadre de la thèse est de l'ordre de 50 (Vallier et al., 2018). Ces deux calculs mettent en évidence la présence de la convection naturelle associée à une chute brusque du gradient thermique dans un milieu fracturé.

Ces estimations sont soutenues également par de nombreux modèles décrivant une convection hydrothermale pour reproduire les anomalies thermiques en surface

et en profondeur dans le Fossé (Clauser et Villinger, 1990 ; Kohl et al., 2000 ; Guillou-Frottier et al., 2013 ; Magenet et al., 2014). La Figure 1.12 montre un exemple de cartes de température et de vitesses de Darcy décrivant des cellules de convection à l'échelle d'un réservoir pour différentes distributions de perméabilité selon la profondeur (Guillou-Frottier et al., 2013). Ces modèles décrivant une convection hydrothermale reproduisent les données de température aux puits. Comme explicité dans l'Equation 1.2, la perméabilité du milieu est un facteur clef pour l'enclenchement de la convection. Magenet et al. (2014) estime dans le cadre d'un modèle THM que le phénomène de convection s'enclenche dans le cadre du réservoir de Soultz pour une perméabilité du milieu homogénéisé de l'ordre de $1 \times 10^{-14} \text{ m}^2$.

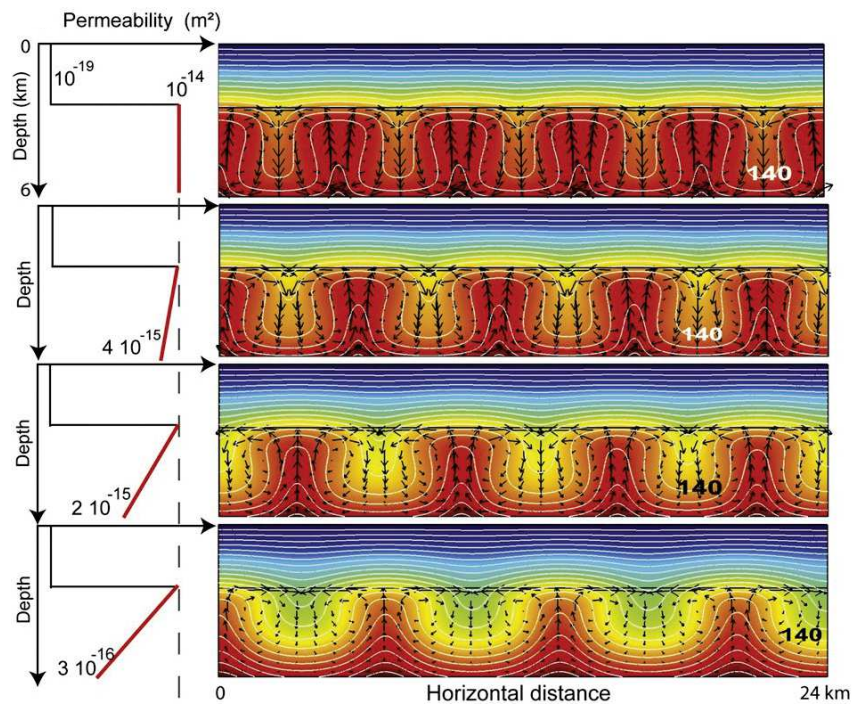


Figure 1.12: Effet de l'évolution de la perméabilité sur la convection hydrothermale simulée dans le réservoir géothermique profond (Guillou-Frottier et al., 2013). Les isothermes sont séparés par des lignes blanches tous les 10°C , les vitesses de Darcy sont représentées par les flèches noires.

La circulation à travers le réseau de failles et fractures à différentes échelles

La convection hydrothermale dans le granite naturellement radioactif a lieu dans un milieu poreux traversé par un réseau complexe de fractures et de failles régionales. Les mouvements de fluide et les transferts de chaleur associés à travers le socle fracturé sont regroupés sous le terme de circulation hydrothermale. L'origine de la circulation hydrothermale et son lien avec les anomalies thermiques ont été étudiés à l'échelle régionale et à l'échelle d'un réservoir par des suivis de traceurs géochimiques (Cathelineau et Boiron, 2010; Sanjuan et al., 2006, 2010, 2014, 2016; Aquilina et al., 1997; Clauser, 2002; Genter et Traineau, 1992) et des modèles couplant la géochimie avec l'hydrothermalisme (André et Vuataz, 2005; Bächler et Kohl, 2005; Bächler, 2003). La Figure 1.13 montre la composition des ions présents dans le fluide extrait d'un test de production en 1999 à Soultz (André et Vuataz, 2005).

Species	Concentration [mmol kg ⁻¹]
Na ⁺	1,079
K ⁺	68.5
Ca ²⁺	157
Mg ⁺	3
Cl ⁻	68.5
S	1.6
C	19
Fe ²⁺	2.4
SiO ₂	5.7

Figure 1.13: Composition moyenne de la saumure naturelle alimentant à 5 km de profondeur le réservoir de Soultz d'après l'analyse de la composition des ions présents dans le fluide extrait d'un test de production en 1999 (André et Vuataz, 2005).

L'analyse géochimique du fluide de Soultz aux puits GPK-1, GPK-2 et GPK3 a montré que sa composition s'apparente à celle d'une solution de chlorure de sodium (NaCl) d'une concentration de 100 g.L⁻¹ de produits dissous et d'un pH avoisinant 5

(Vuataz et al., 1990 ; Sanjuan et al., 2006). Une étude récente s'étendant à plusieurs sites dans le Fossé confirme que la saumure in-situ dans l'ensemble de la région entre 2.58 et 5.0 km de profondeur présente une salinité entre 99 et 107 g.L⁻¹ et de pH proche de 5 (Sanjuan et al., 2016). Les analyses isotopique et géochimique de ce fluide in-situ profond révèlent que la saumure profonde dans le Fossé proviendrait d'un mélange d'eaux météoritiques (issus des bordures du Fossé (Aquilina et al., 1997)) et de saumure marine venant des horizons sédimentaires d'un réservoir situé dans le grès Buntsandstein au centre du Fossé (Sanjuan et al., 2016). La Figure 1.14 illustre un schéma conceptuel de la circulation hydrothermale à travers un réseau de failles et de fractures au voisinage de Soultz (Genter et al., 2010). Le mélange entre ces fluides de deux origines différentes prendrait place dans le réseau de failles et dans le granite fracturé d'après l'étude des minéraux altérés (smectite, illite, calcite...) déposés dans le système de fractures à Soultz et à Rittershoffen (Vidal et al., 2017 ; Genter et al., 2010 ; Genter et Traineau, 1992).

Le lien entre la circulation hydrothermale et les anomalies thermiques a été étudié à travers des modélisations géochimiques incluant un couplage hydrothermal ; les modèles sont dénommés "modèles THC" (Bächler 2003 ; André et Vuataz, 2005). Les travaux de thèse de Dominique Bächler présentent la modélisation THC prenant en compte la convection hydrothermale dans le réservoir fracturé de Soultz. Le test de traceur au puits GPK-2 entre 2000 et 2002 a été simulé afin d'étudier les réactions de précipitation-dissolution associées et leur impact sur la circulation industrielle du réservoir. La calcite se révèle être le minéral le plus réactif lors de la circulation hydrothermale, sa précipitation entraîne une modification locale de la perméabilité près des zones d'injection et de production. Ces effets ne sont pas pris en compte dans notre modélisation. Ils peuvent néanmoins avoir une influence locale sur les températures de réservoir et être un facteur limitant dans la circulation.

En résumé, le Fossé Rhénan dû à sa distribution particulière de température as-

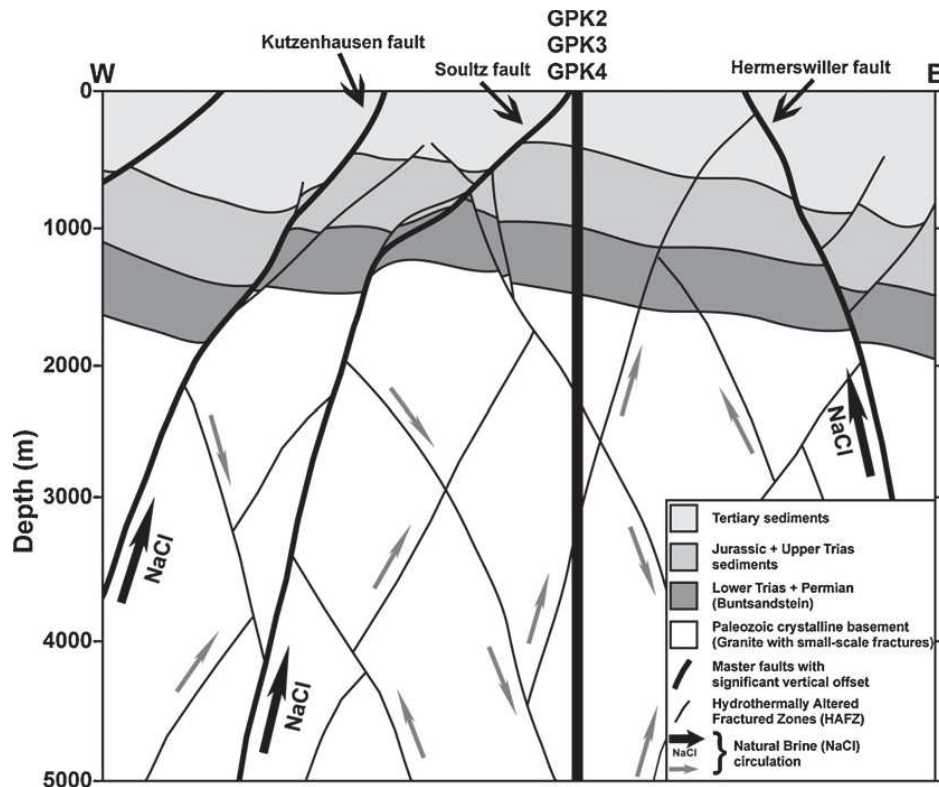


Figure 1.14: Coupe conceptuelle verticale figurant la circulation hydrothermale alimentant le réservoir de Soultz (représentée par des flèches grises et noires) par un système de failles et zones de fractures (Cautru, 1988).

sociée à une circulation hydrothermale à l'échelle régionale, a fait l'objet d'études allant de suivis isotopiques à la modélisation. L'origine précise des anomalies thermiques de ce contexte géologique reste à déterminer bien que l'hydrothermalisme ainsi que la radioactivité du socle ont été identifiés comme des contributions importantes. Pour mieux étudier la question, nous avons choisi de valider notre modèle pour le site de Soultz. Ce dernier est en effet un site de choix car il a fait l'objet de nombreuses recherches et présente une anomalie thermique locale d'une grande importance dans le Fossé Rhénan.

1.3 Motivations et problématiques de la thèse

1.3.1 L'utilité du modèle THM pour un projet EGS

La modélisation numérique consiste à construire un modèle théorique avec des équations mathématiques décrivant le phénomène physique étudié. Les processus thermique, hydraulique et mécaniques coexistent et forment une interaction complexe dans un réservoir géothermique comme décrit en Figure 1.15 telle que la circulation hydrothermale ou bien la fissuration thermique. L'ensemble des expressions mathématiques de ces processus forme un système d'équations fortement non-linéaire impossible à résoudre analytiquement. En outre, le réservoir est constitué de structures géologiques complexes telles que les failles régionales qui ne peuvent être prises en compte dans une résolution purement analytique du système étudié. C'est pourquoi la simulation numérique des processus thermo-hydro-mécaniques (THM) présente un intérêt pour répondre à de nombreuses interrogations concernant un projet EGS.

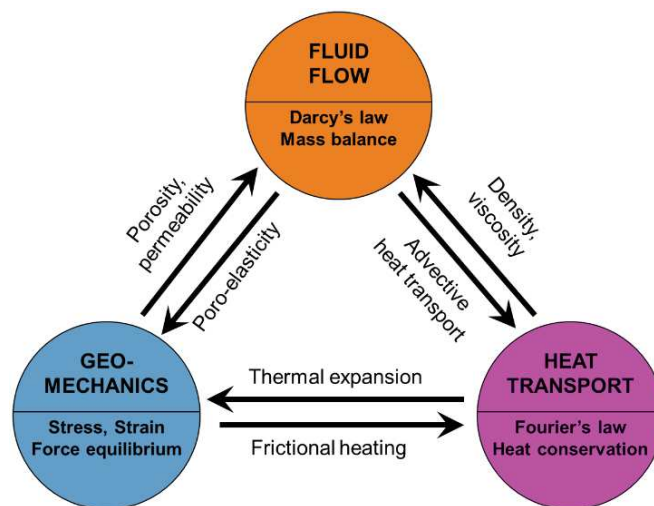


Figure 1.15: Schématisation des interactions des processus thermiques, hydrauliques et mécaniques dans le cadre du couplage thermo-hydro-mécanique (THM). Figure extraite de Sijacic et Fokker (2013).

1.3.2 Spécificité de notre modèle THM et problématiques de la thèse

L'une des problématiques actuelles concernant la technologie EGS est d'augmenter la productivité d'un réservoir géothermique profond tout en assurant la durabilité de l'exploitation (Schill et al., 2017). La question de la réduction des perturbations par l'exploitation de l'état naturel du réservoir géothermique est également cruciale pour la technologie EGS, particulièrement en terme de sismicité induite comme récemment observé à Pohang en 2018 ou à Bâle en 2006 afin de permettre une meilleure acceptabilité des projets EGS dans le Fossé Rhénan (Huenges et Ledru, 2011). De telles questions scientifiques nécessitent une connaissance optimale du système naturel initial i.e. avant sa stimulation, que ce soit au niveau de la circulation hydrothermale ou bien de l'état de contraintes mécaniques d'un réservoir géothermique profond. Dans ces travaux de thèse, les descriptions du système hydrothermal et de l'état mécanique du réservoir dans les conditions naturelles constituent l'un des principaux objectifs de la thèse. Un modèle numérique à l'échelle d'un réservoir géothermique profond est ainsi développé en incluant le couplage thermo-hydro-mécanique (THM)

Dans le cadre de cette thèse, les processus chimiques de dissolution/précipitation ne sont pas pris en compte dans le cadre du modèle. L'utilisation d'un tel modèle a également pour but d'apporter de nouvelles connaissances sur des questions scientifiques ouvertes :

- quelle est l'influence des propriétés de la saumure (viscosité, densité, conductivité thermique) sur la circulation hydrothermale i.e. le déplacement dans un réservoir géothermique du fluide souterrain ?
- quel est l'impact de la lithologie sur le système naturel de circulation et l'état mécanique du réservoir ? Quel rôle joue l'interface sédiments-socle sur son potentiel géothermique ?

- quelle est la contribution du réseau de failles régionales sur le système convectif décrit dans un réservoir ?
- comment on fait le lien entre les propriétés à l'échelle du laboratoire et celles à l'échelle kilométrique ?
- le modèle THM permet-il d'interpréter différents types de données à l'échelle du réservoir tels que le signal gravimétrique, la sismicité induite, le flux de chaleur en surface ?

1.4 Soultz-sous-Forêts et son importance

1.4.1 Présentation générale

Localisation du site et études antérieures au projet EGS

Le site de Soultz-sous-Forêts (dit Soultz) se situe sur la partie ouest du Fossé Rhéan (cf Figure 1.4) au Nord de l'Alsace (France) dans le champ de Merkwiller-Pechelbronn. À cet emplacement, la couverture sédimentaire repose à environ 1.4 km de profondeur sur un socle granitique fracturé et altéré par la circulation naturelle en son sein. Le socle granitique du site de Soultz est moins affaissé que dans le reste du Fossé (Genter et Traineau, 1996). En effet, les études sismiques (réflexion, VSP) et géologiques des puits EPS-1 et GPK-1 montrent un contexte tectonique particulier pour le site de Soultz (Cautru 1988, Beauce et al., 1991 ; Sausse et al., 2010). Le site est situé à 6 km à l'est de la faille Rhénane occidentale, faille majeure du Fossé Rhéan (Jung 1992). Plusieurs orientations de failles sont observées dans le champ de Merkwiller-Pechelbronn. Il s'agit en majorité de failles orientées Nord-Sud et avec un pendage Est-Ouest autour de 75°, 165° ou 185° (Kappelmeyer et al., 1991). Ce sont ces failles qui rehaussent le socle granitique au voisinage de Soultz (Menjot et al., 1988).

Comme détaillé en Partie 1.2.2, Haas et Hoffmann (1929) ont décrit les isothermes en surface à partir d'environ 500 mesures de températures récoltées en fin des années 20 dans le champ de Merkwiller-Pechelbronn (voir la Figure 1.6). Les températures à 400m de profondeur et de 50°C supérieures à celles attendues ont constituées l'une des principales motivations à l'initiation des projets de géothermie en Alsace. A des fins d'exploitation pétrolière, une étude stratigraphique et structurale du champ du Merkwiller-Pechelbronn a été menée. Une première description du réseau de failles normales découpant le socle granitique et des horizons sédimentaires reposant sur le granite est proposée. Suite au premier choc pétrolier, plusieurs compagnies de pétrole ont réalisé des études de sismique réflexion ayant permis d'imager plus précisément les failles normales et le réseau de fractures dans la couverture sédimentaire. Ces connaissances ont été complétées par l'étude de carottes extraites d'un puits de pétrole nommé "4616" à une profondeur entre 1380m et 1403m (Genter et al., 2010; Sausse et al., 2010) confirmant la présence de l'interface sédiments-granite à ces profondeurs. L'ensemble de ces données ont été exploitées lors de la phase préparatoire du projet EGS à Soultz débutant en 1984. Les données sismiques ont fait l'objet d'une réinterprétation récente afin de créer un modèle géologique 3D du réseau de failles dans le réservoir de Soultz (Sausse et al., 2010).

Historique de l'exploitation géothermique

Le projet de géothermie profonde de Soultz a été l'un des précurseurs de la mise en place de la technologie HDR devenu ensuite EGS en Europe (Kappelmeyer et al., 1991; Gérard et al., 1994; Baria et al., 1999). Le projet a été initié par une équipe qui a lié durant son développement la recherche académique et des partenaires industriels (Gérard et Kappelmeyer, 1989). Le début du projet a eu lieu en 1986 et le site perdure depuis maintenant plus de trente ans (Gérard et al., 2006 ; Schill et al., 2017). Différentes étapes de développement ont amené le projet de Soultz à son

niveau d'activité actuel et sont résumées en Figure 1.16 :

1984–1987	1987–1991	1991–1998	1999–2007	2007–2008
Preparatory phase	Exploration phase	Creation of the two wells system GPK1/GPK2 at –3600 m	Creation of the three wells system GPK2/GPK3/GPK4 at –5000 m	Construction of the first power production unit
Literature compilation	Drilling GPK1 at –2000 m	Deepening of GPK1 at –3600 m and hydraulic stimulation	Deepening of GPK2 at –5080 m and hydraulic stimulation	Power plant construction
Seismic survey reprocessing and interpretation	Coring EPS1 at –2227 m	Drilling of GPK2 at –3880 m and hydraulic stimulation	Drilling of GPK3 at –5100 m and hydraulic stimulation	Installation of the LSP pump in GPK2 at –250 m
Permitting and drilling preparation		Circulation test between the 2 wells (4 months)	Drilling of GPK4 at –5270 m and hydraulic stimulation	Inauguration of the power plant mid 2008
			Circulation test between the 3 wells (5 months)	Installation of the ESP pump in GPK4 at –500 m
			Complementary chemical stimulations	Inter wells circulation tests

Figure 1.16: Principales phases d'initiation et de développement du site EGS de Soultz. Figure adaptée de Genter et al., (2010).

- 1984-1987 : le site a connu tout d'abord une phase préparatoire consistant en la réinterprétation des données de puits de pétrole et des données sismiques déjà disponibles pour le champ de Merkwiller-Pechelbronn.
- 1987-1991 : cette période correspond à la phase d'exploration. Elle a débuté par le forage du premier puits GPK-1 jusqu'à 2 km de profondeur. Le puits pétrolier EPS-1 déjà présent a également été approfondi jusqu'à 2.23 km de profondeur. Ce forage a permis en particulier d'obtenir un carottage quasi-continu du puits ayant permis d'obtenir une description plus précise de la stratigraphie et minéralogie entre 930 et 2227 m de profondeur (Cautru, 1988 ; Traineau et al., 1991).
- 1991-1998 : la période regroupe la création du doublet (GPK-1,GPK-2) ainsi que les premiers tests de stimulation et de circulation dans le réservoir. Le puits GPK-1 a été approfondi jusqu'à 3.59 km de profondeur. En parallèle de ce forage entre 1992 et 1994, de nombreuses mesures géophysiques, pétrophysiques, géochimiques et des tests de production ont été réalisés au puits (Baria, 1995). Grace à ces informations, un nouveau puits GPK-2 a été foré jusqu'à 3.89 km de

profondeur au sud de GPK-1 puis il a été ensuite stimulé en 1995-1996 (Gérard et al., 1997). Une circulation de 4 mois entre GPK-1 et GPK-2 a été réalisée en 1997 entre 3.2 et 3.7 km de profondeur avec une température de production de plus de 140°C et permettant la récupération de 10 MWTh.

- 1999-2007 : ce premier succès donnant des résultats encourageants mais une rentabilité insuffisante à l'époque, le puits GPK-2 a été prolongé à plus de 5.08 km de profondeur. Deux nouveaux puits GPK-3 et GPK-4 ont été forés entre 1999 et 2004, respectivement jusqu'aux profondeurs de 5.10 km et 5.27 km afin d'atteindre une température de production de 200°C. Plusieurs stimulations hydrauliques et chimiques ainsi qu'une circulation entre les trois puits de 5 mois ont été réalisées avec GPK-2 et GPK-4 comme puits de production et GPK-3 comme puits d'injection.
- après 2007, l'installation des équipements en surface et de la première unité de production a été finalisée pour permettre l'inauguration de la centrale de Soultz en 2008. Une rénovation de l'ensemble de la centrale a été finalisée en 2016.

1.4.2 Revue des caractéristiques de Soultz

Géologie

Stratigraphie La Figure 1.17 montre une représentation de la chrono-stratigraphie aux puits GPK-1 et GPK-2 obtenue après la réinterprétation d'anciennes données au puits EPS-1 faisant suite aux données stratigraphiques obtenues au site voisin de Rittershoffen (Aichholzer et al., 2016). Les mêmes structures apparaissent aux deux puits GPK-1 et GPK-2 avec quelques variations d'épaisseur de couches et différentes zones de fractures. Ici, un résumé bref de la stratigraphie commune pour Soultz est présenté. Une description détaillée est fournie par les travaux récents de Coralie Aichholzer associés aux logs chrono-stratigraphiques (Aichholzer et al., 2016). La couver-

ture sédimentaire commence par le "Complexe du Plio-Quaternaire", une séquence composée de sable et d'argile s'étendant jusqu'à environ 10-20m de profondeur. La couche sédimentaire repose sur une séquence marno-argileuse pétrolifère dite "les couches du Pechelbronn" datant de l'Oligocène ; elle est présente jusqu'à environ 320m de profondeur (Cautru, 1988). Les couches du Pechelbronn sont intrusées dans les sédiments de l'Éocène consistant en des marnes ferrugineuses qualifiées de "Couche Rouge" et un complexe de marnes argileuses alternant avec des dolomites ("Zone Dolomitique") jusqu'à environ 600m de profondeur. Ces couches datant du Tertiaire sont en intrusion sur des formations du Jurassique. Ces dernières s'étendent jusqu'à environ 765 mètres de profondeur et regroupent les schistes argileux silteux du Dogger et les formations argileuses du Lias. Les sédiments les plus profonds correspondent aux sédiments du Triassique qui se prolongent jusqu'à environ 1.4 km de profondeur (Dezayes et al., 2005 ; Vidal et al., 2015). Ces sédiments regroupent les marnes et argiles du Keuper, les calcaires et dolomites marno-calcaire du Muschelkalk et enfin les grès du Buntsandstein.

Description du socle granitique Le socle granitique interagit avec la couverture sédimentaire à environ 1.4 km de profondeur. Il s'étend jusqu'au bas des puits d'après l'analyse des débris de forage pour GPK-3 et GPK-4 (Dezayes et al., 2003, 2005). La Figure 1.18 montre une représentation en coupe verticale du socle granitique superposé aux trajectoires des puits (Dezayes et al., 2005). Les premiers 150 mètres en contact avec la couche sédimentaire présentent des traces d'érosion et d'altération rendant la transition avec les sédiments compliquée à identifier (Hooijkaas et al., 2006; Aichholzer et al., 2016). Jusqu'à environ 3.9 km de profondeur, la partie supérieure du socle est constituée d'un monzo-granite porphyritique mégacristallin à base de feldspath potassique. Ce socle supérieur présente tout d'abord un faciès de monzo-granite porphyritique dit "standard" puis une partie plus profonde possédant

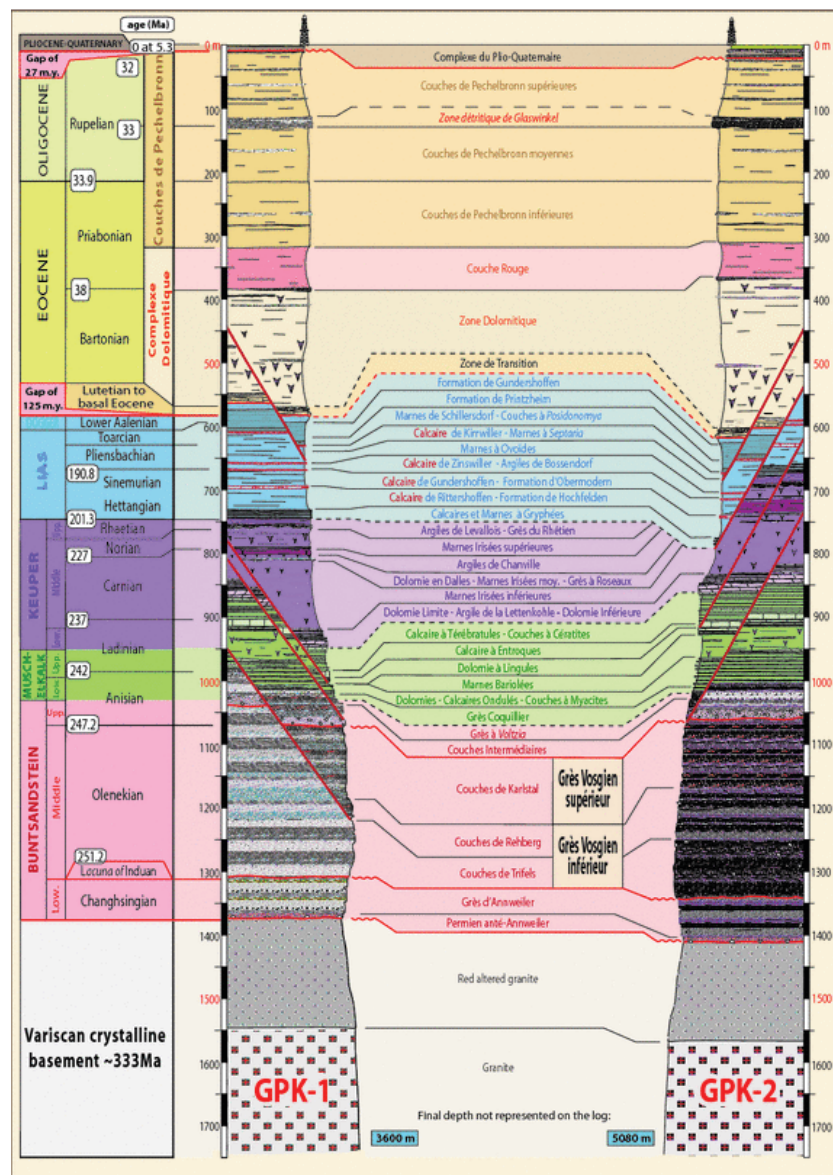


Figure 1.17: Logs complets chrono-stratigraphiques montrant l'ensemble des formations géologiques identifiées aux puits GPK-1 et GPK-2. Figure adaptée de Aichholzer et al., (2016).

une importante zone d'altération (Dezayes et al., 2005). Le socle inférieur entre 3.9 km et 4.6 km de profondeur est constitué de granite enrichi en biotite et amphibole ; le granite à 4.6 km de profondeur est un leuco-granite à deux micas (muscovite et biotite) et également enrichi en biotite (Dezayes et al., 2010).

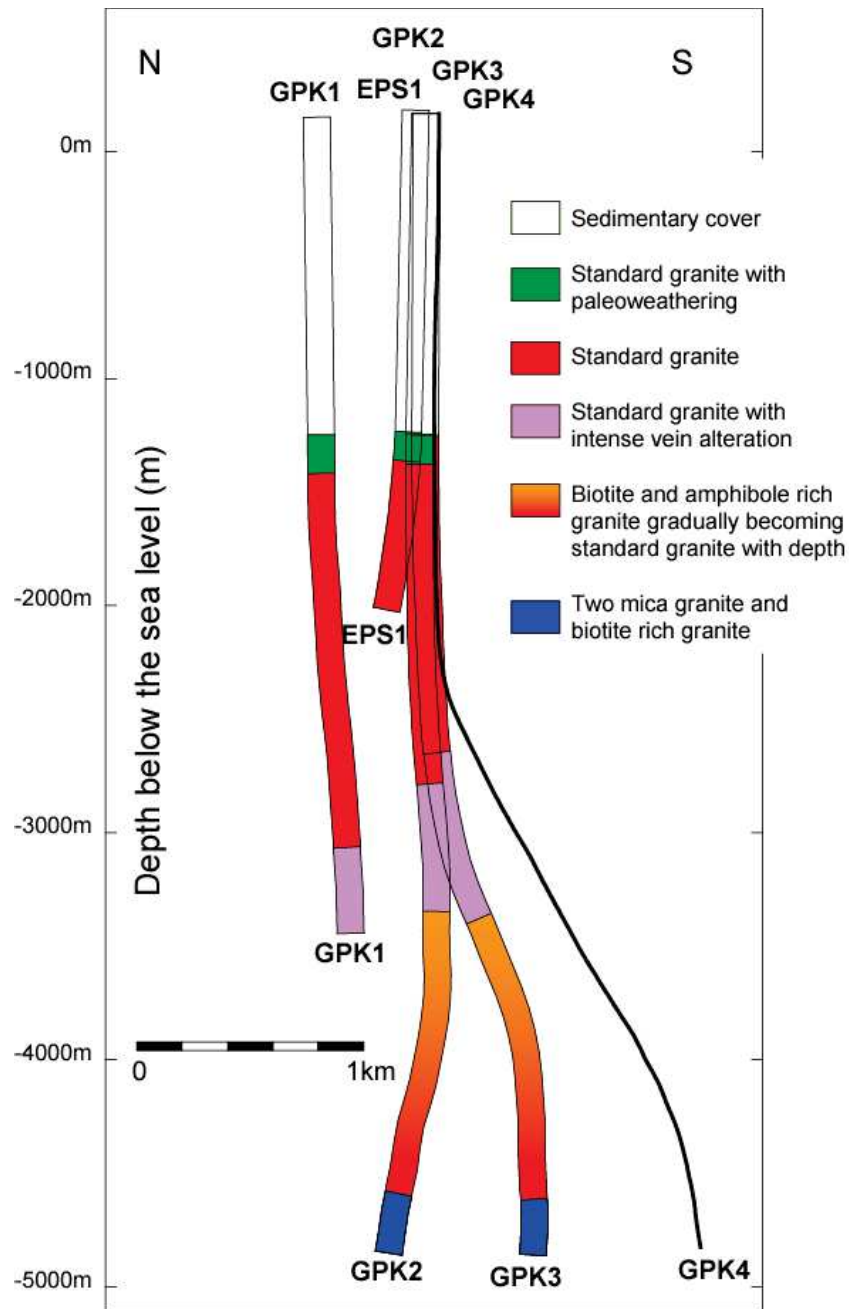


Figure 1.18: Schématisation conceptuelle de la pétrographie du socle cristallin identifiée aux puits EPS-1, GPK-1, GPK-2 et GPK-3. Figure adaptée de Dezayes et al., (2005). Les profondeurs sont ici en TVD (True Vertical Depth).

Description du réseau de fractures L'analyse des boues de forages, des imageries de paroi acoustiques comme celles dite de type "Ultrasonic Borehole Image" (UBI) ou "Borehole TeleViewer" (BHTV) et des diagraphies de type gamma ray, capiler

et porosité neutron permettent la caractérisation des zones de fractures dans les sédiments (Vidal et al., 2015 ; Aichholzer et al., 2016). Pour identifier les zones fracturées dans le socle granitique, ces mesures sont également combinées à des données de microsismicité ou de sismique de puits de type "Vertical Seismic Profile" (VSP). Deux systèmes de fractures ont été identifiés dans le réservoir géothermique de Soultz :

- un réseau de fractures à petite échelle identifié par l'analyse de carottes issues des puits de Soultz (Dezayes et al., 2010). Ces fractures sont ouvertes et étroitement liées entre elles, leur ouverture moyenne et maximale sont respectivement de 1.5 mm et 250 mm (Traineau et al., 1991). Ces fractures se structurent spatialement sous la forme de "clusters" ou zones de fractures (voir Figure 1.19) avec une forte densité de fractures. Les deux orientations des zones de fractures sont de $N0^{\circ}-75^{\circ}O$ et $N170^{\circ}-70^{\circ}E$ i.e proche de la direction de la composante maximale du champ de contrainte (Evans et al., 2009).
- un réseau de fractures à large échelle dont cinquante trois d'entre elles sont illustrées en figure 1.20 (Sausse et al., 2010). Ces zones de fracture ont été identifiées entre 1 km et 5 km de profondeur par des données de diagraphie (Dezayes et al., 2005), de VSP et microsismicité (Cuenot et al., 2006). Elles peuvent s'étendre sur trois kilomètres, la zone FZ4770 étant la plus large identifiée dans le réservoir de Soultz. La zone FZ4770 croise deux puits à la fois, GPK-3 et GPK-4, respectivement à 4.77 km et à 3.90 km de profondeur (Sausse et al., 2010). Elle est orientée parallèlement selon la direction de l'axe principal du Fossé i.e. $NNO-SSE$. La zone FZ4770 joue un rôle important dans l'hydrothermalisme du réservoir puisqu'elle serait responsable de 70 % des pertes de fluide durant les stimulations hydrauliques (Sanjuan et al., 2015).

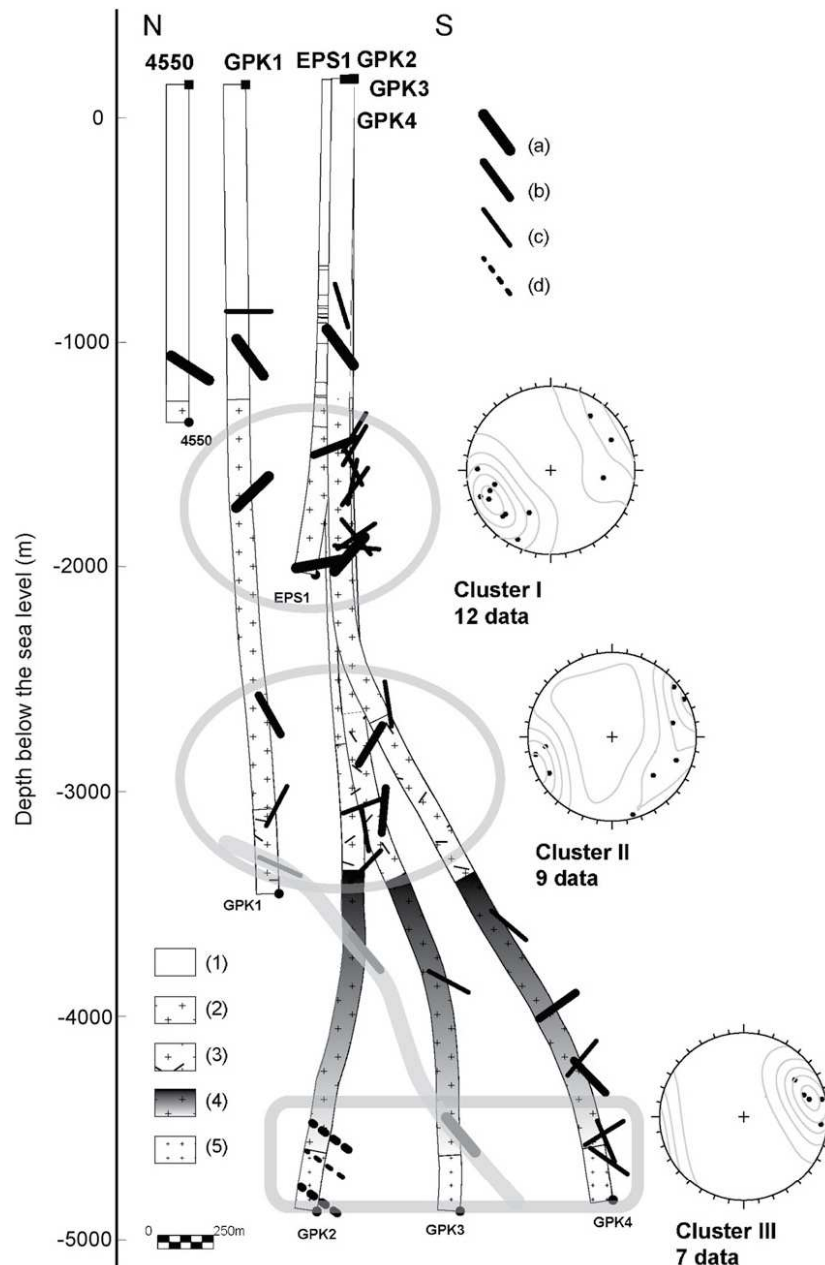


Figure 1.19: Schématisation conceptuelle du réseau de zones de fractures superposées au socle granitique. Les diagrammes montrent les densités de fractures selon la projection de Schmidt. Figure adaptée de Dezayes et al., (2010). Les légendes (1), (2), (3), (4) et (5) correspondent aux couches géologiques décrites en Figure 1.18. Les profondeurs sont ici en TVD (True Vertical Depth).

État thermique et circulation hydrothermale

Comme décrit dans la Partie 1.2.2, en Figure 1.7 et 1.10, le site de Soultz se distingue comme anomalie thermique par des températures et des flux thermiques forts en

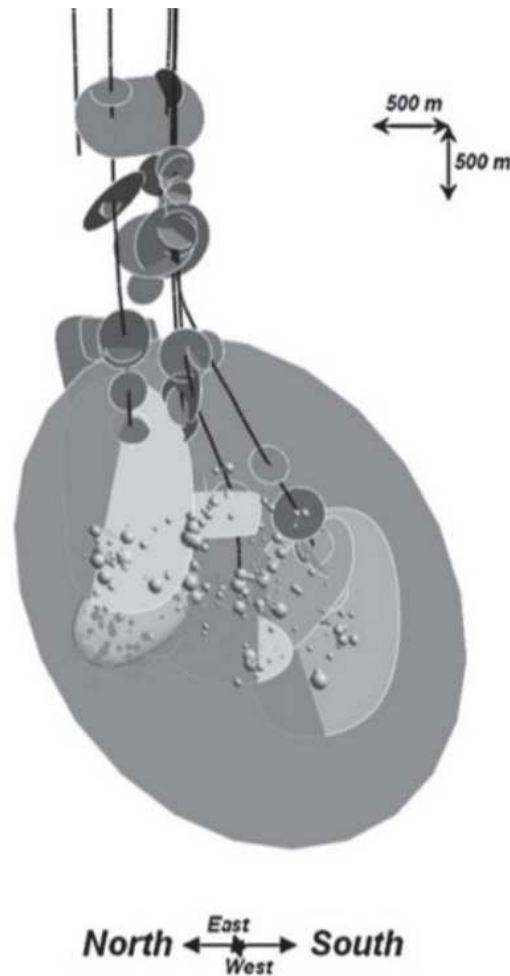


Figure 1.20: Représentation du réseau de fractures à large échelle qui recoupent les puits dans un modèle géologique 3D de Soultz obtenu à partir des interprétations du nuage microsismique et des études de sismique de puits (Sausse et al., 2010).

proche surface, respectivement de plus de 50°C et $150 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ à environ 400-500 mètres de profondeur (Pribnow et Schellschmidt, 2000 ; Baillieux et al., 2013). La Figure 1.21 représente les profils verticaux de température observés aux puits GPK-2, GPK-3 et GPK-4 (Cuenot et al., 2008 ; Schindler et al., 2010 ; Genter et al., 2010).

Malgré la séparation de plus d'un kilomètre en profondeur des puits, une tendance commune entre les profils se dessine clairement en trois parties :

- Dans la partie supérieure de la couverture sédimentaire, la tendance du profil de température est quasi-linéaire entre 0 et 1 km de profondeur. Le gradi-

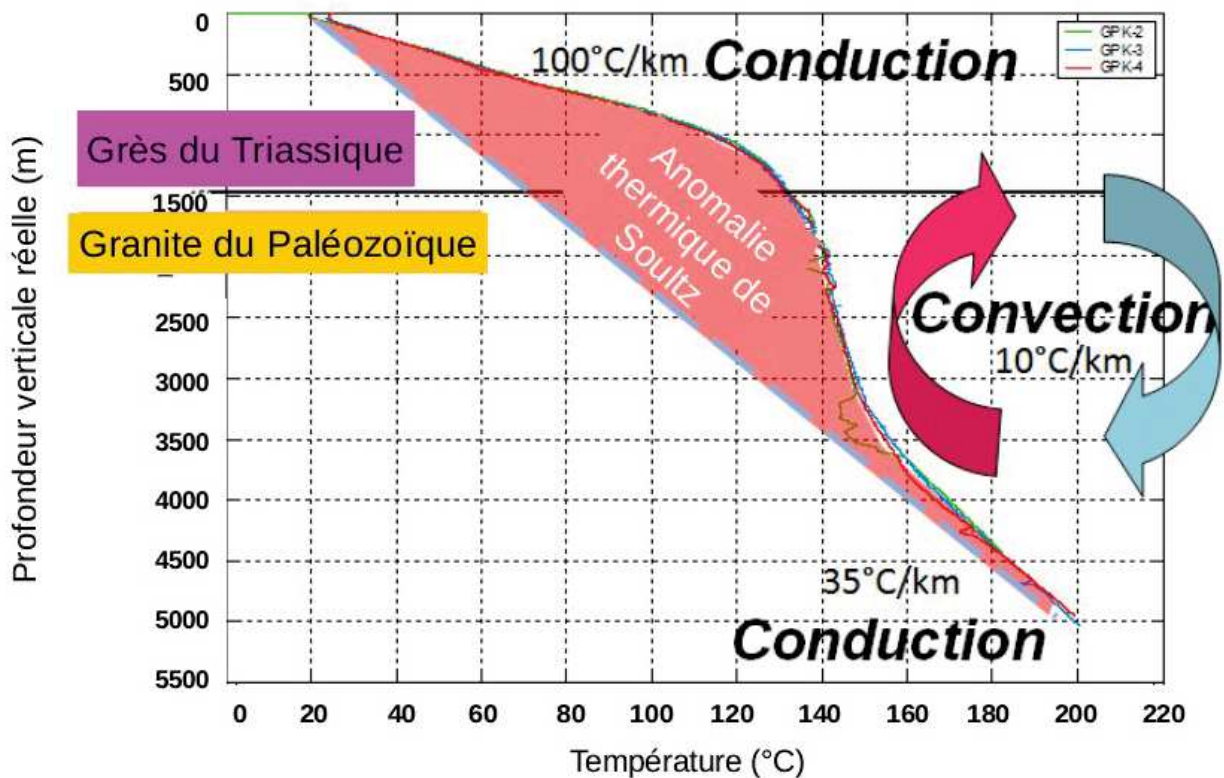


Figure 1.21: Profils température-profondeur observés à l'état d'équilibre thermique mesurés aux puits GPK-2, GPK-3 et GPK-4 (Cuenot et al., 2008). Les différents modes de transfert thermique supposés sont mis en légende. La zone rouge correspond à l'écart entre les profils mesurés à Soultz et le profil suivant le gradient géothermique moyen en Europe Central.

ent géothermique est de l'ordre de $110^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Classiquement, ce gradient géothermique est associé à un transfert de chaleur par diffusion et les sédiments supérieurs sont désignés comme "roche couverture" (ou "hydraulic cap-rock" en anglais) car ils isoleraient sous eux la convection hydrothermale (Pribnow et Schellschmidt 2000). Ici nous ferons la distinction entre la roche couverture hydraulique correspondant à un contraste de perméabilité et celle thermique correspond un changement de conductivité thermique.

- Dans la partie inférieure de la couverture sédimentaire, le gradient commence à progressivement diminuer puis à chuter jusqu'à moins de $10^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ dans

le socle granitique supérieur jusqu'à 3.9 km de profondeur. De nombreuses et faibles variations locales de température sont observées le long de la tendance générale du profil notamment entre 2.0 km et 3.4 km de profondeur. Classiquement, ces variations de moins de 10°C sont interprétées à une signature thermique des zones de fracture à large échelle intersectant les puits (Vidal et al., 2015 ; Evans et al., 2005).

- Dans la partie inférieure du socle granitique i.e. après 3.9 km de profondeur, le gradient géothermique se rapproche alors des valeurs attendues par le gradient géothermique moyen européen, soit environ 30°C.km⁻¹, ce qui est classiquement interprété comme régi par un régime thermique diffusif (Genter et al., 2010).

Propriétés des roches et radioactivité naturelle

Les différentes campagnes de carottage et de diagraphies aux puits EPS-1, GPK-1, GPK-2 ainsi que les relevés dans le Fossé ont permis d'obtenir les ordres de grandeur des valeurs des propriétés pétrophysiques des sédiments et granites du site de Soultz comme résumé au Tableau 1.1 (Heap et al., 2017; Griffiths et al., 2016; GeORG, 2013; Bär, 2012; Hettkamp et al., 1999; Baria et al., 1998; Rummel, 1992; Haenel, 1983). Le tableau regroupe la porosité, la masse volumique, les modules élastiques (coefficients de Poisson et module de Young), le module de Biot (compris comme l'index de la résistance au transfert thermique), capacité calorifique, conductivité thermique, perméabilité et taux de productivité de chaleur issue de la radioactivité. Les estimations des propriétés des roches sont majoritairement faites à l'échelle du laboratoire, ce qui correspond à des échantillons de taille centrimétrique voire métrique (Heap et al., 2017; Mavko et al., 2009). La question de la mise à l'échelle aura son importance dans le cadre de cette thèse, dans laquelle une démarche de modélisation numérique à l'échelle du réservoir (i.e. du kilomètre) est proposée.

Table 1.1: Ordre de grandeur typique des propriétés des roches selon : [1] Magenet et al., (2014) ; [2] Kohl et al., (2000) ; [3] GeORG (2013) ; [4] Bär (2012) ; [5] Rummel (1992) ; [6] Haenel (1983); [7] Freymark et al., (2017) ; [8] Kirk et al., (2012) ; [9] Sausse (2002) ; [10] Heap et al., (2017) ; [11] Griffiths et al., (2016) ; [12] Hettkamp et al., (1999).

Propriété (unité)	Sédiments supérieurs	Sédiments inférieurs	Granites supérieurs	Granites inférieurs
	Ordre de grandeur	Ordre de grandeur	Ordre de grandeur	Ordre de grandeur
Porosité ϕ_o (%)	3.0 ^[1] -35.0 ^[1]	2.9 ^[10] -20.7 ^[11]	0.13 ^[3] -25.55 ^[3]	0.13 ^[3] -0.8 ^[1]
Masse volumique ρ_0 (kg.m ⁻³)	2,300 ^[1] -2,600 ^[1]	2,180 ^[4] -2,660 ^[7]	2,500 ^[1] - 2,800 ^[1]	2,650 ^[6] -2,800 ^[6]
Module de Young E (GPa)	10.0 ^[1] -90.0 ^[1]	8.0 ^[1] -39.0 ^[5]	25.0 ^[9] -80.0 ^[5]	25.0 ^[9] -80.0 ^[5]
Coefficient de Poisson ν (-)	0.1 ^[9] -0.33 ^[1]	0.06 ^[1] -0.46 ^[1]	0.1 ^[9] -0.38 ^[5]	0.1 ^[9] -0.38 ^[5]
Coefficient de Biot b (-)	0.65 ^[1] -0.8 ^[1]	0.8 ^[1] -1.0 ^[1]	0.27 ^[1] -0.45 ^[1]	0.27 ^[1] -0.45 ^[1]
Capacité calorifique c_s (J.kg ⁻¹ .K ⁻¹)	800 ^[1]	800 ^[1]	800 ^[1]	800 ^[1]
Conductivité thermique λ_d (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	1.1 ^[3] -5.9 ^[3]	1.2 ^[3] -4.2 ^[3]	2.3 ^[3] - 4.3 ^[3]	2.3 ^[3] -4.3 ^[3]
Coefficient de dilatation thermique α_0 (10 ⁻⁵ K ⁻¹)	1.3 ^[8] -1.5 ^[8]	1.3 ^[8] -1.5 ^[8]	1.4 ^[1]	1.4 ^[1]
Taux de productivité de chaleur issue de la radioactivité θ_{rad} (μ W.m ⁻³)	0.1 ^[2] -1.0 ^[3]	0.5 ^[1] -1.0 ^[3]	1.0 ^[6] - 6.2 ^[5]	1.0 ^[6] -6.2 ^[5]
Perméabilité K_{int} (m ²)	1.0e-18 ^[4] -3.2e-14 ^[4]	1.0e-18 ^[11] -1.0e-13 ^[10]	1.0e-20 ^[12] -3.0e-14 ^[12]	1.0e-20 ^[12] -1.8e-15 ^[3]

Les conductivités thermiques sont estimées entre 1.1 et $5.9 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$; l'ordre de grandeur des perméabilités montre une variabilité encore plus grande entre $1.0 \times 10^{-20} \text{ m}^2$ et $3.2 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ (Hettkamp et al., 1999 ; Bär, 2012 ; GeORG, 2013 ; Griffiths et al., 2016 ; Heap et al., 2017). Les deux propriétés sont fortement influencées par les hétérogénéités liées aux changements de lithologie, aux réseaux de fractures ou aux échanges hydrothermaux dans le milieu poreux (Griffiths et al., 2016 ; Heap et al., 2017 ; Clauser et Huenges, 1995).

Les propriétés poroélastiques comme le module de Young ou le coefficient de Poisson peuvent être mesurées par des essais mécaniques avec une contrainte uniaxiale constante ou avec un chargement dynamique. Les modules élastiques évalués par le premier test sont désignés comme statiques et comme dynamiques par le second. Les modules de Young statiques pour le granite sont mesurés entre 25.0 GPa et 47.0 GPa (Rummel, 1992 ; Cornet, 2015) et ceux dynamiques sont compris entre 69.0 GPa et 80.0 GPa (Rummel, 1992 ; Sausse, 2002). Dans le cadre de notre modèle, nous nous focaliserons sur les modules élastiques statiques. Les coefficients de Poisson sont compris entre 0.1 et 0.5 pour les sédiments supérieurs et entre 0.1 et 0.38 pour le granite.

Comme développé dans la Partie 1.2.3, les taux de production de chaleur issus de la radioactivité ont été estimés entre environ 2.0 et $6.2 \mu\text{W.m}^{-3}$ pour le granite (Pribnow, 2000 ; Greckschet al., 2003) et entre 0.1 et $1.0 \mu\text{W.m}^{-3}$ pour les sédiments (Pribnow, 2000 ; Clauser et Villinger, 1990).

État de contrainte

Le champ de contrainte et son orientation ont été étudiés par de nombreuses études au cours du développement du site de Soultz (Rummel et Baumgartner, 1991 ; Tenzer, 1991 ; Cornet et al., 2007 ; Valley, 2007 ; Evans et al., 2009). L'orientation de la contrainte principale maximale suit principalement la direction Nord-Sud : environ

N175°E±30° (Cornet et al., 2007) et N169°E±14° (Evans et al., 2009 ; Valley, 2007). Elle a été estimée par l'étude de la distribution des ruptures induites par le forage (dits DITF, drilling-induced tensile fracture) aux puits EPS-1, GPK-1 et GPK-2 (Tenzer, 1991 ; Bérard et Cornet, 2003).

Les magnitudes des contraintes principales ont été déduites de l'imagerie acoustique BHTV et des diagraphies de type gamma ray aux puits EPS-1, GPK-1, GPK-2, GPK-3 et GPK-4. La figure 1.22 montre les tendances des magnitudes des contraintes principales en fonction de la profondeur (Evans, 2009).

Malgré quelques déviations locales, ces tendances sont principalement linéaires et sont extrapolées jusqu'à 5 km de profondeur. Les équations associées à ces tendances de contraintes principales avec la profondeur sont les suivantes :

$$\sigma_v = (-1.3 \pm 0.6) + (25.5 \pm 0.98) z, \quad (1.4)$$

$$\sigma_h = (-1.78 \pm 1.82) + (14.09 \pm 0.45) z, \quad (1.5)$$

$$\sigma_H = (-1.3 \pm 0.1) + (24.9 \pm 1.88) z, \quad (1.6)$$

avec $z \in [-5.35; -1.40]$, la profondeur (négative) en km. Toutes les magnitudes de contraintes principales sont en MPa. La contrainte horizontale minimale σ_h est inférieure à celle maximale σ_H , elles sont respectivement égales à environ 70 MPa et 130 MPa à 5 km de profondeur.

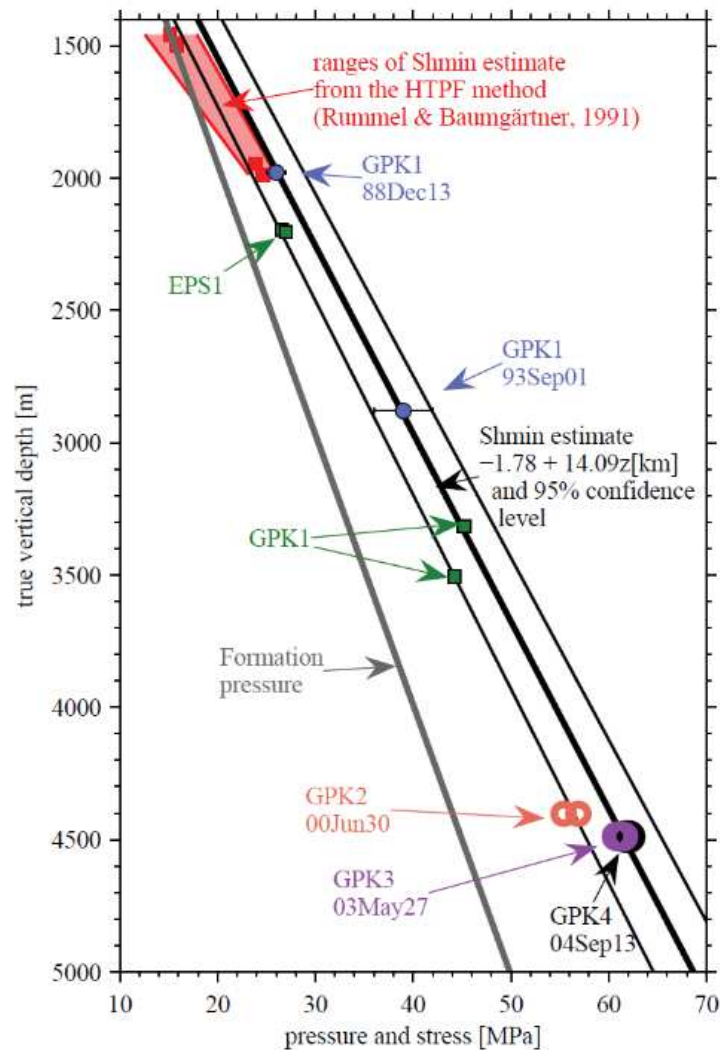


Figure 1.22: Estimations de la contrainte minimum horizontale σ_h (ou Sh_{min}) selon la profondeur obtenues après des tests d'injections à faible (ici les carrés) et large (ici les cercles) volumes (Evans, 2009).

1.5 Le projet industriel voisin de Rittershoffen

1.5.1 Présentation générale

Localisation du site et contexte tectonique

Le site de Rittershoffen est localisé à 6 kilomètres au sud-ouest du site de Soultz entre les villages de Rittershoffen et Betschdorf au Nord de l'Alsace (France) (voir la Figure 1.23). Le projet ECOGI associé au site de Rittershoffen est un projet industriel qui

a été initié en 2004. Il résulte d'un partenariat entre Électricité de Strasbourg et la société "Roquette Frères", possédant une bioraffinerie à Beinheim, à 15km du site. Le but du site de Rittershoffen est de fournir 24 MWth en puissance thermique issue d'un doublet de puits GRT-1 et GRT-2 et de la transporter à la bioraffinerie couvrant ainsi 25% du besoin énergétique de la société.

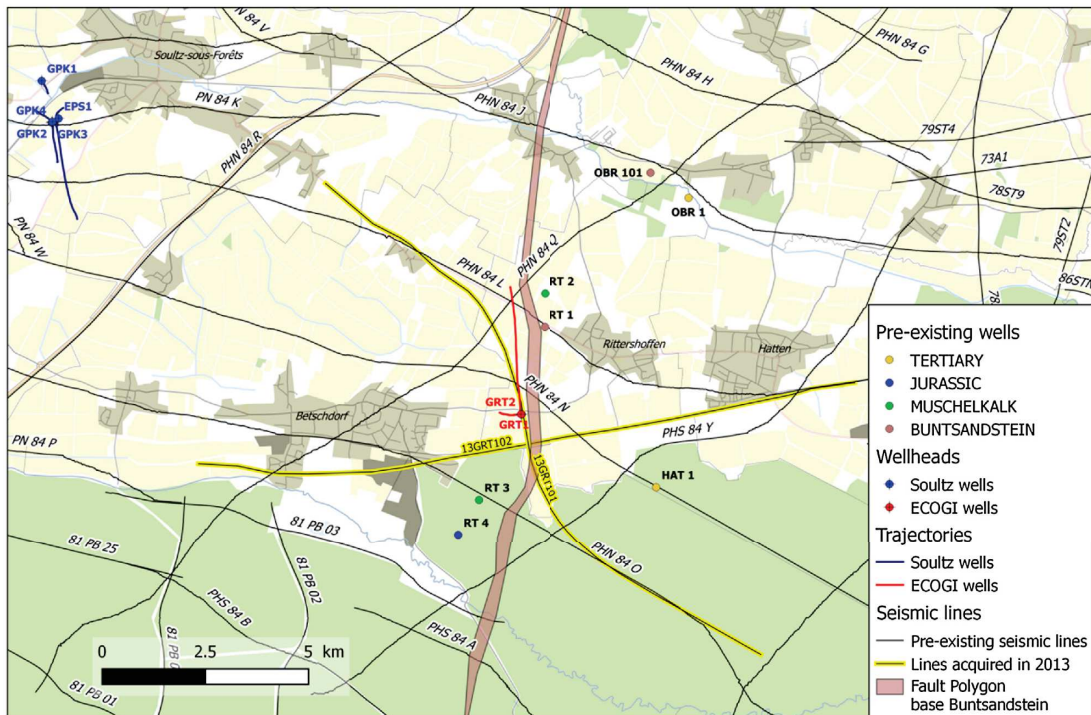


Figure 1.23: Localisation des puits de pétrole préexistants et trajectoire des puits du site de Rittershoffen. Figure adaptée de Baujard et al., (2017).

Le site est délimité par deux failles avec un pendage vers l'ouest : la faille de Rittershoffen et celle de Betschdorf (Dezayes et al., 2009) (voir la Figure 1.24). Des mesures faites dans des puits pétroliers au Nord du site (RT-1 et OBR-101) ont montré des températures de 159°C au toit des grès du Buntsandstein. Les températures sont d'environ 15°C plus fortes que celles observées au site voisin de Soultz.

L'une des explications préliminaires avancée pour expliquer des températures plus importantes a été apportée dans un modèle hydrothermal incluant à la fois le site de Soultz et de Rittershoffen (Guillou-Frottier et al., 2013). Le bloc thermique issu

de ce modèle reproduisant les deux anomalies est contrôlé au sein de ce modèle par l'inclinaison de l'interface socle-sédiments et la variation en fonction de la profondeur de la perméabilité.

Cependant, nous verrons plus en détail dans notre modélisation numérique de la circulation hydrothermale dans le site de Rittershoffen que le rôle des failles majeures sur la circulation hydrothermale est apparemment relativement faible.

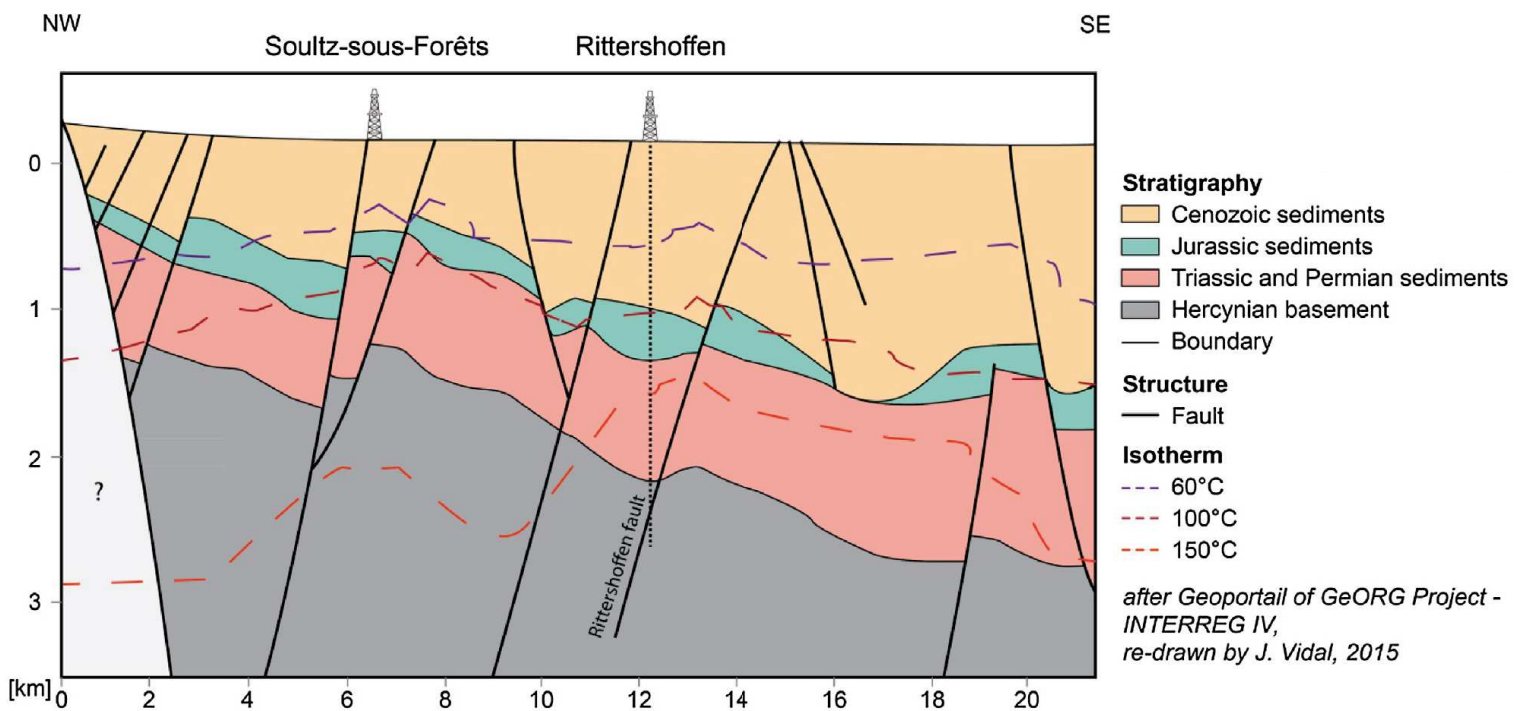


Figure 1.24: Modèle conceptuel des réservoirs de Sultz et Rittershoffen sous forme de coupe verticale Nord-Ouest/Sud-Est avec le réseau de failles associé. Le trait vertical en tirets correspond à la trajectoire du puits GRT-1 intersectant la faille de Rittershoffen. Figure adaptée de Baujard et al., (2017).

Historique de l'exploitation géothermique

Les différentes étapes du développement du projet ECOGI de Rittershoffen sont résumées en Figure 1.25 :

- fin 2012 : début de la phase d'exploration avec le forage du premier puits

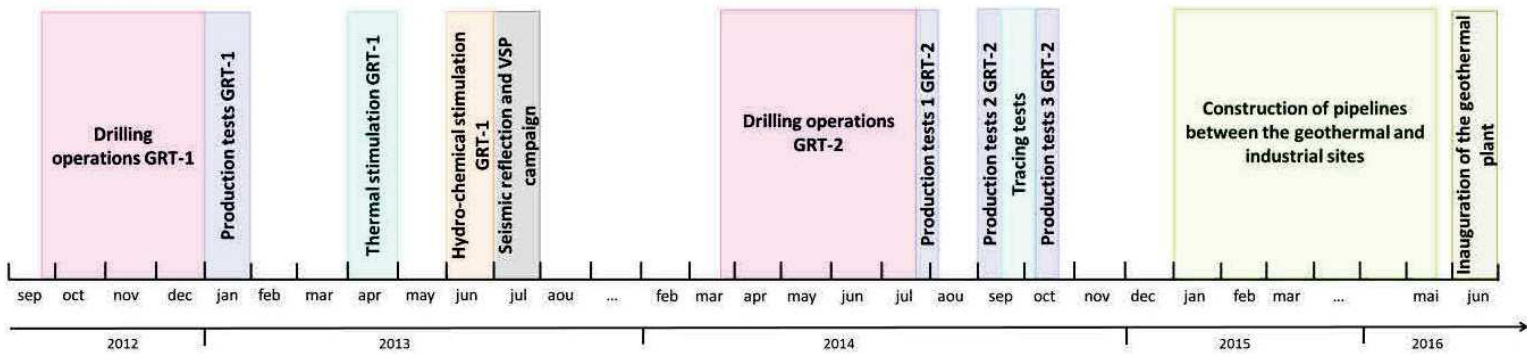


Figure 1.25: Principales phases d'initiation et de développement du site ECOGI de Rittershoffen. Figure adaptée de la thèse de Jeanne Vidal.

GRT-1 entre septembre et décembre 2012. Le puits GRT-1 légèrement dévié à l'Ouest intersecte la faille de Rittershoffen à 2.4 km de profondeur à l'interface sédiments-socle (voir la Figure 1.26). Il se prolonge jusqu'à une profondeur de 2.58 km MD de profondeur (Baujard et al., 2017).

- 2013 : premiers tests de production et de stimulations thermique et chimique du puits GRT-1 respectivement en janvier et avril-juin 2013. Les stimulations thermique et chimique ont en effet été nécessaires pour améliorer l'injectivité du forage au départ insuffisante pour une circulation au sein d'un doublet (Vidal et al., 2016).
- 2014 : forage du second puits GRT-2 entre mars et juillet 2014. Le puits atteint la profondeur de 3.2 km MD (Baujard et al., 2017). Le puits est quasi-vertical jusqu'à environ 1.2 km MD de profondeur puis s'incline de 37° se dirigeant vers le Nord (voir la Figure 1.26). En fond de puits, les deux puits sont séparés par une distance d'environ 1.2 km.
- 2015-2016 : cette période a été consacrée à la construction de l'équipement du site en surface notamment d'un échangeur sur le site et d'un transport jusqu'à Beinheim par un jeu de conduites sur plus de 15 km. Les travaux se sont terminés en mai 2016 permettant l'inauguration du site de Rittershoffen en juin

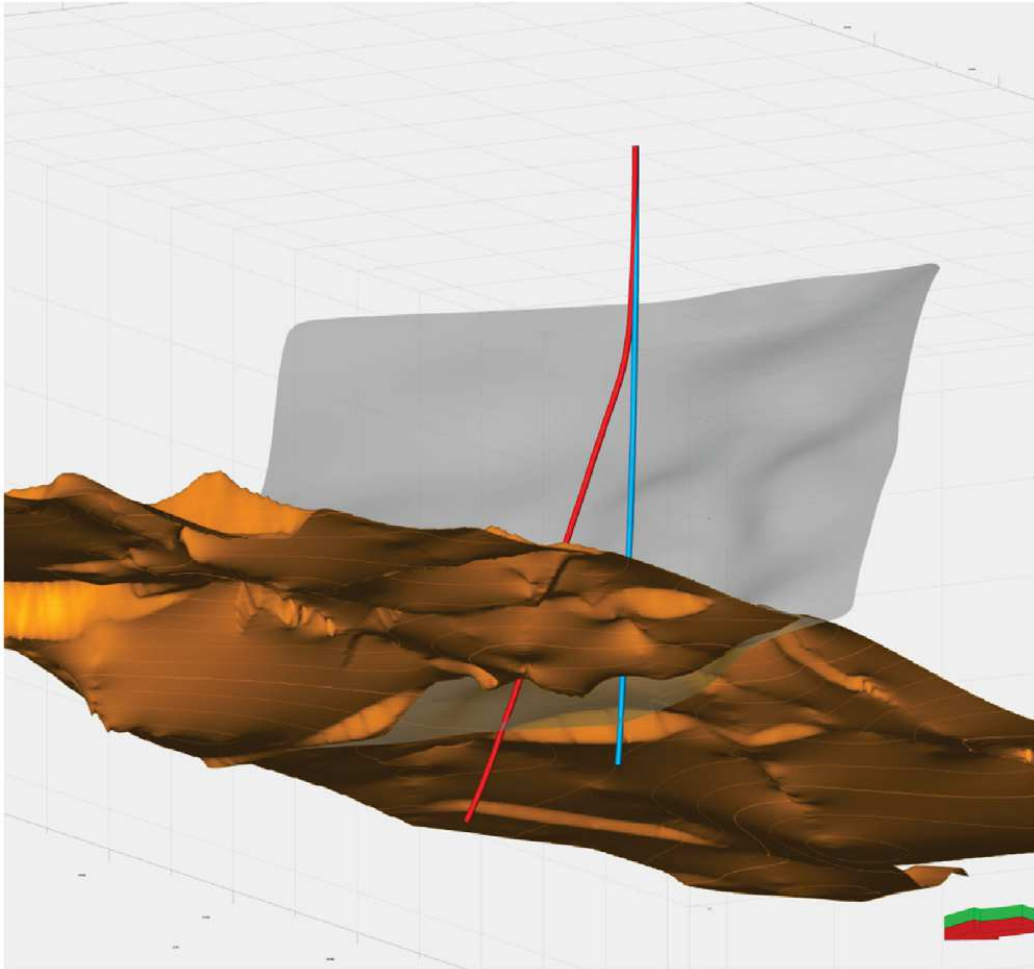


Figure 1.26: Visualisation 3D à partir des données sismiques et de puits de la faille de Rittershoffen (en surface grise) ; les puits GRT-1 (en bleu) et GRT-2 (en rouge) ; l'interface sédiments-socle (en surface orange). La flèche indique la direction du Nord géographique. Figure adaptée de Baujard et al., (2017).

2016.

1.5.2 Géologie du site

Description des sédiments et du socle granitique

La Figure 1.27 représente la chrono-stratigraphie réalisée par Coralie Aichholzer au puits GRT-1 comparée à celles des puits GPK-1 et GPK-2 (Aichholzer et al. 2016). La couverture sédimentaire est d'une épaisseur de 2.2 km et non 1.4 km comme au

site voisin de Soultz. Hormis cela, la couverture sédimentaire est similaire à celle de Soultz en terme de composition des couches mais leurs épaisseurs diffèrent. L'érosion est moins importante à Rittershoffen qu'à Soultz. Le complexe du Plio-Quaternaire est plus épais de 530 mètres par rapport à Soultz. Due à la plus faible érosion, des formations sont présentes dans la couverture sédimentaire à Rittershoffen et non à Soultz : (i) des dépôts marins et lacustres dits "Série Grise" ; (ii) la partie supérieure des " Couches du Pechelbronn". La Zone Dolomitique et les sédiments du Triassique sont également d'épaisseurs plus importantes à Rittershoffen.

Par l'étude des carottes et l'imagerie de paroi acoustique du puits GRT-1, l'épaisseur de la partie supérieure du socle granitique a été estimée jusqu'à 2.5 km de profondeur (Vidal et al. 2017 ; Vidal et al., 2016 ; Dezayes et al., 2013). La Figure 1.28 illustre les trois parties du socle granitique supérieur :

- un granite rougeâtre oxydé par les phénomènes d'altération-érosion entre 2.2 km et environ 2.25 km de profondeur similaire à celui de Soultz proche de l'interface avec les sédiments avec une très forte densité de fractures de 2.51 fractures par mètre (Vidal et al., 2016).
- un granite fortement altéré par une paléo-circulation de saumure jusqu'à environ 2.38 km de profondeur et avec une densité de fractures d'environ 0.9 fractures par mètre (Dezayes et al. 2013 ; Vidal et al., 2016).
- après 2.38 km de profondeur, un granite faiblement altéré à grains fins avec une densité moyenne de fractures d'environ 0.35 fractures par mètre (Vidal et al., 2016).

Après la fin des sections ouvertes des puits, la composition et la structure du socle granitique sont supposées être similaires à celles du site voisin de Soultz dans le cadre de notre étude numérique. Ces granites sont tous équivalents de ce qu'on considère

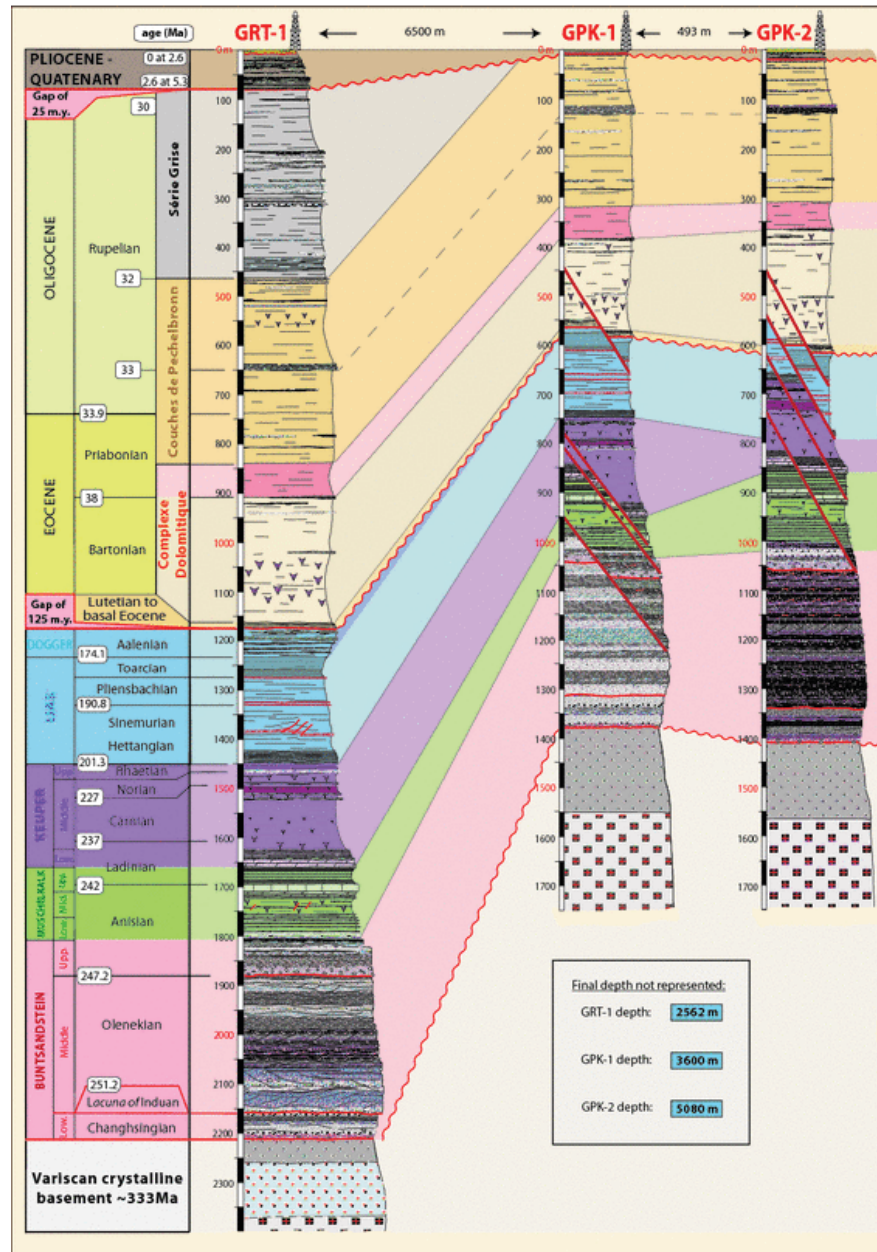


Figure 1.27: Log complet chrono-stratigraphique montrant l'ensemble des formations géologiques identifiées au puits GRT-1 comparées à celles issues des puits GPK-1 et GPK-2 du site voisin de Soultz. Figure adaptée de Aichholzer et al., (2016).

les granites supérieurs dans le site de Soultz. Le granite rougeâtre et celui fortement altéré est équivalent à la couche en contact avec la couche sédimentaire à Soultz (Aichholzer et al., 2016). Le granite fortement altéré est équivalent à celui traversé par la circulation hydrothermale dans le réservoir de Soultz (Dezayes et al., 2005).

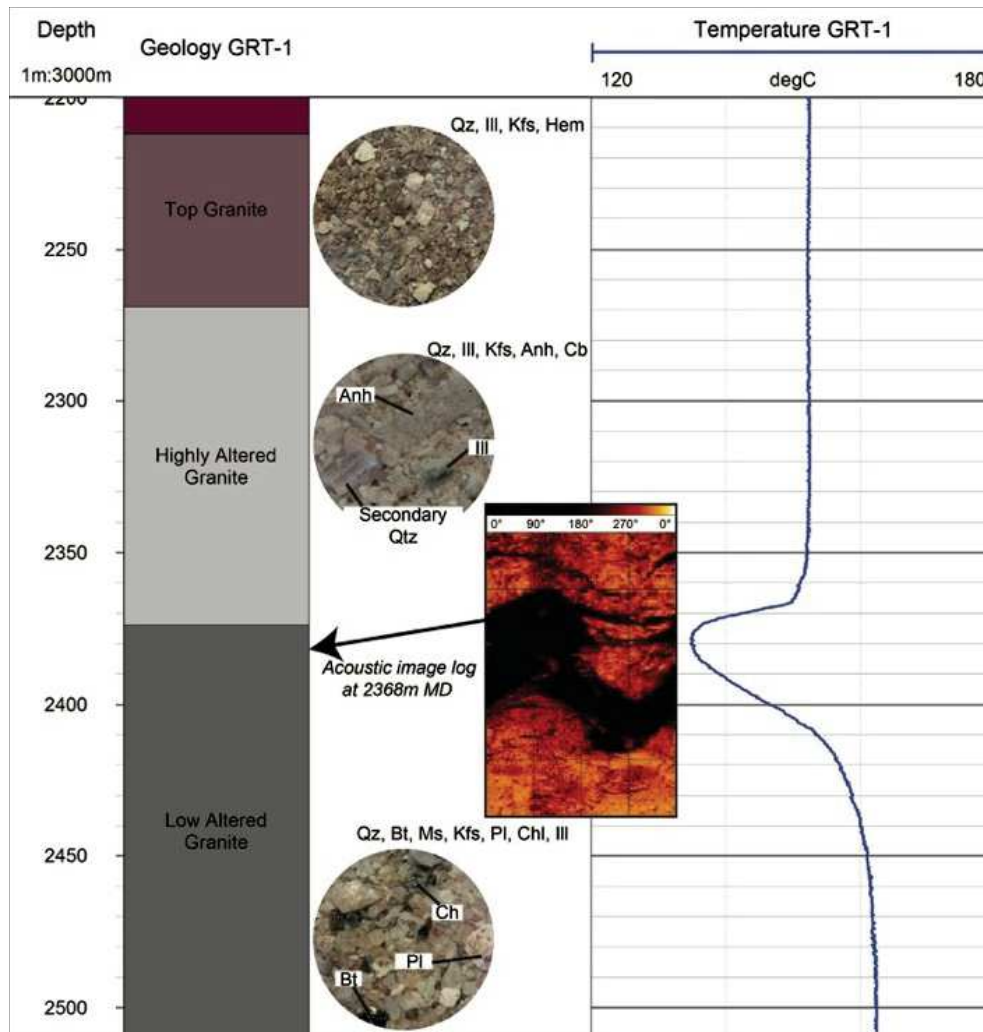


Figure 1.28: A gauche : modèle conceptuel de la géologie du socle granitique supérieur au site de Rittershoffen et les carottes et débris de forages mesurés au puits GRT-1. A droite : log de température observé au puits GRT-1. Figure adaptée de Vidal et al., (2017).

Le granite faiblement altéré correspond au faciès de monzo-granite porphyritique dit "standard" dans Soultz.

Ceci suppose que, jusqu'à 3.9 km de profondeur, le socle est composé d'un monzo-granite porphyritique mégacristallin à base de feldspath potassique puis à des profondeurs plus importantes, d'un granite enrichi en biotite et amphibole et d'un leuco-granite à deux micas (Dezayes et al., 2005 ; Dezayes et al., 2010).

Description des réseaux de fractures et des failles à grande échelle

Des zones de fractures ont été détectées dans les sédiments par l'imagerie de paroi acoustique dans le puits GRT-1 dans les sédiments du Triassique notamment les calcaires et dolomites marno-calcaire du Muschelkalk et le grès du Buntsandstein (Vidal et al., 2016 ; Dezayes et al., 2013). Les zones de fracture dans les formations du Muschelkalk sont orientées N175-40°E et pendent vers l'Ouest (Vidal et al., 2017). Dans le grès du Buntsandstein, les fractures sont orientées N40°E et pendent également vers l'Ouest. La densité de fractures dans les sédiments du Triassique augmente avec la profondeur passant de 0.16 à 0.95 fractures par mètre. Elle est en moyenne de 0.24 fractures par mètre au puits GRT-1 et 0.41 fractures par mètre au puits GRT-2 (Vidal et al., 2016). Les imageries de paroi acoustique ainsi que les analyses géochimiques ont aussi permis d'identifier les zones de fractures à petite échelle dans le socle granitique supérieur (Vidal et al. 2016 ; Dezayes et al. 2014 ; Vidal et al. 2017). Les zones de fractures sont orientées majoritairement selon la direction N15-20°E avec un pendage de 80° en GRT-1. Parmi onze zones de fracture identifiées dans le socle granitique, quatre sont dites perméables à la circulation hydrothermale, les autres ont été notamment scellés après altération (Vidal et al., 2016). Ces zones de fractures ont la même orientation que celles du site de Soultz et sont donc parallèles à l'orientation régionale du champ de contrainte (Vidal et al., 2017). Le réseau de fractures à petite échelle, étroitement liées entre elles, est recoupé par des failles majeures à large échelle telle que la faille de Rittershoffen (voir la Figure 1.26). Plusieurs valeurs de pendage de la faille de Rittershoffen sont identifiées selon la méthode de mesure choisie :

- 45° d'après la construction d'un modèle géologique 3D à l'échelle du réservoir à partir de données de puits et de sismique-réflexion (Baujard et al., 2017).
- 74° d'après le plan corrélant la direction de propagation du nuage de sismicité

induite lors des opérations de stimulation des puits (Lengliné et al., 2017 ; Maurer et al., 2015).

- 83° d'après les mesures de paroi acoustique à petite échelle (Vidal et al. 2016).

La différence entre ces pendages peut être expliquée par la différence des échelles de mesure entre un modèle construit sur une distance de 5 km et des diagraphies réalisées à une échelle d'environ 0.2 m. Ces différences peuvent résulter également des erreurs sur le modèle de vitesse lors de la migration sismique.

La faille de Rittershoffen est supposée avoir un rôle majeur sur la circulation hydrothermale dans le réservoir et l'anomalie thermique associée (Vidal et al., 2017 ; Baujard et al., 2017). La faille de Rittershoffen est orientée selon la direction Nord-Sud et s'étend de la surface jusqu'à 3.5 km de profondeur (GeORG, 2013) avec une épaisseur d'environ 40 mètres (Baujard et al. 2016). La perméabilité de la faille est estimée à $5.34 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ d'après les tests hydrauliques effectués à Rittershoffen (Baujard et al., 2017).

1.5.3 Aspects thermiques

Description des mesures aux puits de température

La Figure 1.29 représente les profils température-profondeur observés aux puits GRT-1 et GRT-2 (Baujard et al. 2017). Comme pour les profils observés à Soultz, une tendance commune se dessine entre les deux puits, commentée ici en deux items :

- Le profil température-profondeur est quasi-linéaire avec un gradient géothermique presque constant de 85°C.km^{-1} jusqu'à environ 1.65 km de profondeur. Cette profondeur correspond au toit des calcaires et dolomites marno-calcaires du Muschelkalk. Le gradient thermique est légèrement plus faible que celui observé au site de Soultz.

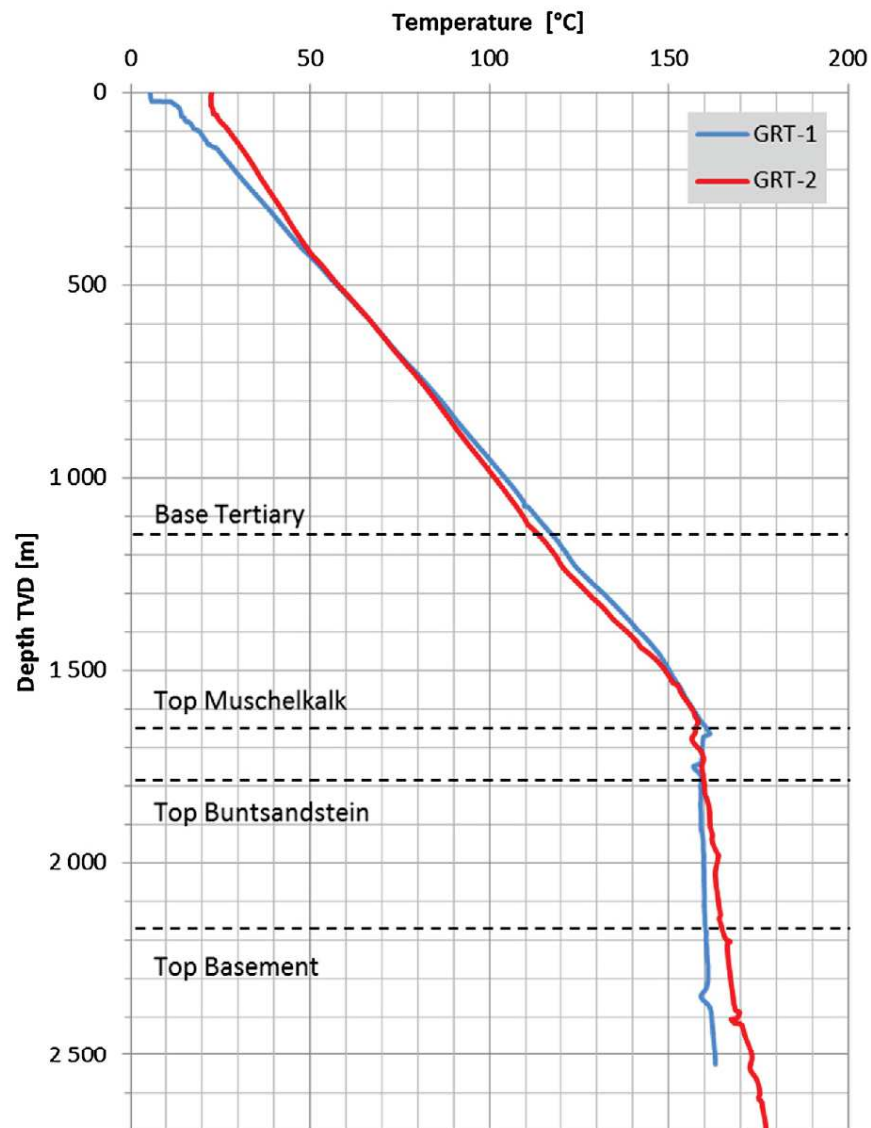


Figure 1.29: Profils observés température-profondeur à l'état d'équilibre thermique aux puits GRT-1 et GRT-2, superposés aux interfaces géologiques (Baujard et al. 2017).

- Après 1.65 km de profondeur, le gradient géothermique chute brusquement à une valeur approximative de $3^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ pour le puits GRT-1 et à $18^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ pour GRT-2. Jusqu'en fond de puits, des perturbations locales sont visibles sur les deux profils de température notamment de l'ordre de 10°C à 2.3 km de profondeur. D'ordre de grandeur relativement importantes, elles sont interprétées

comme des indicateurs thermiques d'une circulation de saumure à travers des zones de fractures intersectant les puits (Vidal et al., 2017). La mesure de la température selon la profondeur au puits GRT-2 n'aurait pas été réalisée à un équilibre thermique complet ce qui expliquerait la différence de gradient géothermique entre GRT-1 et GRT-2 (Baujard et al., 2016).

Convection hydrothermale

Le gradient géothermique jusqu'à 1.65 km ainsi que la brusque transition au toit des formations du Muschelkalk ont été interprétés comme liés à un changement d'un transfert de chaleur par diffusion à un par convection en dessous des formations (Baujard et al., 2017). A noter, cette rupture n'est pas observée sur les profils thermiques de Soultz notamment pour GPK-2. L'analyse géochimique révèle qu'une importante circulation de saumure *in situ* a lieu entre les puits bien que la connexion soit plus faible que celle observée à Soultz (Dezayes et al. 2014; Sanjuan 2016). La saumure analysée montre une salinité, un pH ainsi qu'une composition chimique très similaire à celle de Soultz (voir la Partie 1.2.3 pour plus de détails sur les caractéristiques de la saumure *in situ*).

1.5.4 Hypothèses majeures

Comportements mécanique et thermique du réservoir

Le site de Rittershoffen faisant partie d'un projet industriel et étant relativement récent, le jeu de données est important mais plus limité comparé à celui du site de référence de Soultz. C'est pourquoi de nombreuses hypothèses sont posées concernant la composition et le comportement du réservoir. Concernant le champ de contrainte, l'orientation de la composante maximale horizontale a été étudiée à partir de l'imagerie des zones de fractures en tension lors du forage (Hehn et al., 2016; Azzola et al.,

2019). Elle est comprise entre N160°E à 170°E dans le socle granitique et apparaît donc comme très similaire à l'orientation mesurée au site de Soultz (Evans et al., 2009 ; Valley, 2007 ; Cornet et al., 2007). Les valeurs des composantes de la contrainte n'ont pas cependant été mesurées. Nous supposons donc que l'état de contrainte de Rittershoffen suit les mêmes lois que celles décrites pour le site voisin de Soultz (voir Equation 1.4).

Il n'existe pas de mesures directes de la température dans le socle granitique après les fonds des puits GRT-1 et GRT-2 (Baujard et al., 2017). Les observations au site voisin de Soultz montrent que le gradient géothermique se rapproche de la valeur moyenne européenne de $30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (voir la Partie 1.4.2). Nous supposons donc qu'à l'instar du site de Soultz, après 3.9 km de profondeur, le régime thermique du socle est *a priori* majoritairement régi par un transport de chaleur par diffusion. Des modèles thermiques au niveau régional permettent de procéder à une extrapolation des isothermes à Rittershoffen (Freyark et al., 2017 ; GeORG, 2013). Comme l'illustre la carte en Figure 1.9c, la température dans le socle granitique inférieur (i.e. à environ 5 km de profondeur) est très similaire entre les sites de Soultz et Rittershoffen (Freyark et al., 2017).

Propriétés des roches et distribution de la radioactivité

Des mesures en laboratoire pétrophysiques sur des carottes extraites des puits GRT-1 et GRT-2 ne sont pas encore réalisées, ni publiées (Heap et al., 2017; Kushnir et al., 2018). Nous supposons alors que les propriétés des roches du réservoir de Rittershoffen sont *a priori* les mêmes que celles décrites dans le Tableau 1.1 pour le site de Soultz. Une grande variabilité des propriétés des roches est constatée en particulier pour la perméabilité et la conductivité thermique. Les perméabilités sont comprises entre $1.0 \times 10^{-20} \text{ m}^2$ et l'ordre de grandeur de variation des conductivités thermiques est entre $3.2 \times 10^{-12} \text{ m}^2$, et 1.1 et $5.9 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Hettkamp et al. 1999;

Kohl 2000; Bar 2012; GeORG 2013; Magenet et al. 2014; Griffiths et al. 2016; Heap et al. 2017). Ceci laisse à supposer que les valeurs des propriétés de roche mesurables sur le site voisin de Rittershoffen sont inclus dans ces larges ordres de grandeur. Il en va de même pour la radioactivité des roches de Rittershoffen qui est supposée être la même que celle des roches de Soultz. Cette hypothèse est d'autant plus valable que nous supposons qu'après le fond de puits, le socle granitique (contribuant le plus à la radioactivité du site) est identique à celui identifié au site voisin de Soultz. Ceci correspond, pour rappel, à des taux de production de chaleur issus de la radioactivité entre environ 2.0 et 6.2 $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ pour le granite (Pribnow, 2000 ; Greckschet al., 2003) et entre 0.1 et 1.0 $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ pour les sédiments (Pribnow, 2000 ; Clauser et Villinger, 1990).

Chapitre 2

Méthodologie

Dans ce deuxième chapitre, le contexte et la méthodologie de notre approche numérique sont détaillés. Dans une première partie est présenté un état de l'art des différentes approches de modélisation existantes pour l'étude de réservoirs géothermiques profonds dans le Fossé Rhénan. La seconde partie est consacrée à la présentation de la modélisation numérique spécifique utilisée durant cette thèse. La troisième partie développe l'approche directe de modélisation basée sur une méthode en éléments finis. Dans la quatrième partie, le principe de "back-analysis" proposé pour étudier les anomalies thermiques de Soultz et Rittershoffen est présenté.

2.1 État de l'art des modélisations

2.1.1 Classification des modèles selon les processus physiques étudiés

Différentes types de classification

Différentes synthèses bibliographiques et états de l'art de modélisations numériques d'écoulement dans un milieu poreux appliquées aux réservoirs géothermiques ont d'ores et déjà été proposées (Willis-Richards et Wallroth 1995; Baujard, 2006; Franco et Vaccaro 2014). Chaque état de l'art ou synthèse s'articule autour d'une problématique ou thématique particulière que les auteurs souhaitent aborder avec comme exemple :

- La synthèse bibliographique proposée par Franco et Vaccaro (2014) lie l'approche numérique choisie avec le type de réservoir géothermique que l'on cherche à étudier. Les sites de géothermie à haute énergie peuvent se baser sur différents types d'exploitation : (i) de la phase vapeur à faible profondeur (environ 100m) comme le site de Larderello; (ii) d'une saumure liquide en profondeur (environ 5000m) dans les réservoirs HDR du Fossé Rhéna tel que Soultz. Le solveur numérique, les conditions aux limites ainsi que le paramétrage thermophysique vont être affectés par le type d'exploitation géothermique étudié. Concernant le Fossé Rhéna, seuls les réservoirs géothermiques profonds sont considérés. La géométrie du réseau de fractures et la dimension du réservoir géothermique pourraient potentiellement influencer la description du milieu fracturé et les propriétés pétrophysiques dans l'approche numérique choisie. Selon cet état de l'art, la connaissance des caractéristiques du site et de l'exploitation géothermique permet seule de paramétrer le modèle numérique.
- Dans la classification proposée par Willis-Richards et Wallroth (1995), la distinction est faite entre les approches de modélisation illustrées en Figure 2.1 dites :

(i) "abstraite", basée sur une géométrie du milieu fracturé simple, sur une description détaillée des processus physico-chimiques (Figure 2.1a) ; (ii) "réduite", la géométrie du milieu fracturé est décrite comme une simple fracture en unidimensionnelle ou une grille de fractures régulières en bi- et tri-dimensions. La description des processus physico-chimiques est couramment simplifiée ; (iii) "réaliste", les fractures du réseau sont décrites selon leur taille et orientation dans le milieu poreux de manière déterministe ou selon une distribution stochastique. La description de la physique de l'écoulement dans le milieu fracturé est généralement très simplifiée.

- L'état de l'art présenté dans le cadre de la thèse de Baujard (2006) se focalise principalement sur la description de la géométrie d'un milieu fracturé. Les différentes approches se distinguent selon la taille du VER (Volume Élémentaire Représentatif) (Marsily, 1981) : (i) la description du milieu fracturé est dite continue si la taille du VER est inférieure de plusieurs ordres de grandeur à celle du système étudié. L'approche continue comprend le milieu poreux équivalent (MPE), la double porosité, la description stochastique ; (ii) la description est discrète ou discontinue si la taille du VER est au contraire similaire à celle du système. L'approche discontinue regroupe la description fractale, stochastique ou déterministe du réseau de fractures ou bien l'étude d'une unique fracture.

Logique des composantes dites "building blocks"

Ces différents états de l'art enseignent que toute méthode numérique considérée pour l'étude d'une anomalie thermique est contrainte par les caractéristiques géométriques et physiques du réservoir (Franco et Vaccaro, 2014), la complexité du phénomène physico-chimique (Willis-Richards et Wallroth, 1995) et la description du milieu fracturé (Baujard, 2006). Inspiré par la classification de Willis-Richards et Wallroth

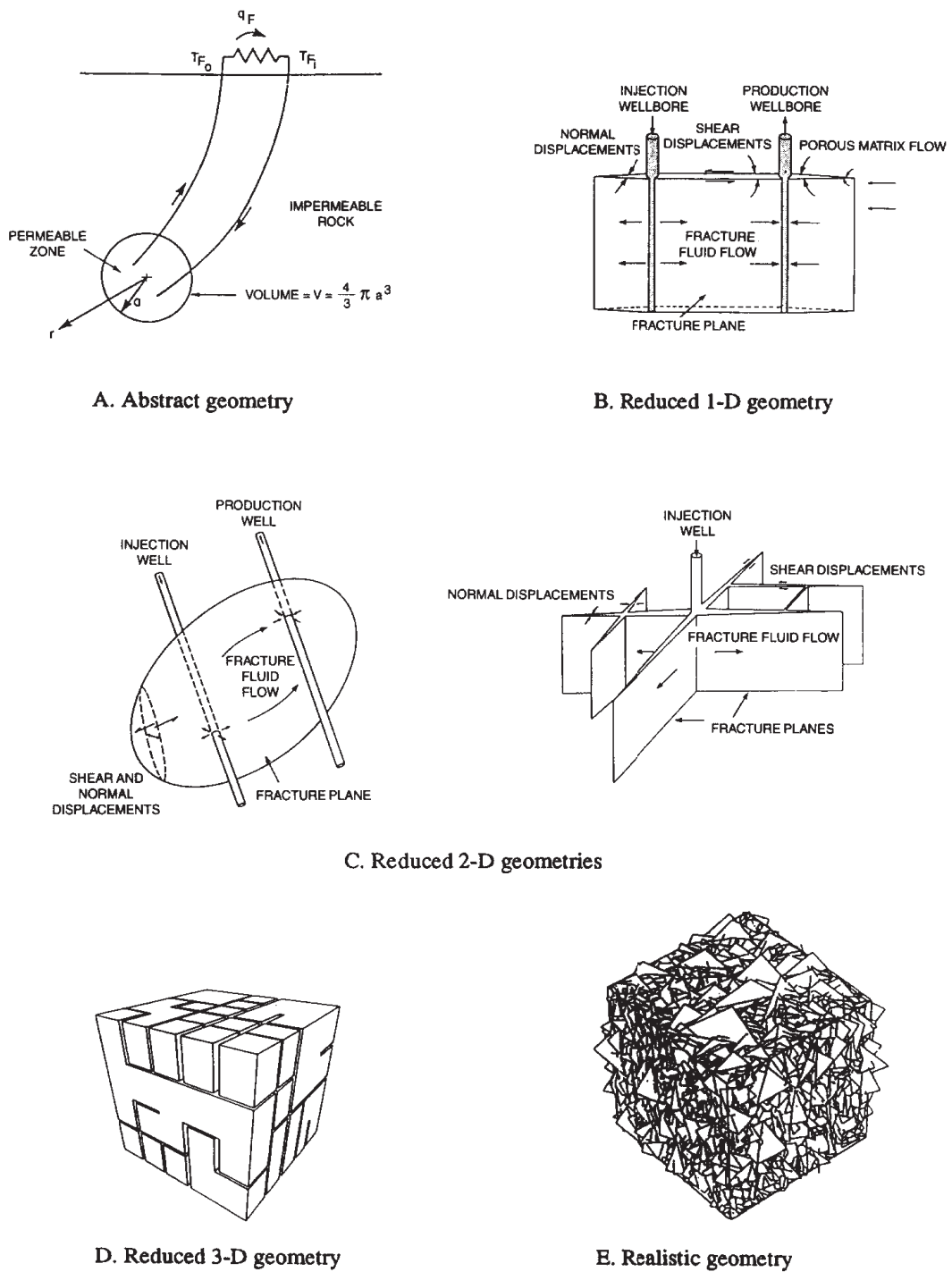


Figure 2.1: Schématisation d'approches numériques dites : A. "abstraite" ; B. C. D. "réduite" selon, respectivement, des représentations uni-, bi-, et tri-dimensionnelles ; E. "réaliste". Extraite de Willis-Richards et Wallroth (1995).

(1995), nous proposons une synthèse des modélisations numériques d'écoulement dans un milieu poreux appliquées aux réservoirs géothermiques du Fossé Rhéna selon une logique dite de "building blocks" (ou "composantes" en français). Notre synthèse bibliographique considère les questions scientifiques suivantes pour chaque modélisation numérique :

- quel phénomène physique est étudié ?
- comment est-il résolu numériquement ?
- à quelles caractéristiques géométriques et physiques du réservoir et/ou d'exploitation applique-t-on ?

Pour répondre une à une à ces interrogations, des familles d'études numériques sont définies selon le type de phénomène physique étudié. Ces familles sont nommées "building blocks" ou "composantes". Pour chaque building block, les études numériques sont classifiées selon les conditions d'exploitation du réservoir. Plusieurs aspects numériques principaux de la modélisation sont alors identifiés :

- le type de résolution du système d'équations gouvernant le processus physico-chimique. La résolution peut être analytique, numérique ou également incluse dans un problème d'inversion.
- en cas de résolution numérique, le type d'approche de résolution. Elle peut être en différences finies, éléments finis et volumes finis avec différentes discrétisations temporelles et spatiales et schémas de résolutions (explicite, implicite, IMPES (une méthode mixte dont l'acronyme en anglais signifie Implicit Pressure Explicit Saturation)...).
- les conditions initiales thermique, mécanique, hydraulique et/ou chimique et les conditions aux limites pouvant être de type Dirichlet (selon laquelle les champs

de déplacement tels que les températures et pressions sont imposés à la limite) ou Neumann (selon laquelle le flux est imposé à la limite).

Plusieurs caractéristiques du réservoir géothermique étudié sont également prises en compte pour chaque building block :

- le domaine d'étude. Il peut être dans un contexte purement théorique ou appliqué à un domaine réaliste tel que Soultz-sous-Forêts, autre réservoir géothermique ou autre domaine d'application.
- le type de données reproduites. Il peut s'agir de données de puits incluant des logs de température, de pression ou de débit ; des données géophysiques telles que le suivi des événements dans le réservoir ou les anomalies gravimétriques mesurées en surface.
- l'état du réservoir. L'étude peut se focaliser sur une exploitation d'un réservoir géothermique ou bien sur la caractérisation de son état naturel.

2.1.2 Building blocks considérés dans l'état de l'art

Description du réseau de fractures déterministe ou stochastique

La première famille de modèles définie se focalise sur la description de la complexité de la géométrie du milieu fracturé et non sur les processus physico-chimiques du réservoir. Cette famille est équivalente aux modèles dits "réalistes" mis en évidence selon Willis-Richards et Wallroth (1995). Deux sous-composantes sont décrites dans cette famille :

- la description du réseau de fractures peut être déterministe (Kohl et Mégel 2007 ; Gentier et al., 2005 ; Willis-Richards et al., 1996; Kohl et Hopkirk, 1996; Watanabe et Takahashi , 1991).

- la définition des fractures notamment leur orientation et taille dans le milieu poreux est gouvernée partiellement ou entièrement par une distribution stochastique (Baujard et Bruel, 2006; Baujard 2006; Cacas et al., 1990).

Pour la description déterministe, le modèle de réservoir inclut un ensemble de fractures à une échelle non négligeable par rapport au volume élémentaire représentatif (le plus petit volume pour définir la moyenne d'une propriété physique) comme décrit en Figure 2.2a. Les connaissances structurales, notamment pour le site de Soultz, permettent de construire le réseau de fractures en décrivant leurs orientations, extensions, positions et ouvertures et la connectivité du réseau (Gentier et al., 2005). La perméabilité du réseau est déduite de l'intra-connectivité et l'ouverture des ensembles de fractures. Le système d'équations gouvernant l'écoulement est résolu numériquement pour déterminer les distributions de charge hydraulique locale (Willis-Richards et al., 1996; Watanabe et Takahashi, 1991). Les modèles basés sur une description déterministe étudient en priorité les processus mécaniques et hydrauliques avec un couplage faible entre eux. Cette approche est appliquée pour la reproduction des données d'exploitation telles que les mesures de débit, de pression aux puits ou bien des données de micro-sismicité (voir Figure 2.2c) mais elles sont simulées pour des exploitations au court terme de l'ordre de l'heure ou du jour (Kohl et Mégel 2007; Gentier et al., 2005).

Pour les approches stochastiques, la géométrie du réseau de fractures à l'échelle non négligeable par rapport au VER, est définie par des descriptions statistiques des propriétés géométriques telles que l'orientation, l'extension, la position et l'ouverture des fractures. Dans ces modèles, les fractures peuvent être représentées par des objets circulaires tels que des disques comme illustré en Figure 2.2b (Cacas et al., 1990). Les propriétés pétrophysiques du milieu fracturé telles que la perméabilité suivent des distributions statistiques comme celle dite log-normale basée sur des mesures expérimentales. L'écoulement peut se concevoir de façon unidimensionnelle à travers

des "chenaux" reliant les centres des fractures connectés entre eux (Cacas et al., 1990). Les modèles appliqués à Soultz ont généralement considéré des conditions aux limites imperméables avec un milieu poreux supposé isotherme (Baujard et Bruel, 2006; Baujard 2006; Cacas et al., 1990). Les conditions d'application et le type de processus physiques étudiés sont similaires à ceux de l'approche purement déterministe. Les données d'exploitation, comme le suivi du débit, de la pression aux puits ou bien des données de micro-sismicité, sont simulés sur des courtes périodes (voir Figure 2.2d). L'avantage de cette approche par rapport à celle précédente concerne un gain de temps de calcul puisque moins de paramètres sont mis en place pour décrire la totalité du réseau complexe de fractures.

Étude des couplages des processus chimico-physiques (dits THMC)

La première famille de modèles se focalise sur une description complète des réseaux de fractures par rapport à l'étude de processus physiques complexes. A l'inverse, la seconde famille propose une analyse plus poussée des interactions entre les procédés physico-chimiques. La description du milieu fracturé est par contre simplifiée par rapport aux approches précédentes. La deuxième famille de modèles se rapproche des modélisations dites "abstraites", représentant une géométrie du réseau de fractures simple et se focalisant sur l'étude de la complexité de la physique de la circulation hydro-thermale (Willis-Richards et Wallroth, 1995).

Pour étudier la circulation naturelle dans un réservoir géothermique profond, les modèles se sont, dans un premier temps, intéressés au couplage hydro-thermal, dits TH (Bächler et al., 2003; Clauser et al., 2002; Tournier et al., 2000; Clauser et Villinger, 1990; Murphy, 1979). Les problèmes d'écoulement étudiés prennent en compte la contribution de la convection, notamment en incluant la dépendance de la densité du fluide avec la température. La résolution de la convection hydrothermale à travers une faille verticale s'est tout d'abord fait de manière analytique dans les travaux

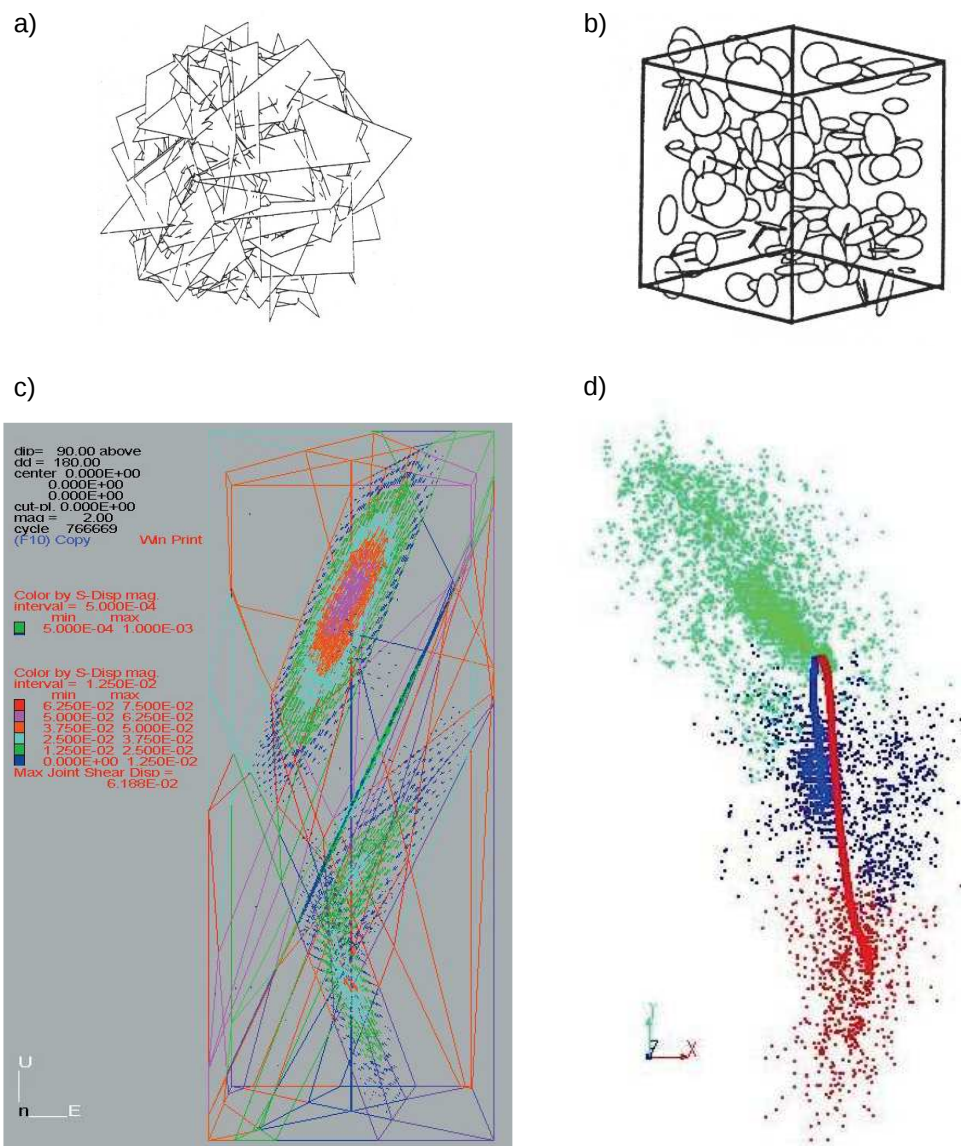


Figure 2.2: Schématisation des modèles focalisés sur la description du réseau de fractures par des approches déterministe ou stochastique : a) modèle conceptuel de la description déterministe du réseau de fractures; b) modèle conceptuel de la description stochastique du réseau de fractures décrits comme des disques circulaires; a) et b) sont adaptés de Baujard, 2006) ; c) exemple de simulation de la distribution spatiale des déplacements mécaniques en cisaillement à partir d'un modèle déterministe (Gentier et al., 2005) ; d) exemple de simulation de la distribution spatiale du cisaillement après stimulation du puits GPK-2 à partir d'un modèle majoritairement stochastique (Baujard et Bruel, 2006).

de Murphy (1979). Des approches numériques ont été ensuite appliquées aux conditions tectoniques du Fossé Rhénan par des méthodes à différences finies ou éléments

finis (Tournier et al., 2000; Bächler et al., 2003). Les conditions aux limites sont similaires pour la plupart des modèles TH, la température est imposée en surface du réservoir et le flux thermique est fixé en bas. Le flux thermique entre la zone fracturée et le reste du milieu poreux est considéré comme nul (Tournier et al., 2000; Bächler et al., 2003). Initialement, le champ de température est en général spatialement perturbé par l'ajout d'un terme convectif. Pour l'étude des écoulements incluant la convection hydrothermale, une description simplifiée du milieu fracturé est considérée : (i) avec un modèle à fracture unique (Murphy, 1979 ; Tournier et al., 2000) ; (ii) avec un milieu continu équivalent déterministe (Clauser et Villinger, 1990; Clauser et al., 2002; Bächler et al., 2003). Les données reproduites par cette famille de modèles correspondent à des données en dehors des phases d'exploitation géothermique afin de considérer l'état "naturel" du réservoir. Ceci regroupe des relevés de niveaux piézométriques, de températures aux puits ou de flux thermique en proche surface. Ces modèles ont permis notamment de mettre en évidence l'importance de propriétés physiques telles que la perméabilité du milieu fracturé afin d'expliquer la mise en place de l'hydrothermalisme (Clauser et al., 2002; Bächler et al., 2003).

Au delà de l'étude de la circulation hydrothermale, des modèles numériques ont également permis d'étudier d'autres processus physico-chimiques :

- certaines modélisations incluent l'interaction entre l'état mécanique du réservoir et la circulation hydrothermale (Magenet et al., 2014; Gelet et al., 2012; Hicks et al., 1996; Kohl et al., 1995).
- d'autres analysent les processus chimiques liés à la circulation hydrothermale (Bächler et Kohl, 2005; Diersch et Kolditz, 1998).

Les modèles thermo-hydro-mécaniques (THM) considèrent le milieu poreux comme thermo-poro-élastique. Les contraintes mécaniques comprennent une composante dépendante de la pression en fluide dite contrainte hydraulique. Ces modèles peuvent

également prendre en compte la dilatation thermique comme une source potentielle de variation de porosité ou de déformations mécaniques (Magenet et al., 2014; Gelet et al., 2012). La rhéologie du milieu poreux et du fluide peut être dépendante de la température, pression de fluide et/ou de la déformation mécanique. Les équations gouvernant le couplage thermo-hydro-mécanique forment un système d'équations fortement non-linéaire demandant une résolution numérique. La résolution numérique du couplage thermo-hydro-mécanique est généralement réalisée selon une approche en éléments finis (Magenet et al., 2014; Gelet et al., 2012; Kohl et al., 1995) ou plus rarement en différences finies (Hicks et al., 1996). Les modèles THM considèrent une représentation très simplifiée du milieu fracturé en l'assimilant à un milieu continu équivalent ou à un modèle à double porosité (Magenet et al., 2014; Gelet et al., 2012). Les données étudiées regroupent les données liées à la fois à la circulation hydrothermale et à l'état mécanique du réservoir géothermique lors de son exploitation (Hicks et al., 1996; Gelet et al., 2012) ou à son état "naturel" (Kohl et al., 1995; Magenet et al., 2014).

L'un des couplages thermo-hydro-chimique étudiés pour les réservoirs géothermiques correspond à la convection thermohaline, i.e. un transfert de chaleur par mouvement de fluide engendré par un différentiel de salinité dans le milieu poreux (Diersch et Kolditz, 1998). Ce phénomène est plus couramment étudié à l'échelle des circulations océaniques, néanmoins il peut avoir lieu à l'échelle d'une anomalie thermique locale si cette dernière est située à proximité de dôme de sel. L'influence des réactions chimiques telles que la dissolution-précipitation sur la performance des exploitations géothermiques a été également étudiée pour le réservoir de Soultz (Bächler et Kohl, 2005). Les propriétés hydrodynamiques telles que la densité sont prises comme dépendantes des concentrations des différents minéraux présents dans la saumure telles que la calcite. La résolution du problème d'écoulement-transport des espèces chimiques présentes peut se faire par différentes approches numériques telles que

l'approche SNIA ("Sequential Non Iterative approach" ou approche séquentielle non itérative). Les processus hydrothermaux sont résolus selon une approche en éléments finis puis à partir des champs de température et de pression, l'équation de transport est résolue par une approche en volumes finis (Bächler et Kohl, 2005). Les concentrations en minéraux et températures sont imposées initialement et les conditions aux limites correspondent généralement à des conditions de Dirichlet en haut et sur les faces du modèle de réservoir (Bächler et Kohl, 2005; Diersch et Kolditz, 1998). Comme pour les modèles THM, la description du milieu fracturé est également simplifiée pour ces modèles THC (thermo-hydro-chimiques) en l'assimilant à un milieu continu équivalent déterministe. Les modèles THC sont utilisés à la fois pour la reproduction de données d'exploitation d'une durée de l'ordre de l'année ou de l'état naturel. Les données étudiées correspondent à des relevés géochimiques, de pression et de température aux puits.

2.2 Spécificités de l'approche présentée

2.2.1 Approche déterministe du milieu poreux équivalent

Notion clef du Volume Élémentaire Représentatif

La modélisation utilisée lors de la thèse s'apparente à une approche en milieu poreux équivalent. Cette approche consiste à considérer une échelle spatiale suffisamment importante pour assimiler le milieu poreux fracturé à un milieu fictif avec une homogénéisation de sa fracturation. Le milieu poreux fictif est nommé milieu poreux équivalent (MPE). Les propriétés physiques (perméabilité, conductivité thermique, modules élastiques...) reflètent le comportement du réseau de fractures homogénéisé en dessous du Volume Élémentaire Représentatif (VER). La notion du VER est en effet essentielle dans l'approche en MPE. Il s'agit du plus petit volume (schématisé

en Figure 2.3b) permettant de définir la moyenne des propriétés physiques du milieu poreux (Bear, 1972; Marsily, 1981). Le fait de moyenniser les propriétés physiques suppose une certaine régularité spatiale de la fracturation dans le VER en terme de densité et de connectivité des fractures en dessous de l'échelle du VER (Long et Witherspoon, 1985; Dershowitz et Einstein, 1988). Il est alors possible d'établir, à l'échelle du VER, une relation entre le débit massique surfacique de saumure traversant les faces du volume noté M_w et le gradient de la masse en saumure entrante (ou sortante selon la convention choisie) en une durée élémentaire dt . Comme illustré en Figure 2.3a, le milieu poreux est constitué d'une superposition de deux phases : (i) une matrice solide ; (ii) une saumure saturant l'espace vide représentant la porosité connectée. Les processus physiques décrits dans le VER en un temps donné tel que l'écoulement ou la déformation mécanique sont supposés varier de manière continue entre les deux phases du milieu poreux.

Avantages et limites de cette approche

En tant que description continue déterministe du milieu poreux fracturé, l'approche MPE permet d'éviter d'explicitement représenter l'ensemble du réseau de fractures à l'échelle du réservoir et leurs propriétés physiques associées. Ceci permet, pour un même processus physique étudié, un gain de temps de calcul par rapport à une approche discontinue déterministe (Kohl et Mégel 2007; Gentier et al., 2005). La description non explicite des propriétés physiques spécifiques au réseau de fractures est également intéressante lorsque le réseau de fractures n'a fait l'objet d'étude complète ou que les données sont à accès restreint comme pour le projet industriel de Ritterhoffen. La caractérisation par l'approche MPE des propriétés physiques des roches et de l'écoulement délivrent alors des valeurs effectives des propriétés à l'échelle du réservoir. Pour l'approche MPE, la description de l'écoulement est simplifiée par rapport à un modèle avec une description discontinue du milieu fracturé associée à un

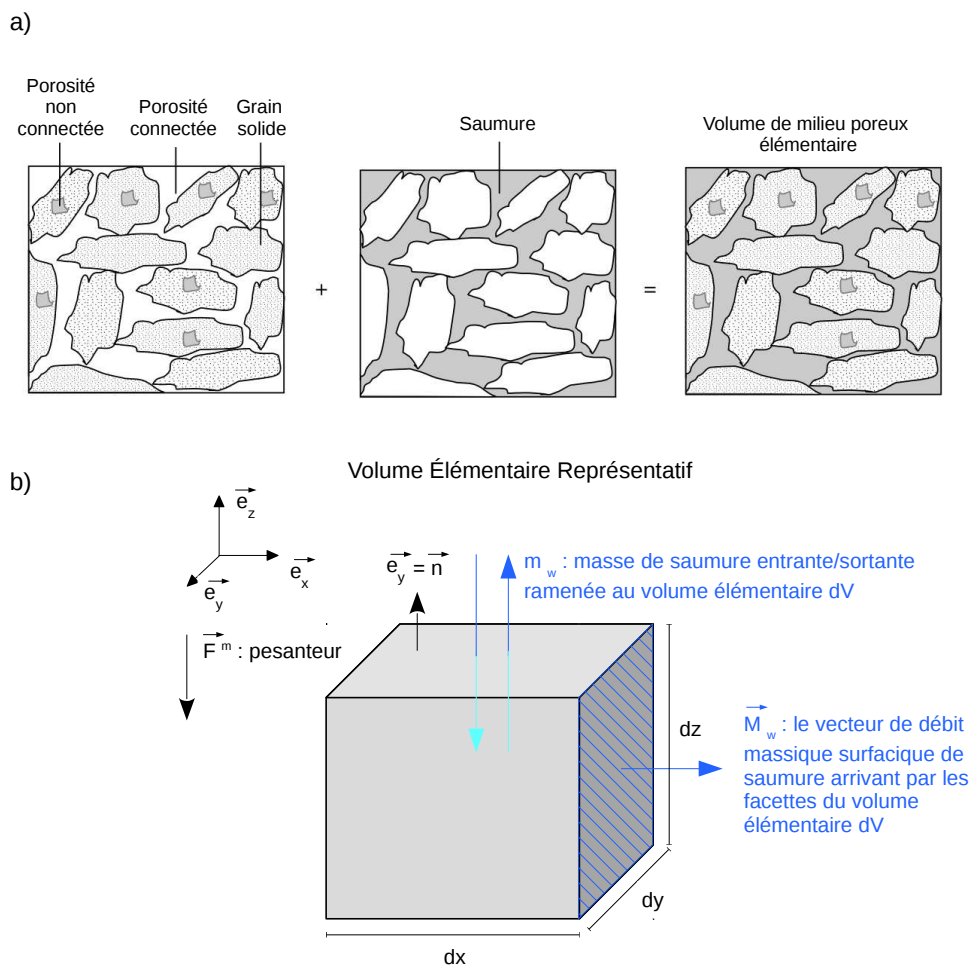


Figure 2.3: a) Schématisation de la superposition de deux phases continues dans le milieu poreux : (i) la phase solide constituée de grains solides et complètement non saturée en fluide, (ii) la phase fluide saturant l'espace vide connecté entre les grains solides (adapté de Coussy, 2004); b) Représentation du Volume Élémentaire Représentatif dV associé au bilan entre le débit massique surfacique de saumure traversant les faces du volume noté \vec{M}_w et le gradient de la masse en saumure entrante (ou sortante selon la convention choisie) (notée m_w) en une durée élémentaire dt .

écoulement chenalisé (Cacas et al., 1990). La description continue du milieu fracturé par l'approche MPE permet une étude d'un couplage plus complexe entre les processus physiques tels que les couplages THC (Bächler et Kohl, 2005; Diersch et Kolditz, 1998) ou THM (Magenet et al., 2014; Gelet et al., 2012; Hicks et al., 1996; Kohl et al., 1995). Par contre, l'approche MPE est limitée pour l'étude de structures

géologiques irrégulières ou d'un réseau de fractures n'étant pas assez dense, ni connecté pour permettre un moyennage des propriétés physiques (Long et Witherspoon, 1985 ; Dershowitz et Einstein, 1988). La notion même de VER peut être invalide dans certains cas d'études où les propriétés du milieu telles que la perméabilité dépendent de la dimension du volume considéré (Baujard, 2006). L'analyse de l'interaction entre la phase fluide et celle de matrice solide (voir Figure 2.3a) à l'échelle du VER est aussi compromise notamment dans le cas d'un écoulement turbulent dû à l'hypothèse de continuité entre les deux phases dans l'approche MPE (Coussy, 2004).

2.2.2 Description du couplage thermo-hydro-mécanique

Hypothèses sur le milieu poreux et équations d'équilibre

La modélisation proposée lors de la thèse se base sur le calcul de couplage THM. Les équations du couplage THM sont développées dans le cadre de l'approche thermo-poro-élastique linéaire décrite dans l'ouvrage de référence de Coussy (2004). Le réservoir géothermique profond est assimilé à grande échelle à un milieu poreux entièrement saturé par une saumure mono-phasique. L'hypothèse d'équilibre thermodynamique local est faite. Ainsi les échanges de chaleur entre la saumure et le milieu poreux sont supposés instantanés. Les déformations mécaniques sont supposées infinitésimales.

Trois aspects du couplage, hydraulique, thermique et mécanique, sont considérés au sein du modèle THM. Les grandeurs caractéristiques des trois phénomènes sont résumées en Table 2.1. Pour chacun de ces aspects on différencie trois types de grandeurs physiques :

- les déplacements généralisés (pression, température et déplacement mécanique).
- déformations généralisées (i.e. les gradients des déplacements généralisés).

Table 2.1: Résumé des variables thermodynamiques généralisées. La notation "sym" fait référence à la partie symétrique d'un tenseur au second ordre.

	Mécanique	Hydraulique	Thermique
Déplacement	Déplacement mécanique ξ	Pression de fluide p_w	Température T
Déformation	Déformation linéaire $\epsilon = \text{sym}(\nabla\xi)$	∇p_w	∇T
Contrainte	Tenseur de contrainte de Cauchy σ	Flux hydraulique \mathbf{M}_w	Flux de chaleur \mathbf{q}

- les contraintes généralisées (i.e. les duales thermodynamiques des déformations généralisées).

Pour chacun des aspects du couplage sont définies les lois de conservation. Pour l'aspect hydraulique, l'équation de conservation 2.1 résulte d'un bilan de masse de la saumure entrante (ou sortante selon la convention choisie) d'un volume élémentaire dV en un instant dt (voir Figure 2.3b). La quantité de masse d'eau entrante (ou sortante) est compensée par le débit massique surfacique de saumure, exprimé par le vecteur \mathbf{M}_w (par convention, les vecteurs sont inscrits en caractères gras).

$$\frac{\partial m_w}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{M}_w = 0 \quad (2.1)$$

avec m_w la masse de saumure rentrante ramenée sur un volume dV de milieu poreux, en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et \mathbf{M}_w le vecteur de débit massique surfacique en saumure en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

Il en va de même pour l'équation de conservation de l'énergie thermique (2.2). Néanmoins, il s'y ajoute les différents termes se rapportant aux multiples modes de transfert de la chaleur. Ainsi, la quantité Q représente la variation d'énergie interne par unité de volume en dehors de toute conduction ou convection. La quantité \mathbf{q} exprime la norme du vecteur flux de chaleur conductif. On note également la présence

d'un terme source noté θ_{rad} lié à l'apport d'énergie thermique par les sources de chaleur radioactives présentes dans les roches.

A noter, le couplage hydro-thermique est déjà mis en évidence par l'apparition, dans les deux équations de conservations (2.1) et (2.2), des grandeurs M_w et m_w .

$$\mathbf{M}_w \cdot \mathbf{F}^m + \theta_{rad} = h_w^m \frac{\partial m_w}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial t} + \nabla \cdot (h_w^m \cdot \mathbf{M}_w) + \nabla \cdot \mathbf{q} \quad (2.2)$$

avec les mêmes notations que l'équation (2.1), \mathbf{F}^m , la densité de force massique en N.kg^{-1} , ici seul le champ de pesanteur est pris en compte, θ_{rad} , le terme source correspondant à l'énergie thermique émise par la radioactivité des roches en W.m^{-3} , h_w^m , l'enthalpie massique de la saumure en J.kg^{-1} , Q , la chaleur non convective, ni conductive (voir ci-dessus) en J.m^{-3} , et \mathbf{q} , le vecteur de flux de chaleur émise par la conduction en $\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$.

La prise en compte de l'équilibre mécanique résulte d'un bilan des forces volumiques et surfaciques sur un même élément dV qu'illustré en Figure 2.3b. Le tenseur de contrainte de Cauchy dans ce volume se décompose en deux termes, une contrainte effective notée $\boldsymbol{\sigma}'$ ne s'exerçant pas sur les pores, et une contrainte hydraulique transmise par le fluide dans les pores, notée σ_p .

On constate à nouveau un couplage, cette fois-ci entre les aspects thermique et mécanique du problème. En effet, la pesanteur notée \mathbf{F}^m , présente dans l'équation 2.2, intervient dans le bilan des forces et donc dans l'équation de conservation de l'énergie mécanique. De même, l'aspect hydraulique intervient : la masse volumique homogénéisée totale finale du milieu poreux se décompose en r_o , masse volumique par unité de volume de milieu poreux initiale et la masse volumique m_w de fluide rentrant

dans l'élément dV .

$$\nabla(\boldsymbol{\sigma}' + \sigma_p \cdot \mathbf{I}) + (r_o + m_w) \cdot \mathbf{F}^m = 0 \quad (2.3)$$

avec \mathbf{I} , le tenseur unitaire, et r_o , la masse volumique initiale homogénéisée du milieu poreux en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Relations flux-forces

Les équations d'équilibre décrites précédemment permettent le calcul des déplacements généralisés. Cependant, ces équations doivent être associées à d'autres relations entre déformations et contraintes afin d'en déduire les contraintes généralisées. Ces relations sont nommées relations flux-force. Celles caractérisant l'aspect thermique et hydraulique sont respectivement mieux connues sous le nom de loi de Fourier (2.4) et loi de Darcy (2.5) :

$$\mathbf{q} = -\lambda \nabla T \quad (2.4)$$

avec les mêmes notations que l'équation (2.2) et λ , la conductivité thermique en $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, et :

$$\mathbf{M}_w = \frac{\rho_w K_{int}}{\mu_w} (-\nabla p_w + \rho_w \cdot \mathbf{F}^m) \quad (2.5)$$

avec K_{int} étant la perméabilité de la roche en m^2 , μ_w , la viscosité dynamique en $\text{Pa} \cdot \text{s}$, ρ_w la masse volumique en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et p_w , la pression de fluide en Pa .

Pour l'aspect mécanique du modèle THM, le comportement de la matrice poreuse est supposé thermo-poro-élastique linéaire. La contrainte effective de Cauchy est alors reliée à une variation de température. En effet, la loi de Hooke prend en compte le phénomène de dilatation linéaire à travers le coefficient de dilatation thermique noté α_o via :

$$d\boldsymbol{\sigma}' = \mathbb{C} : (d\boldsymbol{\epsilon} - \alpha_0 dT \mathbf{1}) \quad (2.6)$$

avec \mathbb{C} , le tenseur d'élasticité drainé en Pa, $\boldsymbol{\epsilon}$, la déformation mécanique et $\mathbf{1}$, la matrice unité.

Équations du milieu poreux

L'évolution des propriétés physiques du milieu poreux rend compte au même titre que les équations précédentes du couplage thermo-hydro-mécanique, notamment la variation de la porosité, décrite dans la formule (2.7) :

$$d\phi = (b - \phi)(d\epsilon_v - 3\alpha_0 dT + \frac{dp_w}{K_s}) \quad (2.7)$$

avec ϵ_v étant la déformation volumique, K_s le module de compressibilité de la matrice poreuse (en Pa).

La variation en pression de fluide est liée à celle de la contrainte hydraulique par l'intermédiaire du coefficient de Biot drainé noté b (sans unité) :

$$d\sigma_p = -b dp_w \quad (2.8)$$

Le contenu en saumure noté m_w dans le milieu poreux se définit comme la variation volumique de masse en saumure entre l'état actuel du calcul et l'état initial :

$$m_w = \phi(1 + \epsilon_v)\rho_w - \phi_0\rho_w^0 \quad (2.9)$$

avec ρ_w^0 , la densité de saumure initiale en kg.m^{-3} et ϕ_0 , la porosité initiale.

2.2.3 Rhéologie complexe

Dépendances en température et/ou pression de fluide des propriétés du fluide

Une des spécificités de notre modélisation est d'étudier en détail l'effet de la rhéologie du fluide sur l'anomalie thermique liée au réservoir géothermique. La rhéologie de la saumure naturelle (notamment sa sensibilité à la température) n'a été que peu expérimentalement étudiée de manière directe pour les réservoirs géothermiques du Fossé Rhénan. C'est pourquoi nous considérons des lois rhéologiques, i.e. des relations décrivant la variation de la rhéologie de la saumure en fonction de la température et/ou de la pression de fluide. Les propriétés rhéologiques de la saumure considérées sont la densité, la dilatation thermique, la viscosité dynamique (raccourcie ensuite par le terme "viscosité") et la chaleur massique. Leurs évolutions avec la température et/ou la pression de fluide reposent sur des tests en laboratoire effectués sur des saumures artificielles avec différentes salinités (i.e. concentration en chlorure de sodium, NaCl) (Zaytsev et Aseyev, 1992; Kestin et al., 1981; Rowe et Chou, 1970). La saumure naturelle est supposée être assimilable à une solution NaCl pure de concentration massique de 100 g.L^{-1} , en accord avec les travaux de Sanjuan et al., (2006). Les lois rhéologiques de la saumure présentent des différences notables avec celles de l'eau pure. L'écart est visible sur les Figures 2.4 et 2.5 où les lois rhéologiques sont comparées entre l'eau pure et la saumure pour la densité et la viscosité, respectivement. Ceci semble suggérer un rôle important de la salinité du fluide sur la rhéologie de la saumure circulant dans le réservoir géothermique profond.

Comme illustré en Figure 2.4, la densité de la saumure comprend à la fois une dépendance en température et en pression de fluide. Elle dépend du module de compressibilité de la saumure K_w (en Pa) et de la dilatation thermique de la saumure

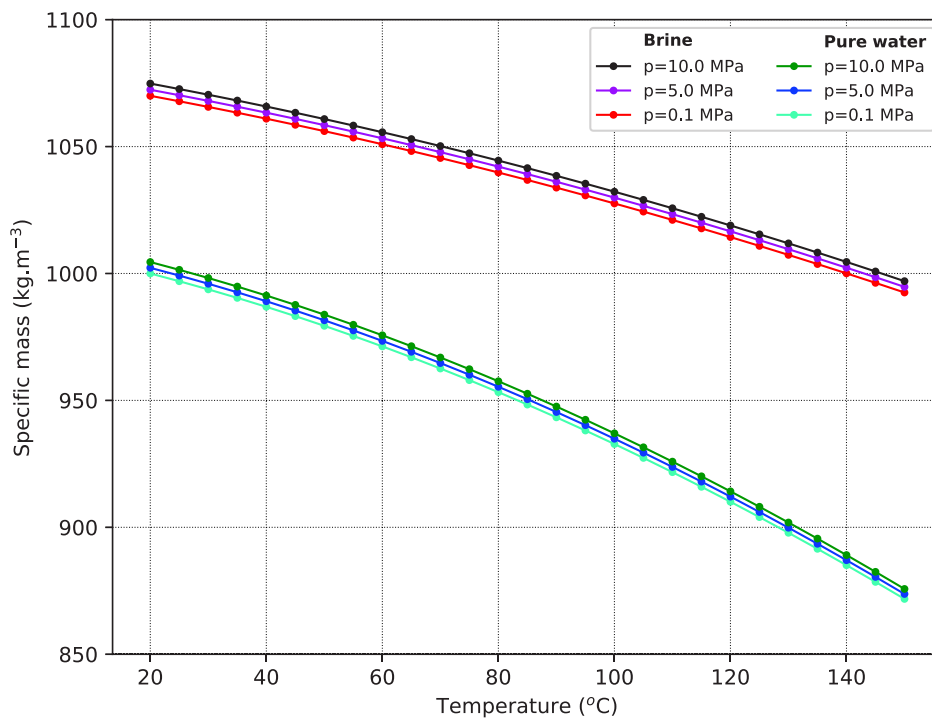


Figure 2.4: Densité de fluide ("specific mass" en anglais) d'une eau pure comparée à celle de la saumure en fonction de la température et de la pression en fluide d'après l'Equation 2.10 déduite des travaux de Rowe et Chou (1970). Les variations de température et de pression correspondent aux conditions expérimentales des travaux de Rowe et Chou (1970).

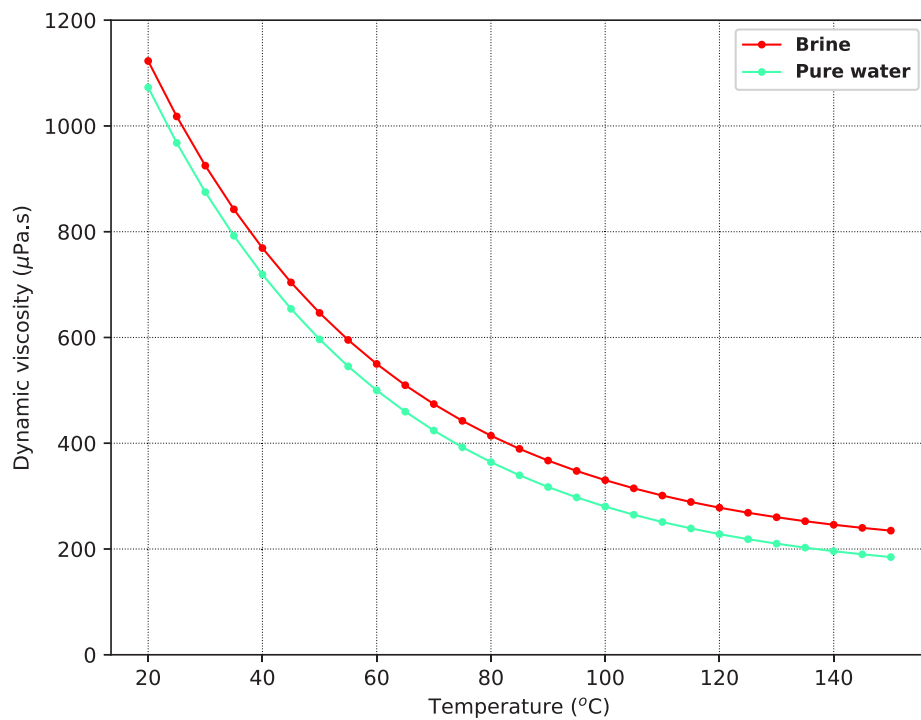


Figure 2.5: Viscosité dynamique du fluide ("dynamic viscosity" en anglais) d'une eau pure comparée à celle de la saumure en fonction de la température d'après les travaux de Kestin et al., (1981).

α_w en K^{-1} , dépendant elle-même de la température :

$$\frac{d\rho_w}{\rho_w} = \frac{dp_w}{K_w} - 3\alpha_w(T)dT \quad (2.10)$$

Le Tableau 2.2 résume l'ensemble des équations prises en considération pour la dépendance avec la température avec les coefficients expérimentaux retenus. Issues des travaux de Magnenet et al., (2014), les Figures 2.6, 2.7, 2.8 illustrent ces relations pour la dilatation thermique, la chaleur massique et la conductivité thermique, respectivement. La dilatation thermique est dépendante de la température de manière quadratique (Magnenet et al., 2014; Rowe et Chou, 1970) :

$$\alpha_w = a_{\alpha_w} + 2b_{\alpha_w}(T - T^0) + 3c_{\alpha_w}(T - T^0)^2 \quad (2.11)$$

avec les valeurs des coefficients a_{α_w} , b_{α_w} , c_{α_w} ainsi que T^0 décrites dans le Tableau 2.2 et la Figure 2.6 illustre la relation établie. Les équations 2.10 et 2.11 permettent de décrire la dépendance de la densité de la saumure avec la température et/ou la pression de fluide de manière plus explicite :

$$\rho_w = \rho_w^0 \exp\left(\frac{p_w - p_w^0}{K_w} - 3(a_{\alpha_w}(T - T^0) + b_{\alpha_w}(T - T^0)^2 + c_{\alpha_w}(T - T^0)^3)\right) \quad (2.12)$$

avec $p_w^0 = 0.1$ MPa, la pression de référence prise égale à la pression atmosphérique. La chaleur massique dépend également de manière quadratique de la température d'après les travaux de Zaytsev et Aseyev (1992) :

$$c_w^p = a_{c_w^p} + b_{c_w^p}(T - T^1) + c_{c_w^p}(T - T^1)^2 \quad (2.13)$$

avec les valeurs des coefficients et T^1 décrites dans le Tableau 4.2 et la Figure 2.7 illustre la relation établie. Une relation entre la température et la conductivité thermique

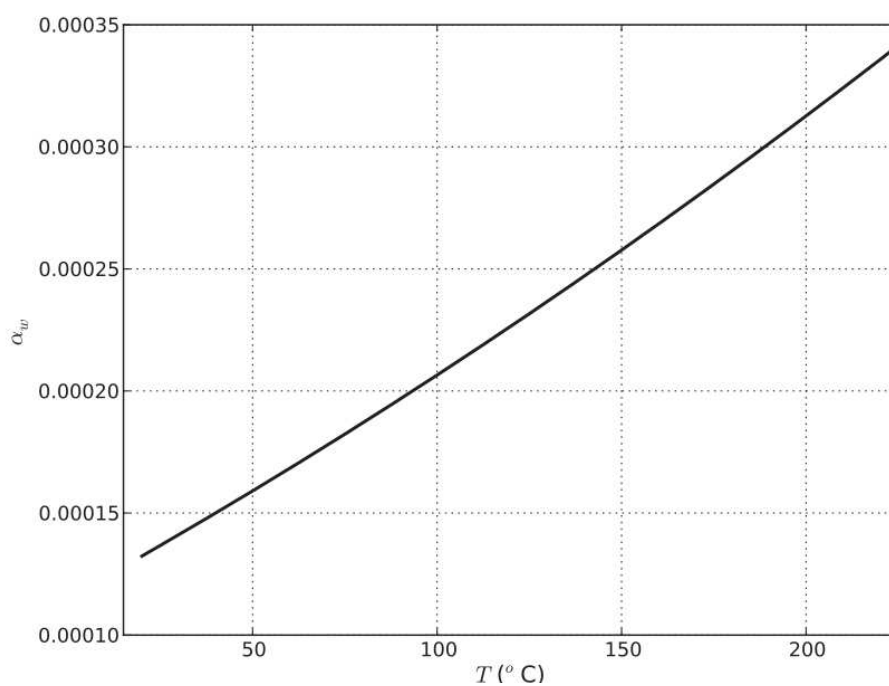


Figure 2.6: Dilatation thermique ("thermal dilation" en anglais) de la saumure en fonction de la température décrite par l'Équation 2.11.

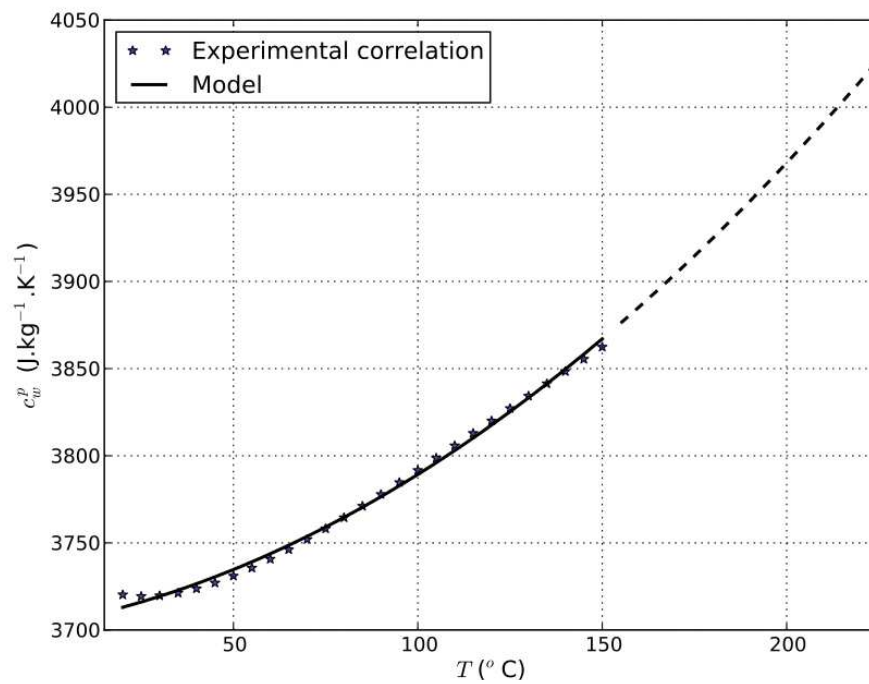


Figure 2.7: Chaleur massique ("heat capacity" en anglais) de la saumure en fonction de la température décrite par l'Équation 2.13 (en pointillés et trait plein) comparé aux données de Zaytsev et Aseyev (1992).

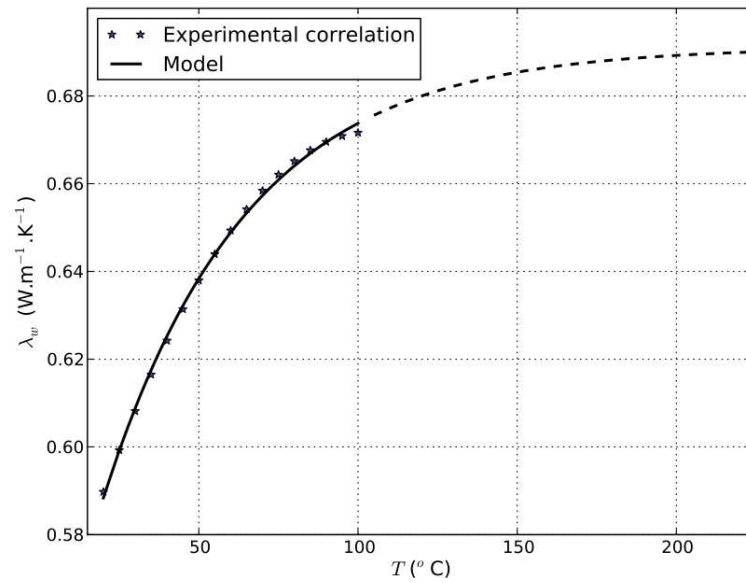


Figure 2.8: Conductivité thermique ("thermal conductivity" en anglais) de la saumure en fonction de la température décrite par l'Équation 2.15 (en pointillés et trait plein) comparé aux Zaytsev et Aseyev (1992).

de la saumure est également proposée par Zaytsev et Aseyev (1992) et extrapolée pour des températures au-delà de 100 °C :

$$\lambda_w = a_{\lambda_w} [1 - b_{\lambda_w} \exp(-c_{\lambda_w} (T - T^1))] \quad (2.14)$$

avec les valeurs des coefficients décrites dans le Tableau 2.2. La Figure 2.8 illustre la relation établie.

Comme illustré par la Figure 2.5, la viscosité de la saumure décroît exponentiellement avec la température d'après la loi d'Eyring :

$$\mu_w = \mu_w^\infty + \Delta\mu_w^\infty \exp[\beta(T - T_{ref})] \quad (2.15)$$

avec les valeurs de l'ensemble des coefficients décrites dans le Tableau 2.2. Et finalement l'enthalpie spécifique de la saumure dépendante de la température est décrite

ainsi :

$$dh_w^m = c_w^p(T)dT + [1 - 3\alpha_w(T)T] \frac{dp_w}{\rho_w}. \quad (2.16)$$

Lois de mélange de propriétés homogénéisées

Dans un réservoir géothermique profond, les propriétés du milieu poreux évoluent quand ses conditions de pression et de température connaissent de fortes variations. Dans le domaine qui nous intéresse, les températures sont comprises entre 10 °C et 220 °C et les pressions de fluide varient entre 0.1 MPa et 56 MPa (Magnenet et al., 2014). Pour prendre en compte ces changements, la conduction thermique de la roche sèche est décrite selon une loi de mélange classique faisant intervenir la porosité :

$$\lambda_{sec}(T) = (1 - \phi_0)\lambda_s(T) + \phi_0\lambda_{air}(T) \quad (2.17)$$

avec λ_s (respectivement, λ_{air}) la conductivité thermique des grains solides (respectivement, de l'air). La conductivité thermique de l'air est supposée négligeable. Par conséquent, la conductivité thermique des grains solides s'exprime alors ainsi:

$$\lambda_s(T) = \frac{\lambda_{sec}(T)}{1 - \phi_0}. \quad (2.18)$$

La conductivité thermique du milieu sec est supposée dépendre linéairement de la température :

$$\lambda_{sec}(T) = a_{\lambda_{sec}} + b_{\lambda_{sec}}T \quad (2.19)$$

avec $a_{\lambda_{sec}}$ et $b_{\lambda_{sec}}$ des constantes empiriques obtenus à partir de données expérimentales. Finalement, la conductivité thermique homogénéisée du milieu saturé est décrite par

Table 2.2: Résumé des relations entre les propriétés de la saumure et la température et/ou pression de fluide avec les coefficients expérimentaux associés.

Paramètre	Expression	Coefficients
K_w (GPa)	2.2	—
μ_w (Pa s)	$\mu_w^\infty + \Delta\mu_w^\infty \exp(\beta(T - T_{ref}))$	$\mu_w^\infty = 1.9 \times 10^{-4}$ Pa s $\Delta\mu_w^\infty = 6.2 \times 10^{-6}$ Pa s $\beta = -0.02$ K ⁻¹ $T_{ref} = 406.4$ K
c_w^p (J kg ⁻¹ K ⁻¹)	$a_{c_w^p} + b_{c_w^p}(T - T^1) + c_{c_w^p}(T - T^1)^2$	$a_{c_w^p} = 3.7$ J kg ⁻¹ K ⁻¹ $b_{c_w^p} = 0.4$ J kg ⁻¹ K ⁻² $c_{c_w^p} = 4.6 \times 10^{-3}$ J kg ⁻¹ K ⁻³ $T^1 = 273.15$ K
α_w (K ⁻¹)	$a_{\alpha_w} + 2b_{\alpha_w}(T - T^0) + 3c_{\alpha_w}(T - T^0)^2$	$a_{\alpha_w} = 1.3 \times 10^{-4}$ K ⁻¹ $b_{\alpha_w} = 4.3 \times 10^{-7}$ K ⁻² $c_{\alpha_w} = 2.5 \times 10^{-10}$ K ⁻³ $T^0 = 293.0$ K
ρ_w (kg m ⁻³)	$\rho_w^0 \exp\left[\frac{p_w - p_w^0}{K_w} - 3(a_{\alpha_w}(T - T^0) + b_{\alpha_w}(T - T^0)^2 + c_{\alpha_w}(T - T^0)^3)\right]$	$\rho_w^0 = 1,070$ kg m ⁻³ $p_w^0 = 0.1$ MPa
λ_w (W m ⁻¹ K ⁻¹)	$a_{\lambda_w} [1 - b_{\lambda_w} \exp(-c_{\lambda_w}(T - T^1))]$	$a_{\lambda_w} = 0.7$ W m ⁻¹ K ⁻¹ $b_{\lambda_w} = 0.2$ $c_{\lambda_w} = 0.02$ K ⁻¹

le même type de loi de mélange que précédemment (voir Équation 2.17) :

$$\lambda(T) = (1 - \phi)\lambda_{sec}(T) + \phi\lambda_w(T) \quad (2.20)$$

La chaleur massique dans le milieu sec est définie en utilisant une relation expérimentale avec la température comme pour l'Équation 2.19 :

$$c_{sec}(T) = a_{c_{sec}} + b_{c_{sec}}T \quad (2.21)$$

A l'instar de la conductivité thermique homogénéisée, la masse volumique initiale et la chaleur massique homogénéisées se décrivent ainsi :

$$c_s(T) = \frac{c_{sec}(T) - \phi_0 c_{air}}{1 - \phi_0} \quad (2.22)$$

$$r_0 = \rho_{sec} + \phi_0 \rho_w^0 \quad (2.23)$$

avec c_{air} la chaleur massique de l'air.

2.3 Calcul direct

2.3.1 Modèle de réservoir

Hypothèse d'homogénéisation du milieu poreux

L'un des objectifs majeurs de la thèse est de construire le modèle numérique THM le plus simplifié possible permettant de reproduire les données associées à l'anomalie thermique et les propriétés physiques du réservoir géothermique. L'approche MPE est ici appliquée en supposant une dimension de VER de l'ordre de 100 mètres. L'existence d'un VER se justifie par l'identification du réseau de fractures dense et bien connectées à petite échelle faite grâce aux analyses de carottes à Soultz (Dezayes

et al., 2010 ; Traineau et al., 1991) et à Rittershoffen (Vidal et al., 2016 ; Dezayes et al., 2014). Organisées en clusters, leur ouverture maximum serait de l'ordre de 250 mm (Traineau et al., 1991). La forte densité de fractures du réseau est comprise entre 0.16 fractures par mètre dans les sédiments du Triassique à Rittershoffen (Vidal et al., 2016) et 3 fractures par mètre dans le granite supérieur à Soultz (Evans et al., 2009). Le manque de données précises notamment pour le réservoir de Rittershoffen ne permet pas de décrire un milieu homogénéisé à une plus petite échelle de VER. Ceci exigerait d'augmenter le nombre de degrés de liberté associé au modèle. Cette homogénéisation repose implicitement sur une hypothèse forte : les systèmes de fracture à large-échelle (telles que la zone FZ4770 pour Soultz et la faille de Rittershoffen) ont un impact négligeable sur l'anomalie thermique par rapport au réseau de fractures homogénéisé à l'échelle du VER. L'observation des logs de température (voir Figures 1.21 et 1.29) à Soultz et Rittershoffen tend à appuyer cette hypothèse. En effet, malgré un espacement en profondeur entre les puits de plus d'un kilomètre à Soultz, une même tendance de température en fonction de la profondeur se retrouve entre les différents profils mesurés. Cette observation est également valable pour le réservoir de Rittershoffen entre les logs de température de GRT-1 et GRT-2. Aucune perturbation des systèmes de fracture à large-échelle (i.e. du kilomètre) n'est visible sur la tendance générale des logs de température, ce qui pourrait indiquer leur faible impact sur l'anomalie thermique. Malgré cela, il s'agit d'une hypothèse notable qui sera testée et discutée dans le cadre de l'étude du réservoir de Rittershoffen.

Définition d'unités géologiques homogénéisées

La Figure 2.9 illustre la construction du modèle de réservoir simplifié utilisé lors de la thèse. Le modèle de réservoir simplifié a pour but de rendre compte du comportement du réservoir de Soultz. C'est pourquoi, comme illustré en Figure 2.9b, chaque unité homogénéisée correspond à un gradient géothermique moyen constant

i.e. *a priori* un même régime thermique (avec un transfert de chaleur par conduction ou bien convection). Cependant, la modélisation proposée n'a pas pour objectif de représenter toute la complexité de la géologie ou bien la description du réseau de fractures à large-échelle (Figure 2.9a). Le modèle de réservoir se découpe donc en quatre unités homogénéisées avec des interfaces entre elles supposées horizontales sans représentation explicite des failles. La même structure est proposée pour le réservoir de Rittershoffen mais les profondeurs de certaines limites entre les unités différent du modèle de Soultz. La couverture sédimentaire se divise ainsi entre les sédiments supérieurs et ceux inférieurs. La limite entre les sédiments correspond *a priori* au toit des sédiments du Triassique pour Soultz i.e. 1 km de profondeur et à la brisure du log de température pour Rittershoffen i.e. 1.65 km de profondeur. La limite entre les sédiments et le socle est respectivement de 1.4 km et 2.2 km de profondeur pour Soultz et Rittershoffen. Le socle granitique est de la même manière découpé selon les granites supérieurs et ceux dits inférieurs. La limite entre les granites supérieurs et inférieurs de 3.9 km de profondeur est considérée identique entre Soultz et Rittershoffen par manque de données structurales à cette profondeur pour le site le plus récent.

2.3.2 Méthode en éléments finis

Présentation

Comme décrit précédemment, le couplage THM est décrit par un système fortement non linéaire d'*a priori* 37 équations scalaires. Une approche numérique par éléments finis (dit MEF) est choisi pour résoudre ce système d'équations gouvernant le modèle THM (Zienkiewicz et al., 2013). L'approche MEF consiste à approximer les variables d'un procédé physique en un nombre discret de points, dits nœuds, dans le domaine spatial. Le domaine spatial (ici le réservoir) est ainsi discrétisé en

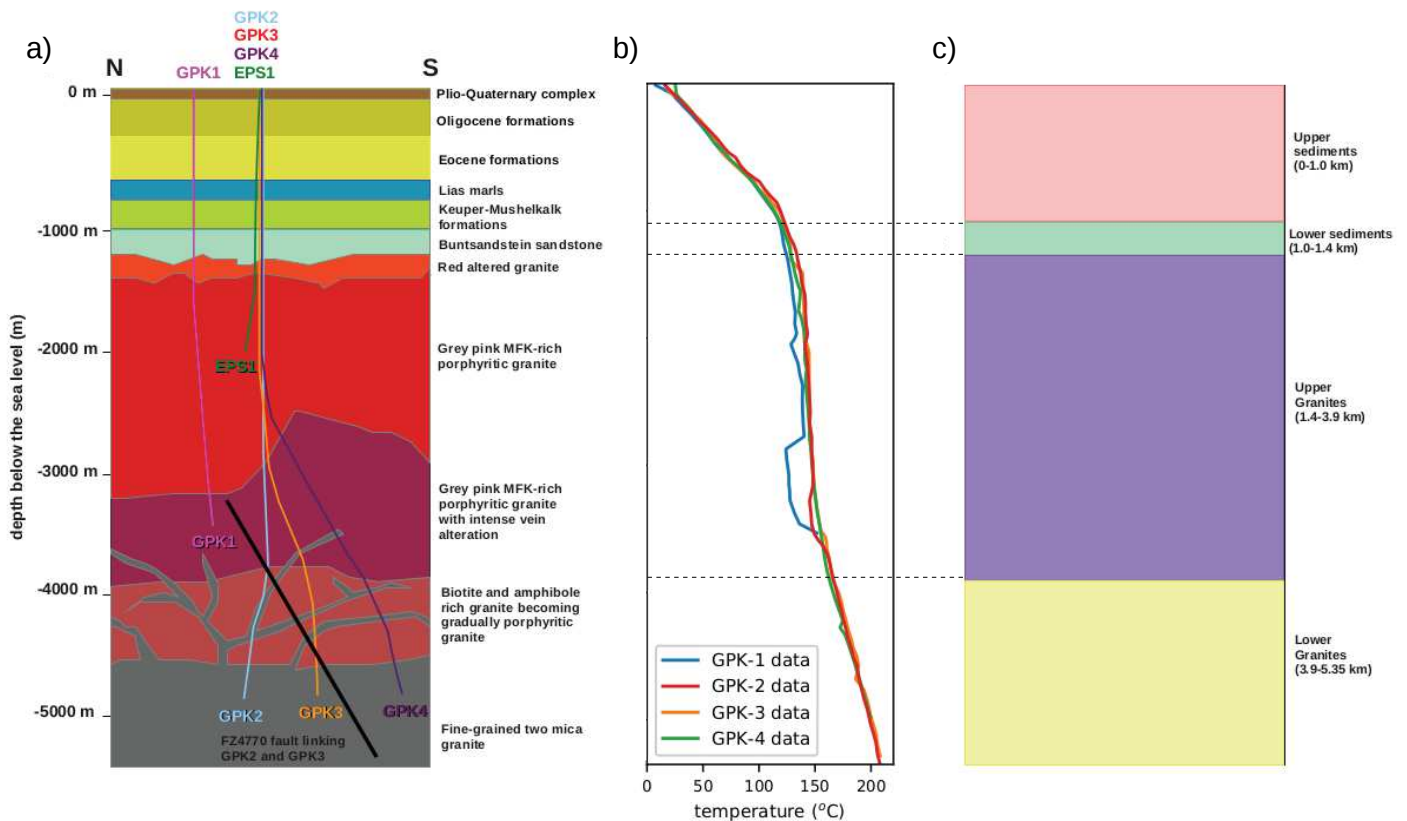


Figure 2.9: a) Schématisation de la géologie décrite pour le site de Soultz d'après les travaux de Dezayes et al. (2005) et ceux de Aichholzer et al. (2016). Les trajectoires des puits GPK-1, EPS-1, GPK-2, GPK-3 et GPK-4 sont représentées, par des lignes colorées et la faille majeure FZ4770 intersectant le réservoir, par une ligne noire (Sausse et al., 2010); b) Logs de température à l'équilibre extraits des puits GPK-1, GPK-2, GPK-3 et GPK-4 (Cuenot et al., 2008a). Les lignes en pointillés correspondent aux limites approximatives des zones à gradient géothermique constants appuyant la construction des unités homogénéisées; c) Modèle de réservoir utilisé lors de la thèse pour le réservoir de Soultz avec les quatre unités homogénéisées.

éléments finis. Pour un élément fini, un champ tel que la température fait l'objet d'une interpolation polynomiale dont le nombre de termes est égale aux nombres de nœuds dans l'élément. Le système d'équations constitutives, faisant intervenir champs de déplacements mécaniques, température et pression se transforme ainsi en un système discret. Une schématisation de l'élément fini THM est décrite en Figure 2.10. L'élément fini 2D est un quadrilatère à 4×8 nœuds et celui 3D, un hexaèdre à 8×20 nœuds. Des interpolations polynomiales d'ordre 2 et d'ordre 1 sont respective-

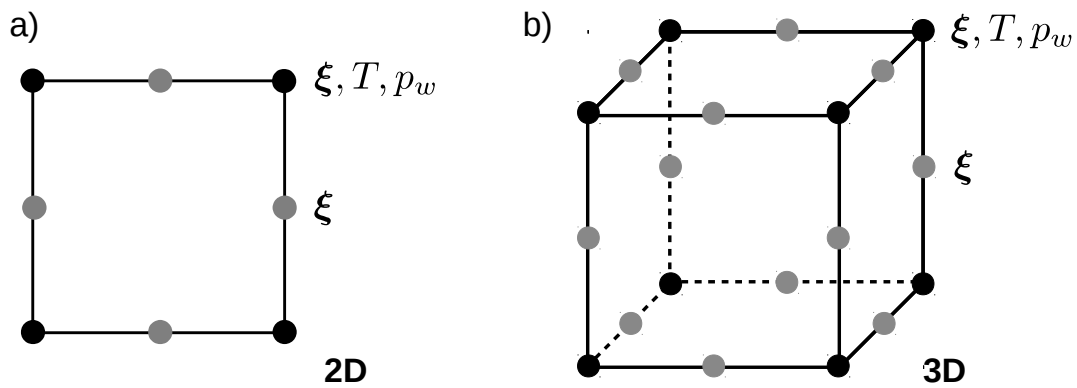


Figure 2.10: Schématisation du type d'éléments finis THM utilisés lors de la thèse (a) en 2D comme quadrilatère; b) en 3D comme hexaèdre) : les nœuds noirs portent à la fois les déplacements mécaniques (déplacement noté ξ), thermiques et hydraulique (la pression en fluide étant noté p_w et la température T). Les nœuds gris ne portent que des déplacements mécaniques.

ment utilisées pour les déplacements mécaniques d'une part et la température et pression de fluide d'autre part afin d'éviter des oscillations parasites sur les déplacements généralisés lorsque l'ordre des fonctions d'interpolation est le même. Les simulations sont prises en charge par le logiciel développé par EDF nommé *Code_Aster* (EDF, 2016). Le logiciel en libre accès a pour avantage de permettre d'implanter nos propres fonctionnalités par rapport à la version 12.2 existante telles que (Magnet et al, 2014; Vallier et al, 2018; Vallier et al, 2019) :

- l'introduction des sources thermiques radioactives dans chaque unité homogénéisée,
- la résolution des équations THM en régime stationnaire,
- l'introduction des lois rhéologiques décrites pour la saumure et les grains solides,
- le redécoupage du pas de temps en fonction du nombre de Rayleigh local (voir Équation 1.2) lorsque la convergence du schéma n'est pas avérée.

Formulations faibles des équations THM et schéma de résolution

Notations et définitions des matrices d'interpolation La résolution numérique par l'approche FEM du système d'équations gouvernant le couplage THM va être à présent décrite pour chaque aspect du couplage. Un schéma d'Euler implicite est utilisé pour l'intégration temporelle des déplacements généralisés nodaux et le système est résolu par l'algorithme de Newton-Raphson. Dans la description de la résolution, les déplacements généralisés scalaires pour le nœud i sont notés :

- U_i, V_i, W_i , les trois composantes du déplacement mécanique $\xi_i(x_i, y_i, z_i)$ du nœud i , avec x la direction horizontale, y , la direction horizontale hors-plan et z , la direction verticale,
- P_i , la pression de fluide $p_w(x_i, y_i, z_i)$ au nœud i ,
- T_i , la température $T(x_i, y_i, z_i)$ au nœud i ,

Les vecteurs de déplacements généralisés s'écrivent alors pour chaque composante (T , indiquant la variable associée à la composante thermique, H , à celle hydraulique et M , à celle mécanique) :

$$\mathbf{U}_T = [T_1 \dots T_n], \quad (2.24)$$

$$\mathbf{U}_H = [P_1 \dots P_n], \quad (2.25)$$

$$\mathbf{U}_M = [U_1, V_1, W_1, \dots, U_{n+m}, V_{n+m}, W_{n+m}] \quad (2.26)$$

avec $n+m$, le nombre de nœuds sur lesquels sont interpolés les déplacements mécaniques ; n , celui sur lesquels la température et la pression de fluide sont interpolés. Les matrices d'interpolation notées \mathbf{B}_T , \mathbf{B}_H et \mathbf{B}_M associées aux déplacements généralisés

se définissent ainsi :

$$T = \mathbf{B}_T \cdot \mathbf{U}_T, \quad (2.27)$$

$$p_w = \mathbf{B}_H \cdot \mathbf{U}_H, \quad (2.28)$$

$$\xi = \mathbf{B}_M \cdot \mathbf{U}_M \quad (2.29)$$

où "." réfère au produit contracté. Les matrices d'interpolation réduites pour les déformations généralisées (respectivement ∇T , ∇p_w et ϵ) notées \mathbf{d}_T , \mathbf{d}_H et \mathbf{d}_M s'expriment alors :

$$\nabla T = \mathbf{d}_T \cdot \mathbf{U}_T, \quad (2.30)$$

$$\nabla p_w = \mathbf{d}_H \cdot \mathbf{U}_H, \quad (2.31)$$

$$\epsilon = \mathbf{d}_M \cdot \mathbf{U}_M \quad (2.32)$$

Formulation faible du problème mécanique A l'instar les variables du modèle THM, on cherche à discrétiser pour les équations d'équilibre à l'aide d'un schéma d'Euler implicite. Si l'on considère t^- comme le début de l'incrément en temps [t^- ; $t^+ = t^- + \Delta t$], la discrétisation implicite signifie que les dérivés spatiales sont toutes évaluées au temps t^- . On note \mathbf{A} la matrice suivante :

$$\mathbf{A} = \text{diag}(1, 1, 1, \sqrt{2}, \sqrt{2}, \sqrt{2}) \quad (2.33)$$

L'Équation 2.3 correspond à l'équation d'équilibre mécanique en formulation forte. La même équation d'équilibre multipliée par un champ de déplacements mécaniques et intégrée est dite en formulation faible. Elle est obtenue d'après le théorème des puissances virtuelles stipulant que pour tout champ de déplacement mécanique cinématiquement admissible virtuel ξ^* i.e. qui vérifie une condition aux limites de

déplacement fixé, est vérifié l'équation :

$$\int_V (\mathbf{A} \cdot \boldsymbol{\sigma}) \cdot (\mathbf{A} \cdot \boldsymbol{\epsilon}^*) dV - \int_V (r \mathbf{F}^m \cdot \boldsymbol{\xi}^*) dV - \int_{\partial V_\xi} (\mathbf{T} \cdot \boldsymbol{\xi}^*) dS - \int_{\partial V_T} (\mathbf{T}^{\text{ext}} \cdot \boldsymbol{\xi}^*) dS = 0 \quad (2.34)$$

avec V , le volume total du milieu, ∂V_ξ , la partie du bord de V ayant des déplacements connus et ∂V_T , celle ayant les vecteurs contrainte connus. On choisit un champ de déplacement virtuel nul sur ∂V_ξ , la formulation se réécrit ainsi en faisant la somme sur l'ensemble des éléments k :

$$\sum_k \left[\int_{V^k} (\mathbf{A} \cdot \boldsymbol{\sigma}) \cdot (\mathbf{A} \cdot \boldsymbol{\epsilon}^*) dV - \int_{V^k} (r \mathbf{F}^m \cdot \boldsymbol{\xi}^*) dV - \int_{\partial V_T^k} (\mathbf{T}^{\text{ext}} \cdot \boldsymbol{\xi}^*) dS \right] = 0 \quad (2.35)$$

En effectuant l'interpolation sur tous les éléments k par les Équations 2.27 et 2.30 et l'équation étant vraie pour tout champ virtuel, on obtient :

$$\int_{V^k} \mathbf{d}_M^t \cdot \mathbf{A}^t \cdot \mathbf{A} \cdot \boldsymbol{\sigma} dV - \int_{V^k} r \mathbf{B}_M^t \cdot \mathbf{F}^m dV - \int_{\partial V_T^k} \mathbf{B}_M^t \cdot \mathbf{T}^{\text{ext}} dS = 0 \quad (2.36)$$

Selon l'intégration temporelle implicite, le résidu mécanique au temps t^+ sans chargement extérieur est obtenu pour l'élément k en intégrant numériquement l'équation 2.36 par la méthode de quadrature de Gauss :

$$\mathbf{R}_M = \sum_g w_g (\mathbf{d}_M^t \cdot \mathbf{A}^t \cdot \mathbf{A} \cdot \boldsymbol{\sigma}^+)_g V_k - \sum_g w_g (r^+ \mathbf{B}_M^t \cdot \mathbf{F}^{m,+})_g V_k \quad (2.37)$$

avec w_g étant le poids du point de Gauss, $_g$ signifie évalué au point de Gauss et V_k , le volume de l'élément k .

Formulation faible du problème hydraulique La formulation forte du problème hydraulique est donnée par l'Équation 2.1. De la même manière que pour le problème mécanique, un champ de pression virtuel noté π^* étant nul sur ∂V_π , permet la formulation faible :

$$\int_V \left(\frac{\partial m_w}{\partial t} \right) \pi^* dV - \int_V \mathbf{M}_w \cdot \nabla \pi^* dV + \int_{\partial V_M} \mathbf{M}_w^{ext} \cdot \mathbf{n} \pi^* dS = 0 \quad (2.38)$$

De même, par l'interpolation sur tous les éléments k avec les Équations 2.27 et 2.30 et l'équation étant vraie pour tout champ virtuel, selon l'intégration temporelle implicite, le résidu hydraulique sans chargement au temps t^+ s'écrit :

$$\mathbf{R}_H = -\frac{1}{\Delta t} \sum_g w_g [(m_w^+ - m_w^-) \mathbf{B}_H]_g V_k + \sum_g w_g (\mathbf{d}_H^t \cdot \mathbf{M}_w^+)_g V_k \quad (2.39)$$

Formulation faible du problème thermique La formulation forte du problème thermique est donnée par l'Équation 2.2. Un champ de température virtuel noté τ^* étant nul sur ∂V_τ , permet la formulation faible :

$$\int_V \left[h_w^+ \left(\frac{m_w^+ - m_w^-}{\Delta t} \right) + \left(\frac{Q^+ - Q^-}{\Delta t} \right) \right] \tau^* dV - \int_V (h_w \mathbf{M}_w + \mathbf{q})^+ \cdot \nabla \tau^* dV + \int_{\partial V_\phi} [(h_w \mathbf{M}_w + \mathbf{q})^{ext+} \cdot \mathbf{n}] \tau^* dS - \int_V (\mathbf{M}_w \cdot \mathbf{F}^m + \theta_{rad}) \tau^* dV = 0 \quad (2.40)$$

Par interpolation sur tous les éléments k et l'équation étant vraie pour tout champ virtuel, le résidu thermique sans chargement au temps t^+ se développe à son tour :

$$\begin{aligned} \mathbf{R}_T = & -\frac{1}{\Delta t} \sum_g w_g [(h_w^+ (m_w^+ - m_w^-) + (Q^+ - Q^-)) \mathbf{B}_T]_g V_k \\ & + \sum_g w_g (\mathbf{d}_T^t \cdot (h_w \mathbf{M}_w + \mathbf{q})^+)_g V_k \\ & + \sum_g w_g ((\mathbf{M}_w \cdot \mathbf{F}^m + \theta_{rad})^+ \mathbf{B}_T)_g V_k \end{aligned} \quad (2.41)$$

Calcul de la matrice tangente L'algorithme de Newton-Raphson (qui permet de résoudre le système d'équations THM) nécessite le calcul de la matrice tangente (ou dite jacobienne) à partir de la dérivation des résidus par rapport aux déplacements généralisés \mathbf{U} à l'instant t^+ :

$$\frac{\partial \mathbf{R}_M}{\partial \mathbf{U}} = \sum_g w_g (\mathbf{d}_M^t \cdot \mathbf{A}^t \cdot \mathbf{A} \cdot \left(\frac{\partial \sigma}{\partial \mathbf{E}}\right)_g^+ \cdot \mathbf{D} V_k - \sum_g w_g [(\mathbf{B}_M^t \cdot \mathbf{F}^m) \times \left(\frac{\partial r}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D}\right)]_g^+ V_k \quad (2.42)$$

$$\frac{\partial \mathbf{R}_H}{\partial \mathbf{U}} = -\frac{1}{\Delta t} \sum_g w_g [\mathbf{B}_H \times \left(\frac{\partial m_w}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D}\right)]_g^+ V_k + \sum_g w_g [\mathbf{d}_H^t \cdot \left(\frac{\partial \mathbf{M}_w}{\partial \mathbf{E}}\right)^+ \cdot \mathbf{D}]_g V_k \quad (2.43)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{R}_T}{\partial \mathbf{U}} = & -\frac{1}{\Delta t} \sum_g w_g (\mathbf{B}_T \times \left[(h_w \frac{\partial m_w}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D})^+ + (m_w^+ - m_w^-) \left(\frac{\partial h_w}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D}\right)^+ + \left(\frac{\partial Q}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D}\right)^+ \right])_g V_k \\ & + \sum_g w_g (\mathbf{d}_T^t \cdot \left[(h_w \frac{\partial \mathbf{M}_w}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D})^+ + \left(\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D}\right)^+ \right] + (\mathbf{d}_T^t \cdot \mathbf{M}_w) \times \left(\frac{\partial h_w}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D}\right)^+)_g V_k \\ & + \sum_g w_g (\mathbf{B}_T \times (\mathbf{F}^m \cdot \frac{\partial \mathbf{M}_w}{\partial \mathbf{E}})^+ \cdot \mathbf{D})_g V_k \quad (2.44) \end{aligned}$$

Ici, \times correspond au produit tensoriel. Lorsque l'on considère le régime stationnaire, le schéma implicite est court-circuité en posant $m_w^+ = m_w^-$ et $Q^+ = Q^-$, les matrices tangentes pour la résolution du système THM sont simplifiées pour les composantes thermique et hydraulique :

$$\frac{\partial \mathbf{R}_H}{\partial \mathbf{U}} = \sum_g w_g [\mathbf{d}_H^t \cdot \left(\frac{\partial \mathbf{M}_w}{\partial \mathbf{E}}\right)^+ \cdot \mathbf{D}]_g V_k \quad (2.45)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{R}_T}{\partial U} = & \sum_g w_g (\mathbf{d}_T^t \cdot [(h_w \frac{\partial \mathbf{M}_w}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D})^+ + (\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D})^+] + (\mathbf{d}_T^t \cdot \mathbf{M}_w) \times (\frac{\partial h_w}{\partial \mathbf{E}} \cdot \mathbf{D})^+)_g V_k \\ & + \sum_g w_g (\mathbf{B}_T \times (\mathbf{F}^m \cdot \frac{\partial \mathbf{M}_w}{\partial \mathbf{E}})^+ \cdot \mathbf{D})_g V_k \quad (2.46) \end{aligned}$$

Représentation du réservoir et conditions aux limites THM

La Figure 2.11 illustre les conditions aux limites associées à la résolution du couplage THM et la représentation du réservoir géothermique selon une approche 2D ou 3D (étant une extension hors-plan de la représentation 2D). Le modèle 2D est considéré comme une coupe verticale du réservoir, orientée selon la direction de la contrainte principale horizontale maximale et avec des limites entre les unités homogénéisées horizontales. Pour Soultz et Rittershoffen, la hauteur considérée pour le réservoir est de 5.35 kilomètres et la largeur *a priori* de 10 kilomètres. La direction horizontale dans le plan est notée x , celle hors-plan, y et celle verticale, z . La taille des éléments est prise de l'ordre de 100 mètres \times 100 mètres (\times 100 mètres pour la représentation 3D) soit la taille du VER. Les conditions aux limites sont similaires selon l'approche 2D ou 3D, pour chaque aspect du couplage THM :

- Pour l'aspect thermique, les températures sont imposées en haut et en fond de réservoir (conditions de Dirichlet), la donnée en température est directement déduite des profils de température en fonction de la profondeur. Les facettes latérales sont prises adiabatiques i.e. sans transfert de chaleur (conditions de Neumann).
- Pour l'aspect hydraulique, la pression de fluide est supposée égale à la pression atmosphérique en surface, soit à 0.1 MPa. Les autres frontières sont considérées comme imperméables i.e. sans transfert hydraulique.
- Pour l'aspect mécanique, en bas du réservoir et sur les facettes latérales, les

composantes normales des déplacements mécaniques sont supposées nulles. Le haut du réservoir est supposé comme une surface libre (soit vecteur contrainte nul).

État initial et étapes du processus de calcul

Le modèle THM étant non linéaire, les déplacements généralisés peuvent être très sensibles aux conditions initiales, ils doivent être définis avec précaution. L'état initial doit être également cohérent avec les équations d'équilibre et les relations flux-force (voir les Équations 2.1 à 2.6) prises à l'état stationnaire. Ici, les déplacements généralisés sont supposés constants. Ainsi les champs de température et de pression de fluide sont supposés être homogènes et respectivement égaux à 15 °C et 0.1 MPa. Le champ de déplacements mécaniques est supposé initialement nul. Les déformations et contraintes généralisées sont par conséquent nulles. Cette forte hypothèse sur l'état initial ne correspond pas à un état naturel du réservoir. Ceci implique une première étape d'application progressive des conditions aux limites et de la gravité (la seule force volumique considérée ici). Trois étapes consécutives sont définies pour le déroulement du calcul afin de faciliter la résolution numérique du système d'équations THM :

- en partant des conditions initiales, la pesanteur et les conditions aux limites sont progressivement imposées sur une "courte" période de 1000 années, durée permettant la convergence de l'étape. Cette étape a pour but d'éviter tout "choc hydraulique" et "thermique". Un chargement instantané des conditions aux limites peut entraîner un brusque gradient de pression de fluide et température aux groupes d'éléments définissant les limites du maillage. Ce gradient mal estimé aux points d'interpolation peut entraîner des oscillations numériques notamment en bas du réservoir.

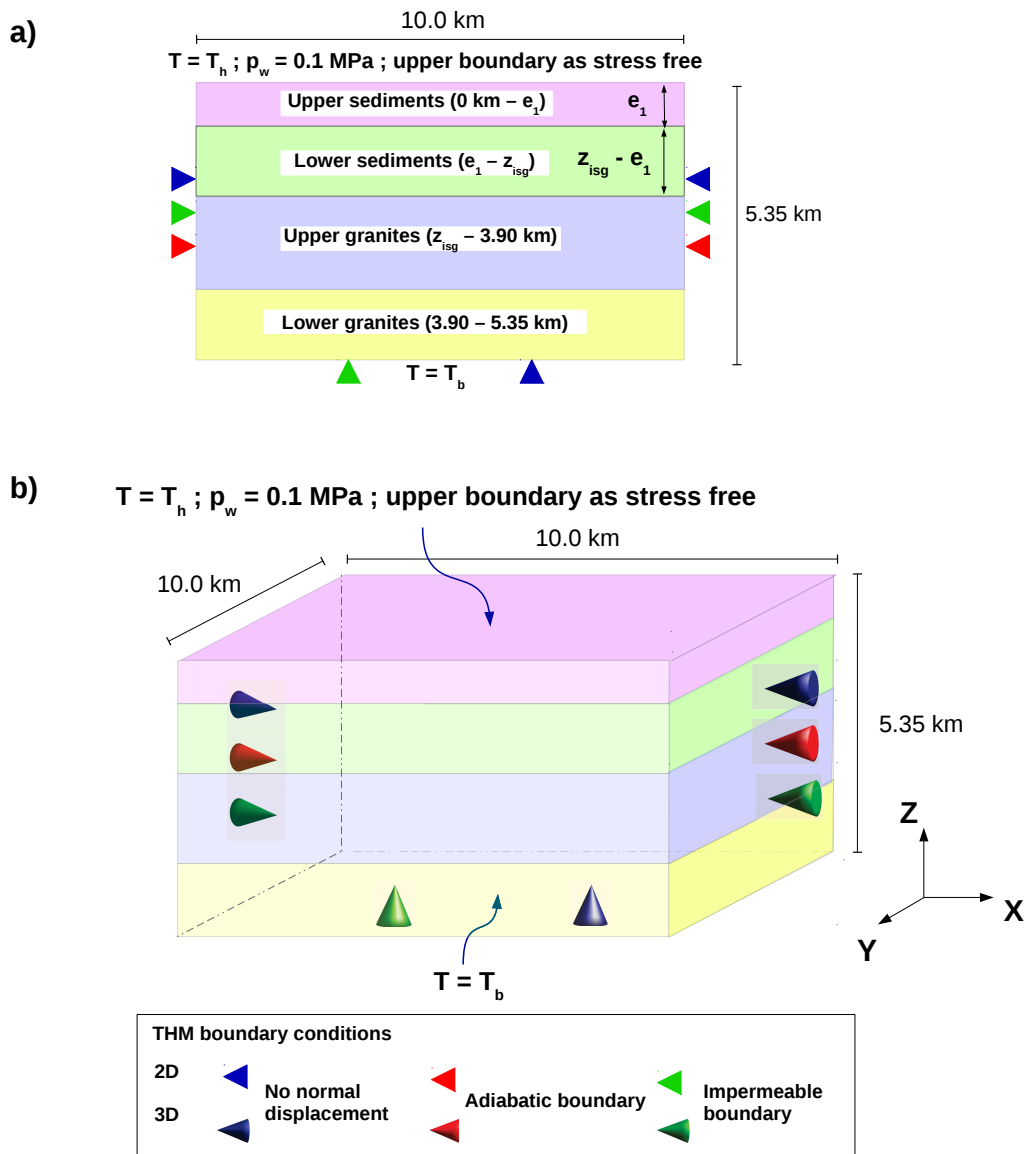


Figure 2.11: Conditions aux limites THM : a) selon l'approche 2D ; b) selon l'approche 3D. Les couleurs en arrière-plan correspondent aux unités homogénéisées. Les épaisseurs de la couche sédimentaire sont respectivement égales 1.4 km et 2.2 km pour les réservoirs de Rittershoffen et Soultz. L'épaisseur e_1 correspond à l'épaisseur des sédiments supérieurs. La température en fond de réservoir notée T_b est ici de 208 °C et celle en surface notée T_h de 15 °C.

- on laisse ensuite le système évoluer librement avec des conditions aux limites imposées jusqu'à atteindre la stabilisation des déplacements généralisés. On observe qu'un état quasi-stationnaire est atteint après environ 100 000 années.
- dans un dernier incrément, on force le système à atteindre un état stationnaire en imposant une annulation des termes non stationnaires dans les équations THM, ce qui amène à une résolution associée aux matrices tangentes décrites aux équations 2.45 et 2.46.

Une fois que l'état stationnaire est atteint, les champs de déplacements et de contraintes généralisés et de variables internes pour tout incrément de calcul sont récupérés en post-traitement afin d'étudier l'origine de l'anomalie thermique associée aux réservoirs géothermiques.

2.4 Analyse inverse

2.4.1 Présentation de la procédure d'inversion-optimisation

Choix de la méthode

Afin d'étudier l'origine de l'anomalie thermique associée à un réservoir géothermique profond, nous cherchons à reproduire par le modèle THM des données expérimentales reliées à la circulation hydrothermale et à l'état de contraintes mécaniques du réservoir. Une fois les données reproduites, il est alors possible de déterminer les propriétés pétrophysiques et géométriques (comme les épaisseurs des unités homogénéisées), associées à l'anomalie thermique, à l'échelle du réservoir (de l'ordre de la dizaine de kilomètres). De nombreuses méthodes inverses dites stochastiques existent pour réaliser ce travail d'optimisation :

- la méthode de Monte-Carlo, une approche bayésienne qui associe une distribution probabiliste à chaque paramètre (Voigt et al. 2012; Kosack et al. 2011;

Tarantola 2004).

- l'algorithme des plus proches voisins, basé sur une génération aléatoire de nouvelles valeurs de paramètres (Sambridge 1999).
- les algorithmes génétiques basés sur la reproduction d'une population de paramètres à chaque "génération" (Pérez-Flores et Schultz 2002).

Dans le cadre de la thèse, une procédure d'inversion déterministe dite "back-analysis" basée sur l'algorithme de Levenberg-Marquardt est choisie. En pratique, le logiciel *Code_Aster* interagit avec le logiciel PEST (pour "Parameter ESTimation") (Doherty 2005). A chaque itération lors de la procédure d'inversion, un calcul direct est effectué avec la distribution actuelle des paramètres. L'algorithme de Levenberg-Marquardt minimise alors la fonction erreur, qui est la différence de norme 2 entre les sorties du modèle et les observations de même nature que l'on cherche à reproduire en partant d'une distribution *a priori* de valeurs de paramètres. L'un des principaux avantages de cette approche d'inversion déterministe est qu'elle demande un temps de calcul moindre par rapport aux méthodes stochastiques. L'un des principaux désavantages consiste en la sensibilité de l'inversion vis à vis du jeu initial de paramètres. Néanmoins, les connaissances actuelles de Soultz et Rittershoffen permettent de définir les distributions *a priori* raisonnables des propriétés des roches.

Paramètres estimés et leurs distributions a priori

Chaque paramètre p ajusté lors la procédure d'inversion est compris dans une distribution uniforme dans un intervalle : $[p_{min}, p_{max}]$. Ces distributions *a priori* sont prises dans des intervalles plus larges que ceux observés à Soultz et Rittershoffen. Le Tableau 2.3 résume les distributions *a priori* des paramètres que l'on cherche à estimer pour chaque unité homogénéisée :

- la perméabilité ;

- la conductivité thermique ;
- le module de Young ;
- le coefficient de Poisson.

Les données choisies ont en effet été déterminées comme étant les plus sensibles par la perturbation de ces quatre propriétés. Les autres propriétés pétrophysiques moins sensibles décrites au Tableau 1.1 sont prises comme constantes durant le processus d'inversion aux valeurs résumés au Tableau 2.4. A noter, les données a priori sont majoritairement prises à l'échelle du laboratoire (\sim cm), les profils à l'échelle du puits (\sim m) et le modèle à l'échelle du réservoir (\sim km). La question de l'échelle a donc son importance pour la discussion des résultats obtenus après inversion-optimisation.

2.4.2 Choix des données à reproduire

Les données de l'anomalie thermique que l'on cherche à reproduire pour le modèle THM lors du processus d'inversion-optimisation sont :

- les profils de température en fonction de la profondeur en particulier le profil issu du puits GPK-2 montré en Figure 1.21 pour Soultz et celui observé au puits GRT-1 en Figure 1.29 pour Rittershoffen. A noter, nous ne cherchons pas à reproduire les perturbations locales observées sur les profils mais la tendance générale observée, les mesures associées ne sont donc pas considérées pendant l'inversion-optimisation.
- les profils des composantes principales de contrainte en fonction de la profondeur illustrés en Figure 1.22. Les mêmes Équations 1.4, 1.5 et 1.6 sont considérées pour les deux sites, Soultz et Rittershoffen (Evans, 2009).

Les profils observés de température sont supposés être localisés au même emplacement que le flux de chaleur maximum en proche surface. Les cartes de températures

Table 2.3: Distributions *a priori* des paramètres ajustés lors de procédure d'inversion.

Propriété (unité)	Sédiments supérieurs	Sédiments inférieurs	Granites supérieurs	Granites inférieurs
permeabilité K_{int} (m^2)	10^{-21} - 10^{-15}	10^{-21} - 10^{-15}	10^{-21} - 10^{-11}	10^{-21} - 10^{-11}
conductivité thermique λ_d ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5
module de Young E (GPa)	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0
coefficient de Poisson ν (-)	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49

Table 2.4: Valeurs des propriétés pétrophysiques fixées lors de l'inversion.

Propriété (unité)	Sédiments supérieurs	Sédiments inférieurs	Granites supérieurs	Granites inférieurs
porosité ϕ_o (%)	9.0	9.0	3.0	0.3
masse volumique r_0 (kg.m ⁻³)	2,390	2,390	2,690	2,690
coefficient de Biot b (-)	0.73	0.90	0.36	0.36
chaleur spécifique massique c_s (J.kg ⁻¹ .K ⁻¹)	800.0	800.0	800.0	800.0
dilatation thermique α_0 (10 ⁻⁵ K ⁻¹)	1.4	1.4	1.4	1.4
taux de chaleur radioactive θ_{rad} (μ W.m ⁻³)	0.1	1.0	5.0	5.0

interpolées en proche surface soutiennent cette hypothèse pour les sites de Soultz et Rittershoffen (Haas et Hoffmann, 1929). Les profils simulés que l'on cherche à rapprocher de ces données sont positionnés le long de l'axe vertical sur lequel le flux hydraulique est purement ascendant. Ceci correspond au milieu du modèle de réservoir dans le cadre de notre modèle THM. Les profils de contrainte-profondeur simulés sont extraits le long du même profil.

Chapitre 3

Modélisation THM de la circulation hydrothermale dans le réservoir de Sultz

3.1 Guide de lecture et résumé

Ce troisième chapitre reprend les travaux publiés dans le journal *Geothermics* en 2019 sur la modélisation THM de la circulation hydrothermale dans le réservoir de Sultz. La partie "*Overview of the Sultz-sous-Forêts reservoir*" correspond à un

résumé de la Partie "*Contexte général*" associé au site de Soultz. De même, la partie "*Inversion with a finite element THM Model*" reprend les éléments plus explicitement développés dans la partie "*Méthodologie*". Le chapitre "Results" se décompose en deux parties. Dans la première partie "*Inversion 1: hydro-thermal convection below the sediment/granite transition*", l'inversion-optimisation suppose que le toit hydraulique correspond à l'ensemble des sédiments. Faisant suite aux résultats peu satisfaisants concernant les propriétés pétrophysiques, la seconde partie "*Inversion 2: hydro-thermal convection through the sediment/granite transition*" lève cette hypothèse et permet de trouver une solution décrivant l'anomalie associée à un système convectif largement développé dans une majorité des sédiments. La partie "*Discussion*" se divise en trois parties : (i) une discussion sur la mise à l'échelle des propriétés pétrophysiques notamment pour le module de Young ; (ii) une étude de l'influence de la rhéologie du fluide sur l'anomalie thermique ; (iii) la comparaison de la variation latérale en température par rapport à un jeu de données régionales. En *conclusion*, l'application de l'approche de modélisation THM considérant un milieu homogénéisé a permis de reproduire l'anomalie thermique avec une faible influence de l'interface sédiments/granite et a permis d'explorer différentes problématiques liées à l'origine de l'anomalie tel que le rôle de la rhéologie de la saumure.

3.2 Circulation hydrothermale à large échelle dans le réservoir profond géothermique de Soultz-sous-Forêts (France)

Large scale hydro-thermal circulation in the deep geothermal reservoir of Soultz-sous-Forêts (France)

B erence Vallier¹, Vincent Magnenet², Jean Schmittbuhl¹ and Christophe Fond²

¹*EOST-IPGS, Université de Strasbourg/CNRS, Strasbourg, France*

²*ICUBE, Université de Strasbourg/CNRS, Illkirch, France*

3.2.1 Abstract

Many numerical models of the deep geothermal reservoir at Soultz-sous-Forêts (France) have been developed over the past decades. However, a reservoir model that integrates most of the geophysical large scale measurements is still missing. For this purpose, we developed a simplified thermo-hydro-mechanical (THM) model in two-dimensions (10 km in horizontal scale and 5 km in depth) based on a finite element method. Our approach neglects the details of the fluid flow along the major faults using a representative elementary volume of 100 m. The specificity of our approach is to invert from large scale temperature and stress profiles, several key parameters through the reservoir like thermal conductivity, permeability, Young's modulus and Poisson's ratio. Our study provides new insights on the extension of the hydro-thermal convection cells through depth, on the interpretation of the linear temperature gradient at shallow depth and on the up-scaling of rock physics properties from laboratory scale to field scale. It supports a weak influence of the lithological transition between the sediments and the granitic basement on the hydro-thermal circulation contrary to previous studies. We also show the significant effect of the brine viscosity on the hydro-thermal circulation. Lateral variability of temperature profiles with depth in the Upper Rhine Graben is shown to be consistent with the predictions of this simple model.

3.2.2 Introduction

The Upper Rhine Graben (URG) is one of the most studied regions in Europe for deep geothermal applications [Huenges and Ledru, 2011, Lu, 2017]. It has long been shown to host unusually high underground temperatures and thermal gradients (more than $100^{\circ}\text{C km}^{-1}$ in the first kilometer in depth) [Haas and Hoffmann, 1929, Schnaebeler, 1948]. This exceptional thermal state has led to the development of several successful deep EGS (Enhanced Geothermal System) projects in the region [Genter et al., 2016, Olasolo et al., 2016]. They aim at producing heat or electricity from the extracted geothermal fluid after increasing the permeability of the geothermal reservoir at depth through hydraulic, thermal or chemical stimulations [Tester et al., 2006, Schindler et al., 2010]. Located in Northern Alsace, the site of Soultz-sous-Forêts has been chosen 25 years ago [Gerard et al., 1994, Baria et al., 1999] as a pilot research site for Europe, first based on the HDR (Hot Dry Rock) concept and then as an EGS demonstrator [Kappelmeyer et al., 1991, Gérard et al., 2006, Schill et al., 2017]. The site has brought an incredibly huge collection of data sets about deep geothermal reservoirs. In particular, an important database of geophysical, geochemical and geological measurements is now available [Bresee, 1992, Genter et al., 2010, Sausse et al., 2010, Schaming et al., 2016], allowing to calibrate numerical models and subsequently understand the behavior of the present and future reservoirs.

For EGS projects, numerical models provide a useful tool for integrating data, studying the natural hydro-thermal circulation, testing new concepts and managing short and long term developments of the reservoir [Pruess, 1990, Kolditz and Clauser, 1998, Sanyal et al., 2000, Jain et al., 2015, Tomac and Sauter, 2017]. Most of the models are categorized into three main classes according to their geological fracture network description using [Willis-Richards and Wallroth, 1995]: (i) stochastic distributions [Baujard and Bruel, 2006, Cacas et al., 1990], (ii) regular grids [Watanabe and Takahashi, 1995, Willis-Richards et al., 1996, Kohl and Megel, 2007] or (iii) deter-

ministic sets [Gentier et al., 2005]. These models aim at solving the physical balance equations using more or less complex fracture network geometries. Few other models are based on a homogenized description of the medium and analyze in details the coupled physical processes such as the very rich thermo-hydro-mechanical-chemical (THMC) couplings [Kohl et al., 1995, Gelet et al., 2012, Diersch and Kolditz, 1998, Bachler and Kohl, 2005].

The goal of the present study is to focus on one specific objective of deep geothermal models: the description of the natural hydro-thermal circulation within the EGS reservoir. We use the example of Soultz-sous-Forêts site. Our motivation is based on the recent evolution of EGS reservoirs which are managed to enhance at best the reservoir productivity [Schill et al., 2017] but minimizing the transformation of the natural system in order to reduce at maximum induced risks and to extend the operation life of the geothermal plant at minimal cost [Huenges and Ledru, 2011]. Such an optimization requires the best knowledge of the initial natural system.

Our model integrates dominant thermo-hydro-mechanical (THM) couplings in two-dimensions using a finite element approach to predict the large scale and steady-state natural hydro-thermal circulation. The specificity of our approach is twofold. First, the reservoir is homogenized at the scale of 100 meters i.e. without considering details of inhomogeneities under this scale of description like the local structure of the fracture networks. Secondly, a special care is taken to describe in details the rheology of the in-situ fluid (e.g. density, viscosity, heat capacity) which depends on temperature and fluid pressure as shown by laboratory measurements. We also include different settings: (i) the main geological structures from the sedimentary cover [Aichholzer et al., 2016, Vidal et al., 2015] to the granitic basement [Dezayes et al., 2005b, Sausse et al., 2010] including the fractured and altered domains [Dezayes et al., 2010, Cuenot et al., 2008b] (ii) the temperature-depth profiles through the deep boreholes GPK2, 3 and 4 [Pribnow and Schellschmidt, 2000, Schindler et al., 2010]

(iii) the distribution of the natural radioactivity [Rummel, 1992, Pribnow et al., 1999, Pribnow and Schellschmidt, 2000] (iv) the regional stress-state [Evans et al., 2009, Cornet et al., 2007, Valley, 2007] (v) the rock properties and their up-scaling [Haenel, 1983, Rummel, 1992, Kirk and Williamson, 2012, GeORG, 2013] (vi) the geochemical data from brine samples [Aquilina et al., 1997, Andre and Vuataz, 2005, Sanjuan et al., 2006]. The physical balance equations are solved using the finite element *Code_Aster* for the direct approach. We then invert reservoir parameters from temperature and stress measurements. We finally discuss: (i) the impact of the geological settings on the hydro-thermal circulation (ii) the up-scaling of rock parameters from laboratory to the reservoir scales (iii) the sensitivity of the complex rheology on the hydro-thermal circulation (iv) the lateral variability of temperature and stresses in the reservoir.

3.2.3 An overview of the Soultz-sous-Forêts reservoir

Geological setting

A sketch of the main geological units at Soultz-sous-Forêts is proposed in Figure 4.1a [Dezayes et al., 2005a]. The uppermost part of the geological structure begins with the Pliocene-Quaternary sequence composed of sand and clay [Aichholzer et al., 2016]. This layer is directly in contact with clays and marls of the Oligocene age. Below, Eocene formations are composed of two units: ferruginous marls of the Red Layer and clayey marlstones interbedded with domolite layers (i.e. the Dolomitic Zone). The Tertiary unit is overlying Jurassic formations that include the Dogger black silty clay-shales and the Lias grey clay formations. The Triassic sequence is the deepest part of the sedimentary cover. It corresponds to Keuper marls and clays, Muschelkalk limestones and marly-calcareous dolomites. The last Triassic layer is the Buntsandstein sandstone. Below the sediments at a depth of 1.4 km, a granitic basement extends down to the bottom of the cored domain. The very top part of this granite (about

150m thick) shows evidences of paleo-weathering from the Permian age making the transition to the Buntsandstein not always easy to be identified [Hooijkaas et al., 2006, Aichholzer et al., 2016]. The upper part of the granitic basement (above an average depth of 3.9 km) consists of a porphyritic monzo-granite with K-feldspar megacrysts. This granite shows actually two petrographic facies [Dezayes et al., 2010]. The lower part exhibits an intense vein alteration contrary to the upper part [Dezayes et al., 2005e]. However both facies evidence the hallmarks of a significant hydro-thermal circulation through the fracture system. Below, is located a first transition at about 3.9 km to a biotite and amphibole enriched granite and a second transition at about 4.6 km to a rather different leuco-granite with very fine-grains and two micas (muscovite and biotite). The latter is younger (327 Ma versus 334 Ma) than the above granites [Dezayes et al., 2010].

Well logs (UBI, BHTV, Gamma ray, Helium...), microseismicity and Vertical Seismic Profile (VSP) measurements have been combined in order to characterize the fracture networks in the Soultz reservoir [Dezayes et al., 2010, Cuenot et al., 2008b, Sausse et al., 2010]. Two main natural fracture systems have been recognized in the Soultz granite [Dezayes et al., 2005c]. The first system is a closely-connected network of small-scale fractures. The second one is a set of large-scale fractures forming an anisotropic porous medium. Open small-scale fractures have been identified from granite core analyses in EPS-1 borehole until 2350 m deep. The fractures have a mean aperture of 1.5 mm and a maximum aperture of 250 mm according to the core analyses [Traineau et al., 1991]. They are organized into clusters of high fracture density (about 3 fractures per meter). The dimension and orientation of the fracture zones are measured from borehole image data [Evans et al., 2009]. Two major orientations have been observed: $N0^{\circ}-75^{\circ}W$ and $N170^{\circ}-70^{\circ}E$, the latter strike being close to the maximal stress direction $N170^{\circ}$. Large-scale fractures have been identified thanks to well logs [Dezayes et al., 2005a], microseismicity analyses and vertical

seismic profiles [Cuenot et al., 2006]. Fifty-three of them have been integrated into a geological model built by Sausse et al. [2010] which extends between a depth of 1012 m to 5000 m. The fracture areas have been estimated from microseismic studies to be of the order of one hundred meters but a few extend up to three kilometers [Evans et al., 2005b, Genter et al., 2010]. In Figure 4.1a, the largest one (FZ4770) identified by Sausse et al. [2010] is shown. The fault FZ4770 intersects the GPK3 well at a depth of 4770 m and reaches the openhole of GPK2 at 3900 m. FZ4770 is responsible for around 70 percent of fluid losses during hydraulic tests [Sanjuan et al., 2015]. Its orientation is parallel to the NNW-SSE orientation of the Rhine Graben.

Temperature profiles and hydro-thermal circulation

The Soultz-sous-Forêts region exhibits high temperatures in the near surface: around fifty degrees at 400 meters deep [Pribnow and Schellschmidt, 2000, Baillieux et al., 2013]. Figure 3.2a features temperature-depth profiles in wells GPK1,2,3,4 at equilibrium [Cuenot et al., 2008a, Schindler et al., 2010, Genter et al., 2010]. The first striking observation is that despite their spatial separation in particular at depth (more than a kilometer), they globally superimpose and all exhibit three major common trends with depth. In the upper part of the sedimentary cover, the geothermal gradient is constant around $110^{\circ}\text{C km}^{-1}$. From the sediment-granite interface to around 3.9 km deep, the gradient declines to less than $10^{\circ}\text{C km}^{-1}$. Some local temperature disturbances (less than 10 degrees) from the general trend have been recorded around 2.0 km and 3.4 km deep [Vidal et al., 2015]. They are generally considered as local thermal signatures of fault zones [Evans et al., 2005a]. The overall strong similarities between the T-logs (Figure 3.2a) suggest however that the large-scale faults have a weak influence on the temperature profiles since the thermal regime is structured at a larger scale than the fault zones. After 3.9 km deep, the geothermal gradient progressively tends to the average Central European gradient, around $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ [Genter

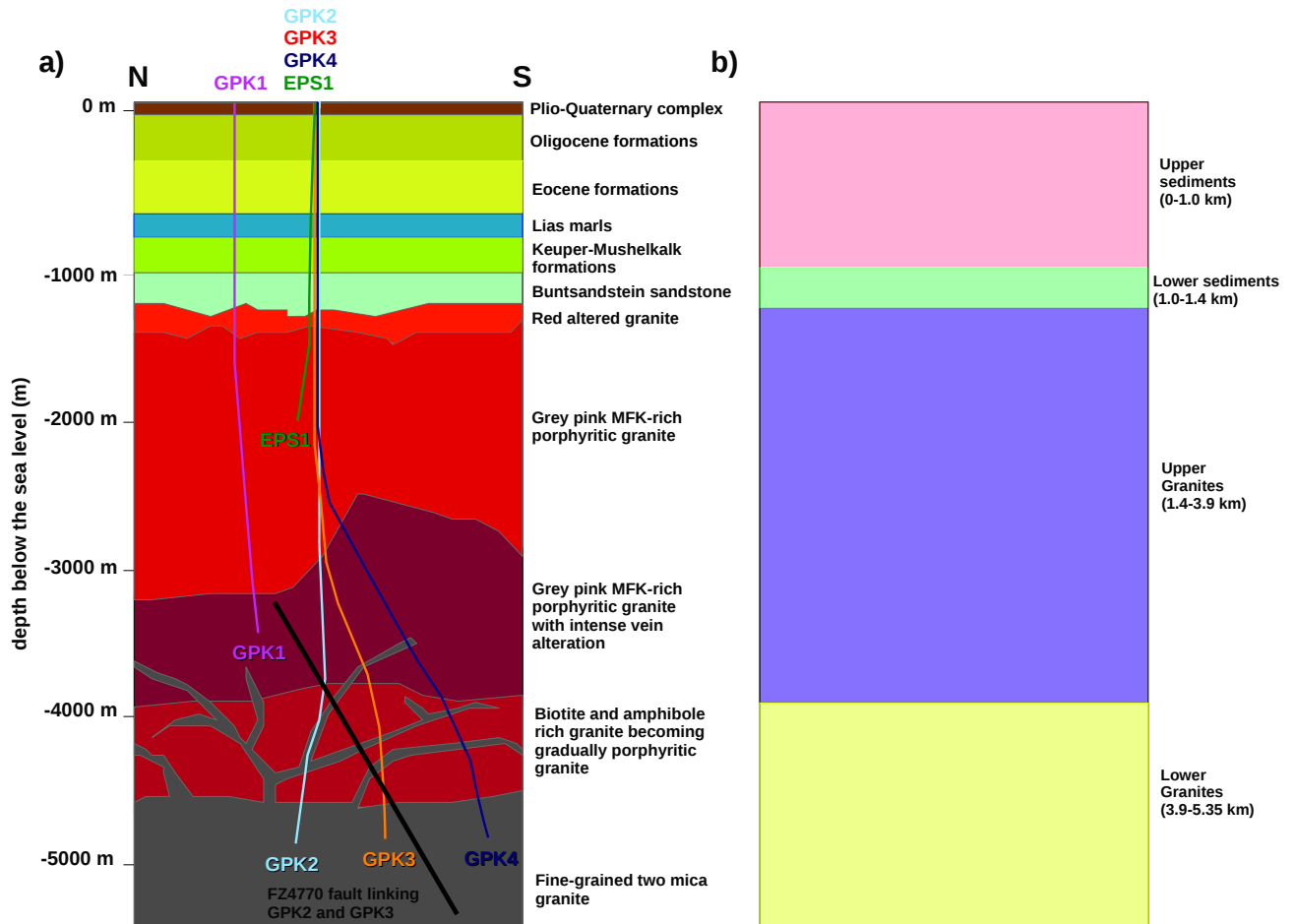


Figure 3.1: (a) 2D conceptual model of the geology at Soultz-sous-Forêts (modified after Dezayes et al. [2005a] (Fig. 28) and after Aichholzer et al. [2016] (Fig. 3)). Trajectories of GPK1, EPS1, GPK2, GPK3 and GPK4 wells are shown with colored lines. The major fault through the reservoir (FZ4770) is drawn as a black line [Sausse et al., 2010]. (b) Simplified reservoir model for the present work with four main geological units.

et al., 2010]. However, the geothermal gradient at depth is higher than the average Central European gradient owing to the crustal thinning combined with the thermal blanketing of the sediments [Freyermark et al., 2017].

The very low values of the geothermal gradient ($\sim 10^\circ\text{C km}^{-1}$) between 1.5 km (the sediment/granite transition) and 4 km (the upper/lower granite transition) is classically interpreted as the result of an active and large scale hydro-thermal convection within the fractured granite [Person and Garven, 1992, Bataillé et al., 2006, Genter et al., 2010]. Indeed, an abundant natural brine has been evidenced in the reservoir. Analyses of the geochemical composition of the in-situ fluid have been conducted in GPK2 [Aquilina et al., 1997, Sanjuan et al., 2006, Andre and Vuataz, 2005]. From 650 to 3,470 m deep, the native fluid has been identified as a heavy brine (NaCl solution) which possesses a total dissolved solid of 100g l^{-1} and a pH around 5. The similarity of the composition of the brine between 650 and 3,470m deep indicates that the brine has a common sedimentary origin, circulating through a complex system of faults [Genter et al., 2010]. This fluid circulation has been characterized by tracer tests, geothermometers (e.g. Na/Li) and numerical modeling [Clauser et al., 2002, Bachler and Kohl, 2005, Sanjuan et al., 2006].

In a simple homogeneous model, the onset of spontaneous convection in a porous medium is controlled by the Rayleigh number [Murphy, 1979, Desai, 2002]:

$$Ra = \frac{K_{int}\rho_w^2\alpha_w c_w^p L^2 \mathbf{F}^m \cdot \nabla T}{\mu_w \lambda} \quad (3.1)$$

with K_{int} the intrinsic permeability [m^2], ρ_w the fluid density [kg m^{-3}], α_w the fluid thermal dilatation [K^{-1}], c_w^p the fluid heat capacity [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$], ∇T the thermal gradient [K m^{-1}], L the characteristic length of the porous medium [m], \mathbf{F}^m the massic force density [N kg^{-1}], λ the thermal conductivity [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$] and μ_w the fluid dynamic viscosity [Pa s].

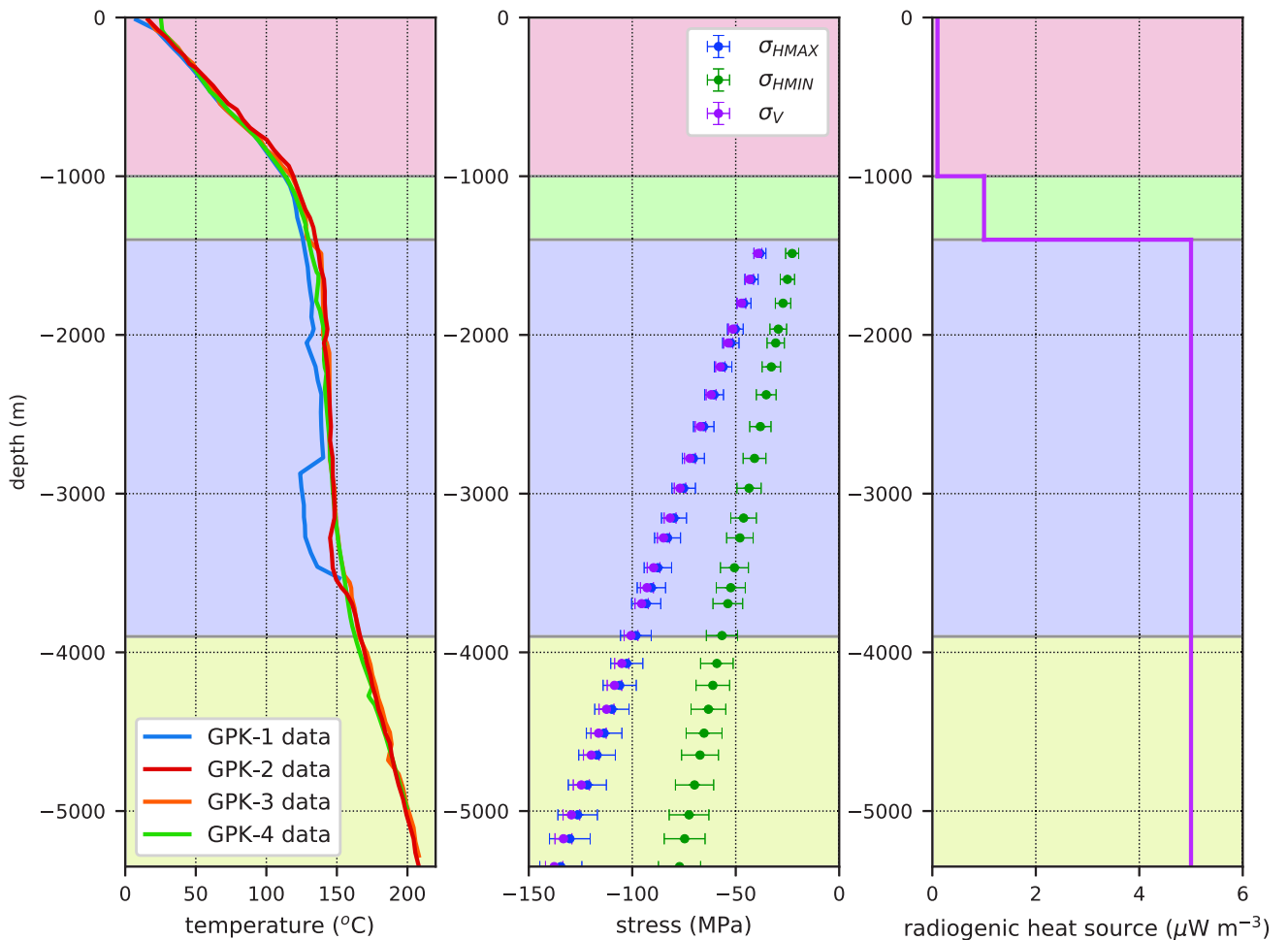


Figure 3.2: (a) Equilibrium temperature profiles obtained from log run in the Soutz-sous-Forêts wells (GPK2, GPK3, GPK4) after drilling operation over [Cuenot et al., 2008b]. (b) Experimental correlations of the principal stress in Soutz-sous-Forêts reservoir. [Evans et al., 2009]. (c) Radiogenic heat sources distribution modified after Kohl et al. [2000], GeORG [2013].

Using the Soultz conditions and knowing that convection is initiated when $Ra \geq Ra_c$ where Ra_c is the critical Rayleigh number ($Ra_c \approx 40$ for a porous medium), Equation (3.1) predicts that convection is triggered if [Turcotte and Schubert, 2014b, Bachler, 2003]:

$$\nabla T \geq \nabla T_c = \frac{4.2 \cdot 10^{-10}}{K_{int} L^2} \quad (3.2)$$

where ∇T is the effective thermal gradient [K m^{-1}]: $\nabla T = (T_{bottom} - T_{top})/L$. Assuming a fractured granite thickness of $L = 2.5 \text{ km}$, an upper bound of the large-scale permeability of $1 \times 10^{-14} \text{ m}^2$, we obtain $\nabla T_c = 6.7 \text{ K km}^{-1}$ which is smaller than the observed $\nabla T_c = 10 \text{ K km}^{-1}$ (see Figure 3.2a). It confirms that spontaneous convection inside the fractured granite is expected.

Natural radioactivity

The contribution of natural granite radioactivity to the origin of the thermal anomaly in the Soultz-sous-Forêts reservoir has been studied from core analyses [Rummel, 1992, Pribnow et al., 1999, Pribnow and Schellschmidt, 2000, Baillieux et al., 2013]. Granite core samples from GPK1 exhibit a mean radiogenic production rate of $6.2 \pm 0.7 \mu\text{W m}^{-3}$ [Rummel, 1992]. Those from GPK2 cores show a rate between 3 (at 1.5 km depth) and $6 \mu\text{W m}^{-3}$ (at 4.5 km depth) [Pribnow et al., 1999]. A radiogenic heat production exists also in the Soultz sediments but is usually considered as negligible compared to the granite. In lower sediments, the radioactive rate is about $1.0 \mu\text{W m}^{-3}$ in GPK1 and 10 times larger than in the upper sediments [Baria et al., 1998, Clauser and Villinger, 1990, Kohl et al., 2000, GeORG, 2013]. Figure 3.2c shows a schematic depth profile of the radiogenic heat production at Soultz. The production rate are respectively set at 0.1, 1.0, $5.0 \mu\text{W m}^{-3}$ for the upper sediments, the Buntsandstein sandstone and the two granites

Stress state

Several studies have been performed to characterize the natural stress state at Soultz [Cornet et al., 2007, Valley, 2007, Evans et al., 2009]. They rely on the analysis of BoreHole TeleViewer (BHTV) images, gamma density logs, distribution and magnitude of breakouts through the different boreholes (EPS1, GPK1, GPK2, GPK3 and GPK4). Figure 3.2b shows the linear trends with depth z of the principal stress magnitudes from Evans et al. [2009]:

$$\sigma_v = (-1.3 \pm 0.6) + (25.5 \pm 0.98) z, \quad (3.3)$$

$$\sigma_h = (-1.78 \pm 1.82) + (14.09 \pm 0.45) z, \quad (3.4)$$

$$\sigma_H = (-1.3 \pm 0.1) + (24.9 \pm 1.88) z, \quad (3.5)$$

with z being negative and expressed in km in the range [-5.35;-1.40]km. All stresses in MPa. The component of the horizontal minimum stress σ_h is significantly lower than the maximum horizontal stress σ_H , respectively about 70 MPa and 130 MPa at 5.0 km deep. The orientation of the maximum horizontal stress σ_H is obtained from the analysis of breakouts and Drilling Induced Tension Fractures (DITFs) : N175°E±30° [Cornet et al., 2007]. A similar value: N169°E±14°, has been found by Evans et al. [2009] and Valley [2007].

Rock physics

Table 4.1 presents a synthetic review of the Soultz-sous-Forêts rock properties obtained either from laboratory measurements on core samples or from geophysical investigations. Thermal conductivities are varying between 1.1 and 5.9 W m⁻¹ K⁻¹. Permeabilities show an even larger variability: from 1.0×10⁻²⁰ to 3.2×10⁻¹² m² [Hettkamp et al., 1999, Kohl et al., 2000, Bär, 2012, GeORG, 2013, Magnenet et al., 2014, Griffiths et al., 2016, Heap et al., 2017]. Both properties are strongly influenced by the

important scale-dependent heterogeneities of the reservoir rocks related to lithology variability and the impact of the fracture networks on the transport properties of fluid and heat. The poroelastic properties such as Young's modulus and Poisson's ratio are deduced at the laboratory scale from P and S waves measurements of sediment and granite cores. The mean value of Young's modulus in the sediments is around 29 GPa [Sausse, 2002, Rummel, 1992]. In the granite the mean Young's modulus is estimated to be about 38 GPa. The Poisson's ratio is in the range [0.1-0.3] for the upper sedimentary cover, between 0.1 and 0.5 for the Buntsandstein sandstone and from 0.1 to 0.38 for the granite. We see that direct measurements of these parameters provide large uncertainties in the THM modeling. As shown later, to overcome this difficulty, we will invert the values of the most important parameters and not limit our approach to a direct computation, using the measured ranges as *a priori* distribution for the inversion.

Towards a large-scale reservoir model for Soultz

The goal of the present work is to build the simplest numerical model consistent with the main characteristics of the Soultz reservoir developed in the above overview. Accordingly, the model does not aim at describing the whole complexity of the geology like the details of the fault networks. No large-scale fault is included because of their weak influence on the large scale thermal state. The small scale but pervasive network is assumed to have a larger influence on the thermal state than the large scale but sparse network. The geology structure of the Soultz reservoir has been idealized as four homogenized units as shown in Figure 4.1. The effective porous medium in each unit of the reservoir is assumed to be fully saturated with a single-phase heavy brine. Figure 3.2c illustrates the depth distribution of radiogenic heat sources chosen for the present work. Figures 3.2a and 3.2b represent the two observables (temperature and stress profiles with depth) that we aim to reproduce by adjusting permeability and

Table 3.1: Typical rock properties according to: [1] Magnenet et al. [2014] ; [2] Kohl et al. [2000] ; [3] GeORG [2013] ; [4] Bär [2012] ; [5] Rummel [1992] ; [6] Haenel [1983]; [7] Freymark et al. [2017] ; [8] Kirk and Williamson [2012] ; [9] Sausse [2002] ; [10] Heap et al. [2017] ; [11] Griffiths et al. [2016] ; [12] Hettkamp et al. [1999].

Property (unit)	Upper sediments	Lower sediments	Upper granites	Lower granites
	Range of values	Range of values	Range of values	Range of values
ϕ_o (%)	3.0 ^[1] -35.0 ^[1]	2.9 ^[10] -20.7 ^[11]	0.13 ^[3] -25.55 ^[3]	0.13 ^[3] -0.8 ^[1]
r_0 (kg.m ⁻³)	2,300 ^[1] -2,600 ^[1]	2,180 ^[4] -2,660 ^[7]	2,500 ^[1] -2,800 ^[1]	2,650 ^[6] -2,800 ^[6]
E (GPa)	10.0 ^[1] -90.0 ^[1]	8.0 ^[1] -39.0 ^[5]	25.0 ^[9] -80.0 ^[5]	25.0 ^[9] -80.0 ^[5]
ν (-)	0.1 ^[9] -0.33 ^[1]	0.06 ^[1] -0.46 ^[1]	0.1 ^[9] -0.38 ^[5]	0.1 ^[9] -0.38 ^[5]
b (-)	0.65 ^[1] -0.8 ^[1]	0.8 ^[1] -1.0 ^[1]	0.27 ^[1] -0.45 ^[1]	0.27 ^[1] -0.45 ^[1]
c_s (J.kg ⁻¹ .K ⁻¹)	800 ^[1]	800 ^[1]	800 ^[1]	800 ^[1]
λ_d (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	1.1 ^[3] -5.9 ^[3]	1.2 ^[3] -4.2 ^[3]	2.3 ^[3] -4.3 ^[3]	2.3 ^[3] -4.3 ^[3]
α_0 (10 ⁻⁵ K ⁻¹)	1.3 ^[8] -1.5 ^[8]	1.3 ^[8] -1.5 ^[8]	1.4 ^[1]	1.4 ^[1]
θ_{rad} (μ W.m ⁻³)	0.1 ^[2] -1.0 ^[3]	0.5 ^[1] -1.0 ^[3]	1.0 ^[6] -6.2 ^[5]	1.0 ^[6] -6.2 ^[5]
K_{int} (m ²)	1.0e ⁻¹⁸ ^[4] -3.2e ⁻¹⁴ ^[4]	1.0e ⁻¹⁸ ^[11] -1.0e ⁻¹³ ^[10]	1.0e ⁻²⁰ ^[12] -3.0e ⁻¹⁴ ^[12]	1.0e ⁻²⁰ ^[12] -1.8e ⁻¹⁵ ^[3]

Table 3.2: Summary of the generalized thermodynamic variables. The notation “sym” stands for the symmetric part of a 2-ordered tensor.

	Mechanics	Hydraulics	Thermics
Displacement	Mechanical displacement ξ	Fluid pressure p_w	Temperature T
Strain	Linear strain $\epsilon = \text{sym}(\nabla\xi)$	∇p_w	∇T
Stress	Cauchy stress tensor σ	Mass flow M_w	Heat flow q

thermal conductivity via an inversion approach of the observed profiles.

3.2.4 Inversion with a finite element THM Model

Balance equations

To study the thermal, hydraulical and mechanical processes (THM coupling), three kind of thermodynamic variables are defined in our model (see Table 3.2): the generalized displacements, strains (the gradient of the latter) and stresses (the thermodynamic dual of strains).

The momentum balance equation leads to the mechanical equilibrium between body forces acting on an infinitesimal volume dV through a body force density per unit of mass (gravity in this case) and the surface forces acting on its boundaries:

$$\nabla \cdot \sigma + r \mathbf{F}^m = 0 \quad (3.6)$$

with σ the Cauchy stress [Pa], \mathbf{F}^m the massic force density [N kg^{-1}] and r the total homogenized specific mass [kg m^{-3}].

The mass balance equation corresponds to the mass balance of the fluid flowing into the elementary volume dV during the infinitesimal time dt :

$$\frac{\partial m_w}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{M}_w = 0 \quad (3.7)$$

with \mathbf{M}_w , the hydraulic flow [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$] and m_w , the mass content of water.

The energy balance equation takes into account the different kind of thermal transfers in the elementary volume dV during the infinitesimal time dt :

$$\mathbf{M}_w \cdot \mathbf{F}^m + \theta_{rad} = h_w^m \frac{\partial m_w}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial t} + \nabla \cdot (h_w^m \mathbf{M}_w) + \nabla \cdot \mathbf{q} \quad (3.8)$$

with θ_{rad} the heat source due to the radioactivity of rocks [W m^{-3}], h_w^m the fluid specific enthalpy [J kg^{-1}], Q the variation of the internal energy within dV neither resulting from convection nor conduction [J m^{-3}] and \mathbf{q} the heat conductive flow [$\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$].

Rock matrix rheology

Stress and strains relations The mechanical behaviour of the rock matrix is assumed to be thermoelastic. The Hooke law links the linearized strain tensor ϵ and the effective stress tensor σ' as follows:

$$d\sigma' = \mathbb{C} : (d\epsilon - \alpha_0 dT \mathbf{1}), \quad (3.9)$$

with σ' the effective Cauchy stress [Pa], \mathbb{C} the drained elasticity tensor [Pa], $\mathbf{1}$ the unit tensor and α_0 the linear thermal dilatation of the dry material [K^{-1}].

For the hydraulic and thermal behaviors, the Darcy and Fourier laws are respectively considered:

$$\mathbf{M}_w = \frac{\rho_w K_{int}}{\mu_w} (-\nabla p_w + \rho_w \mathbf{F}^m), \quad (3.10)$$

$$\mathbf{q} = -\lambda \nabla T. \quad (3.11)$$

In the last equations, λ stands for the thermal conductivity [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$], K_{int} the intrinsic permeability [m^2], μ_w the fluid dynamic viscosity [Pa s] and ρ_w the fluid density [kg m^{-3}].

Poroelastic behavior The Cauchy stress can be split into two components:

$$\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}' + \sigma_p \mathbf{1}, \quad (3.12)$$

with σ_p the hydraulic stress. The porous medium is described by the incremental evolutions of σ_p and the porosity:

$$d\phi = (b - \phi)(d\epsilon_v - 3\alpha_0 dT + \frac{dp_w}{K_s}), \quad (3.13)$$

$$d\sigma_p = -b dp_w, \quad (3.14)$$

with ϵ_v the total volume strain, K_s the matrix bulk modulus [Pa] and b the Biot coefficient.

The fluid content m_w depends on the porosity and is defined by the variation of water volumetric mass between the actual and the initial state:

$$m_w = \phi(1 + \epsilon_v)\rho_w - \phi_0\rho_w^0. \quad (3.15)$$

In the last equation, ρ_w^0 is the initial fluid density [kg m^{-3}] and ϕ^0 the initial porosity.

Thermal properties In order to take into account the variations of rock properties if temperature evolves between 10 and 220 °C and fluid pressure between 0.1 and 56 MPa, the thermal conductivity of the dry rock is described by the classical mixing law:

$$\lambda_{dry}(T) = (1 - \phi_0)\lambda_s(T) + \phi_0\lambda_{air}(T) \quad (3.16)$$

with λ_s (resp. λ_{air}) the thermal conductivity of solid grains (resp. of air). We assume that the thermal conductivity of air is negligible. Consequently, the thermal

conductivity of solid grains can be written as:

$$\lambda_s(T) = \frac{\lambda_{dry}(T)}{1 - \phi_0}. \quad (3.17)$$

Thermal conductivity of the dry material is assumed to depend linearly on temperature:

$$\lambda_{dry}(T) = a_{\lambda_{dry}} + b_{\lambda_{dry}}T \quad (3.18)$$

with $a_{\lambda_{dry}}$ and $b_{\lambda_{dry}}$ empirical constant parameters obtained from experimental measurements. Finally, the homogenized thermal conductivity of the saturated porous media is expressed by using the same kind of mixing law as previously:

$$\lambda(T) = (1 - \phi)\lambda_{dry}(T) + \phi\lambda_w(T). \quad (3.19)$$

The specific heat for the dry medium is defined using a similar experimental correlation as Equation (5.16):

$$c_{dry}(T) = a_{c_{dry}} + b_{c_{dry}}T. \quad (3.20)$$

As proposed for the homogenized thermal conductivity, we can define the specific heat capacity and the initial specific mass as:

$$c_s(T) = \frac{c_{dry}(T) - \phi_0 c_{air}}{1 - \phi_0} \quad (3.21)$$

$$r_0 = \rho_{dry} + \phi_0 \rho_w^0 \quad (3.22)$$

with c_{air} the specific heat capacity of air.

Brine rheophysics

Contrary to many approaches, the present work will study in details the influence of the fluid rheology and more specifically the sensitivity of its rheology to temperature,

on the hydro-thermal circulation. Unfortunately very few experimental investigations have been done into the rheophysics of the natural brine at Soultz-sous-Forêts. Subsequently, we propose to “build” rheological laws for the main physical brine properties: density, thermal dilatation, dynamic viscosity, thermal conductivity and specific heat capacity, by extrapolating experimental results from artificial brines at different salinities (NaCl), temperatures and pressures [Zaytsev and Aseyev, 1992, Kestin et al., 1981, Rowe and Chou, 1970]. We will assume that the natural brine is correctly approximated by a pure NaCl solution with a mean specific mass content of 100 g L^{-1} . The differences between the properties of pure water and a brine solution are illustrated in Figures 3.3 and 3.4. Salinity is shown to significantly impact the fluid sensitivity to temperature in particular for the fluid specific mass (Fig. 3.3). It suggests that the salinity of the brine is playing a significant role on the hydro-thermal circulation.

The specific mass of the brine is expressed with a constant tangent bulk modulus K_w [Pa] and a dilation coefficient α_w [K^{-1}] depending on temperature:

$$\frac{d\rho_w}{\rho_w} = \frac{dp_w}{K_w} - 3\alpha_w(T)dT. \quad (3.23)$$

The latter is chosen to depend quadratically on temperature as shown in Table 4.2. The empirical correlation parameters a_{α_w} , b_{α_w} and c_{α_w} in Table 4.2 have been evaluated by fitting the empirical correlations proposed by Rowe and Chou [1970] with the integral form of Equation (5.1).

The heat capacity of brine c_w^p is assumed to depend quadratically on temperature according to Zaytsev and Aseyev [1992]. According to the same authors, the thermal conductivity of the brine is shown to have an exponential dependence with temperature (see Table 4.2). The viscosity of the brine is also assumed to have an exponential dependence with temperature as proposed by Kestin et al. [1981] (see Table 4.2 and

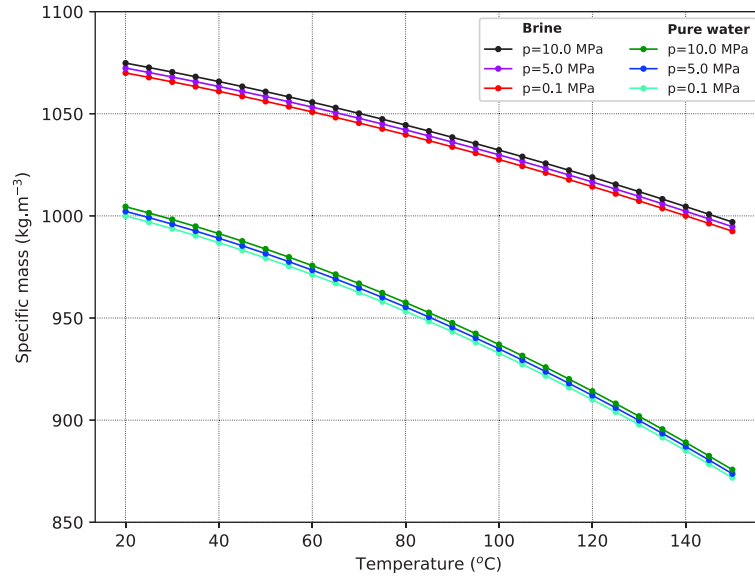


Figure 3.3: Specific mass of pure water and brine as a function of temperature according to Eq.(5.1) and temperature sensitivity of Table 4.2, deduced from the empirical correlation of Rowe and Chou [1970].

Figure 3.4). Finally, the specific enthalpy of brine is assumed to be expressed as:

$$dh_w^m = c_w^p(T)dT + [1 - 3\alpha_w(T)T] \frac{dp_w}{\rho_w}. \quad (3.24)$$

A finite element method

The balance and constitutive equations presented in the last sections are solved using the Finite Element Method (FEM) [Zienkiewicz et al., 2013]. The simulations are carried out with the finite element open source software *Code_Aster* [EDF, 2016] but with specific developments of new functionalities: (i) introduction of distributed radiogenic heat sources in each geological unit; (ii) a solver version for steady state solutions; (iii) an introduction of new rheological properties of the brine; (iv) an adaptive time step based on the local Rayleigh number (see Equation 3.1) for transient solutions. We used two-dimensional THM quadratic finite elements (see Figure 3.5). A second-order polynomial interpolation in each THM element is introduced for the

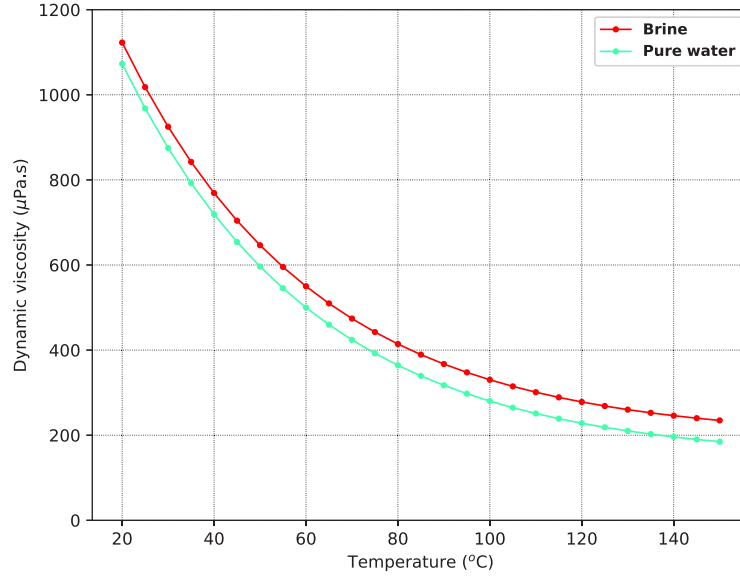


Figure 3.4: Fluid dynamic viscosity of pure water or the brine according to the experimental correlations from Kestin et al. [1981].

Table 3.3: Review of the equations constitutive of the brine properties and retained coefficients.

Parameter	Expression	Coefficients
K_w (GPa)	2.2	—
μ_w (Pa s)	$\mu_w^\infty + \Delta\mu_w^\infty \exp(\beta(T - T_{ref}))$	$\mu_w^\infty = 1.9 \times 10^{-4}$ Pa s $\Delta\mu_w^\infty = 6.2 \times 10^{-6}$ Pa s $\beta = -0.02$ K ⁻¹ $T_{ref} = 406.4$ K
c_w^p (J kg ⁻¹ K ⁻¹)	$a_{c_w^p} + b_{c_w^p}(T - T^1) + c_{c_w^p}(T - T^1)^2$	$a_{c_w^p} = 3.7$ J kg ⁻¹ K ⁻¹ $b_{c_w^p} = 0.4$ J kg ⁻¹ K ⁻² $c_{c_w^p} = 4.6 \times 10^{-3}$ J kg ⁻¹ K ⁻³ $T^1 = 273.15$ K
α_w (K ⁻¹)	$a_{\alpha_w} + 2b_{\alpha_w}(T - T^0) + 3c_{\alpha_w}(T - T^0)^2$	$a_{\alpha_w} = 1.3 \times 10^{-4}$ K ⁻¹ $b_{\alpha_w} = 4.3 \times 10^{-7}$ K ⁻² $c_{\alpha_w} = 2.5 \times 10^{-10}$ K ⁻³ $T^0 = 293.0$ K
ρ_w (kg m ⁻³)	$\rho_w^0 \exp(\frac{p_w - p_w^0}{K_w} - 3(a_{\alpha_w}(T - T^0) + b_{\alpha_w}(T - T^0)^2 + c_{\alpha_w}(T - T^0)^3))$	$\rho_w^0 = 1,070$ kg m ⁻³ $p_w^0 = 0.1$ MPa
λ_w (W m ⁻¹ K ⁻¹)	$a_{\lambda_w} [1 - b_{\lambda_w} \exp(-c_{\lambda_w}(T - T^1))]$	$a_{\lambda_w} = 0.7$ W m ⁻¹ K ⁻¹ $b_{\lambda_w} = 0.2$ $c_{\lambda_w} = 0.02$ K ⁻¹

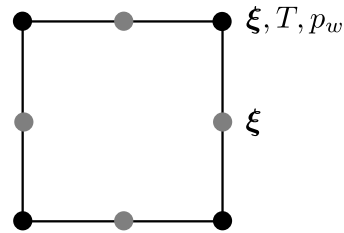


Figure 3.5: Schematic representation of the THM finite element: the black nodes have temperature (T), fluid pressure (p_w) and mechanical displacement (ξ) as degrees of freedom, whereas the gray nodes carry only mechanical displacements.

mechanical displacements and a first-order one for the temperature and fluid pressure.

Figure 4.2 illustrates the mesh grid of the four units from the reservoir model (see Figure 4.1). We denote by x the horizontal direction, z the out-of-plane horizontal one and y the vertical one. The mesh grid is based on a vertical cross-section of the Soultz reservoir until 5,35 km in depth and about 10 km in horizontal direction. As described in the Section 3.2.3, the mesh-grid included only four geological units and no large scale fault is included. The reservoir is homogenized at the scale of one quadratic element e.g. around $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$. The current mesh grid contains 11,147 nodes and 2,226 elements. In Figure 4.2, the thermo-hydro-mechanical boundary conditions are also summarized:

- For the thermal aspect, the temperatures are respectively maintained at 15 and 208 °C on the upper and lower boundaries. The lateral boundaries are taken as adiabatic.
- For the hydraulic part, a fluid pressure of 0.1MPa (i.e. the value of the atmospheric pressure) is imposed on the upper boundary. The other boundaries are assumed to be impermeable.
- For the mechanical aspect, the normal displacement is nil on the lower and lateral boundaries. The upper boundary is stress free.

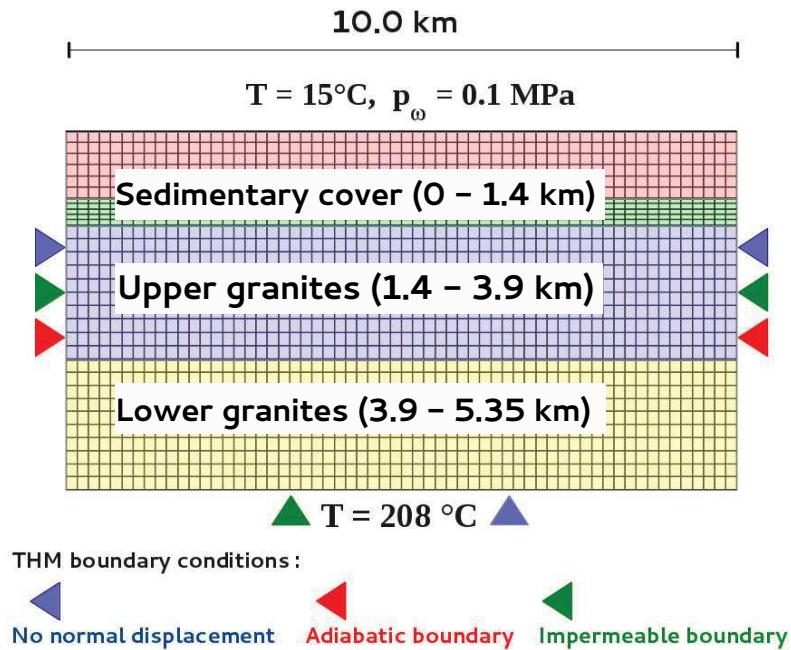


Figure 3.6: 2D mesh grid as a vertical cross-section and boundary conditions. The background colors correspond to the geological layers homogenized at the scale of the size of one quadratic element (i.e. around 100 meters).

An important point is the definition of the fluid specific enthalpy h_w^m at the initial state. According to Eq. (3.24), the fluid enthalpy does not have an integral expression. Indeed, the enthalpy is incrementally defined from the reference field $h_w^m(T^{ref}, p_w^{ref})$ with T^{ref} and p_w^{ref} , the constant and uniform fields of temperature and fluid pressure over the whole system respectively. In order to initialize correctly the fluid enthalpy, we first assume homogeneous temperature and fluid pressure fields, respectively of 15 °C and 0.1 MPa. In a first step of calculation, the boundary conditions and gravity are progressively applied during a “short” transient period, starting from the initial temperature and fluid pressure fields. In a second step, we let the system freely evolve under constant boundary conditions. Finally, we look for a steady state by vanishing the non stationary terms appearing in the constitutive equations.

Inverse method

In this study, we aim at assessing the key parameters (permeability, thermal conductivity, Poisson's ratio and Young's modulus) from an inversion of the observed temperature and stress - depth profiles using the described THM model as the direct model. The inversion is carried out using the Parameter ESTimation code (PEST) [Doherty, 2005], that allows model-independent parameter-estimation, parameter-predictive uncertainty assessment and sensibility analysis. PEST uses a standard resolution approach based on a Levenberg–Marquardt algorithm with a classic least square (L_2 -norm) minimization. Simulated vertical temperature and stress profiles for the inversion are obtained at the middle of the mesh grid.

The prior distributions of permeabilities, thermal conductivities, Poisson's ratios and Young's moduli are chosen from a range of values typically larger than the variability of the laboratory measurements (see Table 4.3). These prior distributions are supposed to be uniform on the chosen interval. They allow to explore all the experimental values a priori relevant for the Soultz-sous-Forêts reservoir. In the following, we will explore two families of inversion (inversions 1 and 2) changing only two parameters: the prior distribution of permeability in the lower sediments and the depth of the transition between the upper and lower sediments. This approach can be seen as a test of the role of transition between the sedimentary cover and the granitic basement as an hydraulic cap rock: with such a transition in inversion 1 and without in inversion 2.

3.2.5 Results

Inversion 1: hydro-thermal convection below the sediment/granite transition

For the first type of inversion (inversion 1), we assume the geological units and their associated interfaces to be set as described in Section 3.2.3. Permeabilities, thermal

Table 3.4: Ranges of tested values during the PEST inversions.

Property (unit)	Upper sediments	Lower sediments	Upper granite	Lower granite
		Solution 1 Solution 2		
Permeability K_{int} (m^2)	10^{-21} - 10^{-15}	10^{-21} - 10^{-15} 10^{-21} - 10^{-11}	10^{-21} - 10^{-11}	10^{-21} - 10^{-15}
Thermal conductivity λ_d ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5
Young's modulus E (GPa)	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0
Poisson's ratio ν (-)	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49

conductivities, Poisson's ratio and Young's moduli are explored in the ranges described in Table 4.3 using PEST algorithm for the inversion and the Finite Element *Code_Aster* as the direct model. Figure 3.7 summarizes the chosen prior distributions. We see that prior distributions (dash lines) are typically larger than the range of experimental measurements (hatched zones) except for the upper bound of the permeability in the sediments. In doing so, we assume an *a priori* lower permeability above the sediment/granite transition reading the sedimentary cover as an hydraulic cap rock.

The inversion procedure leads to a very good fit of the measured temperature profile at GPK2 (see Figure 3.8a). The temperature distribution is shown in Figure 3.8b together with a map of the Darcy velocities. Both evidence an hydro-thermal convection limited to the upper granite. The convection cells have an horizontal extension of 3.0 km and a height of 2.2km. The maximum of the Darcy's velocity is 19.0 cm.y^{-1} . In the sediments, the heat transport is mostly conductive as typically interpreted. A similar purely conductive regime exists in the lower granite below 4 km. Figure 3.7 shows the profiles of inverted permeability and thermal conductivity per geological layers (thick lines). The inverted permeabilities are $4.0e-14m^2$ and $6.0e-17m^2$ for the upper granite and for the other geological units respectively. Interestingly, the inverted values are within the experimental ranges (the thick blue line blue the hatched zones) and significantly higher or lower than the boundaries of the prior distributions in particular in the sediments where we limited the upper bound of the permeability. The inverted thermal conductivities are respectively about 0.6 and $1.7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for

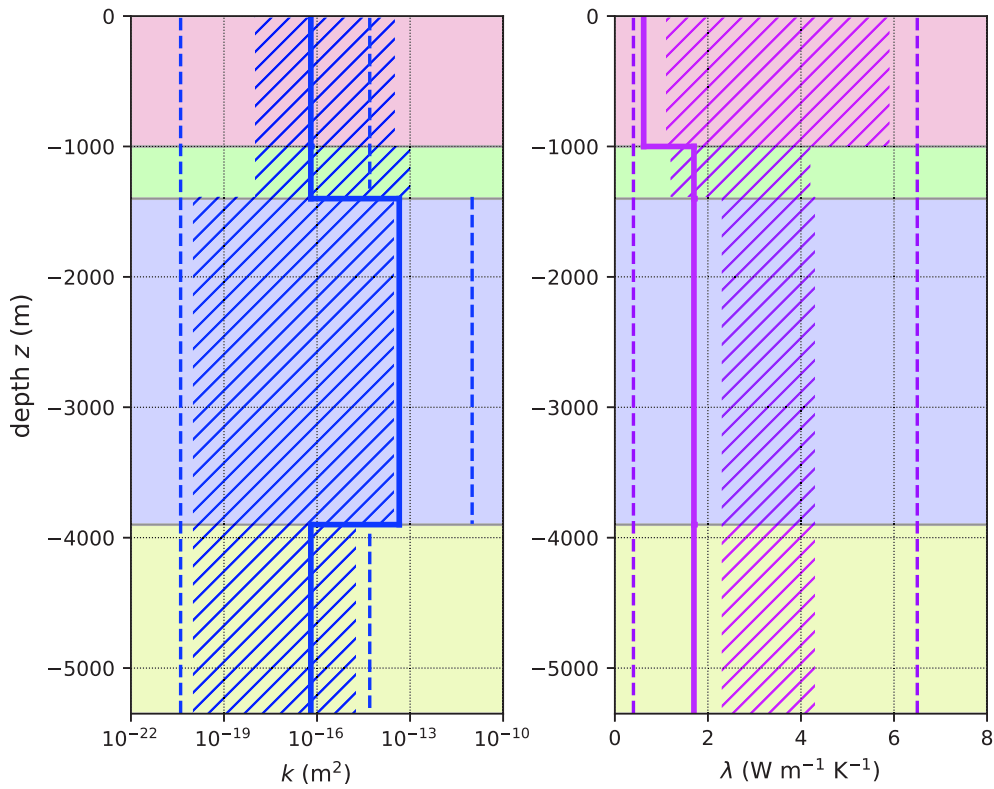


Figure 3.7: Inversion 1 - (left) Inverted profile of the permeability (thick blue line). (Right) Inverted profile of the thermal conductivity (thick pink line). Hatched zones correspond to the range of experimentally measured permeability (in blue) and thermal conductivity (in red) (see Table 4.1). Background colors correspond to the geological units.

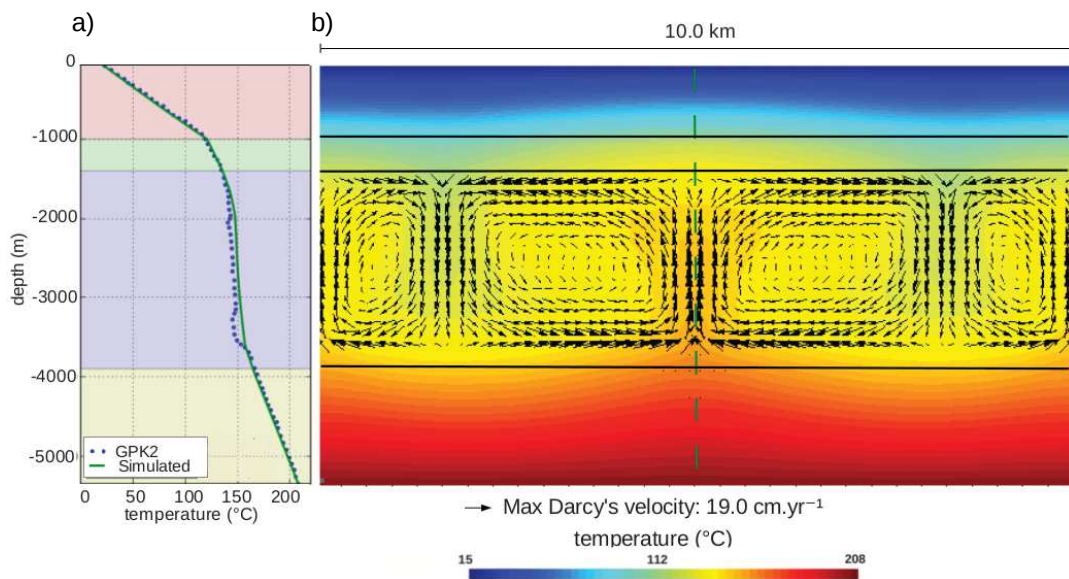


Figure 3.8: Inversion 1 - (a) Comparison of the simulated temperature profile obtained at the middle of the Soultz-sous-Forêts mesh grid and the observed profile at GPK2 well. (b) Maps of calculated temperatures (background colors) and Darcy's velocities (arrows) for the inversion assuming the geological units and their associated depths as described in Section 3.2.3. The green dashed line is the location of the profile of a).

the upper sediments and for the other geological units. We see that inverted thermal conductivities are not consistent with direct laboratory measurements (*i.e.* the thick pink line being out of the hatched zones). Indeed, the inverted thermal conductivity of the upper sediments is $0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, close of the value for the pure water at laboratory scale [Birch et al., 1942], and close to the prior boundary of $0.4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The inverted thermal conductivity of the granite is about $1.7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ significantly lower than the laboratory values around $2.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Inversion 2: hydro-thermal convection through the sediment/granite transition

A second inversion (inversion 2) has been carried out changing two prior informations in order to explore other possible THM solutions. First, the prior distribution of the permeability in the sediments have been extended to include all experimental values and to be similar to the upper granite (see Fig. 3.9). In doing so, we relax the a priori assumption that the transition between the sediments and the granite corresponds to an hydraulic cap rock. Secondly, the depth of the transition within the sediments between the first and second units is now adjusted during the inversion, simultaneously with the rock properties. The prior distribution for the depth of this interface between the upper and lower sediments is chosen uniformly between 10 and 1350 m.

Inversion 2 leads to a new solution of the hydro-thermal circulation where the transition between the sediments and the granite has a weak influence on the circulation. Figure 3.10a shows the very good fit of the observed temperature-depth profile at GPK2 that is obtained. It illustrates that another family of solutions exists also in very good agreement with the large scale temperature evolution. The predicted maps of temperatures and Darcy velocities are plotted in Fig. 3.10b. They illustrate that the simulated hydro-thermal convection in inversion 2 is involving not only the upper granite but also most of the sediments. The convection cells are wider compared to inversion 1 having a width of 3.0km and the height of 3.8km. We checked that the size of the convection cells was constant when changing the system width between 5 and 20km. The maximum of the Darcy's velocity is 11.5 cm.yr^{-1} .

Figure 3.9 shows the depth profiles of inverted permeability and thermal conductivity. The hatched zones correspond to the experimental values and the background colors represent the four main geological units. The inverted depth of the transition between the upper and lower sediments is now at 100m depth, i.e., much shallower than for inversion 1 where it was at 1000m. This transition corresponds to

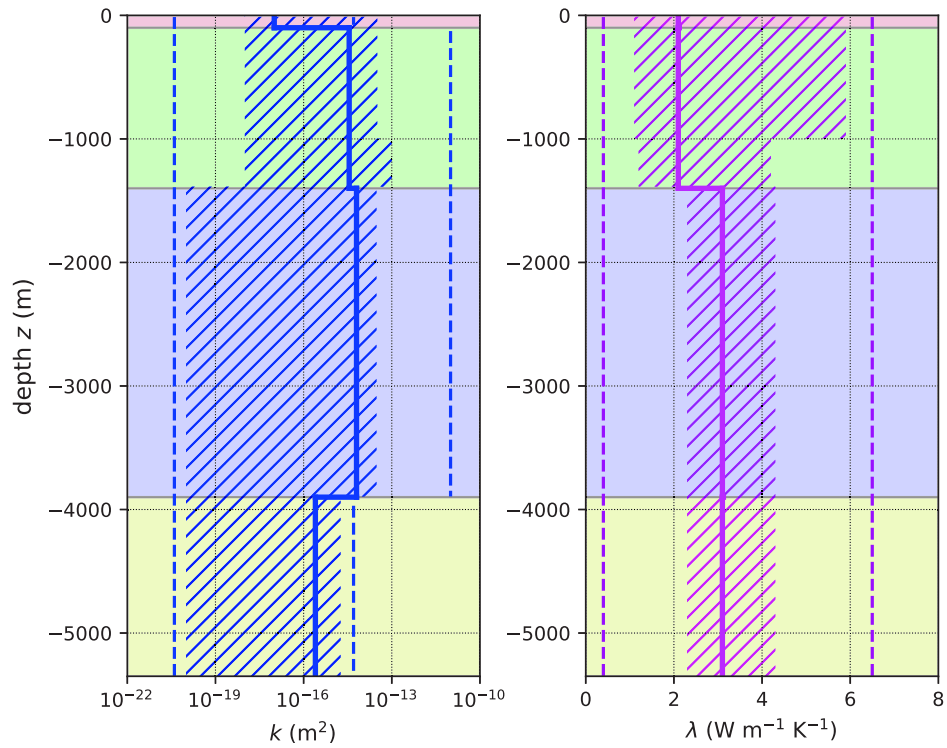


Figure 3.9: Inversion 2 - permeability and thermal conductivity depth profiles for the second inversion adjusting the depth of the transition between the upper and lower sediments and extending the prior distribution of permeability in the lower sediments. On the left: inverted permeability vertical profile. On the right: inverted rock thermal conductivity vertical profile. The shadow zones correspond to the range of values for the measured permeability (in green) and thermal conductivity (in red) (see Table 4.1). Background colors correspond to the geological layers.

the hydraulic cap rock for inversion 2, leading to a significant convective flow much closer to the surface. As shown in Fig. 3.9, the inverted permeabilities are respectively $1.0\text{e-}17\text{m}^2$, $3.5\text{e-}15\text{m}^2$, $6.0\text{e-}15\text{m}^2$ and $2.5\text{e-}16\text{m}^2$ for the upper sediments, the lower sediments (below 100m deep), the upper and the lower granites. The contrast between the granite and the sediments is significantly reduced suggesting that the lithological transition between the sediments and the upper granite is not influencing the large scale permeabilities within the reservoir. This might be explained by the fracture dominated permeability and the strong similarities of the conductive fracture network in both formations. Indeed, numerous fractures have been identified from mud logging, around 300m and in the Jurassic sequence, between around 630 and 1320m in depth [Aichholzer et al., 2016]. Between both inversions, the biggest discrepancy is the permeability of the lower sediments: respectively $6.0\text{e-}17\text{m}^2$ and $3.5\text{e-}15\text{m}^2$ consistently with a major difference in the hydraulic cap rock setting, in the lower sediment in inversion 1 and in the very shallow sediments in inversion 2. Interestingly, the inverted thermal conductivities in inversion 2 are very consistent with the typical laboratory values, unlike in the first inversion. They are indeed much higher in the second inversion: 3.1 vs $1.7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in the granites and 2.1 vs $0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in the sediments. We observed the whole sediments are a thermal cap rock in inversion 2 contrary to inversion 1 where the thermal cap rock was limited to the upper sediments. In both inversions, the sediments are having a lower thermal conductivity than the granite leading to a thermal blanketing of the sediments. It has to be emphasized that in inversion 2, hydraulic and thermal cap rocks are independent: the shallow upper sediments for the hydraulic cap rock and the deep lower sediments for the thermal cap rock.

Darcy's velocities have been estimated by several previous modelling in the Upper Rhine Graben upper crust [Clauser and Villinger, 1990, Kohl et al., 2000, Guillou-Frottier et al., 2013]. For instance, Guillou-Frottier et al. [2013] found out that the

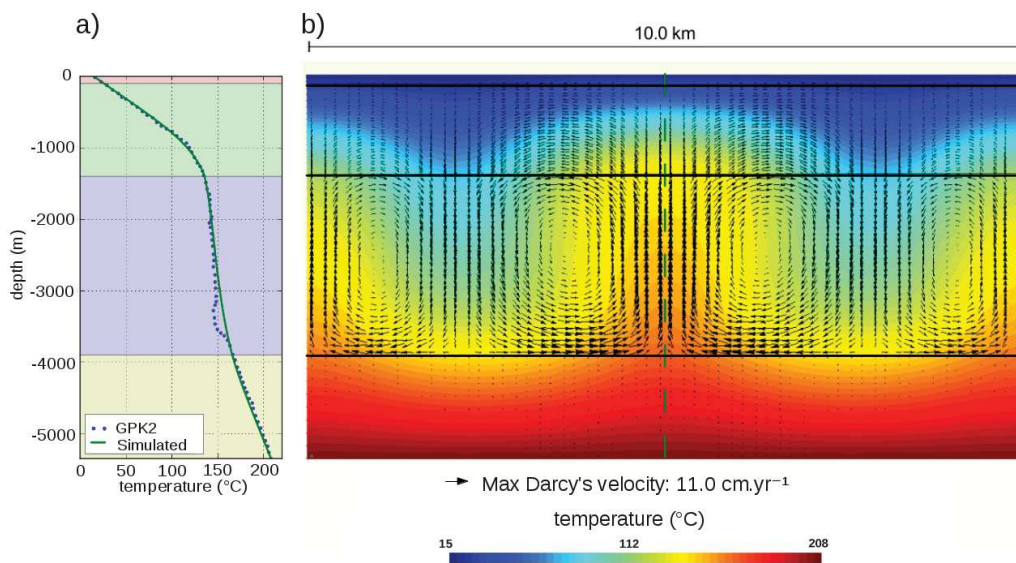


Figure 3.10: Inversion 2 - (a) Comparison of the simulated temperature profile obtained at the middle of the Soultz-sous-Forêts mesh grid and the observed profile at GPK2 well. (b) Maps of calculated temperatures (background colors) and Darcy's velocities (arrows) for the inversion assuming the geological units and their associated depths as described in Section 3.2.3. The green dashed line is the location of the profile of a).

Darcy's velocity is about 5.0 cm.yr^{-1} and 10.0 cm.yr^{-1} , respectively in the Buntsandstein sandstone and the upper granite. These results are consistent with the hydraulic tests reported in Baria et al. [1998]. Figure 3.11 compares the Darcy's velocity – depth profiles for both inversions. In the first inversion, the Darcy's velocity exhibits a large contrast between the sedimentary cover and the lower granite: less than 1.0 cm.yr^{-1} compared to 18.0 cm.yr^{-1} in the upper granite. In the second inversion, the Darcy's velocity shows a broader distribution, increasing progressively in the sediments until 4.5 cm.yr^{-1} at the interface with the granite and reaching a maximum also at 2.7km depth. Then, the Darcy's velocity progressively decreases in the lower granite to a mean value of 1.5 cm.yr^{-1} .

Inversion of the elastic moduli

Since our THM model solves the momentum balance equation for both the solid and the fluid (Eq. 3.6), we are able to assess the total stress state of the Soultz-sous-Forêts reservoir and predict principal stress profiles that can be compared to the observed ones as shown in Figure 3.12. Using PEST and a similar procedure to the permeability and thermal conductivity inversions (*i.e.*, large prior distributions compared to experimental values), we performed an inversion of the elastic moduli (Young's modulus and Poisson's ratio) using the observed profiles of principal stresses (Fig. 3.2b). We assumed that our 2D model was oriented along the direction of the maximum horizontal principal stress σ_H and considered only σ_v , σ_H for the inversion. In the framework of inversion 2 for the hydro-thermal circulation, the inverted Young's moduli are respectively 15 and 25 GPa for the sediments and for the granitic basement (see Fig. 3.12). To invert the minimum horizontal stress σ_h , we had to consider an orthotropic elastic behavior with an anisotropic ratio of 3 between σ_H and σ_h (see Fig. 3.12). The inverted Poisson's ratio are respectively 0.23, 0.25 and 0.20 for the sediments, the upper and lower granites in good agreement with experimental

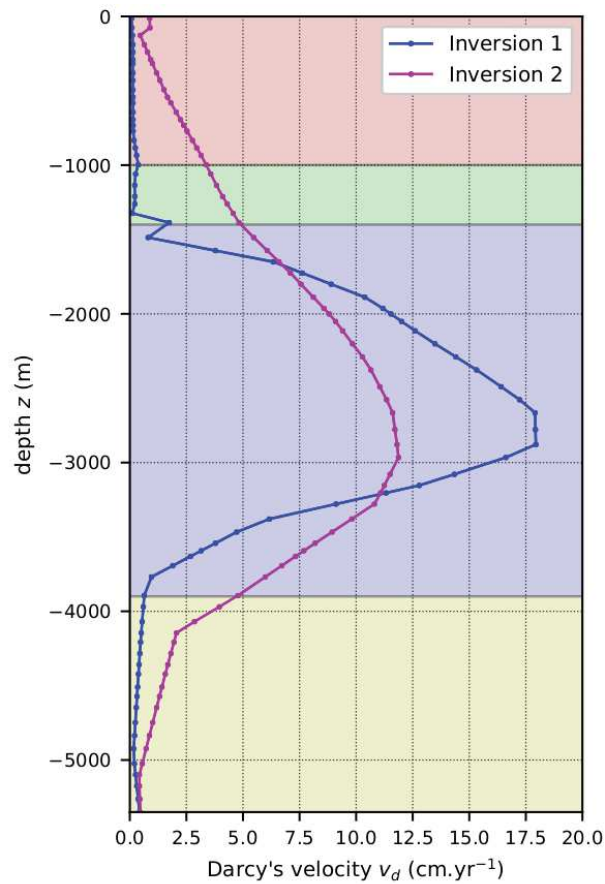


Figure 3.11: Comparison of Darcy's velocity – depth profiles for both inversions: inversion 1 is assuming the geological units and their associated depths to be as described in Section 3.2.3 (in blue). For inversion 2, the depth of the transition between the upper and lower sediments is inverted and the prior permeability distribution in the sediments is extended (in purple).

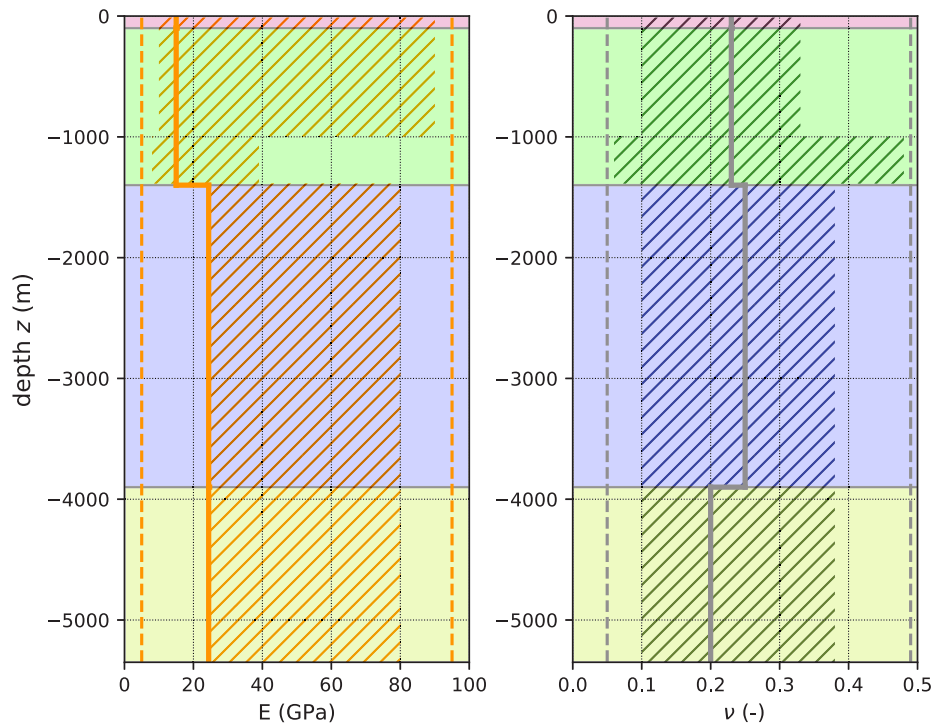


Figure 3.12: On the left: Inverted Young's modulus-depth profile. On the right: inverted Poisson's ratio-depth profile. The shadow zones correspond to the range of values for the measured Young's modulus (in orange) and Poisson's ratio (in grey) (see Table 4.1). The background colors correspond to the geological layers.

measurements. Figure 3.13 shows the best fit of the in-situ stress-depth profiles for the three principal components σ_v , σ_H and σ_h .

3.3 Discussion

Rock properties

Concerning the thermal conductivity, the discrepancy between the inverted rock properties and the laboratory data is a significant issue specially in the inversion 1, that should be discussed in the light of several factors. The rock properties measured at laboratory scale (centimeter scale) could be different from that at the scale of the finite element, *i.e.* 100 meters. Indeed, effective properties at reservoir scale can widely differ from laboratory scale and follow a complex up-scaling relationship

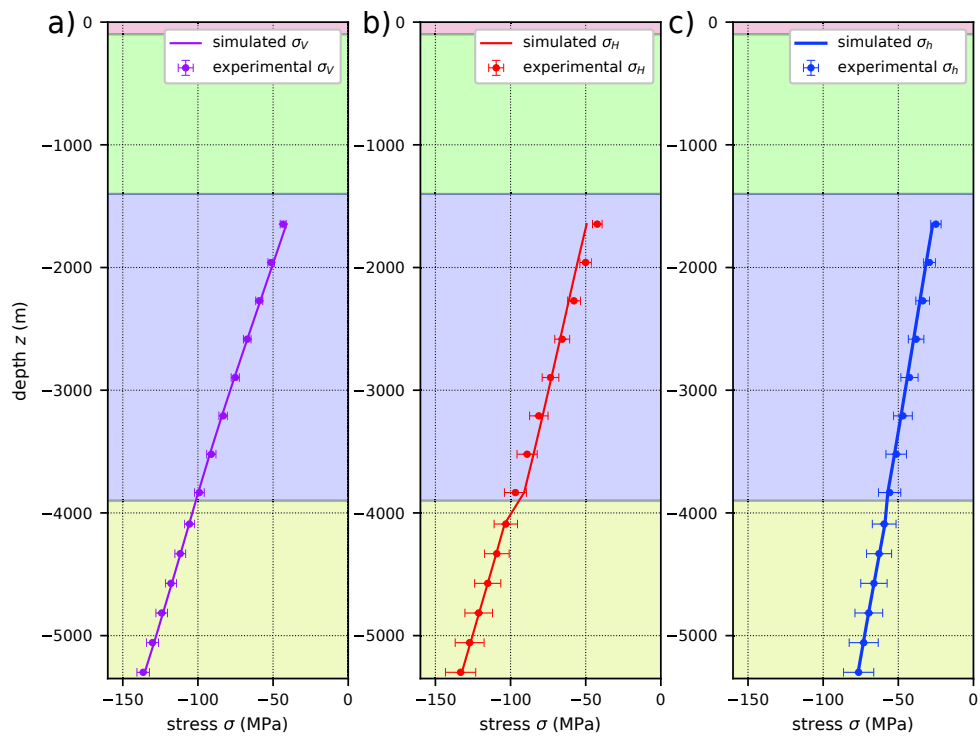


Figure 3.13: Fitting principal stress components - depth profiles : (a) vertical σ_v and (b) horizontal minimum σ_h and (c) maximum σ_H stress profiles obtained at the middle of the Soultz-sous-Forêts mesh grid.

[Mavko et al., 2009]. The link between laboratory and field scales is particularly questionable for fractured media such as the Buntsandstein sandstone or the altered porphyritic granite. Moreover, the laboratory measurement may not derive from the rock under in-situ conditions. More specifically, Clauser and Huenges [1995] highlights that thermal conductivities from laboratory scale might show differences due to the potential influence of mineral content, porosity and pore-fluid.

The observed discrepancy of elastic moduli between small scale laboratory measurements and our large scale inverted values might have different origins. A first possibility is the sensitivity to the rate of the associated strain. Indeed, the rocks can be loaded either dynamically in the kHz to MHz frequency range or in a static manner at constant load. Static elastic moduli are typically lower than the dynamic ones measured [Cornet, 2015]. The static and dynamic Young's moduli measured on granite cores from Soultz-sous-Forêts are estimated in the range 25.0 GPa to 47.0 GPa [Rummel, 1992] and in the range 69.0 GPa and 80.0 GPa [Rummel, 1992, Sausse, 2002] respectively. However, our THM model does not aim to solve the wave propagation which would involve dynamic values. Here, only the static values of Young's moduli are considered. Another potential explanation is the temperature effect on the elastic moduli [Cornet, 2015, Berard and Cornet, 2003]. The temperature range in the granitic basement is between around 120°C and 210°C (see Figure 2). Such variations of temperature could induce thermal perturbations in the rock such as microcracking influencing the mechanical properties of the rock. Laboratory tests studying this effect show that the Young's moduli for crystalline rocks decrease about 15% between 25°C and 175°C and then, 5% up to 300°C [Heard and Page, 1982]. However, this effect is not considered in our THM model and thus, can not explain the difference between the experimental values at the laboratory scale and the inverted ones. Besides, this discrepancy could be related to visco-elastic effects linked to pressure solution processes along the fracture system [Magenet et al., 2017]. In their modeling of the

mechanical state in the Paris Basin, these effects explain the lower elastic moduli at large scale compared to laboratory scale. The difference between experimental values at small scale and our quasistatic inversion at large scale is an upscaling issue. Our inversion at large scale of the reservoir properties implicitly includes an homogenization of small scale fracture networks. Since fractures are known to be weak elements compared to the matrix from which cores are extracted for laboratory measurements, our large scale effective elastic moduli are expected to be smaller than experimental measurements.

Influence of the brine viscosity

Few studies address in details the role of the brine viscosity on the hydro-thermal circulation, and more specifically its nonlinear behavior, *i.e.* the nonlinear sensitivity of the viscosity to temperature and pressure [Jaupart and Mareschal, 2010]. In the present work (see Section 3.2.4), the fluid dynamic viscosity is nonlinear with an exponential decrease with temperature (Table 4.2). To illustrate the influence of the fluid viscosity on the hydro-thermal circulation, we compare the best model obtained from inversion 2 with two test cases (see Fig. 3.14). In the first test case, the viscosity is set constant with the value from the nonlinear law (Table 4.2) at the surface temperature ($T = 15\text{ }^{\circ}\text{C}$): $\mu_w = 1211\text{ }\mu\text{Pa s}$. In the second case, the viscosity is also set constant but at the value for the temperature at the bottom of the reservoir ($T = 208\text{ }^{\circ}\text{C}$): $\mu_w = 204\text{ }\mu\text{Pa s}$ (see Fig. 3.14a).

Figure 3.14b features the temperature-depth profiles for each case and compares them to the observed temperature-depth profile at GPK2. Figure 3.14c shows the computed temperature maps for each case and their Darcy's velocity fields. Three distinctive families of thermal solutions are obtained. Assuming a constant high viscosity of shallow depth for the brine leads to a purely diffusive thermal state. Indeed, increasing the fluid viscosity μ_w reduces the Ra number (see Eq. 3.1) and

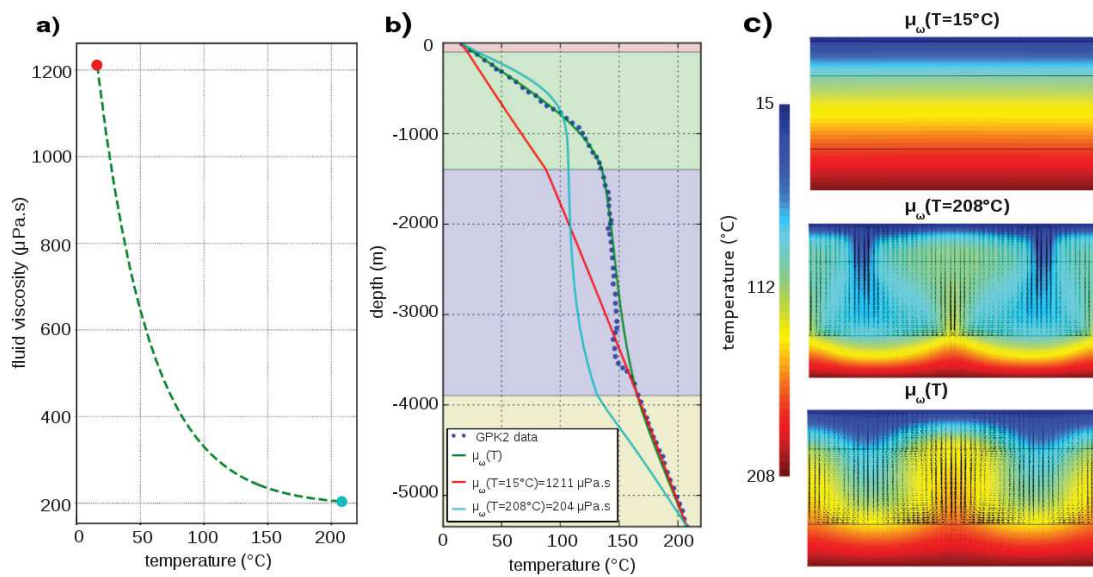


Figure 3.14: (a) Fluid viscosity vs temperature for the three studied cases: in red, a constant viscosity at shallow depth temperature, $\mu_{\omega}(T=15^{\circ}\text{C})$; in blue, a constant viscosity at large depth temperature, $\mu_{\omega}(T=208^{\circ}\text{C})$, in green, nonlinear viscosity with an exponential dependence on temperature (Table 4.2); (b) comparison of temperature-depth profiles from THM models with observed temperature profile at GPK2 changing the viscosity laws. (c) Associated maps of temperatures (background colors) and Darcy's velocities (arrows).

translates the system through the critical Ra_c boundary leading to a purely conductive heat transport in the reservoir. In the case of a low viscosity (*i.e.* viscosity of the brine at the bottom of the reservoir), a convective solution is obtained similarly to the solution of inversion 2. However, the temperature profile corresponds to a “cold” convection where the cold surface boundary influences deeply the reservoir. Indeed, the mean temperature in the reservoir is in this case about 110°C *i.e.* almost 35°C less than the solution with temperature-dependent viscosity (inversion 2). The latter appears as a “warm” convection responsible for a larger positive thermal anomaly, consistently with the observed temperature profile at GPK2.

Lateral variability

Lateral or geographical variability of reservoir temperatures is a very important issue for the location of geothermal plants. Strong lateral variations are requiring a more precise assessment of the resources than smooth and long wave length horizontal variations. Moreover, difference in lateral variability of temperature between the surface and the deep reservoir can be the signature of a thermal screening and blanketing effect induced by a low conductive sediment layer. Subsequently, temperature lateral variability is expected to be a sensitive measure of the thermal state of the reservoir. Here, we compare the temperature-depth profiles taken at several horizontal positions (every kilometer) to a set of measured temperature-depth profiles in the upper Rhine graben (URG) region (see Fig. 3.15). The experimental temperature logs have been reported from the Joint Geoscientific Research (GGA) database based on 10 000 boreholes at the regional scale [Pribnow and Schellschmidt, 2000, Baria et al., 1998] (Fig. 3.15b). The simulated temperature-depth profiles are obtained from inversion 2 along a half-convection cell (see Fig. 3.15a and inset). In the reservoir at a depth of about 2000m, the lateral temperature variability is about 50 °C between the ascending and descending paths of the convection cell, similarly to temperature distribution in

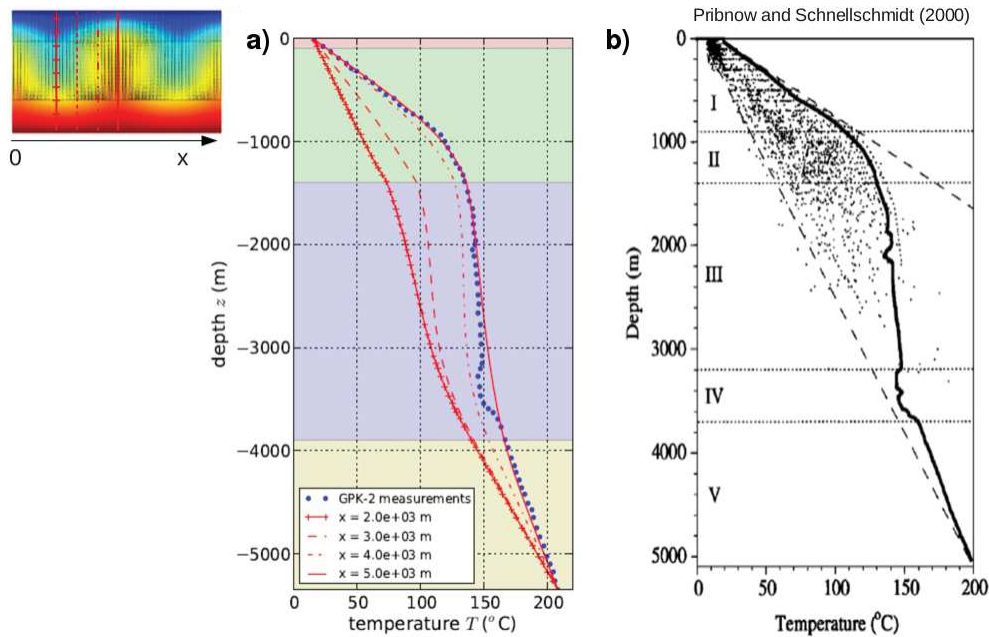


Figure 3.15: (a) Computed vertical temperature profiles obtained every km along a half-convection cell (see associated temperature map on the left inset). (b) Temperature measurements in the Upper Rhine Graben (URG) from Pribnow and Schellschmidt [2000].

the Upper Rhine Graben at a similar depth. Interestingly, the variability of temperature of a single convection cell in our model is in accordance with the lateral variability at URG scale, without introducing a complex 3D geology or the impact of large scale regional faults.

3.3.1 Conclusion

We developed a two-dimensional THM model of the deep geothermal reservoir of Soultz-sous-Forêts, based on simplified large-scale geology with a representative elementary volume of the order of 100m. Regional faults are assumed to have a negligible impact on the natural hydro-thermal convection on the contrary to the local fracture network. The model emphasized the role of the brine rheophysics in particular the significant influence of the variation of viscosity with temperature. Indeed, the nonlinear viscosity of the brine is shown to be responsible for the significant thermal anomaly

with a strong pseudo-constant geothermal gradient deep in the sediments together with a significant convective flow. We show that the geological interface between the sediments and the granitic basement might have a weaker role on the hydro-thermal circulation than previously suggested. Subsequently, it questions the control of the fluid circulation by the lithology. The best model we obtained, exhibits a large scale hydro-thermal circulation involving most of the sedimentary cover and the upper porphyritic granite over a depth of 3.8 km. It reproduces nicely the temperature-depth profile measured in the deep wells GPK2, 3 and 4 together with the principal stress depth profiles. Interestingly, inverted values of the thermal conductivity and permeabilities are in good agreement with direct laboratory measurements at a much smaller scale suggesting a simple homogenization process of the rock physics parameters. On the contrary, the inverted Young moduli are not consistent with the static values measured at the laboratory scale. This discrepancy is an upscaling issue due to the homogenization of small scale fracture networks in our THM model. Maximum permeabilities are of the order of $6 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ typically lower than previously proposed for large scale modeling and closer to experimental values of fractured samples (Table 4.1). The maximum Darcy's velocity along the convective cells reservoir is of the order of 11 cm.yr^{-1} making the typical time scale for a complete roll of the order of 100 000 yr. Lateral variations of the temperatures through the convective cells in the deep reservoir are shown to be very consistent with the variability of temperature measurements in the upper Rhine graben. An on-going work is focusing on the comparison with a three-dimensional version of the model.

3.3.2 Acknowledgement

The present work has been done under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050-G-EAU- THERMIE-PROFONDE and benefits from a state funding managed by the French National Research Agency (ANR) as part of the "Investments for the

Future” program. It has also been funded by the EGS Alsace Grant from ADEME. The authors would like to thank Christoph Clauser, Albert Genter, Clément Baujard, Thomas Kohl, Chrystel Dezayes, David Bruhn, Nima Gholizadeh Doonechaly, Bernard Sanjuan, Benoit Valley, Judith Sausse, Philippe Jousset, Dominique Bruel, Eva Schill, Patrick Baud, Mike Heap, Luke Griffiths, Alexandra Kushnir, Olivier Lengliné, Coralie Aichholzer, Philippe Durringer and François Cornet for very fruitful discussions.

Chapitre 4

Modélisation THM de la circulation hydrothermale dans le réservoir de Rittershoffen

4.1 Guide de lecture et résumé

Ce quatrième chapitre reprend les travaux publiés dans le journal *Geothermal Energy* en 2018 sur la modélisation THM de la circulation hydrothermale dans le réservoir de Rittershoffen. La partie "*Presentation of the Rittershoffen site*" et la

deuxième annexe correspondent à un résumé de la Partie "*Contexte général*" pour Rittershoffen. De même, la partie "*Methods*" et la première Annexe reprenent des éléments plus explicitement développés dans la partie "*Méthodologie*". Le chapitre "*Results of the back-analysis*" présente les résultats de l'inversion-optimisation pour le site de Rittershoffen en terme de circulation hydrothermale et concernant l'état mécanique du réservoir. La partie "*Discussion*" se divise en cinq parties : (i) une étude de l'influence de la faille de Rittershoffen sur la circulation hydrothermale et l'état mécanique du réservoir ; (ii) une étude de l'influence de la désactivation du couplage sur la circulation ; (iii) la comparaison avec les résultats de l'inversion-optimisation issue des travaux concernant le site voisin de Soultz ; (iv) la comparaison avec les travaux précédents sur la mise en place de la convection à Rittershoffen ; (v) la création d'un potentiel abaque pour le site de Rittershoffen liant le gradient géothermique en surface avec la température de réservoir. En "*conclusion*", l'application de l'approche de modélisation THM considérant un milieu homogénéisé a également permis de caractériser le système convectif peu profond dans le réservoir de Rittershoffen. L'influence d'une faille majeure a également été étudiée. Nos résultats semblent confirmer une contribution plus faible d'une faille régionale par rapport au réseau de fractures homogénéisé sur l'hydrothermalisme naturel.

4.2 Modélisation THM de la circulation hydrothermale dans le réservoir profond géothermique de Rittershoffen

THM modeling of hydrothermal circulation at Rittershoffen geothermal site

B erence Vallier¹, Vincent Magnenet², Jean Schmittbuhl¹ and Christophe Fond²

¹*EOST-IPGS, Université de Strasbourg/CNRS, Strasbourg, France*

²*ICUBE, Université de Strasbourg/CNRS, Illkirch, France*

4.2.1 Abstract

Background

The Rittershoffen deep geothermal project located six kilometers east from Soultz-sous-Forêts EGS site (France) includes a doublet GRT-1 and GRT-2 to exploit the geothermal resource at the sediments-granite transition where higher temperatures than those of Soultz-sous-Forêts have been measured. Detailed stratigraphic and geophysical data, temperature logs, tracer surveys have been collected. However, no reservoir model, integrating large-scale geophysical measurements, exists for this site.

Methods

We developed a reservoir model in two dimensions (10 km \times 5 km) based on a finite element method. It includes thermo-hydro-mechanical (THM) coupling and extended brine properties. A representative elementary volume of 100 meters is assumed to homogenize the fault network complexity at small scales. An back analysis is performed to obtain large scale rock properties using GRT-1 temperature log and regional stress-depth profiles.

Results

The inverted large scale properties are consistent with their counterparts measured at the laboratory scale. The bottom of the hydraulic cap-rock is 1.2 km \pm 0.1 km

deep. It is shallower than the discontinuity of the thermal gradient. Hydrothermal convection cells are 2.7 km high which is larger than previously proposed.

Conclusions

A very good fit of the GRT-1 temperature log is obtained using our simplified two-dimensional THM model with four homogenized units at a 100m scale. The comparison between Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts models highlights many similarities in terms of rock properties, decoupling of hydraulic and thermal cap-rocks and temperature spatial variability (about 50°C). Predictions of the relationship between reservoir temperature and surface thermal gradients are proposed for future explorations.

4.2.2 Introduction

In the Upper Rhine Graben (URG), the geothermal gradient is unusually high at the near surface (more than 100°C/km in the first kilometer in depth whereas the main value in Europe is 30°C/km) (Hass and Hoffmann 1929).

The high underground temperatures in the URG makes the region the most studied one in Europe for geothermal applications (Genter et al. 2016; Olasolo et al. 2016). Geothermal projects, such as the well-known pilot research Soultz-sous-Forêts site, are based on Enhanced Geothermal System (EGS) technology. The EGS concept consists there in increasing the reservoir permeability using hydraulic, thermal and/or chemical stimulations and then, forcing a circulation of the natural brines in the deep wells taking advantage of the thermal anomaly related to the large-scale hydrothermal system in fractured rocks (Tester et al. 2006; Schindler et al. 2010; Gérard et al. 2006). After the development (during more twenty five years) of the Soultz-sous-Forêts pilot site as an EGS demonstrator, a new industrial project at Rittershoffen was initiated in 2011 and operated in 2016 (Baujard et al. 2015; Genter et al. 2015). The Rittershoffen site is located at 6 km east from Soultz-sous-Forêts in Northern Alsace.

The project is based on a geothermal doublet, GRT-1 and GRT-2, drilled around 2.6 km deep in order to intersect the normal Rittershoffen fault and its associated fracture network at the interface between sediments and granite. Structural and stratigraphic studies (Aichholzer et al. 2016; Vidal et al. 2016), temperature logs (Baujard et al. 2016; Baujard et al. 2017) as well as seismic (Gaucher et al. 2013; Maurer et al. 2015; Lengliné et al. 2017) and geochemical surveys (Dezayes et al. 2014; Sanjuan et al. 2016) have been already established in order to identify permeable zones and the hydraulic connections between GRT-1 and GRT-2 wells. The knowledge of the Rittershoffen site is also completed by the huge database collected in the nearby Soultz-sous-Forêts site. Five permeable zones have been currently identified in the granite reservoir, but none in the sediments (Vidal et al. 2016).

As already demonstrated for the Soultz-sous-Forêts research site, numerical modelings can provide significant insights to better understand the hydrothermal circulation or the rock physics of EGS reservoirs (Pruess 1990; Sanyal et al. 2000; Tomac et al. 2017). Numerical reservoir models can typically be classified according to different aspects: (i) the description of the complex fracture network geometries they integrate via stochastic distribution (Baujard 2006; Cacas et al. 1990) or regular grids (Watanabe and Takahashi 1995; Kohl and Mégel 2007); (ii) the analysis of detailed physical processes such as full thermo-hydro-mechanical-chemical (THMC) couplings they account for (Kohl et al. 1995; Gelet et al. 2012; Diersch and Kolditz 1998; Bächler and Kohl 2005; McDermott et al. 2006a; McDermott et al. 2006b). THM modeling based on a homogenized description of the reservoir has been recently presented in Magnenet et al. (2014) for the Soultz-sous-Forêts site in order to describe the natural hydrothermal circulation.

In the continuity of this work, the current study aims to propose a new model of the large-scale hydrothermal circulation in the recent Rittershoffen EGS site. The numerical modeling is based on the current local geological and geophysical knowledges from

Rittershoffen but also the closeby Soultz-sous-Forêts site. The 2D reservoir model includes all major thermo-hydro-mechanical (THM) couplings. The equations governing THM processes are solved by a finite element approach using the *Code_Aster* software. The reservoir is homogenized at the scale of 100 meters. The fluid rheology (e.g. density, viscosity, heat capacity) is considered as dependent on temperature and fluid pressure as shown by laboratory measurements (Zaytsev et al. 1992; Kestin et al. 1981; Rowe and Chou 1970). We include different a priori settings: (i) the main geological structures of the sedimentary cover (Aichholzer et al. 2016) and the basement (Vidal et al. 2016), (ii) the temperature-depth profiles through the deep boreholes GRT-1 and GRT-2 (Baujard et al. 2017), (iii) the distribution of the natural radioactivity (Rummel 1992; Pribnow et al. 1999; Pribnow and Schellschmidt 2000), (iv) the regional stress-state (Evans et al. 2009; Cornet et al. 2007; Valley 2007), (v) the rock properties and their up-scaling (GeORG 2013) (vi) the geochemical data obtained from brine samples (Sanjuan et al. 2016). We proceed to a back analysis to find the reservoir parameters from the temperature and stress logs. We finally compare the results with the insights from the Soultz-sous-Forêts site and discuss the impact of the geological settings on the hydrothermal circulation, the location of the hydraulic and thermal cap rocks, the lateral variability of the reservoir temperature and the link between geothermal gradients and the reservoir temperature at the depth of 2.0 km.

4.2.3 Presentation of the Rittershoffen site

Geological settings

Figure 4.1a shows a representation of the main geological units of the Rittershoffen site. Its geology is similar to those of Soultz-sous-Forêts site except for the thicknesses of the units (Aichholzer et al. 2016). At Rittershoffen, the first 2,200 meters consist of

a sedimentary cover overlaying a granitic basement whereas the interface sediments-granite is at 1,400 meters for the Soultz-sous-Forêts site. The sedimentary sequence begins by a sandy-clayey Pliocene-Quaternary layer. This layer is thicker of about 530 meters at Rittershoffen than at Soultz-sous-Forêts due higher erosion rate in the latter. The Pliocene-Quaternary sequence is directly lying on clays and marls of the Oligocene age. Contrary to Soultz-sous-Forêts, the Rittershoffen site exhibits a full “Grey Serie” complex and an upper part of the Pechelbronn layers. Below, Eocene formations are composed of two units: ferruginous marls of the Red Layer and clayey marlstones interbedded with dolomite layers (i.e. the Dolomitic Zone). The Dolomitic Zone is also thicker in Rittershoffen than in Soultz-sous-Forêts. The Tertiary unit is overlying Jurassic formations that include Dogger black silty clay-shales and Lias grey clay formations. Triassic sequence is the deepest part of the sedimentary cover. The Triassic units are thicker in Rittershoffen than in Soultz-sous-Forêts. It corresponds to Keuper marls and clays, Muschelkalk limestones and marly-calcareous dolomites. The last Triassic layer corresponds to the Buntsandstein sandstone.

Core studies show that the top of the granitic basement is divided into three parts (Vidal et al. 2017). From the top to the bottom, it is composed of reddish oxidized granite due to paleo-weathering, hydrothermally altered granite and fine-grained low altered granite. Here we assume that after 2.5 km in depth, the granitic basement is the same in Rittershoffen as in Soultz-sous-Forêts. The basement until 3.9 km deep is composed of a porphyritic monzo-granite with K-feldspar megacrysts in Soultz-sous-Forêts. Below, is located a first transition at about 3.9 km to a biotite and amphibole enriched granite and a second transition at about 4.6 km to a rather different leuco-granite with very fine-grained micas.

Ultra Borehole Images (UBIs) logs and geochemical analyses have been performed to investigate structural properties of the fracture networks in Rittershoffen (Vidal et al. 2016; Dezayes et al. 2014; Vidal et al. 2017). As in Soultz-sous-Forêts, two

main natural fracture systems have been identified (Dezayes et al. 2014). The first is composed of closely-connected meso-fractures. The second is a set of large fractures crossing the former system. From structural analysis, the main set of fractures is orientated around N15-20°E with a dip of 80°W in GRT-1 but more scattered in GRT-2. In the sediments, the density of fractures is about 0.33 fractures per meter. Among eight “major” fractures areas (i.e. with a thickness higher than 1 cm), only one fracture cluster is considered as permeable (Vidal et al. 2016). It is orientated N20°E with a dip of 85°W. On the contrary, the top of the basement is highly fractured with about 2.51 fractures per meter, even more than in Soultz-sous-Forêts (with 0.65 fractures per meter). Four permeable fracture areas have been observed among eleven major fracture zones. The fracture zones in the granite have the same orientation as in the Soultz-sous-Forêts site, parallel to the regional orientation.

Temperature profiles and hydrothermal circulation

Figure 4.1b illustrates the temperature-depth profiles in GRT-1 and GRT-2 (Baujard et al. 2017). From the surface to the top of the Muschelkalk, the geothermal gradient is constant (around 85°C.km⁻¹) in both wells. The value is slightly lower than in Soultz-sous-Forêts site where it is about 110°C.km⁻¹. Below, the geothermal gradient suddenly declines about thirty times, i.e. around 3°C.km⁻¹ in GRT-1 and about 18°C.km⁻¹ in GRT-2 at the time of the measurement. The difference of geothermal gradient between the two wells is explained by the thermal non-equilibrium of the GRT-2 well (Baujard et al. 2016).

Some local temperature perturbations have been recorded in the profiles between 1500 and 2700 meters in depth. They are commonly considered as evidence of hydrothermal circulation through fracture zones in particular around 1650 and 2350 meters deep in GRT-1. The temperature evolution with depth is unknown below the bottom of the wells. Temperature logs in Soultz-sous-Forêts suggest that the geother-

mal gradient tends to the average Central European gradient (around $30 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$) in the deep granitic basement (Pribnow et al. 1999). From the surface to the top of the Muschelkalk, the linear temperature trend suggests that the thermal state is purely diffusive.

The sharpness of the transition at 1.65 km deep would imply that the upper sediments behave as a hydraulic cap-rock. Below, the very low geothermal gradient is classically interpreted as the result of an active and large scale hydrothermal convection within the fractured granite. Indeed, an intense circulation of the native brine has been evidenced in the reservoir from geochemical analyses of the in-situ fluid in GRT-1 and GRT-2 (Dezayes et al. 2014; Sanjuan et al. 2016). The low tracer concentrations in GRT-2 during an injection test in GRT-1 highlight a weaker connection between the wells than in Soultz-sous-Forêts (Sanjuan et al. 2016). However, we will show in the present study that this interpretation is oversimplified and has to be reconsidered. The fluid analysis indicates that the natural brine has the same salinity, pH and chemical characteristics as in Soultz-sous-Forêts.

The contribution of natural granite radioactivity to the origin of the thermal anomaly in the Upper Rhine Graben has been studied from core analyses at the Soultz-sous-Forêts site (Rummel 1992; Pribnow et al. 1999; Pribnow and Schellschmidt 2000; Bailleux et al. 2013). The production rates are typically of the order of at 0.1, 1.0, $5.0 \mu\text{W.m}^{-3}$ respectively for the upper sediments, the Buntsandstein sandstone and the two granites (Kohl et al. 2000). We will assume that they are similar at Rittershoffen site.

Rock physics

No direct laboratory measurements of the sediments and granite properties are available for the Rittershoffen site. This is why the rock properties at Rittershoffen are assumed to be the same as at the vicinity of the Soultz-sous-Forêts site. Table 4.1

presents a synthetic review of the relevant rock properties obtained either from laboratory measurements on core samples or from geophysical investigations. Thermal conductivities vary between 1.1 and 5.9 W.m⁻¹.K⁻¹ (GeORG 2013) and permeabilities between 1.0×10⁻²⁰ and 3.2×10⁻¹² m² with a large variability which will be used as prior distribution for the back analysis (Hettkamp et al. 1999; Kohl et al. 2000; Bär 2012; GeORG 2013; Magenet et al. 2014; Griffiths et al. 2016; Heap et al. 2017).

4.2.4 Towards a large-scale reservoir model at Rittershoffen

The goal of the study is to build the simplest THM numerical model that is consistent with the main characteristics of the Rittershoffen site. The model does not aim to describe all the complexity of the geology nor the deterministic details of the faults networks (Figure 4.1a). As sketched in Figure 4.1b the whole sedimentary cover is split into two horizontal homogenized units: the upper sediments and the lower sediments. The depth of the transition between the two units is taken as a parameter to be adjusted (named e_1) during the parameter back-analysis. The basement is also split into two units: the upper granites and the lower granites. Due to the lack of direct knowledges on the deep granitic basement in Rittershoffen, the transition between the two units is set at a depth $e_1 + e_2 + e_3 = 3.9$ km as in Soultz-sous-Forêts site. The transition between the sediments and the granite is also set at $e_1 + e_2 = 2.2$ km in depth. We assume that the radiogenic sources are set at 0.1, 1.0, 5.0 μW.m⁻³ respectively for the upper sediments, the lower sediments and the two granites (Kohl et al. 2000).

4.2.5 Methods

Governing equations of the THM model

All units are homogenized as a porous medium, fully saturated with a single-phase brine and including thermo-hydro-mechanical (called THM) coupling as developed in Coussy (2004). Here are our main assumptions:

- a perturbation assumption is made and solid grains are considered to remain in the thermo-elastic regime;
- the Cauchy stress tensor σ is split into two contributions: an effective stress σ' and a hydraulic stress $\sigma_p \mathbf{1}$ ($\mathbf{1}$ being the unit tensor);
- the thermodynamic flows (effective Cauchy stress σ' , water surface mass flow \mathbf{M}_w , heat flow \mathbf{q}) are linearly related to thermodynamic forces (linearized strain ϵ , gradient of pore pressure ∇p_w , gradient of temperature ∇T) but with coefficients that may depend on temperature, porosity (denoted here ϕ) or pore pressure. Hence, most of the homogenized properties (such as the specific heat at constant stress and the thermal conductivity) appearing in Hooke's law, Darcy's law, and Fourier's law of the porous materials are considered as functions of the form $f(\phi, p_w, T)$ by using classical mixing laws;
- following the approach of Magnenet et al. (2014) and Vallier et al. (2016), we consider a rheology of brine that is extrapolated from experimental results for artificial brines at different salinities (NaCl) (Zaytsev et al. 1992; Kestin et al. 1981; Rowe and Chou 1970). More specifically, we assume that the natural brine is equivalent to a pure NaCl solution with a mean specific mass content of 100 g.L^{-1} . The retained mathematical expressions of the brine properties (density, dynamic viscosity, thermal dilatation, thermal conductivity) are given in Table 4.2.

The whole set of notations as well as a detailed presentation of the governing equations are presented in Appendix 1.

The Finite-Element Model

The governing equations are solved by using the open-source finite element solver *Code_Aster*, in which specific developments were added to account for the heat sources induced by the radioactivity of rocks, the nonlinear rheology of brine and the search of the stationary solutions. Figure 4.2 shows the considered cross-section of the four idealized units from our Rittershoffen reservoir model (Figure 4.1b). This idealized cross-section is 5.35 km in height and 10 km in width and contains no large scale fault. Below, we denote by x the horizontal direction, z the out-of-plane horizontal direction and y the vertical one. The typical size of elements is $100\text{m} \times 100\text{m}$. Consequently, the rheological properties taken as inputs as the model are homogenized at this length scale. In Figure 4.2, the boundary conditions used in our numerical simulations are also summarized:

- temperatures are respectively maintained at 10.0 and 213.0°C on the upper and lower boundaries. The lateral boundaries are taken as adiabatic.
- a fluid pressure of 0.1 MPa (i.e. the value of atmospheric pressure) is imposed on the upper boundary. The other boundaries are assumed to be impermeable.
- the normal displacement is nil on the lower and lateral boundaries. The upper boundary is stress free.

An Euler implicit scheme is used for the time integration of nodal mechanical displacements, pore pressures and temperatures. The nonlinear system is solved by the Newton-Raphson method.

For the initial conditions, a constant and uniform temperature of 10.0 °C is assumed. The fluid pressure field is also assumed to be constant at 0.1 MPa. To ensure

the convergence of the process, the computation has been divided into three steps (Magenet et al. 2014): (i) during a short time period of 1,000 years, the boundary conditions and gravity are progressively applied ; (ii) Next, during 100,000 years, the system freely evolves along constant boundary conditions ; (iii) in one last increment, the system reaches a steady state by cancelling the non stationary terms from the constitutive equations.

Inverse Method

In this study, some geometrical and rheological parameters are estimated by back analysis (see next section); to do it, *Code_Aster* has been coupled to the Parameter ESTimation (PEST) software (Doherty 2005).

Numerous inverse methods have been established in order to carry out back-analysis of rock properties: Monte-Carlo methods, Bayesian approaches which associates probability distribution for each parameter (Voigt et al. 2012; Kosack et al. 2011; Tarantola 2004), the Neighborhood algorithm based on random generation of new parameters (Sambridge 1999) or the genetic algorithm (Pérez-Flores and Schultz 2002).

Here, the PEST back-analysis software is an implementation of the so-called Levenberg–Marquardt algorithm which minimizes an “error function” — typically the L_2 -norm of the difference between model and observations — with respect to a chosen set of parameters. Each parameter p is taken from a uniform a priori distribution called prior distribution in the range $[p_{min}, p_{max}]$ chosen to be wider than experimental values (see Table 1).

The main benefit of our back-analysis is that the inversion procedure based on deterministic method is less numerically intensive than the stochastic methods. However, the inversion procedure is sensitive to the initial conditions of the back-analysis such as the prior distributions of the rock properties. Nonetheless, the prior distri-

butions are well constrained thanks to databases from Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts sites.

In the current study, we aim to estimate four rock properties : permeability, thermal conductivity and elastic moduli (i.e. Young's modulus and Poisson's ratio) by inverting observed temperature and stress profiles with depth using the THM model as the forward model. During this back-analysis, the four rock properties are explored in the prior uniformed distributions described in Table 3. The prior distributions, wider than the variability of the data, allow the inversion to explore all the relevant experimental values for the Rittershoffen site. Other rock properties described in the Table 4.1 are set as constant during the back-analysis. Their values are summarized in Table 4.4.

During the PEST inversion, several assumptions have been made:

- The depth of the granitic basement is taken as the same one as in Soultz-sous-Forêts. More precisely, the interface between the upper and lower granites is set at the depth $e_1 + e_2 + e_3 = 3.9$ km. We also set the interface between sediments and granite at $e_1 + e_2 = 2.2$ km.
- The ranges of values of rock properties are assumed to be the same as in Soultz-sous-Forêts (see Table 4.1).
- The observed temperature profile is assumed to be at the location of the surface maximum heat flux. This assumption is consistent with surface temperature maps in the Rittershoffen area (Haas and Hoffmann 1929). In practice, the numerical temperature profile has then been calculated at the side of a convective cell where the Darcy velocity is purely ascending. The stress-depth profiles are taken from the same position.

4.2.6 Results of the back-analysis

The goal of the study is to better understand the physics of the Rittershoffen reservoir. To address this issue, a back analysis confronting our THM model with the observed temperature and stress depth profiles is carried out. To reproduce the GRT-1 temperature-depth profile, nine parameters are estimated: the thickness of the first geological layer e_1 , and the permeabilities $K_{int,i}$ and thermal conductivities λ_i of the four layers $i = 1..4$.

An excellent fit has been found between the simulated temperature-depth profile and the measured GRT-1 one. The main trend of the observed T -log (except for the sharpness observed around 1,65 km deep), the temperature gradients and the reservoir temperature around 160°C are well reproduced. The temperature and Darcy velocity maps of the best model are displayed in Figure 4.3. The convection cells have a width of about 3.0 km and a height of 2.7 km. The maximum of Darcy velocity is about 20 cm.yr⁻¹. The hydraulic cap-rock corresponds to a contrast of permeability and isolates the hydrothermal circulation as convection below. The depth of the top of the convection cells is the depth of the hydraulic cap-rock. By analogy, the thermal cap-rock corresponds to a contrast of thermal conductivity. Here, the hydraulic cap-rock (i.e. the top of the convection cells) appears shallower than expected from previous interpretations of the experimental temperature-depth profiles from GRT-1 and GRT-2 wells (Baujard et al. 2017). Previous studies suggest that the hydraulic cap-rock should correspond to the top of the Muschelkalk formations at a depth of 1.65 km. However, the hydraulic cap-rock is obtained in the best model at a depth of 1.2 km \pm 0.1 km and is associated to a very good fit of the observed GRT-1 T -log. As illustrated in Figure 4.3, the depth is close to the depth for the bottom of the Tertiary formations and not the depth of the transition between the sediments and the granitic basement. Interestingly, the bottom of the cap-rock does not correspond to the breaking point of GRT-1 log located at the Muschelkalk top. Darcy's velocities in

our model are of the same order of magnitude as the estimated values from previous numerical studies in the Upper Rhine Graben (Clauser and Villinger 1990; Kohl et al. 2000; Guillou-Frottier et al. 2013) and hydraulic tests (Baria et al. 1998). However, the Darcy's velocity is slightly higher than the one predicted in the Buntsandstein sandstone (between 1.8 and 2.2 km in depth) of the order of 5-10 cm.yr⁻¹ by Guillou-Frottier et al. (2013). This may be due to the high large-scale permeability found in the lower sediments and upper granites, higher than the one found for a similar model of Soultz-sous-Forêts (see Figure 4.4). Figure 4.3 shows the variation of the vertical component of the surface heat flow along the x -axis in the model. The average surface heat flow is $128 \text{ mW.m}^{-2} \pm 12 \text{ mW.m}^{-2}$. This value is in accordance with that found in the Upper Rhine Graben Region, 150 mW.m^{-2} in Soultz-sous-Forêts (Bächler et al. 2003; Pribnow and Schellschmidt 2000; Clauser et al. 2002).

The range of laboratory values (as hatched zones), the prior distributions (as dashed lines) and the inverted properties (as thicked lines) are plotted in Figure 4.4. The inverted permeabilities are respectively around $1.0 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ and $8.0 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ in the upper sediments (above 1.2 km of depth) and lower granites. The permeability is $1.6 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ in lower sediments (below 1.2 km deep) and upper granites. The permeabilities are in good agreement with laboratory values. Concerning the thermal conductivities, they are respectively 1.4 and $3.1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ in the sediments and granites, which is also consistent with laboratory values.

Two cap-rocks can be identified from the estimated vertical profiles of K_{int} and λ . The hydraulical cap-rock is associated at its base to the high contrast of permeability and the thermal cap-rock to discrepancy of thermal conductivity. Here, the bottom of the hydraulical cap-rock (i.e. the top of the convection cells – see Figure 4.3) is identified at the interface between the upper and lower sediments. The contrast of permeability is here associated to the high fracture density in the lower sediments and the granite comparing to the upper sediments (Vidal et al. 2016; Vidal et al.

2017). The change of the rock property does not correspond to a contrast in terms of lithology. On the contrary, the contrast of thermal conductivity is located at the interface between the sediments and the granitic basement. The whole sedimentary cover associated to a lower thermal conductivity than the basement contributes to a thermal blanketing of the insulating sediments. The effect has been already identified as a key-factor to explain the higher geothermal gradient at depth than the average European one (Freymark et al. 2017; Scheck-Wenderoth et al. 2014). The discrepancy in terms of depths between the permeability and thermal conductivity contrasts highlights a decoupling of the cap-rocks: the whole sedimentary cover corresponds to the thermal cap-rock whereas only the upper sediments behave as a hydraulic cap-rock.

In our computation, the regional Rittershoffen stress-state is assumed to be similar to that of Soultz site as proposed in Baujard et al. (2017). Observed trends of principal stress values with depth, established for the Soultz site (Evans et al. 2009) are then used for the Rittershoffen reservoir. They are presented in Appendix 2 as Equations 19, 20 and 21. In order to reproduce these observed trends of the stress-state, a back-analysis of the elastic moduli (Young's modulus and Poisson's ratio) is performed. The model is assumed to be oriented along the direction of the maximum horizontal principal stress. Figure 4.5 presents the best fits by the simulated principal stress-depth profiles of the observed trends. The inverted Young's modulus and Poisson's ratio-depth profiles (as thick lines) are plotted in the new Figure 4.6. The range of laboratory values are plotted as hatched zones, the prior distributions as dashed lines. The inverted Young's moduli are respectively 15 and 25 GPa for the sediments and for the granites. The inverted Young's modulus are small compared to the laboratory values in particular for the granites. They are the long term moduli, different from the short term measurements at the laboratory scale. The inverted Poisson's ratio are respectively 0.23, 0.25 and 0.20 for the sediments, the upper and

the lower granites, in accordance with experimental values.

4.2.7 Discussion

Influence of the large scale fault in the THM model

In the present study, the hydrothermal circulation is assumed to be mainly driven by fractures and faults networks having a dimension less than the representative elementary volume (REV) with a size of 100 meters. The hypothesis is different to many Soultz-sous-Forêts modeling studies which consider that large-scale faults (i.e. larger than 100 m) contribute dominantly to the thermal state and accordingly have to be included in the reservoir model (Baujard 2006; Kohl and Mégel 2007; Kohl et al. 2000).

To support our assumption, a large-scale fault has been included in our reservoir model. It corresponds to the “Rittershoffen fault”, a major fault zone with a North-South strike. It extends from the surface to 3.5 km deep (GeORG 2013), with a thickness of about 40 meters (Baujard et al. 2016). The fault permeability has been estimated to be $5.34 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ (Baujard et al. 2017). The weak knowledge of the fault features is its dip. Indeed, several values of fault dip have been estimated from different approaches: (i) 45° from 3D geological model at reservoir scale based on seismic and log data (Baujard et al. 2017) ; (ii) 74° in a regional scale best fitting plane of the seismic cloud from induced seismicity (Lengliné et al. 2017) ; (iii) 83° from small scale acoustic image logs (Vidal et al. 2016). The difference between the estimates may be linked to the scale discrepancy between the three approaches: the structural model is built at 5 km scale whereas the acoustic logs are performed at the scale of 0.2 meters. Simulations have been carried out with the different estimated dips: 45° , 74° and 83° to the West.

Figure 4.7 shows the comparison of the temperature-depth profiles between the

cases with and without fault and Figure 4.8 shows the stress-depth profiles. The maximum of temperature difference between the cases without and with the Rittershoffen fault is about 6°C at 2.0 km deep. Temperatures are slightly higher in the sediments and weaker in the granite after adding the Rittershoffen fault. Differences in the fault dip has also negligible impact on the temperature distribution (less than 2°C at 2.0 km in depth). Concerning the stress-depth profiles, the difference is even less noticeable about 1 MPa for the maximum horizontal stress at the transition between the upper and lower granites. All the stress-depth profiles still fit the experimental profiles of the three principal stress components with depth. Figure 4.9 shows the distribution of the Darcy's velocities in the model including the fault with a dip of 45° . A circulation occurs upward along the fault with a maximum of Darcy's velocities about 26.0 cm.yr^{-1} slightly higher than in the case without fault. However, the system of convection cells stays undisturbed, their numbers and sizes are the same after inclusion of the fault. As a conclusion, the simulations adding a large scale fault in the model do not show an important influence on the simulated temperature and stress-depth profiles justifying the main assumption of our approach.

Influence of the different couplings in the THM model

The claim of a full thermo-hydro-mechanical analysis stands in our modeling approach by the inclusion of several coupling between the three physical processes. The material properties are depending on field variables such as pressure, temperature and porosity (see Table 2). Concerning the poroelastic behavior of the system, the Cauchy stress is assumed to be split into two components with one being the hydraulic stress with its variation depending on the one of the fluid pressure (see Equation 8 in Appendix 1). The poro-elasticity is also described by the incremental variation of porosity depending of the three generalized displacements: the temperature, the mechanical displacement and the fluid pressure (see Equation 6 in Appendix 1).

To study the effect of the mechanics, hydraulic on the thermal state, simulations have been carried out after canceling different couplings. Figure 4.10 shows the temperature-depth profiles and the associated maps of temperatures for these simulations. We can observe that the cancellation of the dependence of the thermics on the mechanical and hydraulic processes (HM) or of the hydraulics on the mechanics and thermics (TM) leads both to a large scale diffusive case. The deactivation of the mechanical effect on the thermal and hydraulic processes (TH) highlights a convection system but different from the full THM model. It includes only two convective cells larger than the ones from THM model and the reservoir temperature is slightly higher than in the previous model. To conclude, cancelling the mechanical or hydraulic parts of the THM model does have a clear impact on the thermal regime and the hydrothermal circulation.

Comparison with the back-analysis for the closeby Soultz-sous-Forêts site

A two-dimensional THM model has been also developed for the Soultz-sous-Forêts site (Vallier et al. 2017). Permeabilities, thermal conductivities, Young's moduli and Poisson's ratios have been estimated to reproduce the GPK-2 temperature log and the total stress profiles via a similar back analysis. In Soultz, the best model highlights a hydrothermal circulation below a shallow bottom of the hydraulic cap-rock at a depth of 100 meters whereas it is at a depth of 1200 meters in Rittershoffen. Figure 4.4 illustrates the estimated permeabilities and thermal conductivities-depth profiles for both Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts sites.

In Soultz, the inverted permeabilities are respectively $1.0 \times 10^{-17} \text{ m}^2$, $3.5 \times 10^{-15} \text{ m}^2$, $6.0 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ and $2.5 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ for the upper sediments, the lower sediments (below 100m deep), the upper and the lower granites. The permeability increases with depth from the upper sediments to the lower sediments and upper granites. Importantly, the permeability of the lower sediments and the upper granite is very similar

suggesting that the lithological transition between the sedimentary cover and the granitic basement is not significant for the hydraulic properties. The permeability decreases after 3.9 km in depth.

For the thermal conductivity in Soultz, the values are $3.1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in the granites and $2.1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in the sediments. The thermal conductivity increases at the interface between sediments and granitic basement. Then, its value remains constant in the whole granitic basement. The thermal property is controlled by the interface between the sediments and granites on the contrary of the permeability.

Profiles for the two properties highlight that both geothermal sites share noticeably similarities. Inverted properties of the best models show a common general trends and in particular, the decoupling of behaviours between the thermal and hydraulic cap-rocks. Both sites show a blanketing effect from the whole sedimentary cover whereas the top of the convective cells (i.e. the bottom of the hydraulic cap-rock) is at the transition between upper and lower sediments. The other similarity between both geothermal sites concerns the rock-properties. The reservoir permeability is similar between both sites, about $1.0 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ in the granitic basement and the lower sediments. The permeability is also very close in the deep granites, about $6.0 \times 10^{-15} \text{ m}^2$. The slightly higher permeability for the Rittershoffen reservoir can be explained by the more important fracture density in the granite compared to Soultz-sous-Forêts (Vidal et al. 2016).

There is a noticeable discrepancy between the two sites: the thicknesses of the hydraulic cap-rocks. The difference is more than one kilometer and leads to a discrepancy between the permeabilities in the upper sediments. This difference can be explained by a higher fracture density for the sediments in Soultz-sous-Forêts than in Rittershoffen. This is consistent with the recent stratigraphic studies comparing the two geothermal sites (Aichholzer et al. 2016). Indeed a more intense fault network has been observed for the sediments in Soultz-sous-Forêts (Aichholzer et al. 2016;

Vidal et al. 2016).

Figure 4.6 also provides a comparison of the estimated moduli for Rittershoffen and Soultz sites. The Young's modulus and Poisson's ratio are very similar in particular for the granitic basement between sites.

Comparison with the hydrothermal characterization of the GRT-1 and GRT-2 wells

The study of Baujard et al. (2017) analyses the database obtained after stimulation and circulation testing of GRT-1 and GRT-2 wells in the Rittershoffen reservoir. In particular, a double porosity model area has been carried out with AQTESOLV software (Baujard et al. 2016) from the hydraulic data of the pumping tests. The reservoir thickness is assumed about 500 meters and the model includes a fracture area 40 meters thick. We aim to compare the results from our modeling approach with theirs interpretations of production and circulation tests.

Fracture and matrix permeabilities of respectively $5.34 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ and $9.2 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ have been evaluated from interpretations of GRT-2 hydraulic testing (Baujard et al. 2017). In our model, the computed permeability for the convective area (i.e. the lower sediments and the upper granites) is about $1.6 \times 10^{-14} \text{ m}^2$. This value is between the matrix and fracture permeabilities proposed by Baujard et al. (2017). Our inverted permeability is then consistent with the values from the interpretations of hydraulic tests.

Baujard et al. (2017) proposed that the depth of the top of the Muschelkalk formations i.e. 1.65 km deep, is the depth of the hydraulic cap-rock owing to the transition in the temperature log. In our study, the depth of the hydraulic cap-rock has been evaluated at $1.2 \text{ km} \pm 0.1 \text{ km}$ after our back-analysis, which is significantly above the important change of the temperature gradient. From the interpretation of

temperature logs, the height of the convection cells is 1350 meters (Baujard et al. 2017). In our model, the simulated convection cells have a height of 2.7 km. They extend shallower in the sediments and much deeper in the granitic basement until 3.9 km in depth assuming that the deep granites in Rittershoffen are similar to the ones from the Soultz-sous-Forêts site.

Baujard et al. (2017) has also evaluated the Rayleigh number at Rittershoffen. This calculation aims to confirm that a hydrothermal convection occurs inside the Rittershoffen reservoir. The Rayleigh number is found to be included between 11.1 and 535.7. By using the same definition of the Rayleigh number (Turcotte and Schubert 2014), we found a value of 50. Interestingly our value is included in the range found by Baujard et al. (2017). Knowing that the critical Rayleigh number is about 39.5 (Turcotte and Schubert 2014), it confirms that a spontaneous convection inside the fractured granite is expected in the Rittershoffen model.

Comparison with the hydrothermal characterization of the GRT-1 and GRT-2 wells

The study of Baujard et al. (2017) analyses the database obtained after stimulation and circulation testing of GRT-1 and GRT-2 wells in the Rittershoffen reservoir. In particular, a double porosity model area has been carried out with AQTESOLV software (Baujard et al. 2016) from the hydraulic data of the pumping tests. The reservoir thickness is assumed about 500 meters and the model includes a fracture area 40 meters thick. We aim to compare the results from our modeling approach with theirs interpretations of production and circulation tests.

Fracture and matrix permeabilities of respectively $5.34 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ and $9.2 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ have been evaluated from interpretations of GRT-2 hydraulic testing (Baujard et al. 2017). In our model, the computed permeability for the convective area (i.e. the

lower sediments and the upper granites) is about $1.6 \times 10^{-14} \text{ m}^2$. This value is between the matrix and fracture permeabilities proposed by Baujard et al. (2017). Our inverted permeability is then consistent with the values from the interpretations of hydraulic tests.

Baujard et al. (2017) proposed that the depth of the top of the Muschelkalk formations i.e. 1.65 km deep, is the depth of the hydraulic cap-rock owing to the transition in the temperature log. In our study, the depth of the hydraulic cap-rock has been evaluated at $1.2 \text{ km} \pm 0.1 \text{ km}$ after our back-analysis, which is significantly above the important change of the temperature gradient. From the interpretation of temperature logs, the height of the convection cells is 1350 meters (Baujard et al. 2017). In our model, the simulated convection cells have a height of 2.7 km. They extend shallower in the sediments and much deeper in the granitic basement until 3.9 km in depth assuming that the deep granites in Rittershoffen are similar to the ones from the Soultz-sous-Forêts site.

Baujard et al. (2017) has also evaluated the Rayleigh number at Rittershoffen. This calculation aims to confirm that a hydrothermal convection occurs inside the Rittershoffen reservoir. The Rayleigh number is found to be included between 11.1 and 535.7. By using the same definition of the Rayleigh number (Turcotte and Schubert 2014), we found a value of 50. Interestingly our value is included in the range found by Baujard et al. (2017). Knowing that the critical Rayleigh number is about 39.5 (Turcotte and Schubert 2014), it confirms that a spontaneous convection inside the fractured granite is expected in the Rittershoffen model.

Temperature lateral variability

In the prospect of future geothermal exploitation, a precise assessment of the reservoir temperature at depth is required from measurements acquired on the near surface.

To address the issue, we aim to bring some insights concerning the link between the lateral variability of the reservoir temperature at 2,000 meters in depth and the one of the geothermal gradient obtained at the near surface.

Figure 4.11 shows different temperature-depth profiles taken at several horizontal positions (every kilometer). Measured T-logs GRT-1 and GPK-2 have been added for comparison. The lateral variability of the reservoir temperature at 2000 meters deep is about 40-50°C. To be noted, the variability of the temperature-depth profiles in the Rittershoffen large-scale model is not enough to reproduce the GPK-2 temperature-depth profile observed at the Soultz-sous-Forêts site even if both geothermal sites share similarities in terms of rock-properties.

To better understand the link between the lateral variabilities of the reservoir temperature and the geothermal gradient, Figure 4.11 illustrates also the variation of geothermal gradient at the near surface (for the first 200 m in depth) along the x -axis. The thermal gradient varies between 76°C.km⁻¹ and 91°C.km⁻¹. The same periodicity of six kilometers is observed for both the geothermal gradient and the reservoir temperature. Interestingly, this periodicity of six kilometers can be compared to the distance between Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen sites (around 6.5 km).

4.2.8 Conclusion

By using a back analysis confronting a THM model to the temperature and stress profiles observed at Rittershoffen, an excellent fit of the T-log has been found as well for the regional stress-depth trends. The bottom of the hydraulic cap-rock (i.e the top of the convection cells where a contrast of permeability is obtained) is identified at a depth of 1.2 km ± 0.1 km. This depth is close to the bottom of the Tertiary formations and does not correspond to the discontinuity of temperature-depth profile observed in the GRT-1 T-log at 1.65 km deep. The computed permeability is 1.6×10⁻¹⁴ m² for the lower sediments and the upper granite. This highlights that the lithological

transition between the sediments and the granitic basement has little influence on the hydraulic property. Contrary to the hydraulic cap-rock, the bottom of the thermal cap-rock (i.e. the zone of thermal conductivity contrast) occurs at the interface between the sediments and the granite. The thermal conductivity is respectively 1.4 and 3.1 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ in the sediments and granites. This means that the whole sedimentary cover contributes to a blanketing effect and that the thermal and hydraulic cap-rocks are decoupled. The large-scale permeabilities, thermal conductivities and elastic moduli are mostly consistent with the values observed at the laboratory scale. They have been compared to the ones obtained from a similar back-analysis at the closeby Soultz geothermal site. The permeability, thermal conductivity, Young's modulus and Poisson's ratio have the same general trend with depth and similar values at Soultz and Rittershoffen. Both sites highlight the same decoupling of the hydraulic and thermal cap-rocks. The lateral variability of the reservoir temperature at 2.0 km deep is similar between Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts around 40-50°C. The same lateral periodicity of six kilometers has been found for the geothermal gradient obtained from the near surface and the reservoir temperature. This might lead potentially to a promising tool to assess future geothermal resources. Moreover, further works are currently done to implement the potential influence of major faults in the model (e.g. here the Rittershoffen fault). This will allow us to better understand their influence on both thermal and mechanical behaviors inside the reservoir.

Competing interests

The authors declare that they have no competing interests.

Author's contributions

BV wrote the first version of the paper. The three other author conducted the final version of the manuscript. All authors read and approved the final manuscript.

4.2.9 Acknowledgements

The present work has been done under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050-G-EAU- THERMIE-PROFONDE and benefits from a state funding managed by the French National Research Agency (ANR) as part of the “Investments for the Future” program. It has also been funded by the EGS Alsace Grant from ADEME. The authors would like to thank Christoph Clauser, Albert Genter, Clément Baujard, Thomas Kohl, Chrystel Dezayes, David Bruhn, Nima Gholizadeh Doonechaly, Bernard Sanjuan, Benoit Valley, Judith Sausse, Philippe Jousset, Dominique Bruel, Eva Schill, Patrick Baud, Mike Heap, Luke Griffiths, Alexandra Kushnir, Olivier Lengliné, Coralie Aichholzer, Philippe Duringer and François Cornet for very fruitful discussions. We thank also the anonymous reviewers and the editorial team for their comments.

4.2.10 Figures

Tables

Table 4.1: Typical rock properties according to: [1] Magenet et al. (2014); [2] Kohl et al. (2000); [3] GeORG; [4] Bär (2012); [5] Rummel (1992); [6] Haenel (1983); [7] Freymark et al. (2017); [8] Kirk and Williamson (2012); [9] Sausse et al. (2002); [10] Heap et al. (2017); [11] Griffiths et al. (2016); [12] Hettkamp et al. (1999).

Property (unit)	Upper sediments	Lower sediments	Upper granites	Lower granites
	Range of values	Range of values	Range of values	Range of values
ϕ_o (%)	3.0 ^[1] -35.0 ^[1]	2.9 ^[10] -20.7 ^[11]	0.13 ^[3] -25.55 ^[3]	0.13 ^[3] -0.8 ^[1]
r_0 (kg.m ⁻³)	2,300 ^[1] -2,600 ^[1]	2,180 ^[4] -2,660 ^[7]	2,500 ^[1] -2,800 ^[1]	2,650 ^[6] -2,800 ^[6]
E (GPa)	10.0 ^[1] -90.0 ^[1]	8.0 ^[1] -39.0 ^[5]	25.0 ^[9] -80.0 ^[5]	25.0 ^[9] -80.0 ^[5]
ν (-)	0.1 ^[9] -0.33 ^[1]	0.06 ^[1] -0.46 ^[1]	0.1 ^[9] -0.38 ^[5]	0.1 ^[9] -0.38 ^[5]
b (-)	0.65 ^[1] -0.8 ^[1]	0.8 ^[1] -1.0 ^[1]	0.27 ^[1] -0.45 ^[1]	0.27 ^[1] -0.45 ^[1]
c_s (J.kg ⁻¹ .K ⁻¹)	800 ^[1]	800 ^[1]	800 ^[1]	800 ^[1]
λ_d (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	1.1 ^[3] -5.9 ^[3]	1.2 ^[3] -4.2 ^[3]	2.3 ^[3] -4.3 ^[3]	2.3 ^[3] -4.3 ^[3]
α_0 (10 ⁻⁵ K ⁻¹)	1.3 ^[8] -1.5 ^[8]	1.3 ^[8] -1.5 ^[8]	1.4 ^[1]	1.4 ^[1]
θ_{rad} (μ W.m ⁻³)	0.1 ^[2] -1.0 ^[3]	0.5 ^[1] -1.0 ^[3]	1.0 ^[6] -6.2 ^[5]	1.0 ^[6] -6.2 ^[5]
K_{int} (m ²)	1.0e ⁻¹⁸ ^[4] -3.2e ⁻¹⁴ ^[4]	1.0e ⁻¹⁸ ^[11] -1.0e ⁻¹³ ^[10]	1.0e ⁻²⁰ ^[12] -3.0e ⁻¹⁴ ^[12]	1.0e ⁻²⁰ ^[12] -1.8e ⁻¹⁵ ^[3]

Table 4.2: Review of the constitutive equations of the brine properties and values of empirical coefficients.

Parameter	Expression	Coefficients
density ρ_w^0 (kg.m ⁻³)	1070	—
bulk modulus K_w (GPa)	2.2	—
dynamic viscosity μ_w (Pa s)	$\mu_w^\infty + \Delta\mu_w^\infty \exp(\beta(T - T_{ref}))$	$\mu_w^\infty = 1.9 \times 10^{-4}$ Pa s $\Delta\mu_w^\infty = 6.2 \times 10^{-6}$ Pa s $\beta = -0.02$ K ⁻¹ $T_{ref} = 406.4$ K
heat capacity c_w^p (J kg ⁻¹ K ⁻¹)	$a_{c_w^p} + b_{c_w^p}(T - T^1) + c_{c_w^p}(T - T^1)^2$	$a_{c_w^p} = 3.7$ J kg ⁻¹ K ⁻¹ $b_{c_w^p} = 0.4$ J kg ⁻¹ K ⁻² $c_{c_w^p} = 4.6 \times 10^{-3}$ J kg ⁻¹ K ⁻³ $T^1 = 273.15$ K
thermal dilation α_w (K ⁻¹)	$a_{\alpha_w} + 2b_{\alpha_w}(T - T^0) + 3c_{\alpha_w}(T - T^0)^2$	$a_{\alpha_w} = 1.3 \times 10^{-4}$ K ⁻¹ $b_{\alpha_w} = 4.3 \times 10^{-7}$ K ⁻² $c_{\alpha_w} = 2.5 \times 10^{-10}$ K ⁻³ $T^0 = 293.0$ K
thermal conductivity λ_w (W m ⁻¹ K ⁻¹)	$a_{\lambda_w} [1 - b_{\lambda_w} \exp(-c_{\lambda_w}(T - T^1))]$	$a_{\lambda_w} = 0.7$ W m ⁻¹ K ⁻¹ $b_{\lambda_w} = 0.2$ $c_{\lambda_w} = 0.02$ K ⁻¹

Table 4.3: Ranges of tested values during the PEST back-analysis called "prior distributions".

Property (unit)	Upper sediments	Lower sediments	Upper granite	Lower granite
permeability K_{int} (m ²)	10 ⁻²¹ - 10 ⁻¹⁵	10 ⁻²¹ - 10 ⁻¹⁵	10 ⁻²¹ - 10 ⁻¹¹	10 ⁻²¹ - 10 ⁻¹¹
thermal conductivity λ_d (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5	0.4 - 6.5
Young's modulus E (GPa)	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0	5.0 - 95.0
Poisson's ratio ν (-)	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49	0.05 - 0.49

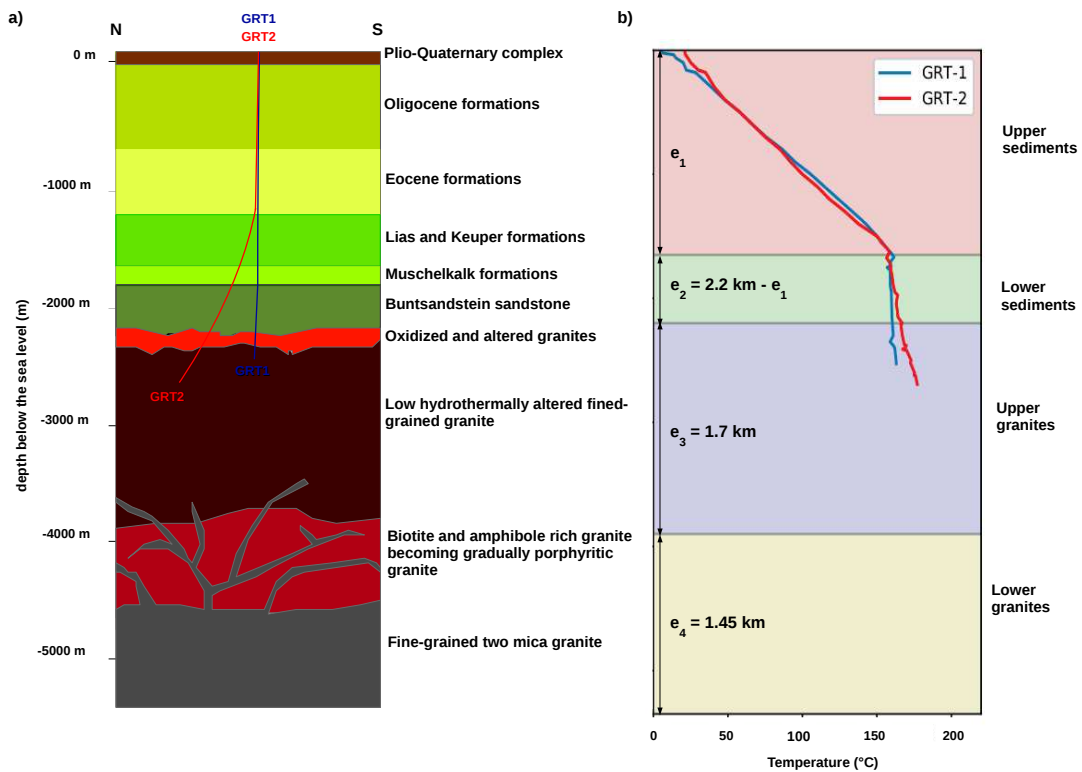


Figure 4.1: (a) 2D conceptual model of the geology at Rittershoffen. The sedimentary cover is investigated from geological studies from Vidal et al. (2017) and Aichholzer et al. (2016). The granite below 2.5 km deep is assumed to be the same as in the Soultz-sous-Forêts site (Dezayes et al. 2005a). (b) Temperature-depth profiles obtained from logs run in the Rittershoffen wells (GRT-1, GRT-2) after drilling operation over (Baujard et al. 2017). The background colors correspond to the four layers homogenized at the scale of about 100 meters and considered in the model (e_1 , e_2 , e_3 and e_4 correspond to the layer thicknesses, e_1 is inverted during the back-analysis; $e_2 = 2.2 \text{ km} - e_1$; $e_1 + e_2 + e_3 = 3.9 \text{ km}$; $e_1 + e_2 + e_3 + e_4 = 5.4 \text{ km}$).

Table 4.4: Values of the rock properties fixed during the PEST back-analysis.

Property (unit)	Upper sediments	Lower sediments	Upper granite	Lower granite
porosity ϕ_o (%)	9.0	9.0	3.0	0.3
total specific mass ρ_0 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	2,390	2,390	2,690	2,690
Biot coefficient b (-)	0.73	0.90	0.36	0.36
specific heat c_s ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)	800.0	800.0	800.0	800.0
thermal dilation α_0 (10^{-5} K^{-1})	1.4	1.4	1.4	1.4
heat source production θ_{rad} ($\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$)	0.1	1.0	5.0	5.0

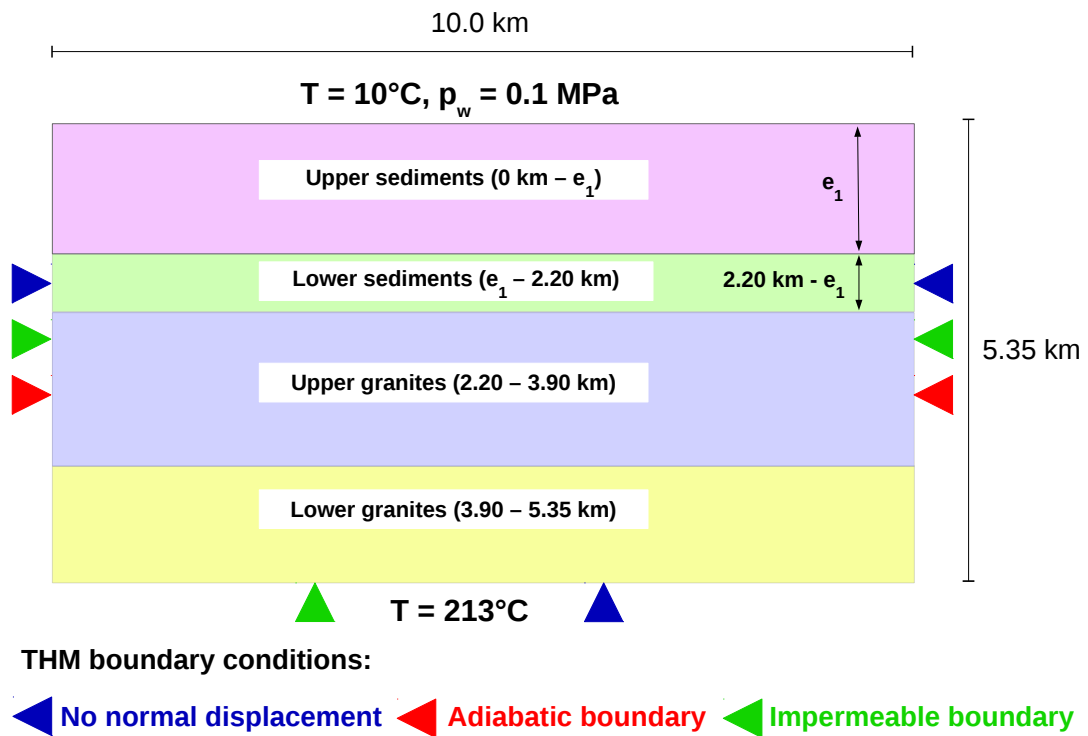


Figure 4.2: 2D vertical cross-section and boundary conditions. The background colors correspond to idealized layers homogenized at the scale of about 100 meters. Here, the thickness of the first layer e_1 is evaluated during the back-analysis.

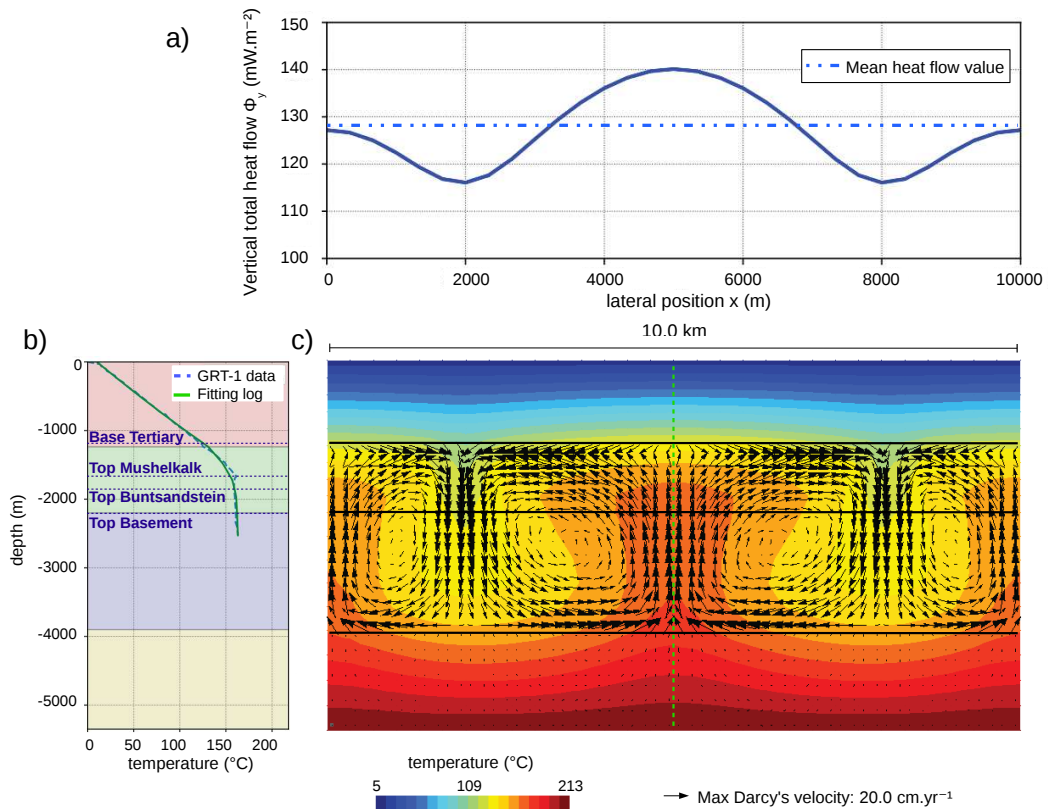


Figure 4.3: (a) Profile of the vertical surface heat flow along the x -axis. The dotted line corresponds to the mean value of the heat flow. (b) Comparison of the simulated temperature profile obtained at the middle of the Rittershoffen mesh grid and the observed profile at GRT-1 well. The dotted lines correspond to the well-known lithological transitions. (c) Maps of calculated temperatures (background colors) and Darcy's velocities (black arrows). The green dashed line is the location of the simulated profile shown in the left. The black lines are the transitions between the four idealized units.

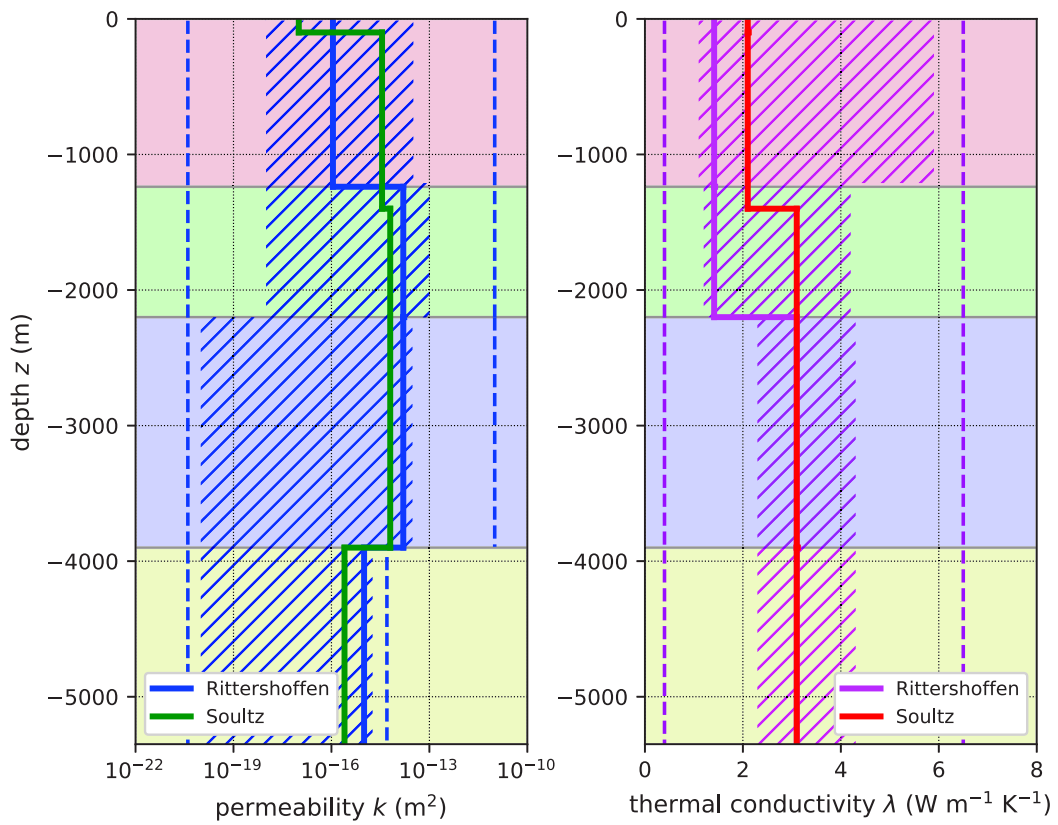


Figure 4.4: Comparison of permeability estimated by back analysis (left) and thermal conductivity (right) between Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts sites. The shadow zones correspond to the range of experimental values (permeabilities in green, thermal conductivity in red) (see Table 4.1). The dashed lines correspond to the prior distributions for the back-analysis (see Table 3). Background colors correspond to geological layers.

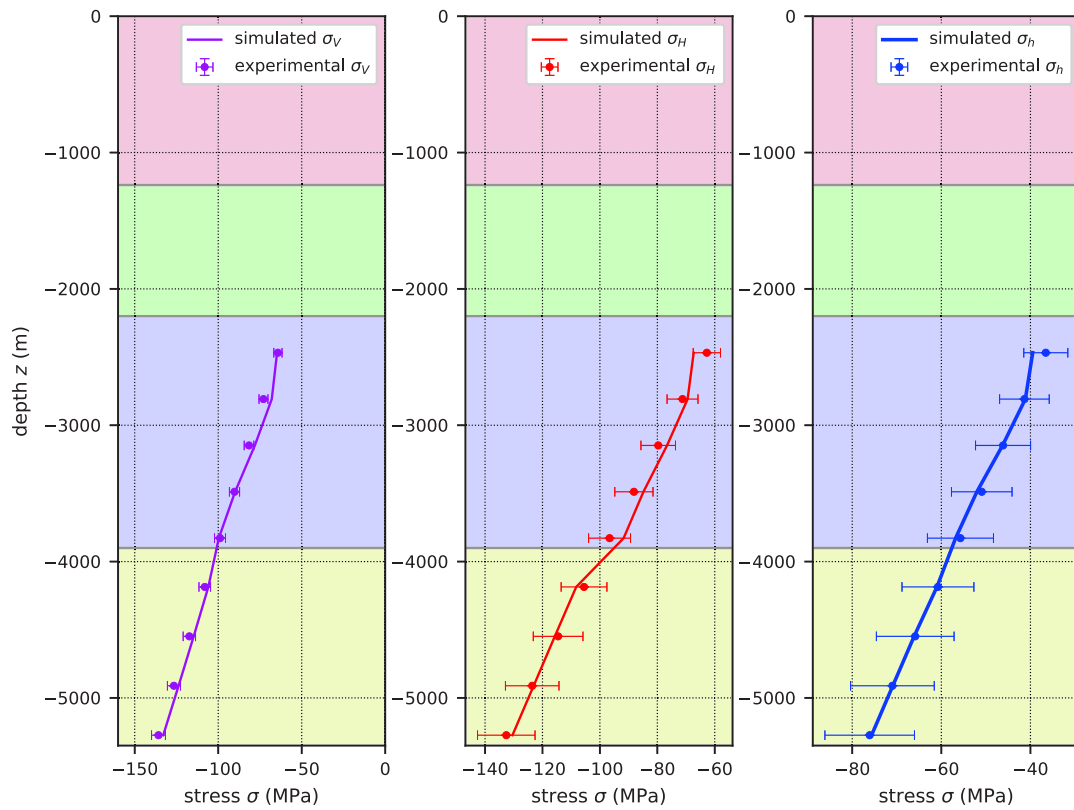


Figure 4.5: Fitting principal stress components - depth profiles : (left) vertical σ_v and (middle) horizontal minimum σ_h and (right) maximum σ_H stress-depth profiles obtained at the middle of the Rittershoffen mesh grid.

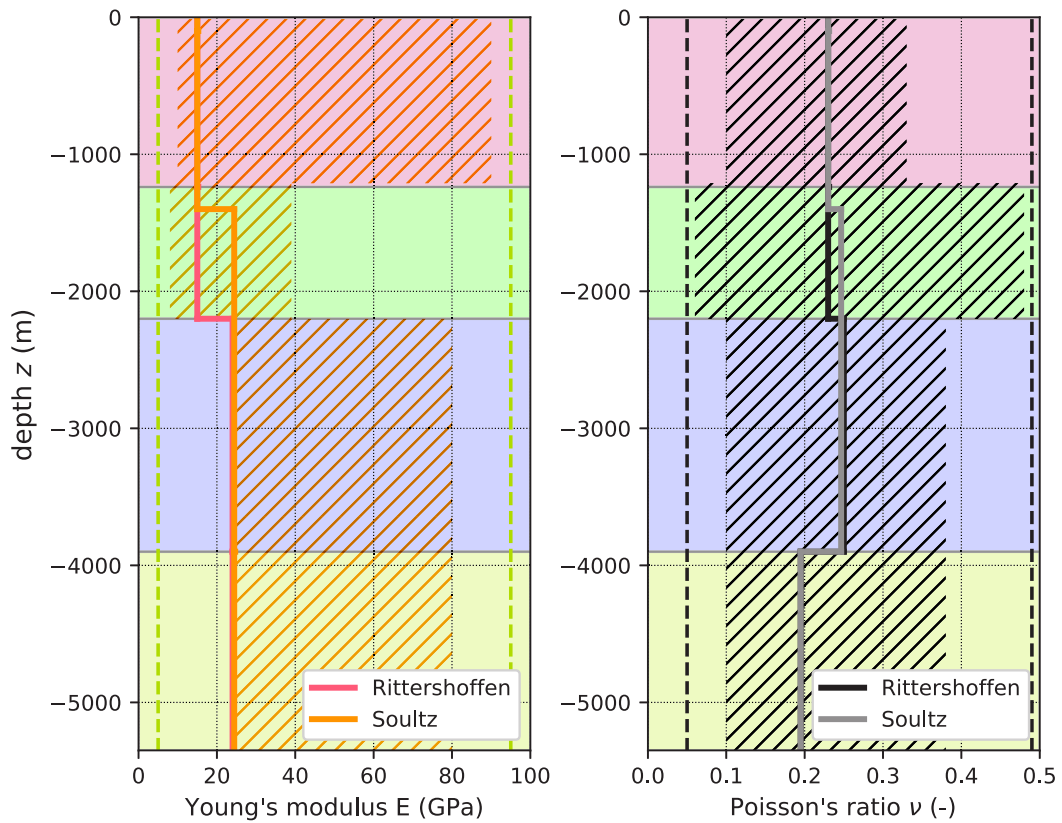


Figure 4.6: Comparison of Young's modulus (left) and Poisson's ratio (right) between Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts sites. The shadow zones correspond to the range of experimental values (Young's modulus in yellow, Poisson's ratio in grey) (see Table 1). The dashed lines correspond to boundaries of the prior distributions for the back-analysis (see Table 3). Background colors correspond to geological units.

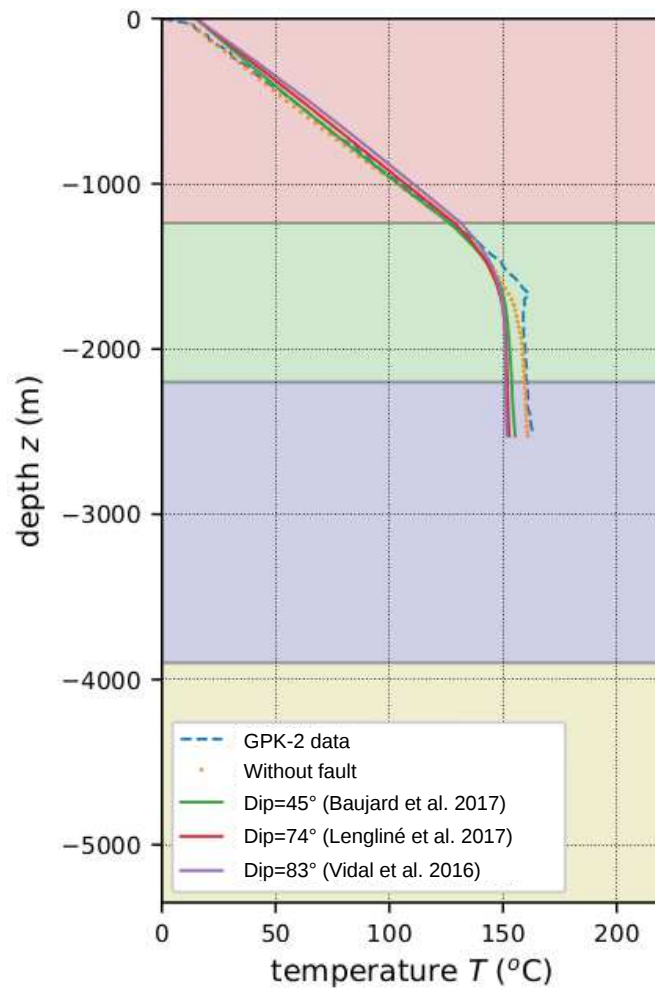


Figure 4.7: Simulated temperature-depth profiles obtained at the maximum ascending flow profile from models including the Rittershoffen fault with different dips and compared to the model without fault.

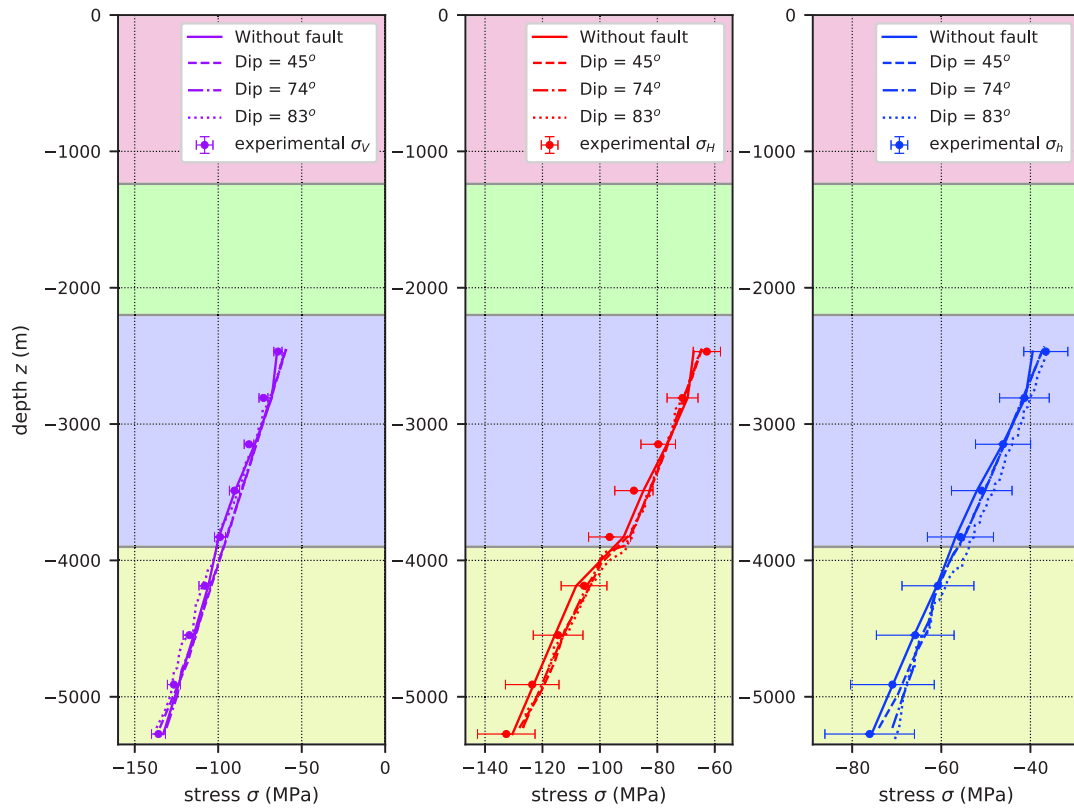


Figure 4.8: Simulated stress-depth profiles ((left) vertical σ_v and (middle) horizontal minimum σ_h and (right) maximum σ_H) obtained at the maximum ascending flow profile from models including the Rittershoffen fault with different dips and compared to the model without fault.

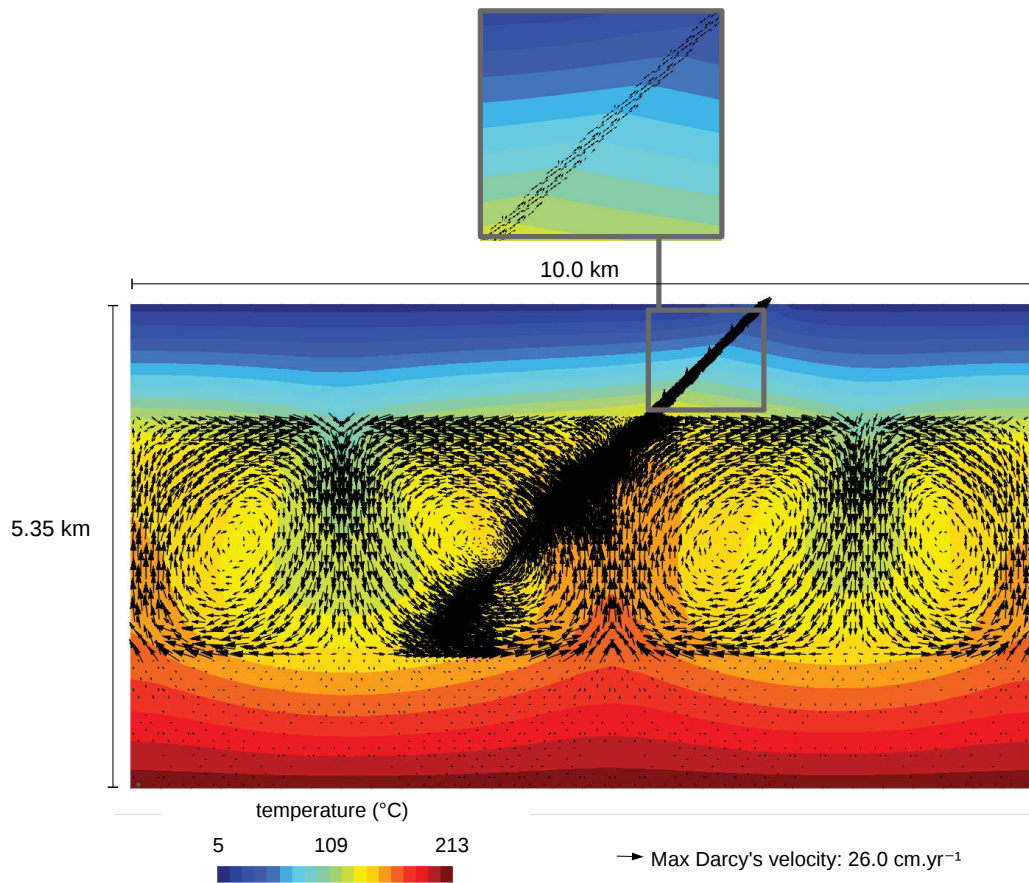


Figure 4.9: Maps of calculated temperatures (background colors) and Darcy's velocities (black arrows) in the model including the Rittershoffen fault with dip of 45°.

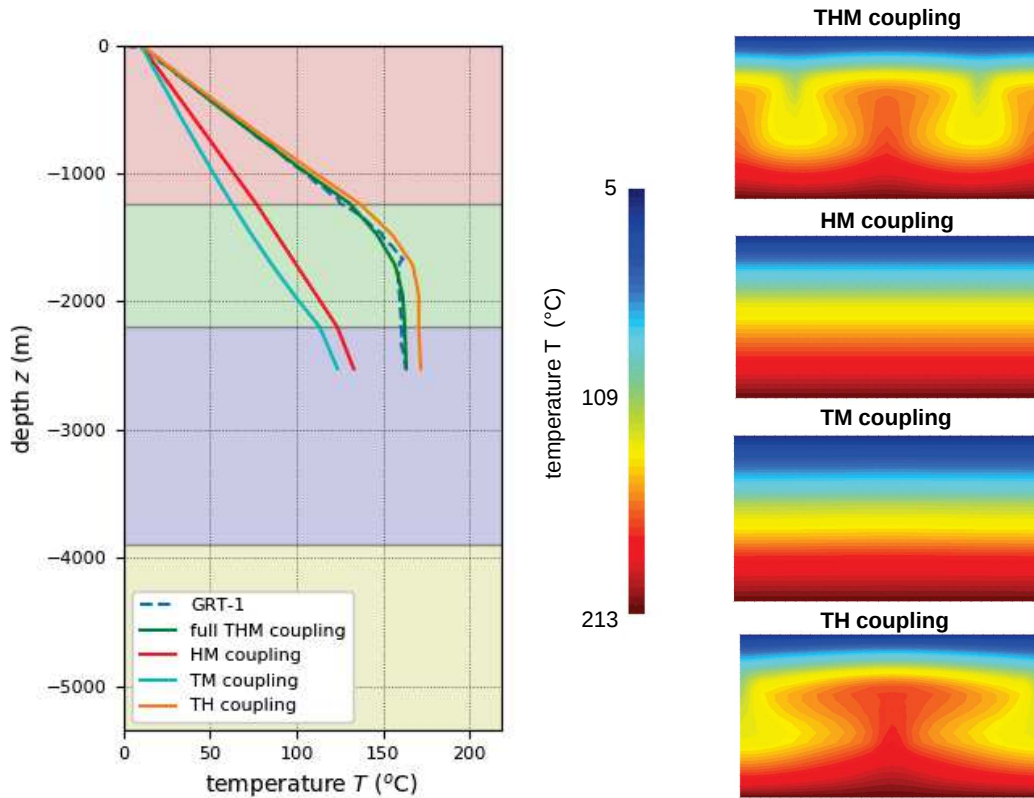


Figure 4.10: Left: comparison of temperature-depth profiles for four studied cases: in green, the full coupling between thermic, hydraulic and mechanic processes is taken into account ; in red, the coupling is only between hydraulics and mechanics ; in blue, between thermics and mechanics and in orange, between thermics and hydraulics. Right: associated maps of temperatures.

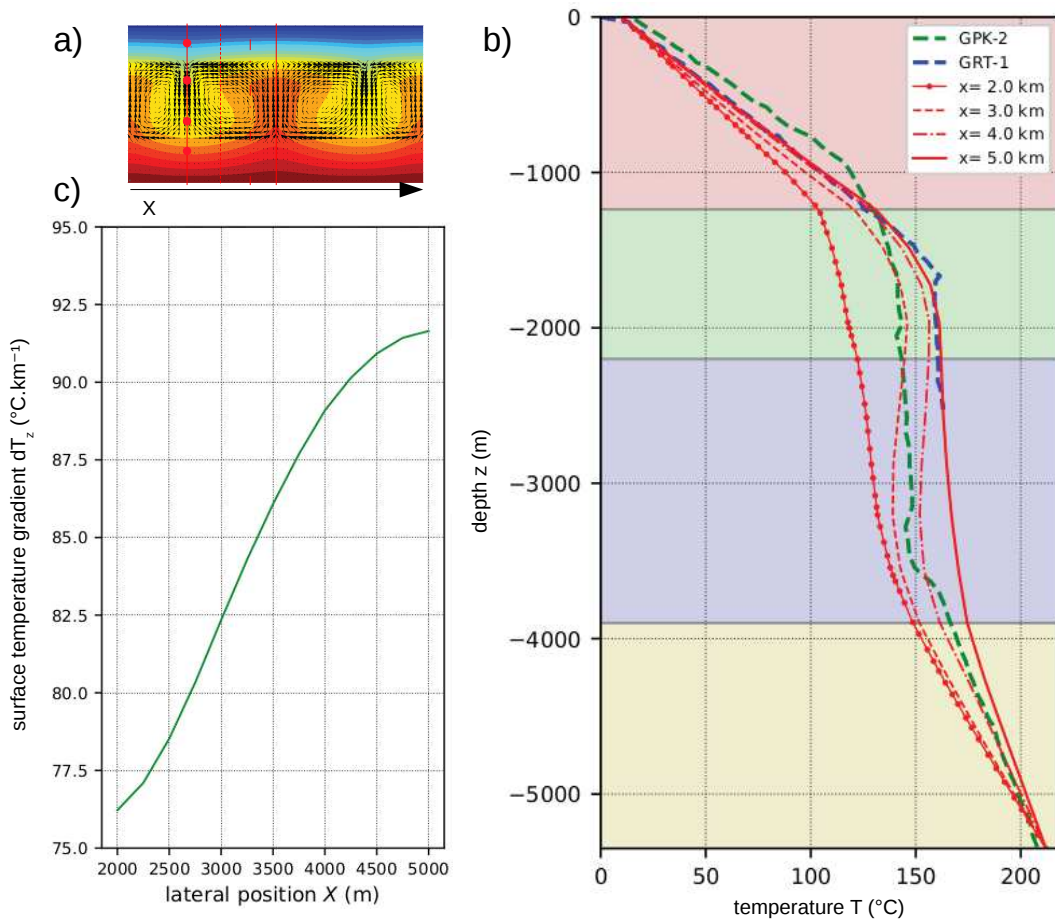


Figure 4.11: (a) Temperature map showing the extracted temperature-depth profiles to study the lateral temperature variability. (b) Simulated vertical temperature profiles (as red lines) obtained every kilometer along a half-convection cell compared with the observed GRT-1 log from Rittershoffen (as blue dashed line) and GPK-2 log from Soultz-sous-Forêts (as green dashed line). (c) Thermal gradient obtained from the surface obtained every kilometer along a half-convection cell.

Appendices

Appendice 1

We adopt here the following notations: T is the temperature [K], p_w the pore pressure [Pa], ϕ the Eulerian porosity, ϵ the linearized strain tensor, \mathbf{F}^m the massic body force [N.kg^{-3}], r the homogenized specific mass [kg.m^{-3}], m_w the brine mass content [kg.m^{-3}], \mathbf{M}_w the water surface mass flow [$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$], θ_{rad} the heat source due to the radioactivity of rocks [W.m^{-3}], h_w^m the fluid specific enthalpy [J.kg^{-1}], Q the rate of internal energy neither resulting from convection nor conduction [J.m^{-3}], \mathbf{q} the heat conductive flow [$\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$], σ the Cauchy stress tensor [Pa], σ' its effective counterpart, σ_p the hydraulic stress, \mathbb{C} the drained elasticity tensor [Pa], $\mathbf{1}$ the unit tensor, α_0 the linear thermal dilation of the dry material [K^{-1}], λ the thermal conductivity [$\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$], K_{int} the intrinsic permeability [m^2], μ_w the fluid dynamic viscosity [Pa.s] and ρ_w the fluid density [kg.m^{-3}]. The balance equations correspond to the mechanical equilibrium, brine mass and energy balance:

$$\nabla \cdot \sigma + r \mathbf{F}^m = 0 \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial m_w}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{M}_w = 0 \quad (4.2)$$

$$\mathbf{M}_w \cdot \mathbf{F}^m + \theta_{rad} = \frac{\partial Q}{\partial t} + \nabla \cdot (h_w^m \mathbf{M}_w) + \nabla \cdot \mathbf{q} + h_w^m \frac{\partial m_w}{\partial t} \quad (4.3)$$

The poro-elastic behaviour is governed by the following relations:

$$\sigma = \sigma' + \sigma_p \mathbf{1}, \quad (4.4)$$

$$d\sigma_p = -b dp_w \quad (4.5)$$

$$d\phi = (b - \phi)(d\epsilon_v - 3\alpha_0 dT + \frac{dp_w}{K_s}) \quad (4.6)$$

$$m_w = \phi(1 + \epsilon_v)\rho_w - \phi_0\rho_w^0 \quad (4.7)$$

with $\epsilon_v = Tr(\epsilon)$ the total volume strain, K_s the matrix bulk modulus [Pa], b the Biot coefficient, ρ_w^0 the initial fluid density [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] and ϕ_0 the initial porosity. The thermodynamic flows σ , \mathbf{M}_w , and \mathbf{q} are linearly linked to forces ϵ , ∇p_w , ∇T according to:

$$d\sigma = \mathbb{C} : (d\epsilon - \alpha_0 dT \mathbf{1}) \quad (4.8)$$

$$\mathbf{M}_w = \frac{\rho_w K_{int}}{\mu_w} (-\nabla p_w + \rho_w \mathbf{F}^m) \quad (4.9)$$

$$\mathbf{q} = -\lambda \nabla T \quad (4.10)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = 3\alpha_0 K_0 T \frac{\partial \epsilon}{\partial t} - 3[(b - \phi)\alpha_0 + \alpha_w \phi] T \frac{\partial p_w}{\partial t} + (c_s - 9TK_0\alpha_0^2) \frac{\partial T}{\partial t} \quad (4.11)$$

with K_0 the bulk modulus of the skeleton and c_s the specific heat at constant stress. Note that ρ_w and μ_w as well as λ and c_s are functions of temperature and/or pore pressure. Concerning Fourier's law, the thermal conductivity of the dry rock is described by the classical mixing law:

$$\lambda_{dry}(T) = (1 - \phi_0)\lambda_s(T) + \phi_0\lambda_{air}(T) \quad (4.12)$$

with λ_s (resp. λ_{air}) the thermal conductivity of solid grains (resp. air). We assume that the thermal conductivity of air is negligible. Consequently, the thermal conductivity of solid grains can be written as:

$$\lambda_s(T) = \frac{\lambda_{dry}(T)}{1 - \phi_0}. \quad (4.13)$$

Thermal conductivity of the dry material is assumed to depend linearly on temperature:

$$\lambda_{dry}(T) = a_{\lambda_{dry}} + b_{\lambda_{dry}} T \quad (4.14)$$

with $a_{\lambda_{dry}}$ and $b_{\lambda_{dry}}$ empirical constant parameters obtained from experimental measurements. Finally, the homogenized thermal conductivity of the saturated porous media is expressed by using the same kind of mixing law as previously:

$$\lambda(T) = (1 - \phi)\lambda_{dry}(T) + \phi\lambda_w(T). \quad (4.15)$$

The specific heat for the dry medium is defined using a similar experimental correlation as Equation (5.16):

$$c_{dry}(T) = a_{c_{dry}} + b_{c_{dry}}T. \quad (4.16)$$

As proposed for the homogenized thermal conductivity, we can define the specific heat capacity and the initial specific mass as:

$$c_s(T) = \frac{c_{dry}(T) - \phi_0 c_{air}}{1 - \phi_0} \quad (4.17)$$

$$r_0 = \rho_{dry} + \phi_0 \rho_w^0 \quad (4.18)$$

with c_{air} the specific heat capacity of air.

Appendice 2

Here, the stress-state is assumed to be the same as in the Soultz-sous-Forêts geothermal site (Baujard et al. 2017). Studies of the stress state at Soultz-sous-Forêts have been performed from BoreHole TeleViewer (BHTV) images, gamma density logs, distribution and magnitude of breakouts. In particular, the technical report Evans et al. (2009) describes as relations the profils of the three principal stress magnitudes with depth:

$$\sigma_v = (-1.30 \pm 0.60) + (25.50 \pm 0.98) z, \quad (4.19)$$

$$\sigma_h = (-1.78 \pm 1.82) + (14.09 \pm 0.45) z, \quad (4.20)$$

$$\sigma_H = (-1.30 \pm 0.10) + (24.90 \pm 1.88) z, \quad (4.21)$$

with z expressed in km and all stresses in MPa.

Chapitre 5

Modélisation THM des anomalies gravimétriques liées à la circulation hydrothermale profonde à Soultz-sous-Forêts (France)

5.1 Guide de lecture et résumé

Ce cinquième chapitre reprend les travaux soumis dans le journal *Geothermal Energy* en 2019 sur la modélisation THM 2D et 3D des anomalies gravimétriques liées au

réservoir de Soultz dans le Fossé Rhéna. La partie "*Overview of the gravimetric data*" correspond à une synthèse de l'ensemble des données gravimétriques du Fossé Rhéna. La partie "*THM model of Soultz*" reprend des éléments plus explicitement développés dans la partie "*Méthodologie*", excepté le paragraphe "*Forward simulation of the gravity anomaly*" détaillant la simulation du signal gravimétrique à partir de la distribution en densité dans le milieu homogénéisé. Le chapitre "*Results*" se divise en deux parties. Dans un premier temps, la comparaison de la circulation issue des modèles THM directes selon l'approche 2D et 3D est présentée. L'approche 3D est considérée ici comme une extension dans la direction horizontale hors-plan. La circulation décrite dans l'approche 3D ainsi que les profils température-profondeur sont cohérents avec ceux de l'approche 2D. Dans un second temps, les profils et les cartes du signal gravimétrique sont déduits des deux approches respectivement. Une oscillation de l'ordre de 0.02 mGal est constatée comme potentiellement liée à la circulation. La partie "*Discussion*" se divise en deux parties : (i) une comparaison avec les anomalies de Bouguer observées dans le Fossé Rhéna ; (ii) l'annulation du transfert thermique par advection remplacé par un transfert thermique par diffusion dans le modèle THM et la déduction du signal gravimétrique correspondant. En "*Conclusion*", une influence de la circulation sur le signal gravimétrique simulé a bien été constatée. L'ordre de grandeur du signal n'est cependant pas comparable à celui issu des observations. L'influence de structures géologiques profondes ou bien des variations latérales géologiques à l'échelle du Fossé Rhéna pourrait expliquer cette différence de magnitude.

5.2 Modélisation THM des anomalies gravimétriques liées à la circulation hydrothermale profonde à Soultz-sous-Forêts (France)

THM modeling of gravity anomalies related to deep hydrothermal circulation at Soultz-sous-Forêts (France)

Bérénice Vallier¹, Vincent Magnenet², Jean Schmittbuhl¹ and Christophe Fond²

¹*EOST-IPGS, Université de Strasbourg/CNRS, Strasbourg, France*

²*ICUBE, Université de Strasbourg/CNRS, Illkirch, France*

5.2.1 Abstract

Gravity measurements in the Upper Rhine Graben evidence spatial variations at the regional scale and close to the geothermal sites. They are classically interpreted as linked to the geology. We aim to bring new insights on an other potential origin of these gravity changes. Our approach is to quantify gravity anomalies related to the deep hydrothermal circulation. A thermo-hydro-mechanical model is developed at the reservoir scale for the Soultz-sous-Forêts site (Soultz), France. A finite element method is used in 2D and 3D. The size of the representative elementary volume is assumed to be 100m with no regional fault in the reservoir. Surface gravity profiles and maps associated to the large-scale hydrothermal circulation are computed from the variations of the effective density through the model. Synthetic spatial gravity variations in 2D and 3D models are shown to have an amplitude of 0.02 mGal. They are shown to be mostly linked to the convective system. Their wavelength is about

7.5 km, consistent with the width of the hydrothermal convection cells. The anomaly maximum is located at the top of the maximum surface heat flux. However, gravity anomaly observations show much higher amplitude and heterogeneity. Spatial gravity variations linked to the hydrothermal circulation are shown to be smaller than the observed gravity spatial variations but still measurable with very sensitive instruments (absolute gravimeters).

5.2.2 Background

Measurements of the gravity anomalies in the Upper Rhine Graben (URG) have been conducted since the past century for potash and oil exploration and more recently for deep geothermal projects (Edel et al., 1982 ; Rousset, 1992 ; Papillon, 1995 ; Rotstein et al., 2006 ; Baillieux, 2013). Gravimetric maps have revealed spatial variations of gravity at the regional scale (see Fig. 5.1) and more locally near areas of geothermal interest in the URG (see Fig. 5.2). The origin of the gravity changes are classically interpreted as an effect of lithology variations in the sedimentary cover and the basement (Edel et al., 1982 ; Rotstein et al., 2006 ; Papillon, 1995).

However, other contributions such as the hydrothermal circulation have been investigated to explain the origin of the spatial gravity changes in the URG. These recent studies include hybrid gravimetric surveys (Portier et al., 2018) or reinterpretations of the current potential method database (Baillieux et al., 2014 ; Abdelfettah et al., 2018). Baillieux et al., (2013) highlights the potential relationship between the gravity lows and positive temperature anomalies due to the hydrothermal circulation. Butterworth filtering of the Bouguer anomalies at different spatial wavelength has been used in order to cancel the regional trend of the gravity signature (Abdelfettah and Schill, 2018). The filtering shows fault parallel negative anomalies linked to regional faults identified as fluid pathways by geochemical tracers and MT measurements.

The exact origin of the spatial gravimetric variations measured in the URG is

still unclear. The aim of the current study is to quantify the contributions from hydrothermal circulation in the observed gravity anomalies. To address the issue, we propose here a thermo-hydro-mechanical (THM) modeling of one deep geothermal reservoir in the URG (Magenet et al., 2014 ; Vallier et al., 2018 ; Vallier et al., 2019). We focus on the spatial gravity variations observed at the deep geothermal site called Soultz-sous-Forêts (Soultz) located in the Northern Alsace (France). The Enhanced Geothermal System (EGS) project is associated to an available and important database allowing a precise characterization of the geothermal reservoir (Kappelmeyer et al., 1991 ; Gérard and Kappelmeyer, 1987 ; Schaming et al., 2016 ; GeORG 2013).

For the first part of the study, a comparison has been conducted between the 2D and 3D simulations of the hydrothermal circulation for the Soultz reservoir. The 3D model is following the same parametrization as in the 2D approach. The goal of the comparison is to show the consistency between the two approaches. For the second part, we quantify the gravity changes from density variations due to the poro-elastic effects or to the hydrothermal circulation. Based on a laterally homogeneous and simplified geology, the simulated gravimetric signal from 2D and 3D simplified reservoir models are confronted to the gravity observations in the URG and we finally discuss the exact contribution of the hydrothermal circulation sensitivity on the gravity signal.

Overview of the gravimetric data

Gravity anomalies have been measured in the URG since 1930 and a large network of gravity stations is currently settled in the region (Rotstein et al., 2006). The existent database includes: 12,250 gravity stations from GGA Leibniz Institute in German national gravity archive ; over 12,400 stations from BRGM database ; 11,000 stations from MDPA (Potash Mines of Alsace) ; 100 stations on salt domes in the south of

the URG (Baillieux et al., 2014 ; Rotstein et al., 2006).

Spatial variations of the gravity have been observed as illustrated in Fig. 5.1 for the whole Graben and in Fig. 5.2 for a close-up around the Soultz-Rittershoffen area. In Fig. 5.2, the Bouguer anomaly map is compared to the spatial distribution of the isotherms and the regional fault system in the URG. The observed Bouguer anomaly is negative with lateral variations between -39 and -23 mGal in the area of Soultz and Rittershoffen. The highest Bouguer local anomalies are located near the two geothermal sites, Soultz. At larger scale, spatial variations of gravity are also observed (see Fig. 5.1). The amplitude of the measured gravity increases globally with the distance from the center of the Graben with variations from -90 to 20 mGal.

The gravimetric studies have classically interpreted the spatial variations of gravity in the URG as mainly due to the lithology and the geological structure of the region. In Rotstein et al., (2006), the gravity measurements are confronted to the URG geomorphology. The comparison shows an accordance between the gravity spatial distribution and the shape of the continental rift. Baillieux et al., (2014) and Rotstein et al., (2006) both interpret some specific gravity lineament to be linked with main regional faults in the URG. Edel et al., (1982) and Rotstein et al., (2006) relate the gravity signal to the variation of composition in the granitic basement. For example, the positive anomaly near Karlsruhe is associated to Paleozoic schists included in the basement having a higher density than the other rocks (Rotstein et al., 2006).

All studies assumed that the contribution of lithology is the prominent one to explain the spatial variations of the gravity in the URG. However, recent studies highlight a potential relationship between the negative gravity and positive temperature anomalies due to the hydrothermal circulation (Baillieux et al., 2013). The largest temperature anomaly at Soultz corresponds to the largest Bouguer anomaly. Time-lapse relative microgravimetry and absolute gravimetry measurements have been performed since 2014 in order to study the mass redistribution in the Soultz and Ritter-

shoffen reservoirs during their industrial exploitations (Hinderer et al., 2015 ; Portier et al., 2018). This hybrid gravimetry monitoring reveals a temporal and spatial correlation between the fluid exploitation and the gravity change of the order of $-31.0 \pm 9.0 \mu\text{Gal}$ near the injection area. Our modeling approach aims to quantify what are the contributions differing from the lithology to the spatial variations of the gravity anomalies in the URG.

5.2.3 THM model of Soultz

Simplified large-scale representation of the reservoir

To address this issue, gravity anomalies are simulated here using a simplified geological model without taking into account regional faults. We assume that the deep hydrothermal circulation in the upper crust is mainly influenced by the closely-connected small-scale fracture network and not by the large-scale sparse faults (Vallier et al, 2019). The validation of this main hypothesis in our modeling has been discussed and supported in Vallier et al (2018). The recent work of Freymark et al., (2019) highlights a weaker role than expected of the major border faults on the hydrothermal circulation at the Central URG scale.

The simplified representation of the geothermal reservoir is shown for the Soultz case in Fig. 5.3b and compared to a more extended geological model in Fig. 5.3a. The underground is divided into four homogenized units: the upper and lower sediments; upper and lower granites. The depth of the transition between the upper and lower sediments is estimated at 0.1 km after the back-analysis of the observed temperature and stress-depth profiles (Vallier et al., 2019). The depths of the sediments-granite interface and the transition between the two granites are respectively at 1.4 km and 3.9 km in depth.

Governing equations of the THM model

We described the thermo-hydro-mechanical (THM) coupling assuming that the four units are homogenized as a porous medium, fully saturated with a single-phase brine in the thermo-elastic regime. The equations governing the THM coupling are developed from the reference book of Coussy (2004) and detailed in Appendix 1. Here, several assumptions are made: (i) the Cauchy stress tensor σ is composed of an effective stress σ' and a hydraulic stress $\sigma_p \mathbf{1}$ ($\mathbf{1}$ being the unit tensor); (ii) the thermodynamic flows are linearly related to thermodynamic forces (linearized strain ϵ , gradient of pore pressure ∇p_w , gradient of temperature ∇T). Most of the homogenized properties in Hooke's law, Darcy's law, and Fourier's law are depending on porosity, fluid pressure and temperature; (iii) the brine rheology is extrapolated from experimental results for artificial brines at different salinities (Zaytsev et al., 1992; Kestin et al., 1981; Rowe and Chou 1970). The fluid is assumed to be a pure NaCl solution with a mean specific mass content of 100 g.L^{-1} (Magenet et al., 2014; Genter et al., 2010).

Numerical method to simulate the hydrothermal circulation in 2D and 3D approaches

To solve the constitutive equations, the open-source finite element software *Code_Aster* is used (EDF 2014). Some particular developments have been supplemented in the solver concerning the radioactive sources, the brine rheology and the search of stationary solutions (Magenet et al., 2014). An Euler implicit scheme is used to vanish the nodal residues and the Newton-Raphson method is used to solve the system of nodal unknowns (Vallier et al., 2019). The hydrothermal circulation at Soultz has been simulated after inversion of the temperature and stress-depth profiles in a 2D approach. We checked that the parametrization of the 2D model is similar to the 3D extension of the model. The size of the finite elements is $100\text{m} \times 100\text{m}$, i.e. the size of the supposed representative elementary volume.

The 2D model has been considered as a vertical cross-section of the reservoir (see Fig. 5.4a). Its height and width are respectively 5.35 km and 30 km. The 3D model is an extension of the 2D representation along the out-of-plane horizontal direction (see Fig. 5.4b). The bottom is set at 5.35 km in depth but the two horizontal dimensions are both set to 10 km for the 3D model and 30 km in the 2D approach.

The THM boundary conditions are also illustrated in Fig. 5.4 for the 2D and 3D approaches:

- The temperatures are set on the upper and lower boundaries. The lateral boundaries are taken as adiabatic.
- The fluid pressure is set at the value of the atmospheric pressure on the upper boundary. The other boundaries are assumed to be impermeable.
- No normal displacement is considered on the lower and lateral boundaries and the upper boundary is stress free.

Uniform temperature and fluid pressure fields are initially assumed for the whole geothermal reservoir. Three consecutive steps in the calculation are considered to facilitate the convergence of the calculation (Magenet et al., 2014):

- during 1,000 years, the boundary conditions and gravity are progressively applied.
- during 100,000 years, the system freely evolves along constant boundary conditions.
- in one last increment, the system is set at a stationary state by canceling the non stationary terms from the THM system of equations.

Forward simulation of the gravity anomaly

By solving the THM problem in 2D and 3D, hydrothermal circulation has been simulated at the reservoir scale. The circulation induces a spatial change of the total homogenized specific mass which is equivalent to a spatial variation of the density of the total homogenized medium. The density of the total homogenized medium depends on the porosity and is linked to the fluid and solid grains densities via a classical mixing law:

$$\rho = \phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_s \quad (5.1)$$

where, “ f ” and “ s ” respectively refer to the fluid and solid grains, ϕ is the porosity and ρ , the specific mass.

The gravity signal is deduced from the distribution of density variations in the reservoir. The gravity effect is computed from the point mass anomaly formulation (Torge, 1989). We denote by x the horizontal direction in the 2D model, z the out-of-plane horizontal direction in 3D and y the vertical one. For each node of the elements along the x -axis on the surface, the gravity effect of every Gauss interpolation point of the finite elements is calculated as follows:

$$g = \sum_{i=0}^N \omega_i \mathcal{G} \frac{d\rho_i}{r_i^2} \quad (5.2)$$

with N , the total number of interpolation points in the spatial domain ; ω_i , the weight of the i^{th} interpolation point ; $d\rho_i$, the difference between the density of the total homogenized medium extracted at the i^{th} point and the reference value ρ_{ref} ; r_i , the distance between the point on the surface and the i^{th} point and \mathcal{G} , the gravitational constant.

Here, the reference density of the total homogenized medium ρ_{ref} is taken as the initial value $\rho_0 = \phi_0 \rho_f^{ref} + (1 - \phi_0) \rho_s$ which is shown to be similar to the mean value in the spatial domain ρ_m . The difference of gravity effect obtained by considering ρ_0 or ρ_m is discussed in details in Appendix 2.

5.2.4 Results

Comparison between the 2D and 3D models of hydrothermal circulation

The simulated circulation has been obtained after inversion of the observed temperature and stress-depth profiles at Soultz and Rittershoffen site (Vallier et al, 2018; 2019). Both studies are limited to a 2D representation of the deep geothermal reservoir as a vertical cross-section. Here, we focus on the case of the Soultz geothermal reservoir. The parametrization for the 2D model inverted from the observed profiles (temperature, stress) is introduced in a 3D approach to check the representativeness of the 2D results. The simulated hydrothermal circulation from the 3D model is then compared to the results of the 2D approach.

Fig. 5.5a and Fig. 5.5b illustrate the temperature spatial distributions from the 2D and 3D models, respectively. The spatial temperature distribution from the 3D approach consists of a vertical cross-section along the x -axis in the middle of the reservoir. The temperature maps from 2D and 3D approaches show strong similarities. The hydrothermal circulation occurs in the upper granitic reservoir as well as in most of the sediments. The hydraulic cap-rock is at about 100 meters in depth for both approaches. As in the 2D model, four convection cells are developing in the 10km of the reservoir along the x -axis as well as the y -axis. Their heights and widths are respectively about 3.8 km and 3.0 km as in the 2D approach. Fig. 5.5c pictures the comparison of the temperature-depth profiles between the 2D and 3D models. These temperature-depth profiles have been extracted at the location of the surface heat

flux i.e. the middle of the two vertical cross-sections. The temperature evolution with depth in the 3D model is very well reproduced compared to the one from the 2D approach in particular until 3.0 km deep. The temperatures from the 3D model are slightly lower than those of the 2D approach in the lower granitic basement but the discrepancy is never more than 5°C.

To sum up, the 3D model reproduces a similar hydrothermal circulation compared to the 2D model when using the same parametrization. The same number of convection cells exists in the reservoir with the same dimensions for both approaches. The evolution of the temperature with the depth is nearly identical at the location of the maximum surface heat flux between the 2D and 3D models. Thus, the similarities between 2D and 3D models validate that the 2D approach is adequate to describe the hydrothermal circulation for a simplified large-scale representation.

Simulation of gravity anomalies

Profiles of the synthetic gravimetric signal The gravimetric signal associated to the large-scale hydrothermal circulation is calculated from the two-dimensional model considering the Soultz reservoir. The study does not aim at reproducing the average value of the observed Bouguer anomaly in the Soultz area. Indeed, our reservoir model is limited at the first five kilometers in depth. Much deeper structures in the crystalline crust and the lithospheric mantle until 80 km deep are known to highly contribute to the gravity anomalies observed at the surface in the Upper Rhine Graben (Freymark et al., 2017 ; Pavlis et al., 2012). Moreover, our idealized reservoir representation does not include any lateral structural variation for the Soultz reservoir. As developed in the overview of the gravimetric data, the lithology spatial changes are currently interpreted as the main contribution of the gravity regional spatial distribution (Rotstein et al., 2006 ; Edel et al., 1982). The current study aims at estimating the potential spatial variations linked to the large-scale hydrothermal circulation and at characterizing their

amplitude and wavelength. To address the issue, we consider a 2D model of 30 km width and 5.35 km height and study the calculated gravity signal in the central part, between 5 and 25 km to discard the boundary effects. The signal is then compared to the associated hydrothermal characteristics of the Soultz reservoir.

Fig. 5.6a features the simulated relative variation of the total homogenized specific mass, i.e. the density of the total homogenized medium associated to the hydrothermal circulation at the Soultz reservoir. The spatial variations of the density of the total homogenized medium are included between -0.125% and 0.125% . A density contrast is located at the geological transition between the sediments and the granites. However, the spatial distribution of the density changes is independent of the lateral geological changes. Indeed, lateral density variations are obtained whereas no lateral lithology change is included in the reservoir model. Fig. 5.6b shows the associated profile of the simulated gravimetric signal at the surface (along the x -axis). Spatial variations in the simulated gravity signal exhibit oscillations around the mean value of -2.27 mGal. The amplitude of the oscillations are about 0.02 mGal (i.e. 20.0 μ Gal). The wavelength is 7.5 km, equal to the convection cell horizontal extension. The largest gravity anomaly is located at the middle of the profile, at 15 km. Fig. 5.6c shows the vertical component of the computed surface heat flow along the x -axis associated to the hydrothermal circulation. The heat flow is about $150 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2} \pm 85 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. These values are consistent with the estimated ones at Soultz and from the Upper Rhine Graben region (Bachler et al., 2003; Pribnow and Schellschmidt 2000; Clauser et al., 2002). Gravity anomalies are shown to be opposed in phase to heat flux anomalies.

To sum up, lateral gravity variations not linked to lateral lithology changes but to the large-scale hydrothermal circulation are quantified. They are very weak, of the order of 20 μ Gal and having an anti-phase relationship with the heat flux anomalies that are relatively much larger ($85 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$).

Map of the gravimetric signal Observed gravity maps of the URG are available and are compared to the results of our simulations (Baillieux et al., 2014 ; Rotstein et al., 2006). The same methodology is applied for the three dimensional approach. The depth of the Soultz reservoir is set at 5.35 km as in the two dimensional approach. The two horizontal dimensions are both set at 10 km instead of 30 km due to the cost of CPU time. Based on Equation 2 but extended to a 3D context, synthetic maps of gravity signals are computed from the THM model. Gravity profiles are extracted from the 3D model to be compared to the ones from the 2D approach. Comparisons with heat flow map and profiles are also done.

Fig. 5.7a shows the map of the simulated gravimetric signal obtained from the same parametrization as in the 2D model. The variations of the gravimetric signal are between around -2.28 mGal and -2.26 mGal. The maximum of the gravity anomaly is located at the center of the domain. Fig. 5.7b illustrates the spatial distribution of the calculated vertical component of the total heat flux extracted from the surface. The heat flow varies similarly to the 2D simulation, from 235 mW.m^{-2} at the middle of the reservoir to less than 50 mW.m^{-2} at the descending part of the convection cells (see Fig. 5.5b).

The comparison of the gravity signal between the 2D and 3D approaches is shown in Fig. 5.7c. The gravity profile from the 3D model is extracted at the middle of the y -axis along the x -axis. The two gravity signals show many consistencies between each other in terms of variations and average value but some discrepancies are noticeable. Both signals in 2D and 3D present spatial variations between -2.28 mGal and -2.26 mGal. The wavelength is consistent but influenced by larger finite size effects since the model has a smaller lateral extension (10km instead of 30km) with only two convection cells (see Fig 5). The amplitude of the gravity signal is slightly lower in the 3D model compared to the 2D model.

5.2.5 Discussion

Contribution of the hydrothermal circulation compared to a fully thermal diffusive case

To quantify more precisely the sensitivity of the gravity signal to the hydrothermal circulation, we compare the results to a configuration where we cancel the convective heat transfer in the model. To obtain a fully thermal diffusive case, the homogenized permeability is set to 10^{-20}m^2 for the sediments and the granitic basement. Fig. 5.11 features the comparison of the gravimetric profiles between the fully thermal diffusive case (as orange line) and the one associated to the large-scale hydrothermal convection (as blue line) for the 2D Soultz model. For the fully thermal diffusive case, there is no variation of the gravity along the x-axis, contrary to the case where the large-scale hydrothermal convection occurs in the reservoir. The simulated gravity main value is negative and about -2.275 mGal as estimated with the case associated to the large-scale convective system. This comparison confirms that the gravity spatial variations are related to the large-scale convective system. The sensitivity of the gravity signal to the hydrothermal circulation can be clearly quantified as oscillations around the mean value of about 0.02 mGal.

Comparison with observed gravity anomalies

Similarities are highlighted between the observed gravity signal and the simulated one: (i) the simulated gravity signal in 2D and 3D (see Fig. 5.6 and Fig. 5.7) is negative like the observations (see Fig. 5.1 and Fig. 5.2) with a maximum value closely located at the maximum of the thermal heat flow (Rotstein et al., 2006 ; Baillieux et al., 2014 ; Abdelfettah et al., 2012) ; (ii) both observed and calculated gravity signals shows spatial variations with some consistencies with the hydrothermal circulation (Baillieux et al., 2014). However, the range of values between the calculated and

observed gravity anomalies oscillations is clearly different: [-39 ; -35] mGal for the observations (Baillieux et al., 2014) and [-2.28 ; -2.26] mGal for the calculated signal. We aim to further compare the amplitude and wavelength of the gravity signal between the simulated and the observed ones. To address the issue, the average value of the simulated gravity signal has been artificially shifted in order to match the expected range of values from the observations (Baillieux et al., 2014 ; Abdelfettah et al., 2012) assuming that deep contributions from the lower crust are dominant but not described in our model. The shifted profile is then compared to a profile oriented north-south extracted from the gravity map of Baillieux et al., (2014) (see Fig. 5.2). Fig. 5.10 illustrates the comparison between the artificially shifted simulated profile and the observed one oriented north-south. The shift applied to the calculated signal is about -34.7 mGal to obtain a match with observations. The observed amplitude is about 1.5 mGal, a much higher value than for the simulated one about 0.02 mGal. The observed gravity map (cf Fig. 5.2) and the calculated one (cf Fig. 5.7) show different spatial distributions. Both 2D and 3D approaches do not reproduce either the amplitude or the complete spatial distribution of the observed signal. The higher amplitude and spatial heterogeneity in the observations may be due to a contribution of the lithology changes at regional scale (Rotstein et al., 2006 ; Baillieux et al., 2014). The main origin of the gravity anomaly is most certainly not located in the first 5 kilometers in depth. Geological structures in the deeper crust and the lithospheric mantle until 80 km in depth greatly influence the gravimetric signal in the Upper Rhine Graben (Freymark et al., 2017 ; Pavlis et al., 2012). The necessary shift of -34.7 mGal probably is associated to the lack of this main deep contributions in the simulated gravity signal. Other contributions which are not included in our current model can also potentially explain the discrepancy between the observed and simulated profiles. Baillieux et al. (2014) investigated the potential signature of fluid pathways through major fault systems on the observed gravity. Further studies still need to

be yet carried out to build a 3D THM model that includes the major faults to fully interpret the observed signal. Geochemical reactions between geothermal waters and the sediments have also to be considered since they have been shown to influence the Bouguer anomalies in hydrothermal systems (Goldstein and Carle, 1986; Allis, 1990).

5.2.6 Conclusion

The comparison between the 2D and 3D THM models of the deep geothermal reservoir at Soultz-sous-Forêts or Rittershoffen reveals similar large-scale hydrothermal circulation. The same number and dimension of convection cells have been obtained in both models as well as very close temperature-depth profiles at the ascending part of the convection cells. This study supports that the 2D approach is sufficient to simulate the large-scale hydrothermal circulation.

The second part of the study deals with a forward THM modeling to quantify the contribution from hydrothermal circulation in the observed gravity anomalies. The amplitude of these oscillations is about 0.02 mGal (i.e. 20.0 μ Gal) around a average value of -2.27 mGal. Their wavelength is about 7.5 km, consistent with the width of the convection cells. The oscillations in the gravity signal show an anti-phase relationship with the surface maximum heat flux. The 2D and 3D approaches are very consistent. The amplitude of the gravity signal is slightly lower and the wavelength higher in the 2D model but it includes larger finite size effects.

A comparison with the fully thermal diffusive case clearly supports that the gravity oscillations of 20.0 μ Gal in amplitude are only due to the large-scale convective system in the reservoir. The simulated signal could not reproduce the important amplitude nor the heterogeneity of the gravity spatial distribution observed in the URG. This suggests that lateral geological changes or closeby thermal anomalies or structures in the deeper crust and mantle do have an higher influence on the gravity signal than the hydrothermal circulation.

Declarations

Availability of data and materials

Not applicable.

Competing interests

The authors declare that they have no competing interests.

Funding

The present work benefits from a state funding managed by the French National Research Agency (ANR) as part of the “Investments for the Future” program.

Author’s contributions

BV wrote the first version of the paper. The three other authors contributed to the final version of the manuscript. All authors read and approved the final manuscript.

Acknowledgements

The present work has been done under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050-G-EAU- THERMIE-PROFONDE and benefits from a state funding managed by the French National Research Agency (ANR) as part of the “Investments for the Future” program. It has also been funded by the EGS Alsace Grant from ADEME. The authors would like to thank Christoph Clauser, Albert Genter, Clément Baujard, Thomas Kohl, Chrystel Dezayes, David Bruhn, Nima Gholizadeh Doonechaly, Bernard Sanjuan, Benoit Valley, Judith Sausse, Philippe Jousset, Dominique Bruel, Eva Schill, Patrick Baud, Mike Heap, Luke Griffiths, Alexandra Kushnir, Olivier Lengliné, Coralie Aichholzer, Philippe Durringer, François Cornet, Jacques Hinderer, Yassine Abdelfettah

and Nolwenn Portier for the very fruitful discussions. We thank also two anonymous reviewers and the editorial team for their constructive comments.

Figures

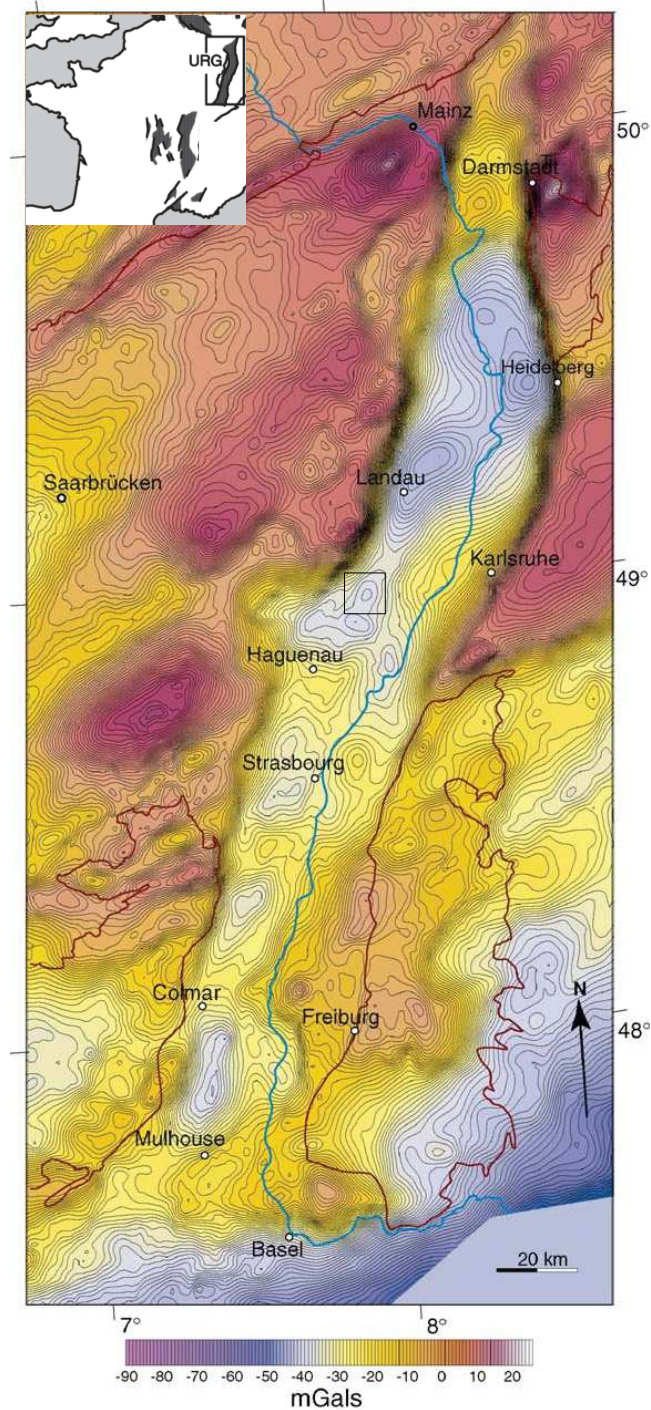


Figure 5.1: Bouguer anomaly in the whole Upper Rhine Graben (URG). The reference density is $2,670 \text{ kg.m}^{-3}$. Location of the URG is shown in the subfigure on the top left. Vosges and Black Forest Mountains, Odenwald and Hunsruck are outlined by red lines. The black box of 10km by 10km corresponds to the location of the 3D THM model extension. The Figure is modified after Rotstein et al (2006).

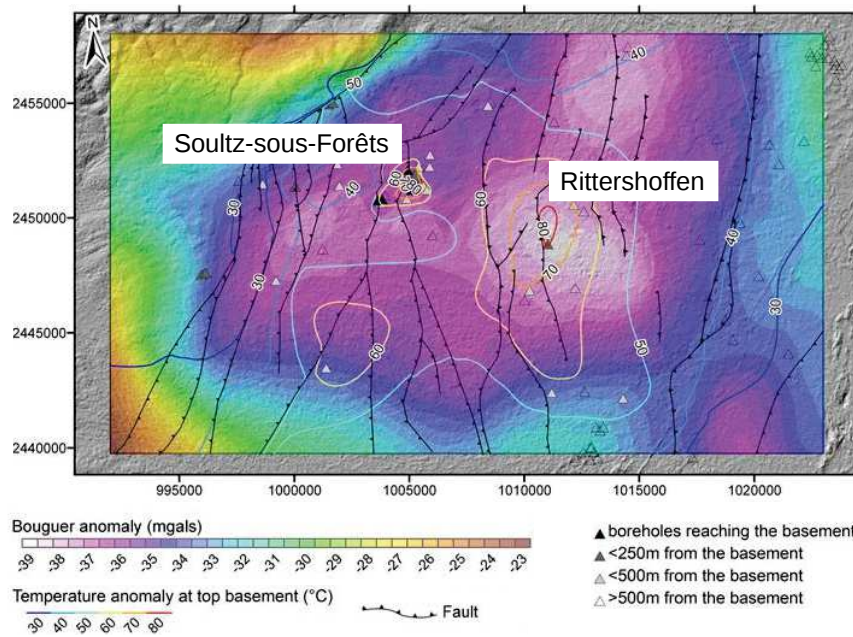


Figure 5.2: Bouguer anomalies compared to temperature anomalies in the Soultz area. The reference density is $2,670 \text{ kg.m}^{-3}$ for the gravity anomaly. Figure adapted from Baillieux et al., (2014).

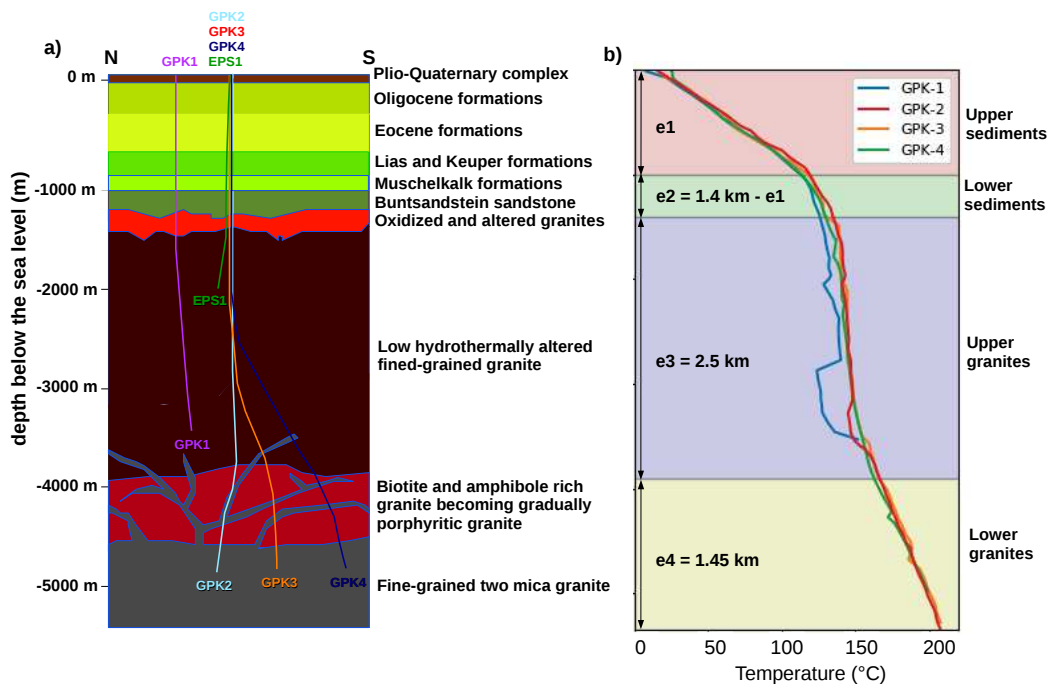


Figure 5.3: (a) 2D conceptual geology at Soultz. Trajectories of GPK1, EPS1, GPK2, GPK3 and GPK4 wells are shown with colored lines. (b) Temperature-depth profiles after drilling operations superimposed to the simplified reservoir model with four main geological units (Cuenot et al, 2008). Here, e_1 , e_2 , e_3 and e_4 correspond to the unit thicknesses, e_1 is inverted from a back-analysis (Vallier et al., 2019) using: $e_2 = 1.4 \text{ km} - e_1$; $e_1 + e_2 + e_3 = 3.9 \text{ km}$; $e_1 + e_2 + e_3 + e_4 = 5.4 \text{ km}$).

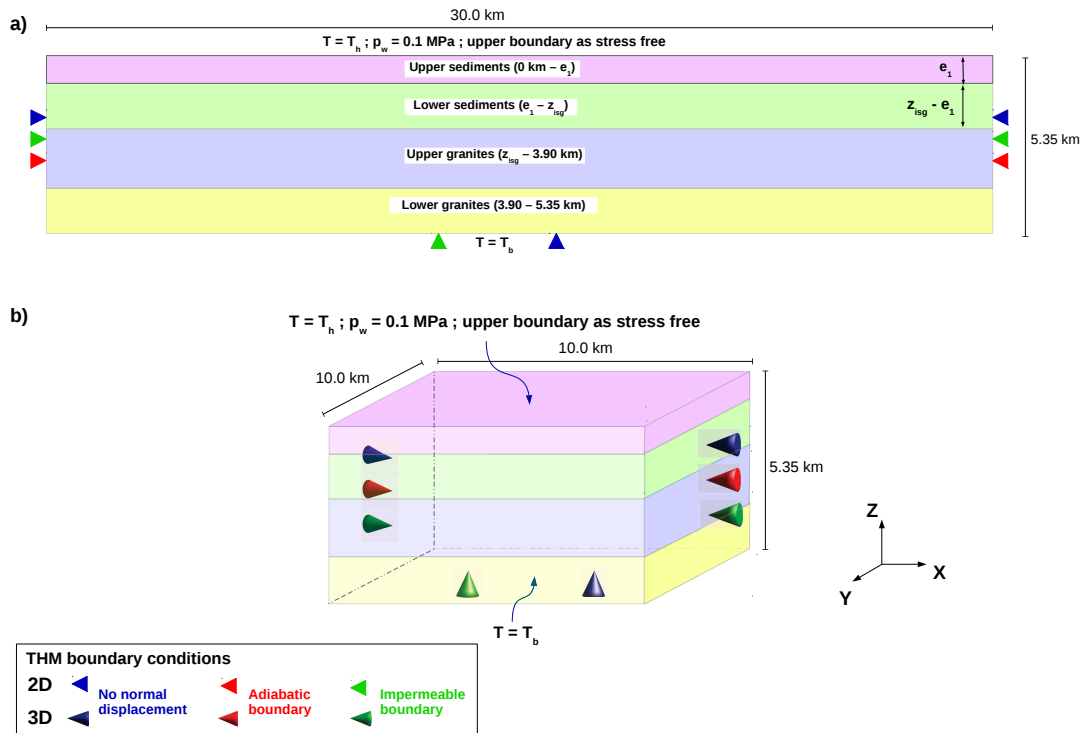


Figure 5.4: a) 2D vertical cross-section and b) 3D model with the boundary conditions used during the simulation. The background colors correspond to idealized layers homogenized at the scale of about 100 meters. The thickness of the sediments z_{isg} is about 1.4 km in Soultz. Here, the thickness of the first layer e_1 is evaluated during the back-analysis (Vallier et al., 2019). T_b is the bottom temperature set at 208 °C. T_h is the surface temperature set at 15 °C.

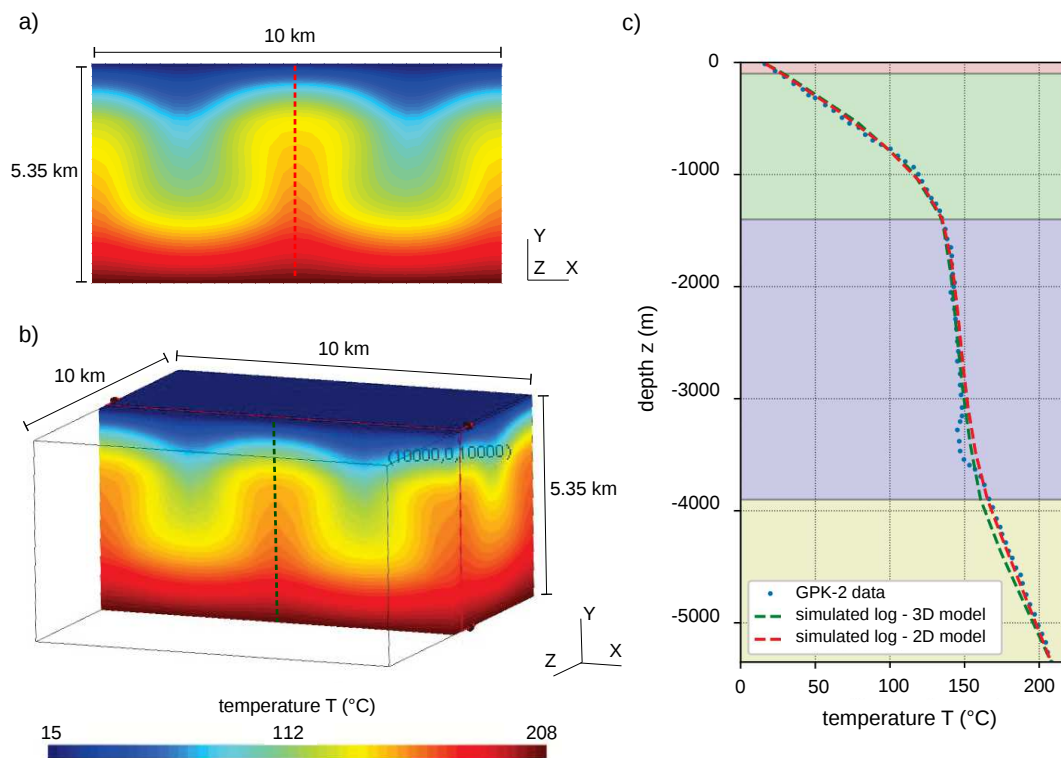


Figure 5.5: a) Map of calculated temperatures (background colors) from a 2D model being 5.35 km in height and 10 km in width. The red dashed line is the location of the simulated profile shown in c). b) Map of calculated temperatures (background colors) from 3D model having a height of 5.35 km and their two horizontal dimensions both set to 10 km. The green dashed line is the location of the simulated profile shown in c). c) Comparison of the simulated temperature profile obtained at the middle of the mesh grid between the 2D model (in red) and the 3D model (in green). The blue dashed line corresponds to the observed profile at GPK-2 well and the background colors to the idealized layers homogenized at the scale of 100 meters.

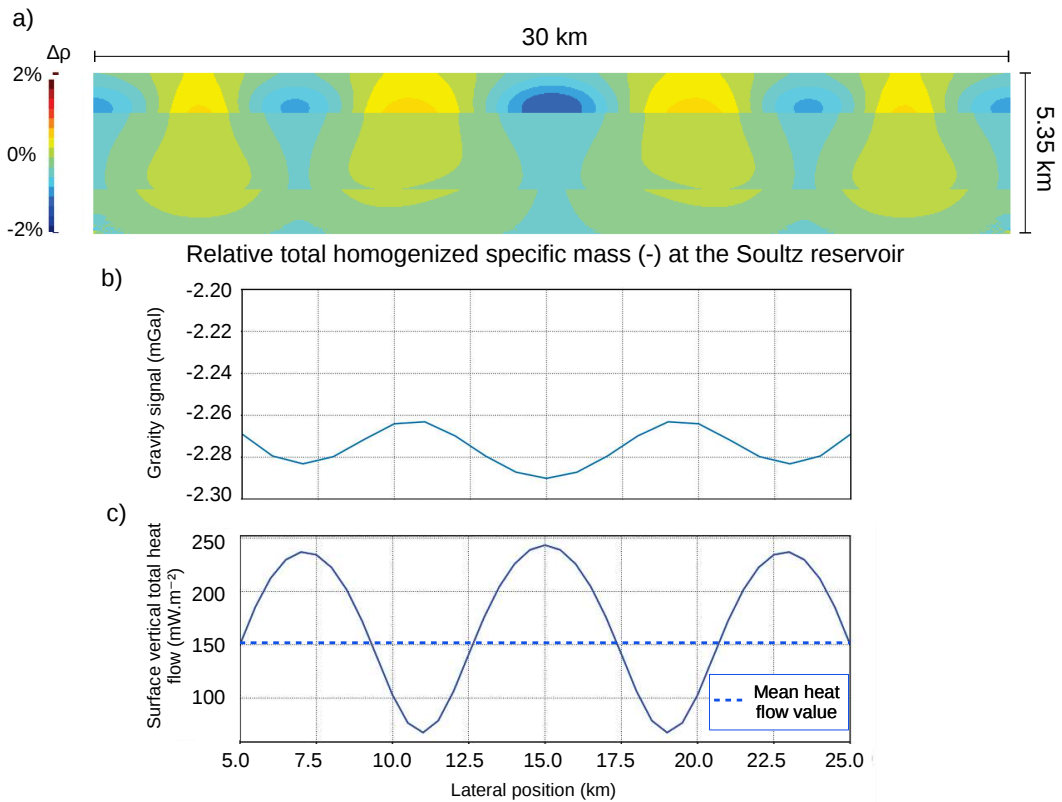


Figure 5.6: a) Map of the simulated relative variation of the total homogenized specific mass i.e. the density of the homogenized medium associated to the hydrothermal circulation at the Soultz reservoir. b) Associated synthetic gravimetric profile along the x -axis. c) Profile of the computed vertical surface heat flow along the x -axis. The dotted line corresponds to the mean value of the heat flow.

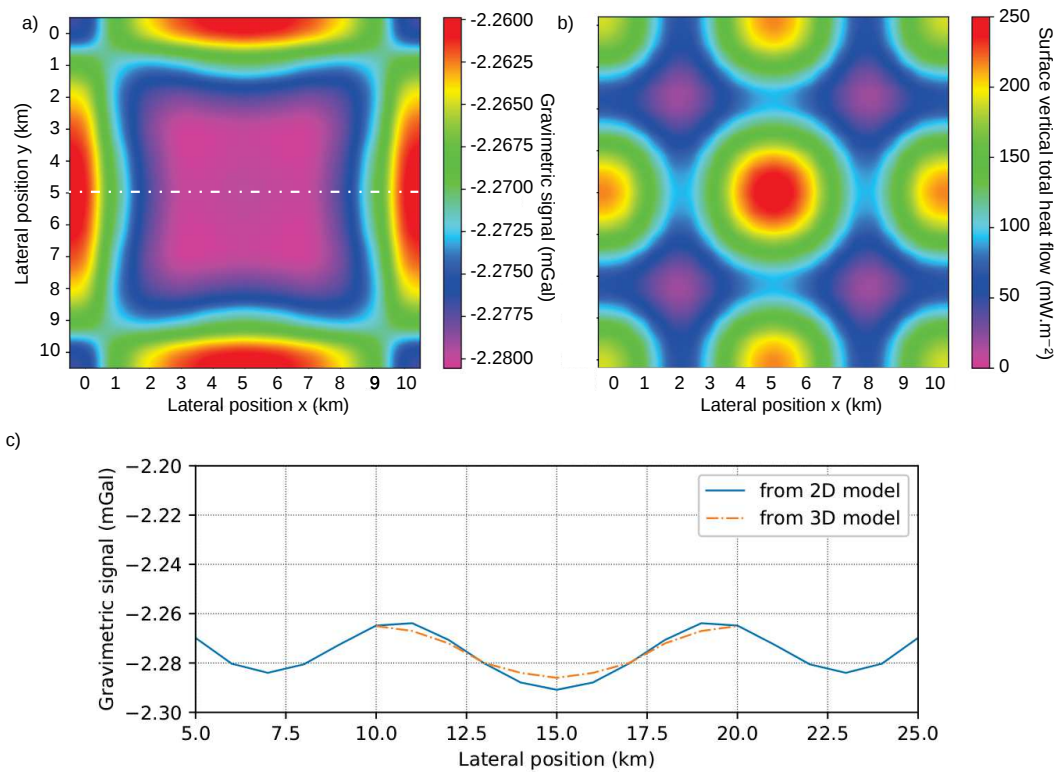


Figure 5.7: a) Map of gravity anomaly from the 3D Sultz model. The white dotted line corresponds to the position of the profile extracted from the 3D model for c). b) Associated map of vertical total heat flow extracted at the surface from the 3D Sultz model. c) Comparison of gravimetric profile along the x -axis between the 2D and 3D models.

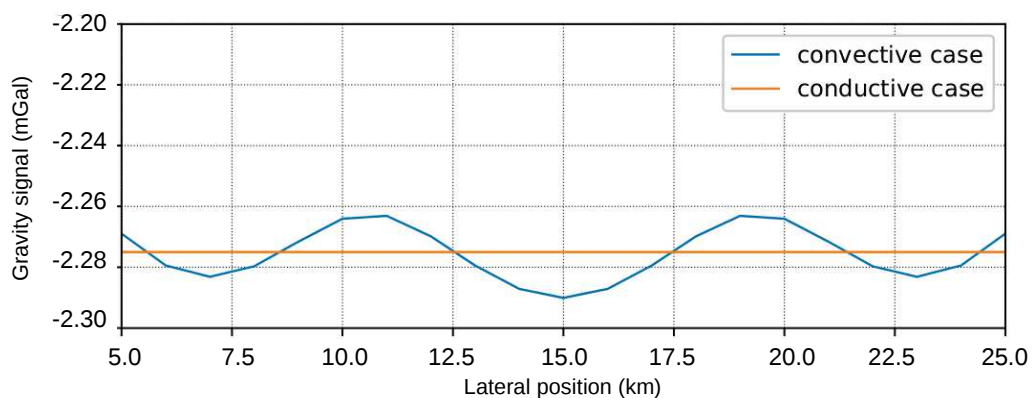


Figure 5.8: Comparison between the calculated gravimetric profile of the 2D model between the fully thermal diffusive case (orange line) and the case associated to the large-scale convective system (blue line).

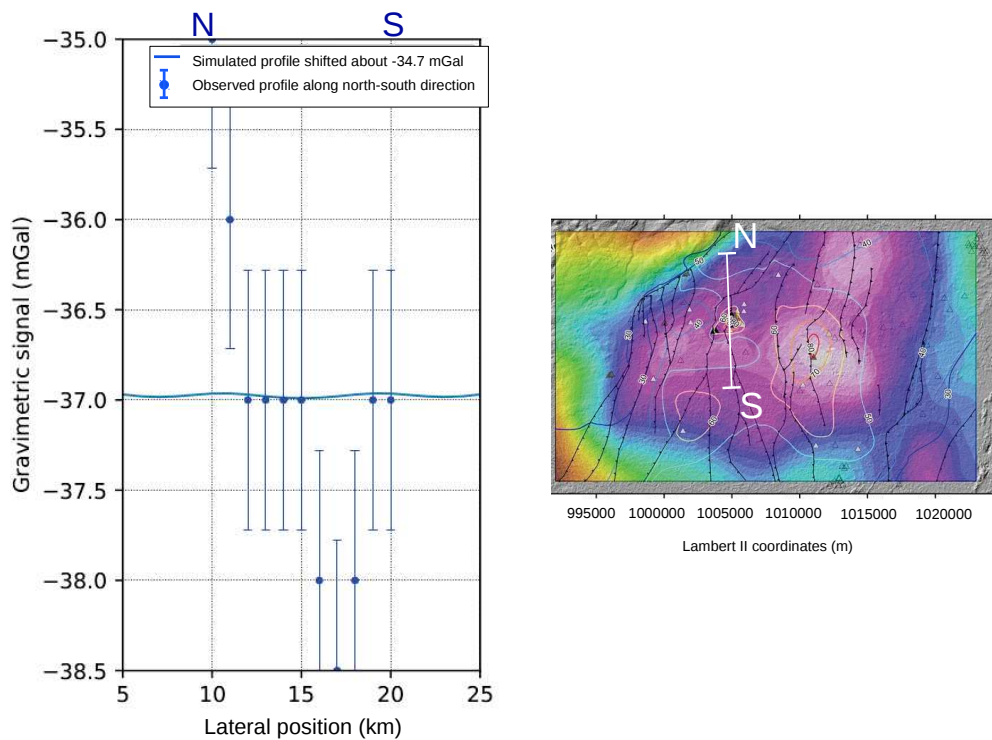


Figure 5.9: (Left) Comparison between the calculated gravimetric profile from the 2D model and the observed profile from Baillieux et al. (2014) (as blue points with associated errors). (Right) Map of Bouguer anomalies that include the location and the north-south direction (white line) of the extracted gravimetric profile.

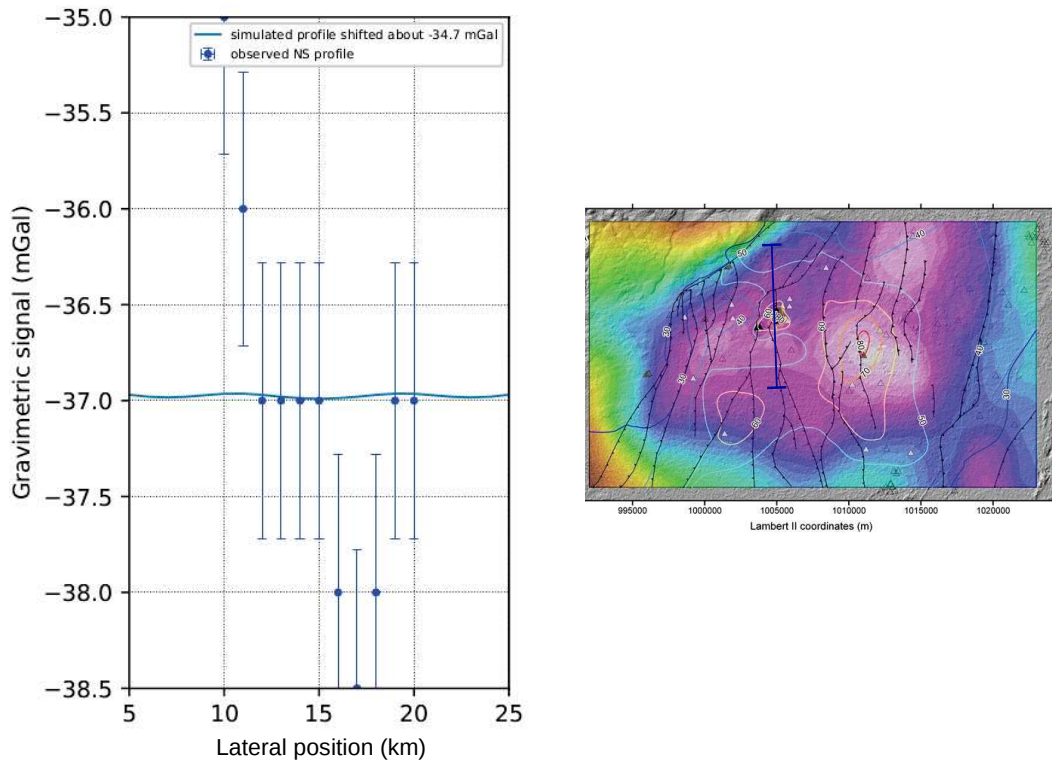


Figure 5.10: Comparison between the calculated gravimetric profile from the 2D model and the observed profile from Bailleux et al. (2014) (as blue points with associated errors). At the top, map of Bouguer anomaly that includes the location and direction (blue line) of the extracted gravimetric profile.

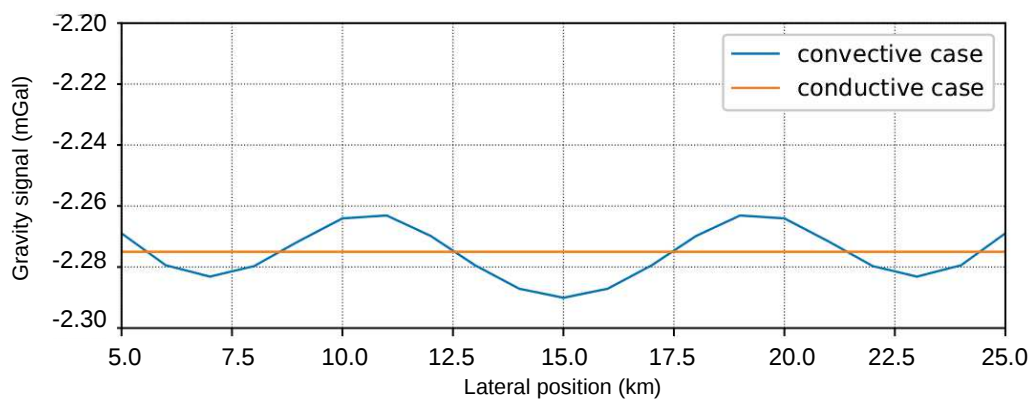


Figure 5.11: Comparison between the calculated gravimetric profile of the 2D model between the fully thermal diffusive case (orange line) and the case associated to the large-scale convective system (blue line).

Appendices

Appendix 1

The notations are as following: T is the temperature [K], p_w the pore pressure [Pa], ϕ the Eulerian porosity, ϵ the linearized strain tensor, \mathbf{F}^m the massic body force [N.kg^{-3}], r the homogenized specific mass [kg.m^{-3}], m_w the brine mass content [kg.m^{-3}], \mathbf{M}_w the water surface mass flow [$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$], θ_{rad} the heat source due to the radioactivity of rocks [W.m^{-3}], h_w^m the fluid specific enthalpy [J.kg^{-1}], Q the rate of internal energy neither resulting from convection nor conduction [J.m^{-3}], \mathbf{q} the heat conductive flow [$\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$], σ the Cauchy stress tensor [Pa], σ' its effective counterpart, σ_p the hydraulic stress, \mathbb{C} the drained elasticity tensor [Pa], $\mathbf{1}$ the unit tensor, α_0 the linear thermal dilation of the dry material [K^{-1}], λ the thermal conductivity [$\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$], K_{int} the intrinsic permeability [m^2], μ_w the fluid dynamic viscosity [Pa.s] and ρ_w the fluid density [kg.m^{-3}]. The balance equations correspond to the mechanical equilibrium, brine mass and energy balance:

$$\nabla \cdot \sigma + r \mathbf{F}^m = 0 \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial m_w}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{M}_w = 0 \quad (5.4)$$

$$\mathbf{M}_w \cdot \mathbf{F}^m + \theta_{rad} = \frac{\partial Q}{\partial t} + \nabla \cdot (h_w^m \mathbf{M}_w) + \nabla \cdot \mathbf{q} + h_w^m \frac{\partial m_w}{\partial t} \quad (5.5)$$

The poro-elastic behaviour is governed by the following relations:

$$\sigma = \sigma' + \sigma_p \mathbf{1}, \quad (5.6)$$

$$d\sigma_p = -b dp_w \quad (5.7)$$

$$d\phi = (b - \phi)(d\epsilon_v - 3\alpha_0 dT + \frac{dp_w}{K_s}) \quad (5.8)$$

$$m_w = \phi(1 + \epsilon_v)\rho_w - \phi_0\rho_w^0 \quad (5.9)$$

with $\epsilon_v = Tr(\epsilon)$ the total volume strain, K_s the matrix bulk modulus [Pa], b the Biot coefficient, ρ_w^0 the initial fluid density [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] and ϕ_0 the initial porosity. The thermodynamic flows σ , \mathbf{M}_w , and \mathbf{q} are linearly linked to forces ϵ , ∇p_w , ∇T according to:

$$d\sigma = \mathbb{C} : (d\epsilon - \alpha_0 dT \mathbf{1}) \quad (5.10)$$

$$\mathbf{M}_w = \frac{\rho_w K_{int}}{\mu_w} (-\nabla p_w + \rho_w \mathbf{F}^m) \quad (5.11)$$

$$\mathbf{q} = -\lambda \nabla T \quad (5.12)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = 3\alpha_0 K_0 T \frac{\partial \epsilon}{\partial t} - 3[(b - \phi)\alpha_0 + \alpha_w \phi] T \frac{\partial p_w}{\partial t} + (c_s - 9TK_0\alpha_0^2) \frac{\partial T}{\partial t} \quad (5.13)$$

with K_0 the bulk modulus of the skeleton and c_s the specific heat at constant stress. Note that ρ_w and μ_w as well as λ and c_s are functions of temperature and/or pore pressure. For the Fourier's law, the thermal conductivity of the dry rock is described by the classical mixing law:

$$\lambda_{dry}(T) = (1 - \phi_0)\lambda_s(T) + \phi_0\lambda_{air}(T) \quad (5.14)$$

with λ_s (resp. λ_{air}) the thermal conductivity of solid grains (resp. air). We assume that the thermal conductivity of air is negligible. Consequently, the thermal conductivity of solid grains can be written as:

$$\lambda_s(T) = \frac{\lambda_{dry}(T)}{1 - \phi_0}. \quad (5.15)$$

Thermal conductivity of the dry material is assumed to depend linearly on temperature:

$$\lambda_{dry}(T) = a_{\lambda_{dry}} + b_{\lambda_{dry}} T \quad (5.16)$$

with $a_{\lambda_{dry}}$ and $b_{\lambda_{dry}}$ empirical constant parameters obtained from experimental measurements. Finally, the homogenized thermal conductivity of the saturated porous media is expressed by using the same kind of mixing law as previously:

$$\lambda(T) = (1 - \phi)\lambda_{dry}(T) + \phi\lambda_w(T). \quad (5.17)$$

The specific heat for the dry medium is defined using a similar experimental correlation as Equation (5.16):

$$c_{dry}(T) = a_{c_{dry}} + b_{c_{dry}}T. \quad (5.18)$$

As proposed for the homogenized thermal conductivity, we can define the specific heat capacity and the initial specific mass as:

$$c_s(T) = \frac{c_{dry}(T) - \phi_0 c_{air}}{1 - \phi_0} \quad (5.19)$$

$$r_0 = \rho_{dry} + \phi_0 \rho_w^0 \quad (5.20)$$

with c_{air} the specific heat capacity of air.

Appendix 2 - Validation of gravity calculations using analytical cases

Validation by the V-sheet analytical case

We reproduce the gravity effects calculated from robust analytical expressions. The first analytical case concerns the gravity anomaly due to a buried vertical finite sheet body called "Thin V-sheet" (Hinze et al., 2013). Fig. 5.12 illustrates the conceptual representation of the geometric parameters for modeling the gravity effect of the V-sheet. The analytical equation of the gravity effect noted g_{vs} from the V-sheet source

is as following (Hinze et al., 2013):

$$g_{vs} = 2Gtd\rho \ln \left(\frac{z_2^2 + x^2}{z_1^2 + x^2} \right) \quad (5.21)$$

where, g_{vs} is the vertical gravity anomaly in Gal ($\text{m.s}^{-2} = 10^5$ mGal) calculated at each point along x -axis on the surface due to the density contrast $d\rho$ (kg.m^{-3}) at distances x (m) and z (m). The other parameters t , z_1^2 and z_2^2 are illustrated in Fig. 5.12.

For the analytical cases considered here, the heat transfer is assumed to be only driven by diffusion. All THM couplings are canceled including the temperature and fluid pressure dependencies for the fluid and rock properties. The reservoir is considered as a 2D cross-section of 10 km in width and 5.35 km in height and the V-sheet is 200 m in width and 1000 m in height. The sheet is set to have a specific mass contrast of 300 kg.m^{-3} with the rest of the reservoir.

Fig. 5.13 shows the comparison of the gravity effect profiles along the surface between the analytical expression and the simulation for the V-sheet case. First the dependence to element types is investigated. The simulated gravity anomaly is obtained from simulations with two different kinds of finite elements: triangle and quad. No significant effect of the element type is shown. The issue concerning the reference specific mass is addressed for the V-sheet analytical case. For the modeling with quad elements, two cases are considered: (i) the reference total homogenized specific mass ρ_{ref} is taken as the initial value ρ_0 ; (ii) ρ_{ref} corresponds to the mean value in the spatial domain ρ_m . The two simulations reproduce the analytical solution, demonstrating that the assumption " $\rho_{ref} \approx \rho_0 \approx \rho_m$ " is validated for low gravity effect in large-scale reservoir. Finally, all simulations from our modeling reproduce the analytical solution from the V-sheet gravity effect validating our calculation for this first analytical case.

Validation by the Mogi's sphere analytical case

The Mogi's sphere has been first introduced in the works of Mogi (1958) to study the link between the ground deformations and volcanic eruption and can be applied in a geothermal context (Heimlich, 2017 ; Portier et al., 2018). Fig. 5.14 illustrates the conceptual model of the buried Mogi's sphere. The analytical equation of the gravity effect noted g_m is (Hinze et al., 2013):

$$g_m = 4\pi\mathcal{G} \frac{d\rho R^3}{3z^2(1 + (\frac{x}{z})^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (5.22)$$

Where the same notations and the geometric parameters are shown in Fig. 5.14.

The hypotheses and reservoir geometry for the Mogi's sphere model are the same than in the V-sheet case. The radius of the sphere is 500 meters and its center is at 2.65 km in depth. It uses a density contrast of 300 kg.m^{-3} . Fig. 5.15 illustrates the comparison between the analytical solution and the simulated gravity effect. The simulated gravity anomaly profile is well reproducing again the analytical solution. Our modeling approach of the gravity effect is then validated for two robust and well-known analytical cases.

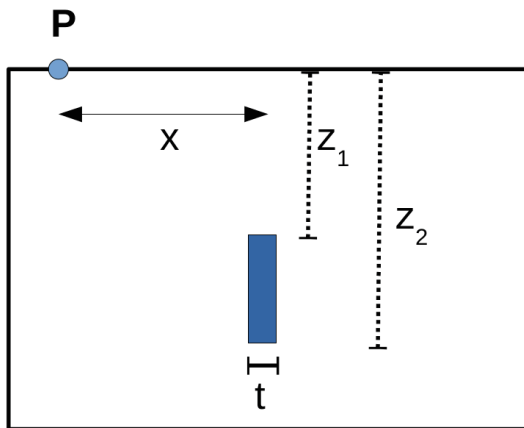


Figure 5.12: Conceptual model of the V-sheet geometry. The parameters are the width t , the depth of the top z_1 and of the bottom z_2 .

Figures of Appendix 2

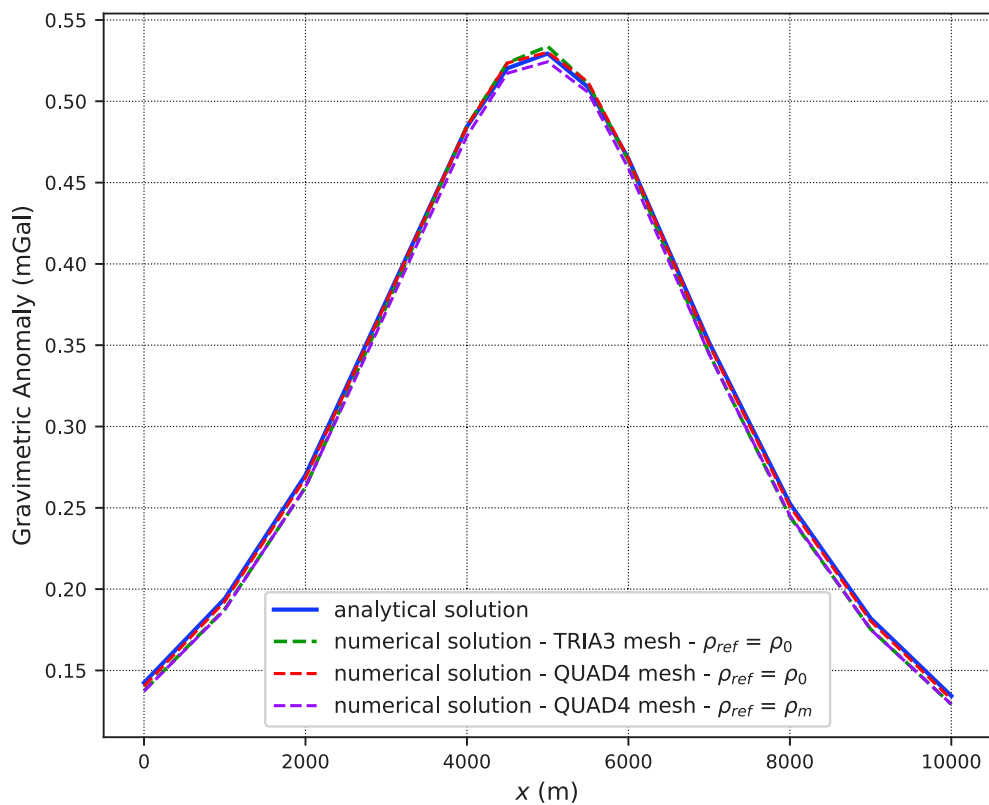


Figure 5.13: Gravity anomaly profile due to a V-sheet as an excess of density about $300 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ inside a reservoir. The blue line corresponds to the analytical solution, the dotted green and red lines respectively for the simulated solutions with TRIA3 and QUAD4 elements describing the reservoir model. Both of them assume that the reference total homogenized specific mass ρ_{ref} is equal to the initial value ρ_0 . The magenta line corresponds to the simulated solution with QUAD4 elements and assuming ρ_{ref} is equal to the mean value of the specific mass ρ_m .

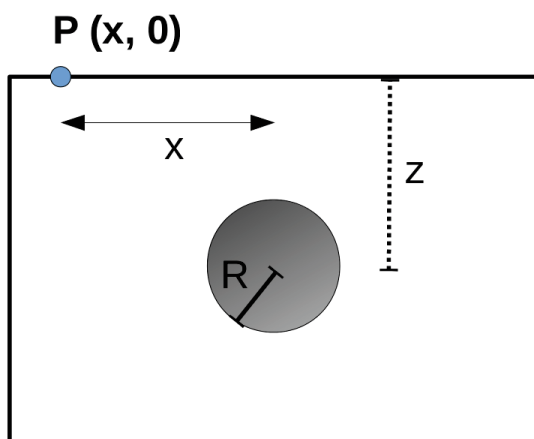


Figure 5.14: Conceptual model of the geometry of the Mogi's sphere with the radius called R and with the depth of the center called z .

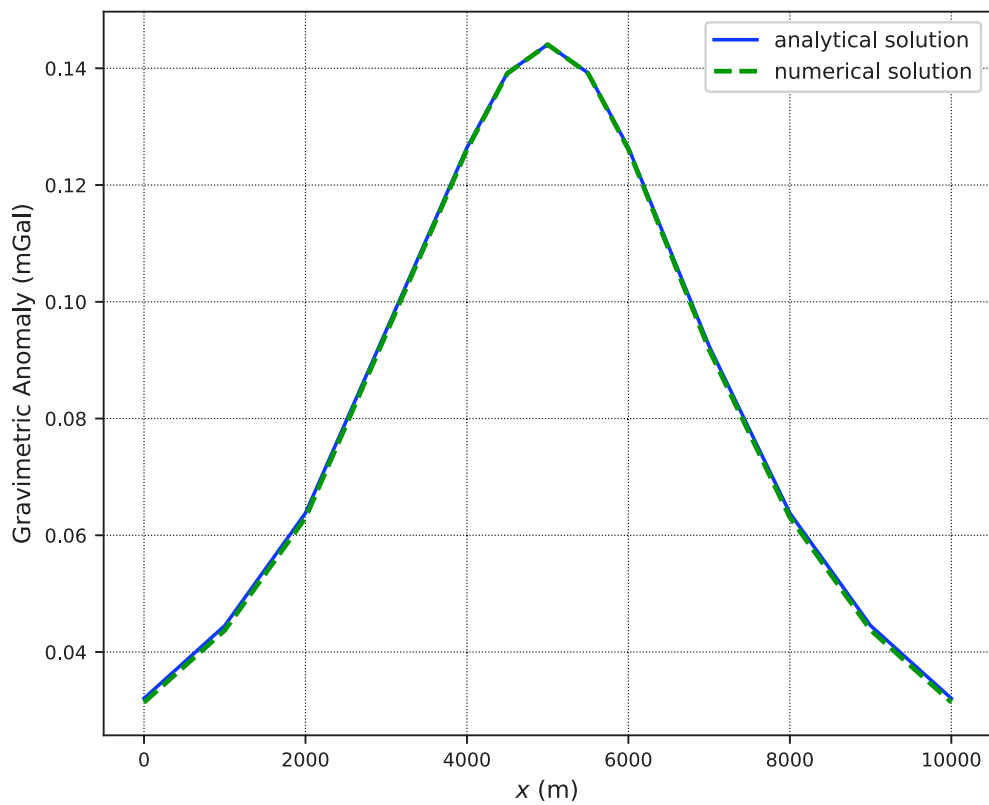


Figure 5.15: Gravity anomaly profile due to a Mogi's sphere as an excess of density about $300 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ inside a reservoir. The blue line corresponds to the analytical solution, the dotted red line to the simulated solution.

Chapitre 6

Conclusions générales et perspectives

Les travaux de modélisation réalisés dans cette thèse ont permis de proposer une description de la circulation hydrothermale et de l'état mécanique pour les deux réservoirs géothermiques profonds de Soultz et Rittershoffen. Le modèle THM développé et utilisé ici est basé sur l'homogénéisation du réseau de fractures à l'échelle de 100m d'un réservoir géothermique profond considéré à l'échelle de 10km × 5km. Les failles régionales ne sont pas explicitement décrites dans le modèle de réservoir. La rhéologie du fluide (viscosité, densité, chaleur spécifique...) est considérée dépendante de la température et de la pression de fluide. La description du système naturel du réservoir a été réalisée par une inversion-optimisation reproduisant les profils expérimentaux de

contrainte et température en fonction de la profondeur en ajustant les propriétés pétrophysiques ainsi que la profondeur du toit hydraulique. Cette procédure a permis d'apporter un éclairage nouveau sur les anomalies thermiques associées à Soultz et à Rittershoffen.

6.1 Synthèse des travaux

6.1.1 Concernant le réservoir de Soultz

Dans un premier temps, la profondeur de l'interface sédiments-socle a été supposée avoir une influence importante sur l'anomalie thermique. La profondeur du toit hydraulique est considérée comme égale à celle de l'interface sédiments-socle lors de l'inversion-optimisation. Cette hypothèse amène la description d'un système convectif uniquement dans le granite fracturé et est associée à des propriétés pétrophysiques non cohérentes avec leurs valeurs mesurées en laboratoire (notamment la conductivité thermique). Dans un deuxième temps, le postulat de l'importance de la transition sédiments-socle est levé et la profondeur du toit hydraulique est prise comme un paramètre ajustable lors de l'inversion-optimisation. La nouvelle solution reproduit mieux les profils expérimentaux en température et contraintes en fonction de la profondeur. Le système thermique simulé correspond toujours à un système convectif à large échelle mais avec des cellules de convection bien moins profondes. La circulation par convection a lieu dans le granite et également dans la majorité des sédiments avec une profondeur de toit hydraulique de l'ordre de 100m. La hauteur et la largeur des cellules de convection sont respectivement égales à 3.8km et 3km et la vitesse de Darcy associée est de 11 cm.an^{-1} . Associées à cette nouvelle solution, les propriétés des roches telles que la perméabilité et la conductivité thermique sont à présent cohérentes avec les mesures faites à l'échelle du laboratoire. Ceci implique qu'une procédure de mise à l'échelle ne serait pas nécessaire pour les propriétés hydrauliques et thermiques

dans le cadre d'un modèle homogénéisé. Néanmoins, les valeurs de module d'Young associées à la nouvelle solution sont toujours plus faibles que celles attendues par les expériences en laboratoire. Une problématique de mise à l'échelle pourrait expliquer la différence observée. Les variations de température latérales obtenues par le modèle sont cohérentes avec les observations réalisées à l'échelle du Fossé Rhéan. Ceci suggère qu'un modèle homogénéisé n'introduisant pas de système de failles complexes à l'échelle du réservoir permettrait une interprétation de mesures thermiques à une échelle beaucoup plus grande dans la région. Une comparaison des solutions entre les approches bidimensionnelle (2D) et tridimensionnelle (3D) a également été réalisée. Les profils de température-profondeur ainsi que la circulation hydrothermale montrent de très nombreuses similarités suggérant qu'une approche 2D serait suffisante pour décrire le système naturel dans le cadre d'un modèle homogénéisé ne décrivant pas explicitement les failles régionales.

6.1.2 Concernant le réservoir de Rittershoffen

Une procédure similaire d'inversion-optimisation a été réalisée. La base de données étant moindre que celle de Soultz, plusieurs hypothèses ont été posées comme la similarité des profils de contrainte et de la composition des granites au-delà de 2.5km de profondeur avec ceux obtenus à Soultz. La profondeur du toit hydraulique est dès à présent prise comme variable lors de l'inversion-optimisation. La solution reproduit à nouveau les profils expérimentaux en température et contraintes en fonction de la profondeur. Elle est associée à un système de convection à large échelle. La hauteur et la largeur des cellules de convection sont respectivement égales à 2.7km et 3km et la vitesse de Darcy maximale est de 20 cm.an^{-1} . L'interprétation préliminaire des mesures de température aux puits GRT-1 et GRT-2 suppose que le toit hydraulique se positionne à la discontinuité du profil localisé à 1.65km en profondeur au toit du Muschelkalk. La solution après l'inversion-optimisation montre que le toit est situé

à de plus faibles profondeurs que celles attendues i.e. à environ 1.2km, proche de la base des sédiments du Tertiaire. Les propriétés des roches obtenues sont du même ordre que celles obtenues pour le modèle THM de Soultz donc similaires aux valeurs expérimentales mesurées en laboratoire. Une autre similarité entre les deux modèles consiste en un découplage des toits hydrauliques et thermiques. Le toit thermique correspond à l'interface sédiments-socle et celui hydraulique se situe beaucoup moins en profondeur pour les deux sites. Un abaque du gradient thermique en surface en fonction de la température de réservoir a également été construit à l'aide du modèle THM. Ces relations peuvent servir d'outil de prédiction lors de la phase d'exploration d'un projet EGS dans le Fossé Rhénaissant faisant le lien entre des mesures facilement accessibles, les gradients thermiques en proche surface, et une information cruciale pour le projet : la température de réservoir.

Le cas de Rittershoffen a permis la vérification d'une des principales hypothèses implicite de l'approche de modélisation. L'homogénéisation du réseau de fractures à l'échelle de 100m suppose que les structures au-delà de cette dimension ont une faible influence sur la circulation hydrothermale et l'état mécanique du réservoir. Pour vérifier cette hypothèse, la faille de Rittershoffen, d'une épaisseur de 40m et s'étendant de la surface jusqu'à 3.5 km de profondeur, est explicitement décrite dans le modèle THM. Une circulation hydrothermale est décrite le long de la faille avec une vitesse de Darcy maximale de 26 cm.an^{-1} mais l'ensemble du système convectif reste peu perturbé. Le nombre de cellules de convection ainsi que leur dimension restent identiques par rapport au modèle THM précédent. Concernant les profils de température en fonction de la profondeur, l'implantation d'une faille amène à une perturbation maximale de 6°C à 2 km de profondeur. Ce même type de faible variation est constaté pour les profils de contraintes-profondeur avec une perturbation maximale de 1MPa pour la composante horizontale maximale en fond de réservoir. L'hypothèse d'une faible

influence des failles régionales sur le système naturel d'un réservoir géothermique profond comparée à l'influence du réseau homogénéisé de failles à petite échelle serait donc confirmée dans le cadre du modèle THM de Rittershoffen.

6.1.3 Influence de la circulation hydrothermale dans le signal gravimétrique

Faisant suite à la description des réservoirs de Soultz et Rittershoffen, le modèle THM calibré peut être utilisé pour l'interprétation de diverses données géophysiques liées au système naturel. Nous nous focalisons sur la signature gravimétrique liée à la circulation hydrothermale dans des approches 2D et 3D. L'approche 3D consiste ici en une extension du modèle 2D selon la direction horizontale hors-plan et montre des résultats cohérents avec l'approche 2D. L'amplitude des oscillations simulées pour le réservoir de Soultz est de l'ordre de $20 \mu\text{Gal}$. La longueur d'onde du signal gravimétrique de 7.5km et ce dernier oscille autour d'une valeur de -2.27mGal . La longueur est cohérente avec la distance entre les flux ascendants associés aux cellules de convection à large échelle. De plus, la comparaison du signal gravimétrique avec le flux thermique mesuré en surface montre qu'il existe une corrélation anti-phasique entre les deux grandeurs. Un signal gravimétrique issu d'un modèle n'autorisant qu'un transfert de chaleur par conduction montre que les oscillations sont uniquement associées à un système convectif à large échelle. Néanmoins, l'ordre de grandeur du signal gravimétrique simulé est significativement plus faible par rapport à celui observé dans le Fossé Rhénan. De plus, l'approche 3D n'a pas été en mesure de reproduire l'hétérogénéité du signal observé à l'échelle régionale. Ces deux limitations souligneraient une influence des : (i) variations latérales géologiques ; (ii) anomalies thermiques proches du site géothermique étudié telles que celle de Rittershoffen ou Rohrlach dans l'étude du signal gravimétrique issue de Soultz ; (iii) structures situées

à de fortes profondeurs dans la croûte inférieure ou dans le manteau terrestre. Leur prise en compte dans l'approche de modélisation pourrait potentiellement permettre une reproduction du signal gravimétrique dans le Fossé Rhéna.

6.2 Réponses aux problématiques générales et apport du modèle THM

Les travaux de modélisation permettent d'apporter un nouvel éclairage sur des problématiques scientifiques énoncées dans *l'introduction générale* et d'infirmer ou confirmer certaines hypothèses sur les réservoirs géothermiques profonds dans le Fossé Rhéna. L'un des principaux objectifs de la thèse était d'étudier l'origine des anomalies thermiques et les facteurs qui l'influent. Comme évoqué dans la partie "*Contexte Générale*", la radioactivité naturelle n'est pas suffisante pour expliquer l'origine de l'anomalie thermique. Dans le cadre d'un modèle THM homogénéisé, le système convectif à large échelle associé à un découplage entre les toits hydraulique et thermique permet de reproduire l'anomalie thermique. Pour les deux réservoirs de Soultz et Rittershoffen, le toit hydraulique est à des profondeurs plus faibles que celles supposées classiquement proches de l'interface sédiments-socle. Le couplage thermo-hydro-mécanique ainsi que la rhéologie du fluide ont également un impact souvent sous-estimé comme discuté pour le modèle THM de Soultz. En effet, l'influence de la complexité de la rhéologie du fluide sur la circulation hydrothermale a été peu étudiée dans les travaux liés aux projets EGS. Dans le cadre du modèle de Soultz, la dépendance de la viscosité dynamique de la saumure en température se révèle contribuer fortement à la circulation hydrothermale liée à l'anomalie thermique. Une dépendance non linéaire de la viscosité contrôle le gradient géothermique pseudo-constant dans la majorité des sédiments alors qu'il est associée à un transfert de chaleur par convection. Au contraire, certains facteurs ont été montrés comme peu contributifs à

l'origine de l'anomalie thermique dans le cadre de la modélisation. L'influence des limites géologiques notamment l'interface sédiments-socle est plus faible que celle supposée *a priori* dans le cas de Soultz. Le toit hydraulique ne correspond pas à des interfaces géologiques précises pour les deux réservoirs comme initialement anticipé par l'interprétation du profil lithologique. De même, la contribution de structures géologiques à large échelle telles que les failles régionales est moindre que classiquement supposé dans l'étude des projets EGS. L'influence des failles régionales sur la circulation hydrothermale et l'état de contrainte mécanique dans le réservoir géothermique profond de Rittershoffen est faible par rapport celui du réseau de fractures homogénéisé. Une autre question soulevée par ces travaux de modélisation consiste en l'étude de la mise à l'échelle entre des données pétrophysiques mesurées et une représentation du réservoir à l'échelle kilométrique. L'homogénéisation des propriétés thermiques et hydrauliques telles que la perméabilité et la conductivité thermique a été rendue possible en levant l'hypothèse d'un toit hydraulique fixe dans le processus d'inversion-optimisation. Pour les modules élastiques drainés, la mise à l'échelle de coefficient de Poisson a également été réalisé dans le modèle THM homogénéisé mais le cas du module d'Young s'est avéré plus problématique et a été source de discussions. Les mesures en laboratoire du module de Young sont réalisées sur des carottes extraites du réservoir. Puisque les fractures sont moins résistantes mécaniquement que la matrice rocheuse les contenant, il est possible que l'estimation du module d'Young par une procédure d'homogénéisation implique alors des plus faibles valeurs que celles expérimentales.

6.3 Limitations de l'approche développée et perspectives

Au delà des éléments de réponse liés à ces problématiques, l'apport de notre modèle THM simplifié est l'interprétation de données de différentes natures : thermique (mesures en température aux puits, flux de chaleur), hydraulique (estimations des vitesses de Darcy) et mécanique (les profils de contraintes). L'inclusion de données géophysiques tels que le signal gravimétrique a également été réalisée mais montre certaines limitations du modèle. L'approche d'homogénéisation a pour but de représenter le modèle géologique le plus simple possible afin de décrire un couplage complexe entre les processus physiques ayant lieu dans le réservoir jusqu'à 5.35km de profondeur. Néanmoins, ce n'est pas suffisant pour reproduire la complexité de mesures géophysiques tels que les anomalies de Bouguer. De plus, comme constaté pour le module d'Young, le passage des propriétés mesurées à l'échelle centimétrique à une représentation du milieu fracturé homogénéisé à l'échelle de 100m peut s'avérer être un processus complexe. La question de la mise à l'échelle reste à étudier plus précisément. Finalement, le modèle prend en compte l'influence de la rhéologie de la saumure sur la circulation mais les réactions de dissolution/précipitation associées au fluide ne sont pas ici étudiées. Ces réactions chimiques sont cependant connues pour avoir potentiellement une forte influence sur la circulation à travers le milieu fracturé. La précipitation des minéraux de la saumure pouvant notamment sceller localement certains réseaux de fractures et ainsi réduire la perméabilité globale du réservoir géothermique profond. Afin d'améliorer notre modèle THM et de le rendre accessible pour de futures recherches liées aux réservoirs géothermiques profonds, certains projets sont actuellement en cours ou en perspective :

- dans la continuité de l'interprétation de données géophysiques et de la mise à disposition du code numérique, le modèle THM est en cours de mise en place

sur une plate-forme libre accès dans le cadre du projet EPOS. Le projet a pour but de permettre à tout utilisateur d'avoir accès à un indicateur de sismicité induite faisant suite à une simulation d'exploitation industrielle. Cet indicateur est obtenu à partir d'un calcul rapide des contraintes de Coulomb dans le cadre d'un modèle 2D dont le paramétrage sera modifiable par l'utilisateur.

- Comme évoqué dans le cas de Soultz, l'un des objectifs du modèle THM est de servir d'outil de prédiction lors de nouveaux projets EGS. La Figure 6.1 illustre un abaque montrant la relation entre le gradient thermique en surface et la température de réservoir pour différentes profondeurs de toit hydraulique. La température de réservoir n'étant pas une donnée facile d'accès, le gradient thermique mesuré en proche surface et une supposition de la profondeur du toit hydraulique permettrait d'avoir sa valeur approximative lors de la phase d'exploration. Des relations liant le flux thermique mesuré en surface aux données accessibles uniquement en profondeur sont également en cours de préparation. Ces abaques pourraient à l'avenir servir d'outil d'aide à la décision important lors de nouveaux forages EGS dans le Fossé Rhénan.

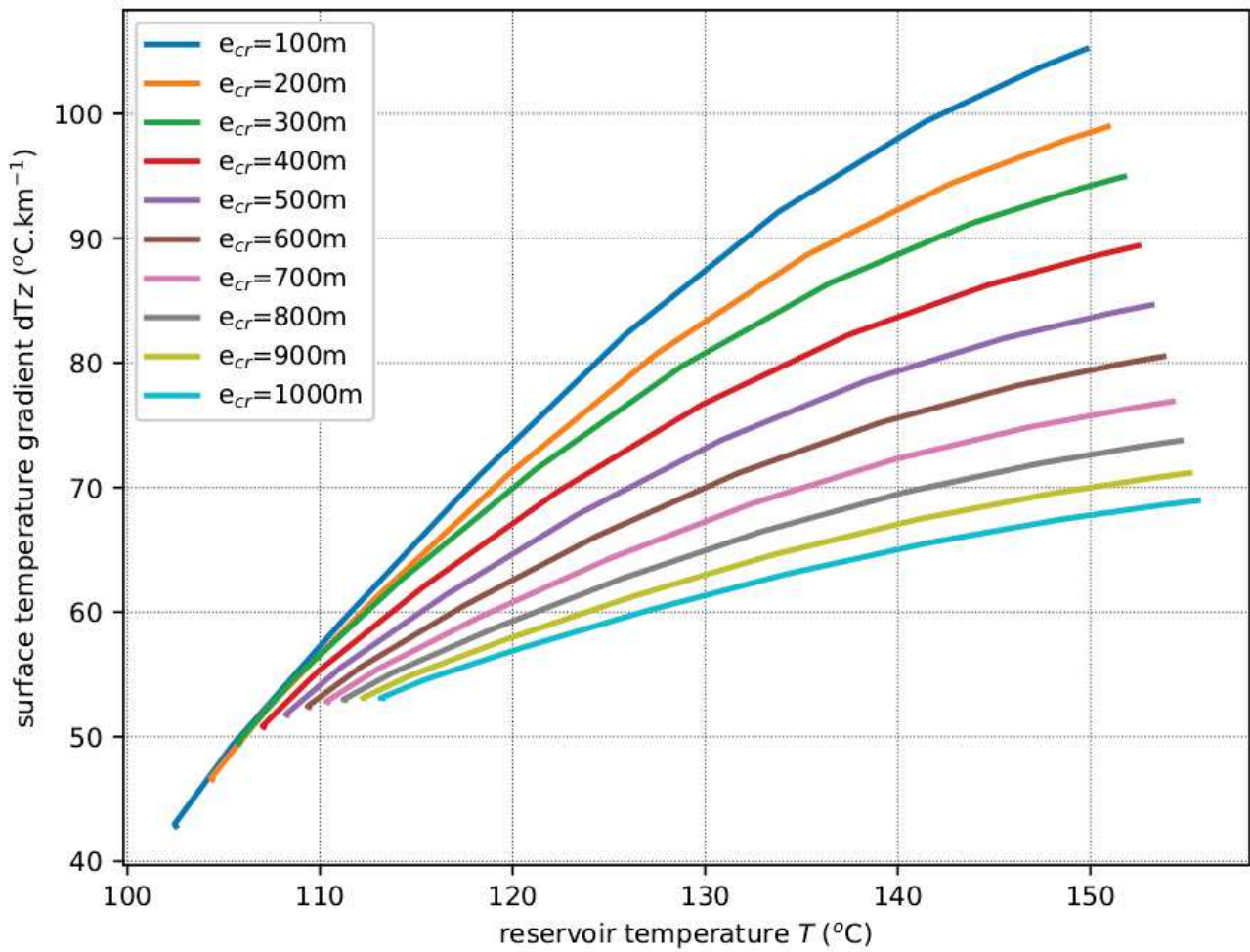


Figure 6.1: Relation entre le gradient thermique en surface et la température de réservoir selon la profondeur de toit hydraulique notée e_{cr} .

Références

- Y. Abdelfettah, E. Schill, and P. Khun. PgraviFor3D parallel fortran code to compute accurate topography gravity effect using a spherical forward modeling. In *AGU Fall Meeting*, 2012.
- Y. Abdelfettah, P. Sailhac, H. Larnier, M. P-D., and E. Schill. Continuous and time-lapse magnetotelluric monitoring of low volume injection at Rittershoffen geothermal project, northern Alsace - france. *Geothermics*, 71:1–11, 2018.
- C. Aichholzer, P. Düringer, S. Orciani, and A. Genter. New stratigraphic interpretation of the Soultz-sous-Forêts 30-year-old geothermal wells calibrated on the recent one from Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France). *Geothermal Energy*, 4(1):13, 2016.
- L. Andre and F. Vuataz. Simulated evolution of reservoir properties for the Enhanced Geothermal System at Soultz-sous-Forêts: the role of hot brine-rock interactions. In *Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University*, pages 283–290, 2005.
- L. Aquilina, H. Pauwels, A. Genter, and C. Fouillac. Water-rock interaction processes in the Triassic sandstone and the granitic basement of the Rhine Graben:

- Geochemical investigation of a geothermal reservoir. *Geochimica et cosmochimica acta*, 61(20):4281–4295, 1997.
- G. Archie. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *T. Am. I. Min. Met. Eng.*, 146:54–62, 1942.
- D. Bachler. *Coupled thermal-hydraulic-chemical modelling at the Soultz-sous-Forêts HDR reservoir (France)*. PhD thesis, Swiss Federal Institute of Technology of Zürich, 2003.
- D. Bachler and T. Kohl. Coupled thermal-hydraulic-chemical modelling of enhanced geothermal systems. *Geophysical Journal International*, 161(2):533–548, 2005.
- P. Baillieux, E. Schill, J. Edel, and G. Mauri. Localization of temperature anomalies in the Upper Rhine Graben: insights from geophysics and neotectonic activity. *International Geology Review*, 55(14):1744–1762, 2013.
- P. Baillieux, E. Schill, Y. Abdelfettah, and C. Dezayes. Possible natural fluid pathways from gravity pseudo-tomography in the geothermal fields of Northern Alsace (Upper Rhine Graben). *Geothermal Energy*, 2(1):16, 2014.
- R. Baria, J. Baumgartner, A. Gerard, and R. Jung. The European HDR programme 1992-1995. Technical report, Joule III Programme, final report EUR 18925 EN, 1998.
- R. Baria, J. Baumgartner, A. Gerard, R. Jung, and J. Garnish. European HDR research programme at Soultz-sous-Forêts (France) 1987–1996. *Geothermics*, 28(4):655–669, 1999.
- A. Bataillé, P. Genthon, M. Rabinowicz, and B. Fritz. Modeling the coupling between free and forced convection in a vertical permeable slot: Implications for the heat production of an enhanced geothermal system. *Geothermics*, 35(5):654–682, 2006.

- C. Baujard. *Modélisation de l'écoulement de deux fluides non miscibles dans des milieux fracturés; application à l'injection d'eau à grande profondeur et à la recherche d'eau douce en milieu côtier*. PhD thesis, Ecole des Mines de Paris, 2003.
- C. Baujard and D. Bruel. Numerical study of the impact of fluid density on the pressure distribution and stimulated volume in the Soultz HDR reservoir. *Geothermics*, 35 (5):607–621, 2006.
- C. Baujard, A. Genter, J. Graff, V. Maurer, and E. Dalmais. ECOGI, a New Deep EGS Project in Alsace, Rhine Graben, France. In *Proceedings World geothermal congress*, 2015.
- C. Baujard, A. Genter, E. Dalmais, V. Maurer, R. Hehn, and R. Rosillette. Temperature and hydraulic properties of the Rittershoffen EGS reservoir, France. In *European Geothermal Congress 2016*, 2016.
- C. Baujard, A. Genter, E. Dalmais, V. Maurer, R. Hehn, R. Rosillette, J. Vidal, and J. Schmittbuhl. Hydrothermal characterization of wells GRT-1 and GRT-2 in Rittershoffen, France: Implications on the understanding of natural flow systems in the rhine graben. *Geothermics*, 65:255–268, 2017.
- C. Baujard, E. Dalmais, C. Glaas, R. Hehn, V. Maurer, J. Mouchot, A. Pratiwi, G. Ravier, A. Richard, J. Vergne, J. Schmittbuhl, V. Magnenet, Y. Abdelfettah, C. Doubre, O. Lengliné, M. Schaming, P. Chavot, M. Grunberg, J. Hinderer, P. Sailhac, M. Lehujeur, B. Vallier, A. Frémand, and L. Cauchie. EGS alsace - Rapport d'activité 2017 (confidential report). Technical report, ES-Ademe-EOST, 2018.
- J. Bear. *Dynamics of fluids in porous media*. American Elsevier, 1972.
- A. Beauce, H. Fabriol, D. Le Masne, C. Cavoit, P. Mechler, and X. Kai Chen. Seismic studies on the HDR site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geotherm. Sci. Tech.*, 3(1):239–266, 1991.

- T. Berard and F. Cornet. Evidence of thermally induced borehole elongation: a case study at Soultz, France. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(1):1120–1140, 2003.
- F. Bergerat. *Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plateforme européenne*. PhD thesis, Université Paris VI, 1985.
- F. Birch, J. Schairer, and H. Spicer. Thermal conductivity and diffusivity. In *Handbook of Physical Constants*, pages 243–266. Geological Society of America, 1942.
- J. Bresee. *Geothermal Energy in Europe: The Soultz Hot Dry Rock Project*. CRC Press, 1992.
- J. Brun, G. MA., and DEKORP-ECORS teams. Deep crustal structure of the Rhine Graben from seismic reflection data: A summary. *Tectonophysics*, 208:139–147, 1992.
- D. Bächler, T. Kohl, and L. Rybach. Impact of graben-parallel faults in hydrothermal convection - Rhine Graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(1): 431–441, 2003.
- K. Bär. *Untersuchung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen*. PhD thesis, Technische Universität, Darmstadt, 2012.
- M. Cacas, E. Ledoux, de Marsily G., B. Tillie, A. Barbreau, E. Durand, B. Feuga, and P. Peaudecerf. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: Calibration 1. The flow and validation model. *Water Resources Research*, 27:479–489, 1990.
- M. Calò, X. Kinnaert, and C. Dorbath. Procedure to construct three-dimensional models of geothermal areas using seismic noise cross- correlations: Application to the

- Soultz-sous-Forêts enhanced geothermal site. *Geophysical Journal International*, 194:1893–1899, 2013.
- M. Cathelineau and M. Boiron. Downward penetration and mixing of sedimentary brines and dilute hot waters at 5 km depth in the granite basement at Soultz-sous-Forêts (Rhine graben, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7):560–565, 2010.
- J. Cautru. Coupe géologique passant par le forage GPK-1 calée sur la sismique réflexion. Technical report, BRGM - Rapport Interne, 1998.
- M. Cerminara and A. Fasano. Modeling the dynamics of a geothermal reservoir fed by gravity driven flow through overstanding saturated rocks. *J. Volcanology. Geothermal. Res.*, 233(234):37, 2012.
- C. Clauser. Permeability of Crystalline Rocks. *EOS*, 73(21):233–240, 1992.
- C. Clauser and E. Huenges. Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*, pages 105–126, 1995.
- C. Clauser and H. Villinger. Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben. *Geophysical Journal International*, 100(3):393–414, 1990.
- C. Clauser, E. Griesshaber, and H. Neugebauer. Decoupled thermal and mantle helium anomalies: implications for the transport regime in continental rift zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107, 2002.
- F. Cornet. *Elements of crustal geomechanics*. Cambridge University Press, 2015.
- F. Cornet, T. Bérard, and S. Bourouis. How close to failure is a granite rock mass at a 5km depth? *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44(1):47–66, 2007.

- O. Coussy. *Poromechanics*. John Wiley & Sons, 2004.
- N. Cuenot, J. Charley, L. Dorbath, and H. Haessler. Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France. *Geothermics*, 35 (5):561–575, 2006.
- N. Cuenot, J. Faucher, D. Fritsch, A. Genter, and D. Szablinski. The European EGS project at Soultz-sous-Forêts: from extensive exploration to power production. In *Power and Energy Society General Meeting-Conversion and Delivery of Electrical Energy in the 21st Century*, pages 1–8. IEEE, 2008a.
- N. Cuenot, J. Faucher, D. Fritsch, A. Genter, and D. Szablinski. The European EGS project at Soultz-sous-Forêts: from extensive exploration to power production. *Power and Energy Society General Meeting-Conversion and Delivery of Electrical Energy in the 21st Century IEEE*, pages 1–8, 2008b.
- A. Delache. *Etude analytique et numérique des instabilités spatio-temporelles des écoulements de convection mixte en milieu poreux : comparaison avec l'expérience*. PhD thesis, Université des Sciences et Technologie de Lille - Lille I, 2006.
- W. Dershowitz and H. Einstein. Characterizing rock joint geometry with joint systems models. *Rock mechanics and rock engineering*, 21(1):21–51, 1988.
- T. Desaive. *Thermoconvection dans les milieux poreux : stabilité et dynamique non-linéaire*. PhD thesis, Université de Liège. Faculté des Sciences Appliquées., 2002.
- C. Dezayes, T. Villemin, A. Genter, H. Traineau, and J. Angelier. Analysis of fractures in borehole of the Hot Dry Rock project at Soultz-sous-Forêts (Rhine graben, France). Technical report, Scientific Drilling 5, 1995.
- C. Dezayes, P. Chevremont, B. Tourlière, G. Homeier, and A. Genter. Geological study

- of the GPK4 HFR borehole and correlation with the GPK3, borehole (Soulz-sous-Forêts, France). brgm/rp-53697-fr. Technical report, BRGM, 2005a.
- C. Dezayes, A. Genter, and G. Hooijkaas. Deep-seated geology and fracture system of the EGS Soultz reservoir (France) based on recent 5km depth boreholes. *Geothermics*, 35(1):484–506, 2005b.
- C. Dezayes, S. Gentier, and A. Genter. Deep geothermal energy in western europe: the soultz project. Technical report, final report BRGM/RP-54227-FR, 2005c.
- C. Dezayes, S. Gentier, and A. Genter. Deep geothermal energy in Western Europe: the Soultz project. Technical report, BRGM, 2005d.
- C. Dezayes, B. Valley, E. Maqua, G. Syren, and A. Genter. Natural fracture system of the soultz granite based on UBI data in the GPK3 and GPK4 wells. In *Proceedings of the EHDRA Scientific Conference*, page 9. Soultz-sous-Forêts France, 2005e.
- C. Dezayes, A. Genter, and B. Valley. Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7): 517–530, 2010.
- C. Dezayes, B. Sanjuan, F. Gal, and C. Lerouge. Fluid geochemistry monitoring and fractured zones characterization in the GRT1 borehole (ECOGI project, Rittershoffen, Alsace, France). In *Deep Geothermal Days, Paris, France*, 2014.
- S. S. M. Dezes, P. and Z. P. A. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389:1–33, 2004.
- H. Diersch and O. Kolditz. Coupled groundwater flow and transport: 2. Thermohaline and 3D convection systems. *Advances in water resources*, 21(5):401–425, 1998.
- J. Doherty. PEST: Model independent parameter estimation, 2005.

- J. Edel, O. Campos-Enriquez, M. Goupillot, and K. Kiro. Levé magnétique au sol du Fossé rhénan supérieur - Interprétation géologique. *Bulletin du BRGM*, 3(2): 179–192, 1982.
- R. EDF. Code_Aster Open Source - General FEA software, 2016.
- L. Eppelbaum, I. Kutasov, and A. Pilchin. Thermal properties of Rocks and density of fluids. In *Applied Geothermics*, pages 296–318. Springer, 2014.
- K. Evans, A. Genter, and J. Sausse. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 1. Borehole observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B4), 2005a.
- K. Evans, H. Moriya, H. Niitsuma, R. Jones, W. Phillips, A. Genter, J. Sausse, R. Jung, and R. Baria. Microseismicity and permeability enhancement of hydrogeologic structures during massive fluid injections into granite at 3 km depth at the Soultz HDR site. *Geophysical Journal International*, 160(1):388–412, 2005b.
- K. Evans, B. Valley, M. Haring, R. Hopkirk, C. Baujard, T. Kohl, T. Mégel, L. Andre, S. Portier, and F. Vuataz. Studies and support for the EGS reservoirs at Soultz-sous-Forêts. Technical report, Technical report, Centre for Geothermal Research-CREGE, CHYN, 2009.
- A. Franco and M. Vaccaro. Numerical simulation of geothermal reservoirs for the sustainable design of energy plants: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 30(1):987–1002, 2014.
- J. Freyremark, J. Sippel, M. Scheck-Wenderoth, K. Bär, M. Stiller, J.-G. Fritsche, and M. Kracht. The deep thermal field of the Upper Rhine Graben. *Tectonophysics*, 694(1):114, 2017.

- J. Freymark, J. Bott, M. Cacace, M. Ziegler, and M. Scheck-Wenderoth. Influence of the Main Border Faults on the 3D Hydraulic Field of the Central Upper Rhine Graben. *Geofluids*, 2019(7520714):1–22, 2019.
- E. Gaucher, V. Maurer, H. Wodling, and M. Grunberg. Towards a dense passive seismic network over Rittershoffen geothermal field. In *2nd European Geothermal Workshop, France*, 2013.
- R. Gelet, B. Loret, and N. Khalili. A thermo-hydro-mechanical coupled model in local thermal non-equilibrium for fractured HDR reservoir with double porosity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, 2012.
- L. Gelhar, C. Welty, and K. Rehfeldt. A Critical Review Data on Field-Scale of Dispersion Aquifers. *Water Resources Research*, 28(7):1955–1974, 1992.
- A. Genter and H. Traineau. Borehole EPS-1, Alsace, France: preliminary geological results from granite core analyses for Hot Dry Rock research. *Scientific Drilling*, 3(5):205–214, 1992.
- A. Genter, C. Castaing, and P. Martin. Evaluation de la fracturation des réservoirs par forages: comparaison entre les données de carottes et d'imagerie de paroi. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 52(1):45–60, 1997.
- A. Genter, K. Evans, N. Cuenot, D. Fritsch, and B. Sanjuan. Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS)). *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7):502–516, 2010.
- A. Genter, N. Cuenot, J. Graff, J. Schmittbuhl, and G. Villadangos. La géothermie profonde en France: quelles leçons tirer du projet pilote de Soultz-sous-Forêts pour la réalisation d'un projet industriel à Rittershoffen. *Revue Géologues*, 185:97–101, 2015.

- A. Genter, C. Baujard, N. Cuenot, C. Dezayes, T. Kohl, F. Masson, B. Sanjuan, J. Scheiber, E. Schill, and J. Schmittbuhl. Geology, Geophysics and Geochemistry in the Upper Rhine Graben: the frame for geothermal energy use. In *European Geothermal Congress 2016*, 2016.
- S. Gentier, X. Rachez, C. Dezayes, A. Blaisonneau, and A. Genter. How to understand the effect of the hydraulic stimulation in terms of hydro-mechanical behavior at Soultz-sous-Forêts (France). *GRC Transactions*, 29:159–166, 2005.
- GeORG. Potentiel géologique profond du Fossé rhénan supérieur. Parties 1 à 4, 2013.
- A. Gerard, R. Jung, and P. Moore. Situation of the European Hot Dry Rock Project at Soultz-sous-Forêts. *Internal CEE Report, Socomine, BGR-SII, Soultz-sous-Forêts, France*, 1994.
- A. Gérard, A. Genter, T. Kohl, P. Lutz, P. Rose, and F. Rummel. The deep EGS (enhanced geothermal system) project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geothermics*, 35(4):473–483, 2006.
- Y. Geraud. *Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace*. PhD thesis, 2012.
- L. Griffiths, M. Heap, F. Wang, D. Daval, H. Gilg, P. Baud, J. Schmittbuhl, and A. Genter. Geothermal implications for fracture-filling hydrothermal precipitation. *Geothermics*, 64:235–245, 2016.
- L. Guillou-Frottier, C. Carre, B. Bourguin, V. Bouchot, and A. Genter. Structure of hydrothermal convection in the Upper Rhine Graben as inferred from corrected temperature data and basin scale numerical models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 256:29–49, 2013.

- A. Gérard and O. Kappelmeyer. The Soultz-sous-Forêts project. *Geothermics*, 16(4): 393–399, 1987.
- I. O. Haas and C. R. Hoffmann. Temperature gradient in Pechelbronn oil-bearing region, Lower Alsace: its determination and relation to oil reserves. *AAPG Bulletin*, 13(10):1257–1273, 1929.
- R. Haenel. Geothermal investigations in the Rhenish Massif. In *Plateau Uplift*, pages 228–246. Springer, 1983.
- S. Haffen. *Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d’Alsace*. PhD thesis, Université de Strasbourg, 2012.
- S. Haffen, Y. Geraud, M. Diraison, and C. Dezayes. Fluid-flow zones in a geothermal sandstone reservoir: localization from thermal conductivity and temperature logs, borehole EPS1 (Soultz-sous-Forêts, France). *Geothermics*, 46:32–41, 2013.
- M. Heap and B. Kennedy. Exploring the scale-dependent permeability of fractured andesite. *Earth and Planetary Science Letters*, 447(1):139–150, 2016.
- M. Heap, A. Kushnir, H. Gilg, F. Wadsworth, T. Reuschle, and P. Baud. Microstructural and petrophysical properties of the Permo-Triassic sandstones (Buntsandstein) from the Soultz-sous-Forêts geothermal site (France). *Geothermal Energy*, 5(1):26, 2017.
- H. Heard and L. Page. Elastic moduli, Thermal Expansion and Inferred Permeability of Two Granites to 350 degrees and 55 Megapascals. *Journal of Geophysical Research*, 87(11):9340–9348, 1982.
- B. Hector and J. Hinderer. PyGrav, a Python-based program for handling and processing relative gravity data. *Comput. Geosci.*, 91(1):90–97, 2016.

- R. Hehn, A. Genter, J. Vidal, and C. Baujard. Stress field rotation in the EGS well GRT-1 (Rittershoffen, France). In *European Geothermal Congress 2016*, 2016.
- C. Heimlich. *Méthodes géodésiques appliquées à la géothermie et mesures de déformations locales dans le Fossé rhénan supérieur*. PhD thesis, Université de Strasbourg, 2017.
- P. Herzberger, W. Munch, T. Kolbel, U. Bruchmann, P. Schlagermann, H. Holtz, L. Wolf, D. Rettenmaier, H. Steger, R. Zorn, P. Seibt, G.-U. Mollmann, J. Ghergut, and T. Ptak. The geothermal power plant Bruchsal. In *Proceedings of World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia.*, 2010.
- T. Hettkamp, G. Fuhrmann, and F. Rummel. Hydraulic properties in the Rhine Graben basement material. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 17:143–150, 1999.
- J. Hinderer, M. Calvo, Y. Abdelfettah, B. Hector, U. Riccardi, G. Ferhat, and J. Bernard. Monitoring of a geothermal reservoir by hybrid gravimetry; feasibility study applied to the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen sites in the Rhine graben. *Geothermal Energy*, 3(1):16, 2015.
- W. Hinze, R. Von Frese, and A. Saad. *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices and applications*. Cambridge University Press, England, 2013.
- G. Hooijkaas, A. Genter, and C. Dezayes. Deep-seated geology of the granite intrusions at the Soultz EGS site based on data from 5km-deep boreholes. *Geothermics*, 35(5):484–506, 2006.
- B. Housse. Reconnaissance du potentiel géothermique du Buntsandstein à Strasbourg-Cronenbourg. *Geotherm. Actual. 1.*, 1(1):1, 1984.
- E. Huenges and P. Ledru. *Geothermal energy systems: exploration, development, and utilization*. John Wiley and Sons, Hoboken, 2011.

- S. Hurter and R. Schellschmidt. Atlas of geothermal resources in Europe. *Geothermics*, 32(4):779–787, 2003.
- J. Illies and S. Mueller. Graben problems. schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. page 316, 01 1972.
- C. Jain, C. Vogt, and C. Clauser. Maximum potential for geothermal power in Germany based on engineered geothermal systems. *Geothermal Energy*, 3(1):15, 2015.
- C. Jaupart and J. Mareschal. *Heat generation and transport in the Earth*. Cambridge university press, 2010.
- R. Jung. Hydraulic fracturing and hydraulic testing in the granitic section of borehole GPK-1, Soultz-sous-Forêts. Technical report, Geothermal Energy in Europe - The Soultz HDR Project, 1992.
- O. Kappelmeyer, A. Gerard, W. Schloemer, R. Ferrandes, F. Rummel, and Y. Ben-dritter. European HDR project at Soultz-sous-Forêts: general presentation. *Geothermal science and technology*, 2(4):263–289, 1991.
- J. Kestin, H. Khalifa, and R. Correia. Tables of the dynamic and kinematic viscosity of aqueous NaCl solutions in the temperature range 20-150 C and the pressure range 0.1-35 MPa. *Journal of physical and chemical reference data*, 10(1):71–88, 1981.
- S. Kirk and D. Williamson. Structure and thermal properties of porous geological materials. In *AIP Conference Proceedings*, volume 1426, pages 867–870, 2012.
- T. Koelbel, A. Genter, N. Cuenot, J. Baumgärtner, E. Perret, and P. Schlagermann. Soultz-sous-Forêts: Von der Reservoirentwicklung zur Stromerzeugung. In *GeoTherm Congress, Offenburg, Germany*, pages 24–25, 2011.

- T. Kohl and T. Megel. Predictive modeling of reservoir response to hydraulic stimulations at the European EGS site Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44(8):1118–1131, 2007.
- T. Kohl, K. Evansi, R. Hopkirk, and L. Rybach. Coupled hydraulic, thermal and mechanical considerations for the simulation of hot dry rock reservoirs. *Geothermics*, 24(3):345–359, 1995.
- T. Kohl, D. Bachler, and L. Rybach. Steps towards a comprehensive thermo-hydraulic analysis of the HDR test site Soultz-sous-Forêts. In *Proceedings World Geothermal Congress*, pages 2671–2676, 2000.
- O. Kolditz and C. Clauser. Numerical simulation of flow and heat transfer in fractured crystalline rocks: application to the hot dry rock site in Rosemanowes (uk). *Geothermics*, 27(1):1–23, 1998.
- C. Kosack, C. Vogt, M. G., C. Clauser, and R. V. Stochastic permeability estimation for Soultz-sous-Forêts EGS reservoir. In *Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, United-States*, pages 1–9, 2011.
- L. Kuperkoch, K. Olbert, and T. Meier. Long-Term Monitoring of Induced Seismicity at the Insheim Geothermal Site, Germany. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(6):3668–3683, 2018.
- A. Kushnir. Fractures and Reservoir Permeability: The case of the Permo-Triassic Sandstones at the Soultz-sous-Forêts Geothermal Site (France). In *European Geothermal Workshop 2017, Karlsruhe, Germany*, pages 24–25, 2017.
- A. Kushnir, M. Heap, and P. Baud. Assessing the role of fractures on the permeability of the Permo-Triassic sandstones at the soultz-sous-forêts (france) geothermal site. *Geothermics*, 74:181–189, 2018.

- F. Ladner and M. Haring. Hydraulic characteristics of the Basel 1 Enhanced Geothermal System. Technical report, Geothermal Resources Council Transactions, 2009.
- M. Lehujeur, J. Vergne, J. Schmittbuhl, D. Zigone, A. Le Chenadec, and E. team. Reservoir imaging using ambient noise correlation from a dense seismic network (accepted manuscript). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1(1):47, 2018.
- O. Lengline, M. Boubacar, and J. Schmittbuhl. Seismicity related to the hydraulic stimulation of GRT1, Rittershoffen, France. *Geophysical Journal International*, 208(1):1704–1715, 2017.
- J. Long and P. Witherspoon. The relationship of the degree of interconnection and permeability in a fracture network. *Journal of Geophysical Research*, 90(1):3087–3098, 1985.
- S. Lu. A global review of enhanced geothermal system (EGS). *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 2017.
- J. Lund and T. Boyd. Direct Utilization of Geothermal Energy 2015 Worldwide review. In *Proceedings World geothermal congress*, volume 1, 2015.
- V. Magnenet, C. Fond, A. Genter, and J. Schmittbuhl. Two-dimensional THM modelling of the large scale natural hydrothermal circulation at Soultz-sous-Forêts. *Geothermal Energy*, 2(1):17, 2014.
- V. Magnenet, F. H. Cornet, and C. Fond. A Nontectonic Origin for the Present-Day Stress Field in the Paris Basin (France). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11):9313–9327, 2017.
- F. Magri, T. Akar, U. Gemici, and A. Pekdeger. Deep geothermal groundwater flow in

- the Seferihisar-Balcova area, Turkey: results from transient numerical simulations of coupled fluid flow and heat transport processes. *Geofluids*, 10(1):388, 2010.
- J. Majorowicz and T. Wy. New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application. *Int. J. Earth Sci.*, 100(1):881–887, 2011.
- G. Marsily. *Hydrogéologie quantitative*. Masson, 1981.
- C. Martin and R.-C. Christiansson. Overcoring in Highly Stressed Granite: Comparison of USBM and Modified CSIR Devices. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 24(1):207–235, 1991.
- V. Maurer, N. Cuenot, E. Gaucher, M. Grunberg, J. Vergne, H. Wodling, M. Lehujeur, and J. Schmittbuhl. Seismic Monitoring of the Rittershoffen EGS Project (Alsace, France). In *Proceedings World geothermal congress*, 2015.
- G. Mavko, T. Mukerji, and J. Dvorkin. *The Rock Physics Handbook*. Cambridge University Press, England, 2003.
- G. Mavko, T. Mukerji, and J. Dvorkin. *The rock physics handbook: Tools for seismic analysis of porous media*. Cambridge university press, 2009.
- C. McDermott, M. Lodemann, I. Ghergut, H. Tenzer, M. Sauter, and O. Kolditz. Investigation of Coupled Hydraulic-Geomechanical Processes at the KTB site: Pressure dependent characteristics of a long term pump test and elastic interpretation using a geomechanical facies model. *Geofluids*, 6(1):67–81, 2006a.
- C. McDermott, A. Randriamanjatoa, H. Tenzer, and O. Kolditz. Simulation of Heat Extraction from Crystalline Rocks: The influence of Coupled Processes on Differential Reservoir Cooling. *Geothermics*, 35(3):321–344, 2006b.

- J. Meixner, E. Schill, J. Grimmer, E. Gaucher, T. Kohl, and P. Klingler. Structural control of geothermal reservoirs in extensional tectonic settings: an example from the Upper Rhine Graben. *J. Struct. Geol.*, 82(1):5, 2016.
- B. Melchert, I. Stober, and U. Lotz. Erste ergebnisse der hydraulischen testmaßnahmen und geochemischen analysen der geothermie-Bohrung GT1 in Brühl/ Baden-Württemberg. In *Proceedings Geothermiekongress 2013. Essen, Germany.*, 2013.
- A. Menjoz, J. Cautru, A. Criaud, and A. Genter. Stimulation des réservoirs géothermiques en milieu cristallin. *BRGM IMRG Annu. Open File Rep.*, 1(1): 35–42, 1988.
- K. Mogi. Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them. 36:99–134, 1958.
- W. Munch, S. H., C. Bucker, and T. Blanke. Möglichkeiten der geothermischen stromerzeugung im oberrheingraben. In *VGB PowerTech*, 2005.
- H. Murphy. Convective instabilities in vertical fractures and faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84:6121–6130, 1979.
- S. Neuman. Generalized Scaling of Permeabilities: Validation and Effect of Support Scale. *Geophysical Research Letters*, 21(5):349–352, 1994.
- A. Obermann, T. Kraft, E. Larose, and S. Wiemer. Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120:4301–4316, 2015.
- P. Olasolo, M. Juarez, M. Morales, and I. Liarte. Enhanced geothermal systems (EGS): A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 56:133–144, 2016.

- N. Pavlis, S. Holmes, S. Kenyon, and J. Factor. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117(B04406):1–38, 2012.
- M. Person and G. Garven. Hydrologic constraints on petroleum generation within continental rift basins: theory and application to the rhine graben (1). *AAPG Bulletin*, 76(4):468–488, 1992.
- J. Place, M. Diraison, C. Naville, Y. Geraud, M. Schaming, and C. Dezayes. Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forêts area). *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7):575–586, 2010.
- N. Portier, J. Hinderer, U. Riccardi, G. Ferhat, M. Calvo, Y. Abdelfettah, C. Heimlich, and J.-D. Bernard. Hybrid gravimetry monitoring of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen geothermal sites (Alsace, France). *Geothermics*, 76(1):201–219, 2018.
- D. Pribnow and R. Schellschmidt. Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. *Geophysical Research Letters*, 27(13):1957–1960, 2000.
- D. Pribnow, W. Fesche, and F. Hägedorn. Heat production and temperature to 5 km depth in HDR site in Soultz-sous-Forêts. Technical report, GGA, 1999.
- K. Pruess. Modeling of geothermal reservoirs: fundamental processes, computer simulation and field applications. *Geothermics*, 19(1):3–15, 1990.
- M. Pérez-Flores and A. Schultz. Application of 2D inversion with genetic algorithms to magnetotelluric data from geothermal areas. *Earth Planets Space*, 54(1):607–616, 2002.
- Y. Rotstein, J.-B. Edel, G. Gabriel, D. Boulanger, M. Schaming, and M. Munsch.

- Insight into the structure of the Upper Rhine Graben and its basement from a new compilation of Bouguer Gravity. *Tectonophysics*, 425:55–70, 2006.
- S. Roussé. *Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'oligocène moyen et supérieur du sud du fossé rhénan: Evolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin*. PhD thesis, 2006.
- A. Rowe and J. Chou. Pressure-volume-temperature-concentration relation of aqueous sodium chloride solutions. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 15(1):61–66, 1970.
- F. Rummel. Physical properties of the rock in the granitic section of borehole GPK1, Soultz-sous-Forêts. *Geothermal Energy in Europe: The Soultz Hot Dry Rock Project*, pages 199–216, 1992.
- L. Rybach. Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *Pure and Applied Geophysics*, 114(234):309–317, 1976.
- M. Sambridge. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—i.searching a parameter space. *Geophys. J. Int.*, 138(1):479–494, 1999.
- B. Sanjuan, J. Pinault, P. Rose, A. Gerard, M. Brach, G. Braibant, C. Crouzet, J. Foucher, A. Gautier, and S. Touzelet. Geochemical fluid characteristics and main achievements about tracer tests at Soultz-sous-Forêts (France). In *EHDRA Scientific Conference*, pages 1–13, 2006.
- B. Sanjuan, M. Brach, A. Genter, R. Sanjuan, J. Scheiber, and S. Touzelet. Tracer testing of the EGS site at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France) between 2005 and 2013. In *World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia*, pages 1–12, 2015.

- B. Sanjuan, J. Scheiber, F. Gal, S. Touzelet, A. Genter, and G. Villadangos. Inter-well chemical tracer testing at the Rittershoffen geothermal site (Alsace, France). In *European Geothermal Congress 2016*, 2016.
- S. Sanyal, S. Butler, D. Swenson, and B. Hardeman. Review of the state-of-the-art of numerical simulation of enhanced geothermal systems. *Transactions-Geothermal Resources Council*, pages 181–186, 2000.
- J. Sausse. Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the Soultz granite (Bas-Rhin, France). *Tectonophysics*, 348(1):169–185, 2002.
- J. Sausse, C. Dezayes, L. Dorbath, A. Genter, and J. Place. 3d model of fracture zones at Soultz-sous-Forêts based on geological data, image logs, induced microseismicity and vertical seismic profiles. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7):531–545, 2010.
- M. Schaming, M. Grunberg, M. Jahn, J. Schmittbuhl, N. Cuenot, A. Genter, and E. Dalmais. CDGP, the data center for deep geothermal data from Alsace. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 18, page 9897, 2016.
- M. Scheck-Wenderoth, M. Cacace, Y. Maystrenko, Y. Cherubini, V. Noack, B. Kaiser, J. Sippel, and B. Lewerenz. Models of heat transport in the Central European Basin System: Effective mechanisms at different scales. *Marine and Petroleum Geology*, 55(1):315–331, 2014.
- R. Schellschmidt and R. Schulz. Hydrogeothermic studies in the hot dry rock project at Soultz-sous-Forêts. *Geothermal Science & Technology*, 1:217–238, 1992.
- E. Schill, J. Geiermann, and J. Kemmritz. 2-D Magnetotellurics and Gravity at the Geothermal site at Soultz-sous-forêts. In *Proceedings World geothermal congress*, 2010.

- E. Schill, A. Genter, N. Cuenot, and T. Kohl. Hydraulic performance history at the soultz EGS reservoirs from stimulation and long-term circulation tests. *Geothermics*, 70:110–124, 2017.
- M. Schindler, J. Baumgartner, T. Gandy, P. Hauffe, T. Hettkamp, H. Menzel, P. Penzkofer, D. Teza, T. Tischner, and G. Wahl. Successful hydraulic stimulation techniques for electric power production in the Upper Rhine Graben, Central Europe. In *Proceedings World Geothermal congress*, volume 1, 2010.
- R. Schnaebele. Monographic Géologique du Champ Pétroulière de Pechelbronn, Strasbourg. *Mémoire de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, 7, 1948.
- M. Schumacher. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21(1):1, 2002.
- N. Shapiro, M. Campillo, L. Stehly, and M.-H. Ritzwoller. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307:1615–1618, 2005.
- D. Sijacic and P. Fokker. Thermo-hydro-mechanical modeling of EGS using COMSOL Multiphysics. page 1, 01 2015.
- C. Sittler. *Illustration de l'histoire géologique du Fossé Rhénan et de l'Alsace*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 1992.
- J. Stussi, A. Cheilletz, J. Royer, P. Chevremont, and G. Feraud. The hidden monzogranite of Soultz-sous-Forêts (rhine graben, france). mineralogy, petrology and genesis. *Geologie de la France*, 1(1):45–64, 2002.
- A. Tarantola. *Inverse Problem Theory. Methods for model parameter estimation*. SIAM, Philadelphia, ISBN-13: 9780898715729, 2004.

- H. Tenzer, L. Mastin, and B. Heinemann. Determination of planar discontinuities and borehole geometry in crystalline rock of borehole GPK-1 at Soultz-sous-Forêts. *Geothermal Science and Technology*, 3(1):31–67, 1991.
- J. Tester, B. Anderson, A. Batchelor, D. Blackwell, R. Dipippo, E. Drake, J. Garnish, B. Livesay, C. Moore, K. Nichols, . Toksöz M.N, and J. Veatch. The future of geothermal energy, Impact of Enhanced Geothermal Systems on the United States in the 21st century. Technical report, MIT report, 2006.
- I. Tomac and M. Sauter. A review on challenges in the assessment of geomechanical rock performance for deep geothermal reservoir development. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 2017.
- W. Torge. *Gravimetry*. Walter de Gruyter, Hawthorne, N. Y., USA, 1989.
- H. Traineau, A. Genter, J. P. Cautru, H. Fabriol, and P. Chevremont. Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HDR borehole gpk1 (Soultz, Alsace, France). *Geothermal Science and Technology*, 3(1):1–29, 1991.
- D. Turcotte and G. Schubert. *Geodynamics*. University Press, Cambridge, UK, 2014a.
- D. Turcotte and G. Schubert. *Geodynamics*. Cambridge University Press, 2014b.
- B. Valley. *The relation between natural fracturing and stress heterogeneities in deep-seated crystalline rocks at Soultz-sous-Forêts (France)*. PhD thesis, ETH Zürich, 2007.
- B. Vallier, V. Magnenet, J. Schmittbuhl, and C. Fond. Two and three dimensional THM modelling of the Soultz-sous-Forêts geothermal reservoir: a comparison. In *European Geothermal Congress 2016*, 2016.

- B. Vallier, V. Magenet, J. Schmittbuhl, and C. Fond. THM large scale modeling of the hydro-thermal circulation in the deep geothermal reservoir of Soultz-sous-Forêts (France). In *European Geothermal Workshop 2017, Karlsruhe, Germany*, pages 23–24, 2017.
- B. Vallier, V. Magenet, J. Schmittbuhl, and C. Fond. Thermo-hydro-mechanical modeling of hydro-thermal convection at Rittershoffen geothermal reservoir (France). In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 1, page 1, 2018.
- J. Vidal, A. Genter, and J. Schmittbuhl. How do permeable fractures in the Triassic sediments of Northern Alsace characterize the top of hydrothermal convective cells? Evidence from Soultz geothermal boreholes (France). *Geothermal Energy*, 3:8, 2015.
- J. Vidal, A. Genter, F. Chopin, and E. Dalmais. Natural fractures and permeability at the geothermal site Rittershoffen, France. In *European Geothermal Congress 2016*, 2016a.
- J. Vidal, A. Genter, and J. Schmittbuhl. Pre- and post stimulation characterization of geothermal well GRT-1, Rittershoffen, France: insights from acoustic image logs of hard fractured rocks. *Geophys. J. Int.*, 206(2):845–860, 2016b.
- J. Vidal, P. Patrier, A. Genter, and D. Beaufort. Occurrences of Clay Minerals in Permeable Fracture Zones in the Granitic Basement of Geothermal Wells at Rittershoffen, France. In *42nd Workshop on Geothermal Engineering Stanford University, Stanford, California, February 13-15 2017*, 2017.
- T. Villemin. *Tectonique en extension, fracturation et subsidence : Le Fossé Rhénan et le bassin de Sarre-Nahe*. PhD thesis, Université Paris VI, 1986.

- T. Villemin and B. F. L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque : un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(245–255):1, 1987.
- C. Vogt, C. Kosack, and M. G. Stochastic inversion of the tracer experiment of the enhanced geothermal system demonstration reservoir in Soultz-sous-Forêts - Revealing pathways and estimating permeability distribution. *Geothermics*, 42(1): 1–12, 2012.
- J. von Eller. *Guide géologique régionale Vosges*. Alsace, 1984.
- H. Vosteen and R. Schellschmidt. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth*, pages 499–509, 2003.
- F.-D. Vuataz. Centre d'hydrogéologie et de géothermie (crege), 2010.
- K. Watanabe and H. Takahashi. Fractal geometry characterization of geothermal reservoir fracture networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100: 521–528, 1995.
- J. Willis-Richards and T. Wallroth. Approaches to the modelling of HDR reservoirs: A review. *Geothermics*, 24(3):307–332, 1995.
- J. Willis-Richards, K. Watanabe, and H. Takahashi. Progress toward a stochastic rock mechanics model of engineered geothermal systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101:17481–17496, 1996.
- I. Zaytsev and G. Aseyev. *Properties of aqueous solutions of electrolytes*. CRC press, 1992.
- P. Ziegler. European Cenozoic Rift System. *Tectonophysics*, 208:91–111, 1992.

- O. Zienkiewicz, R. Taylor, R. Taylor, and J. Zhu. *Finite Element Method: Its Basis and Fundamentals: Its Basis and Fundamentals*. Elsevier, Incorporated, Amsterdam, Netherlands, 2013.

Annexe 1

CONTRIBUTION OF LARGE-SCALE FAULTS ON HYDROTHERMAL CIRCULATION IN DEEP GEOTHERMAL RESERVOIR IN THE UPPER RHINE GRABEN

B er enice Vallier¹, Vincent Magnenet², Jean Schmittbuhl¹, Christophe Fond²

¹ EOST, Université de Strasbourg/CNRS, 5 Rue René Descartes, F-67000 Strasbourg, FRANCE

² ICUBE, Université de Strasbourg/CNRS, 72 Route du Rhin, CS 315, F-67411 Illkirch Cedex, FRANCE
vallier@unistra.fr

Keywords: Thermo-hydro-mechanical model, deep geothermal reservoir, hydrothermal convection, stress state, regional fault.

ABSTRACT

One assumption is generally made for the modeling of the deep EGS geothermal reservoir: the major geological structures such as the regional faults are the ones that control mostly the hydrothermal circulation at the reservoir scale (~10 km). We aim to study the relative influence of regional faults compared to the small-scale fracture network on the hydrothermal and mechanical states of the Rittershoffen geothermal reservoir (France). We develop a two-dimensional thermo-hydro-mechanical model (THM) at the reservoir scale. The representative elementary volume (REV) is at the scale of 100 m. The large-scale hydrothermal circulation and its associated observables are very well explained without large-scale faults. The regional "Rittershoffen" fault is then added in the model. Temperature, stress profiles and hydrothermal convection are only slightly disturbed by this large-scale fault. The regional fault is subsequently shown to have a weaker impact on the natural hydrothermal circulation than previously expected compared to the pervasive small-scale fracture network.

1. INTRODUCTION

The Upper Rhine Graben (called URG) has been shown to have a heterogeneous spatial distribution of temperature at depth which has been studied since the last century (Haas and Hoffmann 1929; Pribnow and Schellschmidt, 2000). High positive thermal anomalies such as in Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen have been extensively studied and exploited as deep Enhanced Geothermal System (EGS) (Gérard et al 2006; Genter et al 2010). A large database of thermal, mechanical, geochemical, geophysical and geological measurements is available before, during and after exploitation for the EGS projects (Bresee 1992; Sausse et al 2010; Schaming et al 2016). Numerous modelling studies of these EGS sites have been performed in order to interpret available data (Sanyal et al 2000; Jain et al 2015; Tomac and Sauter 2017).

Typically numerical models are solving the physical balance equations including a more and less complex description of the fracture network in the reservoir via stochastic distributions (Cacas et al, 1990; Baujard and Bruel, 2006), or regular grid approach (Willis-Richards et al 1996; Kohl and M gel, 2007) or based on deterministic set of faults (Guillou-Frottier et al 2013; Kohl et al 2000). They mostly describe simple physical interactions: some couple the thermal and fluid processes to describe the hydrothermal circulation (Guillou-Frottier et al 2013; Kohl et al 2000) and others couple the hydraulics and mechanical process to predict the localization of the shear events due to the exploitation of the reservoir (Baujard and Bruel, 2006; Gentier et al 2005).

When models are explicitly describing large-scale faults, they typically assume that faults are controlling the hydrothermal circulation in the reservoir. However, small-scale pervasive fracture network that are favorable to the fluid circulation is also known to be present in EGS reservoirs.

In Soultz, the Ultra Borehole Image (UBI) logs and seismic measurements (VSP and microseismicity) have identified a dense network of more than forty small-scale areas in the granitic basement where some are clearly characterized as fluid pathways (Dezayes et al 2010, Cuenot 2006). The fractures have a mean aperture of 1.5 mm and a maximum aperture of 250 mm according to the core analyses (Traineau et al., 1991). The density of the open small-scale fractures is about 3.0 fractures.m⁻¹ and 0.82 fractures.m⁻¹ in the basement and sediments, respectively (Genter et al, 1997; Evans et al 2009).

In the closeby Rittershoffen site, the UBI logs highlight a strongly connected and permeable small-scale fracture network with a more highly fractured zone at the top of the granitic basement than at Soultz (Vidal et al 2016, 2017). In the present study, we aim to quantify the relative influence of the large-scale faults compared to the small-scale fractures on the hydrothermal circulation and the mechanical state of the reservoir. We focus on the case of the Rittershoffen deep geothermal site. To address the issue, a reservoir-scale model (~10 km) integrates thermo-hydro-mechanical

(THM) couplings in a two-dimension description. The Rittershoffen reservoir is homogenized at the scale of representative elementary volume (REV) about 100 meters (Vallier et al 2018).

After a presentation of the Rittershoffen EGS site, the meshing of the reservoir and the numerical resolution of the THM governing equations are developed. The observed trends of temperature and stress with depth are reproduced by adjusting the rock properties and the depth of the cap-rock by back-analysis. We discuss the impact of one large-scale fault on the hydrothermal circulation and mechanical state by explicitly describing the Rittershoffen fault inside the reservoir.

2. A RITTERSHOFFEN THM SIMPLE MODEL

2.1 An overview of the Rittershoffen site

The Rittershoffen site is located at 6 km South-East from Soultz-sous-Forêts and it is operated since 2016 (Genter et al 2015; Baujard et al 2017). The site is based on a doublet (GRT-1 and GRT-2) that targets the sediments-granite interface (Baujard et al 2015).

The knowledge concerning Rittershoffen is available thanks to the measurements from Soultz, the closeby site. The petrology is partially deduced thanks to cores from EPS-1 and GPK-1 wells (Aichholzer et al 2016). The stress field is assumed to be the same of the regional trends estimated at Soultz (Evans et al 2009; Cornet et al 2007). However, numerous specific geophysical, geochemical or stratigraphical studies have been conducted on the Rittershoffen site (Aichholzer et al 2016; Vidal et al 2016; Lengliné et al 2017; Sanjuan et al 2016).

Fig. 1a features the conceptual geology of the Rittershoffen geothermal site (Vallier et al 2018). The first 2.2 kilometers consist of the sedimentary cover (against 1.4 kilometers in Soultz) overlying a granitic basement. The shallowest granites are strongly fractured with about 2.5 fractures per meter (Vidal et al 2016). Two main natural fracture systems have been identified, one made of closely connected meso-fractures and the other of a set of large fractures crossing the former system (Dezayes et al 2014). After 2.5 km in depth i.e. below the wells, the characterization of the deep granitic basement is mostly based on the knowledge from the deep wells in the closeby Soultz site.

Fig. 1b illustrates the temperature-depth profiles from the GRT-1 and GRT-2 wells (Baujard et al 2017). Above the top of the Muschelkalk, the geothermal gradient is mostly constant about $85^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ then it sharply decreases at 1.65 km in depth until $3^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. The constant gradient at the first kilometers has firstly been interpreted as indicator of a purely diffusive heat transfer. Its decline at 1.65 km deep is seen as an effect of a hydrothermal convection. Geochemical analysis evidences also a strong circulation between the wells (Sanjuan et al 2016). The Rittershoffen stress state is assumed to be consistent with the regional trends (Baujard et al 2017) and its evolution with depth has

been estimated at the nearby Soultz site (Evans et al 2009; Cornet et al 2007).

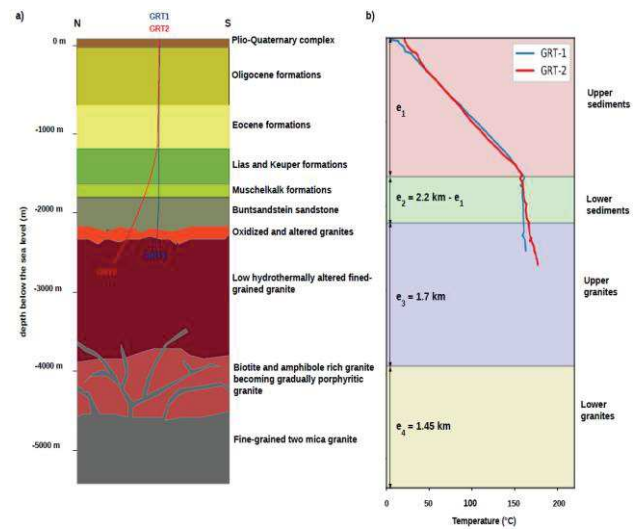


Figure 1: a) Conceptual geology of Rittershoffen inspired from Vidal et al (2017), Aichholzer et al (2016) and Dezayes et al 2005a. b) Temperature–depth profiles from the GRT-1 and GRT-2 wells (Baujard et al. 2017). The background colors correspond to the four layers homogenized in the model.

2.2 Towards a homogenized reservoir model

To study the impact of one regional fault, we initially develop a reservoir model as a 2D vertical cross-section without any large-scale fault. The small-scale fracture network is homogenized by assuming a REV of 100 m. Below the REV, faults and fractures are not explicitly described in the model but inverted from in-situ measurements by performing a back-analysis of the rock properties. As illustrated in Fig. 1b, the subsurface is split into four horizontal homogenized units: the upper, lower sediments and upper, lower granites. The depth of the transition between the sediments is an explored parameter during the back analysis of the observed profiles. The transition sediments-granite and between the granites are set at 2.2 km and 3.9 km in depth, respectively.

2.3 Coupled THM processes

The homogenized units are assumed to be a fully saturated porous medium with a single-phase brine. The model describes the coupled THM processes from a linear thermo-poro-elastic approach in the limit of the small perturbation as developed by Coussy (2004). The complete set of equations governing the THM coupling is presented in Vallier et al (2019). Here, the Cauchy stress is split into the effective stress and the hydraulic stress. Homogenized properties are depending on temperature, fluid pressure and porosity thanks to classic mixing laws.

One specificity of our THM model is that the brine rheology depends on temperature and/or fluid pressure using laboratory measurements of the rheology of a NaCl pure solution with a mass content of 100 g.L^{-1}

(Zaytsev and Aseyev 1992; Kestin et al. 1981; Rowe and Chou 1970). The temperature dependence of the brine rheology in particular for the fluid dynamic viscosity has been shown to have a strong influence on the hydrothermal circulation (Vallier et al 2019).

2.4 Numerical aspects

Direct model

The simulations are carried with the open-source finite element *Code_Aster* software (EDF 2014). The equations governing the THM coupling are solved with an Euler implicit scheme and the increment of the generalized displacements is calculated using the Newton-Raphson algorithm.

Initially, constant and uniform temperature and fluid pressure distributions are respectively set at 10.0°C and 0.1 MPa. The calculation is split up in three successive steps to improve the convergence of the process (Magenet et al 2014): (i) during a short time period of 1000 years, the boundary conditions and gravity are progressively applied; (ii) next, during 100,000 years, the system freely evolves along constant boundary conditions; (iii) in one last increment, a steady-state solution is obtained by cancelling the time-dependent terms from the THM equations.

Fig. 2 sketches the Rittershoffen model with the four idealized units. Its height and width are respectively set at 5.35 km and 10 km in width. The typical size of the quadratic THM element is 100 meters. The boundary THM conditions are also illustrated in Fig.2: (i) for the thermal state, the temperatures are, respectively, maintained at 10.0 and 213.0°C on the upper and lower boundaries. The lateral boundaries are taken as adiabatic; (ii) for the hydraulic state, a fluid pressure of 0.1 MPa is set on the upper boundary; the other boundaries are assumed to be impermeable; (iii) for the mechanical part, the normal displacement is fixed to zero on the lower and lateral boundaries. The upper boundary is stress free.

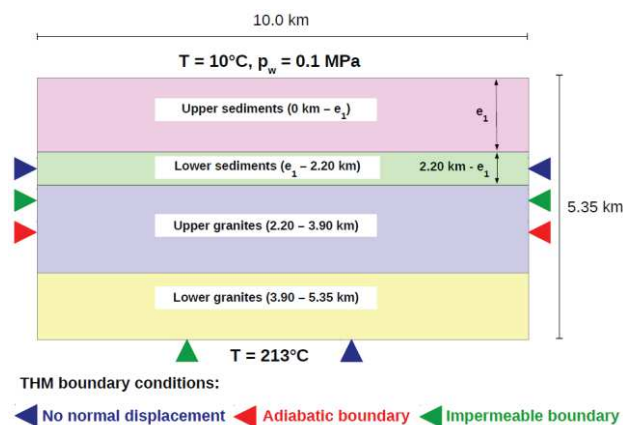


Figure 2: 2D vertical cross-section and THM boundary conditions. Here, the thickness of the first layer e_1 is evaluated during the back analysis.

Back-analysis

To characterize the hydrothermal circulation and the mechanical state of the reservoir, we aim to reproduce the observed thermal and stress data and estimate the rock physical and geometrical parameters at the reservoir scale. We proceed to a back-analysis using the open-source PEST software (Doherty 2005). The process is based on the Levenberg-Marquardt algorithm minimizing the error function i.e. the L2-norm of the discrepancy between simulated and observed temperature and stress-depth profiles according to a prior set of parameters. The four rock properties explored during the back-analysis are the permeability, thermal conductivity, Young's modulus and Poisson's ratio to reproduce the temperature and stress – depth profiles observed in Rittershoffen. The depth of the transition between the two sedimentary units is also adjusted during the back-analysis. The other rock properties and depths of interfaces are set as constant during the back-analysis. Low CPU time consuming, this method is however sensitive to its initial conditions i.e. the prior distributions. The knowledge from Soultz allows some constrains of the prior distributions for the rock properties.

3. RESULTS OF THE BACK-ANALYSIS WITHOUT ANY REGIONAL FAULT

3.1 Hydrothermal processes

Fig. 3a shows the excellent fit of the GRT-1 T-log after back-analysis, adjusting the rock-properties and the depth of the transition between the sediments. Without any large-scale fault, the homogenized THM model reproduces the main trend of the observed profile with values of rock properties consistent with laboratory data (Vallier et al. 2018).

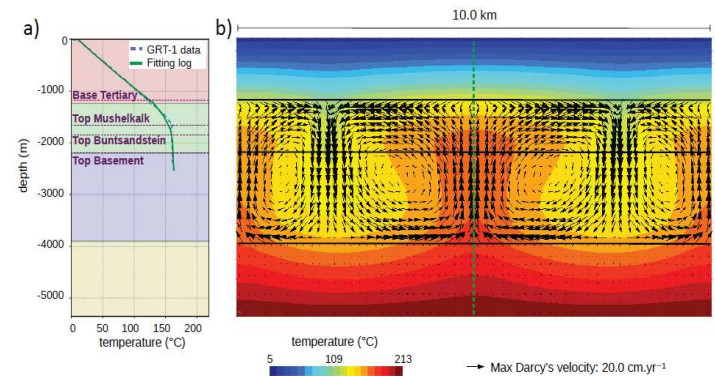


Figure 3: a) Comparison between the observed T-log in GRT-1 (dashed blue line) and the best fitting simulated vertical temperature-depth profile (green line). The purple dashed lines correspond to the lithological limits. b) Associated temperature and Darcy's velocity (black arrows) maps. The dashed green and black lines are respectively the position of the profile and the limits of the units.

Fig. 3b illustrates the temperature and Darcy's velocity maps associated with the best fit of the observed data. A large-scale convective system is obtained with convection cells having a width and height respectively

of 3.0 km and 2.7 km. The maximum of Darcy's velocity is 20.0 cm.yr^{-1} , a value close to estimations from previous modelling and hydraulic tests (Clauser 1990; Guillou-Frottier et al 2013; Baria et al 1998). The thickness of the hydraulic cap-rock is obtained about 1.2 km, its bottom does not correspond to the breaking point of the T-log as previously expected (Baujard et al 2017).

3.2 Mechanical processes

Simultaneously, the observed trends of the stress principal components with depth are reproduced by a back-analysis of the elastic moduli (Young's modulus and Poisson's ratio). The stress-depth trends are taken from the measurements at the Soultz site (Evans et al 2009; Cornet et al 2007). They are assumed to be similar for the Rittershoffen site (Baujard et al 2017). The model is also assumed to be oriented along the direction of the maximum horizontal principal stress.

Fig 4 shows the best fit for each of three stress components. All stress-depth trends are well reproduced with elastic moduli rather consistent with the laboratory data.

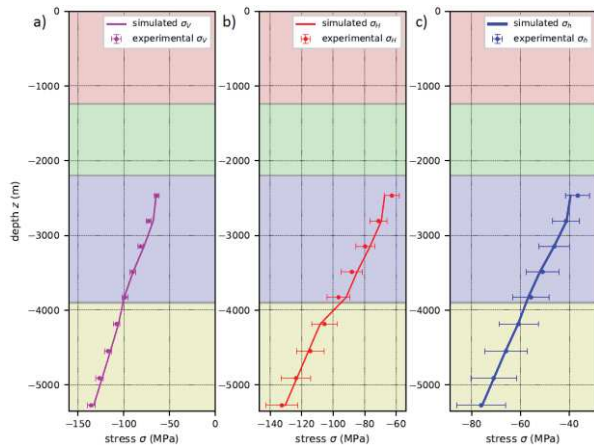


Figure 4: Comparison between the observed principal stress components (dashed lines) and the best simulated profiles (full lines): a) the vertical stress. b) the horizontal maximum stress. c) the horizontal minimum stress.

Overall, the model homogenizing the small-scale fracture network allows the description of most of the rock properties, thermal and mechanical observations by describing a reservoir-scale convective system.

4. IMPACT OF THE RITTERSHOFFEN FAULT

4.1 Characteristics of the Rittershoffen fault

Contrary to our assumption, many numerical studies consider that the hydrothermal circulation and mechanical reservoir state are mostly driven by the large-scale faults (Baujard and Bruel 2006; Kohl and Mège 2007; Kohl 2000). To address this issue, we describe one of the main regional faults crossing the geothermal site: the Rittershoffen fault.

This major fault is extending from the surface to 3.5 km in depth with a N-S strike and 40 meters thick (GeORG 2013; Baujard et al 2016). From hydraulic tests, its permeability has been assessed: $5.34 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ (Baujard et al 2017). A rather large range of dip has been evaluated according to different measurements: 45° from 3D geological model (Baujard et al 2017); 74° and 83° respectively from fitting plane of induced seismic events (Lengliné et al 2017) and small-scale acoustic logs (Vidal et al 2016). The simulations are carried out for the three values of the dip to study the influence of the dip on the hydrothermal circulation.

4.2 Influence on the hydrothermal processes

Fig. 5 features the temperature and Darcy's velocity maps when the Rittershoffen fault is included and described with a dip of 45° . An ascending hydrothermal circulation is shown to exist along the fault. The associated maximum of Darcy's velocity is estimated to be of the order of 26.0 cm.yr^{-1} , slightly higher than in the case without fault. Importantly the perturbation is local. The reservoir-scale convective system shows the same number of convective cells with similar dimensions to the model without any large-scale fault.

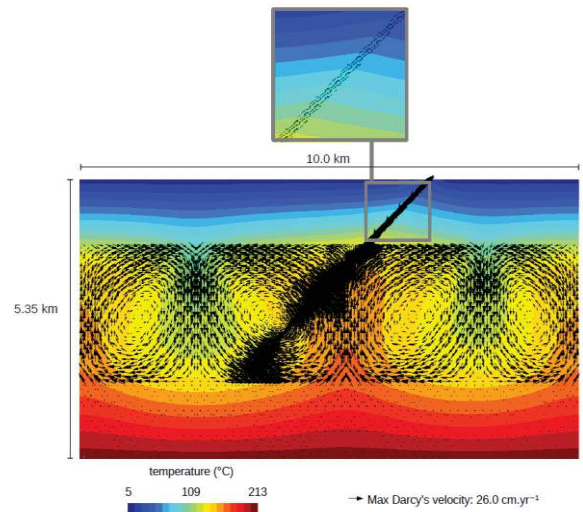


Figure 5: Simulated temperature and Darcy's velocity maps for the model describing the Rittershoffen fault with a dip of 45° . A closer zoom has been made near the fault in the sediments.

Fig. 6 illustrates the simulated temperature-depth profile when the Rittershoffen fault is described for the three different dips. The discrepancy between the different dips is less than 2°C . After adding a fault, the temperature shift is at maximum of about 6°C at 2.0 km in depth. The temperatures are slightly higher in the sedimentary cover and weaker in the basement, but the general profile trend stays mostly undisturbed.

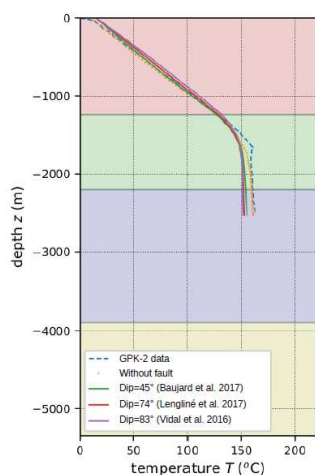


Figure 6: Comparison between the simulated temperature–depth profiles from models including the Rittershoffen fault with different dips and the model without the fault. All the profiles are extracted at the location of the maximum of the ascending flow.

4.3 Influence on the mechanical processes

Fig. 7 shows the comparison of the stress–depth profiles between the cases including the Rittershoffen fault and the previous one without any major fault. Once again, the influence of the dip on the simulated profiles is very negligible and the introduction of the fault does not show an important impact on the mechanical state. The maximum difference is about 1 MPa for the maximum horizontal stress at the interface between the granites.

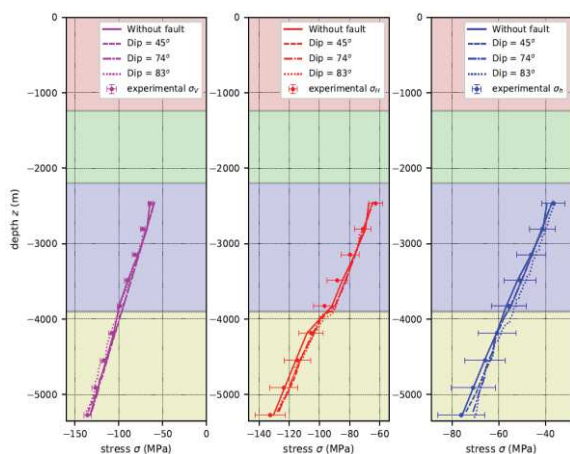


Figure 6: Comparison between the simulated principal components of the stress trends with depth from models including the Rittershoffen fault with different dips and the model without the fault: the vertical stress (purple), horizontal maximum stress (red), horizontal minimum stress (blue).

To summarize, for both the hydrothermal circulation and the stress state, the influence of a regional fault is not important compared to the pervasive small-scale fracture network.

5. CONCLUSIVE REMARKS

Applied to Rittershoffen, the THM model has been able to reproduce the observed thermal and mechanical profiles associated with a large-scale convective system. This accordance between the model and the observations has been obtained without explicitly describing any major fault. To study the impact of one regional fault on the natural reservoir state, the “Rittershoffen” fault with different values of dip has been added into the deep geothermal reservoir. The temperature disturbance is less than 6°C after describing the fault. A circulation is obtained along the fault, but the reservoir-scale convective system is only slightly perturbed. Concerning the stress state, the trends of the observed profiles reveal a discrepancy of less than 1 MPa owing to the Rittershoffen fault. In both cases, the influence of the fault dip can be negligible. The study allows us to validate that the regional faults are not significantly controlling the hydrothermal circulation which supports the homogenisation approach of our THM model.

Acknowledgements

The present work has been done under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050-G-EAU-THERMIE-PROFONDE and benefits from a state funding managed by the French National Research Agency (ANR) as part of the “Investments for the Future” program. It has also been funded by the EGS Alsace Grant from ADEME. The authors would like to thank Christoph Clauser, Albert Genter, Clément Baujard, Thomas Kohl, Chrystel Dezayes, David Bruhn, Nima Gholizadeh Doonechaly, Bernard Sanjuan, Benoit Valley, Judith Sausse, Philippe Jousset, Dominique Bruel, Eva Schill, Patrick Baud, Mike Heap, Luke Griffiths, Alexandra Kushnir, Olivier Lengliné, Coralie Aichholzer, Philippe Düringer and François Cornet for very fruitful discussions.

REFERENCES

- Aichholzer C, Düringer P, Orciani S, Genter A. New stratigraphic interpretation of the Sultz-sous-Forêts 30-year-old geothermal wells calibrated on the recent one from Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France). *Geothermal Energy*. 2016 ;4(1):13.
- Baria R, Baumgärtner J, Gérard A, Jung R. The European HDR programme 1992-1995. Technical Report; Joule III Programme, final report EUR 18925 EN; 1998.
- Baujard C, Bruel D. Numerical study of the impact of fluid density on the pressure distribution and stimulated volume in the Sultz HDR reservoir. *Geothermics*. 2006;35(5):607–21.
- Baujard C, Genter A, Graff J.J, Maurer V, Dalmais E. ECOGI a new deep EGS project in Alsace, Rhine Graben, France In: *Proceedings world geothermal congress*. 2015.

- Baujard C, Genter A, Dalmais E, Maurer V, Hehn R, Rosillette R. Temperature and hydraulic properties of the Rittershoffen EGS reservoir, France In: European geothermal congress. 2016.
- Baujard C, Genter A, Dalmais E, Maurer V, Hehn R, Rosillette R, Vidal J, Schmittbuhl J. Hydrothermal characterization of wells GRT-1 and GRT-2 in Rittershoffen, France: implications on the understanding of natural flow systems in the Rhine Graben. *Geothermics*. 2017; 65:255–68.
- Bresee, J.C.. *Geothermal Energy in Europe: The Soultz Hot Dry Rock Project*. CRC Press, 1992.
- Cacas M, Ledoux E, de Marsily G, Tillie B, Barbreau A, Durand E, Feuga B, Peaudecerf P. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: Calibration 1. The flow and validation model. *Water Resour Res*. 1990; 27:479–89.
- Clauser C, Villinger H. Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben. *Geophys J Int*. 1990;100(3):393–414.
- Cornet FH, Bèrard T, Bourouis S. How close to failure is a granite rock mass at a 5 km depth? *Int J Rock Mech Mining Sci*. 2007;44(1):47–66.
- Coussy O. *Poromechanics*. Chichester: Wiley; 2004.
- Cuenot N, Charléty J, Dorbath L, Haessler H. Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France, *Geothermics*, Vol. 35, No. 5-6, 561-575. 2004.
- Dezayes C, Gentier S, Genter A. Deep geothermal energy in Western Europe: the Soultz project. Orleans: Technical Report; 2005a.
- Dezayes C, Sanjuan B, Gal F, Lerouge C, Fluid geochemistry monitoring and fractured zones characterization in the GRT-1 borehole (ECOIGI project, Rittershoffen, Alsace, France). In: *Deep Geothermal Days*, Paris, France. 2014.
- Doherty J. Model independent parameter estimation. 2005. <http://www.pesthomepage.org>.
- EDF R. *Code_Aster* Open Source - general FEA software. 2016. <http://www.code-aster.org>.
- Evans K, Valley B, Häring M, Hopkirk R, Baujard C, Kohl T, Magel T, André L, Portier S, Vuataz F. Studies and support for the EGS reservoirs at Soultz-sous-Forêts. Centre for Geothermal Research CREGE CHYN: Technical report; 2009.
- Genter A, Castaing C, Dezayes C, Tenzer H, Traineau H, Villemin T. Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France), *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, B7, 15419-15431. 1997.
- Genter A, Evans K, Cuenot N, Fritsch D, Sanjuan B. Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). *Comptes Rendus Geosci*. 2010 ; 342(7):502–16.
- Genter A, Cuenot N, Graff JJ, Schmittbuhl J, Villadangos G. La géothermie profonde en France : quelles leçons tirer du projet pilote de Soultz-sous-Forêts pour la réalisation d'un projet industriel à Rittershoffen. *Revue Géologues*. 2015 ; 185:97-101.
- Gentier, S, Rachez, X, Dezayes, C, Blaisonneau, A, Genter, A., 2005. How to understand the effect of the hydraulic stimulation in terms of hydro-mechanical behavior at Soultz-sous-Forêts (France). *GRC Trans*. 29, 159–166.
- GeORG Potentiel géologique profond du Fossé Rhénan supérieur. Parties 1 à 4. 2013. <http://www.geopotenziale.eu>.
- Gérard A, Genter A, Kohl T, Lutz P, Rose P, Rummel F. The deep EGS (enhanced geothermal system) project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geothermics*. 2006;35(4):473–83.
- Guillou-Frottier, L., Carre, C., Bourguine, B., Bouchot, V., Genter, A. Structure of hydrothermal convection in the Upper Rhine Graben as inferred from corrected temperature data and basin scale numerical models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013; 256:29-49.
- Haas, IO, Hoffmann, CR. Temperature gradient in pechelbronn oil-bearing region, Lower Alsace: its determination and relation to oil reserves. *AAPG Bulletin* 1929;13(10):1257–1273.
- Jain C, Vogt C, Clauser C. Maximum potential for geothermal power in germany based on engineered geothermal systems. *Geothermal Energy*. 2015;3(1):15.
- Kestin J, Khalifa H.E, Correia R.J. Tables of the dynamic and kinematic viscosity of aqueous NaCl solutions in the temperature range 20-150°C and the pressure range 0.1-35 MPa. *J Phys Chem Ref Data*. 1981;10(1):71–88.
- Kohl T, Mègel T. Predictive modeling of reservoir response to hydraulic stimulations at the European EGS site Soultz-sous-Forêts. *Int J Rock Mech Mining Sci*. 2007;44(8):1118–31.
- Kohl T, Bächler D, Rybach L. Steps towards a comprehensive thermo-hydraulic analysis of the HDR test site Soultz-sous-Forêts In: *Proceedings world geothermal congress*. 2000. p. 2671–6.
- Lengliné O, Boubacar M, Schmittbuhl J. Seismicity related to the hydraulic stimulation of GRT-1, Rittershoffen, France. *Geophys. JInt*. 2017; 208 (1) :1704–15.
- Magenet V, Fond C, Genter A, Schmittbuhl J. Two-dimensional THM modelling of the large scale natural hydrothermal circulation at Soultz-sous-Forêts. *Geotherm Energy*. 2014;2(1):17.

- Rowe AM, Chou JCS. Pressure–volume–temperature–concentration relation of aqueous sodium chloride solutions. *J Chem Eng Data*. 1970;15(1):61–6.
- Sanjuan B, Scheiber J, Gal F, Touzelet S, Genter A, Villadangos G. Inter-well chemical tracer testing at the Rittershoffen geothermal site (Alsace, France). In: *European Geothermal Congress*. 2016.
- Sanyal SK, Butler SJ, Swenson D, Hardeman B. Review of the state-of-the-art of numerical simulation of enhanced geothermal systems. *Trans. Geotherm. Resour. Council*. 2000; 28:181–6.
- Sausse, J., Dezayes, C., Dorbath, L., Genter, A., Place, J. 3d model of fracture zones at Soultz-sous-Forêts based on geological data, image logs, induced microseismicity and vertical seismic profiles. *Comptes Rendus Geoscience* 2010;342(7):531–545.
- Schaming, M., Grunberg, M., Jahn, M., Schmittbuhl, J., Cuenot, N., Genter, A., Dalmais, E. CDGP, the data center for deep geothermal data from alsace. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 18; 2016. p. 9897.
- Tomac, I., Sauter, M. A review on challenges in the assessment of geomechanical rock performance for deep geothermal reservoir development. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 2017.
- Traineau, H., Genter, A., Cautru, J.P., Fabriol, H., Chevremont, P. Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HDR borehole GPK-1 (Soultz, Alsace, France). *Geothermal Science and Technology* 1991;3(1):1–29.
- Vallier B., Magnenet V., Schmittbuhl J., Fond C., THM modeling of hydrothermal circulation at Rittershoffen geothermal site, France. *Geothermal Energy*. 6:22. (2018).
- Vallier B., Magnenet V., Schmittbuhl J., Fond C., Large scale hydro-thermal circulation in the deep geothermal reservoir of Soultz-sous-Forêts (France). *Geothermics*. 1:78. (2019).
- Vidal J, Genter A, Schmittbuhl J. Pre- and post-stimulation characterization of geothermal well GRT-1, Rittershoffen, France: insights from acoustic image logs of hard fractured rocks. *Geophys J Int*. 2016a;206(2):845–60.
- Vidal J, Patrier P. Genter A, Beaufort D. Occurrences of clay minerals in permeable fracture zones in the granitic basement of geothermal wells at Rittershoffen, France In: *42nd Workshop on geothermal engineering Stanford University, Stanford, California, February 13–15. 2017*.
- Willis-Richards J, Watanabe K, Takahashi H. Progress toward a stochastic rock mechanics model of engineered geothermal systems. *J Geophys Res*. 1996; 101:17481–96.
- Zaytsev ID, Aseyev GG. *Properties of aqueous solutions of electrolytes*. Boca Raton: CRC Press; 1992.

Annexe 2



Thermo-hydro-mechanical modeling of hydro-thermal convection at Rittershoffen geothermal reservoir (France).

B er enice Vallier (1), Vincent Magnenet (2), Jean Schmittbuhl (1), and Christophe Fond (2)

(1) Institut de Physique du Globe de Strasbourg, University of Strasbourg/CNRS, France (vallier@unistra.fr), (2) Icube Laboratory, University of Strasbourg/CNRS, Illkirch, France

The ECOGI deep geothermal project is located in Rittershoffen, six kilometers east from Soultz-sous-For ets, where is operated the well-known European EGS pilot plant (France, Alsace). The project is based on a geothermal doublet GRT-1 and GRT-2 delivering a heat power of 24 Mwth. The doublet exploits the geothermal resource at the sediments-granite transition, where higher temperatures than at Soultz-sous-For ets have been measured (around 170 C versus 150 C at 2.0 km in depth). Detailed stratigraphic and fracture data, temperature logs, tracer surveys have been collected in recent studies. However, no reservoir model, integrating large-scale geophysical measurements, exists for the Rittershoffen site. To address this issue, a model is developed in two dimensions (10 km in horizontal and 5 km in depth) based on a finite element method and involving thermo-hydro-mechanical (THM) coupling. The brine properties are taken dependent on the fluid pressure and the temperature. A representative elementary volume of 100 meters is used to neglect the fluid flow along the major faults such as the Rittershoffen fault in the crystalline basement. From large-scale temperature logs, effective thermal conductivity and permeability are inverted. Here, we obtain a large-scale convective solution in accordance with the linear geothermal gradient in the sediments. The upscaled rock properties for the Rittershoffen site are in the same range of values than the ones of Soultz-sous-For ets. Moreover, contrary to recent interpretations, we show that the transition between the Keuper and Muschelkalk formations has a weak influence on the hydro-thermal circulation.

Annexe 3



Large scale hydro-thermal circulation in the deep geothermal reservoir of Soutz-sous-Forêts (France)

Bérénice Vallier (1), Vincent Magnenet (2), Jean Schmittbuhl (1), and Christophe Fond (2)

(1) Institut de Physique du Globe de Strasbourg, University of Strasbourg/CNRS, France (vallier@unistra.fr), (2) Icube Laboratory, University of Strasbourg/CNRS, Illkirch, France

Many numerical models of the deep geothermal reservoir at Soutz-sous-Forêts (France) have been developed over the past decades. However, a reservoir model that integrates most of the geophysical large scale measurements is still missing. For this purpose, we developed a simplified thermo-hydro-mechanical (THM) model in two-dimensions (10 km in horizontal scale and 5 km in depth) based on a finite element method. Our approach neglects the details of the fluid flow along the major faults using a representative elementary volume of 100 m. The specificity of our approach is to invert from large scale temperature and stress profiles, several key parameters through the reservoir like thermal conductivity, permeability, Young's modulus and Poisson's ratio. Our study provides new insights on the extension of the hydro-thermal convection cells through depth, on the interpretation of the linear temperature gradient at shallow depth and on the up-scaling of rock physics properties from laboratory scale to field scale. It supports a weak influence of the lithological transition between the sediments and the granitic basement on the hydro-thermal circulation contrary to previous studies. We also show the significant effect of the brine viscosity on the hydro-thermal circulation. Lateral variability of temperature profiles with depth in the Upper Rhine Graben is shown to be consistent with the predictions of this simple model.

Modélisation thermo-hydro-mécanique de l'exploitation d'un réservoir géothermique profond dans le Fossé Rhénan

Résumé

Nombre de modèles numériques de réservoirs géothermiques profonds de l'URG ont été développés. Des données stratigraphiques, géophysiques, relevés de température et géochimiques ont été recueillies pour Soultz et Rittershoffen. Cependant, un modèle intégrant la plupart des mesures à grande échelle manque encore. Nous avons développé un modèle THM simplifié. Nous inversons à partir des profils de température et de contrainte à grande échelle, plusieurs paramètres clés à travers le réservoir. Pour Soultz, notre étude soutient une faible influence de la transition entre les sédiments et le socle granitique sur la circulation hydrothermale. Pour Rittershoffen, les propriétés inversées à grande échelle sont cohérentes avec celles mesurées à l'échelle du laboratoire. La comparaison entre les deux sites met en évidence de nombreuses similitudes en termes de propriétés des roches, de découplage des toits thermiques et hydrauliques. De plus, nous cherchons à quantifier les anomalies de gravité liées à la circulation hydrothermale profonde. Les signaux gravitationnels simulés ont une amplitude de 0,02 mGal et sont pour la plupart liés au système convectif.

Mots-clés : Réservoir géothermique profond, anomalie thermique, EGS, modèle thermo-hydro-mécanique, convection hydrothermale.

Abstract

Many numerical models of the deep geothermal reservoir in the URG have been developed over the past decades. Detailed stratigraphic and geophysical data, temperature logs, tracer surveys have been collected for Soultz and the closeby Rittershoffen site. However, a reservoir model that integrates most of the geophysical large scale measurements is still missing for each geothermal site. For this purpose, we developed a simplified THM model. We invert from large scale temperature and stress profiles, several key parameters through the reservoir. For Soultz, our study supports a weak influence of the transition between the sediments and the granitic basement on the hydro-thermal circulation. For Rittershoffen, the inverted large scale properties are consistent with the ones measured at the laboratory scale. The comparison between both sites highlights many similarities in terms of rock properties, decoupling of cap-rocks. Moreover, we aim to quantify the gravity anomalies related to the deep hydrothermal circulation. Simulated gravity signals are shown to have an amplitude of 0.02 mGal and to be mostly linked to the convective system.

Keywords: Deep geothermal reservoir, thermal anomaly, EGS, thermo-hydro-mechanical model, hydrothermal convection.