

Ecole Doctorale n°413 : Sciences de la Terre et de l'Environnement

THÈSE de DOCTORAT

présentée par :

Kamel DRIF

Thèse soutenue le : 26 septembre 2024 pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université de Strasbourg, en Géophysique

**Développement d'outils de suivi et de prédiction de la sismicité
induite par l'injection de fluides dans des réservoirs géothermiques
profonds EGS**

Thèse dirigée par :

Jean SCHMITTBUHL

Directeur de recherche, CNRS - Université de Strasbourg

Thèse co-encadrée par :

Olivier LENGLINÉ

Maître de conférence - Université de Strasbourg

Jannes KINSCHER

Ingénieur de recherche - INERIS

Rapporteurs :

Béatrice LEDÉSSERT

Professeure - CY Cergy Paris Université

Pascal BERNARD

Physicien - Institut de Physique du Globe de Paris

Autres membres du jury :

Judith SAUSSE

Professeure - Université de Lorraine

Emmanuel GAUCHER

Chercheur - Karlsruhe Institute of Technology

RÉSUMÉ

Cette thèse explore la sismicité induite par l'injection de fluide dans un réservoir géothermique profond et fracturé (EGS, Enhanced Geothermal Systems), un enjeu critique pour le développement durable de la géothermie profonde. Bien que l'origine de ces séismes soit assez bien comprise, anticiper la magnitude maximale, reste un défi en raison notamment des mécanismes non linéaires impliqués (par exemple dans les glissements asismiques ou la sismicité post-injection). Les modèles prédictifs existants n'ont pas toujours réussi à anticiper ces magnitudes maximales, comme le montrent les expériences récentes sur les sites géothermiques de Bâle, Pohang et Vendenheim. Mieux comprendre comment évolue cette sismicité est donc essentiel pour minimiser et maîtriser l'aléa sismique associé à l'injection de fluide notamment en prédisant la magnitude maximale potentielle avec plus de précision.

L'approche de cette thèse repose sur l'analyse du lien entre la perturbation apportée à un réservoir géothermique profond et fracturé (par injection de fluide) et sa réponse sismique. En particulier, la relation entre l'énergie hydraulique injectée et l'énergie libérée par les séismes induits a été explorée à travers plusieurs expériences d'injection dans le réservoir géothermique EGS de Soultz-sous-Forêts. Ce site géothermique a été choisi pour cette étude en raison de ses nombreuses expériences d'injection (7 stimulations hydrauliques et 6 tests de circulation) réalisées sur différentes parties du réservoir et sur une longue période de développement.

Ceci permet une analyse comparative intra-site détaillée qui examine comment le lien entre l'énergie hydraulique et l'énergie des séismes induits peut être impacté par les changements et les évolutions de la stratégie d'injection (débit, pression du fluide injecté), par la profondeur du réservoir et par l'historique d'injections.

Un aspect crucial de cette thèse a été la constitution d'une base de données homogène qui regroupe et harmonise les données hydrauliques (débits et pressions d'injection) et sismologiques (catalogues des événements sismiques) des différentes expériences d'injection pour permettre leur comparaison fiable. L'harmonisation concerne en particulier les catalogues sismologiques dont la constitution ne repose pas sur la même méthode selon les expériences d'injection (réseau de stations et type de magnitude différents). Cette harmonisation a consisté à calculer les moments sismiques de tous les événements inclus dans ces catalogues. Trois méthodes de calcul des paramètres à la source des séismes ont d'abord été testées sur les séismes observés dans la région de Strasbourg entre 2019 et 2021, afin de déterminer la méthode la plus fiable dans un contexte de micro-sismicité. L'analyse des résultats a montré que l'approche classique consistant à ajuster un modèle de Brune 1970, est la plus adaptée pour le calcul du moment sismique dans le cadre de cette étude. C'est donc cette méthode qui a été utilisée pour calculer les moments sismiques des séismes induits lors des épisodes d'injection opérés dans le réservoir de Soultz-sous-Forêts, et qui a permis de constituer une base de données harmonisée.

Grâce à cette base de données harmonisée, l'étude comparative a permis de mieux comprendre comment l'énergie injectée contrôle la sismicité induite. En effet, l'analyse a montré que le rapport entre l'énergie sismique rayonnée et l'énergie hydraulique injectée est constant au premier ordre pendant les stimulations et de même ordre de grandeur et ce, indépendamment du protocole de stimulation et de la profondeur d'injection. Les re-stimulations (stimulation

opérée sur un réservoir déjà stimulé auparavant) présentent initialement des valeurs très faibles de ce rapport. Toutefois, ce rapport augmente rapidement lorsque l'énergie injectée atteint des niveaux comparables à ceux de la stimulation précédente, pour finalement converger vers la valeur caractéristique du réservoir.

Le rapport d'énergie des épisodes de circulation est en moyenne dix fois plus faible que pour les stimulations. Cela pourrait s'expliquer par le fait que les tests de circulation se déroulent dans des réservoirs déjà stimulés, où une partie de l'énergie de déformation élastique préexistante a déjà été libérée. De plus, le refroidissement du réservoir pendant ces tests pourrait réduire les effets des mécanismes thermo-élastiques derrière la sismicité.

Ces observations suggèrent que la première stimulation d'un réservoir agit comme une relaxation de l'énergie de déformation préexistante, tandis que la re-stimulation ou le test de circulation agissent comme une "recharge". Ainsi, la sismicité est plus susceptible d'être déclenchée pendant les stimulations, et induite lors des re-stimulations et des circulations.

Par ailleurs, le rapport entre l'énergie sismique rayonnée et l'énergie injectée apparaît comme une propriété intrinsèque à grande échelle du réservoir, qui peut être évaluée dès le début de la première stimulation. Sur la base de cette propriété, les travaux de cette thèse ont montré qu'il est possible de prédire la magnitude maximale des séismes induits en connaissant l'énergie hydraulique totale prévue d'injecter, avec une précision supérieure à celle des modèles existants.

ABSTRACT

This thesis explores the induced seismicity caused by fluid injection into a deep, fractured geothermal reservoir (Enhanced Geothermal Systems, EGS) which constitutes a critical issue for the sustainable development of deep geothermal energy. While the origin of these earthquakes is relatively well understood, predicting the maximum magnitude remains a challenge due to non-linear mechanisms involved, such as aseismic slip or post-injection seismicity. Existing predictive models have not always succeeded in forecasting these maximum magnitudes, as evidenced by recent experiments at geothermal sites in Basel, Pohang, and Vendenheim. Understanding the evolution of this seismicity is therefore essential to minimize and control the seismic hazard associated with fluid injection, particularly by predicting the potential maximum magnitude with greater accuracy.

The approach of this thesis is based on analyzing the link between the perturbation caused by fluid injection into a deep, fractured geothermal reservoir and its seismic response. Specifically, the relationship between the hydraulic energy injected and the energy released by induced earthquakes was explored through several injection experiments at the EGS Soultz-sous-Forêts site. This site was chosen for its extensive injection experiments (seven hydraulic stimulations and six circulation tests) conducted on different parts of the reservoir over a long period of development. This allows for detailed intra-site comparative analysis, examining how

the relationship between hydraulic energy and induced seismic energy can be impacted by changes and evolutions in injection strategy (flow rate, injection pressure), reservoir depth, and injection history.

A crucial aspect of this thesis was the creation of a homogeneous database that consolidates and harmonizes hydraulic data (injection rates and pressures) and seismological data (catalogs of seismic events) from the various injection experiments for reliable comparison. The harmonization focused in particular on the seismological catalogs, whose composition varies according to the injection experiments (different station networks and types of magnitude). This harmonization involved calculating the seismic moments of all events included in these catalogs.

Three methods for calculating the source parameters of earthquakes were first tested on earthquakes observed in the Strasbourg region between 2019 and 2021 to determine the most reliable method in a microseismic context. The analysis showed that the classical approach of fitting a Brune 1970 model is the most suitable for calculating seismic moments in this study. This method was thus used to calculate the seismic moments of induced earthquakes during the injection episodes in the Soultz-sous-Forêts reservoir, forming a harmonized database.

Thanks to this harmonized database, the comparative study provided a better understanding of how injected energy controls induced seismicity. The analysis showed that the ratio between radiated seismic energy and injected hydraulic energy is constant to the first order during stimulations and of the same order of magnitude, regardless of the stimulation protocol and injection depth. Re-stimulations (conducted on previously stimulated reservoirs) initially exhibit very low ratios. However, this ratio rapidly increases once the injected energy reaches levels comparable to the total energy from the previous stimulation, and ultimately converges to the reservoir's characteristic value.

The energy ratio of circulation episodes is on average ten times lower than that of stimulations. This could be due to circulation tests occurring in already stimulated reservoirs, where part of the pre-existing elastic strain energy has already been released. Additionally, cooling of the reservoir during these tests (caused by the injection of cooled fluid over a long period) could reduce the effects of thermoelastic mechanisms behind seismicity.

These observations suggest that the first stimulation of a reservoir acts as a relaxation of pre-existing strain energy, while re-stimulation or circulation tests act as a "recharge." Thus, seismicity is more likely to be triggered during stimulations and induced during re-stimulations and circulations.

Furthermore, the ratio between radiated seismic energy and injected energy appears as an intrinsic large-scale property of the reservoir, which can be evaluated from the beginning of the first stimulation. Based on this property, the work of this thesis has shown that it is possible to predict the maximum magnitude of induced earthquakes by knowing the total planned hydraulic energy to be injected, with greater accuracy than existing models.

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de cette thèse.

En premier lieu, je souhaite remercier chaleureusement mes encadrants. Mon directeur de thèse, Jean SCHMITTBUHL, pour sa direction, ses conseils avisés et rigoureux qui m'ont permis de progresser tout au long de ce projet. Je remercie également Jannes KINSCHER, co-encadrant (Ineris), pour ses idées pertinentes, ses conseils éclairés et son expertise qui ont grandement enrichi ce travail. Enfin, un grand merci à Olivier LENGLINÉ, co-encadrant (EOST), avec qui j'ai particulièrement travaillé. Merci pour ta disponibilité, ta pédagogie, tes conseils précieux et toutes tes contributions qui ont fait de ce projet une aventure enrichissante. Aussi, je remercie l'Ineris pour le financement et les ressources mises à disposition, qui ont été essentielles à la réalisation de ce projet.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance envers les membres du jury, en particulier les rapporteurs Béatrice LEDESERT et Pascal BERNARD, pour avoir accepté d'évaluer mon travail, ainsi qu'aux examinateurs Emmanuel GAUCHER et Judith SAUSSE pour leur implication.

Un grand merci à mes collègues de l'ITES, avec qui j'ai partagé une année, même si celle-ci a

été marquée en grande partie par le confinement. Leur amitié, leur soutien et nos échanges enrichissants ont été d'une grande valeur. Une mention spéciale à Qinglin, sans qui cette thèse n'aurait pas été aussi agréable. Merci, tu es devenu un véritable ami ! Un grand merci également aux collègues et doctorants de l'Ineris pour nos discussions passionnantes et les moments partagés, notamment pendant les périodes plus difficiles. En particulier, un grand merci à toi, Nathalie, pour tes conseils, tes relectures, nos répétitions de présentation, ta compréhension, ... mais surtout, merci pour ton humanité !

Enfin, je tiens à adresser mes remerciements les plus sincères à mes proches, qui se reconnaîtront. Votre soutien indéfectible, votre compréhension dans les moments difficiles et vos encouragements constants ont été des piliers qui m'ont permis de rester concentré et motivé, même lorsque les défis semblaient insurmontables. En espérant vous avoir fait honneur, je vous dédie cette thèse...

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	3
ABSTRACT	6
REMERCIEMENTS	9
1 INTRODUCTION ET MOTIVATIONS	20
1.1 La géothermie profonde : définition, typologie et risques associés	20
1.1.1 Qu'est-ce-que la géothermie profonde ?	21
1.1.2 Les problématiques de la géothermie profonde	27
1.2 La sismicité induite par la géothermie profonde	30
1.2.1 La sismicité induite observée durant les différentes phases de développe- ment d'un site EGS	31
1.2.2 Les mécanismes à l'origine de la sismicité induite par la géothermie profonde	34
1.2.3 La complexité des mécanismes en jeu : les glissements asismiques et la sismicité post-injection	41
1.3 La maîtrise de l'aléa de sismicité induite par la géothermie profonde	45

1.3.1	Le rôle des paramètres d'injection sur la sismicité induite	46
1.3.2	Le rôle des propriétés structurales et géomécaniques sur la sismicité induite	49
1.3.3	Le rôle du type de systèmes géothermique sur l'aléa de sismicité induite	52
1.3.4	Suivi et prédiction de la réponse sismique du réservoir	53
1.4	Motivations et structure de la thèse	61
2	MÉTHODES DE CALCUL DES PARAMÈTRES A LA SOURCE DES SÉISMES : APPLICATION AUX SÉISMES SURVENUS DANS LA RÉ- GION DE STRASBOURG ENTRE 2019 ET 2021	65
2.1	Introduction au traitement du signal : de la forme d'onde au spectre d'amplitude en déplacement	66
2.1.1	Définition de la forme d'onde et du spectre d'amplitude d'un séisme .	67
2.2	Définition des paramètres à la source	70
2.2.1	Le moment sismique et la magnitude de moment	71
2.2.2	La taille de la source sismique	73
2.2.3	La chute de contrainte moyenne	73
2.2.4	Relations d'échelle entre les paramètres à la source	74
2.3	Méthodes de détermination des paramètres à la source	76
2.3.1	Approche classique : ajustement d'un modèle théorique directement sur les spectres en déplacements	76
2.3.2	La décomposition spectrale de Shearer et al. (2006)	77
2.3.3	L'approche par rapport spectral	87
2.3.4	Conclusions sur les méthodes de calcul de paramètres à la source . . .	88

2.4	Détermination des paramètres à la source des principaux séismes survenus dans la région de Strasbourg	89
2.4.1	Analyse comparative des méthodes de détermination des paramètres à la source	91
2.4.1.1	Les données	91
2.4.1.2	Résultats avec l'approche classique	106
2.4.1.3	Résultats avec la décomposition de Shearer	112
2.4.1.4	Résultats avec l'approche par rapport spectral	119
2.4.1.5	Comparaison des résultats des trois méthodes	122
2.4.2	Paramètres à la source des quatre séismes majeurs	122
2.5	Conclusions et implications de cette étude pour l'analyse de la sismicité induite du site géothermique de Soultz-sous-Forêts	124
3	SISMICITÉ INDUITE CONTRÔLÉE PAR L'ÉNERGIE HYDRAULIQUE INJECTÉE : ÉTUDE DE CAS DU SITE EGS DE SOULTZ-SOUS-FORETS	127
4	CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	155
4.1	Conclusions	155
4.1.1	Rappel des objectifs de la thèse	155
4.1.2	Le test des méthodes de calcul des paramètres à la source : application aux séismes de Strasbourg survenus entre 2019 et 2021	157
4.1.3	Analyse inter-expériences de Soultz-sous-Forêts	158
4.2	Perspectives	161
4.2.1	L'apport des réseaux de stations sismique en antenne ou en forage sur la précision des calculs de paramètres à la source	161

4.2.2	Généralisation des observations sur l'évolution des paramètres I_E et χ durant l'injection de fluide et de la méthode de prédiction de la magnitude maximale à d'autres sites géothermiques	162
4.2.3	L'intelligence artificielle	163
RÉFÉRENCES		167
ANNEXE A		183
ANNEXE B		197
ANNEXE C		213

Liste des figures

1.1	Carte d'Europe de la température à 5 km de profondeur	22
1.2	Les applications de la géothermie en fonction du type de géothermie	23
1.3	Schéma d'une stimulation d'un réservoir EGS	26
1.4	Variation de la sismicité avec le changement des paramètres d'injection lors du test de circulation réalisé en 2005 dans le réservoir de Soultz-sous-Forêts . . .	33
1.5	Schéma représentant les mécanismes à l'origine de la sismicité induite par l'injection de fluide.	35
1.6	Évolution spatio-temporelle de la sismicité induite durant la stimulation hy- draulique de 1993 dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts. . . .	37
1.7	Décroissance de la densité sismique comme indicateur du mécanisme prédominant	39
1.8	Schéma représentant l'évolution spatiale des fractures en fonction de la tem- pérature du fluide	40
1.9	Illustration de la relation entre le coefficient de frottement μ et la vitesse de glissement.	43
1.10	Évolution temporelle des paramètres d'injection avec la sismicité durant la stimulation hydraulique de 2006 sur le site de Bâle	48

1.11 Évolution temporelle des paramètres d'injection avec la sismicité durant la stimulation hydraulique de 2000 sur le site de Soultz-sous-Forêts	49
1.12 Schéma représentant le lien entre régime tectonique du réservoir et orientation du nuage sismique	51
1.13 Schéma représentant le niveau d'aléa sismique lors d'injection de fluide en fonction du type de système géothermique	53
1.14 Comparaison entre moment sismique maximal et volume du fluide total injecté pour plusieurs opérations d'injection de fluide	54
1.15 Évolution de l'indice sismogénique au cours de l'injection	56
1.16 Comparaison entre magnitude maximale prédite et observée	59
1.17 Comparaison de l'évolution de I_E pour plusieurs sites EGS	61
2.1 Spectre théorique de Brune 1970.	70
2.2 Illustration de la loi d'échelle de Aki 1967	75
2.3 Schéma synthétique de la décomposition spectrale de Shearer et al. 2006	78
2.4 Distribution temporelle et carte des événements sismiques survenus entre le 5/5/19 et le 30/1/21	92
2.5 Carte du réseau sismique et des trois événements	93
2.6 Forme d'onde de l'événement M3 enregistré à la station HOHE (composante Nord). La partie jaune représente la fenêtre sélectionnée pour le bruit et la partie bleue la fenêtre sélectionnée pour le signal de l'onde S.	94
2.7 Amplitude et phase de la réponse instrumentale de la station OPS	96
2.8 Filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale de l'événement M3 enregistré à la station OPS	97

2.9 Filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale de l'événement M3 enregistré à la station R41D6	98
2.10 Comparaison des spectres d'amplitude en déplacement de l'événement M3 enregistré par la composante verticale de la station OPS (accéléromètre large bande, situé à environ 30 km au nord de l'essai nord) - le filtrage est réalisé avant la déconvolution de la réponse instrumentale (RI)	99
2.11 Comparaison des spectres d'amplitude en déplacement de l'événement M3 enregistré par la composante verticale de la station OPS (accéléromètre large bande, situé à environ 30 km au nord de l'essai nord) - le filtrage est réalisé après la déconvolution de la réponse instrumentale (RI)	99
2.12 Spectres du signal (phase S) et du bruit après filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale pour l'événement M3 enregistré à la station ZELS . . .	100
2.13 Analyse de sensibilité des critères de qualité des données	104
2.14 Nombre d'événements enregistrés par les stations	105
2.15 Spectres en déplacement avant décomposition D_{ij} pour les 3 événements M3, M3.3 et M3.6 aux stations RA7C1 et CIEL	105
2.16 Ajustement du modèle de Brune 1970 sur les spectres en déplacement pour l'événement M3.	108
2.17 Ajustement du modèle de Brune 1970 sur les spectres en déplacement pour l'événement M3.3.	109
2.18 Ajustement du modèle de Brune 1970 sur les spectres en déplacement pour l'événement M3.6.	110
2.19 Effet sur l'atténuation de l'intégration d'une dépendance de la fréquence du facteur d'atténuation.	111

2.20	Distribution des temps d'arrivées des événements et stations retenues	113
2.21	Décomposition spectrale pour l'événement M3	114
2.22	Spectres moyens par classe de magnitude $E_{\mathcal{C}}$	115
2.23	Relation de conversion entre les magnitudes locales M_L et le log du plateau du spectre de source Ω_0	117
2.24	Spectre de la source corrigé de l'EGF pour chaque classe. Les lignes pointillées représentent le modèle théorique de Brune 1970 qui a été ajusté.	117
2.25	Fonction de Green empirique.	118
2.26	Spectres de déplacement de la source après décomposition spectrale et correc- tion EGF pour les trois événements M3, M3.3 et M3.6.	119
2.27	Moyenne sur différentes stations des rapports spectraux entre un événement de magnitude M1.5 et les événements M3 M3.3 et M3.6.	121
2.28	Comparaison des paramètres à la source obtenus pour les trois événements M3, M3.3 et M3.6 en fonction de la méthode choisie.	123
4.1	Distribution du nombre d'évènements pointés automatiquement par PhaseNet en fonction de la probabilité (fiabilité) et de la station dont la forme d'onde a pu être pointée	165
4.2	Distribution du nombre d'évènements pointés automatiquement par PhaseNet en fonction de la probabilité (fiabilité) et du nombre de stations par évènement dont la forme d'onde a pu être pointée	166
4.3	Diagramme de Wadati pour la vérification de la cohérence des pointés automa- tiques par PhaseNet	166
4.4	Schéma d'estimation de la magnitude maximale	214

Liste des tableaux

2.1	Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3 et M3.6 estimés avec l'approche classique.	107
2.2	Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3 et M3.6 estimés avec <i>SourceSpec</i>	111
2.3	Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3 et M3.6 estimés avec la décomposition spectrale.	119
2.4	Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3 et M3.6 estimés avec l'approche par rapport spectral.	121
2.5	Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3, M3.6 et M3.9 estimés avec <i>SourceSpec</i>	124

CHAPITRE 1

INTRODUCTION ET MOTIVATIONS

Dans ce chapitre introductif, nous expliquerons ce qu'est la géothermie et en particulier la géothermie profonde qui est l'objet de cette thèse. Nous verrons quelles sont les problématiques liées à cette géothermie profonde et pour la principale à savoir la sismicité induite, nous expliquerons les mécanismes qui y sont à l'origine et verrons s'il est possible de mitiger l'aléa associé.

1.1 La géothermie profonde : définition, typologie et risques associés

Dans cette section, nous définirons d'abord la géothermie profonde puis nous nous concentrerons sur les problématiques qu'elle peut soulever.

1.1.1 Qu'est-ce-que la géothermie profonde ?

Définition de la géothermie profonde

La géothermie désigne l'activité qui consiste à extraire et exploiter la chaleur interne de la Terre qui constitue un énorme réservoir d'énergie renouvelable. La source de cette chaleur est liée à la structure interne de notre planète et aux phénomènes physiques qui s'y produisent. Cette chaleur peut être utilisée directement (réseaux de chaleur) ou transformée en électricité (centrale géothermique).

La géothermie peut être classée en fonction de la température et de la profondeur du réservoir mais aussi selon l'utilisation de la ressource en chaleur. On peut par exemple distinguer :

- **la géothermie très basse énergie** (ou très basse température ou encore géothermie superficielle),
- **la géothermie basse énergie** (ou basse température),
- **la géothermie haute énergie** (ou haute température ou encore géothermie profonde).

La géothermie très basse énergie concerne des températures inférieures à 30 °C et des profondeurs sous 200 m, utilisée directement pour le chauffage ou l'eau chaude domestique, souvent avec une pompe à chaleur. La géothermie basse énergie, avec des températures inférieures à 90 °C et des profondeurs sous 1500-2000 m, peut chauffer des logements individuels ou des réseaux de chaleur à grande échelle, comme à Paris avec l'aquifère géothermique du Dogger. La géothermie haute énergie, sujet principal de cette thèse, exploite des réservoirs à plus de 90 °C et au-delà de 1500 m de profondeur pour produire de l'électricité, comme le font les centrales de Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen.

La figure 1.1 présente la température à une profondeur de 5 km en Europe. La figure 1.2

décrit plus en détails les utilisations possibles de la géothermie en fonction du type de la géothermie.

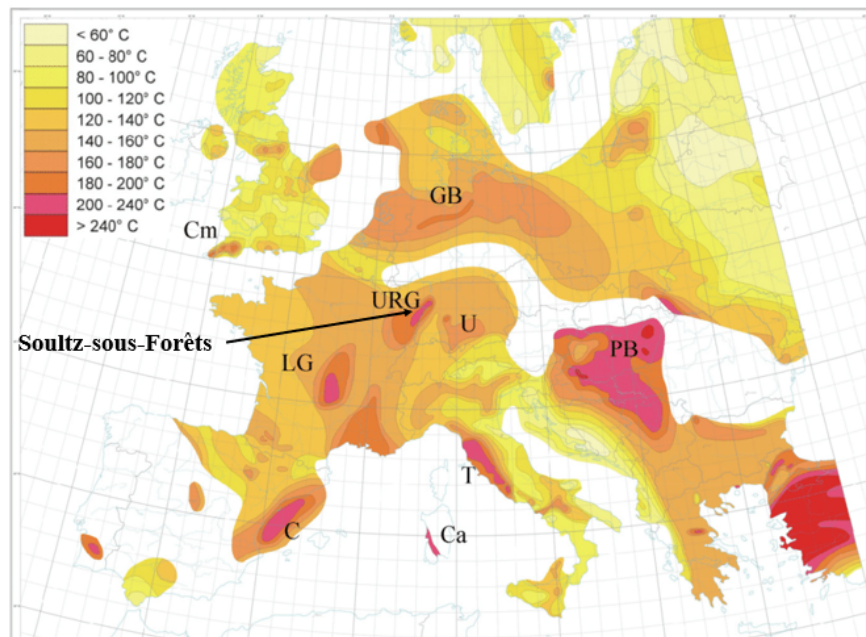


Figure 1.1: Carte d'Europe de la température à 5 km de profondeur
Modifié d'après Baillieux 2012. Légende : URG: Upper Rhine Graben; U: Urach-molasse basin area; LG: Limagne graben-French Massif Central; C: Catalonia; Ca: Campidano graben; Cm: Camborne granite; GB: German basin; T: Tuscany; PB: Pannonian Basin.

Typologie de la géothermie profonde

Comme la chaleur exploitée se trouve à plus de 1500 m sous la surface, la géothermie profonde intervient dans différents contextes géologiques, hydrogéologiques et thermiques. Ces trois contextes permettent de définir un certain nombre de systèmes géothermiques. Pour extraire l'énergie plusieurs type d'exploitation sont possibles et des technologies peuvent être utilisées pour optimiser l'extraction de chaleur.

Un système géothermique est un système sous-terrain qui permet d'exploiter la chaleur de la

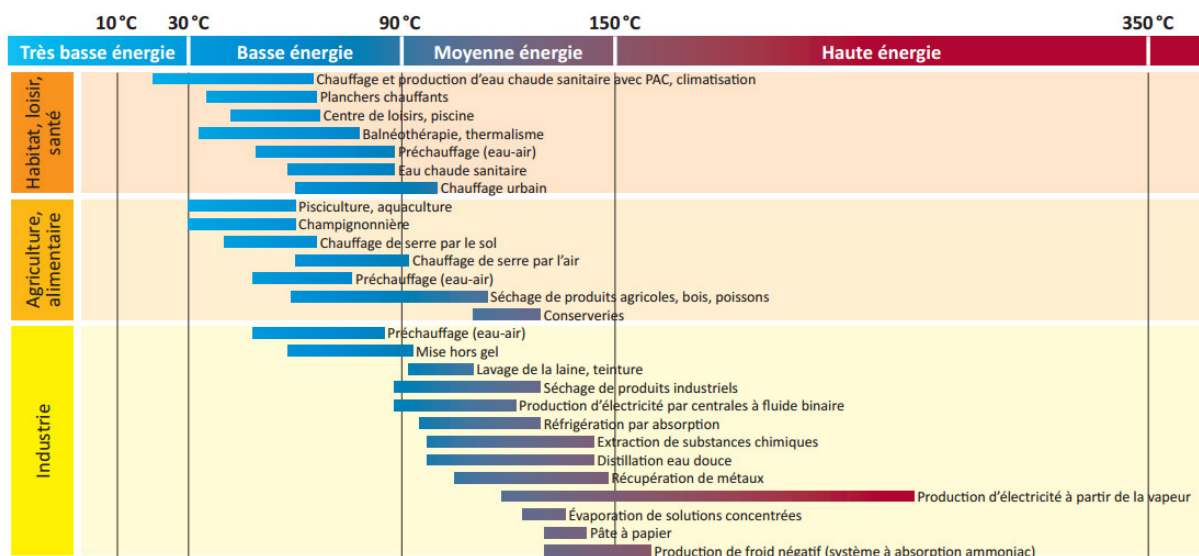


Figure 1.2: Les applications de la géothermie en fonction du type de géothermie
Source : ADEME/BRGM. PAC : pompe à chaleur.

croûte terrestre, en tenant compte de tous les éléments qui la génèrent et qui la rendent accessible. Ce système est généralement composé de zones où les fluides pénètrent, se réchauffent, circulent facilement et sont stockés dans des réservoirs, d'où ils sont extraits pour produire de l'énergie.

Plusieurs façons de classer les systèmes géothermiques ont été proposées. Par exemple, Haenel et al. 1988 ou Sanyal 2005 se basent sur la température et l'enthalpie du système, qui mesure l'énergie totale, incluant l'énergie interne et le travail de détente. Lee 2001 à son tour a proposé une classification basée sur l'exergie qui est une mesure physique de la qualité d'une énergie, c'est-à-dire la fraction exploitable d'un joule. Nous adopterons la classification plus récente proposée par De Santis et al. 2023 adaptée de Moeck 2014. Cette classification se base sur les propriétés pétrophysiques du réservoir et prend en compte les aspects géologiques et hydrogéologiques du système.

Ainsi, De Santis et al. 2023 distinguent trois systèmes différents selon ce qui contrôle

l'écoulement du fluide :

- Les systèmes géothermiques contrôlés par la porosité et la perméabilité des failles et fractures : il s'agit principalement des systèmes où les transferts de chaleurs sont convectifs.
- Les systèmes géothermiques contrôlés par la porosité et la perméabilité de la matrice de la roche.
- les systèmes géothermiques mixtes : contrôlés par la porosité et la perméabilité à la fois de la matrice rocheuse et de celles des failles et fractures.

Les méthodes et technologies d'exploitation de la chaleur

Pour exploiter la chaleur des systèmes géothermiques, le fluide géothermal est extrait du réservoir à la surface par un ou plusieurs puits. Une fois à la surface, la chaleur du fluide est récupérée, puis le fluide est réinjecté dans le réservoir par des puits distincts, éloignés suffisamment pour permettre au fluide de se recharger en chaleur avant une nouvelle extraction.

Le débit d'extraction ou d'injection du fluide est crucial pour le rendement d'un projet géothermique et dépend de facteurs tels que la pression de pompage, la géométrie des puits, et la perméabilité du réservoir. On distingue les réservoirs conventionnels, ayant une perméabilité suffisante pour une exploitation directe, des réservoirs non conventionnels, nécessitant une amélioration de leur perméabilité. Pour ces derniers, on peut "rouvrir" les pores et fractures colmatés par des dépôts minéraux ou des résidus de boues de forage par un processus appelé stimulation. On parle alors de systèmes géothermiques stimulés (Enhanced Geothermal Systems, EGS), ou réservoirs EGS (AFPG, <https://www.afpg.asso.fr>).

Plusieurs types de stimulations peuvent être appliqués :

- **La stimulation chimique** : un fluide associé d'acides (généralement de l'acide chlorhydrique et fluorhydrique) est injecté dans le réservoir (à des pressions inférieures aux pressions des autres stimulations) pour dissoudre les dépôts dans les pores et/ou les failles et fractures (Portier et al. 2009).
- **La stimulation thermique** : un fluide froid est injecté dans le réservoir qui par effet thermo-élastique (contraction de la roche) va venir améliorer la perméabilité (Siratovich et al. 2011). Bien que rarement utilisée, elle peut être efficace dans des réservoirs géothermiques à très haute température.
- **La stimulation hydraulique** : un fluide est injecté à haute pression (à des niveaux proches mais inférieurs à la contrainte principale horizontale minimale pour éviter la fracturation) dans le réservoir impliquant une baisse de la contrainte normale et un cisaillement (hydroshearing) créant des microséismes (qui peuvent devenir importants ($M_L > 3$) dans certains cas). Les fractures, ayant des aspérités à leur surface, subissent un frottement durant le cisaillement, ce qui entraîne une ouverture des fractures (dilatance) . Après l'arrêt de la surpression, la fracture se referme légèrement mais la dilatance créée lors du cisaillement permet d'avoir une ouverture plus importante qu'avant la stimulation, améliorant ainsi la perméabilité. La figure 1.3 présente un schéma de cette stimulation décrite.

Le concept EGS est issu du concept original de HDR pour Hot Dry Rocks. Le principe du HDR était d'extraire l'énergie thermique d'un réservoir peu perméable voire imperméable en créant un milieu fracturé propice à la circulation de fluide. Pour ce faire il était nécessaire de fracturer le milieu. Le concept de EGS est une mise à jour du concept de HDR, déjà parce que l'on s'est rendu compte qu'il y a très rarement des roches qui ne contiennent pas de fluide mais aussi, parce que la fracturation est controversée, son lien avec l'occurrence

d'une sismicité étant avéré, elle présente un risque sismique non négligeable autour des zones d'exploitation. En France, depuis 2011 la fracturation est interdite. Les arrêtés préfectoraux donnant l'autorisation de développement d'un projet géothermique, limitent la pression d'injection mesurée en tête de puits à des niveaux très inférieures à celles utilisées lors de fracturations hydrauliques.

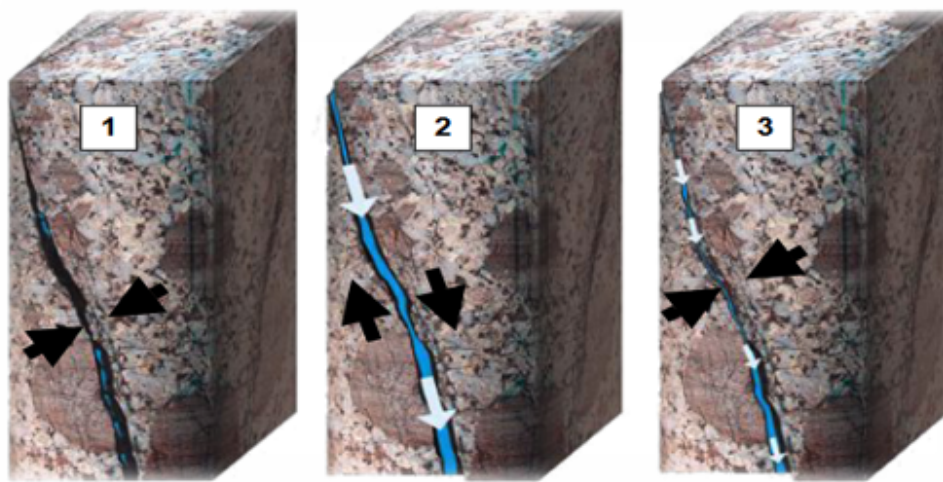


Figure 1.3: Schéma d'une stimulation d'un réservoir EGS. D'après une communication du GEIE-EMC).

De la stimulation aux tests de circulation d'un réservoir EGS

Une fois la stimulation réalisée, des tests de circulations de fluide dans le réservoir entre deux ou plusieurs puits peuvent être réalisés en boucle fermée. Le fluide est à la fois injecté via un ou plusieurs puits et est produit (i.e. extrait) via un ou plusieurs autres puits à l'aide d'une pompe ou non (artésien). Ces tests peuvent servir à mesurer la connectivité des puits (par tracé chimique par exemple) et donc s'assurer que la stimulation a été efficace.

1.1.2 Les problématiques de la géothermie profonde

Bien que l'énergie géothermique soit une source d'énergie renouvelable prometteuse, elle présente certains inconvénients qui peuvent freiner son développement. En effet, des critiques (e.g. Gombert et al. 2018) soulignent que la géothermie peut avoir des impacts négatifs sur l'environnement, notamment en contribuant à la survenue de séismes, qu'ils soient induits (effet direct) ou déclenchés (effet indirect). Ces préoccupations compliquent l'acceptabilité sociale de cette technologie.

Impact sur l'environnement

Pour l'impact sur l'environnement, c'est le fluide extrait qui peut polluer l'air et les eaux ou encore être responsable d'affaissements de sol (Barbier 2002). La vapeur extraite qui est ensuite transformée en énergie contient des gaz non condensables, en majorité du dioxyde de carbone (CO_2) mais aussi du sulfure d'hydrogène (H_2S) ou encore de l'ammoniac (NH_3) avec une teneur plus ou moins importante (de 1 à 50 g/kg) en fonction des roches du réservoir. Cependant, ces émissions restent largement moins importantes que celles émises par la production d'énergie fossile (gaz naturel, pétrole et charbon). Par exemple, la production de 1 kWh d'énergie géothermique peut émettre 0.01 à 0.4 kg de CO_2 alors que 1 kWh d'énergie fossile peut émettre 0.5 à 1.1 kg de CO_2 . Dans une moindre mesure, les émissions de sulfure d'hydrogène pouvant s'oxyder une fois dans l'air, représentent un risque pour l'environnement en impliquant potentiellement des pluies acides (L. et al. 1979). Là encore ces émissions restent inférieures à celles des énergies fossiles (2 à 20 fois inférieures selon le réservoir). La pollution des eaux est aussi un désavantage avancé de la géothermie dans la mesure où la pollution de l'air implique par retombée une pollution des eaux et potentiellement de la végétation venant ainsi perturber l'écosystème. Par ailleurs, le fluide présent dans les pores

de la roche peut jouer un rôle non négligeable dans le support du poids des roches situées au-dessus du réservoir. En effet, la diminution de la pression interstitielle lors de l'extraction du fluide peut engendrer un affaissement du sol plus ou moins important en fonction des caractéristiques du sol. Le problème de pollution et d'affaissement est négligeable lorsque la production de l'énergie géothermique s'effectue en boucle fermée c'est à dire lorsque le fluide extrait est réinjecté dans le réservoir après être passé dans un échangeur de chaleur à la surface sans être exposé à l'atmosphère (c'est le cas par exemple pour les sites de Soultz-sous-Forêts, Rittershoffen ou Vendenheim).

La sismicité induite

La sismicité induite (ou anthropique) est la principale préoccupation de la géothermie profonde en particulier puisqu'elle concerne des réservoirs à haute température qui sont situés dans des zones géologiquement instables de la croûte terrestre avec une activité volcanique et une fréquence d'événements sismiques naturels supérieure à la moyenne. C'est par ailleurs, le sujet principal de ces travaux de thèse et il sera abordé plus en détail dans la suite du document. La sismicité est dite induite lorsqu'elle est contrôlée par des changements de contraintes causés par des activités humaines (e.g. dans la géothermie : forage de puits, injection, production ou circulation de fluide)), sans quoi elle ne se serait pas produite (McGarr et al. 1997). Celle-ci s'oppose à la sismicité naturelle, qui est indépendante de toute activité humaine et qui peut être causée des phénomènes naturels tels que des mouvements tectoniques ou une activité volcanique (e.g. accumulation de magma dans la chambre magmatique).

Même si les séismes induits ont généralement une magnitude moins importante et surviennent à des profondeurs plus faibles (< 5 km) que les séismes naturels observés au même endroit, ils sont tous deux régis par la même physique et sont donc difficilement distinguables (Wiemer et al. 2017). Or, la distinction entre les deux est un enjeu majeur pour le développement

de projets de géothermie que ce soit pour des questions de responsabilité, d'assurance ou même de communication. Dans la pratique, cette distinction peut reposer sur certains critères. Par exemple, Davis et al. 1993 ont proposé une méthode basée sur des questions à réponse binaire (oui ou non) pour connaître le potentiel d'un site à induire de la sismicité en analysant l'historique de la sismicité de la région, les corrélations spatio-temporelles entre l'activité anthropique et la sismicité observée ou encore les pratiques d'injection (e.g. niveau de pression). Cette distinction reste toutefois discutable dans la mesure où il n'existe aucune définition claire sur ce qu'on entend par "proximité" (Grigoli et al. 2017). La section 1.2 se concentre sur la sismicité induite et présente les différentes situations dans le cadre d'un projet géothermique où de la sismicité induite est observée.

La sismicité déclenchée

Un autre type de sismicité qui se distingue de la sismicité induite et de la sismicité naturelle est la sismicité déclenchée. La sismicité déclenchée peut avoir des origines anthropiques, mais elle libère surtout des contraintes tectoniques préexistantes. Alors que la sismicité induite est entièrement contrôlée par les changements de contrainte imposés par l'activité anthropique (élevés par rapport à la contrainte tectonique), la sismicité déclenchée est liée à la réactivation de structures, causée par les perturbations de contraintes lors de l'activité anthropique. En effet, ces structures qui ont accumulé de la contrainte tectonique sont proches de leur état de rupture et sous l'effet de perturbations causées par les fluides rompent et causent des séismes. Ce sont donc des séismes qui ont été déclenchés par l'activité humaine mais qui à plus ou moins long terme se seraient produits sans cette activité. Ainsi, le déclenchement du séisme est causé par l'activité anthropique mais la taille du séisme est liée au phénomène naturel. Elle peut être provoquée par des ruptures le long des failles, qu'elles soient proches ou éloignées du site géothermique, selon leur dimension. Des observations ont montré que

de faibles perturbations dues à l'activité humaine peuvent également déclencher des séismes sur des failles situées à plusieurs kilomètres de distance, surtout dans les zones à risque sismique modéré ou élevé (Majer et al. 2007; Zang et al. 2014). Tout comme il est difficile de distinguer la sismicité induite de la sismicité naturelle, la distinction entre séisme induit et déclenché reste difficile à opérer. Certains auteurs cependant proposent des critères de distinction (e.g. McGarr et al. 2002; Dahm et al. 2013). L'illustration de cette complexité est l'exemple récent du séisme survenu près de la ville de Pohang en 2017 qui est intervenu 58 jours après la fin de la stimulation du site EGS de Pohang avec une magnitude M_W 5.5. Le site géothermique était très proche de l'épicentre ce qui aurait pu faire penser à un séisme induit. En revanche la forte magnitude du séisme, survenue deux mois après la fin de l'injection, suggérait initialement un séisme naturel. Les études menées sur le sujet (Grigoli et al. 2018; Ellsworth et al. 2019; McGarr et al. 2023) ont cependant montré que le séisme semble résulter de la réactivation d'une faille qui n'avait pas été identifiée avant le développement du réservoir et donc être plutôt un séisme déclenché.

1.2 La sismicité induite par la géothermie profonde

La sismicité induite représente le principal défi associé à l'injection de fluides dans les réservoirs géothermiques profonds. Les recherches menées dans le cadre de cette thèse se concentrent sur cette problématique, qui continue de susciter des interrogations. Dans cette section, nous examinerons comment la sismicité induite peut se manifester à différentes étapes du développement d'un réservoir géothermique (EGS) et nous explorerons les divers mécanismes potentiellement responsables de ces événements sismiques.

1.2.1 La sismicité induite observée durant les différentes phases de développement d'un site EGS

La sismicité induite peut intervenir à différents niveaux du développement du site géothermique : dans une moindre mesure lors du forage des puits, lors des stimulations et des tests de circulation ou encore en phase d'exploitation.

Sismicité induite durant le forage des puits géothermiques

Lors du forage d'un puits géothermique, des pertes de boue de forage associée à une microsismicité ont été observées sur plusieurs sites de géothermie profonde par exemple sur les sites de Rittershoffen (France) ou Pohang (Corée du Sud) mais dont la magnitude maximale reste très faible (respectivement de $M_L 1$ et $M_L 0.8$, Ellsworth et al. 2019; Maurer et al. 2020). Ces pertes de boue de forage peuvent provenir lorsque le forage croise des structures (failles ou fractures) dans lesquelles la boue s'écoule, ce qui implique une perturbation de contrainte qui peut être suffisante pour mener la structure à la rupture. Des événements plus importants sont possibles comme ce fut le cas par exemple à Larderello-Travale (Italie) ou encore à Hellisheidi (Islande) où les magnitudes maximales observées étaient respectivement $M_L 2.4$ (Minetto et al. 2020) et $M_L 2.6$ (Ágústsson et al. 2015).

Il est donc essentiel de mener une surveillance microsismique pendant la phase de forage, afin d'obtenir des informations cruciales sur la capacité du réservoir à générer de la sismicité en réponse à l'injection de fluide. De plus, une surveillance préalable à la réalisation des forages est indispensable pour mesurer la sismicité naturelle et identifier les zones de failles actives potentielles.

Sismicité induite durant les stimulations

Lors de la phase de stimulation du réservoir géothermique (cf section 1.1.1), l'injection de fluide sous pression dans le réservoir peut générer aussi une micro-sismicité. Même si généralement ils sont très peu ou pas ressentis par la population, il est possible que ces séismes soient plus importants ($M_L > 3$) et soient ressentis largement ou créent des dommages sur les bâtiments. De tels séismes ont été observés dans plusieurs sites géothermiques en phase de stimulations. C'est le cas par exemple du site géothermique de Saint-Gall avec une magnitude maximale en 2013 $M_L 3.5$ (Diehl et al. 2017), ou encore le site de Bâle avec un séisme de magnitude $M_L 3.4$ en 2006 (Deichmann et al. 2009) qui a fait l'objet de nombreuses plaintes de la population et qui a finalement mené à l'arrêt du projet. Plus récemment, plusieurs séismes ont été ressentis par la population entre novembre 2019 et février 2021 autour de la ville de Strasbourg, dont le plus fort a atteint une magnitude de $M_W 3,4$ (Lengliné et al. 2023). Ces séismes concomitants à l'activité d'injection du projet de Vendenheim (Schmittbuhl et al. 2021) ont conduit la préfecture du Bas-Rhin à suspendre les activités de ce site et à demander une enquête scientifique sur les causes et les conséquences de la sismicité (Terrier et al. 2022). Cela montre que le risque sismique lié à l'exploitation géothermique est encore mal maîtrisé aujourd'hui.

Sismicité induite durant les tests de circulation

Dans une moindre mesure (en termes de nombre d'évènements et de magnitude) que pour les stimulations hydrauliques, une micro-sismicité peut aussi être générée lors de tests de circulations ou en régime d'exploitation normale. Le site de Soultz-sous-Forêts a connu plusieurs tests de circulation avec un réseau de surveillance sismique permettant de discuter la sismicité durant cette phase de développement du site. Généralement, comme le montre la figure 1.4 le nombre d'évènements reste relativement faible en particulier lorsque les

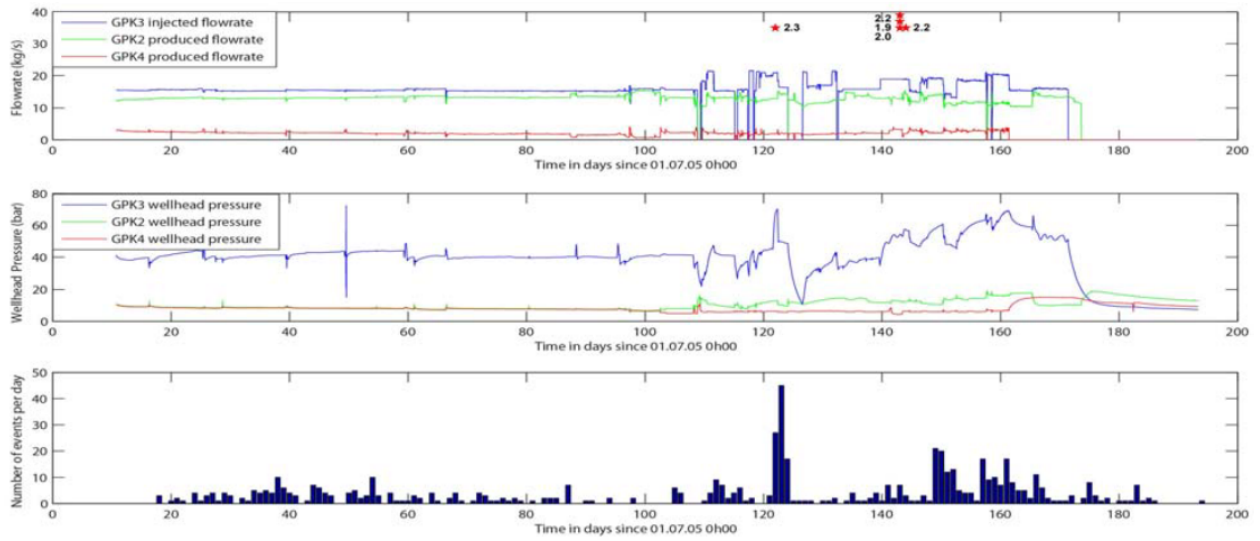


Figure 1.4: Variation de la sismicité avec le changement des paramètres d'injection lors du test de circulation réalisé en 2005 dans le réservoir de Soultz-sous-Forêts. Les étoiles indiquent les évènements de plus forte magnitude. D'après Cuenot et al. 2011.

conditions d'injection (débit, pression) restent stables. En revanche, cette sismicité devient plus importante lorsque le débit d'injection ou la pression change (Cuenot et al. 2011; Gaucher et al. 2015). Lors des différents tests de circulation réalisés sur le site de Soultz-sous-Forêts, la magnitude des évènements était généralement faible ($M_L < 2$) avec de rares plus importants évènements ($M_L \leq 2.9$). Durant le test de circulation de 2005, la magnitude a atteint $M_L 2.3$ et les plus grands évènements (symbolisés par des étoiles dans la figure 1.4), ont eu lieu lorsque les conditions d'injection n'étaient pas stables. En revanche, ceci ne peut pas être généralisé puisque dans un test de circulation réalisé en 2010, les évènements les plus importants sont survenus lorsque les conditions d'injection étaient stables (Cuenot et al. 2011).

1.2.2 Les mécanismes à l'origine de la sismicité induite par la géothermie profonde

Les mécanismes à l'origine de la sismicité induite en contexte géothermique sont multiples et dépendent du type de réservoir, de la méthode d'exploitation et des caractéristiques géologiques du site. Plusieurs mécanismes ont été avancés dans la littérature pour expliquer cette sismicité qu'elle soit induite par l'injection, la production (i.e. le retrait) ou la circulation de fluide dans un réservoir géothermique. Les observations et analyses réalisées sur différents sites géothermiques dans le monde montrent que ces mécanismes peuvent être liés à l'augmentation de la pression de pore lorsque le fluide est injecté, ou encore aux effets de variation de volume dans le réservoir lorsque le fluide est retiré ou injecté, mais aussi aux effets de variation de température dans le réservoir ou des altération chimiques à l'interface des fractures (e.g. Majer et al. 2007; Ellsworth 2013; Gaucher et al. 2015; Buijze et al. 2019; Rathnaweera et al. 2020). Dans la pratique, un mécanisme n'explique pas à lui seul la sismicité dans un réservoir mais il s'agit plutôt d'une combinaison de ces mécanismes dont les contributions respectives sont difficilement identifiables. La figure 1.5 résume schématiquement les différents mécanismes à l'origine de la sismicité induite.

La variation de la pression de pores

Lorsqu'un fluide est injecté (respectivement produit) cela implique une augmentation (respectivement une baisse) de la pression de pore (intersticielle). Cette variation de la pression de pore implique une variation de la contrainte normale exercée sur la roche ce qui facilite le cisaillement de la roche et donc le glissement le long des structures pré-existantes (favorablement orientées dans la direction de la contrainte horizontale maximale).

Ce mécanisme est considéré par McGarr et al. 2002 comme le mécanisme principal qui contrôle

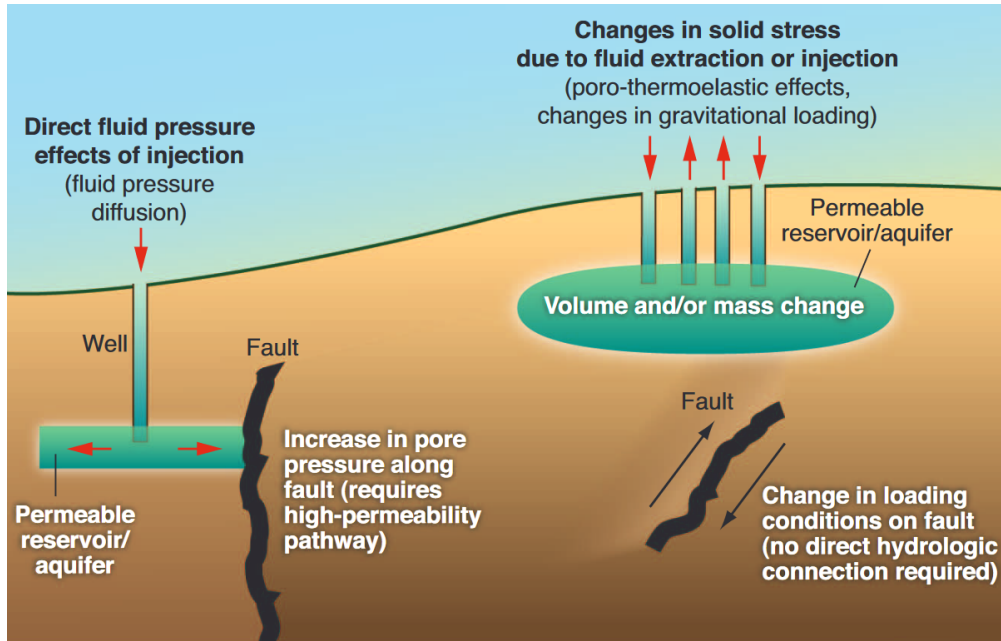


Figure 1.5: Schéma représentant les mécanismes à l'origine de la sismicité induite par l'injection de fluide. D'après Ellsworth 2013.

la sismicité induite dans des activités d'injection de fluide.

Lorsque le fluide est injecté, la pression change au fur et à mesure que ce fluide se propage dans le réservoir. La diffusion du fluide et donc du front de pression dans le réservoir dépend des propriétés hydrauliques et géomécaniques du réservoir (e.g. perméabilité, distribution et orientation des fractures pré-existantes). Par exemple, Shapiro et al. 1999 a montré pour le site géothermique de Soultz-sous-Forêts, que l'évolution spatio-temporelle de la sismicité induite est contrôlée par la diffusion de la pression de pore. Pour ce faire, les auteurs modélisent cette diffusion du fluide depuis une source ponctuelle en considérant une propagation sphérique dans un milieu homogène et isotrope selon l'équation de diffusion (Biot 1962) :

$$\frac{\partial p}{\partial t} = D \nabla^2 p. \quad (1.1)$$

Avec p la pression, t le temps écoulé et D est diffusivité hydraulique. Ainsi, les auteurs montrent que la diffusion du fluide, régie par des processus linéaires, provoque un nuage sismique sphérique autour du point d'injection, dont le rayon r est relié au temps et à la diffusivité hydraulique comme suit :

$$r = \sqrt{4\pi Dt} \quad (1.2)$$

Dans la pratique, le réservoir est un milieu fracturé où la diffusion du fluide est plutôt contrôlée par des processus non linéaires du fait des propriétés hydrauliques hétérogènes du réservoir et de l'orientation des structures pré-existantes. Par exemple, la diffusivité hydraulique peut varier au cours de l'injection et ainsi dépendre de la pression de pore, rendant ainsi l'équation 1.1 non linéaire. De plus, l'injection du fluide n'est pas à pression constante et peut varier le long de l'opération. Ainsi, cela implique une déviation dans l'évolution sphérique du nuage sismique. Par exemple la figure 1.6 montre que dans le cas de la stimulation hydraulique opérée en 1993 dans le réservoir de Soultz-sous-Forêts, le front de propagation respecte au 1er ordre la loi de diffusion de l'équation (1.2) ce qui implique que la sismicité est principalement contrôlée par la diffusion de la pression de pore. En revanche, on peut noter des déviations dans cette propagation sphérique suggérant la présence de mécanismes non linéaires dans la diffusion de la pression de pore (e.g. dus à des mécanismes thermoélastiques, cf les paragraphes suivants).

Par ailleurs, on peut faire un parallèle avec la surveillance des réservoirs géothermiques. En effet, selon le modèle de Shapiro, la distribution spatio-temporelle de la sismicité est un indicateur permettant de suivre la diffusion du fluide dans le réservoir.

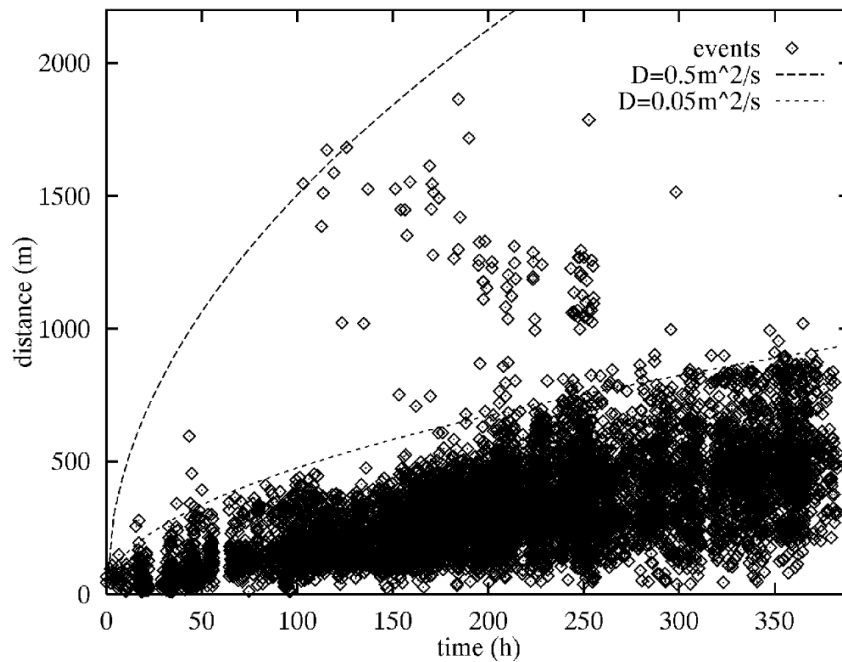


Figure 1.6: Évolution spatio-temporelle de la sismicité induite durant la stimulation hydraulique de 1993 dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts. D'après Shapiro et al. 1999.

Variation de volume dans le réservoir

Lorsque un fluide est produit ou injecté dans le réservoir, le volume du fluide dans le réservoir varie et la pression interstitielle subit également des variations volumétriques (contraction quand le fluide est extrait et dilatation lorsqu'il est injecté). Ces variations impliquent une perturbation des contraintes et potentiellement à distance du point d'injection (sans connexion hydraulique directe), on parle alors de mécanismes poroélastiques (e.g. Segall et al. 2015; Buijze et al. 2019). Ces perturbations de contraintes peuvent entraîner des glissements à l'origine de la sismicité lorsque l'état de contrainte est proche de la rupture.

Bien que généralement la sismicité induite se produit à proximité du puits d'injection (e.g. Cuenot et al. 2008; Zang et al. 2014), elle peut se produire à distance relativement élevée (10 km). Cette sismicité distante peut être expliquée par des effets poroélastiques. En effet,

Goebel et al. 2018 ont analysé l'évolution de la sismicité en fonction de la distance avec le point d'injection. Si la sismicité est principalement contrôlée par des effets de diffusion de la pression de pore, alors on devrait s'attendre à une décroissance de l'activité sismique avec la distance r en $1/r^2$. Or, ils ont mis en évidence deux types d'évolution de cette sismicité (cf Figure 1.7). A partir d'une certaine distance, la sismicité observée sur plusieurs sites géothermiques (e.g. Soultz-sous-Forêts ou Habanero) décroît en effet très rapidement (en $1/r^2$). Cependant, pour d'autres sites (e.g. Basel ou Geysers) elle décroît de manière plus régulière, ce qui est interprété par les auteurs par une sismicité qui est plutôt contrôlée par des mécanismes poroélastiques. La présence de ces mécanismes poroélastiques semblent dépendre de la profondeur et du type du réservoir.

Variation de température dans le réservoir

Lorsqu'un fluide est injecté ou ré-injecté dans le réservoir, le contact de ce fluide avec la température élevée de la roche dans le réservoir peut provoquer une contraction à la surface des fractures préexistantes et donc une légère ouverture : on parle de mécanismes de déformations thermo-élastiques. Cette ouverture réduit le frottement statique et facilite ainsi le glissement le long d'une fracture lorsque son état de contrainte est proche de la rupture (Majer et al. 2007; Rutqvist et al. 2015; Buijze et al. 2019). Même si dans ce cas, les déformations volumiques sont plus importantes à proximité du point d'injection (contraste chaud froid plus important), il se peut que de la sismicité soit également déclenchée à distance (absence de connexion hydraulique). En effet, les glissements le long de structures préexistantes et favorablement orientées peuvent engendrer des modifications de contraintes à distance. Ce sont ces mécanismes thermoélastiques qui sont recherchés lors de stimulations thermiques pour améliorer la perméabilité du réservoir (cf section 1.1.1).

Les mécanismes thermoélastiques vont souvent de paire avec les mécanismes poroélastiques

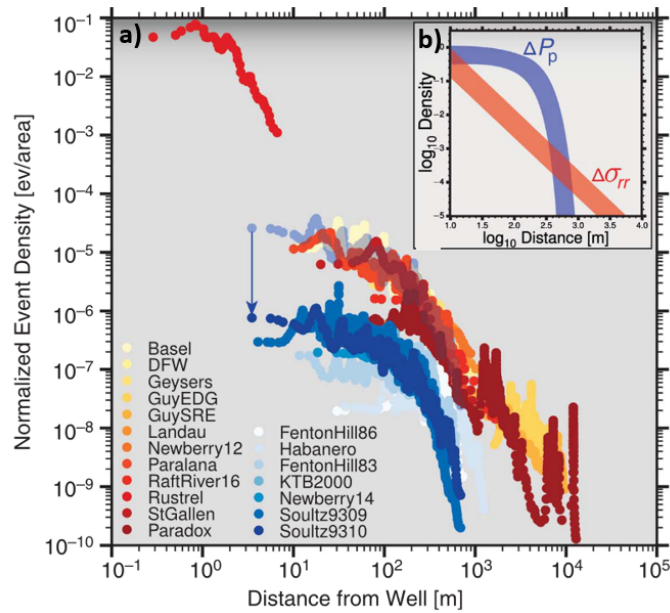


Figure 1.7: a) Densité sismique de toutes les séquences induites étudiées, normalisée par le nombre d'événements (dont la magnitude est supérieure à la magnitude de complétude). Les cas de décroissance rapide sont représentés en bleu et les cas de décroissance régulière en rouge. Pour faciliter la visualisation, les décroissances rapides ont été décalées verticalement (les points bleus translucides montrent un exemple de la position verticale originale ; la flèche bleue indique le décalage). b) Évolution théorique attendue selon le mécanisme prédominant : en rouge le cas d'un couplage poroélastique et en bleu le cas où le mécanisme dominant est la diffusion de pression de pore. Modifié d'après Goebel et al. 2018.

et de ce fait la prédominance des uns par rapport aux autres est difficilement connue. Par exemple, Martinez-Garzón et al. 2014 ont analysé la sismicité sur le site de The Geysers et ont mis en évidence des variations spatio-temporelles dans les caractéristiques de cette sismicité. Selon cette étude, ces variations seraient expliquées par des mécanismes différents. Comme illustré dans la figure 1.8, la sismicité proche du point d'injection serait contrôlée par des mécanismes thermoélastiques prédominants par rapport aux mécanismes poroélastiques, alors que celle plus éloignée serait contrôlée par des effets de diffusion de la pression de pore facilitée par l'orientation des fractures.

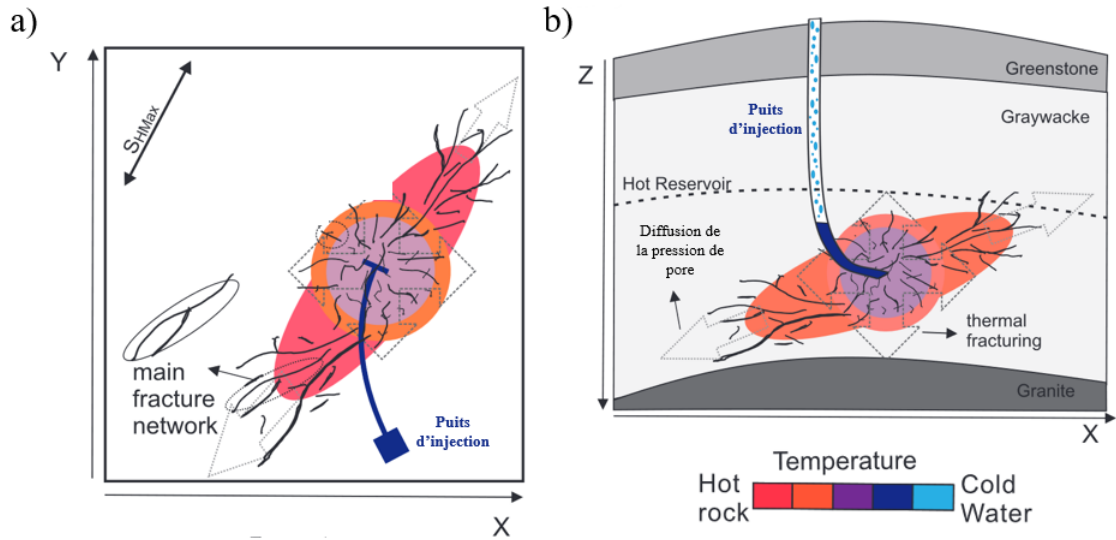


Figure 1.8: Schéma représentant l'évolution spatiale des fractures en fonction de la température du fluide en vue a) depuis la surface et b) de profondeur. Les effets thermoélastiques se situent à proximité du point d'injection (température faible) et la diffusion de la pression de pore se fait plus loin du point d'injection et le long des principales fractures qui sont alignées avec la contrainte horizontale maximale, S_{HMax} . Modifié d'après Martinez-Garzón et al. 2014.

Altérations chimiques à l'interface des fractures

L'injection de fluides non originaires du réservoir peut provoquer une altération géochimique au sein des fractures, pouvant réduire ou augmenter le coefficient de friction (Kang et al. 2019). Alors que la réduction de la friction vient faciliter le glissement, l'augmentation de la friction vient a contrario créer des obstacles lors du glissement qui peuvent se rompre et causer des micro-séismes plus ou moins importants. Le principe de la stimulation chimique (cf section 1.1.1) repose sur ces mécanismes d'altérations chimiques efficaces particulièrement à proximité du puits d'injection (Nami et al. 2008).

1.2.3 La complexité des mécanismes en jeu : les glissements asismiques et la sismicité post-injection

Des glissements asismiques et une sismicité survenant après la fin de l'injection de fluide ont été observés dans différents sites géothermiques. Ces mécanismes moins classiques, compliquent autant la prédiction de la sismicité que la distinction entre séisme induit et déclenché compte tenu du critère de coïncidence temporelle entre l'injection et l'occurrence de la sismicité.

Les glissements asismiques

Dans diverses zones de subduction du monde, telles que le Japon, le Mexique, le Costa Rica, la Nouvelle-Zélande et l'Alaska, des séismes lents ont été observés grâce au développement des réseaux de systèmes de positionnement global (GPS) le long des limites des plaques au cours des 25 dernières années (Peng et al. 2010; Beroza et al. 2011). Les séismes lents se distinguent des séismes classiques qui libèrent de l'énergie sismique en quelques secondes. En effet, les séismes lents peuvent avoir une durée de quelques jours à des mois et ne génèrent pas d'ondes sismiques (ou d'ondes suffisamment fortes pour être enregistrées par des sismomètres), on parle aussi de glissements asismiques. Cependant, malgré des recherches approfondies au cours de la dernière décennie, les mécanismes physiques qui contrôlent le déclenchement, la propagation et la terminaison des séismes lents restent mal compris. Certains des facteurs qui peuvent influencer le glissement lent incluent la géométrie des failles, les propriétés de friction, la pression des fluides interstitiels, la température et l'état de contrainte (Ikari et al., 2013; Leeman et al., 2016; Romanet et al., 2018; Segall et al., 2010).

Le modèle de frottement rate-and-state, grâce à sa nature non linéaire, explique efficacement divers phénomènes sismologiques, tels que les glissements lents. Issu d'expériences en labora-

toire (Dieterich et al. 1994), ce modèle décrit le glissement entre deux blocs soumis à une force de frottement. Ce modèle physique intègre la dépendance du coefficient de frottement par rapport au temps de contact et à la vitesse des blocs. Cette loi est souvent exprimée comme suit :

$$\mu = \mu_0 + a \ln \left(\frac{V}{V_0} \right) + b \ln \left(\frac{V_0 \theta}{D_c} \right) \quad (1.3)$$

où μ_0 est le coefficient de frottement de référence, a et b sont des constantes empiriques, V_0 est une vitesse de référence, θ est une variable d'état représentant l'état de la surface de glissement, et D_c est une distance caractéristique de glissement. La variable d'état θ évolue selon une loi de vieillissement ou de glissement. Pour la loi de vieillissement, on a :

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{V\theta}{D_c}. \quad (1.4)$$

La stabilité du glissement dépend de l'évolution du coefficient de frottement avec la vitesse de glissement. La figure 1.9 illustre la loi de rate-and-state. Il est important de noter qu'une rupture ne signifie pas nécessairement que la faille glissera rapidement ou lentement. Les glissements lents et asismiques se produisent lorsque le système présente des conditions de renforcement par la vitesse ($A > B$), c'est-à-dire que le coefficient de friction augmente avec la vitesse de glissement, favorisant ainsi un glissement stable. Dans ces conditions, même avec une augmentation de la pression des pores, le glissement reste stable et asismique. En revanche, si $A < B$, le coefficient de friction diminue lorsque la vitesse de glissement augmente, ce qui crée une rétroaction positive et rend le glissement instable.

Des mouvements asismiques ont été observés dans différents sites géothermiques dans le monde (e.g. the Geysers, Landau, Rittershoffen, Soultz-sous-Forêts) et ont été présumés être liés à la circulation de fluide dans le réservoir (e.g. Cornet et al. 1997; Bourouis et al. 2007;

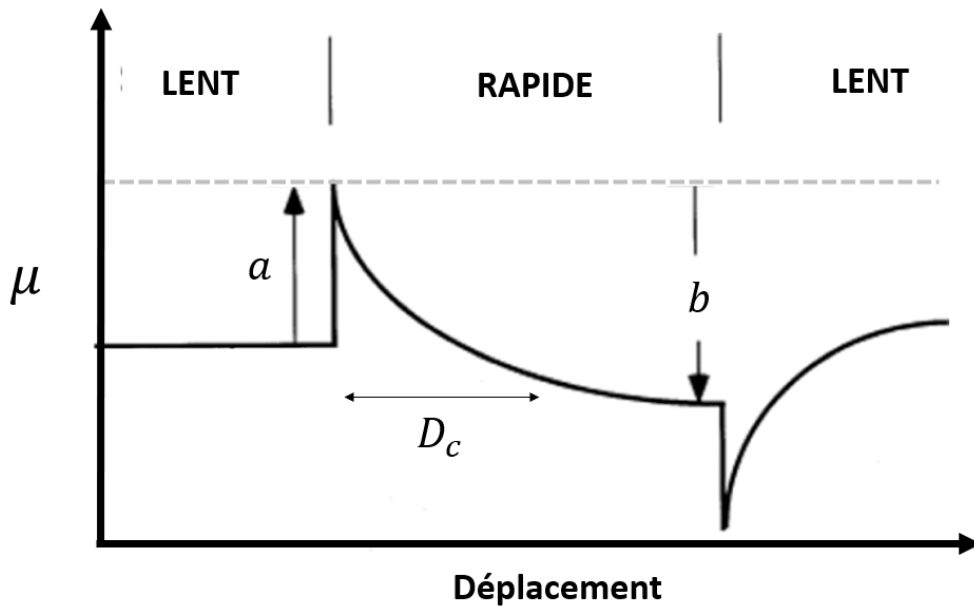


Figure 1.9: Illustration de la relation entre le coefficient de frottement μ et la vitesse de glissement. Le coefficient de frottement évolue progressivement vers un nouvel état d'équilibre après une évolution de vitesse brusque (rupture). Modifié d'après Scholz 1998.

Caló et al. 2011; Lengliné et al. 2017; Cappa et al. 2018).

Ces mouvements asismiques peuvent être mis en évidence par différentes approches. Par exemple, Caló et al. 2011 et Caló et al. 2013 ont analysé les variations de la vitesse des ondes P pendant deux stimulations réalisées dans le réservoir de Soultz-sous-Forêts à une profondeur d'environ 5 km et ont observé certaines anomalies de vitesse qu'ils ont attribuées à la présence d'un mouvement asismique. Pour ce même réservoir mais à une profondeur de 3 km, Cornet et al. 1997 ont mis en évidence, à partir de comparaisons directes de diagraphies, un déplacement de 4 cm sur une faille déformant le forage. Ce glissement de 4 cm n'a pu être lié à aucun événement sismique particulier. En supposant des lois d'échelle typiques (e.g. Madariaga 1976), ce glissement de 4 cm équivaldrait à un événement de $M_W 3,5$. Comme aucun événement d'une telle magnitude n'a été enregistré pendant l'injection, l'auteur suggère que ce déplacement était asismique. Cela a été confirmée ultérieurement par Bourouis et al.

2007 en mettant en évidence la présence de répéteurs sismiques. Ce sont des microséismes qui ont la même signature spectrale et interprétés comme la cause du frottement répété d'une même aspérité sur la structure glissante. En effet, en raison des aspérités présentes le long de la fracture ou de la faille, lors du glissement, ces aspérités agissent comme des freins et se chargent en contrainte jusqu'à rompre sismiquement et de manière répétée. Ainsi, Bourouis et al. 2007 ont analysé les répéteurs sismiques se produisant sur le même plan de faille identifié par Cornet et al. 1997 et ont obtenu une estimation du glissement cumulatif des séismes répétés du même ordre de grandeur. En utilisant cette même approche de répéteurs, d'autres études ont mis en évidence des glissements asismiques dans d'autres réservoirs géothermiques comme sur le site géothermique de Rittershoffen (Lengliné et al. 2017), de Insheim et Landau (Grund et al. 2016) ou encore celui de The Geysers (Staszek et al. 2021).

Ces glissements peuvent aussi agir comme un mécanisme à l'origine de séismes déclenchés (cf section 1.1.2) potentiellement plus importants notamment en réactivant des failles à distance (De Barros et al. 2018; Cappa et al. 2019; Elst et al. 2016). Aussi, ces glissements asismiques débutant durant l'injection peuvent être à l'origine d'une sismicité post-injection i.e. retardée et survenant bien après l'arrêt de l'injection (e.g. Cornet 2016; Lengliné et al. 2017).

La sismicité post-injection

Une caractéristique qui rend encore plus compliquée la maîtrise de la sismicité induite est que de nombreux séismes se produisent jusqu'à plusieurs jours après l'arrêt de l'injection. On constate même que les plus gros séismes liés à l'injection sont majoritairement présents après l'arrêt de cette injection de fluide (phase de shut-in) que ce soit après une stimulation ou un test de circulation. Ce fut par exemple le cas lors de la stimulation du réservoir géothermique de Bâle en 2006 (cf Figure 1.10) où quelques heures après la fin d'une stimulation hydraulique,

un séisme de magnitude $M_W 3.4$ s'est produit (Häring et al. 2008). Les très fortes inquiétudes provoquées par ces séismes ont conduit les autorités à arrêter les projets géothermiques. Un autre exemple est celui de la stimulation du puits GRT1 à Rittershoffen, où une crise de sismicité est apparue quatre jours après l'arrêt de l'injection (Lengliné et al. 2017). Cette crise incluait les plus forts événements. D'autres exemples de sismicité post-injection existent également pour le site géothermique de Soultz-sous-Forêts (cf Figure 1.11) que ce soit post-stimulation (Majer et al. 2007; Charléty et al. 2007) ou post-circulation (Cuenot et al. 2011). Les fortes magnitudes survenant après l'arrêt de l'injection est un défi majeur pour contrôler la sismicité sur les sites géothermiques. Les mesures permettant de contrôler l'aléa reposent souvent sur l'ajustement des paramètres opérationnels (pression, débit etc.) au travers de systèmes de feux tricolores (traffic light systems) qui reposent sur des seuils de sismicité au dessus desquels il faut réduire ou cesser l'injection. Dès lors, il apparaît important de se demander si l'on peut maîtriser "en avance" cet aléa autrement dit, s'il est possible de suivre et/ou prédire la sismicité durant l'injection (via par exemple les paramètres d'injection).

1.3 La maîtrise de l'aléa de sismicité induite par la géothermie profonde

La sismicité induite dépend de plusieurs facteurs, qui sont liés à la géologie, en particulier l'état de contrainte in-situ, mais aussi aux activités humaines. Bien que ces facteurs agissent ensemble et s'influencent mutuellement, il est possible de mitiger l'aléa sismique associé à une opération d'injection de fluide en connaissant et en comprenant comment la géologie structurale du réservoir et les paramètres d'injection influencent l'activité sismique.

1.3.1 Le rôle des paramètres d'injection sur la sismicité induite

La sismicité induite, y compris son déclenchement, son évolution temporelle et la magnitude maximale des séismes, dépend étroitement des paramètres d'injection.

Le rôle des paramètres d'injection sur le déclenchement et l'évolution de la sismicité induite

On entend par paramètres d'injection, la pression et le débit d'injection. L'analyse de l'évolution temporelle de la sismicité (nombre d'événements par unité de temps) et des paramètres d'injection sur plusieurs sites a permis presque systématiquement de constater une corrélation entre les deux. Nous pouvons citer l'exemple du site géothermique de Bâle et en particulier la stimulation hydraulique de 2006 qui a mené à un séisme de magnitude $M_L 3.4$. En effet, comme le montre la figure 1.10, la sismicité représentée ici par le nombre d'événements par heure, débute dès le début de l'injection, et varie positivement avec la variation de la pression en tête de puits et du débit. Ainsi, quand la pression ou le débit augmentent, le nombre d'événements augmente. La pression en tête de puits est plus corrélée avec la sismicité que le débit d'injection puisqu'elle est un indicateur à la surface de la pression dans le réservoir. Quand l'injection s'arrête (le débit devient nul), la sismicité continue mais en diminuant de la même manière que la pression en tête de puits.

Les mêmes observations ont été faites sur d'autres sites géothermiques comme à Soultz-sous-Forêts et ce, durant les nombreuses stimulations réalisées. La figure 1.11 montre également l'évolution des paramètres d'injection avec le nombre d'événements par heure. La sismicité commence également dès le début de l'injection et continue en diminuant après l'arrêt de l'injection. Ici, le nombre d'événements varie plus fortement à chaque variation de débit d'injection et redescend rapidement en quelques heures dès lors que le débit reste constant.

Cela peut probablement s'expliquer par des propriétés géomécaniques différentes dans les deux réservoirs qui influencent la diffusion du fluide et donc de la pression de pore.

Bien que globalement la sismicité débute avec l'injection du fluide, il a été observé dans certains cas, un décalage temporel entre les deux : la sismicité débutant quelques heures après le début de l'injection. Ceci a été observé sur plusieurs sites (e.g. Soultz-sous-Forêts, Habanero, Habanero) lors de la stimulation d'une partie d'un réservoir qui a déjà été stimulé auparavant. Dans ces cas, la sismicité se produit quand la pression du fluide injecté a atteint au moins la pression maximale atteinte lors de la précédente stimulation, phénomène connu sous le nom d'effet kaiser (e.g. Baisch et al. 2003; Gaucher et al. 2015).

Le rôle des paramètres d'injection sur la magnitude maximale

Le fait qu'il existe un lien avéré entre l'évolution du nombre d'événements microsismiques et les paramètres d'injection soulève la question de savoir si la magnitude maximale, potentiellement représentative d'un risque élevé, est également liée à ces paramètres, ce qui permettrait de la contrôler. Certaines études (e.g. Evans et al. 2012; Mukuhira et al. 2013), ne trouvent pas de lien clair entre la pression d'injection et la magnitude maximale des séismes induits, en se basant respectivement sur les données de Bâle et de 40 sites géothermiques européens. Ils en concluent que la pression d'injection n'est pas un paramètre critique pour déclencher des événements perceptibles à la surface. En revanche, d'autres études (Xie et al. 2015; Buijze et al. 2019) observent que la pression d'injection peut avoir un effet important sur la magnitude maximale. Par ailleurs, des études (McGarr 2014; Elst et al. 2016; Galis et al. 2017) montrent que le volume de fluide injecté, un paramètre d'injection indirect découlant du débit d'injection, est bien relié à la magnitude maximale observée lors d'une opération d'injection de fluide (cf plus en détails leur modèle dans la section 1.3.4).

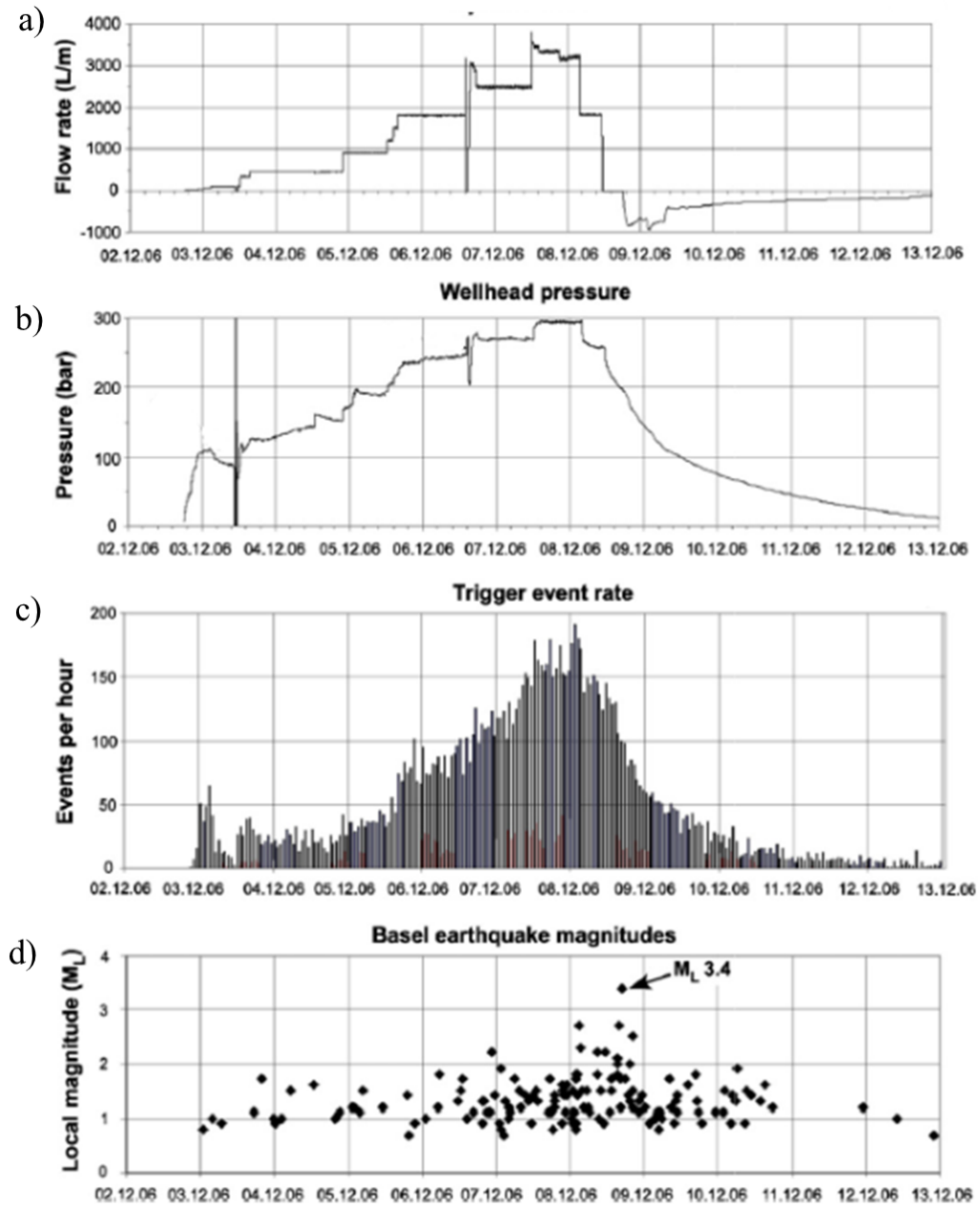


Figure 1.10: Évolution temporelle a) du débit d'injection, b) de la pression en tête de puits d'injection, c) du nombre d'événements sismiques par heure et d) des magnitudes, durant la stimulation hydraulique réalisée en 2006 dans le réservoir géothermique de Bâle. D'après Häring et al. 2008.

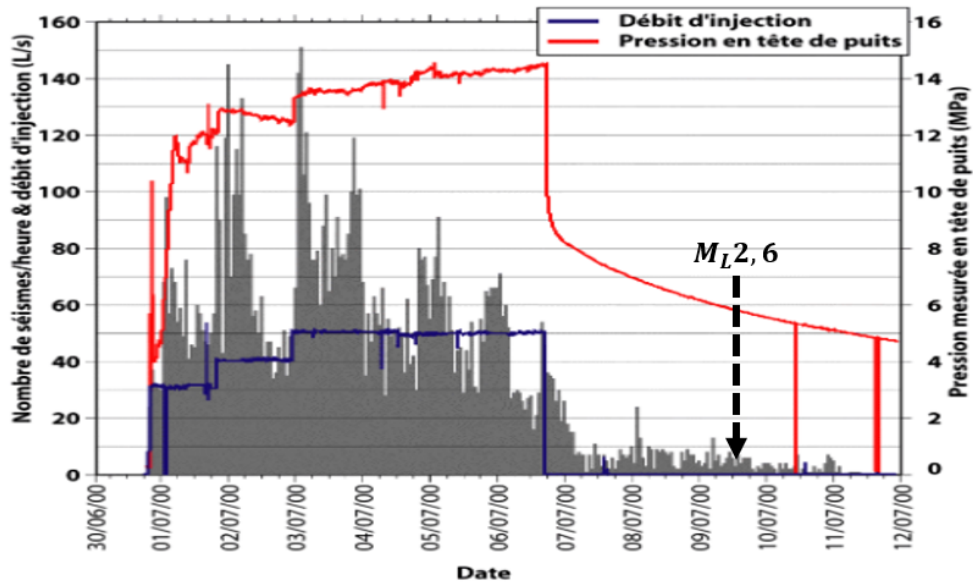


Figure 1.11: Évolution temporelle du débit d'injection, de la pression en tête de puits d'injection et du nombre d'événements sismiques par heure, durant la stimulation hydraulique réalisée en 2010 dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts. Modifié d'après Cuenot et al. 2008.

1.3.2 Le rôle des propriétés structurales et géomécaniques sur la sismicité induite

La sismicité induite par la circulation de fluide dans un milieu fracturé non homogène est liée à la réactivation des failles et fractures préexistantes, qui sont des zones de faiblesse dans les roches. Plusieurs facteurs influencent la réactivation de ces discontinuités, tels que l'état de contrainte initial (avant l'injection), la cohésion et le coefficient de frottement, mais aussi l'orientation de ces discontinuités par rapport au champ de contraintes local. En effet, la réactivation d'un plan de faille est plus probable quand l'angle entre la contrainte horizontale majeure (S_{Hmax}) et l'orientation de la faille est faible ($< 30^\circ$) (Portier et al. 2009) : on dit alors que les failles sont favorablement orientées. Si ces structures sont proches de la rupture (état de contrainte critique), de faibles variations de contraintes induites par l'injection de

fluide seront suffisantes pour provoquer la rupture et générer de la sismicité (Cornet 2016).

Le potentiel de réactivation des failles est influencé par leur niveau de contrainte et leur orientation par rapport au champ de contraintes local, tandis que le nombre et la magnitude des séismes associés dépendent d'autres facteurs, tels que la taille des failles ainsi que des hétérogénéités de résistance et de contrainte du milieu (Evans et al. 2012; Cornet 2016). McClure et al. 2014 ont analysé des projets géothermiques en zones granitiques et ont montré que la variabilité observée dans les magnitudes des séismes sur les différents sites s'explique par le niveau de connexion et le développement des réseaux de failles préexistantes. En particulier, la sismicité est plus importante, en termes de magnitudes et nombre d'événements, lorsque la connexion des failles et fractures dans le réservoir est élevée.

Il a été observé que la forme du nuage sismique dépend du régime tectonique (e.g. Cornet et al. 2007). Dans le cas d'un régime tectonique en décrochement (i.e. $S_{Hmax} > S_V > S_{hmin}$) ou en faille normale (i.e. $S_V > S_{Hmax} > S_{hmin}$), le nuage aura généralement une forme verticale ou subverticale, comme par exemple à Soultz-Sous-Forêts (e.g. Cornet et al. 2007; Cuenot et al. 2008; Dorbath et al. 2009) ou à The Geysers (Martinez-Garzón et al. 2014), alors que pour des régimes tectoniques en faille inverse ou de chevauchement (i.e. $S_{Hmax} > S_{hmin} > S_V$) le nuage sismique se développe de manière horizontale ou subhorizontale, comme par exemple dans le Bassin de Cooper à Habanero (Bendall et al. 2014). La figure 1.12 illustre les trois différents régimes tectoniques et l'orientation du nuage sismique associé. Par ailleurs, Schoenball et al. 2010 ont montré, à partir d'études numériques, que l'anisotropie du champ de contraintes peut également entraîner une forme plus verticale ou horizontale du nuage de sismicité.

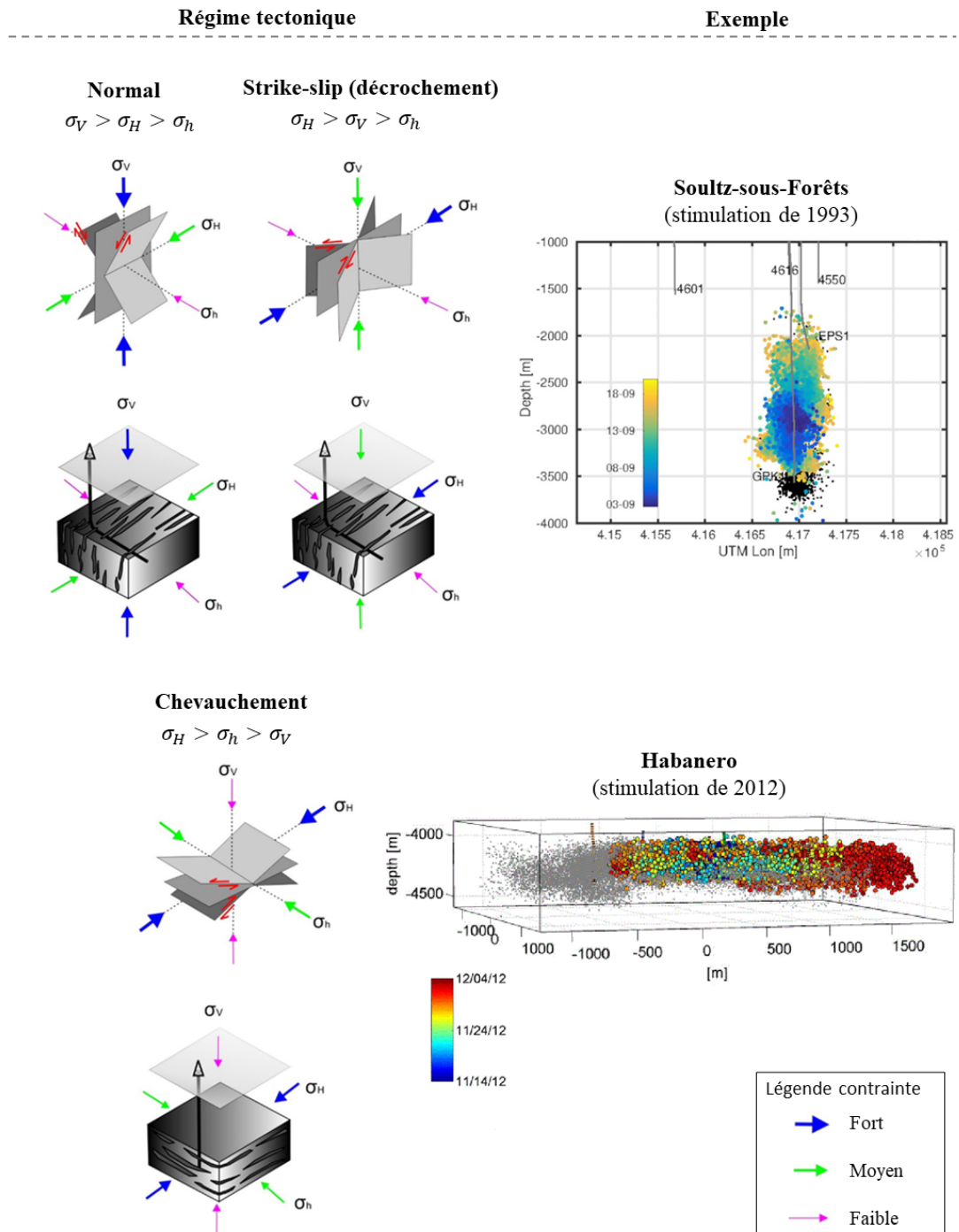


Figure 1.12: Schéma représentant le lien entre régime tectonique du réservoir et orientation du nuage sismique. Modifié d'après Bendall et al. 2014; Cauchie et al. 2020; Moska et al. 2021.

1.3.3 Le rôle du type de systèmes géothermique sur l'aléa de sismicité induite

De Santis et al. 2023 ont récemment analysé et comparer la sismicité induite observée sur plusieurs sites géothermiques dans le monde. Le type de système géothermique (cf section 1.1.1) apparaît comme un facteur influençant le niveau d'aléa sismique. Ce type est défini par les caractéristiques structurelles et géomécaniques du réservoir, qui contrôlent l'écoulement du fluide et, par conséquent, la diffusion de la pression des pores dans le réservoir. L'aléa sismicité induite apparaît être très faible quand la roche est poreuse et perméable, comme dans les systèmes contrôlés par la porosité matricielle, qui ne montrent pas de sismicité. L'aléa sismique est faible à modéré quand la roche est fracturée et moyennement perméable, comme dans les systèmes mixtes (contrôlés à la fois par la matrice et les failles et fractures) qui peuvent produire des séismes de faible magnitude. Enfin, l'aléa est modéré à élevé quand la roche est peu poreuse et peu perméable, comme dans les systèmes contrôlés par les failles et fractures qui sont associés à des séismes plus fréquents et plus forts. la figure 1.13 reprise de De Santis et al. 2023 présente ces informations de manière schématique.

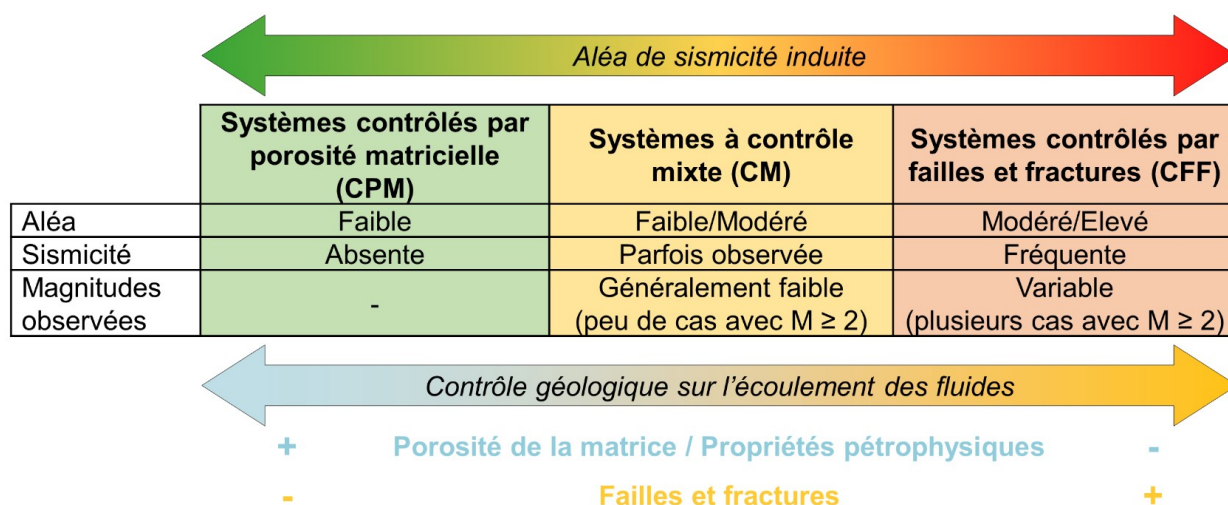


Figure 1.13: Schéma représentant le niveau d'aléa sismique lors d'injection de fluide en fonction du type de système géothermique. D'après De Santis et al. 2023.

1.3.4 Suivi et prédiction de la réponse sismique du réservoir

Alors que les séismes naturels ne peuvent être ni contrôlés ni prédits, il est dans une certaine mesure possible d'atténuer et de contrôler l'aléa lié aux séismes induits. Même si les mécanismes à l'origine de la sismicité induite sont aujourd'hui bien connus, il est difficile de les contrôler notamment du fait qu'ils agissent conjointement (cf section 1.2.2). Néanmoins, il existe un lien de causalité entre l'action anthropique (e.g. l'injection de fluide dans le réservoir géothermique) et la réponse du réservoir à cette action (Wiemer et al. 2017). A ce titre, certaines études ont essayé de prédire la magnitude maximale en fonction du volume de fluide injecté et d'autres études ont tenté de raisonner en termes d'énergie pour suivre ou prédire le comportement sismique du réservoir.

Le volume du fluide injecté : paramètre contrôlant la magnitude maximale

McGarr 2014 a comparé (cf Figure 1.14) le moment sismique maximal et le volume de fluide injecté (jusqu'à l'occurrence de l'évènement maximal) pour différentes activités impliquant

l'injection de fluide dans un réservoir (stockage d'eaux usées, oil & gas, géothermie (EGS)) à des profondeurs suffisamment importantes pour pouvoir induire de la sismicité. Cette comparaison montre que le moment sismique maximal (ou magnitude maximale) est relié linéairement au volume total de fluide injecté.

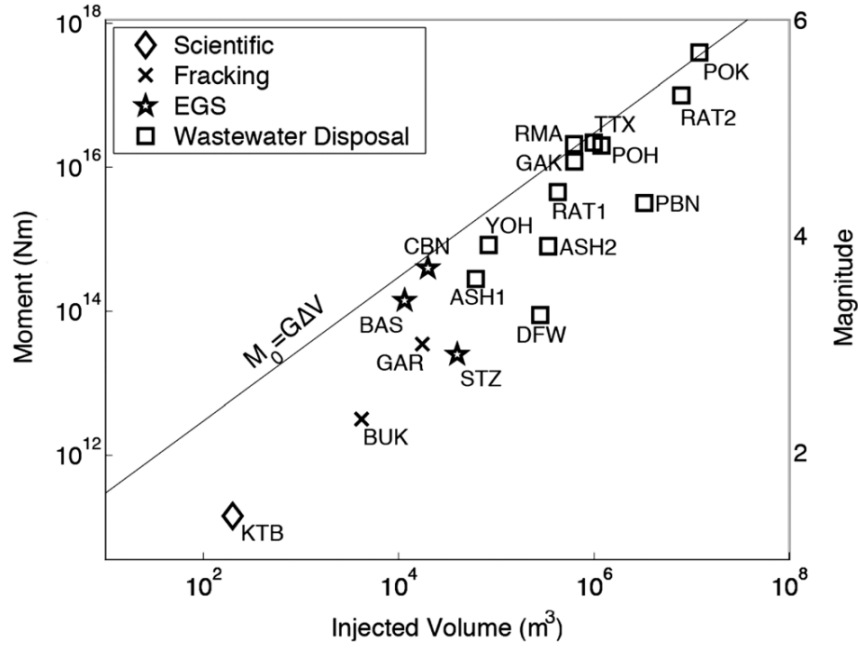


Figure 1.14: Comparaison entre moment sismique maximal et volume du fluide total injecté pour plusieurs opérations d'injection de fluide. D'après McGarr 2014.

McGarr 2014 propose alors un modèle empirique permettant d'estimer le moment sismique maximal à partir du volume du fluide total injecté. Le modèle repose sur plusieurs hypothèses. Il suppose tout d'abord une homogénéité des propriétés mécaniques et hydrauliques du sous-sol. Cela signifie que les paramètres tels que la rigidité et la perméabilité sont considérés comme constants dans le réservoir étudié. Par ailleurs, les séismes induits se produisent principalement sur des failles préexistantes qui sont déjà proches d'un état de rupture critique et favorablement orientées par rapport au champ de contrainte. Enfin, la roche est considérée déjà totalement saturée avant l'injection.

McGarr 2014 part d'une dépendance proportionnelle entre le volume total injecté ΔV et le moment sismique cumulé ΣM_0 à l'aide de paramètres élastiques supposés du réservoir et du coefficient de friction sur les failles du réservoir :

$$\Sigma M_0 = \frac{2c_f(3\lambda + 2\mu)}{3} \Delta V. \quad (1.5)$$

avec c_f le coefficient de friction et λ et μ sont les paramètres élastiques de Lamé (où μ est le module de cisaillement). Dans la pratique, il est admis que $\lambda = \mu$ et que $c_f = 0.6$ simplifiant ainsi l'équation 1.5 en :

$$\Sigma M_0 = 2\mu \Delta V \quad (1.6)$$

En utilisant la relation de conversion entre moment sismique M_0 et magnitude de moment M_W (Kanamori 1977) i.e. $\log_{10}(M_0) = 9.05 + 1.5M_W$ et en supposant que la distribution des séismes respecte la loi de Gutenberg-Richter (Gutenberg et al. 1944), la magnitude de moment maximale possible, M_W^{max} vaut :

$$M_W^{max} = \frac{2}{3} \log_{10} \left(\frac{3 - 2b}{b} \mu \Delta V \right) - 6.07 \quad (1.7)$$

où b est la b-value.

N.B : la relation de McGarr 2014 est largement répandue dans la communauté sous une autre forme plus simple. En effet, McGarr 2014 fait l'hypothèse que $b = 1$ ce qui mène à $M_0(max) = \mu \Delta V$. Or, de nombreux catalogues de microsismicité induite dans un contexte géothermique sont caractérisés par $b > 1$ (Eaton et al. 2015; Drif et al. 2024). Ainsi, dans les travaux de cette thèse, nous avons préféré ne pas considérer cette hypothèse.

Dans une approche différente, Shapiro et al. 2010 et Dinske et al. 2013 ont introduit une

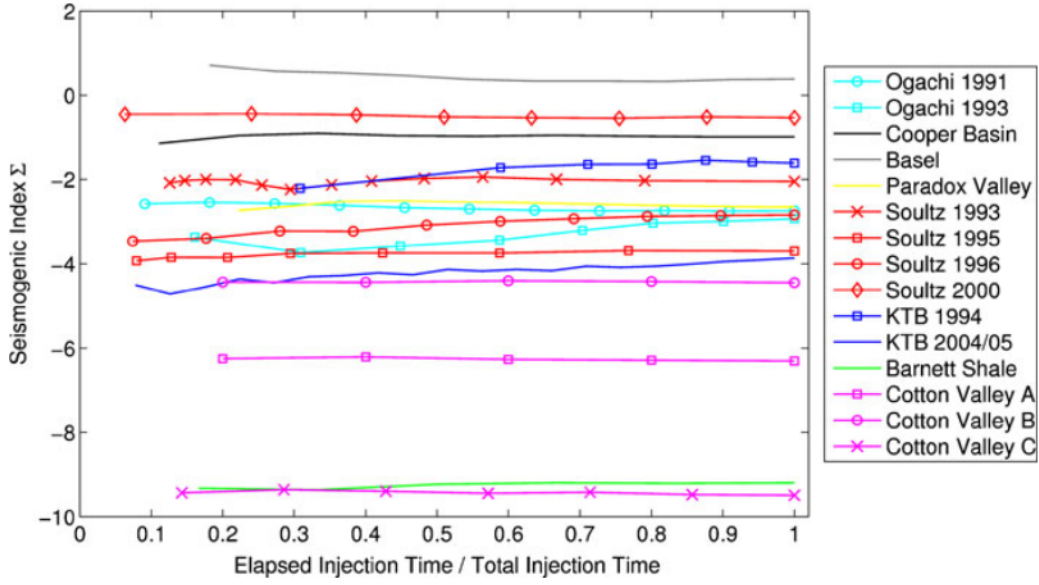


Figure 1.15: Évolution de l'indice sismogénique au cours de l'injection. D'après Dinske et al. 2013

relation entre le volume injecté et le nombre de séismes induits en combinant les statistiques de Gutenberg-Richter avec les propriétés sismogènes du réservoir caractérisées par l'indice sismogénique Σ . Cet indice qui est indépendant des paramètres d'injection (pression ou débit), indique le potentiel d'un réservoir à induire de la sismicité par unité de volume de fluide injecté. Il est calculé comme suit :

$$\Sigma = \log_{10}(N(M_W > m)) - \log_{10}\Delta V + b \quad (1.8)$$

où $N(M_W > m)$ est le nombre de séismes de magnitude supérieure à m . Dinske et al. 2013 ont calculé et comparé la valeur de l'indice sismogène pour plusieurs sites géothermiques et ont trouvé que celui-ci est généralement constant au cours de l'injection mais peut légèrement varier (cf figure 1.15).

Quelques années plus tard Elst et al. 2016 proposent que la magnitude maximale probable qui

intervient sur une faille favorable orientée est uniquement contrôlée par le nombre d'événements induits et des propriétés de la faille tectonique dominante, à l'instar des séismes naturels. Ils montrent en utilisant la loi de Gutenberg-Richter, que plus le nombre de séismes induits est élevé, plus la magnitude maximale probable l'est. La magnitude maximale potentielle est alors exprimée de la manière suivante en utilisant l'index sismogénique Σ :

$$M_W^{max} = \frac{1}{b}(\Sigma + \log_{10}\Delta V). \quad (1.9)$$

Contrairement à cette approche probabiliste, Galis et al. 2017 ont introduit une approche déterministe qui, en se basant sur la physique de la rupture, essaye de simuler la taille maximale de la rupture d'une faille en fonction de la perturbation locale de la pression interstitielle. Ce modèle distingue les ruptures dites stables ("self-arrested ruptures") de celles instables ("runaway ruptures"). Les ruptures stables sont des ruptures qui ne vont pas sortir de la s'étendre en dehors de la zone de perturbation apportée par l'injection du fluide (où la nucléation s'opère) alors que les ruptures instables se propagent en dehors de cette zone. Ces auteurs ont exprimé le moment sismique maximal possible pour des ruptures stables M_W^{arr} comme :

$$M_0^{max,arr} = \gamma(\Delta V)^{3/2} \quad (1.10)$$

où γ est un paramètre qui dépend de paramètres géomécaniques du réservoir (coefficient de frottement cinétique et du module d'élasticité isostatique) et de la chute de contrainte. En utilisant la relation de conversion de Kanamori (Kanamori 1977) et l'équation 1.10 on peut exprimer ce modèle en termes de magnitude de moment maximal possible $M_W^{max,arr}$:

$$M_W^{max,arr} = \frac{2}{3}\log_{10}\gamma + \log_{10}(\Delta V) - 6.07. \quad (1.11)$$

Ces résultats montrent une dépendance de la magnitude maximale possible avec le volume injecté qui partagent certaines similarités avec les résultats de Elst et al. 2016. En effet, dans le cas où $b = 1$, le paramètre γ peut être relié à l'index sismogénique tel que : $\Sigma = \frac{2}{3}\log_{10}\gamma - 6.07$. Par ailleurs, les auteurs montrent au travers d'une analyse de plusieurs sites géothermiques, que la sismicité induite par l'injection de fluide est généralement caractérisée par des magnitudes inférieures à cette magnitude maximale. Par conséquent, cette sismicité induite est principalement contrôlée par des ruptures stables et dont la magnitude est proportionnelle au volume du fluide injecté.

Le volume de fluide injecté apparaît donc comme une variable déterminante de la magnitude maximale possible. Cependant, de la même manière que plusieurs mécanismes peuvent être à l'origine de la sismicité induite (cf section 1.2.2), la sismicité n'est pas seulement contrôlée par le volume, d'autres variables peuvent être déterminantes. Ceci se confirme par le fait qu'à volume de fluide similaire, les magnitudes maximales observées sont assez différentes d'un site à un autre. La figure 1.16 représente la magnitude maximale observée en fonction du volume total injecté pour plusieurs sites géothermiques ainsi que la magnitude maximale prédite par les trois modèles discutés. Les différences entre les magnitudes observées et prédites peuvent ainsi s'expliquer par le fait que les modèles ont simplifié et réduit les mécanismes déclenchants au volume du fluide injecté et à la diffusion de la pression de pores. Par exemple, dans les sites de Soultz et Rittershoffen où la magnitude maximale observée est très en dessous de la magnitude prédite, les glissements asismiques peuvent être prépondérants (Cornet 2016; Lengliné et al. 2017). A l'inverse les magnitudes maximales observées qui sont supérieures à celle prédite (Pohang et dans une moindre mesure Saint-Gall), pourraient être associée à des ruptures instables (Ellsworth et al. 2019), à la lumière du modèle de Galis et al. 2017. Ces ruptures se seraient donc propagées en dehors de la zone impactée par la perturbation de

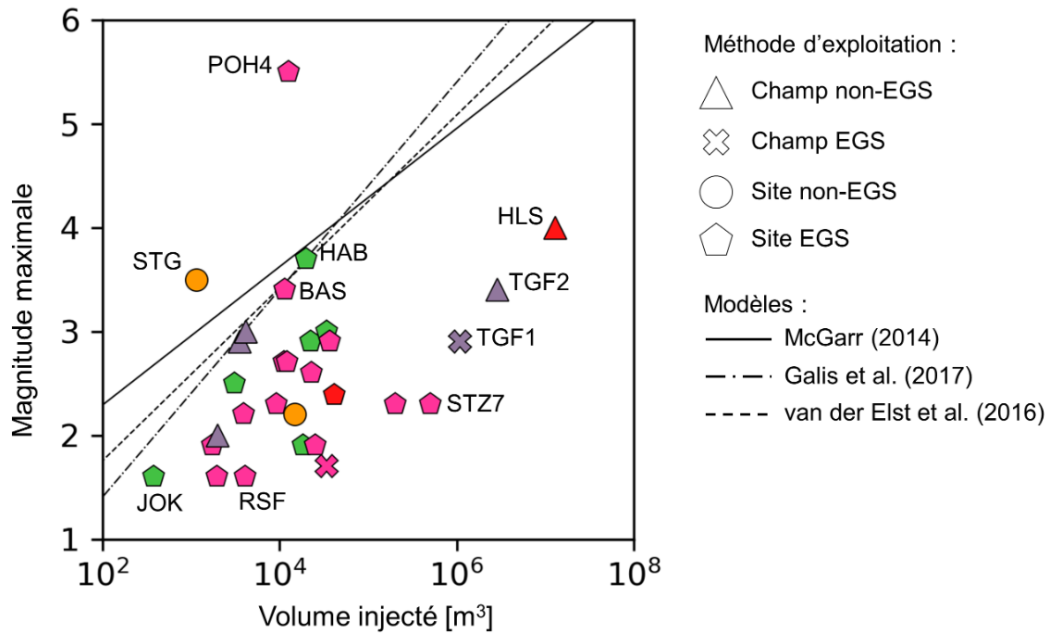


Figure 1.16: Comparaison entre magnitude maximale prédite et observée. Les droites indiquent les magnitudes maximales prédites par les trois modèles indiqués dans la légende : modèle de McGarr (2014) pour $\mu = 30$ GPa (Equation 1.7), modèle de Van der Elst et al. (2016) avec $b = 1.2$ et $\Sigma = 0.1$ (Equation 1.9) et modèle de Galis et al. (2017) avec $\gamma = 1.5 \cdot 10^8$ (Equation 1.11). Abréviations des sites : Pohang (POH), Saint-Gall (STG), Habanero (HAB), Bâle (BAS), Berlin (BGF), Hellisheidi (HLS), The Geysers (TGF), Soultz-sous-Forêts (STZ), Balmatt (BAL), Rittershoffen (RSF) et Jolokia (JOK). D'après De Santis et al. 2023

pression de pores apportée par le volume de fluide et où la taille de la rupture n'est limitée que par la taille des failles et non par le volume de fluide.

Suivi de la réponse sismique par approche énergétique

Bien que les modèles présentés dans la section précédente aient été appliqués avec succès à certains projets géothermiques, l'occurrence de grands événements exceptionnels, tels que l'événement de Pohang ($M_W 5.5$), peut difficilement être prédite par de tels modèles (Lee et al. 2019). C'est pourquoi récemment, des études se sont intéressées à l'évolution spatio-temporelle de l'énergie sismique au cours de l'injection pour surveiller la réponse sismique du réservoir à

l'injection du fluide et identifier des comportements indiquant une sismicité à forte magnitude (Grigoli et al. 2018; Kwiatek et al. 2019; Bentz et al. 2020).

En particulier, Kwiatek et al. 2019; Bentz et al. 2020 ont étudié l'énergie mécanique injectée (énergie hydraulique) dans le réservoir (à partir du fluide pressurisé) comme paramètre explicatif de la réponse sismique du réservoir. Cette énergie hydraulique ΔW_H qui est calculée à partir de la pression P et du débit d'injection Q , s'exprime :

$$\Delta W_H = \int_{t_i}^{t_f} P(t)Q(t)dt \quad (1.12)$$

où t_i et t_f sont les temps de début et fin d'injection respectivement. L'injection forcée d'eau dans la masse rocheuse est associée à un transfert d'énergie qui est soit stockée en énergie de déformation élastique, soit relâchée lors de la formation de failles. Il a été montré qu'au cours d'opérations d'injection de fluide, l'énergie hydraulique est bien corrélée avec la réponse sismique du réservoir caractérisée dans ces études par le moment sismique cumulé ou l'énergie sismique rayonnée (Baujard et al. 2014; Kwiatek et al. 2018; De Barros et al. 2019). L'énergie sismique rayonnée est l'énergie libérée par les séismes sous forme d'ondes sismiques dans le milieu et en ce sens peut représenter une vision du risque sismique à la surface. En particulier, Kwiatek et al. 2019 ont introduit et mis en avant le potentiel de l'efficacité d'injection sismique I_E comme outil de monitoring en temps réel. I_E est définie comme le rapport entre l'énergie sismique rayonnée et l'énergie hydraulique. La même approche a ensuite été utilisée par Bentz et al. 2020 au travers de dix projets géothermiques. Les résultats (cf Figure 1.17) ont montré que l'amplitude de I_E s'étend sur plusieurs ordres de grandeur d'un site à l'autre mais reste quasi-constant au cours de l'injection de fluide. Les auteurs avancent alors que ce rapport est régi par les paramètres du réservoir (par exemple, la longueur caractéristique de la faille, son orientation et ses propriétés de friction). En outre, les auteurs ont également fait valoir que

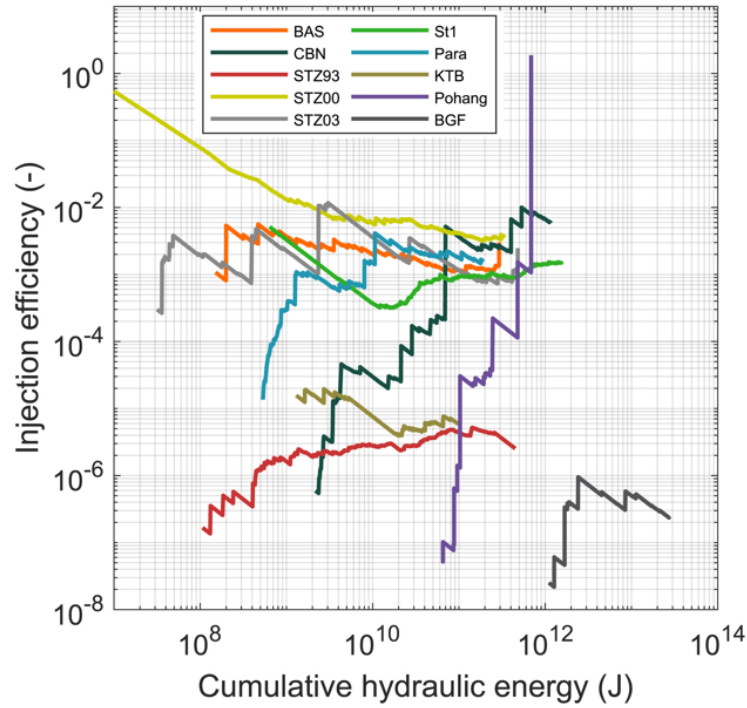


Figure 1.17: Évolution de l'efficacité sismique d'injection, I_E pour plusieurs sites géothermiques EGS. Modifié d'après Bentz et al. 2020

le suivi de I_E pendant une injection permet d'analyser la transition du réservoir d'un état stable à un état instable et pourrait donc être un bon paramètre pour identifier les évolutions dangereuses précédant éventuellement l'apparition d'événements sismiques plus importants et dangereux. En effet, ils ont montré que pour le site de Pohang, I_E a cru fortement avant l'occurrence du séisme majeur de magnitude $M_W 5.5$.

1.4 Motivations et structure de la thèse

Nous l'avons vu, la géothermie profonde est une source d'énergie du sous-sol, renouvelable et durable mais dont le développement peut être entravé par la sismicité qu'elle induit. Bien que l'origine de ces séismes induits soit assez bien comprise, anticiper leur magnitude et notamment

la magnitude maximale probable reste difficile. En effet, la présence de mécanismes non linéaires à l'origine de la réponse du réservoir tels que les glissements asismiques (e.g. Cornet et al. 1997; Bourouis et al. 2007; Schmittbuhl et al. 2014; Lengliné et al. 2017) ou encore une réponse sismique post-injection (e.g. Majer et al. 2007; Charléty et al. 2007) complique le suivi et la prédiction de la sismicité à partir des modèles prédictifs existants (McGarr 2014; Elst et al. 2016; Galis et al. 2017). Ce fut le cas récemment avec les sites géothermiques de Bâle, Pohang ou encore très récemment, de Vendenheim pour lesquels les modèles existants n'ont pas su anticiper les magnitudes maximales (respectivement $M_W 3.4$, $M_W 5.5$ et $M_W 3.5$) et qui ont mené à l'arrêt des projets. D'autres approches ont été proposées en analysant la réponse du réservoir avec l'injection en termes d'énergie (énergie sismique versus énergie hydraulique injectée).

Des récentes études (Kwiatek et al. 2019; Bentz et al. 2020) ont montré, de manière empirique que l'efficacité sismique d'injection, I_E est quasi-constante durant une opération d'injection de fluide dans un réservoir géothermique profond. Autrement dit, l'énergie sismique radiée évolue quasi linéairement avec l'énergie hydraulique injectée. Toutefois, ce lien n'a pas été observé de manière systématique sur tous les sites géothermiques analysés et l'évolution semble dépendre des caractéristiques intrinsèques du réservoir. Une telle analyse comparative inter-sites ne permet pas en l'état, de confirmer que I_E puisse être un paramètre intrinsèque au réservoir qui caractérise la réponse sismique de ce réservoir lors d'injection de fluide.

L'objectif de cette thèse est d'analyser le lien entre l'énergie hydraulique et l'énergie libérée par les séismes induits de plusieurs opérations d'injections réalisées sur un même réservoir. En se concentrant sur un seul réservoir, l'analyse permet de se concentrer sur les effets de la configuration d'injection (pression, débit, profondeur) et de l'historique des injections réalisées dans ce réservoir sur sa réponse sismique. Il sera ainsi possible de tester si

la relation entre les deux énergies est un paramètre intrinsèque au réservoir. Cette analyse comparative intra-site vise aussi à étudier si une telle approche énergétique de la réponse sismique permet de contrôler l'aléa sismique lié à l'injection du fluide notamment en prédisant la magnitude maximale.

Pour répondre à ces objectifs, il est important de bien caractériser les paramètres à la source des séismes induits (moment sismique, fréquence coin, chute de contrainte). Plusieurs méthodes existent pour déterminer ces paramètres à la source et la fiabilité des résultats dépend de la qualité du signal sismique. En effet, dans un contexte de sismicité induite, les séismes sont généralement de faible magnitude ($M_L < 2$) et la qualité des signaux sismiques (niveau de bruit) peut varier en fonction du réseau sismologique utilisé (par exemple, type de capteur, profondeur du capteur, distance épacentrale). Le chapitre 2 présentera l'application et le test de trois méthodes dont une qui n'a jamais été appliquée dans un contexte de sismicité induite. Ces méthodes seront appliquées aux données de la crise sismique survenue dans la région de Strasbourg entre 2019 et 2021.

L'analyse intra-site de la réponse sismique par approche énergétique sera appliquée aux données du site géothermique de Soultz-sous-Forêts. Avec ses longues années de développement et la disponibilité des données de ses nombreuses expériences d'injection, ce site permet d'étudier comment le lien entre l'énergie hydraulique et l'énergie des séismes induits est impacté par les changements et les évolutions de la stratégie d'injection (débit, pression du fluide injecté), par la profondeur du réservoir et par l'historique d'injections.

Pour réaliser une telle analyse comparative, il est nécessaire de disposer d'une base de données qui regroupe et rend comparables les données des différentes expériences d'injections. En l'occurrence, les conditions d'acquisition et de traitement des données ne sont pas les mêmes d'une expérience d'injection à une autre et par conséquent les données hydrauliques (débit,

pression) et sismologiques (catalogues des séismes et formes d'onde) ne sont pas comparables en l'état. Ainsi, un travail préliminaire important de compilation et d'homogénéisation (i.e. avoir des données comparables et basées sur la même définition et méthode de calcul) est nécessaire afin d'éviter tout biais potentiel dans l'analyse visée par cette thèse. Le chapitre 3, constitué de l'article Drif et al. 2024, détaillera l'ensemble de ces étapes : d'abord une présentation du site géothermique de Soultz-sous-Forêts puis la compilation et l'homogénéisation des données, ensuite la méthodologie et les résultats de l'analyse et enfin les implications pour la maîtrise de l'aléa sismique.

Cette thèse a été financée par l'Ineris (Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques) et a été menée en collaboration étroite avec l'EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre – Université de Strasbourg/CNRS), qui en a assuré l'encadrement scientifique. Elle s'inscrit dans le cadre d'un programme de recherche de l'Ineris dont l'un des objectifs est l'amélioration de la connaissance des mécanismes à l'origine de la sismicité induite dans les systèmes géothermiques profonds.

CHAPITRE 2

MÉTHODES DE CALCUL DES PARAMÈTRES A LA SOURCE DES SÉISMES : APPLICATION AUX SÉISMES SURVENUS DANS LA RÉGION DE STRASBOURG ENTRE 2019 ET 2021

Un des objectifs de la thèse est de constituer une base de données homogène des événements sismiques survenus durant les différentes expériences d'injection dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts. L'adjectif "homogène" fait référence à l'idée d'avoir pour tous les événements de toutes les expériences d'injection la même information à savoir le moment

sismique, qui soit déterminé suivant la même définition et méthodologie afin de permettre une analyse comparative entre ces expériences et répondre aux objectifs de la thèse. En effet, le moment sismique étant une caractérisation de l'énergie associée à la source, ce calcul est primordial pour analyser le lien entre l'énergie injectée et l'énergie émise par le réservoir.

Pour calculer les paramètres à la source tels que le moment sismique (ou la magnitude de moment), la taille de la source ou la chute de contrainte, plusieurs méthodes existent qui sont plus ou moins adaptées selon la qualité et la quantité des signaux sismiques disponibles. Avant de caractériser les événements sismiques de Soultz-sous-Forêts, trois de ces méthodes ont été testées et appliquées sur les séismes survenus dans la région de Strasbourg entre octobre 2019 et janvier 2021.

Dans une première partie de ce chapitre, nous ferons une brève introduction au traitement du signal pour définir et savoir comment déterminer le spectre d'amplitude en déplacement d'un séisme, qui est la base des calculs des trois méthodes de détermination des paramètres à la source. Dans une deuxième partie, nous définirons les paramètres à la source. La troisième partie sera consacrée à la présentation des trois méthodes. La quatrième partie présentera l'application des méthodes au cas des séismes récents de la région de Strasbourg. Enfin, la cinquième et dernière partie présentera les implications pour la suite des travaux de thèse.

2.1 Introduction au traitement du signal : de la forme d'onde au spectre d'amplitude en déplacement

Toutes les méthodes présentées dans ce chapitre basent leur calculs sur les spectres d'amplitude en déplacement du séisme qui découlent des formes d'onde (traces sismiques) du séisme.

Ainsi, cette section permet de définir d'une part ces notions de forme d'onde et de spectres et d'autre part de présenter la méthodologie et comprendre l'intérêt du passage de la forme d'onde au spectre d'amplitude en déplacement.

2.1.1 Définition de la forme d'onde et du spectre d'amplitude d'un séisme

Définitions

La trace sismique, également appelée forme d'onde sismique, est la représentation graphique du mouvement du sol enregistré par un capteur (sismomètre, accéléromètre ou géophone). On peut tirer des informations importantes de cette forme d'onde comme les temps d'arrivées des ondes sismiques qui permettent notamment la localisation et la définition de la date du séisme. Néanmoins pour aller plus loin dans l'analyse des séismes, on a besoin d'avoir accès à plus d'informations et en l'occurrence de l'information fréquentielle. Pour avoir accès à cette information supplémentaire, il est nécessaire de représenter le signal sous une autre forme : on parle de représenter le signal dans le domaine fréquentiel. A partir de techniques de transformation (e.g. la transformée de Fourier), la forme d'onde devient alors un spectre d'amplitude. Le spectre d'amplitude d'un signal est la représentation des amplitudes en fonction de la fréquence des différentes composantes incluses dans le signal. Dans le cas des signaux sismiques, ce spectre d'amplitude peut être exprimé en différentes unités : accélération, vitesse ou déplacement. On parle alors de spectre en accélérations, en vitesses ou en déplacements.

Le spectre d'amplitude en déplacement : le modèle spectral de Brune (1970)

Le spectre d'amplitude en déplacement sert de base pour le calcul des paramètres à la

source (cf section 2.3). Ce spectre présente une forme distincte, commençant par un plateau à basse fréquence, suivi d'une décroissance progressive. La forme de ce spectre, en fonction de plusieurs paramètres caractéristiques de la source sismique et du milieu traversé par les ondes, a été notamment formalisée par Brune 1970.

Le modèle de Brune 1970 est caractérisé par un plateau à basse fréquence qui est relié au moment sismique et à une décroissance en f^{-2} après la fréquence coin, f_c (cf la figure 2.1 qui représente le modèle spectral) liée à la dynamique de la source sismique. La fréquence coin est un paramètre important pour l'étude des séismes, elle renseigne sur la source du séisme, son énergie, sa taille et ses effets potentiels. En effet, elle est liée à la taille de la rupture et à la vitesse de propagation des ondes dans le milieu. A chute de contrainte constante, f_c est inversement proportionnelle au moment sismique (Brune 1970) i.e. plus le séisme est puissant, plus la fréquence coin est basse. Nous verrons dans la section 2.2 que la fréquence coin permet de déduire des paramètres à la source. Soit $u(f)$ le spectre d'amplitude théorique en déplacement de Brune 1970. En considérant un milieu homogène, ce spectre s'exprime de la façon suivante :

$$u(f) = M_0 \frac{R_P}{4\pi\rho V_P^3 r} \frac{1}{1 + \frac{f^2}{f_c^2}} \exp\left(\frac{-\pi r f}{Q_P V_P}\right) \quad (2.1)$$

où :

- M_0 est le moment sismique,
- R_P est le coefficient de radiation des ondes P ($R_P \approx 0.42$ d'après Shearer, 2006),
- ρ est la masse volumique du milieu traversé par l'onde,
- f_c est la fréquence coin,
- r est la distance hypocentrale,

- Q_P est le facteur d'atténuation des ondes P,
- V_P est la vitesse des ondes P (moyenne entre la source et la station).

Remarque : l'équation (2.1) peut être aussi exprimée en fonction de l'onde S. R_P , Q_P et V_P deviennent alors respectivement le coefficient de radiation des ondes S, R_S , le facteur d'atténuation des ondes S, Q_S et la vitesse des ondes S, V_S .

La distance entre la source et la station sismique, ainsi que les hétérogénéités du milieu traversé par les ondes, atténuent ces dernières. On distingue deux types d'atténuation : l'atténuation géométrique et l'atténuation anélastique. L'atténuation géométrique se réfère à la diminution de l'amplitude des ondes sismiques en raison de l'augmentation de la distance entre la source et la station. Les ondes se propagent dans toutes les directions à partir de la source sismique, et à mesure que la distance augmente, le volume du milieu dans lequel les ondes se propagent s'accroît, ce qui entraîne une dispersion de l'énergie. Ainsi, la station sismique ne reçoit qu'une fraction de l'énergie initialement émise. Dans le cas d'un front d'onde sphérique autour de la source, comme le suppose le modèle de Brune, l'amplitude des ondes décroît en fonction de $1/r$ (cf Eq. (2.1)). L'atténuation anélastique se réfère à la diminution de l'amplitude des ondes sismiques due à l'absorption d'énergie lorsqu'elles traversent un milieu hétérogène. Selon Battaglia et al. 2003, cette atténuation anélastique est caractérisée par le facteur de qualité sans dimension Q , qui quantifie la perte d'énergie dans le milieu. L'atténuation peut être modélisée par un facteur exponentiel de type $\exp\left(\frac{-\pi r f}{Q_P(f) V_P}\right)$ (Futterman 1962). L'atténuation anélastique provient de deux principales sources. La première est l'atténuation intrinsèque, qui résulte de la dissipation de l'énergie par les frottements internes des particules vibrantes sous l'effet des ondes sismiques. Cette atténuation est caractéristique d'un matériau donné et reste indépendante de la fréquence

des ondes (Toksöz et al. 1979). La seconde source d'atténuation anélastique est la dispersion des ondes, qui se produit lorsqu'elles rencontrent des hétérogénéités telles que des interfaces, des fractures, ou des variations de composition dans le milieu. Cette dispersion engendre des phénomènes de réflexion, de réfraction et de diffraction, augmentant ainsi la durée de propagation des ondes en fonction de la distance parcourue et de la fréquence des ondes. Dans le cas d'un milieu homogène, comme considéré dans l'équation (2.1), seule l'atténuation intrinsèque est prise en compte, conduisant à un facteur d'atténuation constant.

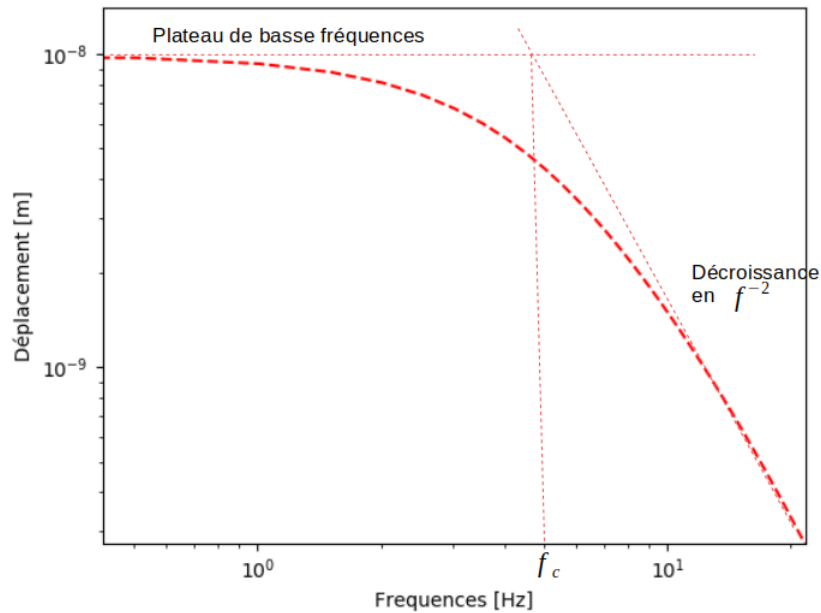


Figure 2.1: Spectre théorique de Brune 1970. f_c représente la fréquence coin.

2.2 Définition des paramètres à la source

Un séisme peut être caractérisé à partir de plusieurs paramètres à la source. En particulier, nous nous intéresserons à trois paramètres qui donnent de l'information sur la taille du séisme sur différents points de vue : l'énergie libérée par la rupture (le moment sismique), la taille

de la rupture et la chute de contrainte liée à la rupture.

2.2.1 Le moment sismique et la magnitude de moment

Le moment sismique peut être défini comme l'énergie libérée par le séisme lors de la rupture. C'est une mesure de la force d'un séisme. Le moment sismique M_0 peut être relié directement au déplacement moyen D sur la faille de surface S via le module de cisaillement μ (Aki 1966) :

$$M_0 = \mu DS. \quad (2.2)$$

Ce moment sismique peut être déterminé à partir de l'amplitude du plateau du spectre d'amplitude en déplacements, Ω_0 (cf section 2.1.1 et Eq. (2.1)) d'un séisme à l'aide de la formule suivante (Brune 1970) :

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V_P^3 r \Omega_0}{R_P} \quad (2.3)$$

où :

- Ω_0 est l'amplitude du spectre en déplacement $u(f)$ à basse fréquence (plateau). Dans la pratique, on pourra par exemple prendre la valeur moyenne du plateau du spectre de déplacement i.e. $\Omega_0 = \frac{1}{f_2 - f_1} \int_{f_1}^{f_2} u(f) df$, avec f_1 et f_2 des fréquences choisies à l'intérieur de la gamme de basse fréquence, où le spectre présente un plateau,
- R_P est le coefficient de radiation des ondes P ($R_P \approx 0.42$ d'après Shearer et al. 2006),
- ρ est la masse volumique du milieu traversé par l'onde,
- r est la distance hypocentrale,
- V_P est la vitesse des ondes P (moyenne entre la source et la station).

Remarque : de la même manière que pour l'expression du spectre en déplacement théorique de Brune 1970, l'équation (2.3) peut s'exprimer à partir des ondes S.

La puissance d'un séisme est généralement exprimée par sa magnitude, avec plusieurs échelles disponibles. Dans le cadre de la microsismicité induite, les sismologues utilisent différentes magnitudes : la magnitude de durée (basée sur la durée de l'événement), la magnitude locale ou de Richter (basée sur l'amplitude maximale des ondes P ou S), et la magnitude de moment (M_W), qui est liée à l'énergie radiée par le séisme (Kanamori 1977). La magnitude de moment est surtout utilisée pour les grands séismes ($M > 5$) car elle ne souffre pas de saturation et fournit une estimation fiable de l'énergie radiée. Cependant, elle est également de plus en plus employée pour les séismes de moindre magnitude. Dans ces cas, son estimation peut être complexe en raison de la dominance du bruit à basse fréquence sur les sismogrammes. Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons à la magnitude de moment M_W . En effet, celle-ci étant moins dépendante des caractéristiques des instruments (Kanamori 1977), elle permet une comparaison de la sismicité induite associée à des expériences d'injection de fluide réalisées à différents moments dans le temps (le réseau de stations pouvant évoluer) ou différents endroits (sites géothermiques).

La magnitude de moment, M_W a été introduite par Kanamori 1977, et a été ensuite reliée au moment sismique, M_0 par Hanks et al. 1979 via la relation suivante :

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 6.07 \quad (2.4)$$

où M_0 est exprimée en N.m.

2.2.2 La taille de la source sismique

Brune 1970 a proposé une estimation de la taille de la source sismique en supposant un modèle de rupture circulaire (e.g. Savage 1966; Brune 1970). Il s'agit d'un modèle dans lequel la source sismique est représentée par une rupture circulaire qui part d'un point et se propage de façon homogène à une vitesse de rupture constante ν_r . Ainsi, la taille de la source est définie par le rayon R :

$$R = \frac{kV_S}{f_c} \quad (2.5)$$

où k est une constante et V_S est la vitesse des ondes S. Madariaga 1976 a créé un modèle dynamique de rupture qui simule la propagation de la rupture le long d'une faille en intégrant la vitesse de rupture, la géométrie de la faille, et les caractéristiques des ondes sismiques. Il a utilisé son modèle pour ajuster les paramètres de la formule de Brune (Eq. (2.5)), en particulier le facteur k . En supposant une vitesse de rupture $\nu_r = 0.9V_S$, Madariaga 1976 a montré que $k = 0.21$ pour les ondes S et $k = 0.32$ pour les ondes P. De son côté, Brune 1970 propose des valeurs de k environ 1.7 fois plus grandes que celles obtenues par Madariaga 1976, ce qui conduit à des estimations de la taille de la source sismique également plus élevées.

2.2.3 La chute de contrainte moyenne

Le moment sismique, M_0 (cf Eq. 2.2)) ne permet pas de distinguer un séisme dû à un petit déplacement sur une grande zone de rupture d'un séisme dû à un grand déplacement sur une petite zone de rupture. Cependant, pour ces deux séismes, la chute de contrainte sur la faille ne sera pas la même et en fait ainsi, un paramètre important. La chute de contrainte moyenne est la moyenne de la variation de contrainte entre le début (t_1) et la fin (t_2) du

séisme calculée sur la surface de la faille d'aire A :

$$\Delta\sigma = \frac{1}{A} \int_S (\sigma(t_2) - \sigma(t_1)) dS. \quad (2.6)$$

En supposant toujours un modèle de rupture circulaire, Eshelby 1957 a donnée une relation permettant de déterminer cette chute de contrainte moyenne à partir du moment sismique, M_0 et du rayon de la source, R :

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16R^3} \quad (2.7)$$

2.2.4 Relations d'échelle entre les paramètres à la source

Aki 1967 a comparé les spectres de plusieurs séismes de magnitudes différentes et localisés relativement proches et a montré que le moment sismique, M_0 est inversement proportionnel au cube de la fréquence coin, f_c i.e. $M_0 \propto f_c^{-3}$. Cette loi d'échelle a fait ses preuves puisqu'un grand nombre d'auteurs a pu la vérifier (e.g. Madariaga et al. 2009; Kwiatak et al. 2011). Il peut être utile de considérer une loi d'échelle intégrant également la chute de contrainte moyenne qui peut s'avérer compliquer à mesurer. Ainsi en connaissant la fréquence coin et le moment sismique il serait possible de déduire cette chute de contrainte. En combinant les équations (2.5) et (2.7) on obtient la loi d'échelle suivante :

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \left(\frac{f_c}{kV_S} \right)^3 M_0 \quad (2.8)$$

où V_S est la vitesse des ondes S autour de la source sismique. On peut considérer les résultats de Madariaga 1976, qui sont largement utilisés par la communauté et considérer $k = 0.32$ pour les ondes S.

Kwiatek et al. 2011 a représenté le moment sismique en fonction de la fréquence coin de plusieurs données issues de plusieurs études portant sur la sismicité induite (par l'activité minière ou géothermique) ou naturelle (cf Figure 2.2). En plus de confirmer la relation proportionnelle entre M_0 et f_c , cette figure montre que la chute de contrainte moyenne est similaire pour un grand nombre d'événements (différents types et différentes magnitudes), suggérant ainsi que la dynamique de rupture d'une grande faille est similaire à celle d'une petite faille.

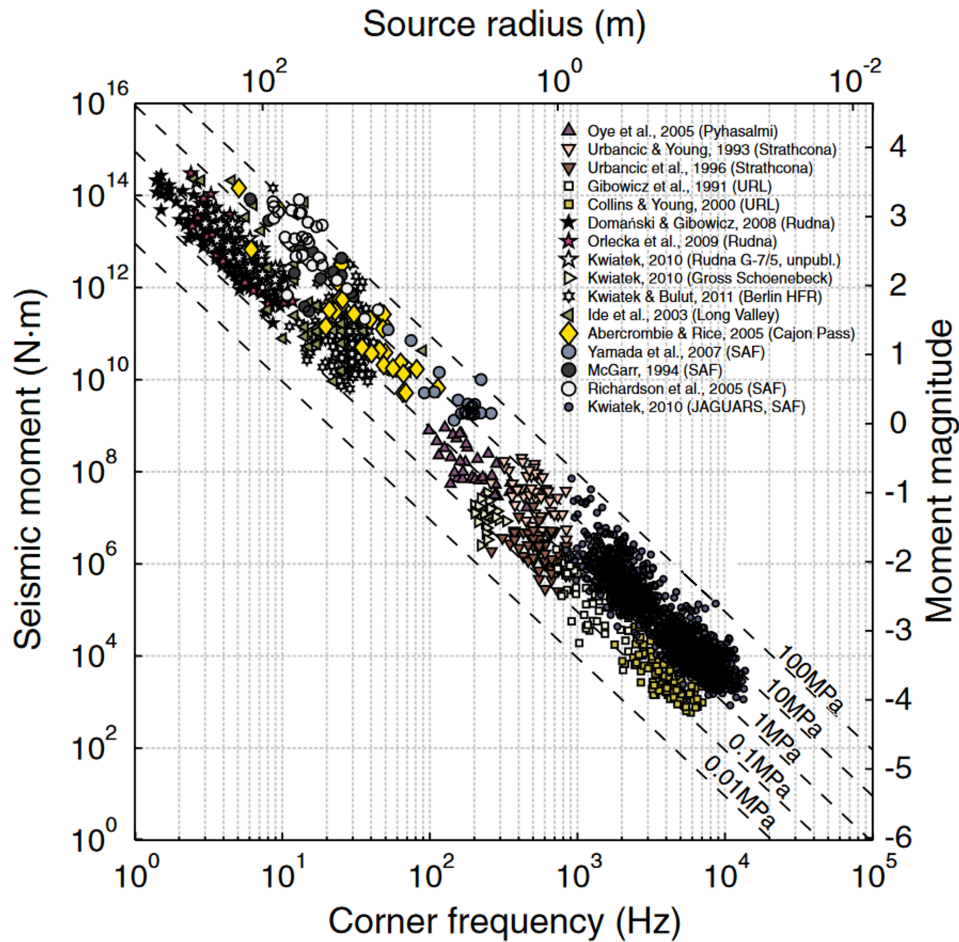


Figure 2.2: Illustration de la loi d'échelle de Aki 1967. Modifié d'après Kwiatek et al. 2011.

2.3 Méthodes de détermination des paramètres à la source

A partir du spectre d'amplitude en déplacements d'un séisme, il est possible de déterminer le moment sismique et la fréquence coin d'un séisme. Trois méthodes seront présentées dans cette section.

2.3.1 Approche classique : ajustement d'un modèle théorique directement sur les spectres en déplacements

La méthode consiste à ajuster un spectre théorique sur le spectre d'amplitude en déplacement observé. Le spectre théorique est déterminé par le modèle spectral de Brune 1970 (cf section 2.1.1). Cet ajustement permet d'obtenir deux paramètres liés à la source sismique i.e. la fréquence coin et le moment sismique et un paramètre lié au milieu à savoir le facteur d'atténuation.

Soient $u_{ij}^{obs}(f)$ et $u_{ij}^{Brune}(f)$ les spectres d'amplitude en déplacement observé et théorique pour l'évènement i et dont le signal est enregistré à la station j . L'ajustement consiste à minimiser la différence entre les deux pour un évènement et de trouver la fréquence coin f_c , le moment sismique M_0 et le facteur d'atténuation Q_P . Afin de tenir compte de la qualité des spectres cette différence est pondérée par le rapport signal sur bruit à chaque fréquence f du spectre observé, $SNR_{ij}(f)$. Soit $misfit_i$, la norme L1 (i.e. somme de la valeur absolue des résidus) pondérée pour l'évènement i :

$$misfit_i = \sum_j \sum_f \omega_{ij}(f) \times |u_{ij}^{obs}(f) - u_{ij}^{Brune}(f)| \quad (2.9)$$

$$\text{avec } \omega_{ij}(f) = \frac{SNR_{ij}(f)}{\sum_f SNR_{ij}(f)}.$$

D'un point de vue numérique, l'ajustement se fait en simulant des spectres théoriques $u_{ij}^{Brune}(f)$ avec une combinaison de paramètres (f_c , M_0 et Q_P). Il est préférable de réaliser l'ajustement sur plusieurs événements i en même temps ou sur de nombreux signaux afin de contraindre le facteur Q_P qui est un paramètre intrinsèque du milieu.

Ainsi, en considérant un ajustement sur plusieurs événements i , les solutions sont :

$$f_c^i = \operatorname{argmin}_{f_c} (misfit_i), \quad (2.10)$$

$$M_0^i = \operatorname{argmin}_{M_0} (misfit_i), \quad (2.11)$$

$$Q_P = \operatorname{argmin}_{Q_P} \left(\sum_{i=1}^n misfit_i \right). \quad (2.12)$$

2.3.2 La décomposition spectrale de Shearer et al. (2006)

La méthode de décomposition spectrale a été développée par Shearer et al. 2006 et permet de déterminer le spectre d'un événement sismique en se concentrant uniquement à la source sismique afin d'en déduire des paramètres tels que le moment sismique ou encore la taille de la source avec plus de précision. La méthode repose sur le principe que le spectre obtenu à partir des données enregistrées à la station est le produit (ou la somme sur une échelle logarithmique) de plusieurs spectres dont celui lié à la source qu'il conviendra d'isoler par résolution numérique, on parle de décomposition spectrale. Une fois le spectre de la source sismique isolé il restera des effets à corriger sur ce dernier. En effet, celui-ci contiendra encore un terme lié au chemin de l'onde à travers des hétérogénéités qu'elle traverse dans le milieu. Ce terme peut être estimé par une fonction de Green empirique (FGE) qu'il faudra déterminer et déconvoluer du spectre de la source trouvé par la décomposition spectrale. La dernière

étape consistera à trouver la fréquence coin et le moment sismique en ajustant un modèle théorique (typiquement le modèle de Brune 1970 présenté dans la section 2.1.1) au spectre de la source corrigé de la FGE. La méthodologie de cette approche est synthétisée sous forme de trois étapes dans la figure 2.3.

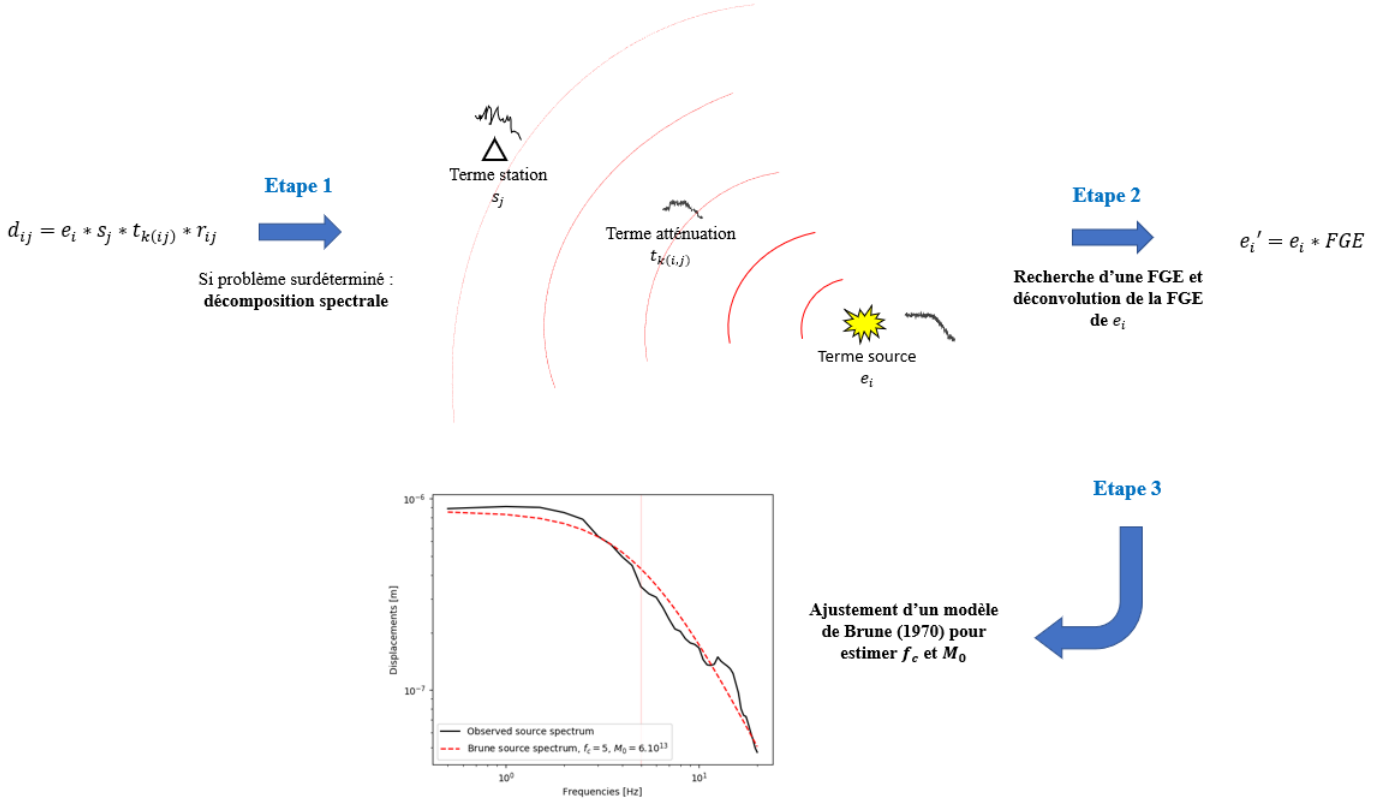


Figure 2.3: Schéma synthétique de la décomposition spectrale de Shearer et al. 2006

Étape 1 la recherche du spectre lié à la source

Soit d_{ij} la forme d'onde de l'événement i enregistré à la station j après déconvolution de la réponse instrumentale. Cette forme d'onde se décompose de la façon suivante :

$$d_{ij} = e_i * s_j * t_{k(i,j)} * r_{ij}, \quad (2.13)$$

où :

- $*$ est l'opérateur de convolution
- e_i : Terme de la source sismique, représentant les caractéristiques du séisme à la source. C'est ce terme que l'on souhaite obtenir ;
- s_j : Terme des effets de site, qui modélise les modifications du signal sismique en raison des effets de site autour de la station sismique j . Cela peut inclure des effets géologiques spécifiques au site d'enregistrement ;
- $t_{k(i,j)}$: Terme des effets de trajet, qui prend en compte les modifications du signal sismique dues à la propagation des ondes sismiques de la source i à la station j . Ce terme dépend de la distance entre la source et la station caractérisé par le paramètre de distance k , ainsi que des propriétés du milieu traversé par les ondes ;
- r_{ij} : Terme résiduel, incluant toutes les contributions non expliquées par les autres termes. Cela peut inclure des erreurs de mesure, des approximations dans la modélisation ou d'autres effets non pris en compte.

Nous pouvons linéariser l'équation 2.13 afin de simplifier la résolution. Pour ce faire, nous pouvons passer au domaine fréquentiel (e.g. par transformée de Fourier) puis en échelle logarithmique. L'équation 2.13 devient alors :

$$D_{ij} = E_i + S_j + T_{k(i,j)} + R_{ij}. \quad (2.14)$$

Pour que ce problème linéaire ait une solution unique, le problème doit être surdéterminé i.e. que le nombre d'équations est supérieur au nombre d'inconnues. Autrement dit, il faut que chaque événement soit enregistré par plusieurs stations et que chaque station enregistre

plusieurs événements. Il existe plusieurs façons de résoudre le modèle par exemple par méthode itérative robuste utilisant les moindres carrés ordinaires (à l'instar de Shearer (2006)) ou encore par problème inverse que nous présenterons ci-après.

Remarque : Shearer et al. 2006 propose d'utiliser la méthode "multitaper" de calcul de spectres de Thomson 1982 qui permet d'avoir des spectres plus lisses (moins de variations).

Résolution du problème par méthode itérative

A l'aide d'un algorithme qui permet de déterminer les termes un par un, on calcule par moindres carrés ordinaires le résidu vérifiant l'équation 2.14 à l'issue de chaque itération. Un critère d'arrêt doit être défini. Soit R_n le résidu à l'itération n . Les itérations s'arrêtent lorsque :

$$|R_n - R_{n-1}| < \epsilon.$$

Résolution du problème par problème inverse

Contrairement à la résolution par moindres carrés ordinaires, la résolution par problème inverse (Tarantola 2005) permet d'intégrer un *a priori* sur le modèle et des incertitudes associées au modèle et aux données. Cela permet de contraindre l'inversion.

Le système linéaire est défini par l'équation 2.14. Sous forme matricielle le problème peut se poser de la manière suivante :

$$d = Gm$$

où m est le vecteur des variables à trouver, d est le vecteur des données et G la matrice faisant le lien entre les données et les variables à rechercher.

La solution est donnée par :

$$\hat{m} = m_{prior} + C_m G^T (G C_m G^T + C_d)^{-1} (d - G m_{prior}), \quad (2.15)$$

où m_{prior} est le vecteur des variables du modèle *a priori*, C_m est la matrice de covariance des variables du modèle et C_d est la matrice de covariance des données. Le vecteur d est obtenu à l'aide des D_{ij} . Le vecteur des variables m est composé des trois termes E_i , S_j et $T_{k(ij)}$. En considérant que les spectres sont composés de n fréquences, ces deux vecteurs se présentent de la manière suivante :

$$d = \begin{pmatrix} D_{11}^1 \\ \vdots \\ D_{11}^n \\ D_{12}^1 \\ \vdots \\ D_{12}^n \\ \vdots \\ D_{21}^1 \\ \vdots \\ D_{21}^n \\ \vdots \\ D_{ij}^1 \\ \vdots \\ D_{ij}^n \\ \vdots \\ D_{nEnS}^1 \\ \vdots \\ D_{nEnS}^n \end{pmatrix} \quad m = \begin{pmatrix} E_1^1 \\ \vdots \\ E_1^n \\ \vdots \\ E_{nE}^1 \\ \vdots \\ E_{nE}^n \\ S_1^1 \\ \vdots \\ S_1^n \\ \vdots \\ S_{nS}^1 \\ \vdots \\ S_{nS}^n \\ T_{1(ij)}^1 \\ \vdots \\ T_{1(ij)}^n \\ \vdots \\ T_{nT(ij)}^1 \\ \vdots \\ T_{nT(ij)}^n \end{pmatrix}$$

On peut définir la matrice G comme la concaténation de 3 sous matrices :

$$G = (G_E | G_S | G_T)$$

La sous matrice G_E est définie de telle sorte à avoir des 1 lorsque l'évènement i est concerné et des 0 sinon. Les colonnes font référence aux différents événements. L'évènement i aura n colonnes avec n le nombre de points par spectres. Donc en considérant qu'on ait n_E événements, le nombre de colonnes de G_E vaut $n \times n_E$.

$$G_E = \begin{matrix} & \begin{matrix} E_1^1 & \dots & E_1^n & & E_i^1 & \dots & E_i^n & & E_{n_E}^1 & \dots & E_{n_E}^n \end{matrix} \\ \begin{matrix} D_{11}^1 \\ \vdots \\ D_{11}^n \\ \vdots \\ \vdots \\ D_{ij}^1 \\ \vdots \\ D_{ij}^n \\ \vdots \\ \vdots \\ D_{n_E n_S}^1 \\ \vdots \\ D_{n_E n_S}^n \end{matrix} & \left(\begin{array}{cccccccccccc} 1 & & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 \\ & \ddots & & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & & 1 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 \\ & \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ & \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 1 & & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \ddots & & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & & 1 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ \vdots & \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 1 & & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \ddots & & \ddots & \\ 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & & 1 \end{array} \right) \end{matrix}$$

La sous matrice G_S est définie dans la même logique que G_E sauf qu'ici les colonnes font référence aux stations où est enregistré la forme d'onde à l'origine du spectre D_{ij} . En considérant n_S stations différentes, le nombre de colonnes de cette sous matrice vaut $n \times n_S$.

$$G_S = \begin{matrix} & S_1^1 & \dots & S_1^n & & S_j^1 & \dots & S_j^n & & S_{n_S}^1 & \dots & S_{n_S}^n \\ \begin{matrix} D_{11}^1 \\ \vdots \\ D_{11}^n \\ \vdots \\ \vdots \\ D_{ij}^1 \\ \vdots \\ D_{ij}^n \\ \vdots \\ \vdots \\ D_{n_S n_S}^1 \\ \vdots \\ D_{n_S n_S}^n \end{matrix} & \left(\begin{array}{cccccccccccc} 1 & & & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 \\ & \ddots & & & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & & & 1 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 \\ & \vdots & & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ & \vdots & & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 1 & & & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 \\ & \ddots & & \ddots & & \ddots & & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & & & 1 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 \\ & \vdots & & & & \vdots & & & & & \vdots & \\ & \vdots & & & & \vdots & & & & & \vdots & \\ 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 1 & & & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & & \ddots & \\ 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \dots 0 & 0 & & & 1 \end{array} \right) \end{matrix}$$

Enfin, les colonnes de la sous matrice G_T font référence aux classes de temps de trajets. On notera n_T , le nombre de classes définies. Ainsi, G_T possède $n \times n_T$ colonnes.

$$G_T = \begin{matrix} & T_{1(ij)}^1 & \cdots & T_{1(ij)}^n & & T_{k(ij)}^1 & \cdots & T_{k(ij)}^n & & T_{n_T(ij)}^1 & \cdots & T_{n_T(ij)}^n \\ \begin{matrix} D_{11}^1 \\ \vdots \\ D_{11}^n \\ \vdots \\ \vdots \\ D_{ij}^1 \\ \vdots \\ D_{ij}^n \\ \vdots \\ \vdots \\ D_{n_{ES}}^1 \\ \vdots \\ D_{n_{ES}}^n \end{matrix} & \left(\begin{array}{cccccccccccc} 1 & & 0 & 0 \cdots 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \cdots 0 & 0 & \cdots & 0 \\ & \ddots & & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & & 1 & 0 \cdots 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \cdots 0 & 0 & \cdots & 0 \\ & \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ & \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ 0 & \cdots & 0 & 0 \cdots 0 & 1 & & 0 & 0 \cdots 0 & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & 0 & 0 \cdots 0 & 1 & & 0 & 0 \cdots 0 & 0 & \cdots & 0 \\ & \vdots & \vdots & & & \vdots & & & & \vdots & \\ & \vdots & \vdots & & & \vdots & & & & \vdots & \\ 0 & \cdots & 0 & 0 \cdots 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \cdots 0 & 1 & & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & & \ddots & \\ 0 & \cdots & 0 & 0 \cdots 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \cdots 0 & 0 & & 1 \end{array} \right) \end{matrix}$$

Étape 2 : la correction finale par une fonction de Green empirique

Afin d'enlever des effets résiduels d'atténuation et de traversée des hétérogénéités du milieu par l'onde, il est possible de corriger le spectre obtenu par une fonction de Green empirique (FGE). Une approche pourrait être de considérer comme FGE le spectre du plus petit événement et de retrancher (en échelle logarithmique) celui-ci des autres spectres. C'est l'approche utilisée par Prieto et al. 2004. Cependant, cette approche présente deux limites (Shearer et al. 2006) :

1. La FGE doit être soustraite aux spectres des événements dont la magnitude est

supérieure à celle de l'évènement considéré pour déterminer la FGE, ce qui évincerait certains évènements de l'analyse.

2. La FGE obtenue est seulement une approximation car même les plus petits événements ont un spectre pouvant décroître à partir d'un certain moment (caractérisé par une fréquence coin).

L'approche de Shearer et al. 2006 qui s'inspire de l'approche originelle de Boatwright et al. 1991, tente de pallier ces limites. Contrairement à Boatwright et al. 1991, Shearer et al. 2006 propose tout d'abord de regrouper les spectres en classe de magnitudes de la manière la plus homogène possible en nombres d'évènements et de calculer la moyenne de chaque classe. Ensuite, il s'agira de caler un modèle théorique de source (e.g. Brune 1970) aux spectres et de trouver la FGE qui permet de mieux retrouver ce modèle.

Il s'agit donc d'abord de calculer $E_{\mathcal{C}}$, le spectre de la classe de magnitude \mathcal{C} . Le spectre de la classe \mathcal{C} est la moyenne arithmétique des $N_{\mathcal{C}}$ spectres E_i composant la classe :

$$E_{\mathcal{C}} = \frac{1}{N_{\mathcal{C}}} \sum_{i=1}^{N_{\mathcal{C}}} E_i. \quad (2.16)$$

Soit $E_{\mathcal{C}}^c$ le spectre de la classe de magnitude \mathcal{C} corrigé de la FGE. En considérant que l'on est dans le domaine logarithmique on a :

$$E_{\mathcal{C}}^c = E_{\mathcal{C}} - FGE \quad (2.17)$$

Pour déterminer la FGE, une approche de Shearer et al. 2006 consiste à trouver la FGE de telle sorte à ce que le spectre après correction de la FGE, i.e. $E_{\mathcal{C}}^c$, respecte le modèle de

Brune 1970 sans la partie d'atténuation :

$$u(f) = \frac{\Omega_0}{1 + (f/f_c)^n}, \quad (2.18)$$

où Ω_0 est le niveau du spectre à basses fréquences (cf section 2.1.1), f_c est la fréquence coin et n un paramètre de décroissance du spectre à partir de f_c . Le paramètre n est souvent considéré être égal à 2 pour des spectres de déplacement.

Ainsi, déterminer FGE revient à chercher f_c tel que :

$$f_c = \operatorname{argmin}_{f_c} || E_{\mathcal{C}}^c - u ||^2 .$$

Afin de tenir compte du fait que la fréquence coin f_c varie en fonction du moment sismique M_0 (cf section 2.2.4) on se sert de l'équation (2.8). En considérant $V_S = 6/\sqrt{3} \text{ km/s}$ et $M_0 \propto \Omega_0$, nous pouvons faire varier $\Delta\sigma$ et chercher f_c tel que :

$$f_c = \operatorname{argmin}_{\Delta\sigma} || E_{\mathcal{C}}^c - u ||^2 .$$

Ainsi, la procédure à suivre pour trouver f_c est la suivante :

1. Pour chaque valeur de $\Delta\sigma$ calculer $u_{\mathcal{C}}$ associé à chacun des spectres de la classe $E_{\mathcal{C}}$.
2. Calculer la fonction FGE moyenne des $N_{\mathcal{C}}$ classes telle que :

$$FGE = \frac{1}{N_{\mathcal{C}}} \sum_{\mathcal{C}} (E_{\mathcal{C}} - u_{\mathcal{C}}) .$$

3. Pour chaque valeur de $\Delta\sigma$, calculer $E_{\mathcal{C}}^c$ et calculer le RMS tel que :

$$RMS = || E_{\mathcal{C}}^c - u_{\mathcal{C}} || .$$

4. Trouver $\Delta\sigma$ qui minimise le RMS et calculer $u_{\mathcal{C}}$ qui est optimal.
5. Calculer FGE .

Étape 3 : le calcul des paramètres à la source sur le spectre de la source

Une fois le spectre de la source déterminé, il s'agit d'appliquer l'approche classique présentée dans la section 2.3.1 sur ce spectre de la source. Autrement dit, il s'agit de trouver la fréquence coin f_c et le moment sismique M_0 en ajustant un modèle théorique de Brune. Il existe néanmoins une différence, le modèle présenté dans l'équation (2.1) inclut un terme d'atténuation anélastique (terme exponentiel) et géométrique (terme en $1/r$), qu'il faut désormais retirer puisque nous avons décomposé le spectre. Ainsi, il s'agit d'ajuster un modèle de Brune simplifié tel que :

$$u(f) = M_0 \frac{R_S}{4\pi\rho V_S^3} \frac{1}{1 + \frac{f}{f_c}^2}. \quad (2.19)$$

2.3.3 L'approche par rapport spectral

La méthode du rapport spectral (Abercrombie et al. 2005) est utilisée pour comparer les fréquences coin et les moments sismiques entre les événements d'une même séquence (e.g. Lengliné et al. 2014). Cette méthode repose sur le principe de l'élimination des contributions non liées à la source sismique, permettant ainsi d'extraire les caractéristiques spécifiques à la source. Plus précisément, en considérant que tous les événements de la séquence sont localisés

à proximité les uns des autres et enregistrés par une station commune, les enregistrements des différents événements ne diffèrent que par leurs termes propres à chaque source. Les autres contributions, telles que les effets de site et les réponses instrumentales, étant similaires pour les événements enregistrés à la même station, se compensent lors du calcul du rapport spectral. Ce rapport, noté $R_{ij}(f)$, est défini comme le module de la fonction de transfert reliant le signal de l'événement i à celui de l'événement j :

$$R_{ij}(f) = \frac{|X_i(f)X_j^*(f)|}{X_j(f)X_j^*(f)}, \quad (2.20)$$

où X_i et X_j sont les transformées de Fourier des signaux des deux événements. Le symbole $*$ représente le complexe conjugué et $|\cdot|$ représente le module du complexe.

On peut utiliser le modèle spectral de Brune (cf section 2.1.1) pour définir le rapport spectral théorique $R_{ij}(f)$. Ainsi, dans une échelle logarithmique, on obtient :

$$\log R_{ij}(f) = \log \frac{M_0^i}{M_0^j} + \log \frac{1 + (\frac{f}{f_c^2})^2}{1 + (\frac{f}{f_c^1})^2} \quad (2.21)$$

La figure 2.27 donne un exemple pour une paire d'événements de l'ajustement du rapport spectral avec un modèle de Brune.

2.3.4 Conclusions sur les méthodes de calcul de paramètres à la source

L'approche classique de détermination des paramètres de la source (cf partie 2.3.1) présente comme principale limite de se baser sur le spectre enregistré par la station sans tenir compte des effets qui peuvent y être associés tels que des effets de site. La méthode de décomposition

spectrale permet de tirer profit des informations à plusieurs stations afin de séparer les deux effets des spectres pour obtenir le spectre associé à la source sismique. Cependant, celle-ci requiert un certain nombre de données disponibles à plusieurs stations pour bien contraindre la décomposition. La méthode du rapport spectral est simple à appliquer mais nécessite de disposer de séismes assez proches et de magnitudes différentes (au moins un ordre de grandeur). Dans un contexte de microsismicité, le rapport signal sur bruit des données faible peut rendre difficile la détermination des paramètres à la source. Les méthodes permettant de tenir compte de l'information de plusieurs données (e.g. décomposition spectrale) semblent prometteuses dans ce contexte. L'application de ces techniques au cas des séismes de Strasbourg (cf section 2.4) permettra de savoir quelle méthode est bien adaptée à ce contexte de microsismicité.

2.4 Détermination des paramètres à la source des principaux séismes survenus dans la région de Strasbourg

De fin 2019 à novembre 2022, une série de séismes s'est produite dans la région de Strasbourg dont plusieurs ont été ressentis par les habitants. La proximité des puits géothermiques profonds (Geoven) a d'abord suggéré que ces événements étaient induits. Une étude réalisée par Schmittbuhl et al. 2021 est venue étayer le lien de cette sismicité avec les activités de Geoven. En effet, la corrélation temporelle avec les activités d'injection sur le site, la similarité de profondeur entre les puits et l'hypocentre, l'absence de sismicité locale antérieure, et les failles connues dans la région ont suggéré que ces activités géothermiques pourraient avoir déclenché ces événements.

Les trois méthodes de détermination de paramètres à la source présentées en section 2.3 ont été appliquées sur cette série de séismes. L'objectif est double : il s'agit d'abord de calibrer

ces méthodes et de savoir quelle est la méthode la plus adaptée en vue d’une utilisation dans un contexte de micro-sismicité et en particulier pour l’analyse de la sismicité induite sur le site de Soultz-sous-Forêts (cf chapitre 3). Par ailleurs, cette démarche présente l’intérêt de caractériser les événements les plus importants survenus à Strasbourg. En particulier, quatre événements ont présenté une magnitude locale supérieure à 3 (BSCF-RENASS, <https://renass.unistra.fr/fr>). Le premier événement majeur, avec une magnitude locale estimée par le BCSF RENASS à 3 (appelé ci-après l’événement M3.0), s’est produit le 12 novembre 2019 à 5 km au nord de Strasbourg. Le deuxième plus important s’est produit le 4 décembre 2020 avec une magnitude locale de 3.6 (appelé ci-après l’événement M3.6). Le troisième s’est produit le 21 janvier 2021 avec une magnitude locale estimée à 3.3 (appelé ci-après l’événement M3.3). Le quatrième s’est produit le 26 juin 2021 avec une magnitude locale estimée à 3.9.

Au moment de la réalisation de l’étude comparative des méthodes, le quatrième événement n’était pas encore survenu. Ainsi, l’étude présentée ici dans une première partie, se base sur la série d’événements sismiques survenus entre fin novembre 2019 et fin janvier 2021 et donc sur les événements M3, M3.6 et M3.3.

Les paramètres à la source des quatre événements majeurs ont quand même été déterminés après l’occurrence de l’événement du 26 juin 2021. Les résultats présentés dans une deuxième partie, ont servi en partie pour la publication d’un article en 2023 (Lengliné et al. 2023).

2.4.1 Analyse comparative des méthodes de détermination des paramètres à la source

2.4.1.1 Les données

Dans cette section, nous décrirons les données utilisées dans l'étude, le préprocessing réalisé ainsi que le calcul des spectres en déplacement et l'analyse de la qualité des données.

Description des données

Les données de cette étude sont composées de plus de 500 événements sismiques détectés et localisés par le BSCF RENASS (voir figure 2.4.a) survenus près de Strasbourg entre le 5 mai 2019 et le 30 janvier 2021. La localisation de ces événements montre deux essaims distincts : nord et sud. les magnitudes locales sont comprises entre 0 et 3.6 (voir figure 2.4.b). Les formes d'onde de ces événements proviennent de 76 stations (cf figure 2.5). Les formes d'onde peuvent être téléchargées via le protocole FDSN (Federation of Digital Seismograph Networks). La bibliothèque *ObsPy* propose une fonction dédiée qui facilite l'acquisition de ces données sismiques.

Les stations du réseau Raspberry Shake (stations à bas coût, raspberrypi.org/shake, DOI:10.7914/SN/AM) ont une fréquence d'échantillonnage de 40Hz et les autres stations à 100Hz . Afin d'avoir la même fréquence d'échantillonnage (ici 100Hz), les données des stations du réseau Raspberry Shake ont été ré-échantillonnées à 100Hz . La fonction *resample* de la librairie *ObsPy* a été utilisée en utilisant une méthode d'interpolation cubique. Après ré-échantillonnage, chaque forme d'onde comporte 2048 points d'enregistrement représentant une durée de 20.48s. Les fichiers ont été constitués de telle sorte à ce que l'arrivée de l'onde P se situe au 500e point d'enregistrement. La phase S du signal est constituée de 256 points

avec l'arrivée de l'onde S au 50e point. Pour analyser et évaluer le SNR de chaque signal, le bruit est calculé sur les 200 premiers points de l'enregistrement (cf figure 2.6). Les calculs de cette études ont été réalisés sur la phase S du signal, cette phase présentant un meilleur SNR.

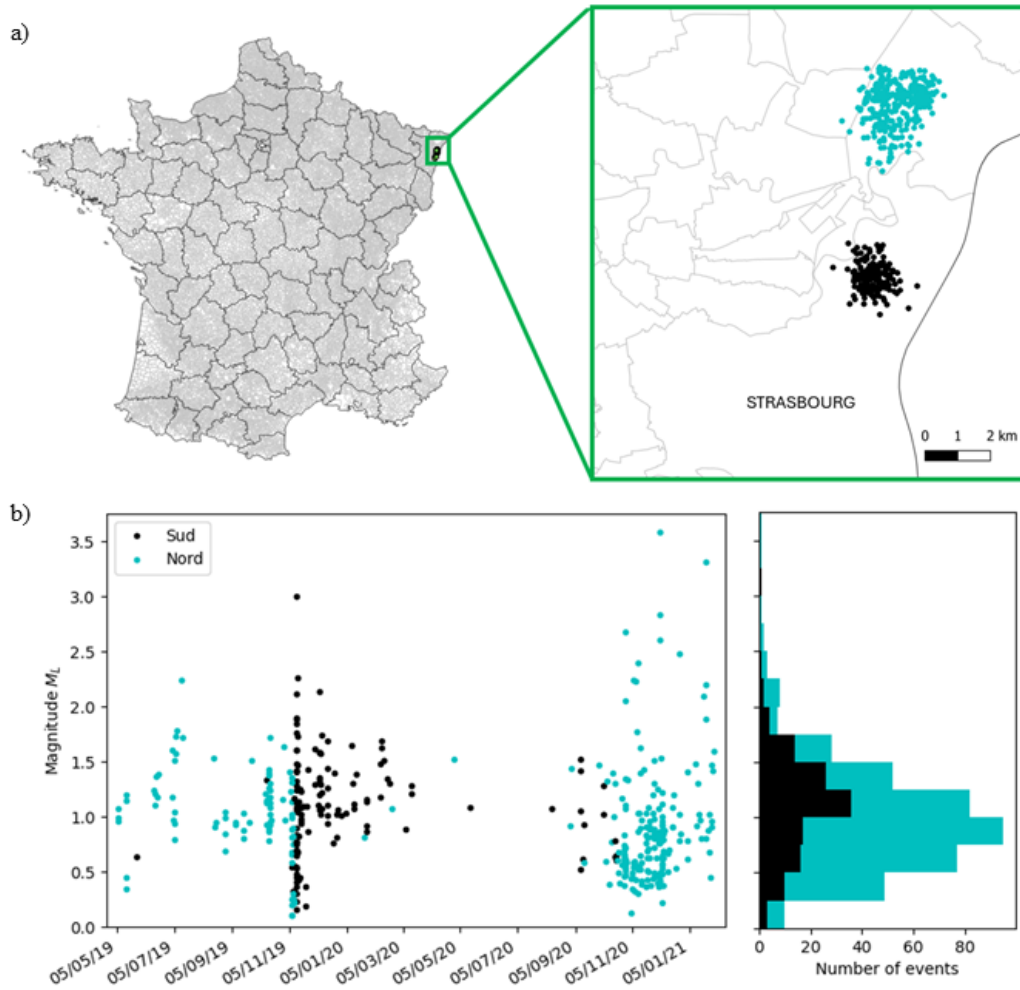


Figure 2.4: a) Distribution temporelle et b) carte des événements sismiques survenus entre le 5/5/19 et le 30/1/21. Les couleurs des événements représentent la localisation des deux essaims (nord ou sud). Le fond de carte représente la délimitation des communes.

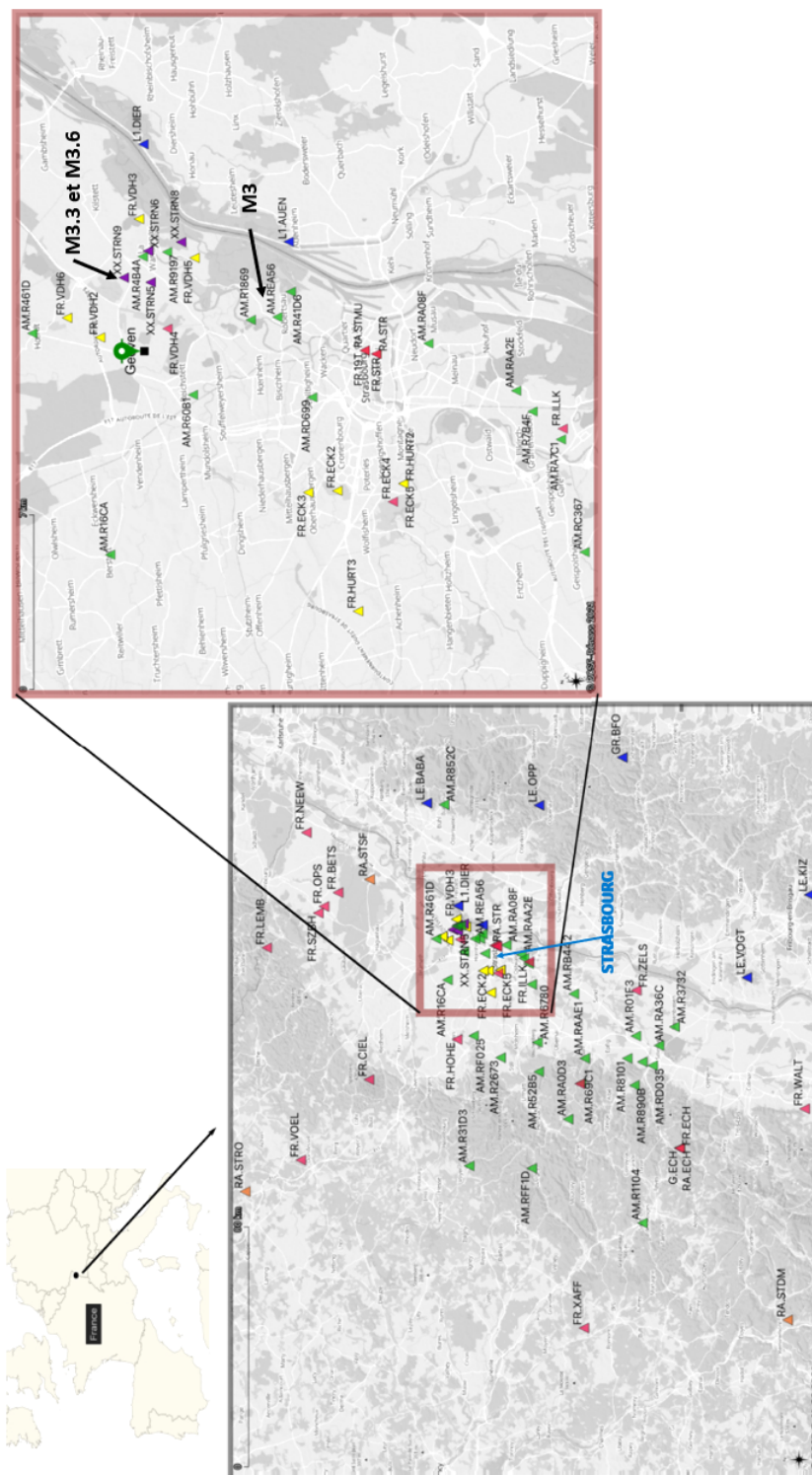


Figure 2.5: Carte de la région de Strasbourg avec le réseau sismique et les 3 événements sismiques. Les triangles représentent les stations : Rouge : Stations permanentes du réseau RESIF/RAP/RLBP et stations publiques de la société Fonroche Géothermie ; Vert : Stations temporaires Raspberry Shake de l'EOST ; Violet : Stations temporaires de l'EOST ; Bleu : Stations temporaires allemandes LGRB (réseau L1), stations permanentes LGRB (réseau LE) et GRSN. Zoom sur la distribution des stations autour du site de Geoven (marqué par une épingle verte pour Fonroche Géothermie). L'échelle de gris en arrière-plan représente la topographie régionale. Modifié d'après Schmittbuhl et al. 2021.

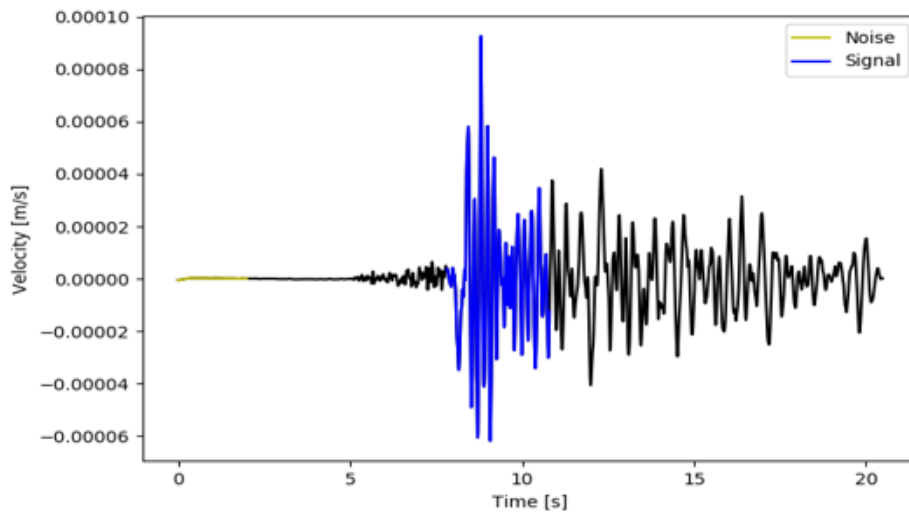


Figure 2.6: Forme d'onde de l'événement M3 enregistré à la station HOHE (composante Nord). La partie jaune représente la fenêtre sélectionnée pour le bruit et la partie bleue la fenêtre sélectionnée pour le signal de l'onde S.

Preprocessing des signaux : filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale

Avant de calculer le spectre d'amplitude, la forme d'onde doit être pré-traitée pour améliorer la qualité du signal sismique. Cela inclut la correction de la réponse instrumentale du sismomètre et le filtrage du signal sur une gamme de fréquences.

Le filtrage des signaux est essentiel pour éliminer ou atténuer certaines composantes spectrales non pertinentes. Les filtres peuvent supprimer les bruits de haute fréquence (passe-bas) ou de basse fréquence (passe-haut), ou isoler une bande de fréquence spécifique (passe-bande ou coupe-bande). Par exemple, un filtre passe-bas élimine les hautes fréquences indésirables causées par des interférences électroniques. Pour filtrer, on applique une fonction de transfert au spectre du signal, spécifiant les fréquences à atténuer ou laisser passer. Le signal est d'abord transformé en domaine fréquentiel via la transformée de Fourier, filtré, puis reconverti en domaine temporel.

⇒ Au vu des spectres avant filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale, un filtre passe-bande de butterworth (Butterworth 1930) entre $0.5Hz$ et $20Hz$ a été appliqué. En effet, à très basses fréquences les amplitudes sont assez variables et devraient être plus constantes. Par ailleurs, ce choix permet aussi d'éviter des problèmes qu'occasionnerait la déconvolution de la réponse instrumentale, les réponses des stations du réseau Raspberry à des fréquences supérieures à $20Hz$ n'étant pas exploitables en l'état (cf la figure 2.9 pour la station R41D6). En effet, les stations de ce réseau ont une fréquence d'enregistrement de $40Hz$ menant à une fréquence Nyquist de $20Hz$ et il semble que la réponse instrumentale est mal estimée au delà de cette fréquence.

La déconvolution de la réponse instrumentale est également une étape cruciale du pré-traitement des signaux. Elle permet d'obtenir un signal sismique fidèle à la propagation des ondes dans la Terre, i.e. sans altérations instrumentales, de standardiser les données et de faciliter leur comparaison. En effet, les instruments enregistrent les ondes sismiques ainsi que leur propre réponse, incluant des effets d'atténuation et de distorsion. Aussi, cela convertit le signal enregistré en volts en une mesure précise du mouvement du sol, comme la vitesse de déplacement en m/s .

⇒ La fonction `remove_response` de la librairie *ObsPy* est ici utilisée et permet à la fois de déconvoluer et de filtrer les signaux. Par ailleurs, la fonction `remove_response` permet de définir l'unité de sortie des spectres (déplacement vitesse ou accélération). Pour cette étude, nous aurons besoin des spectres en déplacement (exprimés en m). Les signaux ont été téléchargés en vitesse, il a fallu alors intégrer une fois pour obtenir des déplacements.

Une analyse des réponses instrumentales des stations utilisées est nécessaire pour garder dans l'étude uniquement les stations qui permettent de garantir une qualité des données. Pour ce faire, on peut représenter l'amplitude et la phase de la réponse instrumentale de la

station. La figure 2.7 est un exemple pour la station OPS. On note une réponse assez plate en amplitude, ce qui nous informe que la station OPS est une station large bande. On peut aussi analyser la réponse instrumentale lors du traitement de la fonction `remove_response`, puisqu'une option de cette fonction permet d'afficher une figure du traitement réalisé. La station OPS est un bon exemple de station qui peut être incluse dans l'étude. La figure 2.8 présente le filtrage et la déconvolution de la réponse instrumentale pour l'événement M3 enregistré à la station OPS. A contrario, la station R41D6 (réseau Raspberry) est un exemple de station qu'il faut éviter de garder dans l'étude. La figure 2.9 présente le filtrage et la déconvolution de la réponse instrumentale de cette station où on note une instabilité de la réponse instrumentale au delà de 20Hz .

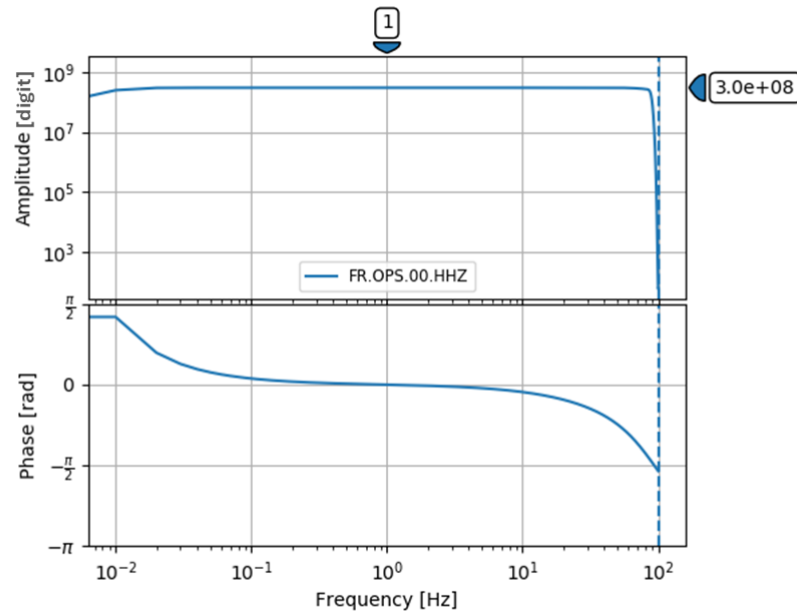


Figure 2.7: Amplitude et phase de la réponse instrumentale de la station OPS

Remarque : La fonction `remove_response` filtre d'abord les données, puis déconvolue la réponse instrumentale. On pourrait se demander si l'ordre de ces opérations influence le spectre final.

La figure 2.10 illustre l'évolution du spectre d'amplitude lorsque le filtrage est effectué avant la déconvolution de la réponse instrumentale. En revanche, la figure 2.11 montre l'évolution du spectre d'amplitude lorsque la déconvolution de la réponse instrumentale est réalisée avant le filtrage. Il est notable que, dans les deux cas, le spectre final est identique, indépendamment de l'ordre dans lequel le filtrage et la déconvolution sont appliqués.

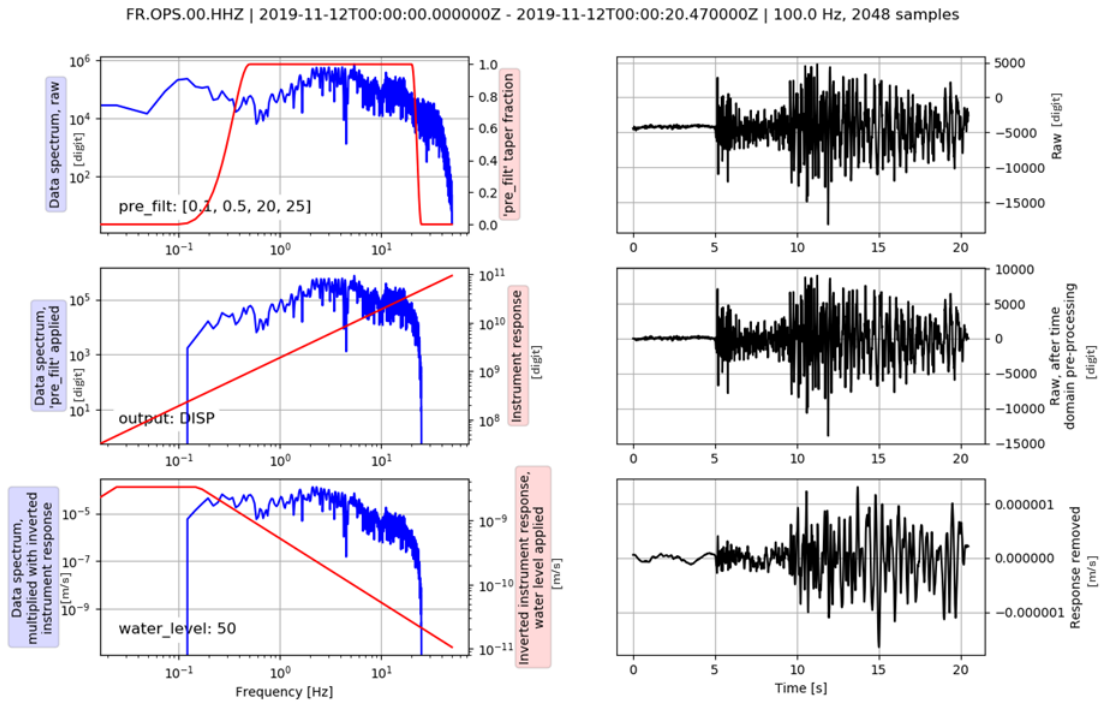


Figure 2.8: Filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale de l'événement M3 enregistré à la station OPS (accéléromètre large bande, situé à environ 30 km au nord de l'essai nord). Les courbes en rouge dans les figures illustrent différents aspects des filtres et des réponses instrumentales : la première ligne montre le filtre de Butterworth, la deuxième ligne présente le gain de la réponse instrumentale, et la troisième ligne affiche le gain de l'inverse de la réponse instrumentale. Les courbes en bleu montrent l'évolution du spectre d'amplitude du signal : avant filtrage et correction de la réponse instrumentale (première ligne), après filtrage (deuxième ligne), et après filtrage ainsi que déconvolution de la réponse instrumentale (troisième ligne). Enfin, les courbes en noir représentent le signal dans le domaine temporel : avant filtrage et correction de la réponse instrumentale (première ligne), après filtrage (deuxième ligne), et après filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale (troisième ligne).

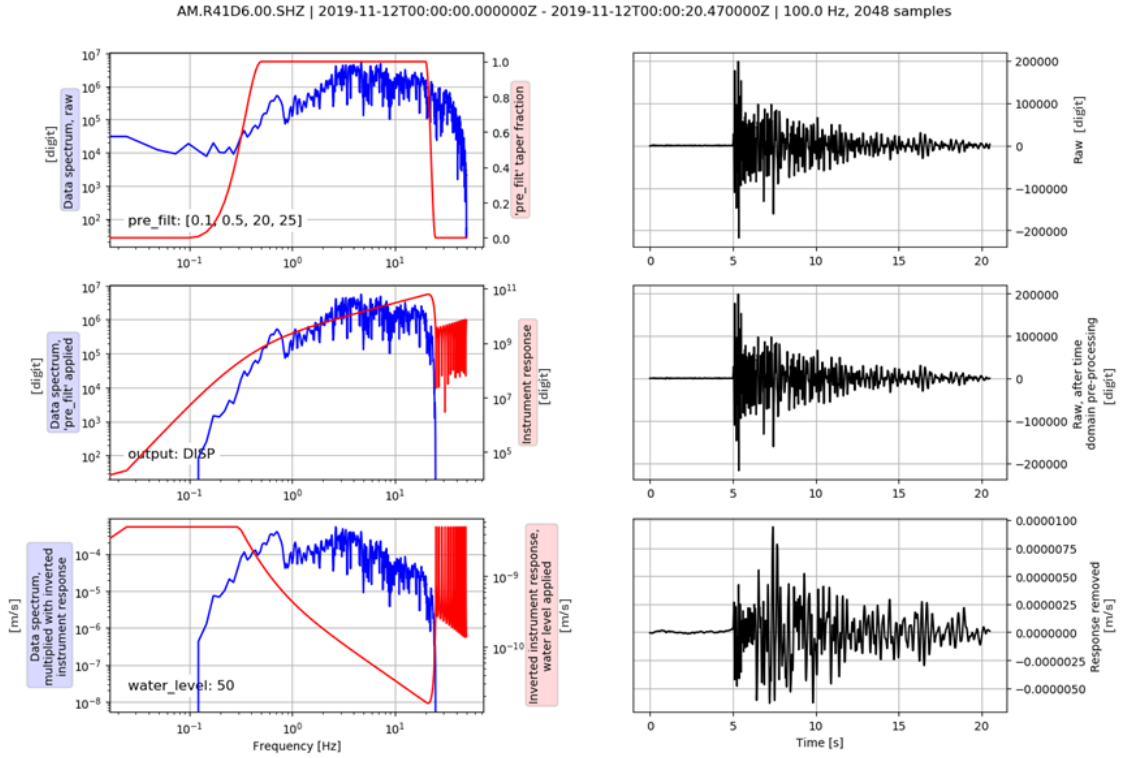


Figure 2.9: Filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale de l'événement M3 enregistré à la station R41D6 (Raspberry Shake, situé à environ 5 km au sud de l'essaim nord). Les courbes en rouge dans les figures illustrent différents aspects des filtres et des réponses instrumentales : la première ligne montre le filtre de Butterworth, la deuxième ligne présente le gain de la réponse instrumentale, et la troisième ligne affiche le gain de l'inverse de la réponse instrumentale. Les courbes en bleu montrent l'évolution du spectre d'amplitude du signal : avant filtrage et correction de la réponse instrumentale (première ligne), après filtrage (deuxième ligne), et après filtrage ainsi que déconvolution de la réponse instrumentale (troisième ligne). Enfin, les courbes en noir représentent le signal dans le domaine temporel : avant filtrage et correction de la réponse instrumentale (première ligne), après filtrage (deuxième ligne), et après filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale (troisième ligne).

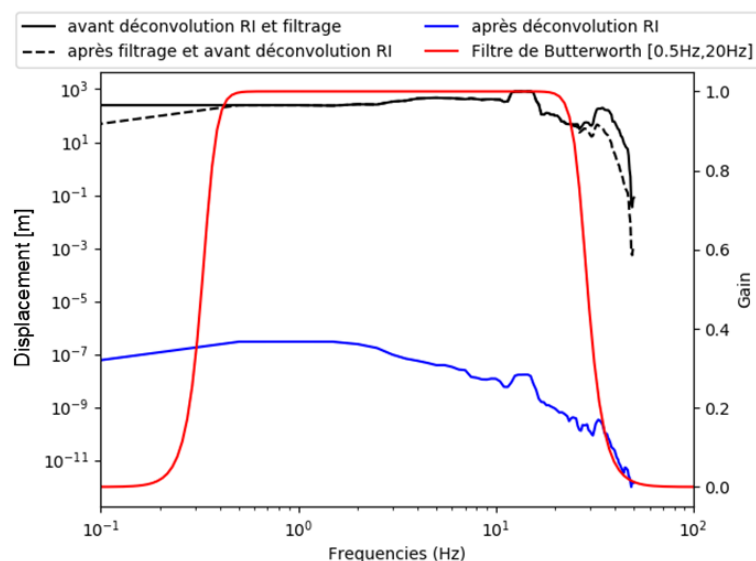


Figure 2.10: Comparaison des spectres d'amplitude en déplacement de l'événement M3 enregistré par la composante verticale de la station OPS (accéléromètre large bande, situé à environ 30 km au nord de l'essai nord) - le filtrage est réalisé avant la déconvolution de la réponse instrumentale (RI)

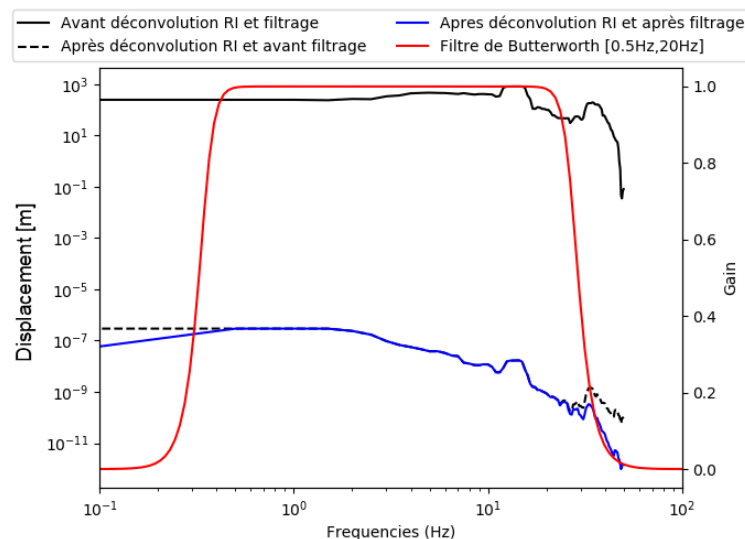


Figure 2.11: Comparaison des spectres d'amplitude en déplacement de l'événement M3 enregistré par la composante verticale de la station OPS (accéléromètre large bande, situé à environ 30 km au nord de l'essai nord) - le filtrage est réalisé après la déconvolution de la réponse instrumentale (RI)

Le calcul du spectre d'amplitude en déplacement et analyse de la qualité des données

Dans cette étude, pour calculer le spectre en déplacement, la méthode spectrale "multitaper" est utilisée. Cette méthode a été développée par Thomson 1982 et permet de calculer le spectre d'un signal en utilisant plusieurs fenêtres d'apodisation. Elle permet de réduire le bruit et de déterminer des incertitudes sur les spectres calculés. Cette méthode est utilisée notamment par la méthode de décomposition spectrale de Shearer et al. 2006 (cf section 2.3). Nous avons considéré 15 fenêtres d'apodisation (tapers). La figure 2.12 montre un exemple des spectres obtenus pour le signal et le bruit de l'événement M3 enregistré à la station ZELS (accéléromètre large-bande, situé à environ 30 km au sud de l'essaim nord). On note un mauvais rapport signal sur bruit (SNR) à basses fréquences mais celui-ci s'améliore au delà de 2.5Hz . La partie suivante se concentre sur l'analyse de la qualité des spectres obtenus notamment basée sur les SNR.

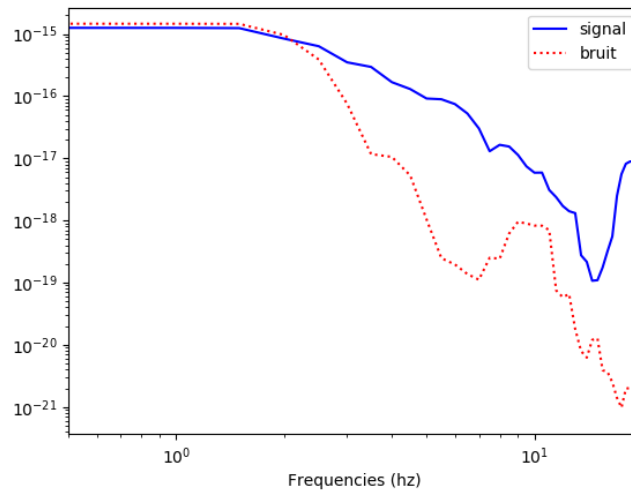


Figure 2.12: Spectres du signal (phase S) et du bruit après filtrage et déconvolution de la réponse instrumentale pour l'événement M3 enregistré à la station ZELS (accéléromètre large bande, situé à 30 km au sud de l'essaim nord)

Comme nous nous basons sur la phase S, nous avons considéré pour chaque événement i et station j un spectre en déplacement calculé comme la moyenne quadratique des spectres des composantes horizontales. Ainsi, si u_{ij} est le spectre retenu et si u_{ij}^N et u_{ij}^E sont respectivement les spectres sur la composante Nord et Est, alors $u_{ij} = \sqrt{(u_{ij}^N)^2 + (u_{ij}^E)^2}$.

Un tri a été appliqué sur tous les spectres calculés afin de retenir dans l'étude uniquement des données de qualité. Ce tri est basé sur trois critères à savoir un critère sur le rapport signal sur bruit (SNR), un critère sur le nombre de stations qui ont enregistré l'événement et un critère sur le nombre d'événements enregistrés par chaque station.

- **Le critère sur le SNR .** Il s'agit de s'assurer que le spectre n'est pas biaisé par la présence de trop de bruit. pour ce faire, on peut utiliser le rapport signal sur bruit, SNR . Soient $S(f)$ et $B(f)$ les spectres du signal et du bruit respectivement. On a alors :

$$SNR(f) = \frac{|S(f)|}{|B(f)|} > SNR_c, \quad (2.22)$$

où SNR_c est le seuil critique de SNR en dessous duquel le signal n'est pas suffisamment qualitatif et $|\cdot|$ représente le module de la transformée de Fourier soit le spectre d'amplitude.

⇒ Le critère sur le SNR a été appliqué par bande de fréquences à l'instar de Shearer et al. 2006, c'est à dire que pour que le spectre soit retenu il faudra que celui-ci respecte 'en moyenne' le critère dans chacune des bandes de fréquences définies. Ceci permet de s'assurer d'une qualité du signal sur l'ensemble des fréquences du spectre sans être trop restrictif. Les 3 bandes de fréquences choisies sont les suivantes :

- $[0.5Hz, 10Hz[$,
- $[10Hz, 16Hz[$,

– $[16Hz, 20Hz]$.

Remarque : les bandes de fréquences auraient pu être différentes. On aurait pu par exemple définir 4 bandes de fréquences en ajoutant par exemple une première bande de fréquences entre $0.5Hz$ et $5Hz$. Au vu du comportement de certains spectres à basses fréquences (SNR très faible, cf e.g. la figure 2.12), le choix d'une bande de fréquences plus large permettait de moyenner la qualité et d'éviter d'évincer trop de spectres de l'analyse.

- **Le critère sur le nombre de spectres par évènement.** Il s'agit de retenir les évènements pour lesquels nous avons au moins un certain nombre de spectres, c'est à dire des spectres à plusieurs stations. Ceci est une condition nécessaire pour la localisation de l'évènement par exemple mais nous verrons aussi que ce critère est important pour assurer une certaine représentativité dans la décomposition spectrale de Shearer (2006) qui se base sur un comportement moyen par évènement.

⇒ Le choix du nombre minimum de stations qui doivent enregistrer un évènement est dépendant de SNR_c . Ainsi, pour fixer le critère sur le SNR et sur le nombre de stations par évènement, il est nécessaire de réaliser une analyse de sensibilité conjointe. La figure 2.13.a présente la sensibilité du nombre d'évènements retenus à l'augmentation du critère SNR_c et la figure 2.13.b présente la sensibilité du nombre d'évènements retenus par rapport au critère sur le nombre de spectres par évènement considérant deux SNR_c : $SNR_c = \sqrt{2}$ et $SNR_c = 2$. Au vu de ces figures, nous voyons que toutes choses égales par ailleurs, passer de $SNR_c = 1$ à $SNR_c = 2$ implique une perte d'environ 40 % d'évènements. Si l'on retient $SNR_c = 2$, le nombre d'évènements retenu diminue fortement avec le nombre minimum de stations. Afin de garantir une base de données de qualité pour les méthodes de détermination des paramètres, nous avons

retenu comme critères que chaque spectre doit avoir un $SNR > 2$ dans chaque bande de fréquences et que chaque événement doit être enregistré par au moins 3 stations. Ces choix impliquent une perte d'environ 70 % d'événements.

- **Le critère de qualité de la station.** Il peut s'avérer utile de déterminer un critère qui va permettre de prendre en compte la qualité d'enregistrement d'une station sismologique. Il s'agira par exemple de ne retenir dans une analyse que les stations qui ont enregistré un certain nombre d'événements.

⇒ Ce critère ne sera appliqué que pour la décomposition de Shearer. En effet, ce critère est important car la méthode consiste notamment à rechercher un spectre lié aux effets autour de chaque station (cf section 2.3). La figure 2.14 représente le nombre d'événements enregistrés par chaque station. Ces nombres d'événements respectent les critères sur le SNR et sur le nombre minimum de stations. Afin de ne pas évincer plus de stations de l'analyse, nous avons considéré qu'un critère de 10 événements minimum par station est raisonnable.

Pour les 3 événements, la figure 2.15 représente les spectres en déplacement pour deux stations : RA7C1 (Raspberry shake dont la fréquence d'échantillonnage est de 40Hz) et CIEL (accéléromètre large-bande avec une fréquence d'échantillonnage de 100Hz). On voit par exemple qu'au delà de la fréquence Nyquist (20 Hz pour les RA7C1 et 50 Hz pour CIEL), le spectre devient moins lisse et plus instable.

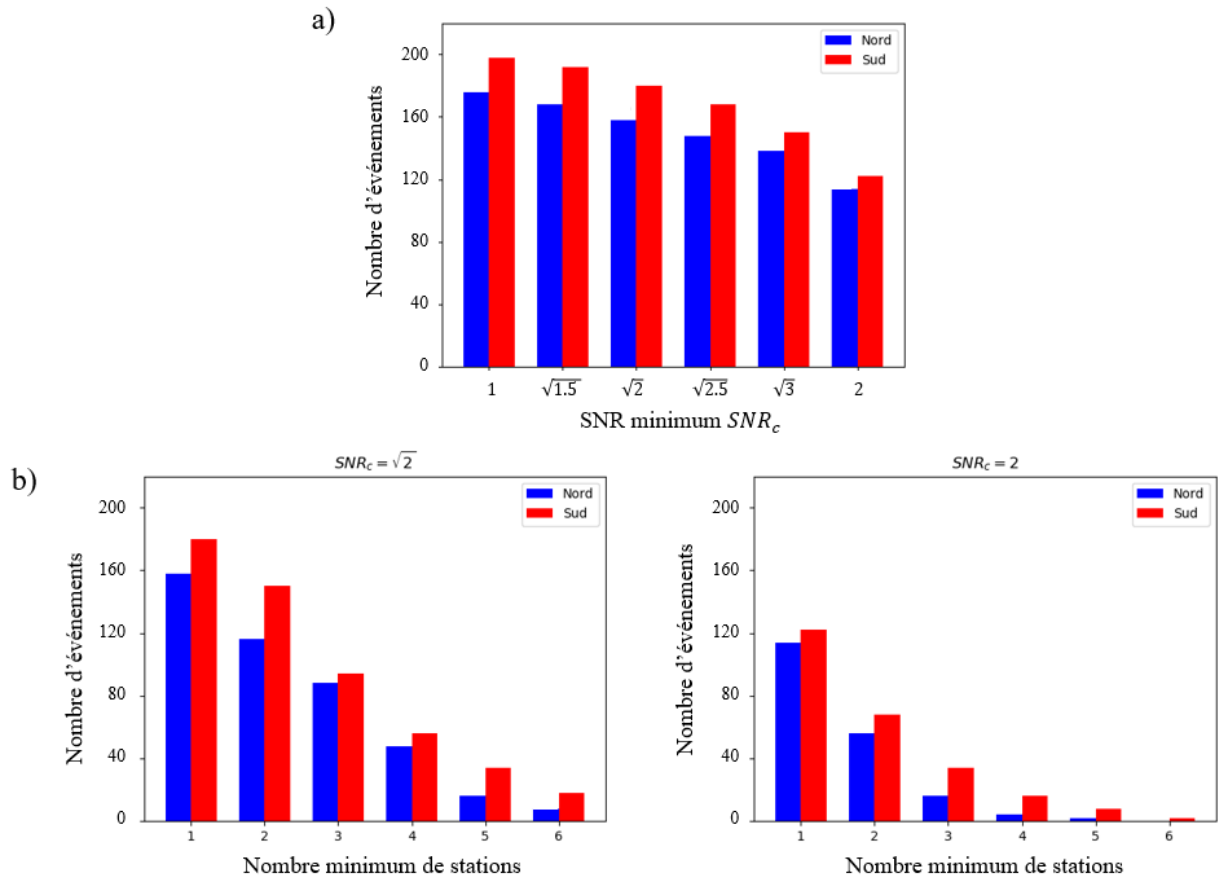


Figure 2.13: Analyse de sensibilité des critères de qualité des données. a) Répartition du nombre d'évènements retenus en fonction du critère sur le SNR. b) Répartition du nombre d'évènements retenus en fonction du critère du nombre de stations (spectres) par évènement en considérant à gauche un $SNR_c = \sqrt{2}$ et à droite un $SNR_c = 2$.

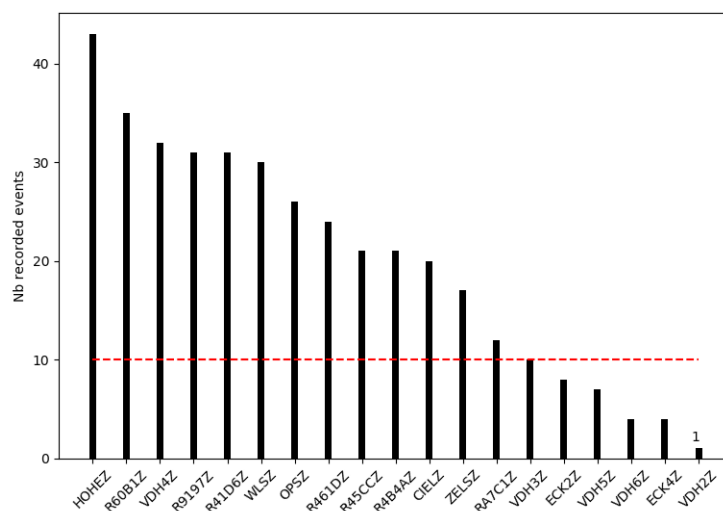


Figure 2.14: Le nombre d'événements tient compte des critères sur le SNR (i.e. $SNR > 2$) et sur le nombre de stations qu'enregistrent un événement (i.e. au moins 3).

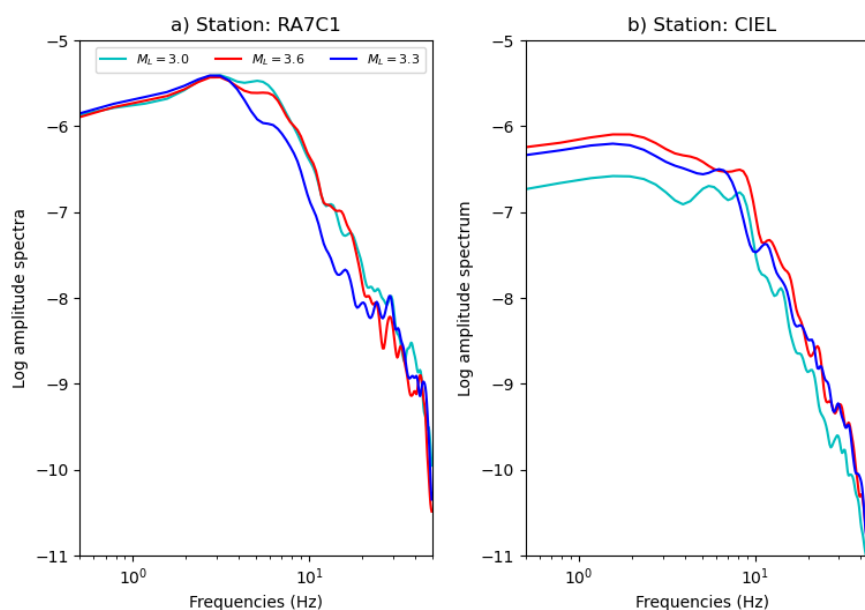


Figure 2.15: Spectres en déplacement avant décomposition D_{ij} pour les 3 événements M3, M3.3 et M3.6 aux stations RA7C1 (Raspberry Shake, situé à environ 12 km au sud de l'essai nord) et CIEL (accéléromètre large-bande, situé à environ 30 km au nord-ouest de l'essai nord).

2.4.1.2 Résultats avec l'approche classique

Cette première méthode décrite dans la section 2.3 est très utilisée par les sismologues. Dans cette étude, elle permet d'avoir une première estimation des paramètres à la source des trois événements qu'on pourra ensuite comparer avec ceux obtenus avec les deux autres méthodes.

Conformément au modèle de Brune présenté dans la section 2.1.1, nous supposons un milieu homogène dans lequel le coefficient de radiation des ondes S vaut $R_S \approx 0.63$ (Shearer et al. 2006), la densité moyenne du milieu vaut $\rho \approx 2500 \text{ kg.m}^{-3}$ (valeur typique pour un socle granitique) et la vitesse des ondes S vaut $V_S = 3400 \text{ m.s}^{-1}$ (Rothé et al. 1950). L'ajustement est réalisé en utilisant une approche de minimisation par moindres carrés qui permet d'obtenir deux paramètres de la source (f_c et M_0) pour chacun des trois événements et un paramètre du milieu, à savoir le facteur d'atténuation intrinsèque Q_S . Nous réalisons l'ajustement sur deux bandes de fréquences différentes selon le type de station : sur $[0.5 \text{ Hz}, 20 \text{ Hz}]$ pour les stations Raspberry shake et sur $[0.5 \text{ Hz}, 40 \text{ Hz}]$ pour les autres. En effet, comme la fréquence d'échantillonnage des stations Raspberry shake est de 40Hz et que le signal a été ré-échantillonné comme un signal enregistré à 100Hz, les amplitudes à des fréquences supérieures à 20Hz ne sont pas fiables. A partir des f_c et M_0 obtenus, on déduit la chute de contrainte moyenne ainsi que le rayon de la source en utilisant les équations (2.7) et (2.8). Les paramètres à la source obtenus sont présentés dans le tableau 2.1. Les figures 2.16, 2.17 et 2.18 présentent l'ajustement aux différentes stations pour l'événement M3, l'événement M3.3 et l'événement M3.6 respectivement.

Les magnitudes de moment M_W ont été calculées à partir des M_0 obtenus et de la relation de Hanks et al. 1979 (cf Eq. (2.4)). Les M_W obtenues sont bien croissantes avec les magnitudes locales M_L calculées par le BSCF RENASS. On remarque qu'on obtient $M_W(M3) = M_L(M3)$

puis M_W devient inférieure à M_L avec une croissance de la différence i.e. que la différence entre les deux magnitudes est croissante avec la magnitude et en l'occurrence M_W croît moins vite que M_L . En revanche, on note des fréquences coin f_c qui ne sont pas cohérentes avec la relation d'échelle de Aki 1967 ou de Madariaga 1976 puisque f_c ne diminue pas systématiquement avec le moment sismique M_0 . En particulier, l'événement M3.6 qui présente une f_c plus élevée que celle de l'événement M3.3 (3.5 contre 2.8). Cependant, les incertitudes sur les paramètres estimés pourraient expliquer cette incohérence.

Une autre piste a été analysée à savoir considérer un facteur d'atténuation qui dépend de la fréquence $Q_S(f)$ (cf section 2.1.1) pour vérifier si l'ajustement est mieux contraint. Conformément à Aki et al. 1980, un facteur d'atténuation de forme : $Q_S = Q_0 f^\alpha$ ou $\alpha \in [0, 1]$, ce qui amène le facteur exponentiel à $\exp\left(\frac{-\pi R f^{1-\alpha}}{Q_0 V_S}\right)$. La figure 2.19 montre l'effet de α sur le facteur exponentiel. $\alpha = 0$ revient à considérer un facteur indépendant de la fréquence. Les calculs n'ont pas donné de résultats significativement différents. Ceci s'explique par la forme des spectres qui ont globalement une atténuation de la forme en f^{-2} (cf e.g. figure 2.17) et qui n'ont pas besoin d'un facteur d'atténuation qui viennent tenir compte d'une décroissance moins rapide.

Événement	f_c [Hz]	M_0 [N.m]	M_w	Q_S	R [m]	$\Delta\sigma$ [MPa]
M3	3.1 ± 1	$(4.89 \pm 2.5) 10^{13}$	3 ± 0.3	430	227 ± 72	1.8
M3.3	2.8 ± 1	$(9.81 \pm 4.6) 10^{13}$	3.2 ± 0.3	430	258 ± 93	2.5
M3.6	3.5 ± 1.3	$(1.39 \pm 0.87) 10^{14}$	3.3 ± 0.4	430	206 ± 78	7

Tableau 2.1: Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3 et M3.6 estimés avec l'approche classique. Les intervalles de confiance sont donnés avec un intervalle de confiance de 95 %.

Cette approche est équivalente à celle du programme *SourceSpec* (Satriano n.d.) mais diffère dans la considération des composantes des signaux considérés. Dans notre approche, nous avons considéré seulement les deux composantes horizontales et avons calculé la moyenne

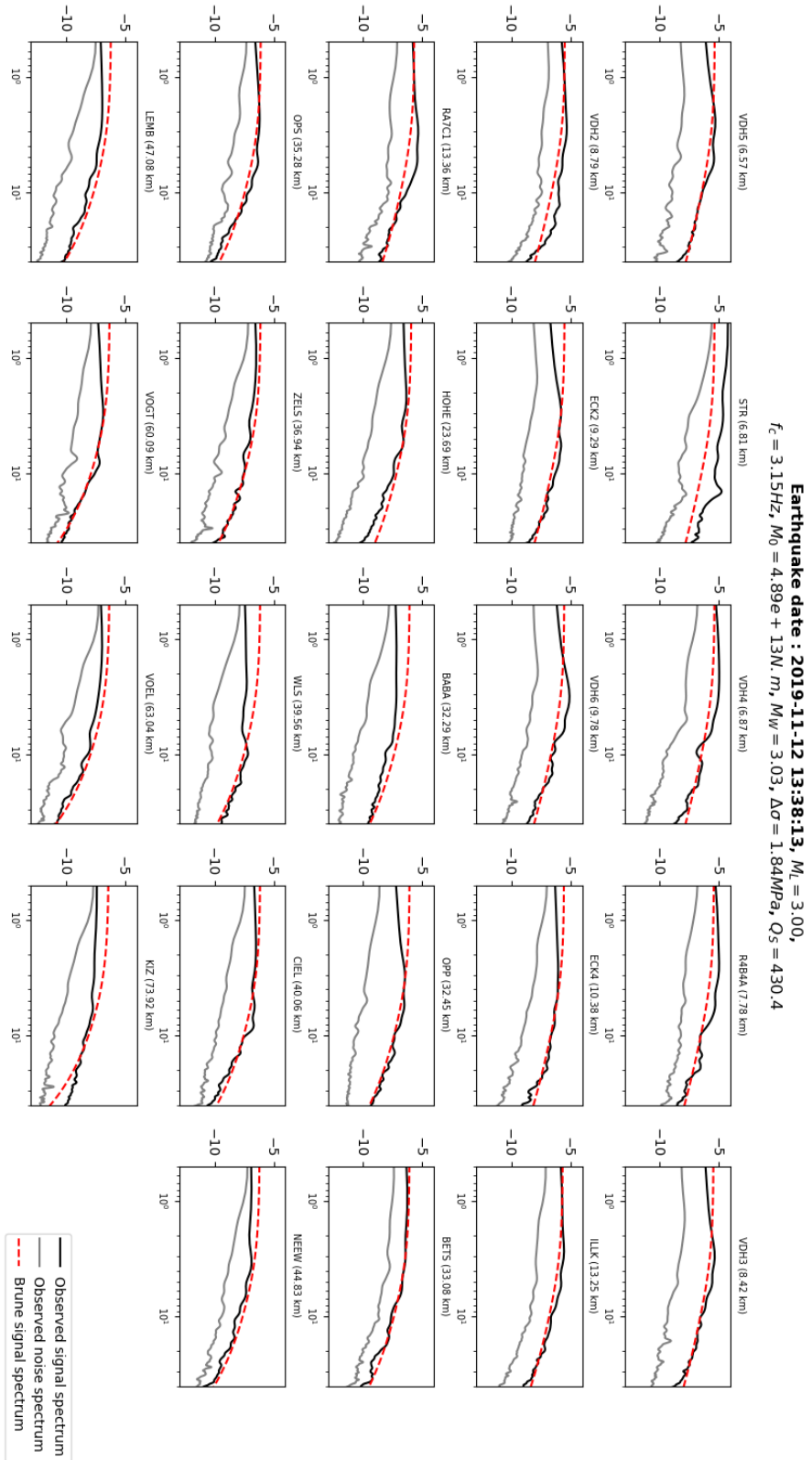


Figure 2.16: Ajustement du modèle de Brune 1970 sur les spectres en déplacement pour l'événement M3. Les amplitudes sont ici les logarithme des déplacements en m . Les distance hypocentrales sont données à coté du nom de chaque station et les figures sont classées par ordre croissant de ces distances.

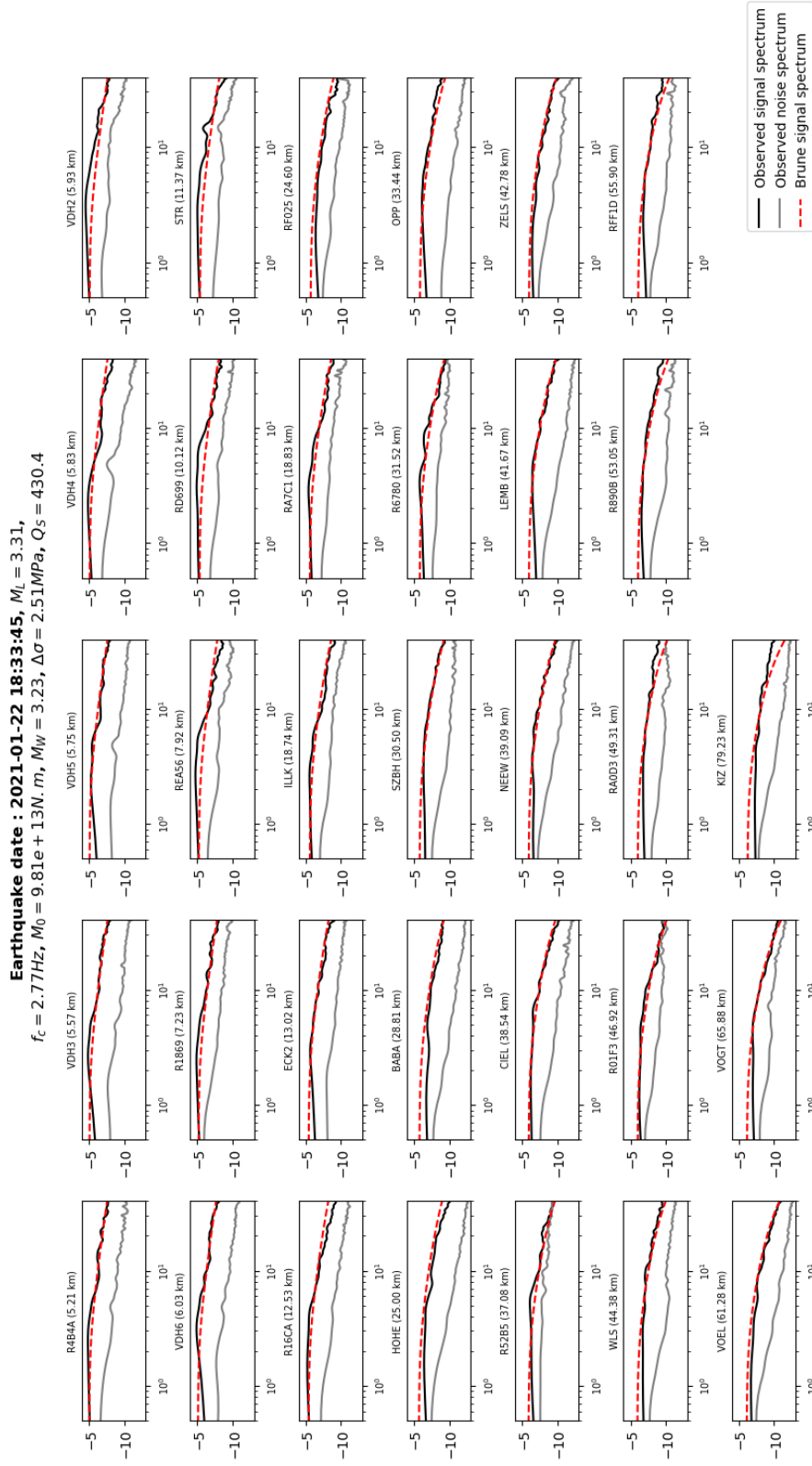


Figure 2.17: Ajustement du modèle de Brune 1970 sur les spectres en déplacement pour l'événement M3.3. Les amplitudes sont ici les logarithme des déplacements en m . Les distance hypocentrales sont données à côté du nom de chaque station et les figures sont classées par ordre croissant de ces distances.

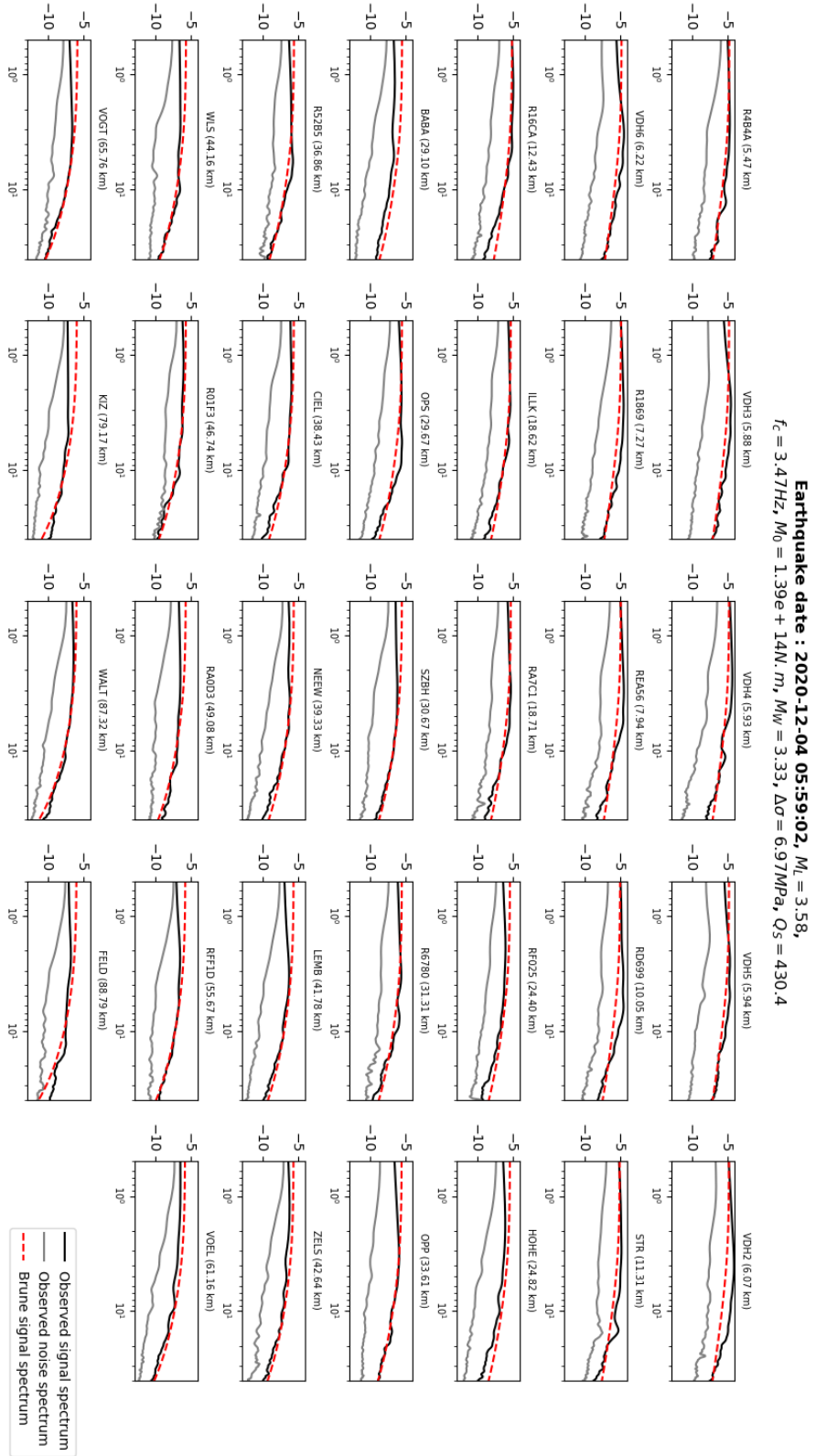


Figure 2.18: Ajustement du modèle de Brune 1970 sur les spectres en déplacement pour l'événement M3.6. Les amplitudes sont ici les logarithme des déplacements en m . Les distance hypocentrales sont données à côté du nom de chaque station et les figures sont classées par ordre croissant de ces distances.

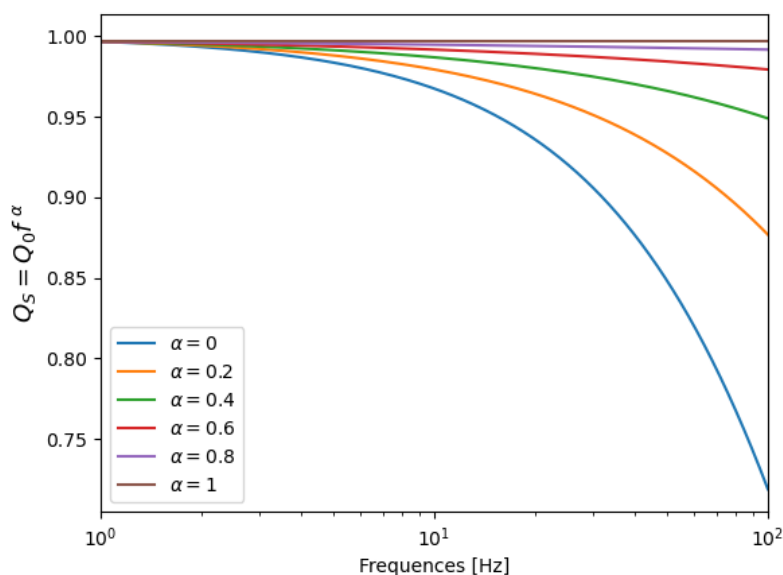


Figure 2.19: Effet sur l'atténuation de l'intégration d'une dépendance de la fréquence du facteur d'atténuation.

quadratique de ces dernières. Satriano [n.d.](#) considère les trois composantes en calculant leur moyenne quadratique. Nous avons appliqué *SourceSpec* sur les trois événements M3, M3.3 et M3.6 et avons obtenus des résultats similaires pour le moment sismique et la magnitude de moment mais des résultats légèrement supérieurs pour la fréquence coin. Le [tableau 2.2](#) présente les résultats obtenus avec cette méthode.

Événement	f_c [Hz]	M_0 [N.m]	M_w	Q_S	R [m]	$\Delta\sigma$ [MPa]
M3	4.2 ± 1.2	$(3.5 \pm 2) 10^{13}$	2.9 ± 0.2	390	259	0.9
M3.3	4 ± 1	$(6.5 \pm 4.2) 10^{13}$	3.1 ± 0.3	390	272	1.4
M3.6	4.4 ± 1.5	$(9 \pm 0.7) 10^{13}$	3.2 ± 0.3	390	247	2.6

Tableau 2.2: Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3 et M3.6 estimés avec *SourceSpec*. Les intervalles de confiance sont donnés avec un intervalle de confiance de 95 %.

2.4.1.3 Résultats avec la décomposition de Shearer

Dans cette partie nous appliquons la méthode de décomposition spectrale de Shearer et al. 2006 présentée et détaillée dans la section 2.3.2. Pour présenter les résultats, reprenons les 3 étapes de calcul présentées dans la section 2.3.2.

La décomposition spectrale : la recherche du terme de la source

Pour poser le problème tel que présenté dans l'Eq. (2.14), il est nécessaire de définir le paramètre de distance k dans les termes liés au temps de trajet des ondes $T_{k(ij)}$. Ce paramètre sera défini en fonction du temps d'arrivées des ondes t_P . La figure 2.20 représente la distribution des t_P de tous les événements enregistrés à chacune des stations retenues dans l'analyse (i.e. après application des trois critères, cf section 2.4.1.1). On pourrait définir $k = 1, 2, 3, \dots, 8$ soit définir 1s comme pas de temps. Cependant, cela impliquerait de n'avoir que très peu de pointés voire aucun dans certaines classes (e.g. entre 3 et 4 s) . Par ailleurs, pour certains intervalles de t_P il n'y aurait qu'une seule station concernée. Or, ceci poserait des problèmes lors de l'inversion comme la décomposition de Shearer se base sur une hypothèse d'homogénéité du milieu. Pour assurer cela, il faut s'assurer une représentativité du milieu. Ainsi, au vu de la figure 2.20, il semble judicieux de créer 2 classes de temps de trajets : de 0s à 4s et au delà de 4s représentées respectivement par $k = 0$ et $k = 1$.

Au vu des critères de qualité appliqués et du nombre d'événements à analyser, nous avons maintenant un problème qui est surdéterminé (problème où le nombre d'équations est supérieur au nombre d'inconnues). En effet, une équation correspond à un spectre enregistré à une station et les inconnues sont les 91 spectres de la source des 91 événements. Or, chaque station enregistre plusieurs événements et chaque événement est enregistré par plusieurs stations (pour rappel, nous avons 334 spectres $d_{i,j}$). Par conséquent, le système possède

une solution. Nous avons appliqué d'abord une méthode de résolution itérative puis avons appliqué une méthode de résolution par problème inverse. Les deux approches ont donné des résultats quasi similaires.

Remarque : pour la résolution du problème inverse, nous avons décidé de partir sur un a priori nul. Concrètement, nous avons retranché de tous les spectres en déplacement initiaux D_{ij} , la moyenne de tous les spectres calculés. Par ailleurs, au vu des résultats obtenus avec la méthode itérative nous avons défini les matrices de covariance associées aux données et au modèle telles que : $C_d = C_m = 2Id$.

Pour illustrer la méthode, les différents termes de la décomposition spectrale pour l'événement M3 sont représentés dans la figure 2.21. On retrouve le terme source qui semble bien être ajusté à un modèle de Brune et qui à cette étape donnerait une magnitude de moment $M_W = 3.1$ et une fréquence coin $f_c = 4.5Hz$. Cependant, la méthode ne s'arrête pas ici. On peut encore aller plus loin en enlevant des effets résiduels liés à la traversée d'hétérogénéités par les ondes. Pour ce faire la deuxième étape consiste à rechercher une fonction de Green empirique.

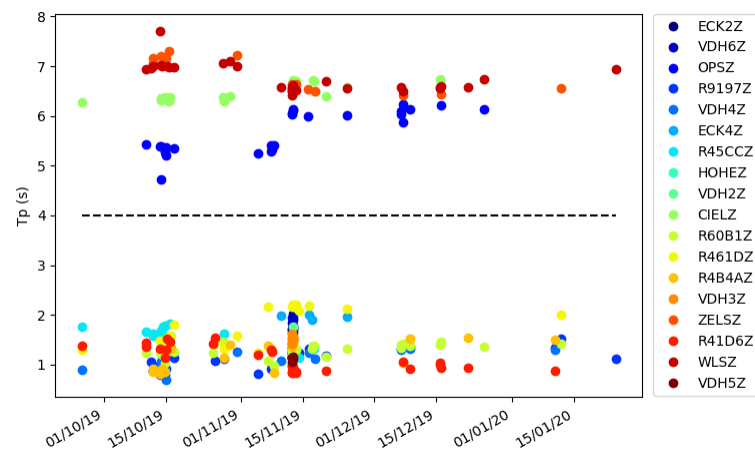


Figure 2.20: Distribution des temps d'arrivées des événements et stations retenues

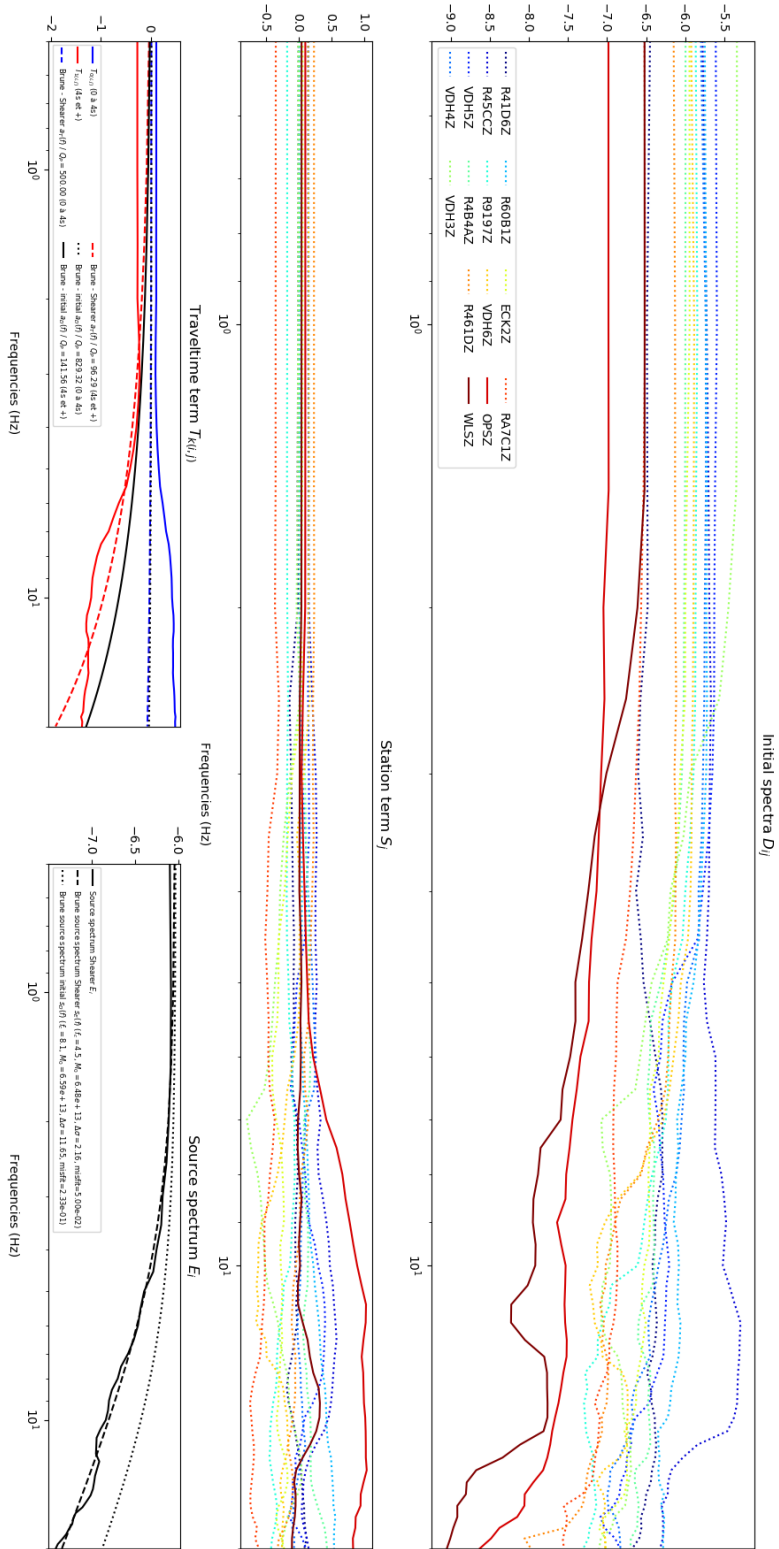


Figure 2.21: Décomposition spectrale pour l'événement M3. Les valeurs d'amplitudes sont en log des amplitudes en déplacement. Pour les spectres initiaux D_j et les termes de stations S_j , les courbes en pointillés font référence aux stations ayant enregistré un temps d'arrivée de l'onde P $t_P < 4s$ et les courbes pleines à $t_P \geq 4s$.

La correction finale : recherche d'une fonction de Green Empirique

Nous avons besoin d'une fonction de Green empirique (FGE) pour corriger le terme lié à la source obtenu lors de l'étape précédente des effets d'atténuation et d'autres effets liés à la traversée d'hétérogénéités par l'onde. Pour trouver cette EGF, nous appliquons la procédure proposée par Shearer et al. 2006 et détaillée dans la section 2.3.2. Elle consiste tout d'abord à créer des classes de magnitudes \mathcal{C} et à calculer pour chacune d'entre elles le spectre moyen de la source $E_{\mathcal{C}}$. Puis, en parcourant en boucle une gamme de valeurs possibles de $\Delta\sigma$, nous calculons en utilisant la relation d'échelle (Eq. (2.8)) pour chaque classe un spectre théorique de la source de Brune et nous recherchons une FGE unique qui minimise l'erreur (calculée entre 1Hz et 30Hz).

Trois classes \mathcal{C} de magnitude locale ont été déterminées : $[1.7, 2.1[$, $[2.1, 3[$ et $[3, 3.6]$. Les spectres de la source moyens de chacune des trois classes sont représentés dans la figure 2.22.

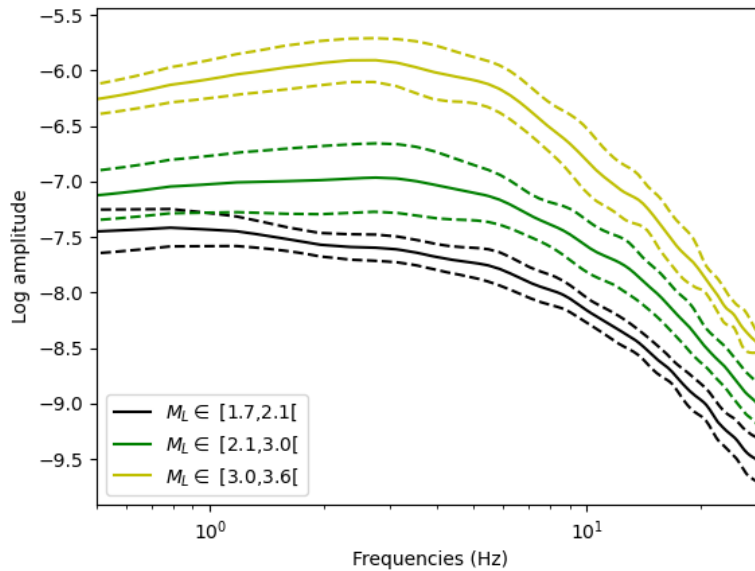


Figure 2.22: Spectres moyens par classe de magnitude $E_{\mathcal{C}}$. Les lignes continues représentent les spectres moyens et les lignes discontinues représentent les valeurs de $E_{\mathcal{C}} \pm 1$ écart-type.

Pour poursuivre l'analyse, nous avons besoin de connaître le moment sismique associé à chaque classe. Pour tenir compte de la nécessaire relation positive entre les magnitudes locales et les moments sismiques, nous réalisons une régression entre l'amplitude basse fréquence (Ω_0) et les magnitudes locales. Les moments sismiques de chaque classe seront ensuite estimés à partir de cette régression. La figure 2.23 présente cette relation de régression.

Nous avons trouvé une EGF à partir des 3 classes de spectres de source qui est en accord avec une chute de contrainte moyenne de 60 MPa. La figure 2.24 représente les spectres groupés et corrigés par l'EGF qui quant à elle, est présentée dans la figure 2.25. On peut noter au vu de l'EGF qu'elle va permettre de corriger les amplitudes à basse fréquence ($f < 2Hz$) pour avoir une meilleure forme en plateau. Quant à haute fréquence, elle va permettre d'ajuster légèrement l'atténuation intrinsèque sur le spectre de la source.

Afin de déterminer la fréquence coin et le moment sismique pour chaque événement individuel, nous devons soustraire l'EGF aux spectres des sources individuelles déduits de la décomposition (cf Eq. (2.17)) et obtenir ainsi les spectres de la source corrigés de tous les effets qui ne concerneraient pas la source.

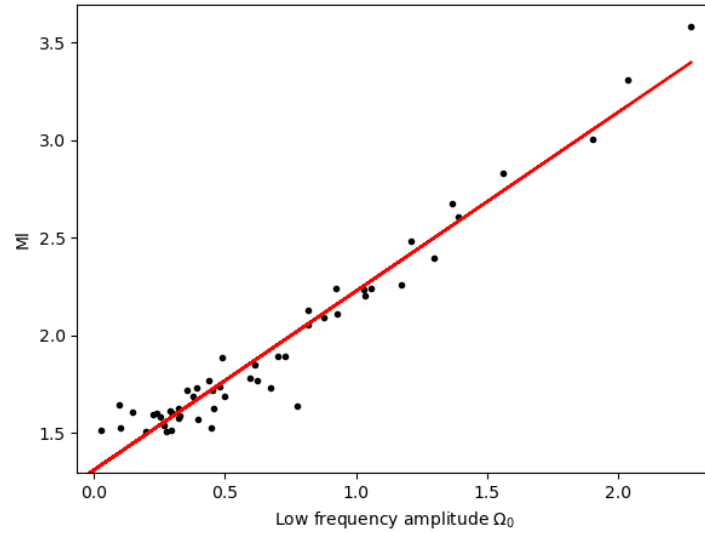


Figure 2.23: Relation de conversion entre les magnitudes locales M_L et le log du plateau Ω_0 du spectre de la source en déplacement (m).

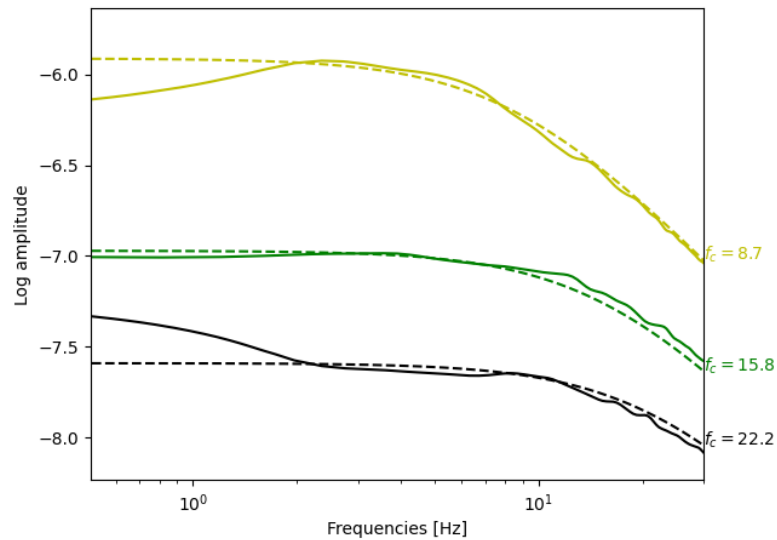


Figure 2.24: Spectre de la source corrigé de l'EGF pour chaque classe. Les lignes pointillées représentent le modèle théorique de Brune 1970 qui a été ajusté.

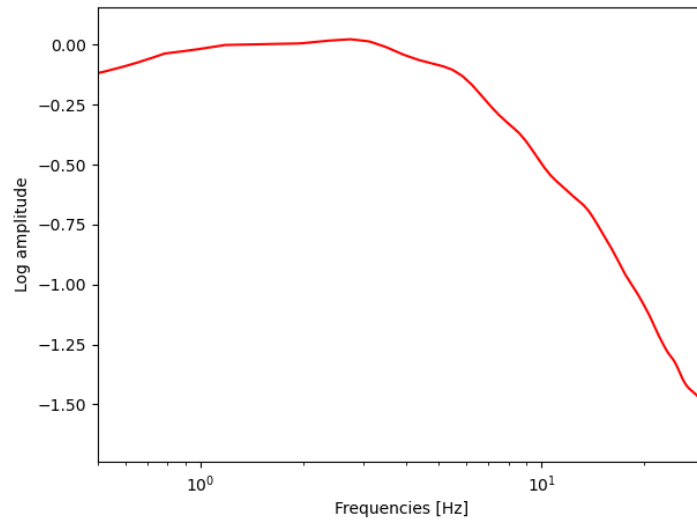


Figure 2.25: Fonction de Green empirique.

Calcul des paramètres à la source sur le spectre de la source final (i.e. corrigé de la FGE)

En nous concentrant sur les spectres de la source des trois événements M3, M3.3 et M3.6, nous avons ajusté le modèle spectral de déplacement de Brune 1970 (cf. Eq. (2.19)) et déduit le moment sismique et la fréquence coin par minimisation des erreurs par moindres carrés. La figure 2.26 présente les spectres des trois événements associés de leur ajustement. La table 2.3 résume les paramètres à la source estimés pour les trois événements.

Les résultats sont cohérents avec la relation d'échelle de Madariaga 1976 (cf Eq. (2.8)) puisque plus le moment sismique (ou la magnitude de moment) est élevé et moins la fréquence coin l'est. Les magnitudes restent cohérentes avec celles obtenues par l'approche classique (cf le tableau 2.1). les fréquences obtenues par décomposition spectrale sont en revanche plus élevées que par approche classique. Néanmoins, les incertitudes relatives sont plus faibles par décomposition spectrale témoignant d'un meilleur ajustement des spectres. Nous verrons

dans la section 2.4.1.4, comment se situe les résultats en utilisant une approche par rapport spectral.

Événement	f_c [Hz]	M_0 [N.m]	M_w	R [m]	$\Delta\sigma$ [MPa]
M3	9.8 ± 1.3	$(2.63 \pm 1.54) 10^{13}$	(2.9 ± 0.4)	73	29.6
M3.3	9.2 ± 1.3	$(5.14 \pm 2.78) 10^{13}$	(3.1 ± 0.4)	78	47.4
M3.6	7.5 ± 1	$(1.08 \pm 0.53) 10^{14}$	(3.3 ± 0.3)	96	53.4

Tableau 2.3: Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3 et M3.6 estimés avec la décomposition spectrale. Les valeurs sont données avec un intervalle de confiance de 95 %.

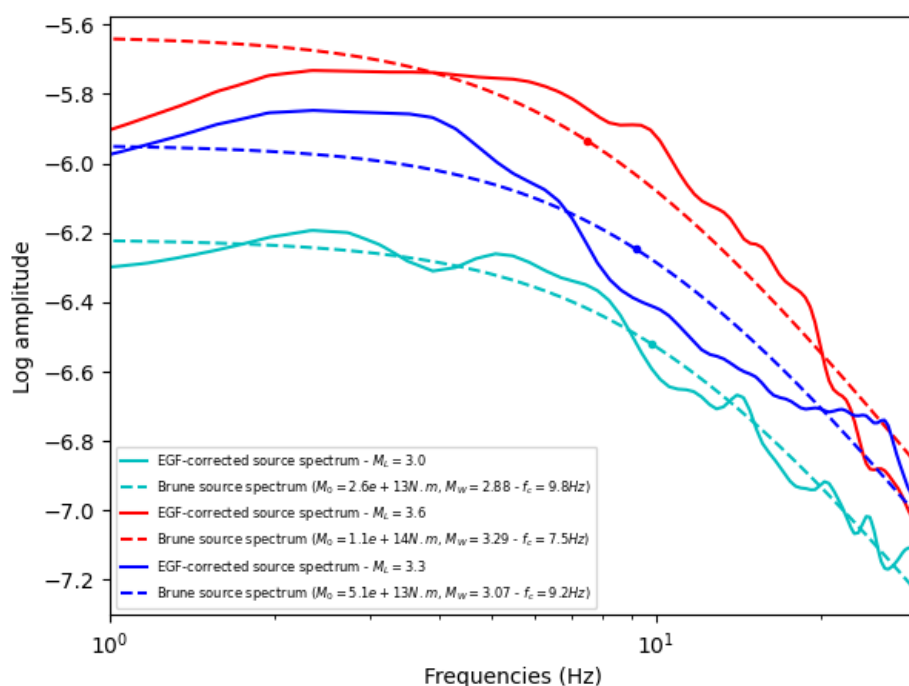


Figure 2.26: Spectres de déplacement de la source après décomposition spectrale et correction EGF pour les trois événements M3, M3.3 et M3.6. Les points représentent la fréquence du coin.

2.4.1.4 Résultats avec l'approche par rapport spectral

La méthode par approche du rapport spectral présentée dans la section 2.3.3 est appliquée pour déterminer les fréquences coin f_c des événements M3, M3.3 et M3.6. Nous nous servons

des événements de magnitude locale comprise entre 1 et 2 pour effectuer les rapport spectraux. En effet, nous devons calculer le rapport spectral entre deux événements qui ont des niveaux d'amplitude différents ou, en d'autres termes, un certain écart de magnitude (nous prenons ici une différence d'au moins 1 point de magnitude). Pour chaque station ayant enregistré les deux événements, nous calculons le rapport spectral puis, pour chaque événement, nous appliquons une approche de minimisation d'écarts par rapport au modèle théorique de Brune 1970 afin de déduire le moment relatif et la fréquence de coin les mieux ajustés pour ces événements. A partir du moment relatif, nous pouvons estimer le moment absolu en supposant qu'il s'agit d'un moment sismique pour un événement. Cependant, avec cette approche, nous ne pouvons pas estimer les moments absolus pour les trois événements. En effet, cette approche impose de calculer les rapports spectraux entre des événements localisés proches les uns des autres. Or, l'événement M3 est situé dans l'essaim Sud alors que les événements M3.3 et M3.6 sont situés dans l'essaim Nord. De plus, les trois événements visés n'ont pas au moins 1 point de magnitude de différence. Par ailleurs, pour estimer la chute de contrainte moyenne, nous utilisons l'équation (2.7) en considérant la moyenne des moments sismiques estimés à partir de l'approche classique (cf tableau 2.1) et de la décomposition de Shearer (cf tableau 2.3).

La figure 2.27 représente l'ajustement par un modèle de Brune 1970 des rapports spectraux entre les trois événements M3, M3.3 et M3.6 et un événement de magnitude locale 1.5 (appelé ci-après événement M1.5). Comme le montrent les valeurs dans le tableau 2.1 ainsi que la figure 2.27, l'ajustement de f_c n'est pas de bonne qualité. On observe que la relation d'échelle d'échelle entre moment sismique et fréquence coin n'est pas respectée et ce, même en tenant compte des incertitudes. Cependant, les magnitudes de moment obtenues restent cohérentes avec les résultats des deux autres méthodes de calculs (cf tableaux 2.1 et 2.3).

Event	f_c [Hz]	M_0 [N.m]	M_w	R [m]	$\Delta\sigma$ [MPa]
M3	3.9 ± 2.1	$(3.76 \pm 2) 10^{13}$	(3 ± 0.3)	183	2.7
M3.3	5 ± 1.1	$(7.48 \pm 3.9) 10^{13}$	(3.2 ± 0.3)	142	11.4
M3.6	8.4 ± 0.2	$(1.24 \pm 0.7) 10^{14}$	(3.3 ± 0.4)	85	88.3

Tableau 2.4: Paramètres à la source pour les événements M3, M3.3 et M3.6 estimés avec l'approche par rapport spectral. Les valeurs sont données avec un intervalle de confiance de 95 %.

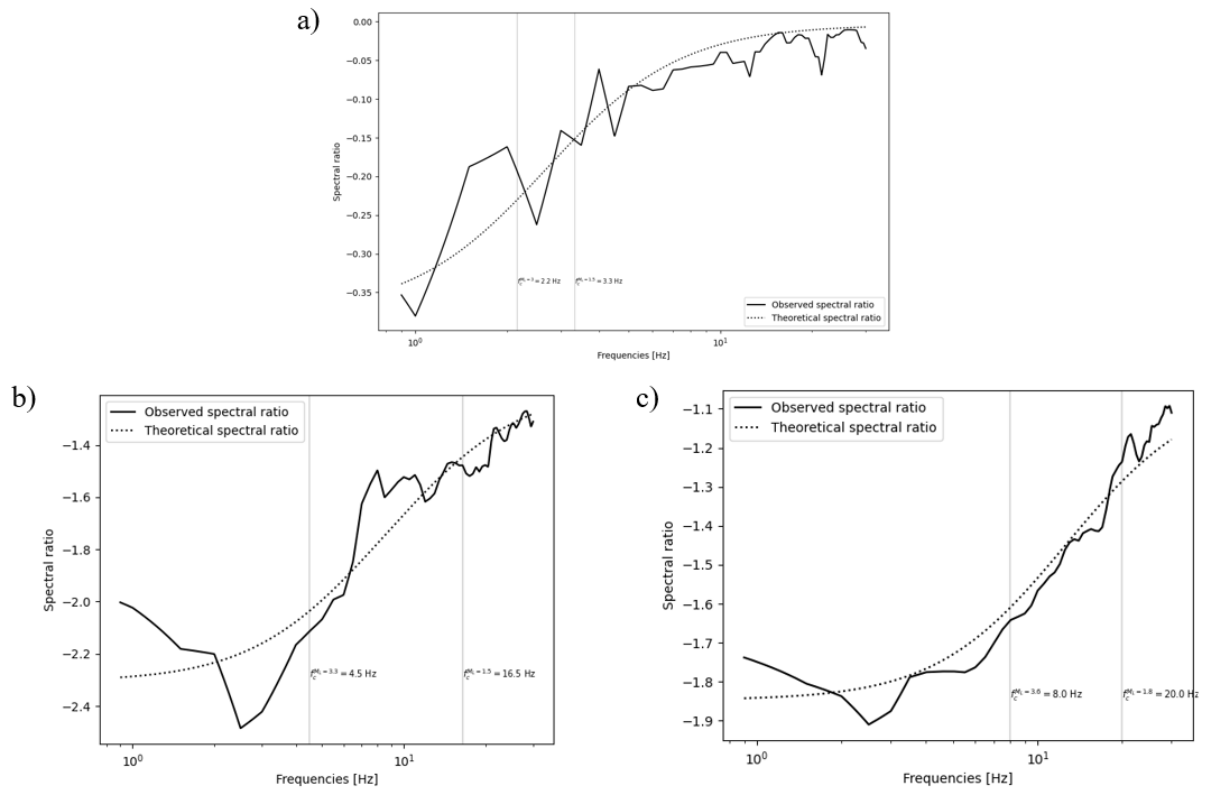


Figure 2.27: Moyenne sur différentes stations des rapports spectraux entre un événement de magnitude M1.5 et a) l'événement M3, b) l'événement M3.3 et c) l'événement M3.6. Les lignes verticales représentent les fréquences de coin ajustées.

2.4.1.5 Comparaison des résultats des trois méthodes

Nous avons vu que les trois méthodes de détermination des paramètres à la source (approche classique, décomposition spectrale de Shearer et approche par rapport spectral) ont mené à des magnitudes de moment similaires. Cependant, au niveau des fréquences coin, les résultats sont disparates et ne respectent pas tous la relation d'échelle (2.8) entre les paramètres à la source. Pour analyser les différences, nous représentons dans la figure 2.28, cette relation d'échelle entre le moment sismique M_0 , la fréquence coin f_c et la chute de contrainte moyenne $\Delta\sigma$ pour les trois méthodes. Globalement, cette figure confirme que les trois méthodes mènent à des estimation de M_0 similaires (en tenant compte de leur incertitude respective). Cependant au niveau des f_c et des $\Delta\sigma$, les résultats sont moins cohérents. Les méthodes par approche classique et par décomposition spectrale mènent toutes deux à des estimations de f_c respectant l'échelle (en tenant compte des incertitudes). Les f_c obtenues sont néanmoins différentes sur les deux méthodes : la décomposition spectrale menant à des estimations autour de 10 Hz alors que l'approche classique mène à des estimations autour de 5 Hz. La méthode par rapport spectral est la seule qui ne respectent pas l'échelle et mènent à des estimations de chutes de contrainte moyennes s'étalant sur plusieurs ordres grandeurs.

2.4.2 Paramètres à la source des quatre séismes majeurs

L'article Lengliné et al. 2023 s'est intéressé plus précisément aux quatre évènements majeurs notamment en déterminant leurs caractéristiques sismiques (fréquence coin, magnitude de moment et mécanismes au foyer) et l'impact sur les secousses ressenties à la surface. Cet article est annexé à ce manuscrit (cf [Annexe A](#)).

Pour déterminer les paramètres à la source, l'approche classique a été appliquée en utilisant

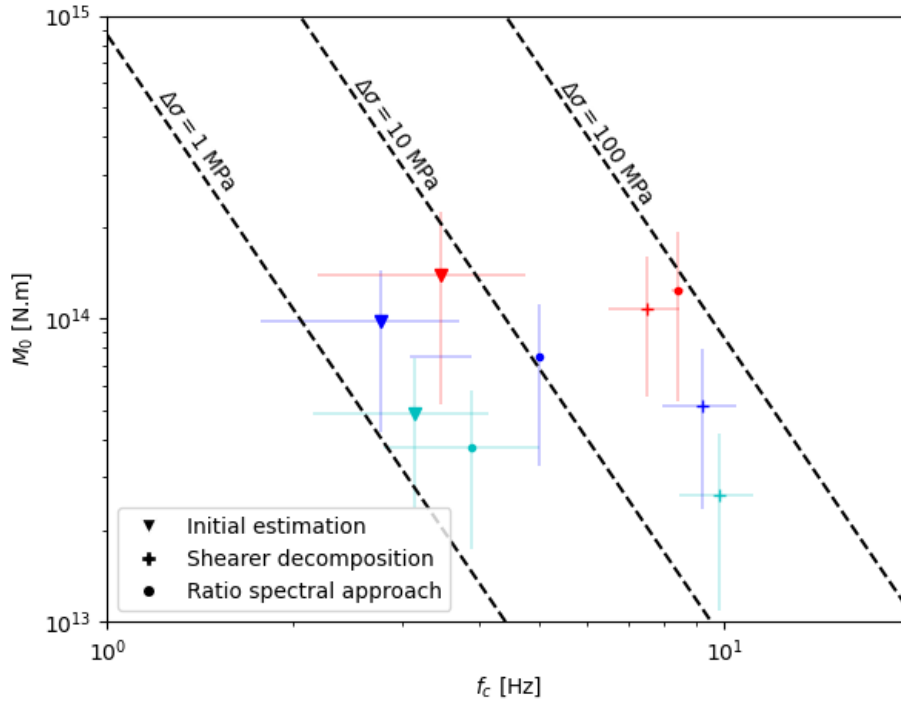


Figure 2.28: Comparaison des paramètres à la source obtenus pour les trois événements M3, M3.3 et M3.6 en fonction de la méthode choisie. La couleur rouge correspond à l'événement M3.6, la couleur bleue à l'événement M3.3 et le bleu clair à l'événement M3. Les barres verticales et horizontales représentent les intervalles de confiance à 95 % sur le moment sismique et la fréquence coin respectivement.

SourceSpec (Satriano [n.d.](#)). Par ailleurs, Lengliné et al. [2023](#) ont développé et utilisé un modèle de vitesse 3D pour cette détermination. Ce modèle 3D offre une représentation plus fidèle des couches sédimentaires superficielles du graben du Rhin, contrairement au modèle 1D (Rothé et al. [1950](#)) utilisé par le BCSF-Rénass et dans l'analyse comparative réalisée en section [2.4.1](#). Le modèle 3D présente des contrastes de vitesse importants entre ces couches. En effet, des couches peuvent être particulièrement épaisses dans la région du fossé rhénan supérieur, notamment dans la ville de Strasbourg et ses environs. De plus, un ensemble de failles normales régionales contribue à une variabilité horizontale des vitesses dans le graben.

Le tableau [2.5](#) présente les fréquences coin et les magnitudes de moment obtenues pour

les quatre évènements majeurs.

Évènement	f_c [Hz]	M_w
M3	5 ± 2	2.8 ± 0.3
M3.3	7 ± 2	3.1 ± 0.2
M3.6	5 ± 2	3 ± 0.3
M3.9	5 ± 2	3.4 ± 0.3

Tableau 2.5: Paramètres à la source pour les évènements M3, M3.3, M3.6 et M3.9 estimés avec *SourceSpec* et avec le modèle de vitesse 3D développé par Lengliné et al. 2023.

Les magnitudes de moment obtenues pour les trois premiers évènements majeurs sont similaires à celles obtenues en utilisant un modèle de vitesse 1D. Cependant, les fréquence coin sont légèrement supérieures (environ une unité de plus).

2.5 Conclusions et implications de cette étude pour l’analyse de la sismicité induite du site géothermique de Soultz-sous-Forêts

Plusieurs méthodes existent pour déterminer les paramètres à la source (cf section 2.3) d’un séisme. Trois méthodes ont été appliquées et testées. Une première méthode qu’on qualifie d’approche classique et qui est largement utilisée dans la communauté de sismologues. Elle consiste à déterminer le moment sismique et la fréquence coin directement sur le spectre d’amplitude en déplacement du séisme en utilisant un modèle de Brune 1970. La deuxième méthode est la décomposition spectrale de Shearer et al. 2006 qui n’a jamais été appliquée dans un contexte de sismicité induite (faible magnitude, $M < 2$) mais qui a fait ses preuves dans un contexte de sismicité naturelle. Elle consiste à utiliser les données de plusieurs séismes pour séparer le spectre d’amplitude en déplacement d’un séisme en 3 spectres : un

spectre associé à la source sismique, un spectre lié aux effets de la station et un spectre associé aux effets d'atténuation entre la source et la station. Les paramètres à la source sismique sont alors calculés sur le spectre lié à la source ce qui permet une estimation plus fiable. La troisième méthode se base sur le rapport des spectres en déplacements (rapport spectral) pour permettre, à l'instar de la décomposition spectrale de Shearer et al. 2006, d'enlever les effets qui ne sont pas liés à la source du séisme et ainsi déterminer les paramètres à la source de manière plus fiable.

Ces trois méthodes ont été appliquées aux séismes survenus dans la région de Strasbourg entre le mois de novembre 2019 et le mois de janvier 2021. Les trois méthodes ont permis de déterminer les paramètres à la source (moment sismique, fréquence de coin, taille et chute de contrainte moyenne) des trois plus grands événements de cette période, à savoir les événements de magnitude M3, M3.3 et M3.6. Les valeurs de magnitude de moment obtenues avec les trois méthodes sont assez similaires, mais des différences non négligeables ont été observées concernant les autres paramètres à la source. Les méthodes par approche classique et par décomposition spectrale ont permis d'obtenir des estimations respectant la relation d'échelle entre les paramètres à la source. Cependant, l'approche par décomposition spectrale a mené à des estimations assez élevées de fréquence coin (autour de 10 Hz) au vu de la taille de ces séismes contrairement à l'approche classique (autour de 5 Hz). Cette approche est adaptée à un contexte de microsismicité avec des données issues d'un réseau peu dense en stations. L'approche par rapport spectral a mené à des estimations qui ne respectent pas la relation d'échelle entre les paramètres à la source. Cette troisième méthode n'est pas adaptée à des séquences telles que celle de Strasbourg. En effet, en plus de nécessiter que les données soient peu bruitées, elle requiert des données issues de plusieurs séismes (avec un écart de magnitude suffisant) enregistrés sur un même réseau sismologique composé de

plusieurs stations. Excepté la nécessité d'avoir des séismes avec des différences de magnitude, la méthode de la décomposition spectrale présente également les mêmes contraintes que l'approche par rapport spectral.

Par ailleurs, ce travail a permis de savoir que la première méthode est plus adaptée aux données de Soultz-sous-Forêts car elle présente l'avantage de donner des résultats fiables dans le cas de données peu bruitées issues d'un réseau sismologique peu dense. En effet, les formes d'onde disponibles pour les expériences de Soultz-sous-Forêts ne sont disponibles que pour 4 ou 5 stations sismologiques qui sont, en revanche, placées dans des forages améliorant ainsi la qualité du signal des micro-séismes. Par ailleurs, pour l'analyse de la microsismicité sur le site de Soultz-sous-Forêts, nous nous intéresserons uniquement au moment sismique. Pour ce paramètre, l'approche classique et la décomposition de Shearer donnent des résultats similaires.

CHAPITRE 3

SISMICITÉ INDUITE CONTRÔLÉE PAR L'ÉNERGIE HYDRAULIQUE INJECTÉE : ÉTUDE DE CAS DU SITE EGS DE SOULTZ-SOUS-FORETS

Ce chapitre présente l'étude de comparaison de la réponse sismique entre les différentes expériences d'injection opérées dans le réservoir de Soultz-sous-Forêts. L'objectif est d'analyser le lien entre l'énergie hydraulique et l'énergie libérée par les séismes induits de plusieurs opérations d'injections réalisées sur un même réservoir pour se concentrer sur les effets de la configuration d'injection (pression, débit, profondeur). Au travers de cette analyse, il s'agit en particulier de comprendre l'origine de ce lien mais aussi de savoir s'il permet d'identifier les mécanismes à l'origine de la sismicité induite. Enfin, à des fins de maîtrise de l'aléa sismique, il s'agit d'étudier comment cette énergie injectée peut contrôler la sismicité induite ce qui a

fortiori permettrait de prédire la sismicité et en particulier la magnitude maximale possible en fonction de l'énergie injectée.

Ce chapitre décrira d'abord le site de Soultz-sous-Forêts et les différentes expériences d'injections réalisées sur ce site. Les données hydrauliques et sismiques utilisées seront décrites et la constitution, à partir de ces données, de la base de données harmonisée sera détaillée. Enfin, les résultats de l'analyse comparative seront présentés et discutés.

Ces parties sont présentées au travers de l'article intitulé 'Induced Seismicity Controlled by Injected Hydraulic Energy: the Case Study of the EGS Soultz-sous-Forêts site' soumis au *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

Cet article est associé d'un matériel supplémentaire disponible en [Annexe B](#).



JGR Solid Earth

RESEARCH ARTICLE

10.1029/2023JB028190

Key Points:

- Homogenization over multiple stimulations at the Soultz-sous-Forêts enhanced geothermal system site of the seismic moment estimates of the induced seismicity
- The ratio of the radiated seismic energy and the hydraulic energy is shown to be constant during stimulations
- This ratio can be seen as a reservoir property describing its seismic response to fluid injection and is used to predict the largest magnitude of induced earthquakes

Supporting Information:

Supporting Information may be found in the online version of this article.

Correspondence to:

K. Drif,
kamel.drif@ineris.fr

Citation:

Drif, K., Lengliné, O., Kinscher, J., & Schmitbuhl, J. (2024). Induced seismicity controlled by injected hydraulic energy: The case study of the EGS Soultz-sous-Forêts site. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129, e2023JB028190. <https://doi.org/10.1029/2023JB028190>

Received 2 NOV 2023

Accepted 14 MAY 2024

Author Contributions:

Conceptualization: K. Drif, O. Lengliné, J. Kinscher, J. Schmitbuhl
Formal analysis: K. Drif, O. Lengliné
Funding acquisition: J. Kinscher, J. Schmitbuhl
Investigation: K. Drif, J. Schmitbuhl
Methodology: K. Drif, O. Lengliné
Project administration: O. Lengliné, J. Kinscher, J. Schmitbuhl
Software: K. Drif
Supervision: O. Lengliné, J. Kinscher, J. Schmitbuhl
Validation: K. Drif, O. Lengliné
Visualization: K. Drif

© 2024 The Authors.

This is an open access article under the terms of the [Creative Commons](#)

[Attribution-NonCommercial License](#), which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited and is not used for commercial purposes.

Induced Seismicity Controlled by Injected Hydraulic Energy: The Case Study of the EGS Soultz-Sous-Forêts Site

K. Drif^{1,2} , O. Lengliné¹ , J. Kinscher² , and J. Schmitbuhl¹

¹Université de Strasbourg/CNRS, EOST/ITES, Strasbourg, France, ²Institut national de l'environnement industriel et des risques (INERIS), Nancy, France

Abstract How induced seismicity in deep geothermal project (enhanced geothermal systems, EGS) is controlled by fluid injection is of central importance for monitoring the related seismic risk. Here we analyze the relationship between the radiated seismic energy and the hydraulic energy related to the fluid injection during several hydraulic stimulations and circulation tests at Soultz-sous-Forêts geothermal site. Based on a harmonized database, we show that the ratio between these energies is at first order constant during stimulations and of the same magnitude independently of the stimulation protocol and injection depth. Re-stimulations are characterized by a sharp evolution of this ratio during injection which ultimately converges to the characteristic value of the reservoir. This supports that the seismicity is caused by the relaxation of the pre-existing strain energy in the stimulated volume, rather than by the deformation generated from fluid injection. The ratio appears as an intrinsic large-scale property of the reservoir that can be assessed at the very beginning of the first stimulation. Based on this property, we suggest a way to predict the largest magnitude of the induced seismic events knowing the maximum targeted hydraulic energy of the injection.

Plain Language Summary Monitoring and predicting fluid-injection-induced seismicity is a major concern for the development of the geothermal energy. Several geothermal sites have shown a linear relationship between the radiated seismic energy and the hydraulic energy, suggesting that these two quantities are useful for seismic monitoring and prediction. Here we study the relationship between these two quantities for different fluid injections carried out in the Soultz-sous-Forêts enhanced geothermal systems reservoir to see if it remains similar despite the changes and setting in the injection strategy (flow-rate, pressure of the injected fluid) and depths. Based on a harmonized database, we show that the ratio between the radiated seismic energy and hydraulic energy is at first order constant in time during stimulations and of the same magnitude independently of the stimulation strategy and depth. This ratio can then be seen as an intrinsic large-scale reservoir property that can be estimated from the early stages of the first stimulation. Using this reservoir property, we propose a method for predicting the maximum magnitude of induced seismic events given the maximum hydraulic energy planned.

1. Introduction

A seismic response to fluid injection has been widely observed in most enhanced geothermal system (EGS) reservoirs, whether during reservoir stimulation phases (permeability enhancement) or to a lesser extent during circulation test phases or during the exploitation phase (e.g., Majer et al., 2007; Zang et al., 2014). This seismicity can either be entirely controlled by anthropological activity (induced seismicity) or partially controlled by the tectonic loading of the reservoir (triggered seismicity). Although induced seismicity is generally of low magnitude ($M_L < 2$), exceptional events of greater magnitude can occur (at a relatively shallow depth). These events can be felt by the local population and can cause damage the local infrastructures (e.g., Giardini, 2009; Lee et al., 2019), which raises questions about the societal acceptance of such projects and potentially hindering the development of this renewable energy (Wüstenhagen et al., 2007). In order to mitigate the resulting seismic hazard, it is crucial to understand the factors that control the maximum magnitude of earthquakes resulting from the injection of fluids into deep fractured reservoirs. To predict the maximum magnitude of induced earthquakes, several authors have designed physics-based and probabilistic models that highlight the potential controlling factors. The first parameter that has been evidenced is the total fluid volume injected. Indeed, a proportional relationship between the maximum magnitude and the total volume of fluid injected has been observed on several EGS projects (e.g., Zang et al., 2014). McGarr (2014) showed that the two quantities can be related by assuming a proportional dependence of the seismic moment on the stimulated volume. Indeed, the injected fluid causes a

Writing – original draft: K. Drif
 Writing – review & editing: K. Drif,
 O. Lengliné, J. Kinscher, J. Schmitbuhl

deformation in the stimulated volume due to poro-elastic effect. This deformation is estimated using the effective elastic reservoir parameters and the friction coefficient on the reservoir faults. McGarr and Barbour (2018), then developed this approach to show that part of the calculated moment can be released during aseismic slip events. Similarly, Hallo et al. (2014) proposed to introduce a ratio between the released moment and the theoretical scalar cumulative moment as predicted from the injected volume and as defined by McGarr (2014). This ratio is intended to take into account aseismic deformation or inelastic effects within the reservoir, although they acknowledge that the physical model giving rise to the specific value of this ratio is still poorly understood. By introducing this new approach, they more accurately predict the total seismic moment associated with fluid injections, as well as the maximum possible magnitude.

Li et al. (2022) have revisited the approach of Hallo et al. (2014) by considering that at any time during injection, the ratio between the predicted and the observed cumulative seismic moment constitutes a stored energy that can be released in a single large event. By using this method, they are able to update this ratio continuously during injection and deduce the maximum expected magnitude.

In a different approach Shapiro et al. (2010) and Dinske and Shapiro (2013), introduced a relationship between the injected volume and the number of induced earthquakes by combining Gutenberg-Richter statistics with reservoir properties characterized by the seismogenic index. The seismogenic index is supposed to represent mainly the earthquakes magnitude distribution and the poro-elastic compliance of the stimulated reservoir.

In a later work, Van der Elst et al. (2016) used this seismogenic index to estimate the maximum magnitude. They demonstrated that the maximum magnitude is controlled by the regional tectonics, the connectivity of faults and above all, by the number of induced events. Thus, according to this model, the volume injected has more influence on the total number of induced seismic events than on the total seismic moment released.

In contrast to such a probabilistic approach, Galis et al. (2017) introduced a deterministic physic-based approach simulating the maximum rupture size of a fault depending on the pore pressure perturbation. They also found a relationship between the maximum possible magnitude and the injected volume. However, the maximum magnitude is controlled by a single fault, rather than a population of interconnected faults as in McGarr (2014) and Van der Elst et al. (2016).

Recent attempts have been made to compare the hydraulic energy related to the forced fluid injection and the radiated energy from induced seismicity in order to identify hazardous reservoir behavior (Bentz et al., 2020; Grigoli et al., 2018; Kwiitek et al., 2019). Kwiitek et al. (2019) and Bentz et al. (2020) investigated the usefulness of the hydraulic energy (product of fluid injection pressure and injection rate) in relation to the seismic response of the reservoir. Indeed, the forceful injection of water into the rock mass is associated with an energy transfer that is partially relaxed during faulting. The hydraulic energy was notably found to be well correlated with the seismic moment or the radiated seismic energy (Baujard et al., 2014; De Barros et al., 2019; Kwiitek et al., 2018) during fluid injection experiments. In particular, Kwiitek et al. (2019) demonstrated the usefulness of real-time continuous monitoring of the evolution of the seismic injection efficiency I_E , defined as the ratio of radiated seismic energy to hydraulic energy, for maintaining a low level of induced seismicity during an injection. The same approach was then used by Bentz et al. (2020) to study the evolutionary trends of I_E of 10 different geothermal projects. Their results showed that I_E can span many orders of magnitude (from 10^{-8} to 1) but remains nearly constant during a fluid injection. They proposed that this ratio is likely governed by reservoir parameters (e.g., the characteristic length of the reservoir's faults, their orientation and frictional properties). Furthermore, the authors argued that the monitoring of I_E during an injection can capture the transition of the reservoir from a stable to unstable state. This might be a good indicator for identifying an hazardous evolution preceding the occurrence of large events.

Following the approach of Kwiitek et al. (2019) and Bentz et al. (2020), we here aim at comparing the hydraulic energy associated with fluid injection and the energy released by induced earthquakes, but focusing on a single geothermal site with different injection operations and configurations (flow rate, injection pressure, injection depth). Indeed, rather than comparing measurements at several geothermal sites, this allows us to investigate the effect of the physical injection parameters (flow rate, pressure, injection depth, etc.), all other things being equal. In particular, we can analyze the effect of re-stimulation phases (i.e., stimulations carried out in a previously stimulated part of the reservoir). We chose the Soultz-sous-Forêts (France) site as a case study since it has a long history and an extensive database. Thus, 13 fluid injection episodes (for which data are available) are used and

compared. In order to avoid potential bias in our comparative analysis related to changes in the seismic and hydraulic network configuration and processing schemes, we perform a comprehensive data harmonization step, which focused on the consistent estimation of seismic moments. This has not yet been done, as the seismological studies carried out on the Soultz-sous-Forêts site have only focused on a few specific fluid injection operations (e.g., Cuenot et al., 2006; Charléty et al., 2007; Dorbath et al., 2009). In addition, unlike many other geothermal sites, the Soultz-sous-Forêts stress field has been estimated (Cornet et al., 2007). This allows us to use information, independent of seismic measurements to quantify the seismic energy released by induced seismicity. For this reason, in addition to radiated seismic energy, which only uses seismic data, we also propose to quantify the potential deformation energy released during faulting (seismic faulting energy).

After a description of the geothermal site of Soultz-sous-Forêts (Section 2), we present the compilation and harmonization of the seismological and hydraulic data relating to the various injections carried out in the reservoir (Section 3) and we analyze the evolution of the seismic moment and the observed maximum magnitudes with injected fluid volume and hydraulic energy (Section 3.3). We then define and present the values of the seismic injection efficiency, the seismic faulting energy and the seismic faulting efficiency which is a ratio analogous to I_E , but based on the seismic faulting energy (Section 4). Finally, we discuss their values and evolutions during injection as well as their implication in predicting maximum earthquake magnitude (Section 5).

2. Soultz-Sous-Forêts Site Features

2.1. Hydraulic Stimulations and Circulation Tests

The EGS project of Soultz-sous-Forêts, located in the central part of the Upper Rhine Graben, was initiated in 1984 (Gérard et al., 1984). Before becoming an industrial geothermal power plant in 2016, the project was under development for over 20 years (Genter et al., 2010; Schill et al., 2017). The geothermal reservoir has been developed in the granitic rock massif which is covered by sediment deposits of 1.4 km thickness (Vidal et al., 2015). The reservoir includes two different levels: the level R3 (between 1.4 and 3.9 km depth) characterized by a highly altered and fractured potassium feldspar granite and the level R5 (below 3.9 km depth) characterized by a fine-grained two-mica granite (Dezayes et al., 2005; Schill et al., 2017).

During the development phase, four wells were drilled and a series of hydraulic stimulations and circulation tests were carried out through different wells crossing the reservoir (see Figure 1) at the two depth levels R3 (around 3 km depth where temperature is around 160°C) and R5 (around 5 km depth where temperature is around 200°C). In 1986, the first well GPK1 was drilled up to 2 km deep and then extended to level R3 in 1992. In 1993, a hydraulic stimulation was performed in this well in two phases (September and October). In 1995, the second well, GPK2 was drilled at the same depth interval where two hydraulic experiments have been carried out: a first hydraulic stimulation in 1995 followed by a second hydraulic stimulation in 1996 of the same zone (re-stimulation). A fluid circulation between the wells GPK1 and GPK2 was then carried out in 1997. In 1999, the GPK2 well was extended to reach the level R5 followed by a hydraulic stimulation in 2000. As the project then developed, in 2002 and 2004, two new wells, namely GPK3 and GPK4, were drilled down to the reservoir R5 respectively. In 2003, the GPK3 well was used to stimulate the reservoir followed by a circulation test between the GPK2 and GPK3 wells. A stimulation and re-stimulation were then performed in the GPK4 well in 2004 and 2005, respectively. These final stimulations were then followed by a series of circulation tests involving GPK2, GPK3, and GPK4 in 2005 and all the four wells in 2008, 2009, and 2010.

All these hydraulic stimulations and circulation tests were monitored by a seismic monitoring network, but it changes significantly in time and space in terms of network geometry, instruments, and applied processing schemes used to generate the seismic catalogs (see Table S3 in Supporting Information S1 and Section 3.2.1 for a description of the seismic network evolution). The seismic and hydraulic data of these operations are for most of them archived and distributed in form of “episodes” by the Data Center for Deep Geothermal Energy (CDGP; <https://cdgp.u-strasbg.fr/>) but also by the EPOS TCS-AH platform (European Platform Observing System for Anthropogenic hazards; <https://tcs.ah-epos.eu/>). Each episode refers to a specific, time-limited, hydraulic operation carried on the reservoir.

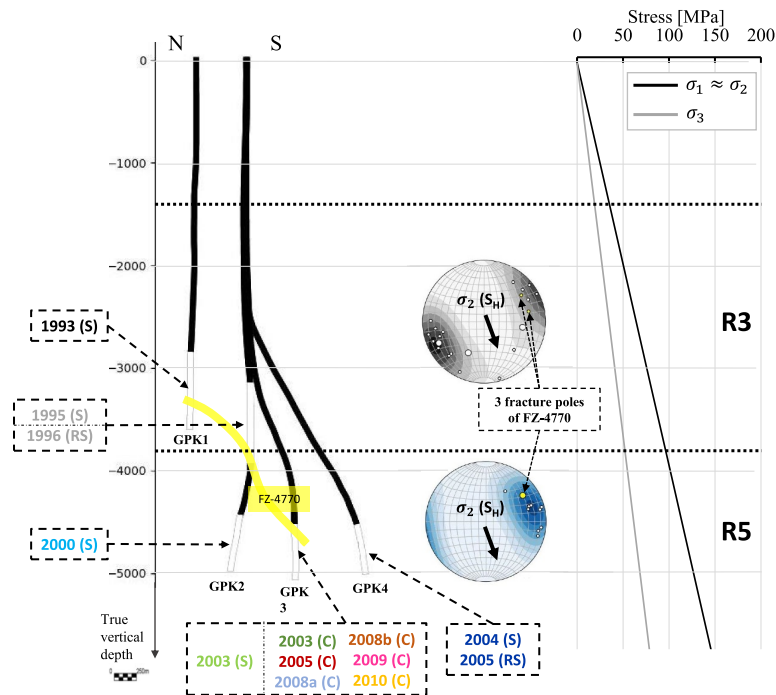


Figure 1. N-S section in depth with the four wells of the Soultz-sous-Forêts geothermal reservoir (GPK1, GPK2, GPK3, and GPK4) and the state of stress as a function of depth (σ_1 , σ_2 , and σ_3 are respectively the vertical stress, the maximum horizontal stress and the minimum horizontal stress). The horizontal lines represent the limits of the sub reservoirs R3 and R5 (Schill et al., 2017). Black arrows point the open-hole section of the injection well for the respective injection episode (stimulations: S, re-stimulations: RS and circulation tests: C). Circulation tests that involved two injection wells (i.e., 2009 and 2010) are shown here with an arrow pointing only to the injection well with the largest injected volume. The thick yellow line represents the major fault plane FZ-4770 intersecting GPK1, GPK2, and GPK3 (Sausse et al., 2010). For each reservoir, the direction of the maximum horizontal regional stress ($N170^\circ \pm 10^\circ$, Cornet et al., 2007) is represented. Fracture distribution evidenced by Dezayes et al. (2010) are represented by their poles in two stereonets. The fracture poles with larger circles correspond to major fractures which were already permeable before any stimulation and which were detected during drilling (significant mud losses). The fracture poles of the major fault FZ-4770 are represented as a yellow circle in the stereonets.

2.2. Structural Properties and Stress State of the Reservoir

The pre-existing fractures and the stress state of a reservoir play important roles in induced earthquakes by fluid injection. Fractures provide pathways for the fluid diffusion and reduce rock strength, while stress state determines the stability of the fractures under different pore pressure conditions. Indeed, fluid injection can increase the pore pressure within the fractures and faults, which reduces the effective normal stress and increases the shear stress acting on them. This can make them more prone to slip and generate seismicity (e.g., Ellsworth, 2013; Pearson, 1981). In a seismic analysis, it is therefore important to know the structural properties and stress state of the concerned reservoir.

The structural reservoir model at Soultz-sous-Forêts was mainly derived from borehole observations obtained from direct (cores, cuttings) and indirect (borehole images, geophysical logs, flow logs, temperature logs) methods (mainly acoustic borehole images). From this data, Dezayes et al. (2010) characterized the 39 main fracture zones intersecting the wells (see Figure 1 and the caption for more details). The orientation of these identified fracture zones are shown for the different reservoir level R3 and R5 in stereonets. The largest fracture zone FZ-4770 (see the yellow line in Figure 1) intersects the open-hole section of GPK1 (stimulated in 1993), the former open-hole section of GPK2 (stimulated in 1995 and 1996) and the GPK3 well just above its open-hole section (stimulated in 2003 and used as an injection well for all the circulation tests studied in this paper)

(Sausse et al., 2010). The dominant strike direction of the fracture zones in the granite of both R3 and R5 is $N160^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ which is nearly similar to the orientation of the inferred maximum horizontal stress at the same level, $N170^{\circ} \pm 10^{\circ}$ (Cornet et al., 2007). The tectonic faulting regime in both reservoirs is mainly normal with a more or less pronounced strike-slip component as the vertical stress and the maximum horizontal stress are almost identical (Cornet et al., 2007; Meixner et al., 2016). This stress state is confirmed by the focal mechanisms of recorded earthquakes linked to injection phases which evidenced mostly normal or strike-slip faulting (Cuenot et al., 2006).

The deep regional stress field proposed by Cornet et al. (2007) is:

$$\sigma_1 = 33.8 + 0.0255(z - 1377) \quad (1)$$

$$\sigma_2 \simeq \sigma_1 (N170^{\circ} \pm 10^{\circ}) \quad (2)$$

$$\sigma_3 = 0.54\sigma_1 \quad (3)$$

$$p = 0.9 + 0.0098z \quad (4)$$

where z is the depth (in meters), p the pore pressure, σ_1 , σ_2 , and σ_3 are the principal stresses, with σ_1 the vertical stress, σ_2 the maximum horizontal stress and σ_3 the minimum horizontal stress. All stresses and pressure are given in MPa (see Figure 1).

2.3. Seismic Response of the Soultz-Sous-Forêts Reservoir

Induced earthquakes have been observed during all injections in the Soultz-sous-Forêts reservoir (Charléty et al., 2007; Cuenot et al., 2008; Dorbath et al., 2009). Earthquakes are less numerous during circulation although they can reach similar level of magnitude as in simulations (Cuenot et al., 2011). In most cases the onset of the seismic activity coincides with the start of injection except for stimulations of an already stimulated part of the reservoir as seismicity only occurs after a certain injected fluid pressure has been reached. This has been explained as a consequence of the Kaiser effect (e.g., Gaucher & Kohl, 2014). The seismicity observed during stimulations is mainly located around the openhole section of the injection well for both R3 and R5 stimulations (Baria et al., 2004; Cornet et al., 1997). The seismic cloud extends as the injection progresses in the direction of the favorably oriented faults within the stress state (Cuenot et al., 2008; Dorbath et al., 2009). Generally, seismic events migrate first to the lower part of the reservoir and then move upwards to shallower depths (Baria et al., 2004; Cauchie et al., 2020; Cuenot et al., 2008). Due notably to pore pressure diffusion mechanisms (e.g., Mukuhira et al., 2017) or aseismic slips (e.g., F. H. Cornet, 2016; Lengliné et al., 2017), the seismic activity does not stop as soon as injection stops but continues with a decreasing rate after injection has stopped. As a consequence, the largest earthquake of the sequence is often recorded during this post shut-in phase (e.g., Charléty et al., 2007; Evans et al., 2012; Gaucher et al., 2015). It was proposed that the seismic response of the reservoir during stimulation is more important in terms of cumulative seismic moment for the deeper reservoir R5 than the shallower reservoir R3 (Bentz et al., 2020). Indeed, the cumulative seismic moment of the 2000 and 2003 stimulations seems to be three orders of magnitude higher than that of the 1993 stimulation, for the same volume injected. This is interpreted by the authors as a possible consequence of the difference in local tectonic features between the two depths for example, the length, the orientation or the frictional properties of faults.

In addition to the seismic response of the reservoir, fluid injection has been evidenced to produce aseismic slips in the Soultz-sous-Forêts reservoir. Indeed, there are some observational evidences and physical arguments that support the presence of aseismic slip in the two parts of the reservoir during stimulation experiments. For example, Cal   et al. (2011) and Cal   and Dorbath (2013) analyzed variations in P-wave velocity during the 2000 and 2003 stimulation episodes carried out in R5. They observed some velocity anomalies that they attributed to the occurrence of aseismic motion during these two episodes. In R3, Cornet et al. (1997) evidenced a 4 cm slip on a fault intersecting the GPK1 borehole around 3,000 m deep during the 1993 injection. This 4 cm slip could not be linked to any single seismic event. Assuming typical scaling laws (e.g., Madariaga, 1976), this 4 cm slip translates into a $M_w 3.5$ event but no such large magnitude earthquake was recorded during the injection. The occurrence of such aseismic motion was later confirmed by Bourouis and Bernard (2007) who analyzed repeating earthquakes

occurring on the identified fault plane hosting this large aseismic motion. They obtained a cumulative slip estimate from repeating earthquake of the same order of magnitude as the one reported in Cornet et al. (1997) from direct log comparisons.

3. Compilation and Harmonization of the Soultz-Sous-Forêts Inter-Episodic Database

3.1. Hydraulic Data Compilation

3.1.1. Presentation of Hydraulic Data

Hydraulic data of the Soultz-sous-Forêts site comprises the well-head pressure and the flow-rate measurements as a function of time for each stimulation and circulation episode (see Section 2). Hydraulic data used here for all the stimulation episodes and the 2003 and 2010 circulation test episodes are provided by the CDGP (<https://cdgp.u-strasbg.fr/>). For these episodes, we compiled and downsampled the data to a one-hour sampling in order to relate and compare hydraulic and seismological data in the same time series. For the five other circulation test episodes (i.e., from 2005 to 2010), no time series data were available. We used flow rate and well-head pressure from figures presented in Cuenot et al. (2011). This prevents us from obtaining an evolution of these hydraulic parameters over time but still yields integrated values over the whole episode. A summary of the injection configuration and hydraulic characteristics of each episode is documented in Table S1 in Supporting Information S1. We also track the temporal evolution of the wellhead fluid flow-rate and fluid pressure respectively during the injection operations (see Figure S1 in Supporting Information S1).

3.1.2. Hydraulic Energy Computation

Hydraulic energy is here defined as the mechanical energy injected into the reservoir through the pressurized fluid during a specific episode. This quantity takes into account both pressure and flow-rate evolution during injection. We note that this energy is estimated at the surface such that it represents a proxy of the mechanical perturbation created in the reservoir by the injection. Thus, hydraulic energy is here estimated from:

$$\Delta W_H = \int_0^{V_f} P(V) dV \quad (5)$$

where P is the injection wellhead pressure of the fluid and V is the injected fluid volume from 0 to the final injected volume V_f . This can be rewritten as a time integral covering the whole episode of fluid injection, between time t_i and t_f as

$$\Delta W_H = \int_{t_i}^{t_f} P(t) Q(t) dt \quad (6)$$

with Q the injection wellhead flow rate and $V(t_i) = 0$, $V(t_f) = V_f$. If a significant amount of fluid is pumped out of the reservoir at the same time of the injection, during an hydraulic circulation for example, the hydraulic energy in the reservoir is only the net hydraulic energy such that we need to subtract the energy of the production wells from the hydraulic energy of the injection wells that is,:

$$\Delta W_H = \Delta W_H^{in} - \Delta W_H^{out} = \int_{t_i}^{t_f} (P^{in}(t) Q^{in}(t) - P^{out}(t) Q^{out}(t)) dt. \quad (7)$$

Since only well-head measures are considered for injections at different depths, Equations 6 and 7 do not account for energy loss due to the dissipation of the mechanical energy of the fluid by friction with casing walls and by temperature effects (that can cause e.g. a loss of internal energy or a change in the fluid viscosity). In order to exclude such bias in our analysis, we computed an estimate of the energy loss by considering the fluid friction with casing walls. The details of the calculations are presented in Text S2 in Supporting Information S1. Results of our calculation showed that this potential loss in energy is not more than 5% which makes it negligible for our considerations.

3.2. Seismological Data Compilation and Harmonization

3.2.1. Presentation of Seismological Data

The main features of the earthquake catalogs for the corresponding stimulation and circulation episodes used in this study are shown in Table S3 in Supporting Information S1. Earthquake catalogs for stimulation episodes are provided by the CDGP (<https://cdgp.u-strasbg.fr/>). Catalogs for stimulation episodes cover the entire injection period and list all the events detected by the network with their location and magnitude. Only two catalogs are available for the circulation episodes (i.e., 2003 and 2010). For the other circulation episodes, only the total event number as well as the magnitude and number of the largest events was available, but without precise timing nor location (Cuenot et al., 2011). It is noteworthy that the seismological catalog of the 2003 circulation test does not cover the whole injection period but only the first 17 days. To avoid excluding this episode from the analysis, we decided to consider these first 17 days for which both hydraulic and seismic data are available.

Just as the network has evolved over time, so has the seismological processing. The 1993, 1995, and 1996 stimulations were monitored by four downhole stations installed in existing boreholes (three accelerometers in wells 4,550, 4,601, and 4,616 at around 1,500 m depth and 1 hydrophone in EPS1 well at 2,075 m depth) and 18 temporary surface stations seismometers installed by the Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (University of Strasbourg). For the stimulation of GPK2 in 2000, the accelerometer in the well 4,616 was removed and the GPK1 well was equipped with a downhole hydrophone at 3,500 m depth. In addition, a fifth downhole accelerometer was installed at the bottom of a new observation well, OPS4, drilled down to around 1,500 m depth (Baria et al., 2006) and the 18 surface seismometers continued to record seismic activity. Since 2003, a permanent surface network of nine stations has been installed to continuously monitor seismic activity and one downhole geophone in the well 4,616 has been added at about 1,370 m depth. The permanent surface network was completed by 14 temporary seismometers for the 2003 injection operations and 4 temporary seismometers for the 2004 and 2005 operations (Charléty et al., 2007; Cuenot et al., 2008). Given the characteristics of these stations, the seismic networks were able to detect small induced events (see Section 3.2.3) and to localize the events detected. However, the seismic network evolution over time is supposed to have significant impact on the network detection and location performance. A difficulty also arises when comparing the different simulations as one needs to make sure that the reported seismological data have all the same definition, and in particular earthquake magnitudes which are used to compute the seismic moment, M_0 . To overcome this difficulty, we have regrouped the episodes with the same reported magnitude definition into four groups:

- The earthquake catalogs corresponding to the 1993, 1995, and 1996 episodes have all been computed by the Camborne School of Mines Associates (CSMA), following the same approach (Jones, 1997). They estimated a moment for each detected earthquake by fitting a Brune's model to the earthquake spectrum (Brune, 1970). From these seismic moment estimates, they derived a magnitude, hereafter referred to as M_{CSMA} that cannot be considered as moment magnitudes in the sense of Hanks and Kanamori (1979) since they used a different equation to convert seismic moment into moment magnitude.
- The earthquake catalogs for the stimulation episode of 2000 and the circulation tests from 2005 to 2010 have all been compiled using the same methodology and all report a duration magnitude, M_D .
- The earthquake catalogs of the 2003 stimulation and circulation tests report a local magnitude that is a network based local magnitude, hereafter defined as M_L^1 .
- The earthquake catalogs of the 2004 and 2005 stimulation episodes report a local magnitude that is computed using the amplitude of the raw signal of one of the downhole sensor (4,550), hereafter defined as M_L^2 .

3.2.2. Harmonization to Moment Magnitude Scale

As a prerequisite for the energy analysis, the difference in magnitude scale between the earthquake catalogs (either CSMA, local or duration magnitudes) must be taken into account in order to obtain a fully homogeneous and comparable database of earthquake magnitudes. In this respect, we aimed to convert the magnitudes of each of these groups into seismic moments and associated moment magnitudes (Hanks & Kanamori, 1979). The conversion procedure consists of three main steps for each of the groups mentioned above: (a) direct estimation of seismic moments for events for which waveforms and instrument response were available; (b) establishment of an empirical relationship (based on a robust regression) between the computed seismic moments and the reported magnitudes; (c) estimation of seismic moments from the conversion relationships in (b) for all events that belong to the same group.

As part of the first step, seismic moments were calculated by fitting a Brune's model (Brune, 1970) to the observed S -wave displacement and acceleration spectra using the SourceSpec algorithm (Satriano, 2022). We fitted displacement spectra from seismometer data to the (3–50 Hz) frequency band and acceleration spectra from downhole accelerometers to the (80–500) Hz band. The best fit estimate returns for each event the seismic moment M_0 linked to the low-frequency plateau of displacement or acceleration amplitude spectra, Ω_0 . The theoretical displacement spectrum $u(f)$ is defined as:

$$u(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \exp\left(\frac{-\pi r f}{Q_S V_S}\right) \quad (8)$$

where f_c is the corner frequency, r is the hypocentral distance, Q_S is the attenuation factor and V_S is the S -wave velocity (here $V_S = 3.34$ km/s, Jupe et al., 1994). The low-frequency plateau Ω_0 comprises the seismic moment M_0 and accounts for geometrical spreading, radiation pattern R_S (here assumed to be 0.63, Aki & Richards, 1980), S -wave velocity V_S and medium density ρ (here assumed to be 2,500 kg/m³) and is defined as:

$$\Omega_0 = M_0 \frac{R_S}{4\pi\rho V_S^3 r} \quad (9)$$

While f_c and Q_S estimates may be subject to large uncertainties, the low frequency part of the displacement spectrum is generally robust and thus M_0 can be reliably derived.

As part of the second and third steps, we obtained the following empirical relationships between the seismic moments and the reported magnitudes of each group:

- For the 1993, 1995, and 1996 simulation episodes, we estimated the seismic moment of all earthquakes in the 1993 catalog for which waveforms and instrument response are available (four downhole stations). Based on these results we established the following relationship between the initial catalogs magnitude M_{CSMA} and the seismic moment following regression analysis (see Figure S3a in Supporting Information S1):

$$M_0 = 10^{(1.72 \pm 0.01)M_{CSMA} + (11.04 \pm 0.02)} \quad (10)$$

This relationship was used to also deduce the seismic moments for the 1995 and 1996 stimulations. The resulting moment magnitudes are 1.4 magnitude units higher than those of M_{CSMA} . This is consistent with observations of Baisch et al. (2010) who noticed that M_{CSMA} appear unusually low by as much as two magnitude units compared to other moment magnitude estimates performed from surface instruments. It is noticeable that Jones (1997) reported a relation between moment and magnitude for CSMA catalog very similar to Equation 10 but with a factor of 1.1 instead of 11.04 which, based on our results is probably a typo.

- For the stimulation episode of 2000 and the circulation tests from 2005 to 2010, we similarly established a relationship between the duration magnitude scaled M_D and the seismic moment which reads as:

$$M_0 = 10^{(1.47 \pm 0.17)M_D + (8.22 \pm 0.34)} \quad (11)$$

The adjustment was performed only for events with $M_D > 1.25$ (data quality was poorer for lower magnitudes) of the episodes of 2000 and 2010 (no waveform data are available for the other circulation tests). Given the difference in the seismic network, we independently inverted two conversion relations on both the data from the 2000 stimulation (16 surface stations) and the data from the 2010 circulation test (six surface stations). These relations were found to be nearly similar. Because the 2010 episode contains less data, we retained the one inverted on the 2000 stimulation (see Figure S3b in Supporting Information S1) to deduce seismic moment of each episode (including the 2005, 2008, and 2009 circulation tests for which no waveform data were available).

Table 1
Description of the Harmonized Seismic Catalogs for Each Stimulation and Circulation

Episode	M_W^c	$\log_{10}(\Sigma M_0(M_W \geq M_W^c))$ M_0 in (N m)	$\log_{10}(M_0^{\max})$ M_0 in (N m)	M_W^{\max}
Stimulation				
1993 ^a	−0.65	13.12 ± 11.59	12.40 ± 0.01	2.20 ± 0.01
1995	0.05	12.90 ± 11.38	11.23 ± 0.01	1.42 ± 0.01
1996	0.05	13.22 ± 11.69	11.57 ± 0.01	1.65 ± 0.01
2000	−0.45	13.38 ± 13.28	11.90 ± 0.34	1.86 ± 0.22
2003	−0.05	13.12 ± 12.28	11.77 ± 0.08	1.78 ± 0.05
2004	−0.55	12.94 ± 12.71	10.93 ± 0.27	1.22 ± 0.18
2005	−0.45	12.86 ± 12.64	10.93 ± 0.27	1.22 ± 0.18
Circulation tests				
2003 ^b	−0.05	11.57 ± 10.66	10.66 ± 0.06	1.03 ± 0.04
2005 ^c	—	12.38 ± 12.29	11.60 ± 0.32	1.66 ± 0.21
2008a ^c	—	11.35 ± 11.18	10.28 ± 0.25	0.78 ± 0.17
2008b ^c	—	11.04 ± 10.89	10.72 ± 0.27	1.08 ± 0.18
2009 ^c	—	11.36 ± 11.24	10.72 ± 0.28	1.08 ± 0.18
2010	−0.25	12.23 ± 12.18	11.60 ± 0.32	1.66 ± 0.21

Note. M_W^c is the moment magnitude of completeness, $\Sigma M_0(M_W \geq M_W^c)$ is the 95 % confidence interval (CI) of the sum of the seismic moment of the events whose the magnitude is above the completeness magnitude M_c , M_0^{\max} is the 95% CI of the maximum seismic moment observed for the largest magnitude M_W^{\max} event. The 95 % CI have been computed using a monte carlo approach on the parameters and associated uncertainties of the conversion relations. ^aHere we only analyze the injection phase of September 1993. ^bThe available seismological catalog does not cover the 2 months duration of the circulation tests but only 17 days. We therefore consider hydraulic data for these 17 days as well. ^cEpisodes for which seismological and hydraulic data were not available and for which we have derived values from Cuenot et al. (2011).

- For the 2003 stimulation and circulation episodes, we computed the seismic moments from the available waveforms of the 2003 stimulation episode (16 surface stations) and fitted (see Figure S3c in Supporting Information S1) the following relationship between the local magnitudes M_L^1 (above 0.5 to improve the accuracy) and the seismic moments:

$$M_0 = 10^{(0.98 \pm 0.04)M_L^1 + (8.96 \pm 0.07)}. \quad (12)$$

This relationship is very similar to that obtained by Douglas et al. (2013) for the 2003 stimulation episode.

- For the 2004 and 2005 local magnitudes, we computed the seismic moments from the available waveforms of the 2004 stimulation episode (two surface stations) and fitted (see Figure S3d in Supporting Information S1) the following relation between these local magnitudes M_L^2 (above 1.3 to improve the accuracy) and the seismic moments:

$$M_0 = 10^{(0.77 \pm 0.15)M_L^2 + (9.16 \pm 0.28)}. \quad (13)$$

Although the regressions were performed over a limited range of magnitudes (i.e., $M_D > 1.25$; $M_L^1 > 0.5$; $M_L^2 > 1.3$), we have included in our analysis the seismic moments of lower magnitude events, considering that the relationships obtained remain valid at lower magnitudes.

3.2.3. Catalog Completeness

Based on the inferred harmonized moment magnitudes, we deduced the magnitude of completeness, M_W^c for each episode. This allows differences in network detection performance to be taken into account. M_W^c was estimated by using the goodness of fit method (Wiemer & Wyss, 2000). We then computed the cumulative seismic moment

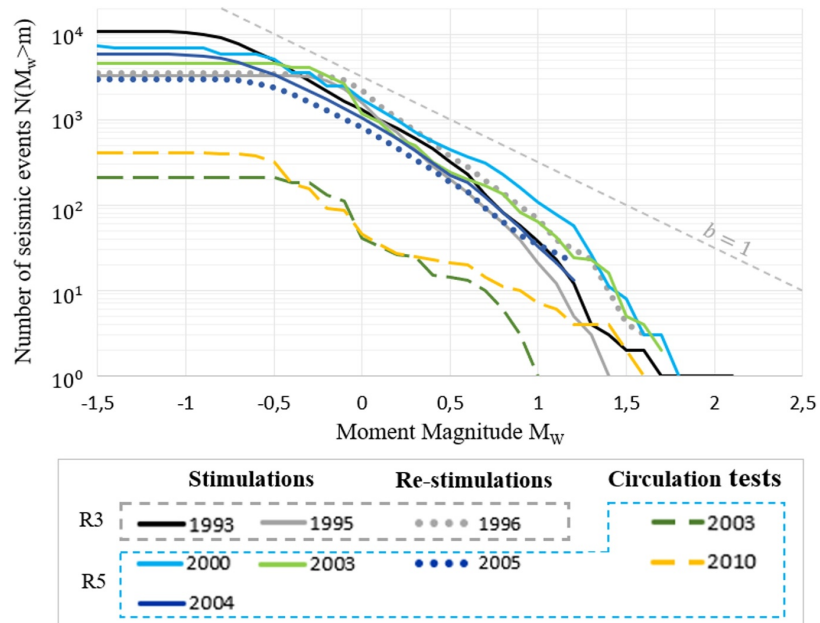


Figure 2. Cumulative frequency distribution of the moment magnitude of all events for the various episodes. The gray dotted line indicates a Gutenberg-Richter distribution for a b -value of 1. The black and gray curves refer to the injections in R3, while the colored curves refer to those in R5.

$\Sigma M_0(M \geq M_c)$ for each stimulation and circulation episode as the sum of the seismic moment of each recorded earthquake in the catalog whose magnitude is greater than or equal to M_w^c (see Table 1). Based on our estimates of M_w^c , we used the earthquakes magnitude distribution (Gutenberg & Richter, 1944; Figure 2) to compute the deficit in recorded seismic moment. The detailed procedure is explained in Supporting Information S1 (see Text S4). Similarly to the conclusions of Bentz et al. (2020), we find that the missing seismic moment accounts for a negligible amount compared to the seismic moment of events above M_c .

3.3. Cumulative Seismic Moment Evolution With Hydraulic Energy

We computed cumulative seismic moment ΣM_0 for each injection episode. In order to get a first overview of our compiled data set, we represent in Figure 3 the evolution of ΣM_0 with hydraulic energy ΔW_H . Based on our harmonized database, we show that, despite differences between episodes in terms of injection strategy and depth, the cumulative seismic moments are of similar order (between 7×10^{12} and 2×10^{13} N m) at similar hydraulic energy level (between 2×10^{11} and 6×10^{11} J) for stimulations. The cumulative seismic moment increases almost linearly with hydraulic energy for stimulations. We evidence a specific behavior for re-stimulations for which the onset of the seismic moment increase occurs only late during the injection and then rises sharply. At the end of the re-stimulation we note however, that the total seismic moment and maximum magnitude are very similar to the preceding stimulation. In addition, circulation tests globally show cumulative seismic moments of around one order of magnitude lower than for stimulations (between 1×10^{11} and 2×10^{12} N m) whereas hydraulic energies were higher (between 1×10^{11} and 2×10^{12} J). Similarly to re-stimulations, circulation tests show a strong non-linear increase of the cumulative seismic moment with hydraulic energy but this evolution becomes almost linear after a certain level of hydraulic energy injected.

4. Measuring the Seismic Energy Released

During slip on a pre-existing fault the potential energy change, ΔW_{fault} , is generally decomposed into fracture energy, E_G , thermal energy (frictional), E_{TH} , and radiated seismic energy, E_R . The fracture energy or breakdown work actually encompass a variety of inelastic processes occurring both on and off-fault (Kanamori & Brodsky, 2004; Udías et al., 2014). The thermal energy is commonly associated with frictional heating. The last term,

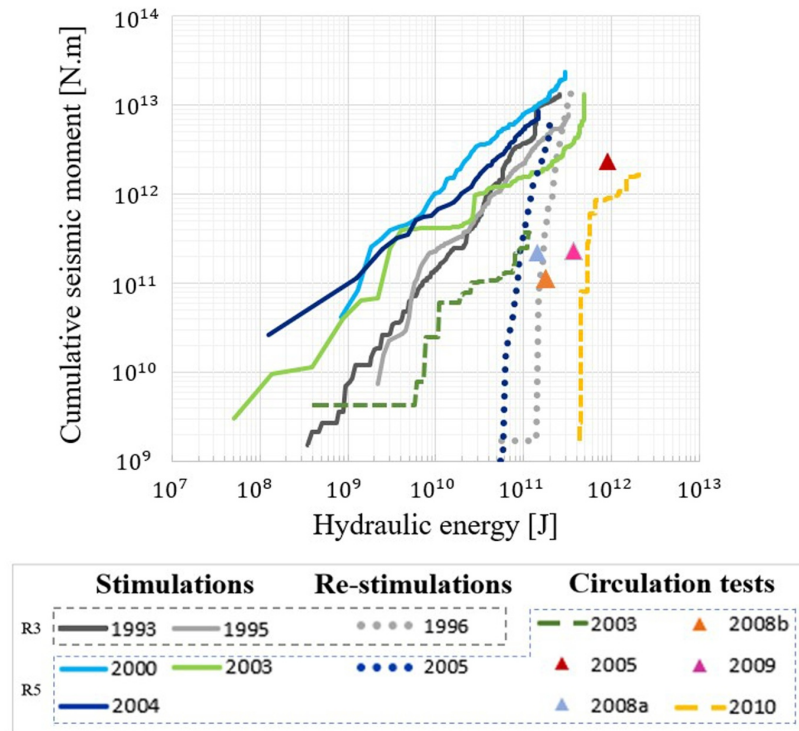


Figure 3. Cumulative seismic moment evolution with hydraulic energy injected. The black and gray curves refer to the injections in R3, while the colored curves refer to those in R5. Since we do not have a full data set for the 2005 to 2009 circulation tests, they are here represented as single values only at the end of the episode (triangle symbols).

E_R is linked to the radiation of seismic wave and is one of the most fundamental measures to understand the physical phenomenon associated with earthquake dynamics (see e.g. Gutenberg & Richter, 1956; Kanamori et al., 1993). E_R is found to be very small compared to the ΔW_{fault} (Kanamori et al., 2001) as the ratio $\eta = E_R / \Delta W_{fault}$, called the seismic efficiency, is typically lower than 6% (McGarr, 1999). The relative proportion $\eta_R = E_R / (E_R + E_G)$, the radiation efficiency, changes with the rupture speed and tends to 0 for quasi-static rupture (Husseini & Randall, 1976). Overall, the coefficients η and η_R can vary between events, reflecting the diversity of the rupture process. In our study, we first seek to estimate and compare E_R and its link with hydraulic energy that is, the seismic injection efficiency I_E for all injections in the Soultz-sous-Forêts reservoir. We show that, from an estimate of the stress state in the reservoir, we obtain an estimate of the seismic faulting energy. This offers a complementary characterization of the reservoir seismic response that shares similarities with I_E .

4.1. Radiated Seismic Energy and Seismic Injection Efficiency

The estimation of seismic injection efficiency, I_E has been studied in some previous works (Bentz et al., 2020; Kwiatek et al., 2019) and is defined as the ratio between the radiated seismic energy E_R and the hydraulic energy ΔW_H :

$$I_E = E_R / \Delta W_H, \quad (14)$$

where E_R can be computed from

$$E_R = C \rho V_S \int_0^\infty v(f)^2 df, \quad (15)$$

Table 2

Computed Values of Hydraulic Energy ΔW_H , Radiated Seismic Energy E_R , Maximum Seismic Faulting Energy ΔW_{fault} , Seismic Injection Efficiency I_E and Seismic Faulting Efficiency χ for All Stimulations, Re-Stimulations (RS) and Circulations Tests

Episodes	ΔW_H (J)	E_R (J)	ΔW_{fault} (J)	I_E (–)	χ (–)
Stimulation					
1993 ^a	2.58×10^{11}	$(9.14 \pm 0.07) \times 10^8$	$(2.21 \pm 0.04) \times 10^{10}$	$(3.55 \pm 0.03) \times 10^{-3}$	$(8.57 \pm 0.17) \times 10^{-2}$
1995	3.24×10^{11}	$(5.49 \pm 0.24) \times 10^8$	$(1.57 \pm 0.06) \times 10^{10}$	$(1.70 \pm 0.07) \times 10^{-3}$	$(4.86 \pm 0.17) \times 10^{-2}$
1996 (RS)	3.45×10^{11}	$(9.65 \pm 0.09) \times 10^8$	$(3.30 \pm 0.11) \times 10^{10}$	$(2.79 \pm 0.03) \times 10^{-3}$	$(9.56 \pm 0.33) \times 10^{-2}$
2000	3.02×10^{11}	$(1.58 \pm 1.26) \times 10^9$	$(6.53 \pm 5.24) \times 10^{10}$	$(5.24 \pm 4.18) \times 10^{-3}$	$(2.17 \pm 1.74) \times 10^{-1}$
2003	4.83×10^{11}	$(8.74 \pm 1.26) \times 10^8$	$(3.46 \pm 0.50) \times 10^{10}$	$(1.81 \pm 0.26) \times 10^{-3}$	$(7.17 \pm 1.04) \times 10^{-2}$
2004	1.48×10^{11}	$(4.53 \pm 3.40) \times 10^8$	$(2.43 \pm 1.43) \times 10^{10}$	$(3.07 \pm 2.3) \times 10^{-3}$	$(1.65 \pm 0.97) \times 10^{-1}$
2005 (RS)	2.00×10^{11}	$(4.14 \pm 2.90) \times 10^8$	$(2.01 \pm 1.22) \times 10^{10}$	$(2.07 \pm 1.45) \times 10^{-3}$	$(1 \pm 0.61) \times 10^{-1}$
Circulation test					
2003	9.34×10^{10}	$(2.47 \pm 0.30) \times 10^7$	$(1.07 \pm 0.13) \times 10^9$	$(2.64 \pm 0.32) \times 10^{-4}$	$(1.14 \pm 0.14) \times 10^{-2}$
2005 ^b	9.58×10^{11}	$(1.59 \pm 1.33) \times 10^8$	$(6.95 \pm 5.81) \times 10^9$	$(1.66 \pm 1.39) \times 10^{-4}$	$(7.25 \pm 6.06) \times 10^{-3}$
2008a ^b	1.65×10^{11}	$(1.48 \pm 1.00) \times 10^7$	$(6.46 \pm 4.36) \times 10^8$	$(8.97 \pm 6.08) \times 10^{-5}$	$(3.92 \pm 2.65) \times 10^{-3}$
2008b ^b	2.00×10^{11}	$(1.51 \pm 0.54) \times 10^7$	$(3.29 \pm 2.36) \times 10^8$	$(3.77 \pm 2.7) \times 10^{-5}$	$(1.65 \pm 1.18) \times 10^{-3}$
2009 ^b	4.43×10^{11}	$(3.08 \pm 1.12) \times 10^7$	$(6.75 \pm 4.91) \times 10^8$	$(3.48 \pm 2.53) \times 10^{-5}$	$(1.53 \pm 1.11) \times 10^{-3}$
2010	1.75×10^{12}	$(2.23 \pm 0.96) \times 10^8$	$(5.00 \pm 4.30) \times 10^9$	$(6.4 \pm 5.5) \times 10^{-5}$	$(2.86 \pm 2.46) \times 10^{-3}$

^aConcerns the September 1993 injection phase only. ^bEpisodes for which we do not have a seismic catalog.

where ρ is the density, V_S is the shear wave velocity, $v(f)$ is the velocity spectra and C is a constant to account notably for source azimuthal averaging and geometrical spreading. Due to the band limitation of the recording instrument and uncertainties regarding adequate attenuation correction, station coverage, etc., the calculation of E_R faces a number of practical challenges that must be overcome in order to be measured accurately (Ide & Beroza, 2001; Shearer, 2019). As a consequence, E_R is often estimated from the seismic moment M_0 (Randall, 1972) as:

$$E_R = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 \eta_R \quad (16)$$

where $\Delta\sigma$ is the stress drop, μ is the shear modulus and η_R is the radiation efficiency. Following Bentz et al. (2020), we compute E_R using Equation 16 assuming a typical stress drop $\Delta\sigma = 3$ MPa (McGarr, 2014) and $\eta_R = 0.46$ (McGarr, 1999). Considering that the Young's modulus of the granite in R3 and R5 is $E = 25$ GPa and that the Poisson's ratio in R3 and R5 is $\nu = 0.25$ and $\nu = 0.2$ respectively (Vallier et al., 2019), then the shear modulus is $\mu = 10$ GPa in R3 and $\mu = 10.4$ GPa in R5.

For each available episode we computed the radiated seismic energy E_R and the seismic injection efficiency I_E . The absolute values of these quantities at the end of each episode (i.e., after the last recorded event in the catalog of the considered episode) are reported in Table 2 and the evolutions with hydraulic energy are shown in Figure 4.

As a first observation, we notice that all episodes are characterized by low values of seismic injection efficiency I_E ranging between 3.4×10^{-5} and 5.2×10^{-3} . Generally, stimulations and re-stimulations are characterized by similar I_E values (between 1.7×10^{-3} and 5.2×10^{-3}) which are an order of magnitude higher than those of circulation tests (3.4×10^{-5} and 2.6×10^{-4}).

As in Figure 3, which shows cumulative seismic moment evolution as a function of hydraulic energy, we observe in Figure 4 a distinct pattern in the evolution of radiated seismic energy and I_E with hydraulic energy depending on the type of injection. Indeed, the evolutions of E_R or I_E as a function of ΔW_H are different for stimulation and re-stimulation episodes. The dashed lines showing a constant value of I_E for stimulations suggest that radiated

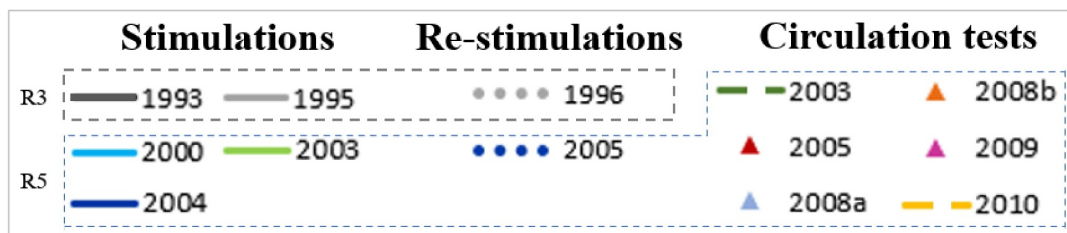
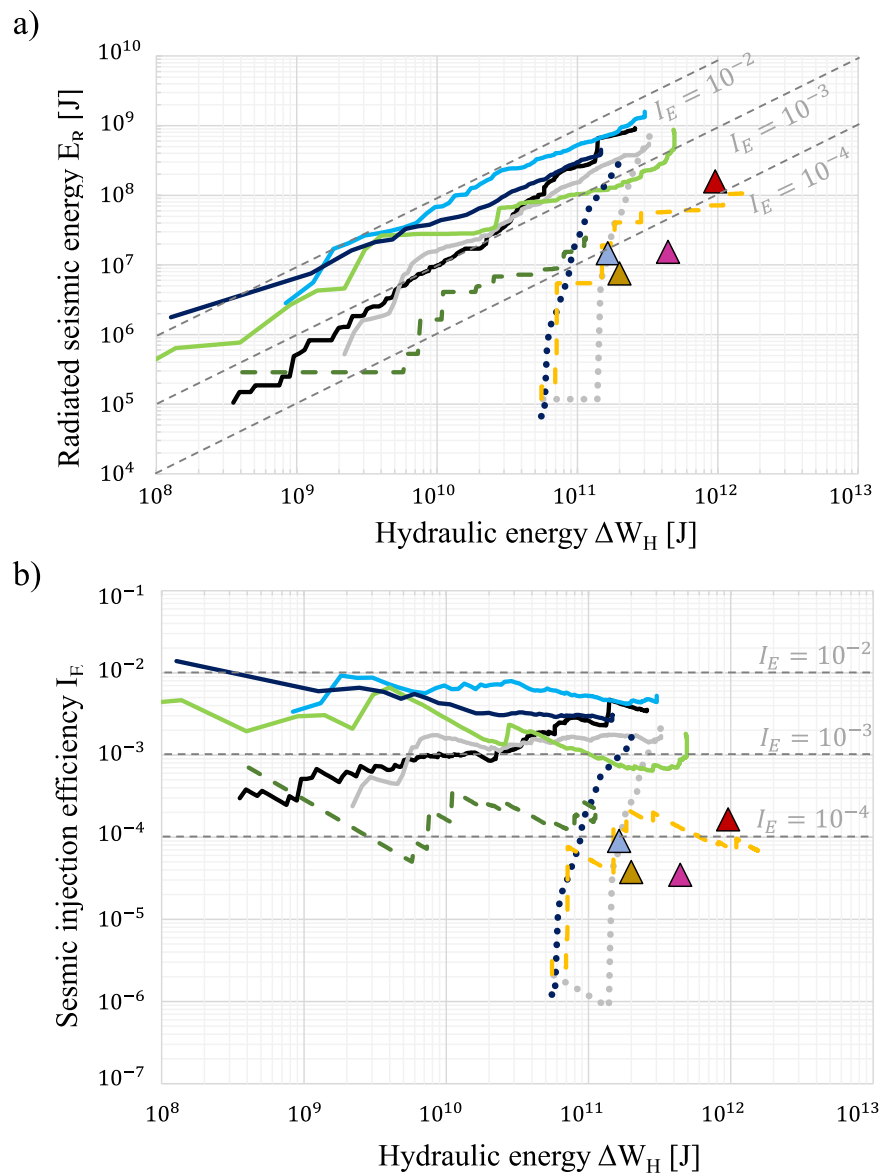


Figure 4. (a) Evolution of the cumulative radiated seismic energy E_R with hydraulic energy ΔW_H . (b) Evolution of the seismic injection efficiency I_E with hydraulic energy. The gray dotted lines show the linear evolution of the radiated seismic energy with hydraulic energy considering several constant values of seismic injection efficiency, I_E . Same color and marker codes as in Figure 3.

seismic energy increases almost linearly with hydraulic energy if we ignore small changes in I_E below one order of magnitude for certain stimulations (e.g., 1993 and 1995 stimulations) as seen in Figure 4b.

In contrast, the evolution of the seismic responses for re-stimulations differ significantly from the quasi-constant I_E as seen for stimulations. For these re-stimulation episodes, we notice a strong increase of I_E with the hydraulic energy that finally converges to similar values of I_E as observed from the preceding stimulation phases. This sharp increase is only observed after significant hydraulic energy (close to that injected during the previous stimulation) is injected into the reservoir (between 5×10^{10} and 8×10^{10} J). Regarding the circulation tests, Figure 4a represents the evolution of E_R for the circulation episodes in 2003 and 2010. We also observe in Figure 4b that I_E is almost constant for the 2003 circulation test as for stimulations. For the 2010 circulation test, a significant increase in I_E is comparable to those seen during re-stimulations.

Finally, our results do not highlight a significant difference between R3 and R5 in terms of I_E and cumulative seismic moments. This contrast with the results of Bentz et al. (2020) who show a difference of three orders of magnitude between both reservoirs in terms of cumulative seismic moment. They interpreted this difference as a potential result of the difference in reservoir depth (local tectonic features). The observed difference is likely related to a different estimation of the seismic moment. Indeed, it seems that Bentz et al. (2020) considered all the magnitudes in the CSMA catalog as moment magnitudes. However, as we showed previously and noticed by Baisch et al. (2010), the magnitudes reported in the CSMA catalog cannot be converted to seismic moment using the relation of Hanks and Kanamori (1979). This discrepancy in analysis highlights the importance of harmonizing data before a comparative analysis between different injection episodes at the same site, but also between different sites to avoid misleading interpretations.

4.2. Seismic Faulting Energy and Seismic Faulting Efficiency

As the state of stress is known in the Soultz-sous-Forêts reservoir, in addition to the previous estimate of the seismic radiated energy, we can quantify the variation in potential energy associated with the induced earthquakes in a different way. The change of potential energy during faulting (hereafter called seismic faulting energy), ΔW_{fault} , can be computed from

$$\Delta W_{fault} = DS \left(\frac{\tau_i + \tau_f}{2} \right) \quad (17)$$

with D the displacement on the fault, S the fault area and τ and τ_f are the shear stresses on the fault respectively at the start and at the end of the slipping episode (Kanamori & Brodsky, 2004; Knopoff, 1958; Kostrov, 1974). Introducing the seismic moment (Aki, 1966), one can rewrite Equation 17 as

$$\Delta W_{fault} = M_0 \left(\frac{\tau_i + \tau_f}{2\mu} \right). \quad (18)$$

We establish an upper estimate of the seismic faulting energy ΔW_{fault} considering that the stress drop is found to be a small fraction of the total stress (Abercrombie, 2021). Setting $\tau_f = \tau_i$ then leads to a maximum energy, ΔW_{fault} that is twice larger than its minimum estimate ($\tau_f = 0$). From Equation 17 we have

$$\Delta W_{fault} = M_0 \left(\frac{\tau_i}{\mu} \right). \quad (19)$$

The initial shear stress, τ_i on the fault is generally unknown but can be estimated from stress field measurement. An upper estimate of the shear stress on the fault, τ_i^{\max} is given by $\tau_i^{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$ where σ_1 and σ_3 are the maximum and minimum principal stresses (see e.g., Jaeger et al., 2009), which combined with Equation 19 yields

$$\Delta W_{fault} = M_0 \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2\mu} \right). \quad (20)$$

This upper estimate of τ_i does not account for the fact that failure might occur at different levels of shear stress depending notably on the fault plane orientation and the friction coefficient and that it can vary as a function of

time because of stress transfer caused by nearby slip events. However, we can show that considering a fault plane ideally oriented for rupture and a fault friction coefficient of (0.6–0.9) the shear stress at failure will be in the range of (0.3–0.8) of the maximum shear stress which indicates that our maximum estimate is capturing the correct order of magnitude. As we are considering here a maximum fault energy scenario, it is therefore reasonable to have such an estimate of τ_f , but it should be noted that the shear stress at rupture could be less than this value and could change as a function of time.

We can then calculate the seismic fault energy as the sum of the seismic fault energy (Equation 20) of each event taking place during a fluid injection (see Table S3 in Supporting Information S1) using the seismic moment, the shear modulus and the principal stresses (introduced in Section 2) relevant to the depth of each of these events. Similarly to the injection efficiency, I_E , we can as well quantify the ratio between the seismic faulting energy and the hydraulic energy. We thus define, χ , the seismic faulting efficiency, as

$$\chi = \frac{\Delta W_{\text{fault}}}{\Delta W_H}, \quad (21)$$

and we note that I_E and χ are actually related and we have

$$\chi = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\Delta \sigma \eta_R} \right) I_E. \quad (22)$$

Assuming a constant stress drop, $\Delta \sigma$, and a constant radiation efficiency η_R , as done here, it implies that I_E and χ are related and only deviates from linearity because of the depth dependence of the principal stresses. Both, I_E and χ have a similar but slightly different meaning and each one carries its own uncertainties and assumptions. The radiated seismic energy estimate is based solely on seismic measurements. We note that the estimation of E_R based on Equation 15 is mostly dependent on the high frequency part of the signal as 80% of the seismic energy is radiated at frequencies above the corner frequency (Ide & Beroza, 2001). The estimation of E_R from Equation 16 also only involves seismic measurement as the estimate of stress drop is calculated from the same seismic data. For the seismic faulting energy, we rely on the stress field estimated from non-seismic measurements for an approximation of the initial stress (not for the final stress, for which we develop hypotheses). We also noted that $\Delta W_{\text{faulting}}$ and χ offer the opportunity to quantify the work done during an aseismic slip if we can estimate the seismic moment associated with such an event, which is not possible from I_E . Either I_E or χ can be calculated for monitoring the seismic response of the reservoir to fluid injection according to the seismological data available at the geothermal site. If the stress field is not known, it is not possible to calculate χ but I_E can be calculated. If the stress field is known, both I_E and χ can be calculated.

For each available episode, we computed the seismic faulting energy ΔW_{fault} and the seismic faulting efficiency, χ . The absolute values of these quantities at the end of each episode (i.e., after the last recorded event in the catalog of the considered episode) are reported in Table 2. Given Equation 22 and since we are comparing several injection episodes on the same site (same stress field), we can expect similar relative values and evolution of seismic radiated energy E_R and seismic faulting energy ΔW_{fault} (and hence I_E and χ). Indeed, Figure 5 representing the evolution of χ with I_E shows that I_E and χ are linearly related.

Hence, the observations made about I_E in the previous section remain the same for χ values. Indeed, all episodes are characterized by low values of χ ranging between 1.5×10^{-3} and 2.2×10^{-1} . This implies that the seismic faulting energy represents only a small part of the hydraulic energy. Similar values of χ are also observed between Stimulations and Re-stimulations (between 4.8×10^{-2} and 2.2×10^{-1}) which ranges one order higher than those for circulation tests (between 1.5×10^{-3} and 1.1×10^{-2}). Likewise, χ is almost constant during stimulation, whereas it increases strongly during re-stimulation to reach χ values similar to those observed during previous stimulation phases. Finally, no dependence of χ on injection depth is observed.

5. Discussions

5.1. Seismic Faulting Efficiency and Aseismic Slip

In our faulting energy estimation, we considered only the observed part of the faulting, that is, the part that radiates seismic waves and can be captured by a seismometer. It is likely that some faulting in the reservoir can also

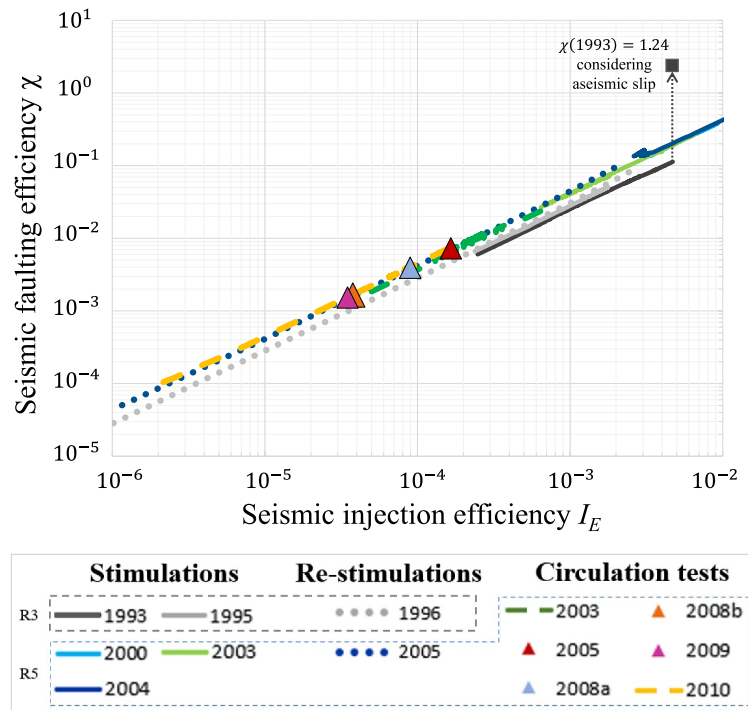


Figure 5. Relation between the seismic injection efficiency, I_E and the seismic faulting efficiency, χ . Same color and marker codes as in Figure 3.

be aseismic and thus are missed and not taken into account in our estimate of ΔW_{fault} . There are observational evidences and physical arguments that support the hypothesis of aseismic slip taking place in the two parts of the reservoir (see Section 2.3). A direct measure of aseismic slip was deduced from the 1993 stimulation by Cornet et al. (1997) and it was shown to be equivalent to a $M_w 3.5$ event ($M_0 = 2.04 \times 10^{14}$ N m). This value is significant compared to the cumulative seismic moment previously deduced for the whole 1993 episode (1.3×10^{13} N m). By accounting for this aseismic moment in our calculation of seismic faulting efficiency for the 1993 stimulation, we obtain $\chi = 1.24$ (see Figure 5). This aseismic motion captured by Cornet et al. (1997) is presumably the largest aseismic motion that occurred during the 1993 stimulation. Indeed, it seems unlikely that a larger aseismic motion could have occurred without intersecting the borehole and then be detected. The scenario of $\Delta W_{\text{fault}} > \Delta W_H$ indicates that previously stored elastic energy within the reservoir can be released in addition to the energy related to the hydraulic perturbation. In the case of a first injection of fluid into the reservoir, this potentially provides a criterion to determine if seismicity is triggered ($\chi > 1$) or induced ($\chi < 1$). The seismic injection efficiency I_E can also be used as a diagnostic tool to evaluate whether the earthquake is induced or triggered (Goodfellow et al., 2015). However, using this criterion would require setting a threshold to distinguish induced from triggered events, whereas in the formulation with χ , this threshold is naturally equal to 1.

5.2. Difference in Energy Release Between Stimulations and Re-Stimulations

The absence of seismicity at the beginning of a re-stimulation has already been observed and explained as a Kaiser effect (see Section 2.3). This would refer to a memory effect of the initially stimulated volume which only responds seismically when the pressure becomes higher than the maximum pressure reached during the first stimulation. We suggest here that the pre-existing elastic strain energy plays a key role in the seismic response of the reservoir to the injection and this may explain why there is no seismicity at the start of injection and why there is a sharp increase in I_E or χ for an already stimulated reservoir. Like McGarr (2014), we assume that the reservoir is in a critical state before the first stimulation, and that fluid injection perturbs the stimulated volume which controls seismicity. However, we suggest that seismicity is not primarily due to the deformation generated in the

stimulated volume as argued by the model of McGarr (2014), but rather to the release of stored energy. Consequently, during re-stimulation, the reservoir has less pre-existing elastic deformation energy (because it was relaxed by the first stimulation) and requires more loading from the fluid injection to induce seismicity. Once seismicity begins, I_E or χ are initially low, but rapidly increase to a level similar to that of other stimulations. Consequently, the first stimulation would be a “relaxation” stimulation, while the re-stimulation would be a “recharging” stimulation of the reservoir.

5.3. Circulation Episodes

Our results evidence that, for circulation episodes, I_E and χ are on average one order of magnitude smaller than for stimulations and re-stimulations episodes. This difference may arise from several factors. First, we might consider that, as these circulation tests are taking place in previously stimulated reservoirs (similar to re-stimulations) a fraction of the elastic strain energy (conveyed to the reservoir notably by the tectonic stress) available for faulting has already been released. Considering that the circulation tests do not impose significant stress changes outside the already stimulated zone, this could therefore explain the low value of E_R or ΔW_{fault} and therefore the low value of I_E or χ over the whole course of these episodes. We could have expected, given the long duration of circulation tests, that the tectonic loading in terms of elastic strain energy would have become significant during the circulation. This would have led to more energy available for faulting and thus to a higher I_E or χ value than observed. Nonetheless, we can show that the accumulation of this strain energy from tectonic loading is not sufficient during a circulation test. Indeed, maximum strain rate in the Rhine Graben has been estimated to $7 \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$ (Henrion et al., 2020). Considering a 100 days period (typical for a circulation episode), a reservoir volume of 5 km^3 and a representative stress value within the reservoir of 100 MPa (which is the value of the largest principal stress at 4 km depth from Figure 1 and Cornet et al., 2007), we computed an increase of potential strain energy of $1 \times 10^{10} \text{ J}$. This value is small compared to the typical amount of hydraulic energy for a single episode (around 10^{11} J). It suggests that, at the time scale of a single circulation episode, the contribution of the tectonic loading is not sufficient to significantly impact the seismic energy released. The same applies when considering the time between two fluid injection operations, which is around 6 months (Schill et al., 2017). We note, however, that this elastic strain energy accumulates also over long periods without fluid injection and becomes the main reservoir energy driving the seismicity at the time of an injection. This is typically the case for a first stimulation and this confirms our interpretation that the pre-existing strain energy is the main parameter of induced seismicity (see Section 5.2). Thus seismicity during stimulations is more likely to be triggered. On the contrary, during re-stimulations and circulations, it would be largely hydraulic energy that is used for earthquakes which are then more likely to be induced.

Additionally, the low values of I_E or χ could also be due to the potential overestimation of ΔW_H . Indeed, during a circulation test a large amount of fluid is pumped out of the reservoir and reinjected into the reservoir after being cooled through a heat exchanger at the surface. This leads to a reservoir cooling considering the long duration of the test. The fluid is then reinjected into a cooler rock, which in comparison with stimulations, reduces the effects of the thermo-elastic mechanisms behind seismicity. The same reasoning was invoked to explain the low aftershock activity in the Coso geothermal plan following the 2019 Ridgecrest's earthquakes (Im et al., 2021). In this case, the cooling of the reservoir over long time-scale results in less energy available for faulting and an anomalous low seismic activity. However, the thermal effect is not considered in our study, which focuses on comparing the injected energy and the released seismic energy, not on the energy transfers that operate in the reservoir.

Complementing the explanation by reservoir cooling, the difference observed between circulation tests and stimulations could be explained by the fact that there is a certain level of energy dissipation (energy dissipation rate) in the processes that we are not able to observe, and which balances the lower hydraulic energy rate for circulation tests (carried out over a longer period of time than stimulations).

A difference arises when we compare the evolution of I_E or χ during the 2003 and 2010 circulation tests. The evolution of χ during the 2003 circulation episode is characterized by an evolution similar to a stimulation (i.e., almost constant), whereas the 2010 circulation is characterized by a first phase of strong increase of χ , which is similar to a re-stimulation behavior. The quasi-constant evolution during the first phase of the 2003 circulation is probably due to the fact that this injection took place immediately after the 2003 stimulation stopped. Thus, post-injection events may have been accounted for in the circulation whereas they could have been associated with

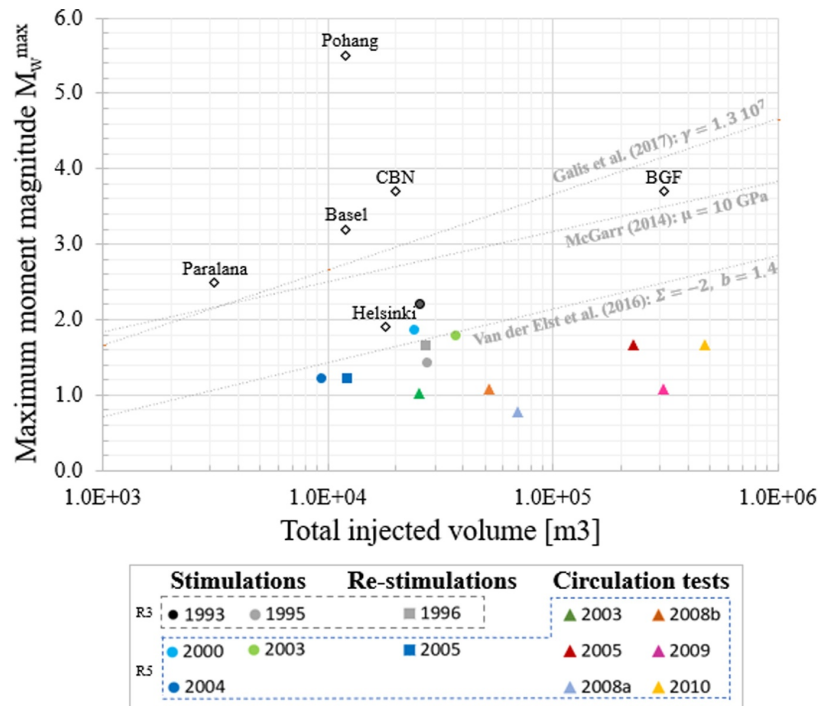


Figure 6. Comparison of the observed maximum magnitude with the total injected volume of each episode of Soultz-sous-Forêts (cf. legend) and for some stimulations carried out in some other Enhanced Geothermal System sites (data from Bentz et al. (2020)). Three models are shown for comparison: McGarr (2014), Van der Elst et al. (2016), and Galis et al. (2017) whose all parameter values are representative of the Soultz-sous-Forêts 1993 stimulation episode (see Section 5.4 for details). (Same color and marker codes as in Figure 3).

stimulation. This explanation is supported by the higher χ and I_E values of the 2003 circulation compared with other circulations.

5.4. Prediction of the Maximum Moment Magnitude

The volume of fluid injected into a reservoir has been used in several cases to estimate the maximum magnitude during injections (Galis et al., 2017; McGarr, 2014; Van der Elst et al., 2016). Our harmonized database allows us to compare in Figure 6, the consistency of the predicted maximum magnitude, \hat{M}_w^{\max} using the three aforementioned models with the observed values, M_w^{\max} in the Soultz-sous-Forêts EGS site. The three models are computed considering a shear modulus of 10 GPa representative of the R3 granite, a seismogenic index of -2 representative of the 1993 stimulation episode (Dinske & Shapiro, 2013) and its computed b-value of 1.4 (see Text S4 in Supporting Information S1). In addition, to compare the Soultz-sous-Forêts observations with other EGS sites, we also represent the observed M_w^{\max} (reported in Bentz et al. (2020)) for six EGS sites around the world: Basel (Switzerland), Cooper Basin (CBN, Australia), Paralana (Australia), Berlin Geothermal Field (BGF, Salvador), Helsinki (Finland) and the near Pohang (South Korea).

We first observe that for similar injected volumes, the models predict \hat{M}_w^{\max} values that can differ by two units. The upper limits of magnitude given by McGarr (2014) and Galis et al. (2017) are well respected. Although the values predicted by the model of Van der Elst et al. (2016) are closer to the observations, they underestimate the observed M_w^{\max} for two stimulations including the 1993 stimulation for which the model is calibrated. When analyzing separately the evolution of the observed M_w^{\max} for the stimulations and the circulation tests, we observe an increase with the total volume injected with a slope well represented by the models. As for the Soultz-sous-Forêts site, all the EGS sites are located in crystalline rock basement with a depth target between 2 km (BGF) and 6 km (Helsinki). We notice that all observed M_w^{\max} in the Soultz-sous-Forêts EGS site are lower than other EGS

sites analyzed. For similar injected volumes, the range of observed M_W^{\max} is large (between 1 and 5.5). This indicates that maximum magnitude is site-dependent and that its prediction should account for the reservoir characteristic properties.

The fact that the values of I_E or χ are almost similar for all stimulations and circulations and during the whole course of the stimulation or circulation leads to consider I_E or χ as a fixed property of the reservoir. It can therefore be used to predict the cumulative seismic moment, $\Sigma \hat{M}_0$ or the maximum moment magnitude, \hat{M}_w^{\max} expected from the hydraulic energy to be injected into the reservoir (from the planned injected volume and the well-head pressure). Performing such a prediction requires an a priori estimate of I_E or χ , possibly from previous stimulations/re-stimulations at the same site. If no such estimate is available from previous injection operations, it is still possible to estimate it during an early stage of an injection. Indeed, as I_E or χ are quasi-constant or are evolving steadily during stimulations, we can get an estimation of them during the beginning of the injection, when the risk of having a large earthquake remains low. This value can then be used to estimate the expected seismic moment for the rest of the injection based on the planned injection. This allows us to predict the expected cumulative seismic moment (or the expected maximum magnitude under assumptions) from the planned hydraulic scenario, $P(V)$ as a function of time. From Equations 14 and 20, one can estimate the expected cumulative seismic moment $\Sigma \hat{M}_0$ based on the hydraulic energy ΔW_H that is planned to be injected knowing an estimate of the seismic injection efficiency:

$$\Sigma \hat{M}_0 = I_E \frac{2\mu}{\Delta \sigma \Gamma_R} \Delta W_H. \quad (23)$$

Similarly, from an estimate of χ and considering $\sigma_f = \sigma_i$ that is, the upper limit of seismic faulting energy, we have:

$$\Sigma \hat{M}_0 = \chi \frac{2\mu}{\sigma_1 - \sigma_3} \Delta W_H. \quad (24)$$

We then estimate the maximum moment magnitude \hat{M}_w^{\max} from the predicted cumulative seismic moment $\Sigma \hat{M}_0$ similarly to McGarr (2014) and assuming that the Gutenberg-Richter magnitude distribution holds up to the largest magnitudes. Thus, we have

$$\hat{M}_w^{\max} = \frac{2}{3} \log_{10} \left(\frac{3 - 2b}{b} \Sigma \hat{M}_0 \right) - 6.07 \quad (25)$$

where b is the b value.

The approach of Hallo et al. (2014) and Li et al. (2022) is quite similar to ours. Indeed, they also propose predicting the maximum magnitude based on the total seismic moment. The difference lies in how they estimate this seismic moment total. They calculate a theoretical seismic moment from the injected fluid volume (McGarr, 1976), which they then correct using a coefficient, the seismic efficiency ratio (SER, defined as the ratio between the observed cumulative seismic moment and the theoretical cumulative seismic moment). Similarly, the seismogenic index introduced by Shapiro et al. (2010), notably in the model of Van der Elst et al. (2016), is used in a way to adjust the prediction of the maximum magnitude based on the injected volume. While the interpretation of these coefficients (I_E , χ , SER, or seismogenic index) may differ, they all account for the balance between hydraulic energy and released energy.

We illustrate our approach on the 1993 stimulation using χ . We suppose in this example that we have no previous estimate of χ such that we compute this value at several times during the course of the injection. We considered three times after the beginning of the injection: after 5%, 10%, and 15% of the total hydraulic energy. From χ , we then computed the expected cumulative seismic moment at the end of the episode and derived the expected maximum moment magnitude \hat{M}_w^{\max} (Figure 7b). We see that this method provides a reasonable estimation of the $M_W^{\max} = 2.05$ (after 15% of hydraulic energy injected) very close to the observed maximum moment magnitude for this stimulation that is, $M_W^{\max} = 2.20$. We apply the same procedure for all stimulations (see Figures S7 to S10 in Supporting Information S1). For re-stimulations, we used the value of χ at the end of the preceding stimulation that took place at the same location in the reservoir (see Figure S11 in Supporting Information S1). We first

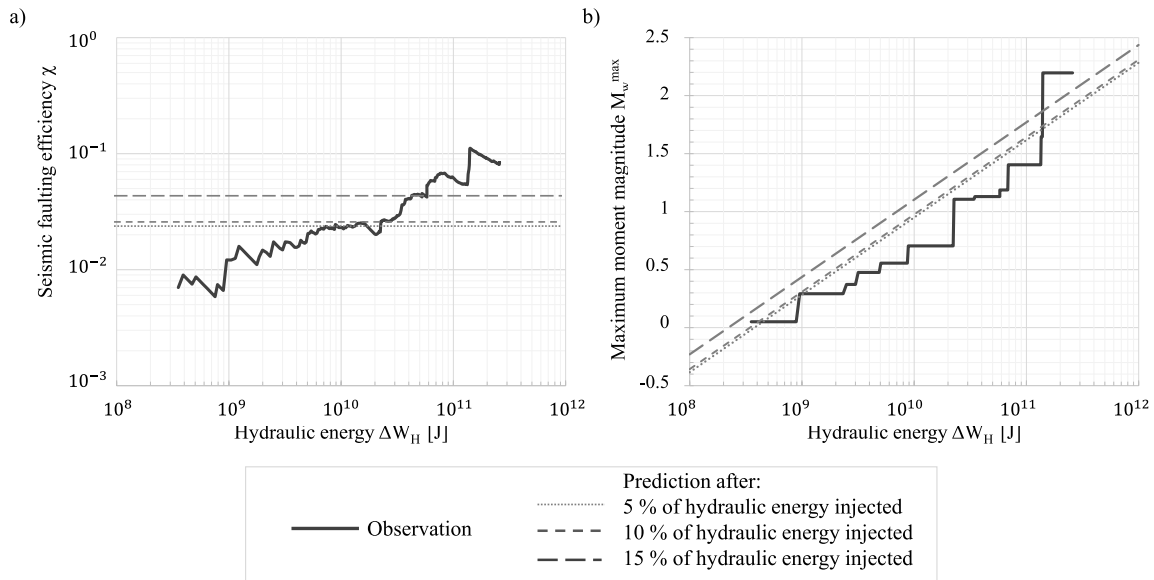


Figure 7. Prediction for the 1993 stimulation episode of (a) the seismic faulting efficiency χ and of (b) the maximum moment magnitude, \hat{M}_W^{\max} from early data (after having injected 5%, 10%, and 15% of the total hydraulic energy).

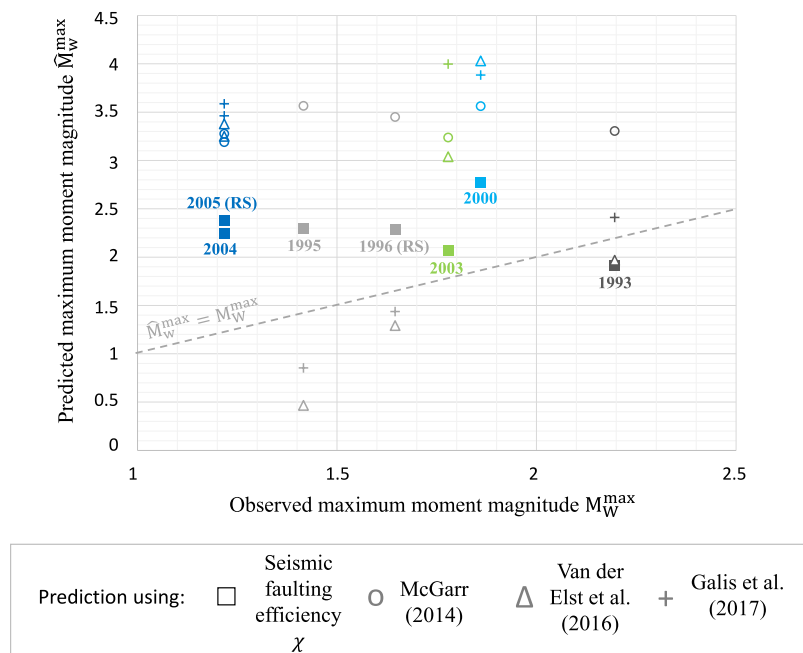


Figure 8. Comparison of the predicted maximum magnitude with observed ones for stimulations based on early data after having injected 10% of hydraulic energy. For re-stimulations, the prediction is made based on the full data of the first associated stimulation. The predicted maximum magnitudes based on three models (Galis et al., 2017; McGarr, 2014; Van der Elst et al., 2016) are represented. The dashed line represents the predicted moment magnitude that would match the observed moment magnitude. (Same color code as in Figure 3).

compared the predicted cumulative seismic moments, $\Sigma \hat{M}_0$, with the observed ones for each stimulation. We observed an excellent agreement between the two values which suggests that the proposed method is very effective in deriving a predicted seismic moment from the hydraulic data (see Figure S12 in Supporting Information S1). We also obtained the predicted maximum moment magnitude for all stimulation and re-stimulation episodes and compared these values with the observed maximum moment magnitude and the predicted values from three models (Galis et al., 2017; McGarr, 2014; Van der Elst et al., 2016) in Figure 8. The maximum magnitudes predicted using χ (after 10% of hydraulic energy injected) are for almost all episodes close to the observed values with a maximum difference of about one unit. The predictions obtained by the other three models, on the other hand, either overestimate the maximum observed magnitude (with an average difference of two units) or underestimate it. The lowest accuracy of the prediction for \hat{M}_w^{\max} compared to $\Sigma \hat{M}_0$ suggests that a difficulty in predicting the largest magnitude resides on the extrapolation of the Gutenberg-Richter magnitude distribution up to larger magnitude events. Indeed, as visible in Figure 3 and already noted by Dorbath et al. (2009), a deficit in large magnitude events is observed such that their number deviates from the expected number interpolating the Gutenberg-Richter distribution obtained from low magnitude events.

As shown in Figure 4 (see Section 4.1), the value of χ at the beginning and end of the injection may not be exactly the same since χ may vary slightly during the injection operation. The prediction can be made more accurate by taking into account these possible slight evolutions of χ . Indeed, instead of using a single value of χ , we can extrapolate the trend of χ during the initial phase of injection to estimate the value of χ at any future time during injection. We thus performed a linear fit between the logarithm of χ and the logarithm of ΔW_H for all stimulations considering the same three times of injection (5%, 10%, and 15% of hydraulic energy injected) and then computed the expected maximum moment magnitude. Figure 7 illustrates this approach for the 1993 stimulation and Figure 8 compares the predicted moment magnitudes with observed ones and the predicted values using the three models (Galis et al., 2017; McGarr, 2014; Van der Elst et al., 2016). We obtained a slightly higher accuracy with this approach, especially for the 1993 stimulation, where we got a maximum moment magnitude $\hat{M}_w^{\max} = 2.18$ from the data of the first 10% of hydraulic energy injection, matching the observed value closely ($M_w^{\max} = 2.20$).

5.5. Analogy With the Prediction Model of McGarr (2014)

As we shown in the previous section, the linear model of McGarr (2014) is predicting higher maximum magnitude than those using χ by about 1 unit. We here formally compare both models and try to explain the deviation of the maximum magnitude estimates. If we assume that the injected pressure is constant we can notice that hydraulic energy can be simplified as:

$$\Delta W_H \approx P_{in} V \quad (26)$$

where P_{in} is the injection pressure and V is the injected fluid volume. Using Equation 26 in Equation 24, leads to:

$$\Sigma \hat{M}_0(\chi) \approx \frac{\chi P_{in}}{\sigma_1 - \sigma_3} 2\mu V = \frac{\chi P_{in}}{\sigma_1 - \sigma_3} \Sigma \hat{M}_0(McGarr) \quad (27)$$

where $\Sigma \hat{M}_0(\chi)$ and $\Sigma \hat{M}_0(McGarr)$ are the expected cumulative seismic moment from the use of χ and from the model of McGarr (2014) respectively. Finally, we can estimate the deviation of the expected maximum moment magnitude using χ , $\hat{M}_w^{\max}(\chi)$ from that using the model of McGarr (2014), $\hat{M}_w^{\max}(McGarr)$. Indeed, we can notice that:

$$\hat{M}_w^{\max}(\chi) \approx \hat{M}_w^{\max}(McGarr) + \frac{2}{3} \log_{10} \left(\frac{\chi P_{in}}{\sigma_1 - \sigma_3} \right). \quad (28)$$

In our case study of Soultz-sous-Forêts, as $\chi < 2.2 \times 10^{-1}$ and $\frac{P_{in}}{\sigma_1 - \sigma_3} < 0.4$, the deviation is estimated to be about -0.8 which is close to the observed deviation.

Although the stimulated volume controls the induced seismicity in both our approach and that of McGarr (2014), the deviation can be explained by the fact that McGarr (2014) considers that the seismicity is mainly induced by

the deformation generated by the injection of fluid into this volume whereas our approach seems to show that it is the relaxation of the pre-existing deformation energy that has been accumulated in this stimulated volume that mainly induces the seismicity (see Section 5.2).

6. Conclusion

Based on the extensive databases of the Soultz-sous-Forêts geothermal site which contains different types of hydraulic tests (stimulation, re-stimulation, and circulation tests) performed at different reservoir depths and with various injection strategies during more than 20 years, we studied the seismic response of the reservoir during fluid injection by analyzing the seismic injection efficiency, I_E and a new introduced parameter, the seismic faulting efficiency, χ . I_E is defined as the ratio between the radiated seismic energy and the hydraulic energy and χ is defined as the ratio between the seismic faulting energy (deformation energy during faulting) and the hydraulic energy. χ accounts for reservoir specific stress conditions and allows aseismic energy release to be quantified if we can estimate the seismic moment associated with aseismic slip. Despite, depending on the availability of stress field data, I_E and χ can be used equivalently, as they appeared to be linearly related if the stress field is homogeneous over the reservoir.

We first compiled and harmonized seismic catalogs to account for differences in network configuration, processing schemes and resulting magnitudes between the sequence of hydraulic tests. In this context, we showed the importance of harmonized data sets (seismic catalogs and production data) for inter-episodes and inter-sites hydro-seismic studies.

We noticed a clear signature of the seismic response characterized by the evolution of I_E or χ values as a function of hydraulic energy, depending on the injection configuration: stimulation, re-stimulation and circulation test. The stimulation and re-stimulation episodes showed similar I_E values (between 1.7×10^{-3} and 5.2×10^{-3}) and χ values (between 4.8×10^{-2} and 2.2×10^{-1}) at the end of the episodes but differ in the evolution during the injection test. While χ is almost constant during the stimulations, we noticed for the re-stimulations very small values of χ before a rapid increase after reaching similar levels of total hydraulic energy injected during the previous stimulation test. Consequently, we interpret this χ evolution as a result of the initially stored elastic strain energy that was released during the first stimulation. This is quite a different interpretation from previous studies, where such a sudden increase in seismic energy with hydraulic energy was interpreted as unstable reservoir behavior.

The circulation tests showed χ values at the end of the episode to be an order of magnitude lower than those of the stimulations and re-stimulations (between 1.5×10^{-3} and 1.1×10^{-2}) which is potentially related to the release of the elastic strain energy initially stored in the reservoir (by tectonic loading) during the preceding stimulations. Similar χ values have been observed for R3 and R5 injection episodes which contrasts with previous studies.

We showed for the 1993 stimulation that χ can be of the order of 1 when taking into account of the aseismic faulting energy (associated with the aseismic slip evidenced). This scenario indicates that previously stored elastic energy within the reservoir can be released in addition to the energy related to the hydraulic perturbation. In the case of a first fluid injection, this potentially provides a criterion to determine if seismicity is triggered ($\chi > 1$) or induced ($\chi < 1$).

Finally, the similar values of I_E or χ for stimulations and re-stimulations lead us to consider these two parameters as a reservoir property describing the seismic response to fluid injection. Based on this, we proposed a method using I_E or χ that has been able to accurately predict the cumulative seismic moment and the largest magnitude of the induced seismic events knowing the maximum targeted hydraulic energy of the injection. Our method is found to be similar to the one proposed by McGarr (2014), but their method tended to overestimate the maximum magnitudes by about 1 unit. Although I_E and χ appear to be linearly linked when the stress field is homogeneous at the reservoir scale and thus both useful for real time monitoring application and seismic hazard assessment, we underline that χ could be especially useful for comparing different reservoirs where high resolution knowledge of the stress field is known.

Data Availability Statement

All hydraulic data and seismological data (waveforms and earthquakes catalogs) of the stimulations and circulation tests used in this study are available in the CDGP (Data Center for Deep Geothermal Energy) at <https://cdgp.u-strasbg.fr>. The homogenized seismological catalogs (with seismic moments and moment magnitudes) and the produced data sets used for the comparison between seismic and hydraulic energy are also available in the CDGP. All these data are grouped by episode and can be accessed using the DOI associated with each episode indicated in the references:

- 1993 stimulation episode: (GEIE-EMC & EOST, 2019a).
- 1995 stimulation episode: (GEIE-EMC & EOST, 2019b).
- 1996 stimulation episode: (GEIE-EMC & EOST, 2019c).
- 2000 stimulation episode: (GEIE-EMC & EOST, 2018a).
- 2003 stimulation and circulation test episodes: (GEIE-EMC & EOST, 2018b).
- 2004 stimulation episode: (GEIE-EMC & EOST, 2018c).
- 2005 stimulation episode: (GEIE-EMC & EOST, 2018d).
- 2010 circulation test episode: (GEIE-EMC & EOST, 2019d).

An Authentication, Authorization and Accounting Infrastructure (AAAI) ensures that data distribution respects the intellectual property rights (IPR) of the owner. As such, data can be provided, after registration and entering the user's affiliation (i.e., academic, industrial, ...), either automatically or after approval by the data owner. Some of the data processing is realized with the open source Python program *SourceSpec* (Satriano, 2022).

Acknowledgments

We thank Professors A. McGarr and G. Kwiatek for their helpful comments, which have enabled us to improve the quality of the manuscript. We are also grateful to an anonymous reviewer who carefully checked the manuscript. We thank the GEIE-EMC, the CDGP (Data Center for Deep Geothermal Energy, <https://cdgp.u-strasbg.fr>) and the EPOS TCS-AH platform (European Platform Observing System for Anthropogenic hazards, <https://tcs.ah-epos.eu>) for providing and distributing the data used in this study. This work was performed under the framework of the Laboratory of Excellence LABEX ANR-11-LABX-0050-G-EAU-THERMIE-PROFONDE and the Interdisciplinary Thematic Institute GeoT, as part of the ITI 2021-2028 program of the University of Strasbourg, CNRS and Inserm, supported by IdEx Unistra (ANR 10 IDEX 0002) and by SFRI STRATUS project (ANR 20 SFRI 0012) under the framework of the French Investments for the Future Program.

References

- Abercrombie, R. E. (2021). Resolution and uncertainties in estimates of earthquake stress drop and energy release. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 379(2196), 20200131. <https://doi.org/10.1098/rsta.2020.0131>
- Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964: Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the g wave spectrum. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 44(1), 73–88.
- Aki, K., & Richards, P. G. (1980). *Quantitative seismology: Theory and methods* (Vol. 859). Freeman.
- Baisch, S., Vörös, R., Rothert, E., Stang, H., Jung, R., & Schellschmidt, R. (2010). A numerical model for fluid injection induced seismicity at Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 47(3), 405–413. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmmms.2009.10.001>
- Baria, R., Jung, R., Tischner, T., Nicholls, J., Michelet, S., Sanjuan, B., et al. (2006). Creation of an HDR reservoir at 5000 m depth at the European HDR project. In *Proceedings, thirty-first workshop on geothermal reservoir engineering*.
- Baria, R., Michelet, S., Baumgärtner, J., Dyer, B., Gerard, A., Nicholls, J., et al. (2004). Microseismic monitoring of the world's largest potential HDR reservoir. In *Proceedings, twenty-ninth workshop on geothermal reservoir engineering*.
- Baujard, C., Schoenball, M., Kohl, T., & Dorbath, L. (2014). Large magnitude events during injections in geothermal reservoirs and hydraulic energy: A heuristic approach. *Geothermics*, 52, 140–152. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.002>
- Bentz, S., Kwiatek, G., Martínez-Garzón, P., Bohnhoff, M., & Dresen, G. (2020). Seismic moment evolution during hydraulic stimulations. *Geophysical Research Letters*, 47(5), e2019GL086185. <https://doi.org/10.1029/2019gl086185>
- Bourouis, S., & Bernard, P. (2007). Evidence for coupled seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients. *Geophysical Journal International*, 169(2), 723–732. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.03325.x>
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 4997–5009. <https://doi.org/10.1029/jb075i026p04997>
- Calò, M., & Dorbath, C. (2013). Different behaviours of the seismic velocity field at Soultz-sous-Forêts revealed by 4-D seismic tomography: Case study of GPK3 and GPK2 injection tests. *Geophysical Journal International*, 194(2), 1119–1137. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt153>
- Calò, M., Dorbath, C., Cornet, F., & Cuenot, N. (2011). Large-scale aseismic motion identified through 4-DP-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 186(3), 1295–1314. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2011.05108.x>
- Cauchie, L., Lengliné, O., & Schmittbuhl, J. (2020). Seismic asperity size evolution during fluid injection: Case study of the 1993 Soultz-sous-Forêts injection. *Geophysical Journal International*, 221(2), 968–980. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa051>
- Charl  y, J., Cuenot, N., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., & Frogneux, M. (2007). Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44(8), 1091–1105. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmmms.2007.06.003>
- Cornet, F. H. (2016). Seismic and aseismic motions generated by fluid injections. *Geomechanics for Energy and the Environment*, 5, 42–54. <https://doi.org/10.1016/j.gete.2015.12.003>
- Cornet, F. H., B  rard, T., & Bourouis, S. (2007). How close to failure is a granite rock mass at a 5 km depth? *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44(1), 47–66. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmmms.2006.04.008>
- Cornet, F. H., Helm, J., Poitrenaud, H., & Etchecopar, A. (1997). Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. In *Seismicity associated with mines, reservoirs and fluid injections* (pp. 563–583). Springer.
- Cuenot, N., Charl  y, J., Dorbath, L., & Haessler, H. (2006). Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France. *Geothermics*, 35(5–6), 561–575. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2006.11.007>

- Cuenot, N., Dorbath, C., & Dorbath, L. (2008). Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): Implications for the characterization of the geothermal reservoir properties. *Pure and Applied Geophysics*, 165(5), 797–828. <https://doi.org/10.1007/s00024-008-0335-7>
- Cuenot, N., Frogneux, M., Dorbath, C., & Calo, M. (2011). Induced microseismic activity during circulation tests at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (France). In *Thirty-sixth workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford, California*.
- De Barros, L., Cappa, F., Guglielmi, Y., Duboeuf, L., & Grasso, J.-R. (2019). Energy of injection-induced seismicity predicted from in-situ experiments. *Scientific Reports*, 9(1), 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41306-x>
- Dezayes, C., Genter, A., & Hooijkaas, G. R. (2005). Deep-seated geology and fracture system of the EGS Soultz reservoir (France) based on recent 5 km depth boreholes. In *Proceedings world geothermal congress* (pp. 24–29).
- Dezayes, C., Genter, A., & Valley, B. (2010). Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7), 517–530. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.10.002>
- Dinske, C., & Shapiro, S. A. (2013). Seismotectonic state of reservoirs inferred from magnitude distributions of fluid-induced seismicity. *Journal of Seismology*, 17(1), 13–25. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9292-9>
- Dorbath, L., Cuenot, N., Genter, A., & Frogneux, M. (2009). Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections. *Geophysical Journal International*, 177(2), 653–675. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2009.04030.x>
- Douglas, J., Edwards, B., Convertito, V., Sharma, N., Tramelli, A., Kraaijpoel, D., et al. (2013). Predicting ground motion from induced earthquakes in geothermal areas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 1875–1897. <https://doi.org/10.1785/0120120197>
- Ellsworth, W. L. (2013). Injection-induced earthquakes. *Science*, 341(6142), 1225942. <https://doi.org/10.1126/science.1225942>
- Evans, K. F., Zappone, A., Kraft, T., Deichmann, N., & Moia, F. (2012). A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO₂ reservoirs in Europe. *Geothermics*, 41, 30–54. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2011.08.002>
- Galis, M., Ampuero, J. P., Mai, P. M., & Cappa, F. (2017). Induced seismicity provides insight into why earthquake ruptures stop. *Science Advances*, 3(12), eaap7528. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aap7528>
- Gaucher, E., & Kohl, T. (2014). Are the seismogenic responses of the Soultz and the Groß schönebeck enhanced geothermal fields understood. In *74th annual meeting of the German geophysical society (DGG)*.
- Gaucher, E., Schoenball, M., Heidbach, O., Zang, A., Fokker, P. A., van Wees, J.-D., & Kohl, T. (2015). Induced seismicity in geothermal reservoirs: A review of forecasting approaches. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 52, 1473–1490. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2015.08.026>
- GEIE-EMCEOST. (2018a). Episode: 2000 stimulation Soultz-sous-Forêts [Dataset]. *EOST*. <https://doi.org/10.25577/SSFS2000>
- GEIE-EMCEOST. (2018b). Episode: 2003 stimulation Soultz-sous-Forêts [Dataset]. *EOST*. <https://doi.org/10.25577/SSFS2003>
- GEIE-EMCEOST. (2018c). Episode: 2004 stimulation Soultz-sous-Forêts [Dataset]. *EOST*. <https://doi.org/10.25577/SSFS2004>
- GEIE-EMCEOST. (2018d). Episode: 2005 stimulation Soultz-sous-Forêts [Dataset]. *EOST*. <https://doi.org/10.25577/SSFS2005>
- GEIE-EMCEOST. (2019a). Episode: 1993 stimulation and hydraulic tests Soultz-sous-Forêts [Dataset]. *EOST*. <https://doi.org/10.25577/SSFS1993>
- GEIE-EMCEOST. (2019b). Episode: 1995 stimulation and hydraulic tests Soultz-sous-Forêts [Dataset]. *EOST*. <https://doi.org/10.25577/SSFS1995>
- GEIE-EMCEOST. (2019c). Episode: 1996 stimulation and hydraulic tests Soultz-sous-Forêts [Dataset]. *EOST*. <https://doi.org/10.25577/SSFS1996>
- GEIE-EMCEOST. (2019d). Episode: 2010 circulation Soultz-sous-Forêts [Dataset]. *EOST*. <https://doi.org/10.25577/SSFC2010>
- Genter, A., Goerke, X., Graff, J.-J., Cuenot, N., Krall, G., Schindler, M., & Ravier, G. (2010). Current status of the EGS Soultz geothermal project (France). In *World geothermal congress, WGC2010, Bali, Indonesia* (pp. 25–29).
- Gérard, A., Menjoz, A., & Schwoerer, P. (1984). L'anomalie thermique de Soultz-sous-Forêts. *Géotherm Actual*, 3, 35–42.
- Giardini, D. (2009). Geothermal quake risks must be faced. *Nature*, 462(7275), 848–849. <https://doi.org/10.1038/462848a>
- Goodfellow, S., Nasser, M., Maxwell, S., & Young, R. (2015). Hydraulic fracture energy budget: Insights from the laboratory. *Geophysical Research Letters*, 42(9), 3179–3187. <https://doi.org/10.1002/2015gl063093>
- Grigoli, F., Cesca, S., Rinaldi, A. P., Manconi, A., Lopez-Comino, J. A., Clinton, J., et al. (2018). The November 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea. *Science*, 360(6392), 1003–1006. <https://doi.org/10.1126/science.aat2010>
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 185–188. <https://doi.org/10.1785/bssa0340040185>
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Annals of Geophysics*, 9(1), 1–15.
- Hallo, M., Oprea, I., Eisner, L., & Ali, M. Y. (2014). Prediction of magnitude of the largest potentially induced seismic event. *Journal of Seismology*, 18(3), 421–431. <https://doi.org/10.1007/s10950-014-9417-4>
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84(B5), 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/jb084ib05p02348>
- Henion, E., Masson, F., Doubre, C., Ulrich, P., & Meghraoui, M. (2020). Present-day deformation in the Upper Rhine Graben from GNSS data. *Geophysical Journal International*, 223(1), 599–611. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa320>
- Hussein, M. I., & Randall, M. (1976). Rupture velocity and radiation efficiency. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(4), 1173–1187.
- Ide, S., & Beroza, G. C. (2001). Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3349–3352. <https://doi.org/10.1029/2001gl013106>
- Im, K., Avouac, J.-P., Heimisson, E. R., & Elsworth, D. (2021). Ridgecrest aftershocks at Coso suppressed by thermal destressing. *Nature*, 595(7865), 70–74. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03601-4>
- Jaeger, J. C., Cook, N. G., & Zimmerman, R. (2009). *Fundamentals of rock mechanics*. John Wiley & Sons.
- Jones, R. H. (1997). Source parameters calculations for 1993, 1994, 1995 and 1996 Soultz microseismic data. Socome report.
- Jupe, A., Jones, R., Willis-Richards, J., Dyer, B., Nicholls, J., & Jacques, P. (1994). *Report on HDR phase 4—Soultz experimental programme 1993/1994, IR02/12*. CSM Associates Ltd.
- Kanamori, H., & Brodsky, E. E. (2004). The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, 67(8), 1429–1496. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/r03>
- Kanamori, H., Mori, J., Hauksson, E., Heaton, T. H., Hutton, L. K., & Jones, L. M. (1993). Determination of earthquake energy release and M_L using terrascopes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(2), 330–346.
- Kanamori, H., Teisseyre, R., & Majewski, E. (2001). Energy budget of earthquakes and seismic efficiency. *Earthquake Thermodynamics and Phase Transformations in the Earth's Interior*, 76, 293–305. [https://doi.org/10.1016/s0074-6142\(01\)80087-5](https://doi.org/10.1016/s0074-6142(01)80087-5)

- Knopoff, L. (1958). Energy release in earthquakes. *Geophysical Journal International*, 1(1), 44–52. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1958.tb00033.x>
- Kostrov, V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izvestiya, Academy of Sciences USSR Physics Solid Earth, English Translation*, 1, 23–44.
- Kwiatk, G., Martínez-Garzón, P., Plenkers, K., Leonhardt, M., Zang, A., Von Specht, S., et al. (2018). Insights into complex subdecimeter fracturing processes occurring during a water injection experiment at depth in Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8), 6616–6635. <https://doi.org/10.1029/2017jb014715>
- Kwiatk, G., Saarni, T., Ader, T., Bluemle, F., Bohnhoff, M., Chendorain, M., et al. (2019). Controlling fluid-induced seismicity during a 6.1-km-deep geothermal stimulation in Finland. *Science Advances*, 5(5), eaav7224. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav7224>
- Lee, K.-K., Ellsworth, W. L., Giardini, D., Townend, J., Ge, S., Shimamoto, T., et al. (2019). Managing injection-induced seismic risks. *Science*, 364(6442), 730–732. <https://doi.org/10.1126/science.aax1878>
- Langliné, O., Boubacar, M., & Schmittbuhl, J. (2017). Seismicity related to the hydraulic stimulation of GRT1, Rittershoffen, France. *Geophysical Journal International*, 208(3), 1704–1715.
- Li, Z., Eaton, D., & Davidsen, J. (2022). Short-term forecasting of M_{\max} during hydraulic fracturing. *Scientific Reports*, 12(1), 12509. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-15365-6>
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3), 639–666. <https://doi.org/10.1785/bssa0660030639>
- Majer, E. L., Baria, R., Stark, M., Oates, S., Bommer, J., Smith, B., & Asanuma, H. (2007). Induced seismicity associated with enhanced geothermal systems. *Geothermics*, 36(3), 185–222. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2007.03.003>
- McGarr, A. (1976). Seismic moments and volume changes. *Journal of Geophysical Research*, 81(8), 1487–1494. <https://doi.org/10.1029/jb081i008p01487>
- McGarr, A. (1999). On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip. *Journal of Geophysical Research*, 104(B2), 3003–3011. <https://doi.org/10.1029/1998jb900083>
- McGarr, A. (2014). Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1008–1019. <https://doi.org/10.1002/2013jb010597>
- McGarr, A., & Barbour, A. J. (2018). Injection-induced moment release can also be aseismic. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5344–5351. <https://doi.org/10.1029/2018gl078422>
- Meixner, J., Schill, E., Grimmer, J. C., Gaucher, E., Kohl, T., & Klingler, P. (2016). Structural control of geothermal reservoirs in extensional tectonic settings: An example from the upper Rhine Graben. *Journal of Structural Geology*, 82, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.11.003>
- Mukuhira, Y., Dinske, C., Asanuma, H., Ito, T., & Häring, M. (2017). Pore pressure behavior at the shut-in phase and causality of large induced seismicity at Basel, Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 411–435. <https://doi.org/10.1002/2016jb013338>
- Pearson, C. (1981). The relationship between microseismicity and high pore pressures during hydraulic stimulation experiments in low permeability granitic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 86(B9), 7855–7864. <https://doi.org/10.1029/jb086ib09p07855>
- Randall, M. J. (1972). Stress drop and the ratio of seismic energy to moment. *Journal of Geophysical Research*, 77(5), 969–970. <https://doi.org/10.1029/jb077i005p00969>
- Satriano, C. (2022). Sourcespec—Earthquake source parameters from p-or s-wave displacement spectra [Software]. *Zenodo*. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3688587>
- Sausse, J., Dezayes, C., Dorbath, L., Genter, A., & Place, J. (2010). 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(7–8), 531–545. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.01.011>
- Schill, E., Genter, A., Cuenot, N., & Kohl, T. (2017). Hydraulic performance history at the Soultz EGS reservoirs from stimulation and long-term circulation tests. *Geothermics*, 70, 110–124. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.06.003>
- Shapiro, S. A., Dinske, C., Langenbruch, C., & Wenzel, F. (2010). Seismogenic index and magnitude probability of earthquakes induced during reservoir fluid stimulations. *The Leading Edge*, 29(3), 304–309. <https://doi.org/10.1190/l.13353727>
- Shearer, P. M. (2019). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- Udias, A., Vallina, A. U., Madariaga, R., & Buforn, E. (2014). *Source mechanisms of earthquakes: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Vallier, B., Magnenet, V., Schmittbuhl, J., & Fond, C. (2019). Large scale hydro-thermal circulation in the deep geothermal reservoir of Soultz-sous-Forêts (France). *Geothermics*, 78, 154–169. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2018.12.002>
- Van der Elst, N. J., Page, M. T., Weiser, D. A., Goebel, T. H. W., & Hossein, S. M. (2016). Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(6), 4575–4590. <https://doi.org/10.1002/2016jb012818>
- Vidal, J., Genter, A., & Schmittbuhl, J. (2015). 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(1), 1–28. <https://doi.org/10.1186/s40517-015-0026-4>
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4), 859–869. <https://doi.org/10.1785/0119990114>
- Wüstenhagen, R., Wolsink, M., & Bürer, M. J. (2007). Social acceptance of renewable energy innovation: An introduction to the concept. *Energy Policy*, 35(5), 2683–2691. <https://doi.org/10.1016/j.enpol.2006.12.001>
- Zang, A., Oye, V., Jousset, P., Deichmann, N., Gritto, R., McGarr, A., et al. (2014). Analysis of induced seismicity in geothermal reservoirs—An overview. *Geothermics*, 52, 6–21. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.06.005>

References From the Supporting Information

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bm$ and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43, 237–239.
- Baria, R., Baumgartner, J., & Gérard, A. (1996). European hot dry rock programme 1992–1995. In *Extended summary of the final report to EC (DGXII). Contract J0U2-CT92-0115*.
- Baria, R., Baumgartner, J., Gérard, A., Jung, R., & Garnish, J. (1999). European HDR research programme at Soultz-sous-Forêts (France) 1987–1996. *Geothermics*, 28(4), 655–669. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(99\)00036-X](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(99)00036-X)
- Baumgartner, J., Moore, P., & Gérard, A. (2007). Drilling of hot and fractured granite at Soultz-sous-Forêts. In *Engine mid-term conference* (pp. 9–12).

- Baumgärtner, J., Jung, R., Gérard, A., Baria, R., & Garnish, J. (1996). The European HDR project at Soultz-sous-Forêts: Stimulation of the second deep well and first circulation experiments. In *Proceedings of the 21st workshop on geothermal reservoir engineering*. Stanford University.
- Brown, G. O. (2003). The history of the Darcy-Weisbach equation for pipe flow resistance. In *Environmental and water resources history* (pp. 34–43).
- Cao, A., & Gao, S. S. (2002). Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 48-1–48-3. <https://doi.org/10.1029/2001GL013775>
- Dezayes, C., Genter, A., & Gentier, S. (2005). *Deep geothermal energy in Western Europe: The Soultz project-final report (open file no. BRGM/RP-54227-fr)*. BRGM.
- Reynolds, O. (1883). XXIX. An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. *Philosophical Transactions of the Royal society of London*, 174, 935–982.
- Tischner, T., Schindler, M., Jung, R., & Nami, P. (2007). HDR project Soultz: Hydraulic and seismic observations during stimulation of the 3 deep wells by massive water injections. In *Proceedings, 32nd workshop on geothermal engineering, Stanford university, Stanford, California* (pp. 22–24).

CHAPITRE 4

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ce chapitre présentera les principales conclusions des travaux menés durant cette thèse et donnera des pistes à explorer pour améliorer la maîtrise de la sismicité induite par l'injection de fluide dans un réservoir géothermique.

4.1 Conclusions

4.1.1 Rappel des objectifs de la thèse

Cette thèse traite du sujet de la sismicité induite par l'injection de fluide dans un réservoir géothermique profond fracturé. Cette sismicité induite peut être un obstacle au développement de la géothermie, car elle peut engendrer des risques pour la population, les infrastructures et l'environnement. Il est donc essentiel de comprendre les mécanismes physiques qui sont à l'origine de cette sismicité et de pouvoir au mieux la contrôler.

L'objectif a été d'étudier le lien entre l'énergie hydraulique, c'est-à-dire l'énergie du fluide injecté dans le réservoir, et l'énergie libérée par les séismes induits et de comprendre comment

cette énergie injectée contrôle la sismicité induite. En comprenant comment l'énergie injectée contrôle la sismicité induite, l'objectif est aussi de pouvoir maîtriser l'aléa sismique associé à l'injection de fluide et en particulier de prédire la magnitude maximale des séismes induits.

Le lien entre l'énergie hydraulique et l'énergie libérée par les séismes induits a été mis en évidence empiriquement sur certains sites géothermiques, mais il semble dépendre des caractéristiques du réservoir, de la configuration de l'injection (variations de pression et de débit du fluide injecté, profondeur du réservoir) ou encore de l'historique d'injection du réservoir (i.e. l'existence ou non d'opérations d'injection dans le réservoir). Cette thèse a exploré la relation entre l'énergie du fluide injecté et l'énergie des séismes sur plusieurs expériences d'injection réalisées dans le même réservoir, celui de Soultz-sous-Forêts. Ceci a permis d'évaluer l'impact de la pression, du débit, et de la profondeur du fluide, ainsi que de l'historique des injections (13 expériences sur plusieurs années) sur la sismicité du réservoir.

Pour réaliser cette comparaison, il a été nécessaire de constituer une base de données commune et comparable entre les différentes expériences d'injection avec notamment une mesure du moment sismique pour tous les événements des 13 expériences d'injection analysées qui constitue la base du calcul de l'énergie libérée par les séismes. Avant de calculer les moments sismiques des séismes sur le site de Soultz-sous-Forêts, trois méthodes de calcul des paramètres à la source ont été testées et appliquées sur la séquence de séismes induits survenus dans la région de Strasbourg entre novembre 2019 et janvier 2021.

4.1.2 Le test des méthodes de calcul des paramètres à la source : application aux séismes de Strasbourg survenus entre 2019 et 2021

La série de séismes observée dans la région de Strasbourg entre novembre 2019 et novembre 2022 a permis de tester et de calibrer trois méthodes dans un contexte de micro-sismicité. Elle a également permis de caractériser les quatre événements les plus importants survenus durant cette période, qui ont été ressentis par la population. La première méthode (appelée ici l'approche classique), largement utilisée par la communauté de sismologues, utilise directement le modèle spectral de Brune 1970 sur le spectre en déplacement. La décomposition spectrale de Shearer et al. 2006 (jamais testée dans un contexte de sismicité induite) ainsi que l'approche par rapport spectral visent, quant à elles, à déterminer le spectre d'amplitude en déplacement exclusivement lié à la source sismique (i.e. sans les effets d'atténuation ou de station).

Les magnitudes de moment (ou les moments sismiques) obtenues avec les trois méthodes sont similaires, mais les autres paramètres varient selon les méthodes. L'approche classique et la décomposition spectrale respectaient la relation d'échelle entre les paramètres à la source, mais la décomposition spectrale a estimé des fréquences coin plus élevées et moins cohérentes avec la pratique. L'analyse a montré que cette dernière méthode n'est pas adaptée dans un contexte de micro-sismicité (en particulier lorsque $M < 2$). Elle requiert un certain nombre de données disponibles à plusieurs stations pour bien contraindre la décomposition. En revanche, l'approche classique est particulièrement adaptée et robuste, notamment pour le calcul du moment sismique, ce qui est essentiel pour l'analyse de la sismicité induite à Soultz-sous-Forêts faite dans cette thèse. La méthode du rapport spectral, quant à elle, nécessite des données peu bruitées, de plusieurs séismes avec des magnitudes différentes, et

de plusieurs stations.

Par ailleurs, ce travail a permis de savoir que la première méthode convient mieux aux données de Soultz-sous-Forêts car elle fournit des résultats fiables avec des données peu bruitées et un réseau sismologique peu dense. En effet, les formes d'onde de Soultz-sous-Forêts proviennent de quelques stations de surface et de 4 ou 5 stations dans des forages qui améliorent la qualité du signal des micro-séismes.

4.1.3 Analyse inter-expériences de Soultz-sous-Forêts

Nous avons d'abord compilé et harmonisé (en termes de moment sismique et de magnitude de moment) les catalogues sismologiques des 13 expériences d'injection de fluide dans le réservoir de Soultz-sous-Forêts. Dans ce contexte, nous avons montré l'importance de disposer d'une base de données harmonisée pour mener des études comparatives hydro-sismiques entre différentes injections d'un même site ou entre différents sites.

À partir de cette base de données, nous avons examiné la réponse sismique du réservoir lors de l'injection de fluide. Cette base de données rassemble différents types de tests hydrauliques (stimulation, re-stimulation et tests de circulation) réalisés à différentes profondeurs du réservoir et avec différentes stratégies d'injection pendant plus de vingt ans. Nous avons évalué deux paramètres : l'efficacité sismique d'injection (I_E) et un nouveau paramètre introduit, l'efficacité de glissement sismique (χ). I_E est le rapport entre l'énergie sismique rayonnée et l'énergie hydraulique, tandis que χ est le rapport entre l'énergie de glissement (énergie totale de déformation lors du glissement de la faille) et l'énergie hydraulique. χ prend en compte les conditions de contrainte spécifiques au réservoir et permet de quantifier la libération d'énergie asismique, si nous pouvons estimer le moment sismique associé au glissement asismique. Malgré leurs différences, I_E et χ peuvent être utilisés de manière

équivalente, en fonction de la disponibilité des données sur le champ de contrainte. En effet, ces deux paramètres sont linéairement liés si le champ de contrainte est homogène dans le réservoir.

Nous avons observé une signature nette de la réponse sismique du réservoir liée à l'évolution de I_E ou χ selon le type d'injection : stimulation, re-stimulation ou circulation. Les stimulations et les re-stimulations ont eu des valeurs similaires de I_E (entre 0.2 et 0.5 %) et de χ (entre 4.9 et 21.7 %) à la fin, mais elles ont évolué différemment pendant l'injection. Alors que χ est resté presque constant pendant les stimulations, nous avons observé des valeurs très faibles de χ pendant les re-stimulations, suivies d'une augmentation rapide une fois que l'énergie injectée a atteint des niveaux similaires à l'énergie totale injectée lors de la stimulation précédente. Nous interprétons cette évolution de χ comme la libération de l'énergie de déformation élastique stockée lors de la première stimulation. Cette interprétation diffère des études précédentes, qui interprètent une augmentation soudaine de l'énergie sismique avec l'énergie hydraulique comme une instabilité du réservoir. En effet, comme McGarr 2014, nous supposons que le réservoir est dans un état critique avant la première stimulation et que l'injection de fluide perturbe le volume stimulé, ce qui contrôle la sismicité. Cependant, nous proposons que la sismicité est principalement due à la libération d'énergie stockée plutôt qu'à la déformation générée dans le volume stimulé. Ainsi, lors de la re-stimulation, le réservoir a moins d'énergie de déformation élastique préexistante (car elle a été libérée lors de la première stimulation) et nécessite une plus grande charge de l'injection de fluide pour induire la sismicité. Une fois que la sismicité commence, I_E ou χ sont initialement faibles mais augmentent rapidement pour atteindre un niveau similaire à celui des autres stimulations. La première stimulation peut donc être considérée comme une stimulation de "relaxation", tandis que la re-stimulation agit comme une stimulation de "recharge" du réservoir.

Les valeurs de χ à la fin de l'injection pour les tests de circulation étaient plus faibles (entre 0.2 et 1.1 %), probablement dû à la libération de l'énergie de déformation élastique stockée lors des stimulations précédentes. Des valeurs de χ similaires ont été observées pour les injections dans les deux réservoirs de profondeur différente R3 et R5, contrairement aux études antérieures (Bentz et al. 2020).

Nous avons montré pour la stimulation de 1993 que χ pouvait être de 100 % en considérant l'énergie de glissement asismique (associée au glissement asismique observé). Ce scénario indique que l'énergie élastique stockée dans le réservoir pouvait être libérée en plus de l'énergie liée à la perturbation hydraulique. Cela fournit potentiellement un critère pour savoir si la sismicité est déclenchée ($\chi > 100$ %) ou induite ($\chi < 100$ %) par l'injection.

Enfin, les valeurs similaires de I_E ou χ pour les stimulations et les re-stimulations suggèrent que ces paramètres représentent une propriété du réservoir décrivant la réponse sismique à l'injection de fluide. Sur cette base, nous avons proposé une méthode utilisant I_E ou χ qui a permis de prédire avec précision le moment sismique cumulé et la magnitude maximale des événements sismiques induits en connaissant l'énergie hydraulique maximale à injecter. Notre méthode est proche de celle de McGarr 2014, mais cette méthode surévaluait les magnitudes maximales d'environ 1 unité. Bien que I_E et χ soient liés quand le champ de contrainte est homogène dans le réservoir et donc utiles pour la surveillance en temps réel et l'évaluation de l'aléa sismique, nous soulignons que χ pourrait être utile pour comparer différents réservoirs où le champ de contraintes est connu.

4.2 Perspectives

4.2.1 L'apport des réseaux de stations sismique en antenne ou en forage sur la précision des calculs de paramètres à la source

Dans le cadre de la surveillance micro-sismique, notamment pour des activités anthropiques comme la géothermie, le stockage des eaux usées, ou l'exploitation pétrolière et minière, il est crucial de disposer d'un réseau sismologique performant. Un tel réseau doit non seulement détecter les petits événements sismiques, mais aussi enregistrer des signaux de haute qualité, exempts de perturbations dues au bruit ambiant, afin de localiser avec précision les événements et d'en déterminer les paramètres à la source. Les stations sismologiques installées dans des forages sont particulièrement adaptées pour cette tâche (Eisner et al. 2010), mais elles sont également coûteuses, ce qui limite les possibilités pour les industriels de déployer un réseau le plus performant possible. Nous l'avons vu dans le chapitre 2, les méthodes de calcul des paramètres à la source donnant une précision accrue dans les estimations, nécessitent pour la plupart des données peu bruitées issues de plusieurs stations. C'est le cas de la décomposition de Shearer et al. 2006 qui semble être une méthode prometteuse dans la surveillance microsismique. Les récentes techniques de réseaux de petites stations de surface positionnées en antennes semblent permettre d'améliorer significativement la capacité de détection des événements, le rapport signal sur bruit et la localisation, et ce, à des coûts plus faibles (cf e.g. Fiori et al. 2023 qui ont démontré l'efficacité d'un réseau en antenne dans la surveillance microsismique du site géothermique de Vendenheim). Il semble donc intéressant de tester si la combinaison d'un tel réseau et de la méthode de décomposition spectrale permet une amélioration dans la précision du calcul des paramètres à la source par

rapport à des méthodes plus classiques.

4.2.2 Généralisation des observations sur l'évolution des paramètres I_E et χ durant l'injection de fluide et de la méthode de prédiction de la magnitude maximale à d'autres sites géothermiques

Comme nous l'avons rappelé dans ce chapitre mais aussi détaillé dans le chapitre 3, l'évolution des paramètres I_E et χ au cours d'une injection dépend du type d'injection (première stimulation, re-stimulation et test de circulation). De plus, l'évolution très particulière durant une re-stimulation suggère que durant la première injection, c'est l'énergie de déformation élastique, stockée avant l'injection (e.g. par chargement tectonique), qui est principalement libérée. Ainsi, lors de la re-stimulation, le réservoir a moins d'énergie de déformation élastique préexistante (parce qu'elle a été libérée par la première stimulation) et a besoin d'une charge plus importante de l'injection de fluide pour induire la sismicité. Il serait intéressant de vérifier que l'on observe ces mêmes comportements sur d'autres sites géothermiques. Les données sismiques et hydrauliques d'opérations d'injection de certains sites géothermiques (e.g. Rittershoffen) sont distribuées par le CDGP (Centre de Données de la Géothermie Profonde ; <https://cdgp.u-strasbg.fr/>) mais aussi par la plateforme EPOS TCS-AH (European Platform Observing System for Anthropogenic hazards ; <https://tcs.ah-epos.eu/>).

Par ailleurs, afin de donner plus de crédit à la méthode de prédiction développée dans cette thèse et appliquée sur le site de Soultz-sous-Forêts, il semble important de la tester sur d'autres sites géothermiques. En particulier, il s'agit d'observer si les magnitudes maximales (ayant mené ou non à des arrêts de projets) auraient pu être anticipées par une telle approche.

4.2.3 L'intelligence artificielle

Les techniques d'intelligence artificielle (e.g. le Machine Learning ou le deep learning) sont de plus en plus utilisées et ce dans différentes applications. La sismologie est aussi concernée et voit le nombre d'applications de ces techniques augmenter (e.g. Kong et al. 2019; Mousavi et al. 2023) dans différentes branches telles que la détection et la localisation des événements (e.g. Zhu et al. 2019), le pré-processing des signaux (e.g. la diminution du bruit, Yu et al. 2019), la classification des événements (e.g. Reynen et al. 2017) ou même la prédiction des séismes (e.g. Rouet-Leduc et al. 2017).

Dans cette dynamique, il serait pertinent d'explorer et de tester l'utilisation des techniques d'intelligence artificielle pour prédire la réponse sismique du réservoir, telle que la magnitude maximale durant une injection de fluide. Concrètement, un modèle basé sur ces techniques pourrait être développé pour estimer la magnitude maximale en temps quasi réel. Ce modèle intégrerait les données d'injection (débit et pression) ainsi que les données sismologiques (moment sismique) recueillies depuis le début de l'injection, tout en prenant en compte la stratégie d'injection planifiée pour le reste de l'opération (c'est-à-dire les débits et pressions futurs). En intégrant ces informations, le modèle pourrait offrir des prévisions précises sur l'évolution de la magnitude maximale, en tenant compte des interactions complexes entre les variables, ce qu'une simple analyse bivariée ne pourrait pas accomplir. La base de données homogène constituée au cours de cette thèse représente une ressource précieuse pour entraîner un tel modèle, par exemple via des réseaux de neurones. Les nombreuses expériences d'injection disponibles dans cette base fournissent un volume suffisant de données pour les phases d'apprentissage et de test du modèle.

Concernant la détection et le pointé automatique utilisant l'intelligence artificielle, l'algorithme

PhaseNet (Zhu et al. 2019) a pu être testé durant cette thèse sur l’épisode de stimulation de 2000 du réservoir de Soultz-sous-Forêts. Ce modèle basé sur un réseau de neurones convolutif (CNN) permet de détecter automatiquement les temps d’arrivée des ondes sismiques P et S et de localiser les séismes. Il utilise les formes d’onde enregistrées sur les trois composantes d’un capteur sismique comme entrée et produit des distributions de probabilité des arrivées des ondes P et S en sortie.

L’objectif de cette application était de constituer une base de données homogène en termes de moment sismique et de magnitude, basée sur des catalogues incluant le plus grand nombre d’événements détectés possible. Deux catalogues étaient disponibles pour cet épisode d’injection : le catalogue constitué par Cuenot et al. 2008, basé sur un réseau de stations de surface et de forage (7 215 événements), et le catalogue constitué par Dyer 2001, basé sur un réseau de quatre stations de forage (13 986 événements). Nous avons choisi d’utiliser ce dernier catalogue, car il contenait plus d’événements et n’incluait pas les temps d’arrivée ni les magnitudes. Les résultats de cette application se sont révélés très encourageants. En effet, comme le montre la figure 4.1, plus de 90 % des événements du catalogue présentent au moins une station avec un pointé automatique des arrivées des ondes P et S (t_P et t_S). De plus, la figure 4.2 montre que la plupart de ces pointés ont pu être réalisés sur les quatre stations de forage. Cependant, il est notable que le pointé des ondes S est associé à une certitude moindre (probabilité plus faible) comparée à celui des ondes P.

Les pointés obtenus ont été vérifiés et se sont révélés majoritairement cohérents avec le modèle de vitesse connu à Soultz-sous-Forêts (Helm 1996). La figure 4.3 présente le diagramme de Wadati (Wadati et al. 1933), c’est-à-dire la différence des temps d’arrivée ($t_S - t_P$) en fonction de la distance hypocentrale. On y observe une relation quasi linéaire avec la distance, cohérente avec les pointés théoriques obtenus par inversion du modèle de vitesse. Cela

confirme non seulement la cohérence des pointés mais aussi celle du modèle de vitesse.

Pour aller plus loin, il serait intéressant de tester la localisation automatique de ces événements par l'algorithme et de comparer avec les localisations obtenues par méthode classique inverse. La précision avancée des pointées pourrait améliorer la surveillance microsismique en permettant une meilleure localisation et un meilleur suivi de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité induite.

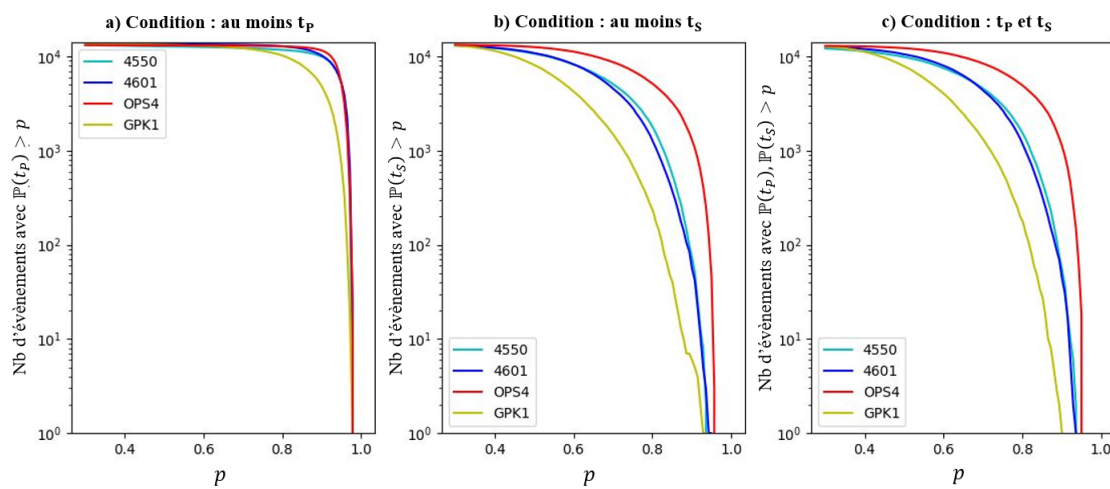


Figure 4.1: Distribution du nombre d'événements pointés automatiquement par PhaseNet en fonction de la probabilité (fiabilité et de la station dont la forme d'onde a pu être pointée avec a) au moins un temps d'arrivées de l'onde P (t_P), b) au moins un temps d'arrivées de l'onde S (t_S) et c) un temps d'arrivées pour l'onde P et S. Les stations de forage 4550, 4601 et OPS4 sont des accéléromètres installés à environ 1500 m de profondeur et la station GPK1 est un hydrophone installé à environ 3500 m de profondeur.

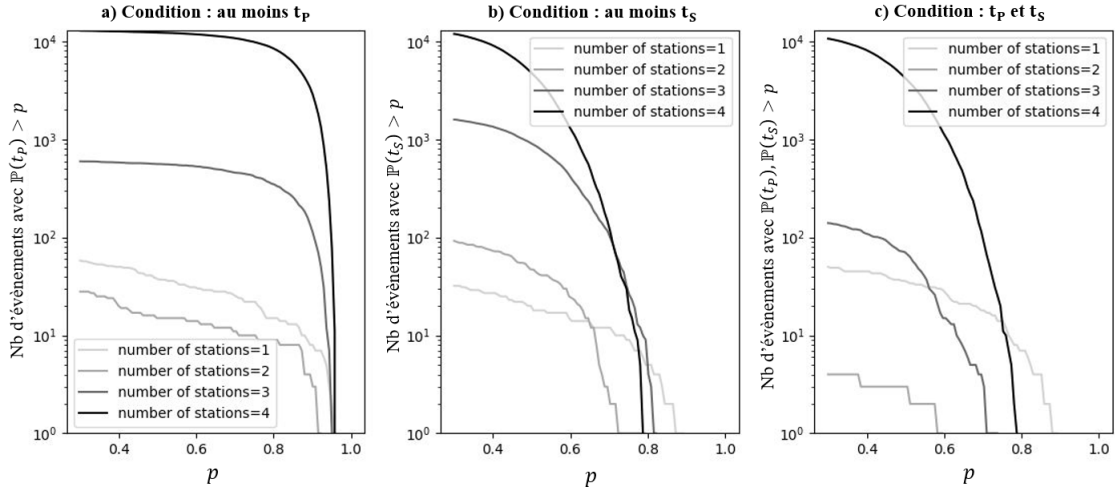


Figure 4.2: Distribution du nombre d'événements pointés automatiquement par PhaseNet en fonction de la probabilité (fiabilité) et du nombre de stations par événement dont la forme d'onde a pu être pointée avec a) au moins un temps d'arrivées de l'onde P (t_P), b) au moins un temps d'arrivées de l'onde S (t_S) et c) un temps d'arrivées pour l'onde P et S. Les stations de forage 4550, 4601 et OPS4 sont des accéléromètres installés à environ 1500 m de profondeur et la station GPK1 est un hydrophone installé à environ 3500 m de profondeur.

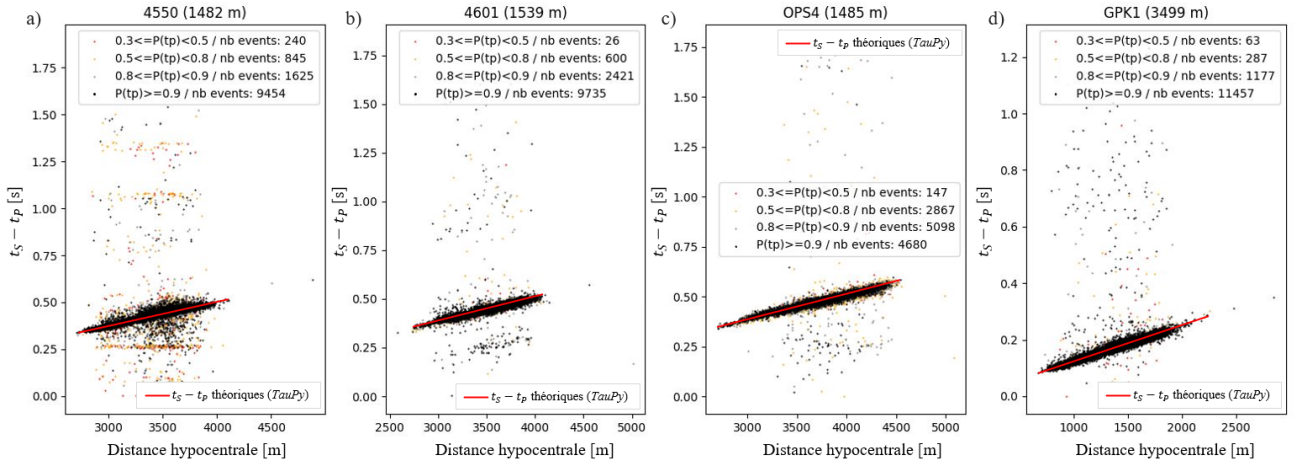


Figure 4.3: Diagramme de Wadati pour la vérification de la cohérence des pointés automatiques par PhaseNet. A titre d'indication sont renseignés les nombres d'événements pour lesquels au moins un temps d'arrivée de l'onde P et S a pu être pointé en fonction de la probabilité (fiabilité) basée sur le pointé de l'onde P. La droite en rouge représente la différence des pointés théoriques obtenus par inversion du modèle de vitesse (Helm 1996) en utilisant la fonction TauPy (Crotwell et al. 1999) de la librairie ObsPy (Beyreuther et al. 2010).

RÉFÉRENCES

- Abercrombie, R. E., and Rice, J. R. (2005). “Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening?” In: *Geophysical Journal International* 162.2, pp. 406–424.
- Ágústsson, K., Kristjánsdóttir, S., Flóvenz, Ó. G., and Gudmundsson, O. (2015). “Induced seismic activity during drilling of injection wells at the Hellisheidi power plant, SW Iceland”. In: *Proceedings World Geothermal Congress*.
- Aki, K. (1966). “Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964.: Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum”. In: *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo* 44.1, pp. 73–88.
- (1967). “Scaling law of seismic spectrum”. In: *Journal of geophysical research* 72.4, pp. 1217–1231.
- Aki, K., and Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*.
- Baillieux, P. (Dec. 2012). “Multidisciplinary approach to understand the localization of geothermal anomalies in the Upper Rhine Graben from regional to local scale”. PhD thesis.
- Baisch, S., and Harjes, H. P. (2003). “A model for fluid-injection-induced seismicity at the KTB, Germany”. In: *Geophysical Journal International* 152.1, pp. 160–170.

- Barbier, E. (2002). “Geothermal energy technology and current status: an overview”. In: *Renewable and sustainable energy reviews* 6.1-2, pp. 3–65.
- Battaglia, J., and Aki, K. (2003). “Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.B8.
- Baujard, C., Schoenball, M., Kohl, T., and Dorbath, L. (2014). “Large magnitude events during injections in geothermal reservoirs and hydraulic energy: A heuristic approach”. In: *Geothermics* 52, pp. 140–152.
- Bendall, B., Hogarth R. and Holl, H., McMahon, A., Larking, A., and Reid, P. (2014). “Australian experiences in EGS permeability enhancement—a review of 3 case studies”. In: *Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California*.
- Bentz, S., Kwiitek, G., Martínez-Garzón, P., Bohnhoff, M., and Dresen, G. (2020). “Seismic moment evolution during hydraulic stimulations”. In: *Geophysical Research Letters* 47.5, e2019GL086185.
- Beroza, G. C., and Ide, S. (2011). “Slow earthquakes and nonvolcanic tremor”. In: *Annual review of Earth and planetary sciences* 39, pp. 271–296.
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., and Wassermann, J. (2010). “ObsPy: A Python toolbox for seismology”. In: *Seismological Research Letters* 81.3, pp. 530–533.
- Biot, M. A. (1962). “Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media”. In: *Journal of applied physics* 33.4, pp. 1482–1498.

- Boatwright J. and Fletcher, J. B., and Fumal, T. E. (1991). “A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes”. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 81.5, pp. 1754–1782.
- Bourouis, S., and Bernard, P. (2007). “Evidence for coupled seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients”. In: *Geophysical Journal International* 169.2, pp. 723–732.
- Brune, J. N. (1970). “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes”. In: *Journal of geophysical research* 75.26, pp. 4997–5009.
- Buijze, L., Bijsterveldt, L. van, Cremer, H., Paap, B., Veldkamp, H., Wassing, B. B. T., Van Wees, J. D., Van Yperen, G. C. N., Heege, J. H. ter, and Jaarsma, B. (2019). “Review of induced seismicity in geothermal systems worldwide and implications for geothermal systems in the Netherlands”. In: *Netherlands Journal of Geosciences* 98, e13.
- Butterworth, S. (1930). “On the theory of filter amplifiers”. In: *Wireless Engineer* 7.6, pp. 536–541.
- Caló, M., and Dorbath, C. (2013). “Different behaviours of the seismic velocity field at Soultz-sous-Forêts revealed by 4-D seismic tomography: case study of GPK3 and GPK2 injection tests”. In: *Geophysical Journal International* 194.2, pp. 1119–1137.
- Caló, M., Dorbath, C., Cornet, F. H., and Cuenot, N. (2011). “Large-scale aseismic motion identified through 4-D P-wave tomography”. In: *Geophysical Journal International* 186.3, pp. 1295–1314.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Nussbaum, C., and Birkholzer, J. (2018). “On the relationship between fault permeability increases, induced stress perturbation, and the growth of aseismic slip during fluid injection”. In: *Geophysical Research Letters* 45.20, pp. 11–012.

- Cappa, F., Scuderi, M. M., Collettini, C., Guglielmi, Y., and Avouac, J. P. (2019). “Stabilization of fault slip by fluid injection in the laboratory and in situ”. In: *Science advances* 5.3, eaau4065.
- Cauchie, L., Lengliné, O., and Schmittbuhl, J. (2020). “Seismic asperity size evolution during fluid injection: case study of the 1993 Soultz-sous-Forêts injection”. In: *Geophysical Journal International* 221.2, pp. 968–980.
- Charléty, J., Cuenot, N., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., and Frogneux, M. (2007). “Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of Soultz-sous-Forêts”. In: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 44.8, pp. 1091–1105.
- Cornet, F. H. (2016). “Seismic and aseismic motions generated by fluid injections”. In: *Geomechanics for Energy and the Environment* 5, pp. 42–54.
- Cornet, F. H., B  rard, T., and Bourouis, S. (2007). “How close to failure is a granite rock mass at a 5 km depth?” In: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 44.1, pp. 47–66.
- Cornet, F.H., Helm, J., Poitrenaud, H., and Etchecopar, A. (1997). “Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections”. In: pp. 563–583.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J., and Ritsema, J. (1999). “The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities”. In: *Seismological Research Letters* 70, pp. 154–160.
- Cuenot, N., Dorbath, C., and Dorbath, L. (2008). “Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): implications for the characterization of the geothermal reservoir properties”. In: *Pure and Applied Geophysics* 165.5, pp. 797–828.

- Cuenot, N., Frogneux, M., Dorbath, C., and Caló, M. (2011). “Induced microseismic activity during circulation tests at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (France)”. In: *Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California*.
- Dahm, T., Becker, D., Bischoff, M., Cesca, S., Dost, B., Fritschen, R., Hainzl, S., Klose, C. D., Kühn, D., Lasocki, S., Meier, T., Ohrnberger, M., Rivalta, E., Wegler, U., and Husen, S. (2013). “Recommendation for the discrimination of human-related and natural seismicity”. In: *Journal of seismology* 17.1, pp. 197–202.
- Davis, S. D., and Frohlich, C. (1993). “Did (or will) fluid injection cause earthquakes?-criteria for a rational assessment”. In: *Seismological Research Letters* 64.3-4, pp. 207–224.
- De Barros, L., Cappa, F., Guglielmi, Y., Duboeuf, L., and Grasso, J. R. (2019). “Energy of injection-induced seismicity predicted from in-situ experiments”. In: *Scientific reports* 9.1, pp. 1–11.
- De Barros, L., Guglielmi, Y., Rivet, D., Cappa, F., and Duboeuf, L. (2018). “Seismicity and fault aseismic deformation caused by fluid injection in decametric in-situ experiments”. In: *Comptes Rendus Geoscience* 350.8, pp. 464–475.
- De Santis, F., Maury, J., Klein, E., Peter-Borie, M., Contrucci, I., and Dominique, P. (2023). *Guide de bonnes pratiques pour la maîtrise de la sismicité induite par les opérations de géothermie profonde*. Tech. rep. Ineris, BRGM.
- Deichmann, N., and Giardini, D. (2009). “Earthquakes induced by the stimulation of an enhanced geothermal system below Basel (Switzerland)”. In: *Seismological Research Letters* 80.5, pp. 784–798.
- Diehl, T., Kraft, T., and Kissling E. and Wiemer, S. (2017). “The induced earthquake sequence related to the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland): Fault reactivation and

- fluid interactions imaged by microseismicity”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122.9, pp. 7272–7290.
- Dieterich, J. H., and Kilgore, B. D. (1994). “Direct observation of frictional contacts: New insights for state-dependent properties”. In: *Pure and applied geophysics* 143, pp. 283–302.
- Dinske, C., and Shapiro, S. A. (2013). “Seismotectonic state of reservoirs inferred from magnitude distributions of fluid-induced seismicity”. In: *Journal of seismology* 17.1, pp. 13–25.
- Dorbath, L., Cuenot, N., Genter, A., and Frogneux, M. (2009). “Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections”. In: *Geophysical Journal International* 177.2, pp. 653–675.
- Drif, K., Lengliné, O., Kinscher, J., and Schmitbuhl, J. (2024). “Induced seismicity controlled by injected hydraulic energy: The case study of the EGS Soultz-sous-Forêts site”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 129.6, e2023JB028190.
- Dyer, B. (2001). *Soultz GPK2 Stimulation June/July 2000. Seismic Monitoring Report*. Tech. rep. Semore Seismic report for Socomine.
- Eaton, D. W., and Maghsoudi, S. (2015). “2b... or not 2b? Interpreting magnitude distributions from microseismic catalogs”. In: *First Break* 33.10.
- Eisner, L., Hulsey, B. J., Duncan, P., Jurick, D., Werner, H., and Keller, W. (2010). “Comparison of surface and borehole locations of induced seismicity”. In: *Geophysical Prospecting* 58.5, pp. 809–820.
- Ellsworth, W. L. (2013). “Injection-induced earthquakes”. In: *Science* 341.6142.
- Ellsworth, W. L., Giardini, D., Townend, J., Ge, S., and Shimamoto, T. (2019). “Triggering of the Pohang, Korea, earthquake (M w 5.5) by enhanced geothermal system stimulation”. In: *Seismological Research Letters* 90.5, pp. 1844–1858.

- Elst, N. J. Van der, Page, M. T., Weiser, D. A., W., Goebel T. H., and M., Hossein S. (2016). “Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, pp. 4575–4590.
- Eshelby, J. D. (1957). “The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems”. In: *Proceedings of the royal society of London. Series A. Mathematical and physical sciences* 241.1226, pp. 376–396.
- Evans, K. F., Zappone, A., Kraft, T., Deichmann, N., and Moia, F. (2012). “A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO2 reservoirs in Europe”. In: *Geothermics* 41, pp. 30–54.
- Fiori, R., Vergne, J., Schmittbuhl, J., and Zigone, D. (2023). “Monitoring induced micro-seismicity in an urban context using very small seismic arrays: The case study of the Vendenheim EGS project”. In: *Geophysics* 88.5, WB71–WB87.
- Futterman, W. I. (1962). “Dispersive body waves”. In: *Journal of Geophysical research* 67.13, pp. 5279–5291.
- Galis, M., Ampuero, J. P., Mai, P. M., and Cappa, F. (2017). “Induced seismicity provides insight into why earthquake ruptures stop”. In: *Science advances* 3.12, eaap7528.
- Gaucher, E., Schoenball M.and Heidbach, O., Zang, A., Fokker, P., Wees, J. D. van, and Kohl, T. (2015). “Induced seismicity in geothermal reservoirs: Physical processes and key parameters”. In: *World Geothermal Congress*, pp. 1–13.
- Goebel, T. H. W., and Brodsky, E. E. (2018). “The spatial footprint of injection wells in a global compilation of induced earthquake sequences”. In: *Science* 361.6405, pp. 899–904.
- Gombert, P., Lahaie, F., and Cherkaoui, A. (2018). “Etat des lieux des risques, impacts et nuisances liés à la géothermie profonde”. In: *9. Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'ingénieur (JNGG 2018)" Ressources et aménagement: quelles limites?"*

- Grigoli, F., Cesca, S., Priolo, E., Rinaldi, A. P., Clinton, J. F., Stabile, T. A., Dost, B., Fernandez, M. G., Wiemer, S., and Dahm, T. (2017). “Current challenges in monitoring, discrimination, and management of induced seismicity related to underground industrial activities: A European perspective”. In: *Reviews of Geophysics* 55.2, pp. 310–340.
- Grigoli, F., Cesca, S., Rinaldi, A. P., Manconi, A., Lopez-Comino, J. A., Clinton, J. F., Westaway, R., Cauzzi, C., Dahm, T., and Wiemer, S. (2018). “The November 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea”. In: *Science* 360.6392, pp. 1003–1006.
- Grund, M., Groos, J. C., and Ritter, J. R. R. (2016). “Fault reactivation analysis using microearthquake clustering based on signal-to-noise weighted waveform similarity”. In: *Pure and applied geophysics* 173, pp. 2325–2355.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F. (1944). “Frequency of earthquakes in California”. In: *Bulletin of the Seismological society of America* 34.4, pp. 185–188.
- Haenel, R., Rybach, L., and Stegena, L. (1988). “Fundamentals of geothermics”. In: *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination: with Guidelines and Recommendations of the International Heat-Flow Commission*. Springer, pp. 9–57.
- Hanks, T. C., and Kanamori, H. (1979). “A moment magnitude scale”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84.B5, pp. 2348–2350.
- Häring M. O. and Schanz, U., Ladner, F., and Dyer, B. C. (2008). “Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system”. In: *Geothermics* 37.5, pp. 469–495.
- Helm, J. A. (1996). “The natural seismic hazard and induced seismicity of the european HDR (hot dry rock) geothermal energy project at Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France); Alea sismique naturel et sismicité induite du projet géothermique européen RCS (roche chaude sèche) de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France)”. In.

- Kanamori, H. (1977). “The energy release in great earthquakes”. In: *Journal of geophysical research* 82.20, pp. 2981–2987.
- Kang, J. Q., Zhu, J. B., and Zhao, J. (2019). “A review of mechanisms of induced earthquakes: from a view of rock mechanics”. In: *Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources* 5, pp. 171–196.
- Kong, Q., Trugman, D. T., Ross, Z. E., Bianco, M. J., Meade, B. J., and Gerstoft, P. (2019). “Machine learning in seismology: Turning data into insights”. In: *Seismological Research Letters* 90.1, pp. 3–14.
- Kwiatek, G., Martínez-Garzón, P., Plenkers, K., Leonhardt, M., Zang, A., Von Specht, S., Dresen, G., and Bohnhoff, M. (2018). “Insights into complex subdecimeter fracturing processes occurring during a water injection experiment at depth in Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123.8, pp. 6616–6635.
- Kwiatek, G., Plenkers, K., Dresen, G., and Group, JAGUARS Research (2011). “Source parameters of picoseismicity recorded at Mponeng deep gold mine, South Africa: Implications for scaling relations”. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 101.6, pp. 2592–2608.
- Kwiatek, G., Saarno, T., Ader, T., Bluemle, F., Bohnhoff, M., Chendorain, M., Dresen, G., Heikkinen, P., Kukkonen, I., and Leary, P. (2019). “Controlling fluid-induced seismicity during a 6.1-km-deep geothermal stimulation in Finland”. In: *Science Advances* 5.5, eaav7224.
- L., Gene E., W., Richard F., G., James N., and B., Thomas J. (1979). “Acid Rain”. In: *Scientific American* 241.4, pp. 43–51. ISSN: 00368733, 19467087. (Visited on 11/23/2022).

- Lee, K. C. (2001). “Classification of geothermal resources by exergy”. In: *Geothermics* 30.4, pp. 431–442.
- Lee, K. K., Ellsworth, W. L., Giardini, D., Townend, J., Ge, S., Shimamoto, T., Yeo, I. W., Kang, T. S., Rhie, J., Sheen, D. H., Chang, C., Woo, J. U., and Langenbruch, C. (2019). “Managing injection-induced seismic risks”. In: *Science* 364.6442, pp. 730–732.
- Lengliné, O., Boubacar, M., and Schmittbuhl, J. (2017). “Seismicity related to the hydraulic stimulation of GRT1, Rittershoffen, France”. In: *Geophysical Journal International* 208.3, pp. 1704–1715.
- Lengliné, O., Lamourette, L., Vivin, L., Cuenot, N., and Schmittbuhl, Jv (2014). “Fluid-induced earthquakes with variable stress drop”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119.12, pp. 8900–8913.
- Lengliné, O., Schmittbuhl, J., Drif, K., Lambotte, S., Grunberg, M., Kinscher, J., Sira, C., Schlupp, A., Schaming, M., Jund, H., and Masson, F. (2023). “The largest induced earthquakes during the GEOVEN deep geothermal project, Strasbourg, 2018–2022: from source parameters to intensity maps”. In: *Geophysical Journal International* 234.3, pp. 2446–2458.
- Madariaga, R. (1976). “Dynamics of an expanding circular fault”. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 66.3, pp. 639–666.
- Madariaga, R., and Meyers, R. (2009). *Earthquake Scaling Laws*.
- Majer, E. L., Baria, R., Stark, M., Oates, S., Bommer, J., Smith, B., and Asanuma, H. (2007). “Induced seismicity associated with enhanced geothermal systems”. In: *Geothermics* 36.3, pp. 185–222.
- Martinez-Garzón, P., Kwiitek, G., Sone, H., Bohnhoff, M., Dresen, G., and Hartline, C. (2014). “Spatiotemporal changes, faulting regimes, and source parameters of induced seismicity: A

- case study from The Geysers geothermal field”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119.11, pp. 8378–8396.
- Maurer, V., Gaucher, E., Grunberg, M., Koepke, R., Pestourie, R., and Cuenot, N. (2020). “Seismicity induced during the development of the Rittershoffen geothermal field, France”. In: *Geothermal Energy* 8.1, pp. 1–31.
- McClure, M. W, and Horne, R. N. (2014). “An investigation of stimulation mechanisms in Enhanced Geothermal Systems”. In: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 72, pp. 242–260.
- McGarr, A. (2014). “Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection”. In: *Journal of Geophysical Research: solid earth* 119.2, pp. 1008–1019.
- McGarr, A., and Majer, E. L. (2023). “The 2017 Pohang, South Korea, Mw 5.4 main shock was either natural or triggered, but not induced”. In: *Geothermics* 107, p. 102612.
- McGarr, A., Simpson, D., Gibowicz, S. J., and Lasocki, S. (1997). “Keynote lecture: A broad look at induced and triggered seismicity”. In: *Rockbursts and seismicity in mines*, pp. 385–396.
- McGarr, A., Simpson, D., Seeber, L., and Lee, W. (2002). “Case histories of induced and triggered seismicity”. In: *International Geophysics Series* 81, pp. 647–664.
- Minetto, R., Montanari, D., Planès, T.s, Bonini, M., Del Ventisette, C., Antunes, V., and Lupi, M. (2020). “Tectonic and Anthropogenic Microseismic Activity While Drilling Toward Supercritical Conditions in the Larderello-Travale Geothermal Field, Italy”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125.2, e2019JB018618.
- Moeck, I. S. (2014). “Catalog of geothermal play types based on geologic controls”. In: *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 37, pp. 867–882.

- Moska, R., Labus, K., and Kasza, P. (2021). “Hydraulic fracturing in enhanced geothermal systems—field, tectonic and rock mechanics conditions—a review”. In: *Energies* 14.18, p. 5725.
- Mousavi, S. M., and Beroza, G. C. (2023). “Machine Learning in Earthquake Seismology”. In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 51, pp. 105–129.
- Mukuhira, Y., Asanuma, H., Niitsuma, H., and Häring, M. O. (2013). “Characteristics of large-magnitude microseismic events recorded during and after stimulation of a geothermal reservoir at Basel, Switzerland”. In: *Geothermics* 45, pp. 1–17.
- Nami, P., Schellschmidt, R., Schindler, M., and Tischner, T. (2008). “Chemical stimulation operations for reservoir development of the deep crystalline HDR/EGS system at Soultz-sous-Forêts (France)”. In: *Proceedings, 32nd workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University, Stanford, California, USA*, pp. 28–30.
- Peng, Z., and Gomberg, J. (2010). “An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena”. In: *Nature geoscience* 3.9, pp. 599–607.
- Portier, S., Vuataz, F. D., Nami, P., Sanjuan, B., and Gérard, A. (2009). “Chemical stimulation techniques for geothermal wells: experiments on the three-well EGS system at Soultz-sous-Forêts, France”. In: *Geothermics* 38.4, pp. 349–359.
- Prieto, G. A., Shearer, P. M., Vernon, F. L., and Kilb, D. (2004). “Earthquake source scaling and self-similarity estimation from stacking P and S spectra”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109.B8.
- Rathnaweera, T. D., Wu, W., Ji, Y., and Gamage, R. P. (2020). “Understanding injection-induced seismicity in enhanced geothermal systems: From the coupled thermo-hydro-mechanical-chemical process to anthropogenic earthquake prediction”. In: *Earth-Science*

- Reviews* 205, p. 103182. ISSN: 0012-8252. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103182>.
- Reynen, A., and Audet, P. (2017). “Supervised machine learning on a network scale: Application to seismic event classification and detection”. In: *Geophysical Journal International* 210.3, pp. 1394–1409.
- Rothé, J. P., and Peterschmitt, E. (1950). *Etude séismique des explosions d’Haslach*. impr. Alsacienne.
- Rouet-Leduc, B., Hulbert, C., Lubbers, N., Barros, K., Humphreys, C. J., and Johnson, P. A. (2017). “Machine learning predicts laboratory earthquakes”. In: *Geophysical Research Letters* 44.18, pp. 9276–9282.
- Rutqvist, J., Dobson, P. F., Garcia, J., Hartline, C., Jeanne, P., Oldenburg, C. M., Vasco, D. W., and Walters, M. (2015). “The northwest Geysers EGS demonstration project, California: Pre-stimulation modeling and interpretation of the stimulation”. In: *Mathematical Geosciences* 47, pp. 3–29.
- Sanyal, S. K. (2005). “Classification of geothermal systems—a possible scheme”. In: *Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Vol. 2. 02. Stanford University Stanford, California.
- Satriano, C. (n.d.). “SourceSpec – Earthquake source parameters from P- or S-wave displacement spectra”. In: (). DOI: <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3688587>.
- Savage, J. C. (1966). “Radiation from a realistic model of faulting”. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 56.2, pp. 577–592.
- Schmittbuhl, J., Lambotte, S., Lengliné, O., Grunberg, M., Jund, H., Vergne, J., Cornet, F. H., Doubre, C., and Masson, F. (2021). “Induced and triggered seismicity below the

- city of Strasbourg, France from November 2019 to January 2021”. In: *Comptes Rendus. Géoscience* 353.S1, pp. 1–24.
- Schmittbuhl, J., Lengliné, O., Cornet, F. H., Cuenot, N., and Genter, A. (2014). “Induced seismicity in EGS reservoir: the creep route”. In: *Geothermal Energy* 2.1, pp. 1–13.
- Schoenball, M., Müller, T. M., Müller, B. I. R., and Heidbach, O. (2010). “Fluid-induced microseismicity in pre-stressed rock masses”. In: *Geophysical Journal International* 180.2, pp. 813–819.
- Scholz, C. H. (1998). “Earthquakes and friction laws”. In: *Nature* 391.6662, pp. 37–42.
- Segall, P., and Lu, S. (2015). “Injection-induced seismicity: Poroelastic and earthquake nucleation effects”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120.7, pp. 5082–5103.
- Shapiro, S. A., Audigane, P., and Royer, J. J. (1999). “Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity”. In: *Geophysical Journal International* 137.1, pp. 207–213.
- Shapiro, S. A., Dinske, C., Langenbruch, C., and Wenzel, F. (2010). “Seismogenic index and magnitude probability of earthquakes induced during reservoir fluid stimulations”. In: *The Leading Edge* 29.3, pp. 304–309.
- Shearer, P. M., Prieto, G. A., and Hauksson, E. (2006). “Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California”. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111.B6.
- Siratovich, P. A., Sass, I., Homuth, S., and Bjornsson, A. (2011). “Thermal stimulation of geothermal reservoirs and laboratory investigation of thermally induced fractures”. In: *GRC Transactions* 35, pp. 1529–1536.

- Staszek, M., Rudziński, L., and Kwiatek, G. (2021). “Spatial and temporal multiplet analysis for identification of dominant fluid migration path at the Geysers geothermal field, California”. In: *Scientific Reports* 11.1, p. 23908.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM.
- Terrier, M., De Santis, F., Soliva, R., Valley, B., Bruel, D., Geraud, Y., and Schmittbuhl, J. (2022). *Rapport Phase 1 du comité d’experts créé en appui à l’administration sur la boucle géothermique GEOVEN. Open File Report, Préfecture du Bas-Rhin*.
- Thomson, D. J. (1982). “Spectrum estimation and harmonic analysis”. In: *Proceedings of the IEEE* 70.9, pp. 1055–1096.
- Toksöz, M. N., Johnston, D. H., and Timur, A. (1979). “Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements”. In: *Geophysics* 44.4, pp. 681–690.
- Wadati, K., and Oki, S. (1933). “On the travel time of earthquake waves.(Part II)”. In: *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 11.1, pp. 14–28.
- Wiemer, S., Kraft, T., Trutnevyte, E., and Roth, P. (2017). “*Good Practice*” *Guide for Managing Induced Seismicity in Deep Geothermal Energy Projects in Switzerland*. Tech. rep. ETH Zurich.
- Xie, L., Min, K. B., and Song, Y. (2015). “Observations of hydraulic stimulations in seven enhanced geothermal system projects”. In: *Renewable energy* 79, pp. 56–65.
- Yu, S., Ma, J., and Wang, W. (2019). “Deep learning for denoising”. In: *Geophysics* 84.6, pp. V333–V350.
- Zang, A., Oye, V., Jousset, P., Deichmann, N., Gritto, R., McGarr, A., Majer, E., and Bruhn, D. (2014). “Analysis of induced seismicity in geothermal reservoirs—An overview”. In: *Geothermics* 52, pp. 6–21.

- Zhu, W., and Beroza, G. C. (2019). “PhaseNet: A deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method”. In: *Geophysical Journal International* 216.1, pp. 261–273.

ANNEXE A : Article de Lengliné et al. (2023)



The largest induced earthquakes during the GEOVEN deep geothermal project, Strasbourg, 2018–2022: from source parameters to intensity maps

O. Lengliné¹, J. Schmittbuhl¹, K. Drif^{1,2}, S. Lambotte¹, M. Grunberg³, J. Kinscher², C. Sira³, A. Schlupp¹, M. Schaming¹, H. Jund³ and F. Masson¹

¹Université de Strasbourg, CNRS, ITES, UMR7063, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France. E-mail: lengline@unistra.fr

²INERIS, Campus ARTEM, 92 rue de Sergent Blandan, 54042 Nancy Cedex, France

³Université de Strasbourg, CNRS, EOST/UAR 830, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France

Accepted 2023 June 22. Received 2023 June 19; in original form 2022 December 5

SUMMARY

Between 2019 November and 2021 July, four induced earthquakes of local magnitude equal to or greater than three were felt by the population of Strasbourg, France. These events were related to activity at the deep geothermal site GEOVEN located in Vendenheim in the northern suburb area of the city of Strasbourg. The first earthquake, with a local magnitude (M_{IV}) of 3.0, occurred on 2019 November 12, at the same depth as the bottom of the wells (approximately 4 km) but 5 km to the south. The second (M_{IV} 3.6) occurred a year later, on 2020 December 4, below the wells, and led to the termination of the project by the authorities. The third (M_{IV} 3.3) was initiated three weeks after shut-in on 2021 January 22, while the largest earthquake to date (M_{IV} 3.9) occurred on 2021 June 26, more than 6 months after shut-in. We constrained these four events' absolute locations using a 3-D velocity model of the area and here present regional intensity maps. We estimated moment magnitude and focal mechanism through waveform inversion and inferred the fault plane activated during the largest event from an analysis of rupture directivity effects in the recorded waveforms. Our analysis highlights the existence of a critically stressed fault that hosted three of these widely felt events. We show how the derived source properties of these four earthquakes are directly linked to ground shaking observations at the surface. Notably, we demonstrate how earthquake moment, location, direction of rupture and stress drop impact the regional intensity distribution. Our results suggest that the traffic light system could benefit from including ground shaking scenarios based on realistic subsurface properties and potential earthquake source models.

Key words: Waveform inversion; Earthquake source observations; Induced seismicity.

1 INTRODUCTION

A series of more than 500 earthquakes occurred below the northern suburb of the city of Strasbourg between the end of 2019 and 2021 July (Schmittbuhl *et al.* 2021). They were recorded and localized by the French service for the observation of national seismic activity, hosted by EOST (BCSF-Rénass). Four of these events were particularly felt by the local population. The first event, with a local magnitude of M_{IV} 3.0, occurred on the 2019 November 12 and was located below the Robertsau area. The second event occurred on the 2020 December 4 with a local magnitude of M_{IV} 3.6. It was located 5.5 km further north under the city of La Wantzenau, close to the termination of one of the deep wells of the deep geothermal energy project GEOVEN. The third event was close to the M_{IV} 3.6

event, occurring on the 2021 January 21, with a local magnitude of M_{IV} 3.3. The last, the largest of the sequence thus far, took place close to the two previous events and had a magnitude M_{IV} 3.9.

These four events were unexpected. No natural earthquakes had been recorded over the previous 40 yr within a 5 km radius around the GEOVEN project before their onset (Schmittbuhl *et al.* 2021). Given that the area's natural seismicity is very low and that all these earthquakes occurred after the onset of the GEOVEN project and in close vicinity to the boreholes in which fluid was injected, these events are illustrative examples of induced felt earthquakes in an urban context that strongly impacted the local population. The events were much greater than the alert level of the traffic light system (TLS) implemented during the GEOVEN project. Industrial operators and regulators are typically looking for tools and procedures to

control seismicity and assess the related hazards, using TLS systems with typically three levels (green—yellow—red) corresponding to increasing thresholds of potential vibrations (Bommer & Crowley 2006; Grigoli *et al.* 2017; Mignan *et al.* 2017). TLS can be physics-based (e.g. Kwiatek *et al.* 2019) but are generally based on simple parameters such as magnitude, maximum peak ground acceleration (PGA) or maximum peak ground velocity (PGV) according to the emphasis given to the hazard view, that is, the characterization of the seismic source in the reservoir (magnitude of the event) or the response of the ground below buildings (PGV or PGA). Here, the red level of the TLS was set using a magnitude criterion of $M_{lv} = 2$.

Despite the seismic hazard posed by induced earthquakes (Foulger *et al.* 2018), these events are useful for assessing the development of the reservoir, as they can delineate the activated structures (e.g. Lengliné *et al.* 2017) in the reservoir, provide key indicators of the underground state of stress (Cornet & Jianmin 1995; Schoenball *et al.* 2014), track the evolution of the pore pressure (e.g. Shapiro *et al.* 2002), or help to infer geomechanical parameters of the reservoir (e.g. McClure 2012).

Whether the objective is gaining insight into reservoir behaviour or implementing a TLS, both approaches rely on the same measurements: the recorded waveforms of monitoring seismic stations. However, the design of a monitoring seismic network might be different for each approach: as sensitive as possible for describing small event s and for reservoir management (dense network, borehole arrays, low noise site, highly sensitive sensors, etc.), or as close as possible to infrastructure for site effect assessment (Zang *et al.* 2014; Bohnhoff *et al.* 2018). In practice, monitoring networks are typically a compromise for assessing both objectives, and TLSs are evolving to be adaptive, including updated on-the-fly geomechanical and seismological parameters and, ideally, attempting to include the transfer function of the dynamic strain from the seismic source to the ground response (Grigoli *et al.* 2017; Mignan *et al.* 2017). However, advanced TLS systems (able to predict seismicity and account for variable scenarios) are limited in their ability to include multiple records, advanced analysis and detailed indicators in quasi real time. Moreover, TLSs rely on the principle that seismicity is not only important at the origin of the risk when events are large, but is also, the key indicator when events are small, since seismicity can provide in-depth knowledge of the dynamics of the reservoirs and can potentially forecast the nucleation phase of the largest events. This principle relies on numerous assumptions, including: high sensitivity and reliability in monitoring systems, appropriate description of the velocity model around the reservoir and a seismic signature of the main deformation of the reservoir. These assumptions are increasingly questioned with respect to important aseismic deformation (Cornet *et al.* 1997; Schmittbuhl *et al.* 2014; Wei *et al.* 2015; Guglielmi *et al.* 2015; Cornet 2016; Hopp *et al.* 2019). This work aims to improve the link between ground shaking at the surface and seismic sources at depth. A better knowledge of this link will have strong implications for improving reservoir monitoring and optimizing TLS strategies.

Our first objective is to decipher the main features of the four largest induced earthquakes that occurred in the Strasbourg sequence. We assess their characteristics in terms of surface observations, such as shaking intensity maps and their seismic source properties at depth. We then aim to link these features by developing a 3-D velocity model around the reservoir with deterministic waveform modelling. Thus, our analysis demonstrates how earthquake sources impacts on the population could be calculated and integrated into TLS.

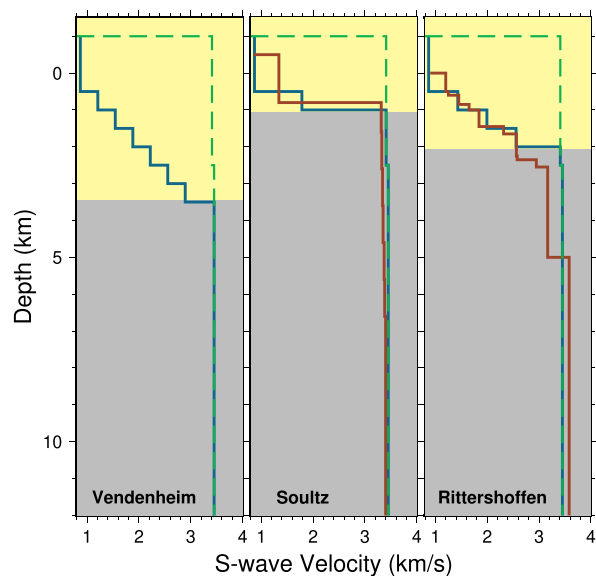


Figure 1. Representation of S -wave velocity profiles at three locations in the Rhine Graben. All depths are relative to sea level. The green dashed line shows the 1-D reference velocity (similar for all locations). The blue line corresponds to velocity profiles extracted from our 3-D model. The red line gives the reference velocity model derived at Soultz-sous-Forêts (Charléty *et al.* 2006) and Rittershoffen (Maurer *et al.* 2020). The yellow and grey areas represent the sedimentary cover and the granitic basement, respectively.

2 EARTHQUAKE LOCATIONS

2.1 3-D velocity model of area

A suitable velocity model for the reservoir area and its surroundings is required to obtain a precise estimate of the event locations and, subsequently, of the seismic source properties of the events. The BCSF-Rénass's default velocity model for the region is a 1-D velocity model based on Roth   & Peterschmitt (1950), which does not accurately represent the shallow sedimentary layers of the graben. Sedimentary layers can be quite thick in the upper Rhine graben, particularly in the city of Strasbourg and its surroundings. A set of regional normal faults with variable offsets also contribute to significant lateral variability in the basin. As a result, there can be significant velocity contrasts between these layers and the 1-D reference velocity model which could result in complex patterns on the intensity maps. Here, we created a 3-D velocity model by considering the varying thickness of the Rhine graben's sediment cover. Based on the data set released by Freymark *et al.* (2020), which maps all geological units in the upper Rhine Graben with their appropriate depth and thickness, the 3-D model has a variable basement depth. In particular, we identified the transition depth and mapped (on a horizontal grid with a resolution of 1 km) the bottom of the Buntsandstein unit of this data set, which represents the interface between the sedimentary cover and the granitic basement. We considered that the regional 1-D reference velocity model (Fig. 1) could accurately describe all seismic velocities below this transition depth. We decided to set the P - and S -wave velocities in the sedimentary cover, above the transition depth, as varying linearly in steps of 500 m from the surface to the transition depth, with velocities near the surface fixed at 2.0 and 0.9 km s⁻¹ and those at the top of the granitic basement at 5.2 and 3.1 km s⁻¹ for P

and *S* waves, respectively. These numbers are extrapolated from the velocity models at the two geothermal sites in Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts. A comparison of our model and the reference 1-D velocity model shows some notable differences (Fig. 1). We also note that the two velocity models of Rittershoffen (Maurer *et al.* 2020) and Soultz-sous-Forêts (Charléty *et al.* 2006) are well captured by our straightforward linear gradient 3-D velocity model. In fact, 1-D profiles at the locations of these two reservoirs extracted from our 3-D model agree well with the measured profile at each site. Due to the orientation of the Rhine graben, the 3-D model exhibits an N-S direction with slow velocity, as shown in Fig. S1 (Supporting Information). We also extract a 1-D profile at the location of the GEOVEN wells (Vendenheim profile in Fig. 1), and we note that the transition between the granitic basement and the sedimentary cover is, on average, deeper here than at the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen sites, at 3.5 km depth, indicating the presence of a thickening of the sedimentary cover at the Strasbourg site.

2.2 Earthquake locations in the 3-D model

When calculated using the 1-D reference model, the locations of the four largest events obtained by the BCSF-Rénass are related to some significant traveltime residuals at several stations, particularly for *S*-wave arrivals (Fig. S2, Supporting Information). These residuals point to a significant difference in seismic wave velocity between the various stations, which may have an impact on the earthquakes' inverted locations. Due to the heterogeneous nature of the subsurface, we use the 3-D velocity model that was developed in the previous section to both better constrain the earthquake locations and minimize these effects. Using NonLinLoc software (Lomax *et al.* 2001), we invert the locations of the events based on the manual *P* and *S* wave arrival time picks made by BCSF-Rénass operators. In Fig. 2, we show the location and related location uncertainty for each of these events. When compared to the results obtained using the reference 1-D velocity model, the traveltime residuals from our location in our 3-D model are significantly reduced (Fig. S2, Supporting Information). In fact, we reduce the mean *S*-wave residual from 0.57 to 0.17 s and the mean *P*-wave residual from 0.23 to 0.10 s. These four events all have depths of approximately 4300 m, which is roughly equal to the depth of the wells' bottoms but is 1 km shallower than the BCSF-Rénass locations (Fig. S3, Supporting Information). Our findings also show that the three most recent events occurred close to the GEOVEN wells, specifically between the two wells. Our locations move these earthquakes 1 km south of where the BCSF-Rénass places them. These three events are aligned in an NW-SE direction. We note that this direction is resolved in Schmittbuhl *et al.* (2021) only from the relative relocation of earthquakes.

3 INTENSITY MAPS

3.1 Macroseismic and instrumental data

For all four earthquakes, spontaneous testimonies from the public arrived in the first minutes on the www.franceseisme.fr website. An extensive call for testimonies was made through social networks, the media and the BCSF-Rénass seismological information distribution list. In addition to questions regarding the impacts on common indicators (people, objects, furniture and buildings), the individual forms filled out by the witnesses, were accompanied by representative and

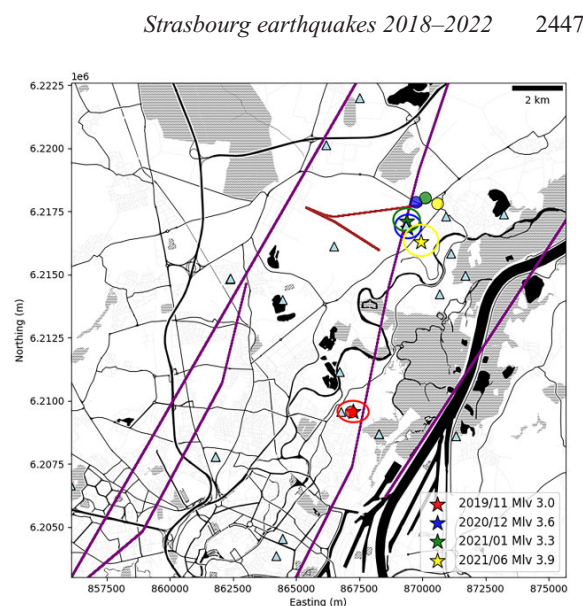


Figure 2. Location of the four main events based on picked *P*- and *S*-wave arrival times and using the built 3-D velocity model (stars). The ellipses around each star represent the location uncertainties. The colour refers to each earthquake: red is the 2019 November event, blue is the 2020 December event, green is the 2021 January event and yellow is the 2021 June event. The plain circles refer to the location of the same events by the BCSF-Rénass. The brown lines show the simplified paths of the geothermal wells. The purple lines indicate the known fault location at the top of the basement in the GEORG model. The blue triangles show the locations of the seismic stations used in this study.

selectable thumbnails of seismic effects that provided an individual value of ground shaking severity (Sira *et al.* 2021b). Averaged over the municipality, they gave a rapid and preliminary measure of intensity that is fairly reliable for intensities below V (strong shaking) when the number of returns is sufficiently large (over 10 forms collected, Sira *et al.* 2021a).

Except for the earthquake of 2019 November 12, for which only these individual forms were used, BCSF-Rénass also took into account, in its estimation of final municipal intensities, the results of collective forms returned by town halls. For these forms, the BCSF-Rénass has generated a specific building indicator for reporting damage to buildings by inhabitants. Only the municipality of La Wantzenau (1 km to the epicentres of the 2020 and 2021 earthquakes) returned a significant number of declared damages to the BCSF-Rénass. The intensity estimates were made according to the criteria of the EMS-98 macroseismic scale (Grünthal 1998) essential for estimating the severity of shaking.

For German territory, the Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) and the Landeserdbebendienst of Baden-Württemberg, and the Landesamt für Geologie und Bergbau (LGB) of Rhineland-Palatine also collected the testimonies of the inhabitants through their websites. Based on these testimonies, we estimated an EMS-98 intensity for localities with more than 10 collected individual forms. These intensities have been added to the cross-border macroseismic maps produced for the four main Strasbourg earthquakes (Fig. 3 and Table 1, and Fig. S4, Supporting Information).

The three macroseismic studies (for the 2020 December 04, 2021 January 22 and 2021 June 26 earthquakes) indicate maximum intensities of IV–V to V for the French and German territory near the epicentres. The statistical robustness of the EMS98 scale suggests

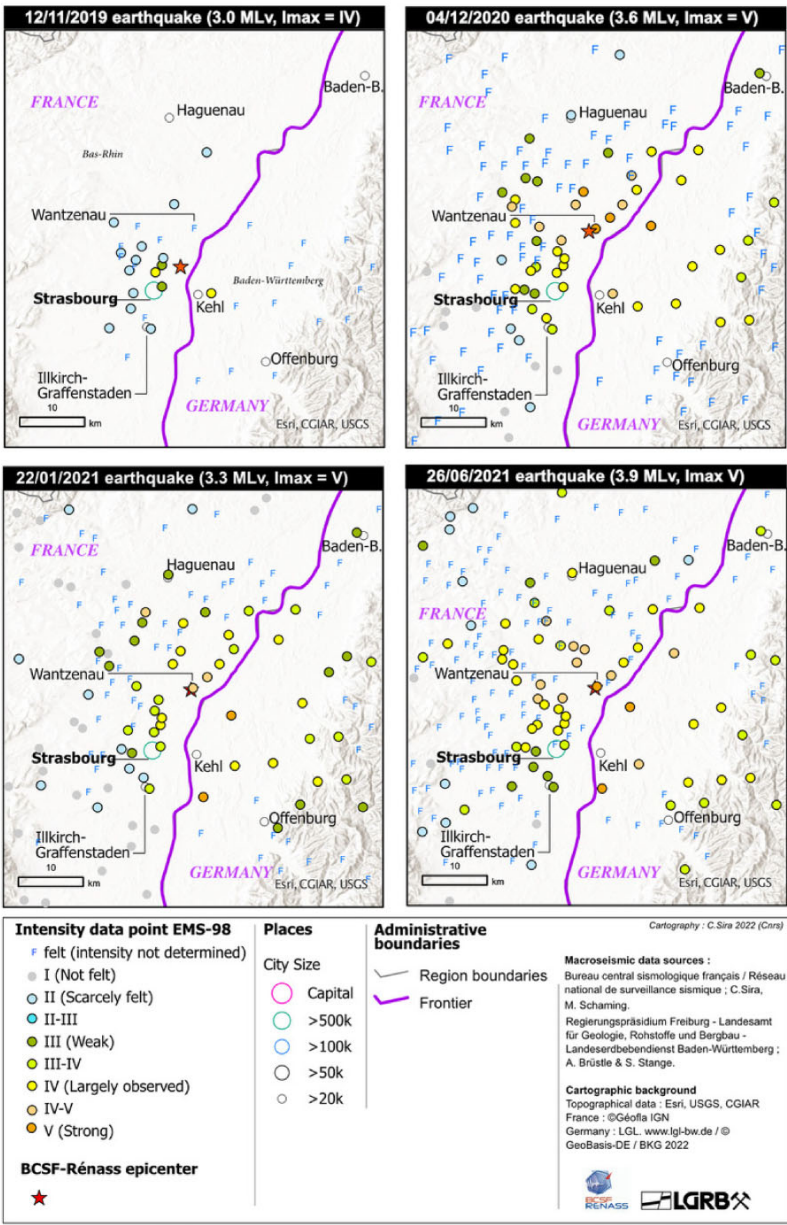


Figure 3. Intensity maps for the four studied events. For the 2019 event, the intensity map is from citizen testimonies received by the BCSF-Rénass and LGRB, averaged by localities. For the three others, intensities are estimated using communal and individual forms for the French portion and only individual forms from localities in Germany. The red stars indicate the locations of the epicentres.

Table 1. Number of reports collected in the cross-border macroseismic survey for each of the four analysed earthquakes. The reports are listed according to their geographical origin (B.W. is Baden-Württemberg and R.P. Rhineland-Palatine).

Date	Magnitude	France	B.W.	R.P.
2019/11/12	M_{IV} 3.0	555	133	0
2020/12/04	M_{IV} 3.6	1540	977	0
2021/01/14	M_{IV} 3.3	1014	1459	0
2021/06/26	M_{IV} 3.9	1861	1450	3

with good certainty that the V intensity was not exceeded for any of the earthquakes. Most of the damage was of grade 1 on buildings with a vulnerability of A to C. Grade 2 occurred very rarely (<1 per cent of the buildings in each vulnerability class B and C). Combining this observation with other indicators is in agreement with an upper bound estimation of the intensity to V. The estimation must consider the coherence of all the indicators. Particularly in the case of an induced earthquake where the residents are well aware of a potential reimbursement, an excessive reliance on declared damages as a diagnosis results in an overestimation of intensity values. The damage data collected by the BCSF-Rénass after the earthquake

of 2021 June 26 are rather scarce and probably do not represent all effects produced on buildings (Sira & Grunberg 2021).

In addition to the intensity estimated from macroseismic studies and individual testimonies, we computed the intensity derived from PGV at instruments in the vicinity of the epicentre up to a distance of 60 km. We estimated PGV at each station using the maximum velocity amplitude on horizontal components when available. We used the relationship provided by Caprio *et al.* (2015) to convert these PGV values into intensities.

3.2 Intensity distribution

Generally, for the same magnitude, shallow earthquakes generate felt vibrations at shorter distances from the epicentre than deep earthquakes. For the analysed Strasbourg events, a notable vibration was produced up to distances of 120 km in both France and Germany, particularly for the earthquake of 2021 June 26 (Fig. S4, Supporting Information). The location of the witnesses in single-family homes or ground floors at these farthest distances suggests potential geological or topographical site effects, possibly related to the Rhine Graben's sedimentary terrain.

We compared the decay of the intensities with distance from the epicentre between each earthquake to reveal their respective impacts. We observe that there is good agreement between the intensity estimated from the macroseismic data and that derived from the PGV (Fig. 4). The largest magnitude earthquake of the sequence, the 2021 June, M_{IV} 3.9 event, produced the greatest intensities at the farthest distances, as expected. The intensities linked to the 2020 December and 2021 January earthquakes are nearly identical and only slightly lower than those of the magnitude M_{IV} 3.9 event. The lowest intensities are observed for the 2019 November earthquake. For this event, although its estimated magnitude is not very different from that of the 2021 January earthquake, the differences in intensities are quite pronounced.

4 EARTHQUAKE SOURCE PROPERTIES

4.1 Moment tensor inversion

Establishing the source properties of the four earthquakes is not a trivial task since they are small events (i.e. small magnitude) and occurred in an urban environment, which creates significant noise on the seismograms. Nevertheless, there exists a dense coverage of seismic instruments, of various qualities close to the epicentres (Fig. 2 and Fig. S5, Supporting Information). We estimated the focal mechanisms for each of the four events by inverting the components of their moment tensor based on the displacement waveforms recorded in the vicinity of the epicentre. By successively setting each of the components of the moment tensor to unity, we calculated the elastodynamic wave propagation in a 3-D medium for each source location using the finite-difference method of Maeda *et al.* (2017) (Text S1 and Table S1, Supporting Information). The velocity model established in the preceding section is used in the calculation. We used a grid search approach to invert the components of the moment tensors of these four main earthquakes by varying the strike, dip and rake, each in 1° steps, restricting our analysis to the search for double-couple mechanisms. We obtained the three-component synthetic displacement seismograms at each chosen site by summing the computed signals for each component of the moment tensor in accordance with Aki & Richards (2002). The displacement seismograms are filtered between 0.14 and 0.8 Hz and

with a duration of 10 s starting at the origin time of the earthquake. For the 2021 June 26 earthquake, we extend the duration to 15 s because of the longer duration of the signal. The frequency range and the signal duration are chosen based on the parameter settings from Wang & Zhan (2020) for earthquakes of similar magnitudes. The noise level at low frequencies determines the lowest frequency range, and the point source approximation and unmodelled small-scale subsurface heterogeneities determine the highest bound. The time window includes both the *P* and *S* waves in the same window (Fig. 5) due to the proximity of the earthquakes to the recording sites. By applying a time-shift to all traces that best maximizes the average correlation coefficient between synthetic and observed signals, we allowed for an uncertainty of the origin time of each event (Table S2, Supporting Information). We estimated the moment of each event from the difference in amplitude between the synthetics and the observed waveforms for each trial in the grid search. Finally, to assess the quality of the source parameters, we computed an $L2$ norm between the moment-scaled synthetics and the recorded signals after correcting for time-shift. We kept the earthquake locations determined using the 3-D velocity model. Given the small size of the events (as hypothesized from their magnitude), the difference in location between the centroid and hypocentre should be small, and this approximation is reasonable.

We report the best models for each event as defined as those for which the misfit is no more than 5 per cent of the best-fitting model (Fig. 6). The range of moment magnitudes associated with each of these best mechanisms is also determined (Table 2). We also report an independent validation of the obtained result for each event by plotting the *P*-wave polarities determined manually by BCSF-Rénass analysts. We found good agreement between these polarities and the recovered mechanisms by the waveform fitting scheme.

4.2 Spectral properties of the main events

We present an analysis of the spectra of the four studied events to determine the source size of the events and validate our moment estimates. For each event, at each station, a window of five *s* begins one *s* before the *S*-wave pick is extracted. For stations with no *S*-wave pick available, a theoretical *S*-wave arrival is computed in the 3-D velocity model based on the source and station location. The displacement spectrum, $U(f)$, is obtained after deconvolving from the instrument response and filtered in the 0.1–35 Hz frequency range (Fig. 7). For each station, when three component records are available in the spectrum, $U(f)$ is computed as $U(f) = \sqrt{U_z^2(f) + U_n^2(f) + U_e^2(f)}$, where $U_x(f)$ is the *S*-wave spectrum for component *x*. The spectrum at each station is then fitted in the [0.3,30] Hz range using Brune's (1970) spectral model and considering the attenuation, corresponding to

$$U^{th}(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \exp(-\pi f t^*), \quad (1)$$

where f_c is the corner frequency, $t^* = \frac{t_t}{Q_0}$ with t_t being the *S*-wave traveltime between the source and the station, and Q_0 is the *S*-wave quality factor. The seismic moment, M_0 , is deduced from Ω_0 (Text S2, Supporting Information). The inversion uses a truncated Newton algorithm with bounds and minimizes the least-squares norm between the calculated and observed spectra (Satriano 2021). A weighted average estimate of each of the three parameters obtained at all stations is returned. We observe that our moment estimates are in close agreement with those inferred from the waveform fitting

2450 O Lengliné et al.

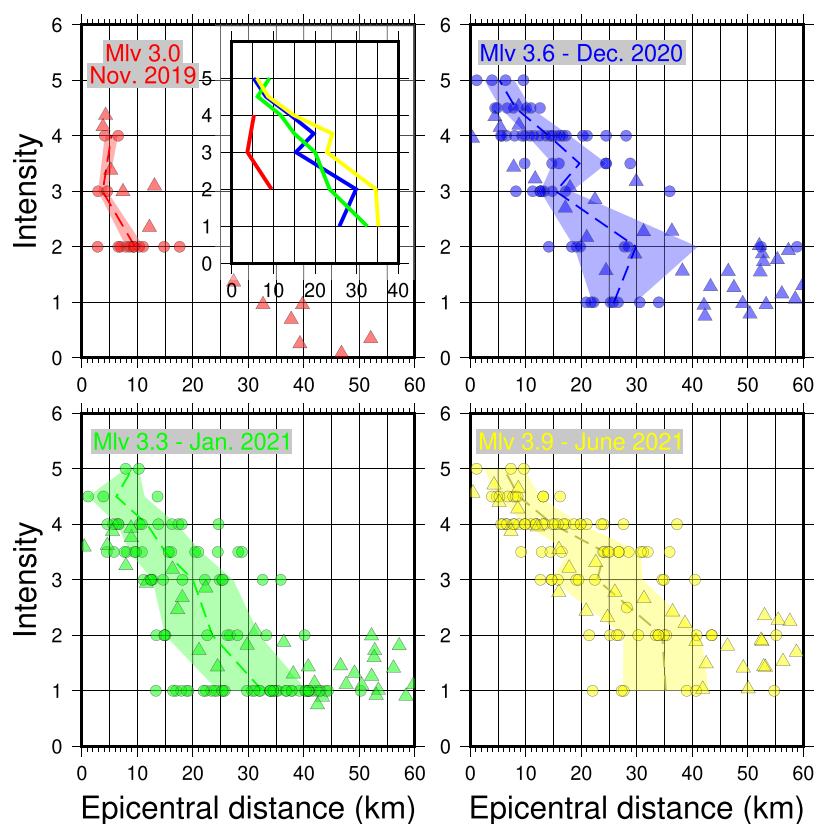


Figure 4. Macroseismic intensities (circles) and computed intensities derived from PGV (triangles) for each of the four studied earthquakes. For each event, we compute the average distance for each intensity level reported by macroseismic data (dashed line) and its median absolute deviation (coloured area). To better visualize the differences in intensities among events, we report in the upper left panel an insert where we plot this average tendency for each earthquake.

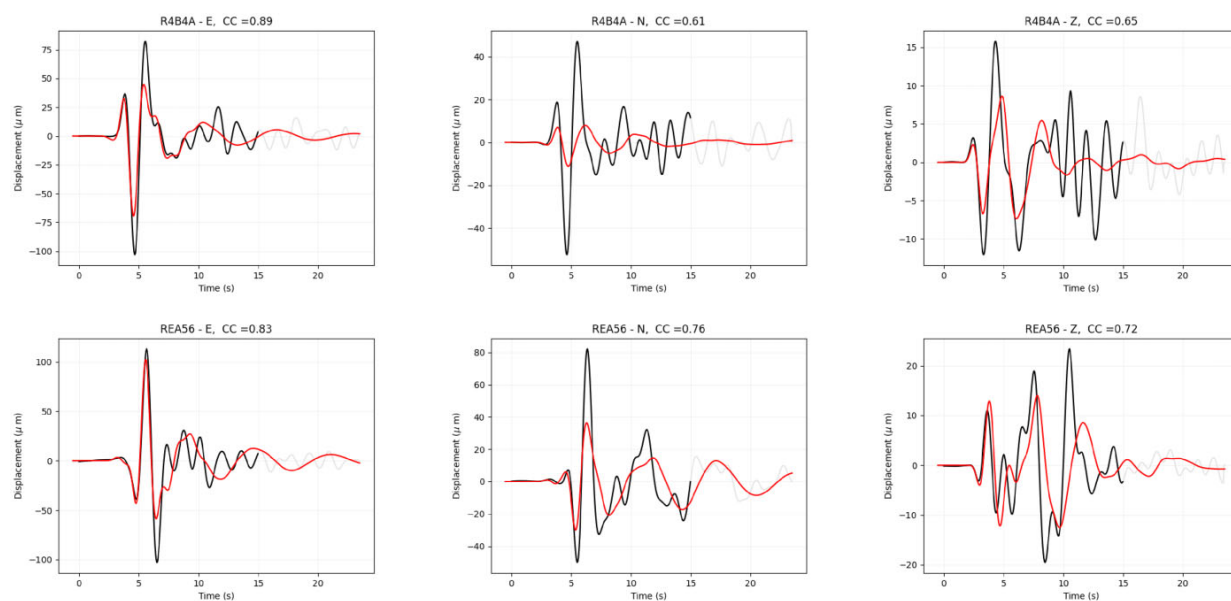


Figure 5. Comparison of the recorded displacement waveforms for selected stations of the earthquake of 2021 June (grey line). The portion of each waveform used for the inversion is shown in black. The signals are filtered between 0.14 and 0.8 Hz. The red curves show the synthetic waveforms obtained for the best-fitting moment tensor. For each waveform segment, the correlation coefficient between the synthetic and the observed waveform is reported along with the station name and the component.

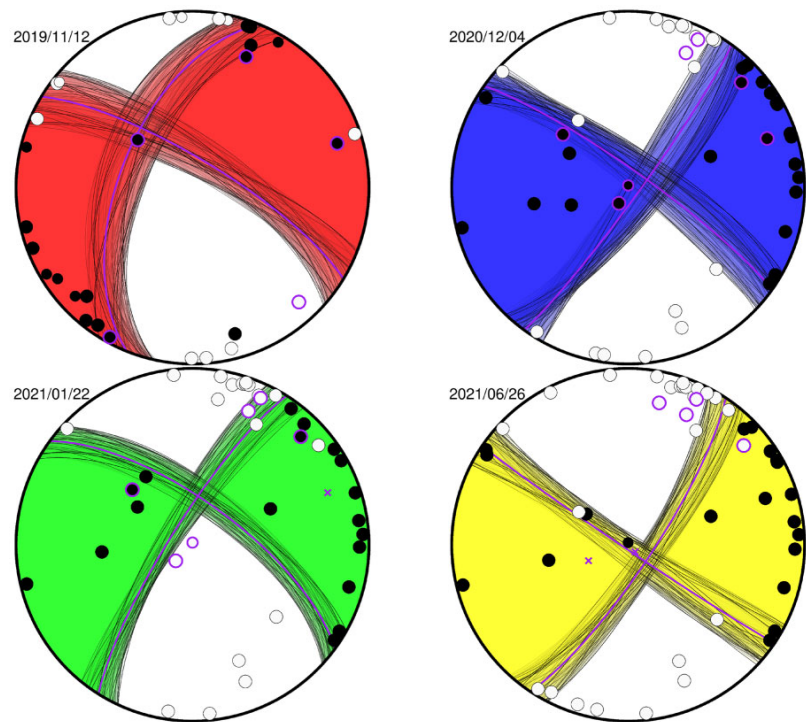


Figure 6. Focal mechanisms for the four largest events. Colours are similar to Fig. 2. For each event, the best solutions are displayed, and *P*-wave polarities are represented. The purple nodal planes are those of the best-fitting solution. Purple circles surrounding polarities, and purple crosses indicate stations used for the inversion, with or without a determined polarity, respectively. The date of each event is indicated.

Table 2. Table summarizing the results of the source parameters for the four analysed earthquakes. For each earthquake we indicate the moment magnitude, as inferred from the inverted moment tensor, M_w or from spectral fitting, M_w^* . The magnitude has been calculated from the moment using the relation of Hanks & Kanamori (1979). The two nodal planes that are associated with the mechanism with the lowest misfit are called NP1 and NP2 and are described by their strike/dip/rake. We report as well the corner frequency, f_c as deduced from spectral fitting.

Date	$M_w^{\min} - M_w^{\max}$	NP1	NP2	M_w^*	f_c (Hz)
2019/12/11	2.7–2.9	202/56/–16	301/77/–144	2.8 ± 0.3	5 ± 2
2020/12/04	3.1–3.2	36/85/8	305/82/175	3.1 ± 0.2	7 ± 2
2021/01/22	3.0–3.1	212/80/–20	306/70/–169	3.0 ± 0.3	5 ± 2
2021/06/26	3.4–3.5	124/88/–169	33/79/–2	3.4 ± 0.3	5 ± 2

and that the corner frequencies are quite similar for the four events (Table 2).

4.3 Directivity analysis of the 2021 June earthquake rupture

Schmittbuhl *et al.* (2021) identified a regional fault plane, included in the public database GEORG (<http://www.geopotenziiale.org>) connecting the 2019 southern event and the northern cluster close to the wells, the so-called Robertsau fault. The direction of this fault varies between N025°E and N010°E from south to north (Fig. 2). This direction might match one of the nodal planes of the earthquake that occurred in 2019 November (Fig. 6). However, the seismicity distribution near the injection wells, as determined by double-difference relocation, reveals a preferred direction that mainly favours the auxiliary plane with N304°E (Schmittbuhl *et al.* 2021).

A geomechanical stability analysis of the faults can benefit from knowing which of these two nodal planes is the real fault plane.

Looking at potential azimuthal variation in the seismic radiation, or directivity effects of the rupture (Haskell 1964), is one way to demonstrate which of these two planes is the most appropriate. We examine the variation in the apparent rupture duration at the various recording sites to determine the rupture direction during the largest event of the sequence, the 2021 June event. We anticipate that, in the case of a unilateral rupture, the apparent rupture duration will vary depending on the angle formed by the rupture direction and ray direction. The stations in the direction of the rupture will have a lower apparent rupture duration, while in the opposite direction to the direction of rupture, we expect a higher apparent rupture duration.

To retrieve apparent rupture durations, we first calculate the apparent source time functions using the projected Landweber deconvolution method, which is effective in producing stable results (Bertero *et al.* 1997; Lanza *et al.* 1999; Vallée 2004). This approach relies on the deconvolution of the main shock signal by an approximation of the Green function of the medium taken as the signal of a colocated earthquake of smaller size. We found a suitable event

2452 O Lengliné et al.

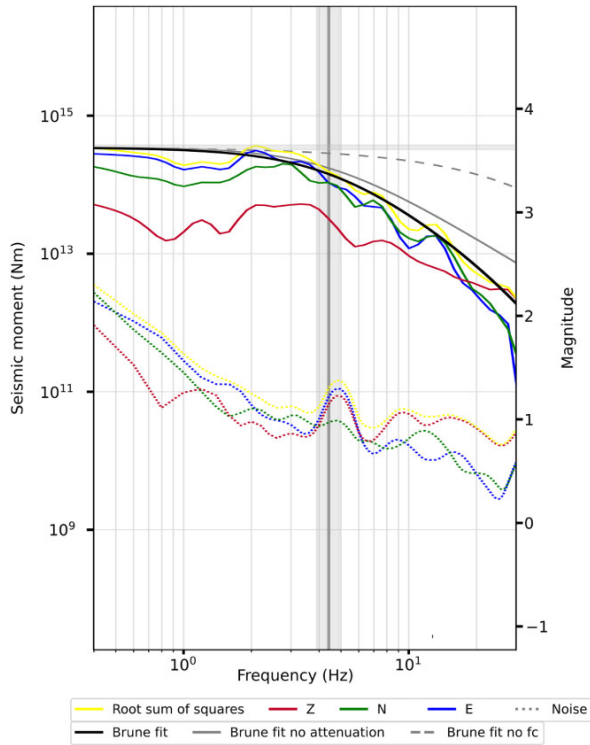


Figure 7. S-wave source spectra for the event of 2021 June recorded at Station R4B4A (the closest to hypocentre) of the three components (coloured plain lines) and noise spectra (dashed lines). The best-fitting Brune's model is displayed as a black line, while we also show the best fit without considering attenuation (grey solid line) or without corner frequency (grey dashed line). The vertical line shows the estimated corner frequency with its associated uncertainty (grey area). The horizontal grey area shows the estimated range of the moment.

that can be used as an empirical Green's function (EGF) that occurred on 2021 April 10, with magnitude M_W 2.7. The projected Landweber method is an iterative process that computes an estimate of the apparent source time function (astf) signal, $f(t)$. The projection enforces a positivity constraint as well as a constraint of a finite rupture duration, T , on the recovered astf signal (Text S3 and Fig. S6, Supporting Information).

To interpret the results of the deconvolution in terms of rupture direction, we need to compute the apparent rupture duration at each recording site. We estimate these apparent rupture durations by defining the onset and the end of the rupture as the points where the moment, as computed from the time integration of the astf, becomes greater than 5 and 95 per cent of the final moment, respectively. The apparent rupture duration, τ_i , at station i is finally obtained as the duration between these two times.

According to the Haskell (1964) rupture model and following Park & Ishii (2015) and Abercrombie *et al.* (2017), the theoretical apparent rupture duration, τ_i^{th} , recorded at station i will vary with

$$\tau_i^{th} = \tau_0 + \frac{L}{V_i} [\sin(\gamma_r) \sin(\gamma_i) + \cos(\gamma_r) \cos(\gamma_i) \cos(\phi_r - \phi_i)]. \quad (2)$$

In eq. (2), τ_0 is the rupture duration, L is the rupture length and V_i is the velocity of the considered phase (P or S). The angles γ_r and ϕ_r give the dip and azimuth of the rupture, while γ_i and ϕ_i are the

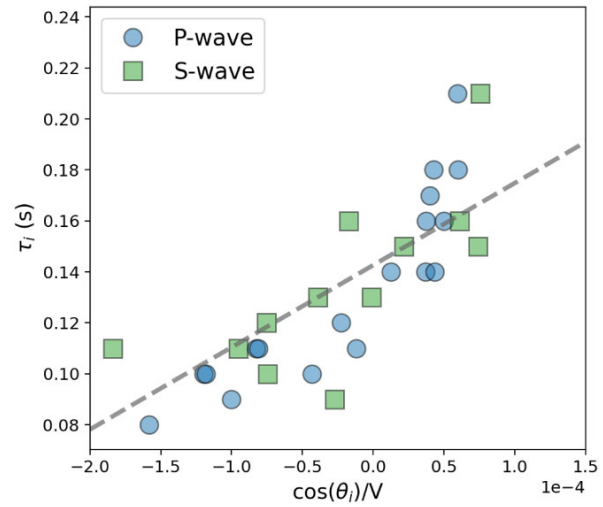


Figure 8. Variation in τ_i as a function of $\cos \theta_i/V_i$, following eq. (2) for the rupture orientation leading to the minimum misfit. Circles indicate measurements from P waves, while squares are measurements from S waves. The slope of the best fit (dashed grey lines) gives an estimate of L , while the intercept provides an estimate of τ_0 .

take-off angle and azimuth of the ray to station i . Here, we aim to recover the rupture direction (γ_r, ϕ_r) as well as its characteristics (L, τ_0). To do this, we employ a grid search approach over all possible values of γ_r and ϕ_r by a step angle of 1° . For each tested pair of angles, eq. (2) becomes

$$\tau_i^{th}(\gamma_r, \phi_r) = \tau_0 + \frac{L}{V_i} \cos(\theta_i), \quad (3)$$

where (θ_i) , the angle between the rupture and the take-off direction for the i th station, is obtained by identification from eq. (2). We then estimate the best τ_0 and L from a simple linear least-squares fit minimizing $S(\gamma_r, \phi_r) = \sum_i \|\tau_i^{th}(\gamma_r, \phi_r) - \tau_i\|_2$ (Fig. 8). Take-off angles were obtained from our new locations within the 3-D model, and we use here astf recovered from both P and S waves such that V_i can be the P - or S -wave velocities derived from the 3-D model at the source location. We infer the best rupture direction as the one given by the lowest value of $S(\gamma_r, \phi_r)$, which gives an azimuth of $N318^\circ E$ and dip of $\gamma_r = -36^\circ$, meaning that the rupture propagates towards the surface (Fig. S7, Supporting Information). From this rupture direction, the best-fitting estimates of τ_0 and L are 0.14 ± 0.004 s and 322 ± 45 m, respectively. Assuming $\tau_0 = L/V_r$, where V_r is the rupture speed, we can deduce from the previous estimates that $V_r = 2301$ m s $^{-1}$. We note that the azimuth, $N318^\circ E$, of the rupture is very close to the direction of the first nodal plane inferred from this earthquake, $N304^\circ E$ (Table 2). When we compute the dot product between the rupture direction and the normal vectors of the two nodal planes, we identify that the first nodal plane with a strike direction $N124^\circ E$ actually has a dot product three times smaller than the second nodal plane with a strike direction $N33^\circ E$. The directivity of the largest event in the sequence thus indicates that the fault plane corresponds to the plane in agreement with the main direction of relocated small earthquakes near the main shock and in a direction almost NW–SE (Fig. S8, Supporting Information).

As a consistency check, we can interpret the corner frequency as derived from the spectrum fitting in the previous section in terms of the source dimension. The relation between corner frequency and rupture length for unilateral rupture taken from (Savage 1972) gives

$L = 1.0 \times \beta/(\pi f_c)$, where we have considered that the ratio $V_R/\beta = 0.7$. We find $L=210$ m from $f_c = 5$ Hz for the largest event, which is, slightly lower, but still in agreement with the dimension deduced from the directivity analysis.

5 GROUND MOTION AND INTENSITY MODELLING

To link inverted source features at depth and inferred intensity maps at the surface, we carried out forward modelling of the ground motion based on the retrieved source parameters to see if the computed source properties and the derived 3-D velocity model are both in agreement with the observed intensities. To compute the seismic wavefield caused by the 2021 January earthquake, we employ the same finite-difference technique as in Section 4.1. Based on the similar corner frequency for the 2021 January and June events, we set the source duration at 0.14 s, and make use of the 3-D velocity model created in Section 2.1. The highest resolved frequency, according to the parameter settings, is 20 Hz. To assess the impact of the medium on the recovered waveforms, we also run a comparable simulation using the 1-D reference velocity model rather than the derived 3-D model. We convert the simulated velocity seismograms into seismic intensities using the maximum amplitude in the horizontal direction and the relation from Caprio *et al.* (2015) for each point of the grid that is located at the surface. We report the observed intensities for each map (Fig. 9), which were obtained from macroseismic data or computed from seismic instruments situated in the study area and converted to intensities using the same relation as for the simulated ones (Caprio *et al.* 2015).

We note that when we use the reference 1-D velocity model, the intensities we obtain are too low in comparison to the observed intensities. The largest computed intensities, which reflect the event's focal mechanism, are seen in four lobes surrounding the epicentre. The largest intensities in the 3-D model have a shape that is somewhat similar to the 1-D reference model, but the intensities are greater because the shallowest layers have less rigidity. As a result of the 3-D variations in the velocity model, we also observe some local effects. Notably, we can see some amplification along the Robertsau fault in the south. Overall, we see that the computed intensities in the 3-D case are higher and more consistent with the observed ones.

Our simulation is not intended to fully capture the complexity of the waveforms at high frequency. In fact, the simulated shaking can be altered by details of the source slip process, small size velocity perturbations and local site effects (which may be quantified by variation of the $V_s/30$). However, we find that our method accurately reproduces the shaking intensity level without considering such refinements, and that the modelled intensities are quite accurate. This comparison shows how our source, location and velocity model results can all be interpreted within a unified framework.

6 DISCUSSION

6.1 Impact of the 3-D velocity structure

Our findings suggest that important 3-D velocity variations in the Rhine Graben must be taken into consideration, particularly for the location of events near the geothermal site. By applying an appropriate weighting of the various seismic wave phases based on their knowledge of the geological structural unit at each station site, the BCSF-Rnass operators reduce these effects. However, this

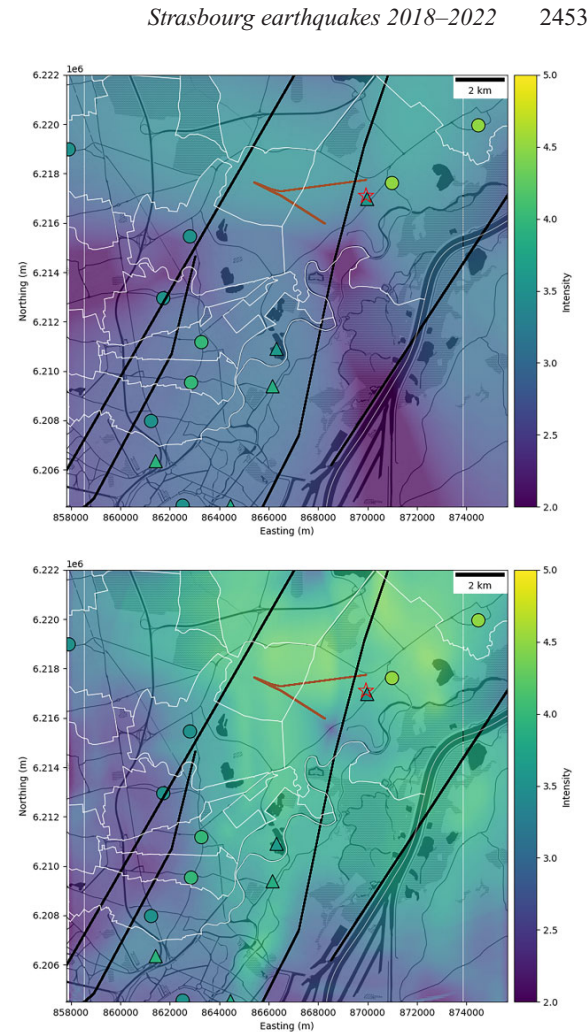


Figure 9. Modelling of the seismic intensity produced by the 2021 January earthquake (background colours). Black lines show faults included in the GEORG database, and brown lines indicate simplified well trajectories. The epicentre location is depicted with a red star. Macroseismic intensities are displayed as coloured circles, and are estimated as average localities whose administrative contours are shown as thin white lines. The colour triangles refer to intensity derived from waveforms. Top: simulation performed in the reference 1-D velocity model. Bottom: simulation performed with the derived 3-D velocity model.

method only uses some of all available phase picks for location and still produces some arrival times that are poorly predicted.

Here, we demonstrate that, for both P and S waves, all traveltime picks for all stations within regional distances, including those close to the epicentres in the sedimentary basin, can be reconciled using a 3-D velocity model at the regional scale. The 3D model's effects go beyond just the earthquake location; they also have an impact on the computation of the moment magnitude and focal mechanism. In fact, the event's location can alter estimates of its depth and magnitude. Second, if the low velocity (low rigidity) of the subsurface material is not taken into account when estimating a moment magnitude based on the displacement recorded in the graben with a thick sedimentary cover, the magnitude may be overestimated. The evolution of the TLS, which is based on a magnitude threshold in this case, as well as our ability to understand the evolution of the

2454 O Lengliné et al.

reservoir from the analysis of the seismicity, are both impacted by these effects.

6.2 Identification of the active fault plane

Close to the wells, the orientation of the fault plane that slipped during the largest event is approximately N318E (N304E from the moment tensor inversion), in agreement with the orientation of the earthquake cloud obtained from precise double-difference relocation (Schmittbuhl *et al.* 2021) and Fig. S8 in the Supporting Information. We tested if this orientation is compatible with the stress field of the area. The orientation of the principal horizontal stress is deduced from the two closest well measurements located in Soultz-sous-Forêts and in Rittershoffen. Both sites are geothermal reservoirs located 30 km north of the GEOVEN reservoir.

According to Cornet *et al.* (2007), the maximum horizontal stress (S_H) at the Soultz-sous-Forêts geothermal site is oriented N170E. In the Rittershoffen reservoir, Azzola *et al.* (2019) and Hehn *et al.* (2016) found that the direction of S_H changes with depth and that the granitic basement can reach N155E. Assuming that the principal stress directions at the location of the studied earthquakes are similar to these two cases, and hypothesizing a friction coefficient $\mu = 0.8$, we found that the optimally oriented fault planes are N325E and N015E for S_H oriented N170E and N310E and N0E for S_H oriented N155E. The fault plane identified here, N318E, has an orientation very close to the N325E and N310E optimal planes, indicating that it is the easiest to destabilize. Our results imply that identifying the active fault plane is best captured by the precise earthquake location and the accurate modelling of the source of the larger events, as done here. This task can only be achieved with a sufficiently dense network of equipment close to the earthquake locations.

6.3 Impact of the source parameters on the intensities

6.3.1 Earthquake magnitude

Our results show that even if the induced events analysed in this study have a moment magnitude M_w only slightly larger than 3.0, their location, at the centre of a densely populated area, 4 km deep and in a sedimentary basin, still results in widespread shaking (up to intensity V) and some damage, as was also seen in a manner similar to that during the 2006 Basel earthquake (Deichmann & Giardini 2009). The location and source estimates of these four earthquakes help us to interpret the earthquake intensities and discuss their differences in pattern, notably for the three earthquakes that took place close to the wells because they share nearly identical locations and mechanisms. For these three events, we can test, at common sites, how the intensity changed between each shock. For all sites located less than 10 km from the epicentre, we computed the difference in intensity (as estimated from macroseismic data or derived from PGV) between the 2021 June earthquake and the other two earthquakes of 2020 December and 2021 January. The average intensity difference is -0.28 for the December earthquake and -0.44 for the 2021 January earthquake. We can check whether these differences in average intensity match the measured moment magnitude of these events. Indeed, we can convert the variation in intensity, ΔI , into a difference in moment magnitude, ΔM_w , using the ground motion prediction equation of Bakun & Scotti (2006) derived for the Rhine Graben, at a common site and at a similar epicentral distance, using $\Delta M_w = \Delta I / 1.27$. This results in moment magnitude differences between the earthquakes in 2021 June and

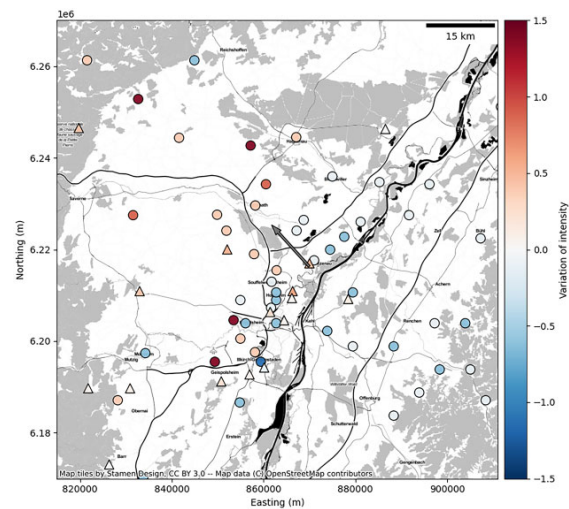


Figure 10. Variation in the intensity between the 2021 June earthquake and the 2021 January earthquake (from macroseismic data, circles and inferred from PGV, triangles). The average difference in intensity has been removed. The arrow shows the epicentre location of the June event and points in the inferred rupture direction.

2020 December and between those in 2021 June and 2021 January, of -0.22 and -0.34 , respectively, in accordance with the computed magnitudes (see Table 2).

6.3.2 Directivity

We also tested whether the rupture directivity of the 2021 June earthquake affected the recovered ground shaking associated with this event. This directivity effect manifests as an azimuthal modulation of the intensity amplitude. We computed the difference in intensity for each common site between the 2021 June event and the 2021 January earthquake (Fig. 10). Because the magnitude of the June event is larger than that of the January event, we expected the difference in intensity at all sites to be positive. To correct for this global effect, we removed the average intensity difference from each estimate to reveal only possible azimuthal variations. Because both tested earthquakes are located very close to each other and share almost the same focal mechanism, we expect that all the perceived differences in shaking at similar locations originate from source differences between the two events. We expect the difference in intensity at all sites to be positive since the magnitude of the June event was greater than the magnitude of the January event. We eliminated the average intensity difference from each estimate as a way to correct for this global effect and to only reveal potential azimuthal variation. We can interpret the observed intensity variations as the result of the rupture directivity of this larger event if we assume that the directivity effect of the 2021 January earthquake is small, which is reasonable given its smaller magnitude compared to the June 2021 earthquake. We note that almost all intensities show a consistent pattern of greater ground shaking to the NW of the epicentre (Fig. 10). Only lower amplitudes are seen in the opposite direction. The direction of rupture previously predicted for the earthquake in 2021 June corresponds to the direction where enhanced intensities are observed. This agreement between the direction of the rupture and the direction of the increased intensities demonstrates how the shaking caused by these events is being modified by such effects.

6.3.3 Stress drop and 3-D effects

The magnitude difference between the 2019 earthquake and the 2021 January event is relatively small, but the 2019 earthquake produced much lower intensities. For this observation, we can offer two main explanations. First, it is clear that the two events did not take place in the same place. This difference in location could highlight the importance of 3-D effects of the geological structures dependent on the source location, in modulating the severity of the perceived shakings. Indeed, the geographical variation in the thickness of the sediment cover in the area and the presence of faults that induce material contrasts (see Fig. S2, Supporting Information) can lead to local amplification or reduction in ground shaking depending on the direction of the incoming wavefield (Graves *et al.* 1998; Frankel *et al.* 2009). The 2019 earthquake's lower stress drop is another explanation for why it produced less ground motion than the 2020 earthquake. Our spectral analysis shows that the corner frequencies of both earthquakes are similar, suggesting that the rupture durations of both events are comparable. Since the first event's moment is slightly lower, its moment rate is also slightly lower over a comparable duration, making it a less energetic event with a smaller stress drop. As previously observed for injection-induced events, lower stress drop events have been linked to lower intensities (Hough 2014).

6.4 TLS design based on ground motion modelling

Our results illustrate how the perceived ground shaking related to injection-induced earthquakes in urban environments can change depending on the source and location of the earthquakes. It emphasizes the fact that the ground motion variability can be accounted for by geological factors and earthquake properties that can both have an impact on the perceived shaking. All these factors must be taken into account in the modelling of possible scenarios related to the development of a geothermal project (e.g. Ripperger *et al.* 2009). Identifying the possible faults and future earthquake locations, estimating the variability in earthquake source properties, including possible rupture directivity effects, and modelling the resulting wavefield for each scenario can then be a beneficial task. Indeed, such an approach would make it possible to estimate, even before the start of a geothermal project, the critical zones that might possibly suffer from the largest surface vibrations and thus to adapt the design of the project or even decide its continuation if the results of these simulations are unfavourable. For example, such a strategy has been successfully applied to investigate the effect of induced seismicity near Munich, Germany (Keil *et al.* 2022). In our study, because of the dense population all around the epicentres and the magnitude of the analysed events, the distribution of the population is not an essential factor to consider in these scenarios. However, depending on the project location, such information should also be used in establishing the outcome of such simulations, as illustrated by Schultz *et al.* (2021). Our results therefore encourage basing the adaptive-TLS system on ground shaking rather than on magnitudes. The combined effect of magnitude, focal mechanism and possibly rupture direction are all key aspects to consider as well as the development of realistic velocity models, especially for shallow unconsolidated sedimentary layers.

7 CONCLUSION

We have shown that, taking into account a realistic velocity model for the region, we are able to recover the source parameters of the

four most important earthquakes that occurred during the Strasbourg induced seismicity sequence. Modelling the ground motion from these parameters shows that the predicted intensity is in agreement with that observed in the vicinity of the geothermal site. As the population's perception of the severity of shaking may impact the development of geothermal projects, we propose that scenarios that consider the modelling of the wavefield produced by induced earthquakes be included in TLS.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Zacharie Duputel and Luis Rivera for discussion on the analysis of the directivity. We thank Andrea Bruestle from LGRD for German's macroseismic data compilation. We thank the two anonymous reviewers and the editors that provided numerous comments that significantly improved the discussion between the source process and the observed intensities. This work was carried out in the framework of the Interdisciplinary Thematic Institute GeoT as part of the ITI 2021-2028 program of the University of Strasbourg, CNRS and Inserm. It was supported by ANR PRESENCE (ANR-21-CE05-0033-01), IdEx Unistra (ANR-10-IDEX-0002), and by SFRI-STRAT'US project (ANR ANR-20-SFRI-001) under the framework of the French Investments for the Future Program.

DATA AVAILABILITY

All waveforms used in this study are available through the RESIF (RESIF 1995) and RASPBERRY-SHAKE (Raspberry Shake 2016) interfaces. The earthquake catalogue of the BCSF-Rénass, waveforms and the 3-D velocity model built in this study are all available in a dedicated repository at <https://cdgp.u-strasbg.fr>. Some of the data processing is accomplished using Obspy software (Krischer *et al.* 2015) and several figures have been made with GMT (Wessel *et al.* 2013). Some figures also use map tiles by Stamen Design under CC BY 3.0 and data by OpenStreetMap under ODbL.

REFERENCES

- Abercrombie, R.E., Poli, P. & Bannister, S., 2017. earthquake directivity, orientation, and stress drop within the subducting plate at the hikurangi margin, new zealand, *J. geophys. Res.: Solid Earth*, **122**(12), 10–176.
- Aki, K. & Richards, P.G., 2002. *Quantitative Seismology*, University Science Books, 2nd edn.
- Azzola, J., Valley, B., Schmittbuhl, J. & Genter, A., 2019. Stress characterization and temporal evolution of borehole failure at the rittershoffen geothermal project, *Solid Earth*, **10**(4), 1155–1180.
- Bakun, W.H. & Scotti, O., 2006. Regional intensity attenuation models for france and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **164**(3), 596–610.
- Bertero, M., Bindi, D., Boccacci, P., Cattaneo, M., Eva, C. & Lanza, V., 1997. Application of the projected landweber method to the estimation of the source time function in seismology, *Inverse Prob.*, **13**(2), 465, doi:10.1088/0266-5611/13/2/017.
- Bohnhoff, M., Malin, P., ter Heege, J., Deflandre, J.-P. & Sicking, C., 2018. Suggested best practice for seismic monitoring and characterization of non-conventional reservoirs, *First Break*, **36**(2), 59–64.
- Bommer, J.J. & Crowley, H., 2006. The influence of ground-motion variability in earthquake loss modelling, *Bull. Earthq. Eng.*, **4**(3), 231–248.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. geophys. Res.*, **75**(26), 4997–5009.

- Caprio, M., Tarigan, B., Worden, C.B., Wiemer, S. & Wald, D.J., 2015. Ground motion to intensity conversion equations (gmices): A global relationship and evaluation of regional dependency, *Bull. seism. Soc. Am.*, **105**(3), 1476–1490.
- Charléty, J., Cuenot, N., Dorbath, C. & Dorbath, L., 2006. Tomographic study of the seismic velocity at the soultz-sous-forêts egs/hdr site, *Geothermics*, **35**(5–6), 532–543.
- Cornet, F. & Jianmin, Y., 1995. Analysis of induced seismicity for stress field determination and pore pressure mapping, in *Mechanics Problems in Geodynamics Part I*, pp. 677–700, Springer.
- Cornet, F., Helm, J., Poitrenaud, H. & Etchecopar, A., 1997. Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections, in *Seismicity Associated with Mines, Reservoirs and Fluid Injections*, pp. 563–583, Springer.
- Cornet, F., B  rard, T. & Bourouis, S., 2007. How close to failure is a granite rock mass at a 5 km depth?, *Int. J. Rock Mech. Mining Sci.*, **44**(1), 47–66.
- Cornet, F.H., 2016. Seismic and aseismic motions generated by fluid injections, *Geomech. Energy Environ.*, **5**, 42–54.
- Deichmann, N. & Giardini, D., 2009. Earthquakes induced by the stimulation of an enhanced geothermal system below basel (switzerland), *Seismol. Res. Lett.*, **80**(5), 784–798.
- Foulger, G.R., Wilson, M.P., Gluyas, J.G., Julian, B.R. & Davies, R.J., 2018. Global review of human-induced earthquakes, *Earth-Sci. Rev.*, **178**, 438–514.
- Frankel, A., Stephenson, W. & Carver, D., 2009. Sedimentary basin effects in Seattle, Washington: ground-motion observations and 3d simulations, *Bull. seism. Soc. Am.*, **99**(3), 1579–1611.
- Freyermark, J., et al., 2020. 3d-urg: 3d gravity constrained structural model of the upper rhine graben, *GFZ Data Services*, doi:10.5880/GFZ.4.5.20.20.004.
- Graves, R.W., Pitarka, A. & Somerville, P.G., 1998. Ground-motion amplification in the santa monica area: Effects of shallow basin-edge structure, *Bull. seism. Soc. Am.*, **88**(5), 1224–1242.
- Grigoli, F. et al., 2017. Current challenges in monitoring, discrimination, and management of induced seismicity related to underground industrial activities: A european perspective, *Rev. Geophys.*, **55**(2), 310–340.
- Gr  nthal, G., 1998. *European macroseismic scale 1998*, Tech. Rep., European Seismological Commission (ESC).
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J.-P., Henry, P. & Elsworth, D., 2015. Seismicity triggered by fluid injection–induced aseismic slip, *Science*, **348**(6240), 1224–1226.
- Hanks, T.C. & Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale, *J. geophys. Res.: Solid Earth*, **84**(B5), 2348–2350.
- Haskell, N., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. seism. Soc. Am.*, **54**(6A), 1811–1841.
- Hehn, R., Genter, A., Vidal, J. & Baujard, C., 2016. Stress field rotation in the EGS well GRT-1 (Rittershoffen, France), in *Proceedings of European Geothermal Congress*, European Geothermal Energy Council, ISBN: 978-2-9601946-0-9.
- Hopp, C., Sewell, S., Mroczek, S., Savage, M. & Townend, J., 2019. Seismic response to injection well stimulation in a high-temperature, high-permeability reservoir, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **20**(6), 2848–2871.
- Hough, S.E., 2014. Shaking from injection-induced earthquakes in the central and eastern united states, *Bull. seism. Soc. Am.*, **104**(5), 2619–2626.
- Keil, S., Wassermann, J. & Megies, T., 2022. Estimation of ground motion due to induced seismicity at a geothermal power plant near munich, germany, using numerical simulations, *Geothermics*, **106**, 102577, doi: 10.1016/j.geothermics.2022.102577.
- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C. & Wassermann, J., 2015. Obspy: a bridge for seismology into the scientific python ecosystem, *Comput. Sci. Discov.*, **8**(1), 014003, doi:10.1088/1749-4699/8/1/014003.
- Kwiatek, G. et al., 2019. Controlling fluid-induced seismicity during a 6.1-km-deep geothermal stimulation in Finland, *Sci. Adv.*, **5**(5), eaav7224, doi: 10.1126/sciadv.aav7224.
- Lanza, V., Spallarossa, D., Cattaneo, M., Bindi, D. & Augliera, P., 1999. Source parameters of small events using constrained deconvolution with empirical green’s functions, *Geophys. J. Int.*, **137**(3), 651–662.
- Lengliné, O., Boubacar, M. & Schmittbuhl, J., 2017. Seismicity related to the hydraulic stimulation of grt1, rittershoffen, france, *Geophys. J. Int.*, **208**(3), 1704–1715.
- Lomax, A., Zollo, A., Capuano, P. & Virieux, J., 2001. Precise, absolute earthquake location under somma–vesuvius volcano using a new three-dimensional velocity model, *Geophys. J. Int.*, **146**(2), 313–331.
- Maeda, T., Takemura, S. & Furumura, T., 2017. Openswpc: an open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3d heterogeneous viscoelastic media, *Earth Planets Space*, **69**(1), 1–20.
- Maurer, V., Gaucher, E., Grunberg, M., Koepke, R., Pestourie, R. & Cuenot, N., 2020. Seismicity induced during the development of the rittershoffen geothermal field, france, *Geothermal Energy*, **8**(1), 1–31.
- McClure, M.W., 2012. *Modeling and Characterization of Hydraulic Stimulation and Induced Seismicity in Geothermal and Shale Gas Reservoirs*, Stanford University.
- Mignan, A., Broccardo, M., Wiemer, S. & Giardini, D., 2017. Induced seismicity closed-form traffic light system for actuarial decision-making during deep fluid injections, *Sci. Rep.*, **7**(1), 1–10.
- Park, S. & Ishii, M., 2015. Inversion for rupture properties based upon 3-d directivity effect and application to deep earthquakes in the sea of okhotsk region, *Geophys. J. Int.*, **203**(2), 1011–1025.
- Raspberry Shake, S.A., 2016. *Raspberry shake*, doi:10.7914/SN/AM.
- RESIF, 1995. RESIF-RLBP french broad-band network, RESIF-RAP strong motion network and other seismic stations in metropolitan France, doi:10.17616/R37Q06.
- Ripperger, J., K  stli, P., F  h, D. & Giardini, D., 2009. Ground motion and macroseismic intensities of a seismic event related to geothermal reservoir stimulation below the city of basel-observations and modelling, *Geophys. J. Int.*, **179**(3), 1757–1771.
- Roth  , J.-P. & Peterschmitt, E., 1950. *Etude s  ismique des explosions d’Haslach*, impr. Alsacienne, Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg, **5**(3), 3–28.
- Satriano, C., 2021. *Sourcespec – earthquake source parameters from s-wave displacement spectra*, doi:10.5281/zenodo.6954238.
- Savage, J., 1972. Relation of corner frequency to fault dimensions, *J. geophys. Res.*, **77**(20), 3788–3795.
- Schmittbuhl, J., Lengliné, O., Cornet, F., Cuenot, N. & Genter, A., 2014. Induced seismicity in egs reservoir: the creep route, *Geothermal Energy*, **2**(1), 1–13.
- Schmittbuhl, J. et al., 2021. Induced and triggered seismicity below the city of strasbourg, france from november 2019 to january 2021, *C. R. G  osci.*, **353**(S1), 1–24.
- Schoenball, M., Dorbath, L., Gaucher, E., Wellmann, J.F. & Kohl, T., 2014. Change of stress regime during geothermal reservoir stimulation, *Geophys. Res. Lett.*, **41**(4), 1163–1170.
- Schultz, R., Beroza, G.C. & Ellsworth, W.L., 2021. A strategy for choosing red-light thresholds to manage hydraulic fracturing induced seismicity in North America, *J. geophys. Res.: Solid Earth*, **126**(12), e2021JB022340, doi:10.1029/2021JB022340.
- Shapiro, S.A., Rothert, E., Rath, V. & Rindschwentner, J., 2002. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity, *Geophysics*, **67**(1), 212–220.
- Sira, C. & Grunberg, M., 2021. *Rapport macrosismique - séisme induit de la Wantzenau (Bas-Rhin), 26 juin 2021    5h00 locale, Magnitude 3,9 ML(RENASS), Intensité maximale V (EMS98)*, Tech. rep., BCSF-Rénass, Strasbourg, France.
- Sira, C., Cara, M., Schlupp, A., Masson, F., Schaming, M. & Mendel, V., 2021a. 1921–2021: 100 years of macroseismic studies at bcsf, *C. R. G  osci.*, **353**(S1), 23–51.
- Sira, C., Mendel, V., Schaming, M., Cara, M., Masson, F. & Schlupp, A., 2021b. *Collection des différents formulaires m  tropolitains d’enquête macrosismique des archives du bureau central sismologique français 1910    décembre 2020*, Tech. rep., BCSF-Rénass, Strasbourg, France.
- Vallée, M., 2004. Stabilizing the empirical green function analysis: Development of the projected landweber method, *Bull. seism. Soc. Am.*, **94**(2), 394–409.

- Wang, X. & Zhan, Z., 2020. Moving from 1-d to 3-d velocity model: automated waveform-based earthquake moment tensor inversion in the Los Angeles region, *Geophys. J. Int.*, **220**(1), 218–234.
- Wei, S. et al., 2015. The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip, *Earth planet. Sci. Lett.*, **422**, 115–125.
- Wessel, P., Smith, W.H., Scharroo, R., Luis, J. & Wobbe, F., 2013. Generic mapping tools: improved version released, *Eos, Trans. Am. geophys. Un.*, **94**(45), 409–410.
- Zang, A., Oye, V., Jousset, P., Deichmann, N., Gritto, R., McGarr, A., Majer, E. & Bruhn, D., 2014. Analysis of induced seismicity in geothermal reservoirs—an overview, *Geothermics*, **52**, 6–21.

SUPPORTING INFORMATION

Supplementary data are available at [GJI](https://doi.org/10.1093/gji/ggk111) online.

Figure S1. Difference of P -wave velocity between the reference 1-D model and the constructed 3-D model at 2 km depth. The green triangle is the location of the GEOVEN wellheads and the blue triangles are the location of seismic stations used in this study.

Figure S2. Traveltimes residuals for P wave (left) and S wave (right) computed for the 1-D reference model (blue), and for the derived regional 3-D model (red). The large delays on S -wave traveltimes visible for the 1-D model mostly are much reduced using the 3-D model.

Figure S3. Histogram showing the distribution of the depth of scatter points drawn from the pdf of the location of each event. It highlights the similar resolved depth for all events. For comparison, the coloured dashed lines show the depth of the same event in the BCSF-Rénass catalogue. Colours refer to each earthquake similarly as in Fig. 2.

Figure S4. Intensity maps for the four studied events. For the 2019 event, the intensity map is from citizen testimonies received by the BCSF-Rénass and LGRB, averaged by localities. For the three others, intensities are estimated using communal and individuals forms for the French part and only individuals forms from localities in Germany. The red stars give the location of the epicentres.

Figure S5. Waveforms recorded at two sites (left: site in Reichstett, station R60B1, approximately 3 km from the reservoir, right: Strasbourg seismology museum, station STMU, approximately 9 km from the reservoir). All records start at the origin time of each event and last 15 s. The records at R60B1 are velocity in m s^{-1} , while at STMU are ground motion acceleration in m s^{-2} .

Figure S6. Example of the deconvolution process at station R461D. Left: the top panel shows the P -wave record of the EGF at station R461D. The middle panel shows the recording of the P wave as well at the same station for the 2021 June event, that is, the main event. On the bottom panel, the red curve shows again the main event waveform while the black line shows the recovered signal by convolution of the EGF signal with the apparent source time function displayed on the right. Right: evolution of the misfit function ϵ as a function of the total duration allowed for the deconvolution process, T . Here we observe a rapid decrease of ϵ up to $T \simeq 0.1$ s and after an almost constant level of ϵ . The dashed red curve indicates the fixed value of T based on this curve.

Figure S7. Variation of the misfit as a function of the orientation of the rupture direction. The misfit is the difference of the sum of square between the observed and computed τ_i obtained for each orientation of the rupture direction. Negative values indicate an upward rupture. The lowest misfit is obtained for $\phi_r = 318^\circ$ and $\gamma_r = -36^\circ$.

Figure S8. Map of relocated events up to the 2021 June 28 (grey dots). Initial, absolute locations of the relocation process are taken from the BCSF-Rénass locations. Red stars are the relocations of the three largest event in the area. The black curve shows the simplified trajectory of the GT2 well. The details of the relocation process follows the same procedure as in Schmittbuhl et al. (2021).

Table S1. Quality check estimators of the moment tensor inversion. We report the shift in origin time, ΔT_0 for each event that best match the waveform and the average correlation coefficient, CC between synthetics and observed waveforms.

Please note: Oxford University Press is not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author for the paper.

ANNEXE B : Matériel supplémentaire à l'article Drif et al. (2024)

Cette annexe comporte le matériel supplémentaire à l'article Drif et al. 2024 présenté dans le chapitre 3.

Induced Seismicity Controlled by Injected Hydraulic Energy: the Case Study of the EGS Soultz-sous-Forêts Site

Supplementary Materials

K. Drif^{1,2}, O. Lengliné¹, J. Kinscher², and J. Schmitbuhl¹

¹Université de Strasbourg/CNRS, EOST/ITES - 5 rue René Descartes - France

²Institut national de l'environnement industriel et des risques (INERIS) - France

S.1 Hydraulic Data

Table S.1. Summary of stimulation and circulation episodes. For each episode we list the depth level of the stimulated reservoir, the injectivity/productivity index (II/PI) which measures the ability of the reservoir to accept/produce fluid, the production well, if any, and the injection well. Injectivity/productivity indexes are computed before stimulation or circulation (Baria et al., 1999; Schill et al., 2017; Tischner et al., 2007). The time averaged flow-rate and the time averaged injection wellhead pressure over the whole injection duration are respectively \overline{Q} and \overline{P} . V is the total volume of injected fluid. ¹: concerns only the September injection. ²: the available seismological catalog does not cover the two-month duration of the circulation tests but only 17 days. We therefore consider hydraulic data for these 17 days only. ³: episodes for which hydraulic data were derived from Cuenot et al. (2011).

Episode	Reservoir	II/PI [m ³ s ⁻¹ MPa ⁻¹]	Production well	Injection well	Duration [day]	\overline{Q}_{in} [l.s ⁻¹]	\overline{P}_{in} [bar]	V [m ³]
Stimulation								
1993 ¹	R3	$0.8 \cdot 10^{-3}$	-	GPK1	16	18	90	25700
1995	R3	$1.2 \cdot 10^{-3}$	-	GPK2	17	19	105	28400
1996	R3	$6 \cdot 10^{-3}$	-	GPK2	8	43	107	27300
2000	R5	$0.2 \cdot 10^{-3}$	-	GPK2	7	45	128	24200
2003	R5	$2 \cdot 10^{-3}$	GPK2	GPK3	12	37	133	31500
2004	R5	$0.1 \cdot 10^{-3}$	-	GPK4	4	30	160	9150
2005	R5	$2 \cdot 10^{-3}$	-	GPK4	4	35	158	12200
Circulation tests								
2003 ²	R5	$3 \cdot 10^{-3}$	GPK2	GPK3	17	16.5	62	25320
2005 ³	R5	$2.5 \cdot 10^{-3}$	GPK2/GPK4	GPK3	165	16	42	227200
2008a ³	R5	-	GPK2	GPK3	39	20.7	35	69500
2008b ³	R5	-	GPK2/GPK4	GPK3	33	18.2	53	51900
2009 ³	R5	-	GPK2/GPK4	GPK1/GPK3	228	1.7/13.9	4/36	309700
2010	R5	-	GPK2	GPK1/GPK3	330	1/15,7	3/47	472400

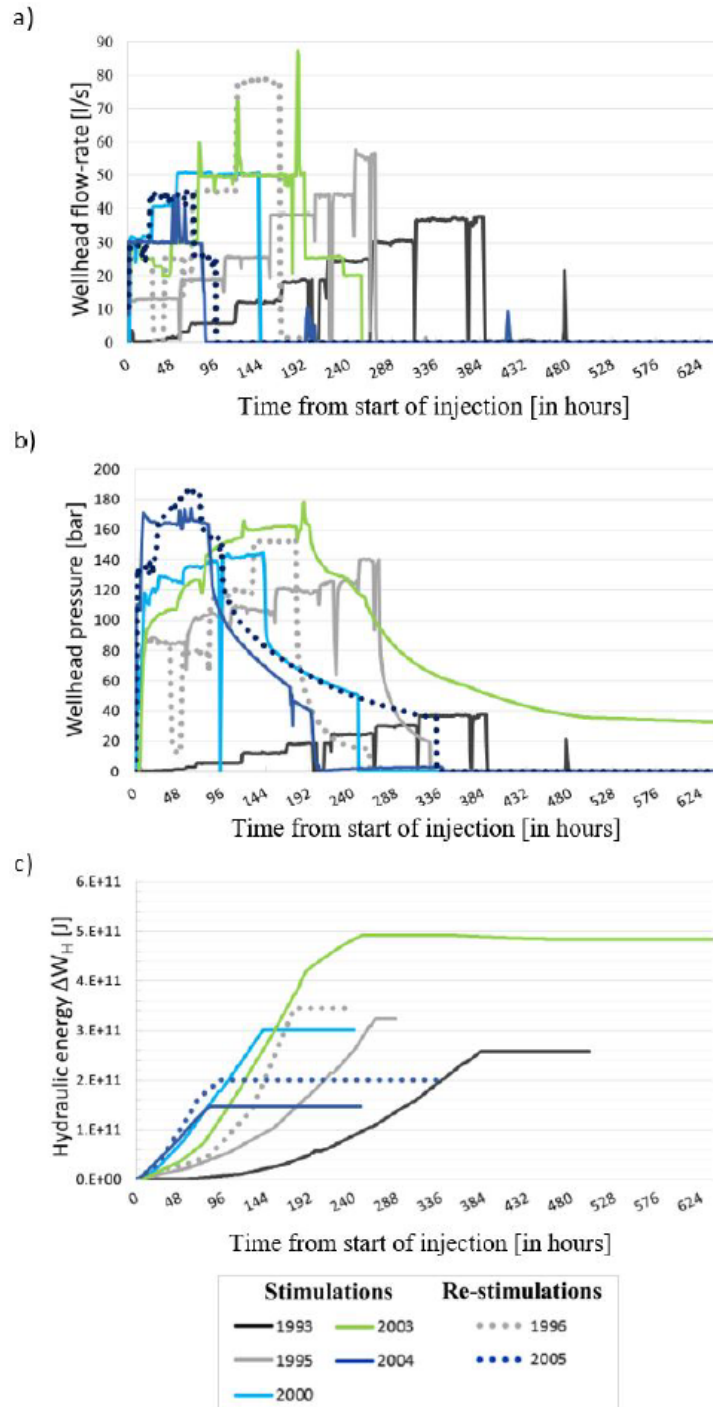


Figure S.1. Evolution as a function of time since the start of the injection of the a) wellhead flow rate, b) wellhead pressure and c) hydraulic energy, ΔW_H . The stimulation episodes are displayed with continuous lines while re-stimulations are presented as dotted lines.

S.2 Loss of Charge Between Wellhead and Openhole

The hydraulic energy ΔW_{hyd} , for each episode is not computed directly using Eq. (6) from the hydraulic data. Indeed, since we have wellhead data, the computed hydraulic energy is not the real energy injected to the reservoir. Between the wellhead and the openhole, a part of energy is lost due to the dissipation of the mechanical energy of the fluid by friction with the casing walls. It can be expressed as a loss of charge (or pressure change) ΔP using the Darcy-Weisbach equation (Brown, 2003):

$$\Delta P = \sum_S \left(\lambda_S \frac{\rho \bar{V}_S L_S}{2 D_S} \right) \quad (1)$$

where λ_S is the friction factor associated to the section S , ρ is fluid density, \bar{V}_S is the average flow velocity in the section S , L_S is the length of the section S and D_S is the section diameter. The friction factor depends on the flow regime and the fluid properties. In fact:

$$\lambda_S = \begin{cases} \frac{64}{Re_S}, & \text{if } Re < 2000 \\ \frac{0.3164}{Re_S^{\frac{1}{4}}}, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2)$$

where Re_S is the Reynolds number (Reynolds, 1883) for the section S which is computed as:

$$Re_S = \frac{\bar{V}_S D_S \rho}{\eta} \quad (3)$$

where η is the fluid dynamical viscosity.

We computed ΔP for each stimulation episode assuming an isotherm fluid such that its density is constant $\rho = 1000 kg.m^{-3}$, and assuming that the dynamical viscosity is constant $\eta = 1.1 \cdot 10^{-3} Pa.s$. Figure S.2 represents the geometry of the GPK1, GPK2, GPK3 and GPK4 wells. From these wells geometries and from episodes information in Table S.1, the loss of charge of each well involved in the episodes has been computed and presented in Table S.2.

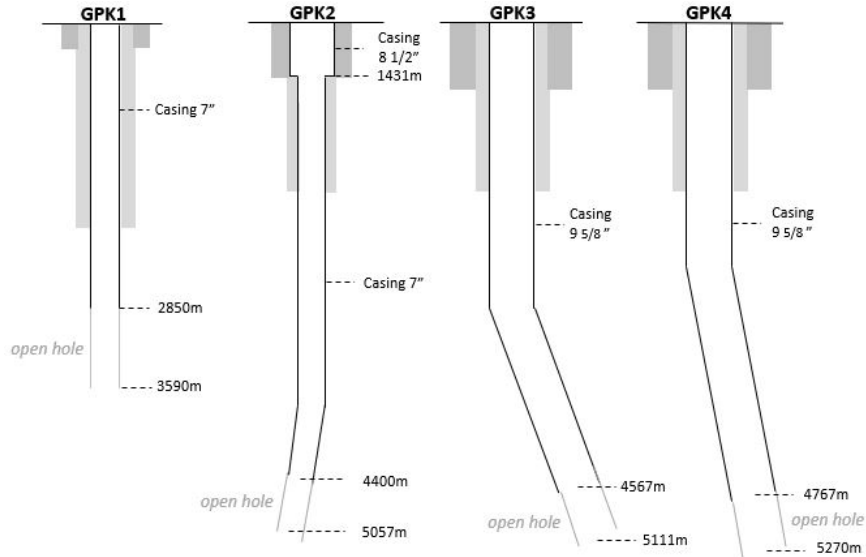


Figure S.2. Geometry of the GPK1, GPK2, GPK3 and GPK4 wells with measured depths. Figure modified from Baumgärtner et al. (2007) and Dezayes et al. (2005).

Table S.2. Loss of charge ΔP for each well of each episode. Since our data are from wellhead measurement, the negative values refer to the loss of charge in the injection wells and the positive ones refer to the loss of charge of the production wells.

Episodes	ΔP_{GPK1} [bar]	ΔP_{GPK2} [bar]	ΔP_{GPK3} [bar]	ΔP_{GPK4} [bar]
Stimulation				
1993	-0.72			
1995		-0.81		
1996		-3.38		
2000		-5.19		
2003			-0.9	
2004				-0.65
2005				-0.85
Circulation test				
2003		0.87	-0.22	
2005		0.59	-0.21	0.04
2008a		1.59	-0.33	
2008b		0.26	-0.26	0.53
2009	-0.01	0.16	-0.1	0.16
2010	-0.01	0.64	-0.13	

To obtain the hydraulic work at the openhole we subtract the energy loss $\Delta W_{hyd}^{\Delta P}$ computed as:

$$\Delta W_{hyd}^{\Delta P} = \Delta P \int_{t_i}^{t_f} Q(t) dt = \Delta P \Delta V \quad (4)$$

where ΔV is the injected fluid volume. For the circulation test episodes, we subtract the energy pumped that is computed from wellhead (see Eq. (7)). Thus, in order to take into account the energy loss due to the friction in the well we have to remove a part to the injected energy ΔW_{hyd}^{in} and add the energy loss to the pumped energy ΔW_{hyd}^{out} .

S.3 Fit of the Relationships between Seismic Moment and Magnitude

Table S.3. Description of the seismic catalogs for each stimulation and circulation test. \bar{Z} is the average depth of the events. ¹: here we only analyze the injection phase of September. ²: the available seismological catalog does not cover the two months duration of the circulation tests but only 17 days. We therefore consider hydraulic data for these 17 days. ³: episodes for which seismological and hydraulic data were not available and for which we have derived values from Cuenot et al. (2011). References: (1): Baria et al. (1996), (2): Baumgärtner et al. (1996), (3): GEIE-EMC and EOST (2019), (4): GEIE-EMC and EOST (2018a), (5): Calò and Dorbath (2013), (6): GEIE-EMC and EOST (2018b), (7): GEIE-EMC and EOST (2018c), (8): Cuenot et al. (2011).

Episode	Nb events	Initial mag. type	M_c	\bar{Z} [m]	Seismic network	Nb instr.	Reference
Stimulation							
1993 ¹	10744	M_{CSMA}	-1.35	2830	downhole	4	(1)
1995	3636	M_{CSMA}	-1.15	3395	downhole	4	(2)
1996	3464	M_{CSMA}	-1.15	3404	downhole	4	(3)
2000	7215	M_D	0.45	4896	surface & downhole	5+18	(4)
2003	4728	M_L^1	0.15	4786	surface	23	(5)
2004	5753	M_L^2	-0.95	4970	downhole	5	(6)
2005	2966	M_L^2	-0.85	4957	downhole	5	(7)
Circulation tests							
2003 ²	207	M_L^1	0.15	5160	surface	23	(5)
2005 ³	600	M_D	-	-	surface	-	(8)
2008a ³	190	M_D	-	-	surface	-	(8)
2008b ³	53	M_D	-	-	surface	-	(8)
2009 ³	206	M_D	-	-	surface	-	(8)
2010	411	M_D	0.35	5307	surface	8	(8)

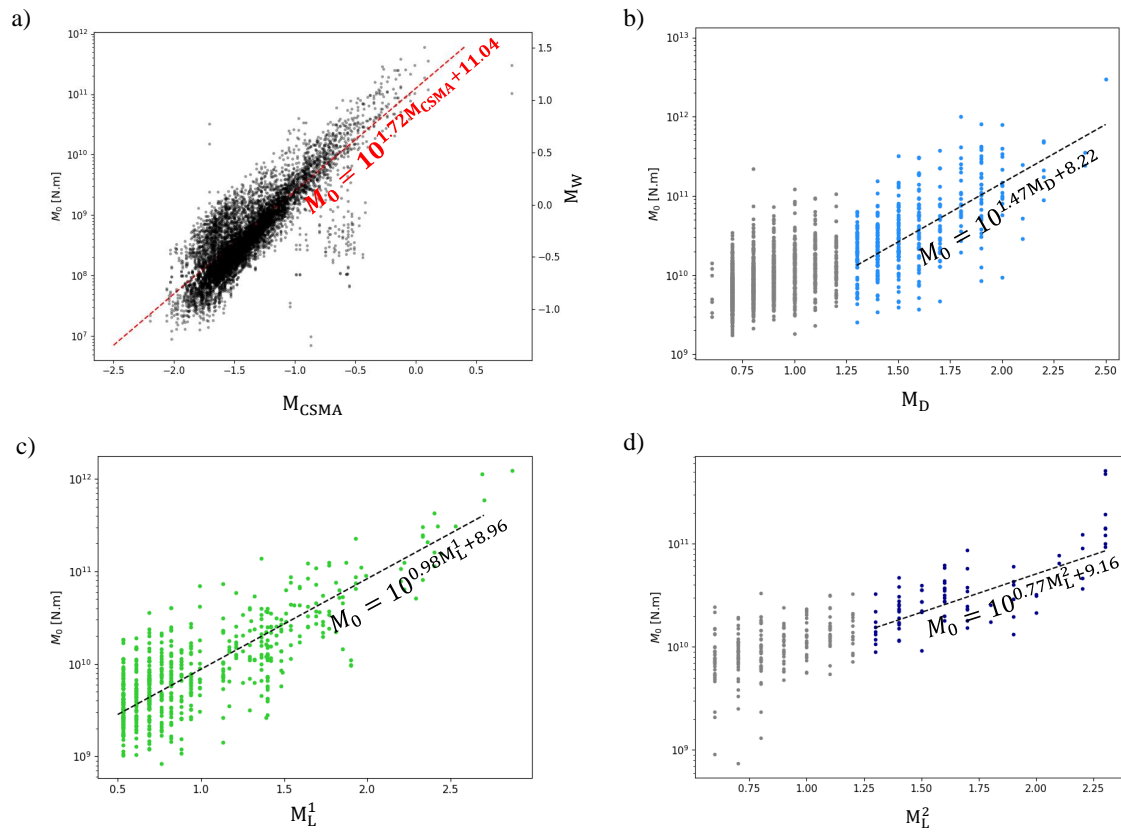


Figure S.3. Seismic moment - catalog magnitude relationship. a) Seismic moment - CSMA magnitude relationship from the 1993 stimulation. b) Seismic moment - duration magnitude relationship from the 2000 stimulation. c) Seismic moment - local magnitude relationship from the 2003 stimulation. d) Seismic moment - local magnitude relationship from the 2004 stimulation.

S.4 Estimation of the Seismic Moment Below the Completeness Magnitude

As seismic catalog might be incomplete in the sense that earthquake with too low magnitude are missed, in our total seismic moment estimate we must account for the fact that a part of this moment is not computed. We then computed the seismic moment of events below the magnitude of completeness M_c with the following approach.

For a given magnitude m the total moment is obtained by multiplying the number of events with a magnitude m i.e. $N(M = m)$ with the moment of an event of magnitude m i.e. $M_0(M = m)$. The moment can be estimated from the conversion relations previously obtained i.e. $M_0(M = m) = 10^{cm+d}$ with c and d the fitted parameters. We have derived from the cumulative magnitude distribution the relation $N(M \geq m) = 10^{a-bm}$ for each episode. To obtain the parameters a and b we first computed the completeness magnitude M_c following the goodness of fit method (Wiemer & Wyss, 2000). The a and b values have been then computed considering a maximum-likelihood approach (Aki, 1965). Figure S.4 shows the analysis for stimulation episodes and Figure S.5 for circulations tests episodes. A comparison of all the episodes in terms of moment magnitude is represented in Figure S.6. It is worth noting that the computed M_c are in accordance with the stability of the b -value (Cao & Gao, 2002).

To obtain the non-cumulative relation $N(M = m)$, we can find \tilde{a} and \tilde{b} that approximates $N(M = m)$ i.e.

$$N(M = m) \approx 10^{\tilde{a}-\tilde{b}m}. \quad (5)$$

Indeed, considering a short bin δm , one can note:

$$N(M = m) \approx N(m \leq M < m + \delta m) = N(M \geq m) - N(M \geq m + \delta m) \quad (6)$$

$$= 10^{a-bm}(1 - 10^{-b\delta m}). \quad (7)$$

From Eq. (5) and (7), one can easily show that:

$$\tilde{a} = a + \log_{10}(1 - 10^{-b\delta m}) \quad (8)$$

$$\tilde{b} = b. \quad (9)$$

Thus, let $M_0(M < M_c)$ be the total moment for magnitude below M_c .

$$M_0(M < M_c) = \int_{-\infty}^{M_c} N(M = m)M_0(M = m)dm \quad (10)$$

$$\approx \int_{-\infty}^{M_c} N(m \leq M < dm)M_0(M = m)dm \quad (11)$$

$$\approx 10^{\tilde{a}+d} \int_{-\infty}^{M_c} 10^{(c-b)m} dm \quad (12)$$

$$\approx \frac{10^{\tilde{a}+d+(c-b)M_c}}{(c-b)\ln(10)} \text{ if } (c-b) > 0. \quad (13)$$

The integral 12 can be computed if $(c-b) > 0$ otherwise, one should approximate $M_0(M < M_c)$ by defining a reasonable lower bound M_{min} for the integral. Then, Eq. (12) gives:

$$M_0(M_{min} < M < M_c) \approx \frac{10^{\tilde{a}+d}}{(c-b)\ln(10)} (10^{(c-b)M_c} - 10^{(c-b)M_{min}}) \quad (14)$$

Table S.4 resumes the computed \tilde{a} (considering $\delta m = 0.01$) and b values of the non-cumulative Gutenberg Richter law. The table also resumes the conversion relation parameters c and d for each episode and finally gives an estimate of $M_0(M < M_c)$ in terms of percentage of $M_0(M \geq M_c)$. The values are given with a 95% confidence interval. Since \tilde{a}

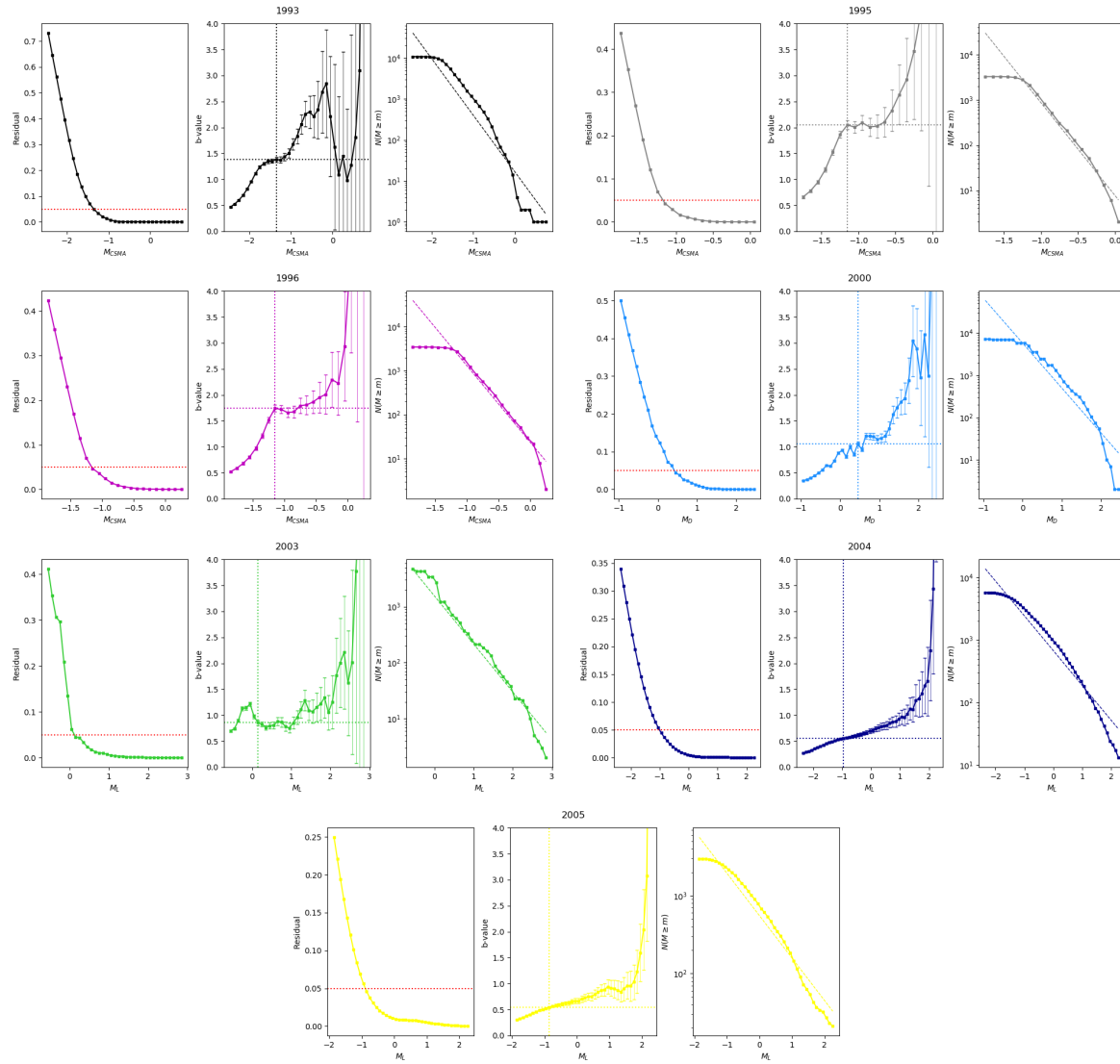


Figure S.4. M_c , a and b estimation for the stimulation episodes. The left figure represents the residuals evolution for the M_c estimation following the goodness of fit method. The red horizontal line represent the lower bound to have a 95% CI estimation of M_c . The middle figure shows the b-value evolution with the M_c . The horizontal and vertical lines represent respectively the b-value and the M_c estimation. The right figure represents the observed magnitude distribution $N(M \geq m)$ and the Gutenberg-Richter fit.

and $M_0(M < M_c)$ are non-linearly dependent of the parameters, we computed the values using a Monte Carlo simulation approach. We can note that the moment below M_c is such a small part of the total moment that it will not significantly impact the results.

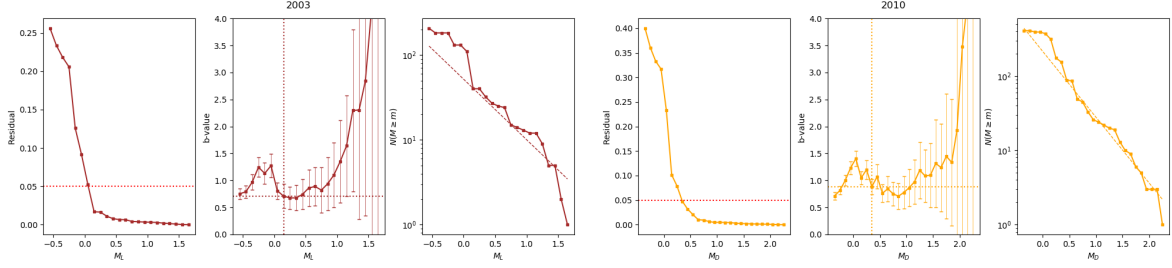


Figure S.5. M_c , a and b estimation for the circulation test episodes. The left figure represents the residuals evolution for the M_c estimation following the goodness of fit method. The red horizontal line represent the lower bound to have a 95% CI estimation of M_c . The middle figure shows the b -value evolution with the M_c . The horizontal and vertical lines represent respectively the b -value and the M_c estimation. The right figure represents the observed magnitude distribution $N(M \geq m)$ and the Gutenberg-Richter fit.

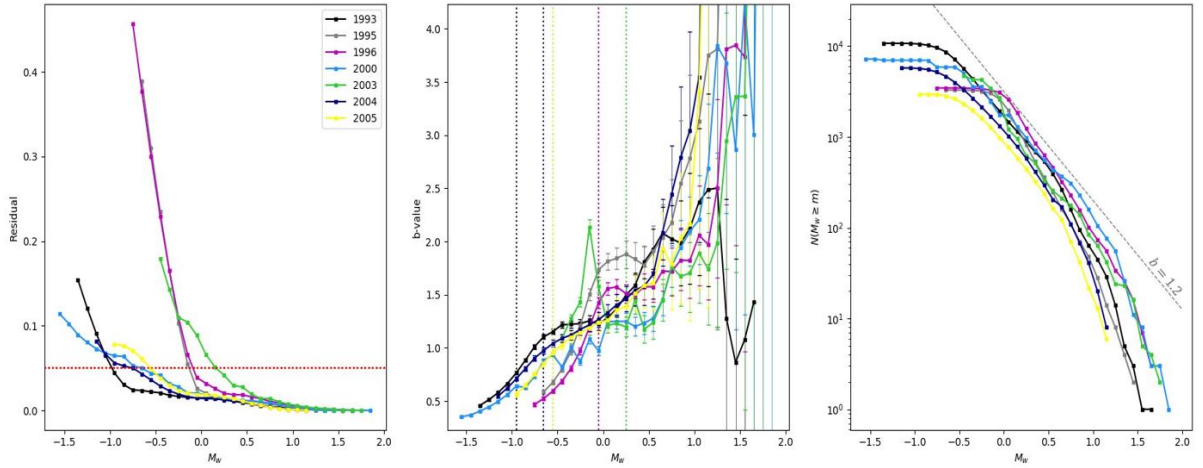


Figure S.6. Comparison of M_c , a and b estimation for stimulation and circulations episodes in terms of moment magnitudes. The left figure represents the residuals evolution for the M_c estimation following the goodness of fit method. The red horizontal line represent the lower bound to have a 95% CI estimation of M_c . The middle figure shows the b -value evolution with the M_c . The horizontal and vertical lines represent respectively the b -value and the M_c estimation. The right figure represents the observed magnitude distribution $N(M \geq m)$ and the Gutenberg Richter fit.

Table S.4. Parameters with 95% CI for the estimation of the moment below the completeness magnitude. \tilde{a} is defined for $\delta m = 0.01$. *: in the case $c - b \leq 0$ we define a lower bound.

Episode	\tilde{a}	b	c	d	$b - c$	M_{min} *	$\frac{M_0(M < M_c)}{M_0(M \geq M_c)}$ [%]
Stimulation							
1993	-0.28 ± 0.02	1.38 ± 0.05	1.7	11.1	> 0	-	0.23 ± 0.06
1995	-0.45 ± 0.05	2.05 ± 0.09	1.7	11.1	< 0	-2.4	4.44 ± 1.41
1996	-0.03 ± 0.03	1.74 ± 0.07	1.7	11.1	$> 0, < 0$	-2.4	0.93 ± 0.21
2000	2.15 ± 0.06	1.06 ± 0.04	1.47 ± 0.17	8.22 ± 0.34	> 0	-	0.41 ± 0.36
2003	1.48 ± 0.08	0.86 ± 0.05	0.98 ± 0.04	8.96 ± 0.07	> 0	-	1.28 ± 0.85
2004	0.93 ± 0.02	0.56 ± 0.02	0.77 ± 0.15	9.16 ± 0.28	> 0	-	0.95 ± 0.88
2005	0.84 ± 0.03	0.56 ± 0.02	0.77 ± 0.15	9.16 ± 0.28	> 0	-	0.91 ± 0.87
Circulation							
2003	-0.08 ± 0.24	0.71 ± 0.22	0.98 ± 0.04	8.96 ± 0.07	< 0	-1	0.64 ± 0.5
2010	0.64 ± 0.19	0.89 ± 0.14	1.47 ± 0.17	8.22 ± 0.34	< 0	-1.5	1.32 ± 1.25

S.5 Prediction of Faulting Efficiency and Maximum Magnitude from Early Injection Data

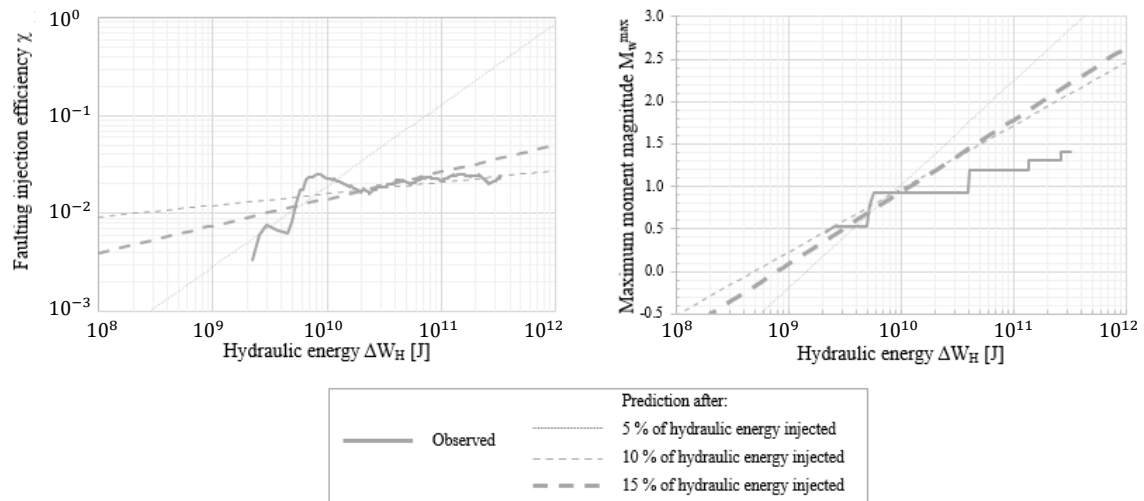


Figure S.7. Prediction of the faulting efficiency and maximum moment magnitude for the 1995 stimulation from early data.

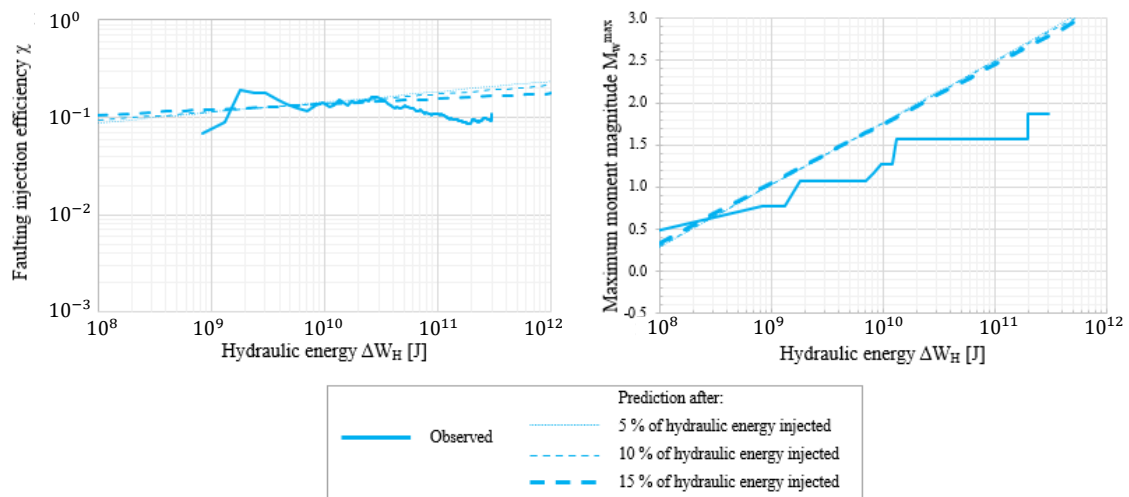


Figure S.8. Prediction of the faulting efficiency and maximum moment magnitude for the 2000 stimulation from early data.

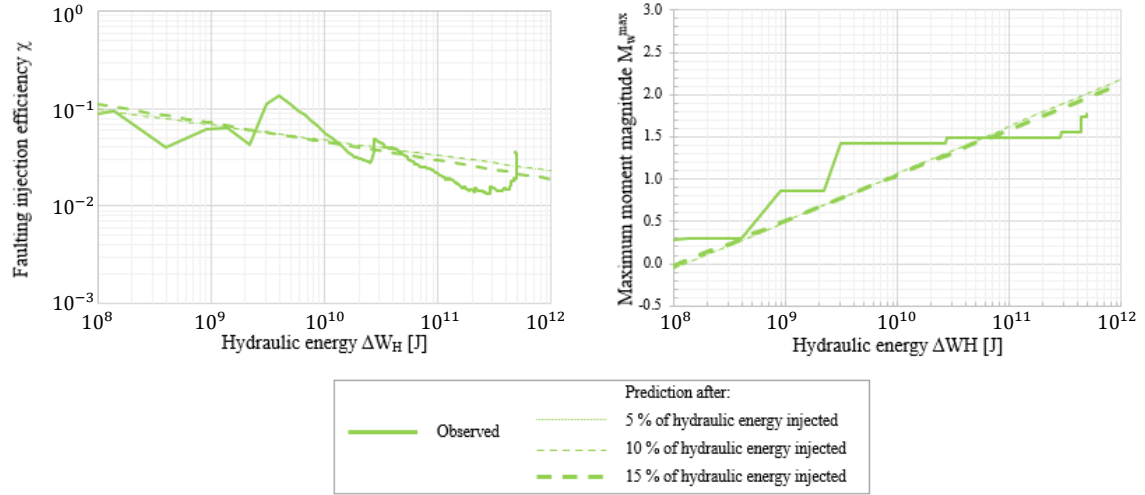


Figure S.9. Prediction of the faulting efficiency and maximum moment magnitude for the 2003 stimulation from early data.

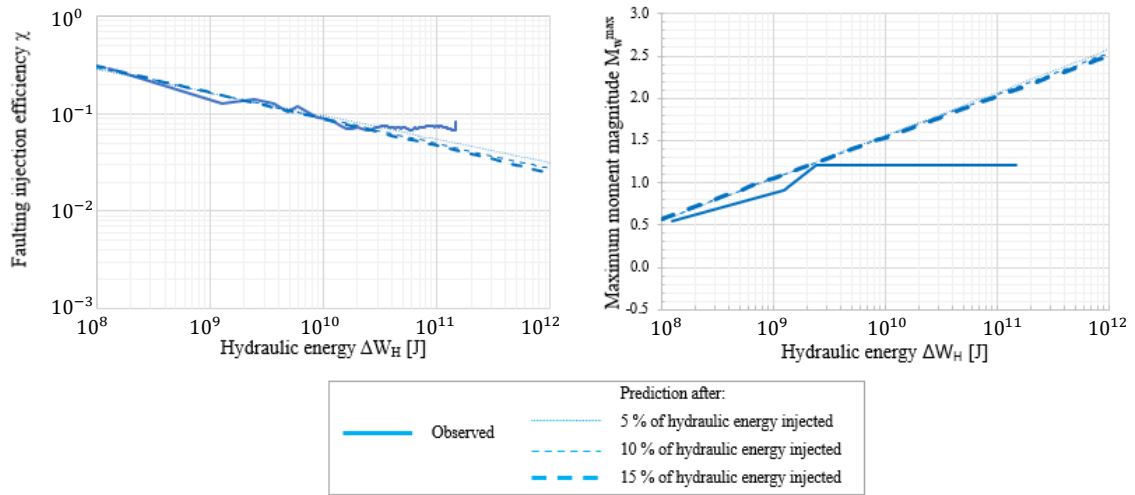


Figure S.10. Prediction of the faulting efficiency and maximum moment magnitude for the 2004 stimulation from early data.

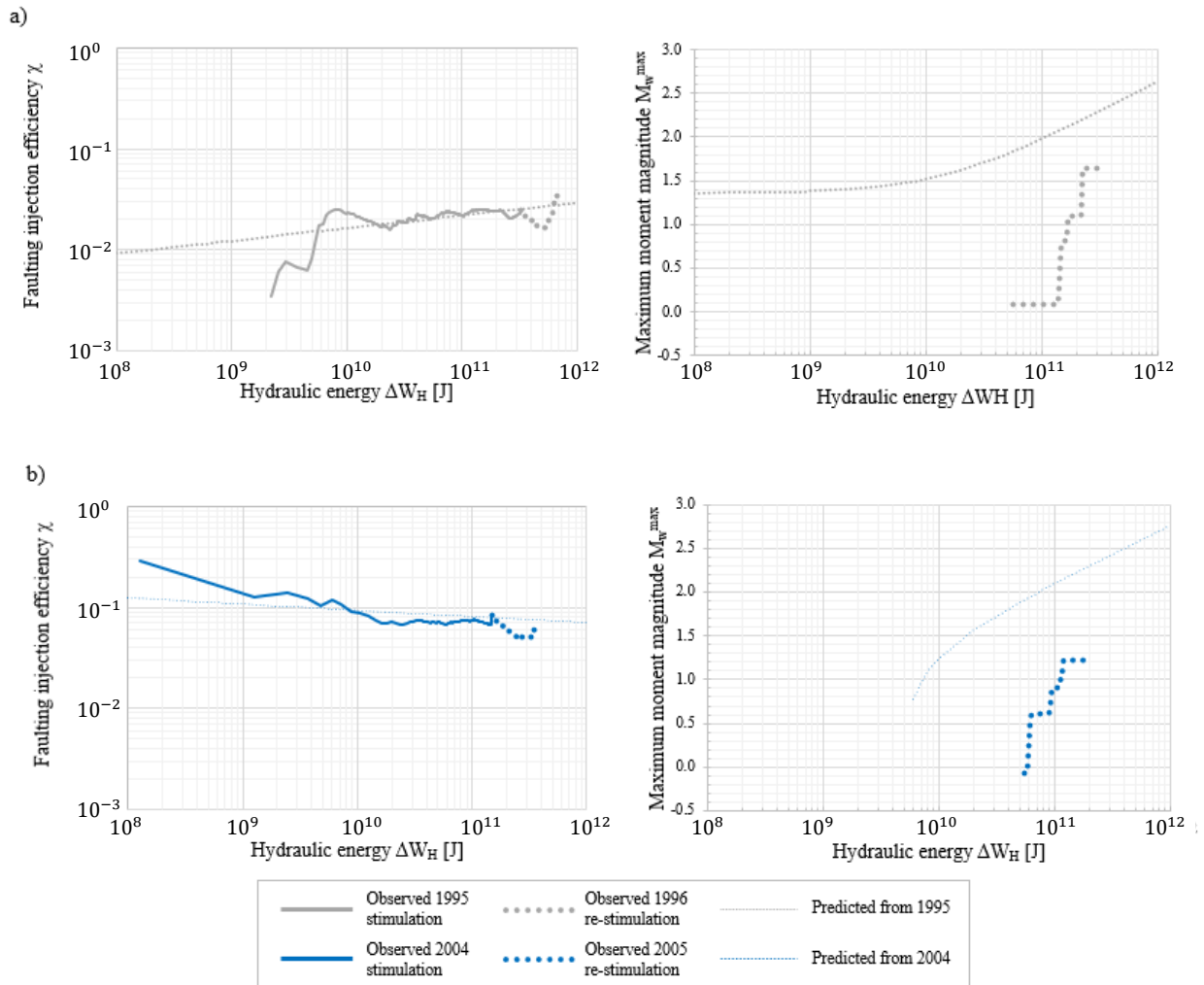


Figure S.11. Prediction of the faulting efficiency and maximum moment magnitude from early data for a) the 1996 re-stimulation and b) the 2005 re-stimulation.

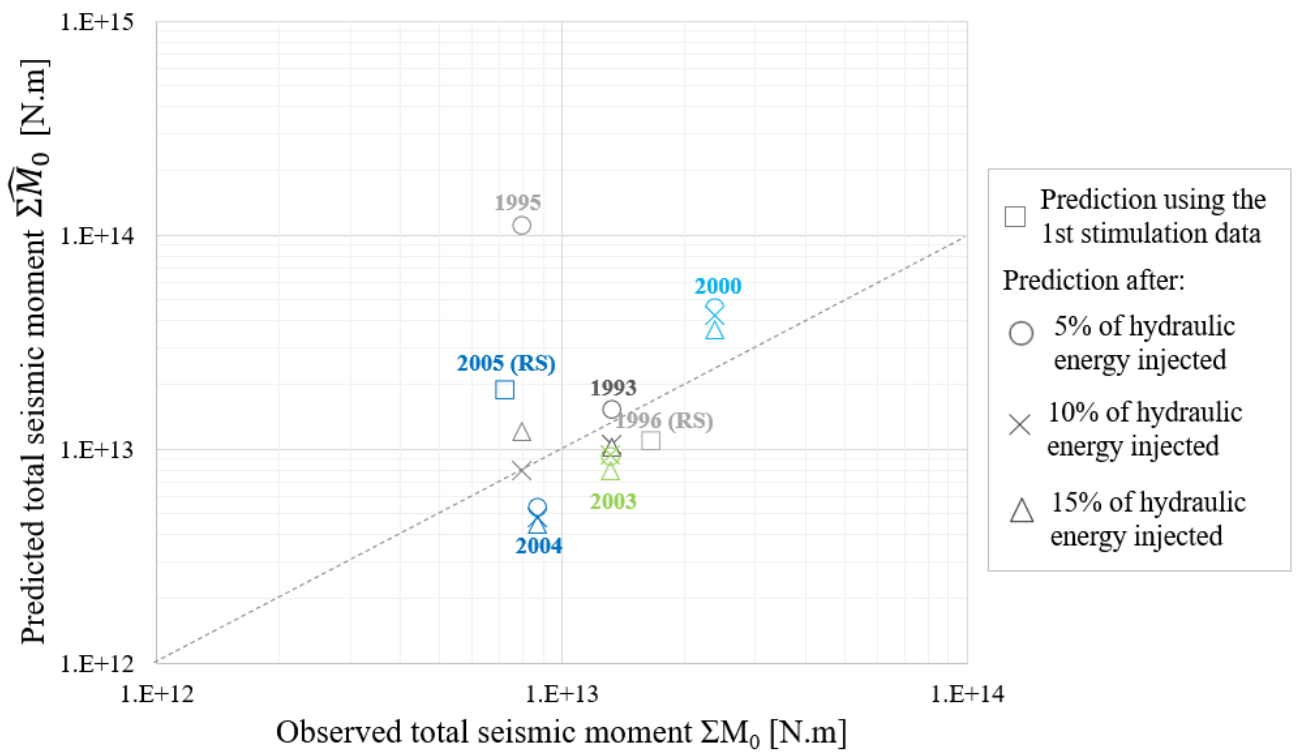


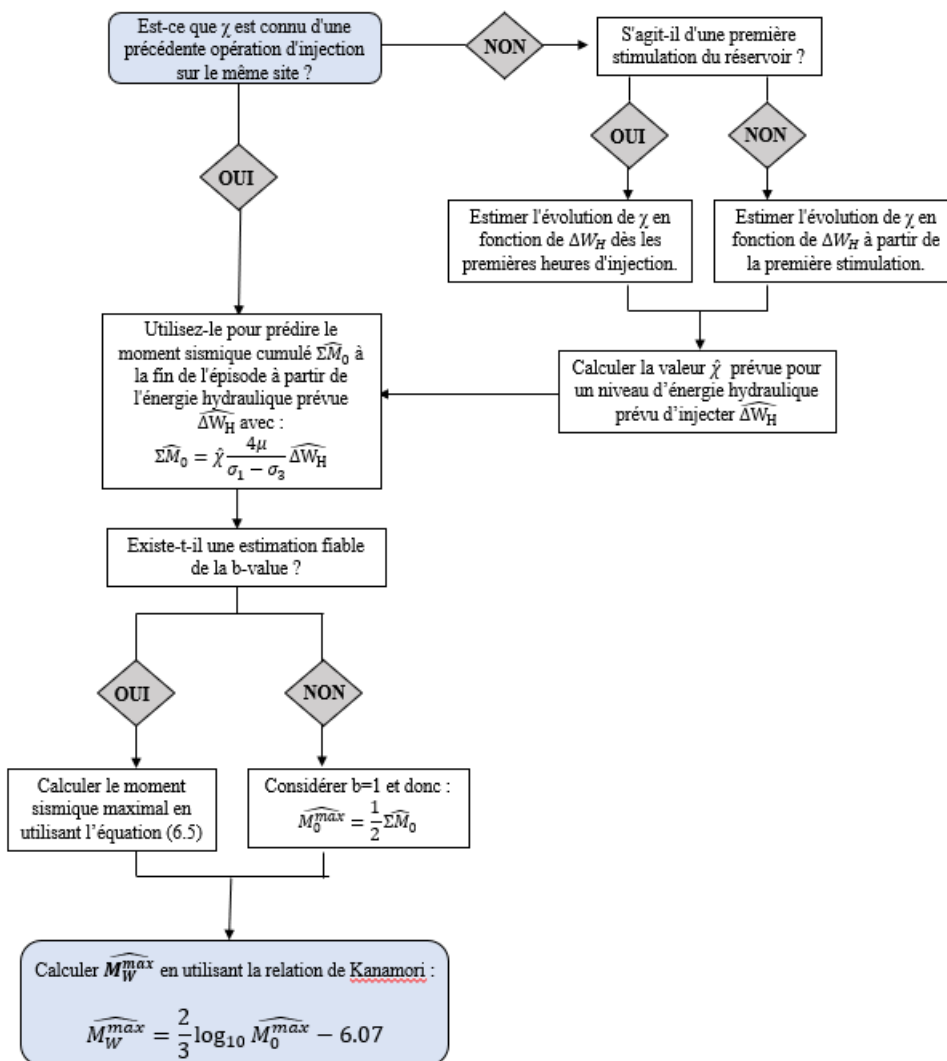
Figure S.12. Comparison of the predicted cumulative seismic moment for stimulations and re-stimulations. For re-stimulations, only one prediction is made based on the full data of the first stimulation. The dashed line represents the predicted cumulative seismic moments that match the observed ones.

References

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log n = a - bm$ and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43, 237–239.
- Baria, R., Baumgartner, J., & Gérard, A. (1996). European hot dry rock programme 1992–1995. extended summary of the final report to ec (dxxii). *contract JOU2-CT92-0115*.
- Baria, R., Baumgärtner, J., Gérard, A., Jung, R., & Garnish, J. (1999). European HDR research programme at Soultz-sous-Forêts (France) 1987–1996. *Geothermics*, 28(4), 655–669. Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S037565059900036X> doi: [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(99\)00036-X](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(99)00036-X)
- Baumgärtner, J., Moore, P., & Gérard, A. (2007). Drilling of hot and fractured granite at Soultz-sous-Forêts. In *Engine mid-term conference* (pp. 9–12).
- Baumgärtner, J., Jung, R., Gérard, A., Baria, R., & Garnish, J. (1996). The European HDR project at Soultz-sous-Forêts: stimulation of the second deep well and first circulation experiments. *Proceedings of the 21st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University*.
- Brown, G. O. (2003). The history of the Darcy-Weisbach equation for pipe flow resistance. In *Environmental and water resources history* (pp. 34–43).
- Calò, M., & Dorbath, C. (2013). Different behaviours of the seismic velocity field at Soultz-sous-Forêts revealed by 4-D seismic tomography: case study of GPK3 and GPK2 injection tests. *Geophysical Journal International*, 194(2), 1119–1137.
- Cao, A., & Gao, S. S. (2002). Temporal variation of seismic b -values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 48-1-48-3. Retrieved from <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001GL013775> doi: <https://doi.org/10.1029/2001GL013775>
- Cuenot, N., Frogneux, M., Dorbath, C., & Calò, M. (2011). Induced microseismic activity during circulation tests at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (France). In *Thirty-sixth workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford, California*.
- Dezayes, C., Genter, A., & Gentier, S. (2005). Deep geothermal energy in western Europe: the Soultz project-final report (open file no. BRGM/RP-54227-FR). *BRGM, Orléans, France*.
- GEIE-EMC, & EOST. (2018a). *Episode: 2000 stimulation Soultz-sous-Forêts* [dataset]. doi: <https://doi.org/10.25577/SSFS2000>
- GEIE-EMC, & EOST. (2018b). *Episode: 2004 stimulation Soultz-sous-Forêts* [dataset]. doi: <https://doi.org/10.25577/SSFS2004>
- GEIE-EMC, & EOST. (2018c). *Episode: 2005 stimulation Soultz-sous-Forêts* [dataset]. doi: <https://doi.org/10.25577/SSFS2005>
- GEIE-EMC, & EOST. (2019). *Episode: 1996 stimulation and hydraulic tests Soultz-sous-Forêts* [dataset]. doi: <https://doi.org/10.25577/SSFS1996>
- Reynolds, O. (1883). XXIX. an experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*(174), 935–982.
- Schill, E., Genter, A., Cuenot, N., & Kohl, T. (2017). Hydraulic performance history at the Soultz EGS reservoirs from stimulation and long-term circulation tests. *Geothermics*, 70, 110–124. Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650517301980> doi: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.06.003>
- Tischner, T., Schindler, M., Jung, R., & Nami, P. (2007). HDR project Soultz: Hydraulic and seismic observations during stimulation of the 3 deep wells by massive water injections. In *Proceedings, 32nd workshop on geothermal engineering, Stanford University, Stanford, California* (pp. 22–24).
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2000, 08). Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4), 859–869. Retrieved from <https://doi.org/10.1785/0119990114> doi: 10.1785/0119990114

ANNEXE C : Logigramme pour la prédiction de la magnitude maximale

Le chapitre [3](#) propose une méthode de prédiction de la magnitude maximale durant l'injection de fluide dans un réservoir géothermique. Cette méthode est résumée au travers d'un logigramme dans la figure [4.4](#).

ESTIMATION DE LA MAGNITUDE MAXIMALE M_W^{max} 

Précautions



Si χ est dérivé d'opérations précédentes, s'assurer que les moments sismiques sont bien calculés



χ peut être plus faible si présence d'une fracture perméable à proximité du open-hole du puits : risque d'augmentation



Le passage du moment sismique cumulé au moment sismique maximal repose sur une hypothèse forte

Figure 4.4: Schéma d'estimation de la magnitude maximale