



(ID Modèle = 454913)

Ineris - 200953 - 2503220 - v2.0

12/07/2021

Analyse de cas de sismicité liée à l'exploitation de la géothermie profonde

PRÉAMBULE

Le présent document a été réalisé au titre de la mission d'appui aux pouvoirs publics confiée à l'Ineris, en vertu des dispositions de l'article R131-36 du Code de l'environnement.

La responsabilité de l'Ineris ne peut pas être engagée, directement ou indirectement, du fait d'inexactitudes, d'omissions ou d'erreurs ou tous faits équivalents relatifs aux informations utilisées.

L'exactitude de ce document doit être appréciée en fonction des connaissances disponibles et objectives et, le cas échéant, de la réglementation en vigueur à la date d'établissement du document. Par conséquent, l'Ineris ne peut pas être tenu responsable en raison de l'évolution de ces éléments postérieurement à cette date. La mission ne comporte aucune obligation pour l'Ineris d'actualiser ce document après cette date.

Au vu de ses missions qui lui incombent, l'Ineris, n'est pas décideur. Les avis, recommandations, préconisations ou équivalents qui seraient proposés par l'Ineris dans le cadre des missions qui lui sont confiées, ont uniquement pour objectif de conseiller le décideur dans sa prise de décision. Par conséquent, la responsabilité de l'Ineris ne peut pas se substituer à celle du décideur qui est donc notamment seul responsable des interprétations qu'il pourrait réaliser sur la base de ce document. Tout destinataire du document utilisera les résultats qui y sont inclus intégralement ou sinon de manière objective. L'utilisation du document sous forme d'extraits ou de notes de synthèse s'effectuera également sous la seule et entière responsabilité de ce destinataire. Il en est de même pour toute autre modification qui y serait apportée. L'Ineris dégage également toute responsabilité pour chaque utilisation du document en dehors de l'objet de la mission.

Nom de la Direction en charge du rapport : Direction Sites et Territoires

Rédaction : DE-SANTIS Francesca

Vérification : KLEIN Emmauelle ; THORAVAL Alain ; DAUPLEY Xavier

Approbation : Document approuvé le 12/07/2021 par BAROUDI HAFID

Table des matières

1	Introduction.....	9
2	Généralités sur la sismicité anthropique et focus sur le contexte de la géothermie profonde.....	10
2.1	La sismicité anthropique dans le cadre de la géothermie profonde	12
2.2	Mécanismes à l'origine de la sismicité dans le cadre de la géothermie profonde.....	13
2.2.1	Augmentation et diffusion de la pression de pore.....	15
2.2.2	Contraintes poroélastiques et thermoélastiques.....	16
2.2.3	Couplage entre mécanismes asismiques et sismiques	17
2.2.4	Altérations chimiques.....	18
2.2.5	Sismicité en phase de forage.....	18
3	La ressource géothermale	19
3.1	Classification et exploitation de la ressource géothermale.....	19
3.2	Exploitation de la ressource géothermale et approches de stimulation	21
4	Présentation des cas d'étude	23
4.1	Caractéristiques des cas d'étude.....	25
4.2	Description de la sismicité	27
5	Caractéristiques spatio-temporelles et énergétiques de la sismicité induite	30
5.1	Caractéristiques de la sismicité pour les systèmes PS et GF-EGS	30
5.2	Caractéristiques de la sismicité pour les systèmes SA	32
5.3	Caractéristiques de la sismicité pour les systèmes GF	33
5.4	Le rôle des structures préexistantes et de l'état de contrainte	34
5.5	L'effet Kaiser.....	35
5.6	La sismicité post-injection ou en phase de <i>shut-in</i>	36
5.7	Mécanismes asismiques et sismicité induite	39
5.8	Séismes dont l'origine est incertaine et séismes déclenchés.....	41
6	Analyse des relations entre sismicité induite, paramètres opérationnels et facteurs géologiques.....	44
6.1	Paramètres opérationnels et sismicité induite	44
6.1.1	Volume total injecté.....	44
6.1.2	Pression d'injection, injectivité et débit	46
6.2	Caractéristiques géologiques et sismicité induite	48
6.2.1	Porosité de la roche	48
6.2.2	Profondeur du réservoir et connexion hydraulique avec le socle	49
6.2.3	Température du réservoir	50
6.2.4	Sismicité naturelle, régime tectonique et état de contrainte	50
7	Synthèse et conclusions.....	53
8	Références	56
9	Annexes.....	61
Annexe A.	Cas d'étude d'Unterhaching (Allemagne)	62
Annexe B.	Cas d'étude de Saint-Gall (Suisse).....	69
Annexe C.	Cas d'étude de Soultz-Sous-Forêts (France)	79
Annexe D.	Cas d'étude de Bâle (Suisse)	98
Annexe E.	Cas d'étude de Pohang (Corée du Sud).....	111

Glossaire

Nom	Définition
Aquifères sédimentaires (<i>Sedimentary Aquifers – SA</i>)	Formation rocheuse sédimentaire (profondeur entre 1 – 4 km) et perméable où le fluide géothermal (30 – 150°C) peut circuler naturellement grâce aux failles et fractures existantes ou par porosité du milieu, permettant le transfert de chaleur par conduction. Ce type de systèmes géothermiques se retrouve généralement dans les régions tectoniques passives, sans volcanisme ou tectonisme récent
<i>Bleed off</i> (purge, décharge)	Processus visant à diminuer ou équilibrer la pression dans le puits et le réservoir
Ceinture de pliage et de poussée (fold and thrust belt)	Série de contreforts montagneux adjacents à une ceinture orogénique, qui se forme en raison de la tectonique de contraction.
Champs géothermiques conventionnels (<i>Conventional Geothermal Fields – GF</i>)	Réservoirs souterrains fracturés à haute température (>200°C) et peu profonds (< 3 km), situés dans les régions volcaniques (avec ou sans magmatisme) ou tectoniques actives où le transfert de chaleur se fait par convection. Des processus naturels, tels que l'infiltration des eaux météoriques, permettent la recharge en eau des réservoirs qui peuvent être à dominante liquide ou vapeur.
Contrainte de Coulomb (ΔCFS)	Variation de contrainte le long du plan de faille, calculée en fonction des variations des contraintes normale et tangentielle, ainsi que de la pression de pores. Cette grandeur est un indicateur de l'avancement vers la rupture d'un plan de faille. Ainsi, une variation positive de cette grandeur indique un accroissement du potentiel de rupture, alors qu'une variation négative suggère une réduction de ce potentiel.
<i>Cyclic Soft Stimulation</i> (CSS)	Système d'injection cyclique, à pressions et volumes nets injectés limités, où les phases d'injection à haut et faible débit ont la même durée et qui est couplé à un système de feux de signalisation pour ajuster les débits d'injection en fonction de la sismicité induite enregistrée.
Décrochement (ou faille décrochante)	Faille souvent verticale, le long de laquelle deux compartiments rocheux coulissent horizontalement l'un par rapport à l'autre
Diagraphie de forage	Mesure réalisée le long d'un forage pour évaluer les caractéristiques structurales, géologiques et mécaniques des couches traversées
Echelle Mercalli	Echelle de mesure de l'intensité d'un séisme basée sur l'observation des effets et des conséquences du séisme en un lieu donné
<i>Enhanced Geothermal Systems</i> (EGS) (système géothermique amélioré)	Sous-catégorie des systèmes géothermiques pétrothermaux, indiquant la nécessité de réaliser des opérations de stimulation pour améliorer la perméabilité du réservoir et ainsi extraire le fluide géothermal naturellement présent dans le sous-sol
Faille proche de la rupture ou dans un état critique	Faille pour laquelle une faible variation de l'état de contrainte suffit pour déclencher son glissement et donc l'occurrence d'un séisme.
<i>Flow back</i> (reflux)	Processus consistant à permettre aux fluides de revenir en surface à travers le puits après un traitement
<i>Flow log</i>	Mesure du débit du fluide injecté dans un puits en fonction de sa profondeur

Nom	Définition
<i>Glissement (en faille) normal</i>	Glissement sur un plan de faille se traduisant par l'abaissement du bloc supérieur par rapport au bloc inférieur
<i>Glissement (en faille) inverse</i>	Glissement sur un plan de faille se traduisant par le soulèvement du bloc supérieur par rapport au bloc inférieur
<i>Hot Dry Rock (HDR) (roches chaudes et sèches)</i>	Sous-catégorie des systèmes géothermiques pétrothermaux, indiquant des types particuliers de réservoirs caractérisés par l'absence ou par un quantitatif très faible de fluide géothermal
Injection cyclique	Injection avec alternance des phases à débit élevé et faible.
Injection par palier de débit	Le débit d'injection est augmenté ou diminué (jusqu'au shut-in) par paliers de durée variable
Injektivité (<i>injectivity</i>)	Capacité d'un puits à réinjecter le fluide géothermal dans le réservoir cible
Magnitude	Mesure de la quantité d'énergie libérée lors d'un séisme.
Magnitude de complétude (M_C)	Valeur de magnitude au-delà de laquelle tous les événements sismiques peuvent être détectés par réseau sismique donné.
Magnitude du moment (M_w)	Magnitude d'un séisme estimée à partir du moment sismique (M_0), donc directement liée aux paramètres physiques de la source sismique.
Magnitude locale (M_L)	Magnitude estimée à partir de l'amplitude des ondes sismiques enregistrées par les capteurs sismiques et de la distance entre le capteur et le point d'origine du séisme. Cette échelle de magnitude est empirique et peut varier d'un site à l'autre car elle est calibrée en fonction de caractéristiques locales.
Moment sismique (M_0)	Grandeur qui décrit la relation entre le déplacement moyen sur la faille et la surface mobilisée de la faille. Cette grandeur dépend de caractéristiques locales, notamment la rigidité du milieu.
Précurseur	Tremblement de terre se produisant juste avant l'occurrence d'un séisme majeur (secousse principale) et qui lui est lié dans l'espace et dans le temps
Rayon à la source	En supposant qu'un événement sismique produise une rupture de forme circulaire, le rayon à la source donne une information sur la dimension du séisme.
Réplique	Tremblement de terre se produisant juste après un séisme majeur (secousse principale) et attribué à la même séquence sismique.
Réseau de forage	Réseau de surveillance sismique avec sondes installées en profondeur dans des forages.
Réseau de surface	Réseau de surveillance sismique avec sondes installées en surface.
Secousse principale	Le séisme de plus grande magnitude dans une séquence sismique. Il est temporellement précédé par les précurseurs et suivi par les répliques
<i>Shut-in</i> (fermeture)	Interruption du débit et obturation d'un puits
Stimulation chimique	Stimulation réalisée en injectant des acides dilués pour éliminer les dépôts en fond de puits et dans les fractures du réservoir à travers des mécanismes de dissolution de minéraux
Stimulation hydraulique	Injection de grands volumes de fluide à haute pression dans le réservoir géothermale pour permettre le glissement des fractures

Nom	Définition
	préexistantes et/ou la création de nouvelles fractures et ainsi améliorer la perméabilité du réservoir
Systèmes Petrothermaux (<i>Petrothermal Systems</i> – PS)	Systèmes géothermiques caractérisés par des roches cristallines ou sédimentaires denses à haute température (>150°C) et faible perméabilité naturelle où le transfert de chaleur se fait par conduction. Des opérations de stimulation sont donc nécessaires pour augmenter la perméabilité du système à travers l'injection de fluide sous pression
<i>Template Matching</i> (mise en correspondance)	Méthode d'analyse du signal basée sur la corrélation de segments temporels avec un catalogue d'événements préalablement constitué
Test de circulation	Test qui prévoit la récupération du fluide géothermique par un puits, dit producteur, et qui est ensuite réinjecté dans le sous-sol, après en avoir réduit la température, via un puits dit injecteur
<i>Traffic Light System</i> (TLS) (système de feu de signalisation)	Système de gestion et maîtrise de la sismicité induite basé sur un ou plusieurs critères (magnitude, nombre d'événements, etc.) qui définissent différents niveaux d'alerte (généralement, vert, orange et rouge) en fonction desquels les paramètres opérationnels (pression d'injection, débit, etc.) peuvent être modifiés.

Résumé

Comme toutes les activités industrielles impactant le sous-sol, la géothermie profonde conduit à des modifications du champ de contrainte qui peuvent être à l'origine de phénomènes de rupture engendrant des événements sismiques. Cette sismicité est généralement de faible magnitude ($M < 2$), mais, sous certaines conditions, des événements de magnitude plus importante, parfois ressentis en surface, peuvent être observés, occasionnant dans certains cas des dommages aux structures et infrastructures environnantes.

Si les mécanismes à l'origine de cette sismicité sont aujourd'hui relativement bien connus, il reste difficile d'anticiper l'occurrence de ces événements. Cela est lié à la connaissance imparfaite du sous-sol profond, son hétérogénéité ou encore à la complexité des interactions fluides-roches dans un environnement sollicité à la fois par les forces tectoniques locales et le forçage industriel.

Ce rapport, réalisé à partir de la littérature scientifique, restitue un travail important de recensement et d'analyse de cas de sismicité liés à la géothermie profonde. Il s'appuie sur une base de données comprenant 35 projets géothermiques en Europe et dans le monde, incluant 53 épisodes de sismicité ($1,6 \leq M \leq 6,6$). L'analyse qui en est faite vise à comprendre comment, et dans quelle mesure, les facteurs géologiques, hydrogéologiques et structuraux locaux, ainsi que les paramètres opérationnels, tels que les pressions, débits et volumes en jeu, influencent les caractéristiques spatio-temporelles et énergétiques de la sismicité. L'objectif est d'identifier les facteurs les plus propices à l'occurrence de la sismicité anthropique.

Les résultats de cette étude montrent clairement que l'occurrence et l'intensité de la sismicité ne sont pas seulement dictées par les conditions d'exploitation. La réponse sismique est spécifique aux caractéristiques hydrogéologiques de chaque site géothermique et elle est largement contrôlée par les discontinuités, fractures et failles préexistantes sur les sites. La proximité du réservoir avec le socle cristallin apparaît comme un facteur aggravant, tout comme les cas où les puits d'injection interceptent des structures géologiques hydrauliquement connectées au socle plus propice à l'occurrence de sismicité.

Concernant le lien entre la sismicité et les différentes opérations, il varie selon le type de système géothermique considéré. Pour les champs géothermiques traditionnels les événements sismiques montrent souvent des corrélations spatio-temporelles avec les opérations de réinjections plutôt qu'avec celles de production. Pour les sites pétrothermaux en phase de stimulation hydraulique, l'activité sismique suit généralement le front de pression du fluide, en se localisant à une distance croissante du puits à mesure que l'injection progresse. Cette étude de cas met également en évidence l'importance des mécanismes de glissements asismiques dans le déclenchement de la sismicité en réponse aux opérations, y compris en phase post-injection.

Dans la continuité de ce travail, il apparaît nécessaire d'intégrer des projets pour lesquels la sismicité est restée faible ou absente. Ce travail complémentaire nécessiterait des prises de contact avec les gestionnaires de site car ces cas sont à l'heure actuelle peu documentés dans la littérature scientifique. Avec cet apport, des recommandations visant à mieux anticiper l'aléa de sismicité induite dans le contexte de la géothermie profonde pourraient être formulées.

Abstract

As several underground industrial activities, deep geothermal operations lead to changes in the natural stress field which can be at the origin of rupture phenomena causing seismic events. This seismicity is generally of low magnitude ($M < 2$), but under certain conditions events of greater magnitude, sometimes felt at the surface, can be observed, which may cause damage to surrounding structures and infrastructures.

While physical mechanisms at the origin of geothermal-related seismicity are relatively well known, it remains difficult to anticipate the occurrence of these events. This is due to the imperfect knowledge of the deep subsoil, its heterogeneity and the complexity of fluid-rock interactions in an environment solicited by both local tectonic forces and industrial operations.

In this report, we review and analyze cases of seismicity linked to deep geothermal energy based on the available scientific literature. For this purpose, we realized a database comprising 35 geothermal projects in Europe and around the world, including 53 episodes of seismicity ($1,6 \leq M \leq 6,6$). The analysis of the database is aimed at understanding how and to what extent local geological, hydrogeological and structural factors, as well as operational parameters, such as pressure, flow rate and injected volume, influence spatiotemporal and energetic characteristics of seismic events. The objective is to identify key factors playing a primary role in the occurrence of geothermal-related seismicity.

The results of this study clearly show that the occurrence and intensity of seismicity are not only driven by operational parameters. The seismic response is strongly site-specific as it is linked to the hydrogeological characteristics of each geothermal site and largely controlled by pre-existing discontinuities, fractures and faults present at the site. Moreover, the risk of anthropogenic seismicity may increase with the proximity of the geothermal reservoir to crystalline basement, which is commonly in a critical stress state, or when injection wells intercept geological structures hydraulically connected to the basement.

Regarding the link between seismicity and the different geothermal operations, it varies according to the type of geothermal system considered. For conventional geothermal fields, seismic events often show spatiotemporal correlations with reinjection rather than production operations. For petrothermal systems undergoing hydraulic stimulations, seismic activity generally follows the fluid pressure front of the fluid, with microseismic events located at increasing distance from the well as injections progress. Finally, our results also highlight the importance of aseismic mechanisms in triggering geothermal-related seismicity, including in the post-injection phase.

The intended follow-up of this work is to integrate geothermal projects for which seismicity has remained low or absent. This additional work would require contacting the site managers because these cases are currently poorly documented in the scientific literature. This study, once finalized, could be used to formulate recommendations aimed at better anticipating the induced seismicity hazard in the context of deep geothermal exploitation.

Pour citer ce document, utilisez le lien ci-après :

Institut national de l'environnement industriel et des risques, Analyse de cas de sismicité liés à l'exploitation de la géothermie profonde, Verneuil-en-Halatte : Ineris - 200953 - v2.0, 12/07/2021.

Mots-clés :

Sismicité, géothermie profonde, base de données, corrélations spatio-temporelles

1 Introduction

La géothermie profonde consiste à exploiter la ressource géothermale du sous-sol, à des profondeurs généralement supérieures ou égales à 1 km, pour la production d'électricité et/ou de chaleur. Les réservoirs géothermiques présentent des caractéristiques assez différentes selon l'environnement géologique et tectonique et l'on distingue généralement trois grandes catégories de systèmes géothermiques : (i) les aquifères en zones sédimentaires où le fluide géothermal, généralement en phase liquide, présente des températures variables entre environ 30°C et 150°C ; (ii) les réservoirs à dominante vapeur et liquide mixte, en roches sédimentaires, volcaniques ou métamorphiques fracturées, à haute température (> 200°C), associés aux phénomènes volcaniques (avec ou sans magmatisme) ; (iii) les réservoirs en roches cristallines (socle) ou mixtes, denses et à haute température (entre 150°C et 200°C) caractérisées par l'absence ou par des volumes relativement faibles de fluide géothermal. Les technologies nécessaires à l'exploitation de la ressource géothermale sont variables selon le type de réservoir cible, mais toutes requièrent la réalisation d'un ou plusieurs puits pour remonter le fluide géothermal à la surface, ainsi que d'un ou plusieurs puits pour l'injection ou la réinjection dans le réservoir.

Comme d'autres activités industrielles d'exploitation du sous-sol, la géothermie profonde peut conduire à l'occurrence d'événements sismiques d'origine anthropique, c'est-à-dire de séismes non tectoniques se développant en réponse aux opérations humaines. Cette sismicité, inhérente au processus d'exploitation de la ressource géothermale, est généralement de faible magnitude ($M < 2$). Cependant, dans certains cas, des événements de magnitude plus importante, parfois ressentis en surface, peuvent être observés. Dans de rares cas, il peut également y avoir des dommages aux structures en surface occasionnant un risque pour les populations environnantes.

Si les mécanismes à l'origine de la sismicité sont aujourd'hui relativement bien connus, il reste difficile d'anticiper l'occurrence d'événements sismiques. Cela peut être lié à la méconnaissance du sous-sol profond, son hétérogénéité ou encore à la complexité des interactions fluides-roches.

L'objectif de ce rapport, élaboré dans le cadre de la mission d'appui aux pouvoirs publics de l'Ineris, est de restituer une étude de cas de sismicité induite par la géothermie profonde complétée par une analyse des conditions et facteurs clé de déclenchement de la sismicité. Cette analyse s'appuie principalement sur l'étude des caractéristiques spatio-temporelles et énergétiques de la sismicité vis-à-vis des paramètres de forçage et des caractéristiques géologiques et structurales locales. Elle a nécessité au préalable la constitution d'une base de données décrivant 53 épisodes de sismicité ($1,5 < M < 6,6$) liés à 35 projets géothermiques repartis dans le monde et représentant différents types de réservoirs géothermiques et de techniques d'exploitation.

Le présent rapport est structuré en 5 sections principales :

- Il décrit d'abord de manière détaillée la problématique de la sismicité anthropique en lien avec les activités géothermiques, y compris en termes de mécanismes physiques en jeu (Section 2).
- Il présente ensuite les méthodes d'exploitations des différents types de systèmes géothermiques, classés en fonction de l'environnement géologique et tectonique rencontré, ainsi que des propriétés hydrogéologiques des réservoirs (Section 3).
- La base de données constituée pour cette étude, ainsi que les différents cas d'étude sélectionnés est présentée dans une section dédiée (Section 4). Celle-ci est par ailleurs complétée par cinq fiches de cas (Bâle, Pohang, Saint-Gall, Soultz-Sous-Forêts, Unterhaching) étudiés de manière plus précise. Ces cinq fiches sont en annexe de ce rapport.
- La Section 5 présente l'analyse des caractéristiques spatio-temporelles et énergétiques de la réponse sismique en fonction du type d'opérations réalisées, du type de réservoir géothermique ciblé et des mécanismes physiques responsables pour l'occurrence de la sismicité.
- La Section 6 complète cette analyse en précisant les corrélations entre la sismicité, notamment la magnitude maximale des événements sismiques, les paramètres opérationnels et les facteurs géologiques.

Le rapport se conclut par une discussion sur les facteurs prépondérants dans le déclenchement de la sismicité, ainsi que des pistes pour poursuivre ce travail d'analyse et émettre des recommandations pour mieux maîtriser le risque de sismicité induite dans le contexte de la géothermie profonde.

2 Généralités sur la sismicité anthropique et focus sur le contexte de la géothermie profonde

L'occurrence d'événements sismiques en réponse aux activités anthropiques est un phénomène observé pour différents types d'opérations industrielles tels que (Figure 1a) : l'exploitation des hydrocarbures (I), du gaz de schiste (II) et de la ressource géothermale (III), mais aussi l'exploitation minière (IV), en surface et en souterrain, le stockage de CO₂ (V) et les barrages (VI). En effet, toutes ces activités anthropiques induisent des modifications thermo-hydro-mécaniques dans le milieu environnant qui peuvent générer des phénomènes de rupture et conduire à l'occurrence d'événements sismiques.

Généralement, la sismicité anthropique est liée à une modification de l'état de contrainte et/ou de la pression de pore en réponse aux activités humaines. En accord avec McGarr et al. (2002), les mécanismes dominants peuvent être distingués en fonction du type d'activité industrielle (Figure 1b). Ainsi, la sismicité induite dans le cadre d'opérations qui impliquent l'injection de fluides dans le sous-sol, comme dans le cas de la géothermie, peut être considérée comme étant principalement contrôlée par des augmentations de la pression de pores ; alors que la variation de l'état de contrainte est généralement le mécanisme à l'origine de la sismicité pour les activités anthropiques qui entraînent des changements de masse et / ou de volume (e.g. mines et barrages). Cependant, comme il sera discuté plus en détail en Section 2.2, la sismicité en réponse aux activités humaines est souvent le résultat de mécanismes plus complexes dus à l'interaction entre différents phénomènes. Par conséquent, la sismicité anthropique reste difficile à prédire et contrôler, non seulement à cause de la complexité des mécanismes en jeu, mais aussi parce que la réponse sismique du milieu dépendra également des caractéristiques tectoniques, géologiques et structurales locales, qui peuvent être très hétérogènes et qui sont difficiles à imager et modéliser avec une résolution suffisante à grande échelle et grande profondeur (Grigoli et al., 2017 ; Wiemer et al., 2017).

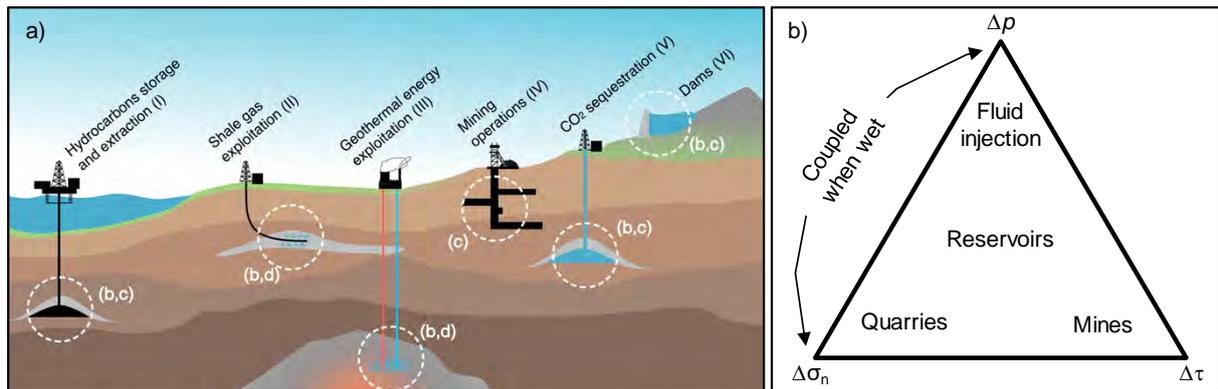


Figure 1 - Activités industrielles liées à l'occurrence de sismicité induite (a) et mécanismes physiques associés (b). Les trois extrémités du triangle en (b) indiquent des variations de la pression de pore (Δp), de la contrainte tangentielle ($\Delta \tau$) et de la contrainte normale ($\Delta \sigma_n$) (modifié d'après Grigoli et al., 2017 (a) et McGarr et al., 2002 (b)).

Si les causes à l'origine de la sismicité anthropique (c'est-à-dire les activités humaines) sont différentes de celles à l'origine de la sismicité tectonique (i.e. naturelle), les mécanismes physiques de rupture sismique sont communs aux deux types de sismicité et, par conséquent, il est souvent difficile de distinguer les séismes anthropiques et naturels (Wiemer et al., 2017). Cela est particulièrement le cas lorsque les activités industrielles se localisent dans des zones tectoniques actives, caractérisées par un niveau de sismicité naturelle élevé (Dahm et al., 2015; Grigoli et al., 2017). L'approche usuellement utilisée pour discriminer sismicités anthropique et tectonique repose sur l'analyse des corrélations spatio-temporelles entre l'activité industrielle et la sismicité observée. Les événements sismiques seront généralement considérés comme induits s'ils sont suffisamment proches, à la fois dans l'espace et dans le temps, de l'activité industrielle. Cependant, une définition univoque et objective du terme « proche » n'est pas établie et par conséquent ce type d'approche reste peu robuste et peut, dans certains cas, ne pas être concluante (Dahm et al., 2015 ; Grigoli et al., 2017). De plus, la sismicité induite peut parfois avoir lieu à plusieurs km de distance de la zone où se localise l'activité industrielle et peut également se manifester plusieurs mois ou années après la fin des opérations anthropiques. Dans ces cas, il est difficile de trancher sur la nature de la sismicité. D'autres approches plus sophistiquées et quantitatives

ont été proposées pour évaluer la probabilité qu'un événement sismique soit naturel ou lié aux activités humaines. Dahm et al. (2013) suggèrent de classer ces approches en trois catégories : (i) les approches physiques, (ii) les approches statistiques et (iii) les approches basées sur l'analyse des paramètres à la source des événements sismiques :

- Les approches physiques reposent sur la compréhension préalable et sur la modélisation des phénomènes physiques qui contrôlent la sismicité. Ce type d'approche nécessite un grand nombre de données d'entrée, non seulement sur la sismicité, mais aussi sur les paramètres de forçage, à savoir les opérations humaines, ainsi que sur les caractéristiques hydrogéologiques et structurales locales. La difficulté dans la mise en œuvre de ces approches réside principalement dans la disponibilité, très limitée, des données nécessaires, ainsi qu'à la compréhension des phénomènes en jeu, qui est souvent très imparfaite.
- Les approches statistiques ne prennent pas en compte les mécanismes à l'origine de la sismicité, mais reposent sur des relations empiriques. Cela nécessite l'analyse de catalogues sismiques afin d'identifier des variations dans les caractéristiques statistiques de la sismicité, qui peuvent être corrélées avec les activités humaines. Les données d'entrée nécessaires à l'application des approches statistiques sont donc relativement plus restreintes que dans le cas des approches physiques et, par conséquent, ce type de méthode peut être particulièrement adapté quand les connaissances sur les modèles hydrogéologiques et structuraux sont limitées.
- Le dernier type d'approche distingue les séismes anthropiques des séismes naturels sur la base des différences dans les paramètres à la source des événements sismiques. Cette approche reste débattue car les phénomènes de rupture sismique sont très souvent les mêmes, par conséquent la sismicité anthropique ne montre pas systématiquement une signature spécifique. Cependant, comme souligné par Dahm et al. (2013), la sismicité anthropique peut parfois présenter des mécanismes à la source différents, ce qui peut être investigué en analysant le mécanisme au foyer des événements sismiques. En effet, si les séismes naturels sont généralement caractérisés par des mécanismes à la source en double-couple¹, il se peut que la sismicité anthropique soit caractérisée par des mécanismes non double-couple. Cela a par exemple été observé pour la sismicité liée aux coups de terrain dus à l'exploitation minière (Šílený et Milev, 2008), ainsi que pour les ruptures en traction induites, dans certains cas, lors de la stimulation de réservoirs géothermiques (McClure et Horne, 2014a). Par conséquent, dans certains cas l'analyse du tenseur du moment pour l'estimation du mécanisme au foyer peut aider à la discrimination entre sismicité anthropique et naturelle.

Par ailleurs, en accord avec Grigoli et al. (2017), une différence assez marquante entre les séismes tectoniques et anthropiques est liée à la profondeur des hypocentres : elle est généralement plus faible pour les événements anthropiques. Cette différence peut aussi avoir un impact sur d'autres paramètres à la source ainsi que sur des caractéristiques des signaux sismiques et peut donc aider à la discrimination.

Malgré ces indications et approches pour discriminer sismicités anthropique et naturelle, il n'y a à ce jour pas de procédures standards et universelles et le débat reste ouvert au sein de la communauté scientifique. Concernant la sismicité anthropique, on distingue néanmoins dans la littérature scientifique la sismicité induite et la sismicité déclenchée (e.g. Dahm et al., 2013 ; McGarr et al., 2002 ; Shapiro et al., 2013) :

- En accord avec la définition donnée par Dahm et al. (2013), les événements sismiques induits sont entièrement contrôlés par les changements de contrainte imposés par l'activité anthropique et ils ne pourraient pas se produire sans l'intervention humaine. Par conséquent, les contraintes induites par l'activité humaine ne contrôlent pas uniquement la nucléation des séismes, mais l'intégralité du processus de rupture, y compris sa taille (liée à la magnitude des événements sismiques).
- En revanche, les séismes déclenchés se produisent le long de structures préexistantes, favorablement orientées par rapport à l'état de contrainte local, qui sont amenées au glissement à cause des variations de contrainte imposées par l'activité humaine (Dahm et al., 2013). Quand ces structures sont déjà dans un état de contrainte critique, à savoir quand elles

¹ Le mouvement d'une faille suite à l'occurrence d'un séisme est assimilé à un double couple de forces.

sont proches de la rupture, même de faibles variations de contraintes sont suffisantes pour déclencher la sismicité. L'activité anthropique a donc ici pour effet d'anticiper l'occurrence d'un séisme qui se serait dans tous les cas produit à plus ou moins long terme (Grigoli et al., 2017). Par ailleurs, l'activité humaine est uniquement responsable de la nucléation du séisme déclenché, alors que sa magnitude dépendra de la quantité d'énergie élastique accumulée sur la faille sous l'action des forces tectoniques, ainsi que de la dimension de la faille.

Malgré cette distinction, il reste difficile de statuer avec certitude sur l'origine induite ou déclenchée d'un séisme d'origine anthropique car des incertitudes significatives existent dans la caractérisation de l'état de contrainte dans le sous-sol (préalablement au séisme), ainsi que dans la quantification de ses variations dues aux activités humaines (Buijze et al., 2019b). Par conséquent, même dans la littérature scientifique, cette classification n'est pas toujours reprise (Wiemer et al., 2017). Dans ce rapport, les termes induit et déclenché seront utilisés alternativement comme synonymes, sauf indication explicite.

Soulignons que la littérature scientifique sur la sismicité anthropique est très vaste ; elle couvre l'ensemble des activités industrielles associées. Une revue de cas d'études à l'échelle mondiale a été publiée par McGarr et al. (2002) et le focus sur les cas européens a été proposé par Grigoli et al. (2017). L'Ineris a pour sa part produit en 2017 un état des connaissances sur la sismicité anthropique liée à différentes activités industrielles du sous-sol, avec un focus sur les mesures employées pour la prévention et la mitigation des risques associés (Contrucci et Klein, 2017). Enfin, il convient de mentionner l'existence de la base de données *HiQuake* (The Human-Induced Earthquake Database) disponible en ligne et récoltant un large nombre de cas de sismicité induite par différents types d'activités anthropiques. Les informations concernant cette base de données, ainsi qu'une revue importante des différents cas d'étude, ont été respectivement publiées par Wilson et al. (2017) et Foulger et al. (2018).

2.1 La sismicité anthropique dans le cadre de la géothermie profonde

Les opérations anthropiques visant à exploiter la ressource géothermale du sous-sol peuvent, dans certains cas, être associées à l'occurrence d'événements sismiques induits. Cette sismicité peut parfois intervenir dès les opérations de forages ou apparaître en conséquence directe des opérations de stimulation lorsqu'il est nécessaire d'améliorer l'injectivité des puits, ainsi que la perméabilité naturelle des réservoirs géothermiques. Il peut également arriver que la sismicité soit observée pendant la phase opérationnelle de production des centrales géothermiques, lorsque le fluide ne fait que circuler dans le réservoir à faible pression.

En comparaison avec la sismicité induite par d'autres types d'activités industrielles (tels que les mines souterraines, les barrages et l'exploitations des hydrocarbures), les magnitudes maximales des séismes induits par les opérations géothermiques montrent des valeurs généralement plus faibles, au moins pour les sites en Europe Centrale. Cela a été mis en évidence par Grünthal (2014) qui a examiné l'occurrence des événements sismiques induits sur les sites géothermiques de Soultz-Sous-Forêts (France), Bâle (Suisse), Unterhaching (Allemagne), Landau (Allemagne) et Insheim (Allemagne) en comparaison avec les séismes tectoniques naturels et d'autres types de sismicité induite dans les mêmes zones géographiques. L'auteur montre aussi que la b-value de la loi de Gutenberg-Richter (Gutenberg et Richter, 1944) pour la sismicité liée aux projets géothermiques analysés présente la valeur la plus élevée par rapport à tous les autres types d'événements sismiques induits. Cela signifie que, en comparaison aux autres activités industrielles, pour les sites géothermiques un nombre relativement important de petits événements sismiques doit se produire pour permettre la génération d'événements de plus forte magnitude.

En effet, la sismicité liée aux opérations géothermiques est généralement caractérisée par des événements de faible magnitude ($M < 2$), non ressentis en surface, et de ce fait qualifiés de microséismes (on parle aussi de microsismicité) (e.g. Evans et al., 2012; Zang et al., 2014). Cependant, des événements de magnitudes plus importantes peuvent survenir, et cela a été observé sur plusieurs sites géothermiques largement repartis dans le monde. Certains des exemples plus remarquables incluent les cas de Bâle avec l'occurrence d'un séisme de M 3,4 en 2006 (Annexe D), le séisme de M 5,4 survenu sur le site de Pohang (Corée du Sud) en 2017 (Annexe E), le cas de Saint-Gall (Suisse) avec un séisme de M 3,5 en 2013 (Annexe B), ainsi que le cas de Hellisheidi (Islande) où environ 8 séismes de magnitude comprise entre 3 et 4 ont été observés en 2012 (Flóvenz et al., 2015). La survenue d'événements sismiques ressentis en surface représente un enjeu important en termes d'acceptabilité des projets concernés de la part des populations potentiellement exposées et peut, dans certains cas, conduire à l'abandon des sites géothermiques. Plus rarement, cette sismicité peut

représenter un risque majeur, avec la survenue de séismes de plus forte magnitude qui peuvent conduire à des dommages potentiellement importants.

Contrairement aux autres types d'activités industrielles, la sismicité induite dans le cadre de la géothermie profonde n'est pas seulement un effet indésirable des opérations anthropiques, elle est, au contraire, un outil nécessaire à l'exploitation des réservoirs. En effet, le principe des stimulations hydrauliques, employées dans certains types de systèmes géothermiques, est d'induire le glissement des fractures préexistantes afin d'en améliorer la perméabilité et ainsi augmenter l'échange de chaleur entre les roches chaudes du réservoir et le fluide injecté. Dans ce processus, le déclenchement d'événements sismiques induits est inhérent aux opérations mises en œuvre. Par conséquent, afin d'optimiser les opérations de stimulations, il est indispensable de maîtriser la sismicité, en limitant la magnitude des événements induits, tout en permettant d'améliorer la perméabilité des réservoirs.

Un autre aspect sensible vis-à-vis de la sismicité induite est lié au fait que, dans certains types de systèmes géothermiques, des zones de faille du réservoir sont utilisées comme cible des opérations d'injection en raison de leur meilleure perméabilité supposée. Cependant, puisque le niveau de contrainte existant ainsi que le potentiel de réactivation de ces structures est difficile à quantifier, le risque de sismicité induite lié aux failles ciblées peut se révéler bien plus important en phase d'opérations par rapport à ce qui avait été estimé initialement (Breede et al., 2015 ; Wiemer et al., 2017).

Pour ces raisons, la maîtrise de la sismicité induite est l'un des principaux défis de l'exploitation de la ressource géothermale. La réussite et le développement des sites géothermiques dépendra fortement de la capacité à minimiser le risque de sismicité induite, d'autant plus si l'on considère que la plupart des projets géothermiques doivent être réalisés à proximité directe de zones urbanisées où ce risque est plus significatif en raison du nombre important d'individus et biens potentiellement exposés² (Giardini, 2009 ; Wiemer et al., 2017).

Bien qu'il existe aujourd'hui une compréhension relativement robuste des mécanismes physiques à l'origine de la sismicité induite par les activités géothermiques (voir Section 2.2), il reste difficile d'élaborer des modèles prédictifs et génériques fiables de la sismicité qui puissent permettre de maîtriser l'occurrence d'événements forts et inattendus. Cela est, d'un côté, dû à la complexité des mécanismes en jeu qui sont le résultat des interactions entre les paramètres de forçage (e.g. pression d'injection, volume injecté, température, etc.) et les caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et structurales propres à chaque site. De l'autre côté, la difficulté dans la mise en place de modèles prédictifs est aussi liée à la connaissance toujours limitée et imparfaite des caractéristiques du sous-sol, tels que, par exemple, l'extension des réseaux de faille, l'état de contrainte, ainsi que les propriétés des matériaux. Cela implique aussi que la réponse sismique des réservoirs géothermiques aux opérations d'exploitations sera spécifique à chaque site, ce qui limite la possibilité de concevoir des modèles valables universellement.

Dans les dernières décennies, l'analyse de la sismicité induite par l'exploitation de la géothermie profonde a été le sujet d'un nombre toujours croissant d'études et publications scientifiques. Le retour d'expérience sur différents projets a été utilisé afin d'investiguer les mécanismes à l'origine de la sismicité, ainsi que les facteurs clés contrôlant l'occurrence et l'intensité des événements induits (e.g. Bentz et al., 2020 ; Buijze et al., 2019b ; Evans et al., 2012 ; Majer et al., 2007 ; Xie et al., 2015 ; Zang et al., 2014).

2.2 Mécanismes à l'origine de la sismicité dans le cadre de la géothermie profonde

Comme pour toutes les activités industrielles impactant le sous-sol, y compris les opérations géothermiques, les mécanismes physiques à l'origine de la sismicité sont contrôlés par les variations de contraintes induites par les activités anthropiques. Ces variations de contraintes s'ajoutent aux contraintes tectoniques préexistantes et modifient l'état de contrainte du milieu, induisant des phénomènes sismiques et asismiques dans la roche, en fonction de sa rhéologie. En effet, la rupture d'une faille ou la fracturation de la roche intacte, qui entraînent généralement le déclenchement d'une

² Le risque est défini comme le produit entre l'aléa, l'exposition et la vulnérabilité. Par conséquent, à parité d'aléa et vulnérabilité, le risque est plus élevé lorsque la densité de population, de bâti et d'infrastructures est élevée.

sismicité, peuvent avoir lieu si les critères de ruptures associés sont atteints du fait d'une variation de l'état de contrainte.

Plusieurs lois existent pour décrire le comportement des roches et des discontinuités (simples fractures ou faille majeure), ainsi que les critères de rupture associés.

Pour les discontinuités, on retient classiquement un critère de rupture en traction et un critère en cisaillement de type Mohr-Coulomb. La rupture en cisaillement, qui se traduit par le glissement irréversible le long d'une discontinuité, est décrite par une relation entre la contrainte de cisaillement (τ) et la contrainte normale au plan de rupture (σ_n) :

$$\tau < \tau_0 + \mu(\sigma_n - p) \quad (1)$$

où τ_0 est la cohésion, μ le coefficient de frottement et p la pression de pore (Figure 2a). Ce critère est atteint si la contrainte de cisaillement (τ) devient égale au deuxième terme de l'Equation 1.

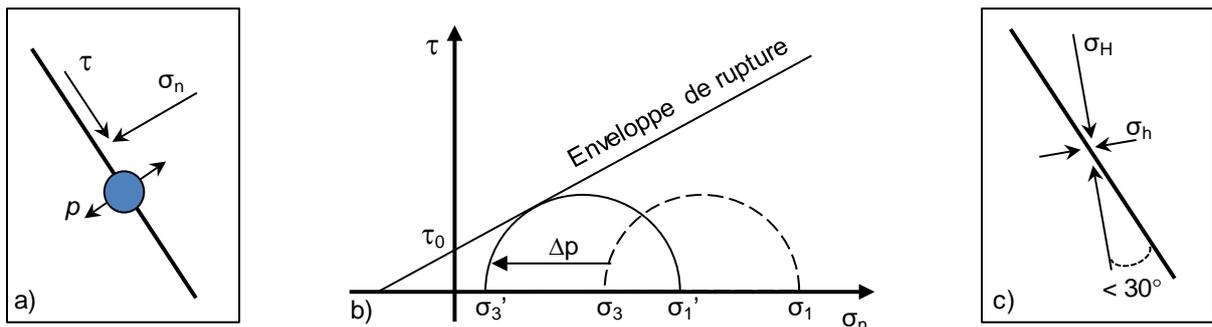


Figure 2 - Conditions favorisant la sismicité. a) Représentation schématique de la contrainte de cisaillement (τ), de la contrainte normale (σ_n) et de la pression de pore (p) agissant le long d'un plan de rupture. b) Cercle de Mohr représentant l'état de contrainte initial (demi-cercle avec trait pointillé) le long d'un plan de rupture et de sa variation (demi-cercle avec trait continu) suite à une augmentation de la pression de pore (Δp). Dans ce diagramme, une rupture a lieu quand le cercle représentant l'état de contrainte local intersecte l'enveloppe de rupture définie par l'Equation 1. σ_1 et σ_3 indiquent respectivement la contrainte principale majeure et la contrainte principale mineure dans la matrice rocheuse. c) Représentation schématique en plan d'une faille favorablement orientée par rapport à l'état de contrainte, où σ_H et σ_h indiquent respectivement la contrainte horizontale majeure et la contrainte horizontale mineure.

Suivant la nature de la matrice rocheuse, différents critères de ruptures peuvent être proposés. Certains, comme par exemple le critère de Griffith, permettent de décrire l'initiation et la propagation d'une rupture (en traction ou en cisaillement) dans la roche intacte, c'est-à-dire dans la roche initialement non fracturée. Dans ce cas, la rupture aura lieu pour des seuils de résistance plus élevées que dans le cas d'une rupture le long d'un plan de discontinuité, celles-ci ayant une cohésion significativement moins élevée que celle de la roche intacte (Buijze et al., 2019b). Par conséquent, dans un milieu fracturé non homogène, comme la plupart des roches du sous-sol, les failles et fractures préexistantes représentent des plans de faiblesse où les phénomènes de rupture, et donc la sismicité induite, peuvent avoir lieu de préférence. La variation de contrainte nécessaire pour réactiver ces discontinuités dépendra de la contrainte initiale, de la cohésion et du coefficient de frottement (dans le cas d'un critère de Mohr-Coulomb), mais aussi de l'orientation de ces discontinuités préexistantes par rapport à celle de l'état de contrainte. En effet, le potentiel de réactivation d'un plan de faille est moins élevé quand l'angle de la direction de la contrainte horizontale majeure (σ_H) avec l'orientation de la faille est important ($> 60^\circ$), et plus élevé lorsque cet angle est faible ($< 30^\circ$) (Figure 2c) (Porter et al., 2019). On parle dans ce dernier cas de failles favorablement orientées pour le glissement dans l'état de contrainte local. Ces structures seront dans un état de contrainte critique si l'état de contrainte agissant sur la faille est initialement (avant injection) proche de l'enveloppe de rupture (voir Figure 2b). Dans ce cas, de faibles variations de contrainte induites par les opérations anthropiques seront suffisantes pour produire la rupture et générer de la sismicité.

Sur la base de ces observations, un séisme peut avoir généralement lieu suite à l'augmentation de la contrainte de cisaillement (τ), par diminution de la contrainte normale (σ_n) ou par augmentation de la pression de pore (p) (Ellsworth, 2013 ; McGarr et al., 2002). La prédominance ou l'interaction entre ces

grandeurs dans la nucléation d'un séisme induit dépendra du ou des mécanismes physiques qui régissent les variations de p , τ et σ_n , en fonction du type d'activité ou d'opération anthropique.

Dans le contexte de la géothermie profonde, plusieurs mécanismes ont été mis en évidence dans la littérature scientifique (Figure 3) pour expliquer l'occurrence de la sismicité induite (Ellsworth, 2013 ; Majer et al., 2007 ; McGarr et al., 2002 ; Wiemer et al., 2017). Ces mécanismes sont brièvement rappelés dans les sections suivantes et mis en relation, en Section 5, avec la sismicité observée pour les cas d'étude analysés dans ce rapport. Il convient de souligner que, dans la plupart des cas, la sismicité induite est le résultat de plusieurs mécanismes physiques qui interviennent conjointement et pour lesquels il peut être difficile de séparer les contributions respectives.

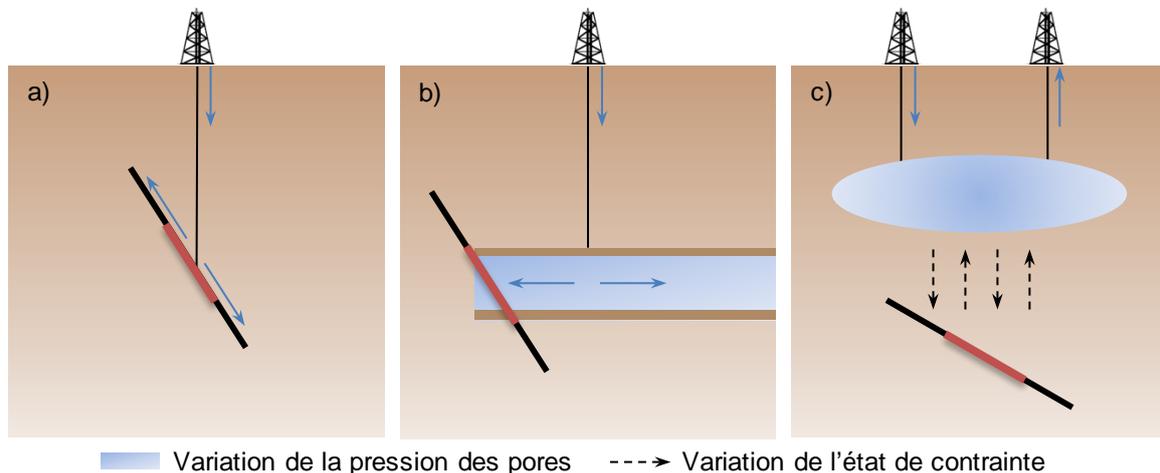


Figure 3 - Représentation schématique des principaux mécanismes à l'origine de la sismicité induite dans les systèmes géothermiques. Augmentation de la pression interstitielle et diffusion de la pression le long d'une faille, à la suite de l'injection dans la zone de faille (a) ou par l'existence d'une connexion hydraulique entre la zone d'injection et la faille (b). Perturbation de l'état de contraintes dans la roche environnante par effets poroélastiques et thermoélastiques qui entraînent des déformations volumétriques dans le réservoir (c). Dans ce cas, aucune connexion hydraulique directe n'est nécessaire (redessiné d'après Buijze et al., 2019a et Grigoli et al., 2017).

2.2.1 Augmentation et diffusion de la pression de pore

Le mécanisme de perturbation des contraintes le plus fréquemment observé dans les systèmes géothermiques est lié à l'augmentation de la pression de pore directement induite par l'injection de fluide dans le sous-sol. En effet, l'augmentation de la pression interstitielle entraîne une diminution de la contrainte effective agissant sur les failles et fractures du milieu, ce qui induit le glissement de ces structures quand la résistance de la roche est dépassée (Figure 2b). Dans ce cas, les ruptures ont lieu le long des structures préexistantes en libérant une fraction de la contrainte tectonique accumulée (Wiemer et al., 2017).

Les effets directs de l'augmentation de la pression interstitielle jouent un rôle majeur dans le déclenchement de la sismicité induite dans tous les types de systèmes géothermiques et pour différentes opérations d'injection. Ce mécanisme peut avoir lieu quand l'injection est directement réalisée dans une faille ou fracture majeure (Figure 3a), ou bien quand la zone d'injection est hydrauliquement connectée avec une zone de faille, par exemple à cause de la présence de couches perméables ou grâce à un réseau de fractures qui permet la diffusion du fluide loin du point d'injection (Figure 3b).

La diffusion du fluide au cours du temps depuis le point d'injection, conduit à ce que les variations de pression soient significatives à des distances croissantes. L'évolution du front de pression pendant l'injection dépendra des propriétés hydrauliques du milieu, comme la porosité et la perméabilité, mais aussi de la distribution des fractures préexistantes, qui caractérisent des couloirs préférentiels de diffusion du fluide et qui contrôlent donc la diffusion du front de pression. Dans plusieurs sites géothermiques, il a été observé et démontré que l'évolution spatio-temporelle de la sismicité est contrôlée par la diffusion de la pression de pore (Shapiro et al., 2002; Shapiro and Dinske, 2009) :

$$r = \sqrt{4\pi D t} \#(2)$$

où r est la distance du front sismique par rapport au point d'injection, D est la diffusivité hydraulique et t le temps.

L'équation 2, valable pour une source ponctuelle de perturbation de la pression de pore dans un milieu homogène et isotrope où la diffusion du fluide est réglée par un processus linéaire, traduit le fait que le nuage sismique s'élargit théoriquement de manière sphérique autour du point d'injection avec une loi en $t^{1/2}$, en suivant la progression du front de pression. La représentation de l'équation 2 dans un diagramme de r en fonction de t (indiqué dans la littérature comme r - t plot) a la forme d'une parabole en racine carrée qui correspond à la limite supérieure de la distance du nuage sismique dans le temps (Shapiro et Dinske, 2009) (Figure 4a et Figure 12). Dans un milieu peu poreux fracturé, comme la plupart des roches du sous-sol, la diffusion du fluide est contrôlée par un processus non-linéaire où les caractéristiques hydrauliques ainsi que l'orientation des fractures préexistantes jouent un rôle majeur. Dans ce cas, la diffusion du front de pression peut être décrite par une loi en racine cubique ($t^{1/3}$) et, par conséquent, l'évolution spatiale du nuage sismique dans le temps sera mieux approximée par une parabole en $t^{1/3}$ (Figure 4b) (Shapiro et Dinske, 2009). Ces tendances caractéristiques de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité sont observées dans des nombreux sites géothermiques (voir Section 5) et représentent le trait distinctif de la sismicité due à des mécanismes linéaires et non-linéaires de diffusion de la pression de pore.

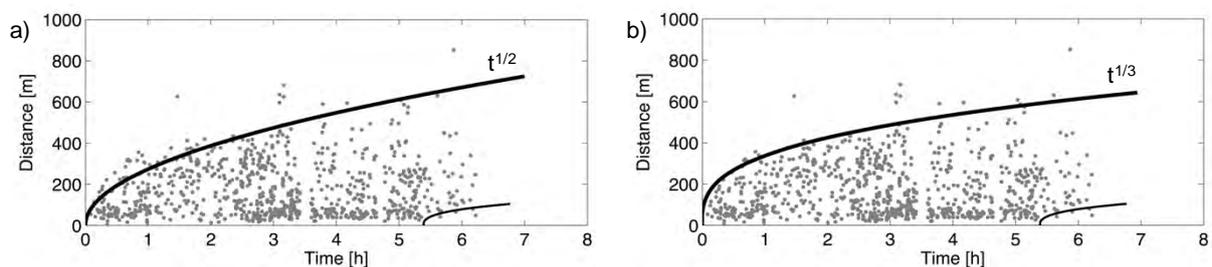


Figure 4 - r - t plot des événements sismiques approximatés selon une loi de diffusion en racine carrée (a) et cubique (b). Les données sismiques sont relatives à la sismicité induite sur un site de production de gaz de schiste aux Etats-Unis (modifié d'après Shapiro et Dinske, 2009).

La diffusion de la pression de pore est un processus dépendant du temps qui persiste même après la fin des opérations d'injection. Pour cette raison, comme il sera décrit plus en détail en Section 5.6, une sismicité post-injection peut souvent avoir lieu dans les projets géothermiques.

2.2.2 Contraintes poroélastiques et thermoélastiques

Dans certains cas la sismicité induite dans les projets géothermiques n'est pas une conséquence directe des effets de diffusion du fluide, mais elle est plutôt liée aux variations de l'état de contraintes dans le sous-sol dues à des mécanismes poroélastiques et/ou thermoélastiques. Dans le premier cas, la zone du réservoir directement impactée par des variations de pression interstitielle subira aussi des déformations volumétriques dues à la contraction (extraction de fluide) ou à l'expansion (injection de fluide) du réservoir (Buijze et al., 2019b). Cette déformation poroélastique entraîne des variations de l'état de contrainte (contraintes poroélastiques) dans le réservoir ainsi que dans la roche environnante, pouvant déstabiliser des structures préexistantes à distance du point d'injection et de la zone directement impactée par les variations de pression (Figure 3c) (e.g. Segall and Lu, 2015 ; Zbinden et al., 2020b). Ainsi, la sismicité peut avoir lieu en l'absence de connexion hydraulique directe entre la zone d'injection et la zone de nucléation des événements sismiques.

Le déclenchement de la sismicité par des mécanismes thermoélastiques est comparable à celui des mécanismes poroélastiques, avec dans ce cas une part des déformations volumiques du réservoir et de la roche environnante induite par des variations de température préférentiellement dans la zone d'injection où le contraste thermique est le plus fort (Figure 3c). Comme pour les mécanismes poroélastiques, l'occurrence de la sismicité ne nécessite pas une connexion hydraulique directe. Le phénomène de contraction de la roche, dû à l'interaction entre un fluide froid et le réservoir chaud, entraînant une réduction de la contrainte normale agissant le long des fractures préexistantes, facilite le glissement et, donc, l'occurrence d'événements microsismiques le long des structures favorablement orientées et déjà dans un état de contrainte critique (Majer et al., 2007). Ce dernier mécanisme est à la base des opérations de stimulation thermique employée dans plusieurs systèmes géothermiques pour augmenter la perméabilité des réservoirs.

Les mécanismes poroélastiques et thermoélastiques peuvent être à l'origine de la sismicité dans tous les types de systèmes géothermiques. Très souvent ces deux mécanismes ont lieu conjointement dans différents types d'opérations géothermiques et il peut être compliqué de séparer leur influence relative dans le déclenchement de la sismicité (Buijze et al., 2019b). Comme il sera discuté plus en détail en Section 5, dans les champs géothermiques à haute température, les mécanismes thermoélastiques peuvent jouer un rôle majeur dans le déclenchement de l'activité sismique à proximité des puits de réinjection. Cela à cause du contraste important de température entre le fluide injecté et le réservoir qui présente généralement des températures supérieures à 200°C, bien plus élevées que pour les autres types de systèmes géothermiques (voir Section 3 et Figure 10b).

2.2.3 Couplage entre mécanismes asismiques et sismiques

Les perturbations de la pression de pore dues à l'injection de fluides peuvent induire non seulement des phénomènes sismiques, comme discuté en Section 2.2.1, mais aussi des glissements asismiques. Plus précisément, un glissement le long d'un plan de rupture peut être stable (asismique) ou instable (sismique), en fonction des variations du coefficient de frottement selon la vitesse de glissement (Cornet, 2016). En mécanique des roches ce concept est expliqué sur la base de lois dites "rate and state" selon lesquelles le glissement sismique a lieu quand la résistance au frottement diminue selon l'amplitude du glissement (slip weakening Figure 5a), alors que, si la résistance au frottement augmente, le glissement sera asismique (slip hardening Figure 5a) (Cornet, 2016; Scholz, 1990).

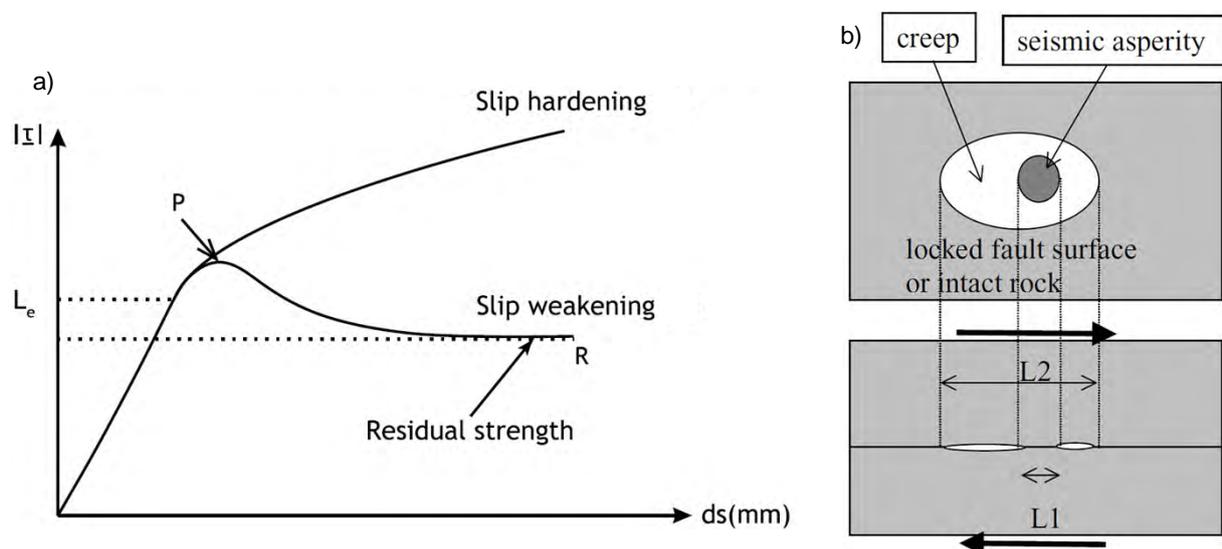


Figure 5 - Le concept de glissement stable (slip hardening) et instable (slip weakening). a) Représentation du glissement stable et instable avec en abscisse l'amplitude du déplacement et en ordonnée la contrainte de cisaillement. R indique la contrainte résiduelle, P la valeur de pic de la contrainte de cisaillement et L_e indique la limite du comportement linéaire de la courbe contrainte-déplacement (d'après Cornet, 2016). b) Modèle de l'aspérité montrant, en haut, le plan de faille avec l'aspérité et la zone caractérisée par un glissement asismique (en blanc), en bas, une section à travers le plan de faille, où L1 est la surface de l'aspérité et L2 la taille de la zone avec glissement asismique (d'après Bourouis et Bernard, 2007).

Il est aujourd'hui admis par la communauté scientifique que ces phénomènes de glissement asismique, peuvent agir à grande échelle sur les réservoirs géothermiques et peuvent à leur tour induire des ruptures sismique le long de segments de faille, dits aspérités (Bourouis et Bernard, 2007; Lengliné et al., 2014). Sur la base du modèle proposé par Bourouis et Bernard (2007) pour le site géothermique de Soultz-Sous-Forêts (France), ces aspérités sont des zones sur un plan de faille où le glissement s'arrête temporairement et localement, alors que la région environnante glisse, de manière continue et asismique, en chargeant l'aspérité qui est ainsi, amenée à la rupture de manière répétitive (Figure 5b). Cela amène à la nucléation sur l'aspérité d'événements sismiques, dits répéteurs, caractérisés par des formes d'onde très similaires et qui représentent des ruptures répétitives, sur des périodes de temps très variables (de quelques semaines à quelques années), de la même source sismique (i.e. aspérité). Ce mécanisme implique donc des hétérogénéités dans les propriétés des matériaux le long de la zone de faille (Cornet, 2016).

Comme il sera discuté plus en détail en Section 5.7, le retour d'expérience sur plusieurs sites géothermiques montre que les glissements asismiques peuvent représenter une part importante du glissement total induit par l'augmentation de la pression de pore à la suite des injections.

2.2.4 Altérations chimiques

L'injection de fluides dans le sous-sol peut entraîner une altération géochimique de la matrice rocheuse ainsi que de la surface des fractures préexistantes, induisant une variation des propriétés de la roche. Le déclenchement d'événements microsismiques peut donc avoir lieu quand les altérations chimiques entraînent une réduction de la cohésion ou du frottement de la roche (e.g. Buijze et al., 2019b; Majer et al., 2007). Ce type de mécanisme est à la base des opérations de stimulation chimique souvent utilisées pour améliorer la perméabilité du réservoir, notamment à proximité du point d'injection (e.g. Nami et al., 2008).

2.2.5 Sismicité en phase de forage

Dans quelques cas, la sismicité sur les sites géothermiques peut être observée dès la phase de forage des puits. Cela a par exemple été le cas à Pohang (Corée du Sud), Rittershoffen (France) et Hellisheidi (Islande). Généralement, cette sismicité est de faible magnitude, comme dans le cas de Rittershoffen et Pohang où les événements de magnitude maximale observés pendant le forage des puits ont atteint respectivement M_L 1 et M_L 0,8 (Ellsworth et al., 2019; Maurer et al., 2020). Cependant, le cas de Hellisheidi, avec le déclenchement d'un événement sismique de M_L 2,6 (Ágústsson et al., 2015), montre qu'une sismicité plus soutenue peut également être observée lors du forage des puits.

Dans ces situations, la sismicité s'accompagne généralement de pertes plus ou moins significatives de boue de forage qui sont, très souvent, dues à l'intersection du forage avec des structures géologiques le long desquelles le fluide de forage peut s'écouler. Ces situations montrent que des perturbations relativement faibles de pression, induites par la perte de fluides de forage, peuvent, dans certaines conditions, être suffisantes pour réactiver des structures déjà dans un état de contrainte critique. Par conséquent, il est important de surveiller l'évolution de la sismicité dès la phase de forage car elle peut révéler la présence de structures pouvant présenter un potentiel de réactivation important. En effet, ces structures peuvent être à l'origine du déclenchement d'événement sismiques de magnitude plus importante en phase de stimulation, comme il a été le cas pour le site de Pohang (Ellsworth et al., 2019) (Annexe E).

3 La ressource géothermale

3.1 Classification et exploitation de la ressource géothermale

Plusieurs approches existent pour classifier la ressource géothermale. La classification la plus fréquente distingue les sites à basse, moyenne et haute enthalpie, sur la base de la température des réservoirs ; d'autres approches prennent en compte le type de production (chaleur et/ou électricité) ou reposent sur une classification juridique, fonction de la profondeur et de la température (Gombert et al., 2017). Cependant, ces classifications ne prennent pas en compte les caractéristiques géologiques, tectoniques et hydrothermales qui peuvent être très variables d'un site à l'autre et qui ont une influence directe sur le choix de la méthode d'exploitation de la ressource géothermale, qui à son tour a un impact sur les caractéristiques et l'occurrence de la sismicité induite. Pour cette raison, les projets géothermiques sélectionnés dans cette étude ont été classifiés en quatre catégories en fonction du type de système géothermique. A cette fin, nous nous sommes basés sur les travaux de Breede et al. (2015) et Buijze et al. (2019a, 2019b). On distingue (Figure 6) :

- Les champs géothermiques conventionnels (Conventional Geothermal Fields – GF, aussi appelés systèmes hydrothermaux dans la littérature) : réservoirs souterrains fracturés à haute température (>200°C) et peu profonds (< 3 km), situés dans les régions volcaniques (avec ou sans magmatisme) ou tectoniques actives où le transfert de chaleur se fait par convection³. Des processus naturels, tels que l'infiltration des eaux météoriques, permettent la recharge en eau des réservoirs qui peuvent être à dominante liquide ou vapeur. La perméabilité élevée de la matrice et/ou des fractures, ainsi que les volumes importants de fluide géothermal, permettent l'exploitation de ces réservoirs via des puits producteurs qui transportent en surface les fluides chauds ;
- Les aquifères sédimentaires (Sedimentary Aquifers - SA) : formation rocheuse sédimentaire peu profonde (1 – 4 km) et perméable où le fluide géothermal (30 – 150°C) peut circuler naturellement grâce aux failles et fractures existantes ou par porosité du milieu, permettant le transfert de chaleur par conduction⁴. Ce type de systèmes géothermiques se retrouve généralement dans les régions tectoniques passives, sans volcanisme ou tectonisme récent ;
- Les systèmes pétrothermaux (PS) : roches cristallines ou sédimentaires denses à haute température (>150°C) et faible perméabilité naturelle, caractérisées par l'absence ou par des volumes relativement faibles de fluides, où le transfert de chaleur se fait par conduction⁴. Des opérations de stimulation sont nécessaires pour améliorer la perméabilité du système et augmenter le volume de fluide, à travers des injections sous pression. Font partie de cette catégorie, les systèmes HDR (Hot-Dry Rock) et EGS (Enhanced Geothermal Systems). Il est à noter que la distinction entre les systèmes HDR et EGS n'est pas nette, la définition des deux concepts variant selon les auteurs. Le concept de HDR, introduit dans les années 70, a été utilisé pour désigner la ressource géothermale contenue dans les socles cristallins caractérisés par la présence de roches chaudes, intactes et pratiquement sèches. En revanche, le concept de EGS, plus récent, désigne plus généralement tous les réservoirs, fracturés ou intacts, avec ou sans fluides, dans des roches à faible perméabilité et/ou porosité et qui doivent être stimulés artificiellement afin d'être exploités (Breede et al., 2013). Dans ce sens, les systèmes HDR peuvent être vus comme un cas particulier des EGS (e.g. Olasolo et al., 2016) et, très souvent, l'appellation initiale de HDR a été remplacée par EGS pour les projets géothermiques anciens. Cependant, certains auteurs différencient les concepts de HDR et EGS sur la base des méthodes de stimulation utilisées. Par exemple, selon Jung (2013), dans les systèmes HDR les puits injecteur et producteur sont mis en connexion par fracturation hydraulique⁵ (*hydrofracking* ou *hydraulic fracturing* en anglais), alors que dans les

³ Le transfert d'énergie thermique est dû au mouvement du fluide présent dans le réservoir géothermique.

⁴ Le transfert d'énergie thermique est provoqué par une différence de température entre deux zones du réservoir et se réalise sans déplacement de matière.

⁵ Technique qui permet de fracturer la roche intacte par rupture en traction, en injectant à une pression dépassant la contrainte principale minimale de la roche.

systèmes EGS l'augmentation de la perméabilité est obtenue par stimulation hydraulique⁶ (*hydroshearing* en anglais). Dans la suite, l'appellation de HDR ne sera pas utilisée et l'acronyme EGS sera utilisé comme synonyme de PS (systèmes pétrothermaux). Les termes PS et EGS seront donc employés, sauf indication contraire, pour désigner le même type de système géothermique.

- Les systèmes EGS dans le contexte des champs géothermiques conventionnels (GF-EGS) : dans certains cas particuliers, les systèmes géothermiques conventionnels (GF) requièrent des technologies de type EGS afin d'améliorer la perméabilité des réservoirs et ainsi permettre l'exploitation de la ressource géothermale.

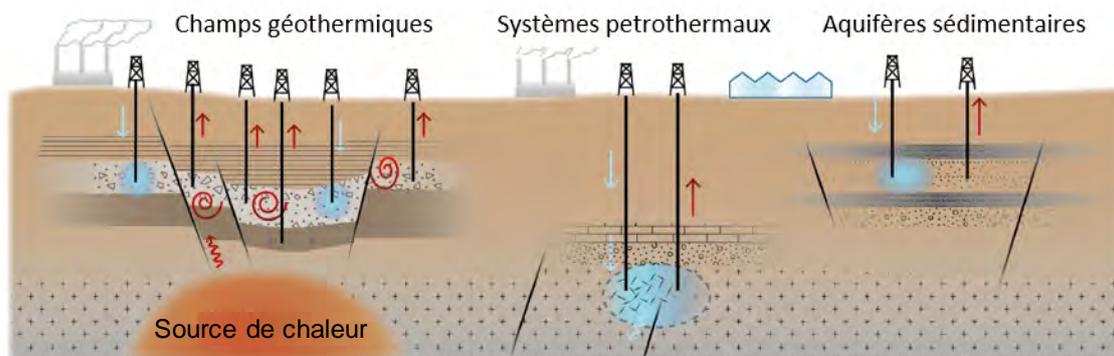


Figure 6 - Schéma simplifié des différents types de systèmes géothermiques (modifié d'après Buijze et al., 2019b).

Les systèmes géothermiques précédemment décrits peuvent se rencontrer dans différents environnements géologiques et tectoniques. Ces derniers caractérisent le type de réservoir géothermique ciblé (Tableau 1). Les réservoirs géothermiques, où le transfert de chaleur se fait par convection, sont la cible principale des systèmes géothermiques de type GF et PS et sont localisés dans des régions avec un niveau de sismicité naturelle généralement élevé (zone rose dans le Tableau 1). En revanche, les réservoirs à conduction, typiques des régions tectoniques passives avec une faible sismicité naturelle, sont caractérisés par la présence d'aquifères sédimentaires perméables, exploités dans les systèmes géothermiques de type SA, mais aussi par la présence d'inclusions magmatiques (plutons) chaudes ciblées par des systèmes géothermiques de type PS (zone bleue dans le Tableau 1). En fonction de l'environnement géologique, la perméabilité naturelle des réservoirs géothermiques peut être contrôlée soit par les réseaux naturels de failles et fractures, soit par la porosité de la matrice elle-même, ou encore par un mélange des deux. Généralement, les réservoirs dans les bassins intracratoniques et dans les ceintures orogéniques (voir Tableau 1), liés à la présence d'aquifères sédimentaires, ont une perméabilité naturelle due à la porosité de la matrice pour les réservoirs gréseux, ou à la présence de failles pour les réservoirs dans les calcaires compacts (Breede et al., 2015). Dans tous les autres types de réservoirs, la perméabilité naturelle est essentiellement liée aux failles et fractures (Buijze et al., 2019b).

Tableau 1 - Synthèse des caractéristiques géologiques et tectoniques pour différents types de réservoirs géothermiques. La couleur de chaque ligne du tableau indique le mécanisme à la base du transfert de chaleur dans chaque réservoir : rose pour les réservoirs à convection et bleu pour les réservoirs à conduction (modifié d'après Moeck, 2014). Pour chaque réservoir, le ou les types de systèmes géothermiques associés sont affichés avec, pour chacun, le nombre de cas analysés dans ces travaux.

Type de réservoir	Type de système	n° de sites	Contexte géologique possible	Sismicité naturelle	Source de chaleur	Exemples
Volcanique	GF	9	Arcs volcaniques / Dorsales océaniques / Panaches de	Elevée	Chambre magmatique dans les champs volcaniques actifs	Berlín (Salvador) Sites

⁶ Technique qui consiste à améliorer la perméabilité d'un réservoir par cisaillement des fractures préexistantes en injectant le fluide à une pression suffisante.

Type de réservoir	Type de système	n° de sites	Contexte géologique possible	Sismicité naturelle	Source de chaleur	Exemples
	PS	1	manteau (Hot Spots)			Islandais
Plutonique	GF	5	Marges de convergence avec plutonisme récent		Cristallisation du magma / Éléments producteurs de chaleur dans la roche	The Geysers (Etats-Unis) Sites Italiens
Zone d'extension	PS	7	Complexe à noyau métamorphique / Bassin en pull-apart / Fossé d'effondrement (graben)		Elévation du manteau dû à l'amincissement de la croûte terrestre	Soultz (France) Pohang (Corée du Sud)
	GF	4				
Bassins intracratoniques	SA	2	Rift continental / Marge passive	Faible	Subsidence et amincissement de la lithosphère	Balmatt (Belgique) Californië (Pays-Bas)
	PS	0				
Ceintures orogéniques	SA	3	Bassin d'avant-pays / Ceinture de pliage et de poussé		Subsidence crustale significative dans les séquences sédimentaires	Unterhaching (Allemagne) Saint-Gall (Suisse)
Socle cristallin	PS	4	Inclusions magmatiques (plutons) dans le sous-sol	Éléments producteurs de chaleur dans la roche	Habanero (Australie) Paralana (Australie)	

3.2 Exploitation de la ressource géothermale et approches de stimulation

Les méthodes d'exploitation de la ressource géothermale sont différentes selon le type de systèmes géothermiques, tels que décrits précédemment. L'analyse détaillée de chacune de ces approches déborde du cadre de la présente étude. Cependant, il est fait ici une synthèse des aspects les plus importants et les plus utiles à la bonne compréhension des différentes réponses sismiques pour chacun des types de systèmes géothermiques considérés.

Concernant les champs géothermiques conventionnels, l'exploitation de la ressource géothermale se fait via l'implantation d'un grand nombre de puits de production (généralement plus de 10) pour extraire en surface le fluide géothermal (Figure 6). Pour cette raison, ces systèmes géothermiques ont une emprise au sol très étendue, généralement de plusieurs dizaines de km² et présentent les taux de production les plus élevés. Pour compenser les grands volumes de fluide extraits, et ainsi limiter l'épuisement des réservoirs et la subsidence des terrains de surface, le fluide géothermal refroidi, ainsi que des eaux de rejets industriels, sont réinjectés dans le sous-sol à l'aide des puits d'injection répartis sur le site. Il arrive aussi que certains puits de champs géothermiques conventionnels soient stimulés après foration dans le but d'en améliorer l'injectivité, mais aussi afin de mettre les puits en connexion hydraulique avec les zones perméables du réservoir qui ne sont pas directement traversées par le forage. Cela est, par exemple, une pratique courante dans les projets géothermiques islandais (Axelsson et al., 2006).

Les aquifères sédimentaires sont généralement exploités par doublets géothermiques, à savoir des couples de puits, l'un injecteur et l'autre producteur, entre lesquels le fluide géothermal est mis en circulation à faibles pressions (Figure 6). Dans quelques cas, des stimulations chimiques (acidifications) peuvent être employées avant la mise en circulation, comme par exemple, cela a été le cas pour le site de Saint-Gall (Suisse). Très souvent, dans ce type de systèmes géothermiques, les puits traversent des zones de failles qui constituent la cible des opérations géothermiques en raison de leur meilleure perméabilité (Breede et al., 2015). Cette stratégie est parfois également utilisée dans les systèmes géothermiques de type GF, comme cela est le cas pour de nombreux sites islandais, ainsi que dans les sites PS, comme par exemple certains projets du fossé Rhénan, entre l'Allemagne et la France.

Le principe du doublet géothermique, employé dans l'exploitation des aquifères sédimentaires, est aussi utilisé pour l'exploitation des systèmes pétrothermaux (Figure 6). Cependant, dans ce dernier cas, avant de mettre le doublet en circulation, les puits injecteur et producteur doivent être stimulés afin d'améliorer la perméabilité du réservoir et assurer une bonne connexion hydraulique entre les puits. Plusieurs techniques de stimulation peuvent être appliquées aux réservoirs pétrothermaux. D'après une revue bibliographique conduite sur 31 sites géothermiques de type EGS (Breede et al., 2013), il apparaît que la stimulation hydraulique est la méthode la plus couramment utilisée, indépendamment du type de roche du réservoir. En revanche, les stimulations chimiques (ou acidifications) et thermiques sont moins fréquentes.

Si l'exploitation de la ressource géothermale dans les systèmes pétrothermaux ne peut pas être réalisée sans une stimulation préalable du réservoir, des opérations de stimulation peuvent, dans certains cas, être également appliquées aux autres types de systèmes géothermiques. Cependant, les techniques de stimulation seront différentes selon les objectifs visés. Ainsi, la stimulation hydraulique, qui consiste à injecter des grands volumes de fluide à des pressions relativement élevées, reste la méthode la plus répandue dans les systèmes PS car elle permet d'améliorer la perméabilité du réservoir même à plusieurs centaines de mètres de distance des puits d'injection (Breede et al., 2015). Différents mécanismes physiques peuvent être responsables de l'amélioration de la perméabilité lors des stimulations hydrauliques. Pour les systèmes EGS, il est généralement reconnu que la perméabilité est améliorée par cisaillement des fractures préexistantes, qui sont amenées au glissement par effet de l'augmentation de la pression de pore due à l'injection. Dans ce mécanisme, certaines des fractures préexistantes peuvent également casser en traction (c'est-à-dire que les fractures tendent à s'ouvrir), alors que la création et la propagation de nouvelles fractures dans la roche intacte est inexistante ou alors elle joue un rôle mineur (McClure et Horne, 2014a). Des modèles de stimulation mixte ont également été proposés dans la littérature. En particulier, McClure et Horne (2014a) ont interprété les résultats des stimulations conduites sur différents sites EGS en supposant l'occurrence de mécanismes mixtes, avec la mobilisation d'un réseau de fractures complexe composé à la fois de nouvelles fractures et de fractures préexistantes. Dans ce modèle, la création de nouvelles fractures n'a pas lieu à proximité du puits d'injection, car elles s'initient à partir des fractures préexistantes qui sont amenées à s'ouvrir et/ou à glisser par effet de l'injection.

Pour ce qui concerne les stimulations chimiques, elles permettent à la fois d'améliorer la perméabilité à proximité (quelques dizaines de mètres environ) du puits d'injection, mais aussi de nettoyer les puits des éventuels débris de forage. Le principe des stimulations chimiques est d'ajouter des acides, tels que l'acide chlorhydrique (HCL) et l'acide fluorhydrique (HF), au fluide injecté, afin de réagir et dissoudre les carbonates et les silicates respectivement (Breede et al., 2015). Cette technique de stimulation peut être employée dans tous les types de systèmes géothermiques.

Enfin, les stimulations thermiques, qui consistent à injecter des fluides dont la température est inférieure à celle du réservoir, permettent d'améliorer la perméabilité à travers des mécanismes thermoélastiques (voir Section 2.2.2), en induisant des variations à la fois de pression et de température. En accord avec Breede et al. (2015), cette approche de stimulation est principalement employée dans les systèmes géothermiques à hautes températures, car la différence de température entre le fluide injecté et la masse rocheuse est significative.

4 Présentation des cas d'étude

Afin de dresser un état des connaissances sur la sismicité induite dans le contexte de la géothermie profonde, une revue bibliographique a été réalisée pour identifier et analyser les sites géothermiques concernés en Europe et dans le monde. Le choix des sites a été fait sur la base des informations disponibles dans la littérature scientifique, en sélectionnant les projets affectés par l'occurrence d'événements sismiques ressentis en surface, ayant impacté les opérations industrielles, aussi bien que les projets associés à une sismicité n'étant pas forcément ressenties en surface ($1,5 \leq M < 2$). Cette sélection ne concerne en outre que les projets de géothermie profonde, à partir d'environ 1 km de profondeur, visant à la production de chaleur par usage direct (à savoir sans l'assistance d'une pompe à chaleur) et/ou d'électricité. Par ailleurs, les projets ont été choisis en considérant les caractéristiques géologiques des réservoirs et donc les types de systèmes géothermiques correspondants, dans le but d'analyser les conditions d'occurrence de la sismicité induite dans des contextes géothermiques diversifiés. Au total, 35 projets de géothermie profonde ont été sélectionnés (Figure 7a et b) dont 20 sont localisés en Europe. La liste de ces sites, ainsi que l'indication des magnitudes maximales des séismes induits, est reportée en Figure 8.

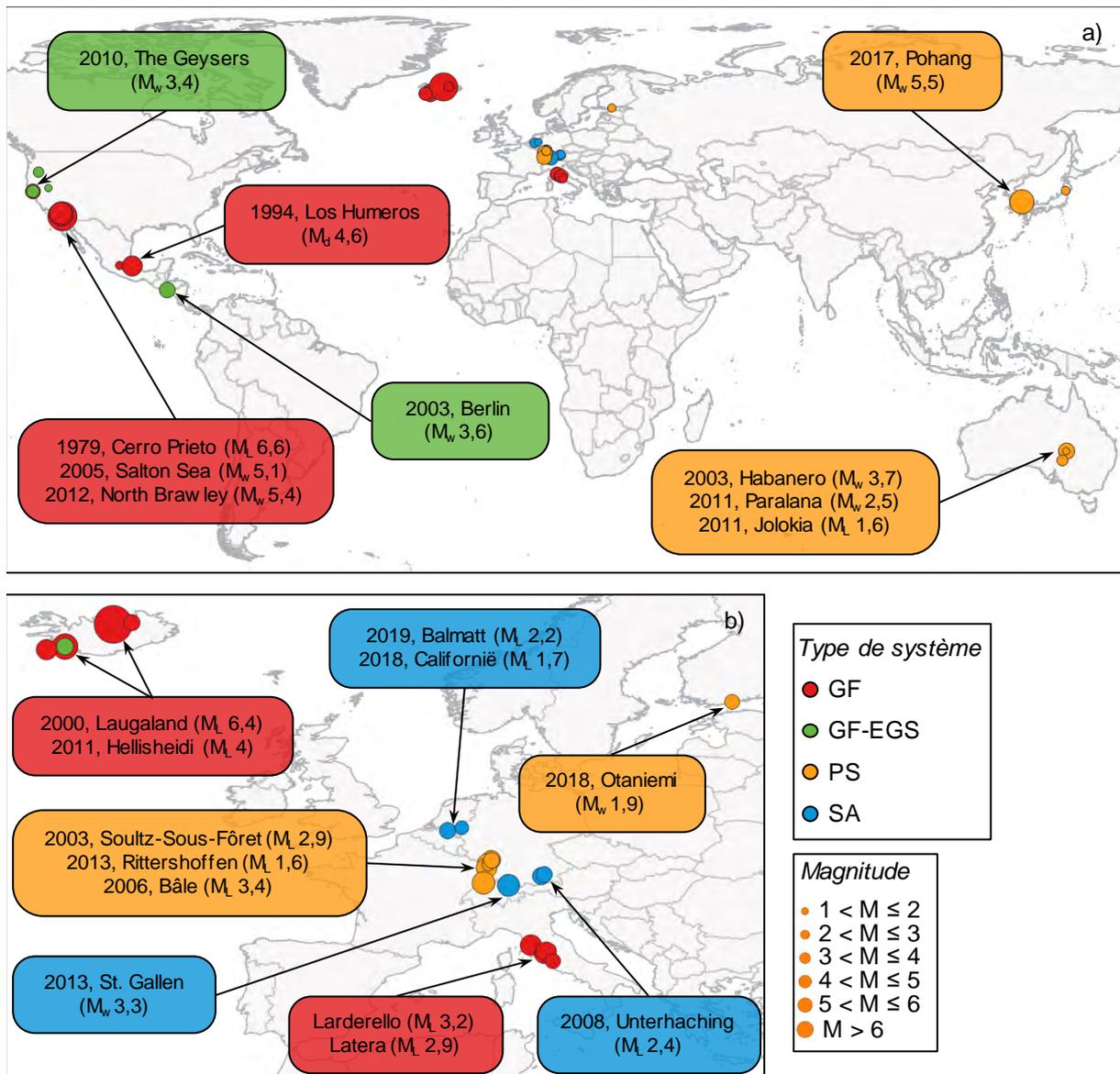


Figure 7 – Localisation des projets géothermiques sélectionnés dans cette étude (a) avec zoom sur les projets européens (b). La taille des cercles est fonction de la magnitude maximale de l'événement induit pour chaque site géothermique sélectionné. La couleur du cercle indique le type de système géothermique (voir Section 3.1) : GF (Geothermal Field) – Systèmes géothermiques traditionnels, PS

(Péthrothermal System) – Systèmes péthrothermaux, GF-EGS – Enhanced Geothermal Systems (EGS) dans les géothermiques traditionnels, SA (Sedimentary Aquifer) – Aquifères sédimentaires.

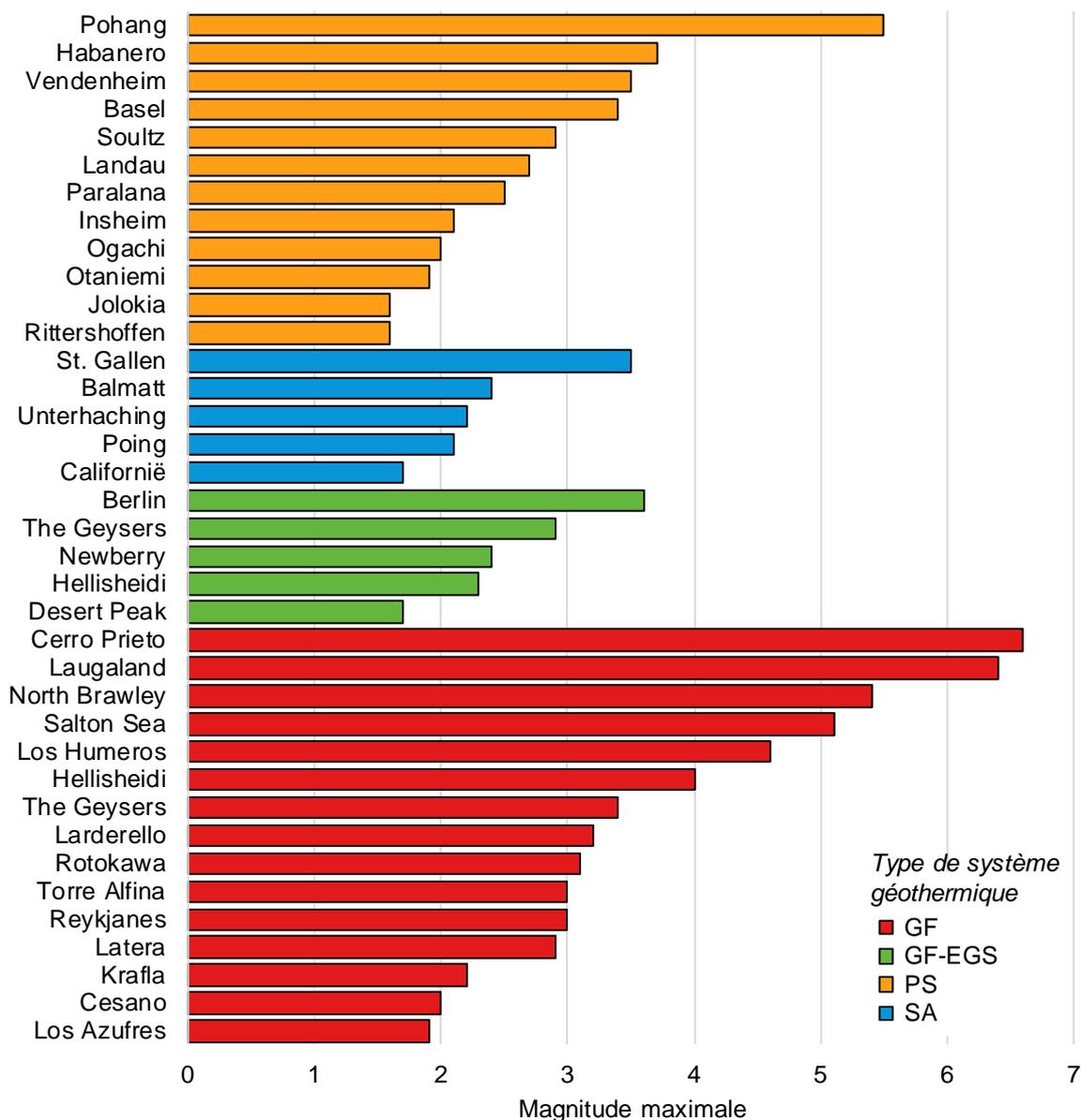


Figure 8 - Liste des projets géothermiques sélectionnés dans cette étude et magnitude maximale atteinte. Le code couleur indique le type de système géothermique.

Les projets sélectionnés ont été groupés en fonction des quatre types de systèmes géothermiques définis en Section 3 qui distingue les systèmes géothermiques traditionnels (GF), les systèmes EGS dans le contexte des champs géothermiques conventionnels (GF-EGS), les systèmes péthrothermaux (PS ou EGS) et les aquifères sédimentaire (SA).

La Figure 9a montre le nombre de projets pour chacune des quatre catégories de systèmes géothermiques. Au total, quinze sites de type GF ont été retenus. Les seuls sites Européens faisant partie de cette catégorie sont localisés en Italie et en Islande (Figure 7b) et sont liés respectivement à des contextes plutoniques et volcaniques (Tableau 1). Les autres champs géothermiques conventionnels sont principalement localisés aux Etats Unis et au Mexique (Figure 7a). Notons que comme discuté en Section 3.2, certains puits de champs géothermiques traditionnels peuvent être soumis à des opérations de stimulation. Pour cette raison, le site de Hellisheidi (Islande) est classifié à la fois comme site GF et GF-EGS selon les opérations considérées. C'est aussi le cas du site The Geysier (Etats-Unis), où à partir de 2011 une zone plus profonde du réservoir a commencé à être exploitée avec des systèmes de type EGS (Rutqvist et al., 2015), alors qu'aucune stimulation n'a été

réalisée dans le réservoir plus superficiel, exploité depuis 1960. Les autres cas classifiés comme GF-EGS sont les sites de Desert Peak et Newberry aux Etats-Unis, ainsi que le site de Berlín (Salvador). Au total, 6 cas d'étude analysés sont de type GF-EGS (Figure 9a).

En raison de la faible sismicité associée aux systèmes SA (voir Section 4.2), seulement cinq sites appartenant à cette catégorie ont été retenus (Figure 9a). Trois de ces sites sont localisés dans le bassin Molassique, entre la Suisse et le sud de l'Allemagne (Figure 7b). Ce bassin, en particulier sa partie allemande au sud de la ville de Munich, est le deuxième plus grand réservoir de type SA actuellement développé en Europe continentale, après le bassin de Paris (Seithel et al., 2019). Les deux autres sites SA sélectionnés sont situés aux Pays-Bas et en Belgique (Figure 7b).

Concernant les systèmes géothermiques de type PS, douze projets sont considérés dans la présente étude (Figure 9a). Ces sites sont repartis dans le monde (Figure 7) et caractérisés par une variété de contextes géologiques et tectoniques, et de techniques de simulation. Sept des huit projets PS européens sont localisés entre la Suisse, la France et l'Allemagne, dans le graben du fossé Rhénan, caractérisé par des anomalies thermiques significatives et qui fait partie des réservoirs géothermiques situés dans des zones d'extension (Tableau 1). Les autres sites géothermiques PS sont pour la plupart localisés en Australie et sont associés à la présence d'inclusions magmatiques (Tableau 1).

Certains projets se distinguent par l'occurrence de plusieurs épisodes de sismicité, chacun relatif à différentes phases d'exploitation du projet. Pour cette raison, la base de données constituée contient 35 projets et 53 épisodes de sismicité (voir Section 4.1). Pour chacun de ces projets géothermiques et épisodes de sismicité, la revue bibliographique a permis d'alimenter la base de données avec des informations relatives au contexte géologique et tectonique des sites, aux paramètres opérationnels et à la géométrie des puits, ainsi qu'aux caractéristiques de la sismicité et du réseau de surveillance microsismique. Au-delà des références bibliographiques spécifiques à chaque site et/ou épisode de sismicité, les deux sources importantes d'information pour constituer notre base de données sont les travaux de Buijze et al. (2019a, 2019b), qui ont récolté et analysé un nombre important de données sur de nombreux sites géothermiques, ainsi que la base documentaire *HiQuake* (The Human-Induced Earthquake Database, www.inducedearthquakes.org), disponible en ligne et mise à jour régulièrement.

Dans les sections suivantes sont décrites les caractéristiques principales des cas sélectionnés, notamment en ce qui concerne le contexte géologique et les opérations géothermiques (Section 4.1), ainsi que les épisodes de sismicité associés (Section 4.2). Pour les sites géothermiques de Bâle, Saint-Gall, Unterhaching, Soultz-Sous-Forêts et Pohang, des fiches de cas détaillées sont présentées dans les Annexes.

4.1 Caractéristiques des cas d'étude

En fonction du type de système et du contexte géologique, les cas d'étude sélectionnés présentent des différences relatives notamment au type de roche, à la température des réservoirs, à la profondeur des puits et au type d'opérations réalisées.

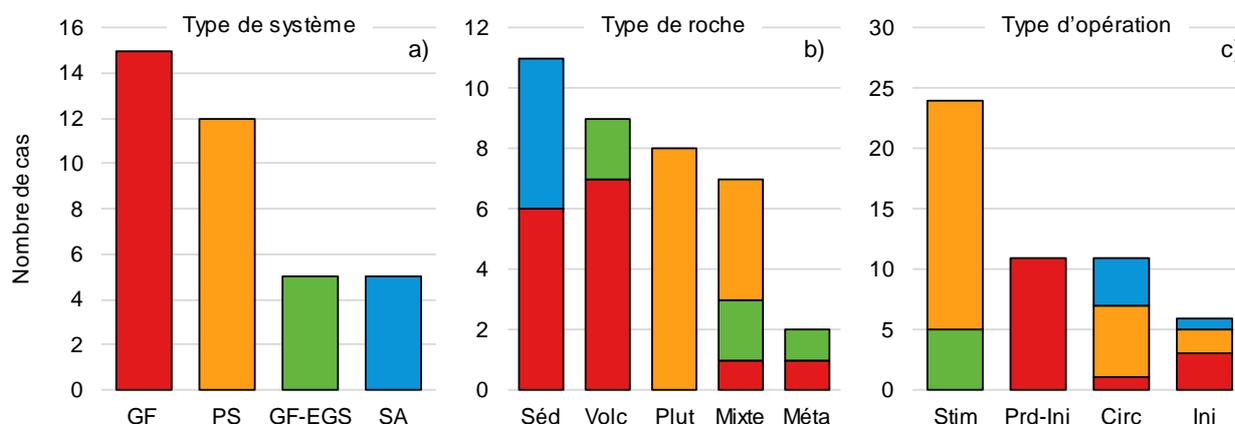


Figure 9 - Nombre de cas analysés par rapport au type de système (a), au type de roche du réservoir (b) et au type d'opération (c). Les codes couleur des figures (b) et (c) est défini à la figure (a). Type de roche : Séd – roches sédimentaires ; Volc – roches volcaniques ; Plut – roches plutoniques ; Méta – roches métamorphiques. Type d'opération : Stim – stimulation ; Prd-Inj – production et réinjection ; Circ – circulation ; Inj – injection.

Les cinq sites de type SA sélectionnés visent tous des réservoirs en roches sédimentaires (Figure 9b), principalement des calcaires karstifiés et fracturés pour les sites du bassin Molassique (Poing, Unterhaching et Saint-Gall), grès et calcaires fracturés pour les sites en Belgique et aux Pays-Bas (Balmatt et Californië) (e.g. Baisch et Vörös, 2018 ; Brothaers et al., 2019 ; Moeck et al., 2015 ; Seithel et al., 2019). Pour tous les sites SA sélectionnés, la perméabilité naturelle des réservoirs n'est pas contrôlée par la porosité de la matrice rocheuse, comme c'est parfois le cas dans les aquifères sédimentaires (voir Section 3), mais uniquement par les réseaux de failles et fractures existantes.

Les trois autres types de systèmes géothermiques présentent une plus grande variété d'environnements lithologiques (Figure 9b). Les réservoirs ciblés par les systèmes GF sont principalement composés de roches sédimentaires (calcaires et grès) et volcaniques (andésites et basaltes). Dans le premier cas, il s'agit notamment des sites italiens (Latera, Torre Alfina et Cesano) et de ceux qui exploitent le bassin Salton Trough entre les Etats-Unis et le Mexique (Salton Sea, North Brawley et Cerro Prieto). Les systèmes GF en roches volcaniques sont, en revanche, principalement localisés en Islande (Hellisheidi, Laugaland, Reykjanes et Krafla), au Mexique (Los Azufres et Los Humeros) et en Nouvelle Zélande (Rotokawa). Les deux autres sites géothermiques de type GF sélectionnés dans cette étude, à savoir The Geysers aux Etats-Unis et Larderello en Italie, visent respectivement des roches métamorphiques et un réservoir mixte composé de roches sédimentaires et métamorphiques.

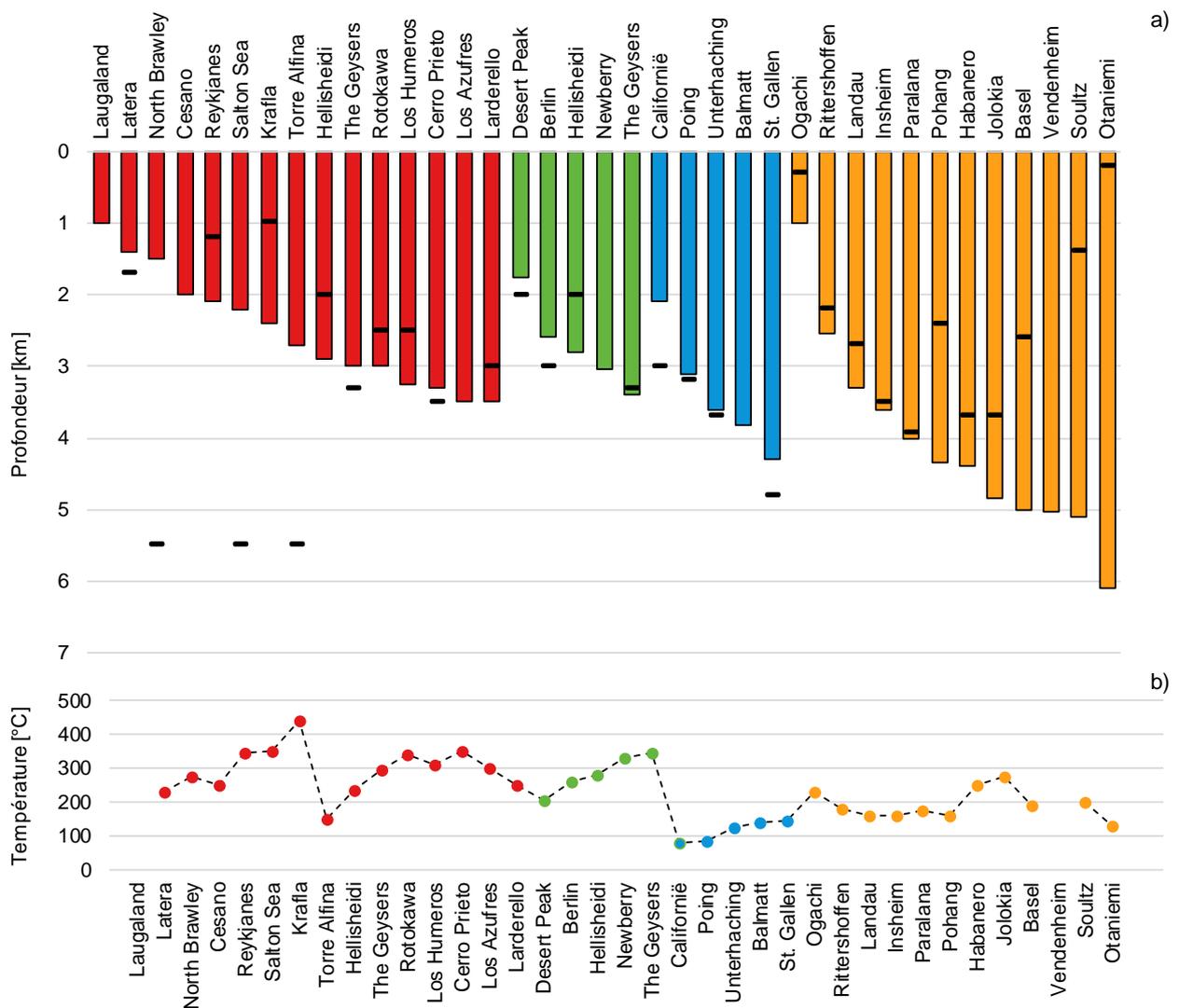


Figure 10 - Profondeur maximale des puits (a) et température des réservoirs (b) pour chaque projet analysé et classifié selon le type de système (GF – rouge ; GF-EGS – vert ; SA – bleu ; PS – orange). Les traits noirs en (a) indiquent la profondeur du socle pour chaque projet.

Les systèmes PS sont, quant à eux, principalement localisés dans des réservoirs de roches plutoniques, essentiellement granite et granodiorite, et de type mixte, composé de roches sédimentaires et plutoniques (Figure 9b). Les sites du fossé Rhénan peuvent se rencontrer dans les deux types d'environnement lithologiques car les opérations géothermiques sont réalisées, soit à la frontière entre la couche sédimentaire (grès) et le socle granitique, comme dans le cas de Rittershoffen, Insheim et Landau, ou uniquement dans le socle, comme à Soultz-Sous-Forêts, Vendenheim et Bâle (e.g. Gaucher et al., 2020 ; Vidal et Genter, 2018). L'approche basée sur une exploitation à la fois des couches sédimentaires et granitiques est aussi employée dans le site de Paralana en Australie. Les autres sites PS en roches plutoniques sont les sites australiens de Habanero et Jolokia, les sites de Pohang et de Ogachi, respectivement en Corée du Sud et au Japon, et le site finlandais de Otaniemi.

Les profondeurs maximales des sites géothermiques sélectionnés varient de 1 à 6 km (Figure 10a), pour des températures de réservoirs allant de 80°C à plus de 400°C (Figure 10b). Les sites PS présentent des températures intermédiaires comprises entre 160°C et 260°C environ, alors qu'ils sont en moyenne les plus profonds, avec des puits généralement à plus de 3 km, forés plusieurs centaines de mètres, voire plusieurs kilomètres, en-dessous du socle. Les projets SA sélectionnés présentent les températures les plus faibles, entre 80 et 145°C, et des profondeurs moyennes, avec des puits de 2 à 4 km de profondeur, s'arrêtant au-dessus du socle. Enfin, les systèmes GF et GF-EGS présentent en moyenne des profondeurs plus faibles, entre 1 et 3,5 km, mais les températures les plus élevées, dans la plupart des cas entre 200°C et 400°C. Il convient de remarquer que les sites SA sélectionnés dans la présente étude sont parmi les plus profonds, en comparaison d'autres sites européens de la même catégorie⁷.

Comme déjà discuté en Section 3.2, les opérations sur les différents sites géothermiques sont variables en fonction du type de système considéré. Comme indiqué en Figure 9c on distingue les phases de :

- Stimulation : opérations, telles que discutées en Section 3.2, visant à améliorer l'injectivité des puits et la perméabilité du réservoir. Font partie de cette catégorie, les stimulations hydrauliques, thermiques et chimiques, ici analysées uniquement dans le cadre des systèmes PS et GF-EGS (Figure 9c).
- Production-Réinjection : opération simultanée d'extraction du fluide géothermal et de réinjection dans le sous-sol du fluide refroidi employée dans les systèmes GF (Figure 9c). Généralement, le volume de fluide extrait est supérieur à la quantité de fluide réinjecté.
- Circulation : circulation équilibrée du fluide entre deux ou plusieurs puits injecteur et producteurs, avec un volume net⁸ pouvant être considéré nul. La circulation est à la base des opérations dans les systèmes SA mais aussi dans les systèmes PS pendant la phase de production, i.e. une fois les opérations de stimulations terminées (Figure 9c).
- Injection : autres types d'opérations d'injection pouvant être réalisées quel que soit le système géothermique (Figure 9c). Font partie de cette catégorie les tests d'injection ou de connectivité entre les puits.

4.2 Description de la sismicité

Les événements sismiques associés aux cas d'étude sélectionnés présentent des magnitudes maximales (M) variables entre 1,6 et 6,6. La Figure 11 montre les magnitudes maximales pour chaque cas d'étude, classées en fonction du type de système géothermique, de l'opération en cours sur chaque site au moment de l'occurrence de la sismicité, ainsi qu'en fonction du type de roche réservoir.

Globalement, on observe que les opérations de circulation sont associées à une sismicité induite de plus faible magnitude : elle est inférieure à 3, pour tous types de systèmes géothermiques, indépendamment du type de roche réservoir. Les événements les plus forts associés à des phases de circulation sont les séismes de magnitude 2,7 et 2,9 observés respectivement dans le fossé Rhénan sur le site pétrothermal de Landau (Figure 11d) en 2009 et sur le champ géothermique de Lartera (Figure 11c) en Italie en 1984. En revanche, les opérations d'injection, de stimulation et de production-injection

⁷ En effet, sur la base des données récoltées par Buijze et al. (2019a), les systèmes SA, par exemple développés dans le bassin de Paris, en Norvège, au Danemark ou encore aux Pays-Bas, présentent généralement des profondeurs maximales ne dépassant pas les 3 km.

⁸ Différence entre volume injecté et extrait.

sont associées à une sismicité de magnitude très variable qui peut être inférieure à 2 ou bien supérieure à 3. A priori pour ces 3 types d'opération, il n'y a pas de lien entre la sismicité maximale enregistrée et le type de roche exploitée ou le type de système géothermique considéré.

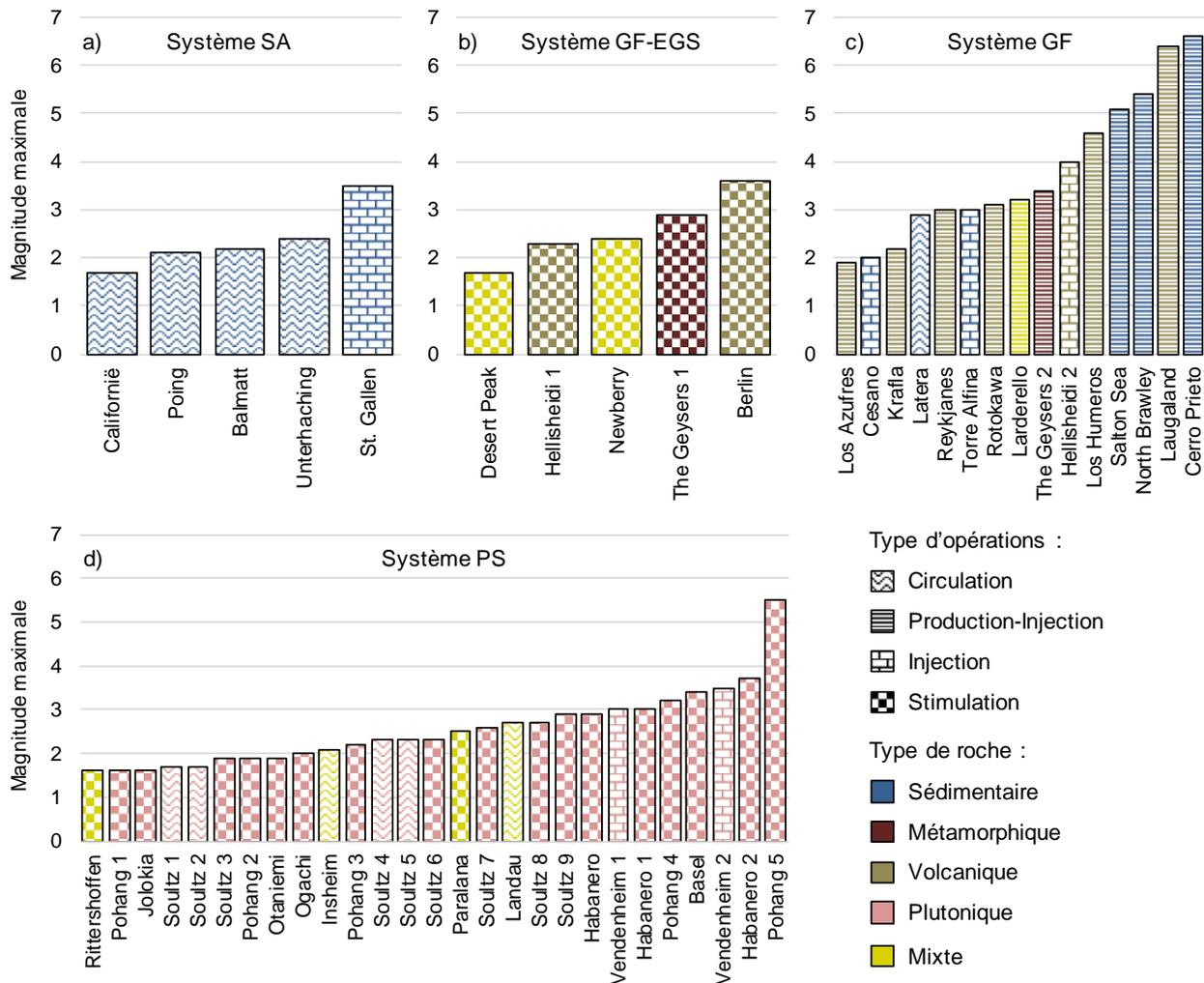


Figure 11 - Magnitude maximale pour les cas d'étude sélectionnés dans les aquifères sédimentaires (a), dans les champs géothermiques avec application des technologies EGS (b), dans les champs géothermiques traditionnels (c) et dans les systèmes pétrothermaux (d). Pour chaque cas, la texture de remplissage (hachure) indique l'opération en cours au moment de la sismicité, alors que la couleur indique le type de roche réservoir.

Les systèmes pétrothermaux sont souvent associés à des épisodes de sismicité induite (Figure 11d), ce qui est en partie inhérent aux opérations de stimulations réalisées dans ce type de projets. Cependant, les magnitudes des séismes induits pour ce type de systèmes géothermiques restent généralement inférieures à 3, avec seulement 7 cas sur 27 caractérisés par $M \geq 3$. Le séisme de M_w 5,5 survenu en novembre 2017 sur le site géothermique de Pohang (Annexe E) est exceptionnel si on considère qu'aucun séisme de $M \geq 4$ n'a jamais été observé dans d'autres sites de la même catégorie (Figure 11d). Ce séisme est reconnu comme le séisme le plus fort et le plus dévastateur jusqu'à présent associé à un site EGS. Il s'explique par le glissement d'une faille intersectée par un des puits du site géothermique. Cette faille, qui n'avait pas été préalablement identifiée, a été réactivée par les opérations successives de stimulation, sous l'effet de pressions d'injection dépassant les 80 MPa (e.g. Ellsworth et al., 2019 ; Lee et al., 2019 ; Woo et al., 2019).

Les champs géothermiques conventionnels sont associés à une sismicité induite de plus forte magnitude, avec 11 cas sur 15 caractérisés par $M \geq 3$ (Figure 11c). Les séismes de magnitude 6,4 et 6,6, liés respectivement aux sites géothermiques de Laugaland en Islande et Cerro Prieto au Mexique, montrent un décalage par rapport aux autres séismes liés aux systèmes GF dont la magnitude est généralement inférieure à 5,4. Comme il sera expliqué plus en détail en Section 5.8, ces deux séismes

pourraient en effet être classifiés comme des séismes déclenchés plutôt que directement induits par les opérations géothermiques⁹, ce qui pourrait expliquer leurs magnitudes significativement plus élevées.

Les magnitudes des séismes induits dans les systèmes GF-EGS et SA restent moyennes et comparables à celles observées dans les systèmes PS (Figure 11a, b). Cependant, il convient de remarquer que les 5 sites SA sélectionnés dans cette étude peuvent être considérés comme des cas particuliers en comparaison d'autres sites de la même catégorie. En effet, ce type de système géothermique est largement développé en Europe, notamment dans le bassin Molassique, dans le bassin du Nord de l'Allemagne, dans le bassin de Paris, ainsi qu'aux Pays-Bas. Les sites géothermiques de type SA développés dans ces régions, à l'exception des 5 cas sélectionnés dans cette étude, sont caractérisés par l'absence de sismicité induite ou, dans quelques cas, par l'occurrence d'événements sismiques de faible magnitude ($M \leq 1,3$) (e.g. Buijze et al., 2019a ; Seithel et al., 2019). Par conséquent, l'aléa de sismicité induite peut être globalement considéré comme moindre dans les systèmes géothermiques de type SA par rapport aux autres systèmes. Dans ce contexte, le séisme de M_L 3,5, survenu le 20 juillet 2013 sur le site de Saint-Gall en Suisse (Annexe B), montre une magnitude nettement supérieure à celle des autres cas sélectionnés dans la même catégorie, qui ont des magnitudes variables entre 1,7 et 2,4 (Figure 11a). En effet, ce séisme est particulier car il s'est produit après une fuite inattendue de méthane par le puits, depuis le sous-sol, avec une éruption de gaz en surface. Les opérations successives de mise en sécurité du puits, avec l'injection d'environ 700 m³ de boue de forage pour repousser le gaz dans le sous-sol, ont conduit à augmenter le taux de sismicité, jusqu'à déclencher le séisme de M_L 3,5 (e.g. Diehl et al., 2017 ; Obermann et al., 2015 ; Zbinden et al., 2020).

Enfin précisons que plusieurs séismes induits analysés dans la présente étude ont été ressentis en surface. Ils ont dans quelques cas, conduit à l'arrêt définitif des sites géothermiques. Cela a été le cas pour les sites de Saint-Gall, Bâle et Pohang. Le site de Vendenheim en France est sur la même trajectoire après la séquence sismique de décembre 2020 (Vendenheim 2 en Figure 11d).

⁹ Voir Section 2 pour les définitions de sismicité induite et déclenchée

5 Caractéristiques spatio-temporelles et énergétiques de la sismicité induite

Chaque cas d'étude analysé est associé à l'occurrence d'une séquence d'événements sismiques dont le séisme de magnitude maximale est reporté en Figure 11. L'analyse des caractéristiques spatio-temporelles de ces séquences sismiques, et non pas uniquement de l'événement de plus forte magnitude, est très importante car elle permet de mieux caractériser le comportement du réservoir en réponse aux opérations, et ainsi de mieux comprendre l'occurrence des événements de magnitude maximale. Il convient de remarquer que le nombre, les magnitudes minimales et la précision de localisation des événements sismiques dans une séquence dépendra fortement de la géométrie du réseau sismique (nombre et positions des capteurs) ainsi que des méthodes d'acquisition et de traitement. Cependant, indépendamment des différences entre les catalogues sismiques pour chaque site géothermique, certaines caractéristiques communes peuvent être observées.

5.1 Caractéristiques de la sismicité pour les systèmes PS et GF-EGS

Dans les systèmes PS et GF-EGS, la sismicité est généralement corrélée aux opérations de stimulation hydraulique, avec le nombre d'événements microsismiques qui augmente avec l'augmentation du débit et de la pression d'injection, pour ensuite diminuer dans la phase de *shut-in*, à savoir quand la stimulation est terminée. En conséquence des effets directs de diffusion de la pression de pore (Section 2.2.1), la sismicité montre une migration spatio-temporelle assez marquée par rapport à la position du puits d'injection, avec les événements microsismiques qui apparaissent d'abord à proximité du puits d'injection, pour ensuite s'en éloigner progressivement avec le temps (e.g. Zang et al., 2014). A titre d'exemple, la Figure 12 montre l'évolution de la distance des événements microsismiques par rapport au point d'injection (*r-t* plot) pendant une stimulation hydraulique sur le site de Paralana. A mesure que l'injection progresse, le nuage sismique s'élargit, à la fois en profondeur et dans le plan horizontal (Albaric et al., 2014), car la sismicité se produit sur le front de pression (ou de propagation) du fluide. Des observations similaires ont été reportées, par exemple, pour le site de Habanero (voir Figure 15a) (Baisch et al., 2006), ainsi que pour les sites de Bâle et Soultz-Sous-Forêts (Annexe C et Annexe D).

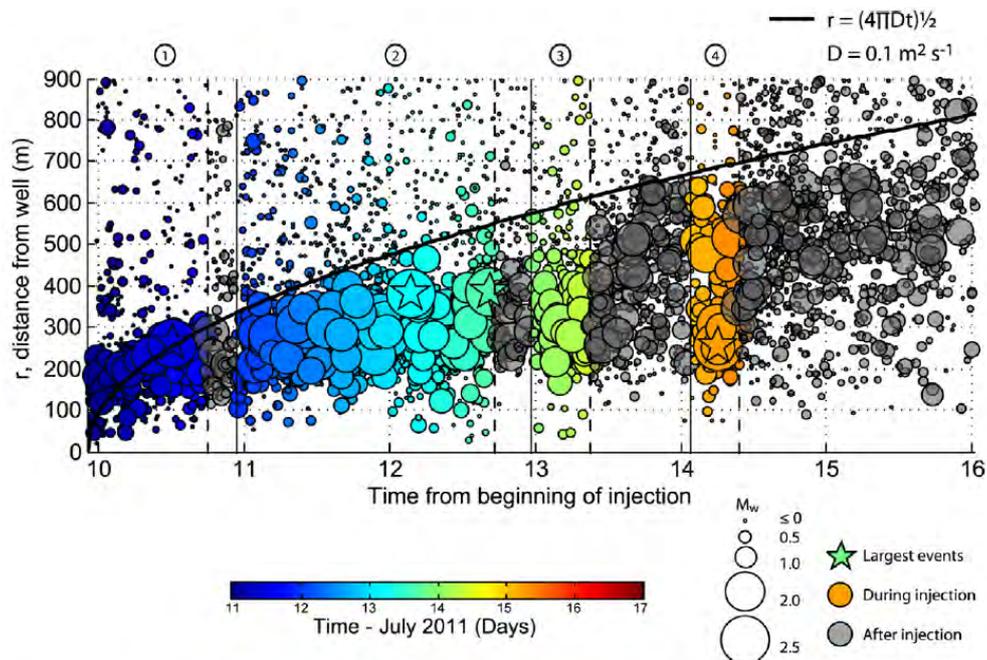


Figure 12 - Evolution temporelle de la distance des événements sismiques par rapport au point d'injection pour la stimulation hydraulique sur le site PS de Paralana en juillet 2011. Les numéros de 1 à 4 indiquent les phases successives d'injection. La ligne noire montre que la sismicité est en partie contrôlée par la diffusion de la pression de pore (Section 2.2.1), en suivant la loi de diffusion (Equation 2) avec une diffusivité de $0,1 \text{ m}^2/\text{s}$ (d'après Albaric et al., 2014).

Pour cette raison, dans les systèmes PS et GF-EGS, les événements microsismiques se localisent généralement à la profondeur de la section découverte du puits d'injection, avec des distances

maximales sur le plan horizontal entre environ 0,5 et 3 km de la tête de puits. Cependant, dans certains cas, la sismicité induite peut se produire à grande distance (~ 10 km) du puits d'injection. Cela a été observé par Goebel et Brodsky (2018) qui mettent en évidence deux tendances distinctes pour les sites PS : une décroissance abrupte de la sismicité, à une distance du point d'injection variant du mètre au km, est observée dans certains cas, alors que, dans d'autres cas, la décroissance est plus régulière et permet d'observer la sismicité à distance importante des puits. Ces auteurs établissent un lien entre les tendances observées et les mécanismes physiques à l'origine de la sismicité induite. Ils supposent que dans les sites où la décroissance des événements sismiques avec la distance est abrupte, la sismicité est principalement contrôlée par des effets directs de diffusion de la pression de pores. Au contraire, quand la décroissance est plus régulière, ce sont des phénomènes poroélastiques qui contrôlent la sismicité.

Comme il sera discuté plus en détail en Section 5.5, dans certaines conditions et notamment dans le cas d'injections répétées dans le temps, les caractéristiques spatio-temporelles de la sismicité pourront être différentes par rapport à celles discutées ci-dessus.

Pour les sites géothermiques du fossé Rhénan où le réservoir ciblé est localisé à la frontière entre la couche sédimentaire et le socle granitique sous-jacent, et qui sont donc classifiés dans les sites avec un type de roche mixte (voir Figure 11d), la sismicité se localise principalement au niveau du socle. Cela est notamment le cas pour les sites d'Insheim, Landau et Rittershoffen (Grund et al., 2016 ; Küperkoch et al., 2018 ; Lengliné et al., 2017) où la réponse aux opérations géothermiques de la partie haute du réservoir, dans la couche sédimentaire, reste asismique, alors que l'activité sismique se développe intégralement dans la partie plus profonde du réservoir ciblé, au niveau du socle (Figure 13). Ce phénomène pourrait s'expliquer en considérant que la croûte cristalline est généralement caractérisée par un état de contrainte critique, où une faible perturbation des contraintes est suffisante pour induire des événements sismiques (Baisch et al., 2016). Par conséquent, les roches cristallines tendent à être plus sismogènes que les roches sédimentaires (Evans et al., 2012).

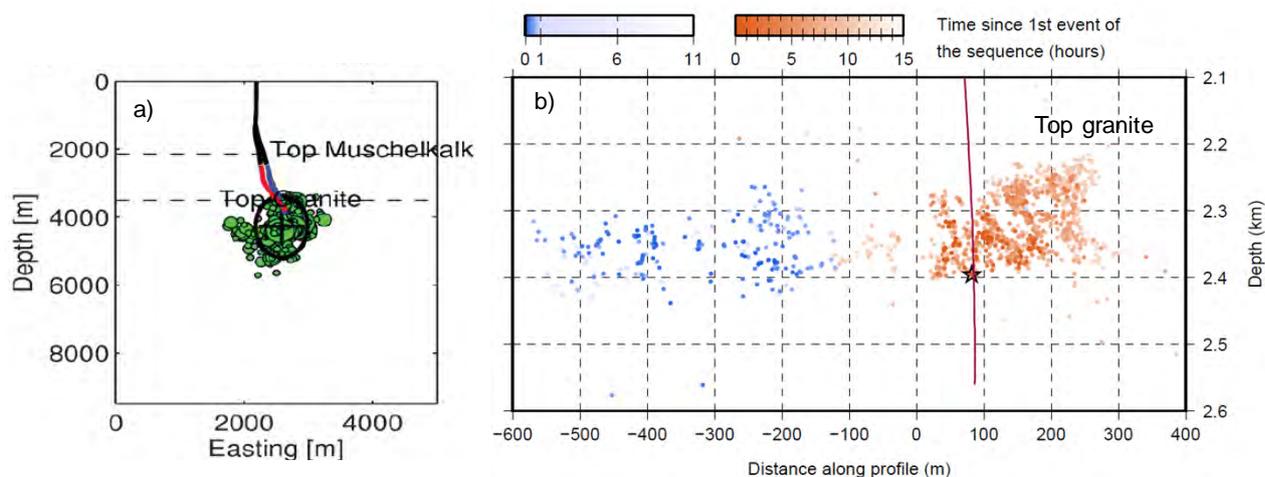


Figure 13 - Localisation le long d'une coupe verticale des événements microsismiques pour les sites d'Insheim (a) et Rittershoffen (b). Les lignes rouge et bleu en (a) indiquent les sections découvertes des puits d'injection et de production. La ligne violette en (b) indique la trajectoire de la section découverte du puits d'injection (modifié d'après Küperkoch et al., 2018 et Lengliné et al., 2017). La couche granitique démarre à une profondeur d'environ 3,5 km pour le site d'Insheim (a) et à 2,2 km dans le cas de Rittershoffen (b).

Dans les cas d'étude sélectionnés, nous avons également considéré des opérations de circulation sur certains sites pétrothermaux du fossé Rhénan, notamment à Soultz-Sous-Forêts, Insheim et Landau (voir Figure 11d). Il convient de souligner que dans le cas de Soultz-Sous-Forêts ces opérations sont relatives à des tests de circulation d'une durée variable entre 2 et 11 mois (voir Annexe C), alors que dans le cas d'Insheim et Landau il s'agit de la circulation en phase opérationnelle des centrales, à savoir lors de la production. A Soultz-Sous-Forêts, les caractéristiques spatio-temporelles de la sismicité en phase de circulation semblent être étroitement liées aux opérations sur les puits, comme déjà généralement observé pour la sismicité en phase de stimulation hydraulique. En effet, la sismicité est modérée pendant les premières semaines, voire les premiers mois de circulation, quand le régime hydraulique du fluide en circulation reste stable, pour s'accroître lors de brusques variations des

paramètres hydrauliques (arrêt soudain des pompes ou augmentation du débit d'injection) ou pour des augmentations continues de la pression d'injection (Cuenot et al., 2011 ; Gaucher et al., 2015a). Cependant, les événements de magnitude maximale peuvent également avoir lieu lorsque les conditions de circulation restent stables, indépendamment du taux de sismicité (Gaucher et al., 2015a). Les événements se localisent à la profondeur des puits, entre l'injecteur et le producteur (voir Annexe C pour plus de détails). De manière similaire, l'analyse sur environ 4 ans de production sur le site d'Insheim montre que le taux de sismicité s'accroît systématiquement à chaque phase d'arrêt et de redémarrage des opérations, même si l'activité sismique, y compris les événements de plus forte magnitude, peuvent également se produire lorsque le débit de circulation reste constant (Küperkoch et al., 2018). La plupart des événements sismiques se localisent le long d'une faille qui connecte les puits d'injection et de production, cependant l'évolution spatio-temporelle de la sismicité est assez complexe, ne montrant pas de migrations claires (Küperkoch et al., 2018). En effet, la représentation de la sismicité dans un diagramme de r en fonction de t (r - t plot, où r est la distance du front sismique par rapport au point d'injection et t le temps) ne montre pas la tendance typiquement observée sur la plupart des sites géothermiques (voir Figure 12 et Section 2.2.1), indiquant que l'activité sismique sur le site d'Insheim ne peut pas entièrement s'expliquer par des effets de diffusion de la pression de pore (Küperkoch et al., 2018).

5.2 Caractéristiques de la sismicité pour les systèmes SA

L'activité microsismique des sites SA analysés dans la présente étude (Figure 11a) montre des caractéristiques particulières. En effet, pour les sites d'Unterhaching, Saint-Gall et Californië la sismicité se localise à des profondeurs significativement plus importantes par rapport à la profondeur maximale des puits. A Saint-Gall (Annexe B) les événements microsismiques se produisent à environ 300 mètres¹⁰ en-dessous de la section découverte du puits, alors qu'à Unterhaching (Annexe A) et Californië (Baisch and Vörös, 2018) la sismicité est, respectivement, 1,7 et 3,5 km plus profonde que les puits. Cela implique que la sismicité se développe principalement, ou en grande partie, dans le socle cristallin sous-jacent la couche sédimentaire ciblée par les opérations géothermiques (voir Figure 10a pour les profondeurs respectives des puits et du socle). Dans le cas du site de Poing, également analysé dans cette étude (Figure 11a), les événements microsismiques sont aussi localisés dans le socle, entre 1 et 2 km en-dessous du réservoir (Seithel et al., 2019).

Ce déclenchement de l'activité sismique à distance des puits d'injection a été expliqué par différents auteurs (e.g. Baisch et Vörös, 2018; Diehl et al., 2017; Megies et Wassermann, 2014; Seithel et al., 2019; Zbinden et al., 2020b) par des phénomènes de connexion hydraulique entre le point d'injection et la zone de nucléation des séismes (voir Section 2.2.1). Dans le cas d'Unterhaching et Saint-Gall, la connexion hydraulique entre le réservoir et le socle, via le réseau de failles ciblé par les opérations d'injection/circulation, a probablement permis de transférer l'effet de diffusion de la pression interstitielle sur plusieurs kilomètres dans le socle où des failles préexistantes, soumises à des contraintes critiques, ont pu être réactivées (Diehl et al., 2017 ; Megies and Wassermann, 2014 ; Seithel et al., 2019 ; Zbinden et al., 2020b). Pour le site de Californië, Baisch et Vörös (2018) indiquent que des effets thermoélastiques (voir Section 2.2.2), couplés à la connexion hydraulique entre le réservoir et le socle, sont à l'origine du déclenchement de la sismicité.

Indépendamment des mécanismes responsables de l'activité sismique, il paraît évident que la présence dans le socle de failles soumises à des contraintes élevées, mais aussi l'existence d'une connexion hydraulique entre la zone d'injection et les couches plus profondes, jouent un rôle primordial dans le déclenchement des événements sismiques pour ce type de systèmes géothermiques. Selon Buijze et al. (2019a) ce mécanisme pourrait en partie expliquer l'absence de sismicité pour les sites SA développés dans le bassin Parisien. En effet, dans ce bassin, la présence d'une formation argileuse entre le réservoir et le socle pourrait agir comme une barrière hydraulique, empêchant la redistribution de pressions et contraintes vers les formations plus profondes. Dans le cas de Poing, le réservoir est directement hydrauliquement connecté au socle via le puits injecteur (Seithel et al., 2019), comme dans le cas des sites PS du fossé Rhénan où le réservoir ciblé est localisé à la frontière entre la couche sédimentaire et le socle granitique sous-jacent.

¹⁰ A noter que l'incertitude de localisation par rapport à la profondeur est estimée à ± 150 m (Diehl et al., 2017).

Pour ce qui concerne les caractéristiques temporelles de la sismicité dans les systèmes SA analysés, on observe globalement un lien entre les opérations de circulations et le déclenchement des événements sismiques. Pour le site de Californiè la sismicité a lieu en même temps que des réductions significatives du taux de production ou suite à l'arrêt de la circulation (Baisch et Vörös, 2018). De manière similaire, les événements sismiques à Unterhaching ont lieu après des variations importantes du débit de circulation (Ortiz Rojas et al., 2018 ; voir Annexe A). Dans ce type de systèmes géothermiques, la sismicité peut apparaître plusieurs années après le démarrage des opérations de circulation (Vörös et Baisch, 2019). Dans ce contexte, le cas de Poing présente des caractéristiques très particulières, car la sismicité n'a démarré que 5 ans après le début des opérations de circulation. Seithel et al. (2019) ont montré que la faille à l'origine de la sismicité sur le site de Poing n'est pas dans un état critique, si l'on considère son orientation vis-à-vis du champ de contrainte locale. Ils attribuent donc l'occurrence de l'activité microsismique à des phénomènes chimiques de dissolution (voir Section 2.2.4), ainsi qu'à des effets thermoélastiques dans le socle au voisinage du puits d'injection. Ces deux mécanismes, agissant sur des temps longs, ont conduit respectivement à la dégradation du coefficient de frottement de la faille et à la variation locale du champ de contrainte, permettant la réactivation de cette structure. Cela pourrait expliquer le décalage temporel entre le déclenchement de la sismicité induite et le début des opérations géothermiques sur le site.

5.3 Caractéristiques de la sismicité pour les systèmes GF

Dans le cas des systèmes GF, il est plus compliqué d'identifier des liens de causalité entre les opérations sur les sites et les caractéristiques spatio-temporelles de la sismicité. Cela est principalement dû à la complexité de ces systèmes en termes de nombre de puits de production et de réinjection qui sont, dans la plupart des cas, en opération en même temps. Cependant, en considérant les sites GF analysés dans cette étude, on observe globalement que la sismicité est plutôt liée aux opérations de réinjection. Pour le champ géothermique de Rotokawa (Nouvelle Zélande), Sherburn et al. (2015) ont montré qu'à la suite d'une augmentation des volumes injectés et produits le taux de sismicité a augmenté uniquement pour les événements localisés autour des puits d'injection, alors que le nombre d'événements sismiques dans la zone de production est resté inchangé. Cette hypothèse semble confirmée par le fait que l'activité sismique se localise à des endroits différents du site géothermique en fonction de la position des puits de réinjection. De manière similaire, Trugman et al. (2016) ont observé une corrélation significative entre le taux de sismicité sur le site de The Geysers (California) et les variations de volumes réinjectés, à la fois sur le court et sur le long terme. En considérant la sismicité induite autour de deux puits de réinjection dans la zone nord-ouest du site de The Geysers, Martínez-Garzón et al. (2020) montrent que le taux de sismicité est bien corrélé au taux d'injection dans les deux puits, alors que la production dans 5 puits proches ne montre aucun lien avec la sismicité. Cette corrélation entre la sismicité et l'injection sur le site de The Geysers a également été observée à l'échelle du site géothermique entier, en considérant les événements sismiques induits depuis les années 80 (Majer et al., 2007). Des observations similaires ont été reportées pour les sites géothermiques européens, notamment en Italie et en Islande. A titre d'exemple, dans le champ géothermique de Hellisheidi, une nette augmentation de la sismicité a été observée en 2011 en conséquence des opérations de réinjection démarrées au même moment, avec l'objectif de limiter l'épuisement du réservoir (Juncu et al., 2020).

Les sites géothermiques de type GF sont par ailleurs souvent affectés par des déformations significatives en surface. Sur la base de données InSAR et GPS, Juncu et al. (2020) ont observé un déplacement en surface d'environ 2 cm, indiquant une surrection du sol, survenue sur le site de Hellisheidi sur une période d'environ un an. A l'inverse, des phénomènes de subsidence ont également été observés sur plusieurs sites, en particulier quand les volumes produits sont significatifs. A Reykjanes, elle a atteint ~10 cm après les deux premières années de production (Keiding et al., 2010). A Cerro Prieto (Mexique), Glowacka et al. (2005) ont démontré que 96% de la subsidence d'environ 12 cm/an était due aux opérations géothermiques sur le site, la subsidence tectonique ne représentant que 4% de la déformation totale. Pour le site de The Geysers, les mesures GPS indiquent une subsidence de la surface qui a évolué à une vitesse d'environ 5 cm/an pendant les années 1977-1996 (Mossop et Segall, 1997).

Les mécanismes à l'origine de la sismicité induite pour les systèmes de type GF, sont comparables à ceux des autres types de systèmes géothermiques. Les mécanismes thermoélastiques peuvent jouer un rôle important à cause de la forte différence de température entre le réservoir et les fluides de réinjection. Cependant, des effets de diffusion de la pression de pore ainsi que des mécanismes poroélastiques peuvent aussi contribuer à la génération de la sismicité. Sur la base des analyses

menées sur le site de The Geysers, Martínez-Garzón et al. (2014) indiquent qu'à proximité des puits d'injection la sismicité est principalement liée aux effets thermoélastiques qui dominent sur les variations de contraintes poroélastiques, dans un processus indépendant du taux d'injection. En revanche, à distance des puits d'injection, la sismicité est plutôt contrôlée par des mécanismes de diffusion de la pression de pore. Pour le site de Rotokawa, Sherburn et al. (2015) indiquent que la sismicité est principalement induite par des mécanismes thermoélastiques et, plus précisément, par la contraction de la roche due à l'injection de fluides dont la température est environ 200°C plus faible que celle du réservoir. Les phénomènes de subsidence, qui accompagnent la compaction du réservoir, peuvent, dans certains cas, être aussi à l'origine de la sismicité dans les systèmes GF. En effet, ces variations de volume dans le réservoir induisent des changements de l'état de contrainte par effets poroélastiques et sont donc susceptibles de réactiver des failles (Buijze et al., 2019a).

5.4 Le rôle des structures préexistantes et de l'état de contrainte

Comme déjà discuté en Section 2.2, les failles et fractures préexistantes jouent un rôle décisif dans le déclenchement de l'activité sismique induite, non seulement parce qu'elles présentent une cohésion moins élevée que celle de la roche intacte, mais aussi parce qu'elles correspondent à des zones où la perméabilité est plus importante. Par conséquent, la circulation des fluides injectés a lieu de préférence le long de ces structures, où des événements sismiques sont déclenchés quand la résistance est dépassée par effet de l'augmentation de la pression interstitielle. Quand ces structures sont déjà dans un état de contrainte critique, de faibles variations de contrainte dues aux opérations géothermiques sont suffisantes pour les réactiver. Par ailleurs, l'orientation des failles et fractures préexistantes par rapport à celle des contraintes principales a une influence significative sur leur potentiel de réactivation. En effet, la rupture (i.e. la sismicité) le long de ces structures peut avoir lieu si elles sont orientées de manière favorable pour le glissement dans le champ de contrainte local (voir Section 2.2) et si elles sont dans un état proche de la rupture.

L'influence de l'état de contrainte sur la réactivation des structures préexistantes, et donc la forme du nuage sismique induit, a été mise en évidence par plusieurs auteurs. En effet, puisque les ruptures se propagent dans la direction de la contrainte principale maximale, il a été observé que le nuage sismique induit présente généralement une forme verticale ou subverticale dans les sites géothermiques où le régime tectonique est en décrochement ou en faille normale (respectivement $S_{Hmax} > S_V > S_{hmin}$ et $S_V > S_{Hmax} > S_{hmin}$), comme par exemple à Soultz-Sous-Forêts et Bâle, alors que pour des régimes tectoniques en faille inverse ou de chevauchement ($S_{Hmax} > S_{hmin} > S_V$) le nuage sismique se développe de manière horizontale ou subhorizontale, comme par exemple à Habanero (Figure 14 à droite) (Xie et al., 2015 ; Zang et al., 2014). En autres termes, la sismicité a lieu de préférence le long des structures préexistantes du sous-sol qui présentent les orientations les plus critiques par rapport au champ de contraintes locale (Cornet, 2016).

Les magnitudes maximales des événements sismiques dépendront de la dimension de ces structures (Cornet, 2016). Par conséquent, un séisme de magnitude significative pourra avoir lieu seulement en présence de failles ou fractures dont la taille est suffisamment grande. Sur la base d'une revue de projets géothermiques en zones granitiques, McClure et Horne (2014) ont montré que la sismicité est plus significative, en termes de magnitudes et nombre d'événements, en présence de zones de faille bien développées, alors que la sismicité restera faible lorsque les puits intersectent uniquement des fractures isolées ou peu connectées entre elles. Ainsi, la variabilité observée dans les magnitudes des événements sur les différents sites s'explique selon ces auteurs en considérant le niveau de connexion et le développement des réseaux de failles préexistantes.

L'analyse des sites pétrothermaux de Jolokia et Habanero, à environ 9 km de distance l'un de l'autre et visant la même formation granitique avec les puits forés à des profondeurs similaires, montre le rôle primordial joué par la présence et l'orientation des structures préexistantes sur le déclenchement de la sismicité induite. En effet, à Habanero, où une faille subhorizontale d'origine tectonique intersecte les puits, plusieurs milliers d'événements sismiques (magnitude maximale M_w 3,7) ont été induits le long du plan de faille à la suite des injections (Figure 14 à droite). En revanche, pour le site de Jolokia, où aucune structure majeure n'a été identifiée, la sismicité induite est de faible intensité à la fois en termes de magnitudes (magnitude maximale M_L 1,6) et nombre d'événements sismiques (Figure 14 à gauche) (Baisch et al., 2015).

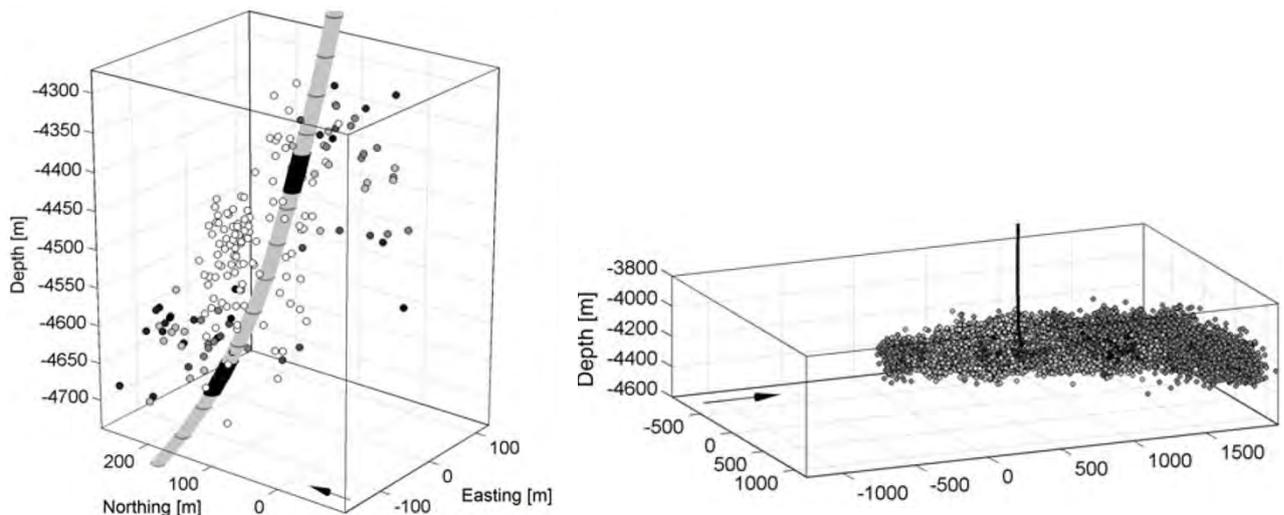


Figure 14 - Sismicité induite sur les sites pétrothermaux de Jolokia (gauche) et Habanero (droite) (modifiée d'après Baisch et al., 2015). Le nuage sismique à Habanero présente la forme d'une structure subhorizontale plate, cohérente avec la faille qui intersecte le puits et le régime tectonique en faille inverse.

La sismicité liée à la réactivation des failles et fractures préexistantes a été presque systématiquement observée pour les cas d'étude analysés dans ce rapport. Cela peut avoir lieu à l'échelle d'une structure majeure, comme par exemple à Pohang (Annexe E), Saint-Gall (Annexe B) et Unterhaching (Annexe A), ou à l'échelle plus locale par glissement des fractures, comme à Soultz-Sous-Forêts (Annexe C) et Bâle (Annexe D). Sur la base des considérations discutées dans la présente section, et comme souligné par plusieurs auteurs (e.g. Baisch et al., 2016 ; Buijze et al., 2019b ; Evans et al., 2012), la présence de failles à proximité des puits géothermiques peut augmenter le risque d'induire des événements sismiques. Cela est d'autant plus vrai quand des zones de faille sont la cible des opérations d'injection (c'est souvent le cas dans les projets géothermiques en raison de la meilleure perméabilité de ces structures - voir Section 3.2). Cependant, en accord avec Evans et al. (2012), l'injection directe dans des zones de faille n'implique pas nécessairement l'occurrence d'événements sismiques de forte magnitude et potentiellement ressentis. En effet, si le potentiel de réactivation des failles dépend de leur niveau de contrainte et de leur orientation, le nombre et la magnitude des événements sismiques associés est fonction d'autres facteurs, tels que la taille des failles ainsi que des hétérogénéités de résistance et de contrainte du milieu (Evans et al., 2012).

5.5 L'effet Kaiser

Comme discuté en début de Section 5.1, la distribution spatio-temporelle des événements induits par les stimulations hydrauliques sur les sites PS et GF-EGS suit généralement la progression du front de diffusion du fluide dans le réservoir. Le développement de la sismicité peut néanmoins montrer des caractéristiques différentes, notamment lorsque la zone intéressée par les injections a déjà été stimulée auparavant. Dans ce cas, la pression maximale atteinte lors de la précédente injection agit comme seuil d'activation de la sismicité. Ce phénomène, connu sous le nom d'effet Kaiser, implique que tant que les conditions de pression restent inférieures à la valeur maximum appliquée lors des précédentes injections, aucune sismicité n'est observée. Dès que ce seuil est atteint, la sismicité reprend avec la progression du front de pression (Baisch et Harjes, 2003). Cela implique aussi que, pour des phases successives d'injection, la sismicité tend à se localiser à la périphérie du nuage de sismicité observé lors de la précédente stimulation ; elle apparaît également de manière différée dans le temps, avec un décalage temporel croissant par rapport au début de l'injection.

Ce phénomène a bien été mis en évidence lors de la deuxième stimulation du puits Habanero 1 en 2005, où on observe l'absence d'événements sismiques sur une zone de plusieurs centaines de mètres autour du puits d'injection (Figure 15b). En effet, pendant cette deuxième stimulation, les premiers événements sismiques ont lieu environ 22 heures après le démarrage des injections et se localisent près de la limite NE de la zone sismiquement activée pendant la stimulation de 2003 (contour noir et flèche rouge en Figure 15b) (Baisch et al., 2009). On observe donc que la zone à proximité du puits d'injection est moins mobilisée du fait d'un effet de mémoire de la roche par rapport à la charge

maximale précédemment appliquée. L'exemple de Habanero montre que ce phénomène peut persister pendant au moins plusieurs années.

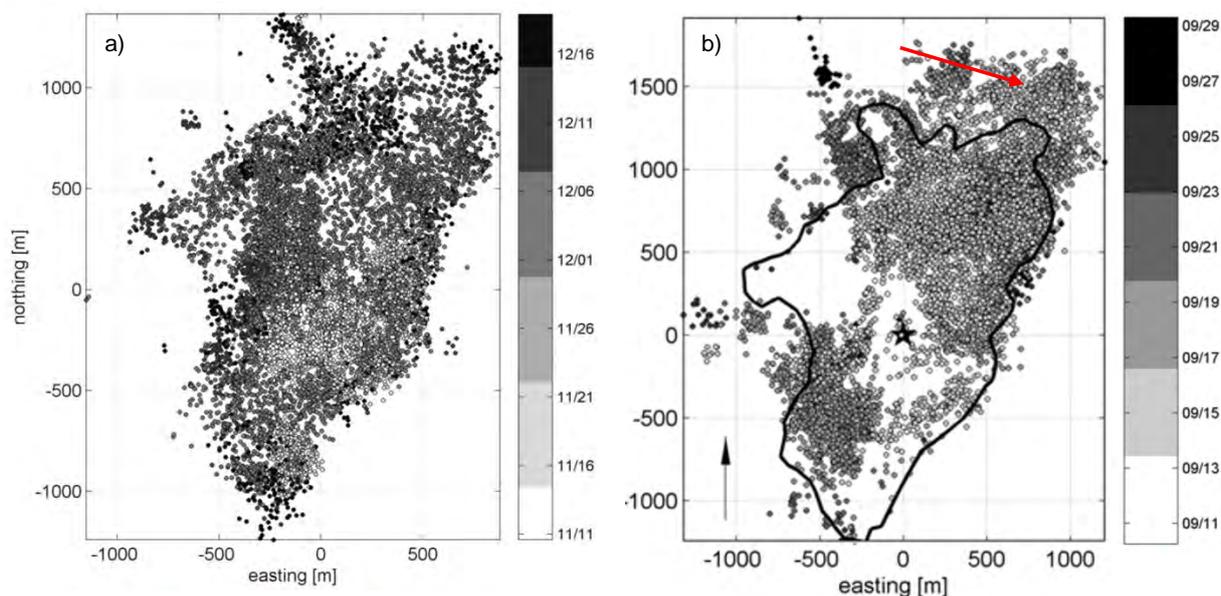


Figure 15 - Evolution spatio-temporelle de la sismicité sur le site de Habanero (Australie) pendant les stimulations hydrauliques du puits Habanero 1 en 2003 (a) et 2005 (b). Le puits d'injection est localisé à la cordonnée 0,0, indiqué par une étoile en figure b. La flèche rouge en b indique la zone où la sismicité démarre au début de l'injection en 2005. Le contour noir en b montre l'extension de l'activité sismique pendant la stimulation de 2003 (modifié d'après Baisch et al., 2009, 2006). A noter que les deux images (a, b) ne sont pas à la même échelle.

L'effet Kaiser a aussi été mis en évidence dans d'autres projets géothermiques sélectionnés dans la présente étude, comme par exemple lors des stimulations des puits GPK1 et GPK4 à Soultz-Sous-Forêts, respectivement en 1993 et 2005, (Dorbath et al., 2009 ; Jones et al., 1995) (Soultz 3 et 8 en Figure 11), à Berlín (Kwiatek et al., 2014), Paralana (Albaric et al., 2014) et Bâle (Håring et al., 2008). Cet effet de mémoire n'est pas seulement une caractéristique des roches granitiques (roche plutonique), comme à Habanero, Soultz-Sous-Forêts et Bâle (Figure 11d), puisqu'il a été observé dans des roches volcaniques (andésite) à Berlín, et très récemment dans une formation de calcaire à Balmatt (Figure 11a, b). Le cas de Balmatt (Kinscher, 2020) montre pour la première fois l'occurrence de l'effet Kaiser en roches sédimentaires. Ce phénomène n'avait jusque-là pas été documenté dans l'exploitation géothermique de bassins sédimentaires, même s'il a été discuté dans le contexte de l'effondrement d'une cavité saline (Zang et al. 2014).

5.6 La sismicité post-injection ou en phase de *shut-in*

Une autre caractéristique observée dans plusieurs projets de géothermie profonde est l'occurrence de l'événement de magnitude maximale (LME – *Largest Magnitude Event*) pendant la phase de *shut-in*, à savoir une fois les opérations d'injection terminées, et souvent à la périphérie du nuage sismique (e.g. Evans et al., 2012 ; Majer et al., 2007 ; Mukuhira et al., 2017 ; Zang et al., 2014). La littérature scientifique comprend de nombreux exemples de sismicité post-injection, notamment pour les stimulations hydrauliques dans les systèmes pétrothermaux ou les champs géothermiques traditionnels. Cependant, ce phénomène peut également être observé en phase de circulation. Dans ce cas de figure, le LME intervient généralement à la suite d'un arrêt temporaire parfois brutal de production (e.g. Cuenot et al., 2011). Pour cette raison, pour les cas analysés dans la présente étude, tous les événements de type LME ayant eu lieu après la fin des injections (alors que le débit d'injection est nul), indépendamment du type d'opération et/ou du système géothermique, sont identifiés comme événements en phase de *shut-in* (Tableau 2).

L'analyse des cas d'étude sélectionnés dans le présent rapport montre que les systèmes PS sont plus fréquemment associés à l'occurrence du LME en phase de *shut-in*, mais cela s'est également produit pour le site GF-EGS de Berlín, ainsi que dans les cas des systèmes SA de Balmatt et Californië (Tableau 2 et Figure 16a). Pour les sites GF, peu d'informations ont été repérées dans la littérature sur le temps

d'occurrence du LME, ce qui ne permet pas de conclure sur la sismicité post-injection pour ce type de systèmes géothermiques.

Tableau 2 - Cas d'étude pour lesquels le séisme de magnitude maximale à eu lieu en phase de shut-in. Les cas d'étude sont nommés comme en Figure 11.

Cas d'étude	Opération	Type de système	Magnitude	Temps après shut-in [jours]
Rittershoffen	Stimulation	PS	1,6	4
Landau	Circulation	PS	2,7	0
Soultz 3	Stimulation	PS	1,9	9
Soultz 7	Stimulation	PS	2,6	10
Soultz 9	Stimulation	PS	2,9	3
Soultz 6	Stimulation	PS	2,3	0
Soultz 1	Circulation	PS	1,7	5
Vendenheim 1	Injection	PS	3	4
Bâle	Stimulation	PS	3,4	0
Pohang 1	Stimulation	PS	1,6	4
Pohang 3	Stimulation	PS	2,2	0
Pohang 4	Stimulation	PS	3,2	0
Pohang 5	Stimulation	PS	5,5	58
Habanero 1	Stimulation	PS	3,7	1
Jolokia	Stimulation	PS	1,6	127
Berlín	Stimulation	GF-EGS	3,6	14
Balmatt	Circulation	SA	2,2	2
Californië	Circulation	SA	1,7	6

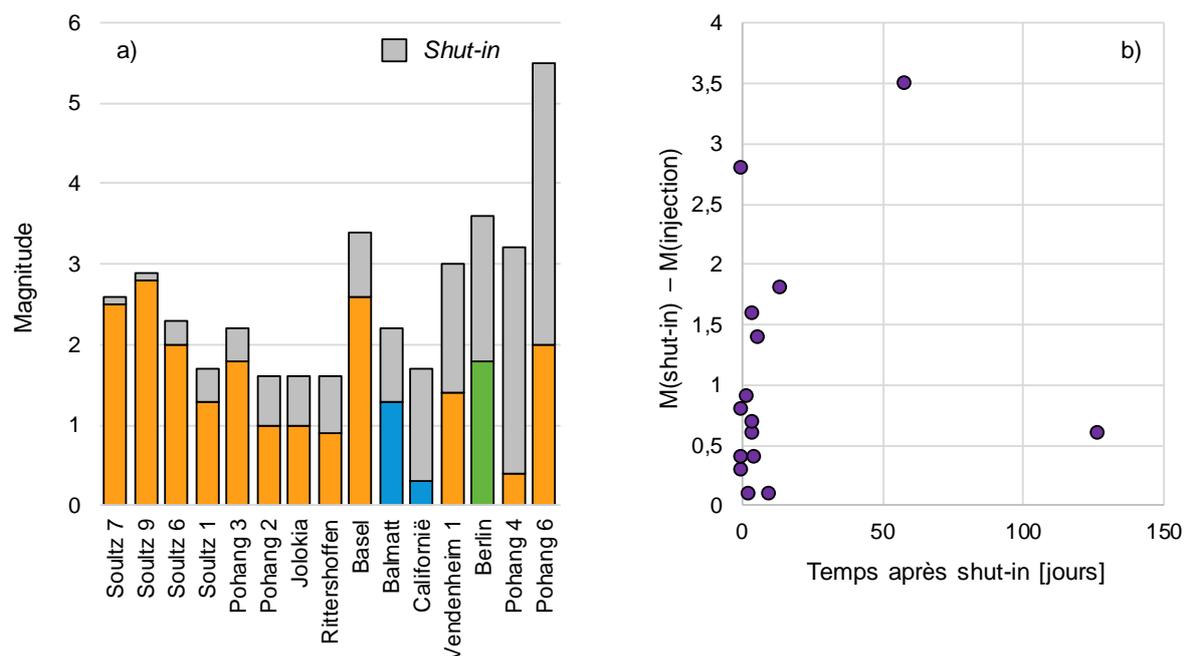


Figure 16 - Variation de la magnitude entre la phase d'injection et le shut-in. a) Magnitudes pendant la phase d'injection et en phase de shut-in (gris) pour les projets dans le Tableau 2. A noter que les cas de Soultz 3, Habanero 1 et Landau ne sont pas reportés car on ne disposait d'aucune information sur l'événement de magnitude maximale en phase d'injection. La couleur pour chaque cas indique le type de système géothermique (GF-EGS – vert ; SA – bleu ; PS – orange). b) Différence entre la valeur de magnitude en phases de shut-in et d'injection (axe y) en fonction du temps d'occurrence du LME après le shut-in (axe x).

Dans la plupart des cas analysés, le LME a lieu quelques heures, voire jusqu'à deux semaines, après le shut-in. Plus rarement, il peut être aussi observé plusieurs mois après (Tableau 2 et Figure 16b). Cela

a été le cas pour les séismes de M_w 5,5 et M_L 1,6 survenus respectivement sur les sites de Pohang (Corée du Sud) et Jolokia (Australie) 2 à 4 mois après la fin des injections. Le délai temporel entre la fin des injections et l'occurrence du séisme de Pohang a longtemps été utilisé comme un argument contraire à l'origine anthropique de ce séisme (Lee et al., 2019). Cependant, Ellsworth et al. (2019) ont démontré que ce décalage temporel est tout à fait cohérent avec les délais d'occurrence des séismes observés pendant les phases de stimulation sur le site, où la sismicité, mais pas forcément l'événement de magnitude maximale, s'était poursuivie pendant plusieurs mois après l'injection (voir Annexe E).

Pour la plupart des cas analysés, l'augmentation de magnitude en phase de *shut-in* par rapport à la précédente phase d'injection est inférieure à 1 point de magnitude (Figure 16a). Cependant, les cas de Californie, Vendenheim, Berlin et Pohang (4 derniers cas en Figure 16a) montrent que cette augmentation peut être plus importante, jusqu'à atteindre 3,5 points pour Pohang (cas extrême à ce jour). Par ailleurs, nous n'observons pas de lien direct ou évident entre l'augmentation de magnitude en phase de *shut-in* par rapport au délai temporel entre le LME et la fin des injections (Figure 16b). En d'autres termes, il ne semble pas que la variation de magnitude en phase de *shut-in* augmente en proportion du décalage entre le temps d'occurrence du séisme et la fin des injections. Cette tendance reste inchangée même en excluant de l'analyse les événements de Jolokia et Pohang (Pohang 6 en Figure 16a et Tableau 2) qui pourraient être considérés comme des cas particuliers au vu de leurs temps d'occurrence. En effet, dans ces deux cas, le LME intervient significativement plus tard par rapport à la phase de *shut-in* en comparaison des autres cas analysés. Pour la majorité des cas analysés, l'information sur la localisation exacte du LME n'a pas pu être repérée en littérature. Par conséquent, il n'a pas été possible d'évaluer les liens éventuels entre la position du LME par rapport au point d'injection et le temps d'occurrence après *shut-in*.

L'occurrence d'événements de magnitude significative en phase de *shut-in* pose un problème majeur dans la maîtrise de la sismicité sur les sites géothermiques car les solutions de mitigation sont souvent basées sur l'optimisation des paramètres opérationnels (pression, débit etc.). Elles sont de fait inopérantes quand les opérations sont à l'arrêt. Anticiper l'occurrence de la sismicité post-injection reste aujourd'hui le seul moyen pour en réduire le risque associé, mais cela reste difficile car ses causes sont encore mal comprises.

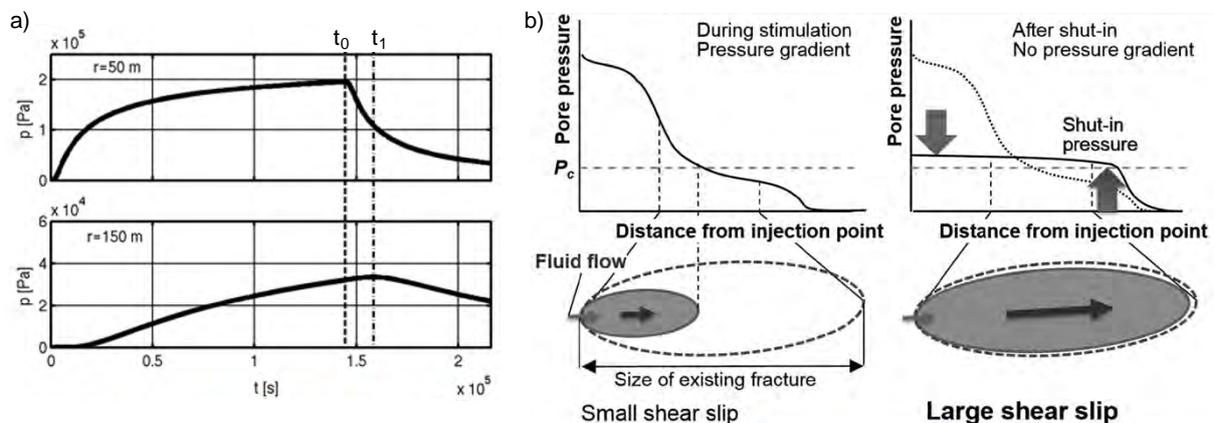


Figure 17 - Evolution de la pression de pore en fonction du temps et de la distance du point d'injection.

a) Variation de la pression en fonction du temps à 50 m (en haut) et 150 m (en bas) du point d'injection. t_0 est le temps d'arrêt de l'injection, t_1 est le temps pour lequel la pression atteint la valeur maximale à 150 m (modifié d'après Parotidis et al., 2004). b) Modèle schématique de la variation de la pression de pore pendant (à gauche) et après (à droite) l'injection et effet sur l'extension de la zone de rupture potentielle (en gris dans les images en bas). La ligne horizontale pointillée dans les images du haut indique la valeur de pression critique (P_c) pour la faille (d'après Mukuhira et al., 2017).

Selon plusieurs auteurs, la sismicité post-injection peut s'expliquer au travers des phénomènes de diffusion de la pression de pore. Pour une source de pression ponctuelle, Parotidis et al. (2004) décrivent son évolution en fonction du temps et de la distance au point d'injection (Figure 17a). A proximité du point d'injection, la pression augmente rapidement avec le début de l'injection pour ensuite diminuer presque exponentiellement avec l'arrêt de l'injection (Figure 17a en haut). A distance du point d'injection, la pression commence à augmenter avec un certain délai après le début de l'injection et le pic de pression est atteint après la fin de l'injection (Figure 17a en bas). La pression atteint une maximale d'autant plus tardivement que la distance au point d'injection est grande. En supposant que la sismicité

est induite uniquement par effet de l'augmentation et de la diffusion de la pression de pore, ce mécanisme explique pourquoi la sismicité peut avoir lieu après la fin des injections et à distance du point d'injection. Sur la base des observations menées sur le site de Bâle, Mukuhira et al. (2017) ont proposé un modèle conceptuel pour expliquer l'occurrence du LME en phase post-injection (Figure 17b). Ces auteurs montrent que la diminution de pression au point d'injection en phase de shut-in a pour effet d'uniformiser le gradient de pression dans le réservoir (Figure 17b en haut à droite). Par conséquent, à distance du point d'injection, la pression atteint des valeurs plus élevées qu'en phase d'injection. Cela peut entraîner la déstabilisation d'une surface plus importante de faille (Figure 17b en bas à droite) car la pression de pore dépasse la valeur critique sur une zone plus élargie qu'en phase d'injection (Figure 17b en haut à droite). Au contraire, pendant l'injection, à cause de l'existence du gradient de pression (Figure 17b en haut à gauche), la pression critique est atteinte sur une portion limitée de la faille, ainsi seules des sections de petites tailles sont remobilisées (Figure 17b en bas à gauche). Ce mécanisme pourrait donc expliquer le phénomène d'augmentation de la magnitude des événements sismiques en phase de *shut-in*.

Cependant, comme montré à travers l'analyse des cas d'étude présentés dans cette étude, les mécanismes à l'origine de la sismicité induite sont souvent complexes et dus à l'interaction entre différents phénomènes. Pour cette raison, des modèles plus complexes ont également été proposés en littérature pour essayer d'expliquer la sismicité post-injection. Segall et Lu (2015) ont proposé un modèle numérique qui s'appuie sur les mécanismes poroélastiques pour estimer les variations de contraintes et pressions qui sont ensuite utilisées pour modéliser le taux de sismicité attendu. Le modèle montre que, si les contraintes induites en phase d'injection inhibent le glissement des failles, une diminution abrupte du taux d'injection en phase de *shut-in* peut entraîner localement une augmentation significative du taux de sismicité. De Simone et al. (2017) analysent la sismicité en phase de shut-in non seulement vis-à-vis des mécanismes de diffusion de la pression interstitielle mais aussi en considérant les effets thermiques, dus au refroidissement du réservoir, ainsi que la redistribution de contraintes induite par le glissement des failles. Ce couplage entre phénomènes mécaniques, hydraulique et thermique montre qu'en phase de *shut-in* des failles qui étaient stables pendant l'injection deviennent instables et cassent en déclenchant la sismicité, principalement à cause de la diminution du gradient hydraulique. Enfin, comme il sera discuté plus en détail dans la section suivante, d'autres auteurs suggèrent d'attribuer l'occurrence de la sismicité post-injection aux mécanismes de déformation asismique induits par les opérations d'injection (Cornet, 2016 ; Lengliné et al., 2017).

5.7 Mécanismes asismiques et sismicité induite

Pour certains des cas d'étude analysés, il a été observé que des phénomènes de glissement asismique ont été induits par les injections et que ces mouvements lents ont à leur tour contribué à déclencher les événements sismiques. Comme le montre le Tableau 3, ce couplage entre mécanismes sismiques et asismiques (expliqué dans la section 2.2.3) peut avoir lieu pour tous les types de systèmes géothermiques confondus et pour différents types d'opérations.

L'occurrence d'une activité sismique induite par des phénomènes de glissement asismique a été observée à plusieurs reprises sur le site de Soultz-Sous-Forêts, notamment pendant la stimulation hydraulique de 1993 et lors d'un test de circulation. Ce phénomène a pu être identifié au travers de données de forage, de la réalisation de tomographies 4D et sur la base de l'identification et de l'analyse d'événements sismiques de type répéteurs (Bourouis and Bernard, 2007 ; Calò et al., 2011 ; Cauchie et al., 2020 ; Cornet et al., 1997 ; Lengliné et al., 2014). En effet, l'occurrence de ces événements sismiques, caractérisé par des formes d'onde similaires (Figure 18b), est l'un des traits distinctifs du couplage entre mécanismes sismiques et asismiques qui permet de les identifier et les quantifier de manière indirecte, là où des mesures directes sont plus difficiles à mettre en place. Sur la base de l'analyse des formes d'onde et de la cross-corrélation de la sismicité enregistrée sur les sites de Landau et Insheim entre 2006 et 2013, Grund et al. (2016) ont observé l'occurrence de plusieurs familles d'événements sismiques caractérisés par des formes d'onde très similaires, pour certaines actives durant plusieurs années. Cela est interprété comme la réactivation répétitive sur différentes périodes de temps de certaines failles autour des puits d'injection.

Tableau 3 - Liste des cas d'étude pour lesquels l'occurrence d'événements sismiques caractérisés par des formes d'onde similaires a été reporté en littérature et pour lesquels un couplage entre mécanismes sismiques et asismiques peut être supposé.

Cas d'étude	Opération	Type de système	Référence
Rittershoffen	Stimulation	PS	Lengliné et al. (2017)
Landau	Stim. et Circ.	PS	Grund et al. (2016)
Insheim	Stim. et Circ.	PS	Grund et al. (2016) ; Küperkoch et al. (2018)
Soultz 3	Stimulation	PS	Bourouis et Bernard (2007) ; Calò et al., (2011) ; Cauchie et al. (2020) ; Cornet et al. (1997)
Soultz 5	Circulation	PS	Lengliné et al. (2014)
The Geysers 1	Stimulation	GF-EGS	Staszek et al. (2017)
Salton Sea	Réinjection	GF	McGuire et al. (2015)
North Brawley	Réinjection	GF	Wei et al. (2015)
Reykjanes	Réinjection	GF	Keilegavlen et al. (2020)
Balmatt	Circulation	SA	Kinscher (2020)

Ce couplage entre glissements sismiques et asismiques est fortement corrélé aux mécanismes d'augmentation de la pression interstitielle le long de failles et fractures préexistantes et à la conséquente réduction de la contrainte normale agissant sur ces structures. En effet, la réduction de la contrainte normale peut à la fois favoriser le glissement sismique en déclenchant l'activité sismique, comme déjà discuté en Sections 2.2.1 et 5.4, et, en même temps, stabiliser des portions de faille en induisant un glissement asismique (Lengliné et al., 2014). A son tour, ce mouvement lent et asismique charge graduellement les aspérités des failles où les répéteurs sismiques sont déclenchés lorsque la contrainte induite dépasse la résistance de la roche (Bourouis et Bernard, 2007). Par conséquent, les répéteurs sont généralement localisés le long de structures préexistantes et peuvent être utilisés pour les imager finement. En effet, les caractéristiques spatio-temporelles de ces événements sismiques permettent de suivre le front de diffusion de la pression du fluide le long de la faille. Pour le site de Soultz-Sous-Forêts, Bourouis et Bernard (2007) montrent que certaines des aspérités démarrent leur activité sismique au début des opérations d'injection et que, avec le temps, de nouvelles aspérités (segments S_i en Figure 18a) sont activées à des distances croissantes du point où le fluide avait commencé à se diffuser dans la faille au début de l'injection (point A en Figure 18a).

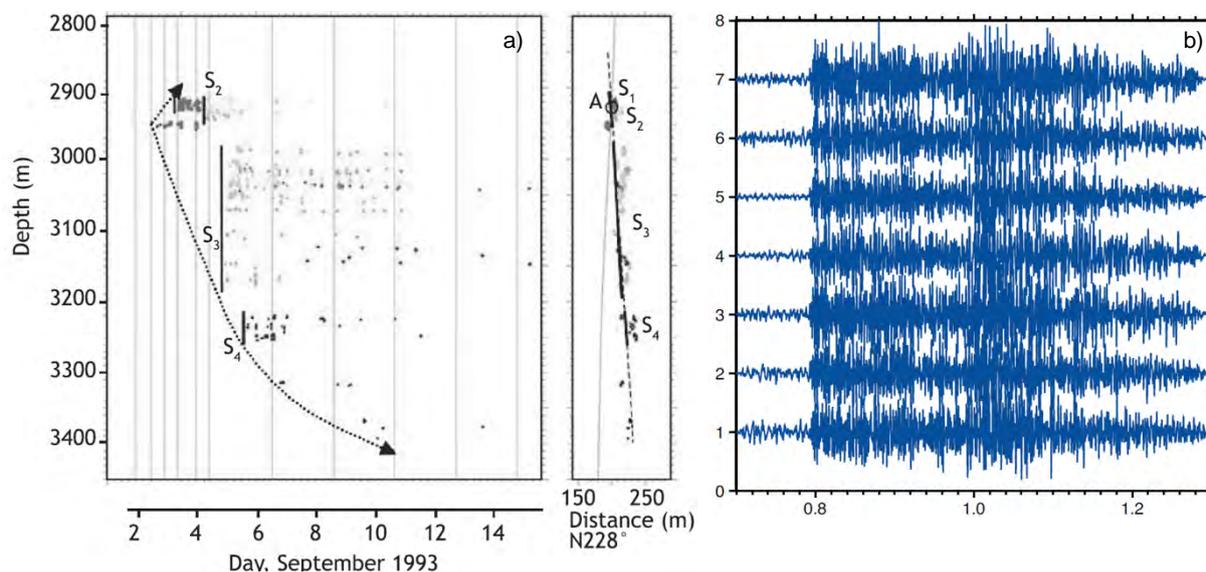


Figure 18 - Caractéristiques des répéteurs observés sur le site de Soultz-Sous-Forêts pendant la stimulation hydraulique de 1993. a) Evolutions de la profondeur des événements au cours du temps (à gauche) et en fonction de la distance du point d'injection (à droite). S_i indiquent les différentes aspérités le long de la faille (d'après Bourouis et Bernard, 2007). b) Formes d'onde des événements sismiques d'une même famille de répéteurs (d'après Cauchie et al., 2020).

A travers l'analyse des répéteurs observés pendant un test de circulation sur le site de Soultz-Sous-Forêts, Lengliné et al. (2014) ont observé que ces événements, générés par la même source sismique et avec un rayon à la source (r) similaire, sont caractérisés par des variations significatives de la chute

de contrainte $\Delta\sigma^{11}$ (et par conséquent du moment sismique M_0 et de la magnitude). En effet, $\Delta\sigma$ peut varier d'un événement à l'autre d'un facteur 300. Des observations similaires ont été reportées pour le site de The Geysers où des variations temporelles des chutes de contrainte ont été observées en même temps que des changements significatifs du taux d'injection, avec une relation inverse entre les deux grandeurs. Ces résultats ont été expliqués en supposant l'occurrence de phénomènes de glissements asismiques dans le réservoir (Lengliné et al., 2014 ; Staszek et al., 2017). Il en suit que des variations de la chute de contrainte inversement proportionnelles aux variations de la pression de pore peuvent être indicatives de l'occurrence d'un couplage entre mécanismes sismiques et asismiques sur la même faille. Des variations significatives de $\Delta\sigma$ inversement proportionnelles aux débits d'injection ont également été observées pour les sites de Bâle (Goertz-Allmann et al., 2011) et Berlin (Kwiatek et al., 2014).

Dans certains cas, il a été observé que le glissement asismique des failles pendant les phases d'injection peut être responsable du déclenchement d'une sismicité retardée par rapport au début des opérations, avec des implications directes sur la sismicité en phase de *shut-in* (Section 5.6). Pour le site de Rittershoffen, Lengliné et al. (2017) montrent l'occurrence d'un essaim sismique ayant eu lieu 4 jours après la fin des injections, entre ~200 et ~600 mètres de distance des puits. Selon les auteurs, cet essaim retardé ne peut pas s'expliquer par un simple mécanisme de diffusion du fluide, comme discuté en Section 5.6, car la surpression mesurée dans le puits au moment du *shut-in* était trop faible pour permettre une propagation ultérieure du front de pression. En revanche, l'origine de cet essaim est attribuée au mouvement asismique de la faille induit par les injections. Plus précisément, il est supposé que le glissement asismique, ayant entièrement lieu en phase d'injection et terminant au moment du *shut-in*, ait contribué à charger les aspérités le long de la faille en les rapprochant de l'instabilité, mais sans atteindre l'enveloppe de rupture. L'essaim sismique retardé le long de l'aspérité est donc initié par le glissement asismique, mais son évolution est contrôlée par le transfert de contrainte statique dû au déclenchement des premiers séismes le long de cette structure, dans un mécanisme dû à l'interaction entre les différents événements sismiques (Lengliné et al., 2017). De manière similaire, l'analyse croisée entre les déformations asismiques, la sismicité induite et les opérations d'injection sur le site géothermique de North Brawley a permis d'attribuer l'occurrence de l'essaim sismique survenu sur le site en 2012 (MLE de M_w 5,4) au glissement asismique initié sur la faille en 2010 par des injections (Wei et al., 2015). Ces mécanismes (sismiques et asismiques) ont eu lieu à des profondeurs plus importantes (2 – 9 km) que celles des opérations d'injection (0,6 – 1,5 km), démontrant que le glissement asismique peut induire des séismes, non seulement retardés temporellement par rapport aux opérations géothermiques, mais aussi à des distances plus au moins significatives du point d'injection, comme déjà observé par Lengliné et al. (2017) pour le cas de Rittershoffen. Enfin, Cornet (2016) suggère également d'attribuer la sismicité post-injection aux mécanismes lents de déformation asismique induits par les injections.

Toutes ces observations soulignent l'importance jouée par les glissements asismiques dans le déclenchement de la sismicité sur les sites géothermiques et leur implication directe dans la sismicité post-injection. Par conséquent, les déplacements dus aux phénomènes asismiques devraient être systématiquement surveillés et analysés en regard de la sismicité observée et des paramètres opérationnels. Dans l'état actuel, ces phénomènes font parfois l'objet d'une analyse a posteriori mais ils sont la plupart du temps négligés faute de monitoring adapté. L'exemple du site de North Brawley, équipé d'un réseau de monitoring GPS qui a mis en évidence un glissement asismique d'au moins 60 cm le long d'une faille traversant le réservoir (Wei et al., 2015), montre l'importance et l'intérêt de bien suivre les déformations sismiques et asismiques ainsi que leurs interactions vis-à-vis des opérations sur site. A défaut, il est important d'analyser systématiquement la similarité des formes d'ondes des événements sismiques enregistrés, afin d'identifier l'éventuelle occurrence de répéteurs sismiques potentiellement induits par des glissements asismiques.

5.8 Séismes dont l'origine est incertaine et séismes déclenchés

Les cas de Vendenheim et Berlin, respectivement dans la zone française du fossé Rhénan et au Salvador, méritent d'être discutés plus en détail. En effet, pour ces deux sites géothermiques des

¹¹ Pour une rupture circulaire la chute de contrainte est définie comme suit (Eshelby, 1957) : $\Delta\sigma = \frac{7\pi}{16} \frac{D}{r} \mu$ où μ est le module de cisaillement, D le glissement sismique et r le rayon à la source de l'événement sismique.

événements de magnitude importante, M_L 3 à Vendenheim et M_w 3,6 à Berlín (Vendenheim 1 et Berlín en Figure 11d), ont eu lieu après les injections et à distance du nuage sismique principal, ce dernier étant localisé à proximité des puits d'injection (Figure 19). De ce fait, ces deux séismes n'ont pas pu être attribués avec certitude aux opérations sur les sites géothermiques et, par conséquent, leur origine, induite ou naturelle, reste incertaine.

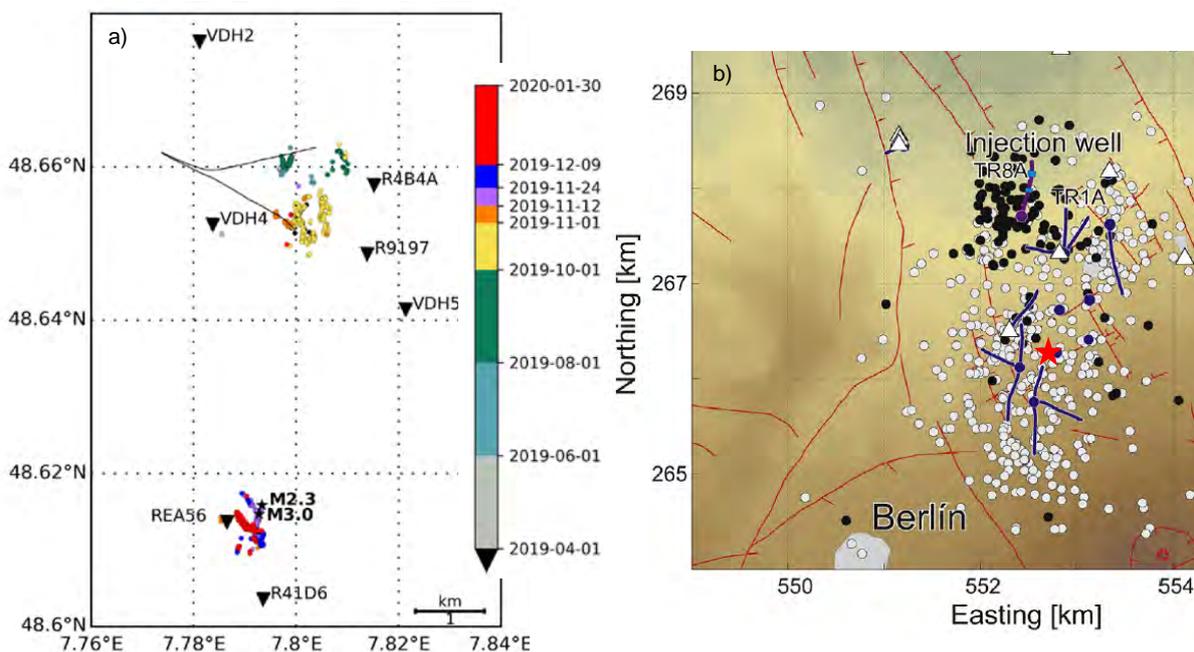


Figure 19 - Localisation de la sismicité pour les sites de Vendenheim (a) et Berlín (b). La couleur des événements en (a) est fonction du temps d'occurrence. A noter qu'en (a) la localisation des événements sismiques est relative, alors qu'en (b) elle est absolue.

Dans le cas de Berlín, le séisme de M_w 3,6, survenu le 16/09/2003, s'est produit deux semaines après la fin d'une stimulation hydraulique dans le puits TR8A et se localise à environ 2 km de distance du puits d'injection, dans la zone centrale du site géothermique (Figure 19b). Pour Vendenheim, le séisme de M_L 3 du 12/11/2019 a eu lieu environ 4 jours après la fin d'un test de connectivité entre les puits du site géothermique et se localise à environ 3,5 km de distance des puits (Figure 19a). Cependant, pour les deux sites géothermiques, la profondeur de ces séismes et de leurs répliques est comparable à celle des autres événements induits à proximité des puits d'injection (Kwiatek et al., 2014; Schmittbuhl et al., 2020). Pour le cas de Berlín, Kwiatek et al. (2014) n'excluent pas que les opérations successives de stimulations dans le puits TR8A puissent avoir indirectement déclenché le séisme de M_w 3,6 à distance, à cause des variations significatives de pression de pore induites par les injections dans le réservoir. De manière similaire, pour le cas de Vendenheim, Schmittbuhl et al. (2020) suggèrent que le séisme de M_L 3 et ses répliques pourraient avoir été déclenchés par les opérations d'injection. Celles-ci auraient induit des variations de contrainte le long de la faille cible et atteint la zone de nucléation du séisme. Cependant, le lien de causalité entre ces deux séismes et les opérations sur les sites géothermiques respectifs, reste incertain. Cela est principalement dû à la distance significative des deux séismes par rapport au puits d'injection, mais aussi à l'absence de migration spatiale de la sismicité entre la zone des puits et la zone de nucléation de ces séismes (Figure 19).

Il convient de remarquer que, la distance entre des opérations anthropiques et le lieu d'occurrence d'un séisme n'est pas une observation suffisante pour exclure la nature induite/déclenchée de l'activité sismique. En effet, dans d'autres contextes industriels d'exploitation du sous-sol, ce type de cas a déjà été rencontré. Citons par exemple le cas de Paradox Valley où la réinjection de saumure dans le sous-sol a déclenché une sismicité importante à plus de 16 km du point d'injection (Ake et al., 2005), ainsi que le cas du champ de gaz de Gazli (Ouzbékistan) où des séismes de magnitude 7 ont été déclenchés à 20 km de distance (Adushki et al., 2000).

Pour ce qui concerne les événements de magnitude maximale observés sur les sites géothermiques de Cerro Prieto (Mexique) et Laugald (Islande), respectivement de M_L 6,6 et M_L 6,4 (Figure 11c), ces deux séismes pourraient être considérés comme déclenchés plutôt qu'induits en suivant les définitions données en Section 2. Dans le cas de Cerro Prieto (Mexico), Glowacka et Nava (1996) ont observé que

certaines des tremblements de terre les plus forts survenus dans la zone du champ géothermique, y compris le séisme de M_L 6,6 du 15 octobre 1979, sont associés à des augmentations significatives du taux d'extraction du fluide géothermal. Cela a été expliqué en considérant que la variation des contraintes poroélastiques, ainsi que les phénomènes de subsidence dus à la production massive dans le champ géothermique, ont contribué à modifier significativement l'état de contrainte dans une zone d'environ 10-30 km, et donc à déclencher les séismes (Glowacka et al., 1999; Glowacka et Nava, 1996). En revanche, le séisme de M_L 6,4, survenue le 17 juin 2000 à environ 6 km du champ géothermique de Laugaland (Islande), semble avoir été déclenché par la diminution plutôt que par l'augmentation du taux de production. Plus précisément, Flóvenz et al. (2015) indiquent que la diminution de pression due à la production sur le champ géothermique peut avoir retardé d'au moins 18 ans l'occurrence de ce tremblement de terre qui était imminent en considérant l'histoire tectonique de la région, avec des temps de récurrence typiques de l'ordre d'un siècle pour les séismes de forte magnitude. La diminution du taux de production sur le site géothermique en début des années 2000, ainsi que la conséquente augmentation de pression, peut donc avoir contribué à déclencher ce séisme, même s'il reste essentiellement dû à l'accumulation des contraintes tectoniques dans la région pendant environ un siècle (Flóvenz et al., 2015). Malgré ces observations, il reste difficile d'identifier sans ambiguïté un lien de causalité entre ces deux événements de forte magnitude et les opérations sur les champs géothermiques de Laugaland et Cerro Prieto. Cependant, ces deux exemples montrent la difficulté, et parfois l'impossibilité, de discriminer entre sismicité anthropique et naturelle, notamment dans les zones tectoniquement actives, comme celles de Laugaland et Cerro Prieto.

6 Analyse des relations entre sismicité induite, paramètres opérationnels et facteurs géologiques

L'occurrence et l'intensité de la sismicité induite sont le résultat de l'interaction entre plusieurs facteurs, géologiques et anthropiques, concomitants et souvent dépendants les uns des autres. Par conséquent, s'il n'est pas possible d'expliquer la sismicité en regard d'un seul de ces paramètres, il reste intéressant et utile de comprendre comment et dans quelle mesure chacun de ces facteurs influence l'activité sismique.

Dans cette section, nous proposons d'analyser, sur la base des données disponibles dans la littérature, les liens existants entre la sismicité induite et les caractéristiques géologiques de chacun des sites étudiés, ainsi qu'avec les opérations géothermiques afférentes.

La magnitude maximale des événements sismiques sera utilisée comme paramètre de référence pour la comparaison avec les données géologiques et opérationnelles. Ce choix a été fait, en premier lieu, car il est important d'identifier les facteurs qui influencent le plus la taille des séismes induits, afin d'évaluer le potentiel d'occurrence d'événements sismiques de forte magnitude en fonction des caractéristiques des sites géothermiques. En même temps, ce choix est aussi motivé par les données disponibles dans la littérature, la magnitude maximale étant l'un des paramètres le plus fréquemment reporté.

6.1 Paramètres opérationnels et sismicité induite

6.1.1 Volume total injecté

L'influence du volume injecté sur les caractéristiques de la sismicité induite a été discutée par plusieurs auteurs à partir de données relatives à plusieurs types de projets industriels impliquant l'injection de fluides dans le sous-sol. Dans l'hypothèse d'une injection dans un milieu complètement saturé où la sismicité est déclenchée par effet de l'augmentation de la pression des pores, McGarr (2014) montre que le moment sismique (M_0) cumulé, et donc la magnitude maximale¹² attendue des séismes induits, augmentent avec le volume totale injecté selon la formulation suivante :

$$M_0(\max) = G\Delta V \#(3)$$

où G est le module de rigidité et ΔV le volume total injecté. L'auteur montre que l'équation 3, pour $G=30$ GPa, définit la limite maximale pour la magnitude des séismes en fonction du volume injecté (voir Figure 20). Autrement dit, cette relation permet d'estimer la magnitude maximale attendue pour un projet donné, à partir du volume total de fluide injecté.

En se basant sur des simulations numériques qui prennent en compte les mécanismes physiques de propagation des ruptures, Galis et al. (2017) ont étudié et estimé théoriquement la taille des ruptures induites par des perturbations locales de la pression interstitielle. Ces auteurs distinguent les ruptures stables (*self-arrested ruptures*), qui s'arrêtent spontanément à une distance finie de la zone de nucléation, et ruptures instables (*runaway ruptures*), qui se propagent au-delà de la zone de perturbation de la pression de pores, le long de failles soumises à un état de contrainte élevé. Sur la base de ces observations, Galis et al. (2017) ont développé une relation d'échelle entre la magnitude maximale des séismes caractérisés par des ruptures stables et le volume de fluide injecté :

$$M_0^{\max - arr} = \gamma(\Delta V^{3/2}) \#(4)$$

où $M_0^{\max - arr}$ est le moment sismique maximal pour un événement sismique *self-arrested*, ΔV le volume total injecté et γ un paramètre qui dépend de la chute de contrainte, de l'extension du réservoir, du coefficient de frottement cinétique et du module d'élasticité isostatique de la roche du réservoir. En utilisant les données de différents projets d'injection de fluides, les auteurs montrent que la magnitude maximale estimée à travers l'Equation 4 est cohérente avec les magnitudes maximales observées dans les projets investigués. Cela indique que la sismicité induite par les opérations d'injection est

¹² Le moment sismique est relié à la magnitude du moment (M_w) à travers la relation suivante (Kanamori, 1977) : $M_w = \frac{2}{3}(\log_{10} M_0) - 6,03$

principalement contrôlée par un processus de propagation stable des ruptures, où la taille des séismes est proportionnelle au volume injecté.

En revanche, selon van der Elst et al. (2016) la magnitude maximale attendue par un événement sismique induit le long d'une faille (favorablement orientée dans l'état de contrainte local) sera uniquement contrôlée par la tectonique régionale, la connectivité des failles et le nombre d'événements induits, comme pour les séismes naturels. En d'autres mots, l'injection contrôle uniquement la nucléation des séismes induits, alors que leur propagation et donc leur magnitude sont uniquement liées à la tectonique et à la dimension des failles préexistantes. Par conséquent, en suivant la loi de Gutenberg-Richter¹³, plus le nombre d'événements induits est élevé, plus grande sera la possibilité de déclencher un séisme de forte magnitude. Dans ce sens, ces auteurs démontrent que le volume injecté contrôle plus le nombre total d'événements sismiques induits que le moment sismique total libéré. La magnitude maximale peut alors être définie en fonction du volume injecté selon la formule suivante :

$$\hat{M}_{max} = \frac{1}{b}(\Sigma + \log_{10} V) \quad (5)$$

où, \hat{M}_{max} est la magnitude maximale attendue, Σ est l'indice sismogénique (*seismogenic index*) (Shapiro et al., 2010), qui relie le nombre d'événements sismiques au volume injecté, b la b-value de la loi de Gutenberg-Richter et V le volume injecté.

Indépendamment des modèles utilisés, ces observations démontrent que la réponse sismique des réservoirs aux injections est au moins en partie contrôlée par les volumes injectés. En accord avec les études précédentes, les données des sites géothermiques analysées dans le présent rapport montrent que la magnitude maximale augmente avec le volume injecté (Figure 20) et que, dans la plupart des cas, les données suivent les modèles de McGarr (2014), Galis (2017) et van der Elst et al. (2016). Il convient de remarquer que ces derniers modèles ont été établis non seulement à partir de données de sites géothermiques mais en considérant aussi des opérations d'injection d'effluents ou de CO₂ dans le sous-sol, ainsi que des opérations de fracturation hydraulique pour l'extraction des hydrocarbures non conventionnels

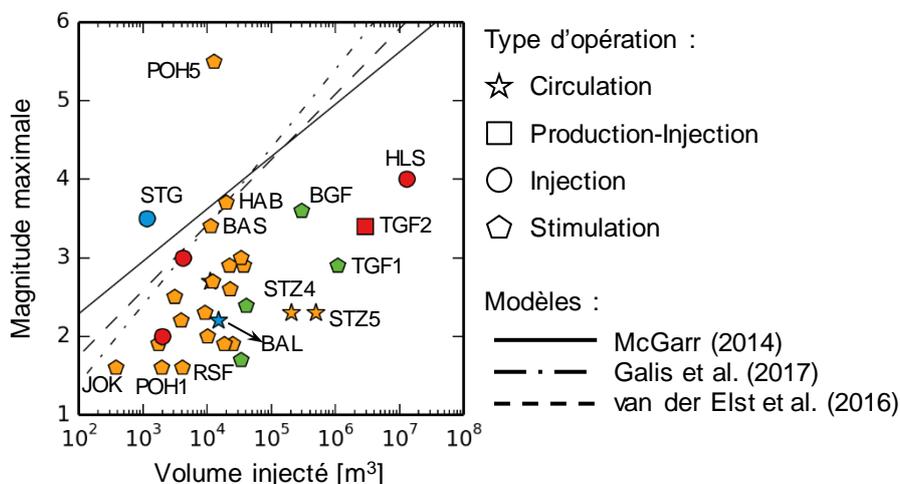


Figure 20 - Magnitude maximale observée en fonction du volume total injecté. Les droites indiquent les magnitudes maximales estimées sur la base des trois modèles indiqués dans la légende : modèle de McGarr pour $G=30$ GPa (Equation 3), modèle de Galis avec $\gamma = 1,5 \cdot 10^8$ (Equation 4), modèle de van der Elst avec $b = 1,2$ et $\Sigma = 0,1$ (Equation 5). La couleur des symboles indique le type de système géothermique (GF – rouge ; GF-EGS – vert ; SA – bleu ; PS – orange). Abréviations des sites : Pohang (POH), Saint-Gall (STG), Habanero (HAB), Bâle (BAS), Berlin (BGF), Hellisheidi (HLS), The Geysers (TGF), Soultz (STZ), Balmatt (BAL), Rittershoffen (RSF) et Jolokia (JOK).

¹³ Loi de Gutenberg-Richter (Gutenberg and Richter, 1944) : $\log_{10} N(M) = a + bM$, où N est le nombre de séismes avec magnitude égale ou supérieure à M , alors que a et b sont respectivement l'ordonnée à l'origine et la pente de la droite qui définit la relation entre M et $\log_{10} N(M)$.

Cependant, on observe que, pour des volumes comparables de fluide injecté, la magnitude maximale des séismes observés peut varier significativement d'un cas à l'autre. Par conséquent, les relations et les tendances observées dans les données ne sont pertinentes qu'en tant que limite supérieure pour la magnitude des séismes induits et ne peuvent pas être utilisées pour une estimation exacte de sa valeur. Cela peut s'expliquer, d'un côté, par le fait que la sismicité n'est pas uniquement contrôlée par le volume injecté car elle dépend aussi d'autres paramètres opérationnels ainsi que des caractéristiques géologiques locales. De l'autre côté, comme discuté en Section 4.2, l'augmentation et la diffusion de la pression interstitielle ne sont pas les seuls mécanismes à l'origine de la sismicité induite, par conséquent l'écart entre les magnitudes observées et celles prédites peut aussi s'expliquer par une simplification excessive des mécanismes déclenchants pris en compte dans les lois d'échelle présentées en Figure 20. En effet, un grand nombre de sites présentent des magnitudes bien inférieures aux valeurs attendues sur la base des volumes injectés. Dans ces cas, il est possible que la sismicité soit aussi en partie liée à des mécanismes asismiques (comme par exemple dans les cas de Landau, Rittershoffen, The Geysers, Balmatt et Soultz-Sous-Forêts) ou que, plus généralement, elle ne puisse pas être uniquement attribuée à des mécanismes d'augmentation de la pression de pore. Par ailleurs, les cas de Pohang et de Saint-Gall (POH5 et STG en Figure 20) montrent que certaines opérations d'injections peuvent donner lieu à des événements sismiques dont la magnitude dépasse, même de plusieurs ordres de grandeur, celle prédite par les modèles. Dans ce sens, le cas de Pohang est emblématique car la magnitude du séisme de magnitude maximale a dépassé de presque deux ordres de magnitude la valeur de 3,7 qui aurait dû se produire selon la relation de McGarr (2014). En suivant la terminologie de Galis et al. (2017), les séismes induits sur les sites de Saint-Gall et Pohang sont donc caractérisés par des ruptures instables qui, une fois nucléées, se propagent bien au-delà de la zone intéressée par la perturbation de la pression de pore, car la taille de la rupture est contrôlée par la relaxation des contraintes tectoniques et par la dimension et la connectivité entre les failles préexistantes, plutôt que d'être limitée par le volume injecté.

Sur la base de ces considérations et des données analysées, on peut en conclure que la probabilité de déclencher un séisme de forte magnitude augmente avec les volumes injectés, même si des différences importantes peuvent être observées au cas par cas, comme l'occurrence de séismes dont la magnitude est largement supérieure à celle estimée par les différents modèles en fonction du volume injecté. Cela ne met pas en discussion la validité des tendances observées, mais suggère d'utiliser les relations et modèles déduits avec précaution. Dans ce contexte, la transition entre une rupture stable et instable, selon la définition de Galis et al. (2017), joue un rôle primordial pour la maîtrise du risque de sismicité induite sur les sites géothermiques. Bentz et al. (2020) indiquent que la transition entre ces deux régimes, qui peut avoir lieu à n'importe quel moment des opérations d'injection, peut être identifiée en suivant en continu l'évolution de la magnitude et du moment sismique en fonction des volumes injectés (plutôt que de repérer le dépassement d'une magnitude maximale critique). En effet, la vitesse à laquelle la magnitude augmente avec le volume injecté peut donner des indications sur le processus de rupture, des augmentations rapides pouvant signifier l'occurrence potentielle de ruptures instables (Bentz et al., 2020). Par ailleurs, ces auteurs montrent aussi que l'évolution temporelle du moment sismique pour les sites analysés est complètement indépendante des régimes tectoniques de chaque site et que l'activité sismique est plutôt contrôlée par les caractéristiques structurales des réservoirs géothermiques, tels que la taille et l'orientation des failles préexistantes.

6.1.2 Pression d'injection, injectivité et débit

La relation entre la magnitude maximale et la pression d'injection a été également investiguée en littérature. En analysant les données de Bâle, Mukuhira et al. (2013) indiquent que la magnitude des événements sismiques ne montre aucune corrélation claire avec la différence entre la pression d'injection et la pression hydrostatique du réservoir. De manière similaire, en analysant les données de plus de 40 sites géothermiques européens, Evans et al. (2012) n'observent aucune relation directe entre la pression d'injection et la magnitude maximale des séismes induits, suggérant que cela n'est pas un paramètre suffisant au déclenchement d'événements potentiellement ressentis en surface. Au contraire, Xie et al. (2015) et Buijze et al. (2019a) observent que la pression d'injection peut avoir une influence importante sur la magnitude maximale des événements sismiques. La Figure 21a reporte les magnitudes maximales observées pour les sites PS analysés dans la présente étude en fonction de la pression maximale en tête de puits pour chaque cas analysé. On observe que les magnitudes tendent à augmenter avec la pression d'injection, même si pour des valeurs comparables de pression, la magnitude peut varier significativement d'un cas à l'autre. Cette tendance, qui avait déjà été identifiée dans la relation entre la magnitude maximale et le volume totale injecté (voir Figure 20), indique que, au moins pour les systèmes PS, un seuil maximal de magnitude peut être défini à partir de la valeur

maximale de la pression en tête de puits. Pour les autres types de systèmes géothermiques, à savoir GF, GF-EGS et SA, nous n'observons pas de relations évidentes entre la magnitude et la pression d'injection. Cependant, il faut souligner que dans ces derniers cas, le nombre de données disponibles est trop faible pour conclure d'une façon définitive.

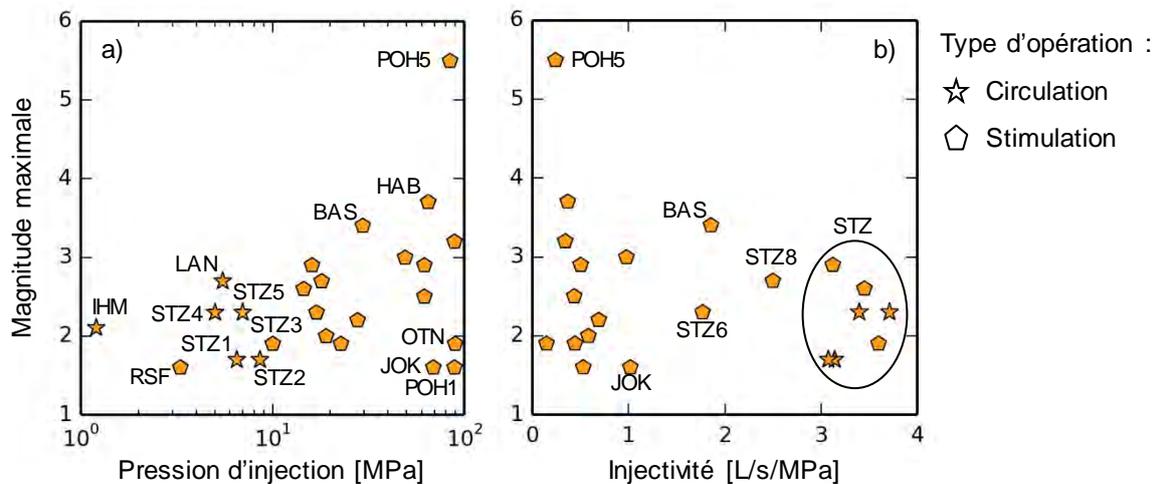


Figure 21 - Magnitude maximale observée pour les systèmes PS en fonction de la pression maximale en tête de puits (a) et de l'injectivité (b). Les données des sites d'Insheim, Landau et Rittershoffen ne sont pas montrées en figure (b) car les injectivités pour ces sites sont significativement supérieures à celles des autres sites PS. Abréviations des sites : Insheim (IHM), Landau (LAN), Otaniemi (OTN), Pohang (POH), Habanero (HAB), Bâle (BAS), Soultz (STZ), Rittershoffen (RSF) et Jolokia (JOK).

Pour les sites PS, des séismes de magnitude supérieure à 2 sont généralement observés pendant les stimulations hydrauliques pour des pressions d'injection supérieures à 10 MPa (Figure 21a). Cependant, lorsque l'on considère aussi les séismes induits en phase de circulation, les magnitudes peuvent être supérieures à 2 même pour des faibles pressions d'injections, comme observé à Insheim (IHM en Figure 21a) et Landau (LAN en Figure 21a), ainsi que pour deux opérations de circulation sur le site de Soultz (STZ4 et STZ5 en Figure 21a). Cette tendance pourrait s'expliquer en considérant que les opérations de circulation, même si réalisées à faible pression, sont communément associées à des volumes injectés importants (voir STZ4 et STZ5 en Figure 20) et, en général, supérieurs aux volumes injectés en phase de stimulation.

Comme déjà observé en comparant le volume injecté à la magnitude maximale, le séisme de M 5,5 survenu à Pohang (POH5 en Figure 21a) montre, aussi dans ce cas, une magnitude nettement supérieure à celle attendue en comparaison de celles observées dans les autres sites géothermiques où des stimulations hydrauliques ont été réalisées avec des pressions d'injections comparables. Cela implique que la magnitude de ce séisme n'est contrôlée ni par les volumes injectés ni par les pressions maximale atteintes en tête de puits, ce qui est en accord avec le concept de séisme instable (Galis et al., 2017), déjà discuté en Section 6.1.1, où la magnitude du séisme est principalement liée aux caractéristiques structurales du réservoir (à savoir à la taille des failles préexistantes). Il est intéressant de noter que sur le même site, une autre opération de stimulation a donné lieu à un séisme de M 1,6 (POH1 en Figure 21a), soit environ 5 ordres de grandeurs inférieurs, malgré des pressions d'injection comparables dans les deux cas (89,2 MPa pour POH1 contre 84,6 MPa pour POH5). Cela implique que la réponse sismique du réservoir aux injections a évolué au cours des opérations de stimulations, confirmant l'importance de suivre l'évolution de la sismicité en temps réel et en continu, comme discuté dans la section précédente, afin d'identifier les variations significatives et modifier la stratégie opérationnelle en conséquence, de sorte que des séismes de forte magnitude ne puissent se produire.

La pression d'injection est un paramètre qui dépend du débit d'injection et de la perméabilité du milieu cible. Pour cette raison et en considérant la relation observée entre la pression d'injection et la magnitude des séismes induits (Figure 21a), on pourrait s'attendre à une augmentation de la magnitude avec le débit d'injection. Cependant, l'analyse des cas d'étude des systèmes PS ne montre pas de liens clairs entre le débit et les magnitudes maximales observées. Des conclusions similaires ont été faites par Buijze et al. (2019b) sur la base des données de 40 sites géothermiques. Pour chaque cas d'étude, nous avons donc comparé la magnitude maximale à l'injectivité qui est ici calculé comme le rapport entre le débit maximal et la valeur maximale de la pression d'injection. Les données montrent que, pour

les systèmes PS, la magnitude tend à diminuer lorsque l'injectivité augmente (Figure 21b). Cette tendance, qui a aussi été mise en évidence par Zang et al., (2014), indique que plus les réservoirs sont capables « d'accepter » l'injection de fluides, moins l'intensité des séismes induits est importante. En d'autres mots, et en considérant le principe des stimulations hydrauliques dans les systèmes PS, plus le réservoir présente un réseau de fractures bien connectées, moins nombreux seront les réagencements de ce réseau nécessaire pour permettre la diffusion du fluide le long de ces structures, et plus faibles seront l'intensité et la fréquence des séismes induits.

6.2 Caractéristiques géologiques et sismicité induite

6.2.1 Porosité de la roche

Les réservoirs géothermiques analysés présentent des profondeurs variables entre 1 et plus de 6 km et une porosité moyenne généralement faible (entre ~1% et ~10%), tous types de systèmes géothermiques confondus (Figure 22). Comme attendu, la porosité diminue à mesure que la profondeur augmente. Par ailleurs, les systèmes GF exploitant des réservoirs en roches sédimentaires et volcaniques présentent les valeurs de porosité les plus élevées. En revanche, les systèmes PS et GF-EGS ont généralement des porosités inférieures à 2%, indépendamment du type de roche du réservoir.

Les magnitudes des séismes induits ne semblent pas être significativement influencées par la porosité de la roche cible. Il convient de remarquer que, les cas d'études sélectionnés dans la présente note incluent uniquement des sites géothermiques où des séismes induits de $M \geq 1,6$ ont été déclenchés. En considérant un grand nombre de sites géothermiques avec occurrence et absence de sismicité induite, Buijze et al. (2019a) montrent que dans les réservoirs géothermiques où le transfert de chaleur se fait par conduction, qui incluent des sites pétrothermaux ainsi que l'ensemble des aquifères sédimentaires analysés dans cette étude (voir Tableau 1), une sismicité potentiellement ressentie en surface a lieu uniquement dans les projets qui exploitent des roches avec des porosités inférieures à 10% et à des profondeurs supérieures à 2,5 km, ce qui est globalement le cas pour tous les projets ici analysés. Cela est principalement lié au fait que dans les réservoirs peu poreux l'écoulement du fluide injecté est contrôlé par les fractures préexistantes et non pas par la porosité de la matrice rocheuse.

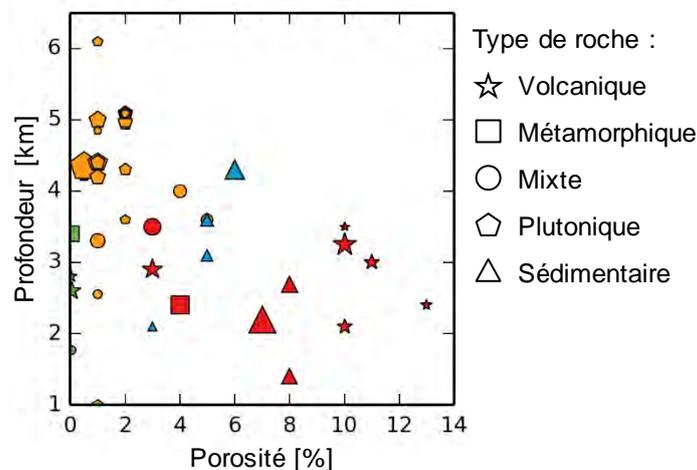


Figure 22 - Porosité et profondeurs des réservoirs géothermiques. La taille des symboles est fonction de la magnitude maximale observée pour chaque cas d'étude, la couleur indique le type de système géothermique (GF – rouge ; GF-EGS – vert ; SA – bleu ; PS – orange), la forme montre le type de roche comme indiqué dans la légende. Les données de porosité ont été publiées par Buijze et al. (2019a).

Par ailleurs, il est important de souligner que, pour l'ensemble des sites géothermiques analysés ici, la diffusion du fluide dans le sous-sol se fait principalement via les réseaux de failles et fractures existantes. Par conséquent, la porosité de la roche n'influence que dans une moindre mesure la perméabilité du réservoir ; l'absence de liens entre la porosité et la magnitude des événements sismiques n'est donc pas surprenante.

6.2.2 Profondeur du réservoir et connexion hydraulique avec le socle

A grande profondeur, les contraintes sont plus élevées et les roches sont moins déformables, ce qui peut augmenter la probabilité de déclencher des séismes de forte magnitude (Buijze et al., 2019b). Nous avons donc comparé la magnitude maximale observée pour les cas d'étude avec la profondeur à laquelle les injections sont réalisées (Figure 23a). Pour les sites SA et GF-EGS, on observe une tendance de la magnitude à augmenter avec la profondeur, mais le faible nombre de cas analysés ne permet pas de formuler des indications très concluantes pour ces types de systèmes géothermiques. Le site GF-EGS de Berlin, qui exploite un réservoir en roches volcaniques à une profondeur de 2,6 km, montre une magnitude maximale assez élevée si on la compare à celles des autres sites de la même typologie et à des profondeurs similaires. Toutefois, comme déjà discuté en Section 5.8, le séisme de M_w 3,6, ayant eu lieu à distance du puits d'injection et en phase de *shut-in*, n'a pas été attribué avec certitude aux stimulations réalisées sur le site, même si des liens de causalité ne sont pas exclus (Kwiatek et al., 2014). Pour ce site, l'événement de magnitude maximale survenu en phase de stimulation et à proximité des puits montre une magnitude de 1,5 (Bentz et al., 2020) qui est plus en accord avec les magnitudes observées pour les autres sites géothermiques à des profondeurs comparables. La relation entre la profondeur et la magnitude maximale pour les sites GF semble plus complexe, car aucun lien n'est observé entre ces deux variables. Enfin, pour les sites PS, nous n'observons pas de corrélations précises entre la profondeur et la magnitude des séismes. Toutefois, pour des profondeurs inférieures à 4 km, les événements présentent des magnitudes généralement inférieures ou égales à 2, sauf dans le cas de Landau où le LME a atteint M_L 2,7. De manière similaire, le cas de Saint-Gall présente une magnitude assez élevée par rapport aux autres sites SA, bien que sa profondeur ne soit pas significativement plus importante que celle des autres cas analysés.

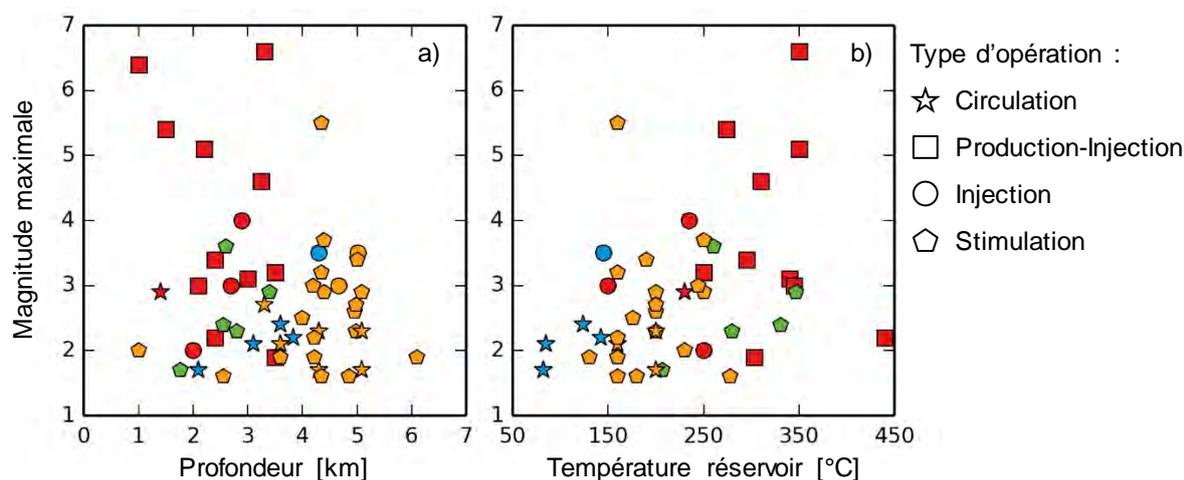


Figure 23 - Magnitude maximale observée en fonction de la profondeur maximale des puits (a) et de la température du réservoir (b). La couleur indique le type de système géothermique (GF – rouge ; GF-EGS – vert ; SA – bleu ; PS – orange), alors que la forme est fonction du type d'opération, comme indiqué dans la légende.

En conclusion, ces observations indiquent que pour les systèmes pétrothermaux exploitant des roches cristallines (socle), au-delà de 4 km de profondeur aucun lien n'est observé entre la magnitude des séismes et la profondeur des injections. Cela est vrai également pour les champs géothermiques traditionnels indépendamment du type de roche. Pour les sites SA et GF-EGS, le faible nombre de cas ne permet pas de formuler de conclusions définitives. Ces observations sont en accord avec les conclusions formulées par d'autres auteurs (Buijze et al., 2019b, 2019a ; Evans et al., 2012) et montrent que la profondeur d'injection ne semble pas être un paramètre déterminant pour l'estimation de la magnitude des séismes induits. Toutefois, il est important de souligner que pour les systèmes PS et SA une sismicité potentiellement ressentie en surface ($M > 2$) a été observée uniquement pour les sites géothermiques qui injectent à proximité ou dans le socle (Buijze et al., 2019a), ce qui est le cas pour tous les sites géothermiques de type PS et SA analysés dans la présente étude (voir Figure 10). En intégrant à l'analyse les sites géothermiques (PS et SA) exploitant des réservoirs au-dessus du socle, Buijze et al. (2019a) montrent qu'aucun événement sismique ressenti n'a été observé pour les sites qui exploitent des réservoirs à plus de 0,5 km du socle. Cependant, quand les opérations d'injections sont réalisées à distance du socle, il est très important de considérer aussi la possibilité d'une connexion hydraulique entre le réservoir géothermique ciblé et le socle. En effet, comme discuté en Section 5.1 et

Section 5.2, pour les systèmes SA ainsi que pour les systèmes PS exploitant un réservoir mixte, situé entre la couche sédimentaire et le socle sous-jacent, la sismicité se localise généralement à distance des puits d'injection et principalement dans le socle granitique. Cela a été expliqué par la connexion hydraulique entre le point d'injection et le socle via des réseaux de faille et fractures qui permettent de transférer la surpression et donc de déclencher la sismicité à plusieurs km de distance.

6.2.3 Température du réservoir

En accord avec d'autres auteurs (e.g. Buijze et al., 2019a), on peut observer un lien entre les magnitudes maximales des séismes induits et la température des réservoirs, pour tous les types de systèmes géothermiques considérés. En effet, la magnitude tend à augmenter avec la température (Figure 23b). Pour les systèmes GF, des séismes de $M > 4$ sont observés uniquement dans les réservoirs avec une température supérieure à 250°C. Dans le cas des systèmes PS, cette tendance est également observée. Il convient cependant de souligner que pour un même site géothermique, et donc pour une même température, la magnitude maximale observée peut varier de plus d'un ordre de grandeur selon les opérations considérées. Dans le réservoir à 5 km à Soultz-Sous-Forêts par exemple, où la température est d'environ 200°C, les magnitudes maximales des séismes induits pour différentes opérations varient d'un minimum de M_L 1,7 à un maximum de M_L 2,9. De manière similaire, sur le site de Pohang, où la température du réservoir est de 160°C, les magnitudes varient de M_w 1,6 à M_w 3,2 (sans considérer le séisme le plus important de M_w 5,5).

La relation entre magnitudes maximales observées et température des réservoirs peut s'expliquer par des variations significatives des contraintes thermoélastiques à proximité des puits d'injection. En effet, comme déjà discuté en Section 2.2.2, ces mécanismes, particulièrement significatifs pour les champs géothermiques traditionnels, ont une influence importante sur le déclenchement de la sismicité. Dans ce contexte, la corrélation entre température et magnitude des événements sismiques observée en Figure 23b, doit être interprétée en regard des différences de températures (ΔT) entre les réservoirs et les fluides injectés. En effet, plus la température des réservoirs est élevée, plus grande sera la différence de température imposée par les injections (le fluide injecté ayant une température bien plus basse) et donc la variation de contraintes induites par les effets thermoélastiques. Malheureusement, le manque de données sur la température du fluide injecté ne permet pas de conclure sur le lien entre ΔT et la magnitude maximale.

Rappelons aussi que si la température (voire la variation de température) montre une corrélation avec les magnitudes maximales des séismes induits, la variabilité de la magnitude pour des mêmes valeurs de température, qui a été particulièrement observée pour les systèmes PS, indique que ce facteur ne permet pas d'expliquer entièrement l'activité sismique.

6.2.4 Sismicité naturelle, régime tectonique et état de contrainte

Le risque de sismicité naturelle dans les sites géothermiques sélectionnés varie d'un cas à l'autre. En accord avec Buijze et al. (2019b), les sites GF analysés dans cette note sont tous localisés en zones tectoniques actives avec un niveau de sismicité naturelle variable entre modéré et élevé. En revanche, les sites SA présentent une sismicité naturelle faible. Pour les sites PS, le risque de sismicité naturelle peut être faible, comme dans le cas de Pohang, ou modéré, comme par exemple à Soultz-Sous-Forêts et Bâle. Comme discuté en Section 5.4, la présence à proximité d'un site géothermique de failles naturelles, de grandes dimensions, sismiquement actives et dans un état de contrainte critique, joue un rôle majeur dans le risque de sismicité induite (Baisch et al., 2016). Par conséquent, il apparaît que le risque de sismicité induite devrait logiquement augmenter avec le risque de sismicité naturelle.

Sur la base de l'analyse d'environ 40 sites géothermiques européens, Evans et al. (2012) observent une relation complexe entre les magnitudes maximales des séismes induits et le niveau de sismicité naturelle. Ces auteurs suggèrent que pour les sites géothermiques en roches magmatiques, des séismes induits de $M > 2$ sont observés uniquement pour les projets où le PGA^{14} dépasse 0,08g (où $g=9,81$ m/s² est l'accélération de la pesanteur). Toutefois, comme déjà souligné par Buijze et al. (2019b), le séisme de M_w 5,5 survenu en 2017 sur le site de Pohang ne suit pas la règle indiquée par Evans et al. (2012), car le site présente une valeur de PGA inférieure au seuil observé. La même conclusion

¹⁴ Le PGA (Peak Ground Acceleration) est ici utilisé comme mesure de la sismicité naturelle. La valeur de PGA dénote le niveau d'accélération au sol, induit par un tremblement de terre, qui a 10% de probabilité d'être dépassé en 50 ans (Evans et al., 2012).

s'applique au séisme de M_w 3,7 déclenché sur le site de Habanero. Par conséquent, l'aléa de sismicité naturelle ne permet pas de préjuger de l'aléa de sismicité induite sur les sites géothermiques, car des événements de forte magnitude peuvent être induits même en zone où la charge tectonique est faible (Buijze et al., 2019b).

Nous avons déjà indiqué, en Section 6.1.1, que le régime tectonique ne semble pas avoir une influence sur l'intensité des séismes induits par les opérations d'injection. En effet aucune différence significative n'est observée dans la magnitude ou dans le nombre d'événements induits ayant lieu en zones avec des régimes en faille normale, inverse ou en décrochement (Bentz et al., 2020; Xie et al., 2015). Cependant, l'état de contrainte in situ dans la zone du réservoir est reconnu comme un des facteurs principaux contrôlant la migration spatiale et l'orientation du nuage sismique (e.g. Xie et al., 2015 ; Zang et al., 2014). En effet, comme déjà discuté en Section 5.4, il a été observé que pour les sites géothermiques où le régime de contrainte est normal¹⁵ (e.g. Soultz-Sous-Forêts) le nuage sismique est sub-vertical, alors que, là où le régime est en faille inverse (e.g. Habanero), il est subhorizontal.

Par ailleurs, les magnitudes des contraintes principales auront elles aussi une influence importante sur la sismicité induite. Cela est assez évident si on considère que le critère de rupture est dépassé (Equation 1, Section 2.2) lorsque la contrainte de cisaillement τ du plan de faille est supérieure à un certain seuil, lui-même fonction de la contrainte normale σ_n au plan de faille et des propriétés de la faille (cohésion et angle de frottement), sachant que τ et σ_n sont également fonction de l'état de contrainte dans la matrice rocheuse environnante¹⁶. Puisque τ est relié à la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$), on comprend que si elle est déjà élevée, des faibles variations de contraintes et pression seront suffisantes pour activer le cisaillement le long d'une structure préexistante. En analysant six sites PS incluant Soultz-Sous-Forêts, Bâle et Habanero, Xie et al. (2015) montrent que la magnitude maximale des événements sismiques augmente avec la contrainte déviatorique (normalisée par la contrainte verticale) estimée à la profondeur moyenne du nuage sismique pour chaque site. En Figure 24, nous avons comparé les magnitudes maximales des séismes induits pendant des stimulations hydrauliques sur les sites PS, avec la contrainte différentielle normalisée par rapport à la contrainte verticale, qui ont été estimées à la profondeur maximale des puits d'injection en fonction des données disponibles dans la littérature.

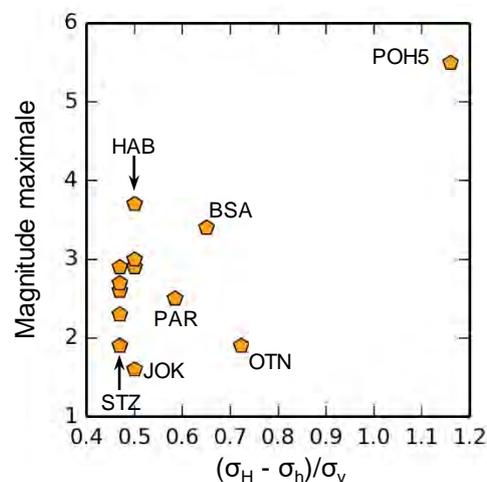


Figure 24 - Magnitude maximale observée en fonction de la contrainte différentielle ($\sigma_H - \sigma_h$) normalisée par rapport à la contrainte verticale (σ_v). Abréviations des sites : Otaniemi (OTN), Paralana (PAR), Pohang (POH), Habanero (HAB), Bâle (BAS), Soultz (STZ), et Jolokia (JOK).

Une tendance de la magnitude à augmenter en fonction de la contrainte in situ n'est pas clairement identifiable dans le graphique. Cependant, on remarque que pour le site de Pohang, où le séisme le plus fort parmi les cas analysés s'est produit, la contrainte est significativement plus élevée que dans

¹⁵ Pour un régime de contrainte en faille normale (en extension), la contrainte principale (σ_1) est verticale, alors que dans un régime de contrainte en faille inverse (en compression), elle est horizontale.

¹⁶ Dans le cas d'une faille découpant cette matrice (faisant un angle β avec la verticale) et où $\sigma_1 = \sigma_v$ et $\sigma_3 = \sigma_h$, on a les relations suivantes : $\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_v + \sigma_h) - \frac{1}{2}(\sigma_v - \sigma_h) \cdot \cos(2\beta)$; $\tau = \frac{1}{2}(\sigma_v - \sigma_h) \cdot \sin(2\beta)$

les autres cas. Pour les autres sites, les variations de contraintes d'un cas à l'autre sont moins importantes. On peut en conclure que l'état de contrainte in situ au niveau du réservoir est un paramètre clé dans l'occurrence de la sismicité induite. La magnitude des contraintes contrôle notamment le niveau de surpression nécessaire pour initier le cisaillement le long des structures préexistantes et donc la sismicité qui y est associée. En revanche, la magnitude des séismes induits et notamment la magnitude maximale, même si influencée par le niveau de contrainte in situ, sera contrôlé par l'interaction entre différents facteurs.

Les mesures de contraintes ne sont pas simples à réaliser, ce qui explique qu'elles ne soient pas systématiques sur les sites géothermiques. Sur la base des observations précédentes, il est toutefois recommandé de réaliser à minima des estimations de la magnitude des contraintes, à partir de mesure dans le puits après sa foration

7 Synthèse et conclusions

Ce rapport restitue un travail de recensement et d'analyse de projets de géothermie profonde, en Europe et dans le monde, ayant conduit à l'occurrence d'événements sismiques. Réalisé à partir de la littérature scientifique disponible, il a permis l'élaboration d'une base de données relativement exhaustive, comprenant 35 projets géothermiques incluant 53 épisodes de sismicité. Celle-ci comprend en particulier, pour chaque projet et épisode, des éléments sur les propriétés géologiques et le contexte tectonique, les paramètres opérationnels tels que les pressions débits et volumes en jeu, ainsi que les caractéristiques de la sismicité observée. L'analyse qui en a été faite, permet de mettre en évidence les caractéristiques spatio-temporelles et énergétiques de la sismicité induite dans les quatre différents types de systèmes géothermiques considérés. Elle apporte également des enseignements nouveaux sur les principaux mécanismes physiques qui contrôlent l'activité sismique. Elle souligne enfin le rôle des paramètres opérationnels et des caractéristiques géologiques de chaque site sur le déclenchement de la sismicité.

Ce travail met ainsi clairement en évidence que l'occurrence et l'intensité de la sismicité ne sont pas seulement dictées par les conditions d'exploitation. La réponse sismique est spécifique aux caractéristiques hydrogéologiques de chaque site géothermique et elle est largement contrôlée par les discontinuités, fractures et failles préexistantes sur le site plutôt que par la porosité de la roche-réservoir. En effet, dans la plupart des cas analysés, quel que soit le type de système géothermique considéré ou le type d'opération, la sismicité se produit par activation ou réactivation de discontinuités préexistantes. Le potentiel de rupture de ces discontinuités dépend du niveau de contrainte auquel elles sont soumises ainsi que de leur orientation par rapport au champ de contrainte local. Ainsi, si elles sont déjà dans un état de contrainte critique et favorablement orientées pour le glissement, de faibles variations de l'état de contrainte dues aux opérations géothermiques peuvent être suffisantes pour induire une rupture et générer un événement sismique. Il en suit que, pour les projets de géothermie qui ciblent des zones de faille, en raison de leur meilleure perméabilité, l'aléa de sismicité induite peut être plus importante. Toutefois, cela n'implique pas nécessairement l'occurrence d'événements sismiques de forte magnitude et/ou potentiellement ressentis. En effet, le nombre et la magnitude des séismes dépendent de la dimension et du niveau de développement ou de connexion entre les discontinuités, ainsi que des caractéristiques de résistance (cohésion et frottement) et de la variabilité locale du champ de contrainte.

La proximité des réservoirs géothermiques avec le socle cristallin, plus propice à l'occurrence de sismicité, apparaît comme un facteur aggravant vis-à-vis de la sismicité anthropique. Cela est le cas pour les sites qui exploitent des réservoirs directement dans le socle, ainsi lorsque le réservoir ciblé est à la frontière entre la couche sédimentaire et le socle sous-jacent. Dans ce cas, la sismicité se localise principalement ou entièrement au niveau du socle, alors que la réponse aux opérations géothermiques de la partie haute du réservoir, dans la couche sédimentaire, reste asismique (exemple : plusieurs sites géothermiques de type PS dans le fossé Rhénan, notamment Insheim, Landau et Rittershoffen). Des situations similaires peuvent être rencontrées lorsque les puits d'injection interceptent des structures géologiques hydrauliquement connectées au socle, ce qui est particulièrement observé dans les projets géothermiques de type SA (exemple : cas de Unterhaching, Saint-Gall et Californie, pour lesquels la sismicité se développe dans le socle cristallin situé sous la couche sédimentaire ciblée par les opérations géothermiques). Ce phénomène s'explique par le fait que les roches cristallines tendent à être plus sismogènes que les roches sédimentaires, car elles se trouvent généralement dans un état de contrainte critique.

Concernant le lien entre la sismicité et les opérations, il est très difficile de tirer des conclusions pour les champs géothermiques traditionnels (systèmes GF), cela principalement à cause du grand nombre de puits de production et de réinjection, très souvent en opération en même temps. Cependant, les événements sismiques montrent souvent des corrélations spatio-temporelles avec les opérations de réinjections (moins avec celles de production). En raison des grands volumes de fluide extraits et réinjectés, ce type de systèmes géothermiques conduit par ailleurs souvent à des déformations significatives en surface, notamment des phénomènes de subsidence qui peuvent, à leur tour, être à l'origine d'une sismicité induite par effets poroélastiques. Dans ce type de systèmes géothermiques, les effets thermoélastiques peuvent également jouer un rôle important dans l'occurrence de la sismicité, en raison de la différence significative de température entre le réservoir (plus chaud) et le fluide réinjecté. Les systèmes GF, généralement développés dans des réservoirs en roches sédimentaires fracturées, volcaniques ou métamorphiques, peuvent donc être associés à l'occurrence d'événements sismiques ressentis en surface ($1,9 \leq M \leq 5,4$ en excluant les cas où le séisme de magnitude maximale semble avoir une origine déclenchée plutôt qu'induite).

Pour ce qui concerne les systèmes SA, développés en roches sédimentaires, l'aléa de sismicité induite est généralement faible par rapport aux autres types de systèmes géothermiques considérés. En effet, la littérature ne fait état d'aucun événement sismique ressenti en surface lorsque les systèmes SA exploitent des réservoirs en roches sédimentaire poreuses. Néanmoins, les opérations de circulation dans les sites SA visant des réservoirs de grès ou de calcaire fracturés et/ou karstifiés (ce qui est le cas pour l'ensemble des sites SA sélectionnés dans la présente étude) peuvent induire des événements sismiques de plus forte magnitude ($1,7 \leq M \leq 3,5$).

Pour les autres systèmes géothermiques, plusieurs observations peuvent être faites selon la nature des opérations. Pour les sites pétrothermaux et les champs géothermiques traditionnels où des stimulations hydrauliques ont été réalisées pour certains puits (systèmes PS et GF-EGS, respectivement), on observe, en phase de stimulation hydraulique, que la sismicité est en grande partie contrôlée par des effets directs d'augmentation et diffusion de la pression de pores. Généralement, l'activité sismique suit le front de pression du fluide, en se localisant à une distance croissante du puits à mesure que l'injection progresse. L'activité sismique peut dans ce cas être considérée comme un phénomène inhérent aux stimulations hydrauliques des réservoirs géothermiques ($1,7 \leq M \leq 3,6$ pour les systèmes GF-EGS et $1,6 \leq M \leq 5,5$ pour les systèmes PS). Cela est d'autant plus vrai que les stimulations sont réalisées dans le socle cristallin (ce qui est souvent le cas dans les systèmes PS) qui présente généralement un état de contrainte critique et qui est donc plus favorable à l'occurrence d'une sismicité.

Pour les opérations de stimulation sur les sites PS, les données analysées montrent que des séismes de $M > 2$ sont généralement observés pour des pressions d'injection supérieures à 10 MPa. On observe également que la magnitude tend à diminuer lorsque l'injectivité (calculée comme le rapport entre le débit maximal et la valeur maximale de la pression d'injection) augmente. En considérant le principe des stimulations hydrauliques dans les systèmes PS, cette tendance montre que plus le réservoir présente un réseau de fractures bien connectées, moins nombreux seront les réagencements de ce réseau pour permettre la diffusion du fluide le long de ces structures, et plus faibles seront l'intensité et la fréquence des séismes induits. Cependant, lorsque l'on considère aussi les séismes induits en phase de circulation, les magnitudes peuvent être supérieures à 2, même pour des plus faibles pressions d'injections (exemple : cas de Insheim et de Landau). Généralement, la magnitude tend à augmenter avec la pression, même si les magnitudes peuvent être assez variables pour des valeurs comparables de pression. Par conséquent, et au moins pour les systèmes PS, un seuil maximal de magnitude peut être défini à partir de la valeur maximale de pression en tête de puits. Pour les autres types de systèmes géothermiques, à savoir GF, GF-EGS et SA, le faible nombre de données disponibles ne permet pas de conclure sur la relation entre pression d'injection et magnitude des séismes.

Plus généralement, en phase de production, à savoir quand le fluide ne fait que circuler entre les puits à faible pression, le taux de sismicité est relativement bien corrélé aux variations des paramètres hydrauliques, i.e. il augmente en cas d'arrêt soudain des pompes, d'augmentation du débit d'injection ou à chaque phase d'arrêt et de redémarrage des opérations. Cependant, l'activité sismique, y compris les événements de plus forte magnitude, peuvent également se produire lorsque le débit de circulation reste constant. Pour quelques projets géothermiques de type aquifères sédimentaires (systèmes SA), la sismicité peut avoir lieu plusieurs années après le démarrage des opérations de production.

Soulignons également ici que cette étude de cas montre bien que la magnitude tend à augmenter avec le volume total injecté pour tous types de systèmes géothermiques confondus et indépendamment du type d'opération considérée. Plusieurs modèles ont été proposés dans la littérature pour estimer la magnitude maximale des séismes en fonction des volumes injectés mais ils doivent être considérés avec précaution. En effet, des séismes dont la magnitude est supérieure à celle attendue sont répertoriés sur plusieurs sites. Cela s'explique par le fait que la sismicité n'est pas uniquement contrôlée par les volumes injectés, mais par l'interaction de plusieurs facteurs anthropiques et géologiques et par des mécanismes qui ne sont pas entièrement pris en compte par les modèles, principalement basés sur des effets directs d'augmentation de la pression interstitielle.

Ce travail d'analyse met en effet en évidence l'importance des mécanismes de glissements asismiques (slip hardening), dans le déclenchement de la sismicité induite (slip weakening). Ce phénomène s'accompagne de l'occurrence d'événements sismiques, dits répéteurs sismiques, caractérisés par des formes d'ondes similaires et interprétés comme des ruptures répétitives de la même source sismique (i.e. aspérité) amenée à la rupture par le glissement continu et asismique de la région environnante. L'occurrence de répéteurs sismiques a été observée dans plusieurs cas d'études et peut avoir lieu dans tous les types de systèmes géothermiques et pour différents types d'opérations (e.g. stimulation et circulation).

Le dernier point traité dans ce rapport concerne l'occurrence de l'événement de magnitude maximale (LME) en phase de *shut-in*, qui intervient quelques heures à plusieurs semaines après la fin des injections et qui reste encore mal expliqué. Ce phénomène est plus fréquemment associé aux systèmes géothermiques de type PS, mais il peut également être observé dans les systèmes GF-EGS et SA. Il est observé aussi bien en phase de stimulation et qu'en phase de circulation. Pour les sites GF, peu d'informations sont répertoriées dans la littérature concernant le temps d'occurrence du LME, ce qui ne permet pas de conclure sur la sismicité post-injection pour ce type de systèmes géothermiques. Le plus souvent la sismicité post-injection est associée à la diffusion du front de pression qui, en phase de *shut-in*, peut induire une augmentation de la pression interstitielle sur des zones plus étendues du réservoir. Cependant, il a été également observé que les phénomènes de glissements aismiques, tels que discuté précédemment, peuvent avoir des implications directes sur la sismicité post-injection. En effet, le couplage entre glissements stables et instables est un mécanisme retenu pour expliquer l'occurrence d'une sismicité, non seulement retardés temporellement par rapport aux opérations géothermiques (i.e. sismicité-post injection), mais aussi à des distances plus au moins significatives du point d'injection (exemple : cas de Rittershoffen et de North Brawley).

Pour conclure, et avant de formuler des pistes de réflexion pour mieux anticiper l'aléa sismicité induite dans le contexte de la géothermie profonde, il conviendra sans nul doute de compléter ce travail par une étude des projets pour lesquels la sismicité est restée faible ou absente. Ce travail complémentaire nécessitera des prises de contact avec les gestionnaires de site car ces cas sont à l'heure actuelle peu documentés dans la littérature scientifique.

8 Références

- Ágústsson, K., Kristjánisdóttir, S., Flóvenz, Ó.G., Gudmundsson, O., 2015. Induced Seismic Activity during Drilling of Injection Wells at the Hellisheiði Power Plant, SW Iceland, in: Proceedings World Geothermal Congress.
- Ake, J., Mahrer, K., O'Connell, D., Block, L., 2005. Deep-injection and closely monitored induced seismicity at Paradox Valley, Colorado. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95, 664–683.
- Albaric, J., Oye, V., Langet, N., Hasting, M., Lecomte, I., Iranpour, K., Messeiller, M., Reid, P., 2014. Monitoring of induced seismicity during the first geothermal reservoir stimulation at Paralana, Australia. *Geothermics* 52, 120–131.
- Axelsson, G., Thórhallsson, S., Björnsson, G., 2006. Stimulation of geothermal wells in basaltic rock in Iceland, in: Enhanced Geothermal Innovative Network for Europe Workshop.
- Baisch, S., Harjes, H.-P., 2003. A model for fluid-injection-induced seismicity at the KTB, Germany. *Geophysical Journal International* 152, 160–170.
- Baisch, S., Koch, C., Stang, H., Pittens, B., Drijver, B., Buik, N., 2016. Defining the framework for seismic hazard assessment in geothermal projects V0.1 (Technical Report).
- Baisch, S., Rothert, E., Stang, H., Vörös, R., Koch, C., McMahon, A., 2015. Continued geothermal reservoir stimulation experiments in the Cooper Basin (Australia). *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 198–209.
- Baisch, S., Vörös, R., 2018. Interpretation of the Earthquakes Near the Californie Geothermal Site: August 2015 – November 2018 (No. CLGG005). Q-con GmbH.
- Baisch, S., Vörös, R., Weidler, R., Wyborn, D., 2009. Investigation of fault mechanisms during geothermal reservoir stimulation experiments in the Cooper Basin, Australia. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, 148–158.
- Baisch, S., Weidler, R., Vörös, R., Wyborn, D., de Graaf, L., 2006. Induced seismicity during the stimulation of a geothermal HFR reservoir in the Cooper Basin, Australia. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96, 2242–2256.
- Bentz, S., Kwiatek, G., Martínez-Garzón, P., Bohnhoff, M., Dresen, G., 2020. Seismic moment evolution during hydraulic stimulations. *Geophysical Research Letters* 47, e2019GL086185.
- 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, 723–732.
- Breede, K., Dzebisashvili, K., Falcone, G., 2015. Overcoming challenges in the classification of deep geothermal potential. *Geothermal Energy Science* 3, 19–39.
- Breede, K., Dzebisashvili, K., Liu, X., Falcone, G., 2013. A systematic review of enhanced (or engineered) geothermal systems: past, present and future. *Geothermal Energy* 1, 4.
- Broothaers, M., Bos, S., Lagrou, D., Harcouët-Menou, V., Laenen, B., 2019. Lower Carboniferous limestone reservoir in northern Belgium: structural insights from the Balmatt project in Mol, in: European Geothermal Congress Proceedings, The Hague.
- Buijze, L., van Bijsterveldt, L., Cremer, H., Paap, B., Veldkamp, H., Wassing, B.B., Van Wees, J.-D., van Yperen, G.C., ter Heege, J.H., 2019a. Review of induced seismicity in geothermal systems worldwide and implications for geothermal systems in the Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences* 98.
- Buijze, L., van Bijsterveldt, L.Q., Cremer, H., Paap, B.F., Veldkamp, J.G., Wassing, B.B.T., Wees, J., ter Heege, J.H., 2019b. Review of worldwide geothermal project mechanisms and occurrence of induced seismicity. TNO.
- Calò, M., Dorbath, C., Cornet, F.H., Cuenot, N., 2011. Large-scale aseismic motion identified through 4-DP-wave tomography. *Geophysical Journal International* 186, 1295–1314.
- 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, 968–980.
- Contrucci, I., Klein, E., 2017. Etat des connaissances concernant les aléas et les risques liés à la sismicité anthropique (No. DRS-17-149681-07390D). Ineris.
- Cornet, F.H., 2016. Seismic and aseismic motions generated by fluid injections. *Geomechanics for Energy and the Environment* 5, 42–54.
- Cornet, F.H., Helm, J., Poitrenaud, H., Etchecopar, A., 1997. Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. *Pure and Applied Geophysics* 150, 563–583.

- Cuenot, N., Frogneux, M., Dorbath, C., Calò, M., 2011. Induced microseismic activity during recent circulation tests at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (France). Presented at the 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering.
- Dahm, T., Becker, D., Bischoff, M., Cesca, S., Dost, B., Fritschen, R., Hainzl, S., Klose, C.D., Kühn, D., Lasocki, S., 2013. Recommendation for the discrimination of human-related and natural seismicity. *Journal of seismology* 17, 197–202.
- Dahm, T., Cesca, S., Hainzl, S., Braun, T., Krüger, F., 2015. Discrimination between induced, triggered, and natural earthquakes close to hydrocarbon reservoirs: A probabilistic approach based on the modeling of depletion-induced stress changes and seismological source parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 2491–2509.
- De Simone, S., Carrera, J., Vilarrasa, V., 2017. Superposition approach to understand triggering mechanisms of post-injection induced seismicity. *Geothermics* 70, 85–97.
- Diehl, T., Kraft, T., Kissling, E., Wiemer, S., 2017. The induced earthquake sequence related to the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland): Fault reactivation and fluid interactions imaged by microseismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 7272–7290.
- 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, 653–675.
- Ellsworth, W.L., 2013. Injection-induced earthquakes. *Science* 341, 1225942.
- Ellsworth, W.L., Giardini, D., Townend, J., Ge, S., Shimamoto, T., 2019. Triggering of the Pohang, Korea, Earthquake (Mw 5.5) by Enhanced Geothermal System Stimulation. *Seismological Research Letters* 90, 1844–1858.
- Eshelby, J.D., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* 241, 376–396.
- 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.
- Flóvenz, O.G., Ágústsson, K., Guðnason, E.Á., Kristjánssdóttir, S., 2015. Reinjection and induced seismicity in geothermal fields in Iceland, in: *Proceedings of World Geothermal Congress. Melbourne, Australia.*
- Foulger, G.R., Wilson, M.P., Gluyas, J.G., Julian, B.R., Davies, R.J., 2018. Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews* 178, 438–514.
- Galis, M., Ampuero, J.P., Mai, P.M., Cappa, F., 2017. Induced seismicity provides insight into why earthquake ruptures stop. *Science advances* 3, eaap7528.
- Gaucher, E., Jolivet, M., Peter-Borie, M., 2020. Preliminary results of the seismicity induced during the stimulation of the Vendenheim enhanced geothermal system (France), in: *Proceedings of World Geothermal Congress 2020. Presented at the World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland.*
- Gaucher, E., Schoenball, M., Heidbach, O., Zang, A., Fokker, P., van Wees, J.-D., Kohl, T., 2015. Induced seismicity in geothermal reservoirs: physical processes and key parameters, in: *World Geothermal Congress 2015.*
- Giardini, D., 2009. Geothermal quake risks must be faced. *Nature* 462, 848.
- Glowacka, E., González, J., Fabriol, H., 1999. Recent vertical deformation in Mexicali Valley and its relationship with tectonics, seismicity, and the exploitation of the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. *Pure and Applied Geophysics* 156, 591–614.
- Glowacka, E., Nava, F.A., 1996. Major earthquakes in Mexicali Valley, Mexico, and fluid extraction at Cerro Prieto geothermal field. *Bulletin of the Seismological Society of America* 86, 93–105.
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., Nava, F.A., 2005. Subsidence and stress change in the Cerro Prieto geothermal field, BC, Mexico. *pure and applied geophysics* 162, 2095–2110.
- Goebel, T.H., Brodsky, E.E., 2018. The spatial footprint of injection wells in a global compilation of induced earthquake sequences. *Science* 361, 899–904.
- Goertz-Allmann, B.P., Goertz, A., Wiemer, S., 2011. Stress drop variations of induced earthquakes at the Basel geothermal site. *Geophysical Research Letters* 38.
- Gombert, P., Lahaie, F., Cherkaoui, A., 2017. Etat des connaissances sur les risques, impacts et nuisances potentiels liés à la géothermie profonde (No. DRS-16-157477-00515A). Ineris.
- Grigoli, F., Cesca, S., Priolo, E., Rinaldi, A.P., Clinton, J.F., Stabile, T.A., Dost, B., Fernandez, M.G., Wiemer, S., Dahm, T., 2017. Current challenges in monitoring, discrimination, and management of induced seismicity related to underground industrial activities: A European perspective. *Reviews of Geophysics* 55, 310–340.

- Grund, M., Groos, J.C., Ritter, J.R., 2016. Fault reactivation analysis using microearthquake clustering based on signal-to-noise weighted waveform similarity. *Pure and applied geophysics* 173, 2325–2355.
- Grünthal, G., 2014. Induced seismicity related to geothermal projects versus natural tectonic earthquakes and other types of induced seismic events in Central Europe. *Geothermics* 52, 22–35.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological society of America* 34, 185–188.
- Häring, M.O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B.C., 2008. Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics* 37, 469–495.
- Jones, R.H., Beauce, A., Jupe, A., Fabriol, H., Dyer, B.C., 1995. Imaging induced microseismicity during the 1993 injection tests at Soultz-sous-Forêts, France, in: *World Geothermal Congress 1995*.
- Juncu, D., Árnadóttir, T., Geirsson, H., Guðmundsson, G.B., Lund, B., Gunnarsson, G., Hooper, A., Hreinsdóttir, S., Michalczywska, K., 2020. Injection-induced surface deformation and seismicity at the Hellisheidi geothermal field, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 391, 106337.
- Jung, R., 2013. EGS—goodbye or back to the future, in: *ISRM International Conference for Effective and Sustainable Hydraulic Fracturing*. International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering.
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research* 82, 2981–2987.
- Keiding, M., Árnadóttir, T., Jonsson, S., Decriem, J., Hooper, A., 2010. Plate boundary deformation and man-made subsidence around geothermal fields on the Reykjanes Peninsula, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194, 139–149.
- Keilegavlen, E., Duboeuf, L., Dichiarante, A.M., Halldórsdóttir, S., Stefansson, I., Naumann, M., Guðnason, E.Á., Ágústsson, K., Eggertsson, G.H., Oye, V., 2020. Hydro-mechanical simulation and analysis of induced seismicity for a hydraulic stimulation test at the Reykjanes geothermal field, Iceland. *arXiv preprint arXiv:2011.03370*.
- Kinscher, J., 2020. Seismic hazard and risk analysis at Balmatt Part2: Characterization of the triggering mechanism, hazard and risk assessment. (No. Ineris-200066-2045899). Ineris.
- Küperkoch, L., Olbert, K., Meier, T., 2018. Long-Term Monitoring of Induced Seismicity at the Insheim Geothermal Site, Germany. *Bulletin of the Seismological Society of America* 108, 3668–3683.
- Kwiatek, G., Bulut, F., Bohnhoff, M., Dresen, G., 2014. High-resolution analysis of seismicity induced at Berlín geothermal field, El Salvador. *Geothermics* 52, 98–111.
- 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., 2019. Managing injection-induced seismic risks. *Science* 364, 730–732.
- Lengliné, O., Boubacar, M., Schmittbuhl, J., 2017. Seismicity related to the hydraulic stimulation of GRT1, Rittershoffen, France. *Geophysical Journal International* 208, 1704–1715.
- Lengliné, O., Lamourette, L., Vivin, L., Cuenot, N., Schmittbuhl, J., 2014. Fluid-induced earthquakes with variable stress drop. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 8900–8913.
- 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, 185–222. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2007.03.003>
- Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Bentz, S., Bohnhoff, M., Dresen, G., 2020. Induced earthquake potential in geothermal reservoirs: Insights from The Geysers, California. *The Leading Edge* 39, 873–882.
- Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Sone, H., Bohnhoff, M., Dresen, G., Hartline, C., 2014. Spatiotemporal changes, faulting regimes, and source parameters of induced seismicity: A case study from The Geysers geothermal field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 8378–8396.
- 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, 5.
- McClure, M.W., Horne, R.N., 2014a. An investigation of stimulation mechanisms in Enhanced Geothermal Systems. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 72, 242–260.
- McClure, M.W., Horne, R.N., 2014b. Correlations between formation properties and induced seismicity during high pressure injection into granitic rock. *Engineering geology* 175, 74–80.
- McGarr, A., 2014. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. *Journal of Geophysical Research: solid earth* 119, 1008–1019.

- McGarr, A., Simpson, D., Seeber, L., Lee, W., 2002. Case histories of induced and triggered seismicity. *International Geophysics Series* 81, 647–664.
- McGuire, J.J., Lohman, R.B., Catchings, R.D., Rymer, M.J., Goldman, M.R., 2015. Relationships among seismic velocity, metamorphism, and seismic and aseismic fault slip in the Salton Sea Geothermal Field region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 2600–2615.
- Megies, T., Wassermann, J., 2014. Microseismicity observed at a non-pressure-stimulated geothermal power plant. *Geothermics* 52, 36–49.
- Moeck, I., Bloch, T., Graf, R., Heuberger, S., Kuhn, P., Naef, H., Sonderegger, M., Uhlig, S., Wolfgramm, M., 2015. The St. Gallen project: development of fault controlled geothermal systems in urban areas, in: *Proceedings World Geothermal Congress*. pp. 1–5.
- Moeck, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 37, 867–882.
- Mossop, A., Segall, P., 1997. Subsidence at The Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and leveling surveys. *Geophysical Research Letters* 24, 1839–1842.
- Mukuhira, Y., Asanuma, H., Niitsuma, H., Häring, M.O., 2013. Characteristics of large-magnitude microseismic events recorded during and after stimulation of a geothermal reservoir at Basel, Switzerland. *Geothermics* 45, 1–17.
- Mukuhira, Y., Dinske, C., Asanuma, H., Ito, T., Häring, M.O., 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, 411–435.
- Nami, P., Schellschmidt, R., Schindler, M., 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.
- Obermann, A., Kraft, T., Larose, E., Wiemer, S., 2015. Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 4301–4316.
- Olasolo, P., Juárez, M.C., Morales, M.P., Liarte, I.A., 2016. Enhanced geothermal systems (EGS): A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 56, 133–144.
- Ortiz Rojas, A.E., Dussel, M., Moeck, I., 2018. Borehole geophysical characterisation of a major fault zone in the geothermal Unterhaching Gt 2 well, South German Molasse Basin. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 169, 445–463.
- Parotidis, M., Shapiro, S.A., Rothert, E., 2004. Back front of seismicity induced after termination of borehole fluid injection. *Geophysical Research Letters* 31.
- Rutqvist, J., Dobson, P.F., Garcia, J., Hartline, C., Jeanne, P., Oldenburg, C.M., Vasco, D.W., Walters, M., 2015. The northwest Geysers EGS demonstration project, California: Pre-stimulation modeling and interpretation of the stimulation. *Mathematical Geosciences* 47, 3–29.
- Schmittbuhl, J., Lengliné, O., Lambotte, S., Grunberg, M., Doubre, C., Vergne, J., Cornet, F.H., Masson, F., 2020. Synthèse des travaux d'analyse réalisés par l'EOST sur la crise sismique associée au séisme de Strasbourg du 12/11/2019. EOST.
- Scholz, C.H., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press.
- Segall, P., Lu, S., 2015. Injection-induced seismicity: Poroelastic and earthquake nucleation effects. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 5082–5103.
- Seithel, R., Gaucher, E., Mueller, B., Steiner, U., Kohl, T., 2019. Probability of fault reactivation in the Bavarian Molasse Basin. *Geothermics* 82, 81–90.
- Shapiro, S.A., Dinske, C., 2009. Fluid-induced seismicity: Pressure diffusion and hydraulic fracturing. *Geophysical Prospecting* 57, 301–310.
- 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, 304–309.
- Shapiro, S.A., Krüger, O.S., Dinske, C., 2013. Probability of inducing given-magnitude earthquakes by perturbing finite volumes of rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 3557–3575.
- Shapiro, S.A., Rothert, E., Rath, V., Rindschwentner, J., 2002. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics* 67, 212–220.
- Sherburn, S., Sewell, S.M., Bourguignon, S., Cumming, W., Bannister, S., Bardsley, C., Winick, J., Quinao, J., Wallis, I.C., 2015. Microseismicity at rotokawa geothermal field, New Zealand, 2008–2012. *Geothermics* 54, 23–34.
- Šílený, J., Milev, A., 2008. Source mechanism of mining induced seismic events—Resolution of double couple and non double couple models. *Tectonophysics* 456, 3–15.

- Staszek, M., Orlecka-Sikora, B., Leptokaropoulos, K., Kwiatek, G., Martínez-Garzón, P., 2017. Temporal static stress drop variations due to injection activity at The Geysers geothermal field, California. *Geophysical Research Letters* 44, 7168–7176.
- Trugman, D.T., Shearer, P.M., Borsa, A.A., Fialko, Y., 2016. A comparison of long-term changes in seismicity at The Geysers, Salton Sea, and Coso geothermal fields. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 225–247.
- van der Elst, N.J., Page, M.T., Weiser, D.A., Goebel, T.H., Hosseini, S.M., 2016. Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 4575–4590.
- Vidal, J., Genter, A., 2018. Overview of naturally permeable fractured reservoirs in the central and southern Upper Rhine Graben: Insights from geothermal wells. *Geothermics* 74, 57–73.
- Vörös, R., Baisch, S., 2019. Seismic hazard assessment for the CLG-Geothermal System - Study update March 2019 (No. CLG006). Q-con GmbH.
- Wei, S., Avouac, J.-P., Hudnut, K.W., Donnellan, A., Parker, J.W., Graves, R.W., Helmberger, D., Fielding, E., Liu, Z., Cappa, F., 2015. The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip. *Earth and Planetary Science Letters* 422, 115–125.
- Wiemer, S., Kraft, T., Trutnevyte, E., Roth, P., 2017. “Good Practice” Guide for Managing Induced Seismicity in Deep Geothermal Energy Projects in Switzerland. ETH Zurich.
- Wilson, M.P., Foulger, G.R., Gluyas, J.G., Davies, R.J., Julian, B.R., 2017. HiQuake: The human-induced earthquake database. *Seismological Research Letters* 88, 1560–1565.
- Woo, J.-U., Kim, M., Sheen, D.-H., Kang, T.-S., Rhie, J., Grigoli, F., Ellsworth, W.L., Giardini, D., 2019. An in-depth seismological analysis revealing a causal link between the 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake and EGS project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 13,060–13,078.
- Xie, L., Min, K.-B., Song, Y., 2015. Observations of hydraulic stimulations in seven enhanced geothermal system projects. *Renewable Energy* 79, 56–65.
- 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.
- Zbinden, D., Rinaldi, A.P., Diehl, T., Wiemer, S., 2020a. Hydromechanical Modeling of Fault Reactivation in the St. Gallen Deep Geothermal Project (Switzerland): Poroelasticity or Hydraulic Connection? *Geophysical Research Letters* 47, e2019GL085201.
- Zbinden, D., Rinaldi, A.P., Diehl, T., Wiemer, S., 2020b. Potential influence of overpressurized gas on the induced seismicity in the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland). *Solid Earth* 11, 909–933.

9 Annexes

Liste des annexes :

- Annexe A - Cas d'étude du site d'Unterhaching (Allemagne)
- Annexe B - Cas d'étude du site de Saint-Gall (Suisse)
- Annexe C - Cas d'étude du site de Sultz-Sous-Forêts (France)
- Annexe D - Cas d'étude du site de Bâle (Suisse)
- Annexe E - Cas d'étude du site de Pohang (Coré du Sud)

1. Description du projet géothermique d'Unterhaching

Le site géothermique d'Unterhaching est situé à environ 10 km au sud-est de Munich, dans le bassin Molassique, considéré comme l'une des zones les plus propices à la production d'énergie géothermique en Allemagne (Agemar et al., 2014 ; Pester et al., 2010). Le site d'Unterhaching fait partie des systèmes géothermiques à aquifères sédimentaires qui visent à exploiter des aquifères souterrains à haute température sans stimulation hydraulique.

A Unterhaching, la technique d'exploitation consiste à utiliser un doublet avec un puits producteur et un puits injecteur, de 3,4 km et 3,6 km de profondeur, respectivement. La production de chaleur a démarré en octobre 2007 et la production d'électricité en février 2009, avec une puissance produite de 107,6 GW/a et 6,9 GW/a respectivement (données relatives à l'année 2013) (Agemar et al., 2013).

1.1 Contexte géologique

La couche ciblée par les opérations géothermiques est un bassin sédimentaire composé principalement de conglomérats et de grès constituant un aquifère naturel (Megies et Wassermann, 2014). Les bonnes propriétés hydrauliques de l'aquifère géothermique sont dues à sa karstification et à la présence de systèmes de failles importantes qui garantissent des transmissivités élevées (Wolfgramm et al., 2007). Le bassin sédimentaire plonge vers le sud avec une augmentation presque linéaire de la température de l'eau du nord au sud. Près de Munich, les températures atteignent des valeurs maximales d'environ 100°C, et l'aquifère ciblé se situe à une profondeur de 3 à 4 km (Megies et Wassermann, 2014). Au niveau d'Unterhaching, l'aquifère est situé à environ 3 km de profondeur, la température de l'eau dans le réservoir étant d'environ 123°C. La séquence lithologique est caractérisée par une couche de sédiments (Tertiary Molasse sediments en Figure 1) couvrant l'aquifère (Mesozoic sediments en Figure 1), suivie du socle cristallin (pre-Mesozoic basement en Figure 1) plus profond formé de granites et de gneiss (Ortiz Rojas et al., 2018).

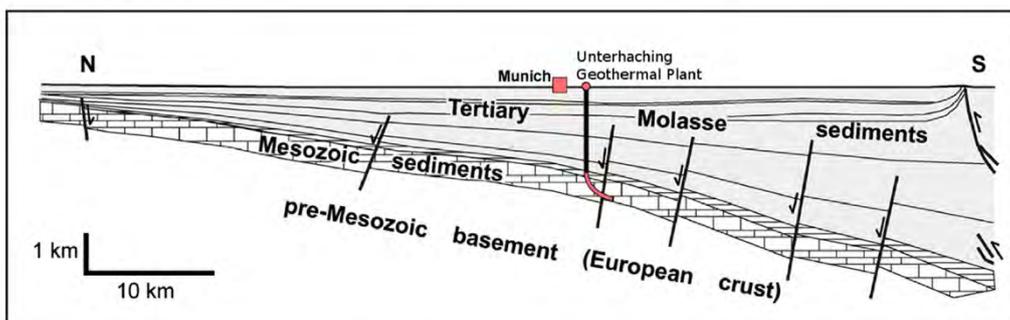


Figure 1 - Cadre géologique du bassin Molassique. Le système de failles représenté est uniquement indicatif et ne représente pas la géométrie réelle des failles. Le section découverte du puits d'injection est montrée en rouge (modifiée d'après Megies et Wassermann, 2014).

1.2 Champ de contrainte et contexte tectonique

Le champ de contraintes dans la zone d'étude est caractérisé par une contrainte horizontale maximale orientée approximativement nord-sud (Figure 2) (Reinecker et al., 2010). Le régime tectonique actuel est très probablement caractérisé par la présence de failles en décrochement. À une profondeur d'environ 4 km, la contrainte différentielle horizontale (SH-Sh) attendue est comprise entre 53 et 82 MPa, tandis que la pression de la formation dans l'aquifère sédimentaire semble être sub-hydrostatique (Seithel et al., 2019).

Le principal système de failles du bassin Molassique bavaroise se caractérise par des structures sub-verticales orientées E-O, avec des pendages compris entre 70° et 80° (Figure 2a, b). Les failles traversent l'ensemble de la séquence lithologique, de la couche sédimentaire supérieure au socle cristallin. A proximité du site d'Unterhaching, on peut observer un ensemble de failles secondaires principalement orientées NNE-SSO ou NE-SO (Figure 2a, c et Figure 4a) avec des longueurs comprises entre 2 et 5 km (Seithel et al., 2019). Ce système de failles secondaires semble donc être orienté de manière favorable pour la réactivation dans le champ de contraintes actuel (Figure 2c) (Megies et Wassermann, 2014).

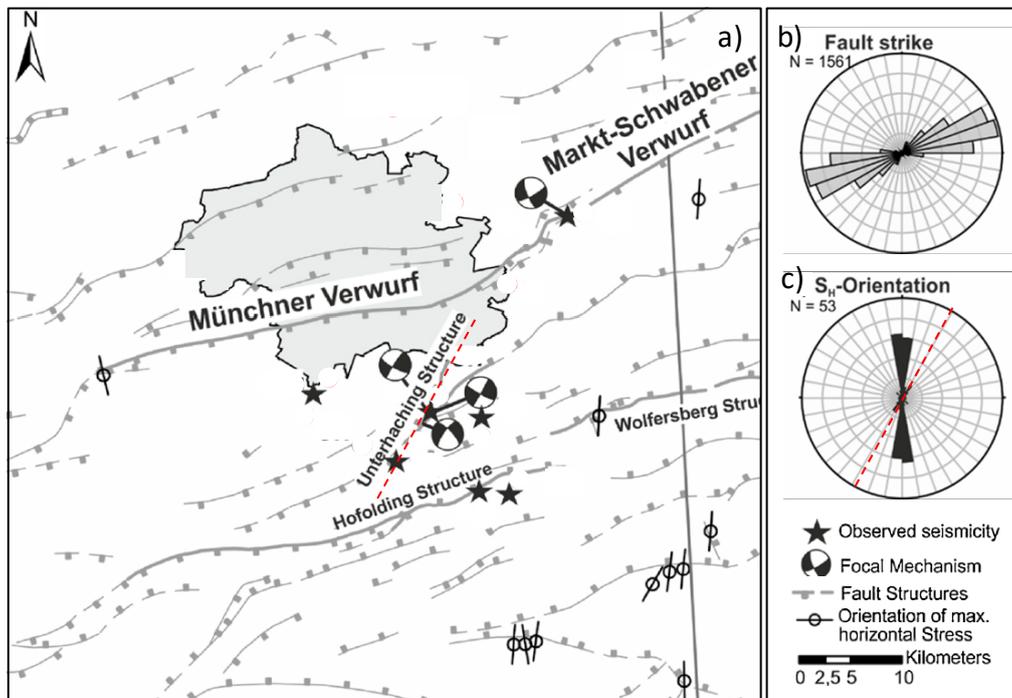


Figure 2 – (a) Localisation des failles et des points de mesure de contraintes dans le Bassin Molassique ; (b) Orientation des failles majeures ; (c) Orientation de la contrainte horizontale majeure. Le trait pointillé rouge en (a) et (c) montre l'orientation approximative de la faille cible du site d'Unterhaching (modifiée d'après Seithel et al., 2019).

1.3 Sismicité naturelle et réseau de surveillance sismique

La région de Munich présente de très faibles niveaux de sismicité naturelle (Figure 3a). Depuis 1970 et avant le démarrage des opérations sur le site d'Unterhaching, aucun séisme de magnitude supérieure à 2 n'est répertorié dans le catalogue du service sismologique de Bavière (BES) (Seithel et al., 2019).

À 150 km des puits, 8 événements d'intensité IV ou supérieure (correspondant à des séismes d'environ magnitude 4) sont documentés. Cependant, il n'y a pas de traces d'événements dommageables dans l'ensemble du bassin Molassique (Megies et Wassermann, 2014).

1.4 Caractéristiques de la centrale géothermique et géométrie des puits

En raison de la transmissibilité élevée du fluide et de la bonne connexion hydraulique entre les puits et le réservoir géothermique, la centrale géothermique d'Unterhaching fonctionne avec sans nécessiter de stimulation hydraulique à haute pression. Une acidification a néanmoins été réalisée pendant la phase de travaux (Wolfgramm et al., 2007).

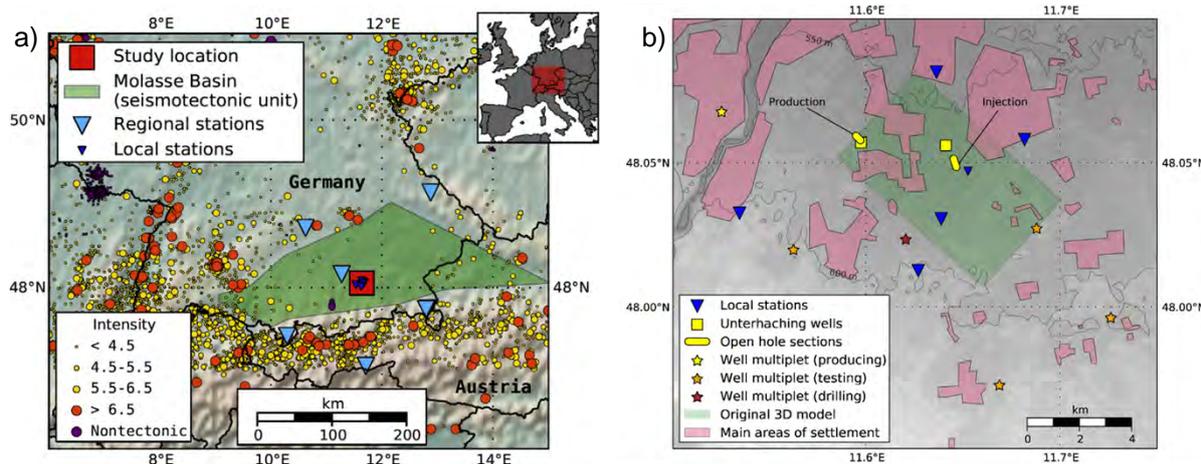


Figure 3 - Sismicité naturelle et réseaux sismiques. (a) Événements sismiques situés près de la zone d'étude. Les triangles bleu clair identifient les stations sismiques appartenant au réseau régional (Réseau sismologique bavarois). Les triangles bleu foncé désignent le réseau sismique local (voir texte). (b) Géométrie du réseau sismique local installé en 2010 près des puits d'Unterhaching (modifié d'après Megies et Wassermann, 2014).

Le site est exploité en mode doublet, avec un puits de production (Gt 1) et un puits de réinjection (Gt 2) forés à environ 3,4 km et 3,6 km de profondeur verticale, respectivement (Figure 4a). Les puits sont à une distance de 3,5 km l'un de l'autre à la profondeur du réservoir qui est intersecté à environ 3 km. La section découverte (open hole) du puits d'injection entrecoupe une faille dans l'aquifère sédimentaire à environ 3,3 km (Figure 4b). Cette faille a un pendage sub-vertical, avec une orientation NE-SO à 45° (Ortiz Rojas et al., 2018).

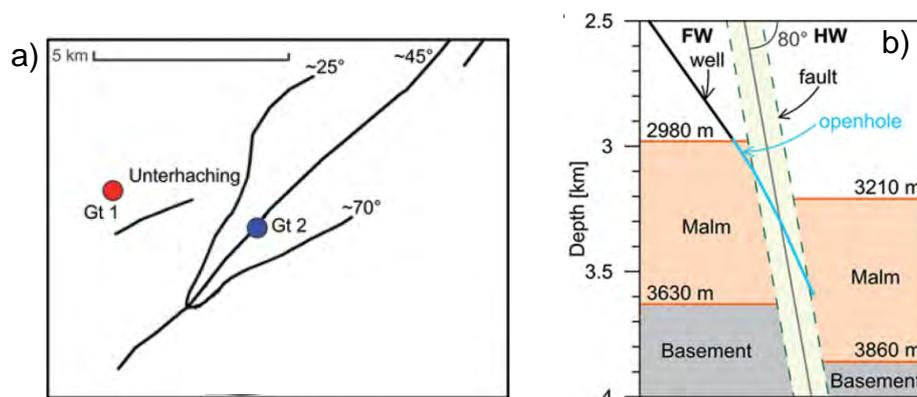


Figure 4 - Vue schématique du dessus (a) et de la section verticale (b) montrant la géométrie des puits et la structure des failles. a) les puits de production (Gt 1) et d'injection (Gt 2) sont indiqués en rouge et en bleu, respectivement. b) FW et HW indiquent respectivement les formations au mur et au toit de la faille (modifié d'après Ortiz Rojas et al., 2018).

Les débits de production et d'injection sont équilibrés atteignant des valeurs maximales de 120 l/s (Agemar et al., 2014). La température de l'eau dans le réservoir est d'environ 123°C, tandis que la température de réinjection est généralement supérieure à 100°C. Les effets thermiques sont donc théoriquement limités (Ortiz Rojas et al., 2018). Les pressions d'injection enfin sont très faibles, de l'ordre de 0,8 MPa.

2. Description de la sismicité induite

En février 2008, quatre mois après le début des opérations de production de chaleur, un événement de M_L 2.3 (Tableau 1 et Figure 5) a été enregistré par le BES et ressenti par la population locale (Megies et Wassermann, 2014). Après une suspension de la production, l'injection dans le puits Gt 2 a repris le 3 juillet 2008 avec un débit majoré (Figure 5), suivie quelques heures plus tard par un événement sismique de M_L 2.4 (Tableau 1). Ce dernier a été ressenti par la population à une distance d'environ 5

km (Evans et al., 2012 ; Megies et Wassermann, 2014). Deux autres séismes de ML 2.1 et 1.9 se sont produits au cours des semaines suivantes (Tableau 1 et Figure 5).

Sur la base du catalogue de l'activité sismique régional, des séismes naturels d'une telle ampleur n'étaient pas attendus. Cependant, en raison d'incertitudes de localisation de l'ordre de plusieurs kilomètres et de l'absence de sismomètre à proximité du site géothermique, il a été impossible de prouver le lien entre ces événements sismiques et les opérations de la centrale géothermique.

À la suite de cette sismicité de juillet 2008, un réseau temporaire composé de 3 sismomètres a été installé pour améliorer la précision de localisation. En février 2009, peu après le début de la production d'électricité, le réseau temporaire a enregistré une série de sept événements de magnitudes comprises entre 0,7 et 2,1 (Tableau 1) alors qu'aucun changement de paramètres opérationnels n'avait été effectué (Evans et al., 2012). Grâce aux améliorations de la précision de localisation, il a été possible de montrer que les épicentres étaient situés près du puits d'injection d'Unterhaching à environ 5 km de profondeur (Kraft et al., 2009). Ainsi, à partir de janvier 2010, un réseau sismique local, permanent, composé de 5 sismomètres (Figure 3b) est dédié à la surveillance de la sismicité induite du site (Megies et Wassermann, 2014).

Tableau 1 - Liste des principaux événements sismiques enregistrés entre 2008 et 2009 à proximité de la zone d'étude (Kraft et al., 2009).

Numéro	Production	Date	Heure	Magnitude	Ressenti par la population
1	Chaleur	10/02/2008	22:49:04	2.3	Oui
2		03/07/2008	20:16:00	2.4	Oui
3		21/07/2008	00:53:40	2.1	Non
4		23/07/2008	03:33:13	1.9	Non
5	Chaleur + électricité	02/02/2009	20:37:46	0.7	Non
6		02/02/2009	20:39:57	1.0	Non
7		02/02/2009	20:47:53	1.3	Non
8		02/02/2009	20:50:22	1.3	Non
9		02/02/2009	20:52:56	1.7	Non
10		02/02/2009	20:55:22	2.1	Non
11		02/02/2009	21:27:29	1.4	Non

Depuis le début de l'activité sismique, en 2008, jusqu'à fin 2017, 657 événements sismiques liés aux opérations géothermiques à Unterhaching ont été observés. Ils présentent des magnitudes décroissantes dans le temps, la plupart présentant des magnitudes inférieures à 1. 27 événements présentent une $ML \geq 1$, alors que 6 événements seulement montrent une $ML \geq 2$, ce qui correspond approximativement au seuil à partir duquel la sismicité peut être ressentie en surface.

Plus généralement, on observe que l'activité sismique a été la plus intense durant les trois premières années de circulation de fluide, et qu'elle semble maintenant s'être stabilisée à un niveau moindre (Seithel et al., 2019).

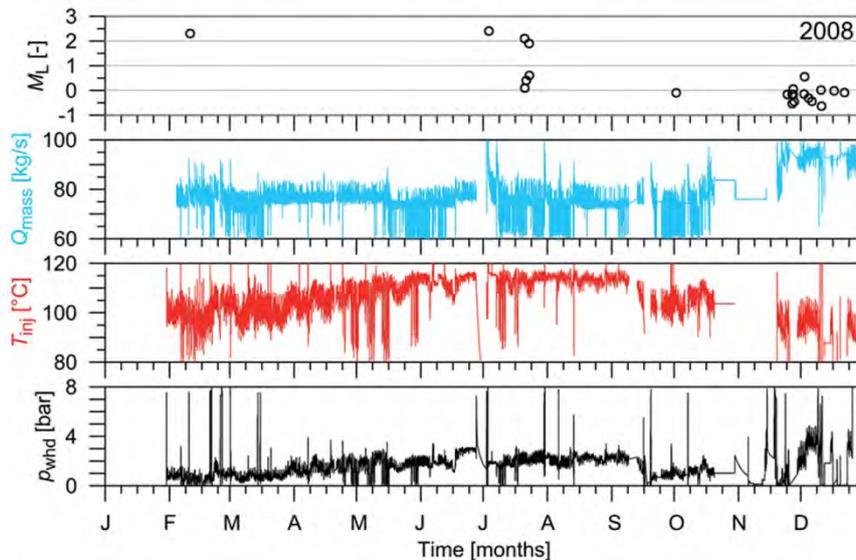


Figure 5 - Sismicité et paramètres opérationnels mesurés en 2008 dans le puits Gt 2. De haut en bas : magnitude locale (M_L), débit d'injection (Q_{mass}), température d'injection (T_{inj}) et pression en tête du puits Gt 2 (p_{whd}) (Ortiz Rojas et al., 2018).

2.1 Caractéristiques spatio-temporelles de la sismicité induite

En analysant la sismicité enregistrée entre 2010 et 2012, Megies & Wassermann (2014) montrent que les événements sont regroupés autour de la section découverte du puits d'injection (Figure 6 de gauche), environ à 500 ± 300 m à l'ouest du puit et à approximativement 1,7 km en dessous de la base du forage.

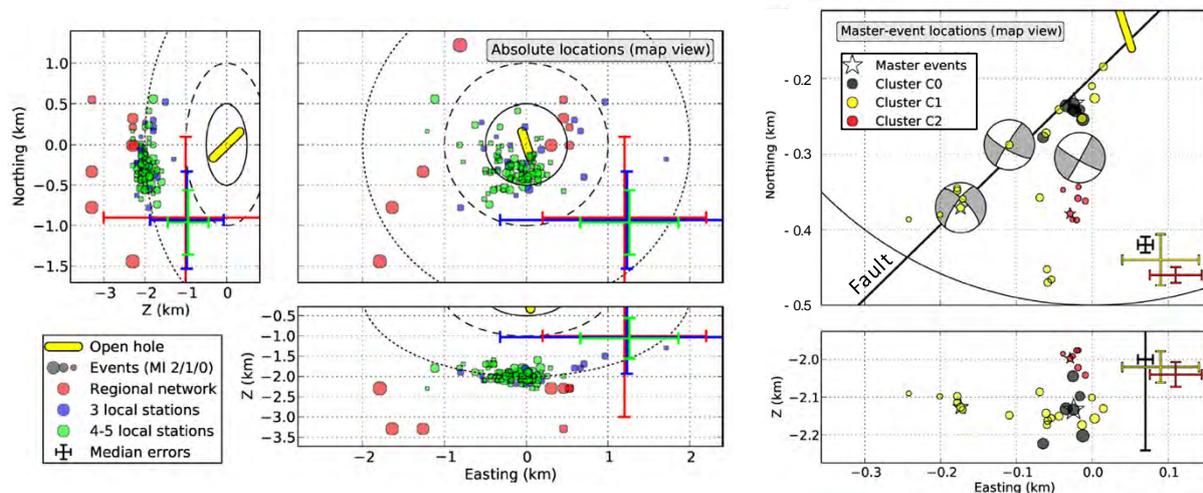


Figure 6 - Localisation des événements sismiques enregistrés entre 2008 et 2012. Panneau de gauche : résultats des localisations absolues obtenus par Megies et Wassermann (2014), avec un modèle de vitesse 3D et en utilisant NonLinLoc (Lomax et al., 2000). Panneau de droite : résultats de la localisation relative obtenus par Megies et Wassermann (2014). Les cercles en trait plein, en tirets et en pointillés représentent des distances respectives de 500 m, 1 km et 2 km du milieu de la section découverte du puit Gt 2. Notez que, pour les deux panneaux, les profondeurs sont données par rapport au milieu de la section du trou découvert.

Les événements semblent donc être déclenchés dans le socle cristallin, du côté des formations situées au mur de la faille principale (voir Figure 4b). Du point de vue temporel, la sismicité est caractérisée par des essais de plus de 20 événements répartis sur quelques jours, le plus grand événement étant précédé et suivi par des plus petits (Megies & Wassermann, 2014). Comme le montre la Figure 5, une sismicité significative a été observée en 2008 après le début des opérations d'injection et après des modifications importantes du débit d'injection en juillet et en novembre 2008 (Ortiz Rojas et al., 2018).

A travers la « cross corrélation », les événements sismiques ont été regroupés en différentes familles sur la base du degré de similarité de leurs formes d'ondes. Pour chaque groupe identifié, la relocalisation relative des événements sismiques a permis de contraindre leur distribution spatiale. Trois groupes principaux ont été mis en évidence (panneau de droite de la Figure 6). Le premier (groupe C1) est caractérisé par plus de 20 événements situés principalement près du fond du puits et orientés dans la direction NE-SO, en accord avec l'orientation et la position de la faille traversée par le puits d'injection. Le groupe C0, qui contient les événements avec $ML \geq 1,5$, montre un regroupement spatial très étroit et proche de la faille. Enfin, le groupe C2 ainsi que trois événements du groupe C1, sont déplacés vers le S-E du groupe principal d'événements (Megies & Wassermann, 2014).

2.2 Mécanismes déclenchants

La connexion spatiotemporelle des événements sismiques avec le puits d'injection, ainsi que leur alignement le long du système de faille principale, suggèrent que l'injection de fluide à Unterhaching a réactivé la faille traversée par le puits (Megies & Wassermann, 2014). Plus précisément, la sismicité semble être déclenchée par une réduction de la contrainte normale effective agissant sur la faille, provoquée par une augmentation de la pression interstitielle (Ortiz Rojas et al., 2018).

En se basant sur une approche statistique pour évaluer le potentiel de réactivation sismique des failles, Seithel et al. (2019) ont estimé que la faille d'Unterhaching était dans un état critique (c'est-à-dire proche de la rupture) avec un potentiel de réactivation évalué à 78%. Dans ces conditions, de faibles perturbations des contraintes, résultant d'effets poro-élastiques dus à la circulation du fluide, sont suffisantes pour déclencher la sismicité. Cela explique pourquoi la faille a pu être réactivée malgré des pressions d'injection inférieures à 1 MPa en tête de puits.

La relation entre la sismicité et la faille principale est également confirmée par l'étude du mécanisme à la source de trois événements de magnitude importante (Figure 6, panneau de droite) qui montre un glissement en décrochement senestre. Il correspond au mécanisme attendu compte tenu de l'orientation de la faille dans le champ de contraintes locales. Les événements de plus faible magnitude et localisés plus loin du nuage sismique (par exemple le groupe C2) peuvent probablement être reliés à des zones de failles mineures non visibles à partir des analyses de prospections sismiques (Megies & Wassermann, 2014).

Le mécanisme de déclenchement sismique par diffusion de la pression interstitielle dépend fortement de la perméabilité de la zone d'injection. Étant donné que la sismicité s'est produite principalement dans le socle cristallin à ~ 2 km sous le réservoir, la zone d'injection d'Unterhaching (dans le réservoir) est très probablement en connexion hydraulique avec le socle (à faible perméabilité) via le système de failles (Megies & Wassermann, 2014 ; Seithel et al., 2019). En conséquence, l'effet de diffusion de la pression interstitielle a pu se transférer sur plusieurs kilomètres dans le socle.

La diminution de l'activité sismique après trois ans d'injection peut probablement être expliquée par la dissolution de minéraux carbonatés, qui entraîne une modification des propriétés de la faille dans le réservoir. L'altération de la résistance de faille avec une diminution du coefficient de frottement peut entraîner une diminution de l'énergie stockée, diminuant l'énergie élastique libérée lors des tremblements de terre (Seithel et al., 2019).

3. Retour d'expérience

Le cas d'étude d'Unterhaching montre que l'exploitation des aquifères géothermiques peut déclencher des événements sismiques potentiellement ressentis en surface en présence de failles proches de l'état critique et orientées favorablement par rapport à l'état de contrainte local. Cela est constaté malgré des pressions d'injection relativement faibles et un aléa de sismicité naturelle faible.

Le déploiement d'un réseau sismique local dédié, avec des performances adéquates en termes de détection et localisation de la sismicité, a permis de prouver le lien entre la sismicité observée et l'exploitation géothermique, ce qui n'avait pas pu être démontré avec les données du réseau sismique régional. D'ailleurs, depuis ce cas d'Unterhaching, la réglementation dans la région métropolitaine de Munich a été modifiée, imposant l'installation d'au moins un sismomètre par site géothermique (en cas de séisme local de $ML \geq 1,5$, quatre stations supplémentaires au minimum sont exigées) (Seithel et al., 2019).

Par ailleurs, en s'appuyant sur un catalogue sismique plus précis et détaillé, il a été possible de mieux interpréter les relations entre la sismicité induite et les structures tectoniques. Cela a mis en évidence

le rôle primordial joué par les structures de failles, non seulement pour leur potentiel de réactivation, mais également pour la création de liaisons hydrauliques entre les différentes lithologies, notamment entre l'aquifère sédimentaire ciblé et le socle cristallin sous-jacent où la sismicité est observée.

Enfin, le cas d'Unterhaching montre l'importance d'évaluer le potentiel de réactivation des failles et de déterminer si elles sont proche de l'état critique (c'est-à-dire proche de la rupture). Cela peut être fait à travers des approches statistiques (comme proposé par Seithel et al., 2019) ou en s'appuyant sur la modélisation numérique.

4. Références

Agemar, T., Weber, J., Schulz, R., 2014. Deep geothermal energy production in Germany. *Energies* 7, 4397–4416.

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.

Kraft, T., Wassermann, J., Deichmann, N., Stange, S., 2009. The 2008 earthquakes in the Bavarian Molasse Basin-possible relation to deep geothermics?, in: *Geophysical Research Abstracts*. EGU General Assembly 2008 Vienna.

Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge-Thierry, C., 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models, in: *Advances in Seismic Event Location*. Springer, pp. 101–134.

Megies, T., Wassermann, J., 2014. Microseismicity observed at a non-pressure-stimulated geothermal power plant. *Geothermics* 52, 36–49.

Obermann, A., Kraft, T., Larose, E., Wiemer, S., 2015. Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 4301–4316.

Ortiz Rojas, A.E., Dussel, M., Moeck, I., 2018. Borehole geophysical characterisation of a major fault zone in the geothermal Unterhaching Gt 2 well, South German Molasse Basin. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 169, 445–463.

Pester, S., Agemar, T., Alten, J.-A., Kuder, J., Kuehne, K., Maul, A.-A., Schulz, R., 2010. GeotIS—the geothermal information system for Germany, in: *Proceedings of the World Geothermal Congress 2010*.

Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Heidbach, O., 2010. Present-day stress orientation in the Molasse Basin. *Tectonophysics* 482, 129–138.

Seithel, R., Gaucher, E., Mueller, B., Steiner, U., Kohl, T., 2019. Probability of fault reactivation in the Bavarian Molasse Basin. *Geothermics* 82, 81–90.

Wiemer, S., Kraft, T., Trutnevyte, E., Roth, P., 2017. “Good Practice” Guide for Managing Induced Seismicity in Deep Geothermal Energy Projects in Switzerland. ETH Zurich.

Wolfgramm, M., Bartels, J., Hoffmann, F., Kittl, G., Lenz, G., Seibt, P., Schulz, R., Thomas, R., Unger, H.J., 2007. Unterhaching geothermal well doublet: structural and hydrodynamic reservoir characteristic; Bavaria (Germany), in: *European Geothermal Congress*.

1. Description du projet géothermique de Saint-Gall

Le projet géothermique de Saint-Gall, localisé dans le Nord-Est de la Suisse, dans une zone très urbanisée, prévoyait de produire de l'électricité en exploitant le réservoir géothermique du bassin Molassique. Ce réservoir s'étend entre la Suisse, l'Allemagne et l'Autriche et est la cible de plusieurs projets géothermiques, notamment au Sud de Munich (e.g. Seithel et al., 2019) qui visent à exploiter des aquifères souterrains à haute température, naturellement perméables, et ne nécessitant généralement pas de stimulations hydrauliques.

Le projet de Saint-Gall a été lancé en 2003 et les opérations de caractérisation du réservoir ont commencé en 2013 après le forage du premier puits. La même année, après une fuite de méthane inattendue et la mise en sécurité du puits, un séisme de magnitude locale (ML) 3,5 a été enregistré (Obermann et al., 2015 ; Wiemer et al., 2017). Ce séisme a été nettement ressenti par la population locale, même s'il n'a provoqué que des dommages mineurs (Edwards et al., 2015).

Après ce séisme, des tests ont été réalisés sur le puits, notamment pour déterminer les volumes de gaz et de fluide géothermal contenus dans le réservoir et évaluer la possibilité et l'intérêt de poursuivre le projet de production géothermique. La faible productivité du puits, ainsi que le taux élevé de méthane ont finalement conduit à l'abandon du projet qui a été définitivement arrêté en mai 2014 (Diehl et al., 2017 ; Moeck et al., 2015 ; Wiemer et al., 2017).

1.1 Contexte géologique et tectonique

Le projet géothermique de Saint-Gall cible un aquifère sédimentaire de l'ère Mésozoïque constitué principalement de roches calcaires et situé entre environ 3,5 et 4,5 km de profondeur, au-dessus du socle cristallin pré-Mésozoïque (Moeck et al., 2015 ; Obermann et al., 2015 ; Wolfgramm et al., 2015). A Saint-Gall, la température attendue dans le réservoir a été estimée entre 130 et 150°C (Moeck et al., 2015). Dans un souci de maximiser la perméabilité naturelle, le projet a ciblé une zone de faille dans l'aquifère qui a été identifiée à travers une campagne géophysique réalisée entre 2009 et 2010 sur une zone de 270 km² autour du site (Diehl et al., 2017 ; Obermann et al., 2015). Cette campagne géophysique a permis d'imager une large zone de faille dite St. Gallen Fault Zone (SFZ) de 30 km de longueur et de 100 m de largeur, caractérisée par des failles normales et inverses d'orientation principale NNE-SSO (Figure 1 et Figure 3) qui traversent la couche de sédiments mésozoïques et terminent dans le socle (Heuberger et al., 2016).

La direction de la contrainte principale majeure étant NNO-SSE dans la zone d'étude (Moeck et al., 2015), la plupart des failles de la SFZ semblent être orientées favorablement pour une réactivation en décrochement (Heuberger et al., 2016). Cependant, à l'exception de deux événements historiques de Mw ≥ 4 survenus en 1533 et 1835 (Diehl et al., 2017), l'analyse des séismes enregistrés entre 1984 et 2012 montre une sismicité faible et plutôt diffuse avec des événements de ML < 3 à proximité de la SFZ qui ne peuvent pas être attribués avec certitude à ce système de faille (Obermann et al., 2015). Pour cette raison, avant le démarrage du projet, les failles ont été considérées comme non sismiquement actives (Obermann et al., 2015).

1.2 Caractéristiques du site et historique des opérations

Le forage du premier puits (GT-1) du site a démarré en mars 2013 atteignant la profondeur de 4,3 km dans la couche cible en juillet 2013 (Moeck et al., 2015). Des profils de température ont permis d'individualiser au moins deux zones fracturées le long des 400 m de section découverte du puits, caractérisées par des températures élevées (Obermann et al., 2015).

Pour mieux caractériser le réservoir, un test d'injectivité a été réalisé le 14 juillet 2013, en injectant 175 m³ d'eau froide dans le puits GT-1 pendant environ 2 heures et en augmentant le débit d'injection par palier, jusqu'à attendre le débit maximal de 52 l/s (Obermann et al., 2015). Pendant l'injection, la pression en tête de puits a atteint la valeur maximale de 9,8 MPa (Zbinden et al., 2020a). A la suite du

test d'injectivité, deux acidifications (ou stimulations chimiques) ont été réalisées le 17 juillet 2013 dans deux zones différentes du réservoir (Zbinden et al., 2020a) en injectant pour chaque stimulation 145 m³ d'acide hydrochlorique dilué (Obermann et al., 2015). La première stimulation a été réalisée à environ 4,15 km de profondeur, avec un débit maximal de 42 l/s et une pression maximale en tête de puits de 8,8 MPa (Zbinden et al., 2020a). La deuxième acidification a été réalisée dans une zone moins profonde de la couche sédimentaire en injectant avec un débit maximal de 24 l/s suite à quoi la pression a augmenté de 6,3 MPa (Zbinden et al., 2020a).

Le 19 juillet 2013, du méthane piégé dans le sous-sol est entré dans le puits qui était resté ouvert car en préparation d'un test de production (Obermann et al., 2015). Cela a provoqué une éruption de gaz en surface d'environ 12 m de hauteur, suite à quoi le puits a été immédiatement fermé (Wiemer et al., 2017). A cause de l'augmentation de la pression et afin de repousser le gaz dans le réservoir, environ 700 m³ de boue de forage ont été injectés dans le puits pendant 18 heures (Obermann et al., 2015 ; Wiemer et al., 2017). Malgré une diminution constante et significative de la pression dans le puits, cette opération a conduit indirectement à augmenter significativement le taux de sismicité, jusqu'à déclencher un séisme de ML 3,5 (Obermann et al., 2015 ; Wiemer et al., 2017).

A la suite de ce séisme, un test de production a été effectué en octobre 2013 pour mieux caractériser la pression et le volume de gaz, ainsi que le rapport entre le fluide géothermique et le méthane (Moeck et al., 2015). Le test de production a révélé un taux de productivité extrêmement faible estimé à 5 l/s, nettement inférieur à l'objectif commercial minimum de 50 l/s (Wiemer et al., 2017). Par ailleurs, la quantité de gaz naturel s'est avérée être importante par rapport à la teneur en fluide géothermal du réservoir (Moeck et al., 2015). Ces observations, ainsi que le risque de déclencher à nouveau des séismes de magnitude importante pendant les stimulations, nécessaires pour augmenter le faible débit naturel du réservoir, ont conduit à l'abandon définitif du projet géothermique de Saint-Gall (Moeck et al., 2015).

1.3 Réseau de surveillance sismique et protocoles de gestion de la sismicité

La zone du site géothermique de Saint-Gall est couverte seulement partiellement par les capteurs sismiques du réseau national suisse qui garantissent une magnitude de complétude (M_C) pour cette région entre M_L 1,6 et 1,7 (Edwards et al., 2015).

Pour améliorer la détectabilité, ainsi que les erreurs de localisation, et donc garantir un suivi en temps réel de la sismicité liée aux opérations sur le site, le Service Sismologique Suisse (SED) a installé en février 2012 un réseau sismique local (en rouge en Figure 1) dans un rayon de 12 km autour du puits GT-1 (e.g. Diehl et al., 2017 ; Edwards et al., 2015 ; Obermann et al., 2015). Ce réseau a été équipé de cinq capteurs large-bande positionnés entre 2 et 5 m de la surface, un capteur de forage à 205 m de profondeur, et deux accéléromètres, l'un installé dans le centre-ville de Saint-Gall et l'autre colocalisé avec le capteur de forage. Pour mieux surveiller les opérations dans le puits GT-1, le réseau local a été renforcé temporairement avec quatre capteurs courte période additionnels (en vert en Figure 1) avec transmission des données en temps réel. Puis, l'occurrence du séisme de ML 3,5 a conduit à l'ajout de trois capteurs courte période supplémentaires (en bleu en Figure 1) (Edwards et al., 2015).

Le réseau sismique local était relié à un système de feux de signalisation (Traffic Light System – TLS) utilisé pour réguler les opérations d'injection et de pompage dans le but d'éviter des séismes de magnitude importante (Diehl et al., 2017 ; Edwards et al., 2015 ; Wiemer et al., 2017). Le TLS était exploité par l'opérateur du projet en collaboration avec le SED qui fournissait la localisation, y compris la profondeur, ainsi que la magnitude des événements détectés, qui constituaient les paramètres d'entrée principaux du TLS (Kraft, communication personnelle, 23/07/2020).

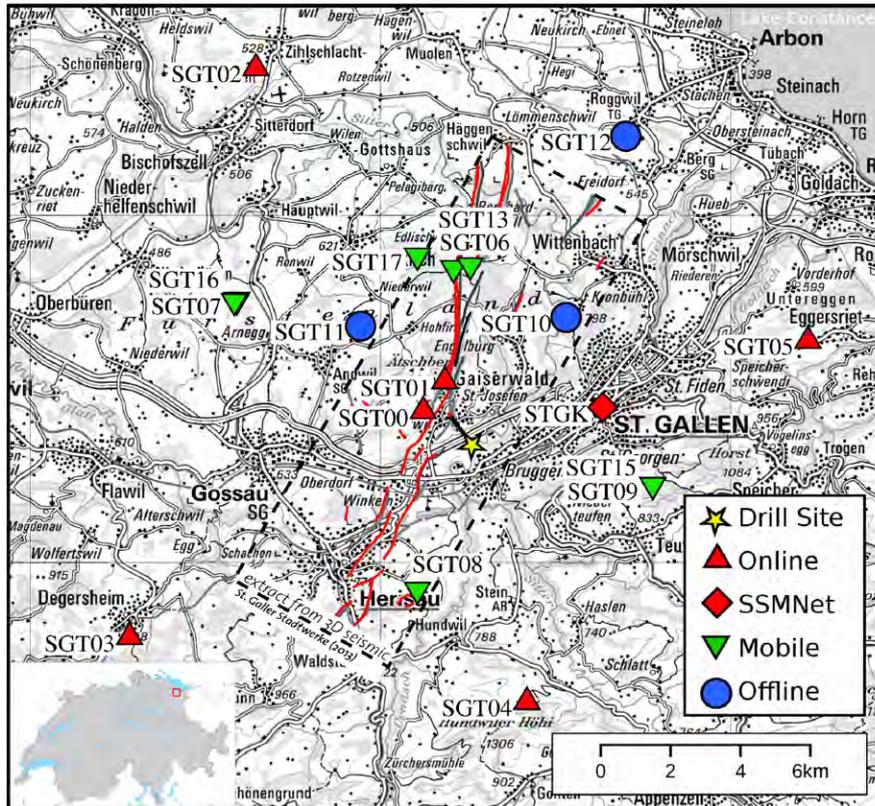


Figure 1 - Réseau sismique local. En rouge : capteurs installés en 2012 (SGT0[0-5] et STGK) ; en vert : capteurs installés juste avant le démarrage du test d'injection (SGT0[6-9]) ; en bleu : capteurs installés après le séisme de M_L 3,5 (SGT[10-12]). Pour des raisons techniques, certains capteurs mobiles (en vert) ont été successivement repositionnés (renommés SGT[13-17]). Les lignes rouges indiquent les failles de la SFZ identifiées par le sondage géophysique 3D (d'après Edwards et al., 2015).

2. Description de la sismicité induite

La sismicité sur le site de Saint-Gall a démarré le 14 juillet 2013 en réponse au test d'injection démarré à cette même date, avec 12 événements microsismiques de magnitude $M_L \leq 0,1$ (1 en Figure 2b et Figure 2c) (Obermann et al., 2015). Le 17 juillet seulement quelques microséismes de $M_L < 0$ ont été observés après la première stimulation chimique, alors qu'une sismicité plus soutenue a été enregistrée après la deuxième acidification réalisée le même jour (Figure 2d) (Zbinden et al., 2020a). Au total, environ 40 événements microsismiques ont été observés entre le 17 et le 18 juillet en réponse à ces tests avec des magnitudes non supérieures à 0,2 (2 en Figure 2b), ce qui a été jugé cohérent compte tenu des volumes injectés (Obermann et al., 2015).

Dans la soirée du 19 juillet 2013 une sismicité importante a été enregistrée sur le site (3 en Figure 2b), après l'éruption de méthane survenue le même jour vers midi (heure locale) et aux opérations d'injection réalisées pour mettre le puits en sécurité (voir Section 1.2). La sismicité s'est intensifiée vers 19h, alors qu'environ la moitié du volume prévu avait déjà été injectée et que la pression en tête de puits avait été abaissée à 2,5 MPa (Figure 2e) (Obermann et al., 2015). Un événement de la séquence sismique avec M_L 1,6 a déclenché le niveau orange du TLS qui prévoyait un arrêt immédiat des injections ; cependant, les opérateurs ont décidé de poursuivre l'injection pour éviter une nouvelle venue de gaz dans le puits, avec pour conséquence une augmentation de la pression (Wiemer et al., 2017). Le taux de sismicité ainsi que les magnitudes ont donc continué d'augmenter avec l'occurrence d'un événement de M_L 2,1 vers 2h40 le 20 juillet 2013, jusqu'à l'événement de magnitude maximale de M_L 3,5 (M_w 3,3) vers 5h30 le même jour (Diehl et al., 2017). Ce dernier événement a été suivi par plusieurs répliques jusqu'au 25 juillet 2013, date à laquelle la sismicité s'est affaiblie concomitamment avec la fin des opérations d'injection (4 en Figure 2a, b), même si de petits événements ont continué à être détectés jusqu'à la mi-août (Diehl et al., 2017).

Des opérations de nettoyage du puits et une conséquente perte de boue de forage (environ 2000 m³) dans la section découverte du puits ont très probablement été à l'origine d'une nouvelle intensification de l'activité sismique entre mi-septembre et mi-octobre 2013 (5 en Figure 2a), avec une magnitude maximale de M_L 1,7 (Wiemer et al., 2017). La sismicité s'est enfin complètement arrêtée suite au test de production réalisé le 15 octobre 2013 (6 en Figure 2a) pendant lequel les fluides ont été extraits du volume de roche précédemment stimulé (Diehl et al., 2017 ; Zbinden et al., 2020a).

En total, 864 événements sismiques de M_L comprise entre -1,7 et 3,5 ont été détectés entre le 14 juillet et le 18 décembre 2013 (Edwards et al., 2015). Successivement et jusqu'en 2015 seulement un événement sismique de M_L 0,8 a été détecté par le réseau sismique national dans la zone précédemment activée par les opérations sur le puits géothermique (Wiemer et al., 2017).

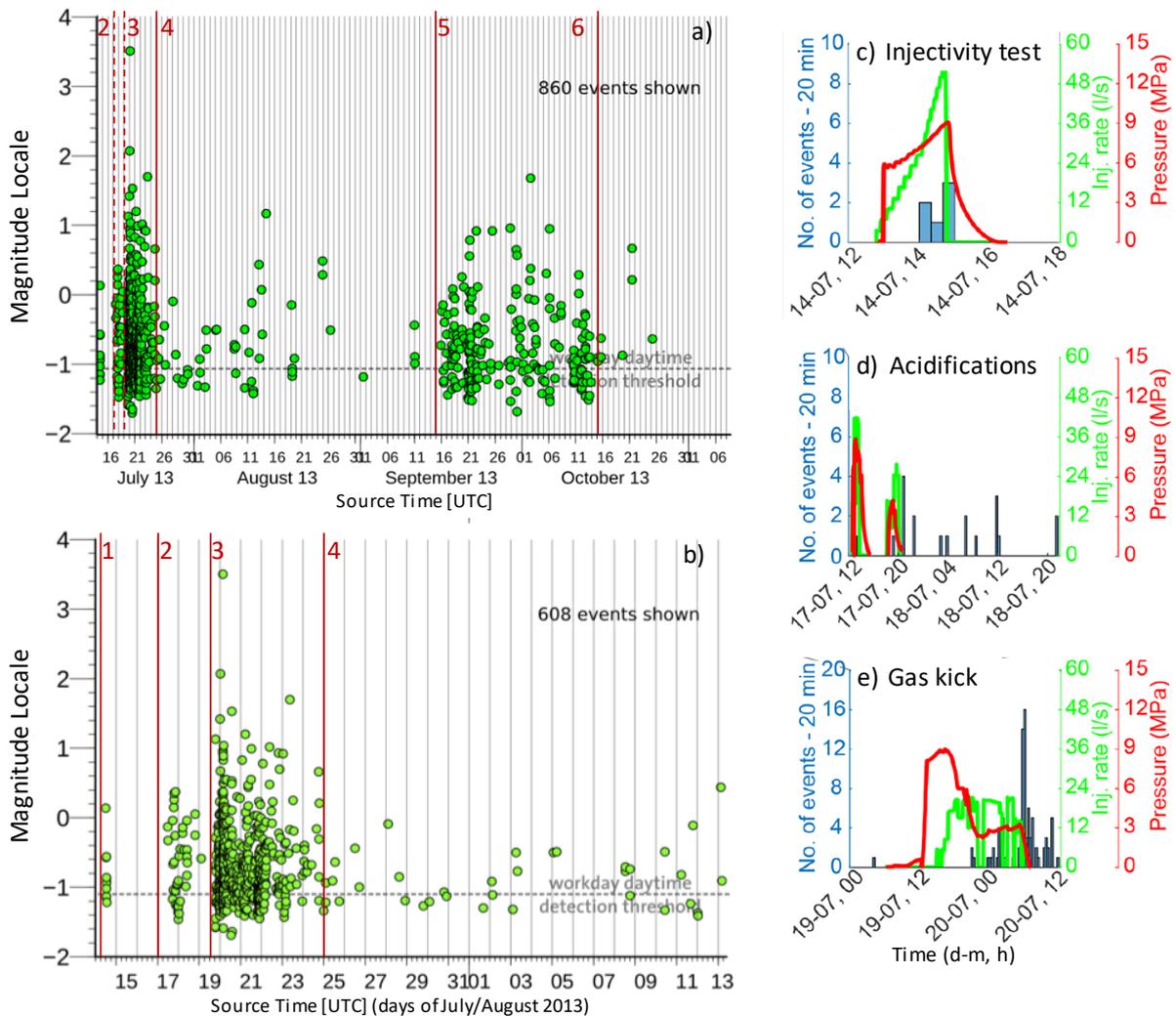


Figure 2 - Distribution temporelle de la sismicité induite et des paramètres opérationnels. (a, b) Variation de la magnitude locale dans le temps pour toute la période d'étude (a) et entre juillet et mi-août 2013 (b) (source : SED). Les lignes verticales en (a) et (b) indiquent les différentes phases du projet : 1 – test d'injectivité ; 2 – acidifications ; 3 – fuite de gaz ; 4 – fin des opérations pour la maîtrise de la fuite de gaz ; 5 – opérations de nettoyage du puits ; 6 – test de production. (c, d, e) Débit d'injection, pression en tête de puits et nombre d'événements microsismiques pendant le test d'injectivité (c), les acidifications (d) et la fuite de gaz (e) (modifié d'après Zbinden et al., 2020a).

2.1 Caractéristiques spatio-temporelles de la sismicité induite

Sur l'ensemble des événements sismiques enregistrés entre juillet et novembre 2013, environ 350 seulement ont pu être localisés avec précision (Diehl et al., 2017). En améliorant la localisation absolue de ces événements sismiques avec un modèle de vitesse 1D affiné et en appliquant une relocalisation relative en double différence, Diehl et al. (2017) ont montré que la sismicité forme une bande

d'orientation NE-SO de 2 km dans la direction horizontale et 0,4 km en verticale (Figure 3 et Figure 4). Les événements sont localisés environ 300 m au-dessous de la section découverte du puits GT-1 (Figure 4a) à plus de 4,4 km de profondeur¹ et sont donc, pour la plupart, localisés dans le socle cristallin, au-dessous de l'aquifère sédimentaire ciblé par les opérations d'injections (Diehl et al., 2017 ; Zbinden et al., 2020b). Plus précisément, les événements sont localisés dans une zone où Heuberger et al. (2016) avaient supposé la présence d'un fossé (ou graben) de l'ère permo-carbonifère (PCT) sous-jacent la SFZ (Figure 5).

L'orientation du nuage sismique est cohérente avec celle des segments de faille F1, F2 et F4 de la SFZ imagés par sismique 3D à la base et au sommet de la couche de sédiments mésozoïques (Heuberger et al., 2016) (Figure 3), ainsi qu'avec les plans nodaux des séismes de M_L 2,1 et 3,5 montrant un mécanisme focal en décrochement (Diehl et al., 2017). Sur le plan horizontal, les séismes se localisent à environ 400 m au SE du segment principal F1 de la SFZ et correspondent à la position du segment F2 du système de faille (Figure 3). Cependant la sismicité montre un pendage en direction NO qui est opposé à la direction de pendage de la faille F2 (Figure 5).

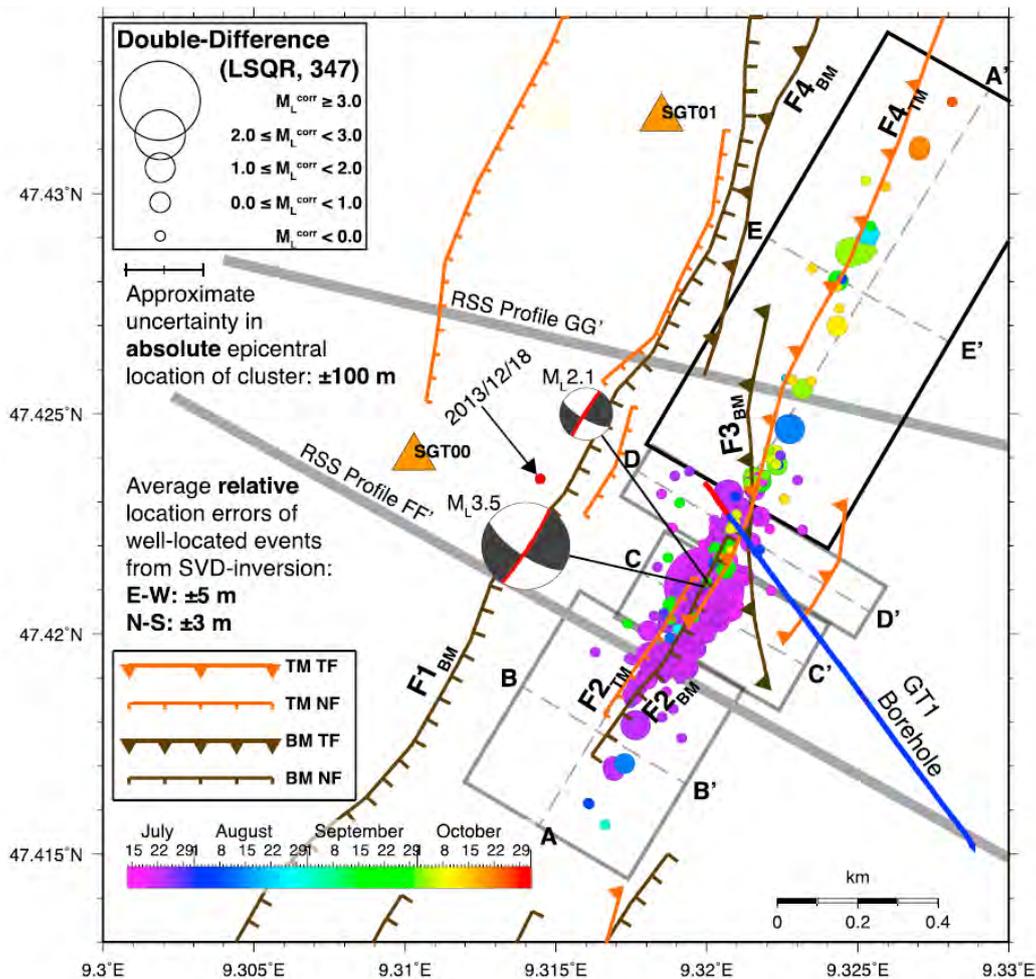


Figure 3 - Localisation relative des événements microsismiques montrés sur le plan horizontal. La taille des cercles est proportionnelle à la magnitude des événements sismiques, alors que la couleur indique la période d'occurrence. Les lignes orange et marron reportent la position des failles de la SFZ imagées par le sondage sismique 3D (Heuberger et al., 2016) à la base (BM – Bottom Mesozoic) et au sommet (TM – Top Mesozoic) de la couche de sédiments mésozoïques. TF (Thrust Fault) et NF (Normal Fault) indiquent respectivement les failles inverses et les failles normales. La projection en surface du puits GT-1 est reportée par la ligne bleue dont la partie rouge correspond à l'intervalle de section découverte du puits (d'après Diehl et al., 2017).

¹ A noter que dans les sections verticales en Figure 4 et Figure 5, la profondeur des événements sismiques a été décalée de 300 m vers le haut.

Avant l'occurrence de la fuite de gaz, la sismicité due au test d'injectivité ainsi qu'aux acidifications se localise sur les bordures extérieures de la faille à l'origine du séisme de M_L 3,5 (Figure 4b). Entre la première injection et ce séisme, la sismicité migre presque instantanément vers le SO (Figure 3) avec une vitesse de propagation entre 40 et 230 m/h (Diehl et al., 2017). Pendant cette période, la sismicité reste confinée dans une zone de 0,5 x 0,4 km qui coïncide avec le plan de rupture du séisme de M_L 3,5 (Diehl et al., 2017 ; Edwards et al., 2015) (Figure 4a). La migration vers le NE (Figure 3 et Figure 4a) est tardive et démarre quelques minutes après l'occurrence du séisme principal avec une vitesse de propagation bien plus lente, de l'ordre de quelques m/h (Diehl et al., 2017).

Environ 100 m au-dessous du cluster sismique principal, Diehl et al. (2017) ont observé l'occurrence d'un cluster de sismicité plus réduit (cluster C1 en Figure 4a et b) composé d'environ 35 événements microsismiques qui semble être directement lié aux opérations dans le puits. En effet, lors du test d'injectivité ainsi que pour les deux acidifications, la sismicité a démarré dans le cluster C1 (Figure 4b). Cela a aussi été le cas pour les opérations de nettoyage du puits réalisées en septembre 2013 qui se sont accompagnées d'une perte de boue de forage et d'une augmentation significative de la sismicité dans ce même cluster (Figure 4a). D'après Diehl et al. (2017), la profondeur estimée du cluster C1 est un artefact dû à une anomalie de vitesse dans cette zone, par conséquent ce cluster devrait se localiser sur le côté NE du plan de rupture du séisme de M_L 3,5 (voir Figure 4a) avec la plupart des événements microsismiques. La nature de cette anomalie de vitesse n'a pas été identifiée avec certitude, mais elle pourrait être liée à une zone de faille particulièrement endommagée, à l'augmentation locale de la pression des pores due aux injections, ou à la présence de gaz dans le sous-sol (Diehl et al., 2017).

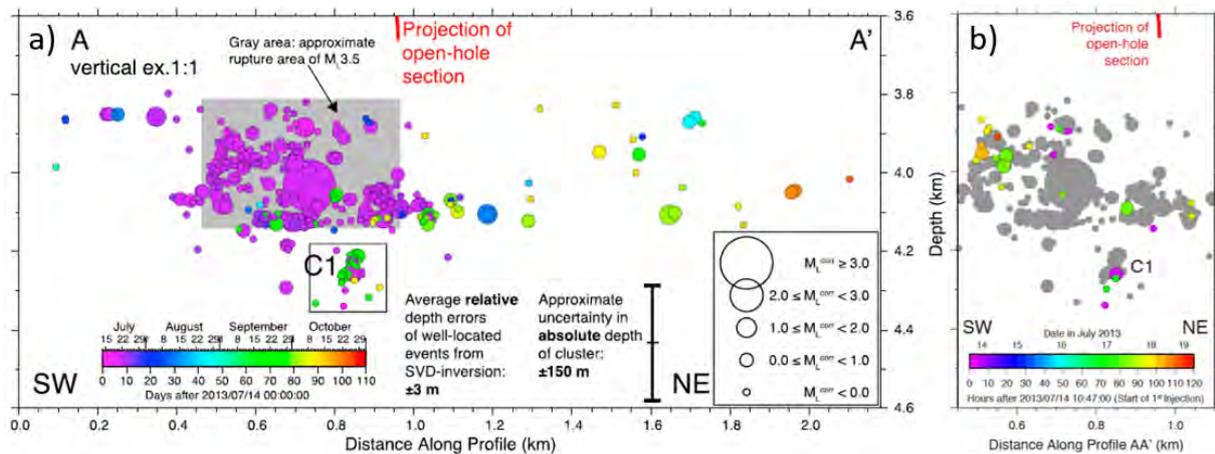


Figure 4 - Localisation relative des événements microsismiques dans le plan vertical. La section verticale suit le profil AA' reporté en Figure . (a) Sismicité enregistrée entre juin et octobre 2013. (b) Sismicité enregistrée entre le début du test d'injection et le début de la fuite de gaz. Les événements en gris reportent les séismes enregistrés après cette période. La taille et la couleur des cercles en (a) et (b) sont relatives respectivement à la magnitude et au temps d'occurrence des événements sismiques (modifié d'après Diehl et al., 2017).

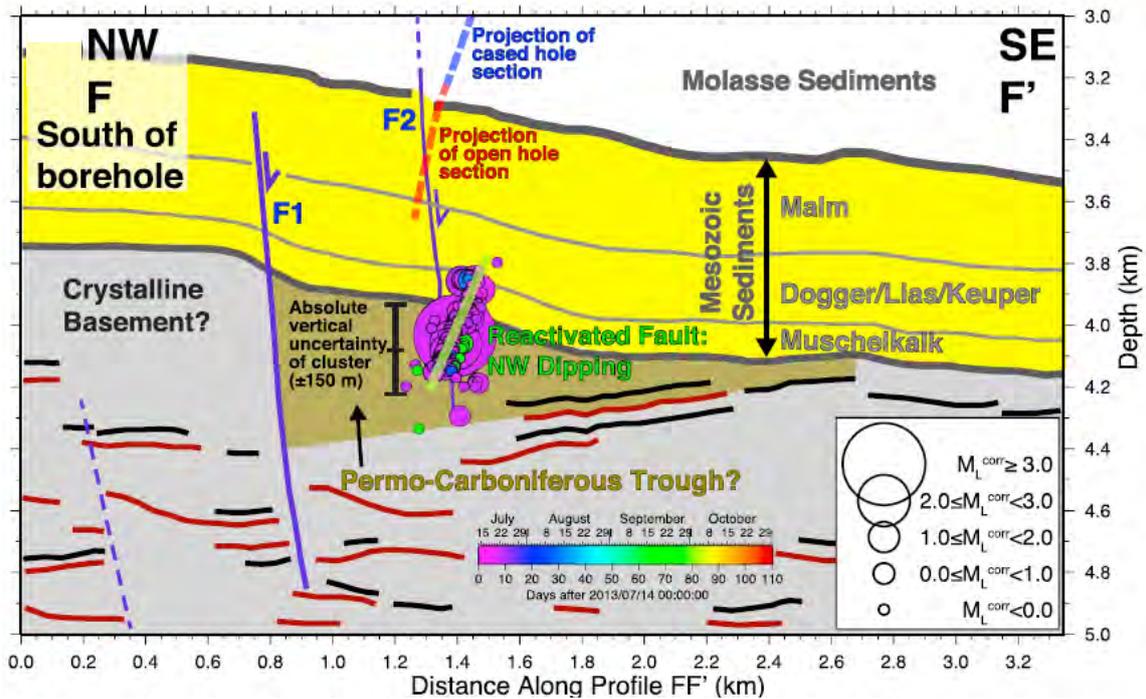


Figure 5 - Sismicité dans le plan vertical avec indication des structures géologiques. La section verticale suit le profil FF' reporté en Figure . Les lignes noires et rouges indiquent des horizons réflecteurs observés dans le sondage sismique 3D (Heuberger et al., 2016). F1 et F2 sont deux failles identifiées dans le sondage sismique 3D (d'après Diehl et al., 2017).

2.2 Mécanismes déclenchants

Sur la base des localisations des événements microsismiques, il paraît évident que la sismicité s'est développée le long d'un segment de faille qui n'avait pas été détecté par le sondage géophysique réalisé en 2009 (Heuberger et al., 2016) et qui a été réactivé par les opérations d'injection et de mise en sécurité du puits, suite à la fuite de gaz (Diehl et al., 2017). Par ailleurs, la distance significative et l'absence de sismicité sur le plan vertical entre la section découverte du puits et le cluster de sismicité (Figure 4 et Figure 5) indique que l'activité sismique est déclenchée soit à distance par des variations de contrainte due à des mécanismes poroélastiques, soit par connexion hydraulique (Zbinden et al., 2020a).

Diehl et al. (2017) proposent l'existence d'une connexion hydraulique entre la section découverte du puits et la faille réactivée qui se trouve dans le socle, environ 300 m au-dessous du puits. Cette connexion hydraulique pourrait se faire grâce à des failles, identifiées par le sondage géophysique (Heuberger et al., 2016), qui intersectent le puits dans la couche de sédiments mésozoïques et qui continuant dans le socle intersectent aussi la faille réactivée (voir faille F2 en Figure 5). De plus, la propagation spatio-temporelle de la sismicité dans le socle peut être bien approximée par un modèle de diffusion hydraulique, dans lequel la sismicité est contrôlée par le front de diffusion de la pression des pores, ce qui appuie l'hypothèse de la connexion hydraulique (Diehl et al., 2017).

Cette hypothèse est par ailleurs confirmée par Zbinden et al. (2020b) qui ont évalué par modélisation numérique, les variations de contrainte le long de la faille à l'origine de la sismicité, en testant deux scénarii différents : (i) la sismicité est due à des mécanismes poroélastiques ; (ii) la sismicité est déclenchée par effet direct de la variation de la pression des pores par connexion hydraulique. Ces auteurs montrent que dans les deux cas la sismicité est localisée dans des zones où la variation de la contrainte de Coulomb (ΔCFS) est positive. Cependant, les valeurs de ΔCFS restent inférieures à 10-3 MPa dans le scénario poroélastique, alors qu'elles sont 3 ordres de grandeur plus grandes dans le scénario de connexion hydraulique, ce qui semble plus plausible pour expliquer la sismicité. La présence d'une connexion hydraulique a donc permis au fluide injecté de migrer du puits vers la faille dans le socle où l'augmentation de la pression interstitielle et la conséquente diminution de la contrainte normale ont déstabilisé la faille induisant la sismicité (Zbinden et al., 2020b).

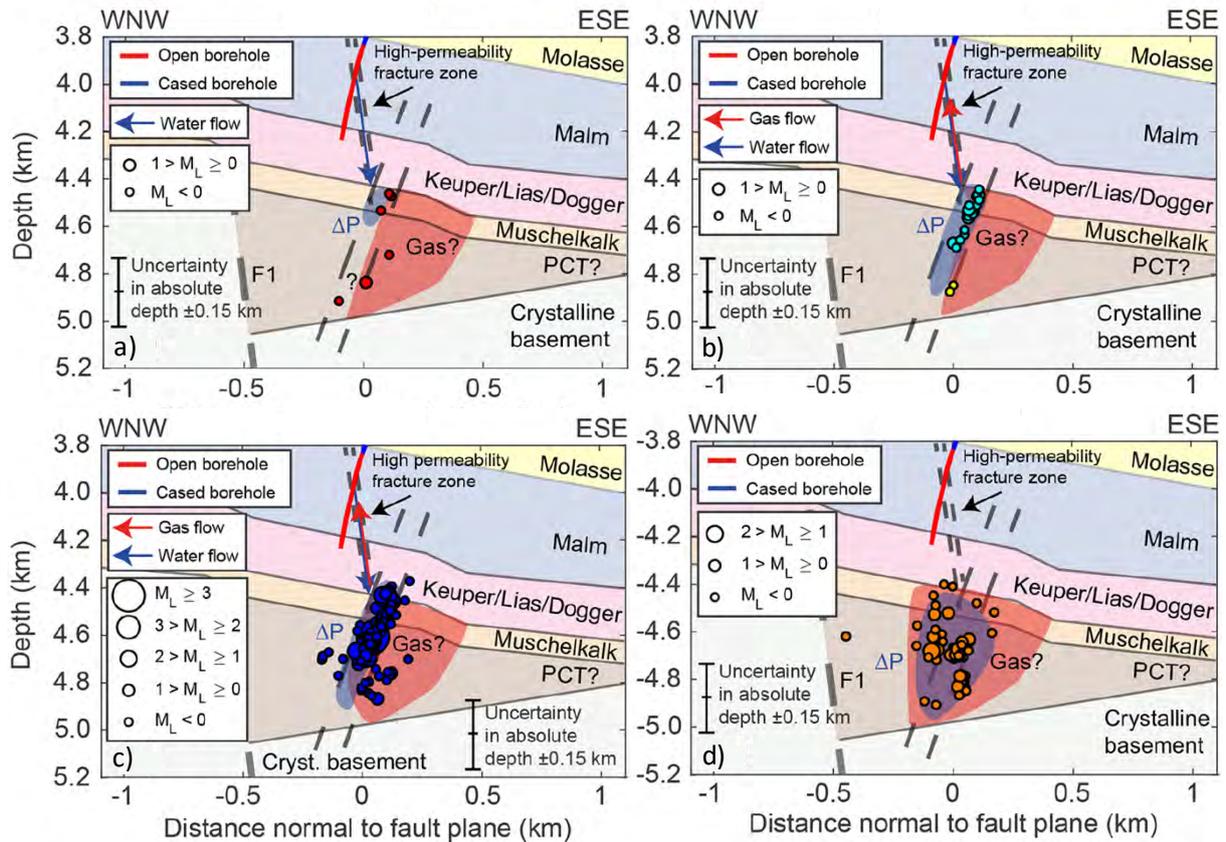


Figure 6 - Modèle conceptuel de l'évolution de la sismicité et du gaz dans la direction perpendiculaire à la faille activée. (a) période du test d'injection, (b) période des stimulations chimiques, (c) fuite de gaz et opérations de mise en sécurité des puits, (d) opérations de nettoyage des puits. Les cercles montrent la position des événements microsismiques pour chaque période considérée. La région bleue montre la zone de pressurisation due à la diffusion des fluides injectés, alors que la région rouge indique la position du gaz pour chaque période considérée. La profondeur est donnée par rapport à la surface. Dans la figure (b) les événements microsismiques jaunes et bleus sont relatifs respectivement à la première et à la deuxième stimulation chimique (modifié d'après Zbinden et al., 2020a).

Sur la base des données sismiques et de forage, ainsi que des résultats des sondages géophysiques, et dans l'hypothèse d'une connexion hydraulique, Zbinden et al. (2020a) ont proposé un modèle conceptuel pour expliquer la sismicité sur le site de Saint-Gall (Figure 6). Dans ce modèle, avant les opérations de stimulations, le méthane provenant du PCT, était probablement piégé dans le sous-sol entre la couche inférieure des sédiments mésozoïques et la faille à l'origine de la sismicité. Consécutivement au test d'injectivité et aux acidifications, la faille a été réactivée sismiquement, ce qui en a augmenté la perméabilité et a permis au gaz d'entrer dans la faille et de migrer vers le puits, en suivant le chemin inverse du fluide injecté, jusqu'à atteindre la surface. Ensuite, la boue injectée pour contrôler la fuite de gaz a déstabilisé une portion plus importante de faille, conduisant à la séquence sismique majeure incluant le séisme de M_L 3,5. En même temps cette injection a probablement bouché la connexion hydraulique entre le PCT et le puits, bloquant la fuite de gaz.

Selon le modèle précédemment décrit, la connexion hydraulique a donc eu lieu, ou a été améliorée, suite aux opérations de stimulation, ce qui expliquerait pourquoi la fuite de gaz n'est pas survenue lors du forage du puits (Zbinden et al., 2020a).

La migration tardive de la sismicité vers le NE (Figure 3 et Figure 4) est expliquée par Diehl et al. (2017) en supposant l'existence d'une barrière hydraulique (e.g. faille) intersectant la faille réactivée, dont la perméabilité a pu être améliorée suite au séisme de M_L 3,5 qui a donc permis la propagation de la sismicité dans cette direction. Une autre alternative consiste à supposer une perméabilité moindre au NE par rapport au SO de la faille réactivée. Le front de pression se propagerait plus lentement dans le NE, ce qui serait en accord avec la vitesse de propagation de la sismicité dans cette direction (Diehl et al., 2017 ; Zbinden et al., 2020a).

Enfin, l'absence de sismicité entre la section découverte du puits et le cluster de sismicité pourrait s'expliquer soit par des contrastes de rigidité, soit par une variation de perméabilité entre les formations supérieures et inférieures de la couche de sédiments mésozoïques (voir Figure 5). En effet, à cause des contrastes de rigidité, la faille réactivée pourrait être soumise à des contraintes moindres dans les formations caractérisées par une rigidité moins élevée, similairement, ces mêmes couches pourraient présenter une perméabilité plus faible qui diminuerait la pression interstitielle sur la faille dans ces zones (Zbinden et al., 2020a).

3. Retour d'expérience

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous pouvons affirmer que le séisme de M_L 3,5 survenu à Saint-Gall est le plus fort événement induit jusqu'à présent observé dans le contexte de systèmes géothermiques à aquifères sédimentaires, où la circulation des fluides est contrôlée par le réseau de failles et fractures préexistant.

Comme déjà observé pour d'autres projets géothermiques du même type (e.g. Unterhaching et Poing), la sismicité se développe dans le socle cristallin en-dessous de la couche de sédiment ciblée, donc à plusieurs centaines de mètres de distance des puits, par réactivation de failles préexistantes. Dans ce contexte, la présence dans le socle de failles soumises à des contraintes élevées, mais aussi l'existence d'une connexion hydraulique entre les puits et les couches plus profondes jouent un rôle primordial dans le déclenchement des événements sismiques pour ce type de systèmes géothermiques, où les stimulations hydrauliques ne sont généralement pas requises.

A Saint-Gall, bien que les pressions en tête de puits aient atteint des valeurs supérieures à celles généralement appliquées dans d'autres sites similaires du bassin Molassique (voir par exemple Ortiz Rojas et al. (2018) et Seithel et al. (2019)), les volumes injectés, relativement faibles, ne permettent pas d'expliquer la magnitude atteinte par l'événement principal. Cette magnitude se situe bien en dehors des lois d'échelle empiriques reliant le volume injecté à la magnitude maximale attendue (McGarr, 2014). Par conséquent, et en accord avec Diehl et al. (2017), le cas de Saint-Gall montre que même des injections à petite échelle (volumes faibles) et de courte durée sont susceptibles de réactiver les failles dans le socle en induisant des séismes de magnitude relativement forte.

Ce cas rappelle la nécessité de conduire des études préalables sur la géologie structurale, l'hydrogéologie, ainsi que sur l'état de contrainte des structures observées pour caractériser le réservoir et anticiper autant que possible sa réponse à l'exploitation. Il rappelle aussi, comme déjà souligné par Diehl et al. (2017), que le milieu géologique profond est complexe et que même des investigations dites haute résolution ne donnent qu'une vision partielle des structures en jeu. Dans le cas présent, la faille réactivée par les opérations d'injection n'avait pas pu être identifiée préalablement par le sondage géophysique 3D. En revanche, la faille intersectant le puits, connue avant les opérations d'injection, n'a pas été réactivée malgré son orientation presque optimale pour le glissement dans l'état de contrainte local (Diehl et al., 2017). Cette dernière observation met en évidence d'une part la complexité, ainsi que la variabilité du champ de contrainte agissant sur les failles de la SFZ et d'autre part l'influence que les hétérogénéités ont sur la réactivation de ces structures.

A Saint-Gall, la présence du gaz dans le sous-sol et son transfert ont joué un rôle moteur important et ont impacté l'aléa sismique. En effet, comme souligné par Wiemer et al. (2017), la réponse sismique pendant les phases d'injections est restée dans les limites attendues et rien n'a permis d'alerter sur la possible occurrence d'un événement de plus forte magnitude qui s'est finalement produit du fait de la migration et de la venue de gaz. En accord avec Zbinden et al. (2020a), l'existence d'un PCT à proximité du réservoir à exploiter pourrait être utilisée comme indicateur de la présence de gaz dans le sous-sol et devrait donc être identifié préalablement au démarrage des opérations.

4. Références

- Diehl, T., Kraft, T., Kissling, E., Wiemer, S., 2017. The induced earthquake sequence related to the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland): Fault reactivation and fluid interactions imaged by microseismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 7272–7290.
- Edwards, B., Kraft, T., Cauzzi, C., Kästli, P., Wiemer, S., 2015. Seismic monitoring and analysis of deep geothermal projects in St Gallen and Basel, Switzerland. *Geophysical Journal International* 201, 1022–1039.

- Heuberger, S., Roth, P., Zingg, O., Naef, H., Meier, B.P., 2016. The St. Gallen Fault Zone: a long-lived, multiphase structure in the North Alpine Foreland Basin revealed by 3D seismic data. *Swiss Journal of Geosciences* 109, 83–102.
- McGarr, A., 2014. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. *Journal of Geophysical Research: solid earth* 119, 1008–1019.
- Moeck, I., Bloch, T., Graf, R., Heuberger, S., Kuhn, P., Naef, H., Sonderegger, M., Uhlig, S., Wolfgramm, M., 2015. The St. Gallen project: development of fault controlled geothermal systems in urban areas, in: *Proceedings World Geothermal Congress*. pp. 1–5.
- Obermann, A., Kraft, T., Larose, E., Wiemer, S., 2015. Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 4301–4316.
- Ortiz Rojas, A.E., Dussel, M., Moeck, I., 2018. Borehole geophysical characterisation of a major fault zone in the geothermal Unterhaching Gt 2 well, South German Molasse Basin. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 169, 445–463.
- Seithel, R., Gaucher, E., Mueller, B., Steiner, U., Kohl, T., 2019. Probability of fault reactivation in the Bavarian Molasse Basin. *Geothermics* 82, 81–90.
- Wiemer, S., Kraft, T., Trutnevyte, E., Roth, P., 2017. “Good Practice” Guide for Managing Induced Seismicity in Deep Geothermal Energy Projects in Switzerland. ETH Zurich.
- Wolfgramm, M., Bloch, T., Bartels, J., Heuberger, S., Kuhn, P., Naef, H., Voigt, H.D., Seibt, P., Sonderegger, M., Steiger, T., Uhlig, S., 2015. Reservoir-Geological Characterization of a Fractured Limestone: Results Obtained from the Geothermal Well St. Gallen GT-1 (Switzerland), in: *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Presented at the World Geothermal Congress 2015, Melbourne (Australia).
- Zbinden, D., Rinaldi, A.P., Diehl, T., Wiemer, S., 2020a. Potential influence of overpressurized gas on the induced seismicity in the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland). *Solid Earth* 11, 909–933.
- Zbinden, D., Rinaldi, A.P., Diehl, T., Wiemer, S., 2020b. Hydromechanical Modeling of Fault Reactivation in the St. Gallen Deep Geothermal Project (Switzerland): Poroelasticity or Hydraulic Connection? *Geophysical Research Letters* 47, e2019GL085201.

1. Description du projet géothermique de Soultz-Sous-Forêts

Le projet de Soultz-sous-Forêts, dans le NE de l'Alsace, a démarré en 1987 comme site laboratoire pilote dédié à la recherche dans le domaine de la géothermie profonde, afin d'évaluer et mettre au point les techniques d'exploitation de la ressource géothermale du fossé rhénan.

Le site de Soultz fait partie des systèmes géothermiques de type pétrothermaux qui visent à exploiter des réservoirs profonds à faible perméabilité naturelle. Le projet a tout d'abord été conçu comme un site de type HDR (Hot Dry Rock), avant d'établir que le gisement granitique cible n'était pas sec, mais contenait de grands volumes de fluide salin chaud libres de circuler naturellement grâce au réseau de fractures existant (Calò et al., 2011). L'exploitation a de ce fait évolué vers la technologie EGS (Enhanced Geothermal System) basé ici sur un puits injecteur et deux puits producteurs.

Deux puits de moins de 2 km ont d'abord été réalisés entre 1987 et 1991. A partir de 1992, quatre puits complémentaires ont été forés (dont l'un prolonge l'un des deux puits initiaux) atteignant des profondeurs maximales de 3,6 à 5,2 km. Pour améliorer la circulation des fluides dans le réseau de fractures naturelles et mieux connecter les puits au réservoir géothermal, différentes phases de stimulations ont été réalisées entre 1993 et 2002. Depuis 2008, le site est entré dans sa phase industrielle de production d'électricité avec une puissance installée de 1,5 MW (Dorbath et al., 2009).

1.1 Contexte géologique et tectonique

Le site de Soultz-Sous-Forêts est localisé à l'Ouest du fossé rhénan. Le réservoir géothermal cible est le socle granitique qui se trouve à une profondeur d'environ 1,4 km, précédé par plusieurs couches sédimentaires (Figure 1a) caractérisées par un gradient thermique élevé. Il est d'environ 10,5°C/100 m jusqu'à 1 km de profondeur où la température est d'environ 120°C. Il diminue ensuite entre 2 et 3 km de profondeur pour augmenter à nouveau et devenir presque constant à partir de 3,5 km de profondeur avec une valeur de 3°C/100 m. A 5 km de profondeur la température du réservoir est estimée à environ 200°C (Dorbath et al., 2009).

La zone de Soultz présente un grand nombre de failles qui traversent les couches sédimentaires jusqu'au socle (Figure 1). La faille principale, dite faille de Soultz, est une faille normale d'azimut N170°E avec un pendage vers l'Ouest (Vidal and Genter, 2018). Comme montré par les données de forage mais aussi par les profils sismiques verticaux, le degré de fracturation dans le sous-sol est élevé. Dans le socle deux familles principales de fractures ont été observées avec orientation N160°E et N-S et pendage Est et Ouest, respectivement (Calò et al., 2011 ; Genter et al., 2010). Dans la couche sédimentaire sus-jacente ces fractures présentent une orientation N175°E (Genter et al., 2010). Ces zones de fracturation ont une extension variable, de plusieurs dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres au moins (Genter et al., 2010). La majorité de ces fractures a subi une altération hydrothermale et sont donc peu perméables en raison de la présence de dépôts de minéraux altérés (Charlétty et al., 2007 ; Cuenot et al., 2011).

L'état de contrainte dans la zone de Soultz a été largement étudié par plusieurs auteurs à travers l'analyse des mécanismes focaux des séismes induits (e.g. Dorbath et al., 2010) ainsi qu'en utilisant les données de diaggraphie dans les puits (e.g. Valley and Evans, 2005, 2007). Sur la base de ces études, les magnitudes¹ des contraintes principales, valables entre 1,5 et 5 km de profondeur, sont les suivantes (Valley and Evans, 2007) :

$$\text{- Contrainte verticale} \rightarrow \sigma_v = -1,3 + 25,5 Z$$

¹ Ces valeurs, signées positives pour la compression, sont données en fonction de la profondeur (Z) qui est exprimée en km.

- Contrainte horizontale minimale $\rightarrow \sigma_h = -1,78 + 14,06 Z$
- Contrainte horizontale maximale $\rightarrow -1,17 + 22,95 Z \leq \sigma_H \leq -1,37 + 26,78 Z$

La contrainte horizontale maximale présente une orientation N170°E \pm 15° (Figure 1b) (Vidal and Genter, 2018) et une magnitude proche de celle de la contrainte principale majeure qui est verticale (Cuenot et al., 2011). Le régime tectonique est de ce fait variable entre normal et en décrochement, sans la possibilité de définir univoquement si un mécanisme est prédominant sur l'autre (Evans, 2005). Le massif rocheux, ainsi que la plupart des structures majeures, semblent être dans un état de contrainte critique sur toute la profondeur du réservoir (Evans et al., 2012).

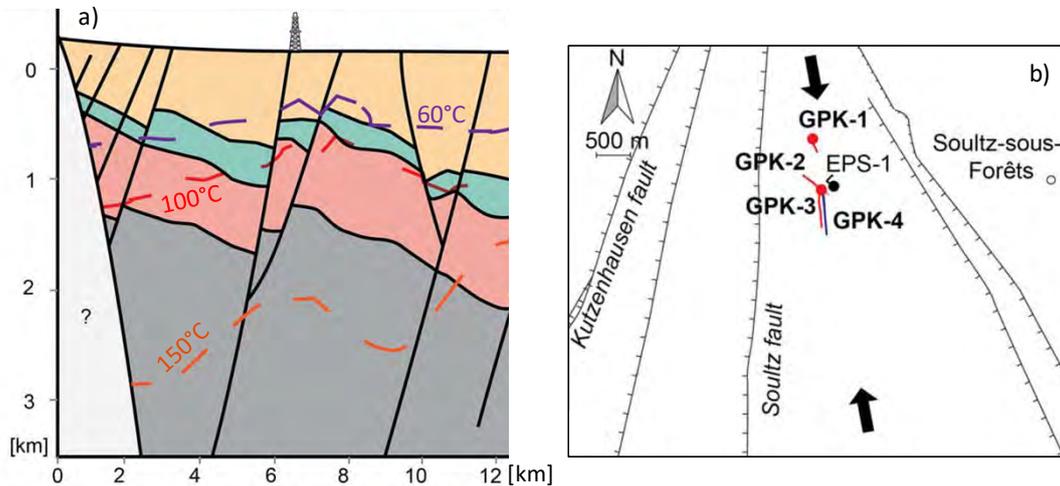


Figure 1 - Réseau de failles sur le site de Soultz-sous-Forêts. a) Coupe verticale illustrant la stratigraphie et les courbes hydrothermales obtenues par modélisation géostatistique. Les couches lithologiques représentent dans l'ordre : les sédiments Cénozoïques (orange), les sédiments Jurassiques (vert), les sédiments Triasiques et du Permien (rouge) et le socle granitique (gris). b) Orientations des failles et trajectoires des puits dans une section horizontale au sommet du socle. Les flèches indiquent l'orientation de la contrainte principale (modifié d'après Vidal et Genter, 2018).

La région de Soultz présente une activité sismique naturelle faible à modérée. En 1954, une série de séismes (de magnitude maximale M_L 4,8) s'est produite. Ils ont été localisés à environ 20 km au SE du site géothermique, à une profondeur incertaine mais probablement de plusieurs kilomètres (Evans et al., 2012).

1.2 Géométrie des puits et historique des opérations

Au cours du temps, deux réservoirs ont été testés et exploités à Soultz : le premier à environ 3 km de profondeur, entre les puits GPK1 et GPK2, et le deuxième à 5 km, entre les puits GPK2, GPK3 et GPK4. D'après Genter et al. (2010), l'exploitation du réservoir moins profond, entre 1992 et 1997, avait montré que le gradient thermique entre 2 et 3,5 km de profondeur n'était pas suffisamment élevé. Par conséquent, pour atteindre la température industrielle requise de 200°C, un nouveau réservoir a été créé en 1999 à 5 km de profondeur (Genter et al., 2010). Une frise temporelle résumant les principales opérations réalisées dans les deux réservoirs est reportée en Figure 2, alors que la Figure 3 montre la géométrie des puits excavés.

Les puits de Soultz ont été forés, en différentes phases, entre 1987 et 2004 (e.g. Genter et al., 2010). Les deux premiers puits (EPS1 et GPK1) ont été réalisés à des fins d'explorations à des profondeurs relativement faibles (~2 km). En 1992, le puits GPK1 a été approfondi jusqu'à 3,6 km, puis en 1995 un nouveau puits (GPK2) a été foré jusqu'à une profondeur de 3,9 km. Un premier doublet a donc été créé entre les puits GPK1 et GPK2 et mis en circulation en 1997, pour développer le réservoir à environ 3 km de profondeur.

En 1999, le puits GPK2 a été approfondi pour créer un triplet avec deux puits supplémentaires (GPK3 et GPK4), forés entre 1999 et 2004, pour développer le réservoir à 5 km de profondeur, où la température est plus élevée. Ces trois derniers puits sont espacés d'environ 600 m à la profondeur de 5 km et représentent les actuels puits producteurs (GPK2 et GPK4) et injecteur (GPK3).

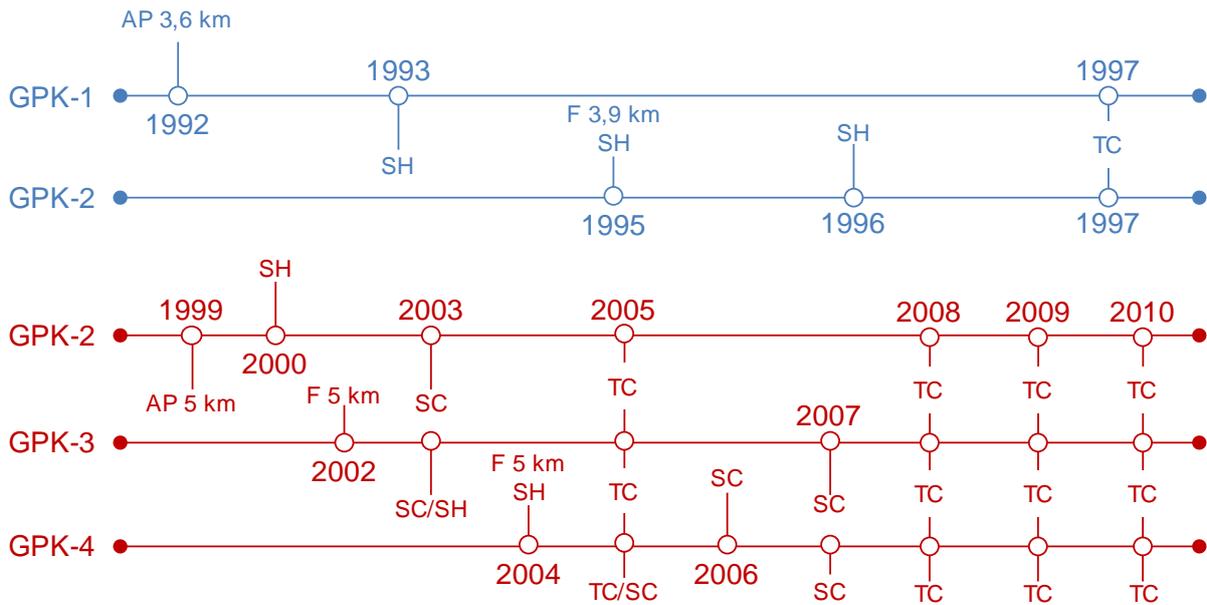


Figure 2 - Frise temporelle résumant les principales opérations réalisées dans les réservoirs à 3 km (en bleu) et à 5 km (en rouge) de profondeur. AP : approfondissement du puits ; F : forage ; SH : stimulation hydraulique ; SC : stimulation chimique ; TC : test de circulation.

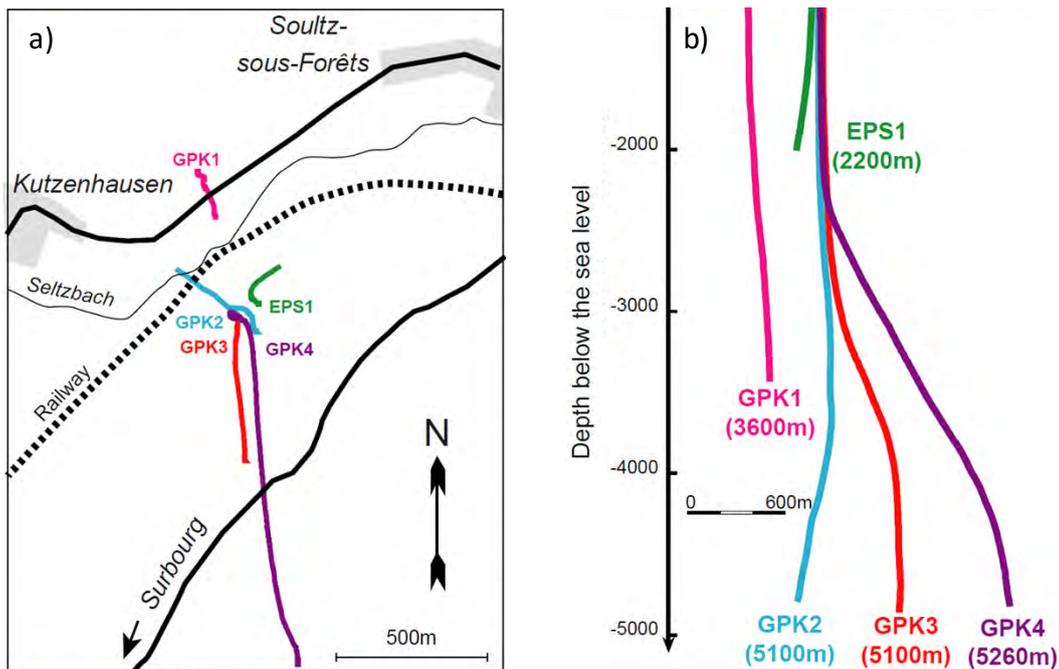


Figure 3 - Trajectoires des puits de Sultz dans le plan horizontal (à gauche) et dans la section verticale (à droite) selon la direction N-S (modifié d'après Dezayes et al., 2005).

Au cours du temps, sept stimulations hydrauliques ont été réalisées sur les quatre puits (e.g. Baria et al., 2004 ; Cornet et al., 1997 ; Cuenot et al., 2008 ; Dorbath et al., 2009 ; Evans, 2005 ; Gerard et al., 1997).

Le réservoir à 3 km de profondeur a été stimulé en 1993 par le puits GPK1, puis en 1995 et 1996 par le puits GPK2. Quatre stimulations ont été réalisées dans le réservoir à 5 km de profondeur : la première en 2000 dans le puits GPK2, suivie par celles des puits GPK3 en 2003 et GPK4 en 2004 et 2005. Globalement, les stimulations ont été réalisées en suivant une approche mono-puits (injection dans un seul puits à chaque fois) par palier de débit (e.g. Figure 4a) ou à débit constant (e.g. Figure 4b). En revanche, la stimulation du puits GPK3 en 2003 a suivi un protocole différent car elle s'est accompagnée d'une injection simultanée dans le puits GPK2 et ce durant environ deux jours sur la durée totale de

stimulation de 11 jours (Figure 5). Le but était de stimuler des zones du réservoir difficiles à atteindre avec une injection mono-puits traditionnelle. La localisation des événements microsismiques enregistrés pendant la stimulation a permis de vérifier l'efficacité de cette méthode, indiquant la mise en circulation du fluide injecté dans la zone entre GPK2 et GPK3 en dessous des puits distants d'environ 600 m (Baria et al., 2004). La mise en production du puits GPK2 (Figure 5), environ quatre jours après la fin des injections, s'est révélée nécessaire afin de réduire la pression sur le réservoir et ainsi limiter l'activité microsismique (Baria et al., 2004). D'après Baria et al. (2004), cette approche de stimulation ciblée qui prévoit l'injection simultanée dans deux puits différents n'avait jamais été testée sur un autre site EGS/HDR auparavant.

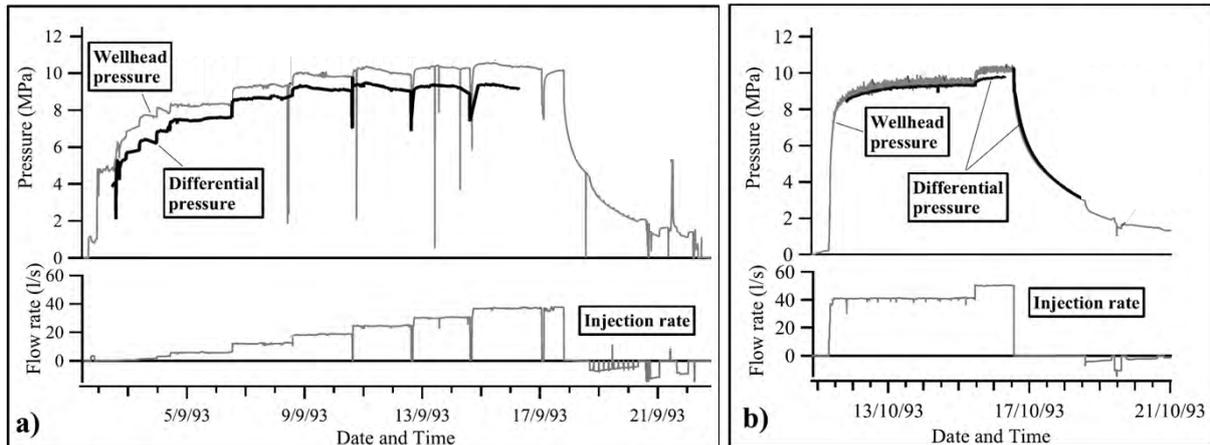


Figure 4 - Pression en tête de puits et débit d'injection pour la première (a) et la deuxième (b) phase de stimulation du puits GPK1 en 1993 (modifié d'après Evans et al., 2005a).

A l'exception du puits GPK1, les stimulations se sont déroulées en injectant une saumure froide et lourde dont la densité a été progressivement diminuée au cours de l'injection en augmentant l'apport d'eau froide. Ce choix était motivé par la nécessité de maximiser le gradient hydrostatique et ainsi de stimuler préférentiellement la partie la plus profonde de la section découverte des puits, où la température est plus élevée (Cuenot et al., 2008). En effet, l'expérience acquise pendant la stimulation du puits GPK1 indiquait que la migration vers le haut du fluide injecté, ainsi que de l'activité microsismique, était due à l'injection d'eau froide dans un réservoir rempli de saumure lourde (Gerard et al., 1997).

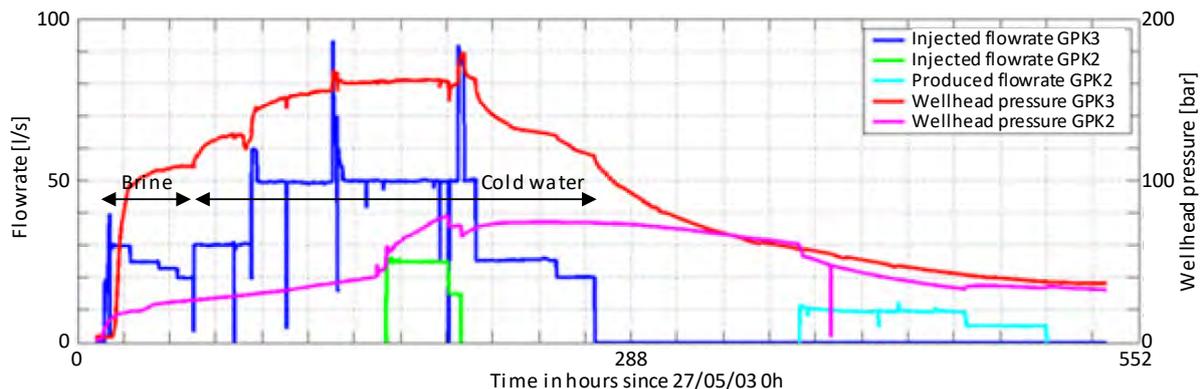


Figure 5 - Pression en tête de puits et débit d'injection pendant la stimulation du puits GPK3 en 2003 (modifié d'après Charléty et al., 2007).

Globalement, les stimulations ont duré entre 4 et 16 jours (Figure 6d), pour des volumes injectés généralement supérieurs à 15 000 m³ (Figure 6a), ce qui représente des valeurs élevées si on les compare à d'autres sites du fossé rhénan comme, par exemple, Rittershoffen (Baujard et al., 2017) et Bâle (Håring et al., 2008). La pression en tête de puits a atteint la valeur maximale de 17 MPa lors de la stimulation du puits GPK4 en 2004 ; elle n'a jamais été inférieure à 10 MPa (Figure 6c).

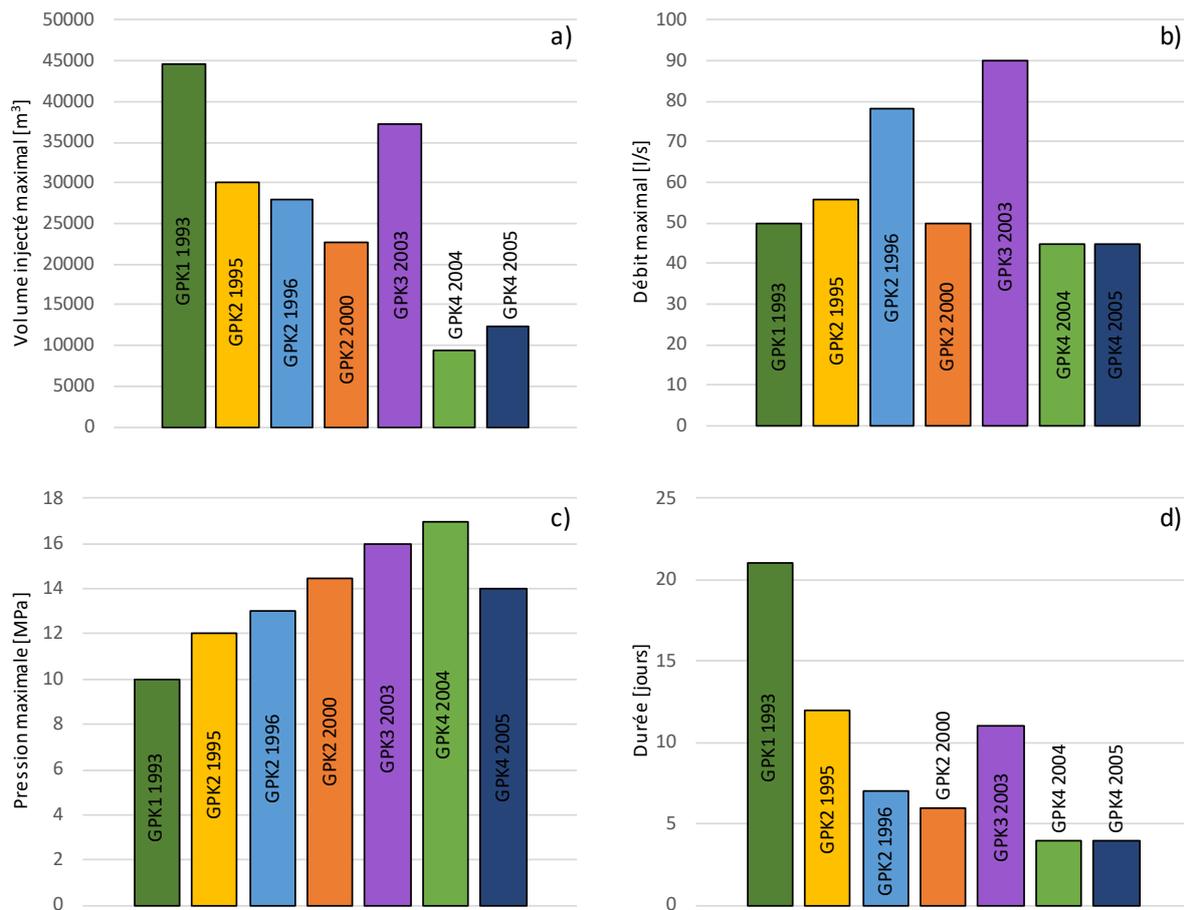


Figure 6 - Valeurs maximales de volumes injectés (a), débit d'injection (b), pression en tête de puits (c) et durée (d) des sept stimulations réalisées à Soultz. A noter que la stimulation en GPK1 a été réalisée en deux phase distinctes de 16 et 5 jours respectivement. Pour cette stimulation, le volume injecté et la durée reportés en (a) et (d) sont cumulés sur les deux phases (Sources : Baria et al., 2004 ; Dorbath et al., 2009 ; Evans et al., 2005b ; Schill et al., 2017).

Les sept stimulations réalisées, à l'exception de la stimulation du puits GPK3, ont permis d'améliorer significativement l'index d'injectivité, à savoir le débit d'injection par unité de pression en tête de puits dans les conditions d'équilibre (Genter et al., 2010). Pour le réservoir à 3 km de profondeur cette amélioration a été au moins d'un facteur 15. Pour les trois puits les plus profonds, les stimulations ont permis d'améliorer l'injectivité d'un facteur 20 pour les puits GPK2 et GPK4, alors que l'injectivité du puits GPK3 a pu être améliorée seulement d'un facteur 1,5, bien que ce dernier présentait déjà l'index d'injectivité le plus élevé avant la stimulation (Genter et al., 2010). Les index d'injectivité mesurés après les stimulations dans le réservoir à 5 km de profondeur sont les suivants : 4 l/s/MPa pour GPK2, 3,5 l/s/MPa pour GPK3 et 2 l/s/MPa pour GPK4 (Genter et al., 2010).

Cette amélioration de l'index d'injectivité, qui traduit une meilleure perméabilité du réservoir à la suite des stimulations, semble être liée à l'augmentation de la transmissibilité (à savoir la perméabilité par unité de longueur du puits) des zones fracturées du réservoir qui ont subi une altération hydrothermale (voir section 1.1). En d'autres mots, les fractures ayant une tendance au cisaillement plus significative pendant les stimulations correspondent aux zones fracturées caractérisées par altération hydrothermale (Schill et al., 2017). Cela est particulièrement vrai pour les fractures majeures de ces zones altérées (Genter et al., 2010).

En plus des stimulations hydrauliques, sept stimulations chimiques (ou acidifications) ont été réalisées dans les puits à 5 km de profondeur (GPK2, GPK3 et GPK4) entre 2003 et 2007 (Portier et al., 2009), suite à quoi l'injectivité a encore été augmentée atteignant 5 l/s/MPa pour GPK2, 4 l/s/MPa pour GPK3 et 5 l/s/MPa pour GPK4 (Genter et al., 2010). La présence de carbonates et d'autres minerais solubles remplissant les fractures du réservoir a motivé l'utilisation de cette technique de stimulation, dont l'intérêt était aussi de limiter le risque de sismicité induite (voir Section 2), notamment après l'occurrence de

deux séismes de ML 2,6 et 2,9 ressentis par la population locale lors de la stimulation hydraulique du puits GPK2 en 2000 et à celle du puits GPK3 en 2003 (Nami et al., 2008).

Sur les sept stimulations chimiques, trois ont été réalisées en injectant une solution d'acide chlorhydrique (HCl) en concentrations variables entre 1,8 et 4,5 g/l (Tableau 1) avec le but de dissoudre les carbonates secondaires, comme la calcite et la dolomite (Portier et al., 2009). En 2006, le puits GPK4 a été stimulé avec un mélange d'acide chlorhydrique (HCl) et d'acide fluorhydrique (HF), pour dissoudre les minéraux hydrothermaux, comme les micas et les feldspaths (Nami et al., 2008 ; Portier et al., 2009). Pour la troisième stimulation chimique dans le puits GPK4, des agents chélatant (NTA) ont été utilisés avec l'objectif de dissoudre les minéraux hydrothermaux présents dans le réseau de fracture du réservoir à distance du puits d'injection. Enfin, les puits GPK3 et GPK4 ont été stimulés en 2007 avec des acides organiques argileux (Organic Clay Acid – OCA) pour dissoudre les dépôts solides (Nami et al., 2008 ; Portier et al., 2009). Globalement, les volumes injectés ainsi que les débits d'injection ont été inférieurs à ceux utilisés pendant les stimulations hydrauliques (voir Figure 6).

Tableau 1 - Synthèse des stimulations chimiques réalisées dans le réservoir à 5 km de profondeur. A noter que la première stimulation a été réalisée en deux phases (Sources : Nami et al., 2008 ; Portier et al., 2009).

Stimulation chimique	Durée [heures]	Puits	Type d'acide	Masse d'acide [tonnes]	Concentration d'acide	Volume fluide injecté [m ³]	Débit maximal [l/s]
2003(1)	6 + 10	GPK2	HCl	1,5	1,8 g/l	650 + 810	30
2003(2)	12	GPK3	HCl	3	4,5 g/l	865	20
2005	48	GPK4	HCl	11	2 g/l	4700	27,2
2006(1)	NC	GPK4	HCl	NC	12 %	200	22
			HF		3 %		
2006(2)	1,6	GPK4	NTA	NC	19 %	200	35
2007(1)	NC	GPK4	OCA	NC	5-10% acide citrique ; 0,1-1% HF ; 0,5-1,5% HBF ₄ ; 1-5% NH ₄ Cl	200	55
2007(2)	NC	GPK3	OCA	NC		250	55

Un test de circulation d'une durée de 4 mois a été réalisé en 1997 entre les puits GPK1 et GPK2 dans le réservoir à 3 km de profondeur. Entre 2005 et 2010, cinq tests de circulations (Tableau 2) ont été réalisés sur le réservoir à 5 km en appliquant différentes approches, à savoir en utilisant 2, 3 ou 4 puits, en conditions artésiennes ou avec circulation assistée par pompe, pour des durées variables entre 2 et 11 mois (Cuenot et al., 2011).

Le test de circulation couplé à des tests de traçage dans le réservoir à 3 km de profondeur a permis de démontrer que la circulation du fluide entre GPK1 et GPK2 en circuit fermé à 25 l/s était possible (Sanjuan et al., 2006). Comme seulement 30% du traceur a pu être récupéré, Genter et al. (2010) en ont déduit que le fluide géothermal produit provenait probablement de zones éloignées des puits. Cependant, la réponse du traceur étant rapide il existe aussi des voies de circulation du fluide directes entre les puits.

Le premier test de circulation dans le réservoir à 5 km de profondeur a pour sa part mis en évidence une réponse asymétrique de la circulation entre GPK2 et GPK3 et entre GPK4 et GPK3. En effet, si environ 25% des traceurs injectés ont pu être récupérés en GPK2, seulement 2% ont été observés en GPK4 (Genter et al., 2010). D'après Sanjuan et al. (2006), ces tests de traçage montrent l'existence d'une double connexion hydraulique entre GPK2 et GPK3 : l'une directe et l'autre liée à un chemin de circulation plus long et moins rapide entre les puits. Il a aussi été suggéré l'existence d'une connexion hydraulique entre GPK4 et le chemin de connexion à grande échelle entre GPK2 et GPK3, plutôt qu'une connexion hydraulique directe entre GPK4 et GPK3 (Sanjuan et al., 2006). Un autre test de traçage entre GPK2 et GPK3 en 2010 a confirmé l'existence de ces deux chemins de connexion hydraulique à courte et grande échelle. Il a aussi montré une amélioration de la connectivité par rapport au test de 2005, probablement due aux stimulations chimiques et aux autres tests de circulation réalisés entre 2005 et 2010 (Sanjuan et al., 2015).

Tableau 2 - Synthèse des tests de circulation réalisés entre les puits du réservoir à 5 km (source : Cuenot et al., 2011).

Test de circulation	Condition ¹	Durée [mois]	Puits producteur	Puits injecteur	Production		Injection	
					Débit ² [l/s]	Pression ³ [MPa]	Débit ² [l/s]	Pression ³ [MPa]
2005	Artésien	6	GPK2 GPK4	GPK3	16	2	26	7
2008(1)	Pompe	2	GPK2	GPK3	25	1,8	22	7,3
2008(2)	Pompe	2	GPK2 GPK4	GPK3	17	1,8	27	8,6
2009	Pompe	7	GPK2 GPK4	GPK1 GPK3	22	2	20	6,5
2010	Pompe	11	GPK2	GPK1 GPK3	18	1,8	17	5

(1) circulation en conditions artésiennes (Artésien) ou assistée par pompe (Pompe) ; (2) débit maximale ; (3) pression maximale en tête de puits.

1.3 Réseau de surveillance microsismique et mesures effectuées

Le site de Soultz-Sous-Forêts a été équipé d'un réseau de surveillance microsismique dense avec des stations en surface et en forage (Figure 7) dès 1993.

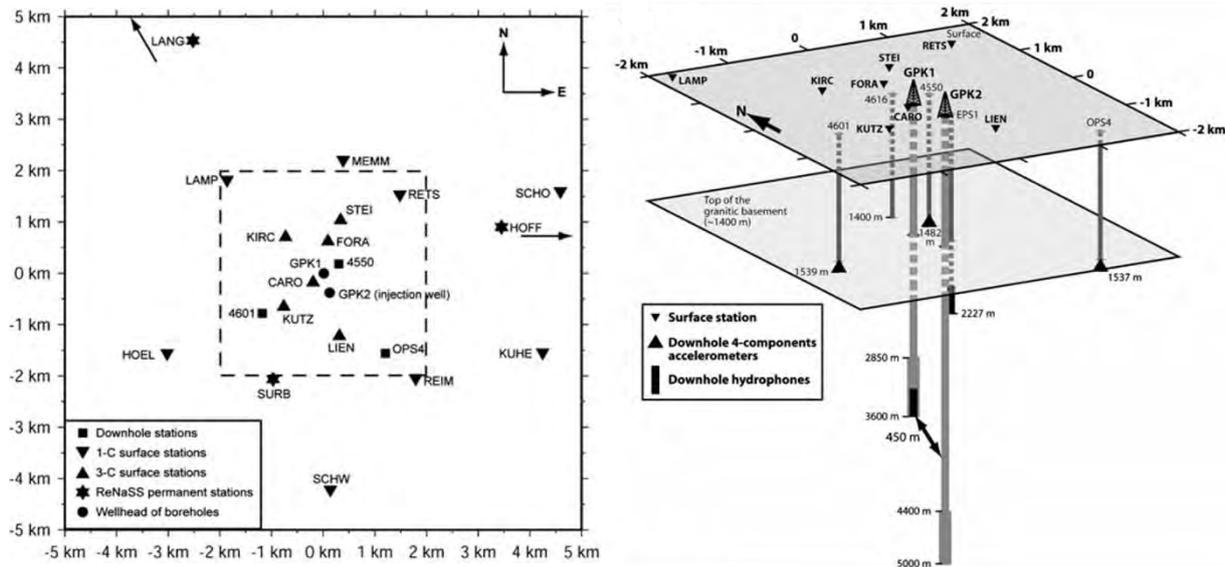


Figure 7 - Réseau microsismique dans le plan horizontal et en vue 3D (modifié d'après Cuenot et al., 2008).

Le réseau installé en 1993 en forage (dit plus loin « réseau de forage ») est constitué de trois stations, chacune équipée de quatre accéléromètres 4-composantes (4C)², localisées à environ 1,5 km de profondeur dans trois anciens puits d'hydrocarbures. En complément, une chaîne d'hydrophones, a été installée à environ 2 km de profondeur dans le puits exploratoire EPS1 (Baria et al., 1999 ; Cuenot et al., 2008). En 2000, ce réseau de forage a été renforcé avec une station accélérométrique additionnelle, positionnée dans un puits exploratoire (OPS4) à 1,5 km de profondeur, et une nouvelle chaîne d'hydrophones, installée à 3,5 km de profondeur dans le puits GPK1 (Cuenot et al., 2008 ; Dorbath et al., 2009). Le réseau de forage est opérationnel uniquement dans les périodes de stimulation et/ou de circulation, par conséquent les sondes sismiques sont à chaque fois retirées des forages en dehors de ces phases opérationnelles (Dorbath et al., 2009).

² Une composante verticale et les trois autres à 109,5° les unes des autres et par rapport à la composante verticale (Cauchie et al., 2020).

Le réseau de surface a été équipé en 1993 de 8 géophones 3-composantes (3C) pour détecter et mieux localiser les événements sismiques de plus forte magnitude (Baria et al., 1999). Pendant la stimulation du puits GPK2 en 2000, le réseau de surface était composé de 6 géophones 3C et 8 géophones 1C temporaires, en complément de trois stations sismiques permanentes faisant partie du réseau sismique national (ReNaSS). Les stations temporaires ont été démantelées le 11 juin 2000, soit 4 jours avant l'occurrence du séisme de plus grande magnitude sur le site, lié à la dernière stimulation du puits GPK2 en 2000 (Dorbath et al., 2009). A la suite de cet incident, un réseau de surface permanent, composé de 6 géophones 1C et 3 géophones 3C, a été installé juste avant la stimulation du puits GPK3 de mai 2003. Pour cette stimulation, le précédent réseau temporaire (de 14 stations) avait aussi été remis en fonction, alors que les trois stations du ReNaSS n'étaient plus actives (Cuenot et al., 2008 ; Dorbath et al., 2009). Pendant les stimulations du puits GPK4 en 2004 et 2005 seulement six géophones 3C temporaires ont été ajoutés au réseau permanent (Charléty et al., 2007).

Au cours du temps, plusieurs analyses ont été menées. Pendant la stimulation hydraulique du puits GPK1 en 1993, des analyses de flow log ont été conduites toutes les 24h pour évaluer le profil du flux hydraulique le long du puits (Cornet et al., 1997). Ces mêmes analyses ont été réalisées pour la majorité des stimulations hydrauliques (e.g. Dorbath et al., 2009) et chimiques (e.g. Nami et al., 2008) et ont permis de mieux caractériser les zones de diffusion du fluide injecté des puits vers le réservoir. De nombreuses diagraphies de forage ont aussi été réalisées dans plusieurs puits avec le but de caractériser l'état de contrainte (voir Section 1.1) mais aussi pour imager les puits avant et après les injections. Pour la stimulation du puits GPK1 en 1993, cela a permis par exemple de déterminer le déplacement de certaines fractures intersectant le puits suite à l'injection (Cornet et al., 1997). De nombreuses carottes ont été aussi extraites, notamment du puits exploratoire EPS1, pour étudier les propriétés structurales et minéralogiques du granite de Soultz (Sausse et al., 2010).

2. Description de la sismicité induite

Le réseau microsismique dense, avec des sondes de forage en complément de stations de surface, a permis d'enregistrer un grand nombre d'événements microsismiques liés (ou non) aux opérations sur le site. Les stimulations hydrauliques ont été généralement surveillées avec à la fois le réseau de surface et le réseau de forage ; pendant les tests de circulation, seul le réseau de surface a été utilisé.

Durant chaque stimulation hydraulique, plusieurs milliers d'événements microsismiques ont été détectés et localisés avec le réseau de forage (Tableau 3). Un nombre un peu moindre est détecté lorsque le réseau de surface est utilisé en complément du réseau de forage (Genter et al., 2010) du fait de la stratégie d'acquisition mise en œuvre. En effet, le réseau de surface étant moins sensible aux événements de faible magnitude, son utilisation en complément du réseau de forage limite les performances de détectabilité et donc le nombre d'événements enregistrés.

La réponse sismique aux stimulations hydrauliques a été plus intense dans le réservoir localisé à 5 km de profondeur, à la fois en termes de nombre d'événements et de magnitudes maximales atteintes. Lors de la stimulation du puits GPK3 en 2003, deux événements de M_L 2,9 et 2,7 ont été ressentis en surface, suite à quoi le puits GPK2 a été mis en production (Figure 5) pour réduire la pression dans le réservoir (Baria et al., 2004). De façon similaire, la stimulation du puits GPK2 en 2000 a aussi engendré des événements de $M_L \geq 2$ qui ont été ressentis par la population locale. En revanche, pour les stimulations hydrauliques du réservoir localisé à 3 km de profondeur, les magnitudes des événements induits ont été globalement moins élevées avec aucun séisme ressenti.

Très peu d'informations sont disponibles concernant la sismicité induite pendant les stimulations chimiques du réservoir à 5 km (voir Section 1.2). Calò et al. (2014) indiquent qu'environ 270 événements microsismiques ont été détectés lors de la stimulation du puits GPK4 en février 2005 dont le plus important a atteint une magnitude de 2,3 et il a eu lieu après la fin des injections. La sismicité est distribuée le long de la section découverte du puits atteignant des zones à plus de 0,5 km de distance.

Aucun événement sismique n'a été détecté lors du test de circulation dans le réservoir à 3 km (voir Section 1.2). En revanche, les tests de circulation dans le réservoir à 5 km ont été suivis par une activité sismique importante (Tableau 3), mais de moindre mesure comparativement aux stimulations hydrauliques. Les tests réalisés en 2005 et 2010 ont engendré plusieurs événements de $M \geq 2$, dont certains ressentis en surface (Cuenot et al., 2011).

Tableau 3 - Synthèse de l'activité microsismique enregistrée à Soultz lors des tests de circulations (Cuenot et al., 2011) et les stimulations hydrauliques dans les puits GPK1 (Evans et al., 2005a; Jones et al., 1995), GPK2 (Baria et al., 1999; Gerard et al., 1997), GPK3 et GPK4 (Charléty et al., 2007; Dorbath et al., 2009).

Opération	Profondeur réservoir [km]	événements localisés	événements localisés ($M_L \geq 1$)	Magnitude maximale
Stim. Hydraulique GPK1 1993	3	16 000	NC	1,9
Stim. Hydraulique GPK2 1995		5 344	NC	0,3
Stim. Hydraulique GPK2 1996		NC	NC	NC
Test de circulation (1997)		0	0	0
Stim. Hydraulique GPK2 2000	5	14 000	700	2,6
Stim. Hydraulique GPK3 2003		8 354	200	2,9
Stim. Hydraulique GPK4 2004		9 570	128	2,3
Stim. Hydraulique GPK4 2005				2,7
Test de circulation 2005		600	32	2,3
Test de circulation 2008(1)		190	11	1,4
Test de circulation 2008(2)		53	4	1,7
Test de circulation 2009		206	8	1,7
Test de circulation 2010		411	25	2,3

N.B. Les événements relatifs aux tests de circulation ont été localisés uniquement par le réseau de surface, ce qui explique la différence significative du nombre d'événements comparé à ceux localisés pendant les stimulations hydrauliques.

2.1 Caractéristiques de la sismicité induite

2.1.1 Sismicité liée aux stimulations hydrauliques

Pour chacune des stimulations hydrauliques, le taux de sismicité semble bien corrélé aux variations du débit d'injection, avec une intensification systématique de la sismicité à chaque augmentation du débit (Charléty et al., 2007 ; Cuenot et al., 2008). Par conséquent, le nombre d'événements microsismiques est très élevé en phase d'injection et il diminue exponentiellement pendant le shut-in (Figure 8 et Figure 9).

En revanche, les événements de magnitude maximale ont généralement lieu pendant les phases de shut-in où, malgré une baisse du taux de sismicité, l'énergie des événements est en moyenne plus importante (Charléty et al., 2007 ; Gaucher et al., 2015). Cette tendance semble être indépendante de l'approche de shut-in employée car elle a été observée à la fois dans les cas d'un shut-in soudain (par exemple GPK2 en 2000) ou progressif (par paliers) comme par exemple pour GPK3 en 2003 (Gaucher et al., 2015).

La sismicité démarre presque simultanément avec l'injection (Figure 8 et Figure 9), sauf lorsque la zone a déjà été stimulée auparavant. Cela a été observé pendant la dernière stimulation du puits GPK4 en 2005 pour laquelle la sismicité a démarré seulement au moment où la pression a dépassé la valeur maximale atteinte lors de la précédente stimulation de 2004 (Figure 9 en bas à droite) soit 24 h après le démarrage de l'injection (Charléty et al., 2007 ; Dorbath et al., 2009). Une tendance similaire a également été observée lors de la deuxième phase de stimulation du puits GPK1 en 1993. Dans ce dernier cas, la sismicité a commencé à se développer dans la zone du puits précédemment stimulée quatre jours après le démarrage de l'injection (Jones et al., 1995).

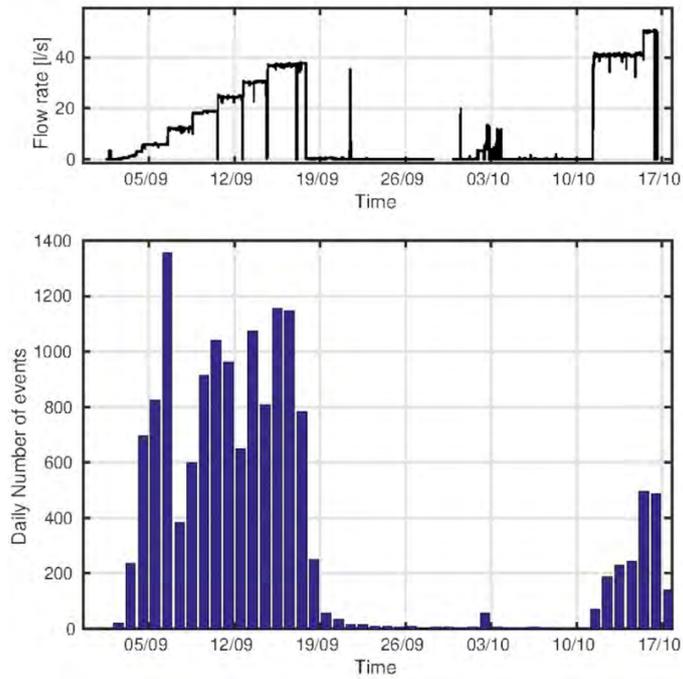


Figure 8 - Débit d'injection (en haut) et nombre journalier d'événements microsismiques (en bas) pendant la stimulation du puits GPK1 en 1993 (d'après Cauchie et al., 2020).

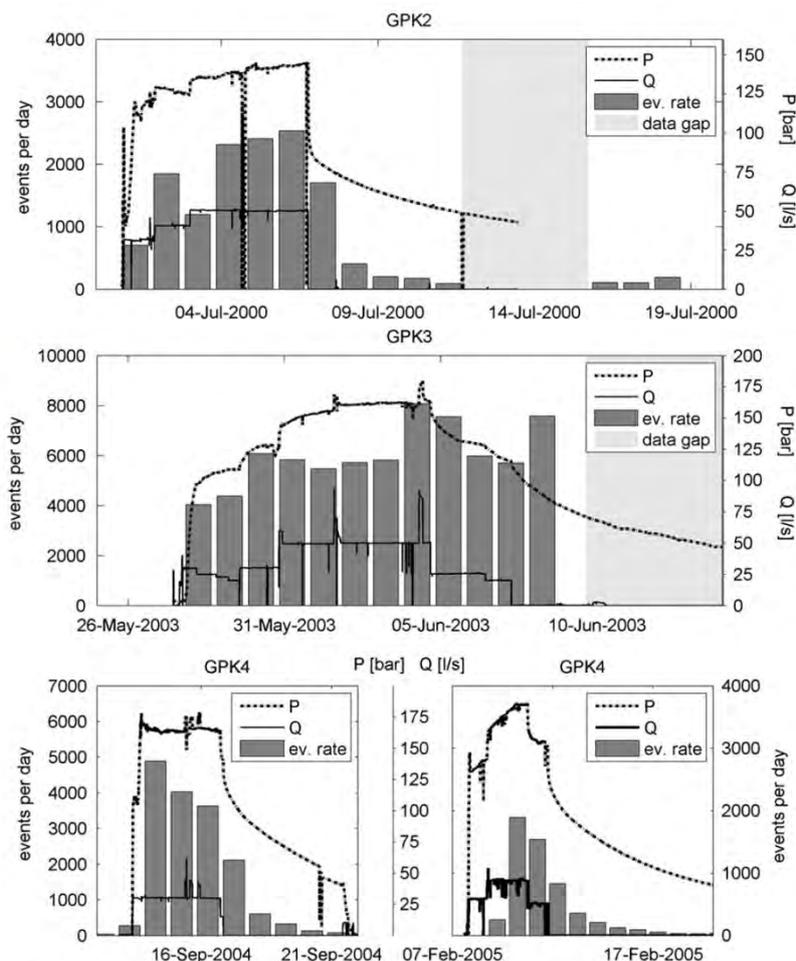


Figure 9 - Pression en tête de puits (ligne pointillée), débit d'injection (ligne pleine) et nombre journalier d'événements microsismiques pour les stimulations dans le réservoir à 5 km de profondeur (d'après Baisch et al., 2010).

A la fin des trois stimulations du réservoir à 3 km, le nuage sismique forme un ellipsoïde d'environ 2 km de long et 600-800 m de large, dont l'axe principal est subvertical et dont la projection dans un plan horizontal est orientée NNO-SSE (Figure 10a) (Baria et al., 1999 ; Bourouis and Bernard, 2007). Pour le réservoir à 5 km, la sismicité forme un nuage d'extension horizontale et verticale de 2,5 et 1 km, respectivement, dont la projection dans un plan horizontal est orientée N-S (Figure 11). Vers le nord, le nuage sismique présente une rotation dans la direction NNO-SSE (comme précédemment pour le réservoir à 3 km de profondeur) qui est principalement liée à la sismicité induite lors de la stimulation du puits GPK2 en 2000 (Figure 11 panneau de droite) (Baisch et al., 2010 ; Charléty et al., 2007). Pour les deux réservoirs, la sismicité induite lors des stimulations se localise donc de préférence le long des fractures principales préexistantes dans le socle granitique.

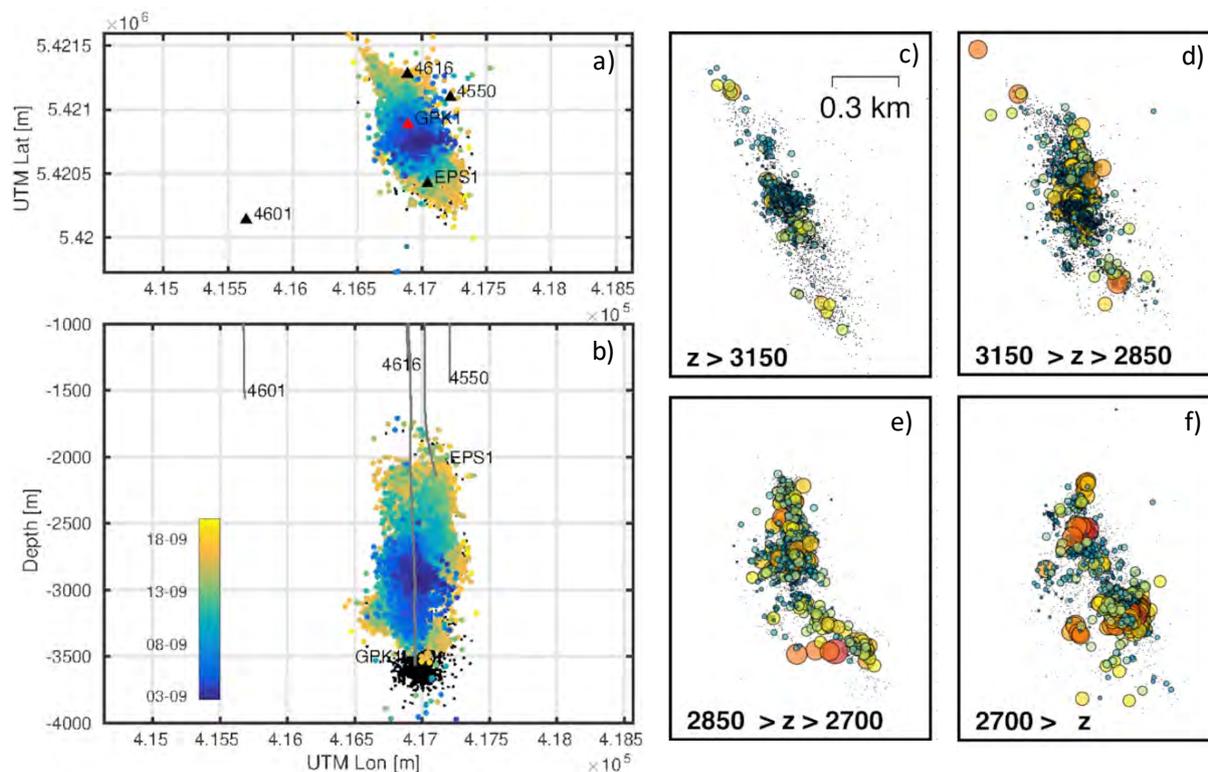


Figure 10 - Localisation de la sismicité induite lors de la stimulation du puits GPK1 en 1993 dans le réservoir à 3 km. (a, b) vue en plan et section verticale avec les événements de la première phase de stimulation colorés en fonction du temps d'occurrence. Les événements localisés pendant la deuxième phase de stimulation sont affichés en noir. (c, d, e, f) vue en plan de la sismicité à différentes profondeurs. La couleur et la taille des cercles sont proportionnelles au rayon à la source des événements (modifié d'après Cauchie et al., 2020).

La sismicité se localise initialement près de la zone d'injection, le long de la section découverte du puits, et plus précisément dans la zone où la plus grande partie du fluide injecté se diffuse dans le réservoir, comme indiqué par les analyses de flow log. Cela est vrai pour la stimulation hydraulique du puits GPK1 en 1993 à 3 km (Cornet et al., 1997), et pour la stimulation hydraulique du puits GPK3 en 2003 à 5 km (Baria et al., 2004). Le nuage de sismicité s'élargit ensuite atteignant des zones de plus en plus éloignées du puits d'injection. Généralement, les événements migrent vers le bas du réservoir dans les premières phases des stimulations, pour ensuite remonter vers des profondeurs plus faibles (Baria et al., 2004 ; Cauchie et al., 2020 ; Cuenot et al., 2008). Cette tendance a bien été mise en évidence par Cauchie et al. (2020) lors de l'analyse de la sismicité associée à la stimulation du puits GPK1 en 1993. Les auteurs montrent que l'évolution spatio-temporelle de la sismicité est accompagnée par une variation dans le temps et dans l'espace du rayon à la source des événements microsismiques et que cette tendance suit les variations du débit d'injection (Figure 12).

Pour les deux réservoirs, le nuage de sismicité montre une organisation en structures distinctes selon la profondeur. Cela est particulièrement observé pour les stimulations des puits GPK1 en 1993, GPK3 en 2003 et GPK4 en 2004 et 2005. La sismicité observée après la stimulation en GPK3 s'aligne le long de 3 plans principaux d'orientation N-S et pendage Ouest à des profondeurs variables. Deux de ces trois plans coïncident avec deux failles précédemment identifiées et recoupant le puits à 4,7 et 4,9 km

(Dorbath et al., 2009). La plupart des événements de forte magnitude ont eu lieu le long de la structure qui recoupe le puits à 4,7 km de profondeur (Charléty et al., 2007). De même, le nuage sismique lié à la stimulation du puits GPK1 se compose de structures distinctes, dont la plupart planaires. Une des structures majeures (Figure 10c, d) coïncide avec une faille intersectée par le puits à environ 2,9 km de profondeur avec orientation N-O (Evans et al., 2005b). En revanche, la sismicité liée à la stimulation du puits GPK2 en 2000 semble être dense et compacte autour du puits sans identifier des structures majeures (Dorbath et al., 2009).

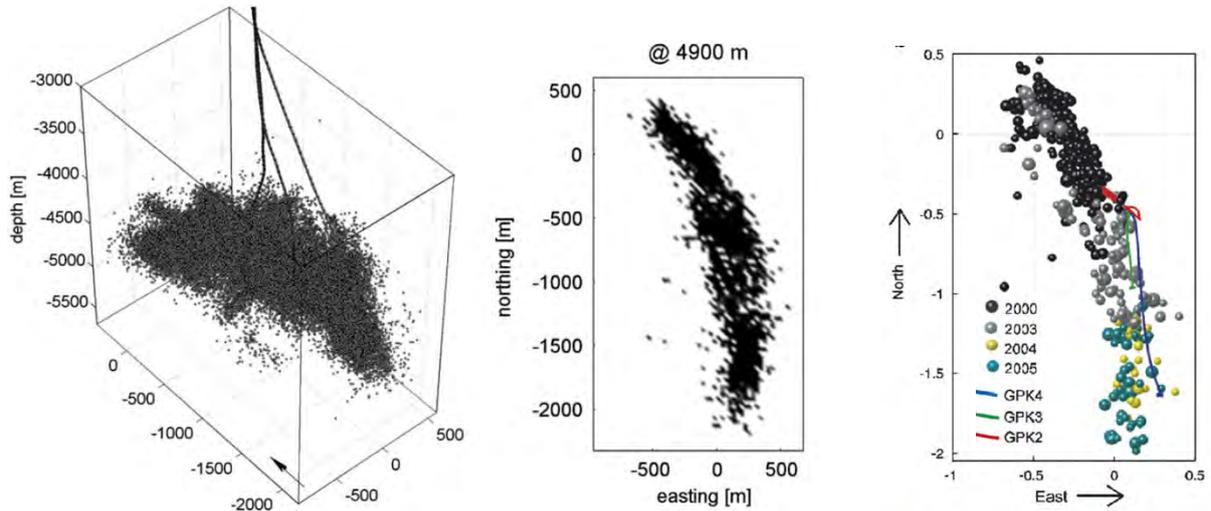


Figure 11 - Localisation de la sismicité lors des stimulations dans le réservoir à 5 km. Gauche et milieu : vue 3D et dans le plan horizontal à 4,9 km de profondeur (modifié d'après Baisch et al., 2010). Droite : le même que dans le panneau central mais pour les événements de $M \geq 1,4$ colorés en fonction de la stimulation hydraulique qui les a déclenchés (modifié d'après Charléty et al., 2007).

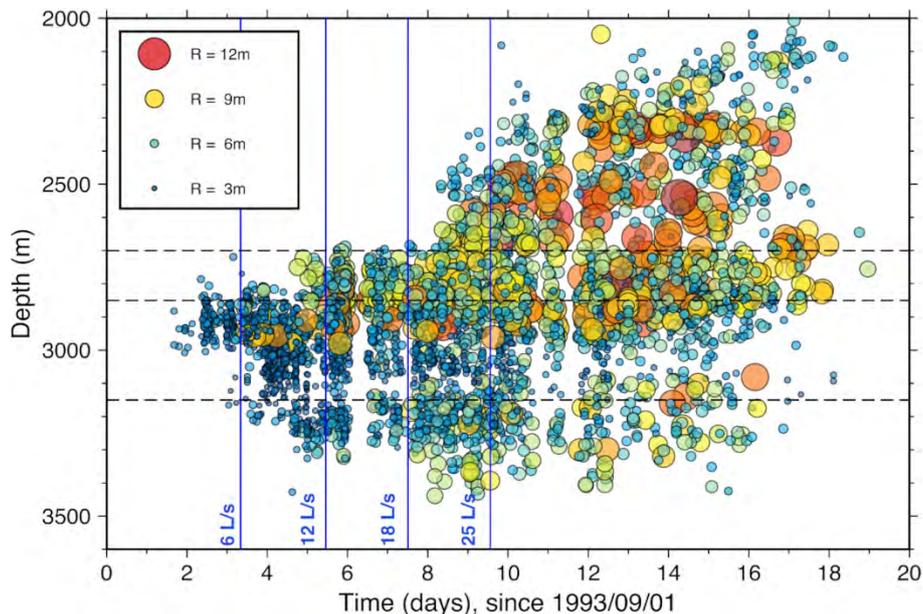


Figure 12 - Migration selon la profondeur et en fonction du temps des événements sismiques dus à la stimulation dans le puits GPK1 en 1999. Les cercles sont colorés et dimensionnés en fonction du rayon à la source des événements microsismiques. Les barres verticales indiquent les variations du débit d'injection (d'après Cauchie et al., 2020).

Globalement, les mécanismes focaux confirment l'alignement le long de structures majeures avec des plans nodaux d'orientation N-S à NNO-SSE et pendage Ouest et des mécanismes prédominants en faille normale (Charléty et al., 2007 ; Cornet et al., 1997 ; Horálek et al., 2010). L'analyse des paramètres à la source a montré que les événements sismiques dus à la stimulation du puits GPK1 correspondent à des ruptures de longueur variable entre 4 et 12 m (Bourouis and Bernard, 2007 ; Cauchie et al., 2020), alors que des dimensions entre 30 et 100 m ont été observées pour les événements sismiques du

réservoir à 5 km (Charlét et al., 2007). Ces dimensions de rupture ne sont, dans tous les cas, pas suffisantes pour expliquer le glissement d'au moins 4 cm observé par diagraphie de forage lors de la stimulation du puits GPK1 (Cornet et al., 1997) et qui correspondrait typiquement à un séisme de magnitude 3,5 avec longueur de faille de plusieurs centaines de mètres (Bourouis and Bernard, 2007).

L'analyse détaillée des formes d'onde générées lors de la stimulation du puits GPK1 a montré que la plus grande partie de la sismicité peut être regroupée en différentes séquences de répéteurs sismiques (Bourouis and Bernard, 2007 ; Cauchie et al., 2020), à savoir des séismes déclenchés par des ruptures répétitives de la même source sismique (ou aspérité) le long d'une faille ou d'une fracture. A cause de leur nature répétitive, les répéteurs d'une même séquence présentent des formes d'onde avec un fort degré de similarité et partagent des mécanismes à la source ainsi que des localisations similaires (Figure 13).

Bourouis and Bernard (2007) ont mis en évidence l'occurrence de 30 séquences de répéteurs lors de la stimulation du puits GPK1 qui regroupent un total de 400 événements sismiques. Leur relocalisation relative permet d'obtenir une incertitude de localisation entre les événements de la même séquence d'environ 1 m et de moins de 5 m entre les séquences (Bourouis and Bernard, 2007 ; Evans et al., 2005b). Ces séquences se localisent le long du plan de faille intersecté par le puits GPK1 à 2,9 km de profondeur (Figure 13a) et représentent le glissement répétitif de 30 aspérités localisées le long de la faille. Bourouis et Bernard (2007) soulignent l'activation des aspérités est temporellement bien corrélée avec la profondeur : plus l'injection avance, plus les répéteurs sont activés en profondeur (Figure 13a). Cependant, le démarrage temporel de chaque séquence n'est pas forcément lié à une variation de pression ou de débit d'injection due à la stimulation.

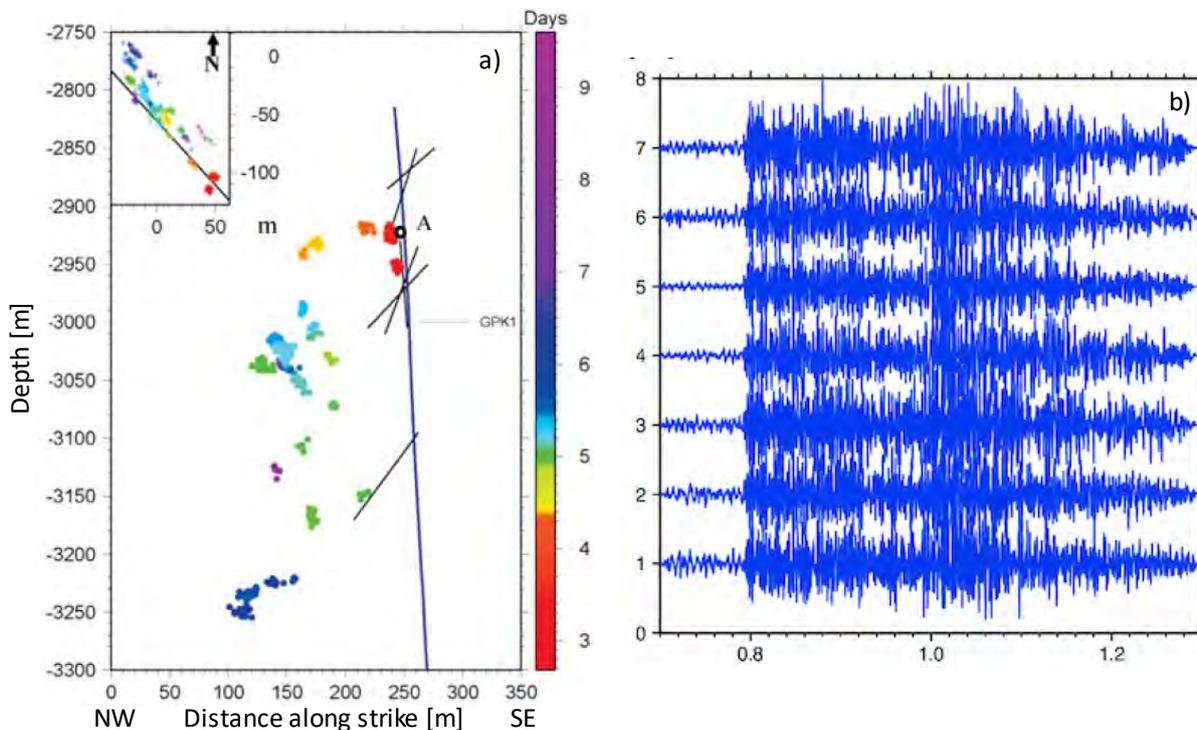


Figure 13 - Caractéristiques des répéteurs sismiques lors de la stimulation en GPK1. (a) Localisation selon la profondeur et sur le plan horizontal de 30 groupes de répéteurs colorés en fonction du temps d'occurrence. La ligne bleu représente la trajectoire du puits GPK1, son intersection avec la faille est indiquée par le point A (d'après Bourouis and Bernard, 2007). (b) similarité des formes d'ondes pour sept événements microsismiques faisant partie de la même séquence de répéteurs (d'après Cauchie et al., 2020).

2.1.2 Sismicité liée aux tests de circulation

Indépendamment du type d'approche employée pendant les tests de circulations dans le réservoir à 5 km, certaines caractéristiques communes ont pu être relevées concernant la sismicité induite.

En effet, pour tous les tests, la sismicité semble être modérée pendant les premières semaines, voire mois de circulation et en particulier lorsque le régime hydraulique du fluide en circulation reste stable.

Le taux sismique s'accroît lors de brusques variations des paramètres hydrauliques (arrêt soudain des pompes ou augmentation du débit d'injection) ou quand la pression d'injection augmente et atteint environ 6 MPa (Cuenot et al., 2011 ; Gaucher et al., 2015). De même, les périodes de test caractérisées par une augmentation persistante de la pression d'injection sont suivies par une augmentation du taux sismique (Cuenot et al., 2011).

En revanche, les événements de magnitude élevée peuvent aussi avoir lieu lorsque les conditions de circulation restent stables, indépendamment du taux sismique (Gaucher et al., 2015). Cela a été particulièrement observé pour le test de circulation en 2010 où les événements de $M \geq 2$ ont été détectés pendant la première phase du test et en conditions de pression et débit presque constantes (Cuenot et al., 2011).

En termes de localisation, la sismicité se concentre principalement, pour tous les tests de circulation, dans trois zones du réservoir (Figure 14) (Cuenot et al., 2011) :

- entre les puits GPK2 et GPK3 ;
- au Sud-Ouest du fond du puits GPK3 ;
- au Nord du puits GPK2, où la plupart des événements de grande magnitude sont localisés.

Aucune sismicité n'est observée autour des puits GPK1 et GPK4. D'après Cuenot et al. (2011), cette tendance n'est pas surprenante pour le puits GPK1 qui se localise dans le réservoir plus superficiel et pour lequel les débits ainsi que les pressions d'injection ont été relativement faibles (voir Tableau 2). En revanche, l'absence de sismicité au tour de puits GPK4 pourrait s'expliquer par une mauvaise connexion hydraulique entre GPK3 et GPK4. Par ailleurs, il est important de souligner que pour chacune des zones identifiées les événements ne se chevauchent pas d'un test à l'autre. Ceci s'explique par le fait que les zones où des ruptures sismiques ont lieu lors d'un test ne sont pas réactivées lors des tests suivants (Cuenot et al., 2011).

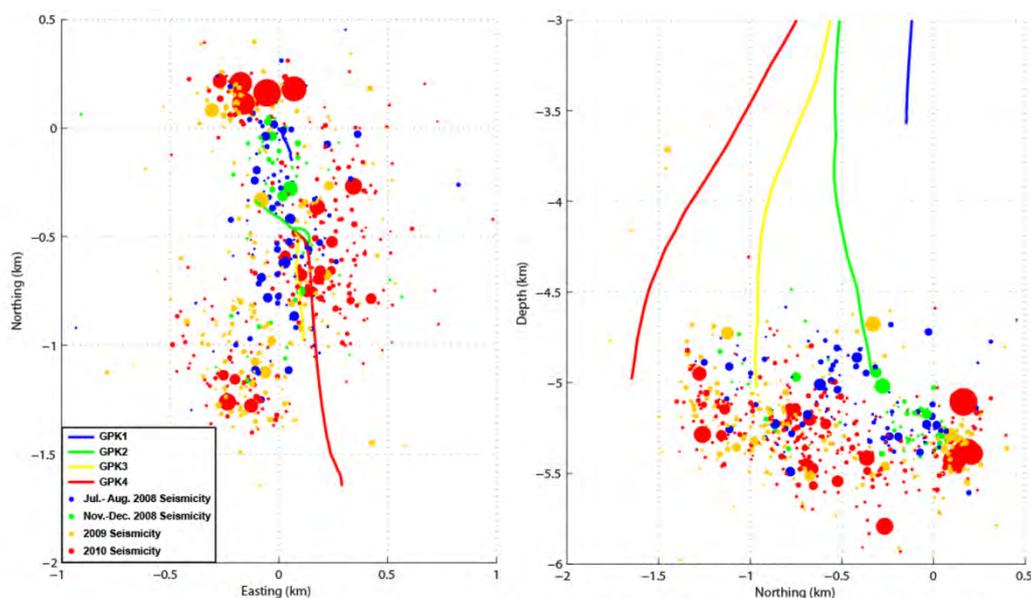


Figure 14 - Localisation des événements microsismiques induits pendant les tests de circulations en 2008 (cercles bleus et verts), 2009 (cercles jaunes) et 2010 (cercles rouges). La taille des cercles est proportionnelle à la magnitude (d'après Cuenot et al., 2011).

D'un point de vue plus général, les tests de circulation de 2005 et 2010 ont été caractérisés par une augmentation progressive de la sismicité à la fois en nombre d'événements et en magnitudes atteintes (Tableau 3) qui ne semble pas être corrélée aux stratégies de circulation utilisées. En 2011, cette tendance est interrompue, avec le test de circulation basé sur une pression de réinjection maintenue en dessous de 2 MPa et accompagné de seulement 5 événements sismiques (Gaucher et al., 2015).

Enfin, le test de circulation de 2010 est caractérisé par l'occurrence de plusieurs séquences de répéteurs sismiques (Lengliné et al., 2014), comme déjà observé lors de l'injection hydraulique dans le puits GPK1 (voir Section 2.1.2).

2.2 Mécanismes déclenchants

La distribution spatiale des événements microsismiques ainsi que les mécanismes focaux montrent la forte influence de l'état de contrainte local et du réseau de fractures naturelles sur la sismicité induite qui, à son tour, joue un rôle majeur dans l'amélioration de la perméabilité du réservoir. En effet, sur la base des analyses de flow log, il est évident que la majeure partie du fluide injecté se diffuse dans le réservoir à partir de structures préexistantes intersectant les puits. Une partie de la sismicité est donc générée par effet de la pression interstitielle le long de ces structures quand elles sont orientées favorablement par rapport à l'état de contrainte local (Baria et al., 1999 ; Cuenot et al., 2008).

Cependant, une part importante du glissement sur les structures préexistantes, par effet des opérations sur les puits, est asismique (Cornet et al., 1997 ; Evans et al., 2005b). Cela expliquerait pourquoi le déplacement mesuré par diagraphie de forage le long de l'une de ces structures, lors de la stimulation du puits GPK1, est significativement plus important que le glissement attendu en considérant la magnitude des événements sismiques induits (Cornet et al., 1997).

Ces phénomènes asismiques ont aussi été mis en évidence par Calò et al. (2011) lors d'une tomographie 4D des vitesses des ondes P (VP) sur la base de la sismicité induite lors de la stimulation hydraulique du puits GPK2 en 2000. Ces auteurs ont identifié des variations significatives du champ de vitesse, qui indiquent des changements de l'état de contrainte dans le réservoir, à la fois pendant des phases d'injections en conditions stationnaires ainsi que lors de variations du débit d'injection. Si les anomalies de vitesse en conditions stationnaires ont été attribuées par ces auteurs à une variation de la contrainte effective due à la diffusion du fluide, les variations de vitesse liées aux changements de débit ont été jugées trop significatives pour être expliquées par un simple phénomène de diffusion. Calò et al. (2011) concluent donc que les variations observées sont liées à des mécanismes de glissement asismique agissants à grand échelle et à distance des puits.

L'analyse des séquences de répéteurs sismiques de la stimulation du puits GPK1 (Section 2.1.1), et du test de circulation de 2010 (Section 2.1.2), permet d'éclaircir le rôle joué par les mécanismes asismiques sur le déclenchement de la sismicité. En effet, le séisme de M 1,9 observé après la stimulation du puits GPK1 n'avait pas permis d'expliquer le glissement de 4 cm observé dans le puits, qui aurait dû engendrer un séisme bien plus fort, d'une magnitude d'environ 3,5 (Bourouis et Bernard, 2007). Si le glissement observé ne peut pas s'expliquer en considérant le séisme de plus forte magnitude de la séquence, Bourouis et Bernard (2007) ont démontré que le déplacement total obtenu en cumulant sur l'ensemble des répéteurs sismiques (identifiés le long de la faille intersectant le puits GPK1) atteint 4 cm, ce qui est cohérent avec le déplacement mesuré dans le forage. Cela implique qu'un couplage entre déformations sismiques et asismiques est induit par les injections. Plus précisément, l'augmentation de la pression interstitielle due aux injections provoque une diminution de la contrainte normale agissant sur les failles et par là même favorise un glissement asismique de ces structures à travers des phénomènes de fluage. A son tour, le fluage charge graduellement les aspérités des failles où les répéteurs sismiques sont déclenchés lorsque la contrainte induite dépasse la résistance de la roche (Bourouis et Bernard, 2007).

En complément de la sismicité générée le long de structures préexistantes, par diffusion des fluides et par couplage entre déformations sismiques et asismiques, une part de la sismicité observée à Soultz semble être liée à l'ouverture de nouvelles fractures dans le réservoir (Cornet, 2016). Cette fracturation semble intervenir dans la partie la moins profonde de la zone stimulée lors de l'injection en GPK1. Elle a lieu quand la pression dépasse la valeur de la contrainte tangentielle mineure et semble être liée au palier de débit d'injection de 12 à 18 l/s (Cornet, 2016). Par conséquent, d'après Cauchie et al. (2020), les répéteurs sismiques observés dans cette partie du réservoir sont le résultat de la création d'une zone d'endommagement (coalescence des petites sus-fractures) préalable à l'ouverture des nouvelles fractures.

Bien que plusieurs auteurs aient étudié l'occurrence d'événements sismiques de plus grande magnitude pendant la phase de shut-in, le mécanisme à l'origine de ce phénomène n'est pas encore vraiment compris. Plusieurs auteurs proposent d'attribuer ce phénomène au rôle joué par les structures préexistantes sur le déclenchement de la sismicité. Dorbath et al. (2009) suggèrent que les structures majeures à proximité des puits tendent à canaliser le fluide injecté et qu'après leur réactivation, la sismicité devient largement indépendante des paramètres d'injection. Similairement, Charléty et al. (2007) affirment que les séismes de grandes magnitude induits tardivement sont le résultat d'une interaction entre l'activité hydraulique et les fractures préexistantes. Cela implique que, en l'absence de structures suffisamment grandes dans le réservoir, aucun séisme de grande magnitude ne peut se produire. Une autre interprétation proposée par Baisch et al. (2010) attribue la sismicité post-injection à

un simple mécanisme de diffusion des fluides. D'après ces auteurs, en phase de shut-in la pression interstitielle continue à augmenter à distance du puits et dans une zone relativement restreinte. De ce fait, la probabilité d'interaction entre des segments sous contrainte critique augmente, ce qui implique la possibilité d'occurrence d'un événement sismique de plus grande magnitude. Enfin, Cornet (2016) attribue l'occurrence de la sismicité post-injection aux mécanismes de déformation aiséismique induits pendant les injections.

3. Retour d'expérience

Le projet de Soultz-sous-Forêts a permis d'acquérir une connaissance extrêmement vaste sur le comportement d'un réservoir géothermique exploité et est souvent cité en référence pour le développement et la compréhension des phénomènes observés sur d'autres sites. Il nous paraît important de souligner que plusieurs facteurs concomitants ont fait de Soultz un véritable laboratoire de connaissance, notamment pour ce qui concerne la sismicité induite.

En premier lieu, la qualité du réseau de surveillance microsismique et de la chaîne d'acquisitions des données a permis de constituer des catalogues sismiques de grande qualité. En particulier, le déploiement de capteurs en forages profonds (> 1 km) ainsi que la fréquence d'échantillonnage élevée³ sont deux aspects qu'il nous paraît important de mettre en avant car ils permettent d'augmenter significativement le nombre d'événements détectés, la qualité des traces sismiques ainsi que la précision du pointé des temps d'arrivées. Dans le même contexte, il convient de remarquer l'importance des mesures de puits, en complément du réseau de surveillance sismique. Ce n'est pas un hasard si une des phases de stimulations les plus étudiées a été celle du puits GPK1 en 1993. En effet, la particularité de cette stimulation est due au fait que le réseau sismique de forage était très proche du nuage sismique généré (environ 1,5 km). De plus, plusieurs diagrames de forage réalisées avant et après l'injection ont permis de quantifier le glissement des fractures intersectant le puits après la stimulation (Cornet et al., 1997). Enfin, des analyses de flow log ont aussi été réalisées pendant l'injection, ce qui a permis d'évaluer le flux hydraulique le long du puits et de le comparer avec la géologie structurale ainsi qu'avec la distribution de la sismicité (e.g. Baria et al., 1999).

Un autre aspect important concerne l'analyse avancée des données sismiques, comme par exemple les études sur les répéteurs sismiques (e.g. Bourouis and Bernard, 2007 ; Cauchie et al., 2020) et la tomographie 4D des ondes P (Calò et al., 2011), qui vont bien au-delà des analyses classiquement réalisées et qui permettent de mieux contraindre les mécanismes en jeu. La possibilité d'appliquer des techniques d'analyse avancées est très étroitement liée à la qualité des données, comme discuté auparavant, mais aussi à la possibilité de mettre en place des partenariats entre les industriels exploitants et les instituts de recherche. Le projet de Soultz ayant été longtemps un laboratoire de recherche européen sur la géothermie profonde, cela a eu un impact fort en termes de valorisation des connaissances, publications et communications au sein de la communauté scientifique internationale.

Les analyses menées à Soultz au cours des différentes opérations sur les puits ont mis en évidence un comportement complexe du réservoir face aux injections. Sur la base des articles et des données consultés, une première conclusion qu'il nous paraît importante de mettre en avant, en accord avec d'autres auteurs (e.g. Gaucher et al., 2015), est qu'aucune corrélation entre la magnitude maximale observée et les paramètres opérationnels n'a pas pu être mise en évidence. Cela est constaté à la fois pour les stimulations hydrauliques et pour les tests de circulation.

Cependant, nous constatons une plus forte prédisposition à déclencher des séismes de forte magnitude après les stimulations du réservoir localisé à 5 km de profondeur par rapport à celui localisé à 3 km. Comme les caractéristiques des stimulations (débits, pressions et volumes injectés) sont comparables quel que soit le réservoir (voir Section 1.2 et Figure 6), la différence ne semble pouvoir s'expliquer que par une plus forte susceptibilité des failles du fait de l'orientation et de l'intensité des contraintes initiales.

Un autre apport des travaux réalisés à Soultz est la possibilité de comparer la sismicité liée aux stimulations hydrauliques avec celle due aux tests de circulation. Cette comparaison est rarement réalisée, car elle nécessite un suivi microsismique détaillé sur plusieurs dizaines d'années. Au-delà des différences due à la variabilité du réseau sismique au cours du temps, et si on considère l'échelle temporelle des opérations (voir Figure 6d et Tableau 2), il apparaît clairement que le taux sismique en

³ 5 kHz pendant la stimulation en 1993, baissé à 2 kHz lors de la stimulation en 2000 (Cornet, 2016).

phase de circulation est significativement plus faible que lors des phases de stimulation hydraulique. Cela pourrait s'expliquer par la différence significative des débits et pressions d'injection/production entre les stimulations et les circulations (voir Figure 6b, c et Tableau 2), indiquant que les paramètres opérationnels jouent quand même un rôle important au moins sur le taux sismique. Cependant, l'expérience de Soultz montre que des événements de plus forte magnitude peuvent se produire également en phase de circulation et même en conditions d'injection stationnaires (voir Section 2.1.2).

L'analyse des données de Soultz met aussi en évidence le rôle joué par les mécanismes de glissement aiséismique. Ces phénomènes semblent être prépondérants sur la réponse sismique directement induite par les injections et, à leur tour, contribuent au déclenchement de la sismicité. En accord avec Cornet (2016), nous pensons que ces mécanismes de fluage aiséismique peuvent être à l'origine de la sismicité tardive post-injection et notamment des séismes de plus forte magnitude. Par conséquent, nous pensons que les réseaux de surveillance sur les sites géothermiques devraient être équipés de sorte que ce type de phénomènes puisse être détecté, par mesures directes et locales (e.g. diagraphies de forage) ou indirectes (e.g. analyses des répéteurs). Ces phénomènes aiséismiques devraient aussi être pris en compte pour minimiser l'aléa sismique, par exemple dans les systèmes de feux de signalisation (Traffic Light System – TLS).

Enfin, surlignons aussi l'importance de la bonne connaissance du réservoir et notamment de ses caractéristiques hydrostructurales, ainsi que de l'état de contrainte, pour une interprétation plus correcte des mécanismes à l'origine de la sismicité. A Soultz, plusieurs études ont été conduites avant et après les injections pour caractériser les structures du réservoir à différentes échelles grâce aux imageries de puits, profils sismiques verticaux et à l'interprétation de la microsismicité (e.g. Genter et al., 2010 ; Sausse et al., 2010).

4. Références

- 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, 405–413.
- Baria, R., Baumgärtner, J., Gérard, A., Jung, R., Garnish, J., 1999. European HDR research programme at Soultz-sous-Forêts (France) 1987–1996. *Geothermics* 28, 655–669.
- Baria, R., Michelet, S., Baumgärtner, J., Dyer, B., Gerard, A., Nicholls, J., Hettkamp, T., Teza, D., Soma, N., Asanuma, H., 2004. Microseismic monitoring of the world's largest potential HDR reservoir, in: *Proceedings, Twenty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*.
- Baujard, C., Genter, A., Dalmais, E., Maurer, V., Hehn, R., Rosillette, R., Vidal, J., Schmittbuhl, J., 2017. Hydrothermal characterization of wells GRT-1 and GRT-2 in Rittershoffen, France: Implications on the understanding of natural flow systems in the Rhine Graben. *Geothermics* 65, 255–268.
- 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, 723–732.
- Calò, M., Dorbath, C., Cornet, F.H., Cuenot, N., 2011. Large-scale aseismic motion identified through 4-DP-wave tomography. *Geophysical Journal International* 186, 1295–1314.
- Calò, M., Dorbath, C., Frogneux, M., 2014. Injection tests at the EGS reservoir of Soultz-sous-Forêts. Seismic response of the GPK4 stimulations. *Geothermics* 52, 50–58.
- 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, 968–980.
- Charlét, 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, 1091–1105.
- Cornet, F.H., 2016. Seismic and aseismic motions generated by fluid injections. *Geomechanics for Energy and the Environment* 5, 42–54.
- Cornet, F.H., Helm, J., Poitrenaud, H., Etchecopar, A., 1997. Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. *Pure and Applied Geophysics* 150, 563–583.

- 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, 797–828.
- Cuenot, N., Frogneux, M., Dorbath, C., Calò, M., 2011. Induced microseismic activity during recent circulation tests at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (France). Presented at the 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering.
- Dezayes, C., Chevremont, P., Tourlière, B., Homeier, G., Genter, A., 2005. Geological study of the GPK4 HFR borehole and correlation with the GPK3 borehole (Soultz-sous-Forêt, France) (No. BRGM/RP-53697-FR). BRGM.
- 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, 653–675.
- Dorbath, L., Evans, K., Cuenot, N., Valley, B., Charléty, J., Frogneux, M., 2010. The stress field at Soultz-sous-Forêts from focal mechanisms of induced seismic events: cases of the wells GPK2 and GPK3. *Comptes Rendus Geoscience* 342, 600–606.
- Evans, K.F., 2005. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 2. Critical stress and fracture strength. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.
- Evans, K.F., Genter, A., Sausse, J., 2005a. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 1. Borehole observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.
- Evans, K.F., Moriya, H., Niitsuma, H., Jones, R.H., Phillips, W.S., Genter, A., Sausse, J., Jung, R., Baria, R., 2005b. Microseismicity and permeability enhancement of hydrogeologic structures during massive fluid injections into granite at 3 km depth at the Soultz HDR site. *Geophysical Journal International* 160, 388–412.
- 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.
- Gaucher, E., Schoenball, M., Heidbach, O., Zang, A., Fokker, P., van Wees, J.-D., Kohl, T., 2015. Induced seismicity in geothermal reservoirs: physical processes and key parameters, in: *World Geothermal Congress 2015*.
- Genter, A., Evans, K., Cuenot, N., Fritsch, D., Sanjuan, B., 2010. Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). *Comptes Rendus Geoscience* 342, 502–516.
- Gerard, A., Baumgärtner, J., Baria, R., Jung, R., 1997. An attempt towards a conceptual model derived from 1993-1996 hydraulic operations at Soultz, in: *Proceedings of Nedo International Geothermal Symposium*. Sendai, Japan, pp. 329–341.
- Häring, M.O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B.C., 2008. Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics* 37, 469–495.
- Horálek, J., Jechumtálová, Z., Dorbath, L., Šílený, J., 2010. Source mechanisms of micro-earthquakes induced in a fluid injection experiment at the HDR site Soultz-sous-Forêts (Alsace) in 2003 and their temporal and spatial variations. *Geophysical Journal International* 181, 1547–1565.
- Jones, R.H., Beauce, A., Jupe, A., Fabriol, H., Dyer, B.C., 1995. Imaging induced microseismicity during the 1993 injection tests at Soultz-sous-Forêts, France, in: *World Geothermal Congress 1995*.
- Lengliné, O., Lamourette, L., Vivin, L., Cuenot, N., Schmittbuhl, J., 2014. Fluid-induced earthquakes with variable stress drop. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 8900–8913.
- Nami, P., Schellschmidt, R., Schindler, M., 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.
- Portier, S., Vuataz, F.-D., Nami, P., Sanjuan, B., Gérard, A., 2009. Chemical stimulation techniques for geothermal wells: experiments on the three-well EGS system at Soultz-sous-Forêts, France. *Geothermics* 38, 349–359.

Sanjuan, B., Michel, B., Genter, A., Sanjuan, R., Scheiber, J., Touzelet, S., 2015. Tracer testing of the EGS site at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France) between 2005 and 2013, in: Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia.

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

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, 531–545.

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.

Valley, B., Evans, K., 2005. Stress estimates from analysis of breakouts and drilling-induced tension fractures in GPK1 and GPK4, in: European Hot Dry Rock Association (EHDRA) Scientific Conference 2005. pp. 1–5.

Valley, B., Evans, K.F., 2007. Stress state at Soultz-sous-Forêts to 5 km depth from wellbore failure and hydraulic observations, in: Proceedings, 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. pp. 17481–17469.

Vidal, J., Genter, A., 2018. Overview of naturally permeable fractured reservoirs in the central and southern Upper Rhine Graben: Insights from geothermal wells. *Geothermics* 74, 57–73.

1. Description du projet géothermique de Bâle

Dans le cadre du projet « Deep heat Mining », la ville de Bâle (Suisse) a été choisie pour l'implantation d'un site de géothermie profonde, afin d'alimenter la ville en électricité et en chaleur. Située dans la partie sud-est du fossé rhénan, la région présente un potentiel thermique jugé rentable avec des zones à haute température (> 100°C) qui se situent à des profondeurs entre 4 et 5 km.

La stimulation du forage profond (5 km), en 2006, s'est accompagnée de nombreux microséismes dès le début des opérations d'injection. Ces opérations ont été arrêtées deux jours après l'occurrence de deux événements de magnitude 2,6 et 2,7 (Deichmann and Giardini, 2009 ; Häring et al., 2008). Cependant, l'activité sismique a perduré, et cinq heures après l'arrêt des stimulations se produisait un événement de magnitude 3,4 clairement ressenti par la population locale (Kraft et al., 2009 ; Majer et al., 2007).

A la suite de ce séisme, le projet a été d'abord suspendu pour enquête, puis définitivement abandonné 3 ans plus tard, après l'étude de risque (Baisch et al., 2009 ; Mignan et al., 2017). L'étude a montré que les opérations d'injection ont durablement¹ affecté le site puisqu'on estimait en 2011 que l'activité sismique du site ne retrouverait un niveau « normal » que 10 à 20 ans après cet épisode (Bachmann et al., 2011).

2. Contexte géologique et tectonique

La ville de Bâle est située sur la bordure sud-est du fossé rhénan, à la jonction avec le début du massif du Jura. C'est une région dont le passé tectonique a été marqué par deux événements principaux : la phase d'ouverture cénozoïque du graben du Rhin, avec un régime en extension, puis la phase en compression miocène liée à la formation du massif du Jura au sud du fossé (Figure 1). Du fait de son évolution tectonique, le Graben du Rhin constitue une zone de faiblesse de la lithosphère d'Europe centrale, où se concentre la déformation le long d'un couloir de 300 km de long sur 40 km de large environ. L'amincissement associé de la lithosphère est à l'origine d'un gradient géothermique important dans cette région, la rendant propice à l'exploitation de la ressource géothermique (Ustaszewski et Schmid, 2007).

La couche ciblée par les opérations géothermiques est le socle granitique, dont le sommet se situe à ~ 2500 mètres de profondeur au niveau du puits Bâle 1. Ce socle est précédé par ~ 2 400 mètres de sédiments quaternaires, tertiaires, mésozoïques et permien et par une couche d'environ 100 m de siltite rouge du permien ainsi que de granite altérée (Häring et al., 2008). La température du réservoir à 5 000 m de profondeur a été estimée à 190°C.

Le puits Bâle 1 a été imagé par acoustique de forage de 2 557 à 5 000 mètres de profondeur afin de déterminer la fréquence et l'orientation des fractures naturelles et induites par les opérations de forage dans le socle cristallin. Au total, 984 fractures naturelles ont été détectées. Dans la partie supérieure du socle, la densité de fracture a une valeur maximale de 0,95 par mètre. Dans la partie inférieure, qui inclut la section découverte du puits entre 4 629 et 5 000 mètres de profondeur, la densité de fracture diminue à 0,2–0,3 par mètre. L'ensemble des fractures naturelles montre une orientation NO-SE à NNO-SSE, avec des pendages dépassant les 60° (Häring et al., 2008). De plus, dans la section découverte du puits, deux grandes zones de fractures ont été identifiées à 4 700 et 4 835 mètres de profondeur. Malheureusement, l'orientation des fractures dans ces deux zones n'a pas pu être déterminée en raison

¹ Le régime de contraintes du sous-sol a été durablement perturbé, en conséquence une longue période de temps sera nécessaire pour qu'il retrouve un état d'équilibre et que la sismicité retrouve un niveau identique à celui d'avant la stimulation.

de diamètres de forage, très surdimensionnés, rendant l'analyse impossible avec l'imageur de forage acoustique.

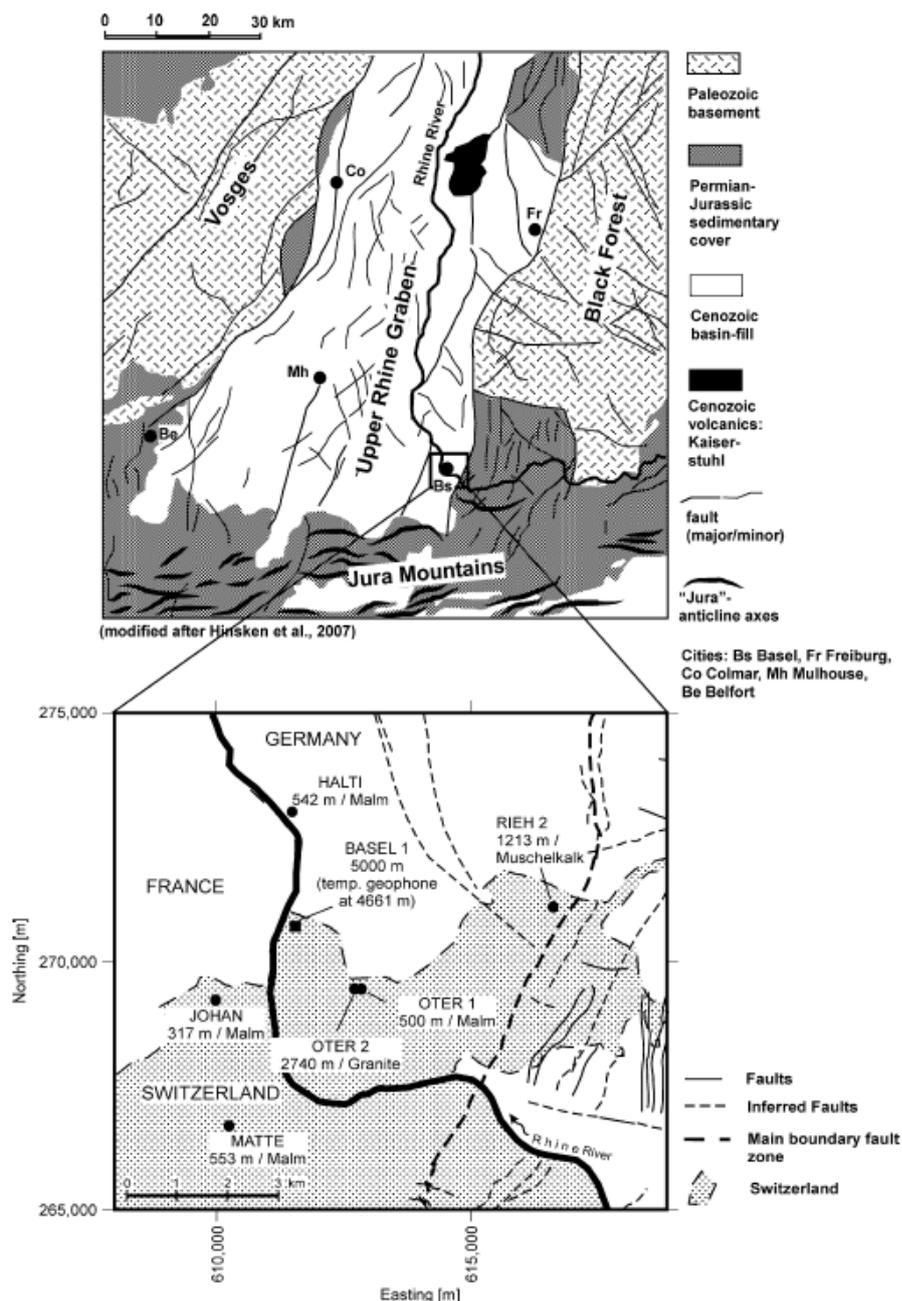


Figure 1 : Panneau supérieur : carte géologique et tectonique schématique du sud du Graben du Rhin. Panneau inférieur : détail de la région de Bâle avec le réseau microsismique local représenté par des cercles noirs. Après le nom de chacune des stations, la profondeur et la formation où le géophone a été installé sont indiquées. Le carré correspond à l'emplacement du puits géothermique profond Bâle 1 où un géophone profond a été temporairement déployé pour calibrer le modèle de vitesse sismique (d'après Haring et al., 2008)

Concernant la sismicité naturelle du fossé rhénan, elle est faible mais assez fréquente et les événements forts sont occasionnels (Figure 2). L'activité la plus prononcée, en nombre d'événements, se localise dans la zone de Bâle. Dans cette région, le plus grand séisme historique connu s'est produit à Bâle en 1356 avec une magnitude estimée de l'ordre de 6,5 à 6,9 (Giardini et al., 2004). Plus récemment, la plupart des tremblements de terre d'origine naturelle dans la région ont été petits à modérés. Dans un rayon de 10 km autour de la ville de Bâle, une quinzaine d'événements avec des magnitudes locales $ML \geq 2$ et une dizaine d'événements avec $1 \leq ML \leq 2$ se sont produits entre 1975 et 2006.

L'analyse des mécanismes focaux des séismes naturels montre que le champ de contrainte régional dans la zone de Bâle présente un régime en décrochement avec une orientation NO-SE (Figure 2-b) de la contrainte horizontale majeure (S_{Hmax}) (Kastrup et al., 2004).

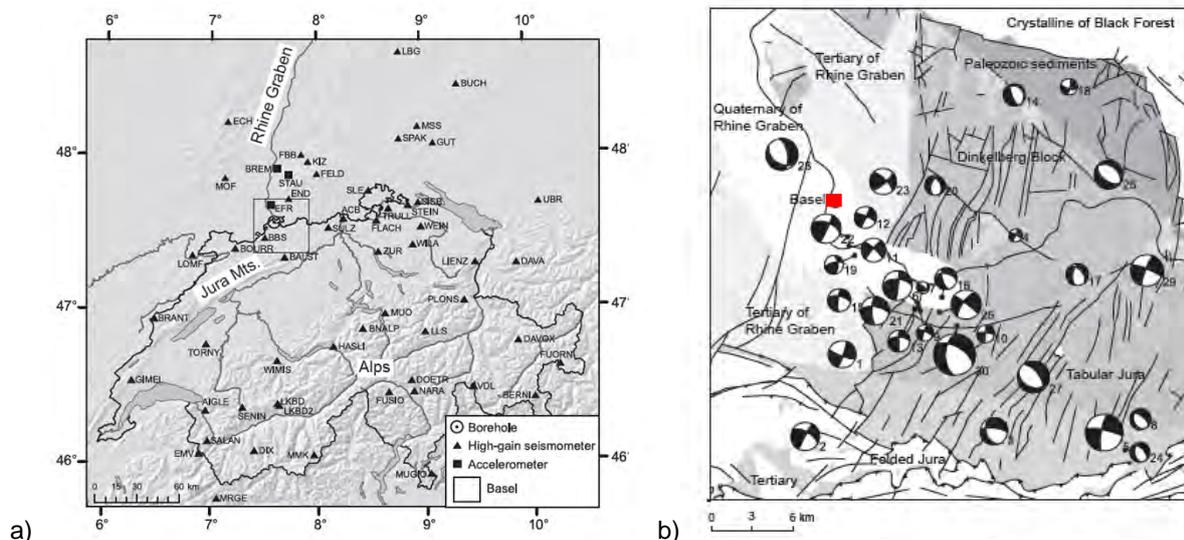


Figure 25 : A gauche, carte topographique de la Suisse et des environs avec les stations sismiques régionales. A droite, carte tectonique de la région de Bâle avec les mécanismes focaux des séismes tectoniques depuis 1982 à 2005. L'emplacement du forage géothermique de Bâle est indiqué par un carré rouge (d'après Deichmann & Giardini, 2009)

L'orientation des contraintes principales a ensuite été étudiée plus en détail par imagerie acoustique de forage dans la section du socle cristallin (2600-5000 m) du puits Bâle 1 (Häring et al., 2008 ; Valley et Evans, 2009). En effet, le puits étant presque vertical, on peut considérer que la direction des écaillages (breakouts ou fractures induites par le forage) de la paroi du forage suivent l'orientation de la contrainte principale mineure (S_{hmin}). Ces travaux ont montré que S_{hmin} est orientée selon un azimut de $54 \pm 14^\circ$ (orientation NE-SO), ce qui implique que l'azimut de S_{Hmax} soit de $144 \pm 14^\circ$ (orientation NO-SE). Ce dernier résultat est en accord avec les estimations issues des mécanismes focaux.

Si le gradient de contrainte verticale a été estimé à partir de la densité des terrains (Häring et al. 2008), la variabilité de la valeur des contraintes horizontales principales en fonction de la profondeur a été étudiée par différentes approches, selon les auteurs (e.g. Häring et al., 2008 ; Valley and Evans, 2019, 2015). Une synthèse des travaux principaux est présentée dans le Tableau 1 et Figure 3.

Tableau 1 – Tableau récapitulatif des différentes évaluations du régime de contrainte à proximité du forage de Bâle 1.

	Haring et al. 2008	Valley & Evans 2015	Valley & Evans 2019
S_{Hmax} (MPa)	0,032 z	0,00104 z + 115	0,005 z + 90
S_{hmin} (MPa)	0,016 z	0,01990 z - 17,78	0,007 z + 42
S_v (MPa)	0,0249 z	0,0249 z	0,0249 z
Domaine de validité, Z en mètres	0 à 5000 m	2570 à 5000 m	2570 à 4995 m

Dans l'analyse de Häring et al. (2008), le régime de contrainte à proximité du forage Bâle 1 est en décrochement ($S_{Hmax} > S_v > S_{hmin}$). Les analyses menées par Valley et Evans (2015, 2019) montrent que le gradient de S_{Hmax} est très faible avec la profondeur (Tableau 1 et Figure 3) car, d'après ces auteurs, les dimensions de l'écaillage de la paroi de forage diminuent avec la profondeur. Cela a pour conséquence une transition dans l'état de contrainte à environ 4 800 mètres de profondeur (lorsque la contrainte verticale devient supérieure à la contrainte horizontale majeure), qui passe d'un régime en décrochement ($S_{Hmax} > S_v > S_{hmin}$) à un régime en faille normale ($S_v > S_{Hmax} > S_{hmin}$).

Une révision du gradient des contraintes a été réalisée en 2019 par Valley et Evans (2019). Les valeurs changent légèrement (Tableau 1), et la transition du régime de contraintes se situerait plutôt à 4 200 mètres de profondeur. Toutefois, qualitativement, les conclusions restent similaires à celles de 2015.

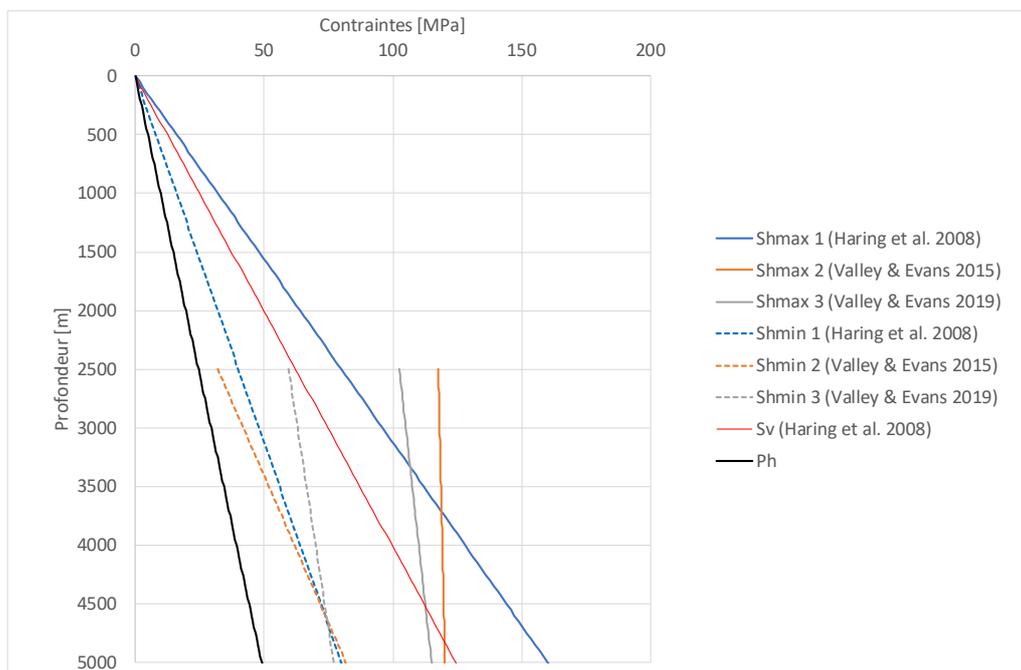


Figure 3 : représentation des différents gradients de contraintes proposés par les différents auteurs du tableau 1.

3. Caractéristiques du site et historique des opérations

Le puits Bâle 1, le seul forage du site géothermique, atteint une profondeur de 5 000 mètres avec une section découverte d'environ 370 mètres entre 4 629 mètres et le fond du forage.

Afin de caractériser les propriétés hydrauliques du réservoir, un test d'injectivité d'une durée de 75 h a été réalisé le 26 novembre 2006. Pendant ce test, environ 600 m³ de fluide ont été injectés en augmentant le débit d'injection par paliers, jusqu'à atteindre le débit maximal de 10 L / min pour une pression maximale en tête de puits de 7,4 MPa atteinte à la fin du test (Häring et al., 2008).

Le 2 décembre 2006, le puits Bâle 1 a été stimulé par une injection massive de 11 570 m³ d'eau fluviale prélevée dans un bassin portuaire voisin sur le Rhin avec le but d'augmenter la perméabilité du réservoir géothermique et pouvoir ainsi l'exploiter. Au cours des 16 premières heures, le débit a été augmenté par paliers de 0 à 100 L / min, pour une pression en tête de puits de 11 MPa (Figure 5). Les jours suivants, le débit a été augmenté progressivement jusqu'à un maximum de 3 300 L / min, engendrant une pression en tête de puits de 29,6 MPa. A cause de la forte activité sismique (voir section 5), le débit d'injection a été réduit le matin du 8 décembre 2006, après 6 jours d'injection continue. Cinq heures plus tard, il a été décidé de fermer le puits (shut-in) car l'activité sismique restait à un niveau élevé, mais sans magnitudes excessives. Cette mesure n'a pas été suffisante pour diminuer le taux d'événements de magnitude $M_L > 1$. La décision a alors été prise de purger (bleed-off) le puits par précaution. En réponse à cette purge, la pression est retombée à la valeur hydrostatique en 4 jours. Le puits est ensuite resté ouvert, produisant un reflux cumulé d'environ 3 400 m³ sur une période de 14 mois (Häring et al., 2008).

4. Réseau de surveillance sismique et protocole de gestion de la sismicité

Le réseau de surveillance microsismique était composé de six géophones permanents de forage à trois composantes (Figure 1, Häring et al., 2008). Quatre de ces capteurs (Otterbach 1, Haltingen, St. Johann et Schützenmatte en Figure 1) ont été installés entre 325 et 550 mètres de profondeur. Le géophone de Riehen 2 a été installé à 1 178 mètres et le géophone le plus profond d'Otterbach 2 se trouve dans le granite à une profondeur de 2 738 mètres. Ce réseau de forage a été installé 3 mois avant la

réalisation du puits Bâle 1, afin de caractériser la sismicité naturelle du site. Il a été ensuite opérationnel 6 mois avant les premières opérations d'injection (Dyer et al., 2008). Un capteur résistant à 200° C et 100 MPa a été installé temporairement dans le forage Bâle 1, à 4 681 mètres de profondeur, pendant les premières 40 h de la stimulation hydraulique, afin de calibrer le modèle de vitesse des ondes sismiques.

En complément du réseau local en forage, géré par la compagnie Geothermal Explorers (GEL), les réseaux régionaux gérés par le Swiss Seismological Service (SED) et le Landeserdbebendienst Baden-Württemberg (LED) (voir Figure 1 et Figure 2 pour la localisation de toutes les stations), composé d'une centaine de stations environ au total (Deichmann and Giardini, 2009), ont également été utilisés pour le suivi de la sismicité sur le site.

Le réseau sismique était couplé à un système de feu de signalisation pour réguler les opérations d'injection en fonction de la sismicité enregistrée. Avant tout essai hydraulique dans le puits Bâle 1, une étude a été menée pour définir une procédure de réponse appropriée à des niveaux prédéfinis d'activité sismique pendant l'opération de stimulation (Dyer et al., 2008 ; Häring et al., 2008). Cette étude était nécessaire pour l'obtention de l'autorisation d'exploitation du gouvernement régional du canton de la ville de Bâle. Ainsi un système de feu de signalisation a été mis en place en se basant sur l'approche élaborée par Bommer et al. (2006) pour l'exploitation géothermique (Figure 4). Ce système est basé sur trois paramètres indépendants à savoir : 1. Le ressenti du public ; 2. La magnitude locale (M_L) ; 3. Les vibrations du sol (PGV - Pick Ground Velocity). Il n'a pas été possible de quantifier le ressenti du public à l'avance. Néanmoins, ce paramètre était considéré comme primordial pour la gestion des opérations d'injection (Dyer et al., 2008).

Ce système a été calibré à partir des données sismiques du projet géothermique de Soultz sous-Forêts (situé à 150 km au nord de Bâle, également dans le Graben du Rhin). Les mouvements possibles du sol ont été simulés en tenant compte des effets de site et d'amplification de surface autour de Bâle (Giardini et al., 2004). Ceci a permis de définir les seuils de M_L et de PGV. La procédure de réponse sismique proposée (Figure 4) a été discutée avec des experts internationaux et approuvée par les autorités locales (Dyer et al., 2008 ; Häring et al., 2008). Pendant les opérations de stimulation, les valeurs M_L et PGV ont été également déterminées par le Service sismologique suisse (SED) en tant qu'institution indépendante. Un système d'alerte en temps réel a été également mis en place.

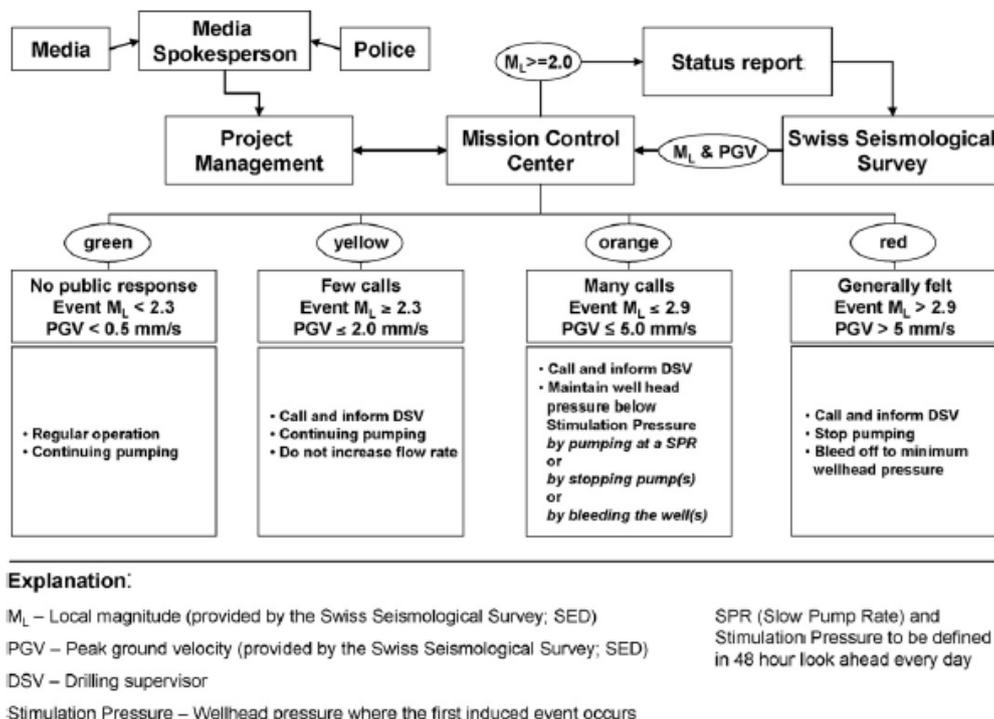


Figure 4 : système de feu de signalisation mis en place pour la phase de stimulation de 2006 à Bâle. Mesures à prendre à des niveaux de seuil prédéfinis pour les magnitudes locales et les PGV du sol (Häring et al., 2008).

5. Description de la sismicité induite

Avant les phases d'injections, 16 événements microsismiques ont pu être localisés sur la zone du site de Bâle. Les 4 premiers événements ont coïncidé avec un afflux d'eau pendant l'opération de forage après que le puits a atteint 4 947 mètres de profondeur et 8 autres événements ont été localisés pendant le cimentage du puits.

La sismicité liée au test d'injectivité a été assez faible au début. Au départ, les événements se produisaient sporadiquement toutes les heures environ. Lorsque la pression en tête de puits a atteint 5 MPa, le taux d'événements a atteint 14 par heure et a continué par la suite à augmenter avec la pression. Cependant, seuls 4 événements détectés lors de ce test d'injectivité ont pu être localisés. Tous ces événements se sont produits près de la grande zone de fracture perméable à environ 4 700 mètres de profondeur. Cette zone avait déjà été identifiée par imagerie acoustique (Dyer et al., 2008).

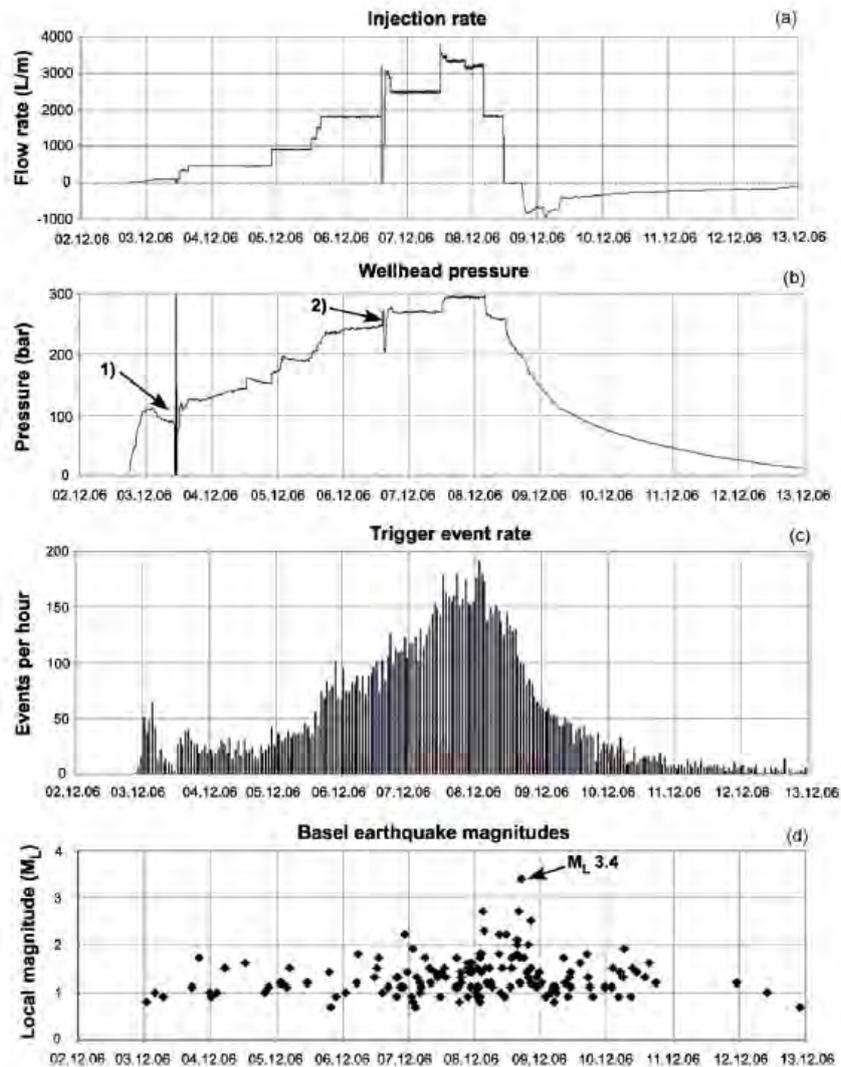


Figure 5 : Données sur la stimulation hydraulique du puits Bâle 1. Historique des (a) taux d'injection, (b) pressions en tête de puits, (c) taux d'événements déclenchés et (d) magnitudes des séismes déterminées par le Swiss Seismological Survey (SED). Dans le panneau (b), le transitoire 1 est dû à un changement de pompe d'injection et le transitoire 2 à la réparation d'un obturateur anti-déboisement.

Lors de la stimulation hydraulique, démarrée le 2 décembre 2006 (cf. section 3), l'activité sismique a commencé à être détectée quelques heures après le démarrage de l'injection, lorsque la pression d'injection était encore faible. Par la suite, le taux d'événements sismique ainsi que les magnitudes ont commencé à augmenter avec l'augmentation de la pression et du débit (Figure 5), jusqu'au

déclenchement d'un séisme de ML 2,6 survenu le 8 décembre. Cela a nécessité la réduction du débit, qui a été baissé à 30 L/s pendant

5 h, puis le puits a été fermé, comme prévu dans la procédure de feu de signalisation (Figure 5). Malgré ces précautions, un événement de ML 2,7 a été détecté pendant la phase de shut-in, suivi par le séisme de ML 3,4, le plus fort de la séquence, qui s'est produit juste avant le début de la purge du puits (Evans et al., 2012 ; Häring et al., 2008).

Ce dernier séisme a été largement ressenti par la population locale. Les habitants ont signalé des secousses brèves, à haute fréquence pendant 1 à 3 secondes, souvent accompagnées d'une forte détonation semblable à une explosion. L'intensité macrosismique dans les différents quartiers de Bâle et les communes voisines a été estimée entre IV à V selon l'échelle EMS98. Cependant, même si ce séisme a été bien ressenti, ce séisme n'a pas provoqué de dégâts matériels significatifs. Puis trois séismes de magnitudes supérieures à 3 ont eu lieu dans les deux mois après l'arrêt de l'injection et la purge du forage (Häring et al., 2008).

Un total de 13 500 événements sismiques a été détecté entre le 2 et 12 décembre 2006.

6. Caractéristiques spatio-temporelles de la sismicité induite pendant les opérations d'injection

De nombreuses publications ont été réalisées sur l'évolution spatio-temporelle de la sismicité pendant les opérations d'injection (e.g. Asanuma et al., 2007 ; Deichmann et al., 2014 ; Deichmann et Giardini, 2009 ; Dyer et al., 2008 ; Häring et al., 2008 ; Kraft et Deichmann, 2014 ; Mukuhira et al., 2017, 2013) avec différentes approches ou jeu de données. Cependant, la plupart des auteurs ont observé les caractéristiques principales suivantes :

- L'activité sismique a commencé environ 3,75 h après le début des opérations de stimulation (Figure 5) ;
- Le taux d'événement a atteint une valeur maximale de 200 événements par heure lorsque le débit d'injection a été maximal, c'est-à-dire de 3 300 L / min (Figure 5) ;
- Les premiers événements se situaient à environ 4 700 m de profondeur, au niveau de la zone de fracture déjà identifiée sur le log du forage (Figure 6) ;
- Puis les événements ont migré le long d'une structure quasi verticale orientée NNO-SSE (Figure 6-a-b-c), direction en accord avec celle de la contrainte horizontale maximal SHmax ;
- Les localisations montrent que le réservoir s'étend sur environ 1 km le long de l'azimut dominant et sur environ 1 km de profondeur (Figure 6) ;
- La distance radiale en fonction du temps de chaque événement depuis la base du cuvelage (Figure 7-c) montre une migration temporelle globale qui s'éloigne du point d'injection, suggérant que la sismicité observée est induite par la diffusion de l'eau depuis ce point. A noter que le nuage sismique a continué de s'étendre 2 jours après l'arrêt de la stimulation ;
- Les événements post-injection (après le 8 décembre à 11h33 TU) sont situés à la périphérie du nuage principal (Figure 7-e), à des distances pouvant atteindre 900 mètres depuis le point d'injection ;
- Après l'arrêt de la stimulation, les profondeurs des séismes se déplacent de plus en plus vers la surface du réservoir (Figure 7-d) ;
- La plupart des événements les plus forts $M_w > 2$, y compris le plus fort de magnitude $M_w 3,4$, se produisent après l'arrêt de l'injection, à la périphérie du nuage sismique (à cette date) suggérant un lien de causalité fort avec l'arrêt de l'injection. La plupart des événements forts se situaient à la base du réservoir (Figure 7-e) ;
- Enfin de nombreux signaux en multiplets, à savoir caractérisés par des formes d'onde similaires, ont été identifiés par les différents auteurs. Cela témoigne de glissements répétés sur différents segments de failles pendant (ou après) la stimulation.

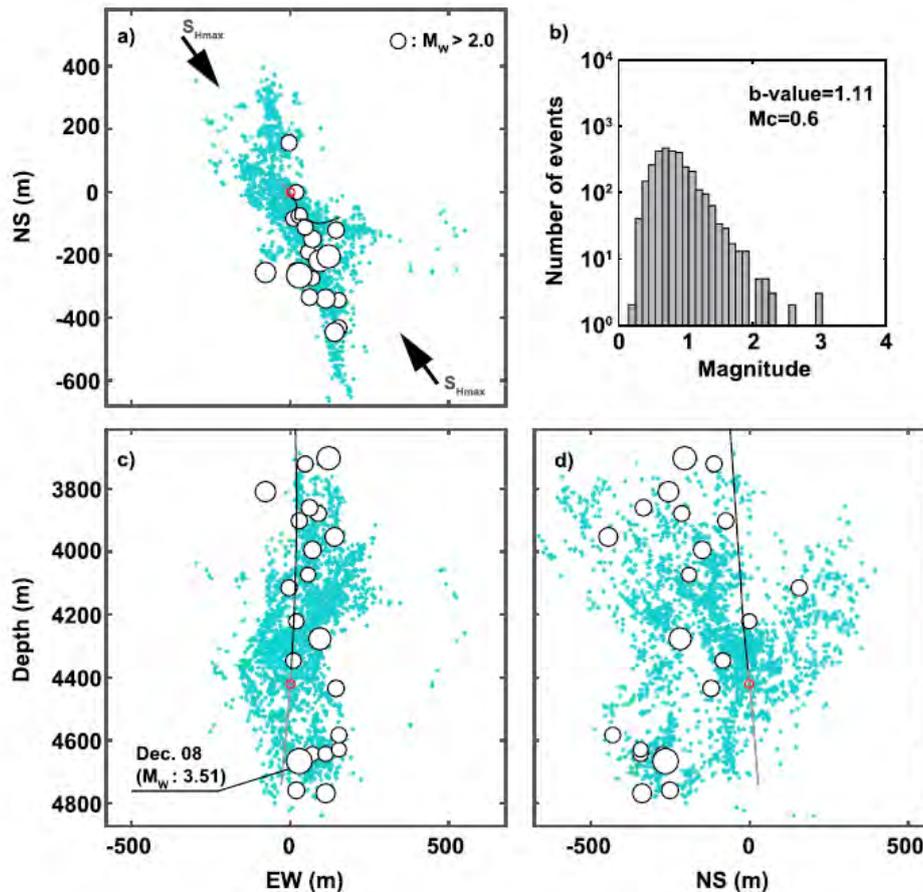


Figure 6 : Distribution des hypocentres des événements microsismiques et des événements plus forts, calculée par la méthode de localisation par double différence (Mukuhira et al. 2016). (a) Vue en plan ; (c) section transversale EO ; et (d) section transversale NS. Le plus grand événement avec $M_w = 3,4$ est mis en surbrillance et les événements plus grands $M_w > 2,0$ sont affichés avec des cercles blancs, avec leur taille mise à l'échelle. La ligne subverticale montre le tracé en coupe transversale du puits d'injection et la partie grise de la ligne indique la section du trou ouvert.

Les études réalisées sur les mécanismes au foyer des signaux enregistrés pendant et après les opérations d'injection (Kraft et Deichmann, 2014 ; Deichmann et al., 2014) confirment que les régimes de contraintes dominants sont en décrochement et en failles normales. Cependant aucune cohérence spatiale n'a pu être identifiée. En d'autres termes, il n'a pas été mis en évidence de familles de déformation préférentielles en fonction de la profondeur par exemple. Cette absence de cohérence spatiale semble militer en faveur de l'activation d'un réseau complexe de failles préexistantes plutôt que d'une seule grande faille unique. Cela est cohérent aussi avec l'identification de nombreuses familles de multiplets, qui peuvent être associés à des glissements répétés sur différents segments de failles.

Les dimensions des surfaces de rupture d'événement, c'est-à-dire les rayons des sources sismiques, ont été calculés à partir de la fréquence coin du spectre en déplacement du signal (Madariaga, 1976). Pour l'événement $M_L 3.4$, un rayon de source de 101 m correspondant à une zone de rupture de 32 000 m² a été estimé (Häring et al., 2008).

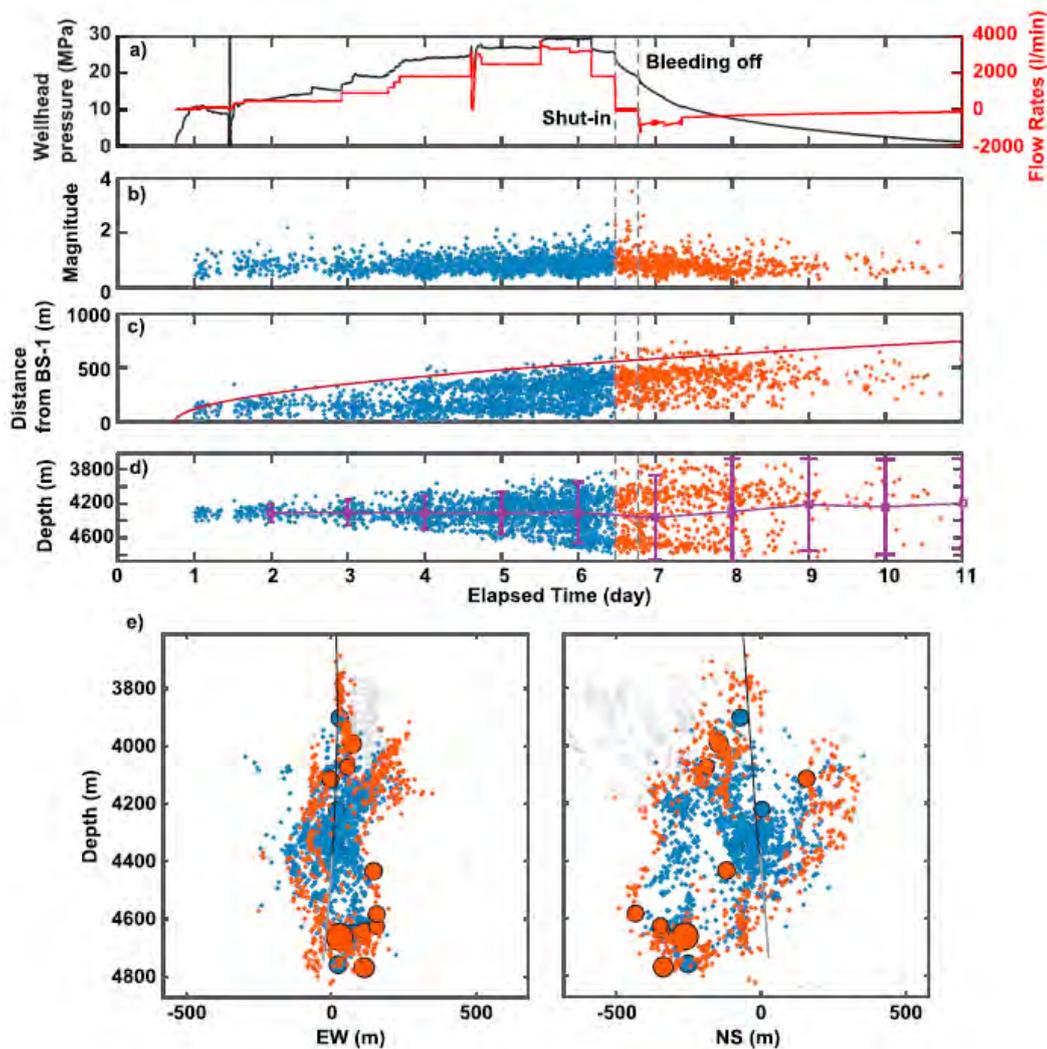


Figure 7 : a) Profil de la pression en tête de puits (ligne noire) et du débit d'injection (ligne rouge) de la stimulation hydraulique à Bâle du début (2 décembre) au 13 décembre 2006. L'échelle des abscisses est en jours depuis le début de l'injection. L'heure de l'arrêt de l'injection est le 8 décembre à 11h33, à partir de cette date la couleur des événements microsismiques change dans les figures b – f). (b) Historique temporel de la magnitude du moment (M_w) de la sismicité induite enregistrée par le réseau de surveillance microsismique. (c) Distribution unidimensionnelle de la distance de l'événement à partir du point d'injection. (d) Fonction de migration en profondeur avec le temps. (e) Distribution de l'hypocentre microsismique, avant et après fermeture, dans les coupes transversales EW et NS du réservoir. Les événements plus grands avec $M_w > 2,0$ sont tracés avec des cercles, avec leur taille mise à l'échelle en fonction de la magnitude. Les points gris indiquent les hypocentres des événements survenus après la période d'étude, d'après Mukuhira et al. (2016)

7. Mécanismes déclenchant

Plusieurs modèles ont été proposés pour comprendre les mécanismes à l'origine de la sismicité observée à Bâle, en particulier après l'arrêt de la stimulation marqué par les événements les plus forts.

Le premier modèle de rupture proposé (Håring et al., 2008) suggère que le volume du réservoir stimulé se serait développé le long de la zone de fracture cataclastique préexistante de direction NNO-SSE identifiée par l'imageur de forage acoustique (Figure 8). Cette hypothèse est étayée par le fait que les premiers événements microsismiques se sont produits à 4 700 mètres de profondeur environ, à proximité de cette zone de fracture. La contrainte principale horizontale maximale (S_{Hmax}) semble être approximativement alignée avec cette direction NO-SSE et donc favorable au glissement le long de cette faille.

La plupart des mécanismes au foyer observés auraient été produits par des processus en cisaillement sur des structures disposées en échelon avec des directions alternées NS et EO le long de la zone de failles présumée (Figure 8). Les solutions de plan de faille orientées NS montrent le décrochement latéral gauche et les structures à tendance EO le décrochement latéral droit. Cela suggère que la structure interne du volume de roche stimulé est composée d'un réseau complexe de fractures individuelles orientées obliquement par rapport à la tendance générale du nuage microsismique (Håring et al., 2008).

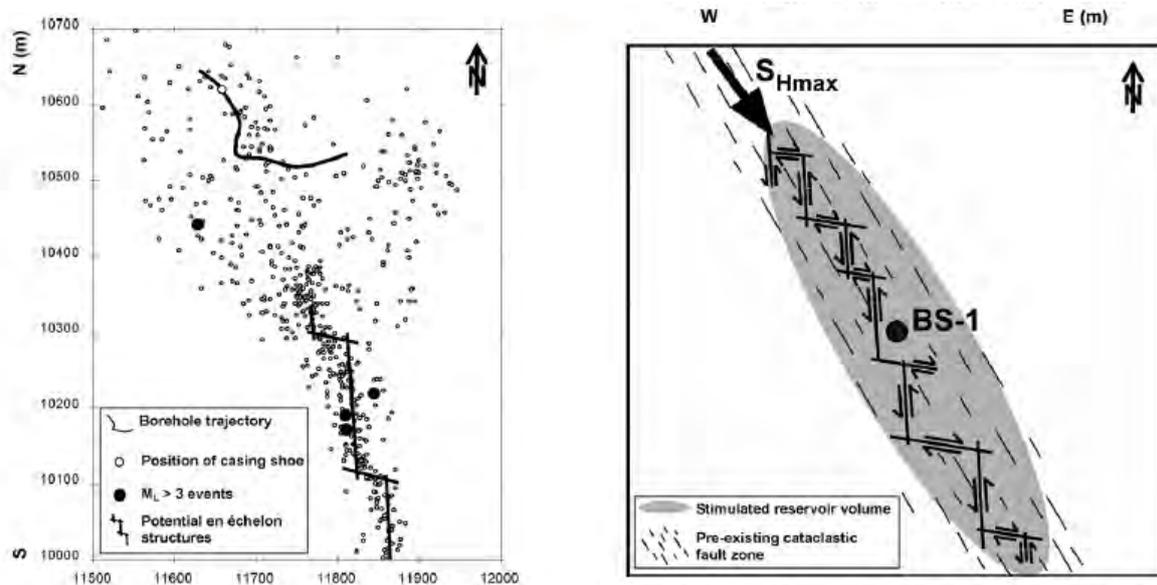


Figure 8 : Panneau à gauche. Projection horizontale des localisations des événements post-stimulation. Les alignements possibles dans la direction NS qui sont interconnectés avec des structures de direction EO sont surlignées en noir. Panneau à droite. Modèle schématique du développement d'un réservoir dans la zone de fracture présumée préexistante. Les solutions de plan de faille des événements moyens à grands indiquent que le glissement aurait eu lieu sur des structures de direction NS et EO en échelon. BS-1 : puits Bâle 1 (Håring et al. 2008).

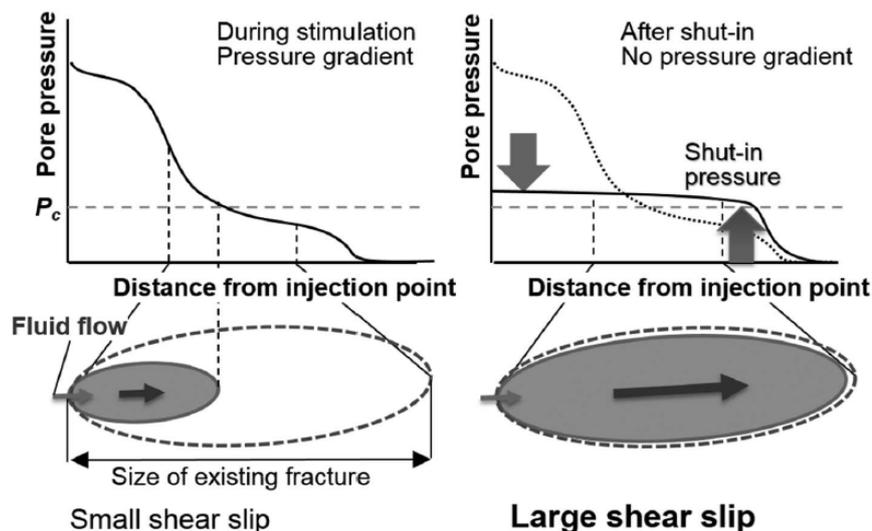


Figure 9 : (schémas du haut) Modèle schématique du comportement de la pression interstitielle sur l'ensemble du réservoir et d'une grande faille préexistante avant / après l'arrêt d'injection et (schémas du bas) la différence de zone critique (zone glissante) due à la distribution de la pression interstitielle avant / après l'arrêt d'injection, d'après Mukuhira et al. (2016).

Deischman et Giardini (2009) suggèrent la même idée. La sismicité induite par l'injection aurait été produite principalement sous forme de dislocation en cisaillement sur des failles préexistantes.

L'évolution temporelle et spatiale de la sismicité observée serait une conséquence de l'augmentation de la pression interstitielle due à l'eau injectée. L'eau injectée, en diminuant la contrainte effective sur les fractures préexistantes, n'a agi que comme un déclencheur, tandis que l'agent moteur était la contrainte tectonique ambiante.

Mukuhira et al. (2016) ont élaboré un modèle hydromécanique de propagation de la pression interstitielle dans le réservoir pour comprendre le phénomène d'effet de traîne (« tail effect »), c'est-à-dire le fait que les événements forts se produisent juste après l'arrêt de l'injection et à la périphérie du nuage sismique. Leur analyse montre que la diminution de la pression au point d'injection a pour effet d'uniformiser le gradient de pression dans le réservoir et en particulier dans les zones périphériques (Figure 9). Ce phénomène aurait entraîné la déstabilisation d'une surface plus importante de segment de faille alors que pendant la stimulation, à proprement parler, à cause de l'existence du gradient de pression, seuls des segments de plus petites tailles seraient remobilisés (Figure 9). Cela pourrait expliquer pourquoi des événements de plus grandes magnitudes sont observés après l'arrêt des opérations de stimulation, alors que pendant la stimulation les magnitudes sont plus modérées.

8. Retour d'expérience

Un des retours d'expérience le plus important du cas de Bâle porte certainement sur l'acceptabilité sociétale du projet. En effet l'emplacement du site d'exploitation a été choisi au cœur de la ville de Bâle pour acheminer l'électricité et la chaleur directement aux consommateurs, à rendement maximisé et moindre coût. De fait, le risque sismique dans cette zone fortement urbanisée a été particulièrement accru par le nombre important d'enjeux de surface, avec une concentration importante de bâtiments anciens. Il n'y a cependant pas eu de communication particulière auprès de la population relativement aux risques liés à la sismicité induite (Kraft et al., 2009). En conséquence, l'émoi des habitants a été très fort dès l'occurrence des secousses sismiques. Pourtant, l'intensité de l'événement le plus fort a été estimée à IV – V (EMS98), ce qui correspond à un ressenti fort mais a des dégâts très légers sur le bâti. Ainsi, même avec un séisme de faible magnitude correspondant à un niveau d'aléa faible, ce projet a dû être suspendu. A noter que ~ 9 millions d'euros de dommages ont été pris en charge par les compagnies d'assurances, ce qui a été jugé exagéré en comparaison de ce qui avait été payé par le passé en Suisse, suite à l'occurrence de séismes de taille comparables (Kraft et al., 2009).

De plus, il apparaît que l'étude de la caractérisation de l'aléa sismique induit par la stimulation a été basée seulement sur le retour d'expérience du site de Soultz-Sous-Forêts où des événements n'excédant pas une magnitude de 2,9 ont été enregistrés. Les scénarii de risque pour des événements de cette ampleur ou de magnitudes supérieures n'ont pas été estimés en amont pour la ville de Bâle. Cette région est pourtant connue pour avoir subi un séisme dévastateur en 1356 dont la magnitude a été estimée, sur la base de témoignages historiques, entre 6,2 et 6,7. Après la suspension du projet en 2006, une étude de risque a finalement été menée a posteriori (Secanell et al., 2009) et a conduit à l'abandon définitif du projet en 2009.

Du point de vue de la conduite des opérations, la stimulation a montré que la sismicité continue d'augmenter après l'arrêt de l'injection avec l'occurrence des séismes de magnitudes les plus fortes, c'est ce que l'on appelle « l'effet de traîne ». Ce phénomène a été observé sur d'autres sites de géothermie profonde et les systèmes de feu de signalisation classiques ont été remis en cause par leur quasi-impossibilité à prendre en compte ce phénomène. Des études récentes proposent de considérer cet effet dans les nouveaux systèmes de gestion du risque par feux de signalisation (Gischig and Wiemer, 2013 ; Mignan et al., 2017 ; GeoEnergie - Suisse, 2014) en y introduisant un modèle prédictif (Adaptative Traffic Light System, ATLS), c'est-à-dire où la sismicité future est prédite à la façon d'un bulletin météo. A notre connaissance, ce type de système n'a pas encore été déployé de manière opérationnelle. Il est cependant prévu de l'utiliser dans le cadre du futur projet pilote de géothermie profonde de Haute-Sorne porté par GéoEnergie – Suisse. Néanmoins, ce projet de démonstrateur peine à voir le jour² à cause du récent tremblement de terre survenu à Pohang, qui a conduit à devoir réévaluer le risque sismique sur les sites à l'étude (GeoEnergie – Suisse, 2019).

Enfin, un autre retour d'expérience que l'on peut tirer du cas de Bâle concerne l'influence de la géométrie du réservoir sur la magnitude maximale générée pendant la stimulation. Rappelons ici un concept classique en sismologie : plus la surface de faille mobilisée en profondeur par un séisme est importante

² Secousse juridico-financière dans le Jura <https://www.letemps.ch/suisse/secousse-juridicofinanciere-jura>

plus la magnitude de l'évènement est élevée. Ainsi, le fait que la magnitude augmente avec la surface du réservoir stimulé, ou la taille de l'exploitation considérée, a été vérifié sur de nombreux sites, géothermiques ou non, dans le monde (e.g. McGarr et al. 2002, 2015 ; Serianex, 2009 ; Contrucci et al, 2017). Par conséquent pour diminuer la probabilité de produire un évènement de magnitude importante, il suffirait de diminuer la taille du réservoir (Figure 10, GeoEnergie – Suisse, 2014). Ce concept a été proposé sur le site pilote de Haute-Sorne précité. Plutôt que de réaliser une grande surface d'échange thermique, comme à Bâle, il est proposé, grâce à la réalisation de forages horizontaux, de créer plusieurs petites surfaces d'échanges qui présentent le même rendement énergétique et diminue la probabilité d'occurrence de séismes forts (GeoEnergie – Suisse, 2014). Cependant ce concept théorique n'a pas encore été mise en application.

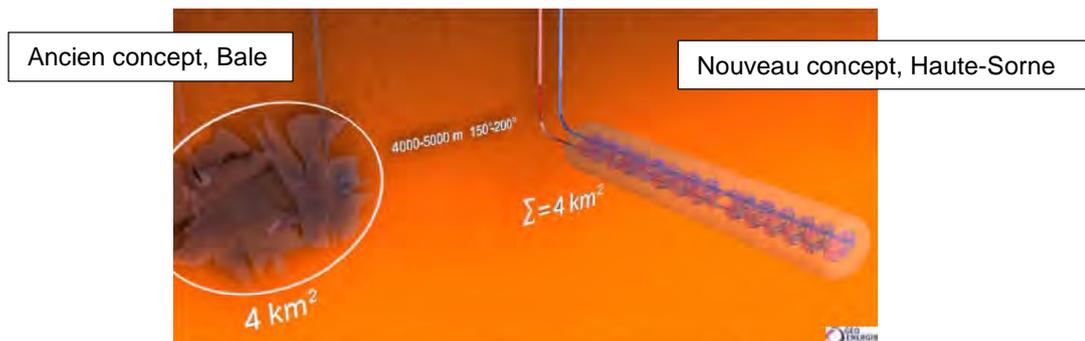


Figure 10 : Représentation schématique du réservoir géothermique de Bâle (à gauche) et celui du réservoir du futur site géothermique de Haute – Sorne (à droite). Source Geo-Energie.

9. Références

- Asanuma, H., Kumano, Y., Hotta, A., Schanz, U., Niitsuma, H., Häring, M., 2007. Analysis of microseismic events from a stimulation at Basel, Switzerland. GRC Transactions 31, 265–269.
- Bachmann, C. E., S. Wiemer, J. Woessner, and S. Hainzl (2011), Statistical analysis of the induced Basel 2006 earthquake sequence: introducing a probability-based monitoring approach for Enhanced Geothermal Systems, Geophysical Journal International, 186(2), 793-807
- Bommer, J.J., Oates, S., Cepeda, J.M., Lindholm, C., Bird, J., Torres, R., Marroquin, G., Rivas, J., 2006. Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project. Engineering Geology 83, 287–306.
- Contrucci, I. et Klein, E. 2017, Etat des connaissances concernant les aléas et les risques liés à la sismicité anthropique, rapport [INERIS DRS-17-149681-07390D](#).
- Deichmann, N., Giardini, D., 2009. Earthquakes induced by the stimulation of an enhanced geothermal system below Basel (Switzerland). Seismological Research Letters 80, 784–798.
- Deichmann, N., Kraft, T., Evans, K.F., 2014. Identification of faults activated during the stimulation of the Basel geothermal project from cluster analysis and focal mechanisms of the larger magnitude events. Geothermics 52, 84–97.
- Dyer, B.C., Schanz, U., Ladner, F., Haring, M.O., Spillman, T., 2008. Microseismic imaging of a geothermal reservoir stimulation. The Leading Edge 27, 856–869.
- 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.
- GéoEnergie - Suisse, 2014 : [Synthèse des études relatives à la sismicité induite - Projet Pilote de Géothermie Profonde de Haute Sorne](#)
- GéoEnergie - Suisse, 2019 : [Évaluation du risque sismique du projet géothermique de Haute-Sorne, à la lumière du tremblement de terre de Pohang \(Corée du Sud\)](#)
- Giardini, D., Wiemer, S., Fäh, D., Deichmann, N., 2004. Seismic Hazard Assessment of Switzerland, Swiss Seismological Service, ETH Zürich.

- Gischig, V., and S. Wiemer (2013), A stochastic model for induced seismicity based on non-linear pressure diffusion and irreversible permeability enhancement, *Geophysical Journal International*, 194, 1229-1249.
- Häring, M.O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B.C., 2008. Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics* 37, 469–495.
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K.F., Giardini, D., Michael, A.J., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109.
- Kraft, T., Deichmann, N., 2014. High-precision relocation and focal mechanism of the injection-induced seismicity at the Basel EGS. *Geothermics* 52, 59–73.
- McGarr, A., Bekins, B., Burkardt, N., Dewey, J., Earle, P., Ellsworth, W., Ge, S., Hickman, S., Holland, A., Majer, E., Rubinstein, J. and Sheehan, A., 2015. Coping with earthquakes induced by fluid injection. *Science*, 347(6224): 830-831.
- McGarr, A., Simpson, D. and Seeber, L., 2002. 40 Case histories of induced and triggered seismicity, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Academic Press, Waltham, MA, 2002, Vol. 8, Chap. 40.
- Madariaga, R., 1976. Dynamics of an expanding circular fault. *Bulletin of the Seismological Society of America* 66, 639–666.
- Mignan, A., Broccardo, M., Wiemer, S., Giardini, D., 2017. Induced seismicity closed-form traffic light system for actuarial decision-making during deep fluid injections. *Scientific reports* 7, 13607.
- Mukuhira, Y., Asanuma, H., Niitsuma, H., Häring, M.O., 2013. Characteristics of large-magnitude microseismic events recorded during and after stimulation of a geothermal reservoir at Basel, Switzerland. *Geothermics* 45, 1–17.
- Mukuhira, Y., Dinske, C., Asanuma, H., Ito, T., Häring, M.O., 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, 411–435.
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., 2007. Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben–Jura Mountains junction. *swiss Journal of Geosciences* 100, 293–312.
- Secanell, R., Carbon, D., Dunand, F., Martin C., 2009. AP5000 Report - Seismic Hazard and Risk assessments during three reference time periods (normal, stimulation and circulation). Report GTR/CBAL/1009-698, 124 p., 15 October.
- Valley, B., Evans, K.F., 2019. Stress magnitudes in the Basel enhanced geothermal system. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 118, 1–20.
- Valley, B., Evans, K.F., 2015. Estimation of the stress magnitudes in Basel enhanced geothermal system, in: *Proceedings World Geothermal Congress 2015. IGA*.

1. Description du projet géothermique de Pohang

Le site de Pohang, localisé dans le Sud-Est de la péninsule coréenne, fait partie des systèmes géothermiques dits EGS (Enhanced Geothermal System) basés sur l'exploitation de réservoirs pétrothermaux à haute température mais à faible perméabilité naturelle. Le projet de Pohang a démarré en 2010 dans le but de produire de l'énergie géothermique (chaleur et électricité) par l'exploitation d'un réservoir granitique à environ 4 km de profondeur. A cette fin, deux puits (PX-1 et PX-2) ont été forés entre 2012 et 2016 atteignant une profondeur maximale de 4,3 km. Cinq stimulations hydrauliques ont été conduites entre décembre 2015 et septembre 2017 en injectant de grands volumes d'eau sous pression, pour améliorer la circulation du fluide dans le réservoir.

Le 15 novembre 2017, près de deux mois après la fin des opérations d'injection, un séisme de Mw 5,5 s'est produit à proximité du site géothermique (~2 km) causant 135 blessés, un décès, et plus de 75 millions de dollars de dommages matériels (Ellsworth et al., 2019 ; K.-H. Kim et al., 2018 ; Lee et al., 2019). Une commission scientifique mandatée par le gouvernement coréen (Korean Government Commission, 2019) a conclu en 2019 à l'origine induite du séisme, ce qui a conduit à l'arrêt définitif du projet, avant même sa mise en production.

1.1 Contexte géologique et tectonique

Le site de Pohang est localisé dans le bassin sédimentaire de Heunghae (Sud-Est de la Corée) formé pendant le Miocène à la suite de l'expansion océanique vers la mer du Japon (Hofmann et al., 2019). La stratigraphie (Figure 1 à droite) est caractérisée par une couverture sédimentaire du tertiaire, de 200 à 400 m d'épaisseur, suivie par une couche de sédiments du crétacé jusqu'à environ 1,3 km de profondeur. Des roches volcaniques, enfin, recouvrent le socle granitique à environ 2,4 km de profondeur (Ellsworth et al., 2019 ; K.-H. Kim et al., 2018 ; Lee et al., 2015). Le socle, composé de granodiorite fracturée, est la cible du projet. Il présente un gradient géothermique de 28°C/km avec une température estimée d'environ 160°C à la profondeur visée par les opérations de stimulation (~4,3 km) (Westaway and Burnside, 2019).

Le bassin de Heunghae est marqué par un système de failles caractérisées par des structures principales sub-verticales d'orientation NNE-SSO, dont l'une des failles majeures est celle de Yangsan située environ 10 km à l'ouest du site de Pohang, et par un système de failles conjuguées perpendiculaires aux structures principales (Figure 1 à gauche) (Ellsworth et al., 2019 ; Lee et al., 2015).

Pendant la phase de forage des puits PX-1 et PX-2, deux zones particulièrement fracturées dans le socle ont été mises en évidence (Ellsworth et al., 2019 ; Westaway and Burnside, 2019) :

- la première, intersectée par le puits PX-2 à environ 3800 m de profondeur, directement en dessous d'une zone de brèche ;
- la seconde, intersectée par le puits PX-1 à 3434 m de profondeur.

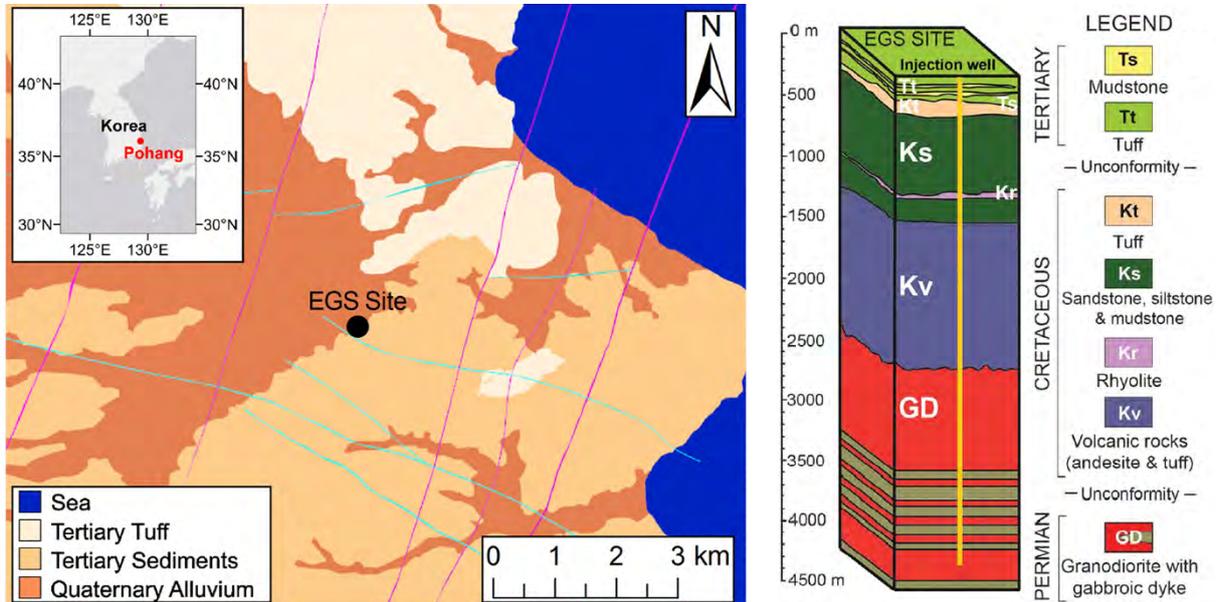
Notons que ni les investigations géologiques, ni les levés géophysiques réalisés avant les forages n'avaient permis d'identifier des structures de faille sur le site même du projet géothermique (Ellsworth et al., 2019).

L'analyse tectonique par ailleurs a montré que le champ de contrainte régional est caractérisé par un régime en décrochement, avec une orientation de la contrainte horizontale majeure dans la direction ENE-OSO et que les contraintes agissant sur les failles régionales sont élevées. En d'autres mots, au voisinage du site de Pohang, les failles régionales étaient en équilibre critique au démarrage du projet (Korean Government Commission, 2019).

L'activité sismique de la péninsule coréenne enfin est considérée de faible à modérée (Buijze et al., 2019). Cependant, la sismicité historique montre l'occurrence de plus de 100 séismes ressentis, dont au moins 11 d'intensité supérieure à VIII sur l'échelle de Mercalli (Ellsworth et al., 2019). Avant le séisme

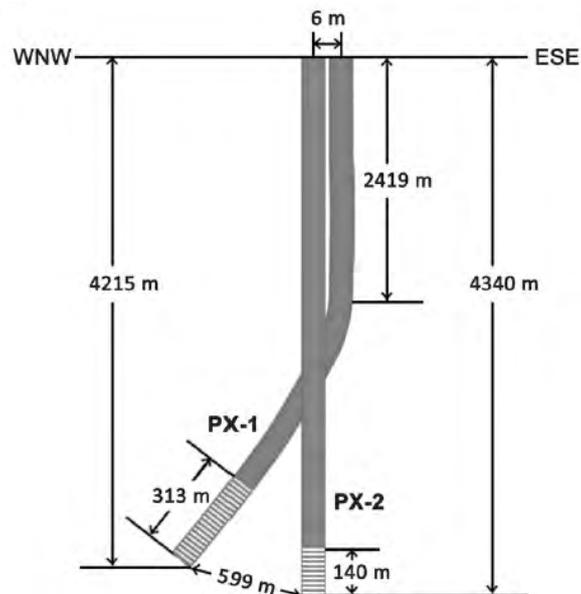
de Pohang du 15 novembre 2017, l'événement régional le plus fort était le séisme de Gyeongju (Mw 5,4) du 12 septembre 2016 à environ 30 km au sud de Pohang.

On peut en conclure que le système de failles régional était sismiquement actif lorsque le projet de Pohang a débuté (Ellsworth et al., 2019 ; Grigoli et al., 2018). Cependant, dans un rayon de 10 km autour de Pohang, aucun événement sismique de $M_L > 2$ avec une profondeur inférieure à 6 km n'a été enregistré entre 1978 et octobre 2015, période à laquelle les travaux ont débuté sur le site (Ellsworth et al., 2019 ; K.-H. Kim et al., 2018).



1.2 Géométrie des puits et historique des stimulations hydrauliques

Les 2 puits PX-1 (orienté ONO) et PX-2 (vertical) atteignent le socle granitique respectivement à une profondeur de 4348 m et de 4217 m (Figure 2). Ils sont distants de 6 m en surface et d'environ 600 m au niveau du réservoir (Ellsworth et al., 2019).



Entre janvier 2016 et septembre 2017, cinq stimulations hydrauliques (Tableau 1) ont été réalisées alternativement dans les puits PX-2 (stimulations 1, 3 et 5) et PX-1 (stimulations 2 et 4), en suivant une approche mono-puits, à savoir en injectant et en produisant dans le même puits.

Pour chaque stimulation, plusieurs cycles d'injections à haute pression ont été réalisés, selon des protocoles différents à savoir injections à débit constant, injections par palier de débit, injections de longue durée, ou encore injections cycliques (Hofmann et al., 2019 ; Park et al., 2017). Les phases de stimulation ont chaque fois été suivies de phases de fermeture ou de purge du puits (Ellsworth et al., 2019) (Figure 4).

Tableau 1 - Paramètres opérationnels pour les stimulations hydrauliques réalisées à Pohang (Hofmann et al., 2019 ; Korean Government Commission, 2019 ; Min, 2018 ; Park et al., 2017). La mention NC indique que l'information n'est pas communiquée, ni disponible dans la littérature

Test	Période	Durée [j]	Puits d'injection	Débit d'injection* [l/s]	Pression en tête de puits* [MPa]	Volume injecté [m ³]	Volume extrait [m ³]
1	29/01/16 – 20/02/16	21	PX-2	46,8	89,2	1970	NC
2	15/12/16 – 28/12/16	13	PX-1	19,1	27,7	3.907	2689
3	16/03/17 – 14/04/17	29	PX-2	30	88,8	NC	NC
4	07/08/17 – 14/08/17	7	PX-1	10	22,8	1756	1771
5	30/08/17 – 18/09/17	19	PX-2	20	84,6	NC	NC

* débit et pression maximales pour chaque stimulation.

Les volumes totaux d'eau injectée et extraite (flow back) pendant les opérations de stimulation en PX-1 (Tests 2 et 4, Tableau 1, Figure 3) ont été 5663 m³ et 3968 m³, respectivement. Lors de la deuxième stimulation, la majorité du fluide a été injectée en continu pendant près de 3 jours à un débit constant de 10 l/s, pour une pression en tête de puits de 27,7 MPa (Figure 3a) (Hofmann et al., 2019). Au contraire, la quatrième stimulation (Cyclic Soft Stimulation) a été réalisée par injection cyclique avec des débits croissants jusqu'à 10 l/s maximum, et suivis par l'extraction (flow back) de la totalité de l'eau injectée, pour une pression maximale en tête de puits de 22,8 MPa (Figure 3b) (Hofmann et al., 2019).

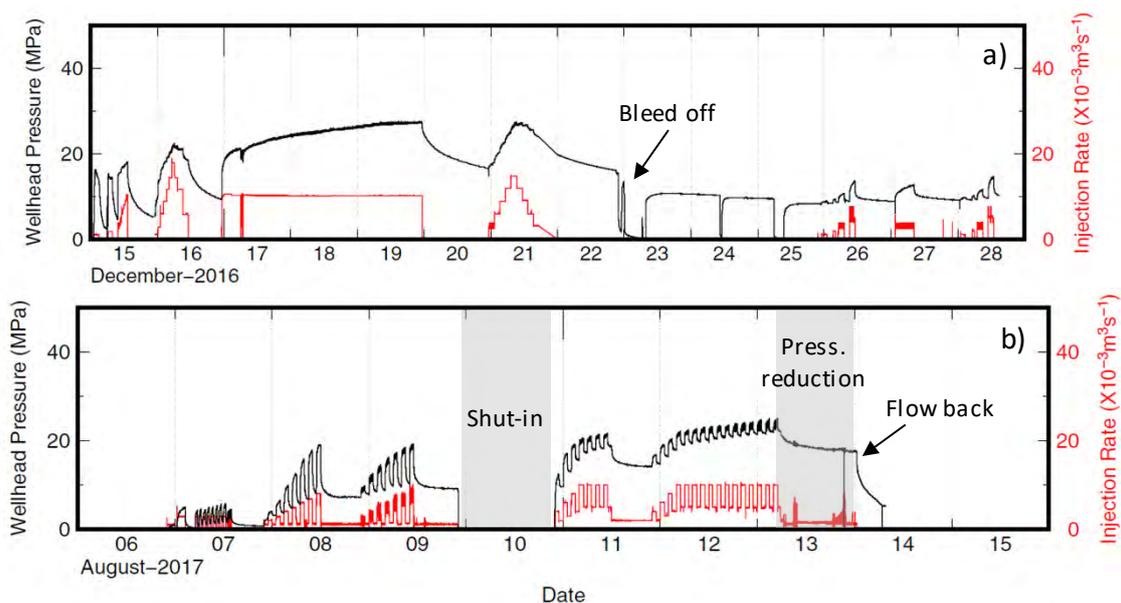


Figure 3 - Pression en tête de puits et débit d'injection pour les stimulations hydrauliques n°2 et 4 (voir tableau 1) réalisées à Pohang dans le puits PX-1 (modifié d'après Woo et al., 2019).

Pour les stimulations du puits PX-2 (Tests 1, 3 et 5, Tableau 1, Figure 4), les volumes injectés ainsi que les pressions en tête de puits ont été globalement plus élevés. Les volumes totaux d'eau injectée et extraite ont été respectivement de 7.135 m³ et de 2.989 m³, pour une pression maximale de 89,2 MPa atteinte lors de la première stimulation. Les stimulations ont été globalement de plus longue durée que dans le cas du puits PX-1, réalisées en privilégiant des injections en plusieurs cycles répétés dans le temps.

A la fin des opérations de stimulation en septembre 2017, les volumes totaux d'eau injectée et extraite sur l'ensemble des deux puits ont été respectivement de 12798 m³ et de 6957 m³. Un volume net de 5841 m³ est donc resté piégé dans le sous-sol.

Ces opérations ont révélé un comportement hydraulique différent pour les deux puits :

- la perméabilité du réservoir a été significativement améliorée par les stimulations en PX-1, ce qui se traduit par une augmentation de l'injectivité de ce puits (Hofmann et al., 2019 ; Min, 2018).
- au contraire, la perméabilité du réservoir autour du puits PX-2 ne semble pas significativement modifiée après les essais. L'injectivité en PX-2 augmente avec la pression (ou le débit) imposée mais diminue à nouveau lorsque la pression diminue, ce qui indique qu'il n'y a pas d'augmentation durable de la perméabilité du réservoir (Min, 2018 ; Min et al., 2017).

Par ailleurs les deux puits ont répondu de manière indépendante aux stimulations, avec l'occurrence de deux populations d'événements sismiques bien séparées dans l'espace et dans le temps (voir Section 2.1), ce qui semble indiquer que les deux puits n'étaient pas connectés hydrauliquement (Ellsworth et al., 2019).

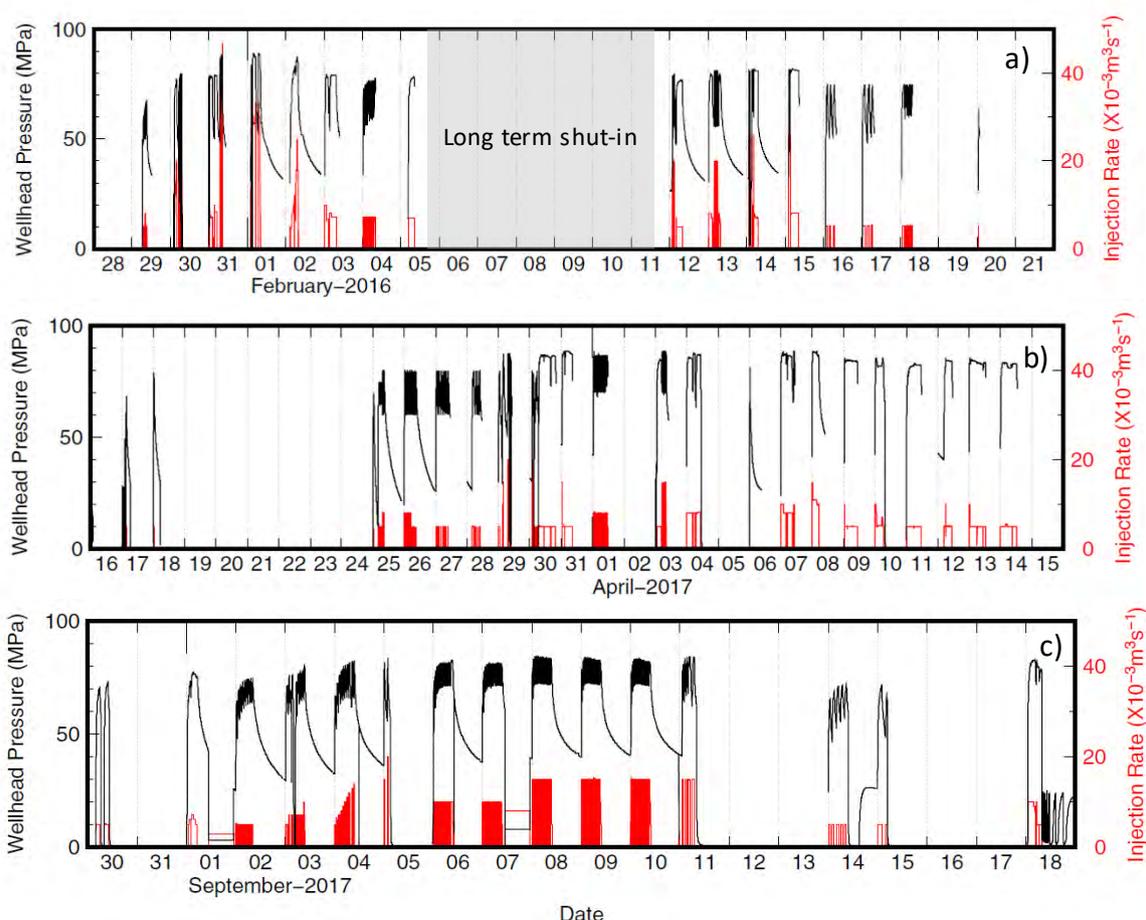


Figure 4 - Pression en tête de puits et débit d'injection pour les trois stimulations hydrauliques (tests n°1, 3 et 5 du Tableau 1) réalisées à Pohang dans le puits PX-2 (modifié d'après Woo et al., 2019).

1.3 Réseau de surveillance sismique et protocoles de gestion de la sismicité

Début 2016, le site de Pohang a été instrumenté avec un réseau de surveillance microsismique local (Figure 6) équipé, selon Woo et al. (2019), de 11 vélocimètres de surface (PH surface), 9 sismomètres de forage (PH borehole) installés entre 100 et 150 m de profondeur, une flûte sismique verticale (VSP) installée dans les puits PX-1 ou PX-2 entre 1350 et 1550 m de profondeur et deux sismomètres dont 1 est installé en surface (POH01) et l'autre en forage (BH4) à une profondeur d'environ 2,3 km.

Bien que le réseau local soit très dense, les capteurs n'ont jamais fonctionné simultanément entre 2015 et 2017. Le nombre de capteurs opérationnels et la géométrie du réseau ont de ce fait changé au fil du temps, y compris pendant les stimulations hydrauliques. Le détail des périodes de fonctionnement de chaque capteur est reporté en Figure 5.

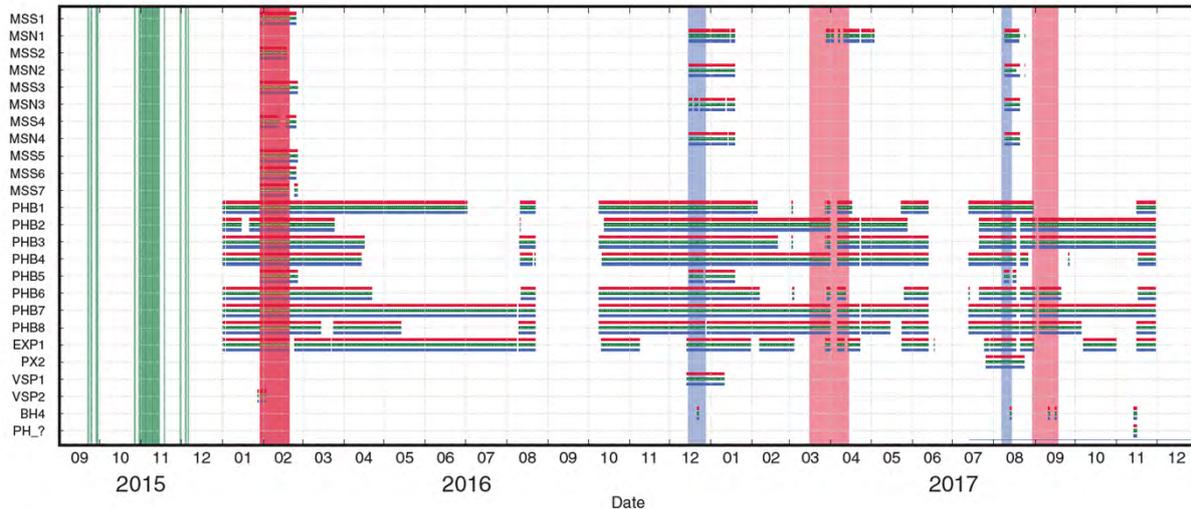


Figure 5 - Périodes de fonctionnement des sondes sismiques du réseau de surveillance. La période correspondante à la perte de boue de forage dans le puits PX-2 est marqué en vert. Les périodes de stimulation en PX-1 et PX-2 sont indiquées respectivement en bleu et rouge. Les lignes horizontales rouges, vertes et bleues indiquent le fonctionnement des composantes Est, Nord, et Vertical de chaque station sismique (modifié d'après Woo et al., 2019).

Ce réseau a par ailleurs été complété temporairement à deux occasions :

- entre avril et novembre 2017, un réseau temporaire (PH shortperiod) de 8 vélocimètres courte période a été déployé autour du site (K.-H. Kim et al., 2018) à la suite d'un événement de magnitude (Mw) 3,2, enregistré pendant la phase de shut-in de la troisième stimulation hydraulique (Tableau 1).
- en juillet 2017, une ligne de géophones de forage (PX2 borehole chain), constituée de 17 capteurs, a été installée dans le puits PX-2 entre 1360 et 1520 m de profondeur, pendant 1 mois pour suivre la quatrième stimulation hydraulique (Tableau 1).

Le protocole de gestion des données microsismiques était lié à un système de feux de signalisation (traffic light system – TLS) dont le but était de réguler l'injection et le pompage pour maintenir la sismicité en dessous d'une magnitude seuil de 2 (ensuite augmentée à 2,5), seuil à partir duquel la sismicité peut être ressentie en surface. Le schéma du TLS appliqué à Pohang prévoyait cinq niveaux distincts associés à des seuils de magnitude spécifiques (1 ; 1,4 ; 1,7 et 2) (Figure 7) (Lee et al., 2019 ; Min, 2018).

La quatrième stimulation a été marquée par deux événements sismiques de magnitude (Mw) 1,4 et 1,8 qui ont déclenché respectivement les niveaux orange et rouge du TLS (Hofmann et al., 2019). En conséquence, comme reporté en Figure 3b, la pression a été réduite (niveau orange), puis l'injection a été arrêtée et le puits a été dépressurisé (niveau rouge). Aucune information n'est disponible dans la littérature concernant les seuils de TLS atteints lors des quatre autres stimulations. Cependant, la plupart des événements sismiques de forte magnitude ont eu lieu pendant les phases de shut-in ou de bleed off, alors que les opérations d'injection et de production étaient arrêtées.

M_L	Pumping	Injection pressure	Report
2.0	Stop	Bleed off excess pressure	Alarm to H.S. team Report to research institutions Report to local and project related institutions (KMA, Pohang city, MOTIE, KETEP)
1.7	Stop	Bleed off excess pressure	Alarm to H.S. team Report to research institutions (SNU, KICT, KIGAM, POSCO, INNOGEO)
1.4	Reduction or stop	Reduction or constant pressure	Alarm to H.S. team (H.S. team, M.S. monitoring team, Boards of NEXGEO)
1.0	Constant flow rate	Constant pressure	Report to hydraulic stimulation team (H.S. team, M.S. monitoring team)
	Regular operation	Regular operation	Regular report (Microseismicity monitoring team)

Figure 7 - Schéma de TLS appliqué à Pohang (modifié d'après K.-I. Kim et al., 2018).

2. Description de la sismicité induite

Une rétro-analyse complète (Woo et al., 2019) de la sismicité a été réalisée par la commission d'experts mandatée par le gouvernement Coréen. Elle a permis d'identifier un total de 239 événements sismiques¹ dans un rayon de 10 km autour du site de Pohang, dont le premier a eu lieu le 1er novembre 2015 (Figure 8).

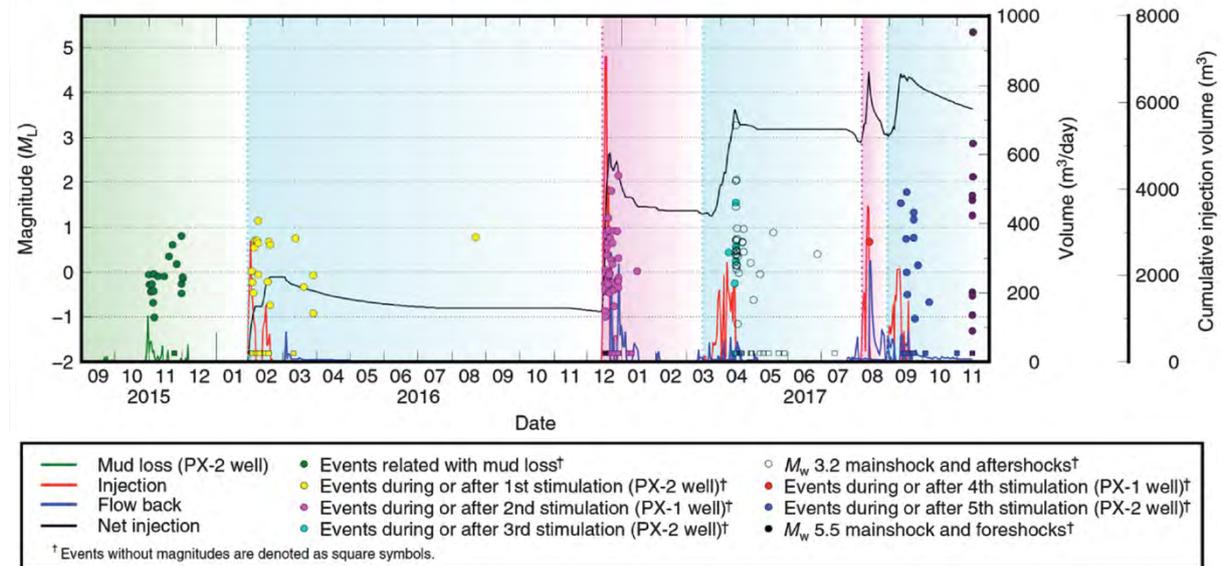


Figure 8 - Sismicité et opérations de stimulations. Les six périodes identifiées sont relatives, dans l'ordre, à la perte de boue de forage dans le puits PX-2, puis aux cinq stimulations décrites dans le Tableau (d'après Ellsworth et al., 2019).

¹ Il est important de souligner qu'une approche de type template matching a été employée pour la rétro-analyse des données, en utilisant comme référence une station sismique de surface opérée par le KMA (Korea Meteorological Administration). Pour cette raison, le nombre d'événements sismiques liés à chaque stimulation peut être variable en fonction des auteurs et des méthodes utilisées pour la détection.

La sismicité a démarré lorsque les travaux de forage du puits PX-2 ont atteint la profondeur d'environ 3800 m (voir Section 1.1). Elle a démarré de façon synchrone avec une importante perte de boue de forage et s'est poursuivie pendant presque un mois. Durant cette période, un total de 18 événements a été détecté. L'événement majeur (ML 0,8) de cette séquence, daté du 30 novembre 2015, (Figure 8) est le seul événement à avoir été localisé (Ellsworth et al., 2019 ; Korean Government Commission, 2019).

Notons que pendant la phase de forage, d'autres pertes de fluide ont été observées entre 3 et 4,3 km de profondeur, autant pour le puits PX-2 que pour le puits PX-1, mais aucune n'a été suivie d'une sismicité détectable (Ellsworth et al., 2019).

Par la suite, chacune des stimulations hydrauliques réalisées entre 2016 et 2017 a été suivie d'une activité sismique plus ou moins intense (Figure 8) très bien corrélée dans l'espace et dans le temps avec les opérations d'injection. On observe que la sismicité démarre globalement quelques heures à quelques jours après le début des injections pour s'interrompre des semaines, voire des mois, après la fin des opérations (Ellsworth et al., 2019). On observe aussi que la sismicité associée aux opérations de stimulation du puits PX-2 est plus significative que pour le puits PX-1, à la fois en nombre et en magnitude d'événements. Cependant, pour les deux puits, les taux de sismicité les plus intenses ainsi que les magnitudes les plus élevées ont été observés pendant les phases de shut-in ou de bleed off (Min, 2018 ; Park et al., 2017), c'est-à-dire après les opérations d'injection et de pompage et ce quel que soit le protocole de stimulation considéré.

Pour le puits PX-1, les événements les plus forts sont deux séismes de M_w 2,2 et un séisme de M_w 1,8, observés respectivement après la stimulation de décembre 2016 (Test 2 Tableau 1, Figure 3a) et pendant celle d'août 2017 (Test 4 Tableau 1, Figure 3b) (Hofmann et al., 2019 ; Min, 2018). Ce dernier séisme a déclenché le niveau rouge du TLS (voir Section 1.3), suite à quoi l'injection dans le puits PX-1 a été progressivement arrêtée (Hofmann et al., 2019).

Pour le puits PX-2, les magnitudes maximales pour la première, la deuxième et la troisième stimulation (Test 1, 3, 5 Tableau 1, Figure 4) ont atteint respectivement les valeurs de M_w 1,6, M_w 3,2 et M_w 2,0 (Ellsworth et al., 2019). Le séisme de M_w 3,2 du 15 avril 2017 a été suivi par un grand nombre de répliques qui se sont poursuivies jusqu'à la mi-mai 2017 (Ellsworth et al., 2019). Le dernier événement détecté sur le site à la fin de la cinquième et dernière stimulation date du 29 septembre 2017.

2.1 Caractéristiques spatio-temporelles de la sismicité induite pendant les opérations d'injection

Seuls 98 des 239 événements microsismiques ont pu être localisés avec précision (Korean Government Commission, 2019), en appliquant une approche par double-différence sur la base des localisations absolues (Woo et al., 2019).

Les résultats de ces localisations mettent en évidence deux clusters de sismicité : l'un (G1) d'orientation NO-SE lié aux injections dans le puits PX-1 et l'autre (G2) d'orientation NE-SO lié aux essais dans le puits PX-2 (Figure 9) (Woo et al., 2019). Les événements dans les deux clusters se localisent à des profondeurs similaires, entre 3,7 et 4,4 km pour G1 et entre 3,8 et 4,4 km pour G2, au voisinage des sections découvertes des puits (3,9 – 4,2 km pour PX-1 et 4,2 – 4,3 km pour PX-2).

La distribution des hypocentres du cluster G2 montre un alignement le long d'une structure planaire d'azimut N34° et avec une direction de pendage de 43° vers le NO (Woo et al., 2019) indiquant la présence d'une faille auparavant inconnue (Figure 9b). Cette structure intersecte le puits PX-2 à une profondeur d'environ 3,8 km, qui coïncide avec la profondeur à laquelle une perte importante de boue de forage avait été observée (voir Section 1.1). Cette structure est analysée a posteriori comme étant à l'origine des premiers événements détectés sur le site (en vert en Figure 8), dont le seul événement localisé appartient au cluster G2.

L'analyse des mécanismes focaux confirme l'orientation du plan de faille obtenue à partir de la distribution spatiale des hypocentres et indique des mécanismes en faille inverse avec des composantes mineures en décrochement pour la majorité des événements de ce cluster (Figure 10a en rouge) (Ellsworth et al., 2019).

Le cluster G2 montre une migration spatiale progressive dans la direction SO et en profondeur le long de la structure identifiée (Figure 10b) (Ellsworth et al., 2019 ; Woo et al., 2019). Plus précisément, cette structure semble s'élargir, en tous les cas s'activer sismiquement graduellement au cours du temps sous l'effet des stimulations, atteignant une extension d'environ 1000 x 500 m et une épaisseur de 200

m après la dernière stimulation (Ellsworth et al., 2019). L'analyse montre également que le séisme du 15 novembre 2017 de M_w 5,5 ainsi que ses précurseurs (étoile jaune et cercles rouges en Figure 10b) ont activé cette même structure géologique. Plus précisément ces séismes se localisent immédiatement au SO de la zone de faille activée par la stimulation d'avril 2017 (Ellsworth et al., 2019).

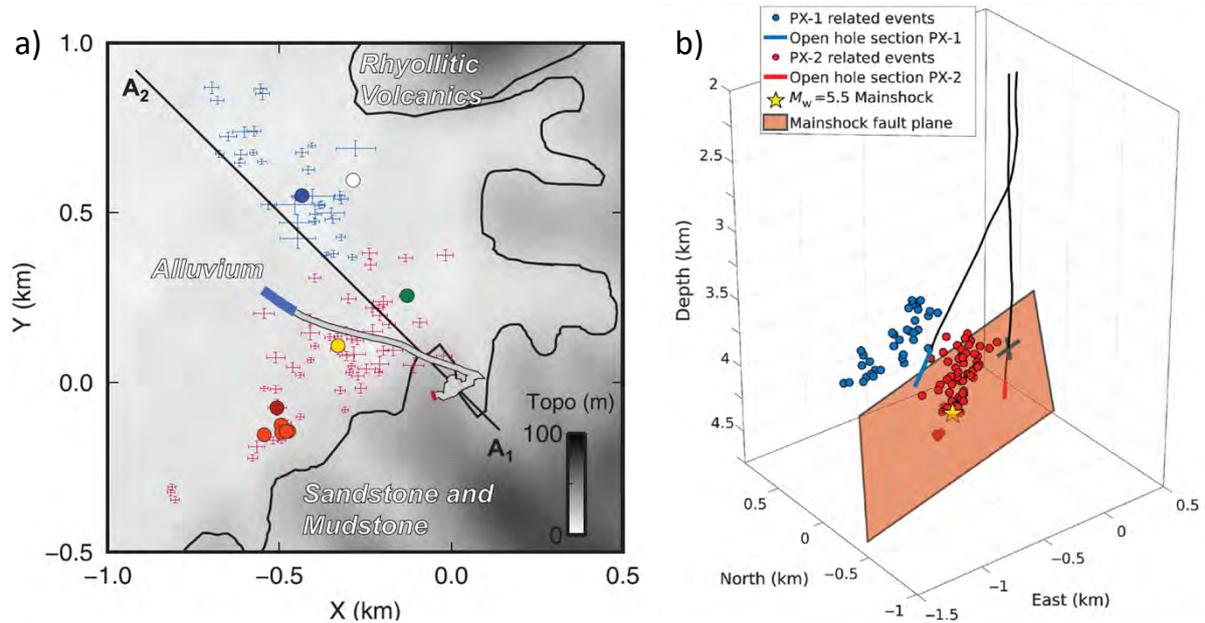


Figure 9 - Localisation relative des événements sismiques liés aux opérations de stimulations dans les puits PX-1 (en bleu) et PX-2 (en rouge). (a) Localisation des événements sur le plan horizontal (d'après Woo et al., 2019). (b) Visualisation 3D des deux clusters, du plan de faille et du séisme de M_w 5,5 (d'après Ellsworth et al., 2019).

La réponse sismique du puits PX-1 montre des caractéristiques différentes. En effet, la distribution spatiale des événements du cluster G1 ne permet pas d'identifier une structure particulière. Le cluster définit plutôt une ellipsoïde d'orientation NO-SE et aucune migration spatiale de la sismicité entre les deux stimulations réalisées dans ce puits n'est observée (Woo et al., 2019). Par ailleurs, plusieurs mécanismes focaux différents (en bleu en Figure 10) caractérisent la sismicité liée au puits PX-1, sans identifier un mécanisme prépondérant.

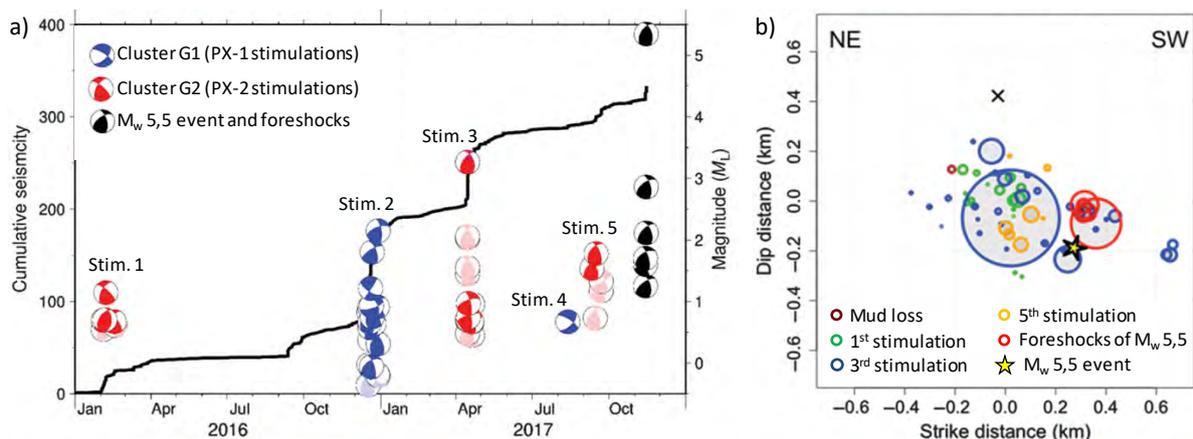


Figure 26 - Mécanismes focaux (a) pour G1 et G2 et localisation (b) des événements du cluster G2 le long du plan de faille. (b) la taille des cercles est proportionnelle au rayon à la source de chaque événement. La croix indique le point d'intersection entre le plan de faille et le puits PX-2. L'origine du plan coïncide avec le fond du puits PX-2 (modifié d'après Ellsworth et al., 2019).

2.2 La séquence sismique de novembre 2017

Le séisme de Pohang de M_w 5,5 s'est produit le 15 novembre 2017, 58 jours après la fin des stimulations et 49 jours après le dernier événement sismique enregistré, alors qu'aucune opération n'était en cours

sur le site géothermique. Le séisme a été précédé de précurseurs de magnitudes croissantes entre 1,6 et 2,7 (Ellsworth et al., 2019) qui ont démarré la veille, et a été suivi par de nombreuses répliques.

La relocalisation de ces séismes (Figure 11) montre l'activation d'une faille d'orientation NE-SO. Plus encore, le segment principal de faille, d'azimut N36°E et de direction de pendage 65°NO, coïncide avec le plan identifié par la distribution spatiale du cluster G2 (K.-H. Kim et al., 2018).

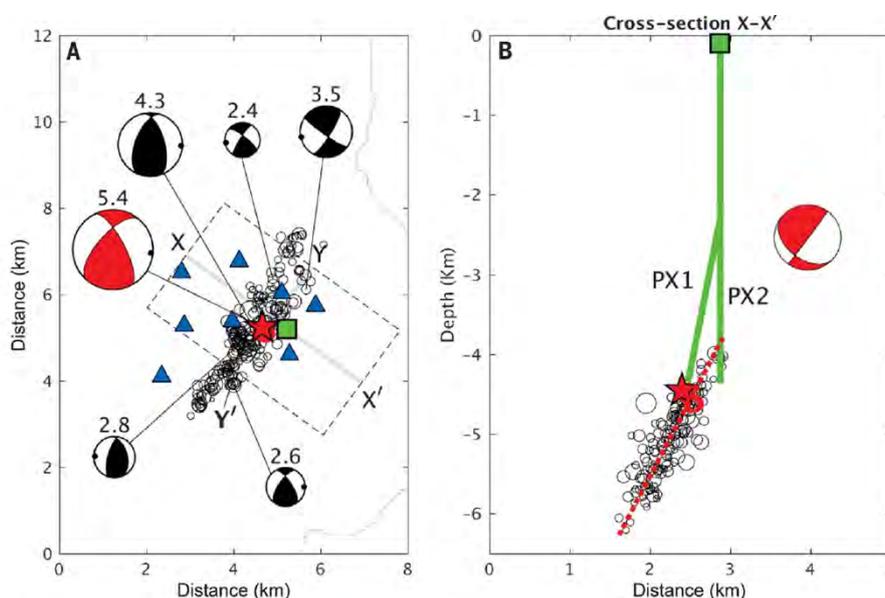


Figure 11 - Distribution spatiale du séisme de Pohang (étoile) du 15 novembre 2017, de six précurseurs (en rouge) et des répliques (en noir) enregistrés dans les 3 heures après la secousse principale. Le carré vert représente la position du site géothermique, les triangles bleus représentent les stations sismiques du réseau temporaire installé après la troisième stimulation (d'après K.-H. Kim et al., 2018).

L'analyse du mécanisme focal confirme cette orientation et montre que le séisme principal présente un mécanisme en faille inverse avec des composantes en décrochement, comme pour la plupart des événements du cluster G2 (Ellsworth et al., 2019 ; K.-H. Kim et al., 2018). Globalement, les séismes se localisent entre 4 et 6 km de profondeur, avec le séisme principal et ses précurseurs à une profondeur d'environ 4,5 km (K.-H. Kim et al., 2018). Des résultats similaires (en termes de localisation et de mécanisme focal) ont été obtenus en utilisant des données télésismiques et régionales, ainsi qu'avec la technologie radar (Interferometric Synthetic Aperture Radar InSAR) (Grigoli et al., 2018).

La proximité du séisme de Pohang au site géothermique a immédiatement soulevé la question d'une possible origine induite. Cependant, son occurrence presque deux mois après la fin des injections a longtemps été utilisée comme un argument contraire à l'origine anthropique (Lee et al., 2019).

2.3 Mécanismes déclenchants et évidence de l'origine induite du séisme de Pohang

Les caractéristiques des clusters G1 et G2 étant très différentes, il paraît évident que les mécanismes en jeu le sont aussi.

La variabilité des mécanismes focaux pour les événements du cluster G1 (en bleu en Figure 10) ainsi que la distribution spatiale des foyers (en bleu en Figure 9) suggèrent que ces événements se produisent le long de fractures orientées de manière optimale pour le glissement en réponse à la variation de contrainte induite par les stimulations du puits PX-1. Ces glissements sont, selon toute vraisemblance, liés à des mécanismes poroélastiques ou de diffusion de la pression interstitielle (Woo et al., 2019). Ainsi, la sismicité liée aux stimulations du puits PX-1 est principalement contrôlée par les opérations d'injection.

En revanche, le cluster de sismicité G2 représente la réponse aux opérations d'injection de la faille intersectée par le puits PX-2 à 3,8 km de profondeur et qui correspond au plan de faille du séisme M_w 5,5.

Cette faille était déjà dans un état critique avant le début des injections et orientée de manière optimale pour le glissement dans le champ de contrainte local (Korean Government Commission, 2019). Dans ce contexte, de faibles variations de contrainte étaient suffisantes pour la réactiver comme démontré par le déclenchement de la sismicité pendant la phase de forage du puits PX-2 (Figure 8). Par ailleurs, la reprise abrupte de la sismicité dans le cluster G2 à chaque stimulation du puits PX-2 indique que cette faille était extrêmement sensible aux perturbations (Lee et al., 2019). L'occurrence de l'événement M_w 3,2 à la fin de la troisième stimulation (Figure 8) laissait présager son potentiel à déclencher des séismes de magnitude élevée.

L'occurrence de la séquence sismique de novembre 2017 sur le plan de faille activé par les stimulations du puits PX-2 (Figure 10b), ainsi que la similarité des mécanismes focaux des précurseurs et de la secousse principale avec ceux des événements du cluster G2 (Figure 10a), sont autant d'éléments qui démontrent l'origine induite du séisme de Pohang. Le décalage temporel entre la séquence sismique de novembre 2017 et la fin des injections sur le site deux mois plutôt est cohérent avec les délais déjà observés pendant les phases de stimulations. Cela est le cas pour l'événement M_w 1,1 détecté plus de six mois après la fin de la première stimulation en PX-2 (Figure 8) (Ellsworth et al., 2019). Des délais similaires ont été observés pour les répliques du séisme M_w 3,2 induit à la fin de la troisième stimulation, qui se sont poursuivis pendant plus de deux mois (Figure 8).

En effet, les stimulations successives du puits PX-2, entre 2016 et 2017, ont eu pour effet de charger progressivement la structure de faille intersectée par le puits jusqu'à atteindre la zone hypocentrale du séisme du 15 novembre. Chang et al. (2020) soulignent que les stimulations dans le puits PX-1 ont aussi joué un rôle important dans la réactivation de cette faille. Plus précisément, les stimulations successives dans les deux puits, situés des deux côtés de la faille, ont contribué à augmenter progressivement la contrainte par effet poroélastiques, en complément des effets directs de la pression interstitielle sur le plan de faille. Par ailleurs, d'après Westaway et Burnside (2019), des mécanismes d'altération chimique, notamment de dissolution du quartz dans le granite, dus à l'injection d'eau de surface dans le sous-sol sont également responsables de l'affaiblissement de la faille et donc de sa réactivation et peuvent aussi expliquer le délai temporel entre la fin des injections et l'occurrence de la secousse principale.

L'activation de la faille due aux opérations sur le site géothermique a donc permis la nucléation du séisme de Pohang qui s'est ensuite développé par effet des contraintes tectoniques. Le séisme du 15 novembre a rompu un segment de faille d'environ 6 km avec des répliques qui se sont propagées bien au-delà de la zone de 1 km activée par les stimulations (Figure 12). Ces conditions expliquent donc pourquoi la magnitude du séisme de Pohang a été bien supérieure à la valeur maximale attendue, estimée en supposant que la sismicité était uniquement contrôlée par le volume de fluide injecté selon le modèle proposé de McGarr (2014). Selon ce modèle, en effet, la magnitude maximale attendue sur le site était M_w 3,7, soit deux ordres de magnitude inférieurs à la valeur observée (Ellsworth et al., 2019 ; Woo et al., 2019).

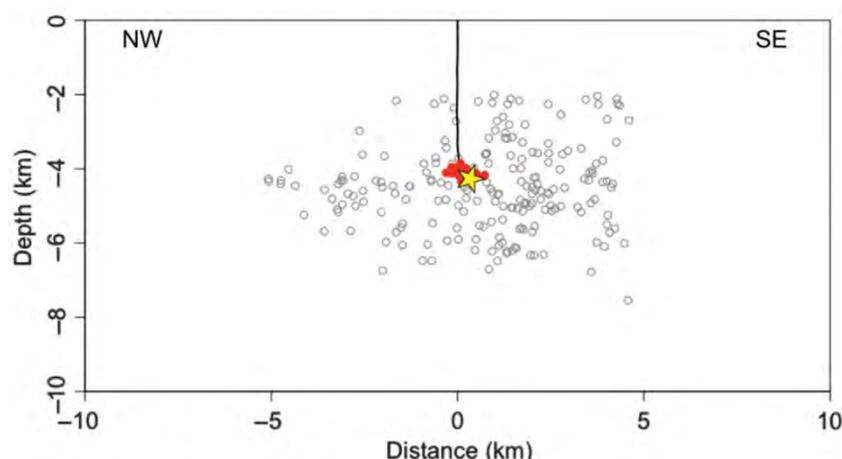


Figure 12 - Distribution spatiale des répliques du séisme du 15 novembre le long du plan de faille (cercles blancs). L'étoile indique la position de la secousse principale, alors que les cercles rouges représentent la sismicité induite pendant les opérations de stimulations du puits PX-2 (d'après Ellsworth et al., 2019).

La rétro-analyse des données sismiques a donc permis de démontrer le lien de causalité entre la sismicité induite pendant les opérations d'injections et la séquence sismique de novembre 2017 (Korean

Government Commission, 2019) : (i) la zone ciblée par les injections n'était pas sismiquement active avant 2015, soit avant le début des opérations de forage ; (ii) les précurseurs du séisme du 15 novembre ont des formes d'ondes ainsi que des mécanismes focaux similaires à ceux des événements du cluster G2 ; (iii) les précurseurs, la secousse principale et les répliques sont localisés sur le même plan de faille que les événements du cluster G2 ; (iv) les hypocentres de la séquence sismique de novembre 2017 sont peu profonds par rapport aux séismes tectoniques régionaux, qui sont en moyenne localisés à environ 12 km de profondeur.

3. Retour d'expérience

Après les analyses menées sur les données sismiques, le séisme de Pohang a été reconnu comme l'un des séismes les plus forts et les plus dévastateurs (et également les plus récents) jusqu'à présent associé à un projet géothermique dans le monde (Grigoli et al., 2018). Il nous paraît important de souligner ici que l'occurrence de ce séisme est certes de nature complexe mais pas totalement inattendue, d'autant que le projet a bénéficié dès son lancement d'importants moyens d'investigations scientifiques et techniques. Il paraît évident que l'ensemble des données collectées au fil du temps n'a pas été suffisamment exploité et que, de ce fait, les signaux qui auraient dû alerter n'ont pas été décelés. Ce cas fait ressortir également la difficulté de bien appréhender la réponse du sous-sol profond lorsque des modifications sont apportées par les opérations d'injection et d'extraction du fluide.

Le cas de Pohang met en évidence en particulier les limites du monitoring sismique quand il n'est pas accompagné d'un protocole de traitement et d'analyse en quasi temps réel des données, ni d'interprétations adéquates en regard des paramètres d'injection et de pompage. Il en résulte que le catalogue d'événements est très pauvre, malgré la densité du réseau de surveillance. Ainsi, ni le développement du réservoir, ni le développement différencié de la sismicité en réponse aux essais dans les deux puits n'ont été correctement appréhendés et il en est de même de l'activation de la structure géologique intersectée par le puits PX-2 à l'origine du séisme de M_w 5,5. En accord avec Lee et al. (2019), on peut penser qu'avec une stratégie d'analyse et d'interprétation du taux de sismicité, des mécanismes et de l'évolution spatio-temporelle des événements sismiques au fil des opérations, le risque de réactivation de cette faille non-identifiée au départ aurait probablement pu être anticipé avant l'occurrence du séisme principal.

Le cas de Pohang souligne aussi les limites des TLS basés uniquement sur des critères de magnitude, d'autant que les séismes les plus forts apparaissent souvent en phase de shut-in. Comme évoqué par Lee et al. (2019), une alternative à cette approche consisterait à baser le protocole de gestion de la sismicité sur plusieurs scénarios de risque, eux-mêmes associés à différentes stratégies de mitigation, en fonction des conséquences potentielles. Cette approche présente ainsi l'avantage de prendre en compte la possibilité de déclencher des séismes de grande magnitude ou, plus généralement, des scénarios de risque dont la probabilité d'occurrence est faible, mais qui sont susceptibles d'avoir une gravité importante. Ce type d'approche a récemment été développé et appliqué avec succès a posteriori au cas de Pohang par Langenbruch et al. (2020).

Le séisme de Pohang illustre aussi les limites des modèles fréquemment utilisés pour estimer la magnitude maximale attendue sur un site et basés sur le volume de fluide injecté (McGarr, 2014) ou sur le nombre d'événements sismiques (Van der Elst et al., 2016). Il apparaît que ces modèles ne sont pas valables dans le contexte de réactivation de faille soumise à l'effet cumulé des contraintes tectoniques et des stimulations hydrauliques. Dans ce contexte, nous soulignons l'importance de bien caractériser la géologie structurale préalablement au démarrage d'un projet de géothermie profonde. En particulier, en accord avec Woo et al. (2019), il paraît indispensable d'évaluer la présence des failles orientées favorablement par rapport au champ de contrainte local et déjà soumises à des contraintes élevées. A Pohang, les levés géophysiques réalisés bien avant le démarrage du projet avaient identifié une zone à conductivité élevée à proximité du futur emplacement des puits. Cependant, comme cela a été indiqué par les experts mandatés par le gouvernement coréen (Korean Government Commission, 2019), la résolution spatiale limitée du modèle n'avait pas permis d'identifier une structure de faille majeure.

Enfin, il est important de souligner que le site de Pohang faisait l'objet d'un important projet scientifique, avec plusieurs institutions et différents partenaires scientifiques impliqués dans le suivi et l'analyse de la sismicité induite. Une telle démarche doit être encouragée pour les exploitations géothermiques futures, mais en définissant un protocole clarifiant le rôle et l'objectif de chaque partenaire ainsi que les modalités de coopération. Ce manque de coordination et de collaboration entre les acteurs semble avoir rendu difficile l'échange et l'analyse des données durant le projet (Korean Government Commission, 2019).

4. Références

- Buijze, L., van Bijsterveldt, L.Q., Cremer, H., Paap, B.F., Veldkamp, J.G., Wassing, B.B.T., Wees, J., ter Heege, J.H., 2019. Review of worldwide geothermal project mechanisms and occurrence of induced seismicity. TNO.
- Chang, K.W., Yoon, H., Kim, Y., Lee, M.Y., 2020. Operational and geological controls of coupled poroelastic stressing and pore-pressure accumulation along faults: induced earthquakes in Pohang, South Korea. *Scientific reports* 10, 1–12.
- Ellsworth, W.L., Giardini, D., Townend, J., Ge, S., Shimamoto, T., 2019. Triggering of the Pohang, Korea, Earthquake (Mw 5.5) by Enhanced Geothermal System Stimulation. *Seismological Research Letters* 90, 1844–1858.
- Grigoli, F., Cesca, S., Rinaldi, A.P., Manconi, A., López-Comino, J.A., Clinton, J.F., Westaway, R., Cauzzi, C., Dahm, T., Wiemer, S., 2018. The November 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea. *Science* 360, 1003–1006.
- Hofmann, H., Zimmermann, G., Farkas, M., Huenges, E., Zang, A., Leonhardt, M., Kwiatek, G., Martinez-Garzon, P., Bohnhoff, M., Min, K.-B., 2019. First field application of cyclic soft stimulation at the Pohang Enhanced Geothermal System site in Korea. *Geophysical Journal International* 217, 926–949.
- Kim, K.-H., Ree, J.-H., Kim, Y., Kim, S., Kang, S.Y., Seo, W., 2018. Assessing whether the 2017 Mw 5.4 Pohang earthquake in South Korea was an induced event. *Science* 360, 1007–1009.
- Kim, K.-I., Min, K.-B., Kim, K.-Y., Choi, J.W., Yoon, K.-S., Yoon, W.S., Yoon, B., Lee, T.J., Song, Y., 2018. Protocol for induced microseismicity in the first enhanced geothermal systems project in Pohang, Korea. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 91, 1182–1191.
- Korean Government Commission, 2019. Summary report of the Korean Governmental Commission on relations between the 2017 Pohang earthquake and EGS project. Geological Society of Korea, Seoul, South Korea.
- Langenbruch, C., Ellsworth, W.L., Woo, J.-U., Wald, D.J., 2020. Value at Induced Risk: Injection-induced seismic risk from low-probability, high-impact events. *Geophysical Research Letters* 47, 1–12.
- 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., 2019. Managing injection-induced seismic risks. *Science* 364, 730–732.
- Lee, T.J., Song, Y., Park, D.-W., Jeon, J., Yoon, W.S., 2015. Three dimensional geological model of Pohang EGS pilot site, Korea, in: *Proceedings of the World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*.
- McGarr, A., 2014. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. *Journal of Geophysical Research: solid earth* 119, 1008–1019.
- Min, K.-B., 2018. Overview of the hydraulic stimulation activities at the Pohang site.
- Min, K.-B., Park, S., Xie, L., Kim, K.-I., Yoo, H., Kim, K.-Y., Choi, J., Yoon, K.-S., Yoon, W.-S., Lee, T.J., 2017. Hydraulic Shearing and Hydraulic Jacking Observed during Hydraulic Stimulations in Fractured Geothermal Reservoir in Pohang, Korea, in: *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Park, S., Xie, L., Kim, K.-I., Kwon, S., Min, K.-B., Choi, J., Yoon, W.-S., Song, Y., 2017. First hydraulic stimulation in fractured geothermal reservoir in Pohang PX-2 well. *Procedia engineering* 191, 829–837.
- Van der Elst, N.J., Page, M.T., Weiser, D.A., Goebel, T.H., Hosseini, S.M., 2016. Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 4575–4590.
- Westaway, R., Burnside, N.M., 2019. Fault “Corrosion” by Fluid Injection: A Potential Cause of the November 2017 5.5 Korean Earthquake. *Geofluids* 2019.
- Woo, J.-U., Kim, M., Sheen, D.-H., Kang, T.-S., Rhie, J., Grigoli, F., Ellsworth, W.L., Giardini, D., 2019. An in-depth seismological analysis revealing a causal link between the 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake and EGS project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 13,060–13,078.

