



**HAL**  
open science

# Apports des mesures de déformation de surface et de l'inclinométrie pour la caractérisation pluri-échelle des réservoirs géologiques fracturés

Jonathan Schuite

► **To cite this version:**

Jonathan Schuite. Apports des mesures de déformation de surface et de l'inclinométrie pour la caractérisation pluri-échelle des réservoirs géologiques fracturés. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2016. Français. NNT : 2016REN1S090 . tel-01486125

**HAL Id: tel-01486125**

**<https://theses.hal.science/tel-01486125>**

Submitted on 9 Mar 2017

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

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

**THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1**  
*sous le sceau de l'Université Bretagne Loire*

pour le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1**

*Mention : Sciences de la Terre*

**École doctorale Sciences de la Matière**

présentée par

**Jonathan SCHUITE**

Préparée à l'unité de recherche UMR-CNRS 6118  
Géosciences Rennes  
UFR Sciences et Propriétés de la Matière

---

**Apports des mesures  
de déformation de  
surface et de  
l'inclinométrie à la  
caractérisation pluri-  
échelle des réservoirs  
géologiques fracturés**

**Thèse soutenue à Rennes  
le 2 décembre 2016**

devant le jury composé de :

**François H. CORNET**

Professeur émérite à l'IPGS / *rapporteur*

**Niklas LINDE**

Professeur associé à l'UNIL / *rapporteur*

**Carla BRAITENBERG**

Professeur associée à l'UNITS / *examinatrice*

**Philippe DAVY**

Directeur de recherche CNRS / *examineur*

**Thomas J. BURBEY**

Professeur à Virginia Tech / *examineur*

**Olivier BOUR**

Professeur à l'UR1 / *directeur de thèse*

**Laurent LONGUEVERGNE**

Chargé de recherche CNRS / *co-directeur de thèse*



École doctorale Sciences de la Matière

## THÈSE DE DOCTORAT

préparée en vue de l'obtention du grade de docteur de

### **l'Université de Rennes 1**

#### **Mention "Sciences de la Terre"**

*présentée et soutenue publiquement par*

**Jonathan SCHUITE**

le 2 décembre 2016

## **Apports des mesures de déformation de surface et de l'inclinométrie à la caractérisation pluri-échelle des réservoirs géologiques fracturés**

Directeur de thèse : **Olivier BOUR, PROFESSEUR**

Co-directeur de thèse : **Laurent LONGUEVERGNE, CHARGÉ DE RECHERCHE**

### **Jury**

<b>M. Niklas Linde,</b>	Professeur associé	Rapporteur
<b>M. François H. Cornet,</b>	Professeur émérite	Rapporteur
<b>Mme Carla Braitenberg,</b>	Professeur associée	Examinatrice
<b>M. Thomas J. Burbey,</b>	Professeur	Examinateur
<b>M. Philippe Davy,</b>	Directeur de recherche	Examinateur

**Géosciences Rennes**

**Observatoire des Sciences de l'Univers**

UMR CNRS 6118, F-35042 Rennes, France



# Résumé

Les réservoirs géologiques fracturés ont une place importante parmi les défis environnementaux et économiques du  $xxi^e$  siècle. En effet, ils sont associés tantôt au stockage de fluides en profondeur, comme les déchets nucléaires ou encore le dioxyde de carbone, tantôt à la production de ressources fondamentales pour nos sociétés, comme l'énergie géothermique ou l'eau de consommation. Les écoulements préférentiels au sein des roches fracturées sont façonnés par des réseaux de fractures qui rendent le milieu très hétérogène et anisotrope, et dont la structure et les propriétés physiques sont difficiles à déterminer, car elles dépendent notamment de l'échelle d'investigation et de la connectivité des réseaux. Dans cette thèse, nous évaluons le potentiel informatif des méthodes de déformations de surface, en particulier l'inclinométrie, pour suivre et décrire le comportement des réservoirs fracturés à trois échelles importantes. Les inclinaisons de la surface du sol, ou *tilt*, sont en effet très sensibles aux flux souterrains et par conséquent à l'impact des structures conductrices principales.

Dans un premier temps, nous développons la stratégie méthodologique visant à interpréter les signaux inclinométriques. A l'aide d'un modèle élastique et à travers une exploration systématique de l'espace des paramètres géométriques, nous avons observé que le *tilt* est principalement sensible au pendage et à l'extension en profondeur d'une fracture. Cette sensibilité dépend en outre de l'endroit où sont placés les instruments en surface. Nous validons ensuite l'approche hydrogéodésique en couplant un suivi temporel fin des déformations à l'aide d'inclinomètres longue-base, et une cartographie bien distribuée des déplacements verticaux par nivellement optique, au cours d'une mise en charge d'une zone de faille pendant quelques heures. Les observations sont honorées avec succès à l'aide d'un modèle hydromécanique simple, permettant notamment d'estimer l'emmagasinement de la faille, en accord avec des études passées utilisant des méthodes différentes. Une modélisation poro-mécanique du problème de diffusion de la pression au sein d'une zone de faille sub-verticale, incluse dans une matrice moins transmissive, a permis de démontrer que le signal transitoire de déformation en surface rend compte des propriétés mécaniques de la faille, ainsi que du fonctionnement hydromécanique du système dans son ensemble.

Ensuite, nous avons développé une approche expérimentale permettant de suivre les déformations en surface associées à la mise en pression de fractures profondes et horizontales d'extension métrique. En tirant partie de la nature oscillatoire de la charge hydraulique imposée, nous avons pu identifier la signature des variations d'ouverture des fractures testées dans le signal d'un inclinomètre pendulaire. Les amplitudes trouvées, de l'ordre de 10 nanoradians pour quelques centimètres de charge hydraulique, permettent d'obtenir des estimations cohérentes de la raideur des fractures.

Enfin, nous avons abordé la problématique des flux saisonniers au sein d'un aquifère de socle fracturé et son lien avec la recharge. Le signal inclinométrique est fortement corrélé aux variations piézométriques annuelles du site d'étude mais possède la singularité importante d'être en avance de phase d'environ un mois. Nous interprétons avec succès les chroniques inclinométriques à l'aide d'un modèle hydromécanique 1D, et mettons en valeur le fait que

---

la méthode présente un intérêt pour déterminer la géométrie du réservoir à large échelle, et est sensible aux modalités de la recharge (diffuse versus focalisée, dans le temps et l'espace) davantage encore que ne l'est la piézométrie. Ce résultat inédit ouvre des perspectives quant à l'estimation des flux liés à la recharge, ce qui est un enjeu majeur pour les questions de gestion de ressource en eau.

Nous concluons donc que l'inclinométrie est une méthode à fort potentiel pour décrire les propriétés et le comportement hydromécanique des réservoirs fracturés, de l'échelle du mètre jusqu'à plusieurs kilomètres.

# Abstract

Fractured geological reservoirs have an important position among the environmental and economical challenges of the 21<sup>st</sup> century. In fact, they are either associated to deep storage of fluids, like nuclear wastes and carbon dioxide, or to the production of resources that are fundamental in our society, like geothermal energy and water. Preferential flowpaths within fractured rocks are shaped by fracture networks which make the media very heterogeneous and anisotropic. It is difficult to determine their structure and physical properties as they actually depend on the network's connectivity and scale of investigation. In this thesis, we assess the informational potential of surface deformation methods, in particular surface tilt, to monitor and describe the behavior of fractured reservoirs at three important scales. Indeed, surface tilt is very sensitive to deep sub-surface fluxes and thereby to the impact of main conductive structures.

Firstly, we develop the methodological strategy aiming at interpreting surface tilt. Using an elastic model and through a systematic exploration of the geometrical parameter space, we observe that tilt measurements are mainly sensitive to a fault's dip and extension in the dip direction. However, this sensitivity clearly depends on the position of measurement with respect to the fault. In addition, we validate the hydrogeophysical approach by monitoring the deformation induced by the pressurization of a sub-vertical fault zone during a few hours, using continuous long-baseline tiltmeter data and spatially distributed vertical displacements from two optical leveling campaigns. The observations are successfully reproduced by a simple hydromechanical model from which we estimate the fault's storativity, in agreement with previous results obtained from different approaches. A more robust poromechanical model of pressure diffusion in a fault embedded in a less permeable matrix is then used to further investigate the information content of transient tilt data. Therewith, we show that surface tilt is sensitive to the mechanical properties of the fault zone and to the hydromechanical functioning of the system as a whole.

Secondly, we have developed an experimental approach aiming at monitoring surface deformations generated by the pressurization of deep sub-horizontal fractures of a few meters extent. By imposing an oscillatory hydraulic load at the fractures' inlets, we are able to recognize the signature of their mechanical opening in tilt measurements. The recovered amplitudes lie around 10 nanoradians for a few centimeters of hydraulic head variations. From this we estimate fracture stiffnesses that are consistent in light of published data.

Finally, we address the question of seasonal fluxes within a fractured aquifer and its link with recharge. Tilt signals are well correlated with annual head fluctuations at the study site. However, the remarkable difference is that tilt displays a phase lead of about one month with respect to piezometric levels. We interpret tilt time series with a 1D hydromechanical model and highlight the fact that the method is of interest for determining the large scale reservoir's geometry and that it is sensitive to recharge processes (local versus spread recharge, both in space and time). This novel result opens new perspectives as regards the estimation of recharge fluxes which is a major concern for water resources management.

Hence, we conclude that surface tilt monitoring is a method with a strong potential to



---

describe the properties and hydromechanical behavior of fractured media, from a few meters' scale up to several kilometers.

# Remerciements

Chère lectrice, cher lecteur,

Si vos yeux se posent sur ces lignes, c'est qu'au final, ça ne s'est pas trop mal passé. La flèche que j'ai tirée sur la paroi des connaissances s'est plantée bien sagement entre le néant et l'omniscience, et je me suis efforcé de documenter sa course dans ce manuscrit.

Si vous lisez ces lignes, oui, c'est que je suis enfin docteur. Non pas parce que je suis arrivé au terme de ma thèse sans séquelles majeures, non pas parce que mes découvertes sont le socle d'une nouvelle révolution scientifique, non pas parce que je suis particulièrement perspicace, non pas parce que j'ai développé des compétences qui feraient pâlir Superman (dont le bronzage n'est déjà pas très avancé cela dit)... Non, j'ai obtenu ce titre, je crois, pour aucune de ces raisons. Je pense que je puis y prétendre simplement parce que j'ai réussi à cultiver un sentiment crucial, profondément enraciné dans le terreau de mes entrailles de néo-chercheur : l'éternelle insatisfaction. Rien n'est jamais fini, rien n'est assez précis, rien n'est suffisamment compris, rien n'est suffisamment clair. Développer la prétention de pouvoir sans cesse repousser la frontière des connaissances et en somme, de pouvoir un jour se glisser dans les sabots de Dieu, est, me semble-t-il, essentiel pour un chercheur. Je crois que j'y suis parvenu. Je suis désormais assez prétentieux pour me lancer dans cette vaste entreprise aux frais des vrais travailleurs !

Plus sérieusement toutefois, je n'aurais pas la prétention de dire que j'y suis arrivé seul. Mon diplôme de docteur, au fond, il repose sur autant de piliers que d'âmes qui m'ont tiré vers le haut pour l'atteindre et le décrocher. Et ces âmes sont ô combien nombreuses !

Je veux dédier cette thèse à toute ma famille qui, en quelque sorte, a fécondé ce projet. Son soutien infaillible m'a permis d'avancer quoiqu'il arrive. J'embrasse donc mes proches aux quatre coins de l'Europe et je les remercie pour tout ce qu'ils m'ont apporté. J'espère avoir été digne de leur amour. Un grand merci en particulier à mes parents, grands-parents, cousines, cousins, oncles, tantes, à Emma mon épouse et à ma belle-famille. C'est aussi vers mes amies et amis que je me tourne, pour m'avoir offert la chance de grandir à leurs côtés (je ne puis raisonnablement entreprendre de citer tous vos noms, j'aurais trop peur d'en oublier, mais vous vous reconnaîtrez !). Je pense aussi à tous mes professeurs, qui le long de mon parcours scolaire et universitaire m'ont insufflé ce goût de la cogitation, de l'expérimentation, ainsi que l'envie de comprendre notre si intrigante Nature.

La fécondation est absolument nécessaire mais en aucun cas suffisante pour arriver au terme d'un projet comme la thèse. Les trois ans de grossesse doctorale ont été traversés grâce à une formidable dynamique de travail et de pensée, orchestrée dans un laboratoire de recherche dont je ne peux dire que du bien. En premier lieu, je tire humblement mon chapeau à mes deux gynécologues de thèse, Laurent et Olivier. Ils m'ont littéralement chouchouté. J'ai adoré travailler avec eux, de par leur complémentarité, souplesse, finesse et pertinence. Sans oublier le fait que j'ai été le premier thésard de Laurent, et je n'ai pas manqué de lui offrir un baptême d'encadrement qui a par moment dû lui donner des sueurs froides. Il s'en est parfaitement tiré ! Je lui souhaite encore bien d'étudiantes et d'étudiants coriaces (et encore deux ou trois gosses) !

---

Par ailleurs, Géosciences Rennes est un laboratoire peuplé d'individus fort extraordinaires, transformant l'environnement de travail en véritable cocon placentaire. Je serai éternellement reconnaissant à Nicolas Lavenant de m'avoir emmené sur tant de missions de terrain et d'avoir développé des capacités de mesures et de suivi sans lesquelles ma thèse n'aurait aucune consistance. Pour les mêmes raisons, merci à Frédéric Boudin et Christophe Petton ! On a souvent rigolé, on a parfois gueulé, on a parfois eu froid, parfois eu chaud, mais on a toujours fait le job ! Ensuite, j'adresse toute mon affection à ceux qui ont baigné dans le même liquide amniotique que moi, à savoir mes partenaires de bureau : au départ Olivier Bochet et Régis Turuban, puis étendu à Hugo Le Lay, Eliot Chatton et Luc Burté. Grâce à vous, je me surprends à supporter l'odeur des poubelles, à avoir mal aux zygomatiques plusieurs fois par jour, à engloutir du bon fromage à l'heure du goûter et à croupir dans une pièce aussi ordonnée et propre que la chambre d'un pubère de 15 ans. Ce fut un délice d'avancer à vos côtés et de traverser ce périple avec vous ! Plus généralement, et c'est un classique, la fierté des Sciences de la Terre à Rennes ; je souhaite rendre hommage au lien de fraternité unique qui agrège les étudiants de master, doctorants et post-doctorants de notre labo, créant un fantastique microcosme de solidarité, de convivialité et de cerveaux en ébullition. Vous êtes le cordon ombilical duquel j'ai puisé tant d'énergie et de vitalité !

Merci plus largement à l'ensemble des permanents et non-permanents de Géosciences Rennes, en particulier de l'équipe Eau (maintenant DIMENV) pour avoir fait vivre la belle science et la bonne humeur dans les couloirs et les bureaux.

Puis est venu le temps de l'accouchement. Les contractions se sont bien faites sentir mais au final le bébé est sorti, et il a été diagnostiqué en bonne santé par un jury de grande qualité. Je suis très fier d'avoir pu réunir des chercheurs intéressants et intéressés autour de ma soutenance. Je tiens donc à exprimer ma gratitude envers Carla Braitenberg, François Henri Cornet, Niklas Linde, Thomas Burbey et Philippe Davy. Ils ont fait de ce passage stressant vers la lumière un vrai moment de débat scientifique, agréable, excitant et formateur. J'adresse un clin d'oeil particulier à Thomas Burbey qui m'a également accueilli trois mois dans son laboratoire à Virginia Tech (Etats-Unis) pour me faire découvrir les joies de la modélisation numérique, ainsi qu'un tas d'autres choses.

En vrac, merci à Dorian Depriester d'avoir fourni un bon template LaTeX ayant servi à l'élaboration de ce document, merci aux gestionnaires de nos équipes et de l'école doctorale, si efficaces (Isabelle, Catherine, Maïwen, Chantal, Anne), merci à Eddie de veiller au grain, merci à nos documentalistes (Isabelle et Catherine), merci à Annick pour la partie informatique et archivage des données. Ma thèse a été financée par les fonds du projet d'excellence Equipex CRITEX (50 % salaire, missions, matériel), la Région Bretagne (50 % de salaire), Rennes Métropole (bourse pour aller à Virginia Tech), le réseau d'observatoires hydrogéologiques H+ (matériel, missions). Je remercie donc chaleureusement ces entités et les personnes qui les font vivre, me permettant ainsi de mener ce projet de façon très confortable.

Enfin, merci à toi, lectrice, lecteur, d'avoir ouvert ce manuscrit. Je t'invite à le découvrir, sans réserve, sans compassion, avec ton esprit critique, avec ta curiosité.

# Table des matières

<b>Table des matières</b>	<b>ix</b>
<b>Liste des figures</b>	<b>xiii</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>xvii</b>
<b>1 Introduction générale</b>	<b>1</b>
1.1 Avant-propos : une Nature et des Hommes . . . . .	3
1.2 Contexte de l'étude . . . . .	5
1.2.1 La Zone Critique . . . . .	5
1.2.2 Les réservoirs géologiques fracturés . . . . .	10
1.2.3 De l'émergence de l'hydrogéodésie . . . . .	45
1.3 L'hydrogéodésie pour l'étude des réservoirs géologiques . . . . .	59
1.3.1 État de l'art . . . . .	61
1.3.2 Déformations de surface et milieux fracturés : les enjeux scientifiques . . . . .	69
1.3.3 Objectifs et approches de la thèse . . . . .	70
1.3.4 Organisation du manuscrit . . . . .	75
1.4 Références du chapitre . . . . .	77
<b>2 Présentation du site d'étude et des instruments employés</b>	<b>95</b>
2.1 L'observatoire hydrogéologique de Ploemeur . . . . .	97
2.1.1 Histoire et présentation du site . . . . .	97
2.1.2 Contexte tectonique . . . . .	99
2.1.3 Caractéristiques géologiques et morphologiques locales . . . . .	102
2.1.4 Etat des connaissances sur l'hydrogéologie de Ploemeur . . . . .	104
2.1.5 Contexte hydro-climatique . . . . .	111
2.2 Les instruments géodésiques de l'observatoire . . . . .	115
2.2.1 Les inclinomètres longue-base . . . . .	116
2.2.2 Les inclinomètres pendulaires courte-base . . . . .	122
2.3 Premier regard sur les données inclinométriques . . . . .	125
2.3.1 Remarques préliminaires sur le traitement du signal <i>brut</i> . . . . .	125
2.3.2 Les observations hydrogéodésiques (long-terme) . . . . .	126
2.3.3 Les observations hydromécaniques (court-terme) . . . . .	133
2.3.4 Conclusion du chapitre . . . . .	139
2.4 Références du chapitre . . . . .	139
<b>3 Intérêt de l'hydrogéodésie de surface pour la caractérisation des systèmes fracturés : théorie et validation.</b>	<b>143</b>
3.1 Déformations d'un matériel poreux saturé en eau : cadre théorique . . . . .	144
3.1.1 Émergence historique . . . . .	144

3.1.2	Théorie de la poro-élasticité . . . . .	145
3.1.3	Les deux approches retenues pour la modélisation hydromécanique . . . . .	148
3.2	Sensibilité du <i>tilt</i> à la géométrie d'une fracture . . . . .	153
3.3	Valorisation du suivi des déformations en surface pour la caractérisation d'un aquifère de socle . . . . .	160
3.3.1	Introduction . . . . .	160
3.3.2	Article : expérience hydraulique avec suivi géodésique [ <i>Schuite et al., 2015</i> ] . . . . .	160
3.3.3	Compléments à l'article : orientation de la faille sub-verticale . . . . .	175
3.4	Conclusions du chapitre . . . . .	177
3.5	Références du chapitre . . . . .	178
<b>4</b>	<b>Exploration hydromécanique de fractures métriques avec des inclinomètres pendulaires</b> . . . . .	<b>181</b>
4.1	Introduction . . . . .	182
4.2	Article en préparation . . . . .	182
4.3	Compléments . . . . .	219
<b>5</b>	<b>Comprendre le fonctionnement hydromécanique d'une zone de faille grâce à l'inclinométrie</b> . . . . .	<b>221</b>
5.1	Introduction . . . . .	222
5.2	Article en préparation . . . . .	222
<b>6</b>	<b>L'inclinométrie comme outil de caractérisation des flux saisonniers d'un aquifère de socle</b> . . . . .	<b>269</b>
6.1	Avant-propos . . . . .	270
6.2	Problématique . . . . .	270
6.3	Rappel des observations instrumentales et stratégie d'interprétation . . . . .	272
6.3.1	Les observations hydrogéodésiques depuis 2006 à Ploemeur . . . . .	272
6.3.2	Construction d'une représentation hydromécanique simplifiée du système . . . . .	279
6.4	Résultats . . . . .	282
6.5	Discussion et conclusion . . . . .	285
6.6	Références du chapitre . . . . .	288
<b>7</b>	<b>Conclusions générales et perspectives</b> . . . . .	<b>291</b>
7.1	La richesse du signal inclinométrique . . . . .	292
7.2	Importance de la qualité des instruments et contournements de leurs limites . . . . .	293
7.3	L'inclinométrie, un outil adapté à l'étude dynamique du fonctionnement hydrogéologique d'un réservoir de socle . . . . .	294
7.4	L'inclinométrie, un outil géodésique trans-échelle . . . . .	295
7.5	L'intérêt de la complexification progressive des modes d'interprétation des observations hydromécaniques . . . . .	296
7.6	En somme . . . . .	297
7.7	Références du chapitre . . . . .	298
<b>A</b>	<b>Photographies des stations inclinométriques longue-base de Ploemeur</b> . . . . .	<b>I</b>
A.1	Station LB1 . . . . .	I
A.2	Station LB2 . . . . .	III

<b>B</b>	<b>Traitement des marées et des anomalies présentes dans le signal inclinométrique</b>	<b>V</b>
B.1	Analyse de marée et filtrage . . . . .	V
B.2	Traitement des anomalies . . . . .	VII
<b>C</b>	<b>Résultats complémentaires de l'expérience hydromécanique avec forçage oscillant</b>	<b>IX</b>



# Liste des figures

1.1	Schéma conceptuel de la Zone Critique . . . . .	6
1.2	Organigramme des interactions de la Zone Critique . . . . .	7
1.3	Définition visuelle de la déformation . . . . .	12
1.4	Ellipsoïdes des contraintes et des déformations . . . . .	13
1.5	Phases des déformations avant rupture. . . . .	14
1.6	Illustration des modes de propagation d'une fracture . . . . .	14
1.7	Blocs diagrammes des trois types fondamentaux de failles . . . . .	16
1.8	Différents régimes contrôlant la connectivité d'un réseau de failles . . . . .	20
1.9	Dépendance de la transmissivité à l'échelle d'investigation . . . . .	24
1.10	Trois visions d'une fracture : plans parallèles, imagerie à résonance magnétique, simulations numériques. . . . .	26
1.11	Exemple de simulation d'écoulement deux réseaux de fractures 3D différents par leur prise en compte de l'ouverture . . . . .	28
1.12	Exemples de méthodes de caractérisation expérimentale des réservoirs fracturés	31
1.13	Principe et résultat d'une expérience couplant imagerie GPR et traçage salin . .	36
1.14	Expérience de traçage thermique par fibre optique dans un forage . . . . .	37
1.15	Exemple de pompage périodique . . . . .	38
1.16	Echelles d'investigation des méthodes de caractérisation en milieu fracturé . .	41
1.17	Echelles d'investigation des méthodes de caractérisation en milieu fracturé . .	43
1.18	La vision de la forme de la Terre à travers les âges . . . . .	46
1.19	Effet d'une masse d'eau sur la déformation de la surface et du champ de pesanteur . . . . .	49
1.20	Satellites de la mission GRACE et principe de mesure . . . . .	51
1.21	Principe de l'interférométrie radar (InSAR) . . . . .	53
1.22	Exemple de cartographie des déformations de surface par méthode InSAR . . .	53
1.23	Principes du nivellement direct et trigonométrique . . . . .	55
1.24	Schéma d'un extensomètre laser installé à Piñon Flat Observatory (Etats-Unis)	56
1.25	Principe générale de mesure d'un changement d'inclinaison pour un inclinomètre longue-base . . . . .	58
1.26	Schéma conceptuel de l'hydrogéodésie comme science de caractérisation des réservoirs géologiques . . . . .	60
1.27	Potentiel et limites de GRACE pour l'hydrologie régionale . . . . .	62
1.28	Observation des déformations de surface par InSAR dans une région soumise à une exploitation intensive de la nappe . . . . .	64
1.29	Observation des déformations de surface par GNSS suite à la mise en pompage d'un nouveau puits . . . . .	65
1.30	Corrélation entre battement de nappe et mesures gravimétriques, et distribution de sensibilité d'un gravimètre seul ainsi que d'un couple de gravimètres . .	67



1.31 Mesures transitoires de <i>tilt</i> et de <i>strain</i> dans les cas de forçages hydrauliques contrôlé d'une part et naturel d'autre part . . . . .	68
1.32 La couverture spatiale et temporelle des processus hydromécaniques et hydrologiques au sein des réservoirs géologiques assurée par les outils géodésiques . . . . .	72
2.1 Localisation de l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur et image satellite de la région . . . . .	98
2.2 Situation du Massif Armoricain dans le contexte géologique de l'Europe actuelle et corrélations avec les structures régionales héritées depuis le Paléozoïque . . . . .	100
2.3 Géologie et structure du sud du Massif Armoricain . . . . .	101
2.4 Contexte géologique et structural de l'aquifère de Ploemeur . . . . .	103
2.5 Profils de résistivité électrique et de sismique selon un axe E-O à Kermadoye. . . . .	106
2.6 Illustration de la structure verticale très hétérogène de l'aquifère de Ploemeur au droit du contact granite-micaschiste . . . . .	108
2.7 Modélisation des débits d'exore à Ploemeur en fonction de la transmissivité du contact et de son pendage . . . . .	109
2.8 Interprétation d'un essai de pompage long à Ploemeur avec deux modèles . . . . .	111
2.9 Températures mensuelles moyennes à Ploemeur sur la période 2005–2014 . . . . .	112
2.10 Précipitations mensuelles à Ploemeur sur la période 2005–2014 . . . . .	113
2.11 Recharge mensuelle moyenne à Ploemeur sur la période 2003–2011 . . . . .	113
2.12 Vue satellite du site de Kermadoye et position des inclinomètres . . . . .	115
2.13 Schéma et principe de fonctionnement de l'inclinomètre longue-base conçu par F. Boudin . . . . .	117
2.14 Exemple de courbe d'étalonnage d'un capteur LVDT . . . . .	119
2.15 Schéma comparatif de l'effet d'une hétérogénéité locale présente en sub-surface sur les inclinomètres courte-base et longue-base . . . . .	122
2.16 Schéma et photo d'un inclinomètre à pendule horizontal dit <i>Blum</i> . . . . .	124
2.17 Ensembles des données de la station LB1 (2006–2015) . . . . .	127
2.18 Comparaison entre le signal inclinométrique long-terme LB1 Est-Ouest et le niveau piézométrique dans la faille N20 . . . . .	129
2.19 Comparaison entre le signal inclinométrique long-terme LB1 Nord-Sud et le niveau piézométrique dans la faille N20 . . . . .	130
2.20 Comparaison entre le signal inclinométrique long-terme LB2 et le niveau piézométrique dans la faille N20 . . . . .	131
2.21 Le vecteur normal au plan formé par les inclinomètres de la station LB1 . . . . .	131
2.22 Evolution de la direction du <i>tilt</i> sur 2 années (station LB1) . . . . .	132
2.23 Signature du séisme de Tohoku dans les données inclinométriques et piézométriques . . . . .	134
2.24 Réponse inclinométrique de LB1 NS aux cycles de pompage sur le site de Kermadoye . . . . .	135
2.25 Réponse inclinométrique de IMF1 EW aux cycles de pompage sur le site de Kermadoye . . . . .	136
2.26 Routine de reconnaissance automatisée des évènements de pompage, ainsi que leur durée et leur amplitude, dans les chroniques d'inclinométrie et de piézométrie. . . . .	138
2.27 Lien entre variation de charge totale et amplitude de <i>tilt</i> associée . . . . .	138
3.1 Exemple typique de cartes de déformation en déplacement vertical et en <i>tilt</i> calculées à l'aide de la solution analytique d'Okada . . . . .	149

3.2	Définitions des paramètres géométriques d'une faille incluse dans un demi-espace infini . . . . .	154
3.3	Profils de <i>tilt</i> engendrés par l'ouverture en mode I de fractures avec des géométries différentes . . . . .	156
3.4	Contours de <i>tilt</i> mesurés à différentes distances d'un plan de dislocation en fonction de $\alpha$ et LR (côté droit) . . . . .	157
3.5	Contours de <i>tilt</i> mesurés à différentes distances d'un plan de dislocation en fonction de $\alpha$ et LR (côté gauche) . . . . .	158
3.6	Contours de <i>tilt</i> mesurés à deux distances d'un plan de dislocation en fonction de $F$ , LR et $\alpha$ . . . . .	159
3.7	Directions de <i>tilt</i> maximal et minimal par rapport à la faille sub-verticale . . . . .	176
3.8	Illustration de la procédure d'estimation de l'azimut d'une faille grâce au signal de deux inclinomètres co-localisés et non-parallèles . . . . .	176
6.1	Observations piézométriques et inclinométriques long-terme à Ploemeur . . . . .	273
6.2	Carte géologique de la région de Ploemeur et orientation saisonnière du <i>tilt</i> à la station LB1 . . . . .	275
6.3	Déplacements interannuels enregistrés par la station GNSS du site de Kermadoc . . . . .	276
6.4	Schéma conceptuel des déformations observées en lien avec la dynamique de recharge au sein de l'aquifère de Ploemeur . . . . .	277
6.5	Schéma fonctionnel des deux modèles de recharge considérés . . . . .	280
6.6	Schéma conceptuel du modèle hydromécanique 1D . . . . .	281
6.7	Résultat des simulations de la piézométrie . . . . .	283
6.8	Résultat des simulations du <i>tilt</i> . . . . .	284
A.1	Extrémité Est de l'inclinomètre LB1 N75°E le long de la galerie principale du bunker . . . . .	I
A.2	Photographie de deux pots appartenant chacun à une extrémité des inclinomètres LB1 . . . . .	II
A.3	Photographie d'un pot d'inclinomètre longue-base . . . . .	II
A.4	Photographie du terrain au-dessus de l'inclinomètre LB2 . . . . .	III
A.5	Photographie d'une buse d'accès à un pot de l'inclinomètre LB2 . . . . .	IV
A.6	Photographie du pot Ouest de l'inclinomètre LB2 . . . . .	IV
B.1	Exemple du signal de marée présent dans le signal des inclinomètres LB1 . . . . .	V
B.2	Filtrage de la marée et mise en évidence des signaux de pompage . . . . .	VI
B.3	Filtrage des marées : les problèmes d'horloge . . . . .	VI
B.4	Correction d'un saut brutal présent dans les données brutes d'un pot de l'inclinomètre LB2 . . . . .	VII
C.1	Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-2 ( $d_f = 50.9$ m). . . . .	IX
C.2	Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-2 ( $d_f = 50.9$ m), suite. . . . .	X
C.3	Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-3 ( $d_f = 60.4$ m). . . . .	XI
C.4	Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-3 ( $d_f = 60.4$ m), suite. . . . .	XII
C.5	Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$ m). . . . .	XIII

C.6 Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$ m), suite. . . . .	XIV
C.7 Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$ m), suite 2. . . . .	XV
C.8 Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$ m), suite 3. . . . .	XVI
C.9 Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$ m), suite 4. . . . .	XVII

# Liste des tableaux

1.1	Propriétés physiques et chimiques remarquables de l'eau . . . . .	8
1.2	Principales méthodes de caractérisation des réservoirs fracturés I . . . . .	33
1.3	Principales méthodes de caractérisation des réservoirs fracturés II . . . . .	34
1.4	Caractéristiques de quelques extensomètres . . . . .	57
2.1	Caractéristiques des inclinomètres longue-base de Ploemeur . . . . .	123
2.2	Caractéristiques des inclinomètres courte-base de Ploemeur . . . . .	124
3.1	Ordres de grandeurs du module de compressibilité isostatique $K$ et du module de compressibilité des grains $K_g$ pour quelques roches types . . . . .	146
3.2	Exemples de modèles élastiques et poro-élastiques . . . . .	152
3.3	Situation des méthodes géodésiques sur le plan des échelles d'investigation spatiales et temporelles . . . . .	177
6.1	Paramètres calibrés et fixés du modèle hydromécanique 1D . . . . .	282
6.2	Ensemble des RMSE calculées pour les périodes de calibrage, de vérification et la période entière . . . . .	285
6.3	Paramètres obtenus par calibrage ou inversion du modèle hydromécanique 1D	285



# Chapitre 1

## Introduction générale

*« Pour le moment je veux revenir à ceux qui aiment mieux détester ou railler les Affections et les actions des hommes que les connaître. A ceux-là certes il paraîtra surprenant que j'entreprenne de traiter des vices des hommes et de leurs infirmités à la manière des Géomètres et que je veuille démontrer par un raisonnement rigoureux ce qu'ils ne cessent de proclamer contraire à la Raison, vain, absurde et digne d'horreur. [...] Rien n'arrive dans la Nature qui puisse être attribué à un vice existant en elle. »*

---

Spinoza (1632 - 1677)

### Sommaire

---

<b>1.1 Avant-propos : une Nature et des Hommes</b> . . . . .	<b>3</b>
<b>1.2 Contexte de l'étude</b> . . . . .	<b>5</b>
1.2.1 La Zone Critique . . . . .	5
1.2.2 Les réservoirs géologiques fracturés . . . . .	10
Propriétés physiques et structurales . . . . .	10
Propriétés des écoulements . . . . .	17
Méthodes de caractérisation des réservoirs fracturés . . . . .	27
Le problème de l'échelle spatiale et temporelle . . . . .	40
Le problème de la non-stationnarité des propriétés hydrodynamiques . . . . .	41
1.2.3 De l'émergence de l'hydrogéodésie . . . . .	45
Naissance et concepts . . . . .	45
Les différents outils de mesure . . . . .	50
<b>1.3 L'hydrogéodésie pour l'étude des réservoirs géologiques</b> . . . . .	<b>59</b>
1.3.1 État de l'art . . . . .	61
Apport des méthodes aérospatiales . . . . .	61

Apport des méthodes de surface ou sub-surface . . . . .	65
1.3.2 Déformations de surface et milieux fracturés : les enjeux scientifiques	69
1.3.3 Objectifs et approches de la thèse . . . . .	70
Apport spécifique de l'inclinométrie . . . . .	70
Contribution à la problématique des échelles spatiales et temporelles .	71
L'accent mis sur les processus . . . . .	72
Modélisation hydromécanique des déformations en milieu fracturé : quels modèles, dans quels buts ? . . . . .	73
1.3.4 Organisation du manuscrit . . . . .	75
Sur le fond . . . . .	75
Sur la forme . . . . .	75
<b>1.4 Références du chapitre . . . . .</b>	<b>77</b>

---

## 1.1 Avant-propos : une Nature et des Hommes

Il suffit de lever les yeux au ciel par une belle nuit d'été pour se rappeler l'immensité de la Nature, depuis les confins de l'univers jusqu'à la surface la Terre qui est notre espace de vie. Cette incommensurabilité découle non seulement de la grandeur de l'espace-temps, mais aussi de la *complexité* déconcertante du monde qui nous entoure. De fait, la Nature, dans ses origines et son évolution, ne se livre pas facilement à notre entendement. Parmi toutes les règles structurant ce cadre gigantesque, la *compétition* entre toute chose, toutes les forces, tous les phénomènes, qui entendent par-là asseoir leur domination sur le reste, vient obscurcir davantage le portrait conciliant que nous souhaitons réaliser des attributs de la Nature. Par chance, la pièce de théâtre dans laquelle nous nous agitons se limite, en première approche, à une unité de lieu et une unité de temps. Unité de lieu parce que nous ne pouvons pas à ce jour vivre durablement ailleurs que sur Terre, et unité de temps, car l'histoire de notre espèce est encore loin d'être un battement de cils pour notre univers. Ainsi c'est au sein de son environnement relativement restreint que toute espèce sensible s'est empressée de faire émerger et progresser la science, qui n'est pas le propre de l'Homme plus que ne l'est le rire. L'observation, l'expérience, la pensée logique et la transmission inter-générationnelle du savoir se sont liées pour appuyer l'adaptation des espèces à leur environnement et pour soutenir leur chance face à la *compétition* contre la disparition. L'Homme, néanmoins, a eu pour particularité de développer une compréhension de son entourage et une ingéniosité telles qu'il a pu assurer sa domination à toutes les échelles de la vie, si bien qu'il n'a plus à craindre la concurrence d'aucune autre espèce, sinon de lui-même. Dans sa capacité à comprendre les ficelles de la vie et du fonctionnement du monde, l'Homme a su apprivoiser le reste de la Nature pour se soustraire remarquablement à tout ce qui aurait pu freiner son progrès et altérer son confort. Malheureusement pour lui, le petit bipède n'a pas encore réussi l'exploit de s'extraire de la Nature, et il est raisonnablement impossible de le présager. Or, il sait bien aujourd'hui à quel point ses activités sont gourmandes en ressources naturelles et avec quelle intensité il bouleverse l'équilibre fragile de l'environnement planétaire, dont il dépend inévitablement. Les ressources sont limitées dans le temps et dans l'espace, tandis que les déséquilibres causés sont difficilement réparables ou sont encore mal compris. En outre, l'Homme s'est aperçu que son expansion frénétique risquait fortement, et paradoxalement, d'être la raison même de sa chute. Ce tournant *critique* de l'histoire humaine marque également une nouvelle phase dans la façon de porter les sciences de la Terre et de



l'Univers : mis à part pour étancher la soif de la curiosité, il faut comprendre le monde non plus seulement pour satisfaire la croissance de l'humanité mais aussi pour dompter les effets néfastes qui pourraient la ralentir, sinon l'empêcher à avancer dans sa confortable assise.

*Complexité, compétition, espace-temps critique.* Cette thèse est une modeste contribution à et par ces trois thèmes des sciences modernes. *Complexité* tout d'abord car l'étude se focalise sur un système dit « complexe », à savoir les réservoirs géologiques fracturés, dont le fonctionnement est marqué par l'interaction entre de nombreux processus physiques, chimiques et biologiques qui limite fortement la prédictibilité de son évolution. Beaucoup d'autres systèmes, naturels ou non, sont complexes comme le corps humain, l'économie de marché, ou encore le climat. *Compétition* ensuite, puisque les processus en interaction dans ces systèmes se combinent pour produire des effets observables, mais selon l'échelle spatiale et temporelle avec laquelle on décide de regarder un système, certains processus seront prépondérants par rapport à d'autres sur les effets qu'ils engendrent, se rendant ainsi responsables de la plus grande part de la magnitude d'une quantité mesurée. Autrement dit, les processus entrent en *compétition* pour produire leur signature dans les observables de la Nature. En ce sens, la *compétition* peut être un modulateur de la *complexité*, et il faut pouvoir s'en saisir afin de plus aisément caractériser ces systèmes. Enfin, ce travail contribue à l'étude d'un environnement terrestre complexe qui est *critique* en ce sens qu'il concentre les ressources et les activités de la vie, y compris la nôtre, et qui est sous le joug d'une pression anthropique accrue pouvant potentiellement se traduire par un bouleversement profond de ses propriétés.

## 1.2 Contexte de l'étude

### 1.2.1 La Zone Critique

C'est aux États-Unis d'Amérique, à l'aube du  $xxi^e$  siècle, qu'a émergé le concept de « Zone Critique » afin de rappeler aux scientifiques et au reste du monde que la Terre, en somme, ne comprenait qu'un compartiment relativement restreint capable de soutenir la vie continentale, incluant celle des humains [Giardino et Houser, 2015; National Research Council, 2001]. La Zone Critique (ZC) est donc définie comme l'espace mettant en interaction l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère, la pédosphère ainsi que la lithosphère, et étant de ce fait le siège de nombreux processus physiques, chimiques et biologiques qui façonnent les caractéristiques des écosystèmes, des paysages, des activités anthropiques, etc. [Anderson *et al.*, 2007; Banwart *et al.*, 2013; Brantley *et al.*, 2007]. Son extension, qui est parfois débattue [Giardino et Houser, 2015], s'étend verticalement du sommet de la végétation jusqu'à la limite inférieure des aquifères et latéralement sur toute la surface des continents (figure 1.1). Les processus qui y opèrent quant à eux, couvrent des échelles allant de la molécule jusqu'à la planète dans sa globalité, et de la seconde jusqu'à plusieurs millions d'années [Brantley *et al.*, 2007]. Ainsi, la ZC constitue typiquement un système complexe subissant des forçages externes comme l'action du climat ou de la tectonique, et produisant à différents niveaux des réponses observables qui peuvent potentiellement être interprétées pour caractériser ses propriétés, comme le débit d'une rivière ou le taux d'érosion d'un sol par exemple (figure 1.2). Ce faisant, la ZC engendre également des rétro-actions sur ses forçages externes, dont certaines sont le cœur de certaines préoccupations sociétales, comme l'empreinte des activités anthropiques sur le changement climatique, sur la favorisation des aléas séismiques, ou encore sur le rendement des activités agricoles.

Schématiquement, la ZC est entraînée par un moteur et une seule corde qui lient ses différents compartiments entre eux : le Soleil et l'eau, respectivement [Giardino et Houser, 2015]. En effet, le Soleil est la source d'énergie permettant d'actionner le cycle de l'eau et la photosynthèse des espèces végétales, qui sont les habitats et la nourriture pour nombre d'espèces animales. Quant à l'eau, par ses propriétés physico-chimiques singulières (tableau 1.1), elle est à la fois un vecteur et un agent souvent central dans un large panel de mécanismes s'opérant dans la ZC, et il semble important de décrire en quoi son rôle y est fondamental. En effet, l'eau peut se présenter sous ses trois états solide, liquide et gazeux au sein de l'environnement. Cette faculté, qui dépend principalement de la température et de la pression,

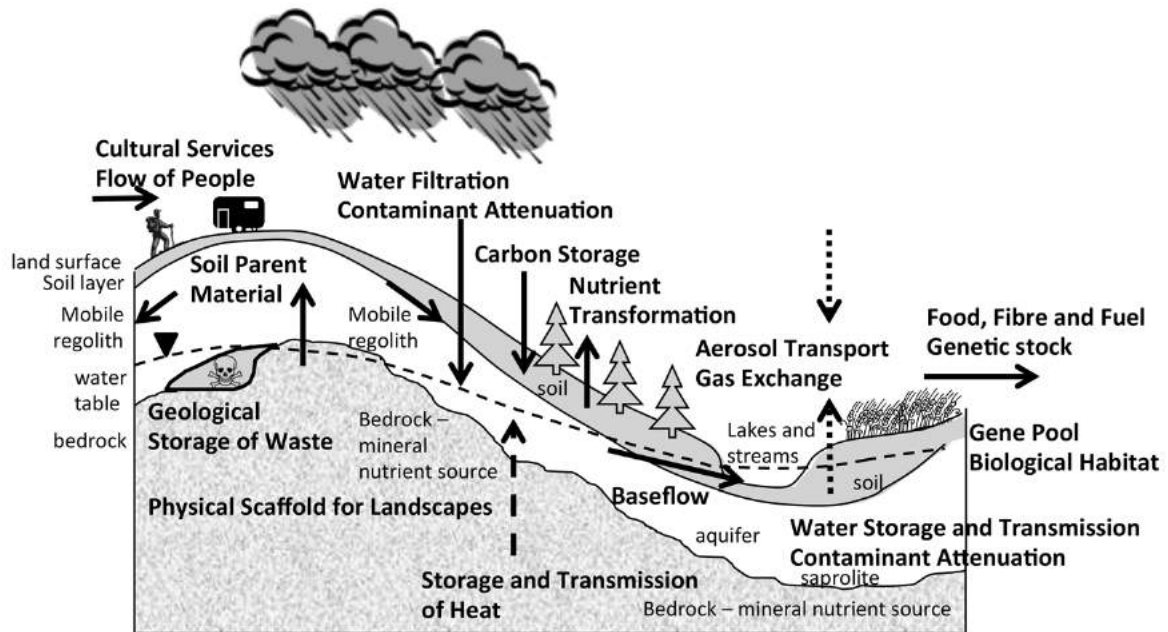


FIGURE 1.1 – Schéma conceptuel de la Zone Critique d'après Banwart *et al.* [2012].

lui confère la possibilité de circuler dans tous les compartiments de la ZC : atmosphère (gaz ou liquide), surface des sols (liquide ou solide), sub-surface (liquide) et biosphère (liquide). En conséquence, l'eau permet de véhiculer entre ces compartiments de l'énergie et de la matière solide et dissoute (tableau 1.1) qui découlent et engendrent des processus de la ZC.

Pour illustrer ce propos, nous pouvons prendre l'exemple d'une plante tirant partie de la tension superficielle élevée de l'eau pour la prélever dans le sol et la faire remonter par capillarité le long de ses racines et de sa tige. Emportant des sels minéraux nécessaires au métabolisme de la plante, l'eau est aussi utilisée dans la réaction de photosynthèse qui alimente ses cellules. Dans ce cas, l'atout de l'eau est d'être un composé chimique réagissant facilement et comportant deux des quatre atomes majeurs du vivant (hydrogène, oxygène, carbone et azote). Puis, la plante sera consommée par un animal ou mourra. Finalement, le produit de sa dégradation, riche en matières organiques, pourra être emportée dans le sol par l'infiltration de l'eau pluviale qui alimentera ainsi les microorganismes qui s'y développent. Plus en profondeur, elle entrera en contact avec la roche saine. Là, l'eau est capable par sa forte dipolarité de briser les liaisons cristallines des minéraux, principalement par hydrolyse ou dissolution. Elle emporte ainsi les éléments solubles (comme certains cations,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ , etc.) et les oxyanions (comme  $\text{HCO}_3^-$ ) en laissant les hydrolysats insolubles sur place. Sur un temps long ( $\sim 10^5$  à  $10^6$  années), cela aboutit à la formation et au développement des horizons de sols et conditionne la biodisponibilité des sels minéraux. Ce bref exemple ainsi que le tableau 1.1 montrent que le rôle de l'eau est central dans la ZC, à dif-

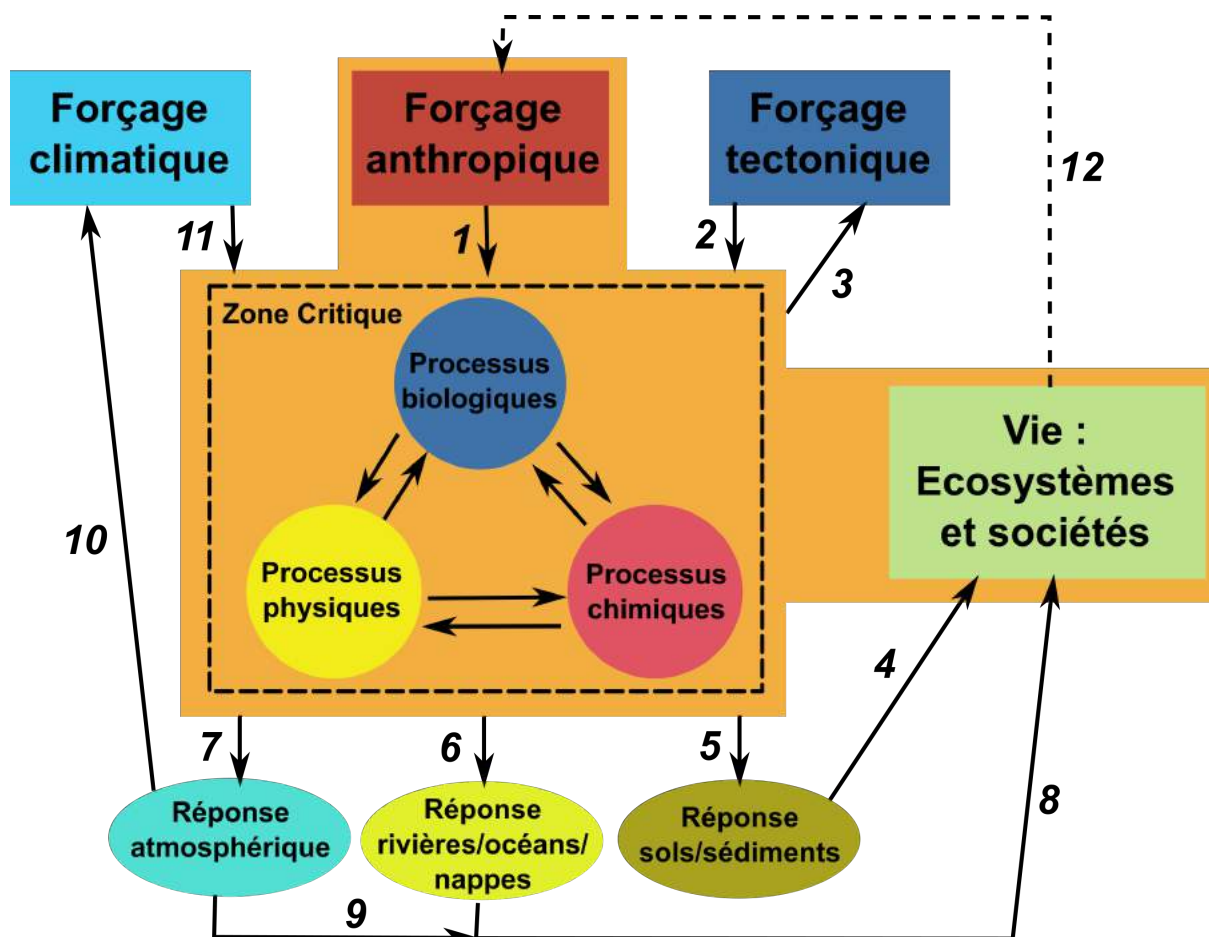


FIGURE 1.2 – Organigramme des interactions dans et autour de la Zone Critique (ZC) modifié d’après Brantley *et al.* [2007]. Les flèches matérialisent le sens des actions et rétro-actions des processus de la ZC, que l’on illustrera ici par quelques exemples (cf. numéros). Les activités humaines ont des conséquences qui peuvent changer significativement les propriétés de la ZC (1), au travers de l’agriculture intensive notamment. Celle-ci engendre une dégradation des sols en favorisant l’érosion (5, [Kirkels *et al.*, 2014]) ce qui a un impact sur la redistribution du carbone organique et non-organique, pouvant affecter les écosystèmes (4) [Moore *et al.*, 2015] mais aussi le climat (7 & 10) [Schuur et Abbott, 2011]. L’agriculture intensive est aussi l’une des principales causes de la sur-exploitation de l’eau souterraine (1 & 6) [Famiglietti, 2014; Gamache et Giardino, 2015]. Cela engendre des conséquences sur l’utilisation de l’eau par les sociétés qui doivent rationaliser son utilisation (8 & 12) [Aeschbach-Hertig et Gleeson, 2012]. Plus généralement, la dynamique des réservoirs d’eau souterraine joue un rôle important dans les actions et rétro-actions de/sur l’atmosphère et le climat (7, 10 & 11) [Taylor *et al.*, 2012]. Puis, on peut noter que l’atmosphère quant à elle joue un rôle sur le comportement des espèces animales et végétales (9). Par exemple, l’augmentation sur le long terme de la température pousse certaines espèces aviaires à adapter le rythme de leur reproduction pour le caler sur celui de leur proies (chenilles) [Vedder *et al.*, 2013], en utilisant parfois des moyens très spécifiques de communication avec leurs oeufs comme rapporté récemment par Mariette et Buchanan [2016]. Ce mode d’adaptation, dit de *plasticité phénotypique*, est un des nombreux exemples illustrant la très subtile complexité qui résultent des processus internes à la ZC. Même s’il est indéniable que bon nombre d’espèces disparaissent dans un monde qui se réchauffe, il n’est pas possible de généraliser ce constat et comprendre ce fonctionnement hétérogène des écosystèmes est crucial pour les préserver. Dans les systèmes complexes comme la ZC, cette notion est valable pour le domaine de l’écologie comme pour tous les autres. Enfin, la ZC interagit avec son contexte tectonique (2 & 3) sur des échelles de temps courtes et longues. Par exemple, l’érosion peut entraîner la rupture en profondeur de failles par une diminution des contraintes de surface et provoquer des séismes (3) [Steer *et al.*, 2014]. Cela a été observé de façon similaire par Roeloffs [1988] sur des variations saisonnières du niveau d’un lac. Au contraire, des séismes peuvent aussi engendrer des glissements de terrain qui aboutissent parfois dans la formation d’une rétention d’eau ou d’un lac (2) [Adams, 1981].

férentes échelles de temps et d'espace. De ce fait, la caractérisation et la quantification des flux et stocks d'eau de l'environnement constituent un enjeu scientifique majeur.

TABLEAU 1.1 – Propriétés physiques et chimiques remarquables de l'eau et conséquences sur son double rôle d'agent et de vecteur dans les systèmes environnementaux de la Terre.

Propriétés	Implication(s)	Exemples de processus environnementaux
Liquide peu visqueux	S'écoule facilement	Transport de matière solide
Solide moins dense que liquide	La glace flotte	Protection écosystèmes aquatiques l'hiver, stockage eau en montagne
Tension superficielle très élevée	Ascension capillaire facile	Ponction de l'eau par les plantes
Chaleur spécifique très élevée	Difficile à chauffer ou refroidir	Régulation des climats, transport et stockage d'énergie
Chaleur latente de vaporisation élevée	Consomme beaucoup d'énergie pour passer à l'état gazeux	Régulation thermique de certaines espèces animales
Absorbe les rayons infrarouges et ultraviolets	En vapeur, constitue un gaz à effet de serre	Planète Terre tempérée
Bon solvant	Peu comporter de nombreux composés dissous	Transport de matière dissoute
Molécule H <sub>2</sub> O dipolaire	L'oxygène attire les électrons des hydrogènes	Formations de liaisons hydrogènes, fort potentiel pour l'hydrolyse et entraîne l'altération chimique des minéraux des roches

Parmi les ressources naturelles de la ZC, l'eau souterraine en représente l'une des plus importantes pour nos sociétés. Un tiers de l'eau totale prélevée dans l'environnement pour les activités humaines provient des réservoirs d'eau souterraine, aussi nommés aquifères [Döll *et al.*, 2012]. La plus grande part de ce volume sert en agriculture pour l'irrigation tandis que le reste se partage entre l'usage domestique et industriel. L'importance de la réserve d'eau souterraine n'est donc pas seulement économique mais soutient une large part de la demande mondiale en terme d'alimentation et de besoins sanitaires [Foster et MacDonald, 2014]. D'autre part dans de nombreuses situations, l'eau souterraine participe au maintien du débit des rivières, du stock des lacs et par conséquent elle entretient indirectement les écosystèmes qui en dépendent. Son avantage par rapport aux ressources de surface est qu'elle est davantage isolée des activités anthropiques susceptibles de nuire à sa qualité ou potabilité, et elle est relativement peu ou pas sujette à l'évaporation ce qui, combiné à la lenteur des écoulements dans le compartiment souterrain, en fait une ressource plutôt pérenne. Toutefois, la qualité et la quantité de l'eau souterraine ont diminué fortement dans certaines régions du monde. En Inde par exemple, la Révolution Verte amorcée dans les années 70 dans le but d'atteindre une autonomie agro-alimentaire a contribué à une baisse drastique des niveaux des nappes exploitées pour l'irrigation, atteignant  $4 \text{ cm.an}^{-1}$  [Rodell

*et al.*, 2009], ainsi qu'à l'augmentation de leur concentration en fluor parfois bien au delà du seuil de dangerosité pour la santé humaine [Guihéneuf, 2014]. Ces baisses du niveau piézométrique ont en l'occurrence modifié le fonctionnement inter-annuel de l'aquifère avec l'apparition d'une forte compartimentation en période de basses eaux [Guihéneuf *et al.*, 2014]. D'autres études se tournant sur l'impact de l'irrigation massive précisent que certes, l'agriculture intense peut faire diminuer le stock d'eau des aquifères, mais peut aussi le renflouer via l'irrigation par les eaux de surfaces (lacs, rivières), et ce qui peut dans le même temps perturber les climats régionaux par l'augmentation de l'humidité des sols [Taylor *et al.*, 2012]. Ces exemples illustrent que les aquifères sont des compartiments aussi essentiels que fragiles au sein de la ZC, et qu'ils sont sujets à des variations rapides dont les causes et effets nécessitent des études approfondies et nouvelles pour rendre leur exploitation raisonnée et durable.

De telles études doivent notamment s'appuyer sur un suivi durable et extensif de la ZC par des mesures géochimiques, instrumentales ou spatiales permettant d'affiner la conceptualisation de son fonctionnement et de prédire sa réponse à un changement de forçage. C'est ainsi que depuis 2007 a émergé un réseau d'observatoires de la ZC, d'abord aux États-Unis d'Amérique puis dans le reste du monde [White *et al.*, 2015]. Ces observatoires sont des bassins versants naturels bien instrumentés dédiés à la collecte d'un ensemble de données classiquement attribuées à différentes disciplines des sciences de l'environnement : mesures hydrogéochimiques, profils de sol et analyse d'échantillons de sol à plusieurs profondeurs, suivi du débit des rivières et du niveau de l'eau souterraine, suivi météorologique, suivi de la végétation et des écosystèmes, etc. Le but et l'originalité de l'approche ne sont pas de constituer de larges bases de données, qui du reste n'est pas forcément utile en soit (voir McDonnell *et al.* [2007]), mais tient surtout du fait qu'elle rend possible une analyse intégrative des différents observables<sup>1</sup> dans un cadre pluri-disciplinaire. Mieux encore, l'association de différents observatoires de la ZC permet une analyse comparative mettant en relief des gradients environnementaux, facilitant ainsi la compréhension du rôle que peuvent jouer chaque paramètres. En d'autres termes, le réseau d'observatoires doit couvrir des situations différentes en matière de climat, de lithologie, de topographie, d'utilisation des sols, etc., pour expliquer comment ces facteurs contrôlent le fonctionnement et l'évolution de la ZC [Banwart *et al.*, 2013; Brantley *et al.*, 2007; White *et al.*, 2015]. Giardino et Houser [2015]

---

1. Le mot *observable* en tant que nom ne figure pas dans le dictionnaire Hachette 2005. Cependant, l'utilisation de ce néologisme me semble pratique dans la mesure où je définis le sens que je lui souhaite attribuer. Ainsi ; Observable : n.m, effet qui peut s'apprécier par la mesure ou la visualisation.

recensent ainsi 64 sites d'observation de la ZC dans le monde, mais de fait, davantage se sont depuis greffés sur cette liste.

Ce projet de thèse s'inscrit dans un vaste projet nommé CRITEX qui est intimement lié à l'étude de la Zone Critique. Ce projet piloté par le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) réunit 4 organismes de recherche français et plus de 20 universités et a eu pour vocation de munir deux réseaux de bassins versants d'instruments scientifiques innovants, avec un budget de 7 millions d'euros sur 10 ans. En axant la recherche sur le développement d'outils de mesures performants et offrant une vue nouvelle sur la ZC, avec soit une résolution haute fréquence soit un suivi multi-paramétrique plus temporaire, le programme CRITEX entend soutenir l'effort entrepris dans l'exploration de la ZC.

Les deux ingrédients essentiels de ce travail sont donc réunis : d'un côté l'observatoire naturel et de l'autre l'instrument scientifique innovant. En l'occurrence ici, nous mettons en regard un réservoir géologique fracturé ainsi que l'eau qui y circule, et une méthode d'exploration géodésique. Dans la suite de ce chapitre, nous allons présenter ces deux ensembles individuellement en nous concentrant à la fois sur les enjeux de caractérisation des milieux naturels fracturés et sur l'intérêt des méthodes géodésiques dans le domaine de l'hydrologie. Puis, nous exposerons les problématiques scientifiques liés à l'hydrogéodésie pour l'étude des réservoirs fracturés, ce qui nous amènera à définir les objectifs qui ont façonnés la thèse.

### **1.2.2 Les réservoirs géologiques fracturés**

Dans cette partie, nous proposons une description générale des réservoirs géologiques fracturés en se concentrant sur l'exemple des aquifères fracturés, sur lesquelles est centrée cette étude. Néanmoins, un bon nombre des propriétés de ces derniers est valable pour des milieux similaires tels que certains réservoirs pétroliers ou géothermiques. Nous présenterons ensuite des exemples de méthodes servant à leur caractérisation et nous finirons en exposant différentes questions scientifiques qui sont associés à ces milieux et qui forment le point d'ancrage de cette thèse.

#### **Propriétés physiques et structurales**

Proposons en premier lieu une définition d'un réservoir géologique : *un réservoir géologique est un volume de roche offrant des espaces libres pour la circulation, le stockage ou*

*l'extraction d'une quantité économiquement intéressante de fluides.* A la vision naturaliste de l'objet se superpose ici une vision sociétale plus pragmatique. En effet, cette définition suppose qu'il existe une fraction suffisamment importante du volume de la roche qui n'est pas occupée par de la matière solide, c'est-à-dire les minéraux, et qui de surcroît laisse de la matière fluide se déplacer *facilement* en son sein. Cela veut dire qu'une unité géologique, aussi large et volumineuse soit-elle, qui possède soit de nombreux espaces libres peu connectés, soit une fraction négligeable d'espaces non occupés par les minéraux, n'est pas un réservoir. On appelle porosité  $\phi$ , le rapport entre le volume d'espaces libres  $V_l$ , non occupés par la matrice rocheuse, sur le volume total de la roche<sup>2</sup>  $V_r$  [Domenico et Schwartz, 1998]. Typiquement, les formations argileuses ou marneuses ne peuvent pas être considérées comme des réservoirs selon la définition donnée ci-avant, alors même que l'argile possède une porosité élevée. Cela nous amène à la définition de perméabilité, qui mesure la résistance que soumet un matériau à l'écoulement d'un fluide qui le traverse. L'argile donc, possède une porosité élevée mais une perméabilité très faible. Au contraire, les aquifères sédimentaires à porosité de grain, constitués d'un agencement de graviers et de sables, sont à la fois très poreux et perméables ce qui en fait d'excellents réservoirs géologiques, en l'occurrence en matière de ressource en eau [Domenico et Schwartz, 1998; Gilli *et al.*, 2008].

Toutefois, la plupart des roches ignées, sédimentaires indurées ou métamorphiques en place à la surface de la Terre, par leur assemblage minéralogique seul, sont à la fois peu poreuses et peu perméables. C'est le cas notamment des granites, des schistes, des gneiss ou encore de certaines roches calcaires. Les roches cristallines (plutoniques ou métamorphiques) couvrent pourtant à elles seules 20 à 30% des continents [Gilli *et al.*, 2008; Gustafson et Krásný, 1994] et il serait dommageable qu'elles ne puissent pas être considérées, à cet effet, comme des réservoirs ! Pour qu'elles le soient, il faut quelque chose qui crée une porosité bien connectée supplémentaire qui n'est pas présente initialement.

Or, les roches sont soumises à des contraintes<sup>3</sup> qui les déforment [Tardy, 2006]. Une déformation peut se décomposer en un changement de forme, une rotation et un déplacement comme illustré en figure 1.3. La magnitude et l'orientation de ces trois phénomènes sont fonction des propriétés mécaniques de la roche et du tenseur des contraintes  $\vec{\sigma}$ . Il est plus aisé de visualiser ce tenseur en évaluant les trois contraintes principales notées

---

2. La porosité est trop souvent définie, par commodité, comme le rapport du volume des espaces vides sur le volume total de la roche. Parler de *vides* n'est pas rigoureux, car ces espaces sont occupés par de la matière fluide, sous forme gazeuse et/ou liquide.

3. Soit une force par unité de surface, équivalent à une pression et donc exprimée en Pascals (Pa).



$\sigma_1$  (contrainte maximale),  $\sigma_2$  (contrainte intermédiaire), et  $\sigma_3$  (contrainte minimale) avec  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . On illustre fréquemment ces composantes par un ellipsoïde des contraintes qui est mis en relation avec un ellipsoïde des déformations avec pour axes principaux X, Y et Z (figure 1.4), qui correspondent respectivement à l'axe d'allongement maximal, l'axe intermédiaire et l'axe de raccourcissement maximal. Lorsque les contraintes sont anisotropes ( $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$ ) mais leurs directions sont coaxiales avec celles des déformations, il n'en résulte qu'un changement de volume nommé *cisaillement pur*. Dans ce cas, la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  coïncide avec l'axe de raccourcissement maximal Z et de même, on a  $\sigma_2$  qui coïncide avec Y puis  $\sigma_3$  avec X (figure 1.4). Dans le cas d'une déformation non-coaxiale, dite de *cisaillement simple*, les axes de l'ellipsoïde de déformation subissent en plus une rotation [Tardy, 2006].

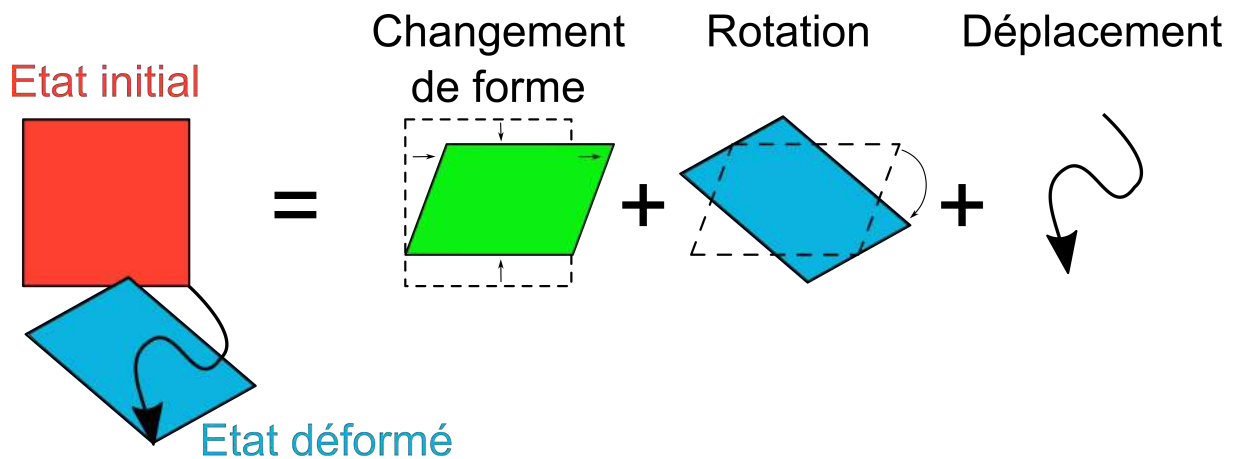


FIGURE 1.3 – Définition visuelle de la déformation.

Ainsi, une formation rocheuse peut emmagasiner l'énergie fournie par un champ de contraintes qui lui est appliqué en se déformant d'abord de manière réversible (soit élastique, en pouvant restituer l'énergie) puis de manière irréversible (ou plastique, soit une dissipation lente de l'énergie). Si la contrainte augmente encore, la limite de rupture est atteinte et l'énergie de la contrainte est dissipée soudainement en engendrant une « déchirure » de la roche, qui est dénommée *fracture* (figure 1.5). On parle alors de *déformation cassante* des roches. Une fracture désigne donc une discontinuité sub-planaire de la roche qui se forme lorsque, localement, les contraintes exercées sur la roche dépassent ses limites d'élasticité et de plasticité en atteignant la rupture. En fait, c'est grâce à la présence de fractures qu'une unité géologique à l'origine peu poreuse peut prétendre être un réservoir.

Les fractures regroupent deux catégories [Bonnet *et al.*, 2001] :

1. Les fractures créées par un déplacement normal à ses surfaces (mode I, figure 1.6). Cet

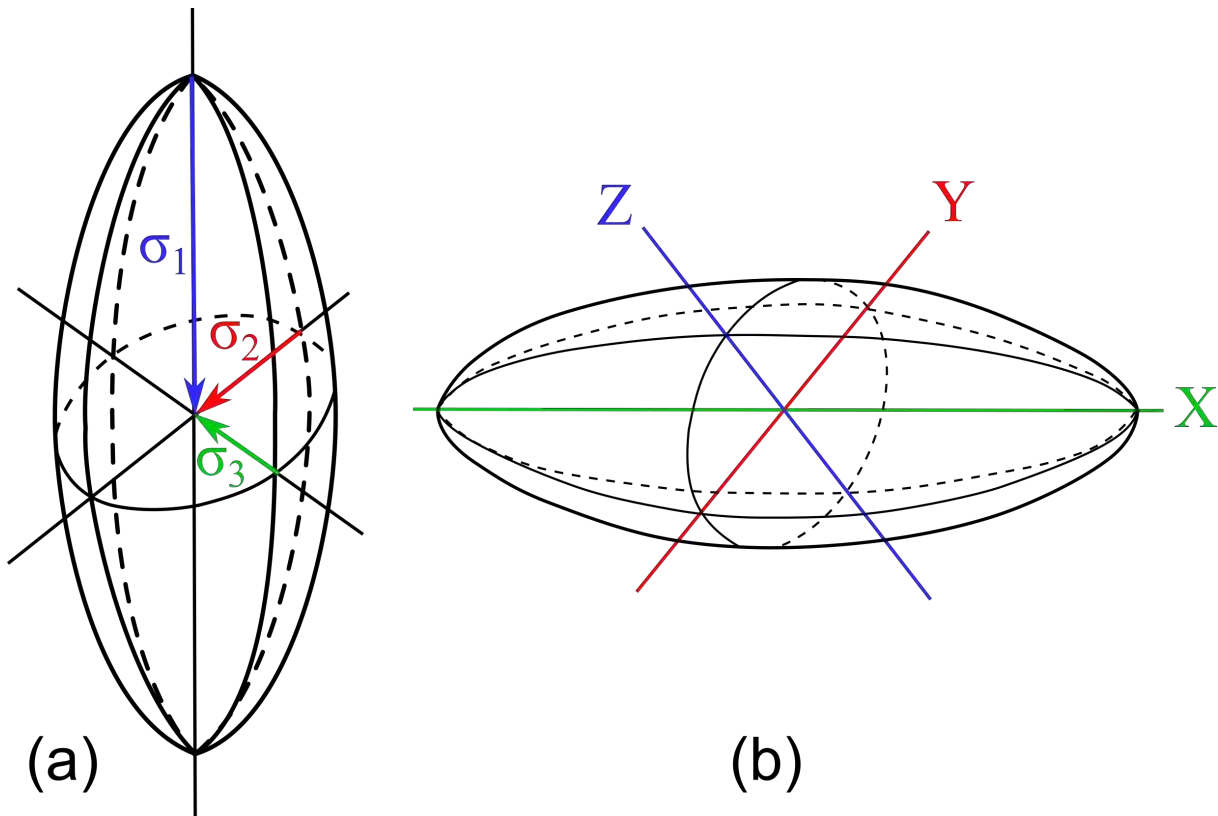


FIGURE 1.4 – Ellipsoïdes des contraintes (a) et des déformations (b). Modifié d'après Tardy [2006].

ensemble comprend les diaclases, souvent présentes dans les roches sédimentaires orthogonalement aux plans de stratifications, et les fentes de tension qui contiennent généralement des minéraux précipités sous forme de fibres étendues le long de ses bords.

2. Les fractures engendrées par un déplacement tangentiel à ses surfaces, aussi appelées *failles* (mode II et III, figure 1.6).

Les joints stylolithiques ne sont pas considérées *sensu stricto* comme des fractures car leur mode de formation n'est pas purement mécanique, mais plutôt lié à une dissolution de la roche à pression élevée [Fletcher et Pollard, 1981]. Cependant dans ce manuscrit, nous engloberons volontairement et par commodité sous le terme *fracture* toute discontinuité de la roche. L'extension des fractures naturelles est très variable, balayant huit ordres de grandeurs : de  $10^{-3}$  à  $10^5$  m. Quant à leur ouverture, autrement dit la distance moyenne qui sépare les deux faces<sup>4</sup> d'une fracture, elle est généralement de l'ordre de  $\sim 100 \mu\text{m}$  à  $\sim 1 \text{ cm}$ . La limite supérieure de cet intervalle peut être excédée localement, et de fait elle est bien souvent délicate à estimer.

Les processus engendrant des contraintes suffisantes pour créer des fractures peuvent

4. Encore appelées *épontes*, *miroirs*, *parois*, *lèvres* ou *bords*... selon les cas et les auteurs.

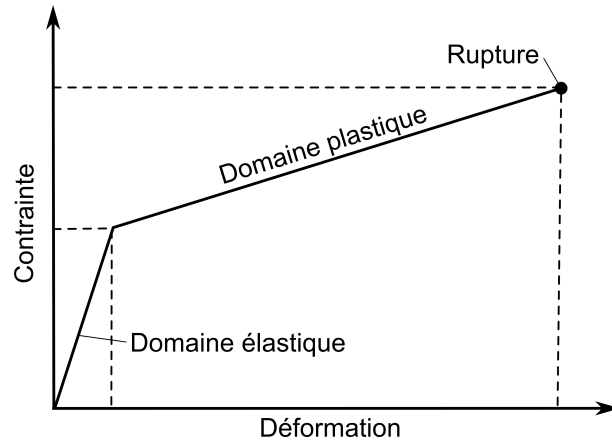


FIGURE 1.5 – Phases des déformations en fonction des contraintes exercées sur une roche avant sa rupture, qui engendre une fracture. Modifié d'après Tardy [2006].

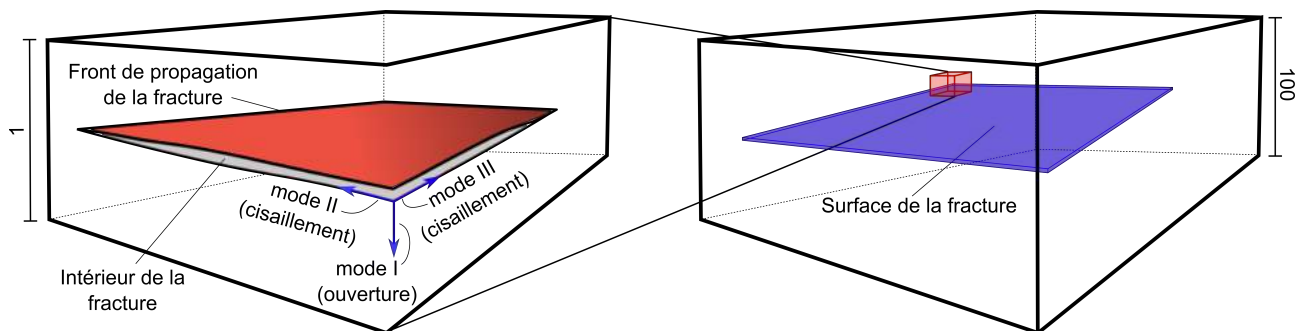


FIGURE 1.6 – Illustration des modes de propagation d'une fracture modifié d'après Pollard et Aydin [1988]. Les fractures qui ne s'ouvrent que selon le mode I sont appelées *diaclasses* ou fentes de tension. Les autres, qui ont une composante cisailante selon les modes II et III, sont des *failles*.

être divers et sont sujets à débat. On considère généralement que les failles régionales ont une origine tectonique et que leur apparition est donc liée aux contraintes régionales provoquées par le mouvement des plaques lithosphériques. A plus petite échelle, l'orientation des failles peut être en partie contrôlée par la redistribution locale des contraintes découlant de l'interaction mécanique qui existe entre elles. Ainsi, la façon dont la faille a décalé les deux blocs qu'elle sépare est directement liée à la distribution des contraintes qui ont été appliquées au milieu. On distingue trois cas extrêmes qui résultent essentiellement de l'orientation de la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  et minimale  $\sigma_3$  par rapport au bloc déformé, ainsi que de la différence  $\sigma_1 - \sigma_3$  (figure 1.7) :

1.  $\sigma_1$  est vertical et  $\sigma_3$  est horizontal, donnant naissance à une faille *normale*. Cela se produit notamment lorsque la roche est soumise à un régime extensif qui diminue fortement les contraintes selon une direction préférentielle du plan horizontal. Dans ce cas, les fractures formées ont un pendage<sup>5</sup> de l'ordre de 60°.
2.  $\sigma_3$  est vertical et  $\sigma_1$  est horizontal, ce qui engendre une faille *inverse*. Elle apparaît alors lorsqu'il y a une contrainte compressive horizontale très forte dans selon direction horizontale préférentielle. Le pendage de l'objet est alors situé autour de 30°.
3.  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  sont ensemble dans le plan horizontal créant une faille *décrochante*. Dans ce cas, il existe à la fois une grande contrainte compressive et une grande contrainte extensive perpendiculaires dans le plan horizontal. Contrairement au cas précédents, les blocs sont décalés uniquement latéralement.

Indubitablement, les failles naturelles présenteront presque toujours des cas intermédiaires aux situations mentionnées ci-dessus. On pourra alors décrire une faille comme normale avec une composante décrochante par exemple.

D'autre part, les fractures en mode I peuvent avoir des origines plus variées. Parmi celles-ci, celles qui sont d'extension pluri-métrique se présentent souvent sous forme de joints d'exfoliation débitant la roche en blocs ou en feuillets. Plusieurs explications ont été proposées sur leur formation (voir Guihéneuf [2014]) : 1) décompression verticale de la masse rocheuse par érosion des couches sur-jacentes [Twidale, 1973] ; 2) contraintes provoquées par le gonflement de certains minéraux phyllosilicatés proches des argiles, par hydratation [Lachassagne *et al.*, 2011; Maréchal *et al.*, 2004; Wyns *et al.*, 2004] ; 3) combinaison de plusieurs contraintes horizontales suffisamment larges, notamment liée à des phénomènes thermo-

---

5. Angle formé par la ligne de plus grande pente d'un miroir de faille et le plan horizontal.

mécaniques apparaissant lors du refroidissement des roches plutoniques et à leur exhumation Nadan et Engelder [2009]; Segall *et al.* [1990]. Ces joints sont généralement sub-horizontaux et leur densité<sup>6</sup> diminue avec la profondeur, jusqu'à une centaine de mètres.

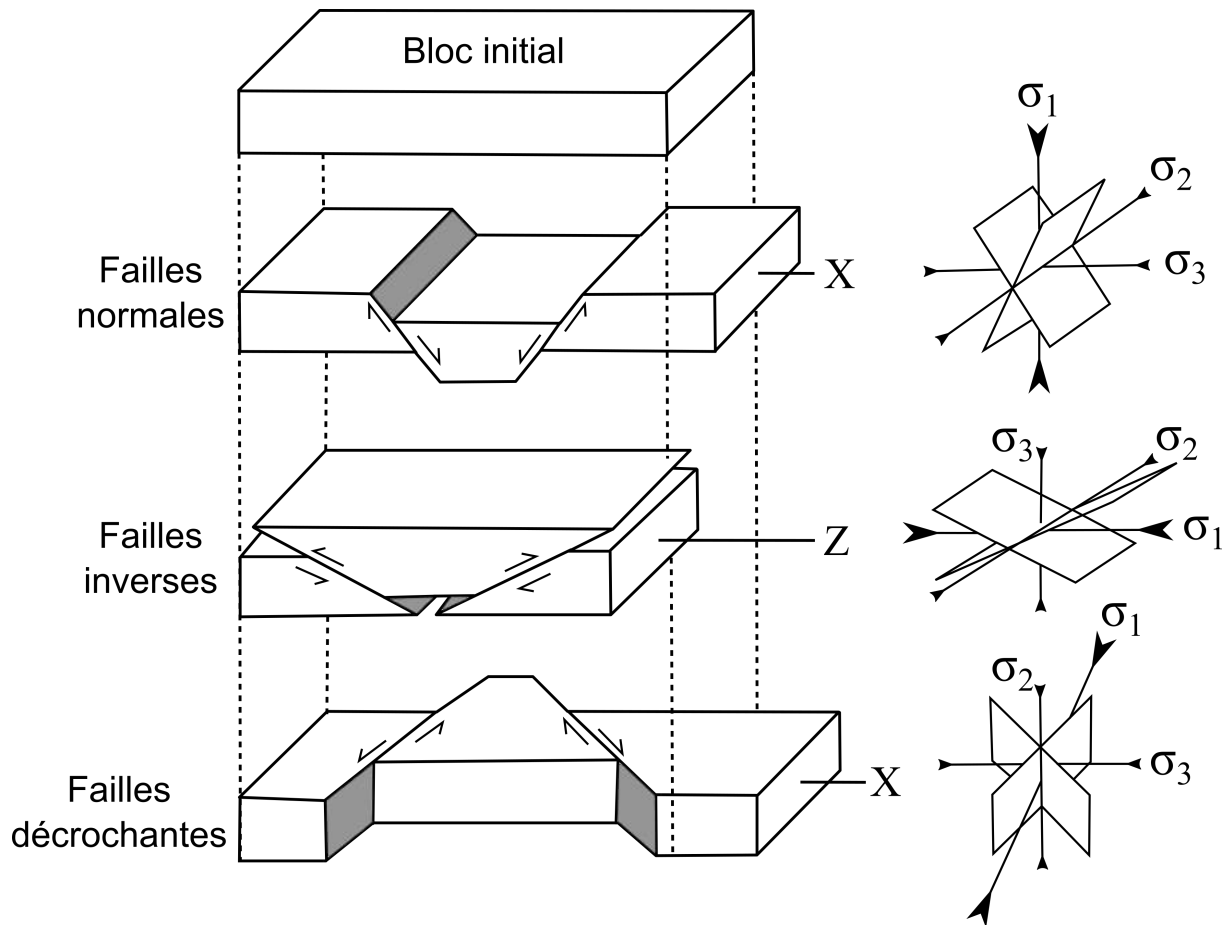


FIGURE 1.7 – Blocs diagrammes des trois types fondamentaux de failles conjuguées et directions des contraintes principales associées. Modifié d'après Tardy [2006], après Mattauer [1973].

Il n'est pas anodin de devoir se pencher sur la genèse des fractures dans un réservoir géologique pour en comprendre le fonctionnement hydrologique. En effet comme nous l'avons vu, les caractéristiques géométriques des fractures sont issues de l'historique des contraintes qui ont été appliquées au bloc dans lequel elles sont apparues. Pour les géologues, l'observation de ces empreintes permet de révéler l'histoire du mouvement de la lithosphère et de reconstruire les champs de contraintes passés ou présents [Tardy, 2006]. Ainsi pour les hydrogéologues qui s'intéressent aux réservoirs fracturés, ces informations sont utiles car étant donné que l'objet de leur étude est en grande partie, invisible puisque profondément enfoui, la connaissance des états de contraintes passés au travers de l'histoire tectonique d'une région donne une estimation *a priori* des directions selon lesquelles les fractures peuvent

6. Ici, on entend par *densité de fracturation* le nombre d'objets par unité de distance selon une direction (soit la profondeur dans le cas présent). Dans d'autres cas, elle peut s'exprimer en nombre par unité de volume.

s'étendre. De plus, puisque les fractures constituent les principaux espaces libres pour la circulation des fluides, elles concentrent et chenalisent les écoulements de ces réservoirs. En conséquence, avoir une idée des directions principales selon lesquelles les flux sont drainés est important sans toutefois être suffisant. Il convient à présent d'examiner les conditions qui rendent possibles les écoulements à petites et larges échelles au sein des réservoirs géologiques fracturés.

### Propriétés des écoulements

#### – *Percolation et connectivité des réseaux de fractures* :

Cette partie s'intéresse à ce qui conditionne et caractérise les écoulements dans les milieux fracturés où la matrice rocheuse, c'est-à-dire l'assemblage des grains de la roche, est considérée comme imperméable. En tout premier lieu, pour qu'il y ait *écoulement* il faut offrir la possibilité à une particule fluide de traverser un volume de roche. Cette propriété du milieu est définie dans le cadre de la théorie de la percolation [Berkowitz, 2002; Berkowitz et Balberg, 1993; Stauffer et Aharony, 1994]. On dit qu'un milieu *percole* lorsqu'il existe au moins un chemin continu qui permette à une particule de le traverser de part en part. En considérant dans un premier temps un amas de fractures perméables, il faut que celles-ci soient suffisamment connectées pour former un réseau percolant. Intuitivement, on s'imagine que ces conditions favorables à l'écoulement dépendent de la densité des fractures, de leurs tailles, de leur distribution dans l'espace, de leurs orientations et de leurs formes. De très nombreuses études théoriques et pratiques ont été consacrées à l'influence de ces différents paramètres sur les propriétés d'écoulements des milieux fracturés. Elles ont généralement abouti à systématiser le comportement géométrique et hydraulique des systèmes fracturés. Les tenants et les aboutissants de ces travaux dépassent nettement le cadre de cette thèse mais il s'agira néanmoins d'évoquer succinctement les résultats clés de ces recherches.

Dans un domaine très idéalisé contenant des fractures de même forme, de même taille, uniformément réparties dans l'espace et orientées de façon aléatoire, il est possible de définir une densité de fracture critique à partir de laquelle le milieu percole. Si  $p$  représente la densité de fracturation d'un domaine, on définit par  $p_c$  la densité critique correspondant au seuil de percolation<sup>7</sup>, autrement dit à la densité de fracturation minimale pour obtenir un

---

7. A noter qu'en toute rigueur, ce seuil ne peut être brutal que dans les milieux de taille infinie. Dans la nature, on étudie des systèmes de tailles finies. Alors, le seuil de percolation intervient autour d'une valeur moyenne qui dépend de la taille du système et auquel est associé un écart-type.

amas de fracture qui percole. Il a été montré que de nombreuses quantités géométriques et physiques  $\Lambda$  des milieux fracturés obéissent à des lois de puissance de la forme [Berkowitz, 2002; Bour, 1997] :

$$\Lambda(p) \propto |p - p_c|^{u_e} \quad (1.1)$$

où  $u_e$  est un exposant caractéristique de la quantité  $\Lambda$  qui ne dépend pas de la structure géométrique du système mais seulement de sa dimension euclidienne. Par conséquent, les quantités telles que le nombre de connections moyen par fracture, la taille moyenne des blocs qui séparent les fractures ou encore la conductivité de l'ensemble d'un réseau de fractures sont principalement contrôlées par l'éloignement du système en termes de densité de fracturation au seuil de percolation  $|p - p_c|$ . En particulier, la longueur de corrélation  $\epsilon$ , qui correspond à la plus grande taille d'amas de fractures connecté dans un système non percolant ou bien à la plus grande taille d'un amas non-connecté dans un système qui percole, obéit à la loi (1.1) [Berkowitz et Balberg, 1993; Davy *et al.*, 2006]. Ainsi, lorsque  $p < p_c$ ,  $\epsilon$  équivaut à la distance maximale que peut parcourir une particule dans un amas connecté du système et lorsque le système percole ( $p > p_c$ ), c'est la distance au dessus de laquelle le milieu peut être décrit comme un milieu homogène équivalent. Les réseaux de fractures peuvent également avoir des propriétés *fractales* au moins jusqu'à la taille caractéristique du plus grand objet, ce qui veut dire que les propriétés géométriques n'y sont statistiquement pas dépendantes de l'échelle d'observation. Une telle propriété peut avoir certains avantages lorsqu'on la transpose aux réservoirs naturels, car d'après cette théorie, il suffirait de caractériser le réseau de failles à une échelle pour prédire son état à d'autres échelles. Bien évidemment et hélas, ce n'est en réalité pas aussi simple que cela car ces constats restent encore très théoriques et difficilement vérifiables sur le terrain. Toutefois, l'applicabilité de la théorie de la percolation aux réseaux de fractures a été validée, avec des limites, notamment par Balberg [1986]; Balberg *et al.* [1991]; Wilke *et al.* [1985] et confirmé par des études plus récentes [Bour et Davy, 1997] qui appuient le fait que dans les systèmes naturels, le seuil de percolation n'est pas une quantité fixe mais qu'il survient dans une gamme autour d'une valeur moyenne  $\overline{p_c}$ , liée à la taille du domaine considéré. La principale difficulté fut d'accéder une estimation du seuil de percolation pour des milieux naturels qui sortent largement des hypothèses évoquées en début de paragraphe. A titre d'exemple, la taille des failles naturelles est nettement variable comme on peut l'observer en analysant un affleurement rocheux ou bien des photographies aériennes sur lesquelles on peut identifier des traces ou linéaments

(lignes d'intersection entre un plan, i.e. la surface du sol ou d'un affleurement, et les failles) [Sander, 2007]. Néanmoins, il a été remarqué qu'une fois de plus leur taille suivait une distribution en loi de puissance de la forme [Bonnet *et al.*, 2001; Bour et Davy, 1997; Bour *et al.*, 2002] :

$$n(l) \propto l^{-a_e} \quad (1.2)$$

avec  $l$  la longueur caractéristique d'une fracture et  $n$  la fréquence relative.  $a_e$  est un exposant non entier qui varie entre 1 et 4 et qui décrit quantitativement comment sont balancées, en nombre, les petites fractures par rapport aux grandes dans le système. Davy *et al.* [2006] décomposent les réseaux de failles en trois catégories en fonction de la valeur de l'exposant  $a_e$  (figure 1.8). Ces auteurs identifient deux cas extrêmes et un cas intermédiaire. Premièrement lorsque l'exposant  $a_e$  est faible, la connectivité du réseau est contrôlée par les failles de grandes tailles (de l'ordre de celle du domaine ou plus) qui sont peu nombreuses. Dans ce cas, le critère de percolation est simplement contraint par la probabilité de croisement de ces failles. L'autre extrême fait intervenir un nombre très élevé de failles de taille très inférieures à celle du domaine ( $a_e$  élevé). La connectivité d'un tel milieu fait intervenir en premier lieu la densité et est bien contrainte dans le cadre de la théorie de la percolation. Finalement, le cas intermédiaire associe simplement les caractéristiques des deux extrêmes<sup>8</sup>.

Petit à petit, l'échafaudage d'un large cadre théorique fondé sur des approches analytiques et numériques décrivant des milieux fracturés de plus en plus complexes, en 2D et 3D, a permis de mieux comprendre le rôle de la structure et des propriétés des réseaux de failles sur les écoulements et les propriétés hydrauliques à large échelle (voir par exemple Bonnet *et al.* [2001]; Bour et Davy [1997]; De Dreuzy *et al.* [2001a,b, 2012]; Koudina *et al.* [1998]; Le Goc *et al.* [2010]; Long *et al.* [1982]; Long et Witherspoon [1985]; Mourzenko *et al.* [2005, 2011a]). En particulier, Long *et al.* [1982] tentent de déterminer dans quelles conditions un réseau de fractures peut être considéré comme un milieu poreux homogène équivalent. Ces auteurs mettent en avant le fait qu'une densité de fracturation élevée, des ouvertures de fracture homogènes dans le réseau, des orientations largement distribuées et des volumes d'investigations larges tendent à favoriser cette simplification. Plus récemment, Davy *et al.* [2010] et Maillot *et al.* [2014] démontrent que la prise en compte du mode de croissance de

---

8. De façon très imagée mais juste, Philippe Davy (directeur de recherche CNRS, Géosciences Rennes) illustre ces trois cas par leurs équivalents en termes de gouvernements possibles pour un pays : l'oligarchie voire la monarchie (un petit groupe de grands dirige l'écoulement), la démocratie (un grand groupe de petits dirige les écoulements), ou bien, un système intermédiaire de monarchie parlementaire. La plupart des systèmes fracturés naturels sont donc des monarchies parlementaires !



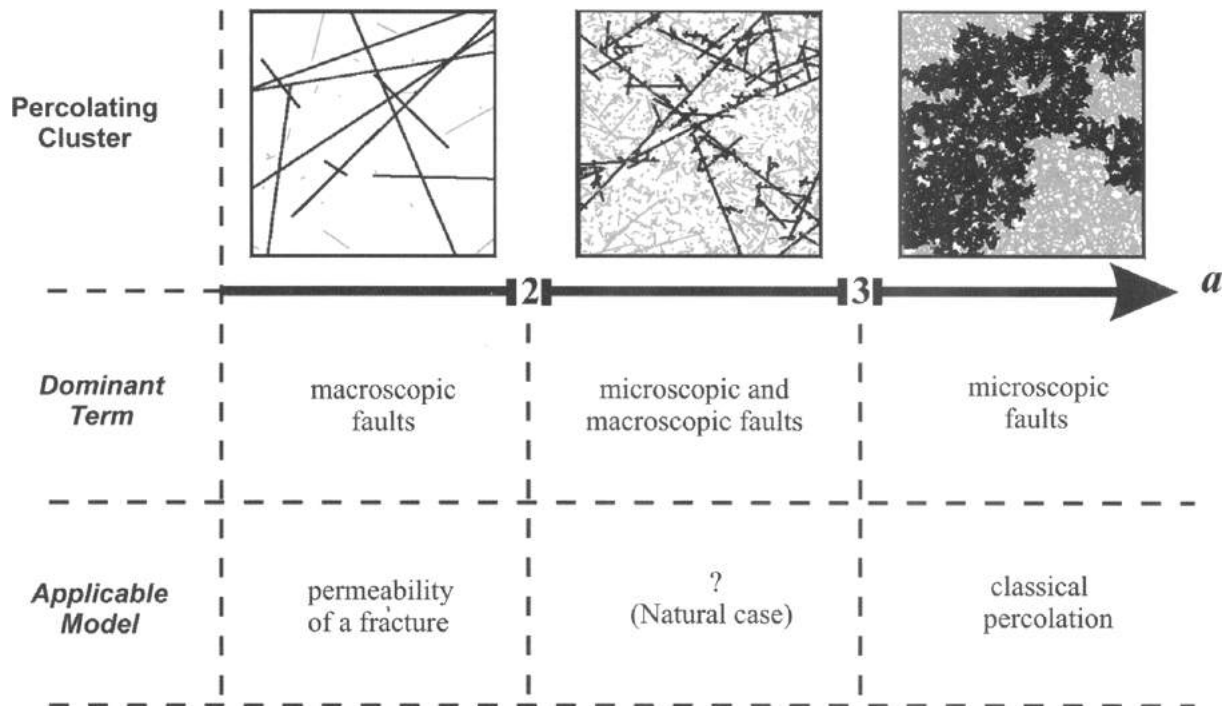


FIGURE 1.8 – Différents régimes contrôlant la connectivité d'un réseau de failles suivant une distribution de longueur en loi de puissance avec pour exposant  $a = a_e$  comme décrit dans l'équation 1.2, d'après Davy *et al.* [2006]. Les cadres supérieurs sont des domaines 2D dans lesquels sont représentés des fractures qui font partie de l'amas percolant (noir foncé) ou non (gris).

failles avec un critère de hiérarchisation, tel que les petits objets s'arrêtent au niveau des plus grands, permet de mieux contraindre les perméabilités des milieux naturels. Ce critère englobe une vision simplifiée des processus mécaniques selon lesquels les grands failles modifient le champ de contrainte à leur alentour de sorte qu'elles soient moins probablement traversées par d'autres de plus petite taille. Cela a notamment pour effet d'augmenter le phénomène de chenalisation [Maillot *et al.*, 2014]. Plus généralement, toutes ces études théoriques ont permis de comprendre que [Adler *et al.*, 2012; Davy *et al.*, 2006] :

1. Il est possible de trouver des critères universels décrivant des propriétés clés du système, comme le seuil de percolation, quelque soit la forme et la distribution des longueurs de fracture, dans la mesure où ces critères sont rationalisés (adimensionnalisés) en fonction d'autres paramètres du problème. Il faut aussi que les orientations et longueurs soient indépendantes.
2. Les grandes structures sont capables de concentrer la majorité des flux du système.
3. Les petites structures lorsqu'elles sont très largement majoritaires créent les conditions favorables pour que le milieu puisse être traité comme homogène à presque toutes les échelles spatiales, pourvu que la densité soit suffisamment importante ( $p \gg p_c$ ).

Ces avancées se sont également reposées sur un aller-retour entre modèles et les observations *in situ* disponibles par des relevés de traces, notamment sur des échantillons de roche ou bien le long des tunnels et des forages (e.g. Bour *et al.* [2002]; Cacas *et al.* [1990]; Patriarche *et al.* [2007]; Sisavath *et al.* [2004]; Thovert *et al.* [2011]). Le point 2 ci-dessus a été validé par exemple par de nombreuses observations telles que celles de Ledéserf *et al.* [1993] à l'échelle d'un échantillon, puis par Olsson *et al.* [1989] dans un tunnel du site suédois de Stripa, connu pour sa grande base de données sur des fractures *in situ*.

– **Écoulement à travers une roche fracturée :**

Henri Darcy fut le premier à énoncer que dans les milieux poreux homogènes et isotropes, la vitesse de percolation  $q$  d'un fluide était proportionnelle au gradient hydraulique  $i$ , soit [Darcy, 1856]

$$q = K_h i = K_h \frac{\Delta h}{\Delta x} \quad (1.3)$$

avec  $\Delta h$  la différence de charge hydraulique entre deux extrémités d'un échantillon de milieu poreux de longueur  $\Delta x$ , et  $K_h$  un coefficient de proportionnalité dépendant des propriétés du milieu et du fluide, nommé *conductivité hydraulique* ou encore *perméabilité de Darcy*. Cette loi empirique établie suivant les résultats d'une série d'expériences en laboratoire, impliquant des écoulements d'eau à travers des colonnes de sables différents en termes de granulométrie, est le pilier de l'hydrogéologie car elle décrit de manière correcte la plupart des écoulements rencontrés dans les réservoirs poreux naturels, pour peu que :

1. le milieu soit suffisamment homogène, c'est-à-dire que les propriétés physiques du milieu sont les mêmes partout. On fait dans ce cas intervenir le concept d'un *volume élémentaire représentatif* (VER), qui est le volume de matériel poreux à partir duquel les hétérogénéités qui le compose ne font plus varier significativement ses propriétés physiques moyennes.
2. le milieu soit suffisamment isotrope, c'est-à-dire que ses propriétés physiques ne varient pas selon la direction,
3. le milieu soit complètement saturé par un seul et même fluide.
4. l'écoulement soit suffisamment lent et/ou suffisamment visqueux, autrement dit il faut qu'il soit *laminaire*.

Bien évidemment, il sera difficile de trouver dans la nature des cas respectant parfaitement toutes les conditions ci-dessus. Cela est d'autant plus vrai pour les milieux fracturés. Pourtant, la loi de Darcy porte une représentation physiquement très censée d'un écoulement

en milieu poreux : un potentiel hydraulique existant dans un domaine entraîne un flux dont l'intensité est modulée par la résistance que lui oppose le milieu, qui tend à dissiper l'énergie insufflée par le potentiel. D'autres systèmes physiques obsèdent au même comportement. L'exemple probablement le plus évocateur est celui du circuit électrique parcouru par un courant d'intensité  $I$  engendré par un potentiel  $U$  et modulé par une résistance à son passage  $R$  tel que  $I = U/R$ . Par analogie avec les termes de l'équation 1.3,  $q$  équivaut à  $I$ ,  $i$  à  $U$  et donc  $K_h$  est comparable à  $R^{-1}$ . Cela signifie que la conductivité hydraulique  $K_h$  joue le rôle de l'inverse d'une résistance et représente ainsi la facilité avec laquelle un fluide peut traverser un milieu poreux.

Pour caractériser le milieu poreux lui-même, on utilise plus couramment un descripteur similaire qui s'affranchit des propriétés du fluide et est relié à  $K_h$  tel que

$$k = \frac{\mu K_h}{\rho g} \quad (1.4)$$

où  $k$  est la perméabilité intrinsèque (exprimée en  $m^2$ ),  $\mu$  la viscosité dynamique du fluide,  $\rho$  sa masse volumique et  $g$  l'accélération de la pesanteur. Les réservoirs géologiques naturels ont des perméabilités couvrant jusqu'à 16 ordres de grandeur selon Rojstaczer *et al.* [2008]. Nous avons vu que les milieux fracturés étaient anisotropes. Cela suppose donc qu'on ne peut pas nécessairement les caractériser avec une perméabilité scalaire. Par conséquent, on utilisera plutôt une version tensorielle de la perméabilité et l'équation 1.3 s'exprimera alors telle que

$$\vec{q} = -\mathbf{k} \frac{\rho g}{\mu} \vec{\nabla} h \quad . \quad (1.5)$$

Il existe des solutions analytiques pour calculer le tenseur de perméabilité  $\mathbf{k}$  d'un réseau de fractures. Par exemple, la formule de [Snow, 1969] est une bonne approximation pour des réseaux denses et très connectés. Mourzenko *et al.* [2011b] proposent une solution analytique fondée sur une distribution de von Mises-Fisher<sup>9</sup> de l'orientation des fractures. Cependant lorsque le réseau percole sans forte connectivité, ce qui est souvent le cas lorsque l'on regarde un milieu naturel à une échelle pluri-décamétrique, ces solutions ne sont pas satisfaisantes pour décrire la perméabilité et les écoulements du système. Dans ce cas, on a le plus souvent recours à des méthodes numériques par lesquelles l'équation 1.5 est discrétisée et résolue pour un réseau où chaque fracture est explicitement représentée et maillée,

9. En somme, on suppose ici que les vecteurs normaux d'une famille de fractures ont des orientations distribuées autour d'un pôle avec une dispersion contrôlée par un unique paramètre.

ce qui permet de traiter des cas complexes pour lesquels le réseau est constitué de fractures polydisperses (différentes tailles), anisotropes et réparties de façon non homogène dans l'espace. Néanmoins, cette approche est plus fastidieuse, plus technique et requiert généralement une puissance de calcul élevée et de nombreuses données pour calibrer correctement les modèles.

Nous avons vu que sur le plan théorique, beaucoup de propriétés des milieux fracturés ne dépendent pas de l'échelle d'investigation. Pourtant dans la nature, la plupart des observables comme la transmissivité  $T_h$  varie nettement avec l'échelle d'observation [Clauser, 1992; Jiménez-Martínez *et al.*, 2013; Le Borgne *et al.*, 2006a; Martinez-Landa et Carrera, 2005; Pedretti *et al.*, 2016; Sánchez-Vila *et al.*, 1996; Shapiro et Hsieh, 1998]. La transmissivité d'un milieu s'exprime

$$T_h = e_m K_h \quad (1.6)$$

avec  $e_m$  l'épaisseur caractéristique du milieu sondé. Cette variabilité à l'échelle d'investigation, qui peut aller du centimètre en laboratoire [Hakami et Larsson, 1996; Shapiro et Hsieh, 1998] au kilomètre avec des méthodes d'analyse fréquentielle des niveaux piézométriques [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013; Pedretti *et al.*, 2016], est illustrée en figure 1.9. Une telle dépendance à l'échelle est étroitement liée à la capacité d'échantillonnage des méthodes de caractérisation : plus le volume de roche sondé est grand, plus il y a de chance d'intercepter les structures les plus conductrices. Une décroissance de la perméabilité avec la profondeur est également identifiée jusqu'à environ 2.5 km sous la surface sans que celle-ci puisse être quantifiée de façon universelle [Ranjram *et al.*, 2015]. Cette décroissance est attribuée à l'augmentation de la contrainte de confinement avec la profondeur qui permettrait aux fractures les plus proches de la surface d'être plus ouvertes et donc plus perméables. De plus, le contrôle vertical principal de la perméabilité est d'abord lié au contexte tectonique pour la proche surface (< 0.1 km) et de la lithologie ensuite (> 0.1 km) [Ranjram *et al.*, 2015; Roques *et al.*, 2016].

**– Écoulement à l'échelle d'une fracture :**

Dans tous les cas, l'écoulement à travers une roche fracturée n'est pas uniquement dépendante des caractéristiques géométriques du réseau. En effet, les propriétés de chaque fracture individuelle influencent grandement les écoulements à large échelle. Il est aisé de se figurer qu'une entité capable de s'écouler à travers un milieu le fera d'autant plus facilement qu'elle a d'espace pour le faire. C'est le cas pour une foule se déplaçant dans les dédales

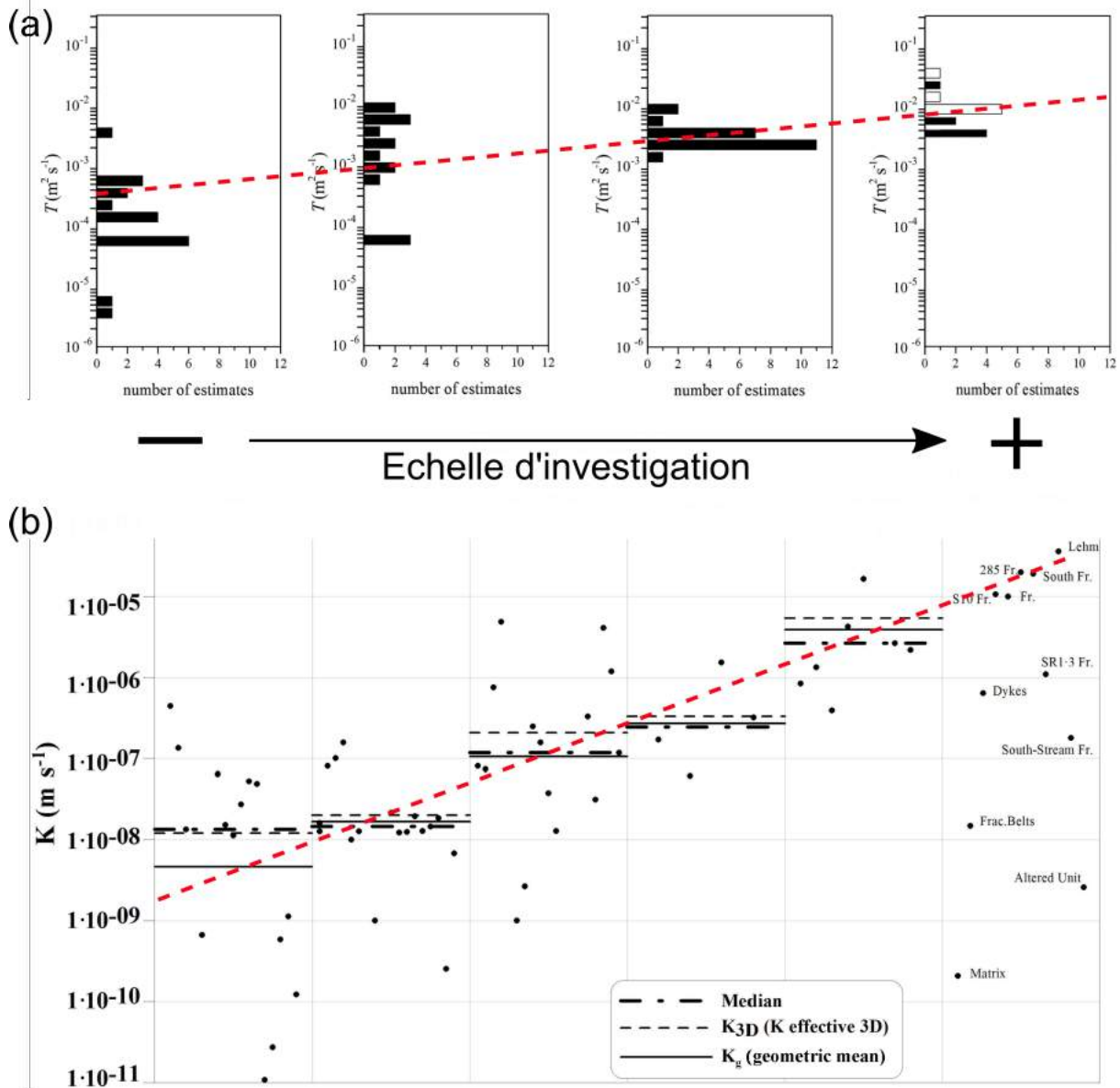


FIGURE 1.9 – Augmentation des valeurs de conductivité ou de transmissivité mesurées *in situ* en fonction de l'échelle d'investigation des tests hydrauliques, réalisés dans deux milieux fracturés cristallins différents : a) données de Jiménez-Martínez *et al.* [2013] et Le Borgne *et al.* [2006a] ; b) données de Martínez Landa *et al.* [2016] d'après Martínez-Landa et Carrera [2005]. Les lignes rouges discontinues ont été ajoutées pour marquer la corrélation positive entre conductivité/transmissivité et échelle.

souterrains des lignes de métro, du trafic automobile dense sur les routes, du sable dans un sablier. Plus le tunnel est large, plus la route comporte de voies parallèles et plus l'orifice laissant s'échapper le sable du compartiment haut vers celui du bas est grand, plus la circulation est facilitée. Il en va de même pour un fluide dans une fracture qui s'écoule d'autant plus facilement que l'écart entre les parois est important.

Une fracture peut être représentée de manière simple et idéalisée par deux plans parallèles séparés d'une distance  $a$  comme illustré en figure 1.10a [Brown, 1987]. Pour un écoulement laminaire une telle configuration est analogue à l'écoulement d'un liquide dans un tube cylindrique non rugueux, classiquement appelé *écoulement de Hagen-Poiseuille*<sup>10</sup>. Dans ce cas, les lignes de flux sont parallèles entre elles et aux parois du tube, et le profil de vitesses est typiquement parabolique selon une direction perpendiculaire à la direction de l'écoulement (figure 1.10a). En d'autres termes, la vitesse d'écoulement décroît avec le carré de la distance au centre du tube et est nulle aux parois. Ainsi, Boussinesq [1868] généralise les équations de Hagen-Poiseuille dans le cas où un fluide se déplace entre deux plaques parallèles infinies. En notant  $Q_x$  le débit spécifique du fluide en  $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ , on a selon la direction de l'écoulement  $x$

$$Q_x = -\frac{a^3 \rho g}{12\mu} \frac{dh}{dx} \quad (1.7)$$

Ainsi, le lien entre les équations 1.7 et 1.5 devient net en posant

$$k = \frac{a^2}{12} \quad (1.8)$$

On appelle généralement (1.7) *loi cubique* pour rappeler la forte dépendance de l'écoulement à l'échelle d'une fracture à son ouverture  $a$ .

Les faces naturelles des fractures sont formées d'aspérités dont les tailles (hauteur) en conditionnent la rugosité. De plus, les aspérités de chacune des parois peuvent être en contact à plusieurs endroits [Brown, 1987; Hakami et Larsson, 1996; Pyrak-Nolte *et al.*, 1987]. Ainsi, l'ouverture réelle ou mécanique  $a_m$  peut varier fortement au sein d'une fracture en fonction de la distance qui sépare localement ses parois. Le modèle conceptuel des plans parallèles semble donc éloigné de la géométrie naturelle de la grande majorité des fractures. Pourtant, Witherspoon *et al.* [1980] ont vérifié à partir d'expériences contrôlées sur des échantillons de roches fissurées que la loi cubique est valable quel que soit le type de roche testée. Plus

---

10. Ne soyons pas chauvins. Il paraîtrait que le cadre théorique de ce type d'écoulement a été établi indépendamment au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle par le français M. Jean-Léonard-Marie Poiseuille et le prussien M. Gotthilf Hagen.

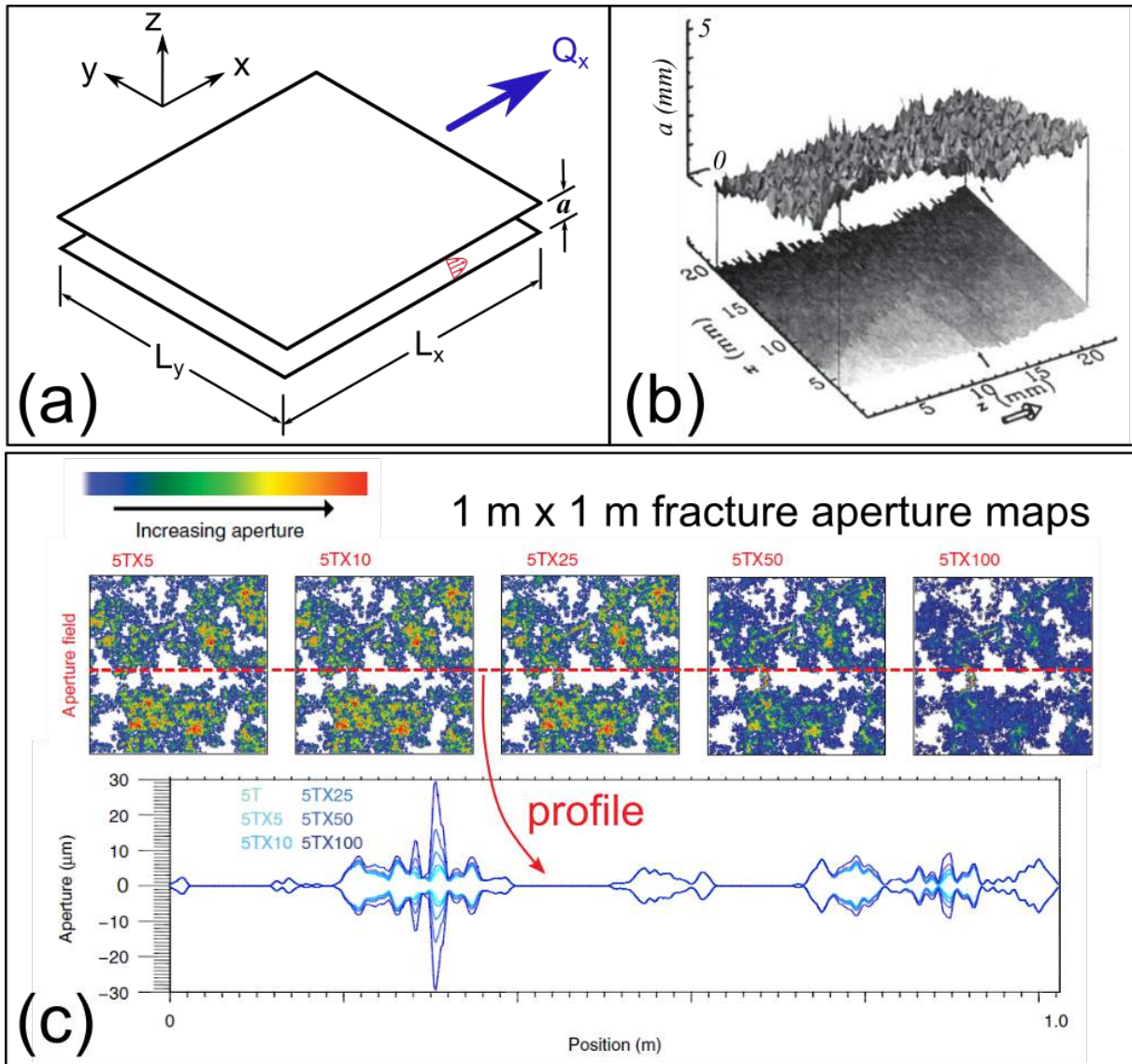


FIGURE 1.10 – Trois visions d’une fracture : (a) plans parallèles (modifié d’après Brown [1987]); (b) Distribution des ouvertures grâce à l’imagerie à résonance magnétique des interfaces eau-roche dans une fracture (modifié d’après Dijk *et al.* [1999]); simulations numériques (modifié d’après Pyrak-Nolte et Nolte [2016]).

précisément, cela semble être le cas dans la mesure où la rugosité, définie comme l'écart-type des altitudes des aspérités par rapport à un plan moyen, reste faible comparée à l'ouverture  $a_m$  de la fracture. En revanche lorsque ce n'est plus le cas, des écarts conséquents à la loi cubique ont été observés [Tsang et Witherspoon, 1981]. En effet, si une part importante des surfaces de la fractures sont en contact, une forte chenalisation des écoulements peut être constatée, avec parfois  $1/5^e$  d'une surface de fracture seulement laissant passer le flux. Dans les conditions où une grande partie de la fracture est fermée ou presque ( $a_m \simeq 0$ ), on dénote donc une complexification très significative de la structure des écoulements, qui devient très dépendante de la géométrie interne d'une fracture mais aussi de paramètres externes comme l'orientation du gradient de pression [Méheust et Schmittbuhl, 2001]. Toutefois, de nombreuses études ont permis de prendre en compte ces effets et de corriger la loi cubique en conséquence. La distribution de l'ouverture mécanique  $a_m$  et sa moyenne ne peuvent être obtenues que si elles sont prescrites, dans les simulations numériques par exemple, ou bien lorsqu'elles sont mesurées spécifiquement en laboratoire, notamment en injectant un composant initialement liquide dans une fissure qui se solidifie ensuite. Par contre, il est impossible à notre connaissance d'en avoir une connaissance précise pour des fractures *in situ*. Dans ce cas, la seule estimation de l'ouverture qui puisse être réalisée est celle de l'ouverture hydraulique  $a_h$  en inversant les mesures de perméabilité avec (1.8). Un exemple de la structure des écoulements induites dans un réseau de fractures à ouvertures distribuées d'une part, et pour des fractures à faces planes parallèles d'autre part est montrée en figure 1.11. De Dreuzy *et al.* [2012] démontrent ainsi qu'à l'échelle d'une fracture la prise en compte d'une distribution pour les ouvertures pouvaient diminuer la perméabilité d'un facteur 6 par rapport au modèle des « plaques parallèles ». Puis à l'échelle du réseau de fractures, la perméabilité globale du milieu avec ouvertures variables résulte d'une compétition entre (i) des écoulements facilités par l'apparition de chenaux concentrant les flux de chaque fracture entre les intersections : (ii) l'apparition de blockages lié à des zones peu ou pas ouvertes dans les fractures qui limitent la connectivité [De Dreuzy *et al.*, 2012].

### Méthodes de caractérisation des réservoirs fracturés

La structure et les propriétés physiques des milieux fracturés façonnent la dynamique des écoulements, qui contrôle de nombreux processus comme le transport de contaminants ou de chaleur [Becker et Shapiro, 2000; Kang *et al.*, 2015; Klepikova *et al.*, 2014], l'activité et



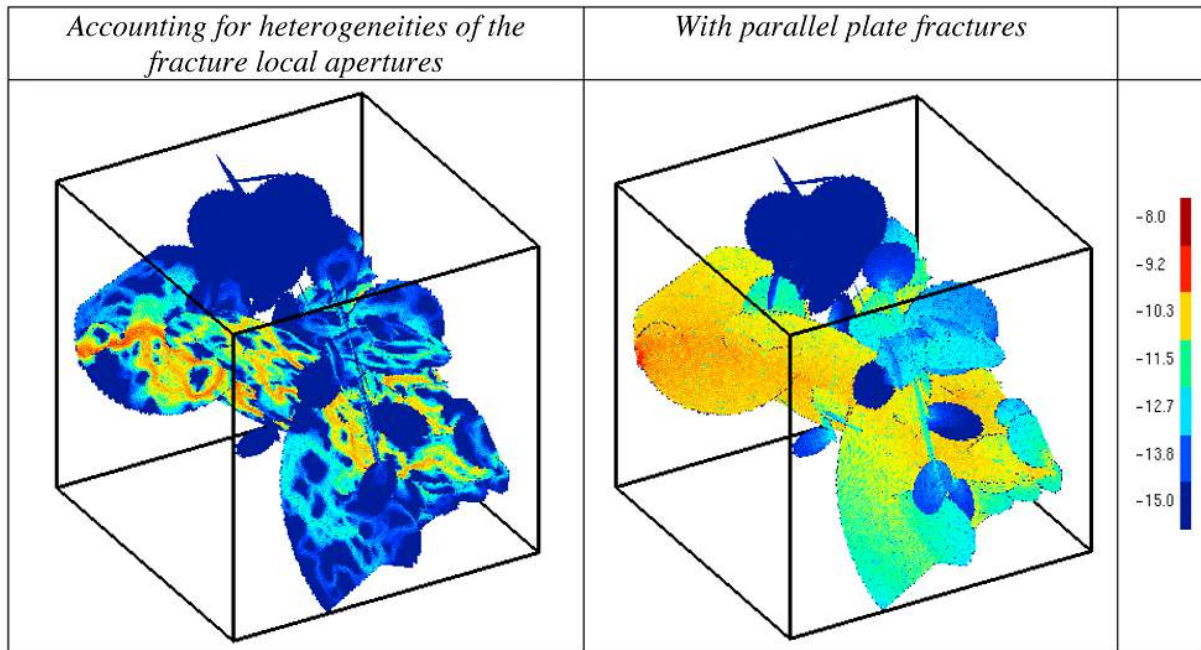


FIGURE 1.11 – Résultats de deux simulations numériques 3D intégrant un réseau de fractures où l'ouverture des fractures est distribuée (à gauche) et où les fractures sont modélisées comme deux plans parallèle séparés par une distance fixe (à droite). Une forte chenalisation des écoulements apparaît logiquement pour le cas où les ouvertures varient dans les plans de fracture. L'échelle de couleur indique l'intensité de l'écoulement (en logarithme). D'après De Dreuzy *et al.* [2012].

le développement des micro-organismes du sous-sol [Ben Maamar *et al.*, 2015; Pedersen, 1997] ou encore la productivité d'un aquifère de socle [Leray *et al.*, 2013, 2012]. En particulier, ces phénomènes ont d'importantes implications géo-économiques comme la production de gaz et de pétrole [Cueto-Felgueroso et Juanes, 2013; Kazemi *et al.*, 1976], l'extraction d'énergie calorifique à partir des réservoirs géothermiques [Pruess, 2006], ou encore le stockage géologique de CO<sub>2</sub> ou de déchets nucléaires [Neuman, 2005; Szulczewski *et al.*, 2012]. Il apparaît donc nécessaire d'accéder à une description suffisamment fine de ces systèmes pour comprendre et prédire leur comportement, et ainsi assurer la pérennité, la rentabilité, la fiabilité et la sécurité de ces projets géotechniques. Toujours est-il que les réservoirs géologiques fracturés sont des systèmes naturels particulièrement difficiles à étudier car, comme nous l'avons discuté précédemment, ils sont fortement hétérogènes et anisotropes bien que la théorie et certaines observations prédisent des invariances d'échelles pour leurs propriétés géométriques et parfois hydrauliques. En outre, il existe encore un décalage entre les modèles théoriques et la réalité du terrain [Davy *et al.*, 2006]. De surcroît, ce sont des milieux souterrains et par conséquent ils sont évidemment invisibles et difficilement accessibles.

On peut donc les sonder de manière directe lorsque des forages ou des tunnels sont en place, mais il s'agit là d'infrastructures coûteuses et souvent localisées qui peuvent ne pas

rendre compte de l'état du réservoir dans son ensemble. D'autre part, il existe des méthodes indirectes qui offrent une vision souvent plus intégrative de ces systèmes, notamment avec des méthodes géophysiques opérées depuis la surface. Enfin, il existe une série de méthodes d'exploration qui combinent les approches directes et indirectes. Une liste non-exhaustive des méthodes de caractérisation des réservoirs fracturés est déclinée dans les tableaux 1.2 et 1.3.

Bien souvent en hydrogéologie appliquée, on s'intéresse à la transmissivité globale du réservoir  $T_h$  mais aussi à son emmagasinement  $S$ , qui reflète sa capacité à stocker ou libérer une quantité de fluide par colonne de roche pour une variation unitaire de la charge hydraulique. L'emmagasinement dépend des propriétés du fluide et du milieu. Ces deux paramètres, qui conditionnent par exemple la productivité d'un aquifère, interviennent dans l'équation de diffusivité qui régit les écoulements dans les milieux poreux [Domenico et Schwartz, 1998] :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T_h}{S} \nabla^2 h \quad . \quad (1.9)$$

Il existe différentes variantes de l'équation 1.9 et plusieurs solutions associées pour des conditions de flux imposées par exemple lors d'un essai de pompage. Nous n'entrerons pas ici dans les détails, car ces méthodes sont classiques et bien connues en hydrogéologie, et le lecteur pourra se référer à la revue de Renard *et al.* [2009] pour plus de précisions. Simplement, nous rappellerons que la solution la plus courante pour interpréter des essais de puits est celle de Theis [1935] qui considère que les flux s'établissent dans un milieu homogène, isotrope et de façon radiale vers le puits qui traverse verticalement tout l'aquifère, et dont le diamètre est négligeable face l'envergure du front de pression engendré par la perturbation.

Quoiqu'il en soit, la description avancée de ce type des réservoirs fracturés passe presque toujours par l'utilisation de plusieurs approches [Dewandel *et al.*, 2005; Karasaki *et al.*, 2000; Roques *et al.*, 2014; Suski *et al.*, 2008] car toutes sont complémentaires puisqu'elles couvrent des échelles d'investigation différentes et donnent accès à des informations diverses (figure 1.12). Toutefois, bien que chacune de ces méthodes ait prouvé son efficacité en apportant des contraintes importantes sur des propriétés clés du milieu (transmissivité, emmagasinement, géométrie, connectivité, dynamique...), il en ressort le fait qu'une méthode seule est généralement limitée par au moins un des points suivants :

1. **Les mesures physiques et/ ou chimiques sont obtenues assez localement par rapport au volume de roche fracturée exploré.** Cela peut limiter la représentativité des

propriétés estimées à une échelle très locale ou rendant ardue l'identification de certains processus. Pour illustrer cela, on peut évoquer les expériences de traçages dits de *push-pull* au cours desquels on injecte et on chasse un soluté dans le milieu, puis après un certain temps celui-ci est pompé à nouveau. On analyse alors l'évolution de la concentration du soluté pendant son retour, ce qui constitue la *courbe de restitution*. L'analyse de cette courbe permet d'estimer les propriétés de transport du milieu (voir par exemple Guihéneuf [2014] et les références à l'intérieur). La concentration à la restitution est souvent mesurée ponctuellement dans le même forage qui sert d'injection et de pompage. Or, il a été montré que plusieurs mécanismes de transport pouvaient expliquer la même forme des courbes de restitution, notamment la partie intervenant longtemps après le pic de concentration (soit *la queue*). En particulier, la distinction entre la diffusion du soluté dans la matrice (ou réseau de fracture secondaire, moins perméable) et l'advection hétérogène (qui résulte du fait que le soluté emprunte divers chenaux de vitesses et de longueurs différentes au sein des fractures et du réseau) est rendue difficile à partir de la courbe de restitution seule. Cela a été clairement mis en avant par Becker et Shapiro [2000, 2003].

2. **Beaucoup de techniques expérimentales nécessitent la présence d'un forage au minimum** et le plus souvent davantage (tableaux 1.2 et 1.3), implantés assez profondément dans la roche fracturée. Ces ouvrages géotechniques peuvent être coûteux voire impossibles à mettre en place dans certains contextes. Dans le cas des aquifères cristallins, la probabilité d'obtenir un puits sec ou peu connecté est relativement élevé comparé à d'autres types d'aquifères (voir par exemple Waltz et Decker [1981]<sup>11</sup> ou Banks *et al.* [2010, 1994]<sup>12</sup>).
3. **Les hypothèses liées à son interprétation.** Le cas le plus évocateur est justement l'utilisation de la solution de Theis [1935] pour interpréter les essais de pompage en milieu fracturé : on sait *a priori* que le milieu s'éloigne très significativement des conditions homogènes et isotropes. Cela introduit une certaine incertitude dans l'estimation des paramètres  $T_h$  et  $S$  [Le Borgne *et al.*, 2004; Meier *et al.*, 1998; Shapiro et Hsieh, 1998]. En revanche, l'interprétation de ce type d'essai avec des modèles dont les hypothèses sont plus adaptées comme celui de Barker [1988] n'est pas toujours commode car les paramètres estimés ne sont pas facilement interprétables et comparables à ceux

11. Cet article de magazine, écrit par des docteurs en géologie américains, est très jouissif par son authenticité et le ton pédagogique employé bien que le titre fasse peur au premier abord.

12. Le style de ceux-là n'est pas mal non plus...

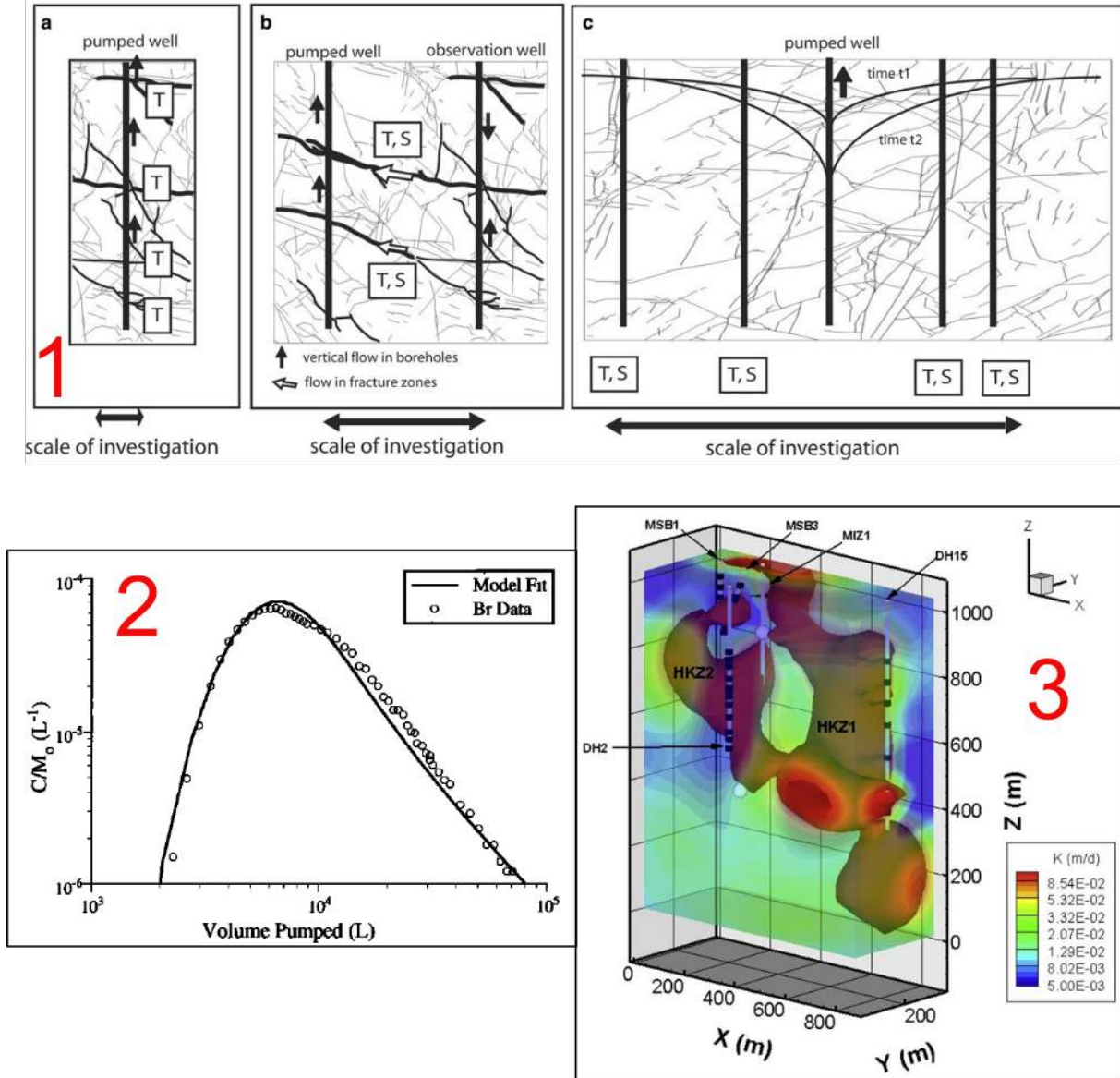


FIGURE 1.12 – Exemples de méthodes de caractérisation expérimentale des réservoirs fracturés. 1) Principe de quelques méthodes hydrauliques classiques avec débitmétrie de forage (a) et d'interférence (b), ainsi que l'essai de puits (c) d'après Le Borgne *et al.* [2006a]. 2) Résultat typique d'un test de traçage (récupération), ici avec du bromure interprété avec un modèle de transport de soluté uniquement dans la fracture, d'après Becker et Shapiro [2000]. 3) Résultat typique d'une inversion de la conductivity hydraulique en 3D à partir des données d'une expérience de tomographie hydraulique, d'après Illman *et al.* [2009].

d'autres méthodes, comme les expériences de débitimétrie inter-forages [Le Borgne *et al.*, 2006a,b].

TABLEAU 1.2 – Principales méthodes de caractérisation des réservoirs fracturés (partie I). Inspiré de Bense *et al.* [2013].

Méthode	Principe et but	Contraintes et données	Remarques	Exemples d'étude
<i>En laboratoire</i> Expériences sur échantillons de roche	Suivi d'un écoulement contrôlé ( $dh/dx$ et $Q_x$ de eq. 1.7 mesurés) pour calculer la perméabilité	Préparation et dimensionnement échantillon, étanchéité de l'expérience	Mesure représentative des plus petites échelles des milieux fracturés	Elkhoury <i>et al.</i> [2011]; Evans <i>et al.</i> [1997]
<i>In situ ou aérien</i> Cartographie des traces	Recenser longueur, orientation, densité, etc., des traces de fractures pour analyse statistique	Relevé au niveau d'affleurement, de tunnels, de forages ou photos aériennes	Information sur la structure et la connectivité du réseau, mais pas sur les perméabilités effectives	Bour <i>et al.</i> [2002]; Koita <i>et al.</i> [2010]
Méthodes géophysiques de surface	Utiliser des mesures physiques indirectes sensibles aux contrastes de propriétés des milieux	Imagerie indirecte des milieux possibles mais 3D difficile. Sensibilité aux structures fines comme les fractures parfois très limitée. Nécessite forage diamètre suffisant. Imagerie indirecte des milieux possibles, plus facile d'accéder au 3D, surtout si combiné à méthode de surface. Sensibilité aux structures fines comme les fractures parfois limitée.	Inversion données parfois compliquée. Exploration peu profonde (< 100 m) sauf pour méthodes sismiques sous certaines conditions (très coûteuses).	Cf. revue de Binley <i>et al.</i> [2015]
Méthodes géophysiques en forage	Utiliser des mesures physiques indirectes sensibles aux contrastes de propriétés des milieux	Nécessite forage diamètre suffisant. Imagerie indirecte des milieux possibles, plus facile d'accéder au 3D, surtout si combiné à méthode de surface. Sensibilité aux structures fines comme les fractures parfois limitée.	Inversion données parfois compliquée. Intégration verticale possible.	Dorn <i>et al.</i> [2012]
Débitimétrie en forage / Tomographie hydraulique	Provoquer et suivre une perturbation hydraulique. Estimations transmissivité et emmagasinement	Mesures pressions et/ou débits dans les forages, éventuellement avec obturateurs hydrauliques (ou <i>packers</i> ) pour isoler des fractures	Possibilité d'avoir une estimation assez directe des propriétés <i>in situ</i> , de la connectivité et de l'anisotropie pour des mesures répétées mais effet principal des structures très conductrices	Illman <i>et al.</i> [2009]; Le Borgne <i>et al.</i> [2006b]; Paillet [1998]
Essais de pompage	Provoquer et suivre une perturbation hydraulique. Estimations transmissivité et emmagasinement de l'aquifère	Mesures pressions et débits dans les forages	Possibilité d'avoir une estimation intégrative directe des propriétés <i>in situ</i> avec contribution des réseaux moins perméables	Le Borgne <i>et al.</i> [2006a]; Renard <i>et al.</i> [2009]
Cartographie piézométrique	Interpolation géostatique des niveaux piézométriques d'un réseau de forages pour discerner des discontinuités d'écoulement	Niveaux piézométriques. Nécessite plusieurs forages avec une bonne couverture spatiale	Utile pour imager des grandes failles facilement. Nécessite un espacement de forages faibles autour de la discontinuité en question pour une bonne fiabilité.	Haneberg [1995]

TABLEAU 1.3 – Principales méthodes de caractérisation des réservoirs fracturés (partie II, suite du tableau 1.2). Inspiré de Bense *et al.* [2013].

Méthode	Principe et but	Contraintes et données	Remarques	Exemples d'étude
<i>In situ (suite)</i>				
Analyse des séries temporelles de piézométrie	Déduire le comportement d'un aquifère fracturé (transmissivité et emmagasinement global) et temps de transferts recharge-piezomètre à partir des séries temporelles piézométriques	Suivi continu de la piézométrie, sur plusieurs forages de préférences pour accroître la robustesse des estimations	Méthode efficace, simple et informative pour caractériser un aquifère dans son fonctionnement inter-annuel	Jiménez-Martínez <i>et al.</i> [2013]; Pedretti <i>et al.</i> [2016]
Expériences de traçage et suivi traceurs naturels	Suivre (après injection éventuelle) l'évolution en concentration d'un fluide ayant des propriétés distinctes de l'eau ambiante, ou suivre des espèces chimiques de l'eau	Interprétation concentration d'espèces chimiques, températures, conductivité	Possibilité d'accéder aux propriétés de transport, de réactivité, de structure des flux, de stockage de matière et d'énergie des milieux.	Becker et Shapiro [2003]; Guihéneuf [2014]; Klepikova <i>et al.</i> [2014]
<i>Modélisation numérique</i>				
Modèles de fractures discrètes (DFNs)	Intégration et interprétation de données de relevés de traces, simulation des flux et tenseurs de perméabilité	Requiert une analyse stéréologique pour passer des cartes de traces (2D) à la structure (3D). Contrainte avec données hydrauliques est plus robuste.	Nécessite des données nombreuses. Hypothèses nombreuses pour l'analyse stéréologique et les ouvertures de fractures. Surtout valables pour des échelles de ~ 10 m.	Patriarche <i>et al.</i> [2007]; Thovet <i>et al.</i> [2011]
Modèles à domaines continus	Intégration et interprétation de données de terrain large échelle, simulation des flux	Contrainte avec données hydrauliques et/ou géochimiques est plus robuste.	Inclusion des failles dans le modèle délicate si leur géométrie est mal connue.	Leray <i>et al.</i> [2013]

Par conséquent, beaucoup d'approches innovantes couplant différentes méthodes simultanément, ou s'appuyant sur des technologies émergentes, ont été développées ces 20 dernières années.

Par exemple, les expériences de traçage peuvent être supplémentées par des méthodes d'imagerie géophysique telle que le *ground penetrating radar* (GPR) car celle-ci est sensible aux variations de permittivité diélectrique du milieu [Dorn *et al.*, 2013, 2012; Shakas *et al.*, 2016]. Ainsi, il est possible de tirer parti du contraste de permittivité induit par l'injection d'un traceur salin dans le milieu fracturé saturé par une eau naturelle réfléchissant moins bien les ondes électromagnétiques émises par le GPR. Il est donc possible de suivre de façon dynamique à la fois l'évolution de la concentration du traceur mais aussi sa propagation dans les fractures (figure 1.13). Cela apporte une contrainte supplémentaire sur les expériences de traçage qui peut être exploitée afin de mieux évaluer les limites des traçages comme les effets densitaires, de mieux comprendre les processus de transport, et de mieux identifier la géométrie des écoulements [Shakas *et al.*, 2016]. De plus, ces expériences ont permis de conditionner efficacement des modèles stochastiques 3D de fractures discrètes en réduisant très significativement le champs des paramètres probables pour leur inversion [Dorn *et al.*, 2013]. Ces exemples, en outre, ont l'avantage de limiter les problèmes 2 et 3 soulevés ci-avant. De même, on peut noter que le développement des tests de traçage est aussi centré sur des traceurs innovants. L'utilisation des micro-organismes, présents naturellement ou injectés dans le milieu, peuvent apporter des informations sur la dynamique du réservoir à plusieurs échelles de temps et renseignent sur la réactivité chimique du milieu [Ben Maamar *et al.*, 2015; Harvey et Harms, 2002]. D'autres traceurs reposent sur les propriétés rhéologiques des fluides non-newtoniens [Boschan *et al.*, 2007, 2003]. La propagation de ces fluides dans les milieux fracturés semble dépendre fortement de leur concentration, de la vitesse du flux et de l'ouverture d'une fracture. Une application potentielle serait donc de sonder différentes parties d'un réseau de fractures en testant différentes vitesses de flux et différentes compositions de traceur, afin de caractériser les ouvertures et les différentes « imbrications » d'un réseau au sein d'un même volume d'investigation. Ces approches innovantes sont néanmoins encore en cours de développement [Roques *et al.*, 2015].

Un autre exemple basé sur l'utilisation assez récente pour les sciences de l'environnement d'une technologie ayant pris son essor à partir des années 50 : la fibre optique. Entre autre, la fibre optique peut être employée pour mesurer la température avec une grande précision, à haute fréquence et sur des longues distances dans plusieurs systèmes naturels tels



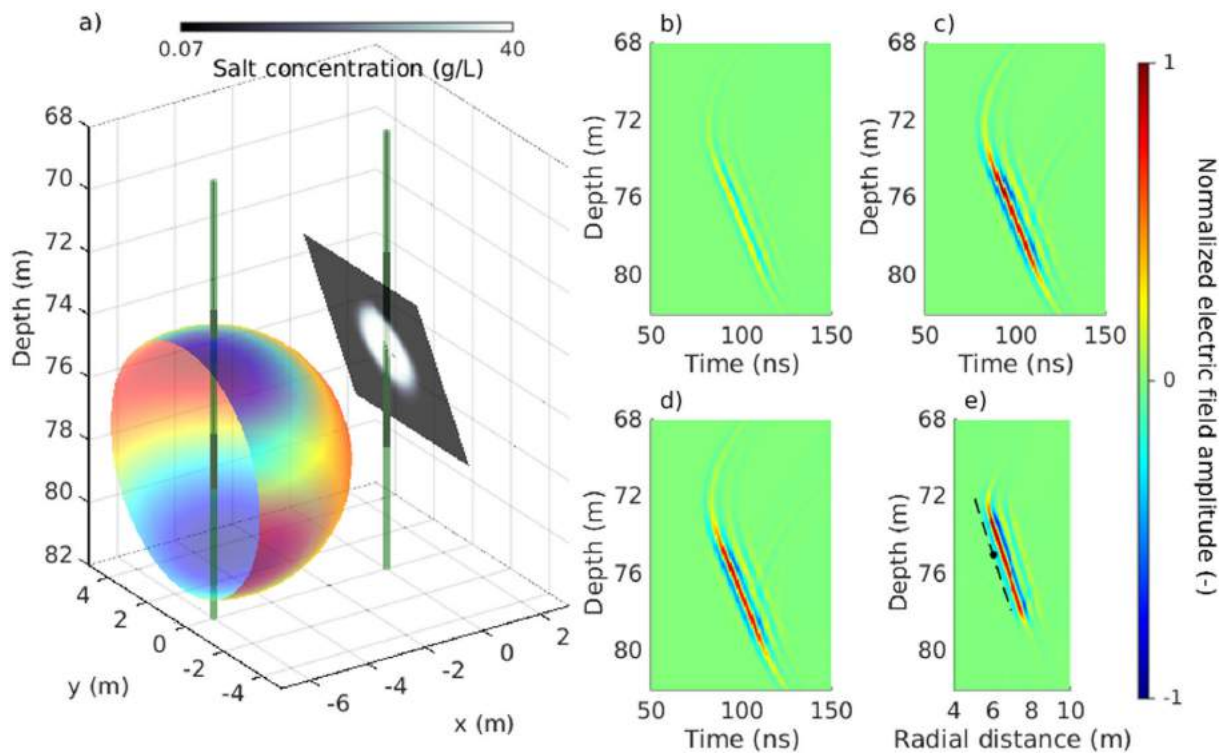


FIGURE 1.13 – Principe et résultat d'une expérience couplant imagerie GPR et traçage salin d'après Shakas *et al.* [2016]. Une onde électromagnétique est envoyée dans les trois directions de l'espace à partir d'un forage pendant que l'on injecte un traceur salin dans une fracture intersectant un forage voisin (a). Les ondes sont renvoyées par des réflecteurs vers l'appareil qui mesure le temps de retour des ondes ainsi que leur amplitude. Le traceur salin étant un réflecteur plus efficace, il est possible de suivre sa propagation dans la fracture après un traitement des temps de réponse approprié (b à e).

que les rivières, les littoraux, les lacs ou encore les forages [Selker *et al.*, 2006]. L'avantage d'une telle mesure distribuée à haute fréquence est multiple pour une application aux réservoirs fracturés. D'une part lorsqu'une fibre est installée le long d'un forage, il est possible de suivre en temps réel les flux grâce à l'utilisation d'un traceur thermique (eau chaude, figure 1.14). Ainsi, non seulement la mesure est directe sur l'ensemble de la profondeur mais elle présente l'avantage supplémentaire de réduire fortement la perturbation des flux eux-mêmes car la fibre a un diamètre négligeable par rapport à celui du forage. De fait, il est possible de localiser les structures conductrices recoupant le forage [Read *et al.*, 2013] et d'inverser les données pour estimer les propriétés du milieu [Klepikova *et al.*, 2013, 2016, 2014].

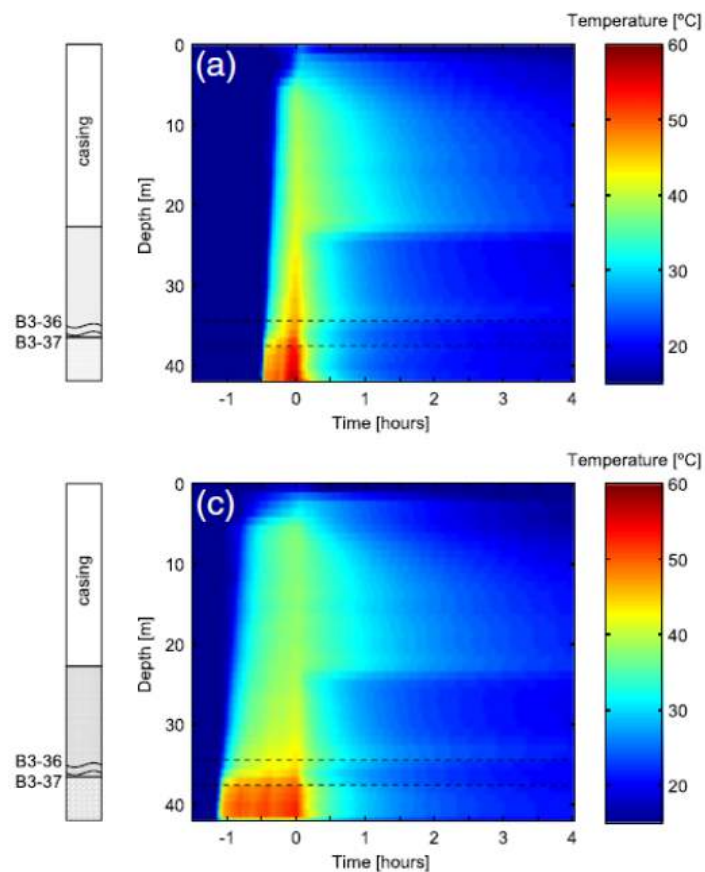


FIGURE 1.14 – Expérience de traçage thermique par fibre optique dans un forage d'après Read *et al.* [2013]. De l'eau chaude (50°C) est injectée dans le forage à 43 m de profondeur pendant  $t < 0$  h. Le suivi distribué de la température tout au long du forage grâce à la fibre optique met en évidence la zone fracturée (délimitée en pointillés) à la fois en ambient (a) et en condition de pompage près de la surface (c).

Une approche intéressante pour décrire l'évolution des paramètres hydrauliques en fonction de l'échelle d'investigation de l'expérience est de rendre périodiques les tests hydrauliques classiques tels que les *slug tests* ou les pompages (figure 1.15). En effet, en alternant à

différentes fréquences les phases de pression-dépression d'un milieu, les flux engendrés explorent des volumes de roche différents et l'évolution des réponses en pression reflètent les propriétés moyennes des zones explorées par l'eau mobilisée pour chaque fréquence [Guil-tinan et Becker, 2015; Renner et Messar, 2006].

Enfin, il convient de remarquer que la plupart des méthodes présentées jusqu'ici sont capables d'intégrer le comportement et les propriétés des réservoirs fracturés jusqu'à plusieurs centaines de mètres en général, hormis les méthodes d'analyses spectrales des séries piézométriques [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013; Pedretti *et al.*, 2016]. Or, un réservoir dans son ensemble a généralement des dimensions plurikilométriques et la compréhension de sa dynamique globale est pourtant tout aussi importante.

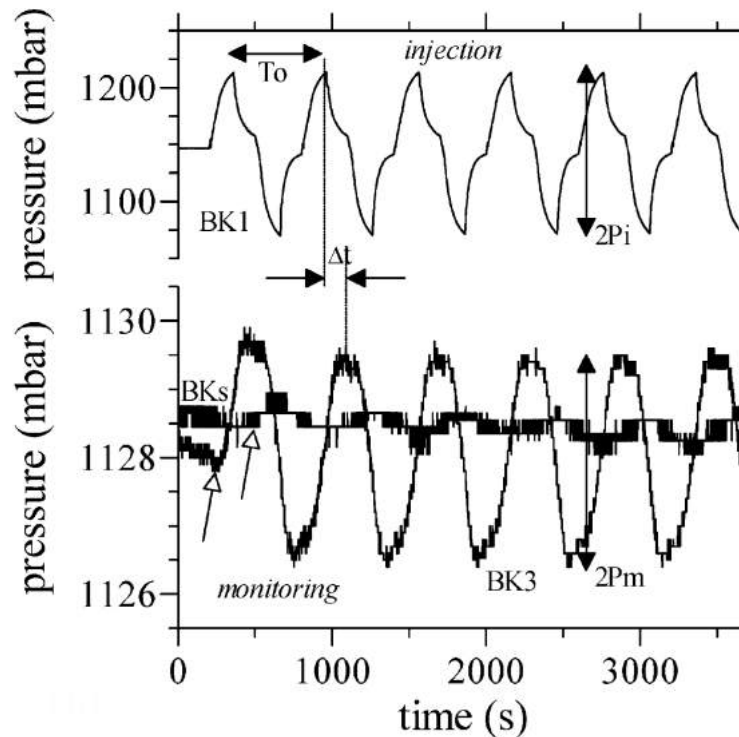


FIGURE 1.15 – Exemple de pompage périodique d'après Renner et Messar [2006]. La graphique supérieur correspond à la pression enregistré dans le puits perturbé, et celui du dessous montre la réponse en pression dans deux puits situés à des distances différentes du puits sollicité.

Dans le cas des aquifères, une bonne compréhension des processus liés à la recharge du système et à son transfert dans le milieu, ainsi que sa quantification, sont nécessaires pour établir des exploitations d'eau souterraine pérennes<sup>13</sup>, mais aussi pour comprendre l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau ainsi que prévenir les risques de

13. Bredehoeft [2002] exclut de manière vindicative le fait qu'établir correctement la recharge d'un aquifère est nécessaire pour déterminer la pérennité d'une ressource. Au risque de passer pour l'un des inexperts qu'il dénonce, je crains qu'il n'ait oublié une dimension *critique* : le temps. Ce n'est pas en tirant sur la paille que le verre va se remplir !

contamination [Armandine Les Landes, 2014; de Vries et Simmers, 2002; Healy, 2010; Scanlon *et al.*, 2002]. Notons que nous entendons par *recharge*, un flux d'eau entrant dans le système hydrogéologique et rejoignant sa partie saturée. Ce flux peut provenir d'une infiltration d'une fraction des eaux météoriques à travers les sols, de façon diffuse et locale, et éventuellement du drainage de certains compartiments hydrologiques de surface tels que les lacs ou les rivières. Estimer la recharge et comprendre d'où elle vient n'est pas une tâche aisée du fait que beaucoup de facteurs la contrôlent : quantité de précipitation, température, vent, propriétés du sol, topographie, etc. [de Vries et Simmers, 2002; Healy, 2010]. Chaque configuration étant unique dans un certain sens, de nombreuses techniques adaptées à chaque situation se sont développées pour quantifier ce flux particulier. Ces techniques peuvent être fondées sur des mesures physiques (humidité air et sol, vent, radiations solaires, niveau piézométrique, précipitations, etc.) ou chimiques (par exemple, les traceurs historiques comme le CFC ou ioniques comme le chlorure), et sont interprétés à l'aide de modèles empiriques ou à base physique [Healy, 2010; Healy et Cook, 2002; Rohde *et al.*, 2015; Scanlon *et al.*, 2002]. Toutefois, la quantification de la recharge reste généralement sujette à une incertitude relativement grande du fait l'interaction complexe des processus qui la régulent, et il convient de choisir la bonne technique d'estimation en fonction du contexte et des objectifs [Scanlon *et al.*, 2002]. Idéalement, il faudrait également récolter un maximum de données différentes distribuées sur l'ensemble d'un bassin mais cela n'est pas aisé et constitue souvent une importante limite. Enfin, la principale difficulté provient du fait qu'il est très difficile de représenter ce qu'il advient de l'eau entre son infiltration au niveau du sol et son arrivée à la zone saturée de la nappe d'eau souterraine. Le transfert d'eau de la surface vers la profondeur est un point sur lequel les hydrologues restent très aveugles, et lorsque les caractéristiques du site sont complexes, il ne subsiste souvent aucun autre choix que de représenter ce compartiment intermédiaire occulte par des modèles de type *boîtes noires*. Cela rend ces fonctions de transfert très spécifiques au site et rend périlleux voire fantaisiste la description des processus de recharge, bien que cela puisse renseigner sur leurs temps caractéristiques ainsi que sur les comportements globaux de certains réservoirs [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013; Mangin, 1984].

## Le problème de l'échelle spatiale et temporelle

Ainsi, nous disposons d'un large éventail de méthodes qui nous permettent d'accéder à différentes propriétés des réservoirs fracturés et couvrant des échelles spatiales allant du centimètre à la dizaine de kilomètres (figure 1.16). Il est donc indéniable que la difficulté de décrire un milieu peu accessible et invisible dans son ensemble est surmontée par le développement et la mise en oeuvre de ces techniques. De plus, les méthodes de caractérisation présentées jusqu'à présent disposent de certains traits communs :

1. *Voir loin c'est voir long* : pour augmenter l'échelle d'investigation, ou éventuellement pour suivre des processus sur plusieurs ordres<sup>14</sup>, il faut généralement augmenter le temps de la mesure ou de l'expérience<sup>15</sup> (figure 1.16).
2. *A chacun son rang* : il n'existe pas de méthode qui démontre son potentiel à toutes les échelles spatiales, hormis éventuellement l'analyse et l'interprétation des traces de fractures depuis l'échelle du bloc [Ledéseret *et al.*, 1993] jusqu'à la cartographie des linéaments [Bour *et al.*, 2002; Sander, 2007], mais cela reste assez fastidieux et la production des cartes de traces peut souffrir d'une certaine subjectivité de la part de l'opérateur [Schuite, 2013].
3. *L'union fait la force* : il faut souvent coupler plusieurs méthodes pour résoudre à la fois la dynamique et la structure du système de manière suffisamment efficace. Il convient donc d'associer des méthodes explorant des échelles de temps et d'espace comparables si l'on souhaite pallier ce problème.
4. *C'est le contenu qui révèle le contenant* : la plupart du temps, on quantifie un paramètre de l'eau (température, débit, pression, volume, concentration en éléments dissous, etc.) ponctuellement ou en continu, afin d'en déduire les propriétés du système fracturé. Les méthodes géophysiques, pour être plus précises, recherchent généralement les contrastes entre les propriétés de l'eau et celles du milieu environnant. On cherche fréquemment à déterminer la transmissivité et l'emmagasinement du milieu. Or, nous avons évoqué précédemment que ces deux paramètres dépendent à la fois des propriétés du milieu et du fluide. La plupart des mesures sont donc rivées seulement sur une partie du système. Il n'est pas question de remettre en cause le bienfondé de ces

14. Par exemple, ordre 1 = écoulement dans une grande fracture ; ordre 2 = écoulement dans cette même fracture et diffusion dans les réseaux de fractures environnants ; ordre 3 = ordre 2 + diffusion dans la matrice ou les microfractures.

15. On entend par là, le temps entre le début et la fin du suivi d'un observable donné. Il n'est absolument pas question ici d'inclure la durée de la mise en place de l'expérience ou du suivi.

approches, qui ont fait leurs preuves, mais il est possible ici d'en observer une potentielle limite. Le volume occupé par le fluide dans le milieu fracturé est faible par rapport au volume total du réservoir. En ne regardant que le fluide, on échantillonne donc une « échelle réduite » du système.

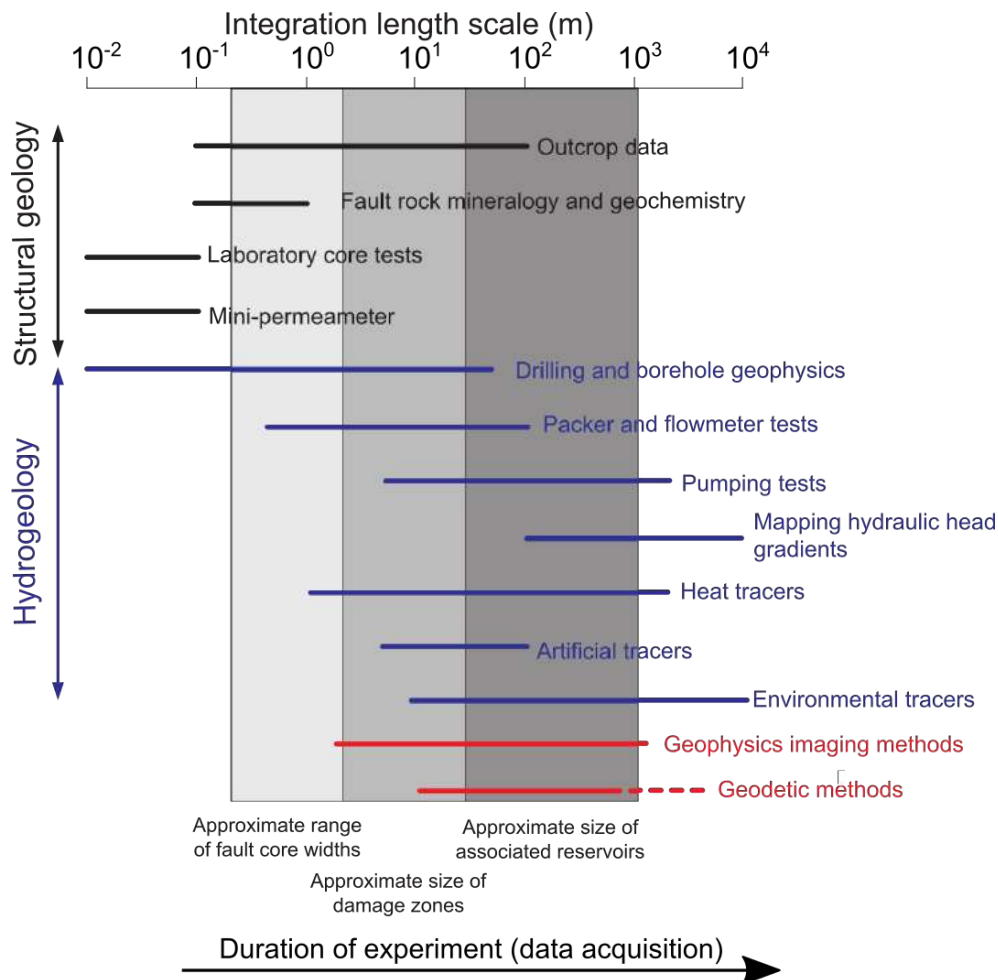


FIGURE 1.16 – Echelles d'investigation des méthodes de caractérisation en milieu fracturé, modifié d'après Bense *et al.* [2013].

### Le problème de la non-stationnarité des propriétés hydrodynamiques

Jusqu'ici, nous avons exposé ce qu'étaient les réservoirs géologiques fracturés et d'où ils tiraient leur capacité à stocker et laisser circuler un fluide. Nous avons discuté les facteurs qui en faisaient des milieux complexes, hétérogènes et anisotropes. Puis nous avons évoqué comment il était possible de les examiner à différentes échelles d'espace et de temps. Cependant, il a toujours été implicite qu'une fois la fracturation apparue dans le réservoir, celui-ci se comporte de façon *statique* et c'est le fluide qui adopte un comportement *dynamique*. Il

s'agit là bien souvent d'une hypothèse de travail mais dans le cas particulier des réservoirs fracturés, elle peut être trompeuse. Par exemple, les séismes sont la conséquence directe du déplacement soudain de deux blocs de roches délimités par une faille. Ce mouvement peut alors modifier la structure du milieu proche et loin du point de rupture (ou source sismique), ainsi qu'engendrer un changement de sa perméabilité [Elkhoury *et al.*, 2006; Manga *et al.*, 2012; Rojstaczer *et al.*, 1995; Tokunaga, 1999]. Ces observations à large échelle ont pu être confirmées à l'échelle d'expériences en laboratoire par Elkhoury *et al.* [2011]. D'autre part, Rojstaczer *et al.* [2008] examinent également la possibilité que la perméabilité à large échelle de la croûte continentale puisse être en partie contrôlée par les cycles de recharge et donc par la dynamique du cycle hydrologique.

Plusieurs autres phénomènes sont potentiellement capables de modifier à plus ou moins long terme les propriétés hydrodynamiques (transmissivité  $T_h$  ou perméabilité  $k$  et emmagasinement  $S$ ) d'une roche fracturée. Le premier est la variation de la contrainte effective  $\sigma'$ . Pour l'illustrer, considérons une fracture planaire horizontale saturée par un fluide (comme illustré précédemment en figure 1.10a). La contrainte normale effective s'écrit [Rutqvist et Stephansson, 2003]

$$\sigma'_n = \sigma_n - \alpha p \quad (1.10)$$

où  $p$  dénote la pression de fluide,  $\alpha$  est un coefficient dit de « Biot-Willis » qui est généralement très proche de 1 et  $\sigma_n$  est la contrainte normale, que l'on peut en statique désigner comme le poids de la roche par unité de surface. D'après des expériences en laboratoire, Bandis *et al.* [1983] ont proposé un modèle hyperbolique pour relier la contrainte normale effective à la fermeture d'une fracture  $\delta_a$  tel que (c.f. figure 1.17)

$$\delta_a = \frac{\sigma'_n}{k_{n0} + \frac{\sigma'_n}{\delta_{max}}} \quad (1.11)$$

où  $k_{n0}$  est la raideur initiale de la fracture, c'est-à-dire le déplacement normal des parois de fractures engendré par unité de changement de contrainte en Pa/m, et  $\delta_{max}$  est la fermeture maximale de la fracture. Par conséquent, on s'aperçoit d'après les équations 1.8, 1.10 et 1.11 qu'une variation de la pression de fluide dans la fracture peut résulter en un changement de sa perméabilité. D'autre part, on peut exprimer le coefficient d'emmagasinement d'une

fracture  $S_f$  comme suit d'après Rutqvist *et al.* [1998] :

$$S_f = \rho_f g \left( \frac{b_a}{K_f} + \frac{1}{k_n} \right) \quad (1.12)$$

où  $b_a$  est le volume disponible pour la circulation du fluide par unité de surface de fracture,  $K_f$  le module d'élasticité du fluide et  $k_n$  la raideur normale qui est quelque sorte la pente de la courbe en figure 1.17. Il en découle donc que si la pression augmente, le coefficient d'emmagasinement aura tendance à décroître du fait de la diminution de la raideur avec l'ouverture progressive de la fracture. La variation de  $k$  et  $S_f$  en fonction de la pression de fluide a une conséquence importante pour toutes les méthodes de caractérisation des réservoirs fracturés reposant sur l'application d'une perturbation hydraulique au milieu. Bien que les paramètres estimés reposent sur l'hypothèse d'un milieu statique,  $k$  et  $S_f$  sont intrinsèquement sujets à des variations lors de ces tests, particulièrement sur des fractures (voir par exemple Murdoch et Germanovich [2012]).

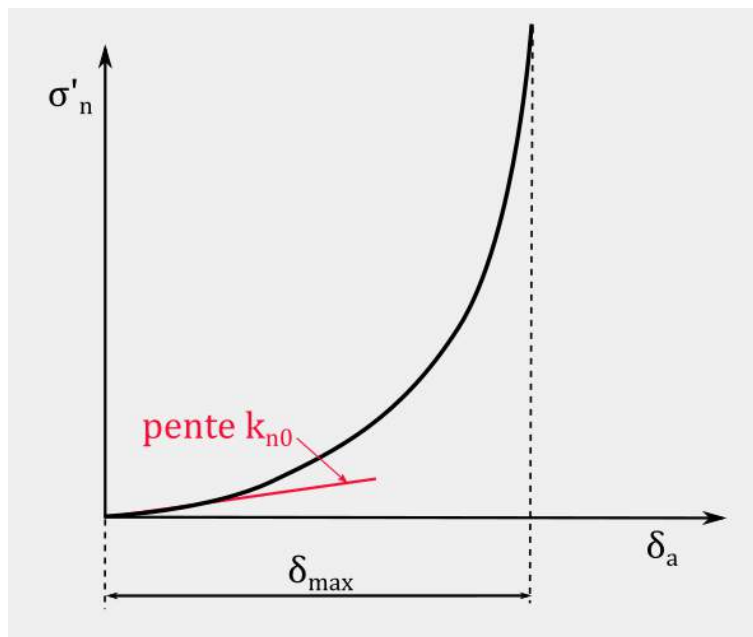


FIGURE 1.17 – Echelles d'investigation des méthodes de caractérisation en milieu fracturé, modifié d'après Rutqvist et Stephansson [2003].

Par ailleurs, des études de faisabilité de l'enfouissement des déchets nucléaires dans des massifs cristallins ont révélé l'influence d'une augmentation de la température sur les variations d'ouverture des fractures [Barton, 2007; Rutqvist, 2015]. Ainsi, une fracture soumise à une contrainte et qui aura par conséquent tendance à se fermer, le fera d'autant plus facilement que la température de la roche est élevée. Pour des contraintes maximales similaires appliquées à une fracture en laboratoire, Makurat *et al.* [1990] trouvent que celle-ci se ferme



environ 3 fois plus à 80°C qu'à 60°C. Ces auteurs ont donc observés une forte sensibilité de la *souplesse*<sup>16</sup> d'une fracture à la température. Il est intéressant de noter que les températures auxquelles la roche a été amenée au cours de ces tests sont du même ordre de grandeur que celles de certains traceurs thermiques employés pour caractériser les propriétés *in situ* des fractures (voir par exemple Read *et al.* [2013]). Enfin, on notera que des phénomènes chimiques tels que les dissolutions ou précipitations de minéraux peuvent avoir lieu dans les fractures en altérant également ses propriétés [Rutqvist, 2015].

L'ensemble de ces considérations montrent que le milieu rocheux n'est pas statique, car il réagit aux forçages hydrologiques aussi bien qu'il est capable d'induire des changements dans les écoulements, que ce soit sur des processus à court terme ou à long terme. Ce constat est l'un des fondements de *l'hydrogéodésie*, discipline à laquelle cette thèse est une contribution. Il convient donc maintenant de présenter les concepts et les méthodes qui la constituent.

---

16. *Compliance* en anglais. C'est le rapport de la variation d'ouverture d'une fracture sur la contrainte appliquée. Il peut être assimilé à l'inverse de la raideur.

### 1.2.3 De l'émergence de l'hydrogéodésie

#### Naissance et concepts

Selon le géodésien prusse Friedrich Robert Helmert (1843–1917), « *la géodésie est la science qui mesure et cartographie la surface de la Terre* » [Torge et Müller, 2012]. Cette définition qui a encore sa valeur aujourd'hui bien qu'elle ne soit pas tout-à-fait complète, témoigne d'un sentiment double porté par les philosophes et scientifiques depuis au moins l'Antiquité : la frustration mêlée à l'ambition. La frustration de ne pas pouvoir dessiner ou se représenter de manière certaine la vaste *maison monde* sur laquelle nous habitons, et l'ambition de vouloir mettre un terme à cette même frustration en entreprenant un dimensionnement de celle-ci. La première question fut la détermination de la forme globale de la Terre. C'est une vieille histoire qui remonte à l'époque des philosophes grecs<sup>17</sup>. Au VI<sup>e</sup> siècle avant J.-C., les grecs représentaient la Terre comme un disque plat entouré d'un fleuve étendu appelé Océan (figure 1.18A). D'abord soutenue par un pilier colossal, ils ont imaginé que ce pouvait être sur de l'eau que reposait ce disque et que les mouvements de l'eau provoquaient les tremblements de terre, comme le pensait Thalès (VI<sup>e</sup> siècle avant J.-C.) [Deparis et Legros, 2000]. Il aura fallu deux siècles auprès de ces même grecs pour que surgissent les premiers arguments rationnels sur la forme de la Terre, basés sur des observations et leur analyse. Platon (~ 428–348 av. J.-C.) réfléchit sur la course des étoiles ainsi que la forme en arc de l'ombre de la Terre projetée sur la Lune lors des éclipses pour conclure que la Terre devait être sphérique (figure 1.18B). Aristote (~ 384–322 av. J.-C.) ajouta que puisque tous les objets sont attirés vers un même point, ce qui provoque une agglomération et un écrasement de toute part de la matière, l'épaisseur de terre autour de ce point devait être équivalente dans toutes les directions et donc, il fallait que la Terre soit nécessairement sphérique pour satisfaire ce constat. De plus, « le fait de voir disparaître la coque d'un bateau avant son mat lorsque celui-ci s'éloigne vers l'horizon ne suggérerait-il pas que la Terre soit ronde ? » s'interrogea Strabon (~ 58 av. J.-C.– 23 apr. J.-C.) [Deparis et Legros, 2000].

Malgré ces découvertes pleines de bon sens, nous savons aujourd'hui qu'elles ne sont pas exactes. La Terre n'est pas une sphère parfaite. L'abbé Picard (1620–1682) qui est l'un des pionniers de la triangulation géodésique, a mené le calcul de la distance équivalent à un degré de méridien soit environ 110 km selon ses estimations. En comparant ses résultats avec ceux obtenus par d'autres à différents endroits sur Terre, il commence à émettre de

---

17. Peut-être même avant eux, mais il est probable que les penseurs précédents n'aient pas laissé autant de traces de leur réflexion que les grecs, particulièrement prolifiques.

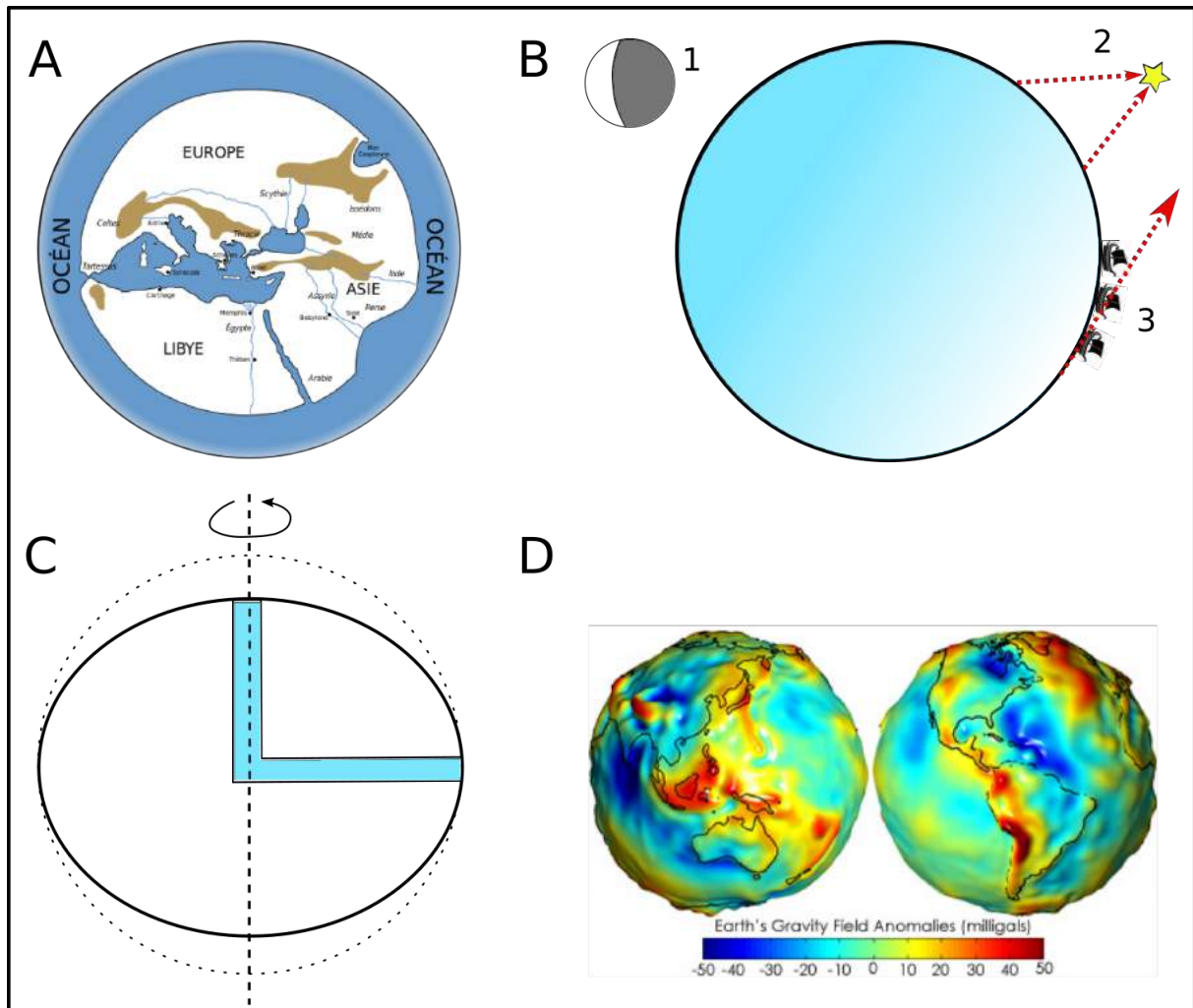


FIGURE 1.18 – La vision de la forme de la Terre à travers les âges. A) Reproduction de la vision du monde d'après Hécatée de Milet, l'un des tous premiers géographes grecs, contemporain d'Anaximandre (VI<sup>e</sup> siècle avant J.-C.). La Terre était alors vue comme un disque plat. B) La Terre devient sphérique d'après les philosophes grecs qui suivirent. C) Vision elliptique de la Terre d'après Isaac Newton. Il supposa qu'à l'origine la Terre était fluide. Il raisonna ainsi qu'il pouvait aisément calculer l'aplatissement de l'ellipsoïde terrestre, en schématisant deux colonnes de fluide perpendiculaires à l'équilibre hydrostatique sur un objet initialement sphérique, soumis à une rotation coaxiale avec l'une des colonnes. La force centrifuge doit alors faire apparaître qu'une colonne, à savoir celle qui relie l'équateur au centre de la Terre, est plus allongée que l'autre. D) Vision contemporaine de la forme de la Terre vue à travers ses anomalies de gravité.

sérieux doutes sur la sphéricité de la Terre. Christian Huygens (1629–1695) et Isaac Newton (1642-1727) formulent la théorie que la Terre a eu une origine fluide et révèle aujourd’hui une forme ellipsoïdale aplatie aux pôles à cause de la force centrifuge qu’elle subit par rotation diurne (figure 1.18C). Ils estiment ainsi pour la première fois l’aplatissement de la Terre qui vaut 1/230 selon Newton et 1/576 selon Huygens<sup>18</sup> [Torge et Müller, 2012]. Alexis Clairaut (1713–1765), aidé par Pierre Simon de Laplace (1749–1827), trouva qu’il était possible de remonter à une estimation de l’aplatissement de l’ellipsoïde en utilisant des valeurs de pesanteur obtenues à plusieurs latitudes différentes sur Terre. La pesanteur était à l’époque mesurée avec des pendules oscillants. Cependant ils se heurtèrent à la difficulté de réduire l’estimation de la pesanteur sur l’ellipsoïde de référence.

Le modèle ellipsoïdal de la Terre souffre néanmoins d’un bémol. Elle n’est d’une part qu’une approximation assez grossière de la réalité, puisque la surface des continents a une forme très variable, irrégulière, accidentée. D’autre part au cours des décennies suivant les travaux de Clairaut et Laplace, avec des techniques de mesure géodésiques gagnant en précision, de plus en plus d’indications suggéraient qu’il était impossible de faire coïncider une équipotentielle de gravité avec l’ellipse collant au mieux à la forme de la Terre. En effet, de façon conceptuelle, un fil de plomb tenu sur un continent n’est jamais exactement orthogonal à l’ellipsoïde. Cette déviation est simplement due à l’hétérogénéité des masses qui forment la Terre. Alors, Gauss (1777–1855) et d’autres prirent l’initiative de scinder la surface géométrique de la Terre, l’ellipsoïde, et sa surface physico-mathématique, l’équipotentielle du champ de gravité (figure 1.18D) qui jusqu’à lors se confondaient [Torge, 2005]. Cette dernière correspond à la surface qui est en tout point orthogonale au vecteur d’accélération de la pesanteur  $\vec{g}$  et qui coïncide avec le niveau moyen des océans. Johann Listing (1808–1882) lui donna le nom de *géoïde* (figure 1.18).

Ainsi, Torge et Müller [2012] proposent une définition plus complète de la géodésie qui en fait une discipline dynamique en adéquation avec les développements les plus récents : « c’est la science vouée à déterminer les formes de la Terre et son champs de gravité externe, ainsi que son orientation dans l’espace, **en fonction du temps**, à partir de mesures réalisées à la surface de la Terre et à l’extérieur ». Le temps joue un rôle clé dans cette description puisque la Terre n’est pas statique, que ce soit sur des temps courts ou longs<sup>19</sup>. Beaucoup

---

18. L’aplatissement ellipsoïdal calculé à partir des technologies modernes se situe autour de 1/298. Huygens avait une mauvaise appréhension du phénomène de gravité, ce qui explique son erreur relativement importante. On ne peut pas raisonnablement attribuer le même vice à Newton...

19. La géodésie atteint toutefois sa limite pour des déformations très haute fréquence de la surface terrestre, où elle cède le pas à la sismologie.

de phénomènes sont responsables des déformations de la croûte terrestre et de la modification du champ de gravité (tectonique des plaques, orogénèse, volcanisme, mouvements atmosphériques, marées terrestres et océaniques, etc.). Plus particulièrement, l'interaction physique entre l'eau et les continents au cours du cycle hydrologique engendre continuellement une déformation de la surface terrestre et de son champ de pesanteur. Rappelons qu'une masse ponctuelle  $m$  située à un point d'observation  $P_o$  et éloignée d'une distance  $r_p$  produit un champ de gravitation  $\vec{g}_p$  tel que [Newton, 1687]

$$\vec{g}_p(P) = -G \frac{m}{r_p^3} \vec{r}_p \quad (1.13)$$

où  $G$  représente la constante de gravitation universelle. Nous pouvons dès lors conceptualiser l'effet de l'ajout d'une masse d'eau dans un système terrestre élastique initialement à l'équilibre tel qu'il est illustré en figure 1.19 :

1. Si la masse d'eau repose à la surface, elle induit une surcharge élastique produisant un déplacement vertical négatif et un déplacement horizontal convergent vers la masse. L'amplitude de ces déplacements dépendent de la géométrie de la perturbation et des propriétés mécaniques du milieu, et sont généralement infinitésimaux à centimétriques. A cela s'additionne une déformation du champ de gravité car il y a localement plus de masse donc un potentiel de pesanteur plus élevé. Par conséquent, les équipotentielles de pesanteur vont avoir une altitude plus élevée au droit de la masse d'eau ajoutée, puisque d'après (1.13), afin de conserver  $|\vec{g}|$  constant, il faut augmenter la distance pour compenser la présence locale d'une quantité de matière plus importante. En toute rigueur, il faut aussi considérer le fait que le déplacement de la surface du sol éloigne celle-ci d'un point d'observation situé à l'aplomb de la courbure, ainsi que la redistribution des masses terrestre causées par la déformation élastique qui a un effet newtonien. Le premier effet dit *d'air libre*, à l'inverse, a donc tendance à ramener les équipotentielles de pesanteur vers le bas mais en réalité cet effet est souvent négligeable à des échelles inférieures à  $\sim 10$  km étant données les très faibles déplacements engendrés par les surcharges. A une échelle continentale en revanche, l'effet d'air libre et la redistribution de la masse terrestre ont un impact significatif sur la variation du champ de gravité [Llubes *et al.*, 2004].
2. Si la masse d'eau s'infiltré sous la surface, elle induit une déformation poro-élastique du milieu avec un déplacement vertical positif et un déplacement horizontal divergent

de la surface. Le champ de gravité quant à lui est déformé de la même façon, bien que sa forme va être bien plus sensible à la localisation en profondeur de la masse d'eau ajoutée.

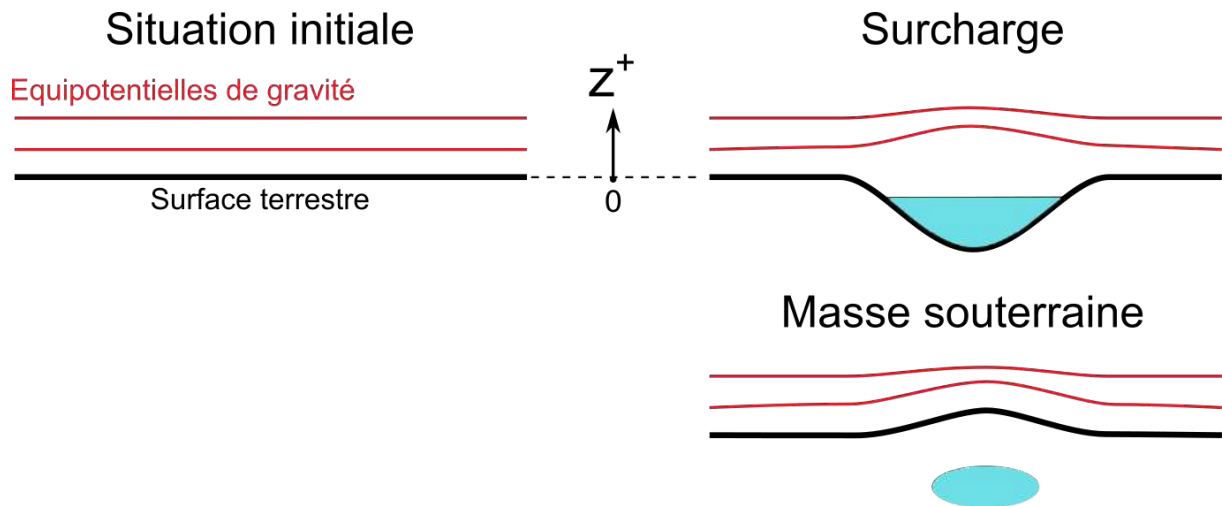


FIGURE 1.19 – Effet d'une masse d'eau sur la déformation de la surface et du champ de pesanteur.

A partir de ces considérations, il est possible de toucher du doigt la complémentarité et le potentiel informatif de l'analyse combinée des deux types d'observables géodésiques, la déformation élastique et la variation du potentiel de pesanteur. Au premier ordre, on s'aperçoit que ces deux mesures physiques sont sensibles à la géométrie du problème et à l'amplitude du changement de masse, mais on peut distinguer qu'elles le sont dans des proportions différentes. Le déplacement de la surface dû à une surcharge élastique est plutôt sensible à la géométrie, tandis que la variation du potentiel de pesanteur est davantage sensible au changement de masse. Cette remarque n'est valable qu'en première approche et nécessite une démonstration, qui interviendra au fur et à mesure dans la suite du manuscrit. Quoiqu'il en soit à ce stade, il est important de noter que la géodésie rend disponible à l'hydrologie deux outils de caractérisation : un outil qui offre une bonne information sur la variation du stock d'eau (gravité) et un autre qui renseigne plutôt sur la redistribution des masses d'eau dans le milieu.

Nous allons à présent nous intéresser aux différents instruments qui permettent d'enregistrer ces signaux géodésiques.

## Les différents outils de mesure

Cette thèse s'intéresse à la relation entre déformations de la surface en lien avec les forçages hydrauliques et hydrologiques. Par conséquent, nous resterons volontairement succincts quant aux instruments gravimétriques et nous mettrons davantage d'emphase sur les outils permettant de mesurer les déformations de surface et de sub-surface.

### – *Les instruments gravimétriques :*

Pour des mesures directement à la surface du globe, il existe deux types de gravimètres : les gravimètres relatifs et les gravimètres absolus. Les premiers permettent de mesurer des *variations* de la gravité. Le principe de mesure est simple bien que la technologie pour la réaliser soit subtile : une masselotte repose en suspens dans le champ de gravité ambiant et y est maintenu, soit par un ressort, soit par un champ magnétique pour les gravimètres superconducteurs. Dès que l'accélération de la pesanteur change, le ressort s'allonge ou se rétrécit d'une distance mesurable et proportionnelle à la variation de gravité. Dans le cas des gravimètres superconducteurs, la bille en suspension est maintenue en place en ajustant l'intensité du champ magnétique qui est lui aussi proportionnel à la variation de gravité. Les gravimètres relatifs simples ont une résolution de l'ordre de  $10^{-7}$  m/s<sup>2</sup> et celle des superconducteurs est 100 fois meilleure. Ensuite, les gravimètres absolus permettent de mesurer directement l'accélération de la pesanteur  $g$ . Pour cela, l'instrument mesure le temps de chute libre d'une masse connue sur une distance connue par interférométrie laser [Niebauer *et al.*, 1995]. La résolution de l'instrument peut atteindre environ  $10^{-8}$  m/s<sup>2</sup>. Pour une revue plus détaillée des gravimètres au sol ainsi que leurs applications à l'hydrologie, le lecteur intéressé pourra se référer aux thèses de Hector [2014]; Jacob [2009] et Longuevergne [2008].

De plus, il existe des satellites capables de mesurer le champ de gravité terrestre. C'est le cas du double satellite GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) par exemple (figure 1.20). Il est composé de deux engins mis sur une orbite à basse altitude et séparés par une distance de 220 km. Pendant leur course au dessus de la Terre, les deux satellites sont tour à tour accélérés et décélérés par leur passage au droit de zones aux différentes anomalies gravimétriques, comme les chaînes de montagne par exemple. Cela fait donc osciller la distance entre les deux satellites qui est mesurée à 10 microns près. Cette variation de distance est ensuite traduite en variation de gravité. De telles mesures sont intégrées sur des cellules d'environ 400 km × 400 km tous les mois environ, ce qui en fait un outil puissant pour des études gravimétriques régionales à continentales, mais peu adaptées à l'échelle

locale [Güntner *et al.*, 2007].

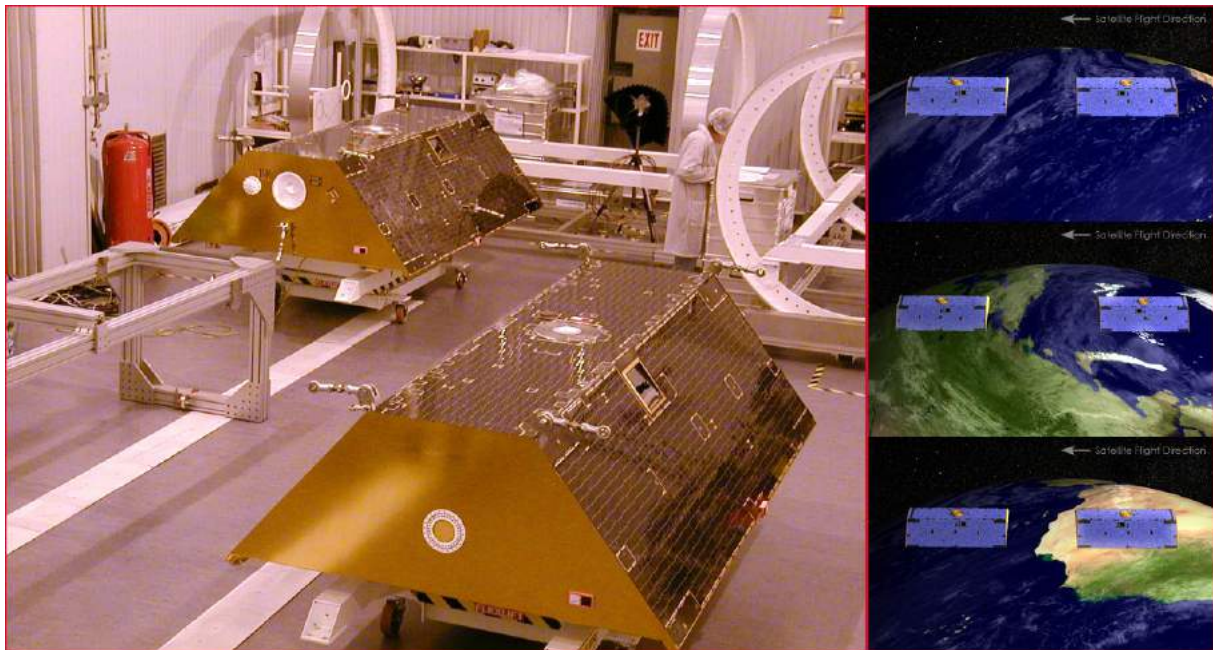


FIGURE 1.20 – Satellites de la mission GRACE (à gauche) et principe de mesure (à droite). Le satellite au premier plan dans l’image de droite est nommé Tom et celui du fond s’appelle Jerry.

– **Les outils de mesure de la déformation de la surface :**

A l’instar des outils gravimétriques, on peut distinguer pour les mesures de déformations les techniques opérées directement à la surface des techniques utilisant des satellites.

Tout d’abord, il existe une technologie spatiale basée sur l’interférométrie radar permettant de cartographier des déplacements relatifs de la surface terrestre. *L’Interferometric Synthetic Aperture Radar* (InSAR ; figure 1.21). Le satellite envoie un faisceau radar de longueur d’onde millimétrique à centimétrique vers la surface terrestre lors d’un premier passage à un point P. Les ondes sont en partie réfléchies et recapturées par une antenne réceptrice. Puis, lorsque le satellite revient une seconde fois au même point et balaye le même terrain dont la surface s’est entre temps déplacée, on observe alors une différence de phase entre les ondes retours du premier passage et le suivant. Cette différence de phase peut être convertie en déplacement après un traitement de signal bien établi [Burgmann *et al.*, 2000; Simons et Rosen, 2007], sachant que l’orbite du satellite et la topographie sont connues. On obtient alors typiquement des cartes de déplacement vertical comme montré en figure 1.22. La résolution des méthodes InSAR varient, notamment en fonction des conditions de terrain et la qualité des réflecteurs. Elle est généralement de l’ordre du centimètre mais peut devenir millimétrique dans les endroits où l’on installe des réflecteurs spécifiquement prévu à cet égard [Ferretti *et al.*, 2007]. Des techniques d’analyse d’interférogrammes SAR ont permis



d'obtenir des cartes de déplacement 3D avec certaines limites [Hu *et al.*, 2014]. Ces applications sont intéressantes car il est possible d'accéder à une cartographie très bien distribuée des déplacements d'une zone entre deux évènements, par exemple avant et après un glissement de terrain [Smith, 2002], pour surveiller l'activité d'un volcan [Bonforte et Guglielmino, 2015] ou pour suivre les déformations liées à des injections de CO<sub>2</sub> en profondeur [Rinaldi et Rutqvist, 2013; Verdon *et al.*, 2013].

Le suivi des déformations par GNSS<sup>20</sup> offrent des possibilités similaires mais donnent accès à des déplacements absolus de la surface. La Terre est ornée d'une constellation de satellites GNSS dont les orbites sont connues et qui envoient en permanence des ondes radio vers la surface terrestre, contenant l'information sur leur position et la date à laquelle le signal est émis, avec une précision d'horloge atomique. Un récepteur GNSS doit enregistrer les signaux horodatés d'au moins 4 satellites différents pour pouvoir connaître sa position précisément dans les trois dimensions de l'espace. Il faut en effet résoudre une équation à quatre inconnues : les trois coordonnées spatiales ainsi que la correction de la différence d'horloge entre satellite et récepteur. Pour obtenir une résolution millimétrique, il faut que le récepteur GNSS corrige les positions calculées en communiquant avec des stations GNSS de référence au sol dont la position est très bien déterminée. A l'inverse des méthodes InSAR, une cartographie aussi fine des déplacements n'est possible que si une zone est bien couverte par des récepteurs GNSS, ce qui est rarement le cas pour des raisons pratiques et financières. D'autre part, même avec de nombreux récepteurs, les mesures ne sont pas aussi bien distribuées que pour l'InSAR. Cependant, les avantages des GNSS sont qu'il est plus facile d'obtenir une précision millimétrique *absolue* dans les trois directions de l'espace que les données sont moins longues et difficiles à traiter.

Les déplacements de la surface du sol peuvent aussi être mesurés directement à la surface, notamment par nivellement direct ou nivellement trigonométrique. Le nivellement direct permet uniquement de mesurer des déplacements verticaux. Il s'agit de déterminer les différences de hauteurs topographiques entre différents points de la surface, ou noeuds, à l'aide de mires graduées et d'un viseur optique (figure 1.23). Les mesures se font de proche en proche et doivent se rattacher à au moins un point stable et supposé fixe en guise de référence. La distance entre chaque noeud ne peut en général pas excéder 100 m pour préserver la qualité des relevés. Afin d'obtenir le déplacement vertical net sur une zone entre deux dates  $t_1$  et  $t_2$ , il faut effectuer une première campagne de nivellement, où chaque lec-

---

20. *Global Navigation Satellite System.*

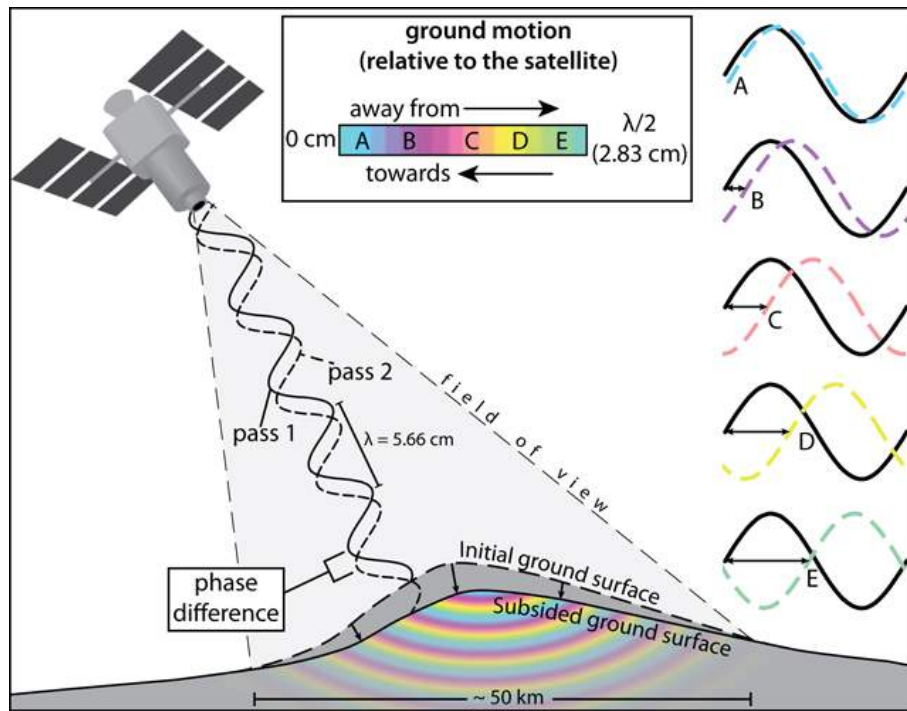


FIGURE 1.21 – Principe de l'interférométrie radar (InSAR) d'après Poland et Wauthier [2012].

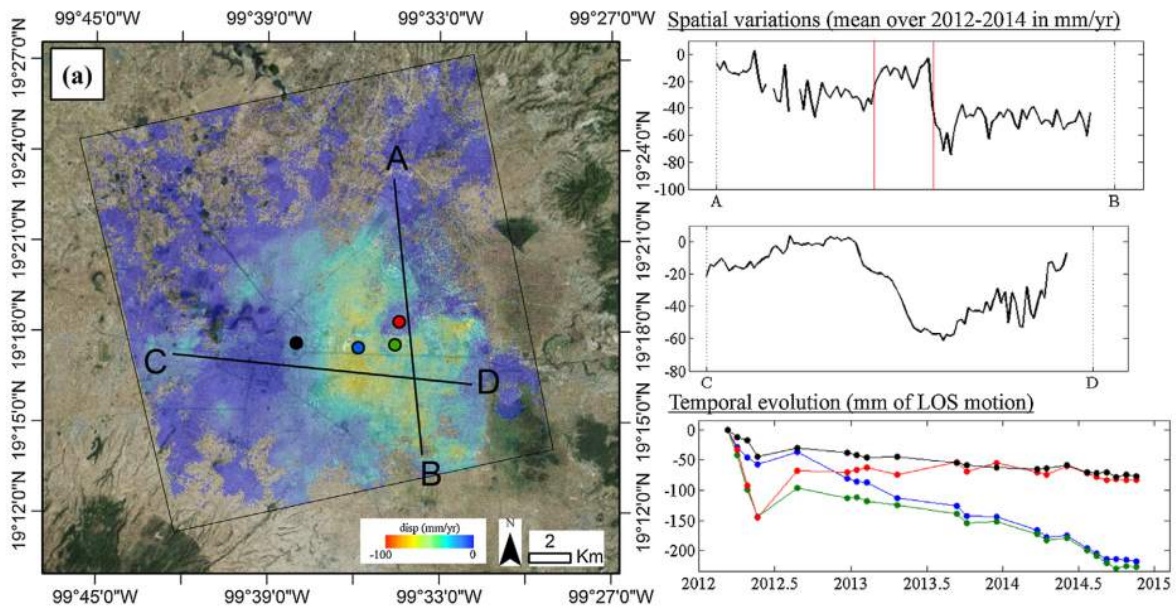


FIGURE 1.22 – Exemple de cartographie des déformations de surface par méthode InSAR dans la vallée de Toluca (Mexique) d'après Castellazzi *et al.* [2016]. On y identifie nettement une zone de subsidence (ou dépression) elliptique allongée selon un axe NNW-SSE atteignant 20 cm en 2.5 ans. Ce phénomène est lié à l'exploitation des ressources aquifères de la région.

ture de niveau sera réalisée en même temps qu'un positionnement GNSS de chaque noeud. Il s'agit ensuite de répéter la même campagne de mesure de nivellement à l'instant  $t_2$ . En supposant que le noeud de référence n'a pas bougé, une carte de déplacement vertical net est alors construite en soustrayant les cartes topographiques obtenus après les deux campagnes. Bien qu'elle soit fastidieuse, cette méthode simple reste très précise pour mesurer des déformations verticales. En effet, selon le mode opératoire et les conditions du milieu, la précision peut être inframillimétrique ce qui offre la possibilité de cartographier des déformations de très faible amplitude. En notre connaissance, aucune autre méthode relative n'offre une telle précision. Une autre alternative est d'effectuer ce type de mesures par nivellement trigonométrique, par exemple avec un système automatisé appelé tachéomètre. Les lunettes de visée optique sont ainsi remplacées par un instrument mesurant directement sa distance aux noeuds ainsi que les angles verticaux et horizontaux qui les séparent. Les noeuds sont équipés de cibles miroirs et la mesure de distance s'opère par le calcul du temps d'aller-retour d'un tir laser. Cette méthode permet donc d'estimer les déplacements dans les trois directions de l'espace, mais sa résolution est plus faible que celle du nivellement direct, car des facteurs environnementaux comme les différences de températures locales affectent les propriétés optiques de l'air et altèrent la précision de la mesure de distance. Néanmoins, le tachéomètre robotisé peut opérer en autonomie et répéter autant de fois que nécessaire les mesures afin de diminuer les incertitudes et obtenir un suivi des déplacements plus distribués dans le temps, ce qui a un intérêt certain pour un suivi plus fin de phénomènes hydrologiques transitoires [Loew *et al.*, 2015].

Enfin, il existe une catégorie d'instruments permettant de mesurer en surface ou subsurface des déplacements relatifs, à savoir les extensomètres et les inclinomètres<sup>21</sup>. Les extensomètres sont capables de mesurer des allongements relatifs dans une direction [Agnew, 1986; Crescentini *et al.*, 1997]. Si  $l_0$  représente la longueur de référence de l'instrument, la déformation longitudinale ou *strain*  $\epsilon_s$  s'exprime telle que

$$\epsilon_s = \frac{\Delta l}{l_0} \quad (1.14)$$

où  $\Delta l$  représente le déplacement dans la direction de l'instrument.  $\epsilon_s$  est donc adimensionnel mais on utilisera souvent l'unité *nanostrain* (nstrain) étant égale à  $10^{-9}$  m/m. D'un point de vue technique, les extensomètres les plus communs et les plus simples sont constitués

21. En anglais, *strainmeters* et *tiltmeters* respectivement.

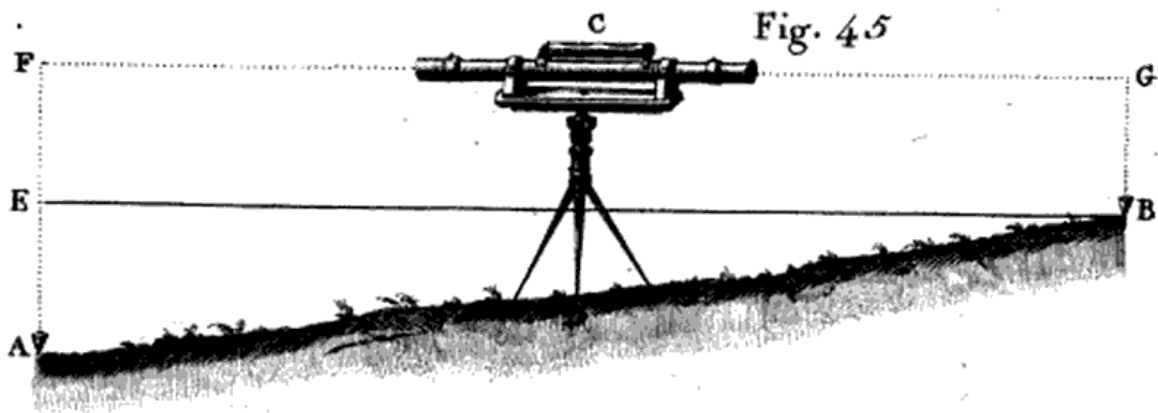


FIGURE 1.23 – Principes du nivellement direct d’après Fabre [1812].

d’un tube, généralement en quartz, fixé à une extrémité tandis que l’autre est reliée à un capteur de déplacement électronique de type LVDT<sup>22</sup> [Jahr *et al.*, 2006; Kobe *et al.*, 2016; Mentès, 2010]. D’autres appareils plus récents et robustes reposent sur l’interférométrie laser [Berger et Lovberg, 1970; Crescentini *et al.*, 1997; Takemoto *et al.*, 2004; The LIGO Scientific Collaboration, 2015] (figure 1.24) et sont capables d’enregistrer des déformations dans une très large gamme de fréquences et peuvent donc être utilisés pour le suivi de phénomènes allant des ondes gravitationnelles [LIGO Scientific Collaboration et Virgo Collaboration, 2016] jusqu’aux glissements lents des périodes inter-sismiques [Schwartz et Rokosky, 2007]. Leur longueur est variable et dépend largement de la place disponible pour leur installation qui doit répondre à certains critères parmi lesquels [Agnew, 1986] : 1) l’environnement de l’instrument doit être relativement stable en température et en pression ; 2) pour observer des phénomènes naturels, tels que les forçages hydrauliques ou les mouvements tectoniques lents, l’endroit doit être bien isolés des perturbations anthropiques (circulations automobiles, travaux, etc.) ; 3) l’instrument doit pouvoir être facilement accessible pour assurer des travaux de maintenance et la collecte de données si celle-ci ne sont pas télé-transférables ; 4) le couplage entre l’instrument et le milieu rocheux doit pouvoir être assuré de façon optimale. Ainsi, la sensibilité des extensomètres varie également avec les conditions de l’installation et la longueur de l’instrument. Le tableau 1.4 regroupe les caractéristiques de quelques extensomètres étudiés à différents endroits du monde pour des applications diverses.

22. *Linear variable differential transducer.*

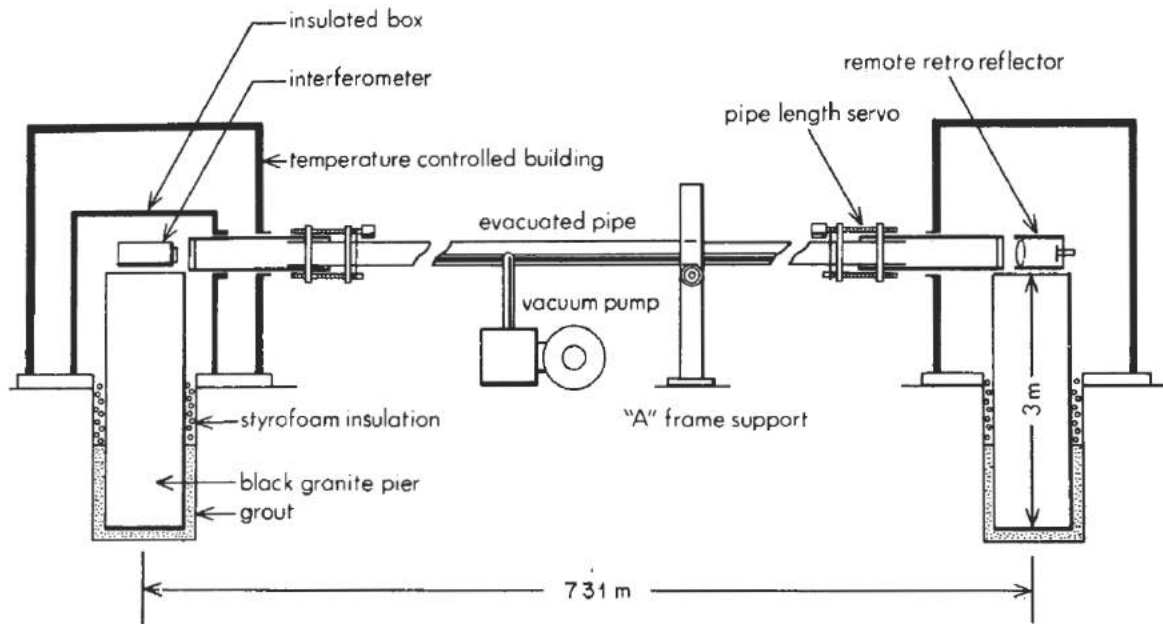


FIGURE 1.24 – Schéma d'un extensomètre laser installé à Piñon Flat Observatory (Etats-Unis) d'après Agnew [1986] après Berger et Lovberg [1970].

Les inclinomètres de surface quant à eux permettent d'apprécier les infimes changements d'inclinaison d'une surface. On distingue les inclinomètres courte-base et longue-base [Agnew, 1986]. On définit comme la base d'un inclinomètre, la distance qui sépare ses deux points d'attache au milieu qui forment la direction selon laquelle mesure de l'inclinaison est faite. Les courtes-bases comprennent généralement un pendule qui détermine l'équilibre vertical tandis que les longues-bases reposent sur une référence horizontale qui est la surface d'un liquide en équilibre hydrostatique (figure 1.25). Ainsi, lorsque l'instrument est perturbé par un déplacement de la surface, le pendule ou le liquide respectivement tendent vers un nouvel équilibre. Des capteurs de mouvement très sensibles enregistrent donc les changements de positions, du pendule ou du fluide, entre l'avant et l'après perturbation. Cela permet *in fine* de déterminer la variation d'angle, que l'on appellera *tilt*<sup>23</sup> noté  $\theta$  et dont l'unité est le radian (rad). La plupart des inclinomètres actuels ont une résolution de  $10^{-9}$  à  $10^{-8}$  rad. L'utilisation de ces instruments en hydrogéologie des milieux fracturés étant l'objet de cette thèse, nous examinerons ces instruments avec de plus amples détails dans une partie dédiée au sein du chapitre 2.

23. Oui, c'est un anglicisme.

TABLEAU 1.4 – Caractéristiques de quelques extensomètres installés à différents endroits du monde et pour diverses applications.

Type	Localisation	Longueur (m)	Profondeur sous surface (m)	Sensibilité (nstrain)	Commentaire	Référence
Quartz	Moxa, Allemagne	26	35	0.04 à 0.07	Fait partie d'un observatoire (hydro-)géodésique.	Jahr <i>et al.</i> [2006]
Quartz	Sopronbánfalva, Hongrie	22	?	0.2 à 0.5	Fait partie d'un observatoire géodésique et tectonique.	Mentes [2010]
Laser	Moxa, Allemagne	38	35	0.09	Fait partie d'un observatoire (hydro-)géodésique.	Jahr <i>et al.</i> [2006]
Laser	Piñon Flat Observatory, É.-U.	731	0	0.1	Applications en tectonique, sismologie et géodésie.	Berger et Lovberg [1970]
Laser	Tunnel Gran Sasso, Italie	90	1100	$10^{-3}$	Associé à un laboratoire souterrain de physique des particules (INFN). Étude hydrologique d'un karst.	Amoruso <i>et al.</i> [2014]; Crescentini <i>et al.</i> [1997]
Laser	Kamioka, Japon	100	1000	$10^{-4}$	Étude des séismes et des marées.	Takemoto <i>et al.</i> [2004]
Laser	2 sites aux États-Unis	4000	0	$2 \times 10^{-13}$	Recherche des ondes gravitationnelles prédites par Einstein [1916] dans le cadre de sa théorie de la relativité générale.	The LIGO Scientific Collaboration [2015]

Même si les extensomètres et les inclinomètres donnent seulement accès à des déplacements relatifs, leur intérêt et leur force est double : 1) leur précision permettent de détecter des mouvements infimes qu'une autre méthode ne pourrait déceler ; 2) ils peuvent enregistrer à haute fréquence, ce qui en théorie au moins, laisse la possibilité de suivre n'importe quel phénomène transitoire en hydrologie ou en hydrogéologie.

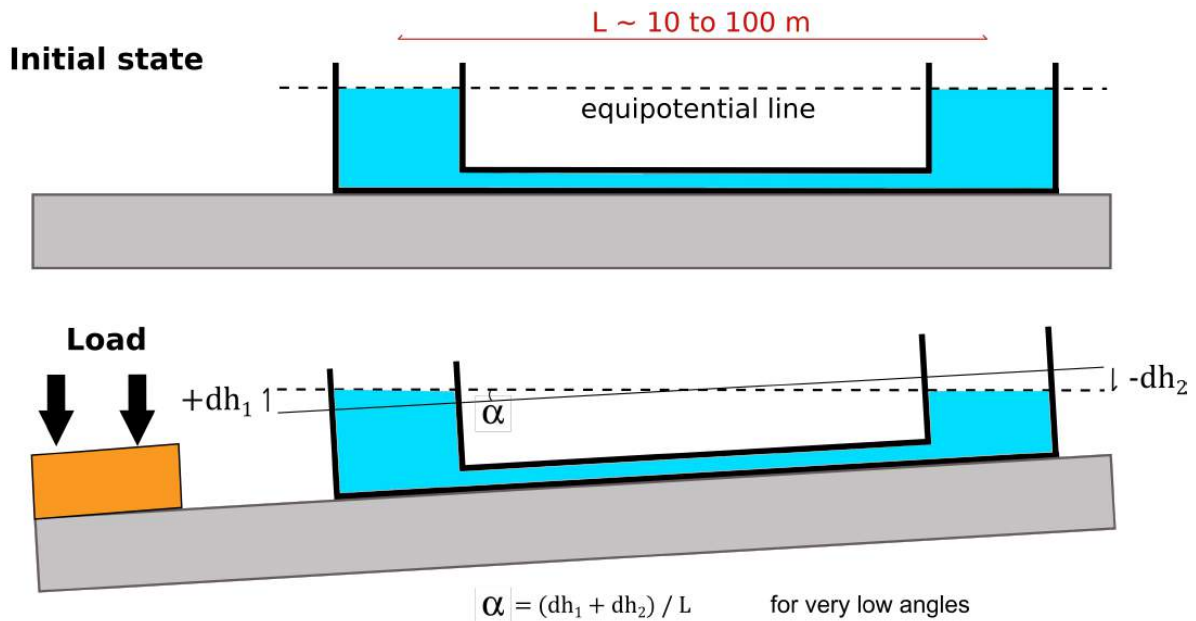


FIGURE 1.25 – [Principe générale de mesure d'un changement d'inclinaison pour un inclinomètre hydrostatique longue-base sur un terrain soumis à une surcharge locale.

### 1.3 L'hydrogéodésie pour l'étude des réservoirs géologiques

Dans la partie précédente, nous avons vu que les instruments géodésiques sont capables de sonder les variations de masse d'eau à la surface du globe (outils gravimétriques) ainsi que les déplacements de cette surface par surcharge élastique ou déformation poro-élastique (outils de mesure de la déformation). Pour les réservoirs profonds, la forme et l'amplitude des déformations de la surface sont principalement fonction des propriétés hydromécaniques du milieu ainsi que de sa géométrie. Par conséquent, l'utilisation des méthodes géodésiques pour la caractérisation des milieux géologiques apparaît presque toujours dans un triptyque déformation – propriétés du milieu (mécaniques et structurales) – pression de fluide. Comme cela est illustré en figure 1.26, la connaissance de deux de ces entités permet au moins en théorie, de déterminer la troisième. Si le but d'une étude est de caractériser les propriétés d'un milieu, on se reposera sur des mesures de déformations et de pression. Si au contraire, le milieu est bien connu mais qu'il n'est pas possible de déterminer facilement les flux, on modélisera ces derniers en se basant sur des données de déplacements de la surface. Ceci est courant dans le cas d'injections profondes de fluides tel que le CO<sub>2</sub>. Dans cette partie, nous allons nous appuyer sur des exemples de la littérature pour mettre en valeur l'originalité et l'intérêt de l'hydrogéodésie ainsi que les principales connaissances acquises jusqu'à présent dans ce domaine. Ensuite, nous nous focaliserons davantage sur la problématique abordée dans cette thèse : nous exposerons les spécificités liées à l'inclinométrie en montrant son potentiel pour caractériser les réservoirs fracturés, et nous dégagerons les principales problématiques scientifiques qui nous amèneront à décrire et justifier les approches et les objectifs de ce travail.



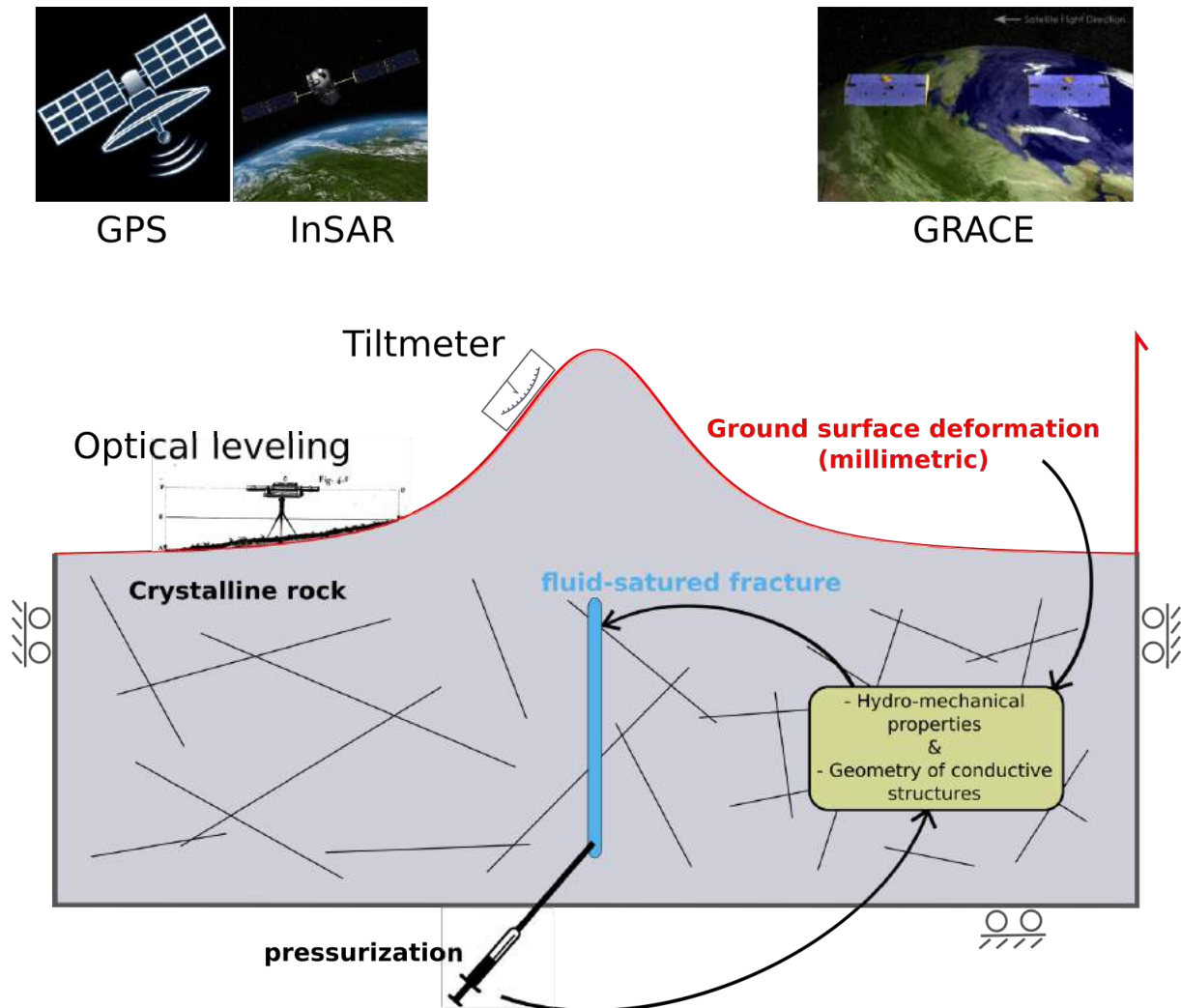


FIGURE 1.26 – Schéma conceptuel de l'intérêt des méthodes géodésiques en hydrogéologie des milieux fracturés. L'exemple montré ici repose sur les roches cristallines fracturées, mais ce schéma conceptuel peut être généralisé à l'ensemble des réservoirs géologiques.

### 1.3.1 État de l'art

#### Apport des méthodes aérospatiales

– ***Boucler la boucle hydrologique ou suivre les stocks d'eau à l'échelle régionale et mondiale avec GRACE :***

La problématique centrale des études hydrologiques repose sur le bilan d'eau : dans un compartiment du cycle hydrologique, comment peut-on quantifier les flux d'eau entrants et sortants et quelle part est stockée ou déstockée au cours du temps ? Pour les aquifères, on peut formuler simplement ce bilan d'eau [Castellazzi *et al.*, 2016; Döll *et al.*, 2014] :

$$\frac{dS_{GW}}{dt} = R - Q_n - Q_p \quad (1.15)$$

avec  $R$  le flux provenant de la recharge des compartiments superficiels,  $Q_n$  et  $Q_p$  les débits naturel et pompé respectivement et  $dS_{GW}/dt$  la variation de stock au cours du temps. A l'échelle régionale, ce bilan hydrique n'est pas facile à réaliser car les données sont souvent disparates et les nombreux modèles hydrologiques peuvent être soit sous contraints, soit trop simplistes pour représenter la complexité des processus en jeu, soit se heurter au problème d'équifinalité [Beven, 1993; Beven et Freer, 2001] ou bien les trois choses à la fois.

Dans ce contexte, la mission GRACE a permis de faire évoluer la robustesse des modèles hydro-climatiques et à établir des bilans hydrologiques plus précis puisqu'un changement de stock d'eau au niveau d'un bassin assez large (typiquement  $\sim 150\,000\text{ km}^2$ ) implique une variation du champ de gravité que peuvent détecter les satellites. Toutefois, le traitement du signal gravimétrique de GRACE doit d'abord passer par une phase de traitement avant de pouvoir trouver son application en hydrologie : le signal doit être filtré et lissé puis il faut y extraire tout ce qui n'est pas dû à des changements de stock d'eau : effets atmosphériques et barométriques, marées terrestres et océaniques, phénomènes cosismiques etc. [Eicker *et al.*, 2014; Güntner, 2008; Güntner *et al.*, 2007; Schmidt *et al.*, 2006]. Nous montrons en guise d'exemple dans la figure 1.27 le potentiel que représente GRACE pour un suivi du bilan d'eau global au cours du temps ainsi que les difficultés qui étaient rencontrées selon Schmidt *et al.* [2006]. On note que la variation de stock calculée dans certains grands bassins versants comme l'Amazonie est bien capturée par les données de GRACE mais qu'il subsiste quelques artefacts à d'autres endroits, notamment dans les grands bassins de l'Afrique sub-saharienne, causés par des difficultés à filtrer et paramétrer le signal gravimétrique.

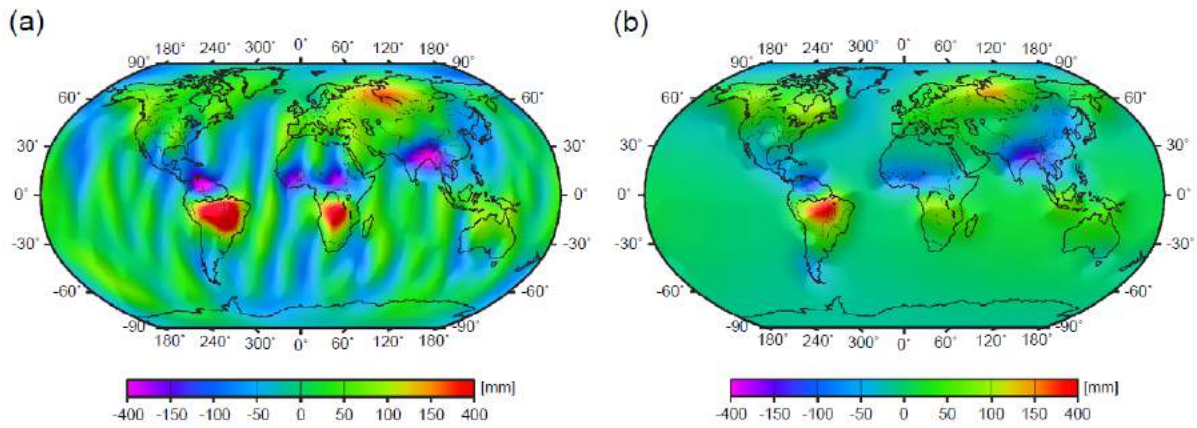


FIGURE 1.27 – Potentiel et limites de GRACE pour l’hydrologie régionale. Les cartes montrent les différences de stock d’eau continental entre Avril/Mai 2003 et Août 2003 d’après un produit GRACE (a) et le modèle hydrologique global WGHM [Döll *et al.*, 2003] (b). L’unité est la lame d’eau (mm), les valeurs positives indiquent une accumulation sur la période, les négatives une perte. Ces cartes sont tirées de l’étude de Schmidt *et al.* [2006]. Les bandes d’amplitude  $\sim 50$  mm s’étalant le long des méridiens sur la carte (a) issue des données GRACE sont un artefact due à des difficultés de traitement du signal. Elles se prolongent sur les continents et provoquent des anomalies qui ne sont pas présentes dans les résultats du modèle WGHM, par exemple au centre de l’Afrique. Abstraction faite de ce problème, les données GRACE fournissent une bonne estimation des stocks d’eau ainsi qu’une bonne distribution spatiale de ceux-ci, en accord avec les sorties du modèle hydrologique.

Les erreurs rencontrées dans les produits<sup>24</sup> GRACE sont généralement de trois ordres [Güntner *et al.*, 2007] : 1) les erreurs de mesure instrumentales et orbitales ; 2) les erreurs dans le filtrage et le traitement du signal GRACE ; 3) comme le signal est interprété selon des grilles qui subdivisent le globe en morceau, le signal gravimétrique peut « fuir » d’une cellule à l’autre. Paradoxalement donc, l’outil GRACE a d’abord connu une période de test et d’élaboration au cours de laquelle les modèles hydrologiques, aussi imparfaits fussent-ils, ont permis de réduire les problèmes évoqués ci-avant et d’asseoir la robustesse des estimations de stock d’eau par gravimétrie spatiale [Güntner, 2008; Güntner *et al.*, 2007; Schmidt *et al.*, 2006]. Désormais, GRACE agit en référence pour la comparaison et l’affinement des modèles hydrologiques régionaux et globaux [Eicker *et al.*, 2014; Eicker et Springer, 2016] et pour quantifier les variations de stock au cours du temps, liées notamment au changement climatique et à la pression anthropique sur les ressources [Castellazzi *et al.*, 2016; Döll *et al.*, 2014; Long *et al.*, 2015, 2013; Longuevergne *et al.*, 2013; Scanlon *et al.*, 2012].

Malgré les améliorations dans le traitement des données GRACE et dans l’assimilation de celles-ci dans les modèles hydrologiques globaux, il n’en reste pas moins que cette méthode géodésique s’applique uniquement à une échelle spatiale très large et permet seulement

24. Les spécialistes de GRACE nomme *produit* le signal brut envoyé par les satellites Tom et Jerry auquel est soustrait le résultat d’une cuisine de géophysicien, révélant *in fine* la contribution au changement de gravité d’un compartiment précis, en l’occurrence ici, l’eau continentale ou souterraine.

de capturer des phénomènes hydrologiques de grande amplitude et de longue période. Elle n'est pas adaptée pour étudier la recharge de bassin versants dont la surface est inférieure à une centaine de milliers de km<sup>2</sup>, alors que ces derniers forment une large part de la Zone Critique. De plus, l'hétérogénéité des flux, même régionaux, ne peut pas à notre connaissance être résolue avec GRACE. Ce point est pourtant important pour les réservoirs fracturés.

**– *Imager les grandes structures et déterminer la distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques des réservoirs géologiques avec les méthodes GNSS et InSAR :***

Contrairement à GRACE, les méthodes spatiales mesurant les déplacements de la surface terrestre peuvent opérer à des échelles spatiales plus petites. De surcroît, la distribution et l'amplitude des déformations surtout sont fonction des propriétés structurales et hydromécaniques du milieu (figure 1.26), ce qui n'est le cas pour la gravimétrie, et c'est donc sur cet atout que les contributions dans ce domaine de l'hydrogéodésie se sont focalisées.

Chaussard *et al.* [2014] montrent que l'analyse couplée des images InSAR et des données piézométriques d'une région où la nappe phréatique est fortement exploitée (Vallée de Santa Clara, Californie) permet d'identifier assez finement la position et l'extension d'une faille majeure, qui dans ce cas est une barrière à l'écoulement puisqu'elle est en grande partie remplie d'argiles (figure 1.28a). Le rapport du déplacement vertical de la surface  $\delta u$  et du rabattement de la nappe  $\delta h$  permet d'avoir une bonne estimation du coefficient d'emmagasinement  $S$ , dans la mesure où la compressibilité de l'eau peut être considérée comme négligeable face à celle de la matrice du réservoir (figure 1.28b). Ainsi, grâce à une excellente connaissance de la distribution des déplacements verticaux qu'offre l'InSAR et une distribution raisonnable des relevés piézométriques, il est possible de cartographier l'hétérogénéité de l'emmagasinement sur la zone (figure 1.28c). Cet exemple illustre l'intérêt qui réside dans le couplage déformation / variation de charge pour mettre en lumière les hétérogénéités d'un réservoir à grande échelle.

De nombreuses études se concentrent sur l'apport des déformations de surface par mesures satellites sur la résolution de la géométrie du milieu et des écoulements profonds ainsi que des propriétés hydromécaniques du milieu, au sein des aquifères [Burbey, 2003, 2006, 2008; Burbey *et al.*, 2005; Devoti *et al.*, 2015; Hernandez-Marin et Burbey, 2009], des sites de stockage profond de dioxyde de carbone [Rinaldi et Rutqvist, 2013; Vasco *et al.*, 2008, 2010; Verdon *et al.*, 2013], des sites production de combustibles fossiles [Pearse *et al.*, 2014] ou bien de fluides géothermiques [Hammond et Bell, 2013]. D'autres se concentrent davantage sur l'aspect *risque* provoqué par la subsidence importante qu'engendre la sur-exploitation de

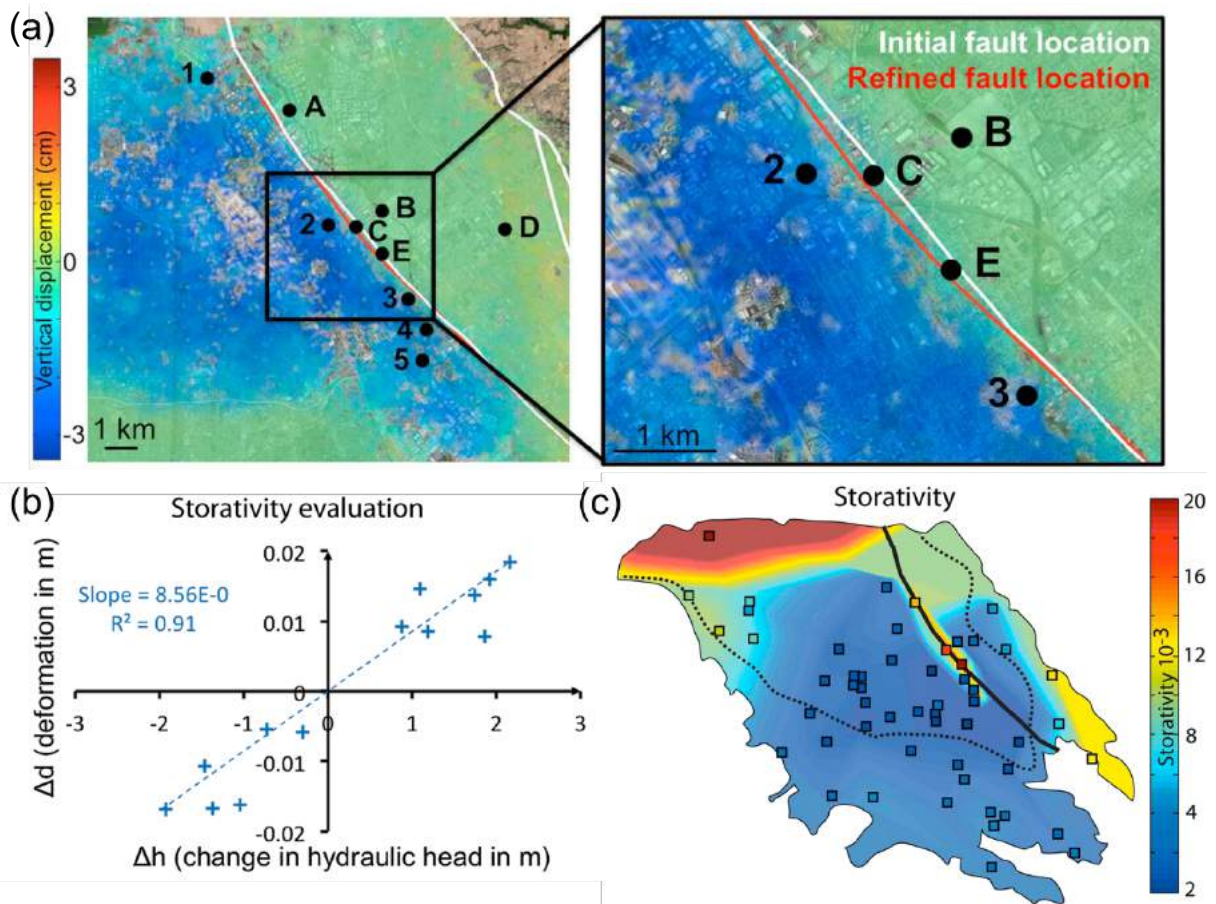


FIGURE 1.28 – Observation des déformations de surface par InSAR dans la vallée de Santa Clara (Californie), une région soumise à une exploitation intensive de la nappe, d'après Chaussard *et al.* [2014].

l'eau souterraine [Castellazzi *et al.*, 2016; Galloway et Burbey, 2011; Hoffmann *et al.*, 2001].

D'une manière très générale, les résultats révèlent que la forme et l'amplitude des déformations sont étroitement corrélées aux gradients de charge hydraulique dans des réservoirs relativement homogènes (figure 1.29) mais que les failles distordent les champs de déformation. Dans ce cas, la complémentarité entre les déplacements horizontaux et verticaux permet de plus facilement contraindre les propriétés du milieu [Burbey, 2008].

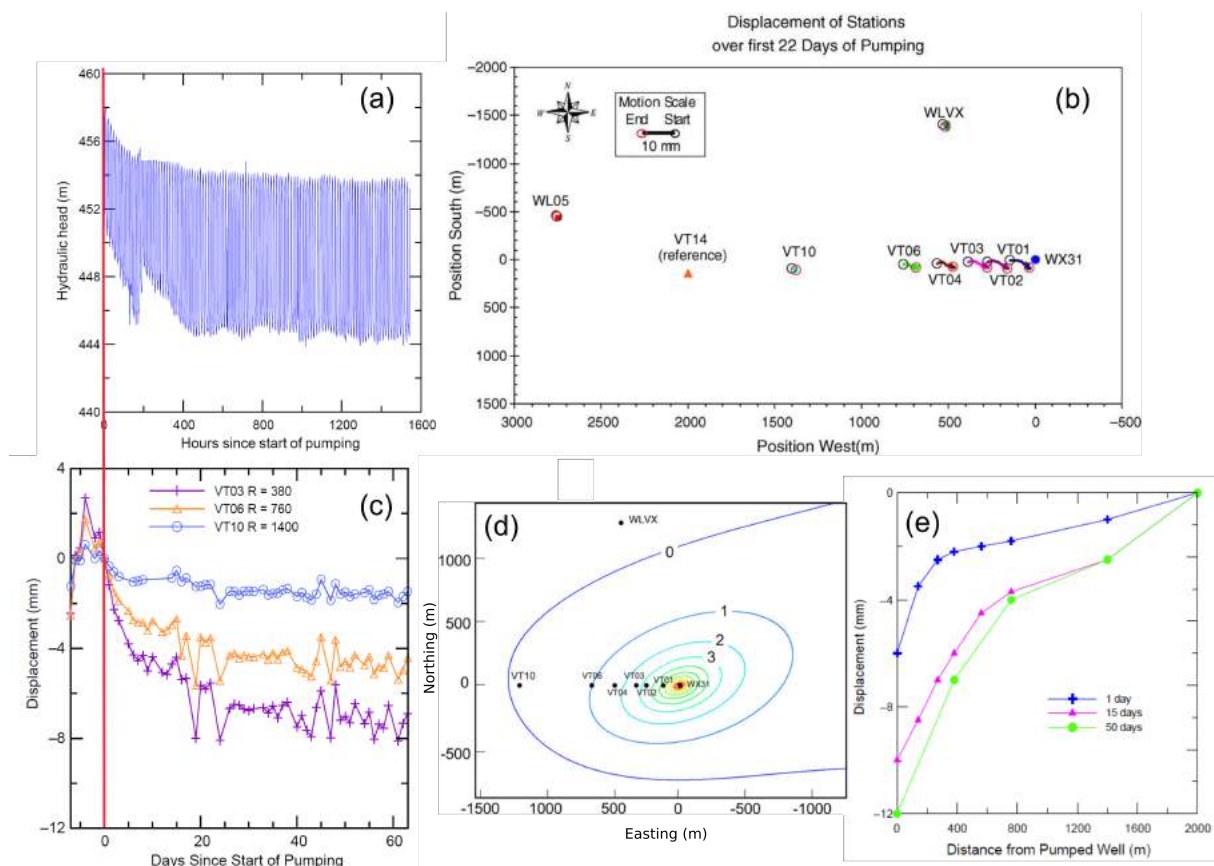


FIGURE 1.29 – Observation des déformations horizontales de la surface par GNSS (b et c) suite à la mise en pompage d'un nouveau puits (a) et inversion de ces données pour retrouver la carte piézométrique (d). Le puits pompé est localisé au point WX31 dans (b). Le graphique (e) montre les variations du profil de déplacement vertical au cours du temps, et rappelle le profil typiquement logarithmique du rabattement en fonction de la distance au puits pompé. Cela illustre que dans un aquifère relativement homogène, il y a une très bonne corrélation entre le déplacement vertical de la surface et la charge hydraulique au sein du réservoir sous-jacent. Notons également que la légère anisotropie dans la transmissivité de l'aquifère a pu être décelée grâce à l'analyse et l'inversion des données GNSS (d). Modifié d'après Burbey [2006]; Burbey *et al.* [2005].

### Apport des méthodes de surface ou sub-surface

– *Quantifier et localiser les stocks d'eau ainsi que leur transfert dynamique dans la sub-surface par gravimétrie :*

En hydrogéologie, les gravimètres sont souvent utilisés pour localiser et quantifier les variations de stock d'eau dans les compartiments souterrains (voir par exemple Hector *et al.* [2014, 2013]; Jacob *et al.* [2008, 2009]; Kennedy *et al.* [2014]; Longuevergne *et al.* [2009a]). Pour les aquifères non confinés, ils peuvent permettre d'estimer l'emmagasinement [Hector *et al.*, 2013] et dans le cas des karsts, ils aident à caractériser l'hétérogénéité dans la distribution des masses d'eau infiltrées [Jacob *et al.*, 2008, 2009]. La figure 1.30a montre la corrélation qui existe typiquement entre les fluctuations d'une nappe libre et des mesures gravimétriques répétées. Il est relativement simple d'exploiter ces données gravimétriques dans ce cas, puisque la géométrie du système est 1D verticale (sol, nappe libre, roche mère peu perméable). Les données sont plus compliquées à déchiffrer lorsque le milieu présente une hétérogénéité horizontale. La figure 1.30b révèle la sensibilité à des changements de densité souterrains d'un gravimètre d'une part, puis deux gravimètres analysés conjointement d'autre part. Cela montre que l'utilisation de deux gravimètres ensemble permet en théorie de mieux localiser les variations de masse d'eau [Kennedy *et al.*, 2014].

Toutefois, la gravimétrie de surface reste une méthode plutôt inefficace pour caractériser des aquifères captifs. Là, une variation de la charge hydraulique n'occasionne qu'une variation de masse négligeable si le milieu reste saturé, puisque le niveau piézométrique ne coïncide pas avec le toit de la nappe.

**– *L'hydrogéodésie fine à de multiples échelles de temps et d'espace, ou l'atout des mesures de déformations relatives :***

Les extensomètres et les inclinomètres ne sont apparus que relativement récemment dans le paysage hydrogéologique. Depuis environ une vingtaine d'années surtout, grâce à l'amélioration de la stabilité et de la sensibilité des instruments, ainsi qu'à l'intérêt grandissant pour la diversification des outils de caractérisation de la sub-surface, ils ont été mis à profit pour étudier la dynamique des réservoirs perturbés par des signaux contrôlés (surcharges, pompages ou injections) [Barbour et Wyatt, 2014; Chen *et al.*, 2010; Evans et Wyatt, 1984; Fabian et Kümpel, 2003; Hisz *et al.*, 2013; Jahr *et al.*, 2009; Urlaub et Fabian, 2011; Vasco, 2004; Vasco *et al.*, 2000, 2001, 1998] ou pour observer le cycle hydrologique [Amoruso *et al.*, 2014; Braitenberg, 1999; Braitenberg *et al.*, 2006; Devoti *et al.*, 2015; Jacob *et al.*, 2010; Jahr *et al.*, 2009; Longuevergne *et al.*, 2009a; Tenze *et al.*, 2012].

La figure 1.31 montre la réponse caractéristique des inclinomètres et extensomètres à une variation de la pression dans des milieux fracturés, pour une sollicitation court-terme artificielle (pompage) et pour une sollicitation naturelle long-terme (drainage de la recharge).

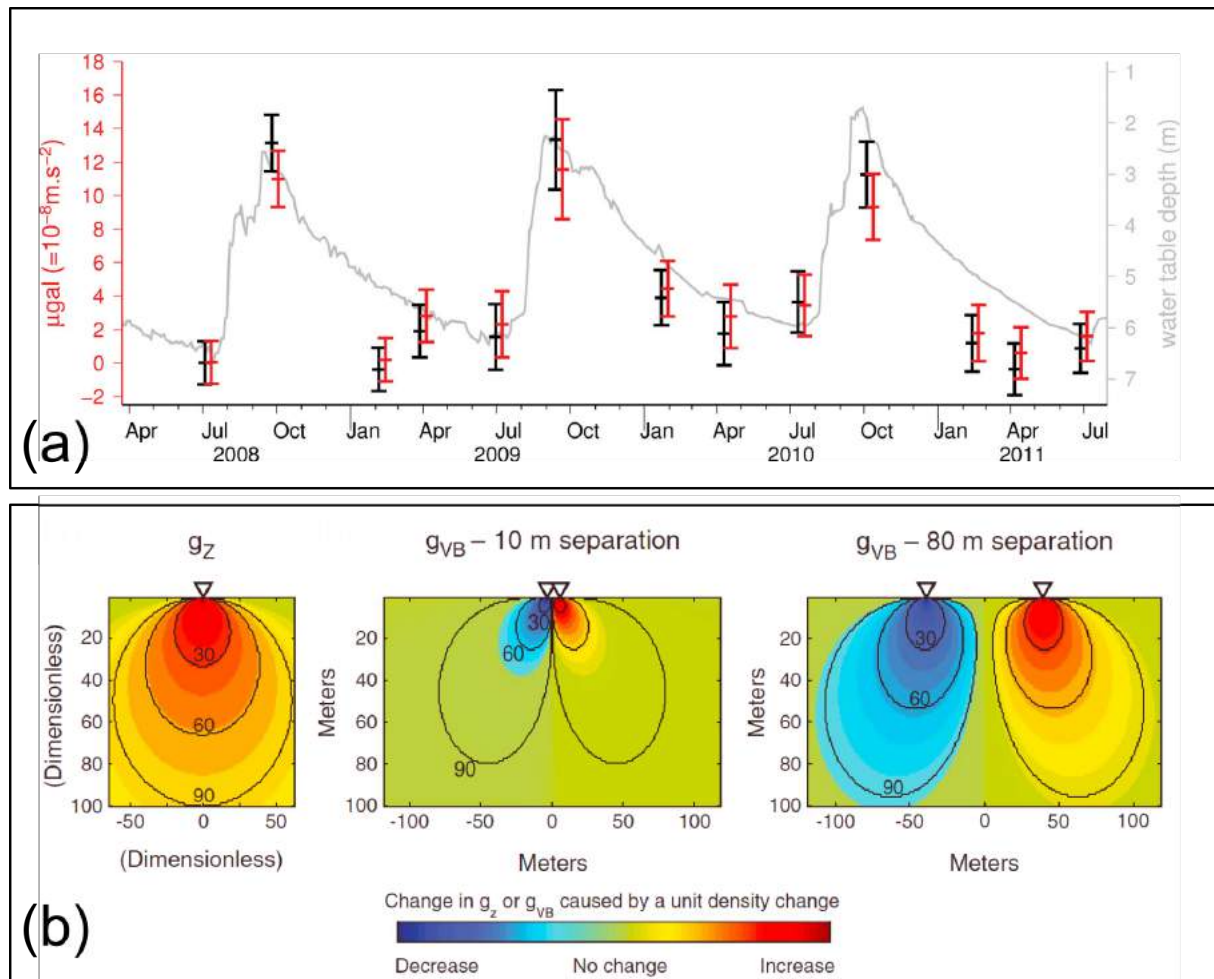


FIGURE 1.30 – Corrélation entre battement de nappe et mesures gravimétriques (a) d’après Hector *et al.* [2013], et distribution de sensibilité à une masse unitaire en profondeur d’un gravimètre seul ainsi que d’un couple de gravimètres, posés en surface (triangles) (b) d’après Kennedy *et al.* [2014].



On y perçoit que la dynamique du système perturbé, où la pression ou les flux sont une fonction non linéaire du temps, est très bien saisie par ces instruments. Lorsque déformations relatives et données de pression sont assimilés conjointement dans des modèles adaptés, ils permettent de contraindre les flux et les propriétés hydromécaniques du système bien mieux que si l'une des deux informations était exploitée seule [Barbour et Wyatt, 2014; Vasco *et al.*, 2001].

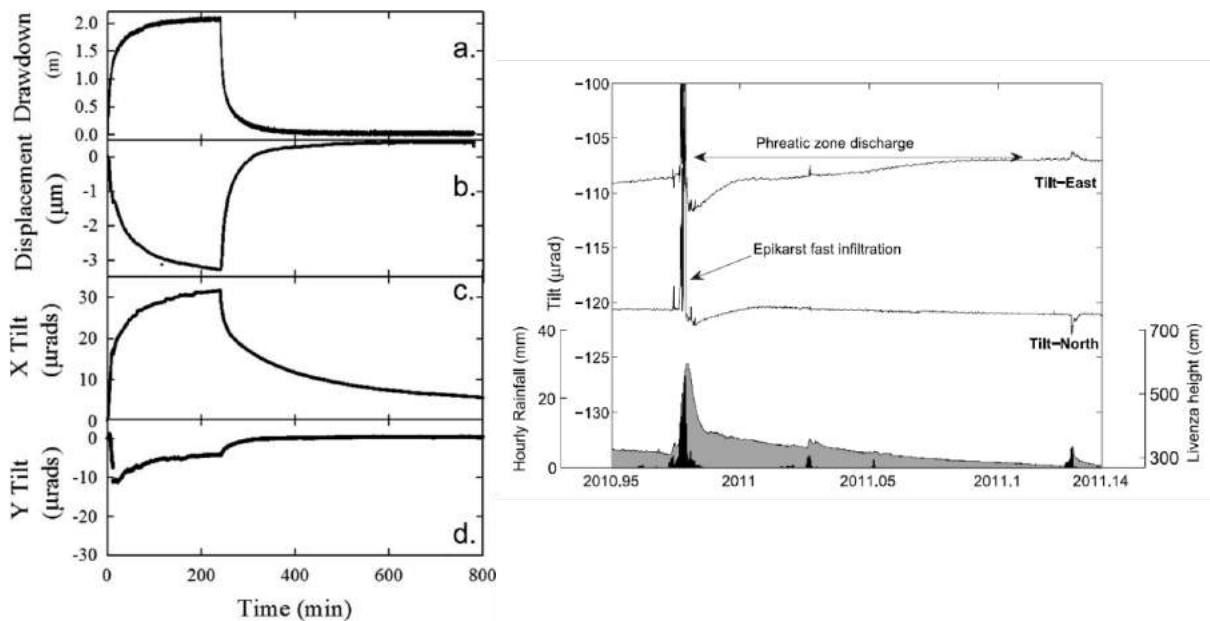


FIGURE 1.31 – Mesures transitoires de *tilt* et de *strain* dans les cas de forçages hydrauliques contrôlé (à gauche, d’après Hisz *et al.* [2013]) et naturel (à droite, d’après Devoti *et al.* [2015]). Les données de gauche sont issue d’une expérience de pompage dans une fracture isolée dans un forage. L’appareil mis au point par Hisz *et al.* [2013] est situé dans le forage à l’entrée de la fracture et mesure le *tilt* dans toutes les directions ainsi que l’extension dans la direction du forage, ce qui correspond en quelque sorte à un *strain* absolu.

Le potentiel informatif de ces méthodes réside également dans le fait que *tilt* et *strain* sont très sensibles à la géométrie du milieu qui est pressurisé, notamment celle des fractures. Longuevergne *et al.* [2009b] ont ainsi démontré que le *tilt* semblait être plutôt sensible au pendage et à la profondeur de la racine d’une faille<sup>25</sup>, là où le *strain* est davantage sensible à du niveau hydrostatique d’une même faille saturée. Ainsi, ces auteurs démontrent la complémentarité des deux observables pour contraindre la géométrie d’une fracture. De plus, lorsque le *tilt* peut être enregistré selon au moins deux directions différentes à proximité d’une fracture, l’azimut de cette dernière peut être retrouvée [Hisz *et al.*, 2013].

Par ailleurs des mesures inclinométriques à plusieurs profondeurs dans les aquifères karstiques, qui sont des milieux très hétérogènes et affichent des dynamiques de transfert de

25. Distance entre le bord supérieur et le bord inférieur d’une faille.

fluide rapides, peuvent aussi apporter de très bonnes contraintes sur les temps caractéristiques de remplissage et des tarissements des réservoirs, sur les processus de mise en charge ainsi que sur la géométrie des compartiments chargés [Devoti *et al.*, 2015; Jacob *et al.*, 2010].

La plupart du temps néanmoins, il est difficile de décrire précisément l'ensemble des propriétés d'un système fracturé, à toutes les échelles, avec quelques instruments de déformation relative surface (ou sub-surface), les informations délivrées par les mesures étant très localisées. Au contraire, si de nombreuses mesures existent, elles peuvent être compliquées à interpréter étant donnée la sensibilité des observables à chaque hétérogénéité majeure de ces milieux et à leur dynamique qui peut être complexe [Chen *et al.*, 2010]. En particulier, cette difficulté rencontrée pour les milieux hétérogènes comme les milieux fracturés ou karstiques, décourage les chercheurs à exploiter toute l'information transitoire incluse dans les données de déformation, celle-ci étant « trop riche » pour en saisir le sens.

### **1.3.2 Déformations de surface et milieux fracturés : les enjeux scientifiques**

La problématique générale de l'hydrogéodésie appliquée aux milieux fracturés est simple : quelles informations apportent les mesures de déformations en surface sur le réservoir ? A travers la revue succincte de la littérature, nous avons mis en avant le fait que l'hydrogéodésie permettait de :

1. Caractériser la structure d'un réservoir et identifier les failles conductrices ou imperméables.
2. Dessiner la géométrie d'une fracture ou d'une faille hydrauliquement active.
3. Contraindre les paramètres du milieu tels que l'emmagasinement ou la diffusivité, ainsi que d'autres paramètres mécaniques, à l'aide de modèles adaptés. Il est possible aussi dans certaines conditions d'estimer la distribution spatiale de ces paramètres et ainsi décrire l'état d'hétérogénéité d'un milieu.
4. Suivre la dynamique d'une fracture ou d'un réservoir fracturé soumis(e) à une perturbation hydraulique.

Nous avons aussi montré que toutes les méthodes géodésiques présentées couvraient ensemble la plupart des échelles spatiales et temporelles auxquelles se développent les processus hydrauliques et hydrologiques.

C'est à partir de ces constats que nous pouvons entrevoir de nouvelles problématiques :

1. Jusqu'où est-il possible de décrire un réservoir fracturé à l'aide **d'un seul** outil géodésique en surface? Autrement dit, est-il possible de renseigner les 4 points listés ci-avant, sans avoir recours à une multitude de méthodes géodésiques?
2. Peut-on caractériser le **comportement hydromécanique d'une faille** saturée en eau à l'aide de mesures des déformations en surface, sans avoir recourt à un forçage hydraulique qui risquerait sa rupture ou encore d'altérer ses propriétés hydrodynamiques?
3. Les mesures de déformations en surface apportent-elles des mesures complémentaires aux expériences hydromécaniques *in situ*, où les déformations d'une fracture sont suivies dans et/ou à proximité directe de celle-ci, comme ont pu le faire de nombreuses équipes de recherche afin d'observer leur comportement et leurs propriétés sous différents régimes (ouverture, cisaillement lent, rupture) [Cappa *et al.*, 2006; Cornet *et al.*, 2003; Derode *et al.*, 2013; Guglielmi *et al.*, 2015a,b; Schweisinger *et al.*, 2011; Svenson *et al.*, 2008]?
4. Mis à part ses propriétés hydromécaniques, quelle information peut-on tirer d'un suivi transitoire des déformations en surface engendrées par une mise en charge hydraulique d'un réservoir fracturé?
5. A quel endroit doit-on positionner les instruments de mesures pour contraindre au mieux les propriétés géométriques d'une faille?
6. En hydrogéologie des milieux fracturés, l'hydrogéodésie de surface peut-elle être valorisée comme une méthode de caractérisation à part entière? Si oui, en quoi est-elle complémentaire des autres méthodes?

Dans l'exercice de cette thèse, nous nous sommes confrontés à ces questions et nous avons établi une stratégie pour y apporter des éléments de réponse. Voyons à présent comment.

### 1.3.3 Objectifs et approches de la thèse

#### Apport spécifique de l'inclinométrie

Dans ce travail, nous nous sommes principalement intéressés à la valorisation d'un outil géodésique, à savoir l'inclinométrie, pour la caractérisation d'un réservoir cristallin fracturé. Les raisons principales de ce choix sont que cet outil a démontré sa capacité, tout à la fois, à contraindre la géométrie d'une faille [Hisz *et al.*, 2013; Longuevergne *et al.*, 2009b] et à

décrire la dynamique court-terme et saisonnière d'un aquifère complexe [Devoti *et al.*, 2015; Jacob *et al.*, 2010; Vasco *et al.*, 2000] et dans une certaine mesure, à contraindre les propriétés hydromécaniques de réservoirs fracturés [Evans et Wyatt, 1984; Vasco *et al.*, 2001]. Pourtant, chacun de ces points reste un défi à part entière et nécessite encore des développements méthodologiques et théoriques afin que l'inclinométrie réponde davantage aux enjeux scientifiques exposés dans la section précédente.

Notre étude repose donc principalement sur une large base de données inclinométriques et piézométriques acquises à haute fréquence depuis plusieurs années à l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur, qui est un site du réseau d'observatoires H+<sup>26</sup> et labellisé par l'INSU<sup>27</sup>. Ce site est constitué d'un aquifère cristallin qui a été étudié et caractérisé depuis les années 90 à l'aide de plusieurs méthodes complémentaires. Il s'agit donc d'un observatoire de choix pour y développer de nouvelles approches concernant le suivi et la description des réservoirs fracturés, puisqu'il y a matière à confronter les résultats à l'état actuel des connaissances du site. Le projet consiste donc en partie à développer la méthodologie de mise en place et de suivi des inclinomètres en surface, ainsi que la méthodologie de traitement et d'analyse des données, afin d'en extraire des signaux robustes, pertinents et interprétables.

### **Contribution à la problématique des échelles spatiales et temporelles**

L'inclinomètre est l'instrument géodésique qui est capable **à lui seul** de suivre l'ensemble des processus hydrauliques et hydrologiques ayant lieu dans la ZC (figure 1.32). Cela est dû à sa sensibilité et pour les inclinomètres longue-base, à leur stabilité, comme nous le verrons dans le chapitre 2. Il est donc question de savoir si un même type d'instrument géodésique est capable d'apporter des informations sur un réservoir fracturé, dans un large spectre d'espace et de temps. Outre le fait qu'il serait intéressant d'obtenir un potentiel de caractérisation maximum pour un coût moindre (un seul type d'instrument, très peu onéreux), l'enjeu est de déterminer s'il est possible de tirer un portrait d'un système naturel complexe dans son ensemble à partir d'un observable cohérent et informatif à toutes les échelles. A notre connaissance, la rencontre d'un objet naturel et d'un outil unique pour couvrir des problématiques dans une aussi large gamme de temps et d'espace a rarement, sinon jamais été opérée.

---

26. <http://hplus.ore.fr/>

27. Institut National des Sciences de l'Univers.

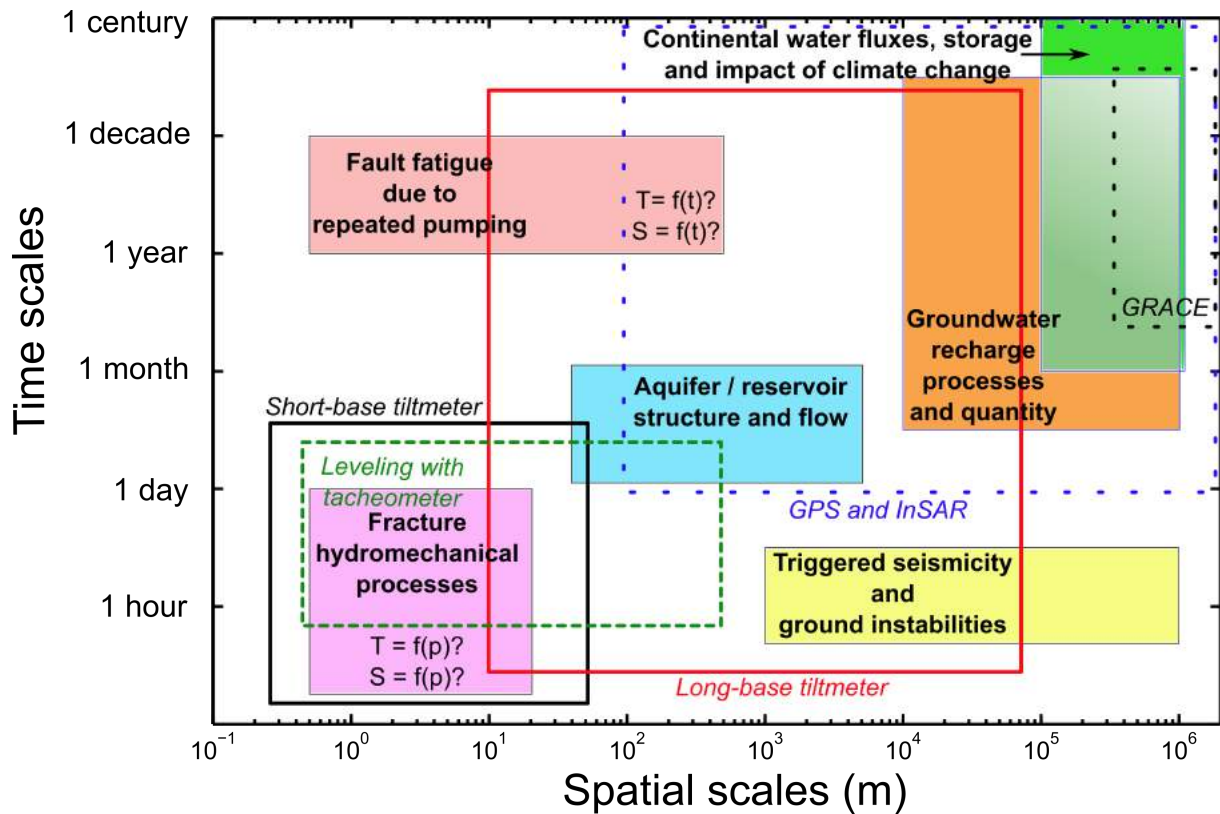


FIGURE 1.32 – La couverture spatiale et temporelle des processus hydromécaniques et hydrologiques au sein des réservoirs géologiques assurée par les outils géodésiques.

### L'accent mis sur les processus

L'étude de la ZC fait appel à deux besoins qui déterminent l'orientation des travaux scientifiques visant à consolider les connaissances sur celle-ci, afin d'assurer l'équilibre fragile qui règne en son sein : la quantification et la compréhension. La quantification englobe tout ce qui peut être mesuré de façon directe, avec un instrument, ou indirecte à l'aide de modèles par exemple. La compréhension fait référence à la capacité de décrire le comportement d'un système, et de pouvoir prédire son évolution. Les deux choses sont complémentaires, mais là où la première est souvent l'objet de toutes les considérations, la seconde l'est en général un peu moins. Pourtant, on aura beau connaître la forme et les dimensions d'une bicyclette, la vigueur de ses freins, la pression des pneus, rien ne laissera présager qu'on puisse la piloter si on ne sait pas comment elle fonctionne. Si en revanche, on connaît son comportement face à des forçages comme une descente par exemple, on peut adapter son allure car on sait que l'engin peut être ralenti par les freins (compréhension du processus de ralentissement) et on sait avec quelle force il faut serrer les freins (quantification de la fermeté des freins). Il en va de même avec les systèmes naturels. Nous essaierons donc dans ce travail d'apporter une contribution à la compréhension des processus qui lient la déformation d'une roche

fracturée à la diffusion de la pression, à différentes échelles.

### **Modélisation hydromécanique des déformations en milieu fracturé : quels modèles, dans quels buts ?**

Les systèmes naturels peuvent être représentés par différents modèles, dont la complexité augmente généralement avec la finesse et la justesse avec lesquelles il est possible de les décrire. Dans ces modèles, les processus et leurs interactions sont explicités et organisés de façon à ce qu'ils puissent mimer les principaux traits caractéristiques du système et prédire son évolution. Vérifier la robustesse d'un modèle revient à le confronter à des données obtenues sur le terrain, qui doivent être d'autant plus précises et nombreuses que le modèle est lourd, complexe, afin d'éviter le piège de l'équifinalité notamment [Beven et Freer, 2001].

Comme l'indiquent McDonnell *et al.* [2007], la capacité prédictive des modèles fondés sur les principes physiques irréprochables est souvent grippée par l'obsession de vouloir prendre en compte chaque hétérogénéité, chaque processus à petite échelle, chaque interaction, si bien qu'il devient relativement aisé de prédire les états d'un système lorsque le modèle est bien calibré, mais très difficile de comprendre si celui-ci rend correctement compte du fonctionnement réel d'un système à plusieurs échelles d'espace et de temps, et à plusieurs endroits distincts. L'une des conséquences de cette difficulté a été que la communauté scientifique s'est emparée de l'opportunité qu'offrent les nouvelles technologies pour augmenter tout à la fois la résolution instrumentale, spatiale et temporelle des senseurs de l'environnement. Il en résulte généralement que ces larges banques de données révèlent les particularités intrinsèques de chaque système sans pour autant qu'on puisse en saisir la raison [McDonnell *et al.*, 2007] et généraliser les observations. Face à cette impuissance, il devient commun de construire des modèles propres à chaque site. On adapte alors les composantes du modèle, règle les interactions, ajuste les paramètres, redessine la géométrie etc. Parfois même, les modèles deviennent propres à l'échelle étudiée car trouver des principes d'*upscaling* qui fonctionnent est une tâche ardue. Par exemple, on ne conçoit pas de la même façon les écoulements à l'échelle d'une fracture métrique que ceux d'un bassin versant comprenant une ou plusieurs failles assorties d'un réseau de fractures. A la petite échelle, on utilisera les équations de Navier-Stokes, à grande échelle on utilisera la loi de Darcy sans même forcément se préoccuper de l'anisotropie de perméabilité. Dans ces conditions, il n'est pas possible de lier ces deux échelles en termes de processus, car dans

le premier cas le transport va être décrit comme fonction de la rugosité de la fracture, de la turbulence du flux, etc., alors que dans le second cas le temps de résidence d'une particule va dépendre de la conductivité hydraulique du milieu et de son emmagasinement. On conclura par fatalité que les comportements sont variables à différentes échelles. Cela n'est évidemment pas faux en soi, mais il ne faut pas exclure le fait qu'il puisse y avoir des similitudes qui permettent d'accorder les différentes échelles entre elles et comprendre mieux les phénomènes qui régissent l'organisation des lois de la nature.

Ainsi qu'il l'a été proposé par Dooge [1986] pour l'hydrologie de bassin versant, il est important de s'intéresser à *l'organisation* d'un système en cherchant des nouvelles lois à macro-échelle et dans le même temps débusquer les principes pour un *upscaling* des lois à petite échelle. Enfin, il encourage le développement de lois d'échelle permettant de lier les différents bassins versants entre eux.

Au cours de ce travail, nous avons essayé autant que faire ce peut d'appliquer la philosophie de Dooge [1986] en l'adaptant à notre propre problématique, la modélisation de la déformation d'une fracture ou d'un milieu fracturé. Nous avons donc souhaité procéder comme suit pour comprendre les mécanismes qui engendrent les déformations observées en surface :

1. Tenter d'honorer en première approche les données à l'aide des modèles les plus simples disponibles, afin de comprendre jusqu'où des mécanismes simples peuvent rendre compte des phénomènes observés.
2. Faire preuve de parcimonie pour les modèles avec une base physique plus solide. Nous tentons de limiter autant que faire se peut le nombre de paramètres intervenant dans les modèles.
3. Ne pas chercher à systématiquement honorer parfaitement toutes les données disponibles, à la manière d'une inversion de celles-ci. Une place importante est accordée à la recherche des principes structurants du modèle, des différents régimes observés à plusieurs échelles.
4. Confronter les modèles *simples* aux modèles *complexes*, en s'aidant de l'un pour comprendre et valider les processus identifiés dans l'autre.

Cette approche semble d'autant plus s'imposer d'elle-même que le but de cette thèse est de décrire le pouvoir informatif de l'inclinométrie, afin de décrire ce qu'apporte son signal à la compréhension du système et pas uniquement à quantifier les propriétés de celui-ci.

### 1.3.4 Organisation du manuscrit

#### Sur le fond

La suite de ce manuscrit s'articule autour de 5 chapitres centraux et un chapitre de conclusion finale.

La chapitre 2 est dédié à la présentation de notre site d'étude, l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur, ainsi que des inclinomètres qui y sont installés. Nous y exposerons également une partie des observations hydrogéodésiques, afin de montrer de quoi elles sont composées et ce qu'elles impliquent pour ce travail.

Le chapitre suivant est destiné à établir un cadre théorique pour l'application de l'inclinométrie de surface aux milieux fracturés et à le valider à travers une expérience de terrain. Nous commençons par une introduction succincte de la théorie de la poro-élasticité linéaire qui traite des principes physiques liant les variations de charge hydraulique au sein d'un réservoir à sa déformation, puis nous étudions la sensibilité des mesures de *tilt* en surface à la géométrie d'une faille hydrauliquement active. La valorisation de l'approche hydrogéodésique pour la description structurale et hydrogéologique d'une zone de faille est ensuite détaillée dans un article publié dans *Geophysical Research Letters*, inséré dans le chapitre.

Les trois chapitres suivants se concentrent sur l'intérêt de l'inclinométrie à trois échelles d'investigation distinctes. Tout d'abord, le chapitre 4 est consacré au développement d'une nouvelle approche expérimentale pour l'exploration *in situ* du comportement hydromécanique de fractures profondes d'extension pluri-métrique. Dans le chapitre 5, nous élaborons et exploitons un modèle poro-mécanique pour interpréter conjointement les signaux transitoires de *tilt* et de charge hydraulique au sein d'un réservoir composé d'une zone de faille très conductrice, incluse dans un domaine moins perméable, et subissant une perturbation hydraulique de quelques heures. L'échelle considérée ici est donc de l'ordre du kilomètre. Enfin dans le chapitre 6, nous nous intéressons à l'étude des déformations interannuelles en rapport avec le cycle hydrologique saisonnier et la recharge d'un aquifère de socle fracturé.

#### Sur la forme

Nous souhaitons attirer l'attention du lecteur sur quelques points afin de faciliter son parcours à travers la suite du manuscrit. Les travaux exposés dans cette thèse forment, nous l'espérons, un ensemble cohérent axé sur les apports des déformations de surface et l'inclinométrie à la caractérisation des réservoirs fracturés. Néanmoins, nous avons également eu



à coeur de faire en sorte que chaque chapitre puisse se suffir à lui-même et être lu indépendamment des autres. Cela est notamment accentué par le fait que les chapitres 3, 4 et 5 sont composés, au moins en partie, d'articles scientifiques en langue anglaise publiés ou prêts à être soumis pour publication. Par conséquent, nous avons fait le choix de lister les références bibliographiques à la fin de chaque chapitre<sup>28</sup>. D'autre part, une liste de référence est également incluse à la fin des articles en anglais. Celle-ci est indépendante des références générales d'un chapitre.

---

28. Cela autorise éventuellement au lecteur intéressé par un chapitre en particulier de l'imprimer directement avec les références associées. Attention toutefois à nos forêts!

## 1.4 Références du chapitre

- ADAMS, J. (1981). Earthquake-dammed lakes in New Zealand. *Geology*, 9(5):215–219. 7
- ADLER, P. M., THOVERT, J.-F. et MOURZENKO, V. V. (2012). *Fractured porous media*. Oxford university press, Oxford, UK. 20
- AESCHBACH-HERTIG, W. et GLEESON, T. (2012). Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion. *Nature Geoscience*, 5(12):853–861. 7
- AGNEW, D. C. (1986). Strainmeters and Tiltmeters. *Reviews of Geophysics*, 24(3):579. 54, 55, 56
- AMORUSO, A., CRESCENTINI, L., MARTINO, S., PETITTA, M. et TALLINI, M. (2014). Correlation between groundwater flow and deformation in the fractured carbonate Gran Sasso aquifer (INFN underground laboratories, central Italy). *Water Resources Research*, 50(6):4858–4876. 57, 66
- ANDERSON, S. P., von BLANCKENBURG, F. et WHITE, A. (2007). Physical and Chemical Controls on the Critical Zone. *Elements*, 3(5):315–319. 5
- ARMANDINE LES LANDES, A. (2014). *Impact des variations climatiques sur les ressources hydrogéologiques*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. 39
- BALBERG, I. (1986). Connectivity and conductivity in 2D and 3D fracture systems. *Annals of the Israel Physical Society*, 8:89–101. 18
- BALBERG, I., BERKOWITZ, B. et DRACHSLER, G. E. (1991). Application of a percolation model to flow in fractured hard rocks. *Journal of Geophysical Research*, 96(B6):10015–10021. 18
- BANDIS, S. C., LUMSDEN, A. C. et BARTON, N. R. (1983). Fundamentals of rock joint deformation. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and*, 20(6):249–268. 42
- BANKS, D., GUNDERSEN, P., GUSTAFSON, G., MÄKELÄ, J. et MORLAND, G. (2010). Regional similarities in the distributions of well yield from crystalline rocks in Fennoscandia. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 450:33–47. 30
- BANKS, D., ROHR-TORP, E. et SKARPHAGEN, H. (1994). Groundwater resources in hard rock; experiences from the Hvaler study, southeastern Norway. *Applied Hydrogeology*, 2(2):33–42. 30
- BANWART, S., CHOROVER, J., GAILLARDET, J., SPARKS, D., WHITE, T., ANDERSON, S., AUFDENKAMPE, A., BERNASCONI, S., BRANTLEY, S., CHADWICK, O., DIETRICH, W., DUFFY, C., GOLDHABER, M., LEHNERT, K., NIKOLAIDIS, N. et RAGNARSDOTTIR, K. (2013). Sustaining Earth's Critical Zone Basic Science and Interdisciplinary Solutions for Global Challenges. Rapport technique, The University of Sheffield, United Kingdom. 5, 9
- BANWART, S., MENON, M., BERNASCONI, S. M., BLOEM, J., BLUM, W. E. H., de SOUZA, D. M., DAVIDSDOTTIR, B., DUFFY, C., LAIR, G. J., KRAM, P., LAMACOVA, A., LUNDIN, L., NIKOLAIDIS, N. P., NOVAK, M., PANAGOS, P., RAGNARSDOTTIR, K. V., REYNOLDS, B., ROBINSON, D., ROUSSEVA, S., de RUITER, P., van GAANS, P., WENG, L., WHITE, T. et ZHANG, B. (2012). Soil processes and functions across an international network of Critical Zone Observatories : Introduction to experimental methods and initial results. *Comptes Rendus - Geoscience*, 344(11-12):758–772. 6

- BARBOUR, A. J. et WYATT, F. K. (2014). Modeling strain and pore pressure associated with fluid extraction : The Pathfinder Ranch experiment. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(6):5254–5273. 66, 68
- BARKER, J. A. (1988). A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research*, 24(10):1796–1804. 30
- BARTON, N. (2007). Thermal over-closure of joints and rock masses and implications for HLW repositories. In RIBEIRO E SOUSA, L., OLALLA, C. et GROSSMAN, N., éditeurs : *11th Congress of the International Society for Rock Mechanics*, pages 109–116. Taylor & Francis, London. 43
- BECKER, M. W. et SHAPIRO, A. M. (2000). Tracer transport in fractured crystalline rock : Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Water Resources Research*, 36(7):1677. 27, 30, 31
- BECKER, M. W. et SHAPIRO, A. M. (2003). Interpreting tracer breakthrough tailing from different forced-gradient tracer experiment configurations in fractured bedrock. *Water Resources Research*, 39(1):1024. 30, 34
- BEN MAAMAR, S., AQUILINA, L., QUAISER, A., PAUWELS, H., MICHON-COUDOUEL, S., VERGNAUD-AYRAUD, V., LABASQUE, T., ROQUES, C., ABBOTT, B. W. et DUFRESNE, A. (2015). Groundwater isolation governs chemistry and microbial community structure along hydrologic flowpaths. *Frontiers in Microbiology*, 6(DEC):1–13. 28, 35
- BENSE, V. F., GLEESON, T., LOVELESS, S. E., BOUR, O. et SCIBEK, J. (2013). Fault zone hydrogeology. 33, 34, 41
- BERGER, J. et LOVBERG, R. H. (1970). Earth Strain Measurements with a Laser Interferometer : An 800-meter Michelson interferometer monitors the earth's strain field on the surface of the ground. *Science*, 170(3955):296–303. 55, 56, 57
- BERKOWITZ, B. (2002). Characterizing flow and transport in fractured geological media : A review. *Advances in Water Resources*, 25(8-12):861–884. 17, 18
- BERKOWITZ, B. et BALBERG, I. (1993). Percolation theory and its application to groundwater hydrology. *Water Resources Research*, 29(4):775–794. 17, 18
- BEVEN, K. (1993). Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16(1):41–51. 61
- BEVEN, K. et FREER, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1-4):11–29. 61, 73
- BINLEY, A., HUBBARD, S. S., HUISMAN, J. A., REVIL, A., ROBINSON, D. A., SINGHA, K. et SLATER, L. D. (2015). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resources Research*, 51(6):3837–3866. 33
- BONFORTE, A. et GUGLIELMINO, F. (2015). Very shallow dyke intrusion and potential slope failure imaged by ground deformation : The 28 December 2014 eruption on Mount Etna. *Geophysical Research Letters*, 42(8):2727–2733. 52

- BONNET, E., BOUR, O., ODLING, N. E., DAVY, P., MAIN, I., COWIE, P. et BERKOWITZ, B. (2001). Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39(3):347–383. [12](#), [19](#)
- BOSCHAN, A., AURADOU, H., IPPOLITO, I., CHERTCOFF, R. et HULIN, J. P. (2007). Miscible displacement fronts of shear thinning fluids inside rough fractures. *Water Resources Research*, 43(3):1–10. [35](#)
- BOSCHAN, A., CHARETTE, V. J., GABBANELLI, S., IPPOLITO, I. et CHERTCOFF, R. (2003). Tracer dispersion of non-Newtonian fluids in a Hele-Shaw cell. *Physica A : Statistical Mechanics and its Applications*, 327(1-2):49–53. [35](#)
- BOUR, O. (1997). *Transferts de fluides dans les milieux fracturés : effets d'échelle*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. [18](#)
- BOUR, O. et DAVY, P. (1997). Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 33(7):1567–1583. [18](#), [19](#)
- BOUR, O., DAVY, P. et DARCEL, C. (2002). A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway). *Journal of Geophysical Research*, 107(B6):2113. [19](#), [21](#), [33](#), [40](#)
- BOUSSINESQ, J. (1868). Mémoire sur l'influence des frottements dans les mouvements réguliers des fluides. *Journal de mathématiques pures et appliquées 2e série*, 13:377–424. [25](#)
- BRAITENBERG, C. (1999). Estimating the hydrologic induced signal in geodetic measurements with predictive filtering methods. *Geophysical Research Letters*, 26(6):775–778. [66](#)
- BRAITENBERG, C., ROMEO, G., TACCETTI, Q. et NAGY, I. (2006). The very-broad-band long-base tiltmeters of Grotta Gigante (Trieste, Italy) : Secular term tilting and the great Sumatra-Andaman islands earthquake of December 26, 2004. *Journal of Geodynamics*, 41(1-3):164–174. [66](#)
- BRANTLEY, S. L., GOLDBERGER, M. B. et VALA RAGNARSDOTTIR, K. (2007). Crossing disciplines and scales to understand the critical zone. *Elements*, 3(5):307–314. [5](#), [7](#), [9](#)
- BREDEHOEFT, J. D. (2002). The water budget myth revisited : why hydrogeologists model. *Ground Water*, 40(4):340–345. [38](#)
- BROWN, S. R. (1987). Fluid Flow Through Rock Joints : The Effect of Surface Roughness. *Journal of Geophysical Research*, 92(B2):1337–1347. [25](#), [26](#)
- BURBEY, T. J. (2003). Use of time - Subsidence data during pumping to characterize specific storage and hydraulic conductivity of semi-confining units. *Journal of Hydrology*, 281(1-2):3–22. [63](#)
- BURBEY, T. J. (2006). Three-dimensional deformation and strain induced by municipal pumping, Part 2 : Numerical analysis. *Journal of Hydrology*, 330(3-4):422–434. [63](#), [65](#)
- BURBEY, T. J. (2008). The influence of geologic structures on deformation due to ground water withdrawal. *Ground Water*, 46(2):202–211. [63](#), [65](#)
- BURBEY, T. J., WARNER, S. M., BLEWITT, G., BELL, J. W. et HILL, E. (2005). Article in press. *Journal of Hydrology*, 319(1-4):1–20. [63](#), [65](#)

- BURGMANN, R., ROSEN, P. a. et FIELDING, E. J. (2000). Synthetic Aperture Radar Interferometry to Measure Earth's Surface Topography and Its Deformation. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 28:169–209. [51](#)
- CACAS, M. C., LEDOUX, E., de MARSILY, G., BARBREAU, A., CALMELS, P., GAILLARD, B. et MARGRITTA, R. (1990). Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network : Calibration and validation : 1. The flow model. *Water Resources Research*, 26(3):479–489. [21](#)
- CAPPA, F., GUGLIELMI, Y., GAFFET, S., LANÇON, H. et LAMARQUE, I. (2006). Use of in situ fiber optic sensors to characterize highly heterogeneous elastic displacement fields in fractured rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43(4):647–654. [70](#)
- CASTELLAZZI, P., MARTEL, R., RIVERA, A., HUANG, J., GORAN, P., CALDERHEAD, A. I., CHAUSSARD, E., GARFIAS, J. et SALAS, J. (2016). Groundwater depletion in Central Mexico : Use of GRACE and InSAR to support water resources management. *Water Resources Research*, (July). [53](#), [61](#), [62](#), [65](#)
- CHAUSSARD, E., BÜRGMANN, R., SHIRZAEI, M., FIELDING, E. J. et BAKER, B. (2014). Predictability of hydraulic head changes and characterization of aquifer-system and fault properties from InSAR-derived ground deformation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(8):6572–6590. [63](#), [64](#)
- CHEN, H., KÜMPEL, H.-J. et KRAWCZYK, C. (2010). Field layout of a tiltmeter array to monitor micro-deformation induced by pumping through a horizontal collector well. *Near Surface Geophysics*, 8(1736):321–330. [66](#), [69](#)
- CLAUSER, C. (1992). Permeability of crystalline rocks. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 73(21):233–233. [23](#)
- CORNET, F. H., LI, L., HULIN, J. P., IPPOLITO, I. et KUROWSKI, P. (2003). The hydromechanical behaviour of a fracture : An in situ experimental case study. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7-8):1257–1270. [70](#)
- CRESCENTINI, L., AMORUSO, A., FIOCCO, G., FISICA, D., VISCONTI, G. et COLLEGATO, I. N. F. N. G. (1997). Installation of a high-sensitivity laser strainmeter in a tunnel in central Italy. *68(1997):3206–3210*. [54](#), [55](#), [57](#)
- CUETO-FELGUEROSO, L. et JUANES, R. (2013). Forecasting long-term gas production from shale. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(49):19660–19661. [28](#)
- DARCY, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Victor Dalmont, Paris. [21](#)
- DAVY, P., BOUR, O., de DREUZY, J.-R. et DARCEL, C. (2006). Flow in multiscale fractal fracture networks. In CELLO, G. et MALAMUD, B. D., éditeurs : *Fractal Analysis for Natural Hazards*, volume 261, pages 31–45. Geological Society of London, London. [18](#), [19](#), [20](#), [28](#)
- DAVY, P., LE GOC, R., DARCEL, C., BOUR, O., DE DREUZY, J. R. et MUNIER, R. (2010). A likely universal model of fracture scaling and its consequence for crustal hydromechanics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(10):1–13. [19](#)
- DE DREUZY, J. R., DAVY, P. et BOUR, O. (2001a). Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 1. Effective connectivity. *Water Resources Research*, 37(8):2065–2078. [19](#)

- DE DREUZY, J. R., DAVY, P. et BOUR, O. (2001b). Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures. *Water Resources Research*, 37(8):2079–2095. [19](#)
- DE DREUZY, J. R., MÉHEUST, Y. et PICHOT, G. (2012). Influence of fracture scale heterogeneity on the flow properties of three-dimensional discrete fracture networks (DFN). *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 117(11):1–21. [19](#), [27](#), [28](#)
- de VRIES, J. J. et SIMMERS, I. (2002). Groundwater recharge : An overview of process and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1):5–17. [39](#)
- DEPARIS, V. et LEGROS, H. (2000). *Voyage à l'intérieur de la Terre. De la géographie antique à la géophysique moderne, une histoire des idées*. CNRS editions, Paris. [45](#)
- DERODE, B., CAPPA, F., GUGLIELMI, Y. et RUTQVIST, J. (2013). Coupled seismo-hydrromechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 61:266–274. [70](#)
- DEVOTI, R., ZULIANI, D., BRAITENBERG, C., FABRIS, P. et GRILLO, B. (2015). Hydrologically induced slope deformations detected by GPS and clinometric surveys in the Cansiglio Plateau, southern Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 419:134–142. [63](#), [66](#), [68](#), [69](#), [71](#)
- DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., BOUDIER, F., AL-HATTALI, S., LADOUCHE, B., PINAULT, J. L. et AL-SULEIMANI, Z. (2005). A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. *Hydrogeology Journal*, 13(5-6):708–726. [29](#)
- DIJK, P., BERKOWITZ, B. et BENDEL, P. (1999). Investigation of flow in water-saturated rock fractures using nuclear magnetic resonance imaging (NMRI). *Water Resources Research*, 35(2):347–360. [26](#)
- DÖLL, P., HOFFMANN-DOBREV, H., PORTMANN, F. T., SIEBERT, S., EICKER, A., RODELL, M., STRASSBERG, G. et SCANLON, B. R. (2012). Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *Journal of Geodynamics*, 59-60:143–156. [8](#)
- DÖLL, P., KASPAR, F. et LEHNER, B. (2003). A global hydrological model for deriving water availability indicators : Model tuning and validation. *Journal of Hydrology*, 270(1-2):105–134. [62](#)
- DÖLL, P., MÜLLER SCHMIED, H., SCHUH, C., PORTMANN, F. T. et EICKER, A. (2014). Global-scale assessment of groundwater depletion and related groundwater abstractions : Combining hydrological modeling with information from well observations and GRACE satellites. *Water Resources Research*, 50(7):5698–5720. [61](#), [62](#)
- DOMENICO, P. A. et SCHWARTZ, F. W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology*. John Wiley, New York. [11](#), [29](#)
- DOOGE, J. C. I. (1986). Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, 22(9):46S–58S. [74](#)

- DORN, C., LINDE, N., BORGNE, T. L., BOUR, O. et de DREUZY, J. R. (2013). Conditioning of stochastic 3-D fracture networks to hydrological and geophysical data. *Advances in Water Resources*, 62:79–89. [35](#)
- DORN, C., LINDE, N., LE BORGNE, T., BOUR, O. et KLEPIKOVA, M. (2012). Inferring transport characteristics in a fractured rock aquifer by combining single-hole ground-penetrating radar reflection monitoring and tracer test data. *Water Resources Research*, 48(11):1–18. [33](#), [35](#)
- EICKER, A., SCHUMACHER, M., KUSCHE, J., DÖLL, P. et SCHMIED, H. M. (2014). Calibration/Data Assimilation Approach for Integrating GRACE Data into the WaterGAP Global Hydrology Model (WGHM) Using an Ensemble Kalman Filter : First Results. *Surveys in Geophysics*, 35(6):1285–1309. [61](#), [62](#)
- EICKER, A. et SPRINGER, A. (2016). Monthly and sub-monthly hydrological variability : in-orbit validation by GRACE level 1B observations. *Journal of Geodesy*, 90(6):1–12. [62](#)
- EINSTEIN, A. (1916). Näherungsweise Integration der Feldgleichungen der Gravitation. *Sitzung der physikalisch-mathematischen Klasse*, pages 688–696. [57](#)
- ELKHOURY, J. E., BRODSKY, E. E. et AGNEW, D. C. (2006). Seismic waves increase permeability. *Nature*, 441(7097):1135–8. [42](#)
- ELKHOURY, J. E., NIEMEIJER, A., BRODSKY, E. E. et MARONE, C. (2011). Laboratory observations of permeability enhancement by fluid pressure oscillation of in situ fractured rock. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(2):1–15. [33](#), [42](#)
- EVANS, J. P., FORSTER, C. B. et GODDARD, J. V. (1997). Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 19(11):1393–1404. [33](#)
- EVANS, K. et WYATT, F. (1984). Water table effects on the measurement of earth strain. *Tectonophysics*, 108(3-4):323–337. [66](#), [71](#)
- FABIAN, M. et KÜMPEL, H. J. (2003). Poroelasticity : Observations of anomalous near surface tilt induced by ground water pumping. *Journal of Hydrology*, 281(3):187–205. [66](#)
- FABRE, J.-A. (1812). *Traité complet sur la théorie et la pratique du nivellement*. Chez Fabre, Draguignan, France. [55](#)
- FAMIGLIETTI, J. S. (2014). The global groundwater crisis. *Nature Climate Change*, 4(11):945–948. [7](#)
- FERRETTI, A., SAVIO, G., BARZAGHI, R., BORGHI, A., MUSAZZI, S., NOVALI, F., PRATI, C. et ROCCA, F. (2007). Submillimeter accuracy of InSAR time series : Experimental validation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(5):1142–1153. [51](#)
- FLETCHER, R. C. et POLLARD, D. D. (1981). Anticrack model for pressure solution surfaces. *Geology*, 9(9):419. [13](#)
- FOSTER, S. et MACDONALD, A. (2014). The ‘water security’ dialogue : why it needs to be better informed about groundwater. *Hydrogeology Journal*, 22(7):1489–1492. [8](#)
- GALLOWAY, D. L. et BURBEY, T. J. (2011). Review : Regional land subsidence accompanying groundwater extraction. *Hydrogeology Journal*, 19(8):1459–1486. [65](#)

- GAMACHE, K. R. et GIARDINO, J. R. (2015). Natural and Anthropogenic Factors Affecting Groundwater in the Critical Zone of the Texas Triangle Megaregion. *In Developments in Earth Surface Processes*, volume 19, pages 579–618. Elsevier B.V. 7
- GIARDINO, J. R. et HOUSER, C. (2015). Introduction to the Critical Zone. *In Developments in Earth Surface Processes*, volume 19, pages 1–13. Elsevier B.V. 5, 9
- GILLI, E., MANGAN, C. et MUDRY, J. (2008). *Hydrogéologie*. Dunod, Paris, 2nd editio édition. 11
- GUGLIELMI, Y., CAPPÀ, F., AVOUAC, J.-P., HENRY, P. et ELSWORTH, D. (2015a). Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip. *Science*, 348(6240):1224–1226. 70
- GUGLIELMI, Y., ELSWORTH, D., CAPPÀ, F., HENRY, P., GOUT, C., DICK, P. et DURAND, J. (2015b). In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 120(11): 7729–7748. 70
- GUIHÉNEUF, N. (2014). *Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : application au site de Choutuppall (Inde du Sud)*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. 9, 15, 30, 34
- GUIHÉNEUF, N., BOISSON, A., BOUR, O., DEWANDEL, B., PERRIN, J., DAUSSE, A., VIOSSANGES, M., CHANDRA, S., AHMED, S. et MARÉCHAL, J. C. (2014). Groundwater flows in weathered crystalline rocks : Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *Journal of Hydrology*, 511:320–324. 9
- GUILTINAN, E. et BECKER, M. W. (2015). Measuring well hydraulic connectivity in fractured bedrock using periodic slug tests. *Journal of Hydrology*, 521:100–107. 38
- GÜNTNER, A. (2008). Improvement of Global Hydrological Models Using GRACE Data. *Surveys in Geophysics*, 29(4-5):375–397. 61, 62
- GÜNTNER, A., SCHMIDT, R. et DÖLL, P. (2007). Supporting large-scale hydrogeological monitoring and modelling by time-variable gravity data. *Hydrogeology Journal*, 15(1):167–170. 51, 61, 62
- GUSTAFSON, G. et KRÁSNÝ, J. (1994). Crystalline rock aquifers : their occurrence use and importance. *Applied Hydrogeology*, 2(2):64–75. 11
- HAKAMI, E. et LARSSON, E. (1996). Aperture measurements and flow experiments on a single natural fracture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, 33(4):395–404. 23, 25
- HAMMOND, W. C. et BELL, J. W. (2013). Structural Controls on Geothermal Reservoir Deformation at Stillwater , Nevada From InSAR and GPS Data. *GRC Transactions*, 37:11–15. 63
- HANEBERG, W. C. (1995). Steady State Groundwater Flow Across Idealized Faults. *Water Resources Research*, 31(7):1815–1820. 33
- HARVEY, R. W. et HARMS, H. (2002). Tracers in Groundwater : Use of Microorganisms and Microspheres. *In BITTON, G., éditeur : Encyclopedia of Environmental Microbiology*, numéro 6, pages 3194–3202. John Wiley & Sons, New York, NY, USA. 35



- HEALY, R. W. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge university press, Cambridge, UK. 39
- HEALY, R. W. et COOK, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1):91–109. 39
- HECTOR, B. (2014). *Caractérisation hydrogéophysique multi-échelles et dynamique des stocks d'eau souterrains d'un bassin versant en zone soudanienne de socle : apport de la gravimétrie*. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg. 50
- HECTOR, B., HINDERER, J., SÉGUI, L., BOY, J. P., CALVO, M., DESCLOITRES, M., ROSAT, S., GALLE, S. et RICCARDI, U. (2014). Hydro-gravimetry in West-Africa : First results from the Djougou (Benin) superconducting gravimeter. *Journal of Geodynamics*, 80:34–49. 66
- HECTOR, B., SÉGUI, L., HINDERER, J., DESCLOITRES, M., VOUILLAMOZ, J. M., WUBDA, M., BOY, J. P., LUCK, B. et MOIGNE, N. L. (2013). Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa : Results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. *Geophysical Journal International*, 194(2):737–750. 66, 67
- HERNANDEZ-MARIN, M. et BURBEY, T. J. (2009). The role of faulting on surface deformation patterns from pumping-induced groundwater flow (Las Vegas Valley, USA). *Hydrogeology Journal*, 17(8):1859–1875. 63
- HISZ, D. B., MURDOCH, L. C. et GERMANOVICH, L. N. (2013). A portable borehole extensometer and tiltmeter for characterizing aquifers. *Water Resources Research*, 49(12):7900–7910. 66, 68, 70
- HOFFMANN, J., ZEBKER, H. A., GALLOWAY, D. L. et AMELUNG, F. (2001). Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valley, Nevada, observed by synthetic aperture radar interferometry. *Water Resources Research*, 37(6):1551–1566. 65
- HU, J., LI, Z. W., DING, X. L., ZHU, J. J., ZHANG, L. et SUN, Q. (2014). Resolving three-dimensional surface displacements from InSAR measurements : A review. *Earth-Science Reviews*, 133(September):1–17. 52
- ILLMAN, W. A., LIU, X., TAKEUCHI, S., YEH, T. C. J., ANDO, K. et SAEGUSA, H. (2009). Hydraulic tomography in fractured granite : Mizunami Underground Research site, Japan. *Water Resources Research*, 45(1):1–18. 31, 33
- JACOB, T. (2009). *Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique*. Thèse de doctorat, Université Montpellier II. 50
- JACOB, T., BAYER, R., CHERY, J., JOURDE, H., MOIGNE, N. L., BOY, J. P., HINDERER, J., LUCK, B. et BRUNET, P. (2008). Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France). *Journal of Hydrology*, 359(1-2):105–117. 66
- JACOB, T., CHERY, J., BAYER, R., LE MOIGNE, N., BOY, J. P., VERNANT, P. et BOUDIN, F. (2009). Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International*, 177(2): 347–360. 66

- JACOB, T., CHÉRY, J., BOUDIN, F. et BAYER, R. (2010). Monitoring deformation from hydrologic processes in a karst aquifer using long-baseline tiltmeters. *Water Resources Research*, 46(9): 1–18. [66](#), [69](#), [71](#)
- JAHR, T., JENTZSCH, G. et WEISE, A. (2009). Natural and man-made induced hydrological signals, detected by high resolution tilt observations at the Geodynamic Observatory Moxa/Germany. *Journal of Geodynamics*, 48(3-5):126–131. [66](#)
- JAHR, T., KRONER, C. et LIPPMANN, A. (2006). Strainmeters at Moxa observatory, Germany. *Journal of Geodynamics*, 41(1-3):205–212. [55](#), [57](#)
- JIMÉNEZ-MARTÍNEZ, J., LONGUEVERGNE, L., LE BORGNE, T., DAVY, P., RUSSIAN, A. et BOUR, O. (2013). Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers : Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research*, 49(5): 3007–3023. [23](#), [24](#), [34](#), [38](#), [39](#)
- KANG, P. K., LE BORGNE, T., DENTZ, M., BOUR, O. et JUANES, R. (2015). Impact of velocity correlation and distribution on transport in fractured media : Field evidence and theoretical model. *Water Resources Research*, 51(2):940–959. [27](#)
- KARASAKI, K., FREIFELD, B., COHEN, A., GROSSENBACHER, K., COOK, P. et VASCO, D. (2000). A multidisciplinary fractured rock characterization study at Raymond field site, Raymond, CA. *Journal of Hydrology*, 236(1-2):17–34. [29](#)
- KAZEMI, H., MERRILL JR, L., PORTERFIELD, K. et ZEMAN, P. (1976). Numerical Simulation of Water-Oil Flow in Naturally Fractured Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 16(6):317–326. [28](#)
- KENNEDY, J., FERRÉ, T. P. A., GÜNTNER, A., ABE, M. et CREUTZFELDT, B. (2014). Direct measurement of subsurface mass change using the variable baseline gravity gradient method. *Geophysical Research Letters*, 41(8):2827–2834. [66](#), [67](#)
- KIRKELS, F. M. S. A., CAMMERAAT, L. H. et KUHN, N. J. (2014). The fate of soil organic carbon upon erosion, transport and deposition in agricultural landscapes - A review of different concepts. *Geomorphology*, 226:94–105. [7](#)
- KLEPIKOVA, M. V., LE BORGNE, T., BOUR, O. et DE DREUZY, J. R. (2013). Inverse modeling of flow tomography experiments in fractured media. *Water Resources Research*, 49(11):7255–7265. [37](#)
- KLEPIKOVA, M. V., LE BORGNE, T., BOUR, O., DENTZ, M., HOCHREUTENER, R. et LAVENANT, N. (2016). Heat as a tracer for understanding transport processes in fractured media : Theory and field assessment from multiscale thermal push-pull tracer tests. *Water Resources Research*, 52(7):5442–5457. [37](#)
- KLEPIKOVA, M. V., LE BORGNE, T., BOUR, O., GALLAGHER, K., HOCHREUTENER, R. et LAVENANT, N. (2014). Passive temperature tomography experiments to characterize transmissivity and connectivity of preferential flow paths in fractured media. *Journal of Hydrology*, 512:549–562. [27](#), [34](#), [37](#)
- KOBE, M., JAHR, T., PÖSCHEL, W. et KUKOWSKI, N. (2016). Comparing a new laser strainmeter array with an adjacent, parallel running quartz tube strainmeter array. *Review of Scientific Instruments*, 87(3):034502. [55](#)

- KOITA, M., JOURDE, H., RUELLAND, D., KOFFI, K., PISTRE, S. et SAVANE, I. (2010). Cartographie des accidents régionaux et identification de leur rôle dans l'hydrodynamique souterraine en zone de socle. Cas de la région de Dimbokro-Bongouanou (Côte d'Ivoire). *Hydrological Sciences Journal*, 55(5):805–820. [33](#)
- KOUDINA, N., GONZALEZ GARCIA, R., THOVERT, J.-F. et ADLER, P. (1998). Permeability of three-dimensional fracture networks. *Physical Review E*, 57(4):4466–4479. [19](#)
- LACHASSAGNE, P., WYNS, R. et DEWANDEL, B. (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3):145–161. [15](#)
- LE BORGNE, T., BOUR, O., de DREUZY, J. R., DAVY, P. et TOUCHARD, F. (2004). Equivalent mean flow models for fractured aquifers : Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research*, 40(3):W03512. [30](#)
- LE BORGNE, T., BOUR, O., PAILLET, F. L. et CAUDAL, J. P. (2006a). Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal of Hydrology*, 328(1-2):347–359. [23](#), [24](#), [31](#), [32](#), [33](#)
- LE BORGNE, T., PAILLET, F., BOUR, O. et CAUDAL, J. P. (2006b). Cross-borehole flowmeter tests for transient heads in heterogeneous aquifers. *Ground Water*, 44(3):444–452. [32](#), [33](#)
- LE GOC, R., de DREUZY, J. R. et DAVY, P. (2010). An inverse problem methodology to identify flow channels in fractured media using synthetic steady-state head and geometrical data. *Advances in Water Resources*, 33(7):782–800. [19](#)
- LEDÉSERT, B., DUBOIS, J., GENTER, A. et MEUNIER, A. (1993). Fractal analysis of fractures applied to Soultz-sous-Forets hot dry rock geothermal program. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57(1-2):1–17. [21](#), [40](#)
- LERAY, S., de DREUZY, J. R., BOUR, O. et BRESCIANI, E. (2013). Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *Journal of Hydrology*, 481:64–75. [28](#), [34](#)
- LERAY, S., de DREUZY, J. R., BOUR, O., LABASQUE, T. et AQUILINA, L. (2012). Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, 464-465:54–68. [28](#)
- LIGO SCIENTIFIC COLLABORATION et VIRGO COLLABORATION (2016). GW151226 : Observation of gravitational waves from a 22-Solar-mass binary black hole coalescence. *Physical Review Letters*, 116(24):241103. [55](#)
- LLUBES, M., FLORSCH, N., HINDERER, J., LONGUEVERGNE, L. et AMALVICT, M. (2004). Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective : Some case studies. *Journal of Geodynamics*, 38:355–374. [48](#)
- LOEW, S., LÜTZENKIRCHEN, V., HANSMANN, J., RYF, A. et GUNTILI, P. (2015). Transient surface deformations caused by the Gotthard Base Tunnel. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 75:82–101. [54](#)
- LONG, D., LONGUEVERGNE, L. et SCANLON, B. R. (2015). Global analysis of approaches for deriving total water storage changes from GRACE satellites. *Water Resources Research*, 51(4):2574–2594. [62](#)

- LONG, D., SCANLON, B. R., LONGUEVERGNE, L., SUN, A. Y., FERNANDO, D. N. et SAVE, H. (2013). GRACE satellite monitoring of large depletion in water storage in response to the 2011 drought in Texas. *Geophysical Research Letters*, 40(13):3395–3401. [62](#)
- LONG, J. C. S., REMER, J. S., WILSON, C. R. et WITHERSPOON, P. A. (1982). Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures. *Water Resources Research*, 18(3):645–658. [19](#)
- LONG, J. C. S. et WITHERSPOON, P. a. (1985). The relationship of the degree of interconnection to permeability in fracture networks. *Journal of Geophysical Research*, 90(B4):3087. [19](#)
- LONGUEVERGNE, L. (2008). *Contribution à l'Hydrogéodésie*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie. [50](#)
- LONGUEVERGNE, L., BOY, J., FLORSCH, N., VIVILLE, D., FERHAT, G., ULRICH, P., LUCK, B. et HINDERER, J. (2009a). Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg. *Journal of Geodynamics*, 48(3-5):189–194. [66](#)
- LONGUEVERGNE, L., FLORSCH, N., BOUDIN, F., OUDIN, L. et CAMERLYNCK, C. (2009b). Tilt and strain deformation induced by hydrologically active natural fractures : Application to the tiltmeters installed in Sainte-Croix-aux-Mines observatory (France). *Geophysical Journal International*, 178(2):667–677. [68](#), [70](#)
- LONGUEVERGNE, L., WILSON, C. R., SCANLON, B. R. et CRÉTAUX, J. F. (2013). GRACE water storage estimates for the middle east and other regions with significant reservoir and lake storage. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(12):4817–4830. [62](#)
- MAILLOT, J., DAVY, P., de DREUZY, J. R., LE GOC, R., DARCEL, C. et STIGSSON, M. (2014). Comparison between “ Poissonian ” and “ mechanically - oriented ” DFN models for the prediction of permeability and flow channeling. *In International Discrete Fracture Network Engineering Conference*, Vancouver, Canada. [19](#), [20](#)
- MAKURAT, A., BARTON, N., RAD, N. S. et BANDIS, S. (1990). Joint conductivity variation du to normal and shear deformation. *In* BARTON, N. et STEPHANSSON, O., éditeurs : *International Symposium on Rock Joints*, pages 535–540, Loen. Balkema. [43](#)
- MANGA, M., BERESNEV, I., BRODSKY, E. E., ELKHOURY, J. E., ELSWORTH, D., INGEBRITSEN, S. E., MAYS, D. C. et WANG, C.-Y. (2012). Changes in permeability caused by transient stresses : Field observations, experiments, and mechanisms. *Reviews of Geophysics*, 50(2). [42](#)
- MANGIN, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67(1-4):25–43. [39](#)
- MARÉCHAL, J. C., DEWANDEL, B. et SUBRAHMANYAM, K. (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research*, 40(11):1–17. [15](#)
- MARIETTE, M. M. et BUCHANAN, K. L. (2016). Prenatal acoustic communication programs offspring for high posthatching temperatures in a songbird. *Science*, 353(6301):812–814. [7](#)
- MARTINEZ-LANDA, L. et CARRERA, J. (2005). An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment (FEBEX), Grimsel, Switzerland). *Water Resources Research*, 41(3):1–13. [23](#), [24](#)

- MARTINEZ LANDA, L., CARRERA, J., PEREZ-ESTAÚN, A., GOMEZ, P. et BAJOS, C. (2016). Structural geology and geophysics as a key to build a hydrogeologic model of granite rock to support a mine. *Solid Earth Discussions*, (February):1–25. [24](#)
- MATTAUER, M. (1973). *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Hermann, Paris. [16](#)
- MCDONNELL, J. J., SIVAPALAN, M., VACHÉ, K., DUNN, S., GRANT, G., HAGGERTY, R., HINZ, C., HOOPER, R., KIRCHNER, J., RODERICK, M. L., SELKER, J. et WEILER, M. (2007). Moving beyond heterogeneity and process complexity : A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research*, 43(7):1–6. [9](#), [73](#)
- MÉHEUST, Y. et SCHMITTBUHL, J. (2001). Geometrical heterogeneities and permeability anisotropy of rough fractures. *Journal of Geophysical Research*, 106(B2):2098–2102. [27](#)
- MEIER, P. M., CARRERA, J. et SÁNCHEZ-VILA, X. (1998). An evaluation of Jacob's Method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. *Water Resources Research*, 34(5):1011. [30](#)
- MENTES, G. (2010). Quartz tube extensometer for observation of Earth tides and local tectonic deformations at the Sopronbanfalva Geodynamic Observatory, Hungary. *Review of Scientific Instruments*, 81(7):074501. [55](#), [57](#)
- MOORE, G., MCGUIRE, K., TROCH, P. et BARRON-GAFFORD, G. (2015). Ecohydrology and the Critical Zone : Processes and Patterns Across Scales. *In Developments in Earth Surface Processes*, volume 19, pages 239–266. Elsevier B.V. [7](#)
- MOURZENKO, V. V., THOVERT, J. F. et ADLER, P. M. (2005). Percolation of three-dimensional fracture networks with power-law size distribution. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 72(3):1–14. [19](#)
- MOURZENKO, V. V., THOVERT, J. F. et ADLER, P. M. (2011a). Permeability of isotropic and anisotropic fracture networks, from the percolation threshold to very large densities. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 84(3):1–20. [19](#)
- MOURZENKO, V. V., THOVERT, J. F. et ADLER, P. M. (2011b). Trace analysis for fracture networks with anisotropic orientations and heterogeneous distributions. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 83(3):1–18. [22](#)
- MURDOCH, L. C. et GERMANOVICH, L. N. (2012). Storage change in a flat-lying fracture during well tests. *Water Resources Research*, 48(12):1–14. [43](#)
- NADAN, B. J. et ENGELDER, T. (2009). Microcracks in New England granitoids : A record of thermoelastic relaxation during exhumation of intracontinental crust. *Geological Society of America Bulletin*, 121(1/2):80–99. [16](#)
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL (2001). Basic Research Opportunities in Earth Science. Report technique, Washington, D.C. [5](#)
- NEUMAN, S. P. (2005). Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeology Journal*, 13(1):124–147. [28](#)
- NEWTON, I. (1687). *Philosophiæ naturalis principia mathematica, vol. 1-4*. Colonia : A. Philibert, London. [48](#)

- NIEBAUER, T. M., SASAGAWA, G. S., FALLER, J. E., HILT, R. et KLOPPING, F. (1995). A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia*, 32(3):159–180. [50](#)
- OLSSON, O., BLACK, J. H., GALE, J. E. et HOLMES, D. C. (1989). Site characterization and validation, stage 2 - Preliminary predictions. Rapport technique, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, Stockholm. [21](#)
- PAILLET, F. L. (1998). Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *Water Resources Research*, 34(5):997–1010. [33](#)
- PATRIARCHE, D., PILI, E., ADLER, P. M. et THOVERT, J. F. (2007). Stereological analysis of fractures in the Roselend tunnel and permeability determination. *Water Resources Research*, 43(9):1–13. [21](#), [34](#)
- PEARSE, J., SINGHROY, V., SAMSONOV, S. et LI, J. (2014). Anomalous surface heave induced by enhanced oil recovery in northern Alberta : InSAR observations and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(8):6630–6649. [63](#)
- PEDERSEN, K. (1997). Microbial life in deep granitic rock. *FEMS Microbiology Reviews*, 20(3-4):399–414. [28](#)
- PEDRETTI, D., RUSSIAN, A., SANCHEZ-VILA, X. et DENTZ, M. (2016). Scale dependence of the hydraulic properties of a fractured aquifer estimated using transfer functions. *Water Resources Research*, 52(7):5008–5024. [23](#), [34](#), [38](#)
- POLAND, M. et WAUTHIER, C. (2012). Report on Mauna Loa (United States). *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 37(5). [53](#)
- POLLARD, D. D. et AYDIN, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8):1181–1204. [14](#)
- PRUESS, K. (2006). Enhanced geothermal systems (EGS) using CO<sub>2</sub> as working fluid—A novel approach for generating renewable energy with simultaneous sequestration of carbon. *Geothermics*, 35(4):351–367. [28](#)
- PYRAK-NOLTE, L. J., MYER, L. R., COOK, N. G. et WITHERSPOON, P. A. (1987). Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock. In *6th ISRM Congress*, Montreal, Canada. International Society for Rock Mechanics. [25](#)
- PYRAK-NOLTE, L. J. et NOLTE, D. D. (2016). Approaching a universal scaling relationship between fracture stiffness and fluid flow. *Nature Communications*, 7:10663. [26](#)
- RANJRAM, M., GLEESON, T. et LUIJENDIJK, E. (2015). Is the permeability of crystalline rock in the shallow crust related to depth, lithology or tectonic setting? *Geofluids*, 15(1-2):106–119. [23](#)
- READ, T., BOUR, O., BENSE, V., LE BORGNE, T., GODERNIAUX, P., KLEPIKOVA, M. V., HOCHREUTENER, R., LAVENANT, N. et BOSCHERO, V. (2013). Characterizing groundwater flow and heat transport in fractured rock using fiber-optic distributed temperature sensing. *Geophysical Research Letters*, 40(10):2055–2059. [37](#), [44](#)
- RENARD, P., GLENZ, D. et MEJIAS, M. (2009). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, 17(3):589–600. [29](#), [33](#)

- RENNER, J. et MESSAR, M. (2006). Periodic pumping tests. *Geophysical Journal International*, 167(1):479–493. [38](#)
- RINALDI, A. P. et RUTQVIST, J. (2013). Modeling of deep fracture zone opening and transient ground surface uplift at KB-502 CO<sub>2</sub> injection well, In Salah, Algeria. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 12:155–167. [52](#), [63](#)
- RODELL, M., VELICOGNA, I. et FAMIGLIETTI, J. S. (2009). Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460(7258):999–1002. [8](#)
- ROELOFFS, E. A. (1988). Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *J. Geophys. Res.*, 93(83):2107–2124. [7](#)
- ROHDE, M. M., EDMUNDS, W. M., FREYBERG, D., SHARMA, O. P. et SHARMA, A. (2015). Estimating aquifer recharge in fractured hard rock : analysis of the methodological challenges and application to obtain a water balance (Jaisamand Lake Basin, India). *Hydrogeology Journal*, 23(7):1573–1586. [39](#)
- ROJSTACZER, S., WOLF, S. et MICHEL, R. (1995). Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes. *Nature*, 373(6511):237–239. [42](#)
- ROJSTACZER, S. A., INGEBRITSEN, S. E. et HAYBA, D. O. (2008). Permeability of continental crust influenced by internal and external forcing. *Geofluids*, 8(2):128–139. [22](#), [42](#)
- ROQUES, C., BOUR, O., AQUILINA, L. et DEWANDEL, B. (2016). High-yielding aquifers in crystalline basement : insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France. *Hydrogeology Journal*, pages 1–14. [23](#)
- ROQUES, C., BOUR, O., AQUILINA, L., DEWANDEL, B., LERAY, S., SCHROETTER, J. M., LONGUEVERGNE, L., LE BORGNE, T., HOCHREUTENER, R., LABASQUE, T., LAVENANT, N., VERGNAUD-AYRAUD, V. et MOUGIN, B. (2014). Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *Journal of Hydrology*, 509:42–54. [29](#)
- ROQUES, C., SELKER, J. S., LE BORGNE, T., MÉHEUST, Y., ABOU NAJM, M., ROCHEFORT, W., DAVY, D. et BOUR, O. (2015). The Use of Shear-Thinning Fluids as “Smart” Tracers to Infer Fracture Network Properties. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages H13A–1466, San Francisco, CA, USA. [35](#)
- RUTQVIST, J. (2015). Fractured rock stress-permeability relationships from in situ data and effects of temperature and chemical-mechanical couplings. *Geofluids*, 15(1-2):48–66. [43](#), [44](#)
- RUTQVIST, J., NOORISHAD, J., TSANG, C.-f. et STEPHANSSON, O. (1998). Determination of fracture storativity in hard rocks using high-pressure injection testing. *Water Resources Research*, 34(10):2551. [43](#)
- RUTQVIST, J. et STEPHANSSON, O. (2003). The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering. *Hydrogeology Journal*, 11(1):7–40. [42](#), [43](#)
- SÁNCHEZ-VILA, X., CARRERA, J. et GIRARDI, J. P. (1996). Scale effects in transmissivity. *Journal of Hydrology*, 183(1-2):1–22. [23](#)

- SANDER, P. (2007). Lineaments in groundwater exploration : A review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal*, 15(1):71–74. [19](#), [40](#)
- SCANLON, B. R., HEALY, R. W. et COOK, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1):18–39. [39](#)
- SCANLON, B. R., LONGUEVERGNE, L. et LONG, D. (2012). Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. *Water Resources Research*, 48(4):1–9. [62](#)
- SCHMIDT, R., SCHWINTZER, P., FLECHTNER, F., REIGBER, C., GÜNTNER, A., DÖLL, P., RAMIL-LIEN, G., CAZENAVE, A., PETROVIC, S., JOCHMANN, H. et WÜNSCH, J. (2006). GRACE observations of changes in continental water storage. *Global and Planetary Change*, 50(1-2):112–126. [61](#), [62](#)
- SCHUITE, J. (2013). *Modélisation des propriétés de transport des péridotites fracturées de Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest du Pacifique)*. Mémoire de master, Université Montpellier 2, Montpellier, France. [40](#)
- SCHUUR, E. a. G. et ABBOTT, B. (2011). Climate change : High risk of permafrost thaw. *Nature*, 480(7375):32–33. [7](#)
- SCHWARTZ, S. Y. et ROKOSKY, J. M. (2007). Circum-Pacific Subduction Zones. *Reviews of Geophysics*, 45(2006):1–32. [55](#)
- SCHWEISINGER, T., SVENSON, E. J. et MURDOCH, L. C. (2011). Hydromechanical behavior during constant-rate pumping tests in fractured gneiss. *Hydrogeology Journal*, 19(5):963–980. [70](#)
- SEGALL, P., MCKEE, E. H., MARTEL, S. J. et TURRIN, B. D. (1990). Late Cretaceous age of fractures in the Sierra Nevada batholith, California. *Geology*, 18(12):1248. [16](#)
- SELKER, J. S., THÉVENAZ, L., HUWALD, H., MALLET, A., LUXEMBURG, W., VAN DE GIESEN, N., STEJSKAL, M., ZEMAN, J., WESTHOFF, M. et PARLANGE, M. B. (2006). Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, 42(12):1–8. [37](#)
- SHAKAS, A., LINDE, N., BARON, L., BOCHET, O., BOUR, O. et LE BORGNE, T. (2016). Hydrogeophysical characterization of transport processes in fractured rock by combining push-pull and single-hole ground penetrating radar experiments. *Water Resources Research*, 52(2):938–953. [35](#), [36](#)
- SHAPIRO, A. M. et HSIEH, P. a. (1998). How Good Are Estimates of Transmissivity from Slug Tests in Fractured Rock? [23](#), [30](#)
- SIMONS, M. et ROSEN, P. A. (2007). Interferometric Synthetic Aperture Radar Geodesy. *Treatise on Geophysics*, 3:391–446. [51](#)
- SISAVATH, S., MOURZENKO, V., GENTHON, P., THOVERT, J. F. et ADLER, P. M. (2004). Geometry, percolation and transport properties of fracture networks derived from line data. *Geophysical Journal International*, 157(2):917–934. [21](#)
- SMITH, L. C. (2002). Emerging Applications of Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) in Geomorphology and Hydrology. *Annals of the Association of American Geographers*, 92(3):385–398. [52](#)



- SNOW, D. T. (1969). Anisotropie Permeability of Fractured Media. *Water Resources Research*, 5(6):1273–1289. [22](#)
- STAUFFER, D. et AHARONY, A. (1994). *Introduction to percolation theory*. Taylor & Francis, London, second rev édition. [17](#)
- STEER, P., SIMOES, M., CATTIN, R. et SHYU, J. B. H. (2014). Erosion influences the seismicity of active thrust faults. *Nature communications*, 5:5564. [7](#)
- SUSKI, B., LADNER, F., BARON, L., VUATAZ, F. D., PHILIPPOSIAN, F. et HOLLIGER, K. (2008). Detection and characterization of hydraulically active fractures in a carbonate aquifer : Results from self-potential, temperature and fluid electrical conductivity logging in the Combioula hydrothermal system in the southwestern Swiss Alps. *Hydrogeology Journal*, 16(7):1319–1328. [29](#)
- SVENSON, E., SCHWEISINGER, T. et MURDOCH, L. C. (2008). Field evaluation of the hydro-mechanical behavior of flat-lying fractures during slug tests. *Journal of Hydrology*, 359(1-2):30–45. [70](#)
- SZULCZEWSKI, M. L., MACMINN, C. W., HERZOG, H. J. et JUANES, R. (2012). Lifetime of carbon capture and storage as a climate-change mitigation technology. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(14):5185–5189. [28](#)
- TAKEMOTO, S., ARAYA, A., AKAMATSU, J., MORII, W., MOMOSE, H., OHASHI, M., KAWASAKI, I., HIGASHI, T., FUKUDA, Y., MIYOKI, S., UCHIYAMA, T., TATSUMI, D., HANADA, H., NAITO, I., TELADA, S., ICHIKAWA, N., ONOUE, K. et WADA, Y. (2004). A 100 m laser strainmeter system installed in a 1km deep tunnel at Kamioka, Gifu, Japan. *Journal of Geodynamics*, 38(3-5):477–488. [55](#), [57](#)
- TARDY, M. (2006). La lithosphère et sa dynamique. In DANIEL, J.-Y., éditeur : *Sciences de la Terre et de l'Univers*, pages 463–586. Vuibert, Paris. [11](#), [12](#), [13](#), [14](#), [16](#)
- TAYLOR, R. G., SCANLON, B., DÖLL, P., RODELL, M., van BEEK, R., WADA, Y., LONGUEVERGNE, L., LEBLANC, M., FAMIGLIETTI, J. S., EDMUNDS, M., KONIKOW, L., GREEN, T. R., CHEN, J., TANIGUCHI, M., BIERKENS, M. F. P., MACDONALD, A., FAN, Y., MAXWELL, R. M., YECHIELI, Y., GURDAK, J. J., ALLEN, D. M., SHAMSUDDUHA, M., HISCOCK, K., YEH, P. J.-F., HOLMAN, I. et TREIDEL, H. (2012). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3(April):1–9. [7](#), [9](#)
- TENZE, D., BRAITENBERG, C. et NAGY, I. (2012). Karst deformations due to environmental factors : Evidences from the horizontal pendulums of Grotta Gigante, Italy. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 53(3):331–345. [66](#)
- THE LIGO SCIENTIFIC COLLABORATION (2015). Advanced LIGO. *Classical and Quantum Gravity*, 32(7):074001. [55](#), [57](#)
- THEIS, C. V. (1935). The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Transactions, American Geophysical Union*, 16(2):519. [29](#), [30](#)
- THOVERT, J. F., MOURZENKO, V. V., ADLER, P. M., NUSSBAUM, C. et PINETTES, P. (2011). Faults and fractures in the Gallery 04 of the Mont Terri rock laboratory : Characterization, simulation and application. *Engineering Geology*, 117(1-2):39–51. [21](#), [34](#)

- TOKUNAGA, T. (1999). Modeling of earthquake-induced hydrological changes and possible permeability enhancement due to the 17 January 1995 Kobe Earthquake, Japan. *Journal of Hydrology*, 223(3-4):221–229. [42](#)
- TORGE, W. (2005). The International Association of Geodesy 1862 to 1922 : From a regional project to an international organization. *Journal of Geodesy*, 78(9):558–568. [47](#)
- TORGE, W. et MÜLLER, J. (2012). *Geodesy*. Walter De Gruyter, Berlin/Boston, 4th édition. [45](#), [47](#)
- TSANG, Y. W. et WITHERSPOON, P. A. (1981). Hydromechanical behavior of a deformable rock fracture subject to normal stress. *Journal of Geophysical Research*, 86(B10):9287–9298. [27](#)
- TWIDALE, C. R. (1973). On the origin of sheet jointing. *Rock Mechanics Felsmechanik Mekanique des Roches*, 5(3):163–187. [15](#)
- URLAUB, M. et FABIAN, M. (2011). Poroelasticity : Finite element modelling of anomalous tilt and pore pressure caused by pumping in a sedimentary half space with fault. *Journal of Geodynamics*, 51(4):219–232. [66](#)
- VASCO, D. W. (2004). Estimation of flow properties using surface deformation and head data : A trajectory-based approach. *Water Resources Research*, 40(10):1–14. [66](#)
- VASCO, D. W., FERRETTI, A. et NOVALI, F. (2008). Estimating permeability from quasi-static deformation : Temporal variations and arrival-time inversion. *Geophysics*, 73(6):O37. [63](#)
- VASCO, D. W., KARASAKI, K. et DOUGHTY, C. (2000). Using surface deformation to image reservoir dynamics. *Geophysics*, 65(1):132. [66](#), [71](#)
- VASCO, D. W., KARASAKI, K. et KISHIDA, K. (2001). A coupled inversion of pressure and surface displacement. *Water Resources Research*, 37(12):3071–3089. [66](#), [68](#), [71](#)
- VASCO, D. W., KARASAKI, K. et MYER, L. (1998). Monitoring of Fluid Injection and Soil Consolidation Using Surface Tilt Measurements. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 124(JANUARY):29–37. [66](#)
- VASCO, D. W., RUCCI, A., FERRETTI, A., NOVALI, F., BISSELL, R. C., RINGROSE, P. S., MATHIESON, A. S. et WRIGHT, I. W. (2010). Satellite-based measurements of surface deformation reveal fluid flow associated with the geological storage of carbon dioxide. *Geophysical Research Letters*, 37(3):1–5. [63](#)
- VEDDER, O., BOUWHUIS, S. et SHELDON, B. C. (2013). Quantitative Assessment of the Importance of Phenotypic Plasticity in Adaptation to Climate Change in Wild Bird Populations. *PLoS Biology*, 11(7):1–10. [7](#)
- VERDON, J. P., KENDALL, J.-M., STORK, A. L., CHADWICK, R. A., WHITE, D. J. et BISSELL, R. C. (2013). Comparison of geomechanical deformation induced by megatonne-scale CO2 storage at Sleipner, Weyburn, and In Salah. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(30):E2762–71. [52](#), [63](#)
- WALTZ, J. et DECKER, T. L. (1981). Hydro-fracturing offers many benefits. *Johnson's driller journal*, pages 4–9. [30](#)

- WHITE, T., BRANTLEY, S., BANWART, S., CHOROVER, J., DIETRICH, W., DERRY, L., LOHSE, K., ANDERSON, S., AUFDENDKAMPE, A., BALES, R., KUMAR, P., RICHTER, D. et MCDOWELL, B. (2015). The Role of Critical Zone Observatories in Critical Zone Science. *In Developments in Earth Surface Processes*, volume 19, pages 15–78. Elsevier B.V. [9](#)
- WILKE, S., GUYON, E. et MARSILY, G. (1985). Water penetration through fractured rocks : Test of a tridimensional percolation description. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 17(1):17–27. [18](#)
- WITHERSPOON, P. A., WANG, J. S. Y., IWAI, K. et GALE, J. E. (1980). Validity of Cubic Law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water Resources Research*, 16(6):1016–1024. [25](#)
- WYNS, R., BALTASSAT, J.-M., LACHASSAGNE, P., LEGCHENKO, A., VAIRON, J. et MATHIEU, F. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 175(1):21–34. [15](#)

# Chapitre 2

## Présentation du site d'étude et des instruments employés

*« L'aventure commença par une mission des plus banales, la routine, le quotidien, l'ordinaire. [...] Cela n'aurait rien d'exaltant mais c'était passionnant quand même, parce qu'on était loin de l'oxyde de carbone et des embouteillages, parce qu'on se donnait une petite illusion d'être un petit morceau de héros explorateur bravant les horribles dangers, et parce qu'on était entre copains. »*

---

René Barjavel (1911 – 1985) dans  
*La nuit des temps* (1968)

### Sommaire

---

<b>2.1 Observatoire hydrogéologique de Ploemeur</b>	<b>97</b>
2.1.1 Histoire et présentation du site	97
2.1.2 Contexte tectonique	99
2.1.3 Caractéristiques géologiques et morphologiques locales	102
2.1.4 Etat des connaissances sur l'hydrogéologie de Ploemeur	104
Analyse structurale et relation avec les flux d'eau	104
Propriétés hydrodynamiques	107
2.1.5 Contexte hydro-climatique	111
<b>2.2 Les instruments géodésiques de l'observatoire</b>	<b>115</b>
2.2.1 Les inclinomètres longue-base	116
Anatomie, principe de mesure et de fonctionnement	116
Caractéristiques des inclinomètres longue-base de Ploemeur	120
2.2.2 Les inclinomètres pendulaires courte-base	122
<b>2.3 Premier regard sur les données inclinométriques</b>	<b>125</b>
2.3.1 Remarques préliminaires sur le traitement du signal <i>brut</i>	125

2.3.2	Les observations hydrogéodésiques (long-terme) . . . . .	126
2.3.3	Les observations hydromécaniques (court-terme) . . . . .	133
	Les signaux dus aux séismes . . . . .	133
	Les signaux dus aux cycles de pompages . . . . .	133
2.3.4	Conclusion du chapitre . . . . .	139
<b>2.4</b>	<b>Références du chapitre . . . . .</b>	<b>139</b>

---

## 2.1 L'observatoire hydrogéologique de Ploemeur

### 2.1.1 Histoire et présentation du site

Ploemeur est une commune d'environ 20 000 habitants située à 4 km de la côte Atlantique du sud de la Bretagne, à l'ouest de la ville de Lorient (figure 2.1). Bien que la région soit d'ordinaire paisible, jouissant de la caresse ininterrompue des embruns marins doux et parfumés, la beauté de son littoral attire chaque année une population de touristes conséquente durant la période estivale. Le gonflement de la population allant de pair avec l'augmentation de la pression sur les ressources en eau, les responsables locaux ont depuis longtemps eu la lourde tâche d'en assurer la disponibilité et la qualité. Jusqu'aux années 90, la commune s'approvisionnait en eau dans l'étang de Lannenec qui, en proie aux pollutions agricoles et à l'infiltration d'eaux marines, a vu sa qualité se détériorer de façon si critique que cela a poussé la municipalité de l'époque, dirigée par le Député-Maire Michel Godard, à mener des recherches pour compléter sinon substituer cette source. Un bureau d'étude spécialisé dans la prospection de ressources en eau souterraine a ainsi été sollicité pour mener de front cette mission d'importance. Cependant, le travail n'allait pas être simple car la zone de Ploemeur se situait sur des terrains cristallins connus pour être peu perméables et donc peu productifs. D'ailleurs à cette époque, la plupart des ressources souterraines en Bretagne ne pouvait supporter que les besoins très locaux des petites exploitations agricoles ou des petites communes. Or, Ploemeur demandait bien plus. Ce fut par conséquent un réel défi.

Le bureau d'étude, Géoarmor de son nom, s'est pourtant saisi de l'affaire en déployant toutes les méthodes traditionnelles pour réaliser l'étude hydrogéologique visant à trouver l'endroit où pourraient être implantés des puits de captage produisant au moins à 50 m<sup>3</sup>/h de manière pérenne. Analyses des linéaments sur des photos aériennes, prospection géophysique, forages de reconnaissance et essais de puits... Au total sept sites autour de Ploemeur ont subi le même traitement afin qu'ils révèlent leur éventuel potentiel de réservoir géologique<sup>1</sup>. Malheureusement, aucun forage n'a su satisfaire les espérances de la commune. Continuer les travaux de recherche en vain devenait coûteux et le projet a bien failli se terminer sur cet échec. Toutefois, M. Godard, ingénieur électromécanicien de formation, eu l'intime conviction que ce n'était pas terminé. Il put convaincre ses collègues de tenter un dernier forage entre la base aéronavale de Lahn-Bihoué et la bordure nord de Ploemeur, dans une dépression topographique ayant des caractéristiques de zone humide. Advienne

---

1. Nous renvoyons le lecteur à la définition de *réservoir géologique* proposée dans le chapitre 1.

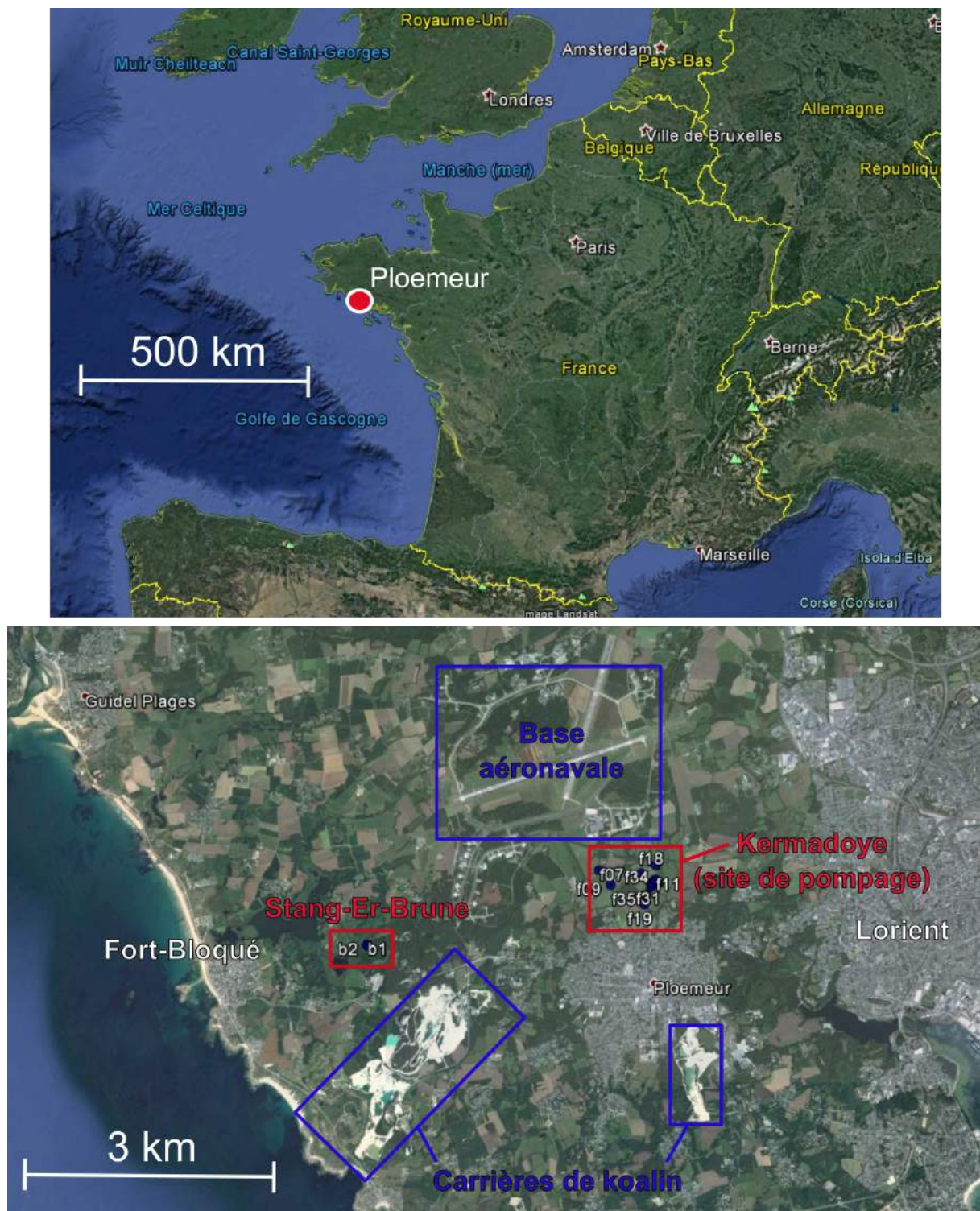


FIGURE 2.1 – Localisation de l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur et image satellite de la région.

que pourra! La création d'un forage de 100 m fut entreprise au sein d'une roche cristalline dure, capricieuse, et désespérément sèche. Cela dit on ne peut accomplir une prise de sang que si on trouve la veine. De façon analogue, c'est pareil pour l'eau souterraine en milieu cristallin : il faut trouver la zone conductrice bien connectée à un réseau qui percole sur de grandes distances, drainant de ce fait l'eau d'une vaste zone. La foreuse progressait alors, mètre par mètre, et bientôt, l'inattendu se produisit. Un drain souterrain amenant des quantités d'eau remarquables fut enfin percé, au grand soulagement de M. Godard et de l'équipe de Géoarmor. Les débits étaient satisfaisants, très satisfaisants même (78 m<sup>3</sup>/h mesuré au soufflage pendant la foration), au point où cela en fit une curiosité naturelle à part entière. Par la suite, un périmètre de captage fut établi et dans la foulée l'exploitation démarra. Un peu plus tard, une équipe de scientifique de l'université de Rennes 1 commença à se poser des questions quant à l'origine d'une telle productivité et d'une telle qualité de l'eau souterraine dans un contexte qui pourtant n'est généralement pas propice à cela. D'où venait l'eau? Quelle était la structure et le fonctionnement hydrologique du système? Quelles en étaient les propriétés? Comment allait répondre le réservoir et sa ressource à l'exploitation? C'est autour de ces problématiques qu'en quelque sorte, l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur fut lancé.

Nous allons dans la suite de cette partie présenter le site de Ploemeur en partant du cadre régional dans lequel il se situe, pour ensuite se focaliser sur les caractéristiques du réservoir et de l'observatoire.

### 2.1.2 Contexte tectonique

L'aquifère de Ploemeur appartient au Massif Armoricaïn dont les caractéristiques géologiques et structurales sont le fruit d'une complexe histoire tectonique débutant au Paléopro-térozoïque (ca. 2,2 à 1,8 Ga), mais gardant principalement les traits issus des orogénèses Cadomienne (620–540 Ma) et Varisque (420–300 Ma). Cette dernière orogénèse, engendrée par la collision des plaques Gondwana et Laurussia (figure 2.2), aboutira à l'apparition d'un relief montagneux, dit Varisque ou Hercynien, accompagné de 4 grandes structures cisailantes d'échelle crustale, orientées N110. Parmi ces accidents tectoniques, on trouve le Cisaillement Sud-Armoricaïn (CSA) (figure 2.3) qui joue en décrochement dextre et parcourt le massif depuis le Nord-Ouest vers le Sud-Est, où il se divise en deux branches [Ballèvre *et al.*, 2013, 2009]. C'est en bordure sud de celui-ci que se trouve Ploemeur. Comme pour toute



orogénèse, la croûte au droit du Massif Armoricaïn a subi un raccourcissement horizontal conjugué à un épaississement vertical important, jusqu'à environ 310 Ma. De ces grandes déformations ont découlé un ensemble de mécanismes tectoniques dont l'héritage explique la configuration actuelle du système aquifère de Ploemeur, et il convient de s'y intéresser au moins brièvement afin d'en saisir l'originalité.

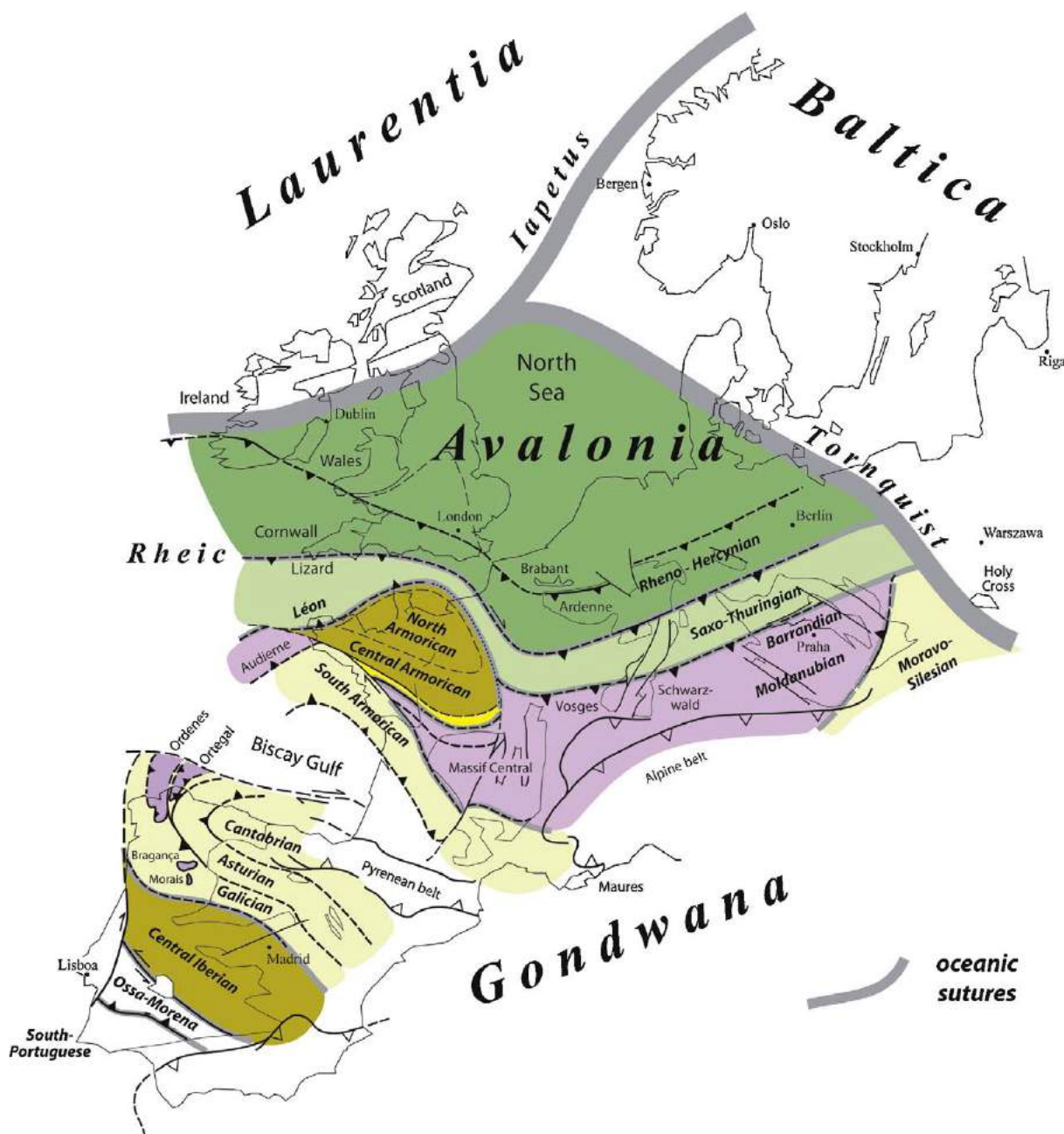


FIGURE 2.2 – Situation du Massif Armoricain dans le contexte géologique de l'Europe actuelle et corréations avec les structures régionales héritées depuis le Paléozoïque d'après Ballèvre *et al.* [2009].

Si la chaîne Hercynienne a bien marqué le visage du Massif Armoricain par le passé, on constate aujourd'hui qu'il n'en reste que de modestes vestiges. En effet, Ballèvre *et al.* [2013] rappellent qu'une chaîne de montagne sitôt engendrée est soumise à des processus qui en-

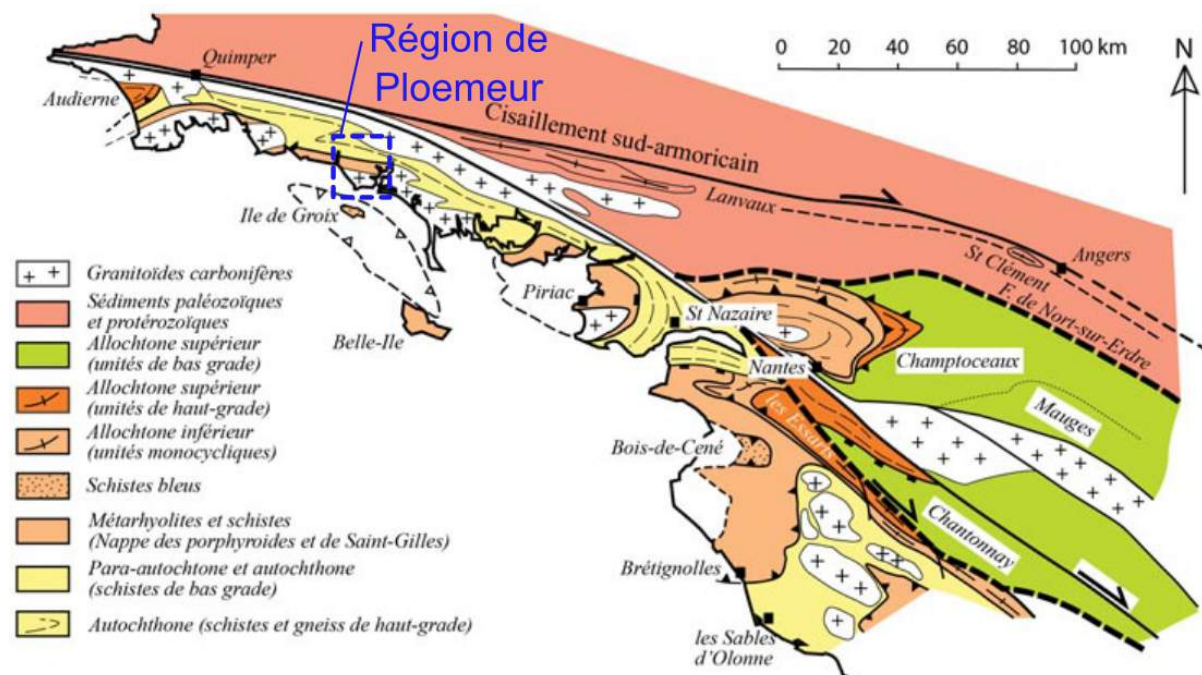


FIGURE 2.3 – Géologie et structure du sud du Massif Armoricain d'après Ballèvre *et al.* [2013].

tamment son éradication. Ces processus se déclinent en différents types qui peuvent éventuellement se combiner :

1. **Les processus d'érosion** englobent tous les phénomènes qui détruisent les reliefs par action mécanique ou chimique et qui transportent les produits de la dégradation en dehors du système montagneux. L'action du vent, des variations diurnes et saisonnières de température (thermoclastie), les cycles de gel/dégel (cryoclastie) et l'action mécanique des systèmes racinaires de la végétation (bioclastie) ainsi que l'hydrolyse des minéraux, font partie des mécanismes principaux de l'altération de surface. L'eau exerce un rôle prépondérant dans l'érosion, en tant qu'agent et en tant que vecteur là encore, pour emporter les éléments vers l'aval des reliefs via les réseaux hydrologiques.
2. **L'effondrement gravitaire** de la chaîne peut survenir lorsque la croûte devient localement tellement épaisse, qu'elle est chauffée et donc partiellement fondue à sa limite inférieure, et par conséquent il lui devient mécaniquement insoutenable de maintenir le poids de la colonne supérieure [Ménard et Molnar, 1988].
3. **Les changements de forces** aux limites du domaine peuvent étirer et de ce fait amincir la chaîne.

Des études structurales, géophysiques et géochimiques menées sur tout le Massif Armoricain ont permis d'établir des hypothèses étayées quant aux mécanismes qui ont provoqué la disparition de la chaîne Hercynienne. Il a ainsi été remarqué qu'à partir de 310

Ma, la cinématique des plaques semble nettement se modifier, ce qui affecte donc le Massif Armoricaïn à cette époque. En effet, un régime extensif de direction E–O dans le domaine sud-armoricain force l'arrêt du raccourcissement horizontal évoqué précédemment [Ballèvre *et al.*, 2013; Gapais *et al.*, 1993]. Cet épisode associe une zone de cisaillement ductile au sud du CSA qui coïncide avec la mise en place de leucogranites syntectoniques d'origine crustale qui ont été datés à environ 304 Ma ( $\pm 6$  Ma) [Bernard-Griffiths *et al.*, 1985]. L'un de ces plutons magmatiques formera le granite de Ploemeur.

### 2.1.3 Caractéristiques géologiques et morphologiques locales

Le site de pompage de Ploemeur se trouve à l'interface entre deux unités géologiques : des micaschistes au Nord, qui recouvrent le granite de Ploemeur affleurant au Sud (figure 2.4). Si cela intéresse le lecteur, on pourra mentionner que le granite en question est de type alcalin à calco-alcalin peu calcique [Horenberger, 1969], ce qui signifie que ses minéraux feldspathiques sont riches en potassium et contiennent également un peu de calcium. Il possède une texture à grain fin à moyen. Le plus important cependant est que l'on observe au sein du granite de Ploemeur des filons de pegmatite et d'aplite<sup>2</sup>. Or, ces filons sont aussi trouvés dans le micaschiste au niveau de la zone de contact entre les deux unités. De la même façon, des enclaves de micaschiste sont visibles sur des affleurements de la côte, à Fort Bloqué, l'un des rares endroits où l'on peut observer le contact directement. En fait, de façon très caricaturale, il faut imaginer que l'intrusion du granite dans son encaissant, le micaschiste, est en quelque sorte l'ascension lente d'une vaste bulle de magma, qui à mesure qu'elle s'approche de la surface, refroidit et cristallise. Un certain nombre de processus en découle avec notamment :

1. Des fortes pressions de fluide qui engendrent des fractures dans le micaschiste et contribuent donc à l'injection des filons d'aplite et de pegmatite.
2. Cette même fragmentation du micaschiste peut parfois conduire au détachement d'un pan de celui-ci, qui dérive donc lentement dans le pluton avant de se stabiliser. Cela peut expliquer la présence d'enclaves de micaschiste dans le granite.
3. Le micaschiste encaisse les déformations de façon ductile pendant la mise en place du pluton. Cette déformation est d'autant plus marquée à proximité du contact.

---

2. Ces roches ont des compositions comparables à celles du granite mais le premier possède des cristaux plus gros (supérieurs à  $\sim 2$  cm) qui suggèrent que ces filons étaient plus riches en eau et l'autre au contraire, est un assemblage de petits cristaux qui témoignent d'un refroidissement rapide du magma.

4. Une fois le magma granitique solidifié, et face au contexte régional cisailant de l'époque, le contact continue de se déformer de manière ductile formant une surface mylonitisée. Ainsi, les minéraux de la roche recristallisent sous l'action de ces fortes contraintes, formant des grains invisibles à l'oeil nu à l'interface des deux unités.

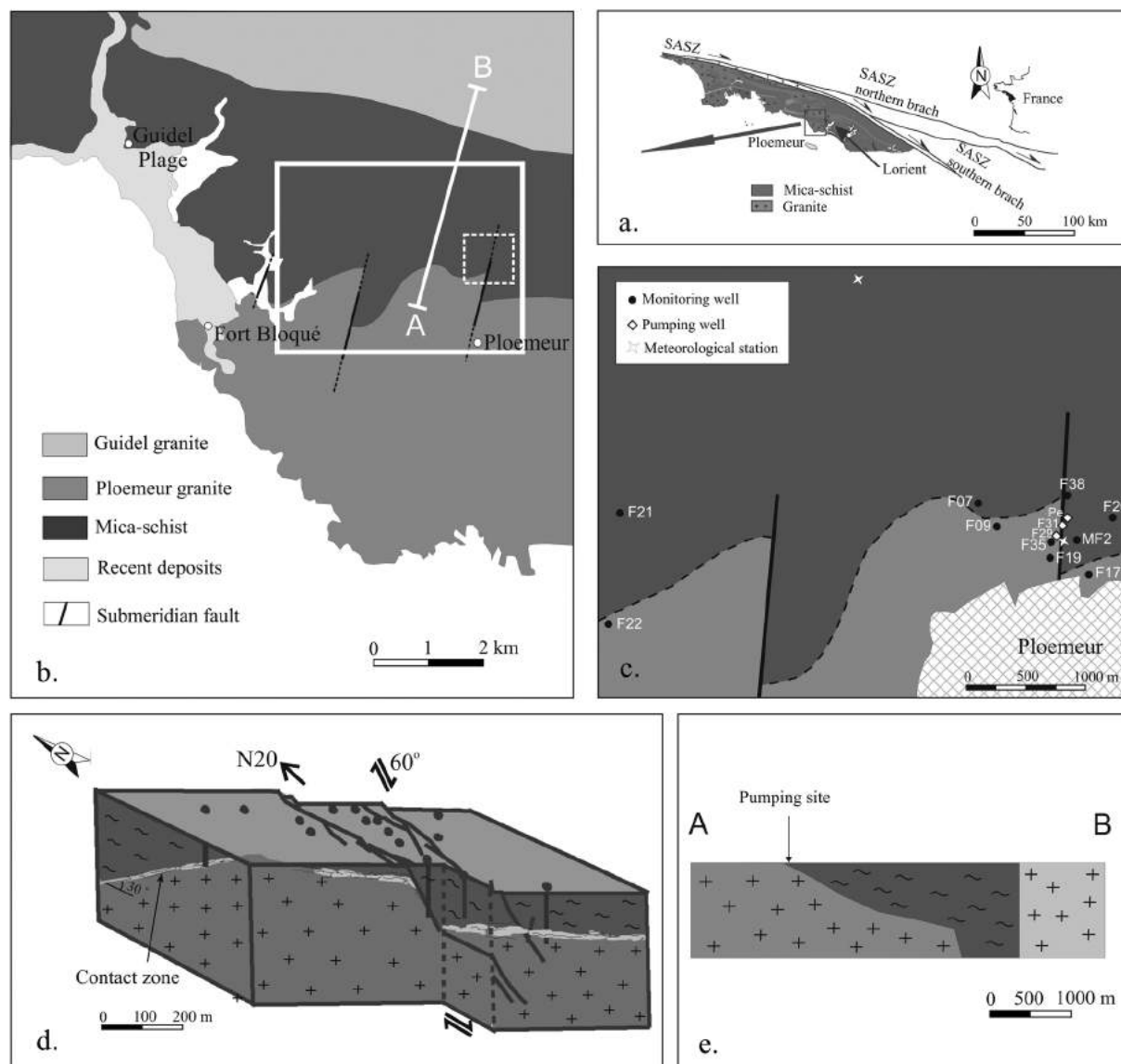


FIGURE 2.4 – Contexte géologique et structural de l'aquifère de Ploemeur d'après Jiménez-Martínez *et al.* [2013], après Ruelleu *et al.* [2010].

Par la suite, les contraintes tectoniques ont continué à façonner la région avec notamment l'apparition de failles normale à composante décrochante dextre d'orientation  $\sim N20$  qui recoupent les deux unités présentées ci-avant ainsi que leur contact. Ces failles ont ainsi décalé régulièrement la frontière entre micaschiste et granite, formant localement des limites en « Z » (figure 2.4 b et c). Pendant la période du Trias (250–200 Ma), le Massif Armoricain connut une phase d'érosion très importante qui était notamment favorisée par le

contexte tropical<sup>3</sup> en ce temps. Les failles N20 ont alors été le siège de processus d'altération chimique intense (drainage de l'eau de surface) favorisant la formation de gisements de minéraux argileux caractéristiques de l'hydrolyse et du lessivage avancés des granites dans ce type de climat : la kaolinite. Des carrières de kaolins sont encore aujourd'hui exploitées à Ploemeur. En outre, l'altération supergène a développé une couche de régolithe d'épaisseur variable sur la zone (5 à 40 m) composée principalement d'arène granitique et d'argiles.

La racine du pluton granitique n'est pas ancrée très profondément (~ 1 km) [Audren *et al.*, 1993; Vignerresse, 1983] et le contact avec le micaschiste s'établit horizontalement sur environ 2 km selon un pendage de 30° vers le nord. La surface aux abords du contact n'est pas marquée par un relief important : selon un angle Est-Ouest depuis la côte jusqu'à Lorient, la topographie ondule entre 10 et 50 m d'altitude a.m.s.l<sup>4</sup> avec une longueur d'onde qui est typiquement de 0.5 à 2 km. Celle-ci augmente généralement du Nord vers le Sud. Par ailleurs, selon une coupe Nord-Sud du centre des micaschistes à la côte, le gradient topographique oscille entre 0.5 et 1.5 % avec une moyenne à 0.6 %. Les petites dépressions topographiques hébergent la plupart du temps des cours d'eau qui ne sont pas nécessairement pérennes, ou bien des étangs, et parfois des zones humides.

Le premier forage productif de Ploemeur ainsi que les deux qui suivirent ont été découverts au droit d'une interface en « Z » entre granite et micaschiste (forage Pe dans figure 2.4c). Cette configuration particulière est certainement responsable de la formation d'un réservoir d'eau souterraine exploitable. Nous allons à présent décrire la géométrie et le fonctionnement hydrologique du site à partir des études réalisées à partir de la fin des années 90 sur le site de pompage.

## 2.1.4 Etat des connaissances sur l'hydrogéologie de Ploemeur

### Analyse structurale et relation avec les flux d'eau

L'analyse systématique des cuttings de forage réalisé par la société Géoarmor et par Touchard [1999] ensuite a permis d'avoir un aperçu générale de l'importante hétérogénéité structurale verticale et latérale au droit du site de pompage à Ploemeur (que l'on appelle aussi site de Kermadoye). Au total, une quarantaine de forages ont ainsi été décrits, la plupart étant situées dans un périmètre de 400 m autour des trois puits pompés, eux-même espacés de 40

---

3. Nous sommes nés 250 Ma trop tard pour vivre toute l'année sur la plage paradisiaque de Bretagne, avec les noix de cocos tombant à nos pieds.

4. Abréviation de l'anglais *above mean sea level*.

à 80 m et alignés le long de l'accident N20. Touchard [1999] propose une synthèse de cette analyse :

1. Les forages traversent d'abord une couche d'altérites riches en argiles qui peut être mêlée à de l'arène granitique ou des micaschistes altérés. L'épaisseur de cet horizon est au niveau du site de 15 m à 35 m, avec une propension à l'épaississement qui s'observe généralement du sud vers le nord. Par ailleurs, cette couche n'est pas identifiée comme réservoir car aucune arrivée d'eau significative n'y a été constatée. On considère donc qu'elle agit comme une barrière hydraulique de confinement.
2. Au delà de la régolithe, le site accuse une alternance de micaschistes sains et de filons granitiques ou pegmatitiques, souvent très fracturés, parfois altérés et marqués par des arrivées d'eau conséquentes. Cette alternance se fait généralement entre 50 et 100 m de profondeur avant d'atteindre le toit du granite sain. Cette structure verticale particulièrement désorganisée s'explique par le fait que le site est vraiment au droit du contact granite/micaschiste.
3. La fracturation n'a elle non plus pas d'organisation bien définissable, sinon que sa densité a tendance à s'accroître avec la profondeur.

Des profils tomographiques de résistivité électrique et de sismique de 500 m selon un axe E-O ont été réalisés sur le site. Ils permettent de mettre en évidence la présence de la faille N20 bordée à l'ouest par une couche de granite altéré, suivi d'une butte de granite moins altéré (ou fracturé), puis à l'est par une couche plus gorgée d'eau interprétée comme étant riche en argile (figure 2.5) [Pasquet *et al.*, 2015].

Dans une certaine mesure, on peut schématiser la coupe du contact au droit du site comme celle d'un gâteau marbré au chocolat (figure 2.6). Les contraintes engendrées pendant la mise en place du granite, les nombreuses injections de celui-ci dans l'encaissant ainsi que le jeu des contraintes tectoniques qui ont encore accru la déformation cisailante au niveau du contact, sont probablement responsables de la forte perméabilité qui s'y est développée. Ruelleu *et al.* [2010] confirment par des analyses de mesures gravimétriques opérées dans la région, ainsi qu'avec des données géophysiques complémentaires, que le contact sub-horizontale s'étend loin du site de pompage vers le nord. A l'aide d'une interprétation physique de leurs données, ils retrouvent le pendage de 30° proche de la zone de pompage mais celui-ci diminue progressivement vers le nord et est réduit autour de 10° à 300 m de profondeur (figure 2.4e). D'autre part, ils montrent que le micaschiste forme à sa limite septentrionale un autre contact, plongeant celui-ci, avec une deuxième unité granitique (granite

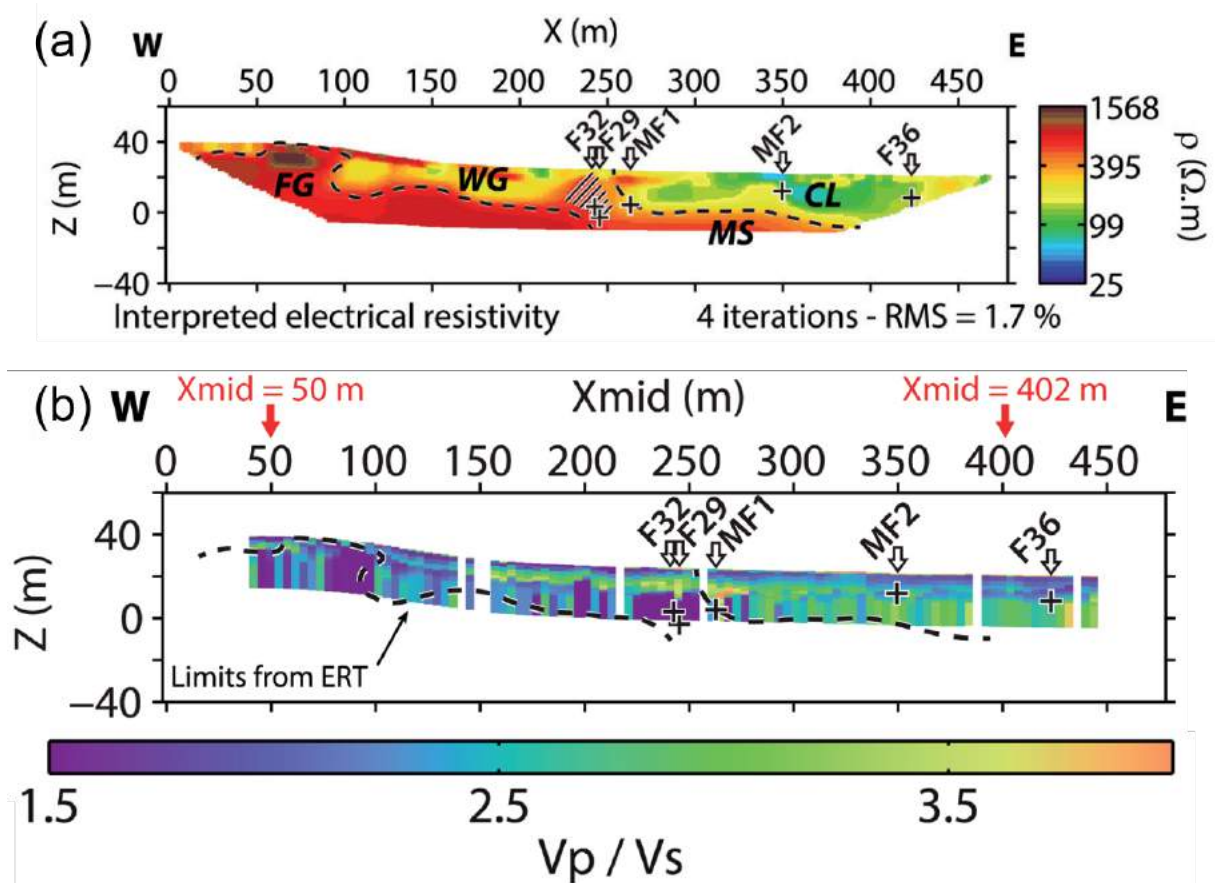


FIGURE 2.5 – Profils de résistivité électrique et de sismique selon un axe E-O à Kermadoc d'après Pasquet *et al.* [2015]. (a) Profil de résistivité électrique. Clé pour l'interprétation des abréviations : FG : granite fracturé ; WG : granite altéré ; CL : argile ; MS : micaschiste. (b) Rapport de la vitesse des ondes P et S ( $V_p/V_s$ ) obtenus selon le même profil par tomographie sismique.

de Guidel). L'hypothèse est alors que la zone de contact très perméable est capable de drainer une vaste zone de recharge et d'entraîner la majorité des flux vers son exutoire, qui est aujourd'hui la zone de captage du pompage (au moins en partie). D'autres études basées sur une modélisation hydrogéologique à l'échelle du bassin combinée à l'analyse de traceurs anthropogéniques pour la datation (CFCs) [Leray *et al.*, 2013, 2012], démontrent justement que dans cette configuration, le pendage doux du contact peu profond associé à sa bonne perméabilité est un facteur essentiel pour expliquer les importants flux captés à Kermadoye (figure 2.7). De plus, l'ascension de ces flux est rendue possible grâce à la présence de cette fameuse faille N20<sup>5</sup>.

En résumé, les eaux pluviales qui s'infiltrent et percolent sur une vaste surface s'étendant au nord de Kermadoye sont interceptés en profondeur par la zone de contact entre le micaschiste et le granite, qui est une zone très déformée marquée par de nombreux filons pegmatitiques très fracturés. Ce contact d'environ 60 m d'épaisseur constitue un véritable drain peu profond à l'échelle du bassin et permet le transfert d'une somme de flux provenant de la surface. Le gradient hydraulique étant globalement Nord-Sud, l'eau remonte le contact vers le toit du granite. La présence d'une faille, bien plus verticale, décuple alors la remontée des eaux vers la surface. Les forages d'exploitation sont agencés le long de cet accident également très perméable. Ce type d'aquifère de socle tient donc sa productivité d'une structure héritée entièrement de l'histoire tectonique du Massif Armoricaïn. Ce schéma fonctionnel s'oppose donc nettement aux aquifères de socle des zones tropicales, dans lesquels les flux sont concentrés dans les épaisses couches d'altérites fracturées reposant sur une roche saine moins densément fracturée [Lachassagne *et al.*, 2011; Maréchal *et al.*, 2004; Wyns *et al.*, 2004].

### Propriétés hydrodynamiques

L'aquifère de Ploemeur est un exemple typique de milieu fracturé hétérogène et anisotrope. Nous avons déjà évoqué que la densité de fracturation ne semblait pas obéir à une organisation particulière d'après les observations en forage, hormis peut-être son augmentation globale avec la profondeur. Le Borgne [2004] a poursuivi l'exploration du site en étudiant le comportement et les propriétés hydrodynamiques du système grâce à des tests hydrauliques de différentes natures qui, intrinsèquement, échantillonnent des parties distinctes du

---

5. C'est la dernière thèse dans laquelle on fera référence à cette faille comme *la faille N20* de Ploemeur. Elle sera rebaptisée *N30* grâce à la puissance des inclinomètres.



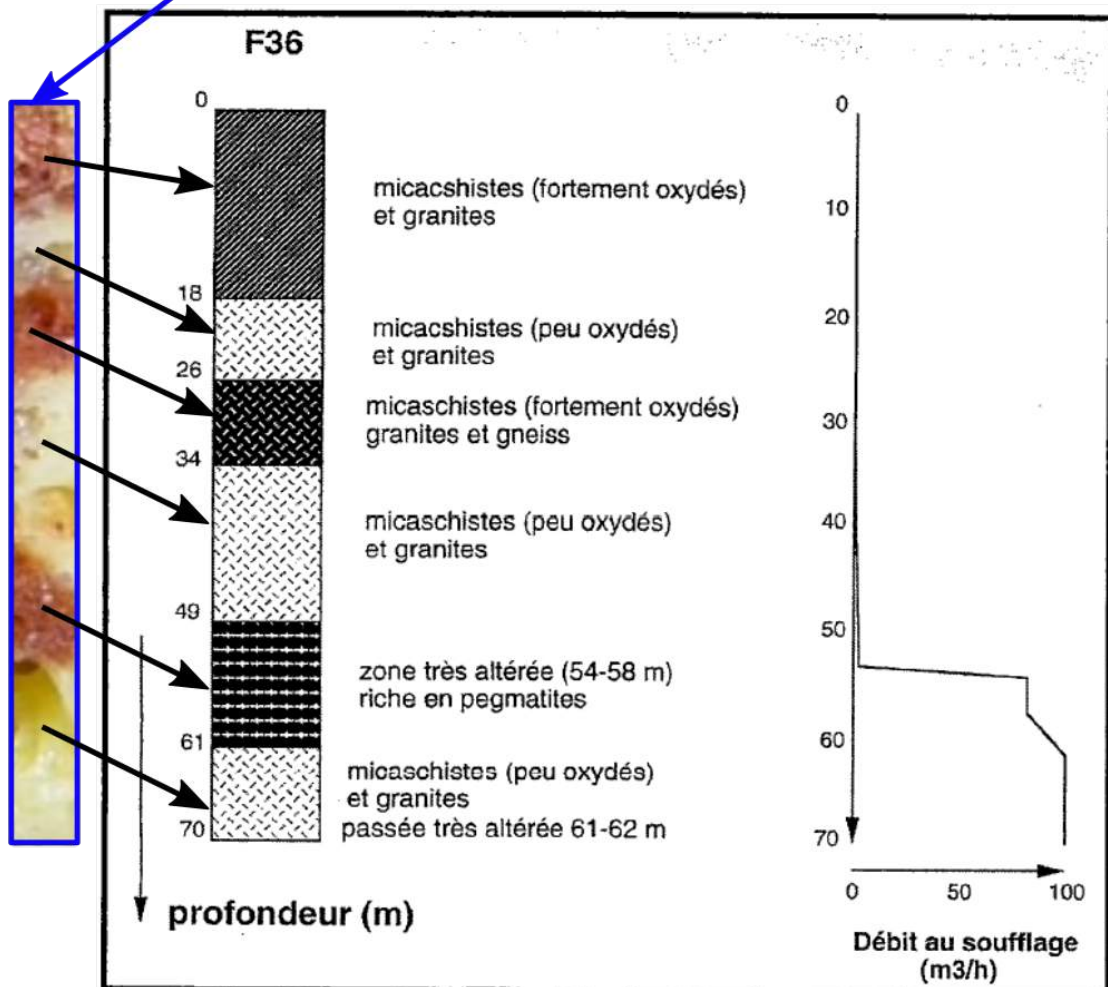
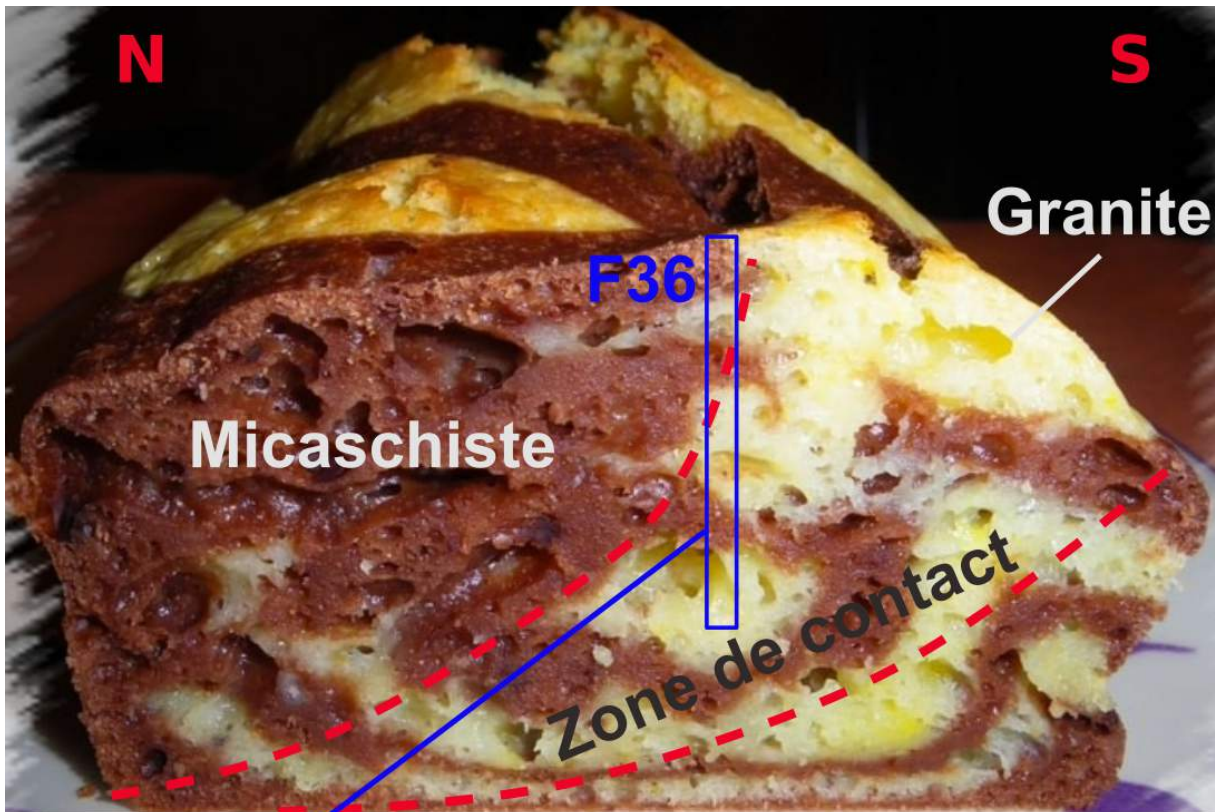


FIGURE 2.6 – Illustration de la structure verticale très hétérogène de l'aquifère de Ploemeur au droit du contact granite-micaschiste (haut) et lien avec un log de forage (F36, en bas) d'après Touchard [1999]. 108

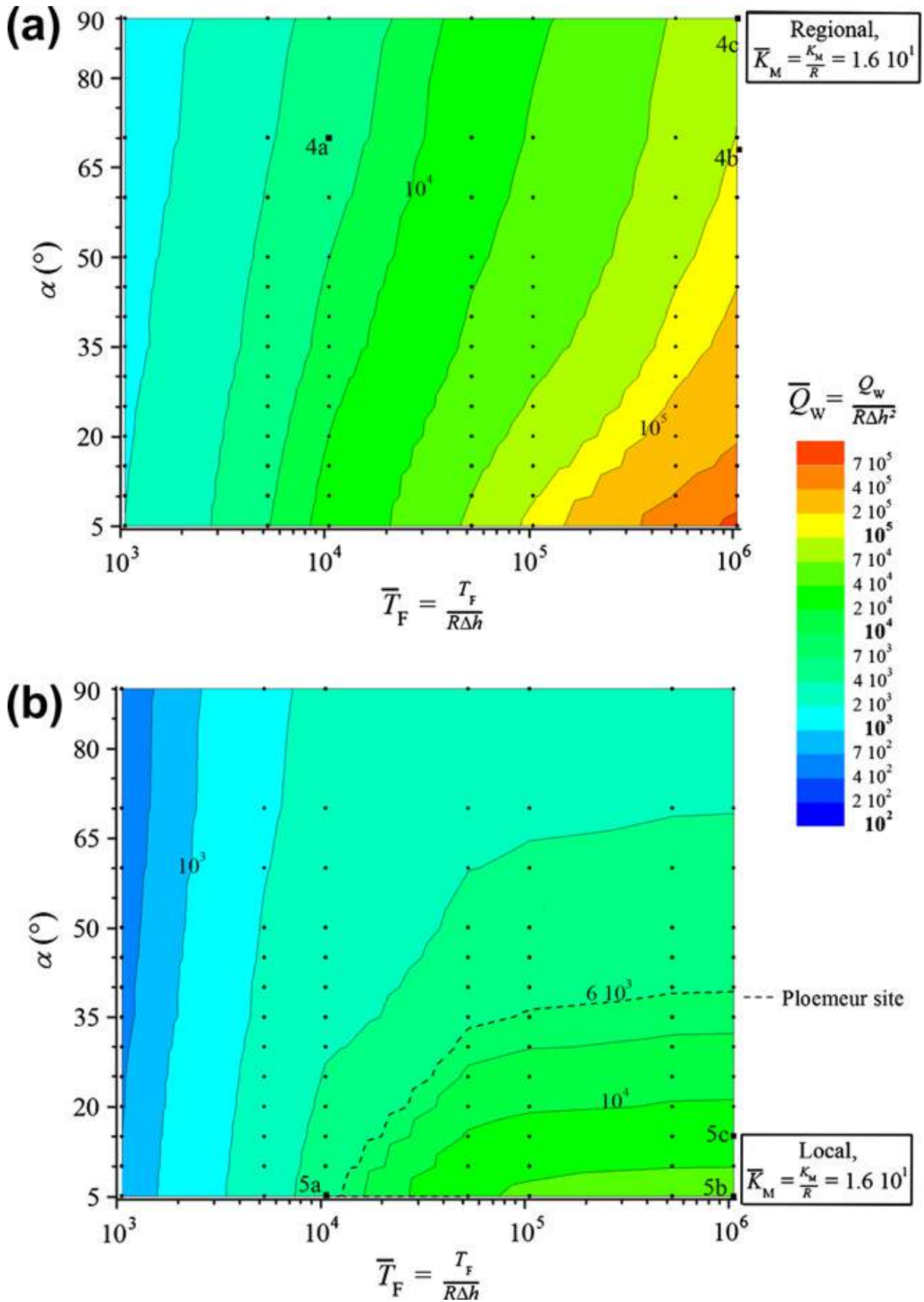


FIGURE 2.7 – Modélisation des débits d'exore  $\bar{Q}_w$  à Ploemeur en fonction de la transmissivité  $\bar{T}_F$  du contact et de son pendage  $\alpha$  d'après Leray *et al.* [2013], pour deux configurations, une à petite échelle (~ 3500 m, a) et à grande échelle ~ 140 km, b). On s'aperçoit que la productivité de l'aquifère s'accroît avec la transmissivité du contact et est meilleur pour des pendages faibles.

milieu. Ainsi, les tests de débitimétrie inter-forage peuvent donner une idée de la connectivité du domaine entre deux points ainsi que de la transmissivité des zones fracturées repérées dans les forages [Le Borgne *et al.*, 2006b]. L'échelle d'investigation est alors de l'ordre de l'espacement entre les forages testés. D'autre part, les essais de pompage permettent de faire évoluer progressivement et de suivre une perturbation hydraulique à travers le milieu. Plus le front de la perturbation (ou cône de rabattement) est large autour du forage pompé, plus le volume investigué est grand. Il est alors intéressant de mesurer la réponse en pression (ou charge hydraulique) dans plusieurs forages situés à diverses distances et directions par rapport au puits sollicité, et d'effectuer les pompages sur une gamme de durées différentes afin de rendre compte d'un volume plus ou moins grand du système [Le Borgne *et al.*, 2006a].

Le Borgne *et al.* [2004, 2006a,b] ont donc constaté que

1. **les propriétés hydrodynamiques (transmissivité T et emmagasinement S) varient avec l'échelle d'investigation.** Plus spécifiquement, T et S grandissent avec cette échelle, ce qui n'est pas étonnant puisqu'en échantillonnant des volumes de plus en plus grand, on a d'autant plus de chance de faire contribuer les fractures les plus conductrices, et plus on va loin dans les ramifications du réseau de fractures qui peut jouer un rôle capacitif. A grande échelle ( $\sim 400$  m), la transmissivité est de  $10^{-3}$  à  $10^{-2}$   $m^2/s$  et l'emmagasinement de  $10^{-3}$  à  $4 \times 10^{-2}$  d'après une interprétation des essais de puits avec la solution de Theis [1935] (une synthèse des résultats de ces tests ont été présentés dans le chapitre 1, figure 1.9a page 24).
2. **la dimension des écoulements  $n_e$  varie de façon cohérente dans l'intervalle [1.4; 1.7] sur l'ensemble du site** (figure 2.8). En effet, Barker [1988] propose un modèle d'écoulement radial généralisé permettant d'interpréter de façon plus fine les essais de puits dans les milieux anisotropes mais recoupant les solutions comme celle de Theis [1935] pour des écoulements radial-convergeants ( $n_e = 2$ ). Pour le cas extrême où  $n_e = 1$ , on peut imaginer que l'écoulement se fait uniquement dans un conduit d'épaisseur finie, soit l'équivalent d'une faille verticale au premier ordre. Pour  $n_e = 3$ , les écoulements sont sphériques. Dans ce cas, il faut se représenter les vecteurs vitesse du fluide comme étant en tout point orthogonaux à la surface d'une sphère dont le centre est le point de pompage. Les dimensions non entières sont à considérées comme des situations intermédiaires et peuvent rendre compte de l'anisotropie des écoulements à travers le système. Ici, une dimension telle que  $1.4 < n_e < 1.7$  implique que les écoulements sont relativement anisotropes comme on peut s'y attendre d'après la structure

de l'aquifère.

3. **un modèle d'écoulement moyen équivalent avec un jeu de paramètres unique peut être défini pour le site**, surtout pour la zone comprenant la faille N20. Il s'agit d'un modèle fractionnaire, dérivé de Chang et Yortsos [1990] et Acuna et Yortsos [1995], qui rend possible la description du mode de diffusion de la pression dans le milieu. Pour Ploemeur, la diffusion a été reconnue comme anormalement lente. En d'autres termes, la progression du front de pression est ralentie par rapport à un milieu homogène ou bidimensionnel car le réseau de fractures forme un parcours connecté mais sinueux pour le fluide. A noter que cela suggère éventuellement que les réseaux de fractures de l'aquifère n'ont pas une géométrie fractale [Le Borgne, 2004].

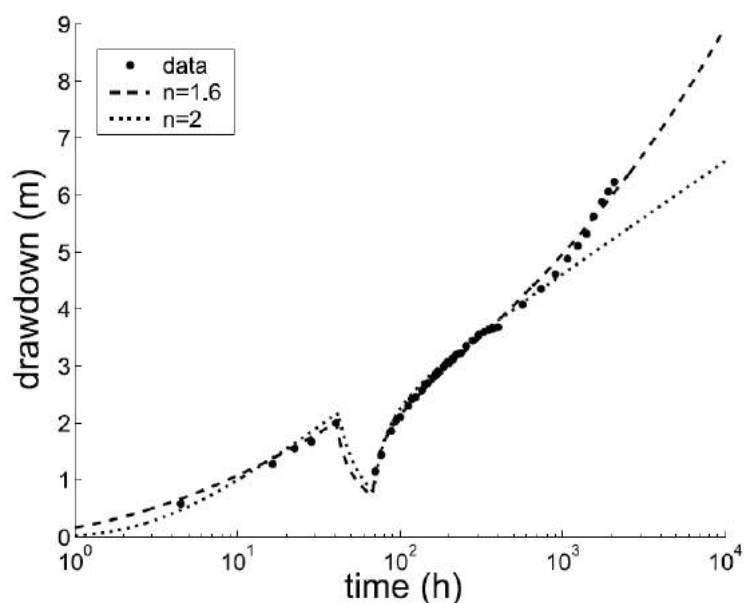


FIGURE 2.8 – Interprétation d'un essai de pompage long à Ploemeur avec deux modèles : le modèle de Barker [1988] ( $n = n_e = 1.6$ ) et le modèle de Theis [1935] ( $n = n_e = 2$ ), d'après Le Borgne *et al.* [2004].

Aujourd'hui, la plupart des forages du site de pompage et de ses alentours (figure 2.4c) est équipée de sondes de pression enregistrant à haute fréquence les variations du niveau piézométrique (échantillonnage toutes les 10 à 15 min).

### 2.1.5 Contexte hydro-climatique

La région de Lorient jouit tout logiquement d'un climat tempéré océanique. De ce fait, elle connaît des variations de température d'amplitude assez faible sur l'année, avec des étés doux et des hivers frais et humides (figure 2.9). Les précipitations arrivent principalement

en hiver, bien que des épisodes pluvieux significatifs peuvent apparaître toute l'année (figure 2.10). Sur la période 1981–2010, la précipitation à Lorient est en moyenne de 950 mm [Météo France, 2016] et l'évapo-transpiration réelle (ETR) est estimée à environ 600 mm par an sur la période 2003–2010, en utilisant la formule de Penman-Monteith [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013]. Ainsi près de 65% des précipitations annuelles retournent à l'atmosphère. Cette forte valeur s'explique notamment par la prédominance de vents océaniques soutenus sur la zone. Etant donnée la topographie douce de la région, le ruissellement n'est pas un processus dominant dans le cycle hydrologique local et en conséquence, la recharge des aquifères par les eaux météoriques peut être chiffrée autour de 260 mm par an en moyenne sur la période 2003–2010 [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013] (figure 2.11). On notera enfin que même s'il existe un gradient pluviométrique depuis les côtes vers l'intérieur des terres, la répartition géographique des pluies au cours d'une année reste très homogène à l'échelle de la dizaine de kilomètre autour du pompage de Kermadoye, même si un événement particulier peut être local en fonction de la topologie nuageuse.

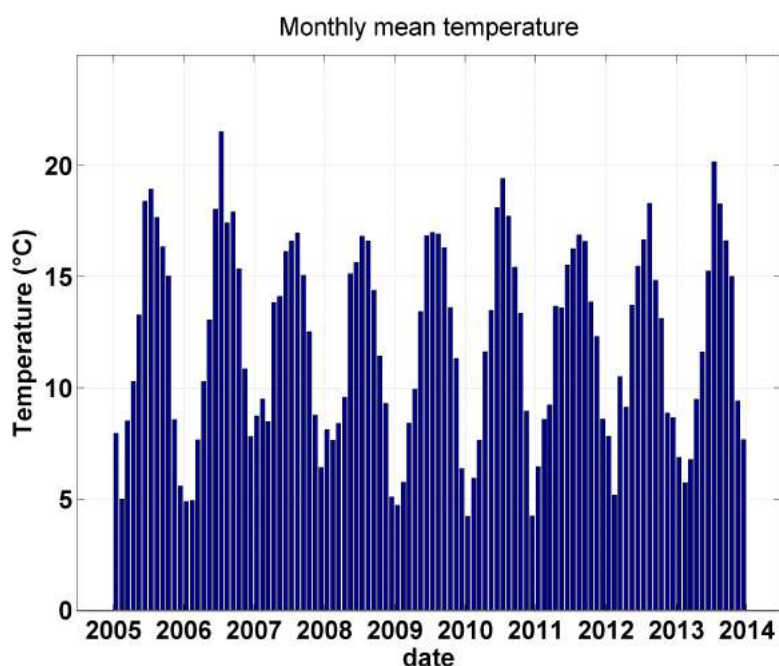


FIGURE 2.9 – Températures mensuelles moyennes à Ploemeur sur la période 2005–2014 (station météorologique de la base aéronavale de Lahn-Bihoué).

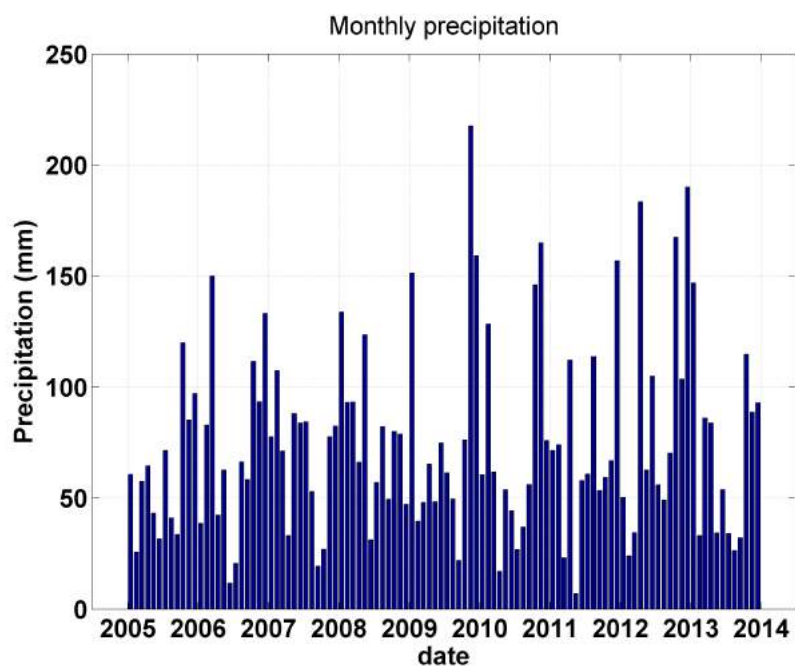


FIGURE 2.10 – Précipitations mensuelles à Ploemeur sur la période 2005–2014 (station météorologique de la base aéronavale de Lahn-Bihoué).

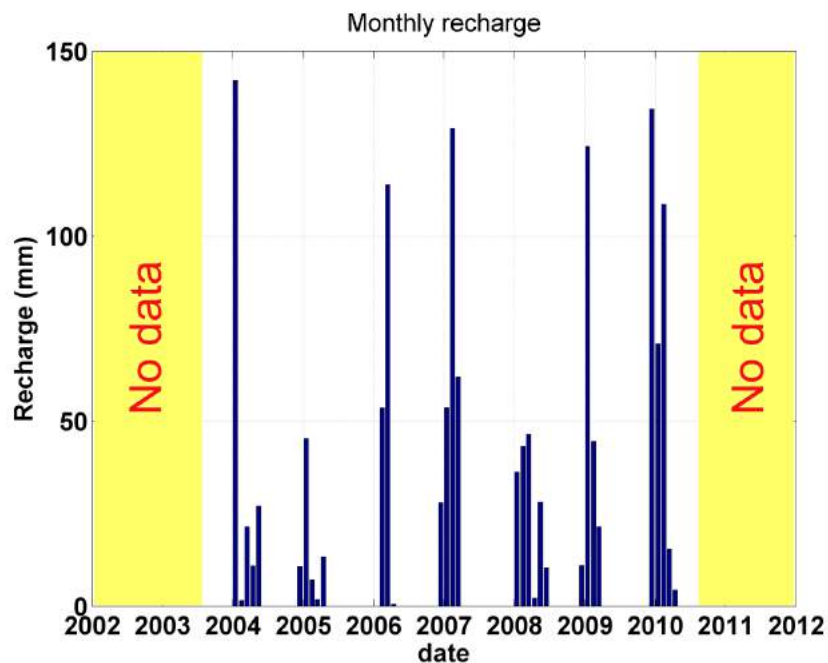


FIGURE 2.11 – Recharge mensuelle moyenne à Ploemeur sur la période 2003–2011, calculée selon la méthode décrite dans Jiménez-Martínez *et al.* [2013].



## 2.2 Les instruments géodésiques de l'observatoire

L'observatoire hydrogéologique de Ploemeur bénéficie d'un suivi géodésique qui s'effectue au travers de plusieurs stations inclinométriques<sup>6</sup> (figure 2.12). Deux de ces stations, nommées LB1 et LB2, comportent des inclinomètres longue-base. Trois autres sont chacune composées d'un couple d'inclinomètres courte-base. Elles sont appelées IMF $X$ ,  $X$  étant le numéro de la station, rappelant le nom du piézomètre MFX le plus proche (figure 2.12).

Cette partie a pour vocation de présenter les instruments et les stations inclinométriques installés sur le site.

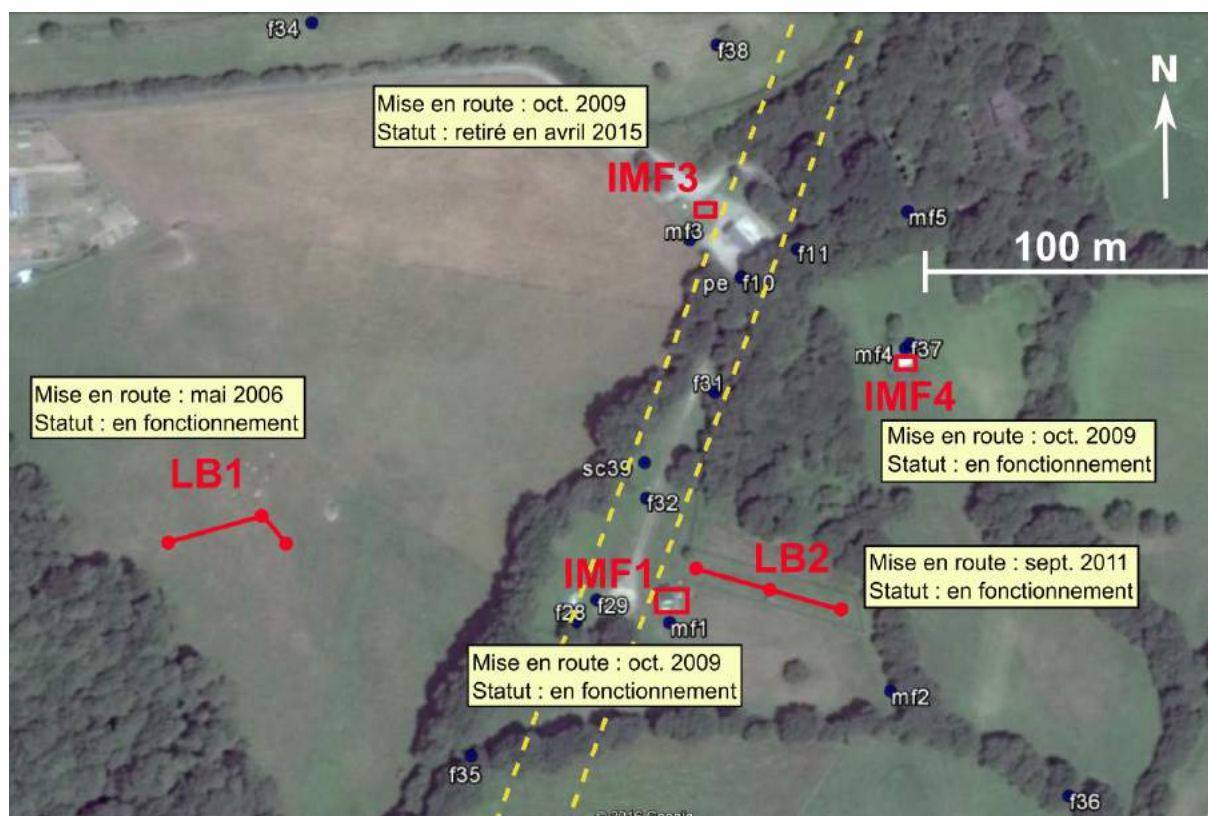


FIGURE 2.12 – Vue satellite du site de Kermadoye et position des inclinomètres. Les pointillés jaunes délimitent approximativement l'affleurement de la faille N20. Les cadres rouges marquent la position des stations inclinométriques courte-base. Les points rouges au niveau des inclinomètres longue-base matérialisent la position des pots.

6. Les observations géodésiques du site sont aussi complétées par 2 stations GNSS du RENAG (Réseau National GNSS permanent) et par moments, un sismomètre a occupé une place aux côtés des inclinomètres longue-base LB1



## 2.2.1 Les inclinomètres longue-base

### Anatomie, principe de mesure et de fonctionnement

Les inclinomètres longue-base (LB) mis en place sur le site Kermadoye ont un principe de fonctionnement simple mais ont été conçus avec beaucoup de finesse. C'est M. Frédéric Boudin qui au cours de sa thèse, a élaboré cet instrument voué au départ à réaliser des suivis purement géophysiques (marées, processus tectoniques, etc.) [Boudin, 2004; Boudin *et al.*, 2008]. Le cahier des charges était clair : il fallait un instrument très sensible et doté d'une excellente stabilité long-terme pour pouvoir apprécier de manière fiable les phénomènes naturels se développant sur plusieurs années.

Les inclinomètres de Frédéric Boudin sont dits « hydrostatiques » en ce sens qu'ils reposent sur la référence de l'horizontale donnée par le niveau du liquide qu'il contient (en l'occurrence, l'eau dans le cas des LB de Ploemeur). Ce type d'instruments est composé de plusieurs parties schématisées en figure 2.13 :

1. Deux pots en silice, ou davantage, reliés par un tube en polytétrafluoroéthylène (PTFE) laissant s'écouler l'eau librement entre ces pots.
2. Des robinets en T pour bloquer hydrauliquement une partie du système, notamment pour les travaux de maintenance.
3. Une armature en silice interne à chaque pot et fixée à ses parois.
4. Un flotteur reposant à la surface de l'eau de chaque pot. La première extrémité du flotteur est reliée à l'armature par un axe de rotation constitué d'un filament de silice du diamètre d'un cheveu ; la deuxième est un bras vertical au bout duquel est fiché une ferrite (cette extrémité est libre).
5. Un capteur LVDT<sup>7</sup> fixé à chaque armature dans lequel vient s'insinuer la ferrite dont il est question dans le point précédent.
6. Un couvercle en silice amovible recouvrant les pots.
7. Un tube reliant les parties à l'air libre de chaque pot afin d'assurer un équilibre des pressions d'un bout à l'autre du système.
8. Une couche d'huile recouvre l'eau dans les pots afin de limiter l'évaporation de celle-ci. L'huile végétale est utilisée à Ploemeur pour assurer la sécurité sanitaire du site, mais d'autres types d'huile peuvent convenir.

---

7. *Linear Variable Displacement Transducer* ou encore *Linear Variable Differential Transformer* selon les interprètes.

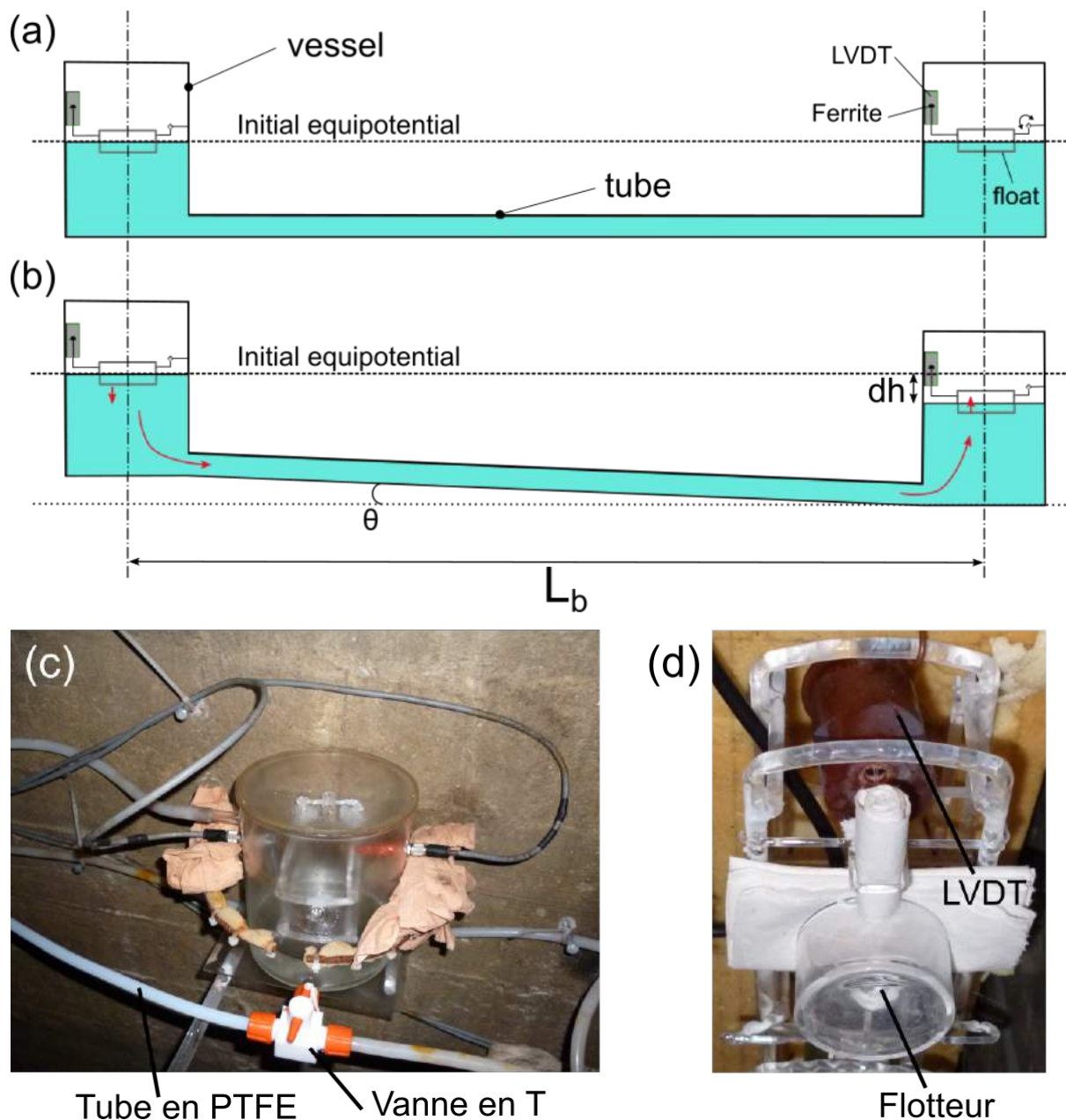


FIGURE 2.13 – Schéma et principe de fonctionnement de l'inclinomètre longue-base conçu par Boudin [2004]. a) Situation initiale, instrument à l'équilibre ; b) Situation immédiatement après l'application d'une perturbation où le pot de droite est abaissé par rapport au pot de gauche ; c) Photographie d'un pot de l'inclinomètre N328°E de la station LB1 ; d) Photographie d'une armature en silice soutenant le flotteur et le capteur LVDT.

Ainsi, les pots d'un inclinomètre LB peuvent être séparés par une grande distance qui forme leur base. Cette base s'échelonne généralement de la dizaine de mètres à plus de cent mètres. Lorsque le sol s'incline, l'eau de l'instrument initialement à l'équilibre va chercher un nouvel état horizontal. Pour un inclinomètre à deux pots, le fluide s'écoule en conséquence d'un pot vers l'autre, faisant baisser le niveau dans le premier d'une hauteur  $\Delta h_1$  et monter le niveau dans le second d'une hauteur  $\Delta h_2$ . En théorie, si les pots étaient strictement les mêmes, on aurait  $|\Delta h_1| = |\Delta h_2|$ . Cependant, les pots n'ont pas exactement des dimensions égales si on les considère avec la précision similaire à celle des capteurs LVDT qui est de l'ordre du micron. Si  $L_b$  dénote la longueur de la base, alors le *tilt*  $\theta$  s'exprime simplement

$$\theta = \tan\left(\frac{|\Delta h_1| + |\Delta h_2|}{L_b}\right) \simeq \frac{|\Delta h_1| + |\Delta h_2|}{L_b} \quad (2.1)$$

pour de petites variations d'angle. C'est en grande partie la mesure différentielle des niveaux sur une grande distance qui confère à ces instruments leur remarquable stabilité. Ce sont les capteurs LVDT qui rendent compte du niveau d'eau dans un pot, en fonction de la position du flotteur et donc de la ferrite qui y est liée. Ces capteurs mesurent un déplacement linéaire grâce à un système inductif, formé au travers des trois bobines qu'ils comprennent : une bobine primaire alimentée par un courant oscillant à 500 kHz placée entre et à égale distance de deux bobines secondaires. Lorsque la ferrite est au centre, c'est-à-dire au niveau de la bobine primaire, les tensions de sortie des deux autres bobines sont égales. Si alors la ferrite se déplace vers l'une des bobines secondaires, suite à une variation de niveau d'eau dans le pot, le champ magnétique émis par la bobine primaire perd sa symétrie et cela est retranscrit dans des tensions en sortie différentes pour les bobines secondaires. La différence entre ces deux tensions de sortie est directement proportionnelle au déplacement de la ferrite. La sensibilité de ces capteurs est évaluée à  $\sim 2 \text{ mV}/\mu\text{m}$ , leur dérive atteint un maximum de  $0.36 \mu\text{m}/\text{mois}$  et leur sensibilité thermique a été estimée à  $0.39 \mu\text{m}/^\circ\text{C}$  [Boudin, 2004; Boudin *et al.*, 2008]. De plus, la plage de mesure d'un capteur LVDT est d'environ 2 mm. Afin de garantir la meilleure stabilité des courants électriques, une carte électronique faite sur mesure permet d'alimenter la bobine primaire et de récupérer les tensions de sorties qui sont ensuite lues et enregistrées par un dispositif d'acquisition scientifique de type Data-taker® ou HP Agilent®. Enfin, pour chaque capteur installé dans un pot, il faut établir une courbe d'étalonnage pour pouvoir convertir les tensions de sortie (en mV) en déplacement ( $\mu\text{m}$ ) comme illustré en figure 2.14. Cela est effectué en ajoutant progressivement des vo-

lumes d'eau précisément jaugés dans le pot de dimension connue (à l'incertitude de mesure près), tout en notant l'évolution de la tension pour chaque incrément.

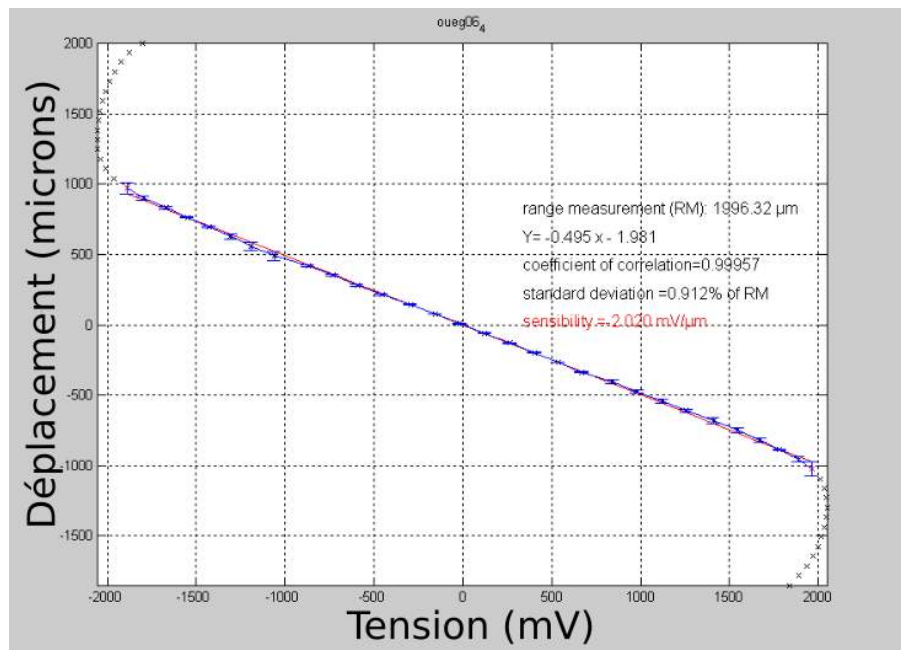


FIGURE 2.14 – Exemple de courbe d'étalonnage d'un capteur LVDT (en l'occurrence il s'agit de celui du pot ouest de l'instrument N75°E de la station LB1). Les points de mesure sont en noir ou en bleu, et la courbe rouge est le résultat d'une régression linéaire  $Y = f(x)$ .

Néanmoins, la qualité de la mesure des déplacements verticaux octroyée par ces capteurs performants n'est pas la seule condition requise pour obtenir un instrument précis, fiable et stable. Un certain nombre de précautions est systématiquement pris lors de l'installation et l'entretien de ce type d'inclinomètres :

1. **L'eau de l'instrument doit être dégazée et contenir le moins d'éléments en solution possible.** Pour cela, on utilise de l'eau distillée (« milliQ ») qui est portée à ébullition puis refroidie à température ambiante de l'endroit où se trouve l'instrument. L'eau du robinet chargée en éléments ioniques et en gaz dissouts n'est pas suffisamment fiable, car elle pourrait précipiter des composés dans l'instrument, créant ainsi des pôles d'agglomération de bulles gazeuses. Ces bulles risquent éventuellement de devenir assez grandes pour bloquer ou *a minima* ralentir la circulation de l'eau dans les tubes. Ce type de défaut altère très nettement le signal et il s'agit là d'un défaut classique, souvent apparu sur l'inclinomètre LB2 à Ploemeur.
2. **L'instrument est de conception dite *monolithique*.** Comme évoqué précédemment, l'utilisation exclusive de la silice pour la construction des pots, des armatures et du flotteur permettent d'avoir un système qui est très peu sujet à la dilatation ou com-

paction thermique.

3. Même si l'instrument est relativement peu sensible aux variations de températures, il faut dans la mesure du possible choisir d'installer l'instrument dans **un endroit où les conditions atmosphériques sont très stables**. Une galerie de mine [Longuevergne, 2008] ou un aven de karst [Jacob, 2009] sont des exemples d'environnement favorables pour assurer de bonnes mesures inclinométriques.
4. **Le couplage entre l'instrument et le milieu est primordial**. La manière de mettre en contact la roche ou le sol avec l'instrument doit être très sérieusement étudiée afin de garantir une mesure qui rende effectivement compte des déformations du milieu, issues de phénomènes géophysiques ou hydrologiques.

Les deux stations inclinométriques de Ploemeur illustrent parfaitement l'importance d'une partie des points précédents et nous allons à présent voir pourquoi.

### **Caractéristiques des inclinomètres longue-base de Ploemeur**

La première station d'inclinomètres longue-base, LB1, a été déployée en mars-avril 2006 sur le site de Kermadoye. A une centaine de mètres à l'ouest de l'accident N20, un ancien bunker souterrain façonné par les soldats allemands de la Deuxième Guerre Mondiale (1939–1945) est niché dans la petite colline de granite (figure 2.12). Cet environnement offre donc à la fois les conditions nécessaires à un fonctionnement optimal des inclinomètres (voir discussion ci-avant) et permettent de les coupler directement à la roche peu altérée qui constitue le réservoir. Ainsi, deux inclinomètres longue-base à deux pots y ont été installés de façon quasiment perpendiculaire. Chaque pot repose sur une plaque en verre, elle-même fixée à deux tiges en silice qui pénètrent le béton du bunker et atteignent le granite sain (figure 2.13).

La deuxième station, LB2, ne bénéficie pas de conditions aussi clémentes. En effet, il a été positionné en 2011 dans une tranchée de 50 m creusée dans le sol juste à l'est de la faille N20 et de façon sub-orthogonale à celle-ci. Cet inclinomètre a la particularité d'être conçu avec trois pots, un à chaque extrémité et un autre au milieu. En quelque sorte, cela en fait un inclinomètre « trois-en-un » avec le demi-instrument ouest, le demi-instrument est, ainsi que l'instrument entier. Il est donc possible d'obtenir à l'aide de cet inclinomètre, le gradient du gradient de déplacement vertical de la surface. Les pots du LB2 sont logés à environ 2 m sous terre dans des niches bétonnées. Ils reposent par ailleurs sur une dalle en granite taillée qui n'est pas en contact avec la roche mère mais qui sert à optimiser le couplage entre l'incli-

nomètre et le sol. Malgré tout, cette station n'est pas aussi bien protégée des changements de conditions atmosphériques que le LB1. De plus lors d'évènements pluvieux successifs, une nappe superficielle logée dans l'horizon altéré a tendance à s'élever au niveau des pots de l'instrument, ce qui n'est évidemment pas souhaitable. Pour éviter ce préjudice, qui malheureusement finit par arriver tôt ou tard, un système de vidange automatisé des buses en béton a été mis en place. Ce dispositif est par surcroît renforcé d'une alarme qui est déclenchée en cas d'une montée du niveau d'eau à un seuil critique, ce qui peut survenir si les pompes font défaut ou qu'elles ne suffisent plus à évacuer les flux entrants dans les buses. L'alarme prend la forme d'un envoi par courriel vers les intéressés au laboratoire de Géosciences Rennes<sup>8</sup>.

Il arrive que les capteurs LVDT sortent de leur plage de mesure lorsque la ferrite est trop basse ou bien trop haute, après que l'instrument ait penché beaucoup dans une direction. Alors, il faut intervenir sur l'appareil pour le régler, ce qui se fait soit en ajoutant de l'eau dans tout le système, soit en ajoutant de l'huile dans les flotteurs qui sont creux, suivant qu'on ait besoin de baisser ou monter la ferrite. On nomme cette opération recentrage. Parfois, le recentrage n'est pas la seule manipulation à réaliser car il peut se produire un blocage de la ferrite dans le capteur LVDT. Si par exemple, la ferrite reste bloquée en position basse et que le niveau est remonté pendant le recentrage, la pression sur le flotteur peut provoquer la rupture des filaments en silice très fragiles qui servent d'axe de rotation. Par conséquent, il faut débloquer la ferrite à l'aide d'une tige métallique en ameçon préalablement à toute autre opération. D'autre part, il peut arriver qu'une bulle se forme dans le système, comme discuté précédemment, malgré toutes les précautions qui sont prises pour échapper à cette tare. Dans ce cas, l'éradication de cet incident consiste à vidanger le système et faire circuler une eau nouvellement préparée avec un débit important dans les tubes, avant de remplir tout l'instrument à nouveau, puis le recentrer pour terminer. Il s'agit là d'une mission fastidieuse.

Aussi, à titre de comparaison, il n'a fallu qu'un seul recentrage sur LB1 en 10 ans<sup>9</sup> alors que la station LB2 nécessite un entretien tous les 2 à 4 mois en moyenne suite à ces deux types de problèmes (les bulles se forment plus rarement toutefois). Bien qu'ils puissent être capricieux, on pardonne tout à ces inclinomètres lorsqu'on se rend compte de la beauté du signal qu'ils capturent! Leur précision atteint facilement  $10^{-9}$  rad, ce qui équivaut à une

---

8. C'est à Nicolas Lavenant, assistant ingénieur CNRS, que revient le crédit de la mise en place de cet équipement préventif. Cela dit, la loi de Murphy dicte que ces emails arrivent toujours le vendredi soir à 18h...

9. La seule intervention notable dans ce laps de temps fut le remplacement d'un capteur LVDT défectueux, ce qui est rare.

penne où le dénivelé serait de 1 mm tous les 1000 km. En écho au chapitre introductif, nous rappelons que la longueur de la base permet de s'affranchir des effets de déformation locale d'une meilleure façon qu'avec un inclinomètre courte-base. Plus la base d'un inclinomètre est longue, plus il est en mesure de filtrer les déformations à petite échelle (figure 2.15). Le tableau 2.1 regroupe les caractéristiques principales des inclinomètres longue-base de Ploemeur.

Nous avons rassemblé plusieurs planches photographiques des stations LB1 et LB2 ainsi que leur environnement à Ploemeur dans l'annexe A page I.

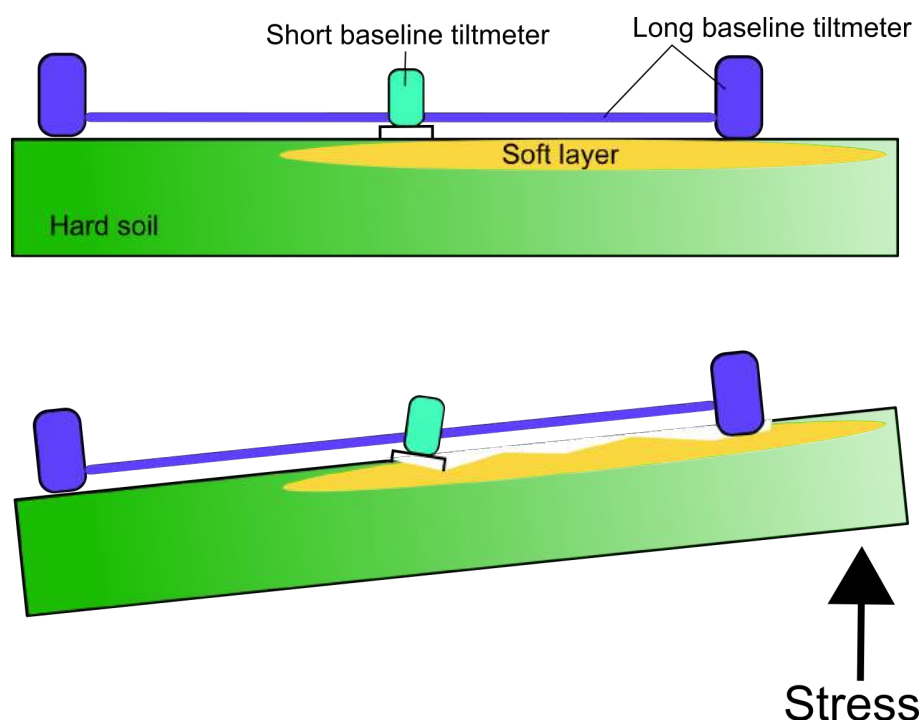


FIGURE 2.15 – Schéma comparatif de l'effet d'une hétérogénéité locale présente en sub-surface sur les inclinomètres courte-base et longue-base. En haut : Situation initiale d'équilibre dans laquelle on suppose que les deux inclinomètres reposent sur une surface de sol horizontal. Le sol est composé d'un matériel dur (vert) et d'un matériel plus souple (jaune). En bas : Situation après l'application d'une contrainte qui vient déformer différemment les deux composants du sol. Dans ce cas, certes très caricatural, l'inclinomètre courte-base ne va pas sentir l'effet de cette contrainte mais va plutôt enregistrer la réponse de l'affaissement très localisé de la partie souple du sol. En revanche, l'inclinomètre longue-base sera moins affecté par cet effet et mesure mieux la déformation associée à la contrainte sous-jacente.

## 2.2.2 Les inclinomètres pendulaires courte-base

Trois couples d'inclinomètres courte-base, dits « Blum » du nom de leur concepteur, sont présents sur le site de Kermadoye. Il s'agit d'inclinomètres à pendule horizontal (figure 2.16) [Saleh *et al.*, 1991]. Tout comme les inclinomètres LB, ils sont de fabrication monolithique

TABLEAU 2.1 – Caractéristiques des inclinomètres longue-base de Ploemeur. N, S, E, O, C signifient nord, sud, est, ouest et centre, respectivement.

Nom	Orientation	Longueur base (m)	Position du centre de la base
LB1 NS	N328°E	7.75	à ~ 120 m à l'ouest du toit de la faille N20
LB1 EO	N75°E	32.80	à ~ 120 m à l'ouest du toit de la faille N20
LB2 OC	N106°E	25.45	à ~ 35 m à l'est du toit de la faille N20
LB2 EC	N106°E	25.55	à ~ 60 m à l'est du toit de la faille N20
LB2 EO	N106°E	51.00	à ~ 47.5 m à l'est du toit de la faille N20

(silice).

Un inclinomètre Blum est constitué de deux ensembles : un enceinte cylindrique qui est fixée à un support de forme triangulaire (figure 2.16). Dans l'enceinte se trouve une armature à laquelle est suspendue, par deux filaments de silice, une masse métallique qui constitue le pendule. La finesse des filaments permet au pendule de tourner autour de son axe avec le moins de friction possible. Au dessus du pendule repose une diode électroluminescente rouge qui éclaire une double cellule photoélectrique se situant sous la masse du pendule. Cette dernière possède une forme telle qu'elle occulte plus ou moins ces cellules, de façon à ce que la différence entre leur tension de sortie soit directement liée à la position du pendule. Ainsi, lorsque le sol s'incline, le pendule se met à osciller autour d'une nouvelle position moyenne jusqu'à atteindre le repos, ce qui est par ailleurs facilité grâce au placement d'un aimant devant la masse métallique de l'instrument (à l'extérieur de l'enceinte, sur un support indépendant). Il en résulte donc que les cellules photoélectriques sont éclairées différemment, ce qui est enregistré par un changement différentiel de tension électrique. Pour qu'ils puissent fonctionner de façon fiable, il faut s'assurer que la seule source de lumière soit celle de l'instrument et il faut donc les protéger avec un couvercle opaque.

Ces instruments sont de fabrication artisanale. Pour convertir la tension électrique mesurée  $U$  en *tilt*  $\theta$ , il faut connaître le facteur d'amplification de l'inclinomètre  $\Gamma$  ainsi que la période propre du pendule  $T_0$ . Le *tilt* s'exprime alors

$$\theta = \frac{U}{T_0^2 \Gamma} \quad (2.2)$$

Le facteur d'amplification  $\Gamma$  est déterminé pour chaque inclinomètre par calibrage en laboratoire après sa fabrication. Il dépend des cellules photoélectriques et de la dimension des différents éléments du système oscillant. La période propre  $T_0$  en revanche, doit être déterminée régulièrement sur le terrain car elle est susceptible d'évoluer si l'axe de la période s'incline (figure 2.16). La mesure de cette valeur peut se faire en forçant le pendule à osciller



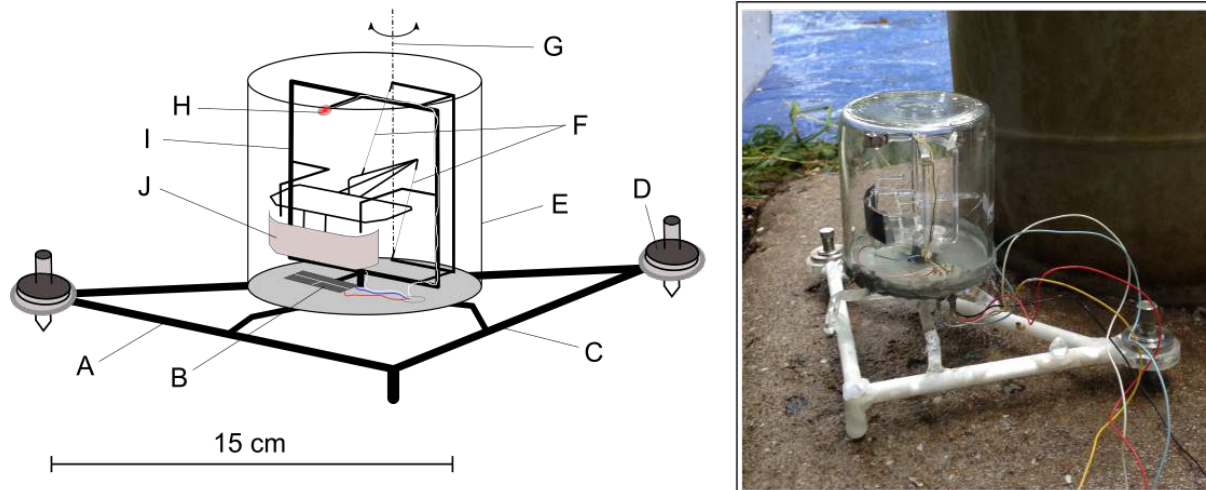


FIGURE 2.16 – Schéma et photographie d'un inclinomètre à pendule horizontal dit *Blum*. A) Armature externe en silice et axe de mesure du *tilt*; B) Cellules photoélectriques; C) Axe contrôlant la période propre du pendule; D) Vis micrométrique; E) Enceinte cylindrique en silice; F) Filaments de silice portant le pendule; G) Axe de rotation du pendule; H) Diode électroluminescente rouge; I) Armature de silice interne; J) Masse métallique du pendule.

librement  $N$  fois, ce qui s'amorce en poussant la vis micrométrique de l'axe de l'inclinaison avec un doigt (figure 2.16). Il faut alors chronométrer le temps  $\Delta t$  qu'il met à effectuer ces  $N$  oscillations et on obtient simplement  $T_0 \approx \Delta t/N$ . Il va sans dire que plus  $N$  est grand, plus l'estimation de la période est fiable.

Les inclinomètres Blum ont une sensibilité 10 fois inférieure aux inclinomètres LB, soit  $10^{-8}$  rad. Ils sont également moins stables et nécessitent des réglages fréquents. Toutefois, ils présentent l'avantage appréciable d'être transportables et déployables assez facilement sur le terrain, ce qui est loin d'être le cas pour leurs grands frères.

A Ploemeur, ces instruments sont positionnés sur des dalles en béton d'environ  $1 \text{ m}^3$  coulés dans le sol sur une profondeur d'au moins 1 m. Des cabanons isolés les abritent. Les stations IMF4 et IMF3 (figure 2.12) sont alimentées par un courant secteur tandis que la station IMF4 fonctionne sur batterie alimentée par un panneau solaire. Le tableau 2.2 regroupe les différentes caractéristiques des stations IMF1 et IMF4. La station IMF3 ayant souffert de nombreuses pannes et problèmes techniques, nous avons fait le choix de ne pas en tenir compte dans ce travail.

TABEAU 2.2 – Caractéristiques des inclinomètres courte-base d'IMF1 et IMF4 de Ploemeur.  $\Gamma$  correspond au facteur d'amplification.

Station	Orientation	N° série capteur	$\Gamma$ (mV/ $\mu\text{rad/s}^2$ )
IMF1	NS	CH391	0.2160
IMF1	EO	CH294	0.2220
IMF4	NS	CH486	0.161
IMF4	EO	CH422	0.156

## 2.3 Premier regard sur les données inclinométriques

### 2.3.1 Remarques préliminaires sur le traitement du signal *brut*

Sur l'ensemble des stations inclinométriques de Ploemeur, les mesures sont acquises à une fréquence de 1/30 Hz. Les signaux obtenus recouvrent ainsi une large gamme de phénomènes physiques engendrant des déformations de la surface terrestre. En fait, le signal inclinométrique *brut total* est issu de la somme de plusieurs signaux primaires qui peuvent être naturels ou instrumentaux, avec :

1. La dérive instrumentale que l'on peut considérer comme *linéaire*.
2. Le bruit électronique introduit lors de la mesure des tensions électriques sur les capteurs (LVDT ou cellules photoélectriques). Il s'agit normalement d'un bruit blanc de faible amplitude.
3. Les perturbations thermiques produisant des infimes changements de volume de l'instrument. Ces effets sont normalement limités au maximum, comme discuté précédemment, mais selon les conditions cette source peut apparaître dans le signal [Boudin, 2004].
4. Les sauts brusques, introduits lors du recentrage des instruments par exemple.
5. Les signaux d'origine anthropique, causés par le déplacement de personnes ou de véhicules à proximité des instruments .
6. Les signaux issus des mouvements de la biosphère au sens large, avec notamment le balancement des arbres en réponse au vent, dont le mouvement est transmis au sol par le système racinaire. Les inclinomètres du site de Kermadoye ne sont pas assez proches de la végétation pour ressentir cet effet, en revanche, il existe un champ autour de la station LB1 où paissent parfois des vaches. Celles-ci en se déplaçant induisent des déformations mesurables par les inclinomètres.
7. Les marées terrestres et océaniques. L'attraction principalement luni-solaire engendrent des déformations notables et cycliques de la surface terrestre, et déplacent les masses océaniques qui peuvent venir appuyer sur la croûte terrestre également. Ces signaux sont composés d'une multitude d'harmoniques fondamentales bien connues [Agnew, 1986; Pawlowicz *et al.*, 2002].
8. Les masses océaniques peuvent aussi être déplacées par un phénomène de surcharge atmosphérique [Boy *et al.*, 2009].

9. Les séismes sont également perçus par les instruments. La source des séismes enregistrés peut être régionale puisque la Bretagne connaît encore une activité micro-sismique, ou lointaine pour des séismes de forte magnitude.
10. Les signaux tectoniques avec les mouvements lents de la croûte peuvent normalement être perçus par les inclinomètres longue-base [Bernard *et al.*, 2004].
11. Enfin, on trouve dans le signal inclinométrique la signature des processus hydrologiques et hydromécaniques, qui nous intéressent particulièrement dans ce travail.

Ainsi, le signal enregistré par les inclinomètres est potentiellement très riche et pour ce concentrer sur un phénomène particulier, il est nécessaire de pouvoir reconnaître et différencier les autres signaux au préalable. Cela passe par une importante phase de traitement et d'analyse du signal qui n'est pas toujours triviale. L'une des difficultés est de systématiser le traitement de signaux que l'on peut qualifier d'intempestifs, comme les sauts brusques dans les données ou les déformations thermiques de l'instrument. Un autre problème récurrent est celui de la dérive des horloges des systèmes d'acquisition. En effet, l'horodatage précis et fiable de chaque mesure est nécessaire notamment pour effectuer une analyse de marée robuste, et si besoin un filtrage de celle-ci. Or, les horloges ont tendance à accumuler un léger décalage par rapport l'heure TU<sup>10</sup> à laquelle elles sont régulièrement ramenées. Dans le cadre de la thèse, des routines permettant d'évaluer et éventuellement corriger de tels effets indésirables dans les données brutes ont été développées. Cet aspect relativement lourd, est laissé de côté ici, et le lecteur curieux pourra s'en référer à l'annexe B page V pour de plus amples informations.

Dans la suite de cette partie, nous invitons le lecteur à se familiariser avec les données inclinométriques acquises sur le site de Ploemeur depuis 2006. Nous présenterons les signaux obtenus et nous décrirons en quoi ceux-ci seuls, mis en regard avec des données piézométriques, permettent déjà d'obtenir des informations sur les propriétés du système.

### 2.3.2 Les observations hydrogédésiques (long-terme)

La figure 2.17 montre l'évolution du *tilt* sur 9 ans des deux inclinomètres de la station LB1, à laquelle nous avons soustrait la tendance linéaire. On observe pour LB1 N75°E une nette oscillation saisonnière du *tilt*, de période  $\sim 1$  an et d'amplitude  $\sim 5$   $\mu$ rad. En première approche, il semblerait donc qu'il existe une harmonique saisonnière unique pour cet

---

10. Temps Universel.

instrument. Les maxima sont généralement abrupts en hiver et les minima sont davantage « bombés » autour des périodes estivales. En revanche l'inclinomètre LB1 N328°E adopte un comportement différent, d'apparence plus ératique. Les variations saisonnières ont une amplitude de 10 à 15  $\mu\text{rad}$ , et même si l'on peut identifier clairement des forts pics en hiver, semblables à ceux de LB1 N75°E, parfois déphasés par ailleurs, l'évolution interannuelle du *tilt* paraît moins prévisible : tantôt le *tilt* est négatif en été, tantôt il est positif. La forme des séries temporelles de LB1 N328°E n'est pas homogène d'une année à l'autre. Cela suggère donc qu'il existe une importante anisotropie dans les déformations à l'échelle saisonnière.

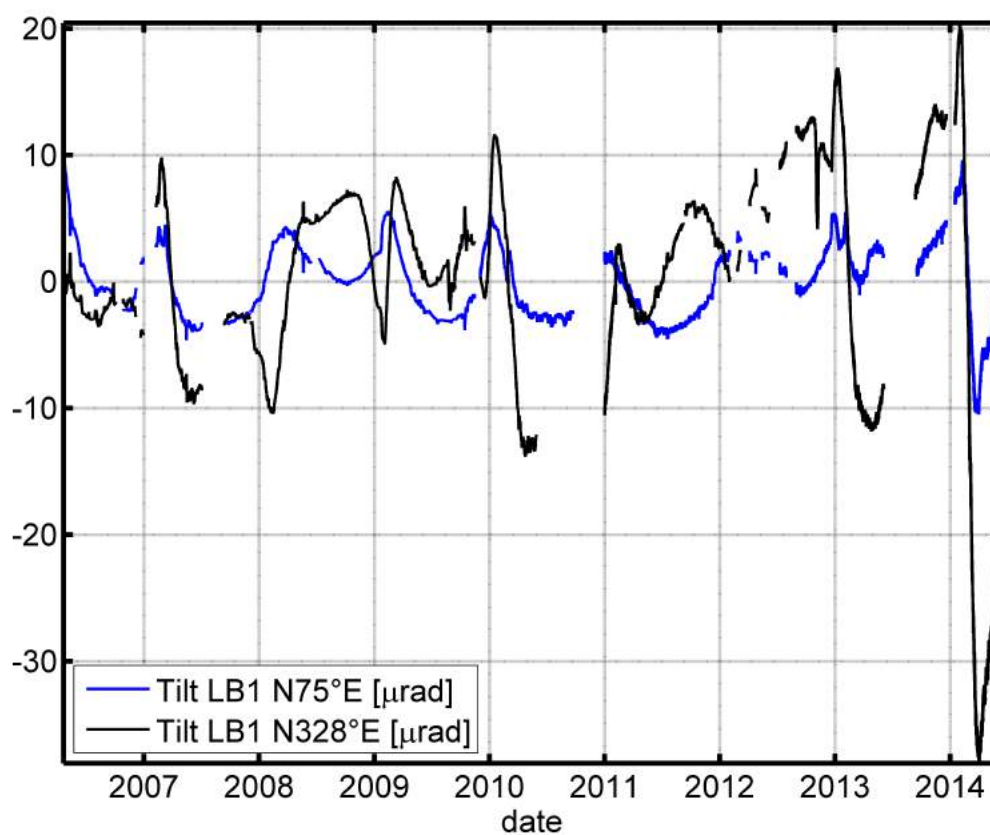


FIGURE 2.17 – Ensembles des données de la station LB1 (2006–2015). La tendance linéaire est soustraite aux données inclinométriques.

Lorsque l'on compare les séries temporelles du *tilt* et du niveau piézométrique dans le forage F32 (figure 2.18 et 2.12 pour la localisation du forage), il devient évident que l'évolution interannuelle du *tilt* pour LB1 N75°E est corrélée à la dynamique hydrologique saisonnière de l'aquifère. En effet, le *tilt* suit de près les variations de charge mesurées au droit de l'accident N20, à ceci près que les séries inclinométriques sont en avance de phase par rapport à la piézométrie. On remarque même que les maxima de *tilt* coïncident avec le moment où le gradient temporel de la piézométrie est la plus forte ; autrement dit lorsque la

charge augmente le plus rapidement. On constate également que sur la période présentée, le niveau piézométrique dans F32 augmente au cours du temps. Entre 2006 et 2009, il oscille autour de 4 m puis à partir de 2010, il a tendance à monter pour atteindre environ 11 m en 2014 (figure 2.18). Bien que nous ayons ôté au *tilt* sa dérive linéaire, on s'aperçoit qu'il enregistre également une augmentation progressive à partir de 2010. Il en va de même pour le *tilt* LB1 N328°E (figure 2.19). Il est un peu plus difficile d'établir une comparaison entre la piézométrie et le *tilt* pour la station LB2 (figure 2.20) car celle-ci existe depuis moins longtemps et souffre plus souvent d'interruption dans l'acquisition des données, par suite des problèmes techniques évoquées dans les sections précédentes. Toutefois, il est intéressant de noter que la réponse des deux demi-inclinomètres de LB2 est globalement similaire sur le long-terme, bien que la partie ouest (OC) enregistre des variations interannuelles de plus grande amplitude. D'autre part, il semblerait que le *tilt* soit tantôt bien corrélé aux variations de charge hydraulique (par exemple pendant le déclin du niveau piézométrique entre avril et novembre 2013, suivi par une brève remontée), tantôt anti-corrélé (par exemple en période de basses-eaux à la fin de l'année 2012).

Le fait d'avoir deux inclinomètres non-parallèles au même endroit, comme pour LB1, permet de calculer le vecteur normal au plan P formé par la base de ces instruments (figure 2.21). Ce vecteur normal  $\vec{w}$  est simplement obtenu par le produit vectoriel

$$\vec{w} = \vec{u} \wedge \vec{v} \quad (2.3)$$

où  $\vec{u}$  et  $\vec{v}$  sont les vecteurs directions des inclinomètres LB1 N75°E et N328°E respectivement. On peut exprimer  $\vec{w}$  en fonction de ses coordonnées polaires, telles que  $\vec{w} = (\varphi; \beta)$ , où  $\varphi$  est l'angle formé entre la verticale et  $\vec{w}$ , et  $\beta$  est l'azimut de  $\vec{w}$  (figure 2.21). Dans ce cas, il est possible de représenter facilement la direction vers laquelle s'incline l'ensemble de la station au cours du temps, à l'aide d'un diagramme polaire, comme exemplifié en figure 2.22. De façon imagée,  $\beta$  constitue la direction de la ligne de plus grande pente pour station LB1. Si cette dernière était effectivement un plan sur lequel on positionnait une bille,  $\beta$  indiquerait par conséquent le sens vers lequel celle-ci roulerait et  $\varphi$  contrôlerait sa vitesse.

On constate d'après la figure 2.22 que la station se balance principalement sur un axe NNO–SSE entre les périodes de hautes-eaux et de basses-eaux. Lorsqu'on s'approche des périodes hautes-eaux, le vecteur  $\vec{w}$  pointe vers le sud. À l'inverse, la station s'incline vers le nord jusqu'à la moitié de l'automne.

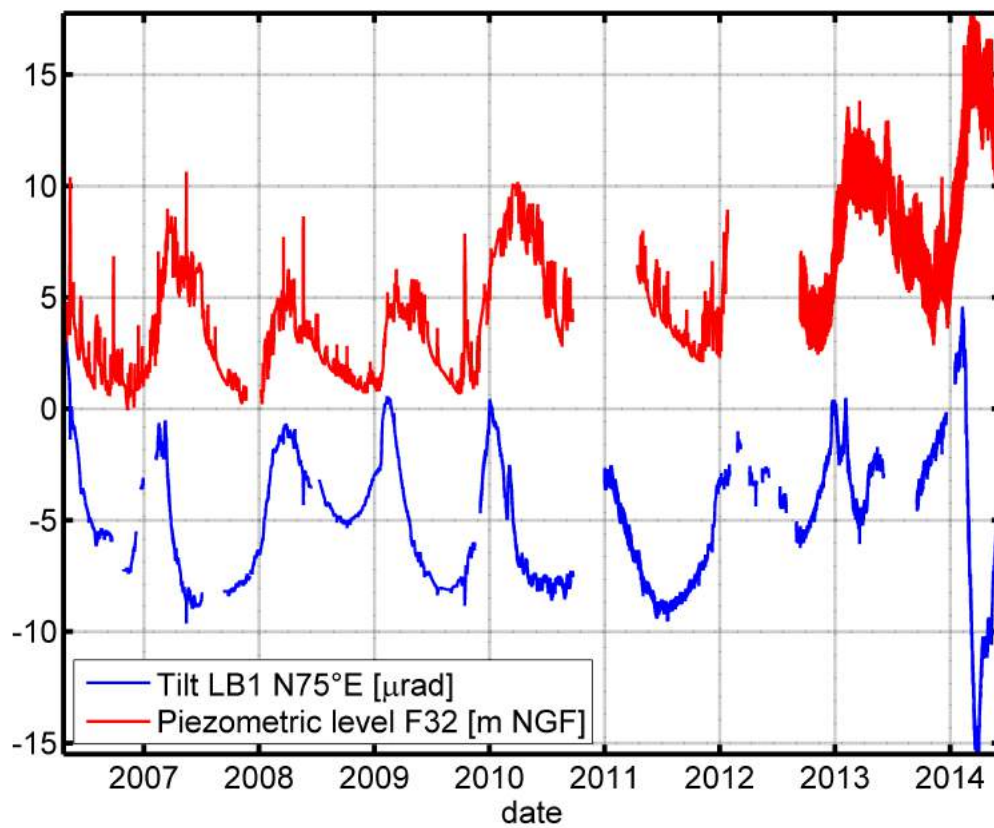


FIGURE 2.18 – Comparaison entre le signal inclinométrique long-terme Est-Ouest (LB1 N75°E) et le niveau piézométrique dans la faille N20 (forage F32). La tendance linéaire est soustraite aux données inclinométriques.

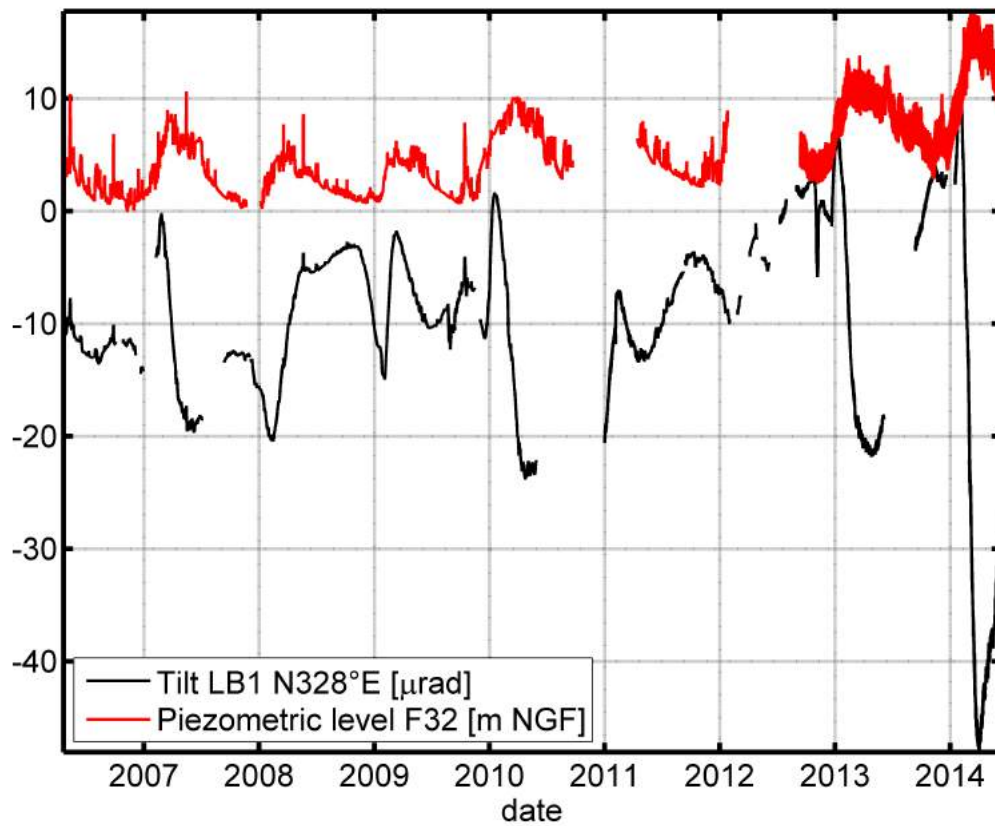


FIGURE 2.19 – Comparaison entre le signal inclinométrique long-terme Nord-Sud (LB1 N328°E) et le niveau piézométrique dans la faille N20 (forage F32). La tendance linéaire est soustraite aux données inclinométriques.

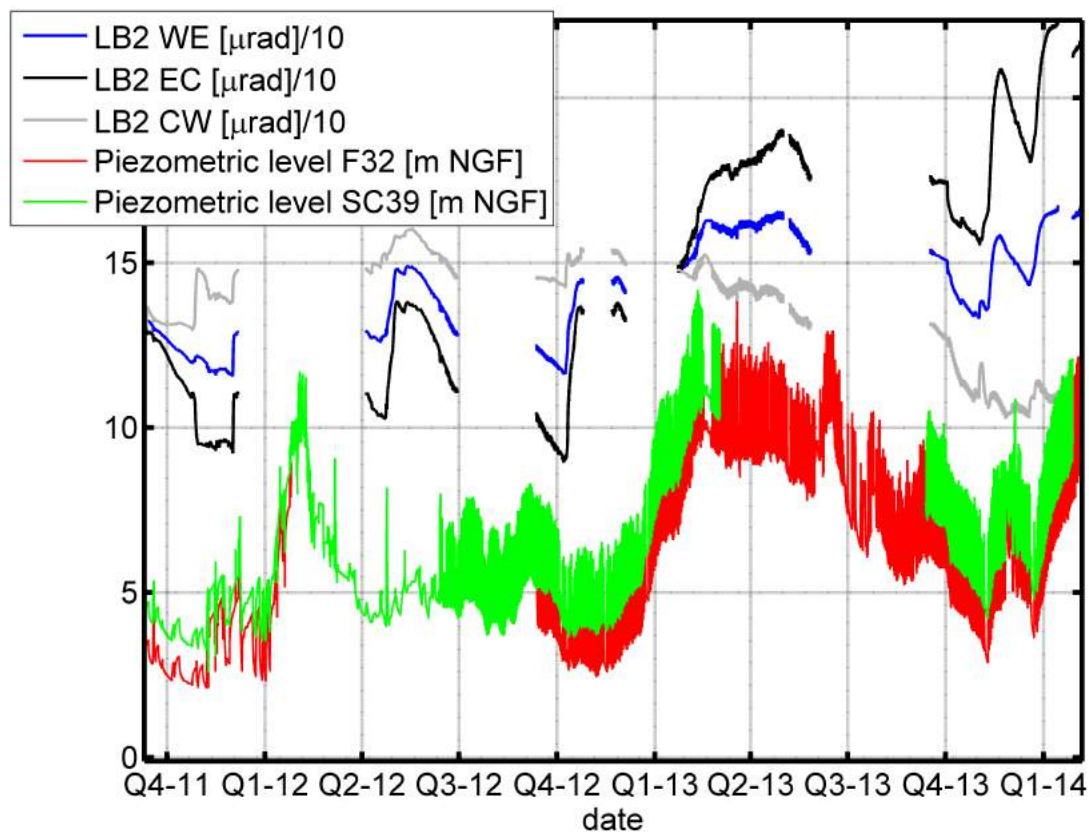


FIGURE 2.20 – Comparaison entre le signal inclinométrique long-terme (LB2 N100°E) et le niveau piézométrique dans la faille N20 (forages F32 et SC39). Notons que pour une meilleure visualisation, l'amplitude des séries inclinométriques est divisée par 10. Q1 : 1<sup>er</sup> janvier; Q2 : 1<sup>er</sup> avril; Q3 : 1<sup>er</sup> juillet; Q4 : 1<sup>er</sup> octobre.

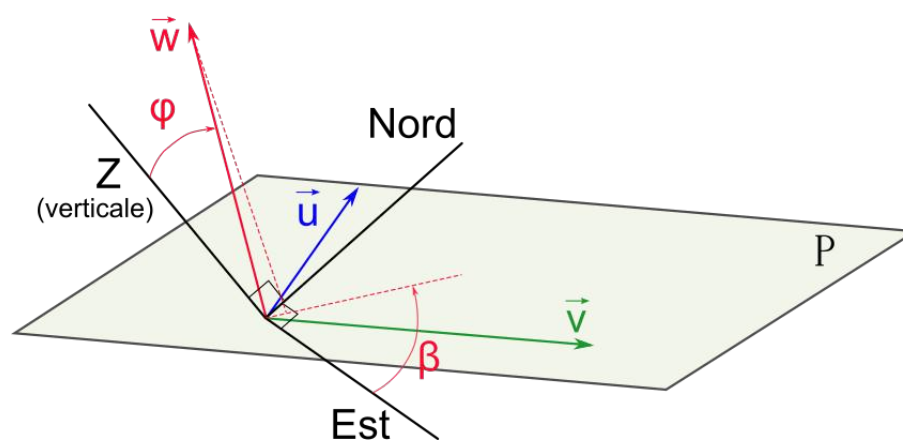


FIGURE 2.21 – Le vecteur normal  $\vec{w}$  au plan formé par les inclinomètres de la station LB1, ici représentés par les vecteurs  $\vec{u}$  et  $\vec{v}$ , tel que  $\vec{w} = \vec{u} \wedge \vec{v}$ . Les coordonnées polaires du vecteur  $\vec{w} = (\varphi; \beta)$  rendent compte de la direction  $\beta$  selon laquelle l'inclinaison est maximale (ligne de plus grande pente, de magnitude  $\varphi$ ).



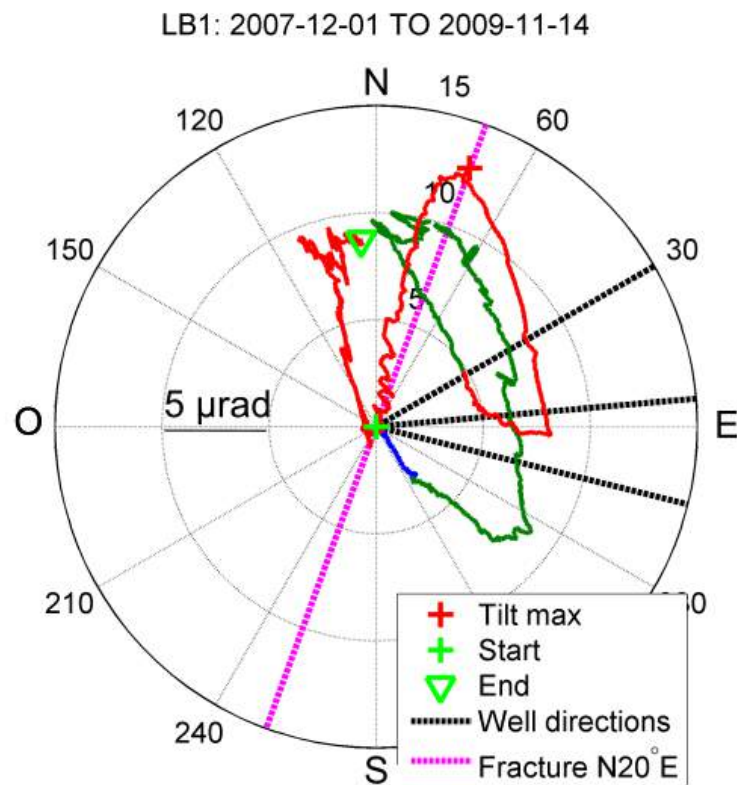


FIGURE 2.22 – Evolution de la direction du *tilt* sur 2 années (station LB1). Chaque couleur correspond à une année : bleu pour 2007 (mois de décembre uniquement), vert pour 2008 et rouge pour 2009. Les lignes noires matérialisent les directions dans lesquelles se trouvent les puits pompés du site de Kermadoye, et la ligne magenta est le direction de l'accident N20, le tout étant donné à titre indicatif.

### 2.3.3 Les observations hydromécaniques (court-terme)

#### Les signaux dus aux séismes

Les séismes résultent de la rupture de failles en profondeur lorsque les contraintes cisailantes exercées sur celles-ci dépassent un seuil critique. L'énergie libérée par la rupture, qui dépend de la surface de la faille qui a « glissé » prend la forme d'ondes de déformations qui se propagent dans les roches terrestres, notamment la croûte. L'amplitude de ces ondes décroît avec la distance au foyer, et lorsqu'un séisme est suffisamment puissant, sa signature peut être enregistrée partout dans le monde grâce à des sismomètres qui sont sensibles à des infimes accélérations de la surface. Les inclinomètres longue-base de Ploemeur enregistrent eux aussi les déformations haute fréquence<sup>11</sup> créées par les séismes. Nous montrons en figure 2.23 la signature du séisme du 11 mars 2011 dont l'épicentre était Tohoku (Japon) avec une magnitude de 9.0 sur l'échelle de Richter. On constate que différents trains d'ondes sont perçus par l'inclinomètre LB1 N328°E et l'amplitude maximale mesurée dépassent 2  $\mu$ rad, soit plus de 10 fois l'amplitude du signal de marées en cette même période. Le passage des ondes sismiques de Tohoku se traduisent également par des oscillations haute fréquence du niveau piézométrique synchrones à la détection du séisme par les inclinomètres. Cet effet poro-élastique est lié aux variations de la contrainte totale sur l'aquifère, qui dans les conditions non-drainées [Wang, 2000] doivent être balancées par des variations de la pression de fluide pour garantir une contrainte effective constante (comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, équation 1.10 page 42).

#### Les signaux dus aux cycles de pompages

Comme nous l'avons expliqué auparavant, le site de Kermadoye est équipé de trois forages exploités pour l'alimentation en eau potable de la ville de Ploemeur. Les pompes sont implantées dans les forages Pe, F31 et F29 (figure 2.12). La gestion de l'exploitation a évolué au cours des années mais dans tous les cas, le pompage n'est pas effectué en continu. En effet, les pompes sont enclenchées lorsque les châteaux d'eau de la ville nécessitent un remplissage. Les niveaux piézométriques fluctuent donc en conséquence, et la déformation induite par les phases successives de mise en charge et décharge de l'aquifère fracturé est parfaitement saisie par les inclinomètres installés à Ploemeur, comme illustré pour un incli-

---

11. Toutefois, les fréquences les plus hautes ne sont pas perçus par les inclinomètres, à cause de leur temps de réaction et de la période d'échantillonnage trop grande.

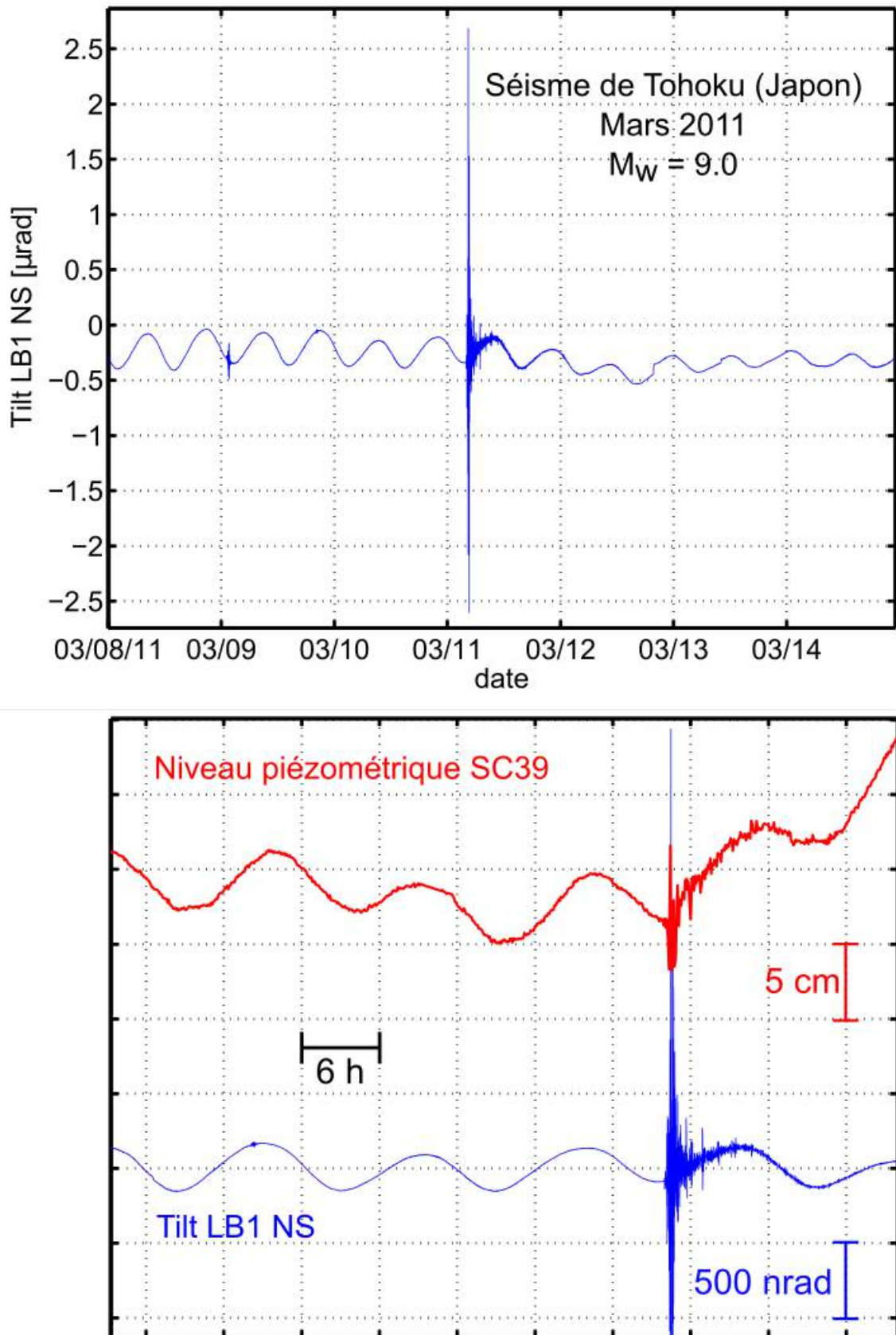


FIGURE 2.23 – Signature du séisme de Tohoku dans les données inclinométriques et piézométriques. Les ondes de périodes  $\sim 6$  h sont les signaux dus aux marées terrestres, qui sont visibles à la fois dans les données inclinométriques avec une amplitude de  $\sim 0.2$   $\mu\text{rad}$  et dans les données piézométriques avec une amplitude de  $\sim 2$  cm.

nomètre longue-base en figure 2.24, et un inclinomètre courte-base en figure 2.25. Toutes les stations inclinométriques ont des comportements similaires en réponse aux cycles de pompage, à ceci près que les inclinomètres courte-base ne suivent pas toujours aussi fidèlement la forme transitoire caractéristique des variations de charges (figure 2.24 et 2.25).

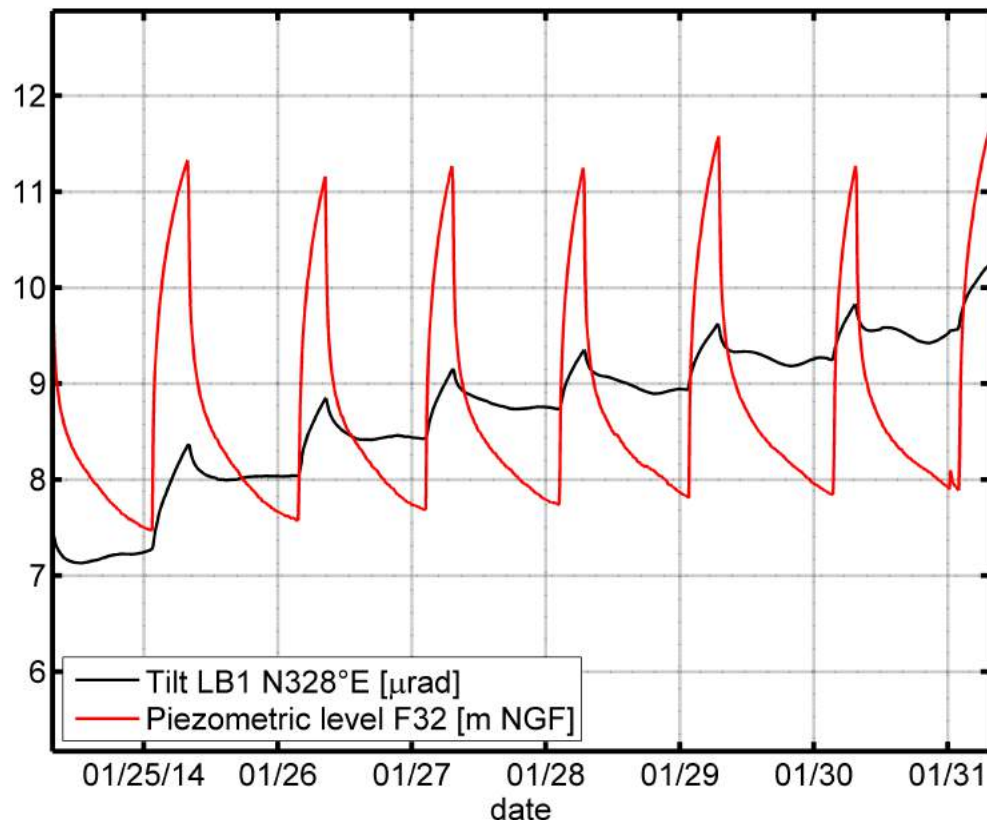


FIGURE 2.24 – Réponse inclinométrique typique de LB1 NS aux cycles de pompage sur le site de Kermadoye. Le signal dû aux marées a été ôté du signal inclinométrique même s'il est possible d'en percevoir encore quelques résidus.

Notons par ailleurs que le *tilt* engendré par une variation de charge hydraulique a une amplitude inférieure dans le signal LB1 NS que dans celui de IMF1 EW. En effet, un rabattement d'environ 3.7 m au niveau de la faille N20 induit typiquement un *tilt* légèrement inférieur à 1  $\mu\text{rad}$  sur LB1 NS (figure 2.24), tandis qu'un rabattement d'environ 2.8 m fait s'incliner l'inclinomètre IMF1 EW de plus de 6  $\mu\text{rad}$ . En fait, la station IMF1 est bien plus proche que la station LB1 de la structure conductrice N20, où les flux se concentrent principalement lors des pompages ou arrêts de pompage. IMF1 est ainsi situé à proximité directe des plus grandes variations de charge hydraulique et enregistrent donc des déformations plus grandes. L'orientation des instruments possède aussi son importance mais ici, les deux inclinomètres sont positionnés de façon relativement similaire par rapport à la faille.

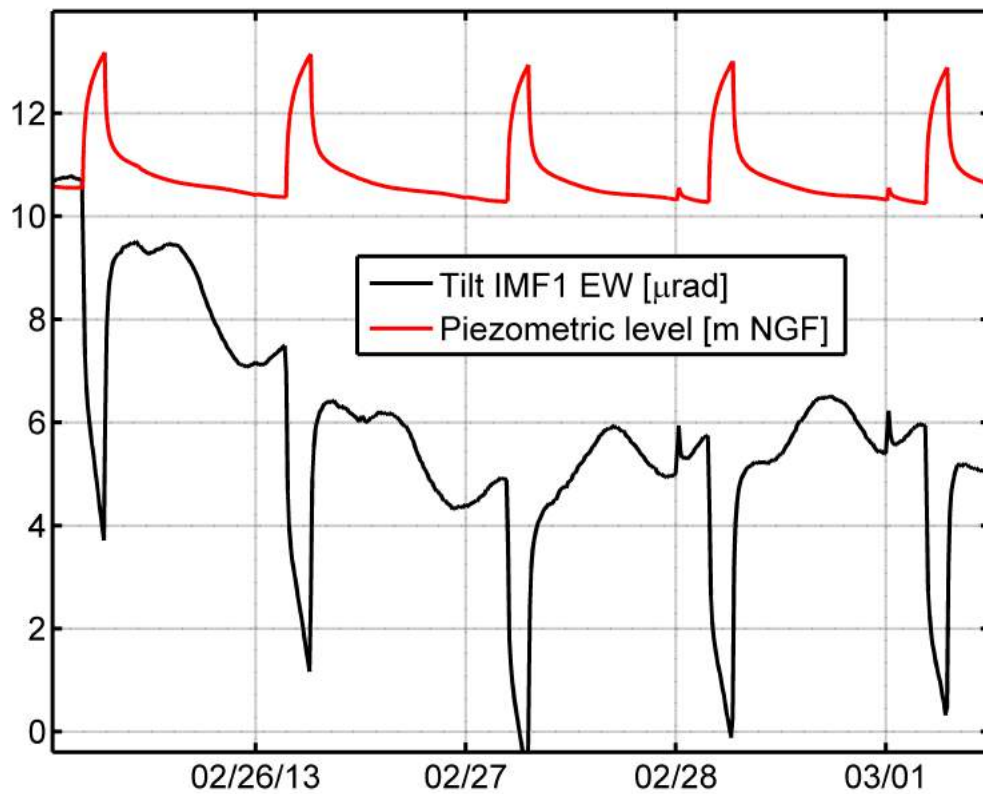


FIGURE 2.25 – Réponse inclinométrique typique de IMF1 EW aux cycles de pompage sur le site de Kermadoye. Le signal dû aux marées n'a pas pu être ôté efficacement du signal inclinométrique.

Le développement d'un code informatique destiné à reconnaître automatiquement une grande partie des évènements liés aux cycles de pompages dans les séries temporelles de piézométrie et d'inclinométrie, a contribué à établir si le lien entre amplitude de *tilt* et de pression est systématique à Ploemeur (figure 2.26). La routine se base essentiellement sur deux choses pour accéder à la durée et l'amplitude de chaque évènement dans les différentes chroniques : 1) la période durant laquelle les pompes sont arrêtées ou en marche sont identifiées dans les données de débits mesurées et fournies par l'exploitant du site. Malheureusement, nous avons disposé de chroniques de débits à un pas de temps de 15 min uniquement pour une période limitée recouvrant celle des enregistrements de *tilt* et de piézométrie. Les autres données de débits octroyées sont des volumes cumulés par jour, ce qui n'est pas suffisant pour faire fonctionner la routine développée. 2) Une fois que la liste des dates d'arrêt et de marche des pompes est composée, un algorithme recherche autour de ces dates des sauts abrupts dans les dérivées temporelles des chroniques analysées. Il est ainsi possible d'obtenir les coordonnées des maxima et minima locaux correspondant à l'arrêt ou au démarrage des pompes, ce qui autorise le calcul des amplitudes et des durées.

Néanmoins, la routine n'est pas parfaite et il se peut que la lecture des amplitudes ou des temps de fonctionnement des pompes soit erronée, ou bien imprécise à cause de la présence de résidus des signaux de marée trop importants dans les chroniques de *tilt*. Au total, nous avons pu repérer 208 évènements d'arrêt des pompes (et donc de mise en charge de la nappe) ainsi que les amplitudes en terme de pression et de *tilt* associées. Nous présentons en figure 2.27a l'amplitude des *tilts*, mesurés à la station LB1 dans la direction perpendiculaire à la faille N20, en fonction de l'amplitude des variations de charge hydraulique à la remontée dans le forage F32. Malgré les imprécisions et les erreurs, on observe qu'un nombre significatif de points semblent s'aligner selon deux droites successives. Cela signifie que jusqu'à  $\sim 2.5$  m de variation de charge, le rapport charge/*tilt* est de  $0.16 \mu\text{rad}/\text{m}$  puis bascule à  $0.8 \mu\text{rad}/\text{m}$  au delà de ce seuil. Il existe donc bien un lien systématique qui unit les variations de charge hydraulique à la déformation mesurée à une centaine de mètre des pompages, mais il met en jeu au moins deux régimes distincts.

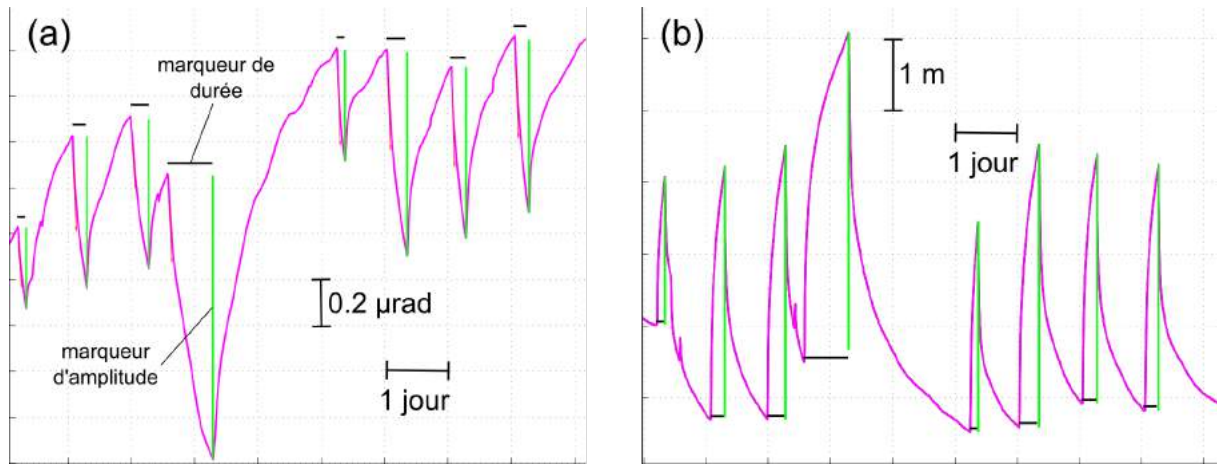


FIGURE 2.26 – Résultats obtenus grâce à la routine de reconnaissance automatisée des évènements de pompage ou d'arrêt de pompage, ainsi que leur durée et leur amplitude, dans les chroniques d'inclinométrie (a) et de piézométrie (b).

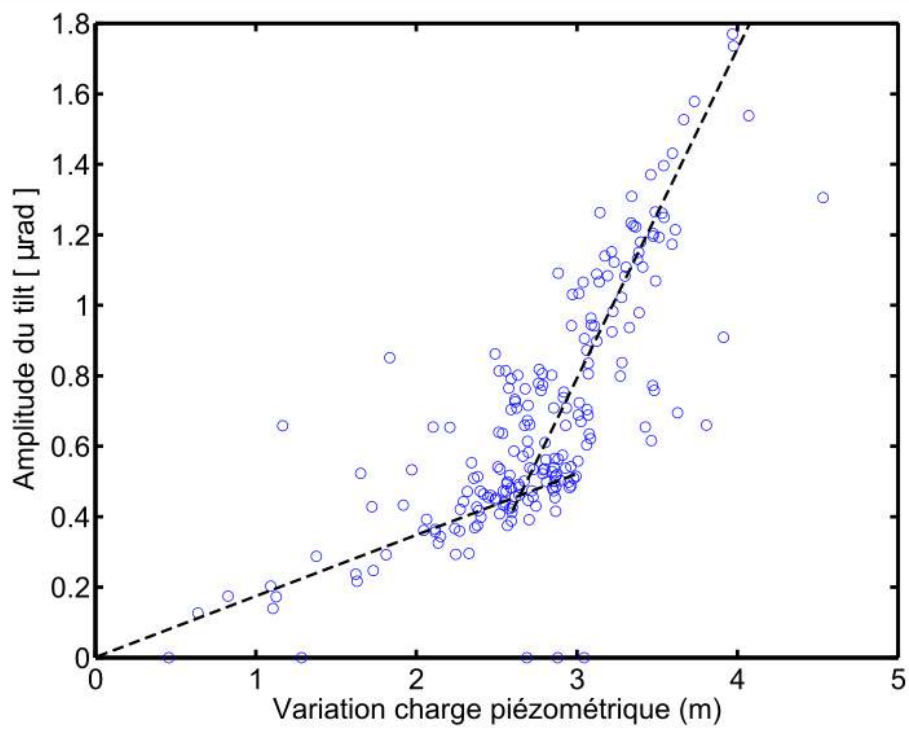


FIGURE 2.27 – Lien entre variation de charge totale et amplitude de tilt associée.

### 2.3.4 Conclusion du chapitre

L'aquifère de socle fracturé de Ploemeur est un réservoir possédant des ressources en eau importantes et facilement exploitables, du fait de ses propriétés singulières dans un tel contexte géologique. En effet, suite à une longue histoire tectonique dont la phase majeure s'est déroulée durant l'orogénèse hercynienne, le réservoir a hérité d'une structure constituée de l'intersection entre deux discontinuités principales : d'une part la zone de contact entre une unité granitique recouverte par une unité de micaschiste, à faible pendage vers le nord, et d'autre part une faille normale relativement verticale orientée N20, jouant en décrochement dextre. L'aquifère est exploité depuis le début des années 1990 via trois forages implantés le long de cet accident N20, au niveau de la jointure en sub-surface des deux unités rocheuses. Il a été l'objet de plusieurs études géophysiques et hydrogéologiques permettant d'affiner la caractérisation de sa géométrie et de ses propriétés hydrodynamiques, mettant notamment en évidence une dépendance de celles-ci avec l'échelle d'investigation, ce qui est typique des milieux fracturés. L'observatoire hydrogéologique de Ploemeur, labellisé par l'INSU et faisant partie du réseau d'observatoires H+, offre un cadre privilégié pour le développement de nouvelles méthodes hydrogéophysiques comme l'inclinométrie, car le système est déjà bien connu et instrumenté.

Le site est équipé de trois inclinomètres longue-base et trois couples d'inclinomètres pendulaires qui enregistrent en continu les déformations de la surface ou sub-surface du sol. Parmi les nombreuses sources de déformation détectées par ces instruments, il est possible d'identifier clairement les signaux dus aux variations de charge hydraulique au sein de l'aquifère, que ce soit sur le long-terme (années) ou le court-terme (heures). A l'échelle pluri-saisonnière, l'inclinomètre LB1 N75°E montre des oscillations de période 1 an bien corrélées avec les niveaux piézométriques mais avec une avance de phase. A l'échelle d'un cycle de pompage/arrêt de pompage, les déformations perçues par les inclinomètres intègrent bien la réponse transitoire caractéristique de la charge hydraulique au sein de l'aquifère. Enfin, nous avons observé que le rapport entre les amplitudes de *tilt* et de variation de charge piézométrique semble systématique, mais il évolue selon deux gammes séparées par un seuil critique de variation de charge.

## 2.4 Références du chapitre

ACUNA, J. A. et YORTSOS, Y. C. (1995). Application of Fractal Geometry to the Study of Net-



- works of Fractures and Their Pressure Transient. *Water Resources Research*, 31(3):527–540. [111](#)
- AGNEW, D. C. (1986). Strainmeters and Tiltmeters. *Reviews of Geophysics*, 24(3):579. [125](#)
- AUDREN, C., TRIBOULET, C., CHAURIS, L., LEFORT, J.-P., VIGNERESSE, J.-L., AUDRAIN, J., THIÉBLEMONT, D., GOYALLON, J., JÉGOUZO, P., GUENNOG, P., AUGRIS, C. et CARN, A. (1993). Note explicative de la feuille Ile de Groix (Carte géologique de la France 1 :250000). [104](#)
- BALLÈVRE, M., BOSSE, V., DABARD, M.-p., DUCASSOU, C., FOURCADE, S., PAQUETTE, J.-I., PEUCAT, J.-j. et PITRA, P. (2013). Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, D(10-11):5–96. [99](#), [100](#), [101](#), [102](#)
- BALLÈVRE, M., BOSSE, V., DUCASSOU, C. et PITRA, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif : Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus - Geoscience*, 341(2-3):174–201. [99](#), [100](#)
- BARKER, J. A. (1988). A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research*, 24(10):1796–1804. [110](#), [111](#)
- BERNARD, P., BOUDIN, F., SACKS, S., LINDE, A., BLUM, P.-A., COURTEILLE, C., ESNOULT, M.-F., CASTARÈDE, H., FELEKIS, S. et BILLIRIS, H. (2004). Continuous strain and tilt monitoring on the Trizonia Island, Rift of Corinth, Greece. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(4-5):313–323. [126](#)
- BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J., SHEPPARD, S. et VIDAL, P. (1985). Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(2-3):235–250. [102](#)
- BOUDIN, F. (2004). *Développement et validation d'un inclinomètre longue base de subsurface à silice et mercure : application à des mesures géophysiques de haute résolution sur le*. Thèse de doctorat, Université Diderot Paris 7. [116](#), [117](#), [118](#), [125](#)
- BOUDIN, F., BERNARD, P., LONGUEVERGNE, L., FLORSCH, N., LARMAT, C., COURTEILLE, C., BLUM, P. a., VINCENT, T. et KAMMENTALER, M. (2008). A silica long base tiltmeter with high stability and resolution. *Review of Scientific Instruments*, 79(3):034502. [116](#), [118](#)
- BOY, J. P., LONGUEVERGNE, L., BOUDIN, F., JACOB, T., LYARD, F., LLUBES, M., FLORSCH, N. et ESNOULT, M. F. (2009). Modelling atmospheric and induced non-tidal oceanic loading contributions to surface gravity and tilt measurements. *Journal of Geodynamics*, 48(3-5):182–188. [125](#)
- CHANG, J. et YORTSOS, Y. C. (1990). Pressure Transient Analysis of Fractal Reservoirs. *SPE Formation Evaluation*, 5(01):31–38. [111](#)
- GAPAIS, D., LAGARDE, J.-L., LE CORRE, C., AUDREN, C., JÉGOUZO, P., CASAS SAINZ, A. et VAN DEN DRIESSCHE, J. (1993). La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 316(8):1123–1129. [102](#)
- HORENBERGER (1969). Carte géologique au 1/50000e, feuille de Lorient. [102](#)

- JACOB, T. (2009). *Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie kastique*. Thèse de doctorat, Université Montpellier II. [120](#)
- JIMÉNEZ-MARTÍNEZ, J., LONGUEVERGNE, L., LE BORGNE, T., DAVY, P., RUSSIAN, A. et BOUR, O. (2013). Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers : Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research*, 49(5): 3007–3023. [103](#), [112](#), [113](#)
- LACHASSAGNE, P., WYNS, R. et DEWANDEL, B. (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3):145–161. [107](#)
- LE BORGNE, T. (2004). *Mesure in situ et modélisation de l'hétérogénéité des écoulements dans les milieux géologiques*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. [107](#), [111](#)
- LE BORGNE, T., BOUR, O., de DREUZY, J. R., DAVY, P. et TOUCHARD, F. (2004). Equivalent mean flow models for fractured aquifers : Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research*, 40(3):W03512. [110](#), [111](#)
- LE BORGNE, T., BOUR, O., PAILLET, F. L. et CAUDAL, J. P. (2006a). Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal of Hydrology*, 328(1-2):347–359. [110](#)
- LE BORGNE, T., PAILLET, F., BOUR, O. et CAUDAL, J. P. (2006b). Cross-borehole flowmeter tests for transient heads in heterogeneous aquifers. *Ground Water*, 44(3):444–452. [110](#)
- LERAY, S., de DREUZY, J. R., BOUR, O. et BRESCIANI, E. (2013). Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *Journal of Hydrology*, 481:64–75. [107](#), [109](#)
- LERAY, S., de DREUZY, J. R., BOUR, O., LABASQUE, T. et AQUILINA, L. (2012). Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, 464-465:54–68. [107](#)
- LONGUEVERGNE, L. (2008). *Contribution à l'Hydrogéodésie*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie. [120](#)
- MARÉCHAL, J. C., WYNS, R., LACHASSAGNE, P. et SUBRAHMANYAM, K. (2004). Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in the fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological patterns of weathering profiles. *Journal of the Geological Society of India*, 63:545–550. [107](#)
- MÉNARD, G. et MOLNAR, P. (1988). Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334(6179):235–237. [101](#)
- MÉTÉO FRANCE, F. (2016). Données climatiques de la station de Lorient (<http://www.meteofrance.com/climat/france/lorient/56185001/normales>), accédé le 1/10/2016. [112](#)
- PASQUET, S., BODET, L., LONGUEVERGNE, L., DHEMAIED, A., CAMERLYNCK, C., REJIBA, F. et GUÉRIN, R. (2015). 2D characterization of near-surface V P/V S : surface-wave dispersion inversion versus refraction tomography. *Near Surface Geophysics*, 13(2089):315–331. [105](#), [106](#)

- PAWLOWICZ, R., BEARDSLEY, B. et LENTZ, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T TIDE \$. 28:929–937. [125](#)
- RUELLEU, S., MOREAU, F., BOUR, O., GAPAIS, D. et MARTELET, G. (2010). Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge : An example from Ploemeur (Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics*, 70(2):161–168. [103](#), [105](#)
- SALEH, B., BLUM, P. A. et DELORME, H. (1991). New Silica Compact Tiltmeter for Deformations Measurement. *Journal of Surveying Engineering*, 117(1):27–35. [122](#)
- THEIS, C. V. (1935). The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Transactions, American Geophysical Union*, 16(2):519. [110](#), [111](#)
- TOUCHARD, F. (1999). *Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé. Site de Ploemeur (Morbihan)*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. [104](#), [105](#), [108](#)
- VIGNERESSE, J.-L. (1983). Enracinement des granites armoricains estimés d'après la gravimétrie. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 15:1–15. [104](#)
- WANG, H. F. (2000). *Theory of linear poroelasticity with applications to geomechanics and hydrogeology*. Princeton University Press, Princeton, NJ, USA. [133](#)
- WYNS, R., BALTASSAT, J.-M., LACHASSAGNE, P., LEGCHENKO, A., VAIRON, J. et MATHIEU, F. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 175(1):21–34. [107](#)

# Chapitre 3

## Intérêt de l'hydrogéodésie de surface pour la caractérisation des systèmes fracturés : théorie et validation.

*« Nous nous trouvons dans un monde déroutant. Nous voulons donner un sens à ce que nous voyons autour de nous et poser les questions : quelle est la nature de l'univers ? Quelle est notre place dans l'univers et d'où venons-nous, lui et nous ? Pourquoi est-il ce qu'il est ? »*

---

Stephen W. Hawking (1942 - ...)

### Sommaire

---

<b>3.1 Déformations d'un matériel poreux saturé en eau : cadre théorique</b> . . . . .	<b>144</b>
3.1.1 Émergence historique . . . . .	144
3.1.2 Théorie de la poro-élasticité . . . . .	145
3.1.3 Les deux approches retenues pour la modélisation hydromécanique	148
Élastique : les solutions analytiques de <i>Mogi</i> [1958] et <i>Okada</i> [1985] . .	148
Poro-élastique : les méthodes numériques . . . . .	150
Avantages et limites des deux approches considérées . . . . .	150
<b>3.2 Sensibilité du <i>tilt</i> à la géométrie d'une fracture</b> . . . . .	<b>153</b>
<b>3.3 Valorisation du suivi des déformations en surface pour la caractérisation d'un aquifère de socle</b> . . . . .	<b>160</b>
3.3.1 Introduction . . . . .	160
3.3.2 Article : expérience hydraulique avec suivi géodésique [ <i>Schuite et al.</i> , 2015] . . . . .	160
3.3.3 Compléments à l'article : orientation de la faille sub-verticale . . . . .	175
<b>3.4 Conclusions du chapitre</b> . . . . .	<b>177</b>
<b>3.5 Références du chapitre</b> . . . . .	<b>178</b>

---

## 3.1 Déformations d'un matériel poreux saturé en eau : cadre théorique

### 3.1.1 Émergence historique

Le lien intime qui existe entre les variations de forme d'un milieu poreux et les variations de pression du fluide qu'il héberge se matérialise à travers des phénomènes que l'on peut observer couramment. L'exemple le plus simple, rencontré dans la vie quotidienne de centaines de millions de personnes, est celui de l'éponge. Si celle-ci est imbibée d'eau, il suffit de la compresser pour que l'eau s'écoule. Cet écoulement est engendré par l'augmentation du gradient de pression au sein de l'éponge. A l'inverse, lorsque l'éponge est sèche, on observe qu'en l'imprégnant d'eau elle se dilate nettement. Dans ce cas, c'est l'eau qui en s'infiltrant dans les pores de l'éponge exerce une contrainte amenant à un changement de volume cet objet.

A une toute autre échelle, ce type de phénomène est rencontré au niveau des réservoirs poreux naturels. Par exemple, King [1892] nota que les changements de niveau d'eau dans un puits à proximité d'une station ferroviaire du Wisconsin étaient fortement corrélés au passage des trains. L'amplitude de ces battements étaient d'autant plus élevés que les trains étaient lourds, et une locomotive seule n'induisait aucune variation perceptible. Plus surprenantes encore furent les découvertes de Verruijt [1969] dans une commune des Pays-Bas, dans laquelle la mise en pompage d'un puits provoqua dans un premier temps la hausse des niveaux piézométriques dans les puits environnants. Cette observation contre-intuitive, remarquée à d'autres endroits et d'autres contextes depuis [Fabian et Kümpel, 2003; Slack *et al.*, 2013; Urlaub et Fabian, 2011], s'explique par le fait que la baisse soudaine de la pression de fluide au droit du pompage crée une compression rapide du milieu sur une distance suffisante pour causer une hausse du niveau d'eau dans d'autres puits, avant que celui-ci ne décline lorsque le front de pression les atteint. Ce phénomène a été baptisé *l'effet de Noordbergum* du nom du village où il a été documenté pour la première fois. Ces exemples montrent qu'il existe un réel couplage entre pression de fluide et forme du milieu (ou son état de contrainte). Une constante interaction entre le contenant et le contenu y a donc cours. Son importance dans les ouvrages géotechniques et les problématiques d'ingénierie civile<sup>1</sup> a motivé l'instauration d'un cadre théorique unifiant la description de cette interaction : la

---

1. Parmi lesquels on retrouve les problèmes de subsidence liés aux pompages intensifs, l'exploitation des réservoirs de pétrole et de gaz et leur stabilité mécanique, le stockage en profondeur de CO<sub>2</sub> ou de déchets nucléaires, la stimulation hydraulique de réservoirs non conventionnels, etc.

théorie de la poro-élasticité.

### 3.1.2 Théorie de la poro-élasticité

Terzaghi [1925] fut l'un des premiers à se confronter à l'étude du comportement poro-mécanique des sols, qu'on nomme également *théorie de la consolidation*. Il mit au point l'équation 1D du problème en se fondant sur une expérience pour laquelle une contrainte uniaxiale est appliquée à un échantillon de sol saturé et confiné [Wang, 2000]. Cependant, la généralisation à un domaine 3D de la théorie de la consolidation revient à Biot [1941], reformulée plus tard par Rice et Cleary [1976]. Dans sa formulation du problème, comprenant un milieu poreux saturé par un fluide, Biot [1941] met en jeu deux paires de variables : une paire pour décrire l'état du milieu, à savoir la déformation ou *strain*  $\epsilon$  et la contrainte  $\sigma$ , et une paire pour caractériser l'état du fluide, à savoir la pression de pore  $p$  et l'accumulation massique relative de fluide dans un volume de contrôle  $\xi$ . Notons que  $\epsilon$  et  $\xi$  d'une part, et  $p$  et  $\sigma$  d'autre part, sont analogues : le premier couple est adimensionnel tandis que le second s'exprime en unité de pression. En coordonnées principales, c'est-à-dire lorsque les axes du repère orthonormé  $(x, y, z)$  coïncident avec la direction des contraintes normales  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  et  $\sigma_z$  respectivement, alors ces quantités sont liées de la manière suivante [Wang, 2000] :

$$\epsilon_x = \frac{1}{E}\sigma_x - \frac{\nu}{E}\sigma_y - \frac{\nu}{E}\sigma_z + \frac{1}{3H}p \quad (3.1)$$

$$\epsilon_y = -\frac{\nu}{E}\sigma_x + \frac{1}{E}\sigma_y - \frac{\nu}{E}\sigma_z + \frac{1}{3H}p \quad (3.2)$$

$$\epsilon_z = -\frac{\nu}{E}\sigma_x - \frac{\nu}{E}\sigma_y + \frac{1}{E}\sigma_z + \frac{1}{3H}p \quad (3.3)$$

$$\xi = \frac{1}{3H}(\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) + \frac{1}{R}p \quad (3.4)$$

où  $E$  dénote le module d'élasticité ou module d'Young et  $\nu$  le coefficient de Poisson, qui sont des propriétés purement élastiques du milieu<sup>2</sup>. Le paramètre  $H$  est exprimé par Rice et Cleary [1976] en fonction du module de compressibilité des grains  $K_g$  (minéraux du matériel poreux) et du module de compressibilité isostatique  $K$  tel que

$$H = \left( \frac{1}{K} - \frac{1}{K_g} \right)^{-1} \quad (3.5)$$

2. On les établit dans les conditions dites *drainées*.

avec [Wang, 2000]

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \quad (3.6)$$

Enfin, R est connu sous l'appellation *module de Biot à contrainte constante*. Il s'agit là d'un paramètre poro-élastique car il fait intervenir les quantités clés qui caractérisent le milieu poreux et le fluide : la porosité  $\phi$ , le module de compressibilité de l'édifice poreux  $K_\phi$  et le module de compressibilité du fluide  $K_f$ . Ainsi, on a [Wang, 2000]

$$R = \left[ \left( \frac{1}{K} - \frac{1}{K_g} \right) + \phi \left( \frac{1}{K_f} - \frac{1}{K_\phi} \right) \right]^{-1} \quad (3.7)$$

La distinction entre  $K_g$  et  $K_\phi$  n'est pas évidente : le premier concerne uniquement la compressibilité des grains, le second est une propriété de leur agencement mécanique. Pour un milieu dans lequel la porosité  $\phi$  ne varie pas sous l'action d'une variation de pression ou de contrainte, on suppose souvent que  $K_g = K_\phi$  si la phase solide est composé d'un seul type de minéral ou plusieurs minéraux ayant la même compressibilité  $K_g$ . Les phases minérales présentes naturellement dans les sols et réservoirs poreux peuvent être très variées et posséder des propriétés sensiblement différentes. Toutefois, en l'absence d'information précise concernant ce point et en considérant que dans la plupart des cas  $K_g$  est en général assez élevé devant K, on peut simplifier le problème en posant  $K_g = K_\phi$  [Berryman, 1992]. Le tableau 3.1 regroupe les ordres de grandeurs de K et  $K_g$  pour quelques types de roches courantes.

TABLEAU 3.1 – Ordres de grandeurs du module de compressibilité isostatique K et du module de compressibilité des grains  $K_g$  pour quelques roches types d'après Wang [2000].

Roche	K (GPa)	$K_g$ (GPa)
Grès	5 à 15	25 à 45
Calcaire	20 à 35	70 à 110
Argile	~ 0.05	Infini
Granite	25 à 35	~ 45

Les équations 3.1 à 3.4 sont une combinaison linéaire de 4 variables dépendantes ( $\epsilon$ ,  $\xi$ ,  $\sigma$  et  $p$ ) liés par 4 paramètres supposés indépendants (R, H, E et  $\nu$ ). Le fait même que Biot [1941] ait introduit le principe de linéarité dans sa théorie de la consolidation est une hypothèse de travail. Certes, les équations permettent de plutôt bien prédire les phénomènes poro-élastiques observés dans la nature, il n'en est pas moins que rien ne laisse présager que, par exemple, le *strain* reste lié linéairement à la pression de façon indéfinie. Il est donc implicitement prévu que ces équations constitutives de la *théorie de la poro-élasticité linéaire*

soient appliquées uniquement dans la mesure où les changements d'état des variables dépendantes sont faibles [Biot et Willis, 1957]. Une autre hypothèse de la théorie de Biot [1941] mérite d'être éclaircie. Il s'agit du principe de réciprocité, qui dicte que le volume d'eau expulsé d'un VER de contrôle sous l'action d'une contrainte (avec  $\delta p = 0$ ) est exactement le même que le volume d'expansion du VER lié à une variation équivalente de la pression de fluide (avec  $\delta \sigma = 0$ ). Cela repose sur la présomption que le travail (énergie) nécessaire pour accomplir ces deux opérations « réciproques » est le même. Comme la théorie de la poro-élasticité est utilisée pour caractériser dynamiquement les systèmes, on peut se poser la question du bien-fondé de cette hypothèse. En effet, si une quantité d'énergie  $\Delta W_1$  est consommée pour sortir un volume de fluide d'un espace de contrôle, n'est-il pas possible d'envisager qu'il faille un travail un peu plus grand  $|\Delta W_2| > |\Delta W_1|$  pour retrouver dans ce même espace, le volume perdu en augmentant la pression ? Le réarrangement des grains après le travail  $\Delta W_1$  fourni pour une compaction peut-il être défait avec une énergie  $-\Delta W_1$  pour une expansion ? Autrement dit, n'existe-t-il pas une hystérèse dans l'aller-retour entre les deux situations ? Sans que cela soit nécessairement vérifiable dans tous les cas de figure, il convient de garder cette hypothèse à l'esprit lors de l'application de la théorie de Biot [1941] à l'étude dynamique des réservoirs poreux.

Ainsi, lorsqu'un milieu poreux saturé est soumis à une variation soudaine des contraintes  $\sigma$  et/ou de la pression de fluide  $p$ , la perturbation est encaissée par l'assemblage poreux solide d'une part et le fluide d'autre part. On introduit communément le coefficient de Skempton  $B$ , qui détermine dans quelle proportion la charge est supportée par ces deux ensembles. Ce coefficient se définit tel que [Wang, 2000]

$$B = - \left. \frac{\delta p}{\delta \sigma} \right|_{\xi=0} . \quad (3.8)$$

Lorsque  $B$  est proche de 0, c'est le milieu qui presque entièrement soutient la charge induite par un incrément de contrainte ou de pression, et c'est le fluide qui se comprime. Dans le cas extrême inverse, où  $B = 1$ , c'est le fluide qui supporte la charge et c'est le milieu uniquement qui se déforme. Ces expériences de pensée s'effectuent sous condition qu'il n'y ait pas de variation de la masse de fluide ( $\xi = 0$ ), que l'on nomme aussi *conditions non-drainées*. On peut alors montrer à partir des équations 3.4 et 3.8 que

$$B = \frac{R}{H} . \quad (3.9)$$



Il est intéressant de noter que dans le cas où  $B = 1$ , alors  $R = H$  et d'après les équations 3.5 et 3.7, cela signifie que le système ne dépend plus des propriétés poro-élastiques, mais seulement des paramètres élastiques. En outre, une variation de pression de fluide est entièrement équivalente à une variation de contrainte mécanique sur le milieu. Par conséquent, lorsque le coefficient de Skempton est proche de 1, le milieu se comporte approximativement comme un corps purement élastique. Cette situation est rencontrée lorsque le matériel poreux est très compressible par rapport à l'eau.

### 3.1.3 Les deux approches retenues pour la modélisation hydromécanique

#### Élastique : les solutions analytiques de Mogi [1958] et Okada [1985]

Il existe dans la littérature de nombreuses solutions analytiques permettant de calculer les déformations à la surface d'un espace élastique, semi-infini, homogène et isotrope en réponse à des sources de différentes natures [Davis, 1983; Farrell, 1972; Mogi, 1958; Okada, 1985; Sun, 1969; Warpinski, 2000]. Par exemple, le modèle de Mogi [1958] permet d'accéder aux déplacements de la surface en réponse à une source pressurisée sphérique en profondeur. Par ailleurs, le modèle de Davis [1983] et Okada [1985]<sup>3</sup> met en jeu la dislocation en profondeur d'un plan rectangulaire symbolisant une faille (figure 3.1). Cette solution analytique est très pratique car le forçage est prescrit par les déplacements des deux miroirs du plan de faille, selon les modes I, II et III (voir figure 1.6 page 14). De plus, les dimensions, la profondeur et le pendage du plan peuvent être choisis. Ces deux modèles sont fréquemment employés pour estimer ou interpréter en première approche les déformations élastiques de la croûte associées à la remontée de magma au droit de volcans actifs, que ce soit au niveau de chambres magmatiques, approximés par la solution de Mogi [1958] ou de dykes, représentés par un plan de dislocation de type Okada [1985] [Battaglia *et al.*, 2013; Beauducel et Cornet, 1999; Bonaccorso, 1998; Bonforte et Guglielmino, 2015; Pascal *et al.*, 2014]. En hydrogéologie des milieux fracturés, la solution d'Okada [1985] a également été utilisée par Evans et Wyatt [1984] pour interpréter des expériences hydromécaniques à l'échelle décimétrique, puis par Devoti *et al.* [2015] pour comprendre les déformations saisonnières liées aux circulations d'eau souterraine dans un massif karstique.

---

3. M. Okada dans son papier de 1985 reprend et corrige les développements mathématiques présentés par M. Davis deux ans plus tôt. Par la suite, on fera uniquement référence au papier d'Okada [1985].

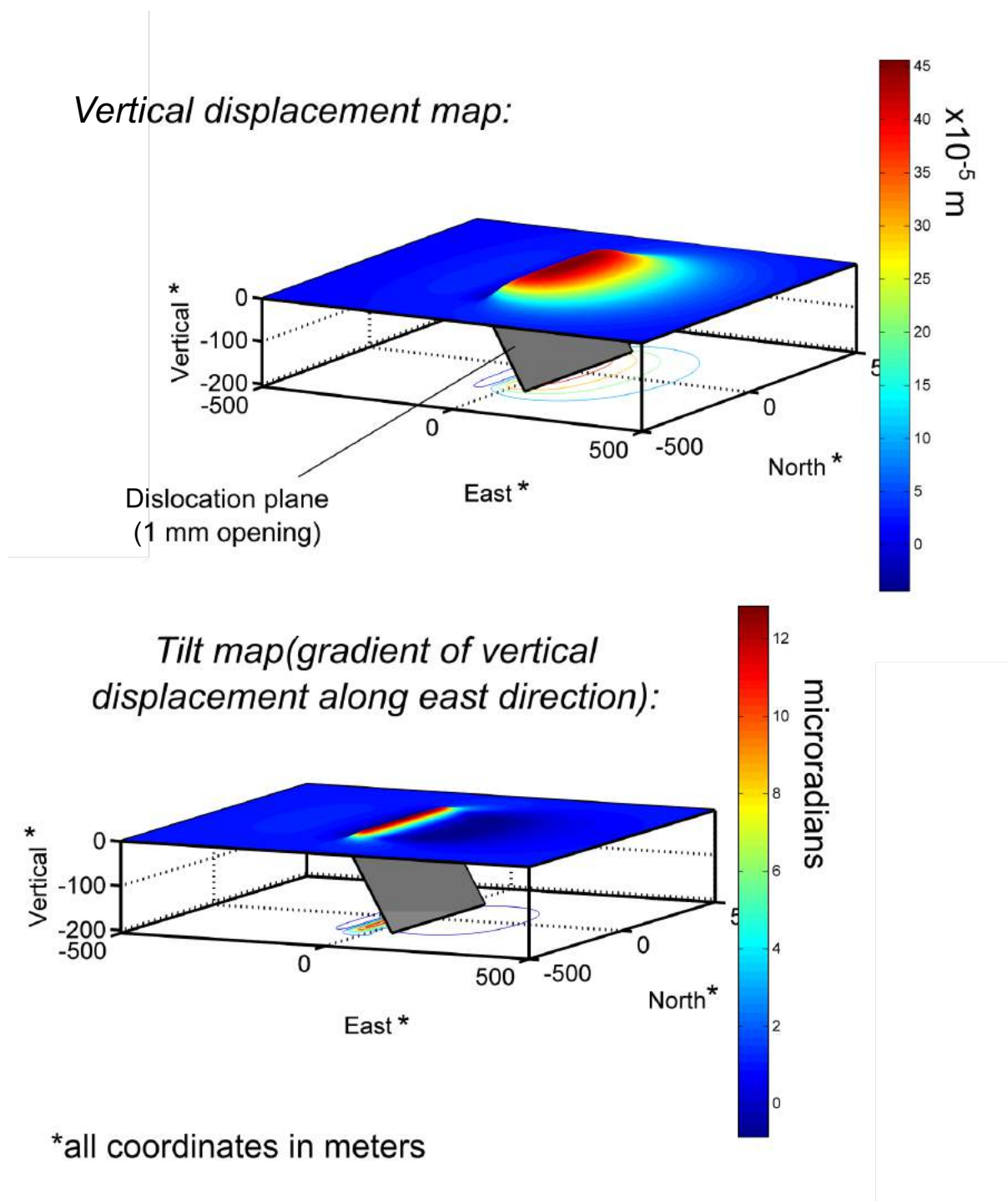


FIGURE 3.1 – Exemple typique de cartes de déformation en déplacement vertical et en *tilt* calculées à l'aide de la solution analytique d'Okada [1985].

### **Poro-élastique : les méthodes numériques**

Pour représenter le couplage, en statique ou transitoire, entre la pression de fluide et l'état de contrainte du milieu fracturé, il est souvent nécessaire d'avoir recours aux méthodes numériques. En effet lorsque le milieu ne peut être idéalisé et que la prise en compte de ses hétérogénéités devient déterminante, il est impossible de trouver des solutions analytiques aux équations de la poro-élasticité. Il faut alors discrétiser le milieu en mailles élémentaires et résoudre numériquement les équations en chacune de celles-ci, et à chaque pas de temps pour les études non-stationnaires. De plus, les méthodes numériques offrent la possibilité de gérer totalement le couplage fluide–solide.

Beaucoup de codes numériques ont été développés pour répondre à des applications géomécaniques poussées et complexes. Les codes commerciaux, comme COMSOL® ou ABAQUS®, sont des solutions multi-physiques très performantes, adaptées à l'étude de domaines 3D à géométrie complexe.

Des codes plus spécifiquement dédiés à l'hydromécanique des milieux fracturés ont été développés, comme le code TOUGH-FLAC [Rutqvist, 2011; Rutqvist et Tsang, 2003] ou le modèle numérique de Murdoch et Germanovich [2006] par exemple.

### **Avantages et limites des deux approches considérées**

Les solutions analytiques en domaine élastique sont faciles et rapides à utiliser, et sont capables de satisfaire le besoin de comprendre au premier ordre le comportement mécanique de certains systèmes naturels. De plus, elles sont aisément intégrables dans des procédures d'inversion afin de mettre à profit des données de déformations pour caractériser la géométrie des milieux géologiques et d'estimer les flux en leur sein [Beauducel et Cornet, 1999]. Bonaccorso [1998] rend même la solution d'Okada [1985] dynamique en faisant grandir latéralement le plan de dislocation en fonction du temps, pour interpréter les séries temporelles de *tilt* sur le Stromboli lors du chargement d'un compartiment magmatique sub-planaire du volcan. Toutefois, l'hypothèse centrale qui va de paire avec ces analyses est que l'on peut découpler pression et déformation. Autrement dit, la pression de fluide engendre des déformations, mais les déformations du milieu ne peuvent pas modifier la pression de fluide. Un autre avantage des modèles de type Mogi [1958] ou Okada [1985] provient du faible nombre de paramètres que demande leur application. En effet, les propriétés physiques du milieu sont réduites à un ou deux paramètres élastiques ( $\nu$  seulement pour un forçage en va-

riation de volume de fluide ;  $v$  et  $E$  pour un forçage décrit en pression de fluide). Etant donné que les paramètres physiques du milieu sont souvent mal connus, il est parfois préférable de faire preuve de parcimonie en utilisant ces modèles simples.

Les modèles poro-mécaniques numériques sont incontournables pour étudier le comportement hydromécanique transitoire d'un milieu incluant des contrastes de propriétés importants, d'autant plus lorsque le coefficient de Skempton est significativement inférieur à 1. Ils permettent de tester des scénarios très divers et s'adaptent à presque tous les cas de figure, tout en suivant des principes physiques robustes (prise en compte du couplage fluide–solide et de l'interaction mécanique des fractures par exemple). En revanche, la mise en place et l'application de ces modèles est bien plus complexe et plus gourmande en ressources informatiques que les modèles élastiques simples. D'autre part, la construction des modèles numériques fait appel à une rigueur et une certaine expertise qui en font des outils moins facilement accessibles. Enfin, le nombre de paramètres nécessaires pour caractériser de façon complète chaque compartiment d'un milieu hétérogène est élevé. Cela rend difficile voire impossible les inversions, même si celles-ci reposent sur des données nombreuses et de bonnes qualités. De façon analogue, il devient difficile de saisir le comportement d'un milieu et l'influence de ses propriétés si de nombreux paramètres entrent en jeu et si différents jeux de paramètres engendrent des résultats similaires. Cela constitue l'une des principales limites des modèles numériques.

TABLEAU 3.2 – Exemples de modèles élastiques et poro-élastiques.  $\Delta V$  représente une variation de volume du milieu,  $\vec{q}$  est la vitesse de percolation (vitesse de Darcy) et  $\Delta a$  la variation d'ouverture d'une fracture.

Modèle	Type	Domaine	Géométrie	Nature du forçage	Paramètres	Temps de calcul
Mogi [1958]	Analytique	Élastique	Source d'inflation sphérique	$\Delta V$	$\rightarrow v$	Très faible
Okada [1985]	Analytique	Élastique	Plan de dislocation	$\Delta a$	$\rightarrow v$ et $E$	Très faible
Murdoch et Germanovich [2006]	Numérique	Poro-élastique	Fracture horizontale plane au sein d'un réservoir à porosité de grain	$\Delta p$	$v$ et $E + 11$ paramètres autres poro-mécaniques	Moyen
ABAQUS®	Numérique (commercial)	Poro-élastique	Libre	$\Delta p$ ou $\vec{q}$	$v$ et $E + 5$ paramètres autres poro-mécaniques	Moyen à long

### 3.2 Sensibilité du *tilt* à la géométrie d'une fracture

Dans le deuxième chapitre, nous avons présenté les données inclinométriques acquises sur le site de Ploemeur et nous avons évoqué le fait qu'elles comprennent la signature des changements de conditions hydrauliques au sein de l'aquifère fracturé. L'une des questions que l'on se pose à partir de ce constat est celle de la sensibilité du *tilt* aux propriétés du réservoirs, notamment sa géométrie.

Ainsi, si l'on introduit un volume d'eau  $\Delta V$  dans une faille de dimensions finies, quelle sera la réponse inclinométrique enregistrée à la surface en fonction (voir figure 3.2) :

1. du pendage  $\alpha$  de la faille ?
2. de la longueur LR de la faille selon la direction de son pendage ?
3. de la longueur LX de la faille selon la direction de son azimuth ?
4. de la profondeur F du toit de la faille ?
5. de la distance horizontale D d'observation du *tilt* le long d'un profil transversal ?

Longuevergne *et al.* [2009] ont déjà montré à l'aide d'un modèle élastique que le *tilt* est sensible principalement au pendage  $\alpha$  d'une faille ainsi qu'à la profondeur de sa racine (LR en quelque sorte). En outre, le paramètre F n'a que très peu d'influence sur l'amplitude du *tilt*, hormis lorsque la fracture n'est pas sub-verticale (inférieur à  $70^\circ$ ) ou lorsque la racine de la faille est profonde (supérieure à 1.5 km sous la surface). Cependant, ces auteurs n'ont pas analysé en détail l'influence de la position de mesure D du *tilt* puisque leur étude considère une station inclinométrique située à une distance fixe du plan de faille et en profondeur. De plus, ils n'ont étudié la sensibilité du *tilt* que d'un seul côté d'une faille. De ce fait, nous proposons ici une étude de sensibilité pour compléter leurs investigations en utilisant le modèle d'Okada [1985]. L'une des vocations de ce type d'analyse est d'établir une stratégie de suivi d'une fracture hydrauliquement active à l'aide d'un réseau d'inclinomètre par exemple. En considérant que l'on injecte un volume fixe  $\Delta V = 100 \text{ m}^3$  dans un plan de faille, et que celui-ci s'ouvre instantanément en mode I de façon à ce que

$$\Delta a = \frac{\Delta V}{LR \times LX} \quad (3.10)$$

avec  $\Delta a$  la variation d'ouverture, nous avons établi une procédure pour calculer systématiquement l'amplitude du signal inclinométrique observé en surface à une distance horizontale D du toit de la fracture, en fonction des paramètres géométriques  $\alpha$ , LR, LX et F

(figure 3.2). On fixe ici le coefficient de Poisson  $\nu$  à 0.25. Il s'agit donc d'une simple exploration de l'espace des paramètres. Notons qu'un volume de  $100 \text{ m}^3$  correspond environ au volume extrait durant un pompage d'une heure à Ploemeur. Ainsi, nous avons délibérément choisi de ne pas rendre adimensionnelle cette étude de sensibilité, afin d'avoir une meilleure représentation des ordres de grandeurs de *tilt* associés à la géométrie du problème.

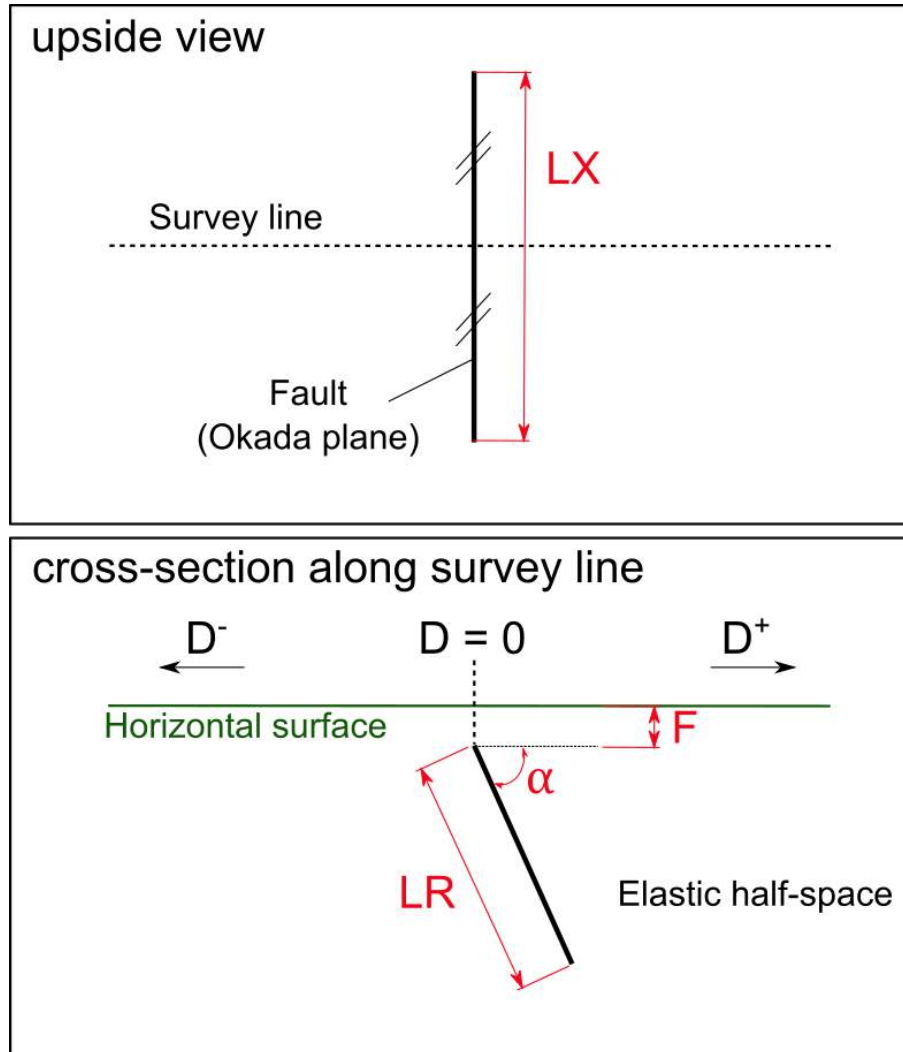


FIGURE 3.2 – Définitions des paramètres géométriques d'une faille incluse dans un demi-espace infini.

En figure 3.3, nous présentons quelques profils de *tilt* typiques pour ce type de configurations. Lorsque la faille est complètement verticale (i.e.  $\alpha = 90^\circ$ ), le profil est toujours symétrique par rapport au point (0;0), quelque soit la valeur des autres paramètres. La symétrie est rompue quand  $\alpha < 90^\circ$ , ce qui change à la fois la localisation et l'amplitude des minima et maxima de *tilt*. Les inclinaisons les plus fortes sont généralement enregistrées dans la frange  $-100 < D < 100 \text{ m}$ . On remarque que moins la racine est profonde, plus les amplitudes maximales de *tilt* sont élevées indépendamment du pendage et de la surface de la faille (en comparant le groupe bleu au groupe rouge, figure 3.3). De manière similaire,

on observe qu'une fracture de faible pendage engendre davantage de déformation qu'une fracture verticale. Cela se comprend par le fait que dans le cas vertical, la direction de déplacement (et donc de contrainte) maximum se retrouve parallèle à la surface. Par conséquent lorsque le pendage dévie de cette situation de verticalité, les déplacements à la surface ne peuvent être qu'accentués à l'aplomb du plan de faille. Le *tilt* étant par définition le gradient du déplacement vertical, il paraît donc cohérent que les amplitudes maximales en soient décuplées pour des charges similaires appliquées à des plans de dislocation ayant un pendage différent de  $90^\circ$ . Par ailleurs, on peut noter qu'à certains endroits du profil il est possible de mesurer des amplitudes de *tilt* du même ordre de grandeur malgré des géométries de fractures bien distinctes. Cela se produit par exemple à  $D = 50$  m (figure 3.3), où toutes les courbes semblent se recouper sauf une. Si l'on cherche à déterminer les propriétés géométriques d'une fracture à l'aide de l'inclinométrie en surface, il faut donc faire attention au positionnement des instruments. C'est notamment en cela que l'étude de sensibilité peut être utile, comme nous allons le décrire ci-après. Enfin, même si cela n'est pas visible sur la figure 3.3, il convient de souligner qu'à 500 m de part et d'autre de la faille l'amplitude du *tilt* atteint quelques nanoradians dans ces conditions. Cela donne une idée de la limite de détectabilité de ce type de signal hydromécanique, étant donnée la précision des instruments à Ploemeur, de l'ordre de 1 nrad pour les inclinomètres longue-base et la géométrie à laquelle on peut s'attendre pour la partie hydrauliquement active de la faille N20.

Notre étude de sensibilité confirme les résultats obtenus par Longuevergne *et al.* [2009] mais met en lumière certaines nuances. Le *tilt* en surface est en effet sensible au pendage  $\alpha$  et la longueur LR de la faille (figures 3.4 et 3.5). Cependant lorsque l'observation se fait loin de cette dernière, la sensibilité à LR tend à être réduite. En revanche, pour  $D \geq 200$  m la sensibilité à LR est en partie conservée si le pendage est faible ( $\alpha < 60^\circ$ , figure 3.4). A l'inverse, lorsque la mesure se fait proche de la faille et du côté « droit » (c'est-à-dire quand  $D > 0$  m), le *tilt* ne devient presque exclusivement sensible à LR et non plus au pendage. De l'autre côté, à « gauche », la mesure est conditionnée de façon intermédiaire au pendage et à LR (figure 3.5).

D'autre part, on constate d'après la figure 3.6 que le *tilt* est globalement insensible à la profondeur F du toit de la faille. Cela est d'autant plus le cas lorsque la mesure se fait du côté droit. Du côté gauche, le *tilt* est complètement insensible à F uniquement pour les fractures très verticales.

L'ensemble de ces résultats sur l'étude de sensibilité révèle que la réponse inclinométrique liée à une mise en charge d'une faille hydrauliquement active peut aider à en contraindre



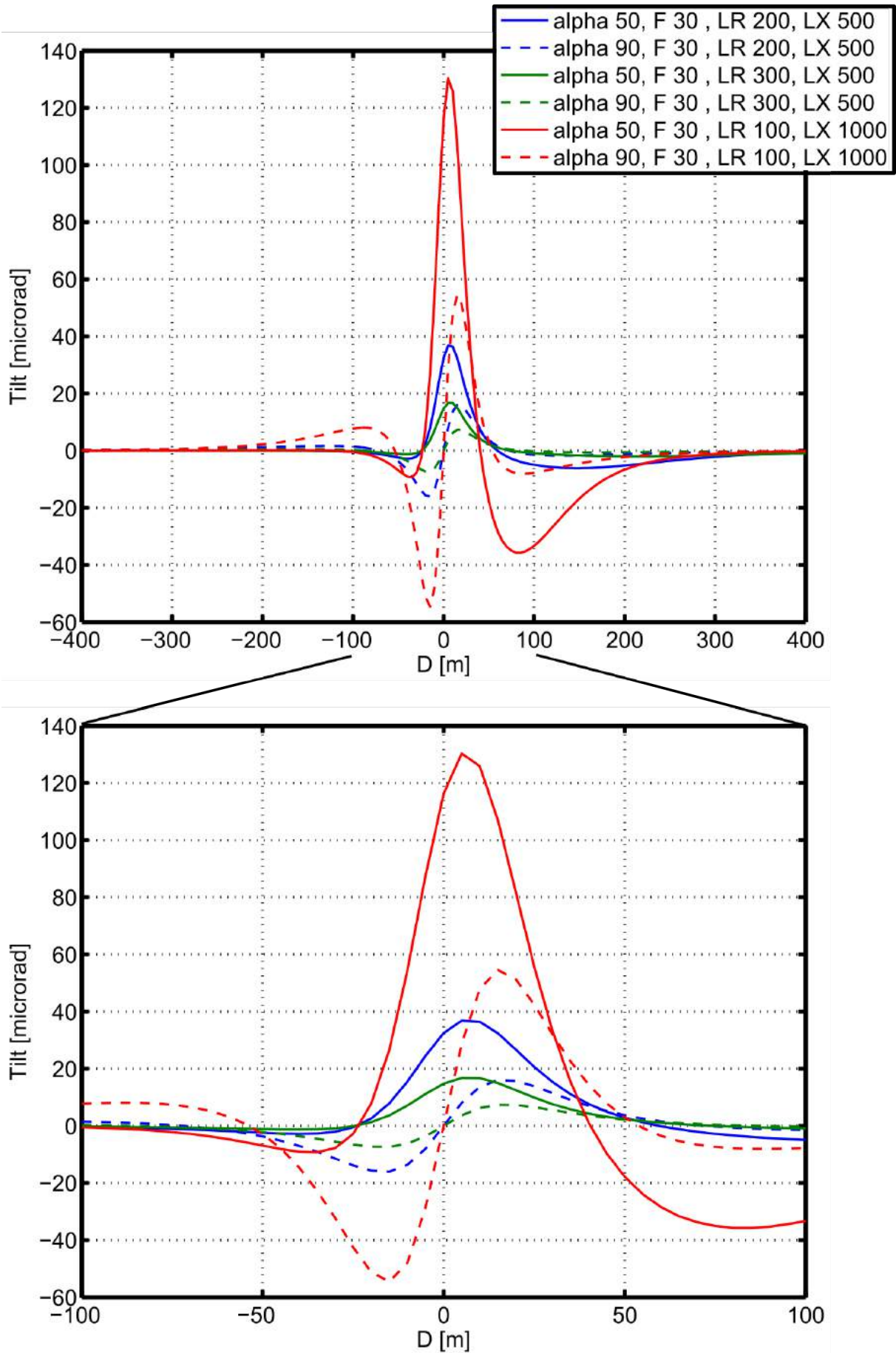


FIGURE 3.3 – Profils de *tilt* engendrés par l'ouverture en mode I de fractures avec des géométries différentes.

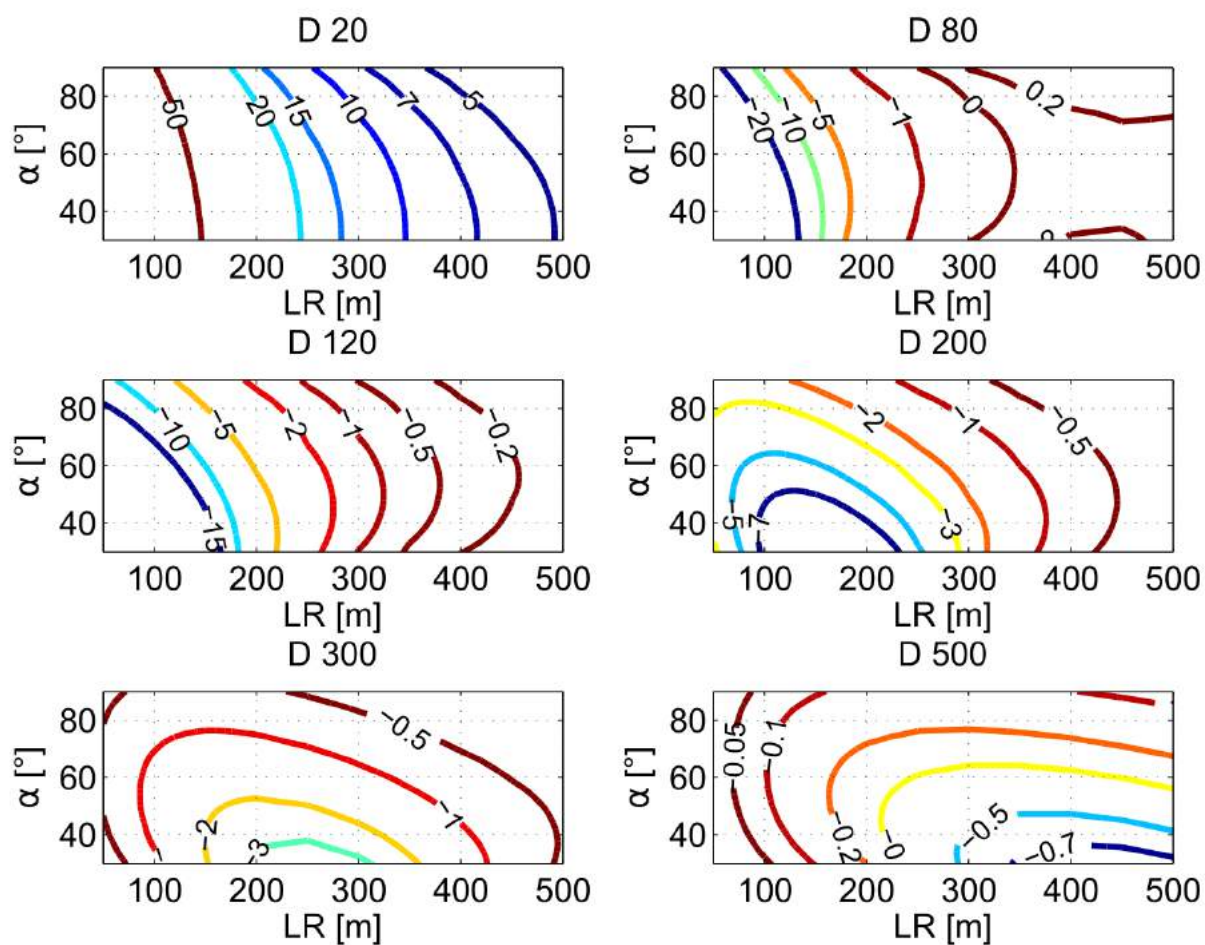


FIGURE 3.4 – Contours de *tilt* ( $\mu\text{rad}$ ) mesurés à différentes distances  $D$  (m) d'un plan de dislocation en fonction de  $\alpha$  et  $LR$  (côté droit). Les paramètres géométriques sont définis en figure 3.2.

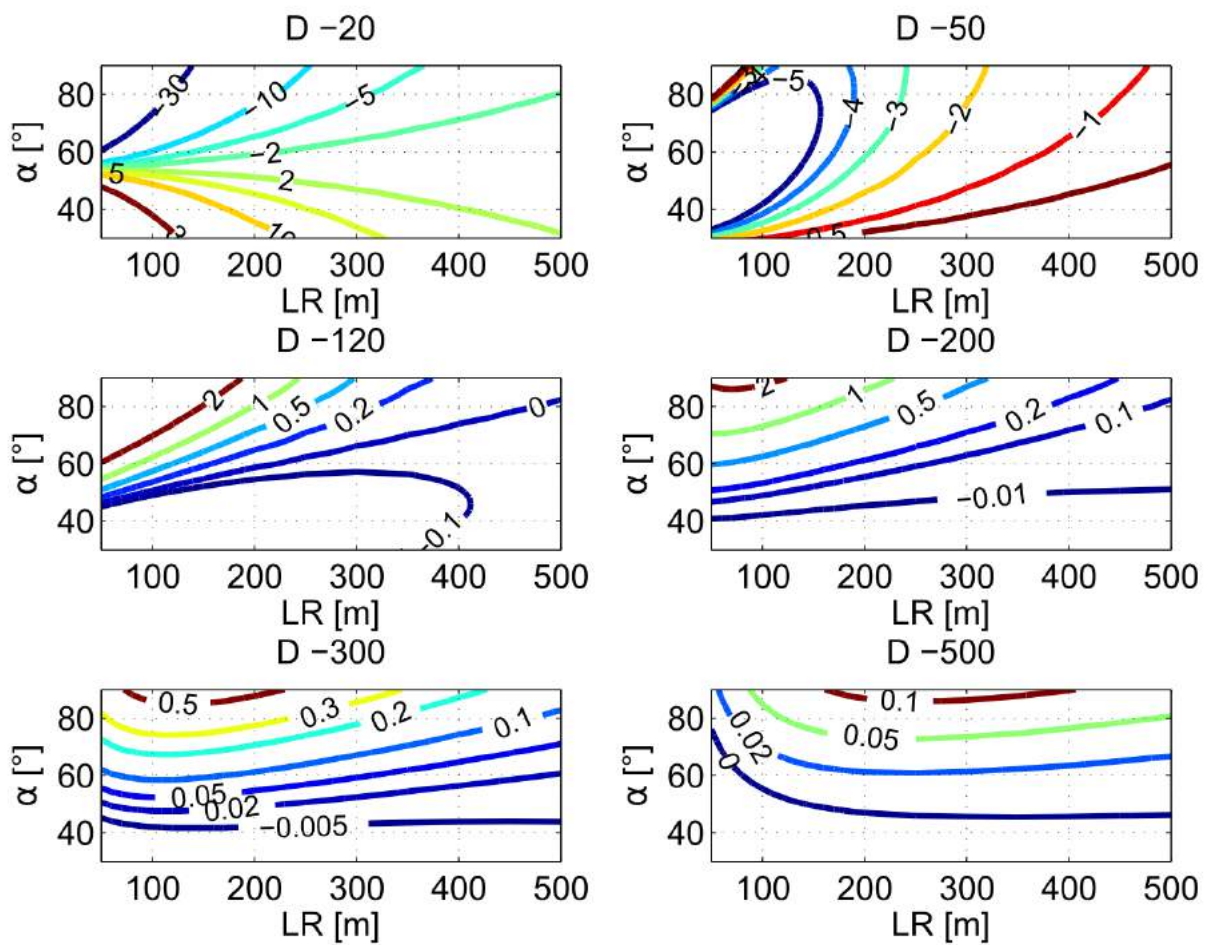


FIGURE 3.5 – Contours de *tilt* ( $\mu\text{rad}$ ) mesurés à différentes distances  $D$  (m) d'un plan de dislocation en fonction de  $\alpha$  et  $LR$  (côté gauche). Les paramètres géométriques sont définis en figure 3.2.

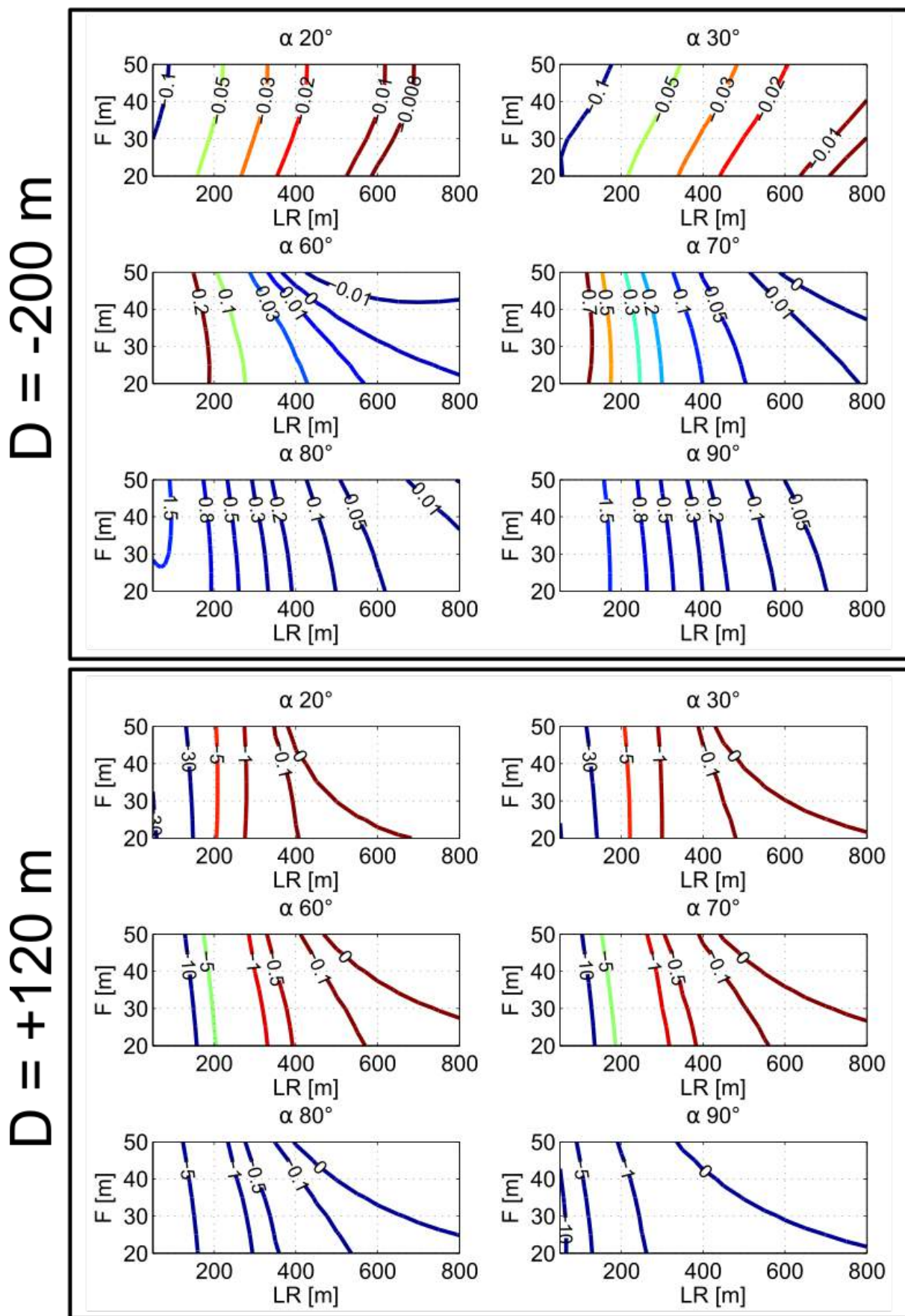


FIGURE 3.6 – Contours de *tilt* mesurés à deux distances d'un plan de dislocation en fonction de F, LR et  $\alpha$ .

la géométrie. Dans un cas simple, il suffirait de deux mesures de *tilt* en surface pour estimer correctement LR et  $\alpha$  : une mesure proche de la faille du côté « droit » (dans la configuration présentée en figure 3.2) et une mesure éloignée du côté gauche. Les inclinomètres longue-base de Ploemeur satisfont relativement bien ce critère, sachant que leur installation a aussi dû se confronter à des questions d'ordre pratique, légale et logistique.

### **3.3 Valorisation du suivi des déformations en surface pour la caractérisation d'un aquifère de socle**

#### **3.3.1 Introduction**

Le travail présenté dans cette partie vise à démontrer l'intérêt qui réside dans l'utilisation des méthodes géodésiques de surface pour caractériser au premier ordre la structure et les propriétés hydrodynamiques d'une zone de faille. L'analyse s'appuie sur les données recueillies au cours d'un arrêt complet des pompes à Ploemeur durant 39h. L'expérience a été suivie en matière de réponse piézométrique, en terme de *tilt* à la station LB1<sup>4</sup> et en terme de déformation verticale grâce à deux campagnes de nivellement optique.

Le coeur de cette partie est formée d'un article publié dans *Geophysical Research Letters* assortie d'une partie annexe « Supporting Information ». Les deux documents sont rassemblés ci-après. Nous exposons ensuite des informations complémentaires quant à l'estimation de l'orientation de la faille sub-verticale de Ploemeur à partir des données inclinométriques de la station LB1.

#### **3.3.2 Article : expérience hydraulique avec suivi géodésique [Schuite et al., 2015]**

---

4. La station LB2 n'existait pas encore.



## RESEARCH LETTER

10.1002/2015GL066387

## Key Points:

- Implementing ground geodetic observations to monitor and characterize heterogeneous reservoirs
- Field-scale fracture properties from a single short-timescale experiment
- High complementarity between local and distributed deformation data to image faulted aquifers

## Supporting Information:

- Text S1 and Figure S1

## Correspondence to:

J. Schuite,  
jonathan.schuite@univ-rennes1.fr

## Citation:

Schuite, J., L. Longuevergne, O. Bour, F. Boudin, S. Durand, and N. Lavenant (2015), Inferring field-scale properties of a fractured aquifer from ground surface deformation during a well test, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2015GL066387.

Received 29 SEP 2015

Accepted 9 DEC 2015

Accepted article online 14 DEC 2015

## Inferring field-scale properties of a fractured aquifer from ground surface deformation during a well test

Jonathan Schuite<sup>1</sup>, Laurent Longuevergne<sup>1</sup>, Olivier Bour<sup>1</sup>, Frédérick Boudin<sup>2</sup>, Stéphane Durand<sup>3</sup>, and Nicolas Lavenant<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Géosciences Rennes, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, Rennes, France, <sup>2</sup>Laboratoire de Géologie, UMR-CNRS 8538, Ecole Normale Supérieure, Paris, France, <sup>3</sup>Laboratoire Géomatique et Foncier (GeF/Cnam), Le Mans, France

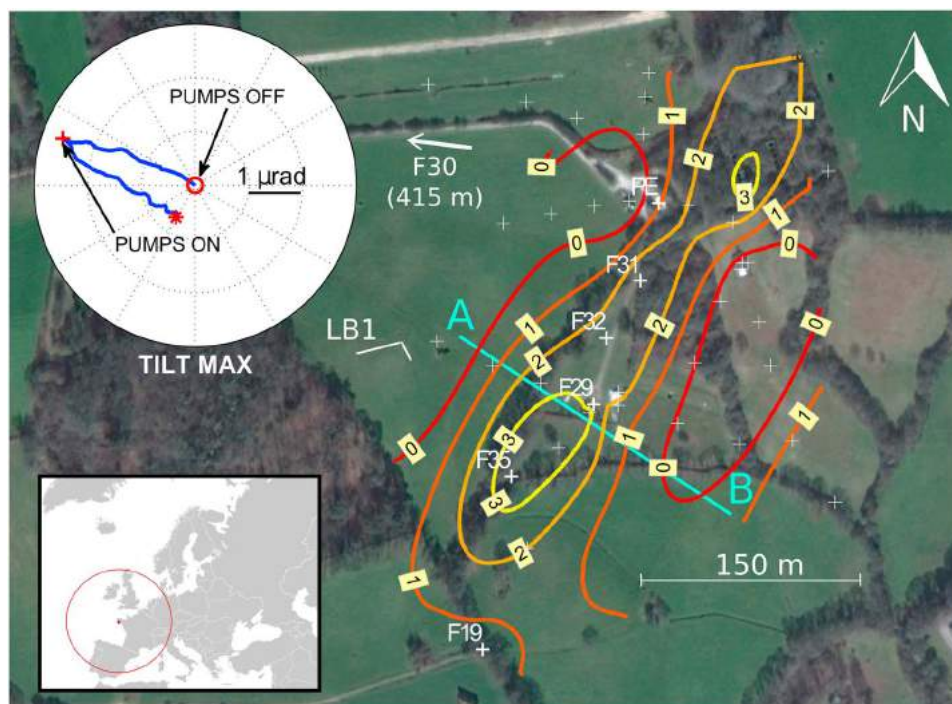
**Abstract** Fractured aquifers which bear valuable water resources are often difficult to characterize with classical hydrogeological tools due to their intrinsic heterogeneities. Here we implement ground surface deformation tools (tiltmeter and optical leveling) to monitor groundwater pressure changes induced by a classical hydraulic test at the Ploemeur observatory. By jointly analyzing complementary time constraining data (tilt) and spatially constraining data (vertical displacement), our results strongly suggest that the use of these surface deformation observations allows for estimating storativity and structural properties (dip, root depth, and lateral extension) of a large hydraulically active fracture, in good agreement with previous studies. Hence, we demonstrate that ground surface deformation is a useful addition to traditional hydrogeological techniques and opens possibilities for characterizing important large-scale properties of fractured aquifers with short-term well tests as a controlled forcing.

### 1. Introduction

Crystalline aquifers can hold valuable water resources. However, the conductive and capacitive features of these reservoirs are faults and fracture networks where groundwater flow is strongly channelized, which makes targeting of productive zones challenging [Bense *et al.*, 2013]. Hence, a sustained and sound exploitation of such water stocks largely depends on the knowledge of the aquifers' structure. Imaging main flow pathways and assessing storage properties in heterogeneous reservoirs is not straightforward but may be obtained from various hydrogeophysical experiments like single- and cross-borehole hydraulic tests [Illman *et al.*, 2009; Le Borgne *et al.*, 2006] or single-hole ground penetrating radar [Dorn *et al.*, 2013], often integrated in sophisticated inversion schemes in 2-D or 3-D [Klepikova *et al.*, 2013; Zhu and Yeh, 2005]. Nonetheless, these methods rely on the presence beforehand of more than one open borehole that intersect connected fractures; they can be invasive (in particular hydraulic tomography methods) and may require the use of pneumatic isolation that is sometimes impossible. More generally, such techniques reach their limits when the scale of investigation goes beyond several tens of meters.

Surface deformation due to fluid pressure variations in geological media has been studied in many ways and with a broad range of geodetic methods. Indeed, coupling fluid dynamics and deformation measurements offer a far-reaching insight of reservoirs' structural and hydromechanical properties under the unifying framework and concepts of poroelasticity [Biot, 1941; Wang, 2000]. For instance, Global Positioning Systems (GPS) or interferometric synthetic aperture radars were proven useful to map surface deformation associated to fluid pressure changes in geological bodies [Beauducel and Cornet, 1999; Bonforte and Guglielmino, 2015; Burbey, 2008; Galloway and Hoffmann, 2007; Moreau and Dauteuil, 2013; Verdon *et al.*, 2013] and to estimate their storage properties [Burbey, 2003]. Nevertheless, these absolute methods can be limiting if deformation signals are inframillimetric, if the aim is to capture phenomena occurring at daily or shorter timescales in stiff media, or if they are located in densely vegetated areas.

In contrast, relative deformation instruments like tiltmeters and strainmeters were introduced in an innovative way to apprehend both short- and long-term subsurface flow phenomena, first in volcanology where the signal is strong due to large inflating cavities [Dzurisin, 2007] and later in hydrogeology thanks to technical improvement of these instruments [Boudin *et al.*, 2008; Hisz *et al.*, 2013]. In particular, much effort has been dedicated into assessing how they can be used to characterize properties of groundwater flow, whether fluxes



**Figure 1.** The Ploemeur experimental field. Lower inset: Geographic location; upper inset: direction of maximum deformation through time recorded at the long baseline tiltmeter station (LB1). This station consists of two nearly orthogonal hydrostatic tiltmeters installed in an underground bunker and attached to the granitic bedrock. The LB1 tiltmeters are here represented by the white stripes. Central image: satellite image and isocontour lines of kriged vertical deformation, given in millimeters. The associated error for vertical displacements varies from 1.0 to 1.5 mm across the field. The smallest errors are located along the A-B profile. All white crosses are the node points where leveling measurements were performed. Many of these points coincide with the location of wells, among which the three pumping wells (PE, F31, and F29) and other monitored wells (F32, F35, and F19). Well F30, located at a few hundreds of meters west from the pumping site, was used as the nonmoving reference point for the least squares adjustment of the optical leveling data.

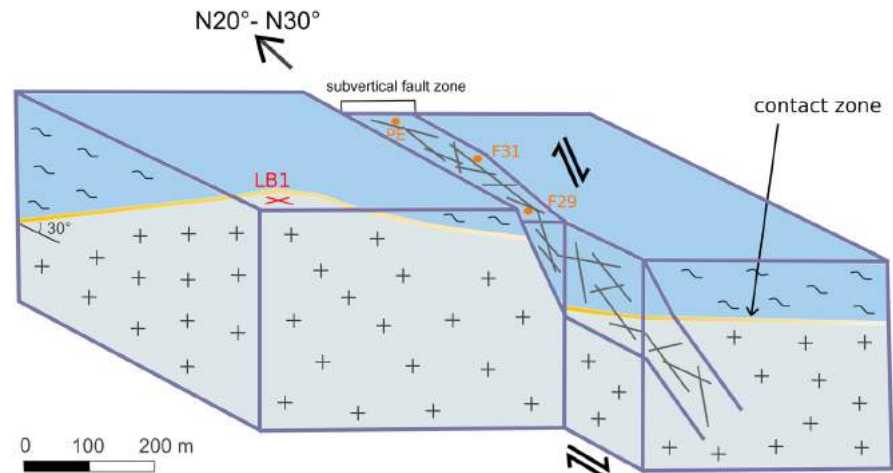
are man driven [Chen *et al.*, 2010; Barbour and Wyatt, 2014; Fabian and Kümpel, 2003] or natural [Braitenberg, 1999; Jähr *et al.*, 2009]. Furthermore, tiltmeters are very efficient when it comes to capture transient responses to subsurface progressive pressure variation, which is a convenient way to spot productive zones without having the need for supplementary boreholes [Vasco *et al.*, 2001]. Longuevergne *et al.* [2009] showed that tilt measurements at the surface are sensitive to the dip and root depth of a pressurized fracture taken as a plane and therefore may provide valuable information on reservoir's structural features. Nonetheless, describing the behavior and properties of large conductive objects buried in stiff media from deformation monitoring at short timescales is an issue that has been rarely tackled in hydrogeology.

In this study, we address the large spatial scale versus short-timescale problem in the field of hydrogeodesy. We present the results of an experiment where we combined two different surface deformation tools to monitor the response of a fractured hard-rock aquifer perturbed by a hydraulic load. By coupling these two geodetic methods, namely, tiltmetry and optical leveling, we show how powerful the use of surface deformation data can be to assess the geometry and storage properties of a major hydraulically active fault, even when the hydraulic perturbation is produced during only a few hours.

## 2. The Ploemeur Site, Experimental Setup, and Data

### 2.1. Study Site

The Ploemeur pumping site and observatory (Figure 1) has been thoroughly studied since the mid-1990s and therefore constitutes an interesting experimental site to design innovative characterization tools and methods. The hydrogeological system emerges from two main tectonic structures (Figure 2): a mylonitized contact zone between a mica-schist unit overlying a granitic rock unit, which dips gently toward the north and an



**Figure 2.** Structural sketch of the Ploemeur aquifer system. Two main conductive structures shape the reservoir: the contact zone between granite (cross) and mica-schist (tilde), and a subvertical normal fault zone with dextral strike-slip component. Modified after *Ruelleu et al.* [2010].

associated dextral-slip normal fault zone with estimated strike around N30°E and dipping more steeply toward the south. Based on structural interpretations and geophysical studies [*Ruelleu et al.*, 2010], it is believed that these structures intercept one another, resulting in a one-of-a-kind crystalline aquifer configuration with an outstanding productivity ( $10^6 \text{ m}^3$  per year since 1991). Indeed, the deeper gently north dipping structure is thought to be responsible for the large extension of the aquifer and allows for draining vast areas where recharge can occur [*Leray et al.*, 2012, 2013]. Conversely, the subvertical fault zone might only drain local areas in the vicinity of its roof, but it plays an important role in the vertical ascension of water fluxes allowing for fairly good withdrawal rates in such a geological context. The three pumping wells are established along this subvertical fracture zone (Figure 2). A confined aquifer model suits best this system based on different hydraulic and geophysical observations [*Jiménez-Martínez et al.*, 2013; *Le Borgne et al.*, 2006; *Leray et al.*, 2012].

## 2.2. Experiment

For the purpose of the experiment, the three pumps were shut down after 8 days of stable withdrawal rates of  $128 \text{ m}^3/\text{h}$  which ensured stationary pressure conditions at the site scale. Then after 39 h of recovery, the three pumps were reengaged one after the other every 2 h, establishing a total extraction rate of  $134 \text{ m}^3/\text{h}$  which was kept for a few days after the experiment. This recovery test was monitored in terms of piezometric head in several boreholes by pressure transducers and in terms of surface deformation by two silica long baseline tiltmeters (LBT).

The specifics of the long baseline tiltmeters can be found in details in the paper by *Boudin et al.* [2008]. A pair of these instruments were installed a few months before the experiment in a shallow underground bunker inherited from the Second World War, providing a sheltered and stable environment essential for acquiring high-quality measurements [*Agnew*, 1986]. The first one is 32.8 m long and is oriented N75°E (WE instrument). The second has been positioned along a N328°E direction (NS instrument) and is 7.75 m long (Figure 1). They were both carefully attached to the granitic bedrock with silica plates and pins, in order to optimize coupling between the instruments and the rock body. This is to ensure that tiltmeters actually measure a deformation signal proper to the rock formation. We sampled tilt data every 30 s. In order to assess our instruments' precision, we analyzed the white noise in their signal and found a standard deviation inferior to  $10^{-9}$  radian which makes our set of LBT outstandingly accurate in agreement with *Boudin et al.* [2008]. Additionally, orthometric height differences were measured using an automatic Leica NA2 optical level, in three leveling loops over 42 node points throughout the site, in order to map the relative vertical deformation that occurred between the initial state (before pumps were turned off) and the maximum pressure state (just before pumps were restarted).

It is noteworthy to indicate that GPS stations, two absolute gravimeters, and several relative gravimeters were also used to monitor the experiment on top of the subvertical fault zone. The gravimetric survey did not detect



any significant mass variation within the substratum, confirming the confined behavior of the aquifer. GPS data are dealt with in a paper by *Moreau and Dauteuil* [2013] and will be discussed along with our results.

### 2.3. Data Processing and Modeling

Tilt time series include the signal generated by earth tides and oceanic tides, which are of no interest in our analysis. Hence, most of the earth tide signal has been filtered out of the tilt series using a suitable tide wave modeling toolbox (T\_TIDE) [*Pawlowicz et al.*, 2002].

Vertical displacement measurements from the optical leveling campaign were adjusted with the least squares method, using point F30, located outside the deformation area, as a reference point with fixed orthometric height. A posteriori accuracy for the adjusted heights varies from 1 to 1.5 mm, depending of their localization in the network. Kriging is used for spatial interpolation.

As for the modeling of the deformation data, we aimed at keeping a rather uncomplicated description of the system, firstly, to highlight the value of ground surface deformation methods for characterizing an idealized fractured aquifer during short experiments and secondly, to avoid numerical modeling techniques that entail the full poromechanical coupling but require more computer power, finer definitions for boundary conditions and detailed a priori knowledge about the system (Young's modulus, permeability, porosity, etc.) that we might lack. Assuming that the hydraulic loading occurs mainly in the subvertical fault zone and that pure elastic effects dominate on deformation processes at field scale, we used a simple model built from *Okada's* analytical solution in order to analyze transient maximum tilt response and net vertical displacement [*Okada*, 1985]. By "maximum tilt," we mean the tilt measured perpendicularly to the fault zone (i.e., N30°). The original model of *Okada* gives an exact solution of surface deformation caused by the tensile dislocation of a rectangular plane in a homogeneous elastic half-space, taking into account four geometrical parameters (plane upper edge's depth  $F$ , width  $LX$ , length  $LR$ , and dip  $\alpha$ ) and one mechanical parameter (Poisson's ratio). Employing this framework which is commonly used in volcanology (see, for instance, *Bonaccorso* [1998] and *Bonforte and Guglielmino* [2015]), we developed and applied a straightforward routine to investigate the set of geometrical and hydromechanical parameters that explains best our data. In order to do so, we implemented the original *Okada* model in a procedure that suited our needs. For detailed information about our *Okada*-based model, the reader is referred to the supporting information Text S1.

Note that the above hypothesis might indeed be more valid when analyzing the early stage of the experiment, considering the high transmissivity ratio between the fault zone and surrounding media (about  $10^2$  to  $10^3$ , see *Le Borgne et al.* [2006]). Consequently, we chose to model the transient tilt only for the first hour of the test in order to keep a coherent quality between high-precision data and simulated response. On the other hand, we simply modeled vertical displacements according to the final state of piezometric head after 39 h, even if the elastic hypothesis is more questionable. Discarding pressure diffusion in the secondary fracture network and rock matrix for late times signifies that we ignore poroelastic deformation [*Wang*, 2000]. Hence, with an elastic deformation model we expect to overestimate vertical displacements at the end of the experiment. We suppose that this effect is not critical to interpret leveling data which are, although informative, less accurate than tilt.

We used a simple Monte Carlo sampling of a million iterations to estimate both geometrical parameters of the fault zone (dip  $\alpha$ , root length  $LR$ , and lateral extension  $LX$ ) and its storativity ( $S$ ) from ground surface deformation and piezometric measurements (see supporting information Text S1). Table 1 provides a summary of all parameters with explored ranges or fixed values, corresponding to what we know or expect for our system based on available data and previous studies.

We assessed each forward model's efficiency by computing the root-mean-square error (RMSE). A model was considered acceptable (i.e., was not rejected) if and only if (1) RMSE for tilt was below  $0.005 \mu\text{rad}$  (5 times the noise level) and (2) RMSE for vertical deformation was below 1.5 mm (maximum measurement error obtained across the field). Thus, we choose to use a higher constraint of the model by tilt data rather than by vertical displacement data because of the higher uncertainty associated to the latter, as discussed earlier. In other words, we impose that each acceptable model matches the transient tilt data closely but we use vertical displacement data only as a safeguard: we verify that when the consistency with tilt observation is achieved for a given forward model, it also honors the order of magnitude—and overall shape—of the observed deformation profile along A-B.

**Table 1.** Parameter Values or Ranges Used to Run the Okada-Based Model and Parameter Values for Accepted Models (With Root-Mean-Square Error (RMSE) Over Tilt Data Inferior to 5 nrad and RMSE for Vertical Displacement Profile Lower Than 1.5 mm) and for the Best Fitting Model for Tilt T1

Parameter	Description	Range Tested or Value	Accepted Models Average (Std <sup>a</sup> )	T1
$\alpha$ (deg)	Fault plane dip angle	[45; 90]	54.4 (5.2)	50.6
$LR$ (m)	Fault plane length in dip direction	[30; 1000]	83 (34)	51
$LX$ (m)	Fault plane final length in strike direction	[100; 1000]	715 (144)	704
$S$	Fault zone's storativity	$[5 \times 10^{-5}; 5 \times 10^{-3}]^b$	$8.1 \times 10^{-4}$ ( $2.4 \times 10^{-4}$ )	$7.3 \times 10^{-4}$
$F$ (m)	Thickness of confining layer	30 <sup>c</sup>		
$W$ (m)	Fault zone's width	50		
$\nu$	Poisson's ratio	0.27 <sup>d</sup>		

<sup>a</sup>Standard deviation.

<sup>b</sup>Embraces widely the range found by *Le Borgne et al.* [2006] for long-term pumping tests across the field.

<sup>c</sup>Mean thickness of weathered layer observed in boreholes across the field.

<sup>d</sup>Estimated from borehole seismic experiments.

### 3. Results and Discussion

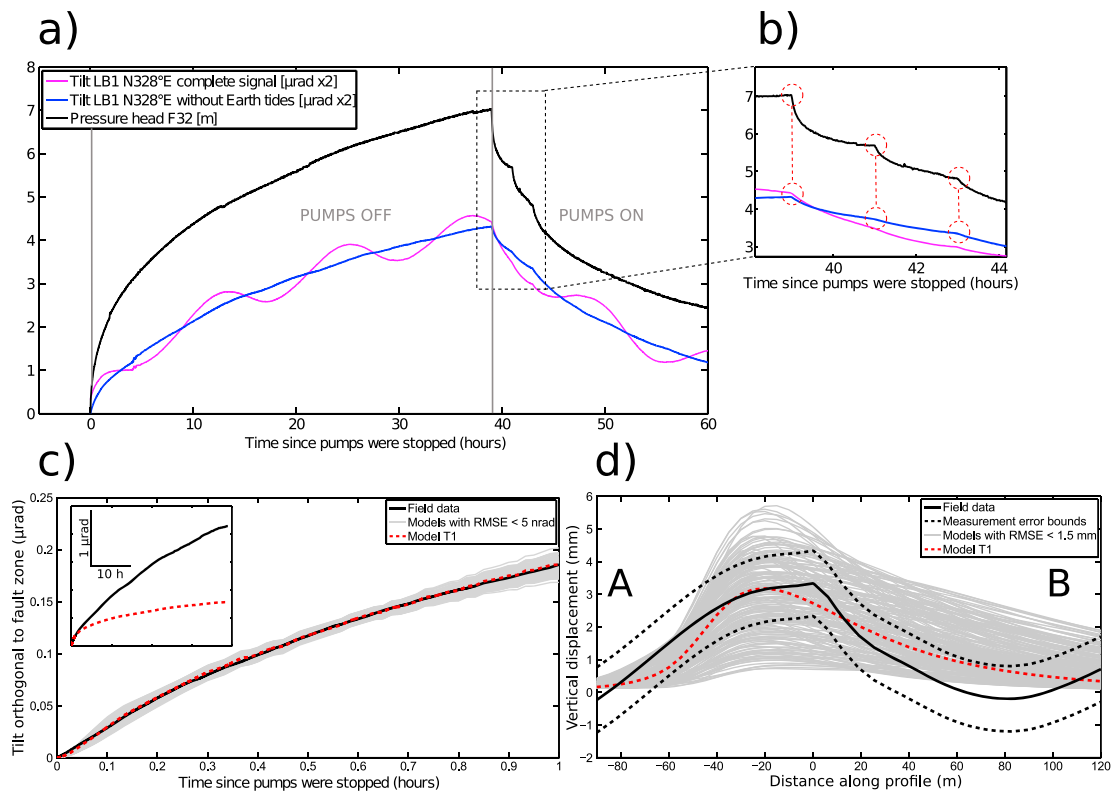
#### 3.1. Ground Surface Deformation

Figure 3a displays the time response of both piezometric head in F32 and surface tilt during the experiment. As a convention, we set that tilt is increasing toward the north and the west. The two long baseline tiltmeters react both almost instantaneously to pressure changes in the fracture, and tilt deformation is strongly correlated to the transient pattern of pressure head. Even the three step reengagement of the pumps is clearly captured by tilt records (Figure 3b).

Having a nearly orthogonal pair of tiltmeters at LB1 station enables us to follow the direction of the deformation plane formed by the instruments' bases. The evolution in time of this deformation plane can be appreciated through the successive coordinates of its normal vector. Displaying this vector's spherical coordinates in a polar diagram (Figure 1), we observe that deformation at station LB1 follows a direction orthogonal to—and away from—the subvertical fault zone, as pressure increases in the fracture right after pumps are stopped. In other words, immediately after the hydraulic perturbation is initiated, LB1 station as a whole is forced to tilt away from a location in between boreholes F35 and F29, whereas pumping wells are all located northwards from that position. This is coherent with the physical understanding we have of a such a system: when pressure increases in the fracture, its walls experience a slight normal displacement, and therefore, vertical displacement at the surface has a maximum variation in a direction perpendicular to the fault's strike and minimal along it. As tiltmeters measure a local gradient of vertical displacement, this phenomenon is plainly perceived at station LB1.

A couple of hours later, the tilt shifts slightly more toward the west, possibly revealing that the pressure front extends preferentially toward the north and/or affects other compartments such as the low dip contact zone (Figure 1). Throughout the experiment, the total loading corresponding to a 7 m drawdown in F32 caused a total tilt of about 2.6  $\mu$ rad at LB1 station, which is located at approximately 120 m from the fault zone. Besides, when pumping restarts, LB1 is tilting back toward the fracture but clearly follows a different path. Hence, this underscores the high sensitivity of tilt to both pressure and structural features. The form and amplitude of the transient tilt records demonstrate the potential for these instruments to monitor hydraulic processes, and the directional information integrated in a dual tilt station shows their potential to discern the geometry of heterogeneous media. Furthermore, tilt measurements are also capable of distinguishing complex nonlinear mechanical behaviors in the functioning of this aquifer under cycles of pressure loading and unloading (hysteresis).

The contour lines of total vertical displacement obtained from the optical leveling method show an elongated uplift shape along the damaged zone (Figure 1), with a 1 to 3 mm amplitude in agreement with GPS data [Moreau and Dautheil, 2013]. These complementary measurements allow for mapping the major hydraulic discontinuity and estimate its strike orientation ( $\approx$  N30°E), which correlates well with those inferred from tilt measurements. These observations also confirm that the subvertical fault, when pressurized, is responsible



**Figure 3.** (a) Tilt data of the N328°E LB1 instrument and relative pressure head data from borehole F32 throughout the experiment ( $t=0$  corresponds to the moment when pumps are stopped). Tilt data is exaggerated by a factor 2. (b) Enlargement of the period when stepwise reengagement of the three pumps occurs; ground surface deformation data and Okada-based modeling results (accepted models are those satisfying the following criteria: RMSE tilt  $< 5$  nrad and RMSE vertical displacement  $< 1.5$  mm); (c) maximum tilt versus time and (d) vertical deformation along A-B profile at the end of the experiment (profile on Figure 1). The forward model T1 is the one that reproduces best tilt data.

for most of the recorded deformation signal. Consequently, this supported the choice of adopting a model taking only into account elastic deformation due to a single fault plane.

### 3.2. Modeling Results

We found that only 0.02% of the initial 1 million parameter sets tested with our Okada-based model were not rejected given the criteria mentioned above (cf. section 2.3). The accepted forward models fit deformation data very well given the simplicity and assumptions inherent to our modeling framework (Figures 3c and 3d). Transient tilt data are especially well described by all accepted models during the first hour. Conversely, the overall shape of the vertical displacement profile is not optimally reproduced by most of these models, in particular for the convex part between 50 and 120 m, which is most likely due to local heterogeneity effects that are completely discarded in the model. Nevertheless, most modeled A-B profiles give a good order of magnitude of vertical displacement which is already satisfactory given the low signal-to-noise ratio we expect as regards optical leveling methods for such small amplitudes of deformation. In other words, even if we put more confidence into our tilt measurements and even if we force the forward models to match them quite closely, using vertical displacement data as a complementary constraint is very helpful to discriminate models that may well satisfy tilt observations but provide implausible amplitude and spatial distribution of the pressure induced uplift of ground surface. Hence, the valuable complementarity between the two geodetic methods arises especially because of the interplay of a strong time constraining measurement (tilt) and a more spatially constraining measurement (leveling). In this particular case where continuous data from a very accurate geodetic instrument are collected locally during a short-lasting hydraulic experiment, a less precise but spatially informative geodetic method is still of high interest when it comes to seize the field-scale behavior of a fractured reservoir. In addition, we observe that the best fitting model for tilt (model T1) captures reasonably well the vertical deformation profile and falls within its measurement error bounds, supporting the reliability of the data inversion results. For late times, note that the modeled tilt is largely underestimated which confirms

that the pure elastic deformation framework becomes unsatisfactory to describe the mechanical behavior of the system (inset in Figure 3c).

Looking at the associated parameter sets (not shown here), we noticed that models with a deep fault root ( $LR > 150$  m) and high dip angle ( $\alpha > 70^\circ$ ) were systematically rejected. There is only little complementary information on the structure of this aquifer system that could help us compare our inversion results. From a geological perspective, the subvertical fault zone has a normal component, and therefore, we could expect it to dip around  $60^\circ$  which makes our calculated dip a fair estimate. The inferred active depth is more difficult to validate, but this highlights the value of deformation methods to characterize fractured media. The model T1 is obtained for a relatively shallow fault root ( $LR = 51$  m which means that the fault is hydraulically active until  $\sim 70$  m under ground surface) and low dip angle ( $\alpha = 51^\circ$ ), Table 1. Note that the computed fault opening for T1 is 1.7 mm after 1 h and 7.5 mm after 39 h.

Furthermore, the modeling results suggest that the hydromechanically reacting part of the fault has an extent of about 700 m within the first hour of the recovery test (Table 1). Although this might be an overestimation due to simplifications in the modeling procedure (namely, we suppose that the pressure is uniformly applied on the fracture's walls), we can be confident in the order of magnitude because (1) we observe the first draw-down decrease in F19 about 35 min after pumps were stopped (at about 230 m SW from F32, Figure 1) and (2) by looking at the NE-SW elongation of vertical deformation map over the whole test, we infer that the reactive part of the fault stretches out at least 500 m (Figure 1). Finally, the accepted range of storativity (Table 1), from  $3.4 \times 10^{-4}$  to  $1.4 \times 10^{-3}$ , is equivalent to the one obtained from hydraulic tests [Le Borgne *et al.*, 2006]. Similarly, we estimated transmissivity from the diffusion length  $LX$ ,  $T = 7.7 \pm 4 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s, which is slightly overestimated in the same way as  $LX$ .

Undoubtedly, our results carry an uncertainty which is inherent to the modeling procedure (simplification of geometry, homogeneous media assumption, pressure distribution on fracture walls, etc.). However, even under all these simplistic assumptions, we are able to propose an ensemble of possible models which offer a consistent and valuable first-order description of the reservoir. In any case, regardless of the modeling results, the raw data are already sufficiently informative in order to capture the active fracture's extension and orientation. Therefore, ground surface deformation methods may be a good alternative to conventional hydraulic testing methods in heterogeneous reservoirs when it comes to determining their geometrical and hydromechanical properties.

#### 4. Conclusion

We presented the results of a hydraulic recovery test monitored in terms of ground surface deformation, through optical leveling and high-precision continuous tilt measurements. We show that temporal deformation data at short timescales, typically during well tests, clearly encompass information about a fractured aquifer's field-scale geometry and hydromechanical functioning. The complementarity between these two geodetic measurements enables the characterization of a hydraulically active fault zone during a short-timescale experiment. Assuming a pure elastic behavior and using a simple analytical modeling framework, we demonstrated that ground surface deformation data show great potential for constraining geometrical and storage properties of a main subvertical fault zone.

Future work should include a more detailed investigation of such a system's poroelastic response to short-term pressure loading, in order to assess whether ground surface deformation tools can be good complementary or self-sufficient tools in fault zone hydrology, especially for storage and hydraulic diffusivity estimations, as done analogously by Barbour and Wyatt [2014] from borehole strain data.

#### References

- Agnew, D. C. (1986), Strainmeters and tiltmeters, *Rev. Geophys.*, 24(3), 579–624.
- Barbour, A. J., and F. K. Wyatt (2014), Modeling strain and pore pressure associated with fluid extraction: The Pathfinder Ranch experiment, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 5254–5273, doi:10.1002/2014JB011169.
- Beauducel, F., and F. Cornet (1999), Collection and three-dimensional modeling of GPS and tilt data at Merapi volcano, Java, *J. Geophys. Res.*, 104(B1), 725–736.
- Bense, V. F., T. Gleeson, S. E. Loveless, O. Bour, and J. Scibek (2013), Fault zone hydrogeology, *Earth Sci. Rev.*, 127, 171–192.
- Biot, M. A. (1941), General theory of three-dimensional consolidation, *J. App. Phys.*, 12(2), 155–164.
- Bonaccorso, A. (1998), Evidence of a dyke-sheet intrusion at Stromboli Volcano inferred through continuous tilt, *Geophys. Res. Lett.*, 25(22), 4225–4228.

#### Acknowledgments

This work is part of the French CRITEX project (Critical Zone Exploration Network), the ANR Hydrogeodesy project, and the ORE H+ observatory network from which it has been supported. J. Schuite's PhD thesis is partly funded by the Brittany Region. F. Beauducel from IPGP (Paris, France) is warmly acknowledged for his MATLAB code of Okada's model as well as for his helpful discussion. Tilt data are available upon request at <http://hplus.ore.fr/>. We warmly thank the Editor, M. Bayani Cardenas, as well as two anonymous reviewers for the thorough attention they granted to the critical reading of our paper which helped us improve its quality.

- Bonforte, A., and F. Guglielmino (2015), Very shallow dyke intrusion and potential slope failure imaged by ground deformation: The 28 December 2014 eruption on Mount Etna, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 2727–2733, doi:10.1002/2015GL063462.
- Boudin, F., P. Bernard, L. Longuevergne, N. Florsch, C. Larmat, C. Courteille, P.-A. Blum, T. Vincent, and M. Kammentaler (2008), A silica long base tiltmeter with high stability and resolution, *Rev. Sci. Instrum.*, *79*(3), 34502, doi:10.1063/1.2829989.
- Braitenberg, C. (1999), The hydrologic induced strain-tilt signal: A review, *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, *131*, 10,171–10,181.
- Burbey, T. J. (2003), Use of time-subsidence data during pumping to characterize specific storage and hydraulic conductivity of semi-confining units, *J. Hydrol.*, *281*, 3–22.
- Burbey, T. J. (2008), The influence of geologic structures on deformation due to ground water withdrawal, *Ground Water*, *46*(2), 202–211.
- Chen, H. C., H.-J. Kumpel, and C. M. Krawczyk (2010), Field layout of a tiltmeter array to monitor micro-deformation induced by pumping through a horizontal collector well, *Near Surf. Geophys.*, *8*, 321–330.
- Dorn, C., N. Linde, T. Le Borgne, O. Bour, and J.-R. de Dreuzy (2013), Conditioning of stochastic 3-D fracture networks to hydrological and geophysical data, *Adv. Water Resour.*, *62*, 79–89.
- Dzurisin, D. (2007), *Volcano Deformation: Geodetic Monitoring Techniques*, Springer-Praxis books in Geophys. Sci., Chichester, U. K.
- Fabian, M., and H.-J. Kumpel (2003), Poroelasticity: Observations of anomalous near surface tilt induced by ground water pumping, *J. Hydrol.*, *281*, 187–205.
- Galloway, D. L., and J. Hoffmann (2007), The application of satellite differential SAR interferometry-derived ground displacements in hydrogeology, *Hydrogeol. J.*, *15*(1), 133–154.
- Hisz, D. B., J. C. Murdoch, and L. N. Germanovich (2013), A portable borehole extensometer and tiltmeter for characterizing aquifers, *Water Resour. Res.*, *49*, 7900–7910, doi:10.1002/wrcr.20500.
- Illman, W. A., X. Liu, S. Takeuchi, T.-C. J. Yeh, K. Ando, and H. Saegusa (2009), Hydraulic tomography in fractured granite: Mizunami Underground Research site, Japan, *Water Resour. Res.*, *45*, W01406, doi:10.1029/2007WR006715.
- Jahr, T., G. Jentzsch, and L. Weise (2009), Natural and man-made induced hydrological signals detected by high resolution tilt observations at the Geodynamic Observatory Moxa/Germany, *J. Geodyn.*, *48*, 126–131.
- Jiménez-Martínez, J., L. Longuevergne, T. Le Borgne, P. Davy, A. Russian, and O. Bour (2013), Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: Insights from a frequency domain analysis, *Water Resour. Res.*, *49*, 3007–3023, doi:10.1002/wrcr.20260.
- Klepikova, M. V., T. Le Borgne, O. Bour, and J.-R. de Dreuzy (2013), Inverse modeling of flow tomography experiments in fractured media, *Water Resour. Res.*, *49*, 7255–7265, doi:10.1002/2013WR013722.
- Le Borgne, T., O. Bour, J.-R. de Dreuzy, P. Davy, and F. Touchard (2004), Equivalent mean flow models for fractured aquifers: Insights from a pumping tests scaling interpretation, *Water Resour. Res.*, *40*, W03512, doi:10.1029/2003WR002436.
- Le Borgne, T., O. Bour, F. L. Paillet, and J.-P. Caudal (2006), Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *J. Hydrol.*, *328*, 347–359.
- Leray, S., J.-R. de Dreuzy, O. Bour, T. Labasque, and L. Aquilina (2012), Contribution of age data to the characterization of complex aquifers, *J. Hydrol.*, *464-465*, 54–68.
- Leray, S., J.-R. de Dreuzy, O. Bour, and E. Bresciani (2013), Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks, *J. Hydrol.*, *481*, 64–75.
- Longuevergne, L., N. Florsch, F. Boudin, L. Oudin, and C. Camerlynck (2009), Tilt and strain deformation induced by hydrologically active natural fractures: Application to the tiltmeters installed in Sainte-Croix-aux-Mines observatory (France), *Geophys. J. Int.*, *178*, 667–677.
- Moreau, F., and O. Dauteuil (2013), Geodetic tools for hydrogeological surveys: 3D-displacements above a fractured aquifer from GPS time series, *Eng. Geol.*, *152*, 1–9.
- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *75*(4), 1135–1154.
- Pawlowicz, F., B. Beardsley, and S. Lentz (2002), Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE, *Comput. Geosci.*, *28*, 929–937.
- Ruelleu, S., F. Moreau, O. Bour, D. Gapais, and G. Martelet (2010), Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France), *J. App. Geophys.*, *70*, 161–168.
- Vasco, D. W., K. Karasaki, and K. Kishida (2001), A coupled inversion of pressure and surface displacement, *Water Resour. Res.*, *37*(12), 3071–3089.
- Verdon, J. P., J.-M. Kendall, A. L. Stork, R. A. Chadwick, D. J. White, and R. C. Bissell (2013), Comparison of geomechanical deformation induced by megatonne-scale CO<sub>2</sub> storage at Sleipner, Weyburn, and In Salah, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, *110*(30), E2762–E2771.
- Wang, H. F. (2000), *Theory of Linear Poroelasticity With Applications to Geomechanics and Hydrogeology*, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.
- Zhu, J., and T.-C. J. Yeh (2005), Characterization of aquifer heterogeneity using transient hydraulic tomography, *Water Resour. Res.*, *41*, W07028, doi:10.1029/2004WR003790.

# Supporting Information for ”Inferring field-scale properties of a fractured aquifer from ground surface deformation during a well test”

Jonathan Schuite<sup>1</sup>, Laurent Longuevergne<sup>1</sup>, Olivier Bour<sup>1</sup>, Frédéric

Boudin<sup>2</sup>, Stéphane Durand<sup>3</sup> and Nicolas Lavenant<sup>1</sup>

## Contents of this file

1. Text S1: Detailed information about the Okada-based model used in the study.
2. Figure S1: Diagrams illustrating the Okada-based model used in this study.

---

Corresponding author: J. Schuite, Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, France.  
(jonathan.schuite@univ-rennes1.fr)

<sup>1</sup>Géosciences Rennes, UMR-CNRS 6118,  
Université de Rennes 1, France.

<sup>2</sup>Laboratoire de Géologie, UMR-CNRS  
8538, Ecole Normale Supérieure, Paris,  
France.

<sup>3</sup>Laboratoire Géomatique et Foncier  
(GeF/Cnam), ED 4630, Le Mans, France.

## 1 **Introduction**

2 This supporting information presents the specifics of the elastic deformation model used  
3 in our study.

### 4 **Text S1: Okada-based modeling strategy**

5 Several studies address the problem of displacement fields generated by the dislocation  
6 of a dipping fracture buried in a homogeneous elastic half-space [*Davis*, 1983; *Okada*,  
7 1985, 1992]. *Okada* [1985] provides a complete derivation for the analysis of vertical  
8 displacement and tilts observed at the surface from the tensile dislocation of a buried  
9 rectangular plane. The parameters of his analytical solutions are the fracture's upper  
10 edge depth  $F$ , length along strike direction  $LX$ , length in dip direction  $LR$ , dip  $\alpha$  and  
11 Poisson's ratio of the elastic medium  $\nu$ .

12 We used the original analytical solution of *Okada* [1985] in a specific manner in order to  
13 model ground surface deformation associated to a pressurized fracture plane embedded in  
14 a confined aquifer. In the routine, transient surface tilt is modeled from the progressive  
15 opening and lateral growth of two buried dislocation planes. The first one (P1, in red,  
16 fig. S1) mimics the elastic deformation produced by a volumetric increase of the entire sub-  
17 vertical fault zone and lateral pressure propagation during the forced hydraulic loading.  
18 The second one (P2, in blue, fig. S1) mirrors the effect of pressure loading that we would  
19 expect to be applied upwards from the fracture top and against the confining unit of  
20 Ploemeur's aquifer (hence, this plane is horizontal). We mean by "confining unit", the  
21 weathered layer of a few tenths of meters that overlies the fractured granite and mica schist  
22 units and play the role of an upper hydraulic barrier for pressure propagation (fig. S1 c).

23 The superimposition of two buried planes is needed to actually produce a ground uplift  
24 above the fracture's roof, which is not the case if we only take into account a single plane  
25 representing the dipping fault, unless it is sub-horizontal. Optical leveling data confirm  
26 that there is an uplift during the experiment and we attributed this effect to the pressure  
27 applied onto the confining body just above the fault's roof.

28 Under short-term transient conditions we discard the flow and associated deformation  
29 of the sub-horizontal contact zone which is therefore not taken into account in the model.  
30 Hence, two Okada solutions are superimposed and this allows for a more realistic but  
31 still simple representation of pressure conditions in this fractured groundwater system,  
32 despite the fact we transgress the homogeneous half-space assumption. In fact, to our  
33 knowledge there is no study in the literature dealing with the relevance of Okada sources  
34 summations. It is far beyond the scope of this study to treat this problem, however *Pascal*  
35 *et al.* [2014] reported that a point source superposed to a dislocation plane gave results  
36 in terms of surface displacement fairly consistent with similar finite-element numerical  
37 models (less than 5 % discrepancy) regardless distance between sources. Even if this test  
38 does not exactly match our case, we do superimpose two sources in a elastic half-space  
39 and expect our model to produce results with, at least, a realistic order of magnitude.

40 The lateral growth and opening of the buried fracture follows a temporal evolution  
41 which is typical of pressure diffusion in porous media; that is to say in the form of  $\sqrt{t}$   
42 where  $t$  is time. Therefore, the lateral extents  $LX_c(t)$  of the planes P1 and P2 are forced  
43 to evolve from an initial value  $LX_{min}$  to a threshold value at the end of the studied period  
44 ( $t = t_{max}$ ), i.e.  $LX = LX_c(t_{max})$ , as described by the equation



$$LX_c(t) = \sqrt{LX_{min}^2 + \frac{(LX^2 - LX_{min}^2)t}{t_{max}}} \quad (1)$$

45 In addition to Okada's five original input parameters, we introduced three more: the  
 46 width  $W$  of P2 (corresponding to the width of the confining layer influenced by the  
 47 upright pressure change), the proportion  $\delta = 0.90$  of total load/opening applied into  
 48 the fracture zone P1 (the remaining  $1 - \delta$  being applied to the roof P2) and finally the  
 49 storativity  $S$  described above. For each time step the amplitude of dislocation, which  
 50 is the displacement between the walls of each plane, is determined from an incremental  
 51 water volume that is stored in the fault zone since pumps were shut down. This volume  
 52  $\Delta V(t)$  is defined as:

$$\Delta V(t) = \Delta h_{F32}(t) \times A \times S \quad (2)$$

53 where  $\Delta h_{F32}(t)$  stands for pressure head in borehole F32 and  $S$  is the fault zone's stora-  
 54 tivity.  $A$  is the fault zone's area projected on a horizontal plane. Hence, the amplitude of  
 55 tensile dislocation  $\Delta\Omega_1$  and  $\Delta\Omega_2$  which represent the opening of P1 and P2 respectively  
 56 at each time step are given by:

$$\Delta\Omega_1(t) = \frac{\delta \times \Delta V(t)}{LX_c(t) \times LR} \quad (3)$$

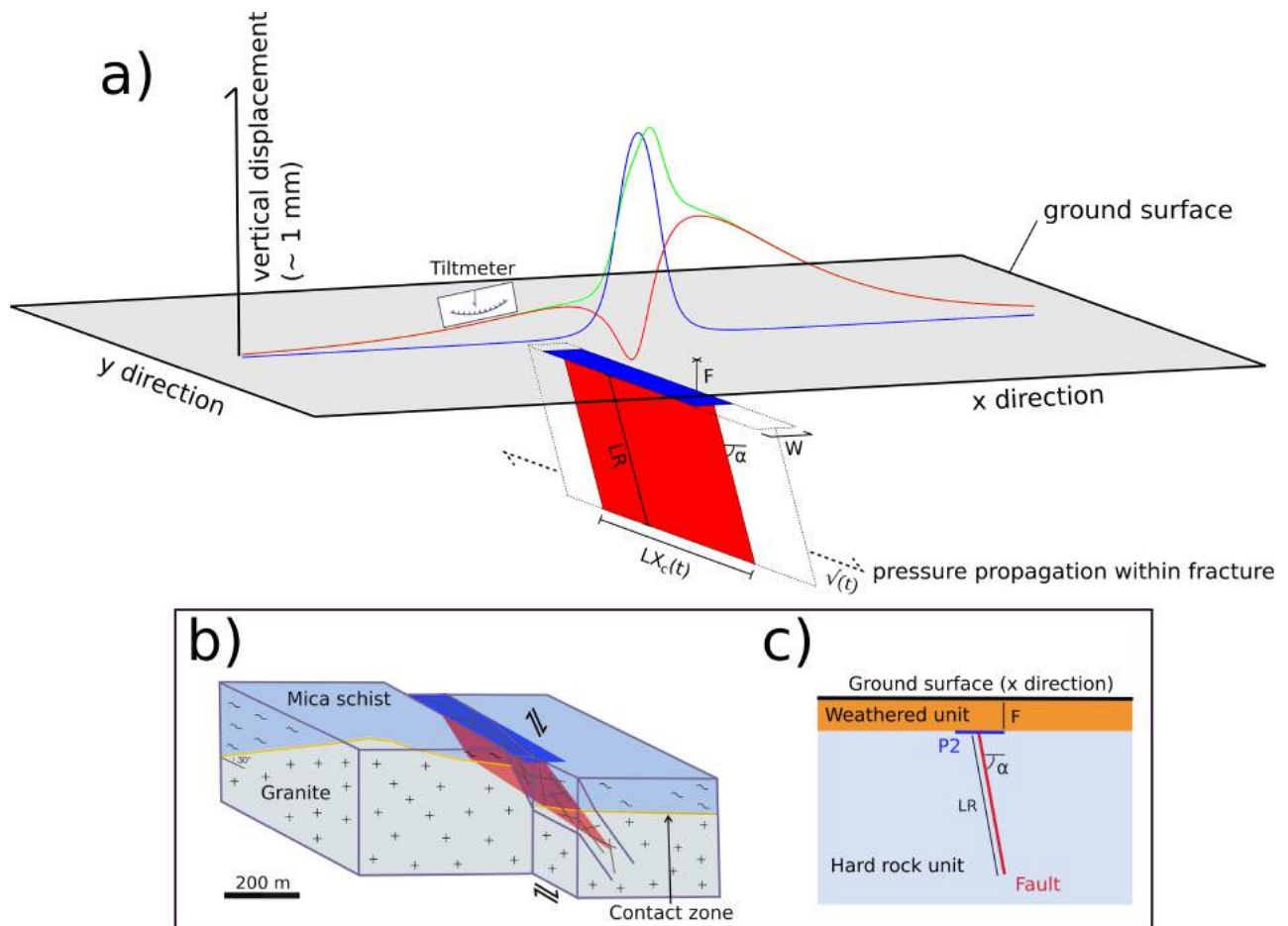
57 and

$$\Delta\Omega_2(t) = \frac{(1 - \delta) \times \Delta V(t)}{LX_c(t) \times W}. \quad (4)$$

58 Besides storativity that we try to constrain, our Okada-based model has the advantage  
59 of necessitating only one other mechanical parameter: Poisson's ratio. It is obvious that at  
60 the site scale, we expect heterogeneities due to differences in rock nature and weathering  
61 to induce a significant spatial variability of this parameter. Besides, it is complicated to  
62 have a grasp of this geomechanical property from the field. Nonetheless, we did dispose  
63 of seismic data from a borehole located a few meters from F32. From transversal and  
64 longitudinal wave velocities along the borehole, we estimated a Poisson ratio of 0.27.

## References

- 65 Davis, P.M. (1983), Surface deformation associated with a dipping hydrofracture, *J. Geo-*  
66 *phys. Res.*, 88(B7), 5826–5834.
- 67 Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space,  
68 *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75(4), 1135–1154.
- 69 Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space,  
70 *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(2), 1018–1040.
- 71 Pascal, K., J. Neuberg and E. Rivalta (2014), On precisely modelling surface deformation  
72 due to interacting magma chambers and dykes, *Geophys. J. Int.*, 196, 253–278.



**Figure S1.** Diagram illustrating the Okada-based model used in this study: a) Vertical displacement at the ground surface is obtained by superimposing the analytical solution of *Okada* [1985] for two different dislocation planes (red and blue surfaces). The red plane represents a sub-vertical fault zone and the blue plane mimics the effect of vertical pressure applied on the aquifer's confining unit. The associated vertical displacements on a surface cross-section are shown by the red and blue curves respectively, along with the summed contribution of both planes in green (displacement are largely exaggerated). Tilt can be recovered anywhere by taking the local gradient of vertical displacement: in this case along the x direction ; b) Bloc diagram of Ploemeur's aquifer and location of modeled fracture planes ; c) Side view of panel a.

### 3.3.3 Compléments à l'article : orientation de la faille sub-verticale

A la page 4 de l'article présenté ci-avant, il est question du « maximum *tilt* » défini comme le *tilt* calculé dans la direction orthogonale à la faille sub-verticale de l'aquifère de Ploemeur. L'azimuth de la faille est ici supposée être à  $\sim N30^\circ$  contrairement à ce qui a été avancé dans le chapitre 2. Il convient d'en détailler la raison.

Comme cela a été discuté dans le chapitre 2, page 128, on peut calculer le *tilt* dans n'importe quelle direction au droit de la station LB1 car celle-ci est composée de deux inclinomètres non-parallèles. De plus, on suppose que la direction des plus fortes contraintes est normale au plan de faille et si l'on projette cette direction sur la surface horizontale, la direction de déformation la plus forte est donc perpendiculaire à l'azimuth de celle-ci (figure 3.7). *A contrario*, la direction de *tilt* la plus faible est censée être parallèle à l'azimuth de la faille. Par conséquent, il suffit de trouver la direction pour laquelle le *tilt* associé à une mise en pression (ou dépression) de la faille est minimale pour trouver son azimuth. Mieux encore, on peut chercher à maximiser le rapport des variances entre des *tilt* calculés selon deux directions perpendiculaires. Cela peut se faire par exemple, grâce à un grand nombre de tirages aléatoires des directions selon lesquelles le *tilt* est projeté, en évaluant systématiquement la variance de la série temporelle recouvrant un ou plusieurs cycles de pompages. Il suffit ensuite de repérer le couple de directions perpendiculaires pour laquelle le rapport des variances des *tilt* est maximal parmi tous les autres (comme exemplifié en figure 3.8).

En réalisant cette opération sur 9 fenêtres temporelles parmi les données disponibles de la station LB1, on estime que la faille sub-verticale du site est orientée selon une direction  $N29.1^\circ$  avec un intervalle de confiance à 95% de  $1.1^\circ$  (loi de Student). Ces résultats montrent, outre le fait sans conséquence que la faille N20 soit en vérité la faille N30, qu'un couple d'inclinomètres non-parallèles co-localisés à proximité d'une faille permet d'accéder facilement à une estimation robuste de son orientation. A notre connaissance, il n'existe aucune autre méthode géophysique capable de déterminer de façon aussi précise l'orientation d'une structure conductrice majeure d'un réservoir de socle.

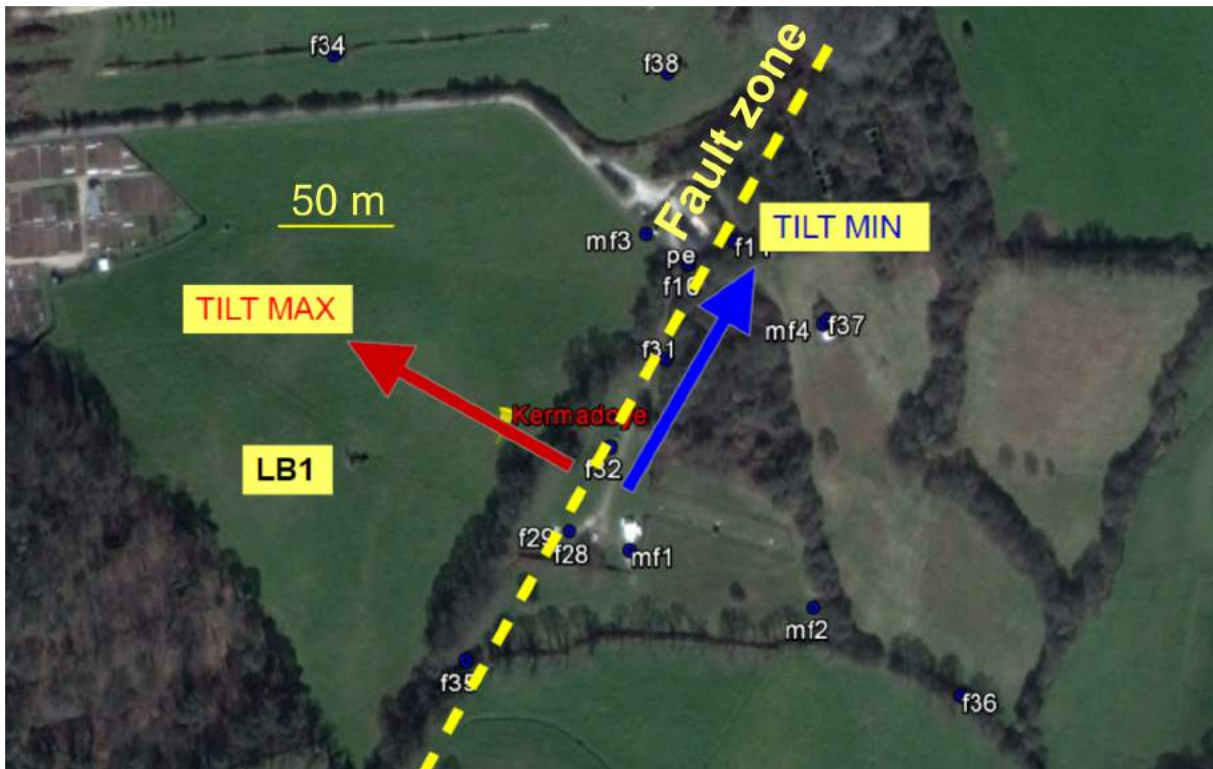


FIGURE 3.7 – Directions de *tilt* maximal et minimal par rapport à la faille sub-verticale (vue satellite du site de Kermadoye en fond).

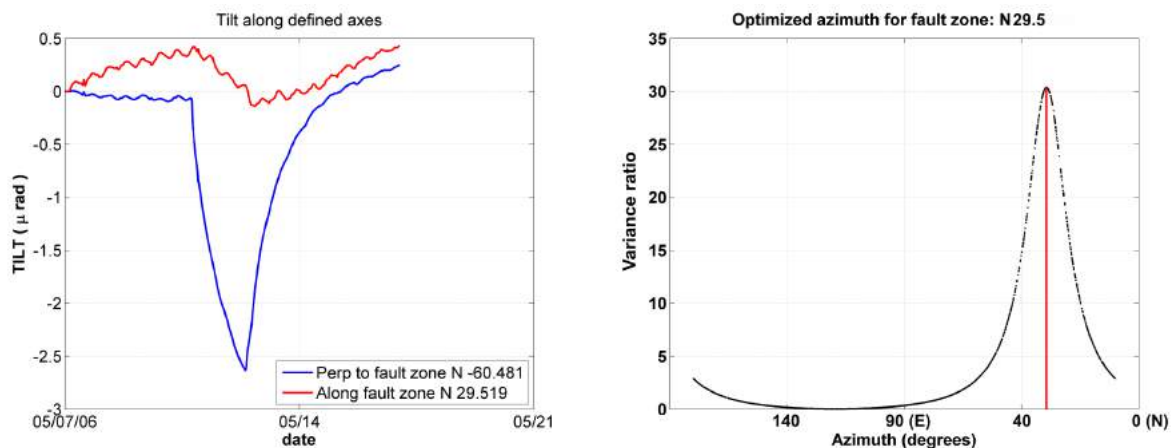


FIGURE 3.8 – Illustration de la procédure d'estimation de l'azimut d'une faille grâce au signal de deux inclinomètres co-localisés et non-parallèles. A gauche : les signaux sont projetés selon deux directions orthogonales. Dans la première (rouge), la signature du pompage est minimale, et dans l'autre (bleue), elle est au contraire maximale. A droite : Evolution du rapport de variance entre le signal projeté sur un axe perpendiculaire à la faille et le signal projeté sur un axe parallèle, en fonction de l'orientation de ce dernier (qui correspond donc à l'azimut de la faille).

### 3.4 Conclusions du chapitre

Nous avons montré dans cette partie que l'inclinométrie de surface présente un intérêt pour estimer les propriétés géométriques d'une faille hydrauliquement active. Le *tilt* est principalement sensible au pendage et à la longueur LR du plan de faille dans la direction du pendage, mais cette sensibilité diffère selon la position de mesure par rapport à l'accident. Une exploration de l'espace des paramètres à l'aide d'un modèle élastique simple [Okada, 1985] permet de réaliser rapidement et efficacement une conception expérimentale pour que le placement de stations inclinométriques en surface soit optimal afin de révéler au mieux la géométrie d'une faille.

De plus, l'analyse couplée de la réponse transitoire des inclinomètres et du déplacement vertical net à la mise en pression d'une faille conductrice offre la possibilité d'en estimer les propriétés hydrodynamiques, de façon complémentaire aux méthodes hydrogéologiques classiques. En effet, l'utilisation d'un observable de déformation à fine résolution temporelle (*tilt*) et d'un observable ponctuel mais spatialisé (nivellement optique) a permis d'accéder à une estimation indépendante de la transmissivité et de l'emmagasinement d'une zone de faille. En outre, nous avons pu dégager à travers ce chapitre l'un des potentiels majeurs des outils géodésiques de surface : la caractérisation des propriétés structurales et hydrodynamiques à l'échelle du site (quelques centaines de mètres) au cours d'une expérience hydraulique de courte durée (moins de 2 jours). Il s'agit là d'un nouveau point d'entrée pour les méthodes géodésiques dans leur utilité et leur complémentarité vis-à-vis de l'hydrogéologie des milieux fracturés, car nous avons démontré que l'inclinométrie et le nivellement optique sont deux méthodes capables d'outre-passer le dilemme échelle d'investigation / durée de l'expérience (voir tableau 3.3).

TABLEAU 3.3 – Situation des méthodes géodésiques aux côtés des méthodes hydrogéologiques classiques sur le plan des échelles d'investigation spatiales et temporelles des réservoirs fracturés : un nouveau point d'entrée grâce à l'inclinométrie et le nivellement optique.

Échelle spatiale explorée	Expérience courte (~ heures)	Expérience longue (semaines/mois)
~ 1 à 100 m	Tomographie hydraulique Traçages en température Traçages de solutés Débitométrie en forage Essais de puits (pompage/remontée)	Cartographie des traces de fractures Méthodes GNSS
~ 10 m à 10 km	Essais de puits (pompage/remontée) <b>Inclinométrie</b> <b>Nivellement optique</b>	Essais de puits (pompage/remontée) Suivi d'un réseau de piézomètres Cartographie des linéaments de faille Méthodes GNSS Méthodes InSAR

### 3.5 Références du chapitre

- BATTAGLIA, M., CERVELLI, P. F. et MURRAY, J. R. (2013). dMODELS : A MATLAB software package for modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 254:1–4. [148](#)
- BEAUDUCEL, F. et CORNET, F. H. (1999). Collection and three-dimensional modeling of GPS and tilt data at Merapi volcano, Java. *Journal of Geophysical Research*, 104(B1):725–736. [148](#), [150](#)
- BERRYMAN, J. G. (1992). Effective stress for transport properties of inhomogeneous porous rock. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12):17409. [146](#)
- BIOT, M. A. (1941). General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of Applied Physics*, 26:182–185. [145](#), [146](#), [147](#)
- BIOT, M. A. et WILLIS, D. G. (1957). The elastic coefficients of the theory of consolidation. *Journal of Applied Mechanics*, 24:594–601. [147](#)
- BONACCORSO, A. (1998). Evidence of a dyke-sheet intrusion at Stromboli Volcano Inferred through continuous tilt. *Geophysical Research Letters*, 25(22):4225. [148](#), [150](#)
- BONFORTE, A. et GUGLIELMINO, F. (2015). Very shallow dyke intrusion and potential slope failure imaged by ground deformation : The 28 December 2014 eruption on Mount Etna. *Geophysical Research Letters*, 42(8):2727–2733. [148](#)
- DAVIS, P. M. (1983). Surface deformation associated with a dipping hydrofracture. 88:5826–5834. [148](#)
- DEVOTI, R., ZULIANI, D., BRAITENBERG, C., FABRIS, P. et GRILLO, B. (2015). Hydrologically induced slope deformations detected by GPS and clinometric surveys in the Cansiglio Plateau, southern Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 419:134–142. [148](#)
- EVANS, K. et WYATT, F. (1984). Water table effects on the measurement of earth strain. *Tectonophysics*, 108(3-4):323–337. [148](#)
- FABIAN, M. et KÜMPEL, H. J. (2003). Poroelasticity : Observations of anomalous near surface tilt induced by ground water pumping. *Journal of Hydrology*, 281(3):187–205. [144](#)
- FARRELL, W. E. (1972). Deformation of the Earth by Surface Loads. 10(3):761–797. [148](#)
- KING, F. H. (1892). Fluctuations in the level and rate of movement of groundwater on the Wisconsin agricultural experiment station farm and at whitewater. [144](#)
- LONGUEVERGNE, L., FLORSCH, N., BOUDIN, F., OUDIN, L. et CAMERLYNCK, C. (2009). Tilt and strain deformation induced by hydrologically active natural fractures : Application to the tiltmeters installed in Sainte-Croix-aux-Mines observatory (France). *Geophysical Journal International*, 178(2):667–677. [153](#), [155](#)
- MOGI, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 36:99–134. [148](#), [150](#), [152](#)

- MURDOCH, L. C. et GERMANOVICH, L. N. (2006). Analysis of a deformable fracture in permeable material. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 30(6):529–561. [150](#), [152](#)
- OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences Geomechanics Abstracts*, 75(4):1135–1154. [148](#), [149](#), [150](#), [152](#), [153](#), [177](#)
- PASCAL, K., NEUBERG, J. et RIVALTA, E. (2014). On precisely modelling surface deformation due to interacting magma chambers and dykes. *Geophysical Journal International*, 196(1): 253–278. [148](#)
- RICE, J. R. et CLEARY, M. P. (1976). Some Basic Stress Diffusion Solutions for Fluid-Saturated Elastic Porous Media With Compressible Constituents. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14(2): 227–241. [145](#)
- RUTQVIST, J. (2011). Status of the TOUGH-FLAC simulator and recent applications related to coupled fluid flow and crustal deformations. *Computers and Geosciences*, 37(6):739–750. [150](#)
- RUTQVIST, J. et TSANG, C. (2003). TOUGH-FLAC : a numerical simulator for analysis of coupled thermal-hydrologic-mechanical processes in fractured and porous geological media under multi-phase flow conditions. *Proceedings of the TOUGH Symposium*, (July):1–9. [150](#)
- SLACK, T. Z., MURDOCH, L. C., GERMANOVICH, L. N. et HISZ, D. B. (2013). Reverse water-level change during interference slug tests in fractured rock. *Water Resources Research*, 49(3):1552–1567. [144](#)
- SUN, R. J. (1969). Theoretical size of hydraulically induced horizontal fractures and corresponding surface uplift in an idealized medium. *Journal of Geophysical Research*, 74(25): 5995–6011. [148](#)
- TERZAGHI, K. (1925). *Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage*. Deuticke, Leipzig, Allemagne. [145](#)
- URLAUB, M. et FABIAN, M. (2011). Poroelasticity : Finite element modelling of anomalous tilt and pore pressure caused by pumping in a sedimentary half space with fault. *Journal of Geodynamics*, 51(4):219–232. [144](#)
- VERRUIJT, A. (1969). Elastic storage of aquifers. In DE Wiest, R. J. M., éditeur : *Flow through porous media*, pages 331–376. Academic Press, New York, NY, USA. [144](#)
- WANG, H. F. (2000). *Theory of linear poroelasticity with applications to geomechanics and hydrogeology*. Princeton University Press, Princeton, NJ, USA. [145](#), [146](#), [147](#)
- WARPINSKI, N. R. (2000). Analytic crack solutions for tilt fields around hydraulic fractures. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B10):23463–23478. [148](#)



*CHAPITRE 3. INTÉRÊT DE L'HYDROGÉODÉSIE DE SURFACE POUR LA  
CARACTÉRISATION DES SYSTÈMES FRACTURÉS : THÉORIE ET VALIDATION.*

---

# Chapitre 4

## Exploration hydromécanique de fractures métriques avec des inclinomètres pendulaires

*« Lorsque j'étais jeune et romantique, je croyais que ma vie d'homme de science serait justifiée si je réussissais à découvrir ne serait-ce qu'un seul fait nouveau, contribuant ainsi, même modestement, à l'identification du merveilleux temple du savoir humain. L'idée avait de la noblesse, mais la métaphore était sottise. »*

---

Stephen Jay Gould (1941 - 2002)

### Sommaire

---

<b>4.1 Introduction</b> . . . . .	<b>182</b>
<b>4.2 Article en préparation</b> . . . . .	<b>182</b>
<b>4.3 Compléments</b> . . . . .	<b>219</b>

---

## 4.1 Introduction

Dans le précédent chapitre, nous avons examiné et validé l'intérêt de l'inclinométrie de surface pour caractériser les milieux fracturés. A présent, nous allons commencer un cheminement à travers les échelles d'investigations *in situ*, de la plus petite (quelques mètres) à la plus grande (quelques kilomètres, ou l'ensemble d'un réservoir), afin d'explorer plus en détail les apports de cet outil géodésique aux problématiques propres à chaque échelle.

Dans ce chapitre, nous nous intéressons donc au comportement hydromécanique *in situ* de fractures ayant typiquement une extension de quelques mètres. En particulier, nous présentons les résultats d'un développement expérimental et méthodologique autorisant l'utilisation d'inclinomètre en surface pour suivre l'ouverture mécanique de fractures profondes soumise à des variations de pression de faible amplitude. L'objectif de ce travail est double : 1) mettre au point une exploration hydromécanique complémentaire des méthodes mettant en oeuvre des capteurs de déplacements très précis directement au niveau de la fracture, mais qui n'intègrent pas suffisamment la réponse de l'ensemble de la discontinuité. Le corollaire de cet objectif est donc de valider l'intérêt d'obtenir une vision plus large et intégrée des déformations de fractures profondes ; 2) Repousser au maximum les limites de détection des phénomènes hydromécaniques par les inclinomètres de surface à cette échelle, afin de pouvoir les mettre à profit dans le cas où le contexte ne permette pas d'injecter ou soutirer du fluide à haute pression, notamment à cause des risques d'instabilité du réservoir.

## 4.2 Article en préparation

# Combining periodic hydraulic tests and surface tilt measurements to explore in situ fracture hydromechanics

Jonathan Schuite<sup>1</sup>, Laurent Longuevergne<sup>1</sup>, Olivier Bour<sup>1</sup>,  
Nicolas Guihéneuf<sup>1,2</sup>, Matthew W. Becker<sup>3</sup>, Matthew Cole<sup>3</sup>,  
Thomas J. Burbey<sup>4</sup>, Nicolas Lavenant<sup>1</sup>, Frédéric Boudin<sup>5</sup>

Prepared to be submitted to *Journal of Geophysical Research*

<sup>1</sup>Géosciences Rennes, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, France.

<sup>2</sup>Now at G360 - Centre for Applied Groundwater Research, School of Engineering, University of Guelph, Guelph, Ontario N1G 2W1, Canada.

<sup>3</sup>Department of Geological Sciences, California State University, 1250 Bellflower Blvd., Long Beach, CA, USA.

<sup>4</sup>Department of Geosciences, Virginia Tech, 1425 Perry Street, Blacksburg, VA 24061, USA.

<sup>5</sup>Laboratoire de Géologie, UMR-CNRS 8538, Ecole Normale Supérieure, Paris, France.

## Abstract

Fractured bedrock reservoirs are of socio-economical importance, as they may be used for storage or retrieval of fluids and energy. In particular, the hydromechanical behavior of fractures needs to be understood as it has implications on flow and governs stability issues (e.g. micro-seismicity). Laboratory, numerical or field experiments have brought considerable insights to this topic. Nevertheless, *in situ* hydromechanical experiments are less commonplace, mainly because of technical and instrumental limitations. Here, we present the early stage development and validation of a novel approach aiming at capturing the integrated hydromechanical behavior of natural fractures. It consists in combining the use of surface tiltmeters to monitor the deformation associated with the periodic pressurization of fractures at depth in crystalline rocks. Periodic injection and withdrawal advantageously avoids mobilizing or extracting significant amounts of fluid and may be applied to natural media where high fluid pressures cannot be tolerated or achieved. The perturbation's oscillatory nature is intended to: 1) facilitate the recognition of its signature in tilt measurements; 2) explore various volumes of rock around the inlet and thereby assess scale effects typical of fractured systems. By stacking tilt signals, we managed to recover small tilt amplitudes associated to pressure-derived fracture deformation. Therewith, we distinguish differences in mechanical properties between the 3 tested fractures but we show that tilt amplitudes are weakly dependent on pressure penetration depth. Using an elastic model, we obtain fracture stiffness estimates that are consistent with published data. Our results should encourage further improvement of the method.

# 1 Introduction

The structure, evolution and functioning of complex systems such as fractured geological reservoirs are characterized by strong and numerous interactions between physical and chemical processes. As they are valued in a variety of socio-economical aspects, fractured media have been thoroughly studied in the past decades with a broad range of methods involving laboratory, field and computational experiments [Berkowitz, 2002; Bonnet *et al.*, 2001; Le Goc *et al.*, 2010; Neuman, 2005].

The study of flow through fractured media, for instance, have mobilized tremendous research efforts because it drives a series of key processes like contaminant and heat transport [Becker and Shapiro, 2000; Klepikova *et al.*, 2014], underground microbial activity [Ben Maamar *et al.*, 2015; Pedersen, 1997] or even failure that triggers microseisms or earthquakes [Cornet, 2016; Guglielmi *et al.*, 2015; Roeloffs, 1988]. We only refer to very few example studies here, given the promnency of such topics in the literature. Put simply, at the scale of 1 to  $\sim 100$  meters, fractures generally form networks that shape main flow paths in crystalline media and their hydraulic properties depend primarily on their structure and connectivity, which control how easily a fluid particule may find its way through a fractured rock unit [Berkowitz, 2002; De Dreuzy *et al.*, 2001a,b]. Then at fracture scale, flow dynamics rely largely on the distance between the facture's walls, or hydraulic aperture  $a$ , and on the walls' roughness [Renshaw, 1995]. In fact when a fracture is conceptualized as two parallel plates, the flow magnitude depends on  $a^3$  and this is know as the cubic law [Boussinesq, 1868; Witherspoon *et al.*, 1980].

Among important processes taking place in fractured reservoirs, the hydromechanical (HM) coupling between pressure-driven flow and fracture deformation has received considerable attention for at least three reasons. Firstly, it integrates the physical behavior of the fluid and the host rock as a whole, with complex fluid-to-solid and solid-to-fluid interactions (e.g. Rice and Cleary [1976]; Rutqvist and Stephansson [2003]; Segall [1992]; Slack *et al.* [2013]; Tsang and Witherspoon [1981]). As an example, a rise in fluid pressure inside a fracture forces it to deform in a reversible way when the rock medium can be considered as elastic. This mechanical response can propagate through the rock body, often faster than a fluid pressure perturbation, causing another region of the fracture to contract. This, in turn, increases fluid pressure at the location and is known as the Noordbergum effect (see Slack *et al.* [2013] as recent example

in fractured media). These type of phenomena may have serious consequences on the interpretation of hydraulic test data as demonstrated by *Vinci et al.* [2015] for instance. Secondly, the HM coupling has important implications on key hydrodynamical properties. As the fracture's aperture increases with pressure and given the cubic law, not only might the flow field be modified, but the stationarity of properties such as transmissivity  $T_h$  and storativity  $S$ , which depend on the fracture's mechanical state (aperture  $a$  and normal stiffness  $k_n$ ), might be questioned as discussed by *Manga et al.* [2012], *Murdoch and Germanovich* [2012] and *Shapiro and Hsieh* [1998]. Finally, monitoring both reservoir deformation and fluid pressure changes has been proven useful to identify the geometry and estimate HM properties of hydraulically active structures at different scales [*Cappa et al.*, 2006b; *Evans and Wyatt*, 1984; *Rutqvist*, 2015; *Schuite et al.*, 2015].

Many studies focusing on HM data collection and interpretation with physical models have contributed to describe and comprehend fracture HM processes. In particular, sophisticated *in situ* field experiments involving some controlled water pressure perturbation down a borehole, and the monitoring of fracture deformation by accurate devices like extensometers, strainmeters or tiltmeters, have emerged as privileged *modus operandi* in order to understand the hydromechanical coupling, and subsequently use it to gain knowledge about key properties of fractured reservoirs [*Burbey et al.*, 2012; *Cappa et al.*, 2006a; *Guglielmi et al.*, 2008; *Hisz et al.*, 2013; *Rutqvist et al.*, 1998; *Schweisinger et al.*, 2007, 2009; *Svenson et al.*, 2008]. For instance, *Schweisinger et al.* [2009, 2011] evidenced that in the field, aperture change in a flat horizontal fracture is a hysterical function of fluid pressure, meeting results obtained earlier in laboratory stress-strain experiments on rock samples (e.g. *Bandis et al.* [1983]; *Barton et al.* [1985]). Besides, they were able to verify that transmissivity  $T_h$  might somewhat decrease with increasing pressure. Such hydromechanical monitoring complements more classical well tests to better constrain fracture storage [*Burbey et al.*, 2012; *Rutqvist et al.*, 1998; *Schweisinger et al.*, 2009] by reducing non-uniqueness, even if the non-stationarity of storativity  $S$  during transient pressure conditions is a matter of debate [*Murdoch and Germanovich*, 2012]. Despite these undisputable advances, fracture deformation measurements in these experiments remain often close to the injection source and the fracture inlet itself. Although they are efficient to detect fracture aperture changes, these tests somehow disregard what happens further away from the borehole.

In this paper, we present the development, testing, and analysis of a new *in situ* hydromechanical experiment implementing ground surface tiltmeters to monitor deep fracture deformation in response to small amplitude sinusoidal pressure variations at its borehole inlets. This method has five main advantages: 1) periodic pressure variations, induced by an oscillating cylinder, avoids the massive extraction of water which might be impossible in specific contexts; 2) controlling the oscillation frequencies enables the recovery of even the weakest signals [Bakhos *et al.*, 2014; Renner and Messar, 2006]; 3) applying various oscillation frequencies allows for sampling different volumes of medium around the solicited well, which is a convenient way to assess scale dependencies of key properties [Cardiff *et al.*, 2013; Guiltinan and Becker, 2015]; 4) the small imposed pressure perturbation forms a limited mechanical disturbance on the tested fractures. Hence, it is safe to assume that the hydrodynamic properties ( $T_h$  and  $S$ ) are not significantly varying due to the hydraulic test itself; 5) surface deformation monitoring offers a wider view on the mechanical response of a whole fracture, even if it is more indirect than with close extensometric measurements [Svenson *et al.*, 2008].

We first introduce the experimental site and setup along with the portable surface tiltmeters. Then, we present the tilt data and the processing strategy employed to optimize signal-to-noise ratios. Finally, we expose our results and interpret them using a simple mechanical model.

## 2 Material and methods

### 2.1 Test site

The experiments were conducted on a small site belonging to the Ploemeur crystalline aquifer in south Brittany, France (Figure 1) which is part of the H+ hydrogeological networks (<http://hplus.ore.fr/>). The experimental site consists of several boreholes a few meters apart from each other and surrounded by woods. Borehole B1 (Figure 1), on which the present work is focused, extends to a depth of 84 m and is uncased from  $z = -23$  m down to its bottom. From optical and acoustic televiewer (OAT) logging, we observed that B1 crosses first a mica-schist unit until  $z \simeq -38$  m, then a granitic unit. The contact between granite and the overlying mica-schist is nearly horizontal in an area of  $\sim 10$  m around the boreholes presented in Figure 1 [Le Borgne *et al.*, 2007]. Both rock formations are marked by strong fracturing as numerous open discontinuities are visible from the logs with a density attaining 1



Table 1: Key features of the three lower permeable fractures intersecting borehole B1. Depth and orientation values are from *Le Borgne et al.* [2007] and near-field transmissivities  $T_h$  were estimated by *Klepikova et al.* [2014].

Fracture label	Depth $z = -d_f$ (m)	Orientation (Strike/Dip)	$T_h$ ( $\text{m}^2/\text{s}$ )
B1-2	50.9	228°/37°	$4 \times 10^{-5}$
B1-3	60.4	220°/31°	$1.3 \times 10^{-5}$
B1-4	78.7	215°/15°	$1.6 \times 10^{-4}$

fracture per meter along most of the boreholes' length. However, only 4 fractures intersecting B1 borehole have been recognized as main and significant transmissive flowpaths [*Le Borgne et al.*, 2007]. Furthermore, stochastic inversions of flow tomography experiments [*Klepikova et al.*, 2014] and tracer test data accompanied with ground penetrating radar (GPR) imaging [*Dorn et al.*, 2012, 2013] have demonstrated that the catalogued fractures organize into a well connected network at the inter-borehole scale. As an illustration, a pathway of 20 m or more between two boreholes should involve at least 4 fractures according to the estimates by *Dorn et al.* [2013]. These authors also computed a size distribution of these permeable fractures represented as flat discs, with a mean radius of  $5.5 \pm 0.6$  m. The transmissivity at site scale is fairly high based on classical pumping tests ( $T_h = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ , [*Le Borgne et al.*, 2007]) but *Klepikova et al.* [2014] calculated transmissivities of the fracture system ranging from  $10^{-6}$  to  $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ , which denotes a high degree of heterogeneity. In particular, the few permeable discontinuities intersecting B1 were found to be in the lower transmissivity range of this interval ( $T_h \leq 2 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ). The important features of the three fractures that were hydromechanically tested in the present study are grouped in table 1. Note that these fractures have a relatively low dip, especially B1-3 and B1-4. The fact that they combine both low dip and low permeability plainly oriented our choice as to perform the hydromechanical experiment in borehole B1. Indeed, as will be discussed later, the pressure amplitudes induced by the periodic hydraulic tests were expected to be relatively small compared to conventional pumping tests; hence, having less transmissive fractures is likely to result in the highest pressure gradients possible and thus the largest deformation. Similarly, the low dip should optimize the chance to detect the associated fracture deformation by tiltmeters at the surface.

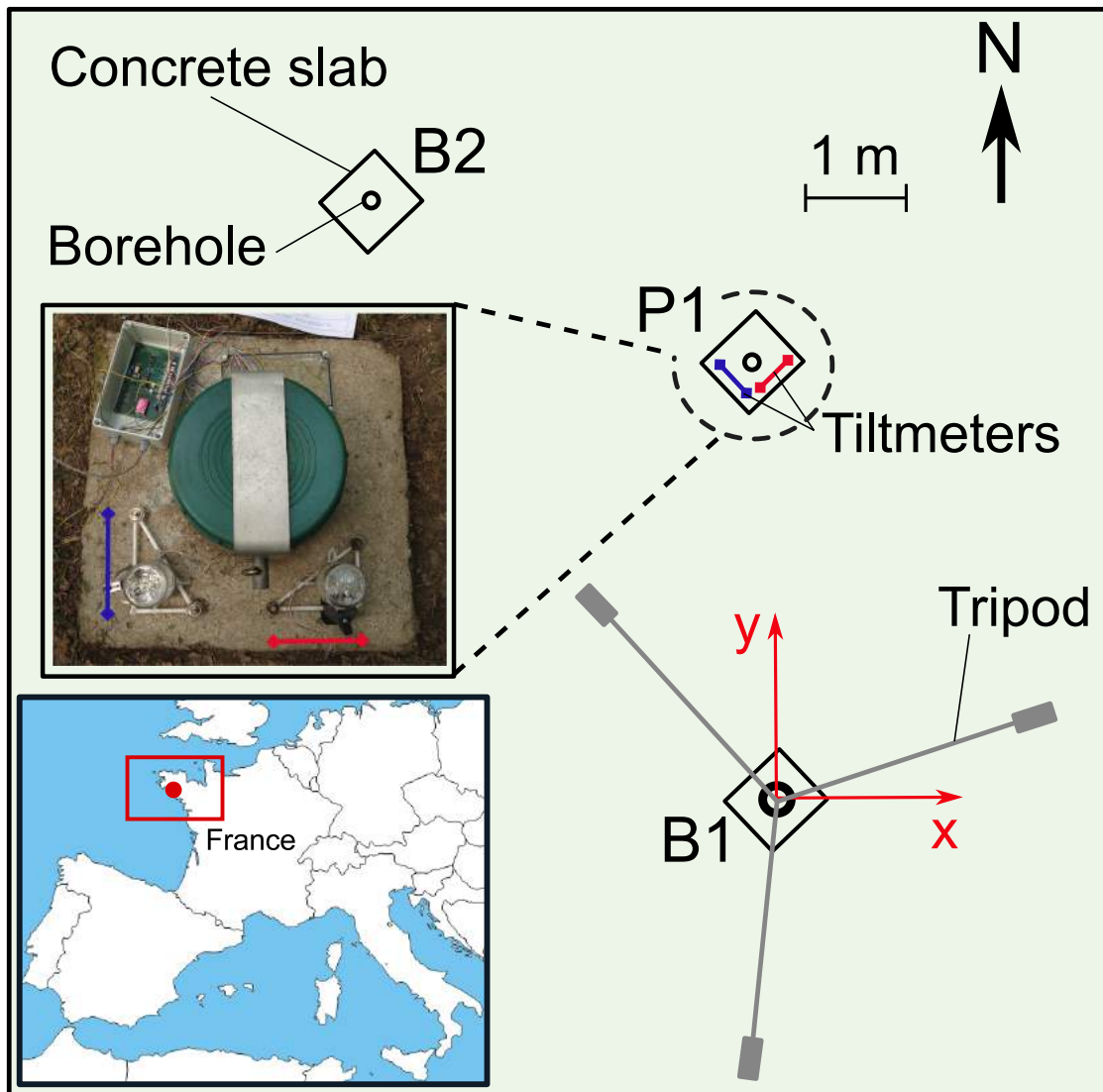


Figure 1: Location of the test site (lower left-hand inset) and position of B1 and B2 boreholes as well as the two pendular tiltmeters, oriented N44°E (red) and N145°E (blue).

## 2.2 Experimental setup

The setup for the oscillatory pressure perturbation at the fractures' inlet in borehole B1 consisted of 5 elements (Figure 2): 1) A double packer apparatus aiming at isolating the desired fracture in the borehole and creating a sealed chamber at its inlet; 2) A cylindrical tank installed in B1 and connected to the chamber by a tube which passed hermetically through the upper packer; 3) A tripod holding a solid cylinder ( $l_s = 2.86$  m in length,  $d_s = 0.07$  m in diameter); 4) a motorized winch able to roll and unroll at will the wire holding the cylinder, and commanded by a computer from which the amplitude and frequency of oscillation can be chosen; 5) Two pressure transducers were placed respectively inside the chamber and below, in order to both monitor pressure at the fracture's inlet and verify the packer sealing was effective. A third transducer was affixed to the bottom of the cylinder to measure its depth in water. The cylinder continuously moves up and down the tank when the motor is activated and tuned to a chosen frequency and amplitude. This causes the water level of the tank to rise and drop periodically, changing the pressure in the chamber accordingly but with some head losses due to viscous dissipation along the downhole tube.

Oscillation periods  $T$  ranging from 15 to 595 s were applied to the cylinder (table 2). Some oscillation periods were tested two or three times on fracture B1-4 to assess the experiment's repeatability. From table 2, one may observe that pressure amplitudes  $P_c$  reached in the chamber generally increased from B1-4, to B1-2, to B1-3. Note that this is of course an inverse function of fracture transmissivity (table 1) according to Darcy's law and the mass conservation principle, but it might also be due to different head losses between the surface cylindrical tank setup and the chambers given their different locations in depth. Indeed, when the solid cylinder is moving up and down the tank (Figure 2), the pressure amplitude rises up to 1.2 m depending on oscillation frequency. Hence, head losses along the vertical tube lie between 0.8 and 1.15 m, thereby representing 67% to 96% of the maximal pressure amplitude reached in the surface tank. As a matter of fact, setting up the experiment was challenging since it required a lot of equipment being installed and secured in a small borehole. Moreover, all pipe connections were custom-made and forced us to use a rather low diameter downhole tube, which is why head losses are so important. Despite these technical issues and as will be shown hereafter, the water pressure amplitudes achieved in the chamber were sufficient to generate recordable surface deformation.

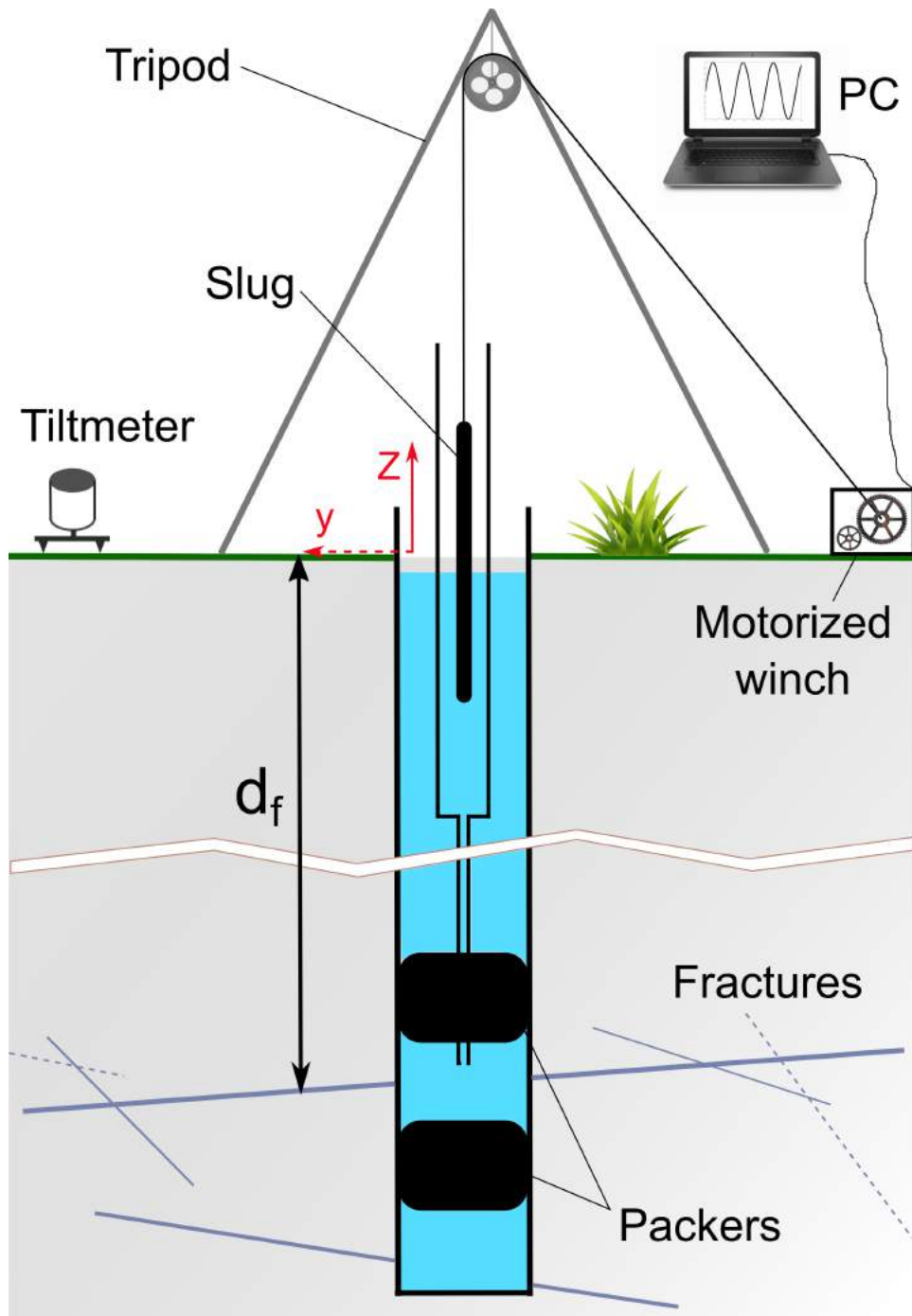


Figure 2: Sketch of the experimental setup at and around borehole B1.

Table 2: List of all tested periods  $T$ , number of complete cylinder oscillations per tested period  $n_p$ , and associated pressure amplitude  $P_c$  achieved in the chamber (between packers, Figure 2). The last four columns are the observed tilt amplitudes  $\Theta_\phi$  for each of the two tiltmeters installed at the surface with orientation  $N\phi^\circ E$ , and associated root-mean-square-error (RMSE). The unit "nrad" stands for nanoradian or  $10^{-9}$  radians.

Fracture	$T$	$n_p$	$P_c$	$\Theta_{44}$	RMSE	$\Theta_{145}$	RMSE
Units:	(s)	(-)	(m)	(nrad)	(nrad)	(nrad)	(nrad)
B1-2	15.0	17	0.12	7.3	1.3	0.0	5.1
	30.9	12	0.32	11.4	2.8	2.6	4.5
	46.4	14	0.28	5.7	3.8	0.9	4.7
	65.5	10	0.33	7.8	5.7	2.4	4.8
	92.6	9	0.33	4.6	9.8	0.2	6.9
	96.0	7	0.14	17.0	10.4	0.0	14.7
	156.7	55	0.01	1.6	3.7	0.0	4.2
B1-3	15.0	16	0.15	7.5	2.2	1.2	1.6
	30.9	10	0.41	11.6	4.7	0.0	3.3
	46.3	9	0.41	12.4	5.3	4.3	4.3
	65.5	10	0.41	7.9	5.1	0.6	5.4
	92.6	9	0.40	11.4	4.4	2.5	4.0
	119.3	9	0.38	10.8	3.0	0.6	3.8
	301.4	27	0.10	8.8	4.6	0.0	2.3
B1-4	15.0	16	0.02	11.0	2.6	0.0	7.6
	30.2	42	0.05	13.5	2.1	0.0	2.0
	30.8	12	0.05	10.7	4.1	1.4	3.4
	30.9	20	0.05	10.9	5.3	3.3	7.2
	46.1	14	0.05	18.0	9.5	0.0	6.4
	46.3	12	0.05	5.8	2.3	0.1	6.3
	46.4	16	0.05	13.0	6.0	1.5	8.5
	65.5	12	0.05	12.4	4.6	8.6	7.0
	65.6	11	0.05	13.8	5.3	3.2	9.5
	67.6	27	0.05	7.2	5.2	0.0	5.0
	92.6	14	0.05	7.8	2.6	0.2	6.4
	92.7	14	0.05	4.8	5.6	3.3	8.9
	95.6	25	0.05	15.9	4.9	2.4	4.1
	114.4	15	0.05	30.9	21.8	0.0	19.1
	115.3	15	0.05	10.0	5.1	0.0	6.3
595.0	10	0.02	8.5	13.5	0.0	14.8	

## 2.3 Tiltmeters

Two portable ground surface tiltmeters were used to monitor deformation associated to the oscillatory pressurization of the three aforementioned fractures. Our tiltmeters measure tilt, which is equivalent to the local gradient of vertical displacement in one direction. They were placed onto the concrete slab attached to P1's upper casing in order to optimize coupling between the rock formation and the instruments (Figure 1). Note that during the experiments, borehole B2 was utilized for other monitoring purposes, leaving only P1 available to install the tiltmeter station at about 4 m from B1. Moreover, the shape and orientation of the slab forced us to position our instruments along directions N44°E and N145°E respectively (Figure 1).

The tiltmeters that were used here are called Blum tiltmeters [Saleh *et al.*, 1991] and basically consist of a custom-made horizontal pendulum as shown in Figure 3. They are made of a cylindric pyrex vessel inside which a silica armature holds a silver mass through two silica fibers of about 100  $\mu\text{m}$  in diameter. This makes the instrument very fragile but in the same time it enables the pendulum to rotate around its axis with negligible friction. A red diode is fixed on top of the internal armature and continuously lights up a couple of photoelectric cells placed under the pendulum. The silver mass is shaped in such a way that, depending on its position, it shades more or less the photoelectric cells from the light source. This results in differential output voltages given by the cells as a function of the pendulum's position, or in other words, as a function of the inclination of its axis of rotation in one specific direction (see Figure 3). Hence when the ground tilts, the pendulum starts to oscillate around a new position of equilibrium. Its motion is dampened within 5 s by a magnet placed in front of it during the experiments. As the diode must be the only source of light when recording tilt, the instruments are covered by a polyurethane box that also helps stabilizing the air temperature and shelters them from any significant air motion. In fact, Blum tiltmeters may be affected by thermo-mechanical deformation that alters the signal's quality. Nonetheless, diurnal temperature fluctuations occur with a period that is larger than the duration of the typical oscillatory hydraulic tests we conducted.

If  $U$  is the tension given by the photoelectric cells,  $f_0$  the eigen frequency of the tiltmeter's pendulum, the tilt  $\theta$  is calculated as

$$\theta = \frac{U f_0^2}{\Gamma} \quad (1)$$

where  $\Gamma$  is an amplification factor depending on the instrument's mechanical and electrical characteristics and is determined by calibration in a laboratory. The eigen frequency  $f_0$  can be determined by monitoring the response of the instrument to a dirac pulse, which consists of pushing slightly down a screw of the tiltmeter with a finger (Figure 3).

Furthermore, since tiltmeters are basically pendulums which have eigen periods such as  $1/f_0 = T_0 \simeq 9$  s in this case, we can easily describe their motion. For small angular displacements  $q$  of a Blum tiltmeter's pendulum, we can write the equation of its dampened linear oscillation generated by a ground tilt  $\Omega$  as [Agnew, 1986]

$$\frac{d^2q}{dt^2} + 2\beta\omega_0\frac{dq}{dt} + \omega_0^2q = gK_p\Omega \quad (2)$$

where  $\beta$  is the relative dampening coefficient,  $\omega_0 = 2\pi f_0$  the eigen pulsation of the tiltmeter's pendulum,  $g$  gravity acceleration and  $K_p$  a coefficient depending on the geometry of the horizontal pendulum. One could show that the transfer function of (2) reads

$$I(\omega) = \left[ -\frac{\omega^2}{\omega_0^2} + 2i\beta\frac{\omega}{\omega_0} + 1 \right]^{-1}. \quad (3)$$

Any oscillating system as such experiences a gain in amplitude  $G(T)$  for  $T \rightarrow T_0$  that can be expressed from the modulus of  $I(\omega)$ . The substitution  $\omega = 2\pi/T$  in (3) yields

$$G(T) = \Omega|I(T)| = \Omega \left[ \left( 1 - \frac{T_0^2}{T^2} \right)^2 + \left( 2\beta\frac{T_0}{T} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}}. \quad (4)$$

The value of  $\beta$  has been estimated to lie around 0.1 for our tiltmeter–magnet couples by analyzing how fast the pendulum's oscillations are dampened after a dirac pulse.

## 2.4 Data processing

The tilt signal results from a large variety of sources, among which the hydromechanical response of tested fractures might be hidden. These sources may be categorized into two groups: deformation sources and electrical noise. The first ensemble simply refers to any mechanical effect that may cause the ground surface to deform, such as atmospheric loading, the motion of trees generated by winds, or even the steps of staff members working around field during tests

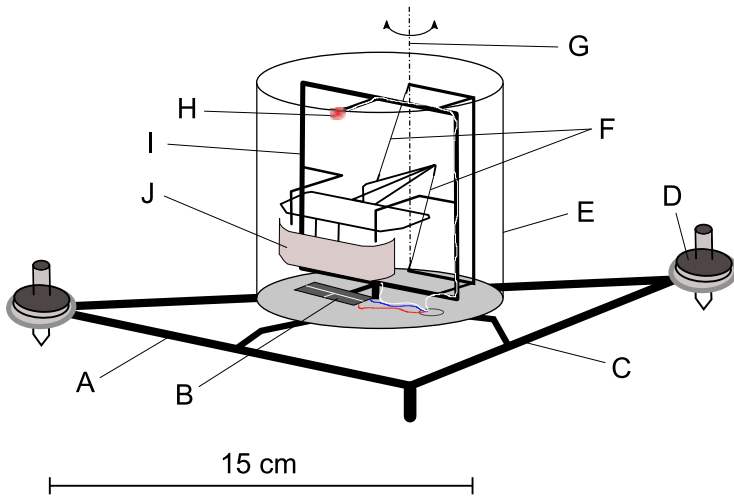


Figure 3: Sketch of the Blum pendular tiltmeter (left) and photograph of one of them positioned on a concrete slab before the experiments (right). Meaning of labels: A) External silica armature and direction of tilt measurement; B) Couple of photoelectric cells for a differential tension measurement of the shading from the light source in H ; C) External silica armature and direction of period control ; D) Precision adjusting screw ; E) Cylindrical silica casing ; F) Silica fibers holding the pendulum's mass ; G) Pendulum's axis of rotation ; H) Red diode ; I) Internal silica armature ; J) Silver mass of the pendulum.

and getting too close to the tilt station. They typically occur over a broad range of frequencies, yet larger than  $1/5 \text{ s}^{-1}$ . The second group holds all artifacts and irregularities entailed by the electronical equipment used to power the tiltmeters and acquire data. They are expected to show their signature in the high frequencies but we took all precautions to limit these effects by using a specific electric source for the tilt station, completely decoupled from other instruments or equipment on the field. Nonetheless, it may be difficult to separate the various signal sources and distinguish the potentially hidden hydromechanical effects.

Data time series of tilt recorded during all hydraulic tests with different periods are no exception to the aforementioned issues. For the sake of clarity, we will here detail our procedure from two consecutive representative examples of oscillatory tests conducted on fracture *B1 – 4*. As shown in Figure 4, signals from both tiltmeters experience a variation of 200–300 nrad during a classic test lasting 20–40 min. The highest frequency range is marked by amplitudes on the order of tenths of nrad most of the time, but it occasionally achieves 100–150 nrad, as can be seen for instance from the middle of the experimental data shown in Figure 4a. This effect is correlated to the sudden occurrence of wind gusts which are believed to enhance the swaying motion of nearby trees that may transmit, through their roots, the energy to ground



surface motion. Moreover, one may notice the presence of dirac pulses from time to time during the experiments. Some of them can be clearly identified as the unfortunate motion of a staff member passing nearby the tiltmeters during a running test (black arrow in Figure 4a). Nevertheless, as will be discussed later on, this can be of some help to assess the mechanical properties of soil.

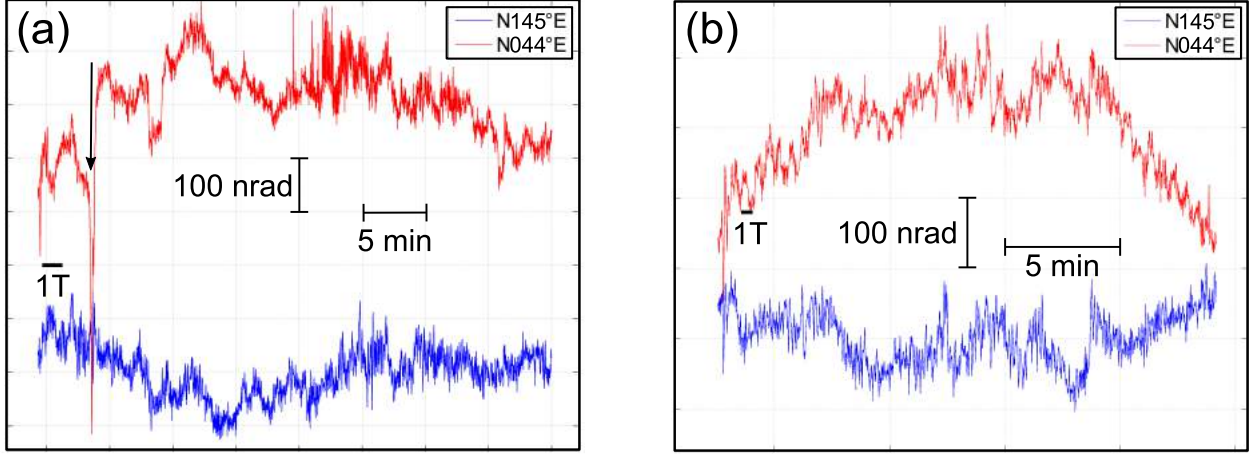


Figure 4: Tilt series obtained during two hydromechanical tests operating on fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$  m) at periods  $T$  equal to 95.6 s (a) and 30.2 s (b). The black arrow in (a) marks the moment when a staff member passed by the tilt station.

A common and convenient way to analyse tilt data is to visualize it in the frequency domain [Agnew, 1986]. By calculating the Discrete Fourier Transform  $\mathcal{F}$  (DFT) of tilt series, it is easier to grasp the signal's structure as a function of frequency. Tilt series are taken as a sequence of  $N$  numbers  $x_0, x_1, \dots, x_{N-1}$  and transformed into a sequence of  $N$ -periodic complex numbers as

$$\mathcal{F}\{x_n\} = X_k = \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N}, \quad k = 0, \dots, N-1. \quad (5)$$

Then, it is possible to recover the amplitude spectral density (ASD)  $\Upsilon(f_t)$  for each frequency  $f_t$  of the tilt signal as

$$\Upsilon(f_t) = \frac{1}{N} \sqrt{\text{Re}(X_k)^2 + \text{Im}(X_k)^2} \quad (6)$$

with

$$f_t = \frac{1}{T_t} = \frac{k f_s}{N} \quad (7)$$

where  $f_s$  represents the sampling frequency.

In Figure 5 we show representative amplitude density spectra of the N44°E tilt obtained from the signal displayed in Figure 4. The strength of recorded signals decays with increasing frequencies up to  $\sim 0.7 \text{ s}^{-1}$  (or Hz), following a power law with exponent  $-0.8$ . Note that the power spectrum density (PSD), not shown here, follows an equivalent line of slope  $-2.5$ , typical of fractional brownian noise or quasi-random walk. One may observe that the ASD deviates noticeably from this line in two instances: first for  $f_t \simeq 0.1 \text{ Hz}$  and second for  $0.2 \text{ Hz} < f_t < 0.4 \text{ Hz}$ , where amplitudes increase significantly. In the first case, the amplitude enhancement is due to the fact that the frequencies approach the eigen frequency of tiltmeters as can be inferred from their transfer function (magenta lines, Figure 5). The second case is the range corresponding to typical tree sway frequencies in summer, when the experiments were conducted, in agreement with *Baker* [1997]. For  $f_t > 0.7 \text{ Hz}$ , the ASD also strongly deviates from the power law and gains energy. This demonstrates once more that high frequency signals are strong in our data. Indeed, for the N44°E instrument, we note a peak of energy at frequencies corresponding to the cylinder's oscillations. However the amplitude of these peaks is not far from that of the high frequency noise and low frequency waves, which is why it is not trivial to distinguish the signature of the hydromechanical tests. It is especially true for the 95.6 s period test (Figure 4a), whereas the well-trained eye could glimpse the 30 s period oscillations in the raw N44°E tilt signal (Figure 4b). As for the N145°E, no such peak can be clearly detected in the density spectra (data not shown).

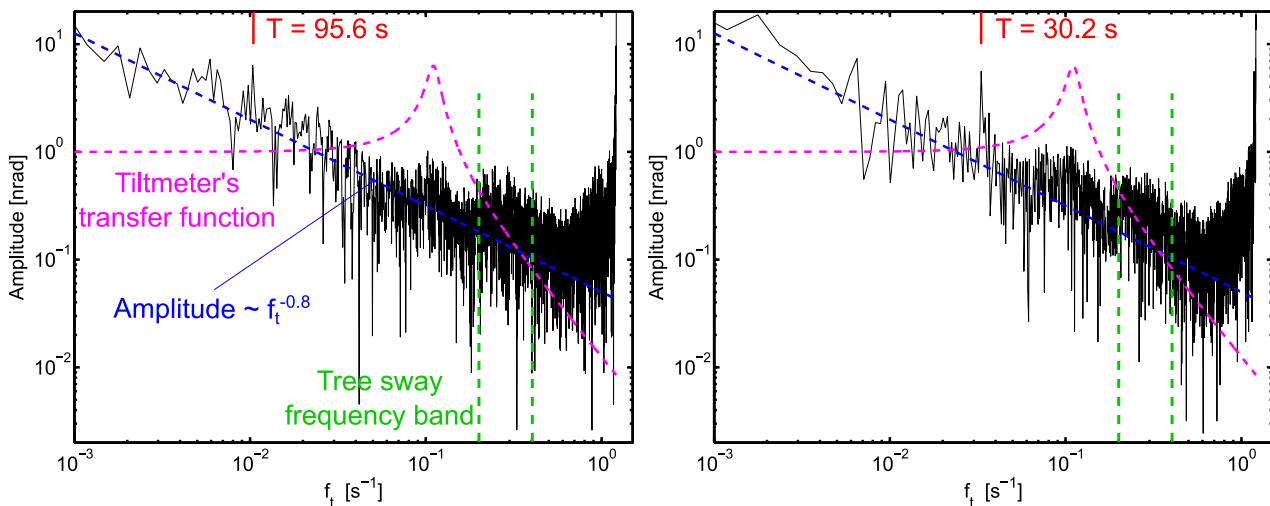


Figure 5: Amplitude density spectra (ASD)  $\Upsilon(f_t)$  of N44°E tilt series shown in Figure 4a (left) and b (right). The ASD is defined in equations 6 & 7. The tiltmeter transfer function refers to  $I(w)$  defined by eqn. 3, with  $\beta = 0.1$ .

In addition, we evaluated the distribution and spread of the tilt series for different frequency ranges. This is a way to evaluate the uncertainty of tilt measurements in relevant frequency bands. As expected, for each investigated frequency range  $f_t > 1/150$  Hz the distribution of tilt  $\theta$  is a gaussian distribution (Figure 6a). Moreover, the standard deviation  $\sigma_\theta$  is consistently increasing with the inverse width of investigated frequency band, that is to say, if  $f_c$  is the highpass cutoff frequency,  $\sigma_\theta$  increases as  $1/f_c = T_c$  increases (Figure 6b). In fact, the standard deviation rises sharply until  $T_c = 30$  s where it generally reaches a value of about 20 nrad, and then increases gently towards  $\sim 25$  nrad for  $T_c = 150$  s. Most of the time, the spread of tilt data remains equally consistent between experiments and both instruments (Figure 6b), but exceptions arise when a major anomaly is present in the data as discussed previously for N44°E series during the 95.6 s test at 78.7 m depth (Figures 4 & 6b). In such cases, the spread is dramatically increased for  $T_c > 10$  s.

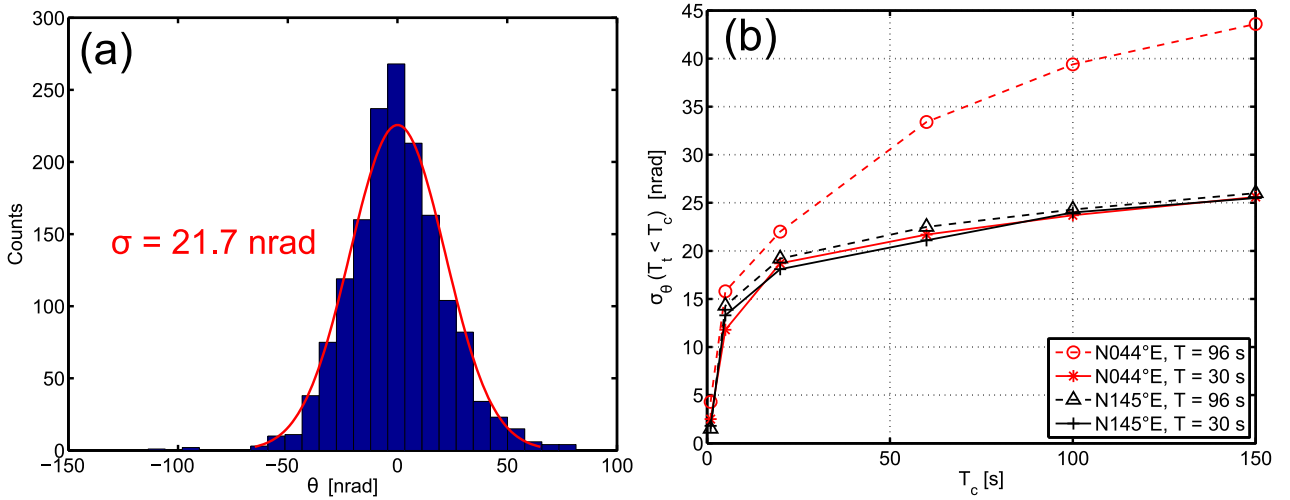


Figure 6: Evaluation of distribution and spread of tilt signals. a) Histogram of tilt N44°E values for frequencies  $f_t > 1/60$  Hz and gaussian fit (in red) ; b) Standard deviation  $\sigma_\theta$  as function of inverse highpass cutoff period  $T_c = 1/f_c$ .

In order to recover the tilt amplitudes related to the hydromechanical experiments we employed the stacking technique, commonly used in order to detect weak signals in sismology and enhance the signal-to-noise ratio of geophysical data [Mann *et al.*, 1999; Mayne, 1962; Schimmel and Paulssen, 1997]. We take advantage of the fact that we can precisely measure the frequency of each hydraulic test by analyzing pressure data in the chamber and by fitting

a sine function to it (Figure 7), of the form

$$P(t) = P_c \sin\left(\frac{2\pi}{T}t + \varphi\right) \quad (8)$$

where  $P(t)$  is pressure as a function of time  $t$ ,  $P_c$  its amplitude,  $\varphi$  the phase and  $T$ , as previously stated, is the period of oscillation. Then, we cut tilt series into  $n_p$  pieces of duration  $T$  and sum up all the pieces together, after having removed the linear component for each piece. By dividing the total summation by  $n_p$ , we theoretically obtain the characteristic tilt signal associated to the periodic hydromechanical test. In doing so, not only do we improve the signal-to-noise ratio by a maximum factor of  $\sqrt{n_p}$ , but we ensure a correct estimation of the signal's amplitude. As a matter of fact, searching weak signals in an ASD can be biased when using an harmonic approach [Florsch *et al.*, 1995], which is not the case with the stacking method because it has the advantage of conserving all harmonics that could appear if the system's behavior is non-linear. Here, we assume that the noise is homoscedastic so that any fluctuation around the mean targeted tilt signal tends to be canceled out through summation of all  $n_p$  pieces of signal. This means that if  $n_p$  would ideally tend to infinity, the recovered tilt signal due to the hydromechanical test would be, after stacking, a perfect sine function expanding over one  $T$ .

## 3 Results

### 3.1 Stacked tilt signal

Examples of the stacked signals are given for three different experiments on each hydromechanically tested fracture in Figures 8, 9 and 10. By fitting a sine function to these, we were able to recover the amplitude  $\Theta_\phi$  for each tiltmeter (results are given in table 2) and we calculated the associated root-mean-square error (RMSE) as the classical square of the sum of squared differences between model fit and data, divided by the number of data points. In addition, stacked tilt signals have been checked to be in phase with pressure oscillations in the chamber (not shown here), although some difficulty arose due to differences in clock drifting between the separate acquisition systems for pressure and tilt, as well as fairly large errors in fitting sine functions to the stacked data.

As expected from the density spectrum analysis, only the N44°E instrument seems to encompass a sinusoidal signature of the imposed oscillations. Dispersion of data around the fitted sine is variable: it is in general increasing with values of test periods  $T$ . Nevertheless, the periodic signal is nearly always distinguishable in N44°E times series. The other one however, N145°E, fails to capture it. Nonetheless, absence of signal does not rime with absence of information. Indeed, when N44°E stacked signals usually reveal amplitudes of about 10 nrad for most tested periods, N145°E shows flat responses with varying residual noise. For very low residual noises for instance (Figure 10, middle row), we may argue rather safely that the noise, including all non hydromechanical effects, is quasi perfectly normally distributed. Hence, the companion data recorded by the N44°E tiltmeter is not an artifact considering earlier discussion on the consistency in the time series' spread (Figure 6b).

Given the retrieved amplitudes in N44°E data ( $\sim 10$  nrad), which are more than twice as low as standard deviations at these frequencies (Figure 6b), we demonstrate that we were able to go beyond the detection limit of our instruments thanks to the periodic nature of the experiment combined with a straightforward processing technique.

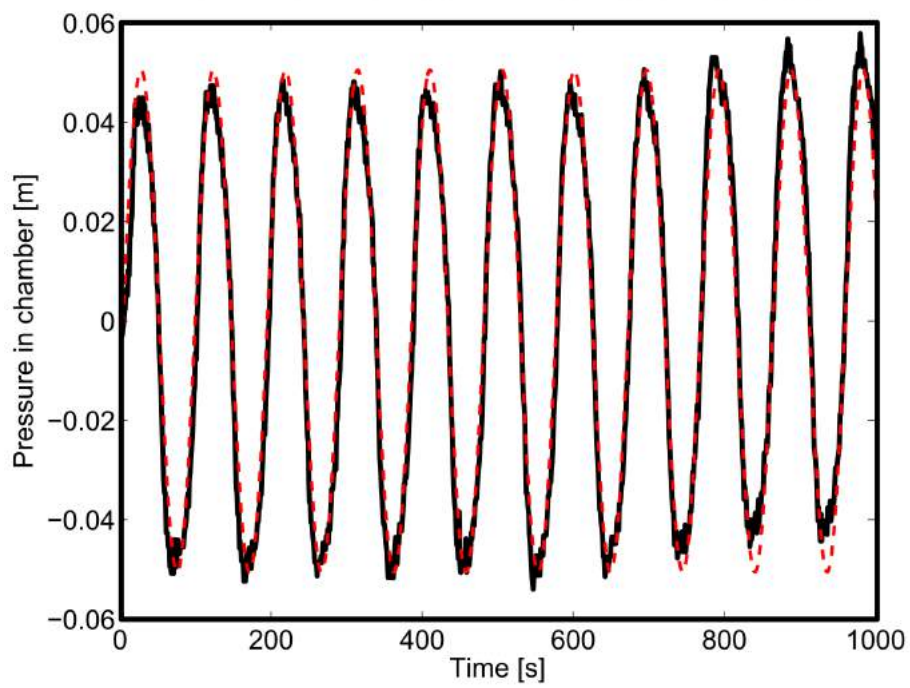


Figure 7: Data sample of pressure in the chamber as a function of time (solid black curve) and associated least-square fit of a sine function as defined by 8 (broken red curve).

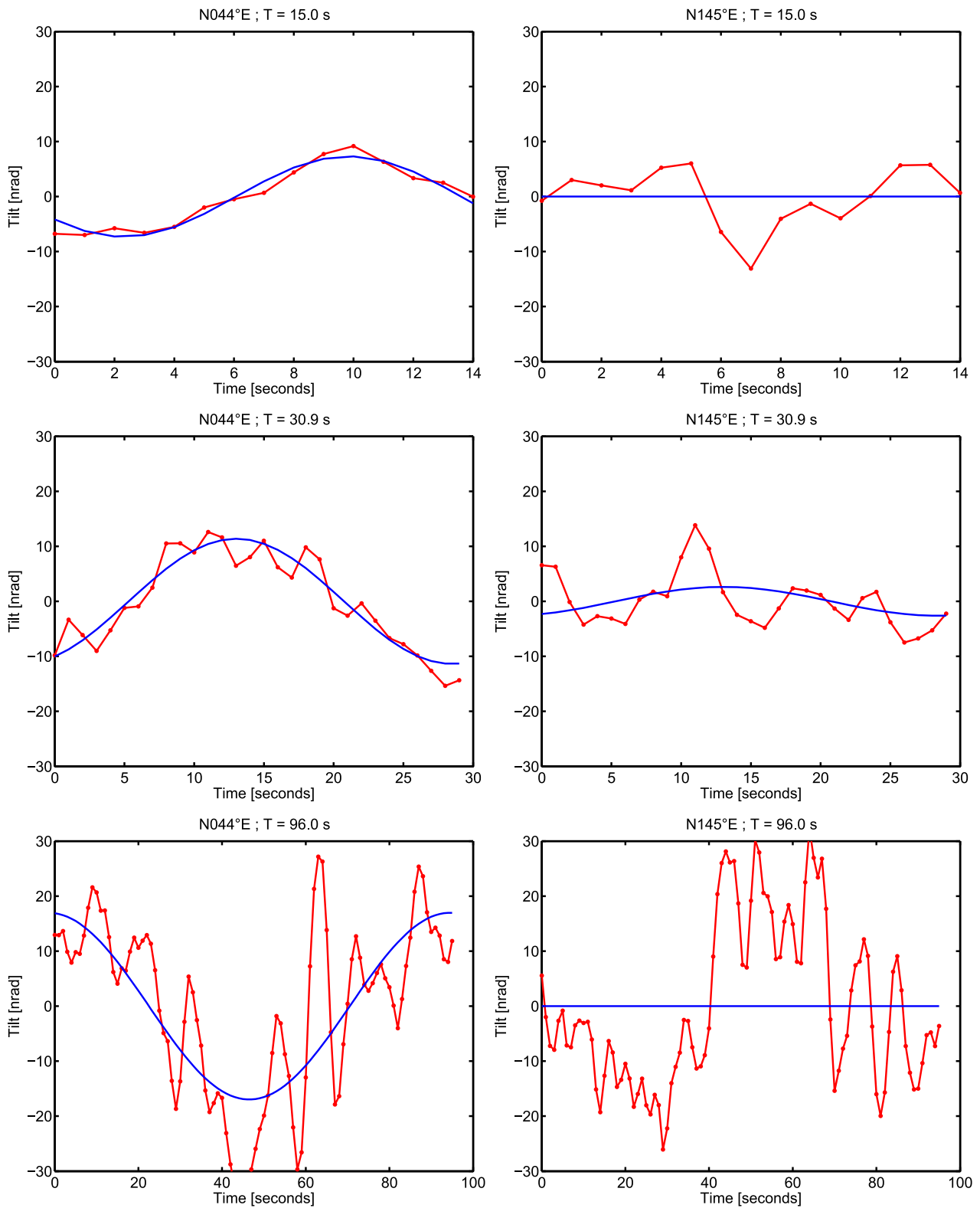


Figure 8: Stacked tiltmeter responses for three periodic hydromechanical tests performed on fracture B1-2 ( $d_f = 50.9$  m) in red, and associated sine fit of amplitude  $\Theta$  and period  $T$  in blue.

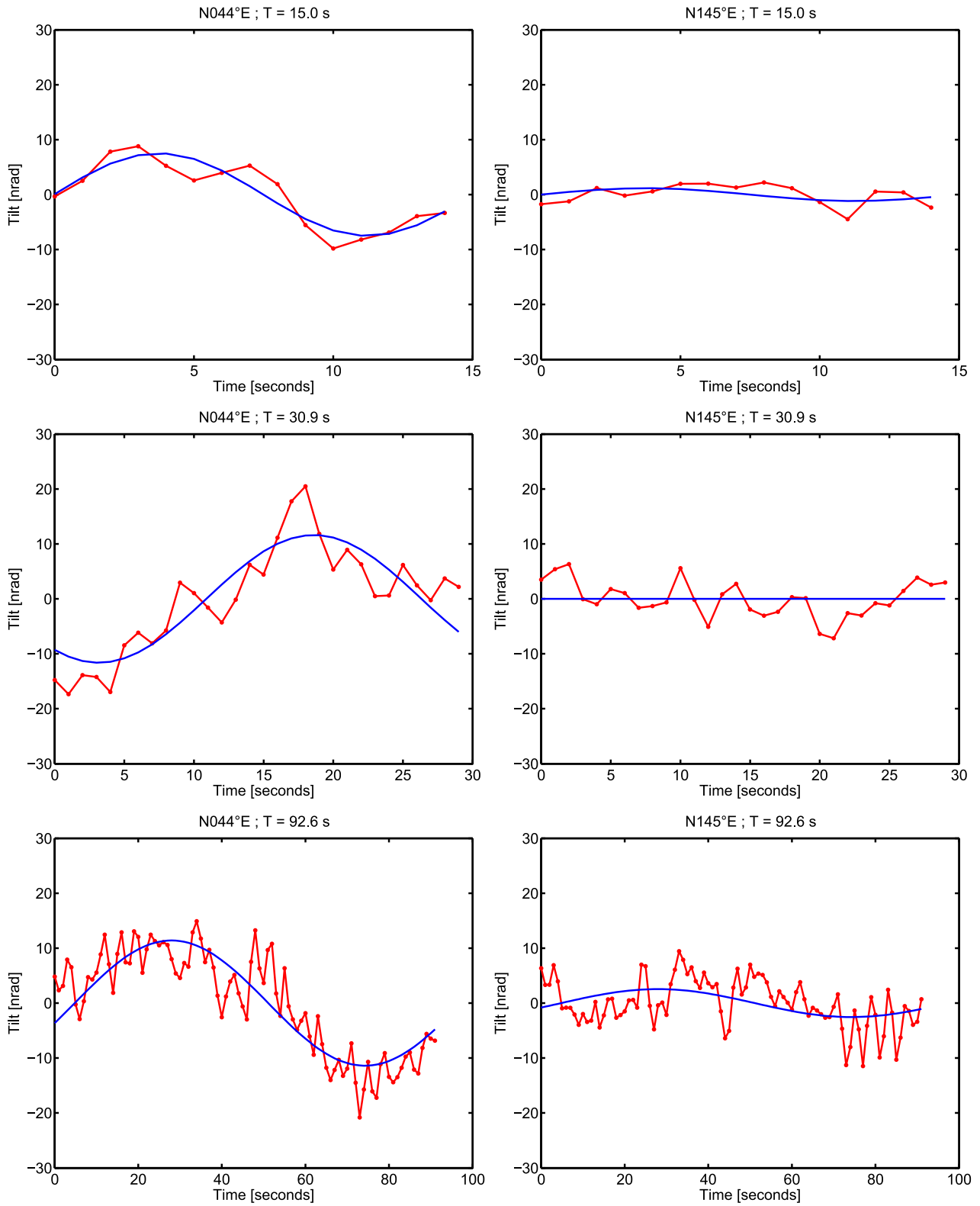


Figure 9: Stacked tiltmeter responses for three periodic hydromechanical tests performed on fracture B1-3 ( $d_f = 60.4$  m) in red, and associated sine fit of amplitude  $\Theta$  and period  $T$  in blue.



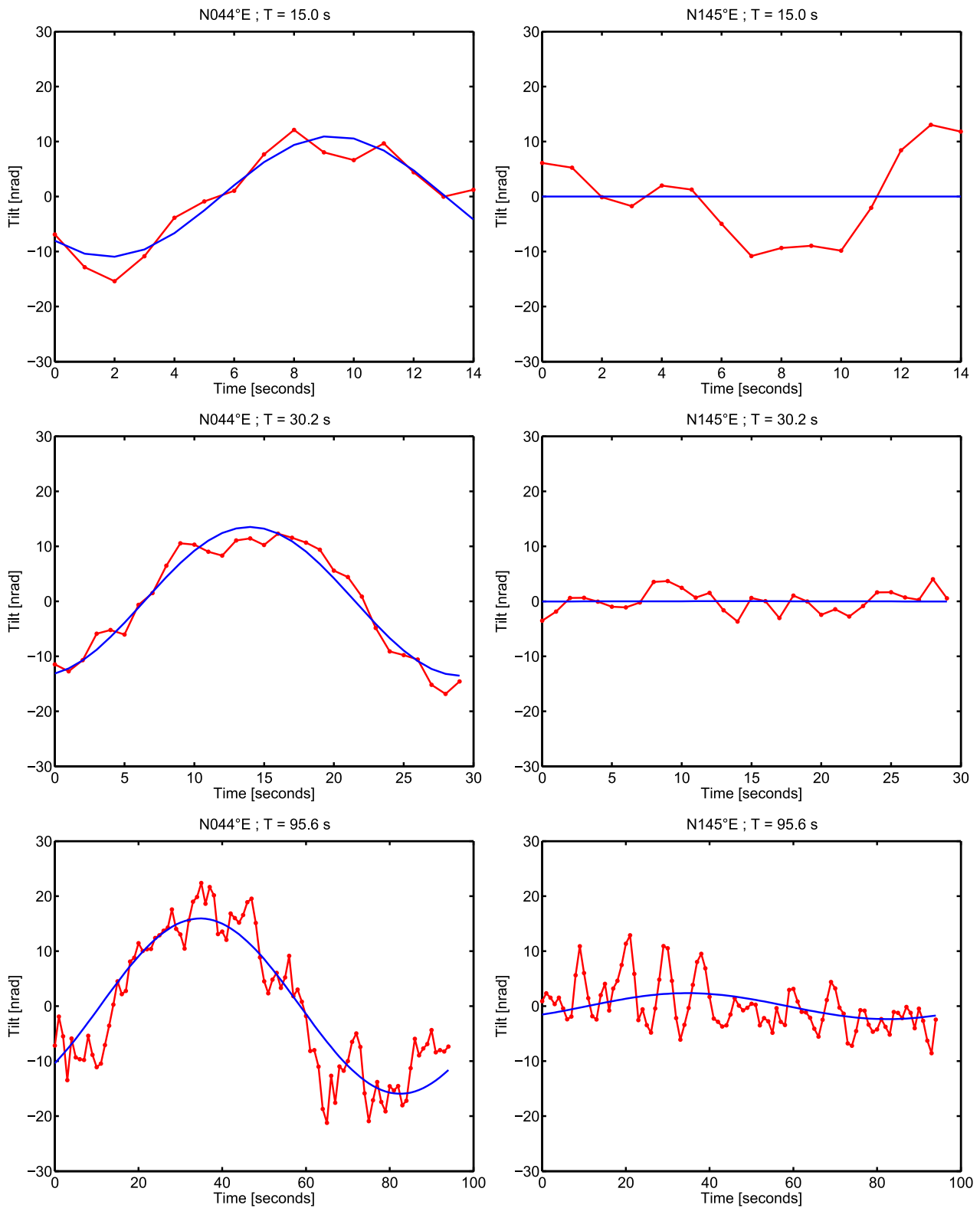


Figure 10: Stacked tiltmeter responses for three periodic hydromechanical tests performed on fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$  m) in red, and associated sine fit of amplitude  $\Theta$  and period  $T$  in blue.

## 3.2 Interpretation

### 3.2.1 Assessing possible undesirable effect

Monitoring hydromechanical experiments from the surface is challenging because Blum tiltmeters are very sensitive to various sources of perturbation and in our case, the solicited fractures are rather deeply located in comparison with the scale of the site. If the presence of an intentionally induced mechanical signal is measured by N44°E, we should mention that there are two potential sources acting at the chosen oscillation periods: the first is the targeted hydromechanical signature of pressurized fractures and the second, is the action of the experimental setup itself on the ground surface. In fact, when the cylinder moves up and down the water-filled tank beneath it (see Figure 2), it experiences a buoyant force counteracting its own weight according to Archimedes' principle. This force varies with the same frequency as the cylinder's oscillations. This results in a varying force  $F_s$  exerted on each foot of the tripod and thus on the ground. In this section, we seek to investigate whether this effect can be recorded by our tiltmeters.

Assuming a semi-infinite elastic half-space, ground surface deformation caused by a normal force over a disc-shaped surface can be calculated analytically from the developments of *Farrell* [1972]. The 1D problem requires the knowledge of the soil's elastic parameters, namely Young's modulus  $E$  and Poisson's ratio  $\nu$ , as well as the distance to the load  $d_l$  and the disk's radius  $r_d$ , which here is fixed to 0.1 m and reveals negligible influence on tilt amplitude in this configuration (not shown here). Considering the problem's dimensions, we estimate that the norm of the force applied on each foot of the tripod is  $|F_s| \simeq 18$  N. Unfortunately, as this effect was unforeseen we did not precisely measure the distance between the tiltmeters and the tripod's feet. Seemingly, the mechanical properties of the soil are unknown but there is a way to estimate them if we know the response of a tiltmeter to a known mass placed at a known distance from it. This is where the team member seen in N44°E data (Figure 4a) comes into play. At that moment, the individual weighed about 804 N and passed rapidly by the instruments, between the station and the closest foot of the tripod, hence at about 1.5 to 2 m from P1 (Figure 1). On the tilt signal, he created a decline of about  $420 \pm 20$  nrad (Figure 4). By fixing Poisson's ratio to  $\nu = 0.3$ , a widely used value for geotechnical applications, we could estimate the soil's Young modulus  $E$  from Farrell's analytical solution [Farrell, 1972]. From Figure 11a, it appears that  $E$  should lie

between 140 and 250 MPa, which is consistent for the humid sandy clay we observe at this site. Using these values to calculate the tilt that the tripod would generate at the station, it seems that the buoyancy force alone is not able to explain the observed tilt amplitudes (Figure 11b). We only consider the tripod foot closest to P1, given that the others are more than 3 m away from it and thus are unlikely to have any noticeable effect (Figures 1 & 11).

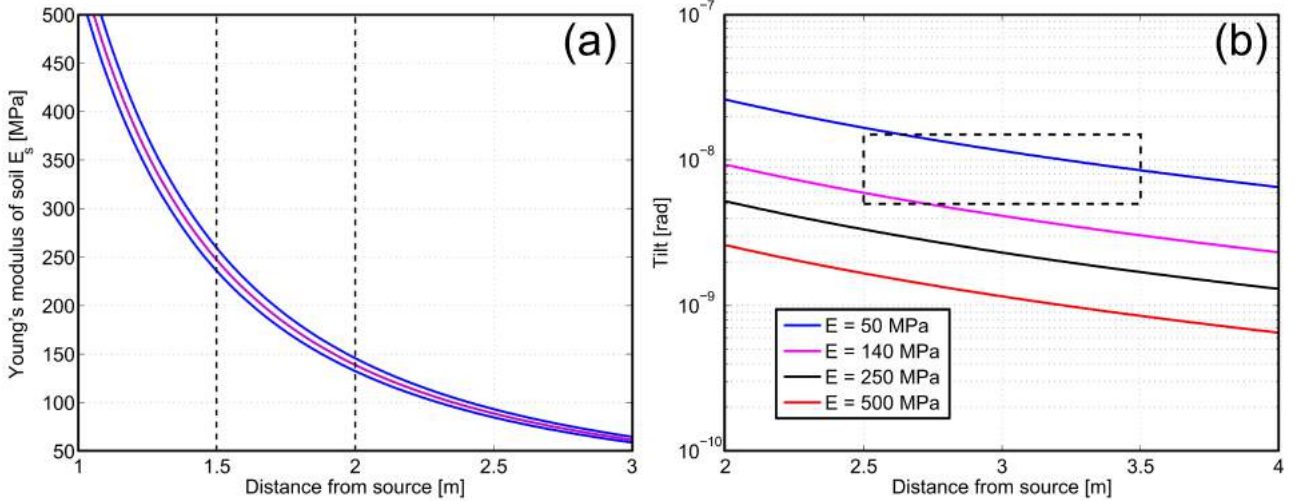


Figure 11: Evaluation of potential buoyancy effect on tilt data. a) Recorded effect on the N44°E tiltmeter of a 82 kg individual (source) as a function of the soil's Young's modulus  $E_s = E$  and its distance to the instrument, calculated from the analytical solution of *Farrell* [1972]. The purple and blue curves are the measured tilt amplitude (420 nrad) and its estimated confidence bounds ( $\pm 20$  nrad) respectively. The broken black lines represent the approximate distance range at which the individual passed by the tilt station P1; b) Calculated N44°E tilt profiles corresponding to an applied force representative of one tripod foot's action on the ground surface, resulting from varying buoyancy force on the solid cylinder during a test, as a function of its distance from the tiltmeter. The different plain curves correspond to different soil Young's moduli  $E = E_s$  (Poisson's ratio is fixed at  $\nu = 0.3$ ). The broken line rectangle is the area entailing our stacked tilt results.

### 3.2.2 Assessing potential hydromechanical effect

We define as  $\Theta_{44}^*(T)$  the normalized stacked tilt amplitude of the N44°E instrument as the ratio of tilt amplitude to fracture depth  $d_f$  and pressure amplitude in the chamber  $P_c$ :

$$\Theta_{44}^* = \frac{\Theta_{44}}{d_f P_c}. \quad (9)$$

In Figure 12 we display  $\Theta_{44}^*$  as a function of tested periods  $T$  on the three fractures. We discarded all tests with  $T > 120$  s considering the very poor signal-to-noise ratios at these

periods. This analysis allows for separating the mechanical behaviors of the three fractures. Indeed, the normalized tilt amplitudes  $\Theta_{44}^*(T)$  are significantly different for B1-4 (78.7 m) than B1-2 and B1-3 (50.9 m & 60.4 m respectively) as shown in Figure 12a. Furthermore, for each fracture  $\Theta_{44}^*(T)$  exhibits a weak dependency on  $T$  for periods  $T \geq 30$  s. Indeed for  $T \simeq 15$  s, the normalized tilt amplitude is systematically higher than for other periods, abstraction made of large error bounds. We attributed this effect to resonance. From (4) and has been shown earlier, one may infer that

$$\lim_{T \rightarrow T_0} G(T) = \frac{\Omega}{2\beta} \quad (10)$$

and

$$\lim_{T \rightarrow \infty} G(T) = \Omega \quad (11)$$

which demonstrates that the tiltmeter measures the actual ground motion  $\Omega$  for long external excitation periods  $T$ , but when the latter gets close to the eigen oscillation period of the tiltmeter  $T_0 \simeq 9$  s, it experiences a resonance causing an amplification of the real perturbation by a factor  $(2\beta)^{-1}$  which is positive for  $\beta \leq 1$ . This function has been reported on  $\Theta_{44}^*(T)$  graphs in Figure 12 (broken lines) with  $\beta = 0.1$  (dimensionless) and shows that this phenomenon explains well the decline of normalized tilt amplitude with increasing period (Figure 12).

Additionally, from the triple test sets on B1-4 (78.7 m) we may observe that the experiments seem to be more repeatable for small periods tests ( $T \leq 70$  s). Therefore, we tend to put more confidence in the results of short period tests. Hence, it is convenient to adjust the gain function  $G(T)$  to the normalized tilt amplitude  $\Theta_{44}^*(T)$  for short periods, so that we might hope for the best estimate of the actual ground tilt  $\Omega$  in response to deep hydromechanical sources. In doing so, we obtain  $\Omega$  equal to 0.65, 0.45 and 3.2 nrad/m<sup>2</sup> for fractures B1-2, B1-3 and B1-4 respectively (Figure 12).

### 3.2.3 Fracture properties

In periodic hydraulic tests, the investigated characteristic distance  $d_c$  around the solicited well obeys, at zero order and assuming Darcy flow, to a simple scaling law of the form [Renner and Messar, 2006; Svenson et al., 2007]:

$$d_c = \sqrt{DT} \quad (12)$$

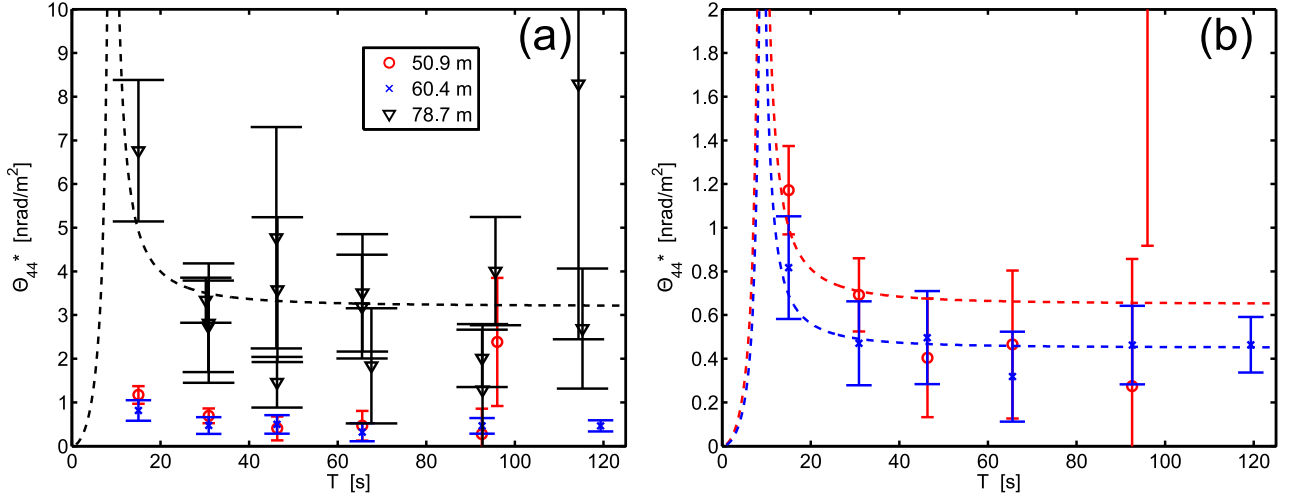


Figure 12: Normalized N44°E amplitude as a function of period  $T$  for each tested fracture, marked by their depth: B1-2 (50.9 m depth), B1-3 (60.4 m) and B1-4 (78.7 m). (b) is an enlargement of (a) to better visualize results of the two upper fractures' responses.  $\Theta_{44}^*$  is defined in equation 9 and the broken lines are  $G(T)$  functions defined in equation 4. Error bars correspond the RMSE of sine fits to the stacked tilt data: the width of an error bar is  $2 \times$  RMSE.

where  $D = T_h/S$  is the medium's hydraulic diffusivity. It appears clearly from (12) that the pressure front explores increasing fracture radii  $r_c = d_c$  for increasing periods of excitation  $T$ . Consequently for long period hydraulic tests, a larger area of the tested fracture should undergo change in effective stress and thus opening. Ultimately, larger deforming fractures are likely to generate more observable ground surface deformation. Nonetheless, this intuitive reasoning does not match our observations because there is no perceptible dependency of normalized tilt on tested periods. One hypothesis is that the change in tilt amplitude with period is too small to be detected and falls within the measurement errors.

Another hypothesis is that each hydraulic test is only able to deform a limited portion of the fracture, regardless of the penetration radius  $r_c$  of pressure perturbations. One effect that may cause such a behavior is the presence of important sub-vertical transmissive fractures intersecting the tested fractures isolated in borehole B1. This should produce both a leakage and associated pressure drop in the first fracture, as well as an important change in mechanical stress distribution. The presence of a well connected fracture network at our site, involving permeable sub-vertical drains crossing the sub-horizontal fractures of B1, is demonstrated by many previous studies [*Dorn et al.*, 2012, 2013; *Klepikova et al.*, 2014; *Le Borgne et al.*, 2007;

*Shakas et al.*, 2016]. Another effect could be the decrease in fracture compliance with distance from the well. Here, we define as compliance  $C_f$  the ratio of fracture normal opening  $\delta_a$  to the applied change in effective stress (in Pa), which is due to fluid pressure variations  $P_c$  in this study. Hence, we have

$$C_f = \frac{\delta_a}{P_c} \quad . \quad (13)$$

In fact, the presence of the borehole might have affected fracture mechanical properties in its vicinity, as observed for example from televiwer logs where they appear with centimetric apertures (not shown here).

Therewith, it is likely that a combination of the two aforementioned effects are resulting in the recorded surface tilt patterns. The first effect was investigated by *Svenson et al.* [2007] and *Schweisinger et al.* [2011] who showed that a leakage (or fracture intersection) in a flat-lying fracture decreased the amplitude of fracture opening with increasing proximity to the injection point. However, the second effect is often not considered. We used a simple 2D elastic model to show the potential importance of change in boundary conditions induced by the presence of a borehole intersecting a fracture as shown in Figure 13. Indeed, assuming a 10-meter radius horizontal crack embedded at 51 m depth in an elastic medium and homogeneously stressed at 3000 Pa, which is at first order representative of the experiments performed on fracture B1-2 (tab. 2), we show that no tilt could be theoretically detected at the surface (Figure 13a). This case corresponds to the hypothesis behind classical analytical solutions for calculating surface deformation generated by a plane dislocation within a homogeneous elastic half-space (i.e. *Okada* [1985]). The chosen radius is in agreement with the largest interpretations of borehole GPR data for sub-horizontal fractures [*Dorn et al.*, 2013]. Conversely, when the domain boundary crossing the fracture is seen as an unconstrained boundary (ideally, like a borehole in a 2D cross-section), the same configuration yields surface tilt amplitudes about 20 times larger, on the order of those measured on the field ( $\sim 10 - 30$  nrad, Figure 13a). Furthermore, the fracture compliance is higher in the case emulating borehole presence, but it also reduces more frankly towards its tip. The contrary prevails in the constrained limit case, where the compliance remains stable until the fixed tip's influence becomes tangible. From these results, if we consider a mean fracture compliance around, say,  $C_f = 1 \times 10^{-9}$  m/Pa

(Figure 13b) we are able to estimate its storativity  $S$  expressed as [Svenson *et al.*, 2007]

$$S = \rho_w g (C_f + a C_w) \quad (14)$$

where  $\rho_w$  and  $C_w$  are the water's density and compressibility respectively, and  $a$  is the fracture's aperture. The term  $a C_w$  is generally negligible compared to  $C_f$ , and with  $\rho_w g = 10^4 \text{ N/m}^3$ , we obtain  $S \simeq 10^{-5}$  (dimensionless). This order of magnitude lies in the lower end of estimates from cross-borehole flowmeter test performed in the area by *Le Borgne et al.* [2006], but is higher than typical results from comparable hydromechanical field experiments [*Burbey et al.*, 2012; *Schweisinger et al.*, 2009; *Svenson et al.*, 2008]. Seemingly, our rough estimates of fracture normal stiffness  $k_n = C_f^{-1}$  coincide with the lower bounds of laboratory and field data gathered in the review by *Zangerl et al.* [2008] for fractures in granitic rock (Figure 14). Fracture stiffness increases with increasing applied stress in a non-linear fashion [*Rutqvist and Stephansson*, 2003; *Tsang and Witherspoon*, 1981] and our oscillating hydraulic test induced only small pressure variations. Therefore it is fairly consistent that our estimates of stiffness fall in the lower range found in literature.

## 4 Discussion and conclusions

We have presented a method to measure ground surface deformation associated to the pressurization of fractures at several depths. Here, a combination of an oscillatory fluid pressure excitation of known frequency, precise tiltmeters and simple processing methods have offered the possibility to grasp deep hydromechanical phenomena of unprecedented small amplitudes. This has important implications for cost-effective studies of fractured media where contamination or similar issues may prevent from mobilizing large volumes of fluid as in pumping tests, or similarly, where high pressurization of the medium is unsafe. Moreover, surface monitoring of ground deformation may be an interesting complement to closer *in situ* hydromechanical tests as in *Schweisinger et al.* [2009]; *Svenson et al.* [2008] given that the object is seen from a broader perspective. This allowed us to point towards the noteworthy effect of boundary conditions governing the stress distribution at a fractures' tips, especially at the borehole's intersection in this case. Even if the 2D problem considered in this work might be an over-simplification of the

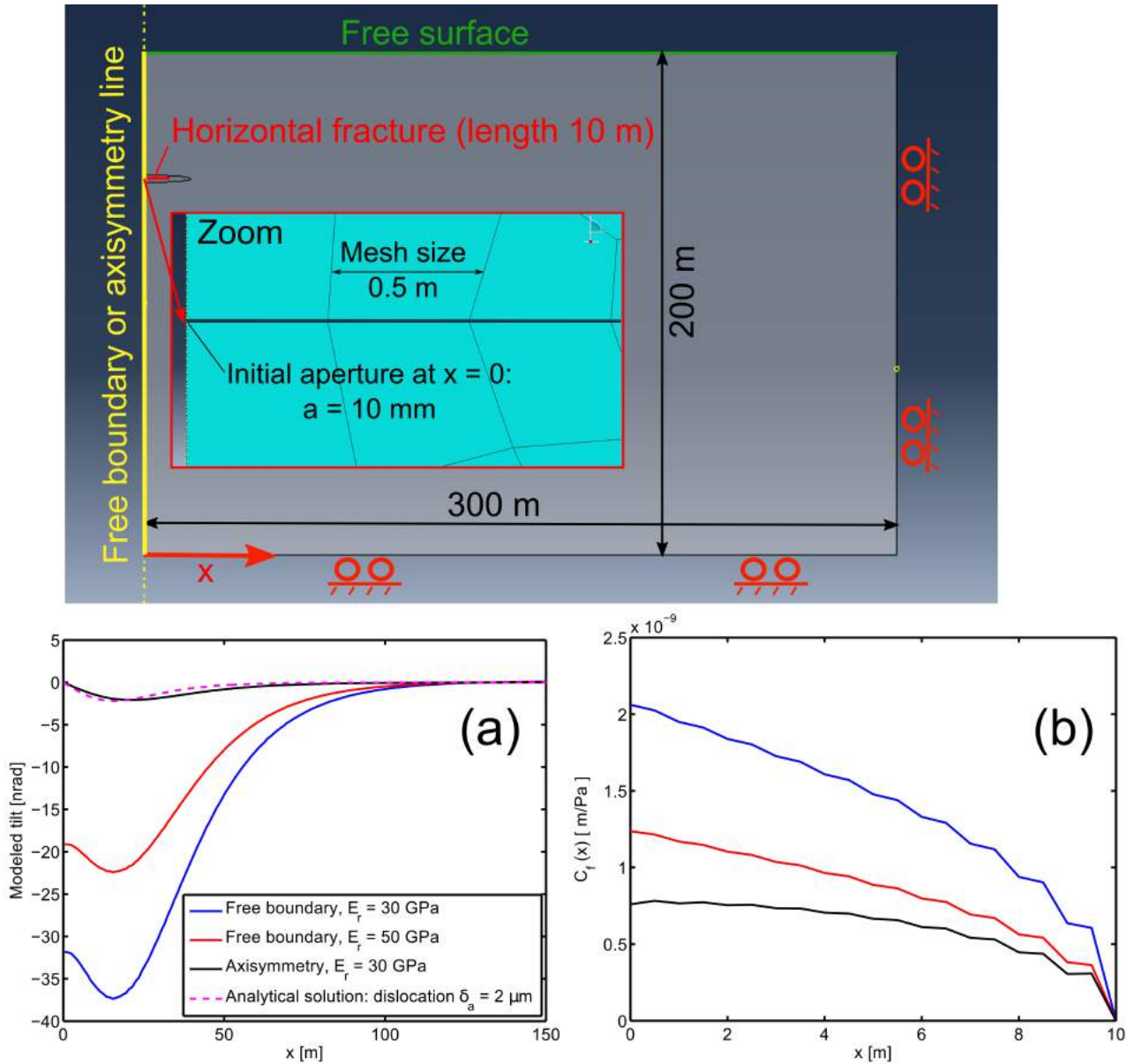


Figure 13: Elastic model's geometry and boundary conditions (upper sketch). The yellow left-hand boundary either represents the 2D model symmetry axis, which would emulate conditions where the horizontal crack is constrained on all sides, or a free boundary such as the one created by a wellbore intersecting the fracture at zero order. Bottom graphes: (a) Surface tilt profiles obtained for different conditions ( $E_r$  is the rock Young's modulus, Poisson's ratio is fixed to 0.3). The analytical dislocation model is from *Okada* [1985] for the same opening and properties equivalent to the axisymmetric case. (b) Fracture compliance profiles.



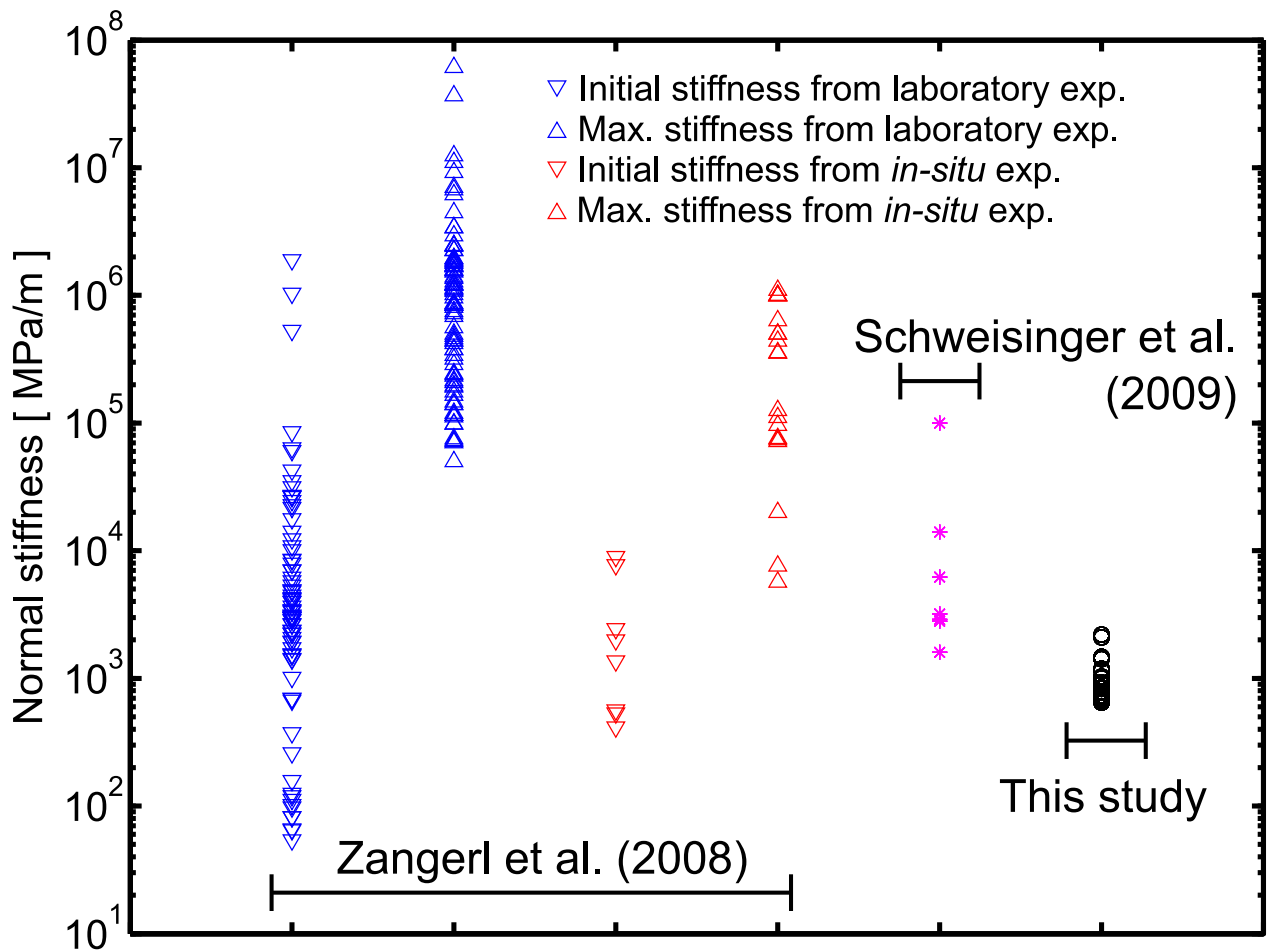


Figure 14: Comparison of different estimates of fracture normal stiffnesses  $k_n = C_f^{-1}$ . Zangerl *et al.* [2008] grouped the results of several studies conducted either in laboratory or in the field. Schweisinger *et al.* [2009] performed *in situ* hydromechanical experiments on fractures at different depths ranging from 25 to 49 m.

real 3D impact of a borehole on the stress field, we show the importance of carefully taking it into account when assessing the deformation induced by an opening fracture. Nevertheless, at this point we have to acknowledge the fact that many mechanical processes could equally well explain our observations, such as the effect of fracture dissymetry with respect to the borehole. Those effects should be evaluated in future work.

One of our instruments however, was blind to any hydromechanical process stimulated by the oscillatory hydraulic test. In fact, the N145°E tiltmeter was equipped with a photoelectric cell more than twice less sensitive than its twin, which might partly explain its difficulty to monitor the targeted deformations. Anyway, the errors associated to the N44°E tilt amplitude estimation are relatively high but logical given the conditions of the experiment, and the fact that we probably leaned against the very end of our method's detection limits. The experience acquired during our experiment should benefit to improve it in several ways. First, creating higher pressure amplitudes in the chamber should increase fracture deformation and thereby enhance detectability by tiltmeters. Second, all sources of instrument disturbance must be carefully avoided or, if it is not possible, as for wind effects for instance, a way to better monitor side effects in the frequency domain could be implemented to subsequently filter them.

Coupling oscillatory pressure tests and hydromechanical monitoring is likely to help understanding and quantifying *in situ* to what extent key parameters, such as fracture storativity, are varying depending on the stress state of the medium. *Vinci et al.* [2015] showed the importance of considering the fully coupled hydromechanical response of a fracture when interpreting pressure data of periodic pumping tests, in order to avoid significant biases in properties estimates. Besides, they demonstrated that the signature of hydromechanical effects could be easily distinguished in pressure patterns due to the periodic nature itself. Consequently, further work should gather efforts to combine knowledge from periodically-induced pressure variations in fractures and their associated mechanical response, in order to both investigate non-stationarity of hydraulic properties and gain insight on *in situ* fracture mechanics.

# Notation

## List of mathematical symbols, with significance and units.

– Latin letters:

$a$	Fracture aperture (m).
$C_f$	Fracture normal compliance (m/Pa).
$C_w$	Compressibility of water (Pa <sup>-1</sup> ).
$d_f$	Fracture's depth in borehole B1 (m).
$d_s$	Diameter of the solid cylinder (m).
$d_c$	Characteristic distance (m).
$D$	Hydraulic diffusivity (m <sup>2</sup> /s).
$E$	Young's modulus of soil (Pa) also noted $E_s$ .
$f_0$	Eigen frequency of a tiltmeter's pendulum (s <sup>-1</sup> or Hz).
$f_c$	Highpass cut-off frequency (s <sup>-1</sup> or Hz).
$f_s$	Sampling frequency (s <sup>-1</sup> or Hz).
$f_t$	Frequency of harmonic in tilt signal (s <sup>-1</sup> or Hz).
$F_s$	Force applied by a tripod foot onto the soils' surface (N).
$g$	Gravity acceleration (s <sup>-1</sup> or Hz).
$G(T)$	Gain function.
$i$	Imaginary unit defined as $i^2 = -1$ .
$I(w)$	Tiltmeter's transfer function.
$k_n$	Fracture normal stiffness (Pa/m).
$K_p$	Dimensionless constant.
$l_s$	Length of the solid cylinder (m).
$n_p$	Number of complete cylinder oscillations during a test.
$N$	Number of numbers in discrete sequence.
$P_c$	Pressure (Pa or m).
$P_c$	Pressure amplitude in the chamber (Pa or m).
$q$	Pendulum's displacement (m).
$r_c$	Characteristic fracture radius (m).
$S$	Storativity (dimensionless).

$t$	Time (s).
$T$	Period of pressure oscillations in sealed chamber (s).
$T_0$	Eigen period of a tiltmeter's pendulum (s).
$T_c$	Highpass cut-off period (s).
$T_h$	Transmissivity ( $\text{m}^2/\text{s}$ ).
$T_t$	Period of harmonic in tilt signal (s).
$U$	Differential output tension of a tiltmeter's photoelectric cells (mV).
$x_n$	$n$ -th number in sequence of length $N$ .
$X_k$	Discrete Fourier Transform of $x_n$ .

– Greek letters:

$\beta$	Relative dampening coefficient (dimensionless).
$\delta_a$	Fracture mode I (normal) opening (m).
$\Gamma$	Amplification factor of a tiltmeter ( $\text{mV}/\text{rad}/\text{s}^2$ ).
$\nu$	Poisson's ratio (dimensionless).
$\omega$	Pulsation ( $\text{s}^{-1}$ or Hz).
$\omega_0$	Eigen pulsation of a tiltmeter's pendulum ( $\text{s}^{-1}$ or Hz).
$\Omega$	Ground surface tilt (rad).
$\Omega_{44}^*$	Normalized stacked tilt amplitude recorded by N44°E instrument (nrad/ $\text{m}^2$ ).
$\phi$	Tiltmeter orientation with respect to the North ( $^\circ$ ).
$\varphi$	Phase (rad).
$\rho_w$	Water density ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ).
$\sigma_\theta$	Standard deviation of tilt amplitudes (nrad).
$\theta$	Measured tilt signal (rad).
$\Theta_\phi$	Amplitude of stacked tilt data from tiltmeter with orientation N $\phi$ °E (nrad).
$\Upsilon(f_t)$	Amplitude spectral density (nrad).

## Acknowledgments

This work is part of the ANR project EQUIPEX CRITEX (grant ANR-11-EQPX-0011), with a combination of work packages 2.2 and 7.2, from which it has mainly been supported. Part of the scientific equipment has been purchased through the H+ observatory network. J. Schuite's PhD thesis is partly funded by the Brittany Region. Tilt data are available upon request at <http://hplus.ore.fr/>.

## References

- Agnew, D. C. (1986), Strainmeters and tiltmeters, *Rev. Geophys.*, *24*(3), 579–624.
- Baker, C. J. (1997), Measurements of the natural frequencies of trees, *J. Exp. Bot.*, *48*(310), 1125–1132.
- Bakhos, T., M. Cardiff, W. Barrash, and P. K. Kitanidis (2014), Data processing for oscillatory pumping tests, *J. Hydrol.*, *511*, 310–319.
- Bandis, S. C., A. C. Lumsden and N. R. Barton (1983), Fundamentals of rock joint deformation, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, *20*(6), 249–268.
- Barton, N. R., S. C. Bandis and K. Bakhtar (1985), Strengh, deformation and conductivity coupling of joints, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, *22*(3), 121–140.
- Becker, M. W. and A. M. Shapiro (2013), Tracer transport in fractured crystalline rock: evidence of nondiffusive breakthrough tailing, *Water Resour. Res.*, *36*(7), 1677–1686.
- Ben Maamar, S., L. Aquilina, A. Quaiser, H. Pauwels, S. Michon-Coudouel, V. Vergnaud-Ayraud, T. Labasque, C. Roques, B. W. Abbott and A. Dufresne (2015), Groundwater isolation governs chemistry and microbial community structure along hydrologic flowpaths, *Front. Microbiol.*, *6*, 1457.
- Berkowitz, B. (2002), Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review, *Adv. Water Resour.*, *25*, 861–884.
- Bonnet, E., O. Bour, N. E. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie and B. Berkowitz (2001), Scaling of fracture systems in geological media, *Rev. Geophys.*, *39*(3), 347–383.
- Boussinesq, J. (1868), Mémoire sur l'influence des frottements dans les mouvements réguliers des fluides, *J. Liouville*, *13*, 377–424.
- Burbey, T. J., D. Hisz, L. C. Murdoch and M. Zhang (2012), Quantifying fractured crystalline-rock properties using well tests, earth tides and barometric effects, *J. Hydrol.*, *414–415*, 317–328.
- Cappa, F. , Y. Guglielmi, S. Graffet, H. Lançon and I. Lamarque (2006), Use of in situ fiber optic sensors to characterize highly heterogeneous elastic displacement fields in fractured rocks, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, *43*(4), 647–654.

- Cappa, F. , Y. Guglielmi, J. Rutqvist, C.-F. Tsang and A. Thoraval (2006b), Hydromechanical modeling of pulse tests that measure both fluid pressure and fracture-normal displacement of the Coaraze Laboratory site, France, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, *43*, 1062–1082.
- Cardiff, M., T. Bakhos, P. K. Kitanidis and W. Barrash (2013), Aquifer heterogeneity characterization with oscillatory pumping: sensitivity analysis and imaging potential, *Water Resour. Res.*, *49*(9), 5395–5410.
- Cornet, F. H. (2016), Seismic and aseismic motions generated by fluid injections, *Geomech. Energy Env.*, *5*, 42–54.
- De Dreuzy, J.-R., P. Davy, and O. Bour (2001a), Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 1. Effective connectivity, *Water Resour. Res.*, *37*(8), 2065–2078.
- De Dreuzy, J.-R., P. Davy, and O. Bour (2001b), Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures, *Water Resour. Res.*, *37*(8), 2079–2095.
- Dorn, C., N. Linde, T. Le Borgne, O. Bour and M. Klepikova (2012), Inferring transport characteristics in a fractured rock aquifer by combining single-hole ground-penetrating radar reflection monitoring and tracer test data, *Water Resour. Res.*, *48*, W11521.
- Dorn, C., N. Linde, T. Le Borgne, O. Bour and J.-R. De Dreuzy (2013), Conditioning of stochastic 3-D fracture networks to hydrological and geophysical data, *Adv. Water Resour.*, *62*, 79–89.
- Evans, K. and F. Wyatt (1984), Water table effects on the measurement of earth strain, *Tectonophysics*, *108*, 323–337.
- Farrell, W. E. (1972), Deformation of the Earth by surface loads, *Rev. Geophys. Space Ge.*, *10*(3), 761–797.
- Florsch, N., H. Legros and J. Hinderer (1995), The search for weak harmonic signals in a spectrum with application to gravity data, *Phys. Earth Planet. In.*, *90*(3–4), 197–210.
- Guiltinan, E. and M. W. Becker (2015), Measuring well hydraulic connectivity in fractured bedrock using periodic slug tests, *J. Hydrol.*, *521*, 100–107.
- Guglielmi, Y., F. Cappa and D. Amitrano (2008), High-definition analysis of fluid-induced seismicity related to the mesoscale hydromechanical properties of a fault zone, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L06306.
- Guglielmi, Y., F. Cappa, J.-P. Avouac, P. Henry and D. Elsworth (2015), Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip, *Science*, *348*(6240), 1224–1226.
- Hisz, D. B., J. C. Murdoch and L. N. Germanovich (2013), A portable borehole extensometer and tiltmeter for characterizing aquifers, *Water Resour. Res.*, *49*, 7900–7910.
- Klepikova, M. V., T. Le Borgne, O. Bour, K. Gallagher, R. Hochreutener and N. Lavenant (2014), Passive temperature tomography experiments to characterize transmissivity and connectivity of preferential flow paths in fractured media, *J. Hydrol.*, *512*, 549–562.

- Le Borgne, T., O. Bour, F. L. Paillet and J.-P. Caudal (2006), Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *J. Hydrol.*, *328*, 347–359.
- Le Borgne, T., O. Bour, M. S. Riley, P. Gouze, P. A. Pezard, A. Belghoul, G. Lods, R. Le Provost, R. B. Greswell, P. A. Ellis, E. Isakov and B. J. Blast (2007), Comparison of alternative methodologies for identifying and characterizing preferential flow paths in heterogeneous aquifers, *J. Hydrol.*, *345*, 134–148.
- Le Goc, R., J.-R. De Dreuzy and P. Davy (2010), An inverse problem methodology to identify flow channels in fractured media using synthetic steady-state head and geometrical data, *Adv. Water Resour.*, *33*(7), 782–800.
- Manga, M., I. Beresnev, E. E. Brodsky, J. E. Elkhoury, D. Elsworth, S. E. Ingebritsen, D. C. Mays and C.-Y. Wang (2012), Changes in permeability caused by transient stresses: Field observations, experiments, and mechanisms, *Rev. Geophys.*, *50*(2), RG2004.
- Mann, M., R. Jger, T. Mller, G. Hcht and P. Hubral (1999), Common-reflection-surface stack – a real data example, *J. Appl. Geophys.*, *42*(3–4), 301–318.
- Mayne, W. H. (1962), Common reflection point horizontal data stacking techniques, *Geophysics*, *27*(6), 927–938.
- Murdoch, L. C. and L. N. Germanovich (2012), Storage change in a flat-lying fracture during well tests, *Water Resour. Res.*, *48*, W12528.
- Neuman, S. P. (2005), Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks, *Hydrogeol. J.*, *13*, 124–147.
- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *75*(4), 1135–1154.
- Pedersen, K. (1997), Microbial life in deep granitic rock, *FEMS Microbiol. Rev.*, *20*, 399–414.
- Renner, J. and M. Messar (2006), Periodic pumping tests, *Geophys. J. Int.*, *167*, 479–493.
- Renshaw, C. E. (1995), On the relationship between mechanical and hydraulic apertures in rough-walled fractures, *J. Geophys. Res.*, *100*(B12), 24,629–24,636.
- Rice, J. R. and M. P. Cleary (1976), Some basic stress diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents, *Rev. Geophys. Space Phys.*, *14*, 227–241.
- Roeloffs, E. A. (1988), Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *93*(B3), 2,107–2,124.
- Rutqvist, J., J. Noorishad, C.-F. Tsang and O. Stephansson (1998), Determination of fracture storativity in hard rocks using high-pressure injection testing, *Water Resour. Res.*, *34*(10), 2551–2560.
- Rutqvist, J. and O. Stephansson (2003), The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering, *Hydrogeol. J.*, *11*, 7–40.

### **4.3 Compléments**

Le lecteur est renvoyé à l'annexe C (page IX) pour visualiser les résultats d'analyse de tous les tests périodiques, qui par souci de concision et pour des questions de place n'ont pas été insérés dans l'article.





# Chapitre 5

## Comprendre le fonctionnement hydromécanique d'une zone de faille grâce à l'inclinométrie

*« Perquè hi haurà un dia que no podrem més i llavors ho podrem tot. »*

---

Vicent Andrés Estellés (1924 - 1993)

### Sommaire

---

<b>5.1 Introduction</b> . . . . .	<b>222</b>
<b>5.2 Article en préparation</b> . . . . .	<b>222</b>

---

## 5.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous cherchons à explorer plus en détail l'information contenue dans les séries temporelles de *tilt*, notamment sur les propriétés mécaniques d'un réservoir fracturé et sur son comportement hydromécanique à l'échelle du kilomètre. Pour ce faire, nous élaborons un modèle poro-mécanique numérique 3D dans lequel il y a principalement deux domaines : une zone de faille sub-verticale très conductrice incluse dans une matrice rocheuse moins perméable. Ainsi, nous simulons 30 heures d'injection d'un fluide au sein du milieu et analysons les réponses en pression et en déformation de surface en fonction des propriétés hydrodynamiques et mécaniques affectés aux deux domaines.

La problématique, la démarche, les résultats ainsi que leur interprétation sont présentés ci-après sous forme d'un article préparé pour être soumis à *Water Resources Research*.

## 5.2 Article en préparation

# Understanding the hydromechanical behavior of a fault zone from transient surface tilt and fluid pressure observations at hourly time scales

Jonathan Schuite<sup>1</sup>, Laurent Longuevergne<sup>1</sup>, Olivier Bour<sup>1</sup>,  
Thomas J. Burbey<sup>2</sup>, Frédéric Boudin<sup>3</sup>, Nicolas Lavenant<sup>1</sup>,  
Philippe Davy<sup>1</sup>

Prepared to be submitted to *Water Resources Research*

<sup>1</sup>Géosciences Rennes, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, France.

<sup>2</sup>Department of Geosciences, Virginia Tech, 1425 Perry Street, Blacksburg, VA 24061,  
USA.

<sup>3</sup>Laboratoire de Géologie, UMR-CNRS 8538, Ecole Normale Supérieure, Paris, France.

## Abstract

Flow through reservoirs such as fractured media is powered by pressure gradients which also generate measurable poroelastic deformation of the rock body. The combined analysis of surface deformation and sub-surface pressure provides valuable insights of a reservoir's structure and hydromechanical properties, which are of interest for deep-seated CO<sub>2</sub> or nuclear waste storage for instance. Amongst all surveying tools, surface tiltmeters offer the possibility to grasp hydraulically-induced deformations over a broad range of time scales with a remarkable precision. Here, we investigate the information content of transient surface tilt generated by the pressurization a kilometer scale sub-vertical fault zone. Our approach involves the combination of field data and results of a fully coupled poromechanical model. The signature of pressure changes in the fault zone due to pumping cycles is clearly recognizable in field tilt data and we aim to explain the peculiar features that appear in: 1) tilt time series alone from a set of 4 instruments; 2) the ratio of tilt over pressure. We evidence that the shape of tilt measurements on both sides of a fault zone is sensitive to its diffusivity and its elastic modulus. The ratio of tilt over pressure predominantly encompasses information about the system's dynamic behavior and extent of the fault zone, and allows separating contributions of flow in the different compartments. Hence, tiltmeters are well suited to characterize hydromechanical processes associated to fault zone hydrogeology at short time scales, where space-borne surveying methods fail to recognize any deformation signal.

# 1 Introduction

Naturally fractured reservoirs are relatively widespread on Earth and they are of common interest for a variety of societal and economical reasons. For example, these reservoirs may be exploited for the resources they bear or on the contrary, they can be considered for deep-seated storage reservoirs like carbon dioxide sequestration and nuclear waste disposal [Berkowitz, 2002]. In the former case, the interest is often focused on the resource's sustainability and profitability whereas in the latter case, the emphasis is primarily on the risk assessment of potential reservoir failure, induced seismicity and leakage. Therefore, characterizing the hydromechanical properties of fractured reservoirs is fundamental to achieve the sound and safe management of such geotechnical projects. Nevertheless, fractured geological media form complex systems due to their heterogeneous structure, anisotropy and scale-dependent physical behavior [Berkowitz, 2002; Bonnet *et al.*, 2001; Neuman, 2005]. Their complexity arises especially from the fact that their properties may vary largely with both space and time, due to numerous interactions of processes, of which each may have its preponderance depending on the scale of interest.

From centimetric to metric scales, it is now broadly admitted that under certain conditions, fluid flow in fractured media can only be well understood and described using a fully coupled poromechanical modeling framework, instead of considering solely fluid dynamics inside non deformable cracks [Rutqvist and Stephansson, 2003]. Indeed, a fracture undergoing a significant change in either pore pressure or effective stress will be deformed and this can be evidenced by laboratory experiments [Bandis *et al.*, 1983; Barton *et al.*, 1985; Elkoury *et al.*, 2011], field tests [Cappa *et al.*, 2006a,b; Hisz *et al.*, 2013; Karasaki *et al.*, 2000; Schweisinger *et al.*, 2011; Svenson *et al.*, 2008] or modeling [Murdoch and Germanovich, 2006; Schweisinger *et al.*, 2009; Vinci *et al.*, 2015; Wang and Cardenas, 2016]. As their permeability is dependent on the cube of their hydraulic aperture, any opening or closing of a fracture might have a noticeable impact on the flow field [Boussinesq, 1868; Witherspoon *et al.*, 1980]. Furthermore, when pore pressure or stress conditions vary largely enough, fractures may slip either abruptly or slowly, leading to seismogenic failures or aseismic slips respectively as discussed in the recent review by Cornet [2016]. Accordingly, a natural seismic event can be responsible for an increase in a faulted reservoir's permeability [Elkoury *et al.*, 2006; Kitagawa *et al.*, 2002; Rojstaczer *et al.*, 1995].

In fact, this important coupling between the physical properties of a fracture and its sur-

rounding rock body on the one hand, and the flow on the other hand, has several practical consequences that can be applied in geotechnical engineering or may be used to gain knowledge about fractured reservoirs. For instance in reservoir stimulation, where the opening of existing fractures and the creation of new fractures are forced by strong hydraulic pulses to enhance the recovery of stored fluids, micro-seismic events are generally triggered [Davies *et al.*, 2013; Warpinski *et al.*, 2001] and may be used, for example, for fracture network characterization [Williams-Stroud *et al.*, 2013] and hydraulic properties estimations [Rothert and Shapiro, 2003]. In groundwater hydrology, hydromechanical well tests are shown to provide information on the geometry of fractures and of the preferential flow paths, and they are especially useful in complementing conventional hydraulic tests in order to better estimate the permeability and storativity of the medium [Murdoch and Germanovich, 2006, 2012; Rutqvist *et al.*, 1998; Schuite *et al.*, 2015; Schweisinger *et al.*, 2009].

At larger spatial scales, from hundreds of meters to kilometers, conductive faults concentrate the main underground fluxes and therefore are responsible for much of the observable deformation. In this case, the surrounding fracture networks are often treated as equivalent homogeneous isotropic media, mostly because of the lack of information that precludes one from describing it with its detailed heterogeneities [Bense *et al.*, 2013]. For some faulted reservoirs, a fully coupled hydromechanical model is not necessary to interpret deformation data in the early development of a fluid pressure perturbation (pumping or recovery test) in order to provide information about the system [Schuite *et al.*, 2015]. In such case, the hypothesis of a pure elastic deformation of the fault is made during the early time when pressure diffusion is supposed to occur mainly within the most permeable part of the system, namely the fault itself. This simplifies the problem outstandingly and necessitates only modest computer resources to model and jointly interpret pressure and deformation data. It offers the potential of simply assessing the structural and hydraulic properties of a faulted reservoir. However at some point in the hydraulic experiment, the pressure diffuses significantly in the surrounding fracture networks and in the porous rock matrix which inevitably leads to poroelastic deformation of the system. Then, a simple elastic model seems to be largely unable to reproduce the deformation data [Schuite *et al.*, 2015].

Many authors have studied faulted reservoirs from deformation observations. In order to achieve a sufficient spatial coverage of ground surface displacements, GPS or Interferometric

Synthetic Aperture Radar (InSAR) are commonly used techniques [Biessy *et al.*, 2011; Burbey, 2008; Chaussard *et al.*, 2014; Galloway and Hoffmann, 2007; Vasco *et al.*, 2010]. They can measure net displacements in several directions, possibly down to millimetric accuracy, and therefore provide excellent constraints on the mechanical behavior and the structure of a faulted system that is being solicited by pumping or injection. Unfortunately, measurable displacements with these techniques demand low sampling rates, daily at best. This hampers the monitoring of hydraulic tests lasting only a few hours, or more generally, it may be difficult to capture the early signature of a transient hydraulic signal in the deformation data (for instance, see Moreau and Dautewil [2013]). This is an important limitation since this particular time window links processes taking place at different temporal scales and possibly under different hydromechanical regimes.

Relative deformation instruments like tiltmeters or extensometers have emerged as interesting tools for groundwater hydrology [Barbour and Wyatt, 2014; Chen *et al.*, 2010; Fabian and Kümpel, 2003; Longuevergne *et al.*, 2009; Murdoch *et al.*, 2015; Vasco *et al.*, 2001]. This is because they are able to record accurately and precisely small deformations at high sampling rates, up to 1 Hz. These instruments were originally designed for geophysical studies of the Earth's crust (seismology, volcanology, tectonics, etc.) [Agnew, 1986] and have been increasingly utilized in the past decades as hydrogeophysical tools thanks to important technical developments that made them accurate enough to capture low amplitude hydrological signals (e.g. Boudin *et al.* [2008]; Hisz *et al.* [2013]). Despite the fact that they are sometimes not yet recognized amongst the hydrogeophysical community as recently suggested by Binley *et al.* [2015], relative deformation methods are non-invasive ways of monitoring transient subsurface flow. In particular, tiltmetry is a method that is sensitive to a fault's geometry and hydromechanical parameters [Burbey *et al.*, 2012; Hisz *et al.*, 2013; Longuevergne *et al.*, 2009; Schwite *et al.*, 2015], even if it is not a proper measure of displacement but rather a measure of its gradient. Hence, the use of tiltmeters offers the unique possibility to grasp the full hydromechanical behavior of a fractured reservoir from the very beginning of a hydraulic perturbation and with a fine temporal resolution, high sensitivity and good stability. Besides, it gives a complementary insight of pumping tests lasting only a few hours, which are the most common in hydrogeology. Indeed, hydraulic tests alone may reveal hydrodynamic properties of both fault zones and surrounding fractured media on the condition that many boreholes are covering the



site and that many tests are performed, which can be impractical and costly. It is also worth pointing out that typical hydraulic tests in fractured media may fail to determine the transient evolution of flow geometry, and most often, numerous tests sampling different spatial scales are needed to evaluate all property contrasts. This is because these tests are either local (for example, cross-borehole flowmeter tests) or integrative (large scale pumping tests) [*Le Borgne et al.*, 2006]. Hence, separating properties and responses of the different compartments of a faulted reservoir is not straightforward and surface deformation measurement may here add valuable constraints on these unresolved issues, as it is sensitive to both the mechanics and the flow dynamics of such a system.

Yet the full transient behavior of a tilt station, located at the surface near a fault where unsteady pressure conditions prevail, remains poorly understood. In particular, it is still unclear which information surface tilt data may reveal about the hydrodynamic behavior of each main compartment of a  $\sim 10^2 - 10^3$  m scale fractured reservoir. In the past decades, large efforts have been made to model and invert surface deformation data, but most of the time, the complexity of models and the duration of field tests precludes being able to reproduce and understand more than just the amplitudes of the measured signals. The work presented here aims at: 1) demonstrating the usefulness of short hydromechanical experiments involving surface tilt monitoring to constrain key mechanical and flow properties of a faulted reservoir ; 2) unraveling the information contained in complete transient tilt measurements about the dynamic behavior of this kind of system. In order to do so, we implement and analyse a fully coupled poromechanical model of a fault zone embedded in a porous matrix and confront numerical results with field data obtained at the Ploemeur hydrogeological observatory (Brittany, France).

## **2 The Ploemeur hydrogeological observatory and field data**

### **2.1 The experimental site**

The Ploemeur site (Figure 1) is located near the south coast of Brittany (France), a region shaped by several syntectonic intrusions of granitic rocks emplaced during the Hercynian

orogeny. The Ploemeur fractured crystalline aquifer emerges from the intersection of two main structures [Ruelleu *et al.*, 2010]: 1) a gently dipping contact zone between a granitic unit and an overlying mica-shist, striking East-West; 2) a dextral-slip normal fault zone striking N30°E and dipping steeply towards the West. The system is topped by a layer of clayed and sandy altered rock material with variable thickness generally ranging from 10 to 30 m. Three pumping boreholes drilled along the sub-vertical fault are exploited to supply about 20,000 inhabitants in the area, with withdrawal rates reaching 130 m<sup>3</sup>/h and summing up to 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> each year since 1991. This fairly good productivity given the geological context is thought to be intimately linked to the particular setting of the reservoir. In fact, the subhorizontal contact zone is capable of draining a vast area, from a far-end recharge zone to the fault, that allows for the vertical ascension of ground water fluxes towards the pumping site, which was the former natural outlet (humid zone) before the exploitation started [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013; Leray *et al.*, 2012, 2013].

The site is monitored by several wells which are approximately 100 m deep and most often screened over their entire depth, except for the upper 20-40 m (Figure 1). We should point out that the aquifer exhibits a confined behavior based on geophysical evidence [Schuite *et al.*, 2015] and the hydraulic signature of earth tides in piezometric observations.

As expected for fractured reservoirs, the Ploemeur aquifer is characterized by heterogeneous flow and hydrodynamic properties depending on fracture connectivity and scale of investigation. Indeed, the system displays an increase in transmissivity and storativity with the spatial and temporal scale of investigation, whereas the diffusivity decreases [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013; Le Borgne *et al.*, 2004, 2006]. Despite the apparent complexity, its overall functioning can be synthesized in three main aspects when regarded at broad scale (i.e. at 100 m and more): 1) The contact zone controls the transfer of seasonal flow from an area north of the pumping site towards the pumped wells [Leray *et al.*, 2013; Ruelleu *et al.*, 2010]; 2) the fault zone, which is very diffusive, concentrates the flow at the vicinity of the pumped wells when the hydraulic perturbation lasts a few hours [Le Borgne *et al.*, 2006]. Moreover, this conductive structure almost exclusively controls the observed deformation at these short time scales [Schuite *et al.*, 2015]; 3) the granite and mica-shist units hold less permeable fracture networks, yet are well connected, embedded in their nearly impermeable crystalline matrix [Le Borgne *et al.*, 2006]. Hence, we consider at first order that this compartment forms an equivalent porous medium

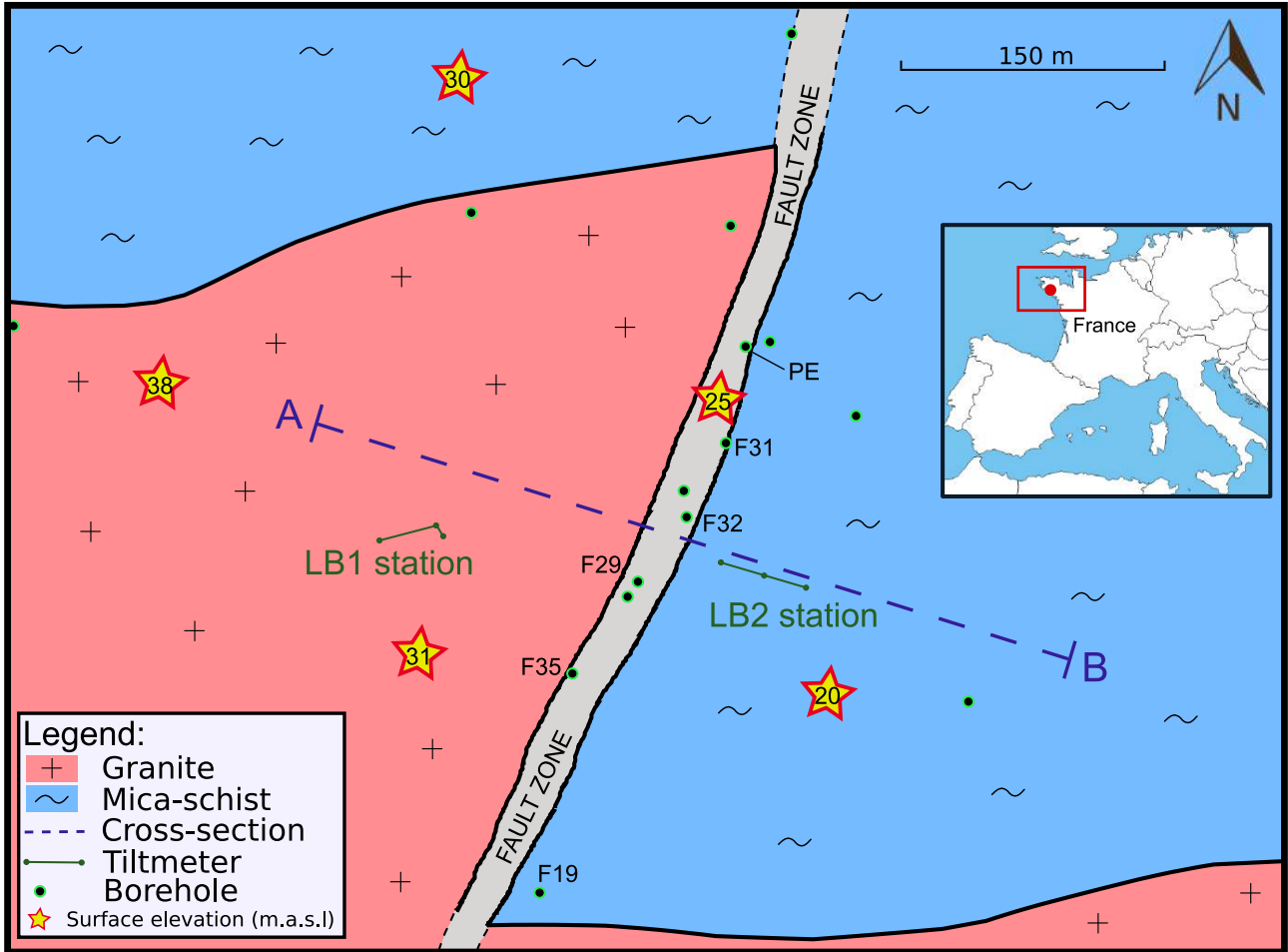


Figure 1: Localization and field setting of the Ploemeur site. The cross-section AB is shown in Figure 2.

that is less transmissive than the previous two structures, but might still play a capacitive role in the system.

## 2.2 Surface deformation monitoring

In addition to the hydrogeological studies and piezometric monitoring, the site is equipped with two tiltmeter stations which monitor surface deformation at a 30 s sampling rate. Each station is located at one side of the sub-vertical fault zone (Figure 1&2). These instruments measure the gradient of the surface's vertical displacement in one direction. The tiltmeters installed at these stations are called long baseline hydrostatic tiltmeters (LBHT). Their measuring principle is rather simple as it works like a tube level (Figure 3). The devices consist of silica vessels linked by a pipe that are filled with water. The level of water in each vessel is precisely and

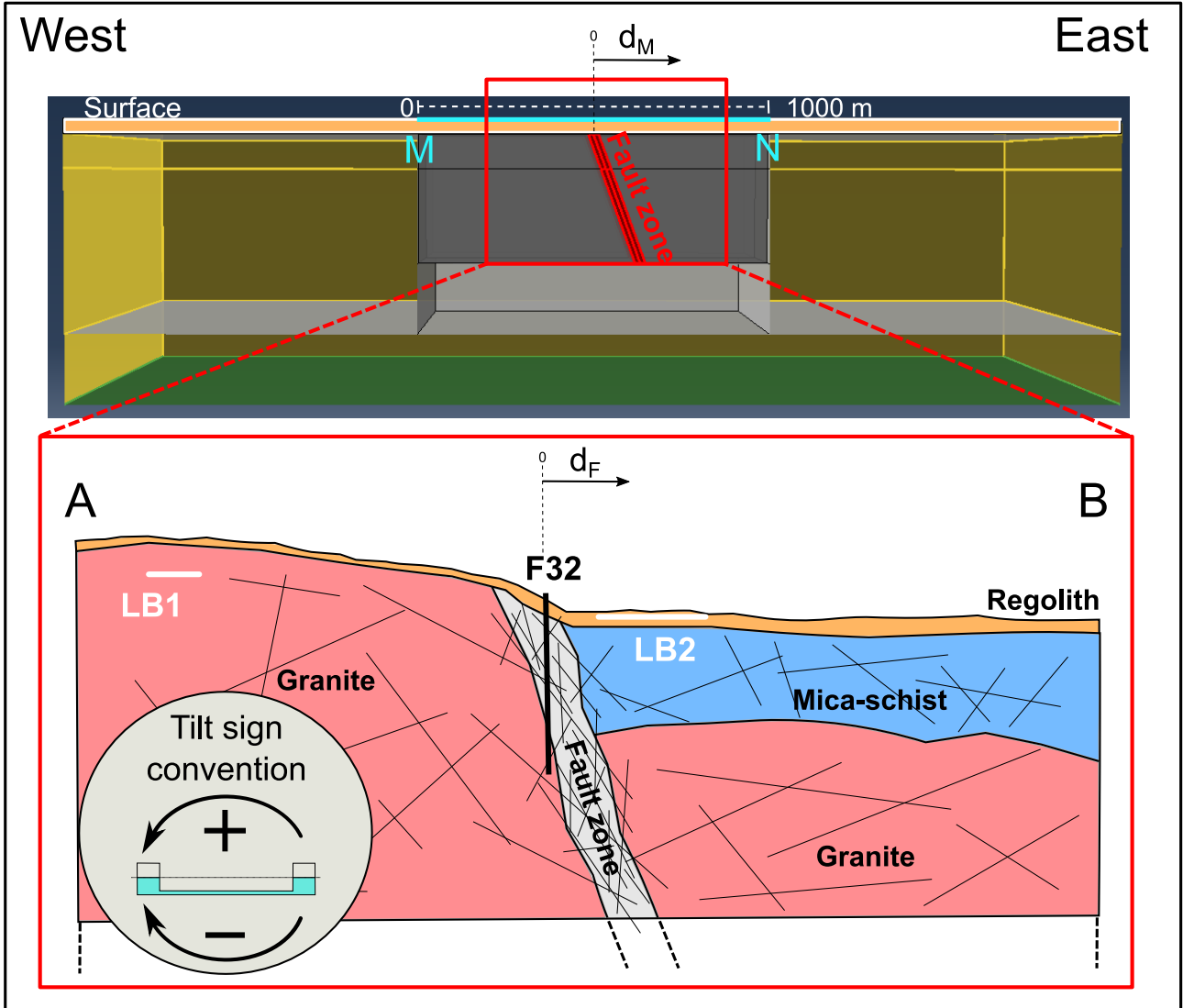


Figure 2: Structural analogy between the numerical model's geometry and the Ploemeur fractured aquifer. Top: cross-section of the 3D model and position of MN profile delineated in Figure 6. Bottom: AB cross-section of Ploemeur's aquifer as shown in Figure 1. The circular inset shows the sign convention used for observed and simulated tilt in this study. The red rectangles are meant to represent the link between modeled and natural hydrogeological structures, not scales.

continuously measured by a system comprising displacement transducers. Then, when a change in slope occurs, water flows from one vessel to the other to reach a new hydrostatic equilibrium. The difference in relative water level change in each vessel, divided by the distance separating them, is a direct measurement of angular variation which is called tilt and is given in radians. For a thorough review of these tiltmeters' features, the interested reader is referred to the paper by *Boudin et al.* [2008].

The tiltmeter station LB1 on the West side of the fault is composed of two LBHTs nested

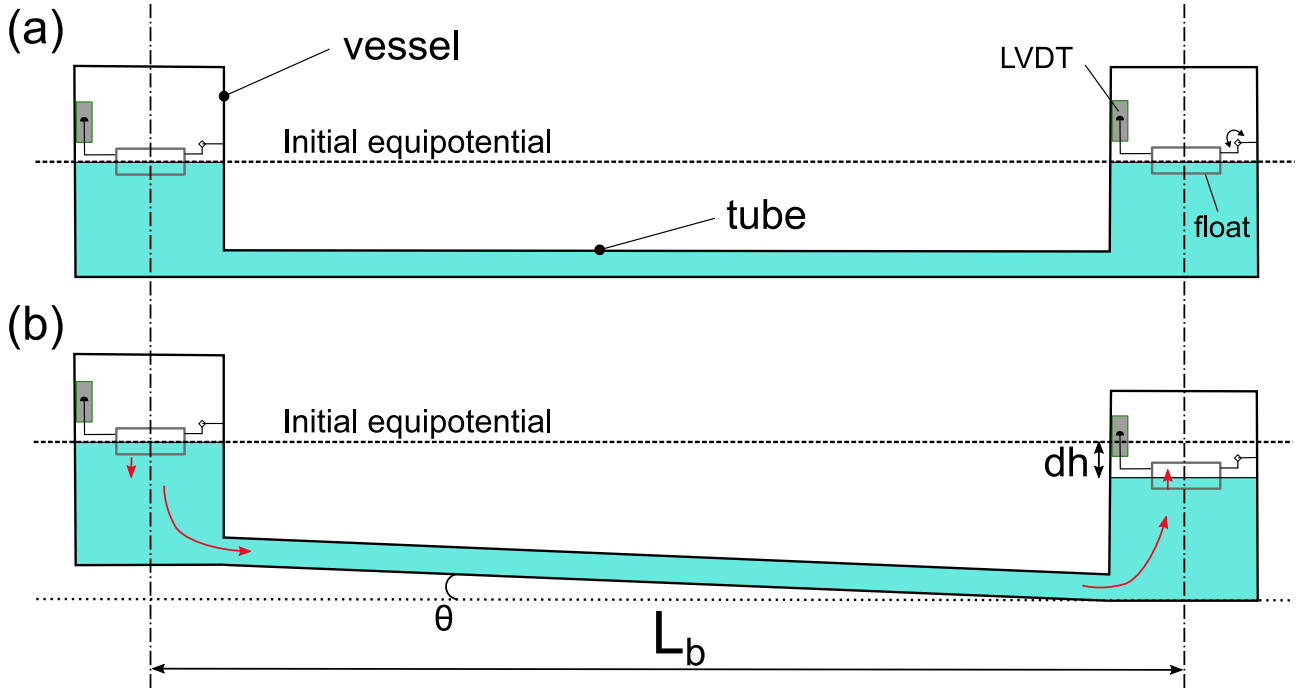


Figure 3: Measuring principle of the long baseline hydrostatic tiltmeters installed at the Ploe-meur site. a) Situation where the instrument is at equilibrium. b) Situation immediately after a perturbation has occurred: a ground surface deformation causes, for instance, the right vessel to be relatively displaced downwards. Consequently, a hydraulic gradient is formed between the two vessels, forcing the water to flow in order to reach a new equilibrium. This, of course, results in a relative change of water level in each vessel that is monitored by displacement transducers (LVDT). Tilt is then simply recovered as  $\theta = \tan(dh/L_b)$ , very well approximated by  $\theta = dh/L_b$  for small angles.

in a shallow subsurface bunker inherited from World War II. Such a sheltered environment guarantees temperature and air mass stability, that is important to limit noise in tilt data and thus optimize its accuracy and stability. These tiltmeters are carefully attached to the granitic rock behind the concrete walls of the bunker through silica pins. The second station on the East side of the fault, LB2, is a three-in-one LBHT because it has three vessels aligned in one direction (i.e. each couple of vessel forms a tiltmeter). This instrument is buried in the ground at about 2.5 m depth and it is protected by concrete walls. Each vessel of the tiltmeter lies primarily on a granitic pillar positioned within the soil. The white noise in tilt data has a standard deviation inferior to 1 nrad (nanoradian) which makes our instruments very accurate in agreement with *Boudin et al.* [2008]. Further details about the LBHT stations installed on the site are summarized in table 1.

Table 1: Properties of the long baseline tiltmeters installed at the Ploemeur site. N, S, W, E, C stand for north, south, west, east and center, respectively. It refers to the relative position and rough orientation of an instrument’s extremities (vessels).  $d_F$  is an estimate of the shortest horizontal distance between the fault zone’s top and the center of the instrument. See Figure 2.

Instrument label	Orientation	Base length (m)	$d_F$ (m)
LB1 station			
NS	N328°E	7.75	-120
WE	N75°E	32.80	-120
LB2 station			
CW	N286°E	25.45	35
CE	N286°E	25.55	60
WE	N286°E	51.00	47.5

### 2.3 Initial findings from hydromechanical field observations

Ground surface deformation due to pumping is well identified at the Ploemeur site from tilt observations (Figure 4a). The pumping rate is not continuously maintained at a static running level, but it is modulated to replenish municipal supply reservoirs instead. One of the 3 pumps is used to adjust pumping rates on a daily basis. Piezometric levels are fluctuating accordingly with an amplitude of about 2 to 3 m in the fault zone and tilt measurements at the two stations are well correlated to these pressure variations (Figure 4a). In general, the amplitude of tilt at LB1 represents systematically about 30% of the amplitude recorded at LB2 CW. Hence at the Ploemeur site, the hydromechanical monitoring of loading-unloading cycles is consistently repeatable. Nonetheless, caution in analyzing tilt data must be taken because two issues might alter this repeatability. Firstly, tiltmeters are recording earth tides generated by luni-solar attraction. The earth tide waves, which are composed of a multitude of different fundamental harmonics, are well known and can be filtered out from any given time series [Pawlowicz *et al.*, 2002]. Problems however, arise when earth tides share roughly the same frequency and magnitude than the targeted hydraulic signals. Unfortunately, this is the case at the Ploemeur site because pumping cycles and the two main earth tide waves sometimes occur at approximately the same frequency (about 6h and 12h period). Although tidal analysis is carried out on a long time period (several weeks) including a time period without daily pumping, some earth tide residuals might remain in the filtered tilt signals, resulting in difficulties to interpret the exact amplitude associated to pumping or recovery. Secondly, LB2 is more prone to technical failure or malfunctioning than LB1 as the soil is a less stable environment. In fact,

bubbles might appear in the tube between two vessels of the instrument (Figure 3). This delays noticeably the tiltmeter's response to deformation as the bubbles add considerable friction to fluid flow in the instrument's tubes when it seeks to achieve equilibrium. This occurred for instance in the time series of LB2 CE between 8 and 10 days in Figure 4a. Consequently, a thorough attention has been accorded to these issues by focusing on events where their effect is as small as possible (Figure 4b&c).

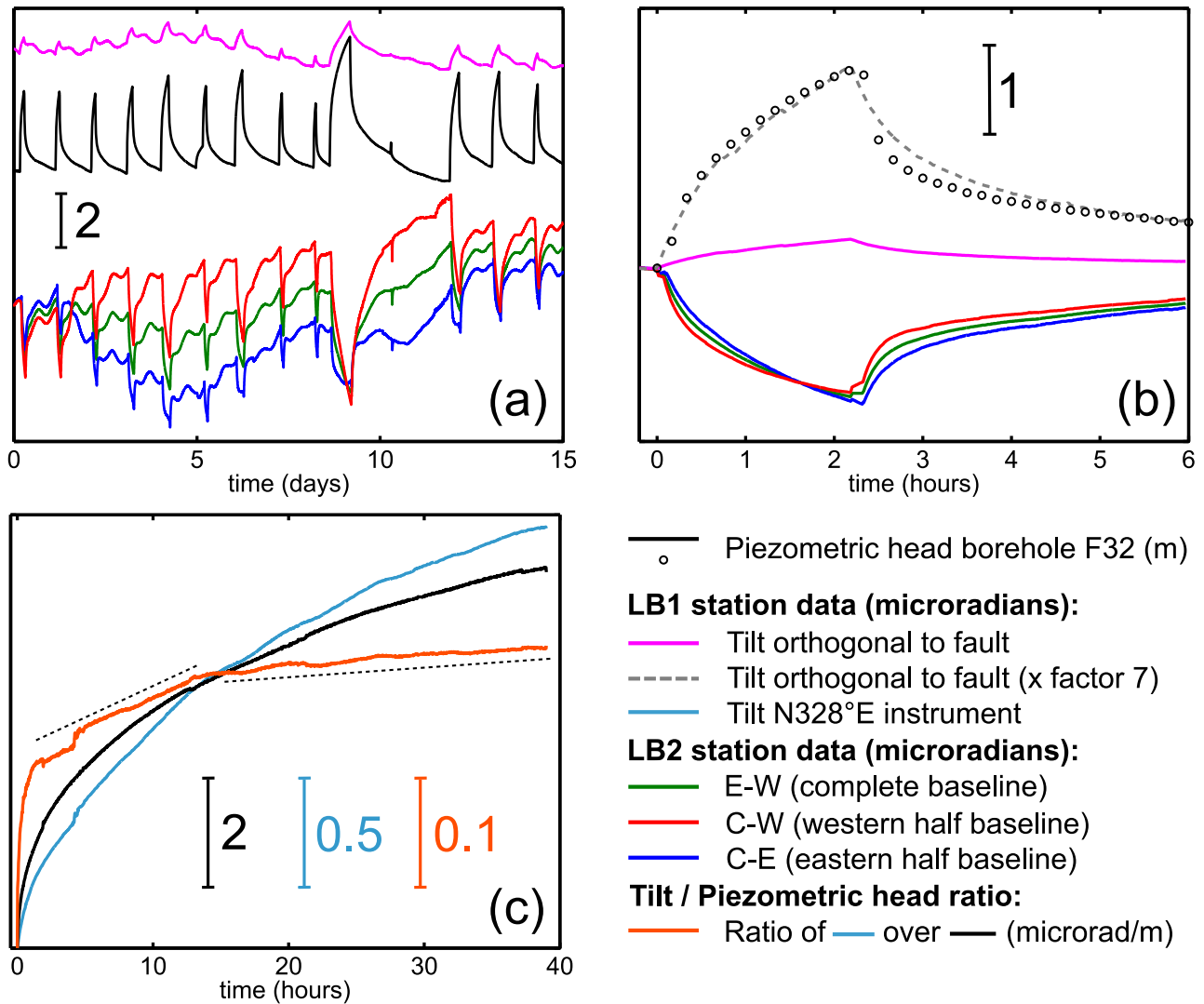


Figure 4: Samples of piezometric and clinometric field data acquired at the Ploemeur site over 2 weeks (a) and over several hours (b&c). The orange curve in (c) is obtained by calculating the ratio of N328°E tilt over piezometric head in F32, or in other words, it is the ratio of the light blue curve over the black curve shown in the same graph. See Figure 1 and 2 for position of borehole F32 and the tiltmeter stations as well as tilt sign convention.

A typical pumping cycle at the site is shown in Figure 4b. When pumps are turned off, the

piezometric level in the fault rises or declines and the tiltmeters are immediately reacting to the subsurface load. This implies that the mechanical stress is instantaneously transmitted through the system at least at the field scale. Furthermore, this kind of hydromechanical monitoring delivers valuable information that may be highlighted with 4 statements (Figure 4b): 1) The direction towards which LB1 tilts is the opposite of LB2; 2) The amplitude of tilt is different at the two stations; 3) LB2 CW first decreases more rapidly than LB2 CE and at  $t \approx 1.6$  h, the two signals cross each other and LB2 CE becomes smaller than LB2 CW; 4) The transient behavior of tilt closely follows the one of the hydraulic head in the fault zone.

One might ask if there are specific conditions or system properties under which the aforementioned observations prevail, or if, on the contrary, they are independent from the aquifer's functioning and rely primarily on its geometrical aspects for example. Another peculiar feature of field scale hydromechanical observations lies in the ratio of tilt over pressure (Figure 4c), which somehow reflects the rate of surface deformation per unit fluid pressure change. The ratio experiments three phases through time. Initially, a rapid non-linear increase occurs followed by two longer successive linear phases. The latter two are distinguishable by a sudden decrease in slope at  $t \approx 12.5$  h. This denotes a change in hydromechanical behavior of the fractured aquifer as the rate of deformation by unit pressure variation evolves through time.

In order to understand the transient signature of such coupled surface deformation and aquifer pressure data, we need to seek these behaviors in an equivalent poromechanical model comprising the sub-vertical fault and surrounding rock, considered here as a homogeneous porous medium (Figure2).

## 3 Theoretical framework

### 3.1 Governing equations of the hydromechanical problem

The hydromechanical problem needs four coupled equations: one describing the flow field and three describing the displacement field across the porous rock body.

First, water flow through saturated porous media is expressed by Darcy's law

$$\vec{q} = -\frac{K_h}{\gamma_w} \vec{\nabla} p \quad (1)$$



where  $K_h$  is the hydraulic conductivity in m/s,  $\gamma_w$  the specific weight of water in N/m<sup>3</sup>,  $p$  the pore pressure and  $q$  is known as Darcy's velocity, which can be seen as the fluid's apparent velocity through a porous body in m/s. In any given volume of the system, fluid mass balance must be ensured: the difference between the quantity of fluid leaving and entering the control volume must equal the quantity that is stored in it or released by it. This condition can be stated by the following fluid continuity equation valid for any control volume in the system,

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{q} = Q \quad (2)$$

where the first term  $\partial \xi / \partial t$  stands for the increment of fluid content per unit time and  $Q$  is a source or sink term. As defined by *Wang* [2000] after *Rice and Cleary* [1976],  $\xi$  can be regarded as a change of fluid mass content  $\delta m_w$  inside a bulk volume of porous material normalized by its density at a reference state  $\rho_{w0}$ , as  $\xi = \delta m_w / \rho_{w0}$ . Combining equations 1 & 2, yields

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = \frac{K_h}{\gamma_w} \nabla^2 p + Q. \quad (3)$$

Equation 3 describes the pressure diffusion in a porous medium and is the first partial differential equation of the coupled poromechanical problem. The term  $\partial \xi / \partial t$  represents the capacity of the medium to store or release water and thereby, it intrinsically carries a double mechanical meaning. On the one hand, it reflects the ability of the medium to create or destroy space available to the pore fluid and on the other hand, it indicates that the fluid itself is able to compress or uncompress within a reference volume. Porous materials have a particular structure made of some volume occupied by rock minerals  $V_r$  and some volume occupied by the fluid  $V_w$  and are therefore characterized by poroelastic properties. These specific mechanical features can be defined at least theoretically and in some sense during laboratory experiments. Accordingly, it is more convenient to express the increment of fluid content over time as [*Wang*, 2000]

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = S_\epsilon \frac{\partial p}{\partial t} + \alpha \frac{\partial \epsilon}{\partial t} \quad (4)$$

where  $\epsilon$  denotes the volumetric strain,  $\alpha$  is referred to as the Biot-Willis coefficient and  $S_\epsilon$  is the so-called specific storage at constant strain. If  $V$  is the bulk volume of any given porous

material, the volumetric strain is simply defined as

$$\epsilon \equiv \frac{\delta V}{V} = \epsilon_{11} + \epsilon_{22} + \epsilon_{33}. \quad (5)$$

Here,  $\epsilon_{kk}$  with  $k = \{1, 2, 3\}$  is the orthogonal longitudinal strain of the strain tensor in the  $k$ -direction, where directions 1, 2 and 3 correspond to the axis  $x$ ,  $y$  and  $z$  in a global coordinate system, respectively. The strain tensor can be written as a function of the spatial derivatives of displacements  $u_k$  in the  $k$ -direction  $x_k$ :

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right). \quad (6)$$

By looking at equation 4, it is straightforward to understand the physical meaning of both  $S_\epsilon$  and  $\alpha$ . They represent the increment of fluid content in a control volume given by a unit increase of, respectively, pore pressure at constant strain and strain at constant pressure. However, these poroelastic parameters are not easily measured in laboratory experiments for instance, because it is difficult to maintain effectively constant strain and constant pressure conditions. Instead, it is often easier to identify the mechanical behavior of a sample rock volume as a whole or of its parts, namely the fluid phase and the solid mineral phase. Elastic constants which are commonly used are Young's modulus  $E$ , Poisson's ratio  $\nu$  (drained) and the rock grains' bulk compressibility  $1/K_g$ . In addition, the poroelastic behavior of the medium is defined by the compressibility of the fluid  $1/K_w$  and the porosity  $\phi$  which in saturated conditions equals  $V_w/V$ . Assuming a constant porosity over time, which is a reasonable for a mechanically homogeneous rock or a rock made of grains of equal bulk compressibilities [*Berryman, 1992*], we may derive an expression for both  $S_\epsilon$  and  $\alpha$  as a function of these aforementioned parameters. From *Wang [2000]* (equations 2.15 p 33, 3.8 p 49 & 3.42 p 57 with the hypothesis  $K_\phi = K_g$ ,  $K_\phi$  being the pore compressibility at constant confining and pore pressures), one could show that

$$S_\epsilon = \frac{\alpha}{K_g} + \phi \left( \frac{1}{K_w} - \frac{1}{K_g} \right) \quad (7)$$

and

$$\alpha = 1 - \frac{E}{3(1-2\nu)K_g}. \quad (8)$$

Furthermore, just like fluid continuity is explicitly described in equation 2, there must be

a condition on the mechanical state of a given control volume of porous rock. Usually, it is considered that a force equilibrium prevails at any moment in time. In other words, the total stress applied on a rock volume is balanced between the part born by the solid and the part born by the fluid so that all forces sum up to zero [Wang, 2000]. Hence, it is assumed that for any mechanical change in a control volume, the equilibrium of all forces is made instantaneously. This hypothesis is known as elastostaticity. This is expressed by a set of three equations completing the hydromechanical coupling summarized as [Burbey, 2008; Wang, 2000]

$$\frac{E}{2 + 2\nu} \left( \nabla^2 u_i + \frac{1}{(1 - 2\nu)} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_i \partial x_k} \right) = \alpha \frac{\partial p}{\partial x_i}. \quad (9)$$

In a nutshell, the coupled hydromechanical problem exposed here has two variables ( $p$  and  $u$ ) and relies on seven physical parameters ( $K_h$ ,  $\gamma_w$ ,  $K_g$ ,  $E$ ,  $\nu$ ,  $\phi$  and  $K_w$ ). The term  $Q$  in equation 3 may act as a boundary condition representing the imposed flux due to the injection or withdrawal of fluid at a well for example.

### 3.2 Pressure diffusion and the hydrogeological point of view

It is more common for hydrogeologists to reason in terms of specific storage to represent the poromechanical behavior of an aquifer, instead of the parameters mentioned above. Specific storage  $S_s$  is a measure of how much fluid can be stored into a bulk volume of the medium in response to a unit increase of head. From Wang [2000], one can show that

$$S_s = \gamma_w \left[ \frac{\alpha^2(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{E(1 - \nu)} + \phi \left( \frac{1}{K_w} - \frac{1}{K_g} \right) \right]. \quad (10)$$

Then the hydraulic diffusivity  $D$  of a medium is defined as

$$D = \frac{K_h}{S_s} \propto \frac{L^2}{t}, \quad (11)$$

where  $t$  is time and  $L$  is the distance from the perturbation source to the pressure front in an idealized 2D flow configuration.

At this point, it is important to note that on a purely theoretical basis, a pressure load in a medium with high specific storage is not *necessarily* going to yield a larger deformation than a

medium having a low specific storage. This is because the medium will accommodate the load in terms of an expansion of the bulk rock volume and a compression of the water. As the latter does not generate any observable deformation, it is important to identify from the medium's properties what makes up the storativity: to what extent is the rock expanding and the water compressing for any increase in pressure? Therefore, a physical parameter to describe this partition is needed: Skempton's coefficient  $B$ , which may be expressed in undrained conditions as

$$B = \frac{\frac{1}{K} - \frac{1}{K_g}}{\frac{1}{K} - \frac{1}{K_g} + \phi \left( \frac{1}{K_w} - \frac{1}{K_g} \right)}, \quad (12)$$

with

$$K = \frac{E}{3(1 - 2\nu)}, \quad (13)$$

defined as the bulk modulus [*Detournay and Cheng, 1993; Wang, 2000*]. Skempton's coefficient  $B$  must be comprised between 0 and 1. When  $B = 1$ , any change in pressure results solely in a deformation of the medium and to the contrary, when  $B = 0$ , only the fluid compresses to accommodate the load. Usually in saturated soils,  $B$  is very close to 1 because  $K$  is two or three orders of magnitude smaller than  $K_g \sim 10$  GPa whereas  $K_w = 2.2$  GPa. Therefore in this case,  $1/K_g$  may be neglected and the numerator almost equals the denominator in equation 12. However, in stiffer media like crystalline rocks  $K \sim K_g$  and the denominator in 12 becomes significantly larger than the numerator providing there is some significant porosity.

Having  $K_g$  fixed to 50 GPa, Skempton's coefficient  $B$  is mainly sensitive to Young's modulus  $E$  for Poisson's ratio  $\nu \leq 0.4$  (Figure 5a). Similarly, specific storage  $S_s$  is mostly sensitive to Young's modulus  $E$  until  $E \simeq 3$  GPa (Figure 5b). Beyond this value, porosity starts to have a significant impact on specific storage and hydraulic diffusivity  $D$  (Figure 5b&c). Ultimately, the amplitude of flow and ground deformation caused by a pressure variation within common reservoirs may be reduced to a function of  $E$  when it is more than an order of magnitude below the grain's bulk modulus  $K_g$ . Then, when  $E$  gets closer to  $K_g$ , deformation is mainly controlled by porosity  $\phi$  and Young's modulus  $E$ , and it is modulated by Skempton's coefficient  $B$ .

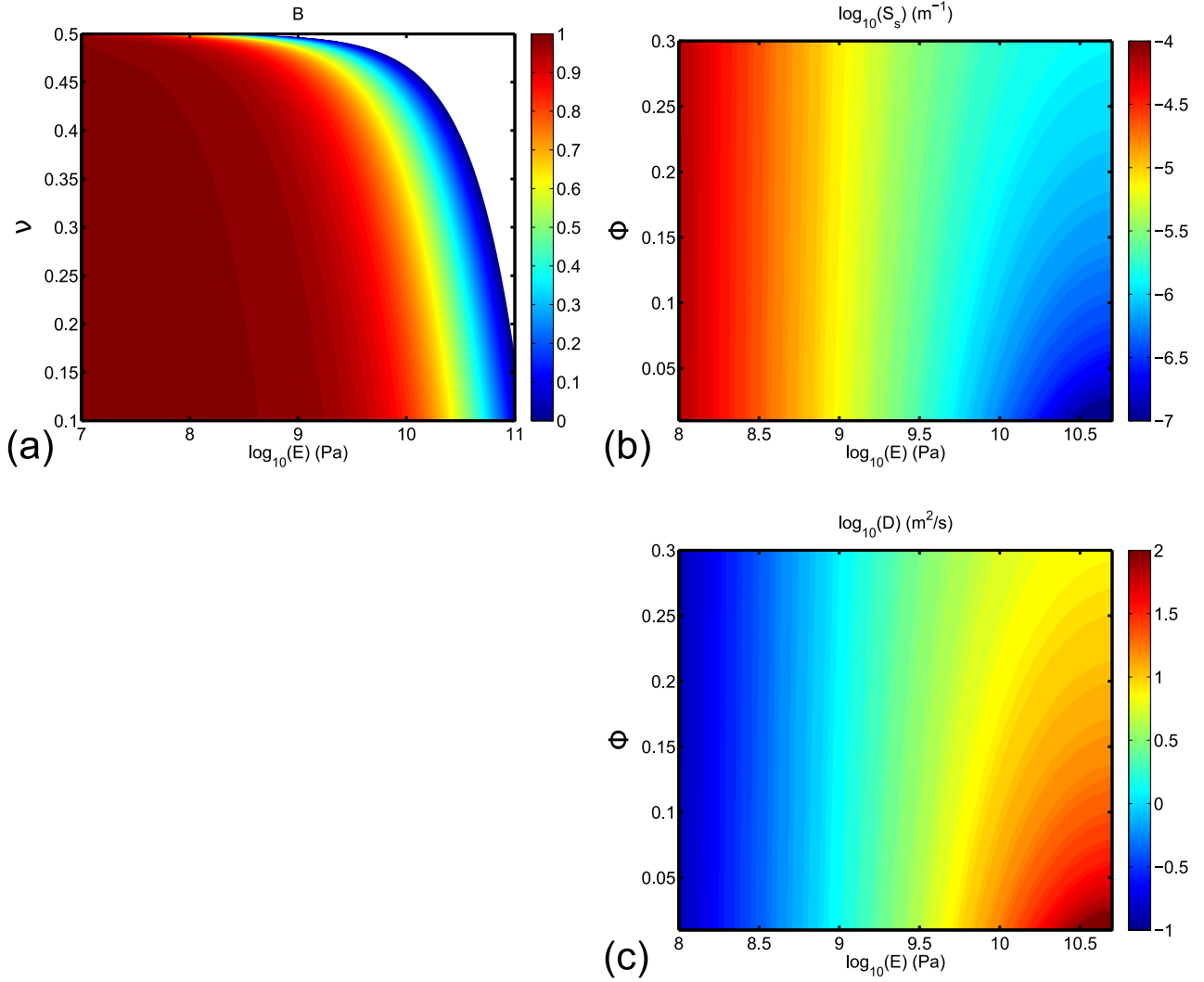


Figure 5: Colored contours of: a) Skempton's coefficient  $B$  as a function of Poisson's ratio  $\nu$  and the base 10 logarithm of Young's modulus  $E$ ; b&c) log of specific storage  $S_s$  and hydraulic diffusivity  $D$  as a function of porosity  $\phi$  and the log of Young's modulus  $E$ .  $K_g = 50$  GPa for all calculations,  $\phi = 0.1$  in (a),  $\nu = 0.3$  in (b) & (c) and  $K_h = 10^{-5}$  m/s.

## 4 Modeling strategy

### 4.1 Numerical modeling

We use the finite element modeling (FEM) software ABAQUS (version 6.13) to numerically solve the partial differential equations 3 and 9 for pore pressure and displacement, in response to an induced flow in a dipping fault, embedded in a homogeneous isotropic hardrock unit. As we are interested in the transient behavior of this system and because we expect the fault to generate an asymmetry in the pressure field, we consider a 3D model as illustrated in Figure 6.

The overall domain is a parallelepiped sized  $3 \times 3 \times 1$  km and is compartmentalized into three sub-domains, each bearing the properties of the associated hydrogeological entity. First, the fault zone has an extension of a 1000 m along its strike direction and 500 m along its dip direction. Its dip is set to  $70^\circ$  and it has a width of 30 m. The top of the fault is separated from the surface by a sub-domain of constant thickness (30 m) representing a confining layer, thus acting as an impermeable barrier. The rest of the domain constitutes the host rock in which the fault is nested. Hence, all sub-domains are modeled as equivalent porous media with distinct hydromechanical properties.

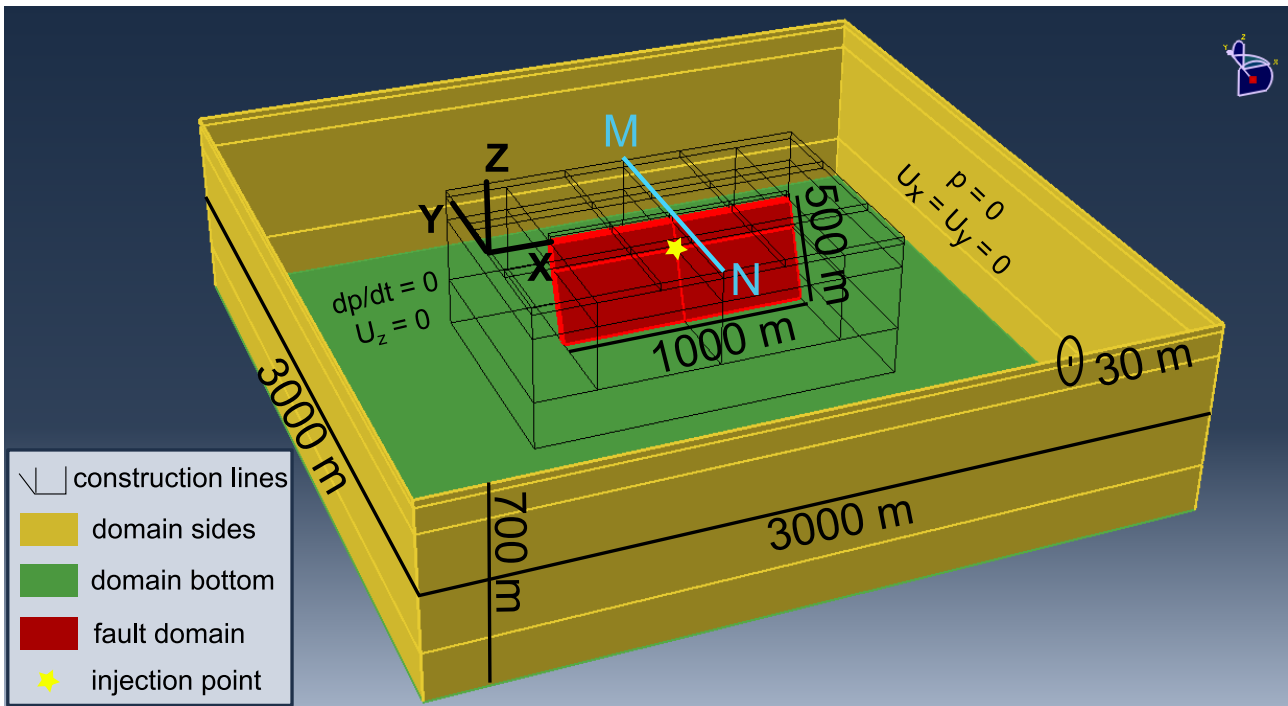


Figure 6: Geometry and boundary conditions of the finite element model used in the study.

Mechanical boundary conditions are set as follows (Figure 6): all sides are constrained in the horizontal directions (x-y plane,  $U_x = U_y = 0$ ) whereas the bottom face is constrained in the vertical direction z ( $U_z = 0$ ). The upper surface and the rest of the domain are free to move in all directions. As for the hydraulic boundary conditions, the pressure is maintained constant at the sides of the domain ( $p = 0$ ) and there is no flow through the bottom and through the aforementioned upper confining layer ( $dp/dt = 0$ ). The hydraulic perturbation is imposed as a constant seepage velocity  $q_i = -0.008$  m/s at a point in the center of the fault and at 130 m below the surface (Figure 6). All modeling experiments simulate 30 hours of injection. Furthermore, the pressure field across the model is monitored relatively to its initial

state, which is set to 0 Pa everywhere. Finally, the whole domain is fully saturated from the beginning and throughout the simulations.

A tetrahedral mesh is used to discretize the domain with a refinement forced around the injection point (characteristic length  $\delta_c = 3$  m) and the fault domain ( $5 \text{ m} \leq \delta_c \leq 10 \text{ m}$ ). Mesh size is increased towards the domain's sides and bottom ( $100 \text{ m} \leq \delta_c \leq 150 \text{ m}$ ). This results in a total of 1.6 million tetrahedral elements over the whole domain.

We tested different parameter sets as presented in table 2 and 3. Some parameters remain the same in all models: the matrix's elastic properties ( $E_m = 35$  GPa and  $\nu_m = 0.27$  based on borehole seismic data conducted at the Ploemeur site, and  $K_g = 50$  GPa), and the confining layer is given the same properties than the rock matrix, except for its permeability which is maintained very low ( $K_h = 10^{-22} \text{ m}^2/\text{s}$ ). Models were run on a shared memory supercomputing system at Virginia Tech (USA), using 24 processors for about 10 hours to complete each run.

Table 2: Parameter values attributed to the fault zone for the different models presented in the study.  $B_f$ ,  $S_{s,f}$  and  $D_f$  are calculated from eqns. 12, 10 and 11 respectively.

Parameters Units	$E_f$ GPa	$\nu_f$ -	$\phi_f$ -	$K_f$ GPa	$B_f$ -	$K_{h,f}$ m/s	$S_{s,f}$ 1/m	$D_f$ m <sup>2</sup> /s
M1	1.0	0.4	0.20	1.67	0.870	$1.0 \times 10^{-5}$	$5.13 \times 10^{-6}$	1.95
M2	0.10	0.4	0.20	0.17	0.986	$1.0 \times 10^{-5}$	$4.63 \times 10^{-5}$	0.22
M3	5.0	0.4	0.20	8.33	0.535	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.49 \times 10^{-6}$	6.73
M4	0.10	0.4	0.20	0.17	0.986	$1.0 \times 10^{-4}$	$4.63 \times 10^{-5}$	2.16
M7	0.10	0.4	0.20	0.17	0.986	$1.0 \times 10^{-5}$	$4.63 \times 10^{-5}$	0.22
M8	0.10	0.4	0.20	0.17	0.986	$1.0 \times 10^{-5}$	$4.63 \times 10^{-5}$	0.22
M10	10.0	0.4	0.20	16.67	0.315	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.05 \times 10^{-6}$	9.48
M11	10.0	0.4	0.20	16.67	0.315	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.05 \times 10^{-6}$	9.48
M12	10.0	0.4	0.33	16.67	0.218	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.61 \times 10^{-6}$	6.22
M13	10.0	0.4	0.33	16.67	0.218	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.61 \times 10^{-6}$	6.22
M14	1.0	0.4	0.33	1.67	0.802	$1.0 \times 10^{-5}$	$5.68 \times 10^{-6}$	1.76
M15	10.0	0.4	0.80	16.67	0.103	$1.0 \times 10^{-5}$	$3.61 \times 10^{-6}$	2.77
M16	10.0	0.4	0.80	16.67	0.103	$1.0 \times 10^{-5}$	$3.61 \times 10^{-6}$	2.77
M18	7.0	0.4	0.33	11.67	0.314	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.79 \times 10^{-6}$	5.59
M22	0.10	0.4	0.10	0.17	0.993	$1.0 \times 10^{-3}$	$4.59 \times 10^{-5}$	21.81
M26	7.0	0.4	0.33	11.67	0.314	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.79 \times 10^{-6}$	5.59
M28	0.05	0.2	0.20	0.03	0.998	$5.0 \times 10^{-4}$	$1.77 \times 10^{-4}$	2.82
M34	0.60	0.4	0.20	1.0	0.919	$1.0 \times 10^{-4}$	$8.17 \times 10^{-6}$	12.24
M35	0.80	0.4	0.20	1.33	0.894	$1.0 \times 10^{-4}$	$6.27 \times 10^{-6}$	15.96

## 4.2 Normalization and comparison with field data

In order to compare field data time series and model outputs, we define a characteristic diffusion time  $t_D$  that corresponds to the time the pressure front needs to reach the fault zone's lateral edges. From equation 11, we have

$$t_D = \frac{L_f^2}{4D_f}, \quad (14)$$

where the subscript  $f$  refers to the fault's properties and  $L_f$  is the total fault length along strike direction. Whereas  $L_f$  is fixed and known in the model (1000 m), it is not known for the field. However,  $D_{f,M}$  can be calculated from equations 10 and 11 (second subscript  $M$  stands for "model"). For the field, we have retained a value of  $D_{f,F} = 22 \text{ m}^2/\text{s}$  from pumping test data (second subscript  $F$  stands for "field"). Then, we systematically adjust  $L_{f,F}$  so that the time series match.

Model pressure outputs  $p_M^*(t)$  are normalized as follow:

$$p_M^*(t) = \frac{p_M(t) \times \max(p_{F32})}{p_M(t_e)}, \quad (15)$$

Table 3: Parameter values attributed to the rock matrix for the different models presented in the study.  $B_m$ ,  $S_{s,m}$  and  $D_m$  are calculated from eqns. 12, 10 and 11 respectively.

Parameters Units	$\phi_m$ -	$B_m$ -	$K_{h,m}$ m/s	$S_{s,m}$ 1/m	$D_m$ m <sup>2</sup> /s
M1	0.05	0.472	$1.0 \times 10^{-7}$	$2.67 \times 10^{-7}$	0.3741
M3	0.05	0.472	$1.0 \times 10^{-7}$	$2.67 \times 10^{-7}$	0.3741
M4	0.05	0.472	$1.0 \times 10^{-7}$	$2.67 \times 10^{-7}$	0.3741
M7	0.05	0.472	$1.0 \times 10^{-8}$	$2.67 \times 10^{-7}$	0.0374
M8	0.01	0.899	$1.0 \times 10^{-7}$	$7.57 \times 10^{-8}$	1.3210
M10	0.05	0.472	$1.0 \times 10^{-8}$	$2.67 \times 10^{-7}$	0.0374
M11	0.01	0.899	$1.0 \times 10^{-7}$	$7.57 \times 10^{-8}$	1.3210
M12	0.1	0.309	$1.0 \times 10^{-7}$	$4.8 \times 10^{-7}$	0.2082
M13	0.1	0.309	$1.0 \times 10^{-8}$	$4.8 \times 10^{-7}$	0.0208
M14	0.1	0.309	$1.0 \times 10^{-7}$	$4.8 \times 10^{-7}$	0.2082
M15	0.05	0.472	$1.0 \times 10^{-7}$	$2.67 \times 10^{-7}$	0.3741
M16	0.01	0.817	$1.0 \times 10^{-7}$	$9.7 \times 10^{-8}$	1.0310
M18	0.2	0.183	$1.0 \times 10^{-8}$	$9.06 \times 10^{-7}$	0.0110
M22	0.01	0.817	$1.0 \times 10^{-7}$	$9.7 \times 10^{-8}$	1.0310
M26	0.01	0.817	$1.0 \times 10^{-10}$	$9.7 \times 10^{-8}$	0.0010
M28	0.01	0.817	$1.0 \times 10^{-7}$	$9.7 \times 10^{-8}$	1.0310
M34	0.01	0.817	$1.0 \times 10^{-7}$	$9.7 \times 10^{-8}$	1.0310
M35	0.01	0.817	$1.0 \times 10^{-7}$	$9.7 \times 10^{-8}$	1.0310



where  $p_{F32}$  stands for the pressure recorded on the field in borehole F32 (Figure 1) and  $t_e$  is the last simulation time.

The comparison of modeled tilt versus observed tilt is more subtle because the instruments integrate the response of the whole 3D structure and it is a gradient of the surface's vertical displacement. Therefore, we compare the modeled tilt at a horizontal distance  $d_M$  from the fault's top (see Figure 2) to the observed tilt with

$$d_M = d_F \times \frac{L_{f,M}}{L_{f,F}}. \quad (16)$$

## 5 Results

### 5.1 Pressure and surface deformation fields

In Figures 7 and 8, we show typical pressure and surface deformation maps from two models with very different properties (M10 and M22) and at two different times: first after 1.6 h of injection and then at the very end of the simulation, i.e. after 30 h. As presented in tables 2 and 3, M10 has a fault zone a 100 times more rigid than M22. Also, the hydraulic conductivity of the fault is two orders of magnitude higher for M22, whereas the ratio  $D_f/D_m$  is two orders of magnitude higher for M10.

These contrasts in properties can be perceived from pressure and deformation maps, even at early times after injection starts (Figure 7). Results show that the pressure front has already reached the fault's edges at  $t = 1.6$  h for M22, which is not the case for M10 due to its lower fault diffusivity  $D_f$ . In fact the contrast in hydraulic conductivity  $K_f$  is distinguishable as well, from the larger pressure gradients that may be noticed near the injection point in M10 both at early and late times, unlike what is observed in M22 where pressure gradients are smoother along the fault (Figures 7 and 8, map 1). This is of course a direct consequence of Darcy's law (equation 1) given that the flux remains the same. Seemingly, the pressure perturbation progresses more easily in the matrix in M22 which as a lower hydraulic diffusivity contrast between fault and matrix, and therefore displays a lower aspect ratio of the pressure field than does M10. In any case though, these pressure fields remain symmetric with respect to the fault's strike direction.

Surface deformation responses between M10 and M22 are very different as well. At early

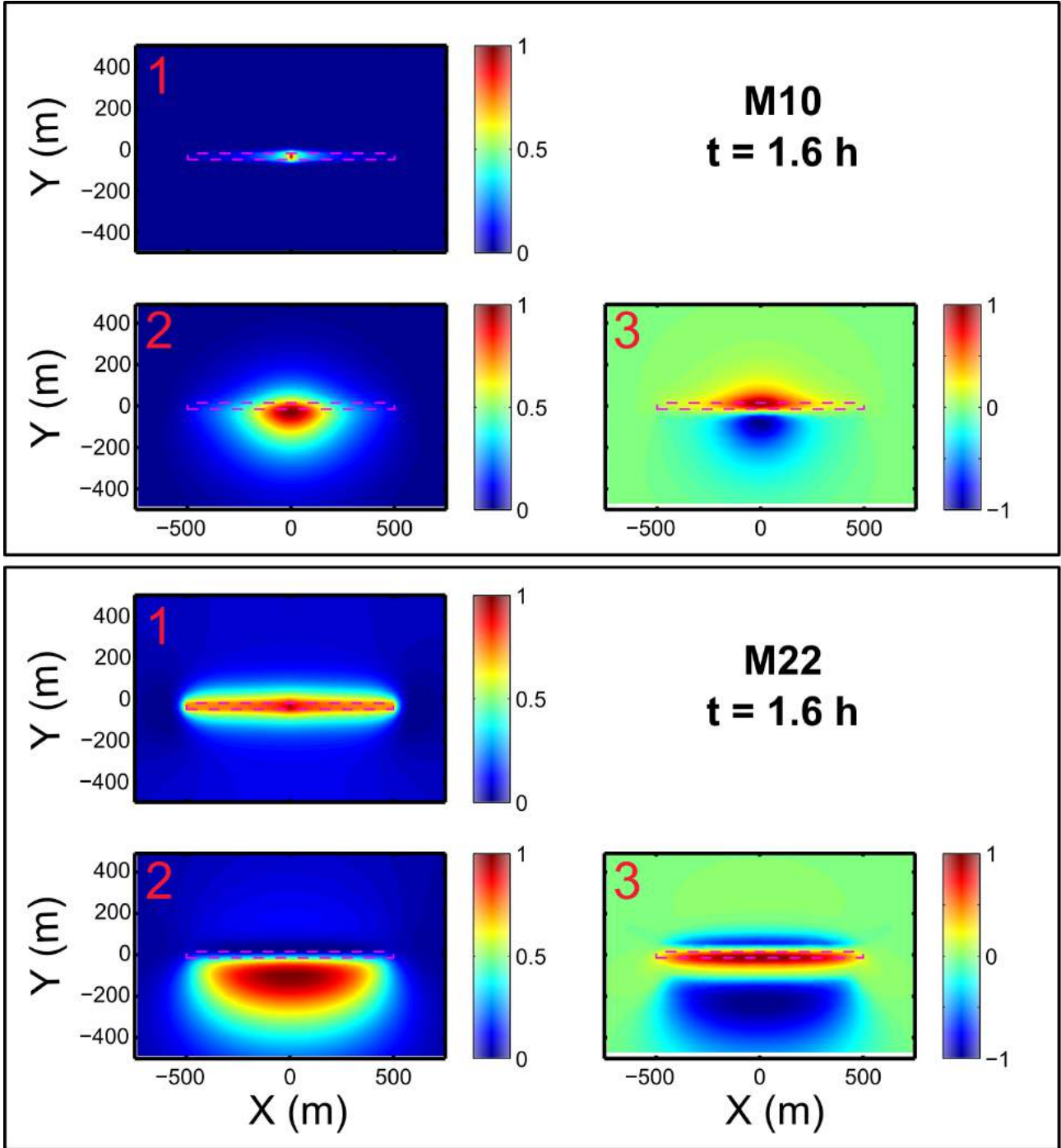


Figure 7: Typical pressure (1), surface vertical displacement (2) and surface tilt (3) maps for two models, M10 and M22 after 1.6 hour of injection. The magenta dashed lines display the position of the fault zone. X and Y represent the direction along the fault's strike, and perpendicular to the strike, respectively. The pressure maps are taken from the horizontal plane at a depth corresponding to the injection point. Tilt maps are taken as the gradient of vertical displacement along the Y direction and are scaled between -1 and 1, making sure that the sign of initial unscaled tilts are respected. All other fields are scaled between 0 and 1.

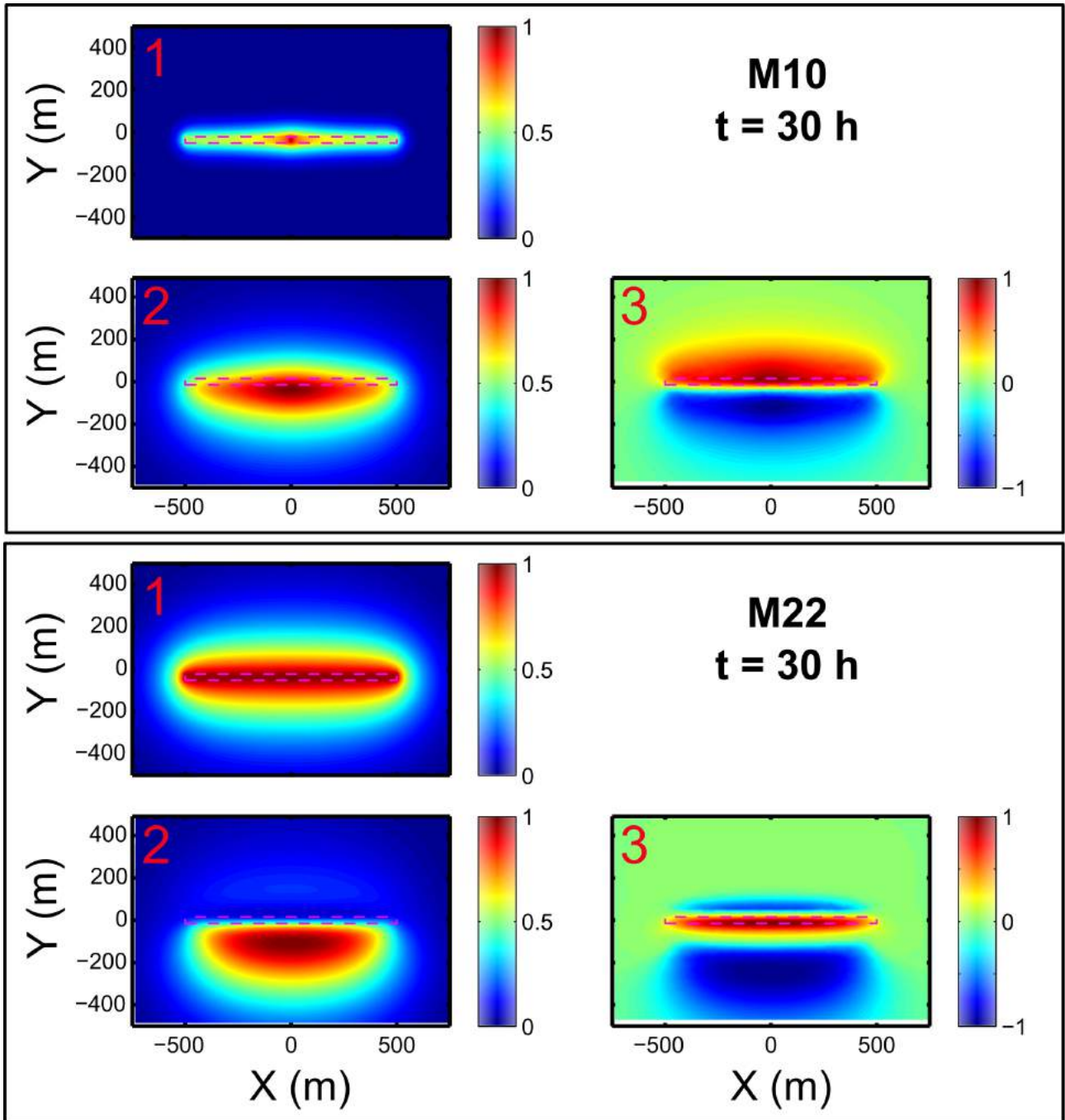


Figure 8: Typical pressure (1), surface vertical displacement (2) and surface tilt (3) maps for two models, M10 and M22 after 30 hours of injection. The magenta dashed lines display the position of the fault zone. X and Y represent the direction along the fault's strike, and perpendicular to the strike, respectively. The pressure maps are taken from the horizontal plane at a depth corresponding to the injection point. Tilt maps are taken as the gradient of vertical displacement along the Y direction and are scaled between -1 and 1, making sure that the sign of initial unscaled tilts are respected. All other fields are scaled between 0 and 1.

times (Figure 7, map 2), M10 displays an eye-shaped vertical displacement pattern that lies on top of the fault zone, slightly off towards the dipping flank. As for M22, the main vertical displacement pattern forms a large lobe on the dipping side of the fault, and a second lobe on the other side with much lower amplitude. The asymmetry in Y direction is to be attributed to the significant fault dip [Longuevergne *et al.*, 2009]. The extension of displacement fields is correlated to the pressure front's extent in the fault, as the eye-shaped pattern of M10 stretches along the strike direction with time for instance. At the end of the simulation, vertical displacement patterns are more similar in both models unlike in the early time of injection. The only main differences are the position of their maxima with respect to the fault and their aspect ratio. Hence, it seems hardly feasible to constrain the hydromechanical properties of a fault zone from vertical displacement maps alone.

Tilt measurements however, have by definition the advantage of having a strong sensitivity to gradients of vertical displacement and therefore they can take on positive or negative values. In M10 (Figures 7 and 8, map 3), tilt fields form two slightly asymmetric lobes of opposite sign where in M22, three lobes of alternating sign prevail, with high positive values of top of the fault's roof. This demonstrates that the shape of tilt patterns is more discriminatory than surface displacement patterns in regards to fault zone properties. Besides, maximum vertical displacements in both models are just below a millimeter at the end of the simulation where maximum tilts are on the order of 1 to 10  $\mu\text{rad}$  (not shown here). Sub-millimetric precision is not achievable by common geodetic methods, especially at these times scales, whereas microradians are easily detected by most surface tiltmeters nowadays. This observation once again underscores the benefit of using surface tiltmeters to monitor hydraulic experiments in fault zones. We now want to address the question of the information content in transient tilt measurements and assess its potential to unravel the system's hydromechanical functioning.

## 5.2 Information content of transient tilt

One of our objectives is to seek what information surface tilt data may bear about hydromechanical properties of a fault zone reservoir. A comparison of field data and various representative modeled outputs is displayed in Figure 9 as a function of relative fault rigidity and diffusivity. For all models shown, F32 head variations are relatively well described by the model. Though, the surface deformation on both sides of the fault show very different responses. From this

perspective and as could be sensed from deformation maps (Figures 7 and 8), tilt observations may be able to rule out hydromechanical configurations. Indeed, all models with low fault diffusivity ( $D_{f,M} \leq 2 \text{ m}^2/\text{s}$ ) and low fault rigidity ( $E_f \leq 1 \text{ GPa}$ ) produce surface tilts with an opposite sign compared to those observed on the field at LB2 (M1 and M4). Moreover, M4 generates almost no tilt at all at LB1. Note that in these simulations, the pressure front does not even reach the fault's edges ( $t/t_D < 1$ ).

For low values of  $E_f$  but high values of  $D_f$  (M34, M35 and M22), the sign of the tilts are the same as field measurements but the difference between LB2 station's two halves is growing rapidly with time. The opposite seems to predominate when  $E_f$  is large but  $D_f$  is low (M16), where LB1 tilt is largely over-estimated by the model and the difference in the two modeled LB2 responses is rapidly attaining a plateau. In intermediate cases like M3, both the plateau and relatively large difference in LB2 tilts' responses can be observed. Moreover, one may notice that the dynamic responses of M16 and M11 are almost identical except for the maximum modeled LB2 responses which differ by a factor 2. In fact,  $D_f$  in M16 is 3.5 times lower than in M11 which itself has a fault diffusivity twice the one of M22. Again, this demonstrates that the temporal evolution of tilt at the surface near a fault, especially the difference in response between two successive tiltmeters above the slab (LB2) and the amplitude of a tiltmeter on the other side (LB1), encompasses information about the mechanical properties of the fault independently of its diffusivity; and independently of the diffusivity of the matrix too (tables 2&3).

Another important feature of the data has been reproduced by three models: the crossing of the two LB2 time series (M10 and M13, as well as M11 at very early times, Figure 9). M10 and M13 diverge mainly by their fault diffusivity which is due to a 65% relative difference in fault porosity (table 2). The amplitude of modeled LB1 tilt is the same for both, but the curve crossing of LB2 time series arrives later in M10 and their amplitude is slightly higher and closer to the observed tilts. Besides, M10 and M13 have low matrix diffusivity compared to numerous other models displayed in Figure 9 ( $D_{m,M} \sim 10^{-2}$ ), except M18. Hence, the ratio  $D_f/D_m$  seems to control the occurrence of tilt series' crossing at LB2, at least partly. Nevertheless, even if the pressure response, tilt amplitudes and occurrence of LB2 times series' crossing is best reproduced by M10, the modeled tilt responses are almost linear and therefore they do not exhibit properly the dynamic responses observed on the field, which are of square root shape. In this regard, the temporal shape of the tilt is better represented by M11 and M16 for LB1,

and by M35 for LB2 CE for instance.

A summary of the different factors shaping the tilt response, based on the previous comparative analysis between modeling results is shown in Figure 10 (including models not presented in Figure 9). Accordingly, the natural fault zone at Ploemeur should be rather stiff and have a large diffusivity whereas the one of the surrounding media should be comparatively low (Figures 2, 4 and 10).

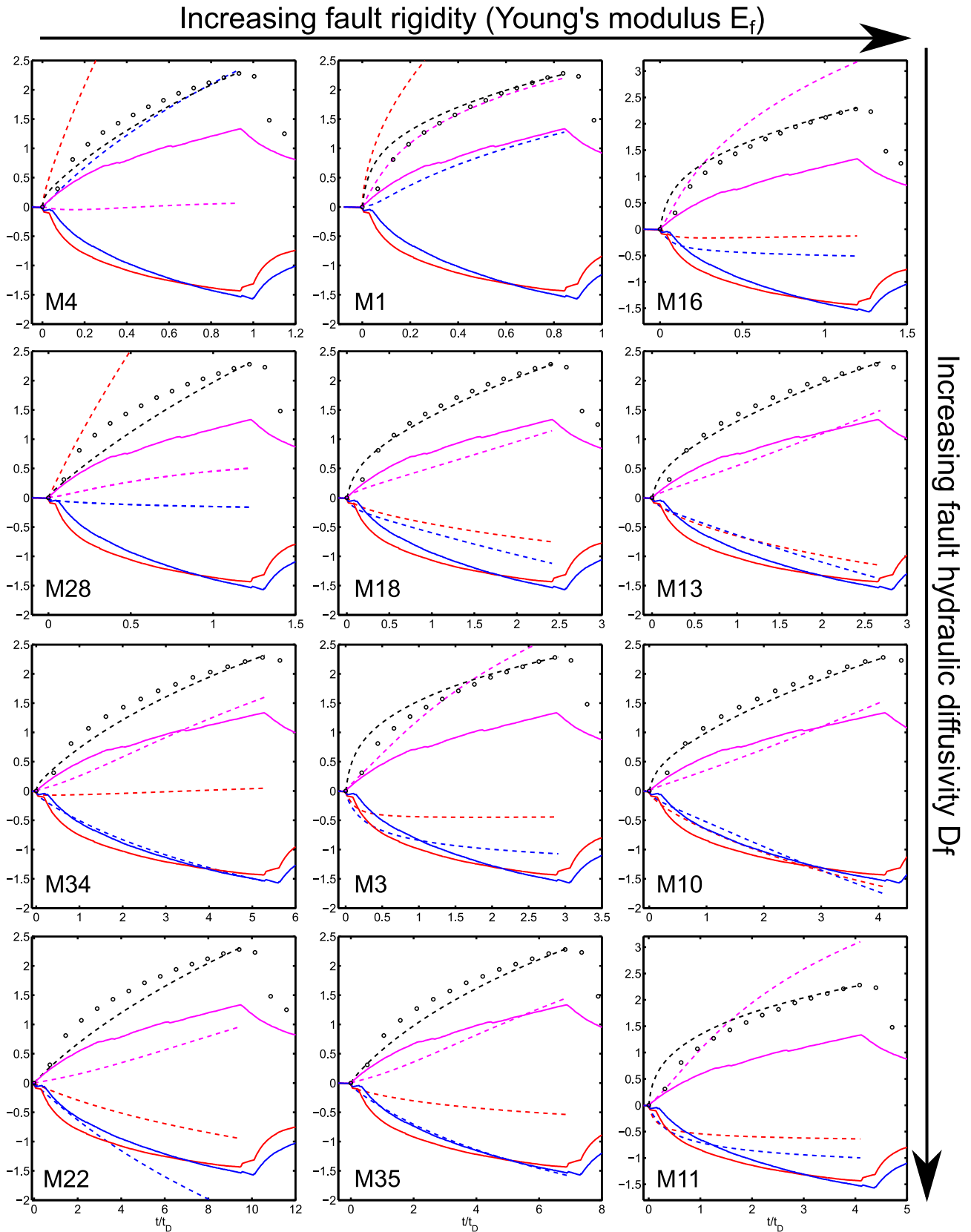


Figure 9: Comparison of surface tilt and piezometric head time series between field data and various representative numerical model outputs, as a function of fault rigidity (or Young's modulus  $E$ ) and fault diffusivity  $D_f$ . The latter classification is valid only by rows or by columns, and not necessarily transversally. X axis:  $t/t_D$ ; Y axis: Tilt in  $\mu\text{rad}$  or pressure in m. Color codes are basically the same as in Figure 6: plain lines are for tilt observations from the field, dashed lines are model outputs. Magenta: LB1 tilt orthogonal to fault which has been multiplied by 4 for better visibility; Blue: C-E LB2 tilt; Red: C-W LB2 tilt. Black circles are piezometric head data from borehole F32 and the black dashed line is its equivalent in the model as defined in equation 15.

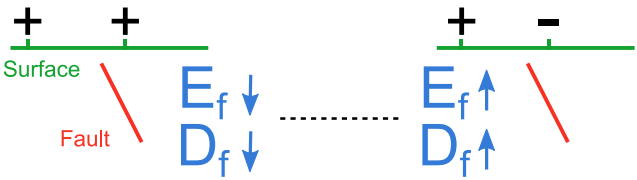

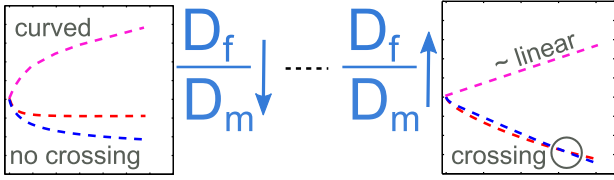
Evidence	Primary control	Tendency
Sign (= direction of tilt)	Hydro - mechanical	Sign of tilt: 
Evolution of difference between the two "half" LB2 tiltmeter time series with time	Mechanical	
Crossing of LB2 time series and shape of LB1 time series	Hydro - dynamical	

Figure 10: Potential factors shaping the surface tilt responses. Light blue arrows specify if the properties are tending towards high or low values respectively. The sign convention for tilt is illustrated in Figure 2.



### 5.3 Information content of tilt/pressure ratio

If one has precise and high frequency measurements of both surface deformation and groundwater pressure, it is interesting to investigate the tight link between both quantities through time as a pressure perturbation progresses in the fractured reservoir. We argue that one way of doing it, is to combine these quantities into one variable. Consequently, we define  $\tau^*$  as the ratio of modeled tilt over modeled hydraulic head at positions equivalent to those of LB1 and F32 in the Ploemeur field, respectively. In addition,  $\tau^*$  is scaled between 0 and 1 to facilitate comparison between different models. Two examples are given in Figure 11 and all models presented in this study show an equivalent behavior (data not shown here). This ratio has an evolution through time that is similar to the one observed in the field (Figure 4c). These figures show that our models are able to reproduce the two asymptotic behaviors distinguished in the ratio, except for very early times. However, unlike what is perceived on the field, the transition phase between the two linear behaviors is longer (Figure 11).

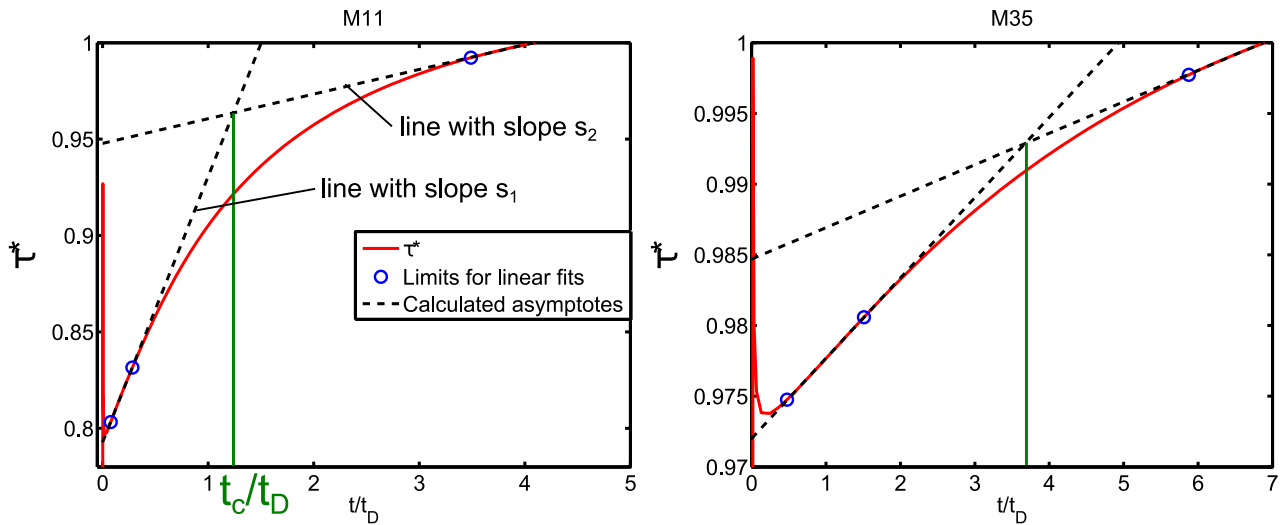


Figure 11: Ratio of tilt over hydraulic head  $\tau^*$  as a function of normalized time for two different models.

Usually, the functioning of a system undergoing asymptotic behaviors is characterized by competing processes, each of which may dominate as the perturbation evolves through the medium. Then, the transition from one asymptotic behavior to another may be interpreted as a mutation from one state of the system, where certain processes prevail, to a different state of functioning, where other processes dominate over the previous ones. Here we seek to separate the processes that shape the temporal and asymptotic behavior of the hydromechanical response

comprised in tilt/pressure (T/P) ratios. In order to do so, we represent the hydromechanical functioning of system by two elastic models and each one is intended to mimic one process. Firstly, the diffusion of pressure in the fault zone is represented by the lateral growth of a mode I dislocation plane [Okada, 1985] and the diffusion in the matrix is accounted for by the spherical source of Mogi [1958] as illustrated in Figure 12. In other words, both these models consider a semi-infinite elastic half-space in which the source of deformation is either the opening of a plane with prescribed geometry (Okada source, see Schuite *et al.* [2015]), or a spherical source (Mogi). Representing the hydromechanical problem with such models might be a crude approximation of natural processes, but the advantage here is given by their simplicity that allows for the explicit and separate illustration of two end-member hydromechanical behaviors. We chose the numerical model M22 as a reference model because it has both high fault diffusivity and high Skempton's coefficient, which is necessary to justify the use of Okada's elastic model (Figure 14). Taking the transient pressure response in the fault from M22 as input, we let the Okada plane grow laterally as a function of  $\sqrt{D_f t}$  and the mode I opening of the dislocation plane  $\delta_o$  [Okada, 1985] is calculated as

$$\delta_o(t) = p_M(t) \times \frac{30}{E_f} \quad . \quad (17)$$

The factor 30 corresponds to the width of the fault zone in meters; hence the ratio  $30/E_f$  is comparable to the inverse of fault normal stiffness, commonly used in fault mechanics (e.g. Guglielmi *et al.* [2015]). The center of the Mogi source corresponds to the centroid of the Okada plane. Furthermore, the radius of the sphere increases as a function of  $\sqrt{D_m t}$ . The pressure input is also  $p_M(t)$  but modulated through time by a complementary error function (erfc) scaled between 0 and 1, to account for the fact the pressure applied uniformly in Mogi's source must somehow decrease as the sphere of influence grows. Note that the erfc function appears in the Theis solution of the equation of pressure diffusion in isotropic homogeneous porous media, in radial form [de Marsily, 1986]. As a result, a combination of these two analytical models describes very well the behavior of the ratio  $\tau^*$  of M22 (Figure 12). Indeed, it captures well the transition from one dominant hydromechanical behavior to another: 1) in the first stage of the experiment, pressure propagates rapidly in the conductive fault zone which controls strong temporal deformation gradients; 2) then the pressure front reaches the fault's lateral edges,

which would result in no further increase of the T/P ratio in the simple elastic representation of the fault (Figure 12, blue curve), because then, deformation rates are only generated by an increment in mode I opening, but no longer by an increment in lateral extent of the fluid pressure-induced in-plane deformation front; 3) at some point, pressure diffusion in the matrix is sufficiently developed to contribute solely to surface deformation, which maintains the T/P ratio increasing with time but at a lower rate until the end of the experiment (Figure 12, red curve).

Hence, the evolution in shape of T/P ratios through time displays sensitivity to the hydrodynamic functioning of the fault zone system where a competition between 2D-fracture and 3D-reservoir diffusion prevails. In order to investigate more deeply the information content of  $\tau^*$ , we define three indices that can systematically be measured: the slopes  $s_1$  and  $s_2$  of the two asymptotes followed by the ratio, and  $t_c$  the time at which the two asymptotes intersect one another as illustrated in Figure 11. When analyzed under certain conditions, these indices collapse around two empirical power laws as shown in Figure 13 and expressed as:

$$\Psi = \frac{d_M}{L_{f,M}} = c_1 \left( \frac{t_c}{t_D} \right)^{c_2} \quad (18)$$

and

$$\Psi' = \frac{s_2}{s_1} \frac{D_{f,M}}{D_{m,M}} = c'_1 \left( \frac{L_{m,M}}{d_M} \right)^{c'_2} \quad (19)$$

where

$$L_{m,M} = \sqrt{D_{m,M} \times t_D} \quad (20)$$

corresponding to the characteristic diffusion length in the matrix during a characteristic diffusion time  $t_D$  defined in (14).  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c'_1$  and  $c'_2$  are coefficients calculated by linear regression for which we obtained  $c_1 = 0.26$ ,  $c_2 = 0.31$ ,  $c'_1 = 2.92$  and  $c'_2 = 2.66$ . Also, we saw that  $t_c/t_D$  grows linearly with the horizontal distance between fault roof and tilt observation point, in each individual model (not shown here).

Hence, these relationships reveal the systematic link that exists between some properties of the faulted reservoir and the indices observed in the ratio tilt over pressure  $\tau^*$ . In particular, the asymptotic behaviors evidenced in the ratio  $\tau^*$ , seem to be mainly controlled by the hydrodynamical properties of the medium, namely the ratio of fault and matrix diffusivities. Moreover,

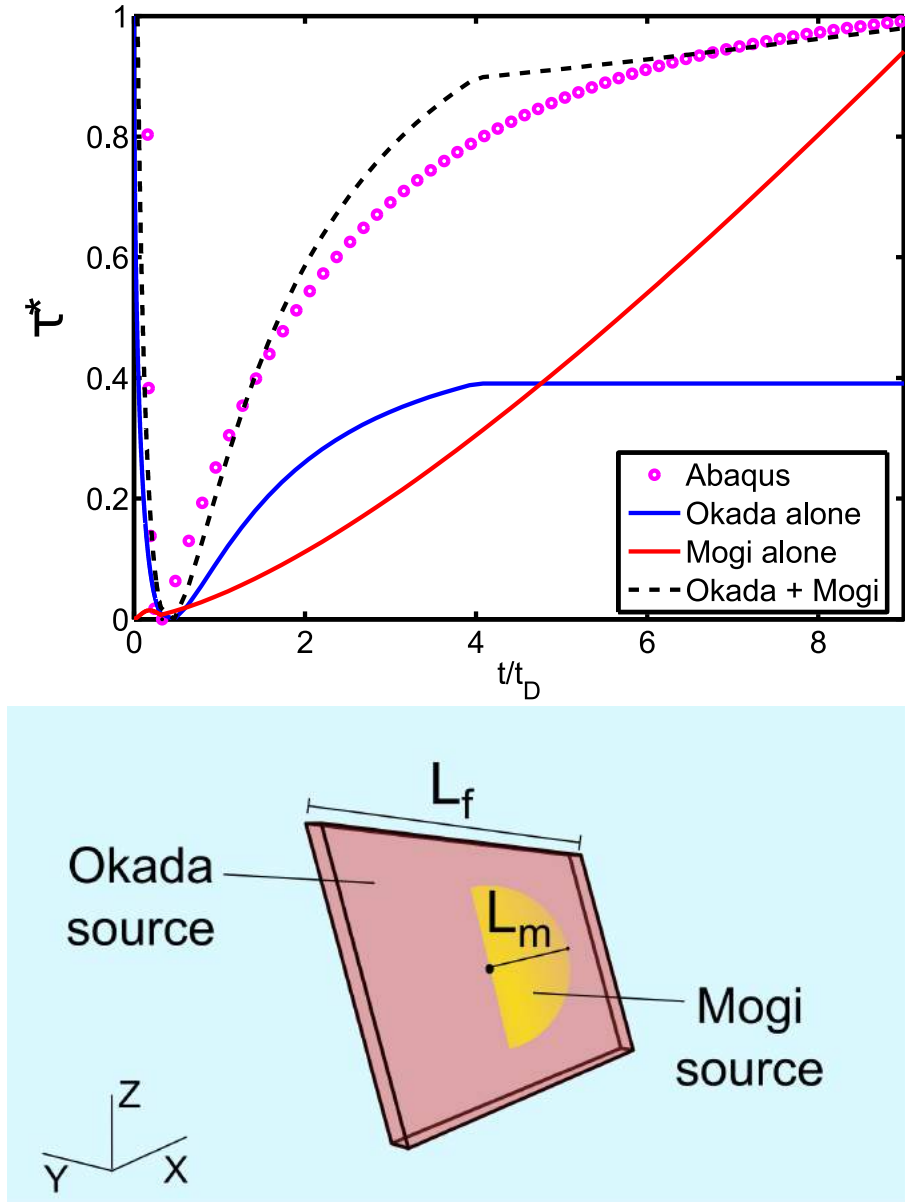


Figure 12: Separation of processes shaping the temporal behavior of the tilt/pressure ratio  $\tau^*$ . Upper half:  $\tau^*$  as a function of dimensionless time for different models. The data denoted "Abaqus" refers to numerical model M22. "Okada" and "Mogi" are two elastic models that mimic the pressure diffusion and associated deformation of the fault and the matrix, respectively (as sketched under the graph). The Okada plane is growing along strike direction following  $L_f(t) = \sqrt{D_f t}$ . Seemingly, we impose  $L_m(t) = \sqrt{D_m t}$ .

it demonstrates that the information embodied in the system's transient hydromechanical behavior reflects primarily how, when and where the pressure diffuses in a dual fracture-matrix system. It does not necessarily rely on the fact that the fault's lateral edge have been reached by the pressure front, because models for which  $t_c/t_D < 1$  fit well using (18) and (19). It is also not directly dependent on particular poromechanical properties, because any combination

of them may explain the dynamics of the system as they disappear behind the specific storage  $S_s$ , and thus behind diffusivity  $D$ .

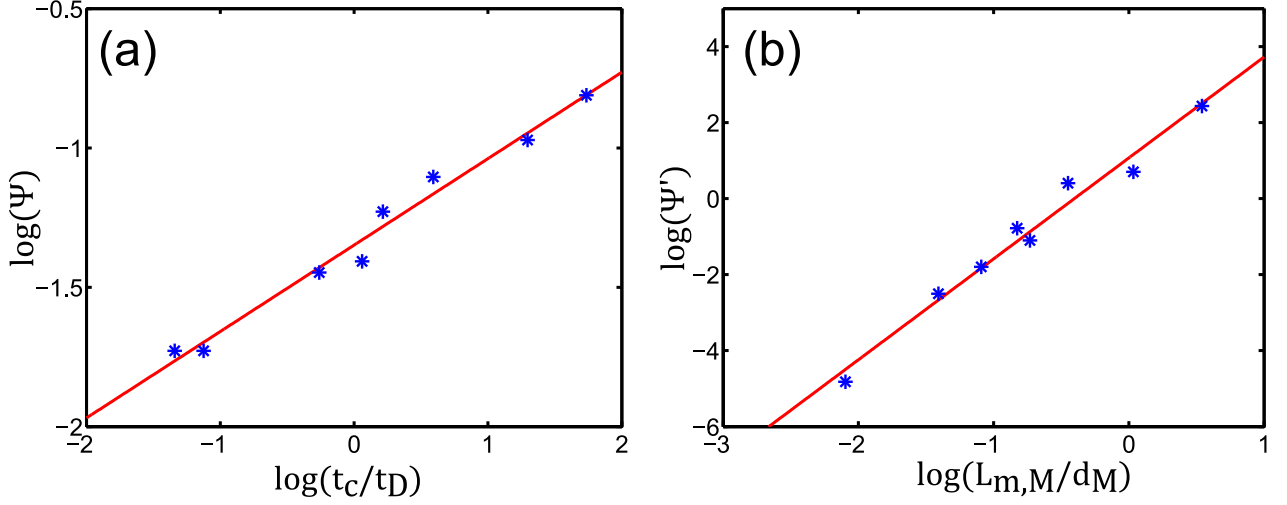


Figure 13: Identification of the link between  $t_c$ ,  $s_1$ , and  $s_2$  of the ratio  $\tau^*$  (see Figure 11) and some dynamic properties of the reservoir. Each blue star is the result of one numerical model and the red line is the fitted power law as defined by equations 18 and 19 for (a) and (b) respectively. Models M-3, 11, 13, 15, 16, 22, 34 and M35 were used here.

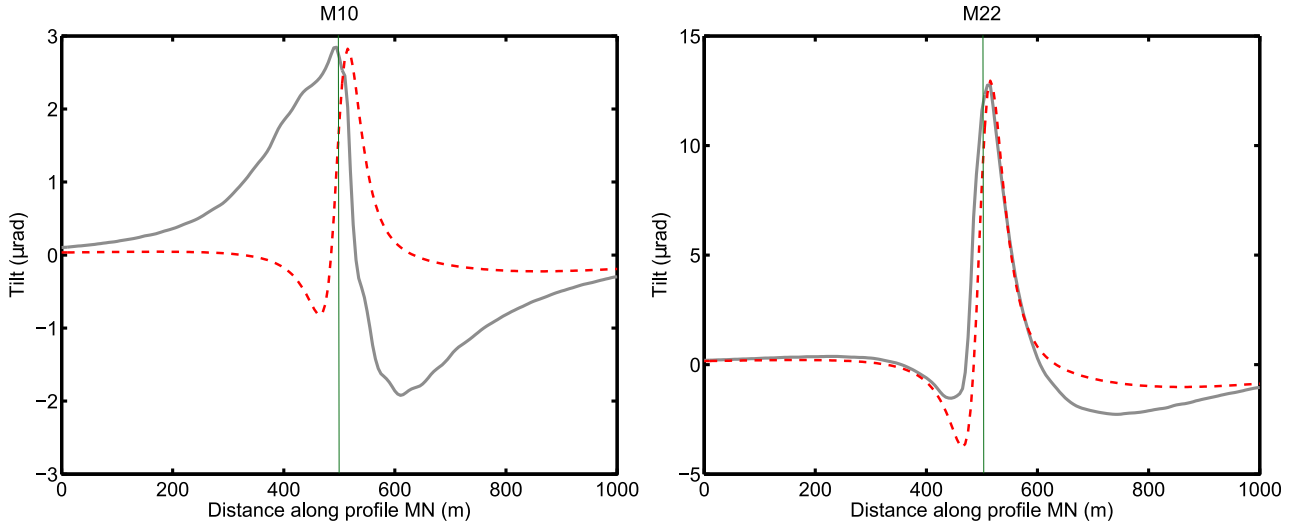


Figure 14: Tilt profiles along survey line M-N illustrated in Figures 2 and 6 for two representative models (situation at the simulation's final iteration): M10 has a rigid fault zone ( $E_f = 10$  GPa), contrarily to M22 ( $E_f = 0.1$  GPa). The grey line is the profile obtained from the numerical model and the dashed red line is the equivalent calculated from the analytical solution of *Okada* [1985]. This analytical solution fails to capture the profile of the rigid fault case (left) but matches reasonably well the case where Skempton's coefficient is high in the fault (right), except for the amplitude of the negative depressions on each side of the narrow central peak.

## 6 Discussion

### 6.1 Benefits of transient hydromechanical experiments

Instead of seeking the perfect match between numerical modeling results and field data, this study focuses on the information content that might be found in the temporal shape of hydromechanical observations. Indeed, the complexity of the natural system under consideration, involving numerous mechanical interactions and heterogeneous flow structure, makes it challenging to fully explain surface deformation measurements at the Ploemeur site. However, we show from modeling experiments that the general functioning and hydromechanical properties of such a reservoir have a special signature in the transient evolution of surface tilt time series.

#### 6.1.1 Tiltmetry as a tool for reservoir mechanics

The sign of tilt series as well as their shape already reveal the mechanical framework in which the studied faulted system lies in: from the "almost" purely elastic to the nearly poroelastic extreme cases. In fact, some patterns are characteristic of a rigid fault zone and thus a low Skempton coefficient  $B_f$  whereas others are typical of a non rigid fault with  $B_f \simeq 1$  (see Figure 10). In the case of a fault or fracture seen as a planar permeable discontinuity embedded in a much less permeable rock, a Skempton coefficient equal to 1 signifies that any pressure variation in the fault results solely in the deformation of its walls and thus, the surrounding medium. Hence, fluid pressure is translated as a stress normal to the fracture plane. This is why in this case, the *Okada* [1985] solution approximates correctly the numerical model outputs (Figure 14) as it is the elastic situation. On the other hand, a poroelastic behavior comes into play when the rigidity of the fault approaches the rigidity of the rock medium. Then, the poroelastic term in the expression of Skempton's coefficient (equation 12) is not negligible any longer and any pressure change generates a significant compression of water.

We have shown that these extreme cases may be well captured by surface tilt measurements from the field setting at the Ploemeur site from both sides of the fault zone. This observation has an important implication as regards the modeling objectives and procedure. As numerical modeling can become quite complicated (geometry, discretisation, computing cost, number of parameters, etc.), it might be interesting to know whether a fault has a pure elastic behavior, because if it is so, analytical solution of elastic deformation might be sufficiently well suited

to interpret surface deformation data. Conversely, if this is not the case, the use of Okada's solution might lead to severe misinterpretation of such data.

Based on comparisons between the investigated models and surface deformation measurements, we show that the sub-vertical fault of Ploemeur's aquifer is stiff and has a high diffusivity contrast between fault and matrix. *Le Borgne et al.* [2006] have found from hydraulic testing that indeed, there is a significant heterogeneity in hydrodynamic properties across the field and from one scale of investigation to another. In particular, these authors found that the storativity  $S = S_s e$  (with  $e$  the characteristic thickness of the medium) varies from  $10^{-5}$  to  $10^{-3}$  from cross-borehole flowmeter tests conducted along the fault zone. For long-term pumping tests, the interval for storativity  $S$  is reduced and the mean value is increased ( $10^{-4}$  to  $4 \times 10^{-3}$ ). Such a high variability in the estimations, typical of fractured aquifers, might be explained in part by the sensitivity of specific storage  $S_s$  to porosity when the fault is stiff (Figure 5b). For instance, if we retain a median value of  $S \simeq 10^{-4}$  in a 30-m thick fault zone, and considering that it is indeed stiff as suggested by the hydromechanical evidence presented here, so that  $E_f = 10$  GPa, the porosity of the fault would need to be approximately 80% which is an unrealistically high value. Conversely, retaining a value of 20% porosity in these conditions would yield  $S \simeq 3 \times 10^{-5}$ . Hence from a theoretical perspective, it appears that achieving good estimates of a fault's porosity in a such context is hardly feasible, because either the system lies in a pure elastic type of behavior where deformation is insensitive to porosity ( $B = 1$ ), or the heterogeneity is such that estimates of  $S$  from hydraulic tests are broadly distributed, so that complementary and independent estimates from hydromechanical tests are not sufficient to correctly determine porosity.

### 6.1.2 Tiltmetry to understand reservoir hydraulics

Our results demonstrate that surface tilt is sensitive to both hydraulic properties and hydrodynamic processes of the reservoir. Indeed, we show that the ratio tilt/pressure encompasses information on the diffusivity contrast between the fault and matrix and that the evolution of this ratio through time follows two end-member asymptotic behaviors. The first is mainly controlled by pressure diffusion in the fault whereas the second is governed by pressure diffusion in the matrix. This seems to be valid regardless of the mechanical settings. Tilt surveys at the surface are therefore well suited to monitor hydraulic experiments and thus provide useful

complementary information on the hydrogeological functioning of a reservoir. This echoes the findings of *Barbour and Wyatt* [2014] from borehole strain data and of *Burbey et al.* [2012] from both borehole tilt and extensometer experiments. Also, tilt data may contribute to estimate the lateral extent of a fault zone and more interestingly, our results suggest that it may be achieved even when the pressure front does not reach the fault's edges.

## 6.2 Disregarded effects and limits

### 6.2.1 Confining layer

In the model we implemented, the top 30-m thick confining layer is given the mechanical properties of the porous rock medium but has been assigned a negligible permeability. This is because the LB1 station is directly attached to granitic rock and because it limits numerical instabilities at the interface between this unit and the rest of the domain. Hence, this layer acts as a barrier for flow but does not block the mechanical propagation of the perturbation. Nonetheless, the effect of its mechanical properties has been discarded in this study, even if the LB2 tilt station is installed in the ground and thus, in some material that is significantly softer than granite or mica-schist. This might alter tilt profiles across the fault zone and therefore it should affect to some extent how LB1 and LB2 tilts may be interpreted by such a model.

### 6.2.2 Geometry

We have focused our study on a single geometry of the system, namely with fixed fault dip, lateral and root extents. Tilt is mainly sensitive to the dip angle and root length [*Longuevergne et al.*, 2009]. Consequently any variation on these parameters would change the amplitudes of surface tilts and the degree of asymmetry in M-N tilt profiles (Figure 14) and thereby the patterns at observations points equivalent to LB1 and LB2 are expected to change accordingly as well. However, the main processes and general hydromechanical behavior are expected to remain the same. In particular, surface deformation patterns are likely to remain as presented in Figure 8 as long as the studied fault is not close to horizontality. Then, similar shapes of transient tilts as the ones presented in Figure 9 should be found almost unchanged but at different distances from the fault zone. Moreover, the fitting coefficients in the power laws 18 and 19 linking T/P ratio's shape to reservoir properties are probably dependent on the geometry



too, but we expect them to remain power laws. Nonetheless, this is something for further investigation. Despite the geometry dependency of our results, we can make the safe assertion that surface tiltmetry would still prove to add valuable constraints on any similar system's hydrodynamic functioning and hydromechanical properties.

### 6.2.3 Domain approach

In the numerical study of the hydromechanical experiment, the fault is treated as a domain or, in other words, as a volume that has distinct properties from the surrounding rock domain. For simplicity and commodity, we did not include anisotropy in key properties either in the fault or in the matrix. To some extent, it seems reasonable to treat the large matrix volume with average, isotropic and homogeneous properties, but a fault zone intrinsically represents heterogeneity within the broader domain. Even if it might increase complexity, this effect should probably be investigated but is far beyond the scope of our study.

Moreover, the shape of the fault zone domain, especially the edges, might have mechanical effects that are difficult to evaluate. However, the elastic solution of *Okada* [1985] closely approximates the tilt profile of low rigidity faults (Figure 14). Hence, we are confident that observations made near the center of the fault zone and thus far enough from lateral borders are sufficiently reliable.

## 7 Summary and conclusion

In this study, we have presented surface tilt data recorded at the Ploemeur fractured aquifer observatory (France). These measurements allow for the precise monitoring of deformation provoked by man-made hydraulic perturbations at hourly time scales. Indeed, the transient tilt patterns are very well correlated to piezometric level fluctuations in the fault zone. The responses of the two tiltmeters LB1 and LB2, one on each side of the fault and at different distances from its roof, are different in amplitude and take opposite signs. Besides, the ratio of LB1 tilt over pressure in the fault zone during a typical hydraulic test, shows a very peculiar trend through time. It comprises two consecutive linear phases suggesting the presence of two hydromechanical regimes in the system's behavior. From these observations, we built an interpretation scheme based on 3D poroelastic numerical models that includes two main domains

with distinct properties: the fault zone and the surrounding rock medium. We simulated 30 h of transient injection at a point in the fault, and we analyzed pressure and deformation outputs from various combinations of hydromechanical properties, in order to assess the information content of transient tilt measurements in such context.

By comparing all models and by confronting them to field data, we showed that transient surface tilt measurements near a fault zone are sensitive to geometrical, mechanical and hydrodynamical properties of the system. We demonstrated that having tiltmeters placed on each side of the fault is crucial to obtain reasonable constraints on these characteristics. In particular, we showed that tilt/pressure ratios encompass information on the dynamic behavior of the system, as well as specific properties of the system such as the hydraulic diffusivity contrast between fault and matrix. These characteristics are not directly dependent on the elastic properties of the medium. Besides, we argue that achieving a good estimate of porosity seems hardly feasible from tilt and hydraulic data in faulted aquifer settings, unless the fault is very rigid ( $E_f > 10$  GPa) and if independent estimates of storativity come with low uncertainty (which is to our knowledge rarely the case in fractured media).

In a nutshell, simple hydromechanical tests in fault zone involving surface tilt measurements offer a significant insight into its overall dynamic functioning and properties. Surprisingly, tiltmeters are non-invasive tools that seem even more suited to fractured hydrogeology than fault hydromechanics at the  $\sim 10^2 - 10^3$  m scale, because they display stronger sensitivity to hydrodynamical properties than poroelastic properties.

# Notation

## Meaning of main subscripts:

$f$	Refers to a property of the fault zone.
$m$	Refers to a property of the rock matrix.
$F$	Refers to a field property.
$M$	Refers to a model property.

## List of mathematical symbols, with significance and units.

– Latin letters:

$B$	Skempton's coefficient (dimensionless).
$c_1, c'_1$	Fitting coefficients (dimensionless).
$c_2, c'_2$	Fitting exponents (dimensionless).
$D$	Hydraulic diffusivity ( $\text{m}^2/\text{s}$ ).
$d_F$	Horizontal distance between tiltmeter and the fault's roof in the field (m).
$d_M$	Horizontal distance between tiltmeter and the fault's roof in the model (m).
$E$	Young's modulus (Pa).
$K$	Bulk modulus of porous material (Pa).
$K_g$	Bulk modulus of rock grains (Pa), noted $K'_s$ in <i>Wang</i> [2000].
$K_h$	Hydraulic conductivity (m/s).
$K_w$	Bulk modulus of water (Pa).
$L$	Distance from perturbation source to pressure front (m).
$L_b$	Baseline length of a long-base tiltmeter (m).
$L_f$	Length of fault zone along strike direction (m).
$L_m$	Distance from perturbation source to pressure front in the matrix at $t = t_D$ (m).
$p$	Water pressure (Pa or m).
$p_{F32}$	Hydraulic head or pressure measured in borehole F32 (Pa or m).
$p_M$	Pressure from model output (Pa or m).
$p_M^*$	Normalized pressure from model output (Pa or m).
$Q$	Source term / volumetric flow rate ( $\text{m}^3/\text{s}$ ).
$q$	Darcy's velocity (m/s).

$s_1$	Slope of first $\tau^*$ asymptote.
$s_2$	Slope of second $\tau^*$ asymptote.
$S$	Storativity (dimensionless).
$S_\epsilon$	Specific storage at constant strain ( $\text{m}^{-1}$ ).
$S_s$	Specific storage in the hydrogeological sense ( $\text{m}^{-1}$ ).
$t$	Time from the beginning of injection (s).
$t_c$	Critical time of $\tau^*$ asymptotes' crossing (s).
$t_D$	Characteristic time of pressure diffusion along the fault zone (s).
$t_e$	Time at the end of injection (s).
$u_k$	Displacement in the k-direction (m).
$V$	Bulk volume of porous material ( $\text{m}^3$ ).
$V_r$	Volume occupied by rock minerals in porous material ( $\text{m}^3$ ).
$(x, y, z)$	Global coordinate system.

– Greek letters:

$\alpha$	Biot-Willis coefficient (dimensionless).
$\delta_c$	Characteristic mesh size (m).
$\delta_o$	Magnitude of mode I opening in dislocation plane (m).
$\epsilon$	Volumetric strain (dimensionless).
$\phi$	Porosity (dimensionless).
$\gamma_w$	Specific weight of water ( $\text{N}/\text{m}^3$ ).
$\nu$	Poisson's ratio (dimensionless).
$\theta$	Tilt (rad).
$\tau^*$	Ratio of tilt over pressure, scaled between 0 and 1.
$\partial\xi/\partial t$	Increment of water content par unit time ( $\text{m}^3/\text{s}$ ).

## Acknowledgments

This work is part of the ANR project EQUIPEX CRITEX (grant ANR-11-EQPX-0011), the ANR project ‘Hydrogeodesy’ and the ORE H+ observatory network from which it has been

supported. J. Schuite's PhD thesis is partly funded by the Brittany Region. Tilt data are available upon request at <http://hplus.ore.fr/>. Virginia Tech's Advanced Research Computing team is warmly acknowledged for granting access to the scientific computing facilities as well as for their technical support. Finally, F. Beauducel is thanked for making available his Matlab packages implementing Okada and Mogi's analytical solutions.

## References

- Agnew, D. C. (1986), Strainmeters and tiltmeters, *Rev. Geophys.*, *24*(3), 579–624.
- Bandis, S. C., A. C. Lumsden and N. R. Barton (1983), Fundamentals of rock joint deformation, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, *20*(6), 249–268.
- Barbour, A. J. and F. K. Wyatt (2014), Modeling strain and pore pressure associated with fluid extraction: The Pathfinder Ranch experiment, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *119*, 5254–5273.
- Barton, N. R., S. C. Bandis and K. Bakhtar (1985), Strength, deformation and conductivity coupling of joints, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, *22*(3), 121–140.
- Bense, V. F., T. Gleeson, S. E. Loveless, O. Bour and J. Scibek (2013), Fault zone hydrogeology, *Earth-Science Rev.*, *127*, 171–192.
- Berkowitz, B. (2002), Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review, *Adv. Water Resour.*, *25*, 861–884.
- Bonnet, E., O. Bour, N. E. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie and B. Berkowitz (2001), Scaling of fracture systems in geological media, *Rev. Geophys.*, *39*(3), 347–383.
- Berryman, J. G. (1992), Effective stress for transport properties of inhomogeneous porous rock, *J. Geophys. Res.*, *97*, 17409–17424.
- Biessy, G., F. Moreau, O. Dauteuil and O. Bour (2011), Surface deformation of an intraplate area from GPS time series, *J. Geodyn.*, *52*, 24–33.
- Binley, A., S. S. Hubbard, J. A. Huisman, A. Revil, D. A. Robinson, K. Singha and L. D. Slater (2015), The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales, *Water Resour. Res.*, *51*, 3837–3866.
- Boudin, F., P. Bernard, L. Longuevergne, N. Florsch, C. Larmat, C. Courteille, P.-A. Blum, T. Vincent and M. Kammentaler (2008), A silica long base tiltmeter with high stability and resolution, *Rev. Sci. Instrum.*, *79*(3), 034502.
- Boussinesq, J. (1868), Mémoire sur l'influence des frottements dans les mouvements réguliers des fluides, *J. Liouville*, *13*, 377–424.
- Burbey, T. J. (2008), The influence of geologic structures on deformation due to ground water withdrawal, *Ground Water*, *46*(2), 202–211.

- Burbey, T. J., D. Hisz, L. C. Murdoch, M. Zhang (2012), Quantifying fractured crystalline-rock properties using well tests, earth tides and barometric effects, *J. Hydrol.*, 414–415, 317–328.
- Cappa, F. , Y. Guglielmi, S. Graffet, H. Lançon and I. Lamarque (2006a), Use of in situ fiber optic sensors to characterize highly heterogeneous elastic displacement fields in fractured rocks, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 43(4), 647–654.
- Cappa, F. , Y. Guglielmi, J. Rutqvist, C.-F. Tsang and A. Thoraval (2006b), Hydromechanical modeling of pulse tests that measure both fluid pressure and fracture-normal displacement of the Coaraze Laboratory site, France, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 43, 1062–1082.
- Chaussard, E., R. Bürgmann, M. Shirzaei, E. J. Fielding and B. Baker (2014), Predictability of hydraulic head changes and characterization of aquifer-system and fault properties from InSAR-derived ground deformation, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 6572–6590.
- Chen, H. C., H.-J. Kümpel and C. M. Krawczyk (2010), Field layout of a tiltmeter array to monitor micro-deformation induced by pumping through a horizontal collector well, *Near Surf. Geophys.*, 8, 321–330.
- Cornet, F. H. (2016), Seismic and aseismic motions generated by fluid injections, *Geomech. Energy Env.*, 5, 42–54.
- Davies, R., G. Foulger, A. Bindley and P. Styles (2013), Induced seismicity and hydraulic fracturing for the recovery of hydrocarbons, *Mar. Petrol. Geol.*, 45, 171–185.
- De Marsily, G. (1986), *Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers*, Academic Press, New York, NY, USA.
- Detournay, E. and A. H.-D. Cheng (1993), Fundamentals of poroelasticity. In *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice and Projects*, Vol. 2, ed. J. A. Hudson, pp. 113–171. Pergamon Press, Oxford, UK.
- Elkoury, J. E., E. E. Brodsky and D. C. Agnew (2006), Seismic waves increase permeability, *Nature*, 441(29), 1135–1138.
- Elkoury, J. E., A. Niemeijer, E. E. Brodsky and C. Marone (2011), Laboratory observations of permeability enhancement by fluid pressure oscillation of in situ fractured rock, *J. Geophys. Res.*, 116, B02311.
- Fabian, M. and H.-J. Kümpel (2003), Poroelasticity: observations of anomalous near surface tilt induced by ground water pumping, *J. Hydrol.*, 281, 187–205.
- Galloway, D. L. and J. Hoffmann (2007), The application of satellite differential SAR interferometry-derived ground displacements in hydrogeology, *Hydrogeol. J.*, 15(1), 133–154.
- Guglielmi, Y., D. Elsworth, F. Cappa, P. Henry, C. Gout, P. Dick and J. Durand (2015), In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120(11), 7729–7748.
- Hisz, D. B., J. C. Murdoch and L. N. Germanovich (2013), A portable borehole extensometer and tiltmeter for characterizing aquifers, *Water Resour. Res.*, 49, 7900–7910.

- Jiménez-Martínez, J., L. Longuevergne, T. Le Borgne, P. Davy, A. Russian and O. Bour (2013), Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: insights from a frequency domain analysis, *Water Resour. Res.*, *49*, 1–17.
- Karasaki, K., B. Freifeld, A. Cohen, K. Grossenbacher, P. Cook and D. Vasco (2000), A multidisciplinary fractured rock characterization study at Raymonde Field Site, Raymond, CA, *J. Hydrol.*, *236*, 17–34.
- Kitagawa, Y., K. Fujimori and N. Koizumi (2002), Temporal change in permeability of the rock estimated from repeated water injection experiments near the Nojima fault in Awaji Island, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(10), 1211–1214.
- Le Borgne, T., O. Bour, J.-R. de Dreuzy, P. Davy and F. Touchard (2004), Equivalent mean flow models for fractured aquifers: Insights from a pumping tests scaling interpretation, *Water Resour. Res.*, *40*, W03512.
- Le Borgne, T., O. Bour, F. L. Paillet and J.-P. Caudal (2006), Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *J. Hydrol.*, *328*, 347–359.
- Leray, S., J.-R. de Dreuzy, O. Bour, T. Labasque and L. Aquilina (2012), Contribution of age data to the characterization of complex aquifers, *J. Hydrol.*, *464-465*, 54–68.
- Leray, S., J.-R. de Dreuzy, O. Bour and E. Bresciani (2013), Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks, *J. Hydrol.*, *481*, 64–75.
- Longuevergne, L., N. Florsch, F. Boudin, L. Oudin and C. Camerlynck (2009), Tilt and strain deformation induced by hydrologically active natural fractures: application to the tiltmeters installed in Sainte-Croix-aux-Mines observatory (France), *Geophys. J. Int.*, *178*, 667–677.
- Mogi, K. (1958), Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *B. Earthq. Res. I. Tokyo*, *36*, 99–134.
- Moreau, F. and O. Dauteuil (2013), Geodetic tools for hydrogeological surveys: 3D-displacements above a fractured aquifer from GPS time series, *Eng. Geol.*, *152*, 1–9.
- Murdoch, L. C. and L. N. Germanovich (2006), Analysis of a deformable fracture in permeable material, *Int. J. Numer. Anal. Methods. Geomech.*, *30*, 529–561.
- Murdoch, L. C. and L. N. Germanovich (2012), Storage change in a flat-lying fracture during well tests, *Water Resour. Res.*, *48*, W12528.
- Murdoch, L. C., C. E. Freeman, L. N. Germanovich, C. Thrash and S. DeWolf (2015), Using in situ vertical displacements to characterize changes in moisture load, *Water Resour. Res.*, *51*(8), 5998–6016.
- Neuman, S. P. (2005), Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks, *Hydrogeol. J.*, *13*, 124–147.

- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75(4), 1135–1154.
- Pawlowicz, F., B. Beardsley and S. Lentz (2002), Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE, *Comput. Geosci.*, 28, 929–937.
- Rice, J. R. and M. P. Cleary (1976), Some basic stress diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14, 227–241.
- Rothert, E. and S. A. Shapiro (2003), Microseismic monitoring of borehole fluid injections: Data modeling and inversion for hydraulic properties of rocks, *Geophysics*, 68(2), 685–689.
- Rojstaczer, S., S. Wolf and R. Michel (1995), Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes, *Nature*, 373, 237–239.
- Ruelleu, S., F. Moreau, O. Bour, D. Gapais and G. Martelet (2010), Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France), *J. App. Geophys.*, 70, 161–168.
- Rutqvist, J., J. Noorishad, C.-F. Tsang and O. Stephansson (1998), Determination of fracture storativity in hard rocks using high-pressure injection testing, *Water Resour. Res.*, 34(10), 2551–2560.
- Rutqvist, J. and O. Stephansson (2003), The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering, *Hydrogeol. J.*, 11, 7–40.
- Schuite, J., L. Longuevergne, O. Bour, F. Boudin, S. Durand and N. Lavenant (2015), Inferring field-scale properties of a fractured aquifer from ground surface deformation during a well test, *Geophys. Res. Lett.*, 42(24), 10696–10703.
- Schweisinger, T., E. J. Svenson and L. C. Murdoch (2009), Introduction to hydromechanical well tests in fractured rock aquifers, *Ground Water*, 47(1), 69–79.
- Schweisinger, T., E. J. Svenson and L. C. Murdoch (2011), Hydromechanical behavior during constant-rate pumping tests in fractured gneiss, *Hydrogeol. J.*, 19, 963–980.
- Svenson, E., T. Schweisinger and L. C. Murdoch (2008), Field evaluation of the hydromechanical behavior of flat-lying fracture during slug tests, *J. Hydrol.*, 359, 30–45.
- Vasco, D. W., K. Karasaki and K. Kishida (2001), A coupled inversion of pressure and surface displacement, *Water Resour. Res.*, 37(12), 3071–3089.
- Vasco, D. W., A. Rucci, A. Ferretti, F. Novali, R. C. Bissell, P. S. Ringrose, A. S. Mathieson and I. W. Wright (2010), Satellite-based measurements of surface deformation reveal fluid flow associated to the geological storage of carbon dioxide, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L03303.
- Vinci, C., H. Steeb and J. Renner (2015), The imprint of hydro-mechanics of fractures in periodic pumpings tests, *Geophys. J. Int.*, 202, 1613–1626.
- Warpinski, N. R., S. L. Wolhart and C. A. Wright (2001), Analysis and prediction of microseismicity induced by hydraulic fracturing. In: *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.





# Chapitre 6

## L'inclinométrie comme outil de caractérisation des flux saisonniers d'un aquifère de socle

*« La simplicité est la sophistication suprême. »*

---

Léonard de Vinci (1452 - 1519)

### Sommaire

---

<b>6.1 Avant-propos</b>	<b>270</b>
<b>6.2 Problématique</b>	<b>270</b>
<b>6.3 Rappel des observations instrumentales et stratégie d'interprétation</b>	<b>272</b>
6.3.1 Les observations hydrogéodésiques depuis 2006 à Ploemeur	272
Les séries temporelles	272
Orientation de la déformation	272
6.3.2 Construction d'une représentation hydromécanique simplifiée du système	279
Modèle d'écoulement 1D	279
Calcul des déformations	280
Calibrage et vérification	281
<b>6.4 Résultats</b>	<b>282</b>
<b>6.5 Discussion et conclusion</b>	<b>285</b>
<b>6.6 Références du chapitre</b>	<b>288</b>

---

## 6.1 Avant-propos

Les travaux exposés dans ce chapitre ont formé le coeur du stage de fin de master de Quentin Courtois, effectué entre janvier et juillet 2016<sup>1</sup>, et intitulé *Apport des mesures de déformation de surface pour caractériser les aquifères de socle, leurs flux et leur recharge*. C'est donc à Quentin que revient l'essentiel du crédit concernant la réalisation de l'étude et des nombreux calculs qu'ont nécessité ces recherches. Son stage a été co-encadré par Laurent Longuevergne, Olivier Bour et moi-même avec la contribution de Luca Guillaumot.

Ce chapitre a pour vocation d'offrir au lecteur un résumé étendu des résultats obtenus au cours du stage de Quentin, avec quelques remarques additionnelles, afin de compléter l'aspect multi-échelle de l'inclinométrie en tant qu'outil de caractérisation des réservoirs fracturés.

## 6.2 Problématique

La dynamique saisonnière d'un aquifère s'articule principalement autour des flux d'eau qui transitent à l'échelle du bassin versant hydrogéologique, depuis la ou les zone(s) de recharge vers l'exutoire. L'enjeu scientifique peut à ce titre être décliné en quatre questions fondamentales : 1) Quel est le volume d'eau qui percole depuis la surface et atteint le système aquifère ? ; 2) D'où vient la recharge ? ; 3) Comment et en combien de temps transite-t-elle à travers le système ? ; 4) Quel est l'impact des structures le plus conductrices d'un aquifère de socle sur le transfert des flux et la déformation que cela engendre ?

Si la quantité d'eau disponible pour alimenter les aquifères est en grande partie conditionnée par les conditions climatiques et l'état des horizons de sol, son transfert en profondeur est contrôlé par la structure et les propriétés hydrodynamiques large échelle du réservoir [Cai et Ofterdinger, 2016; de Vries et Simmers, 2002; Dickinson *et al.*, 2004; Healy et Cook, 2002; Leray *et al.*, 2013; Ruelleu *et al.*, 2010]. De plus, la question de la pérennité de la ressource est un enjeu sociétal indéniable dans le cadre des exploitations en eau potable comme celle du site de Ploemeur. De ce fait, la caractérisation des processus liés à la recharge et à son transfert dans le milieu souterrain est requise pour prédire l'évolution quantitative de la ressource et rationaliser les prélèvements.

---

1. A l'époque, Quentin était étudiant en master 2 d'hydrogéologie de l'université de Poitiers. Il est aujourd'hui doctorant à Géosciences Rennes sous la direction de Jean-Raynald de Dreuzy et Laurent Longuevergne.

Pourtant, comprendre la dynamique saisonnière d'un réservoir dans son ensemble n'est pas une tâche aisée du fait que :

1. les estimations de la recharge sont difficiles et leur précision décroît généralement avec la qualité et la quantité de données hydro-climatiques disponibles.
2. la description du milieu souterrain fracturé à large échelle ne peut être effectuée de manière directe et les forages qui peuvent y être implantés, s'il y en a, ne représentent qu'un échantillon souvent très local et très réduit du réservoir fracturé. En ce sens, les méthodes géophysiques peuvent apporter des informations sur la structure du réservoir mais toutes ne sont pas capables de l'explorer à des profondeurs élevées et selon des profils étendus [Binley *et al.*, 2015]. D'autre part, les méthodes géophysiques pouvant sonder le milieu à l'échelle de l'hectomètre ou plus dans toutes les directions, sont également les plus coûteuses et les plus délicates à mettre en place (par exemple, les méthodes sismiques).

Néanmoins, il existe des arguments forts pour dire qu'il n'est pas crucial d'avoir une connaissance fine des hétérogénéités du réservoir pour comprendre le fonctionnement des processus liés à la recharge. En effet, la dynamique de ces systèmes, aussi complexes soient-ils dans le détail, peut être généralement bien contrainte lorsqu'on synthétise leur comportement sous la forme d'une fonction de transfert, qui module un signal d'entrée (la recharge) en signal de sortie (la charge piézométrique ou le flux à l'exutoire). Dans ce cas, une analyse des observables de sortie constitue un outil performant pour estimer certaines propriétés moyennes du système comme la diffusivité  $D$ , et décrire son fonctionnement global [Cai et Ofterdinger, 2016; Dickinson *et al.*, 2004; Jiménez-Martínez *et al.*, 2013; Pedretti *et al.*, 2016]. L'utilisation des traceurs géochimiques naturels ou anthropiques est aussi très complémentaire car elle permet d'estimer des temps de résidence et déterminer l'origine de l'eau [Leray *et al.*, 2014, 2012] voire reconstruire le paléo-fonctionnement de l'aquifère [Aquilina *et al.*, 2015]. Toutefois, la géométrie des écoulements à large échelle, la provenance de la recharge (locale ou diffuse) et l'emmagasinement global du réservoir restent assez mal contraints par ces méthodes, qui sont par surcroît tributaires de la présence d'un ou plusieurs forages.

Jusqu'à présent, nous avons montré que les inclinomètres intègrent remarquablement bien la réponse dynamique d'un réservoir subissant le forçage mécanique des flux d'eau et sont sensibles à leur géométrie. Les inclinomètres longue-base étant dotés d'une très bonne stabilité long-terme, nous avons ici cherché à comprendre leur signal saisonnier et à déterminer quelles informations ils peuvent apporter sur les processus liés à la recharge. En outre,

nous avons également évalué leur complémentarité vis-à-vis des données piézométriques pour l'estimation des propriétés d'un aquifère de socle dans son ensemble. À terme, l'idée de cette étude est aussi d'instaurer un cadre afin d'employer les inclinomètres pour prédire la recharge.

## 6.3 Rappel des observations instrumentales et stratégie d'interprétation

### 6.3.1 Les observations hydrogéodésiques depuis 2006 à Ploemeur

#### Les séries temporelles

L'évolution sur plusieurs années du *tilt* mesuré par LB1 EO (N75°E) ainsi que du niveau piézométrique est retracée en figure 6.1a. Le niveau piézométrique de référence utilisé au cours de cette étude est celui de MF2 (voir figure 2.12, page 115) car il s'agit d'un forage peu profond qui ne recoupe que l'horizon altéré au droit du site de Ploemeur. L'intérêt de ce piézomètre est qu'il n'intègre pas la réponse haute fréquence due aux cycles de pompage de l'exploitation, mais révèle adéquatement la réponse saisonnière qui est similaire dans la plupart des forages de la zone. Comme cela a été montré dans le chapitre 2 (page 129), les variations interannuelles du *tilt* sont très bien corrélées aux variations de charge piézométriques mais sont en avance de phase par rapport à celles-ci. Le déphasage est d'environ 1 mois et est marqué par le fait que les maxima de *tilt* coïncident avec les maxima du gradient temporel de la piézométrie (figure 6.1b). De plus, la montée en charge saisonnière est significativement plus rapide que le retour en période de basses-eaux, ce qui est très bien retranscrit dans les données de déformation de l'instrument LB1 EO. Les inclinomètres longue-base sont donc très sensibles aux flux d'eau souterraine saisonniers et à cette échelle de temps, on peut identifier au moins deux niveaux d'information : 1) l'amplitude des variations de *tilt*; 2) l'avance de phase par rapport à la piézométrie. Il est intéressant de noter que la station GNSS située sur le site de pompage enregistre un déplacement vertical **en phase** avec la piézométrie, avec une amplitude saisonnière d'environ 7 mm (voir Biessy *et al.* [2011]).

#### Orientation de la déformation

Nous avons évoqué dans le chapitre 2 que l'orientation du *tilt* de la station LB1 au cours du temps possède une signature particulière à l'échelle interannuelle (figure 2.22 page 132).

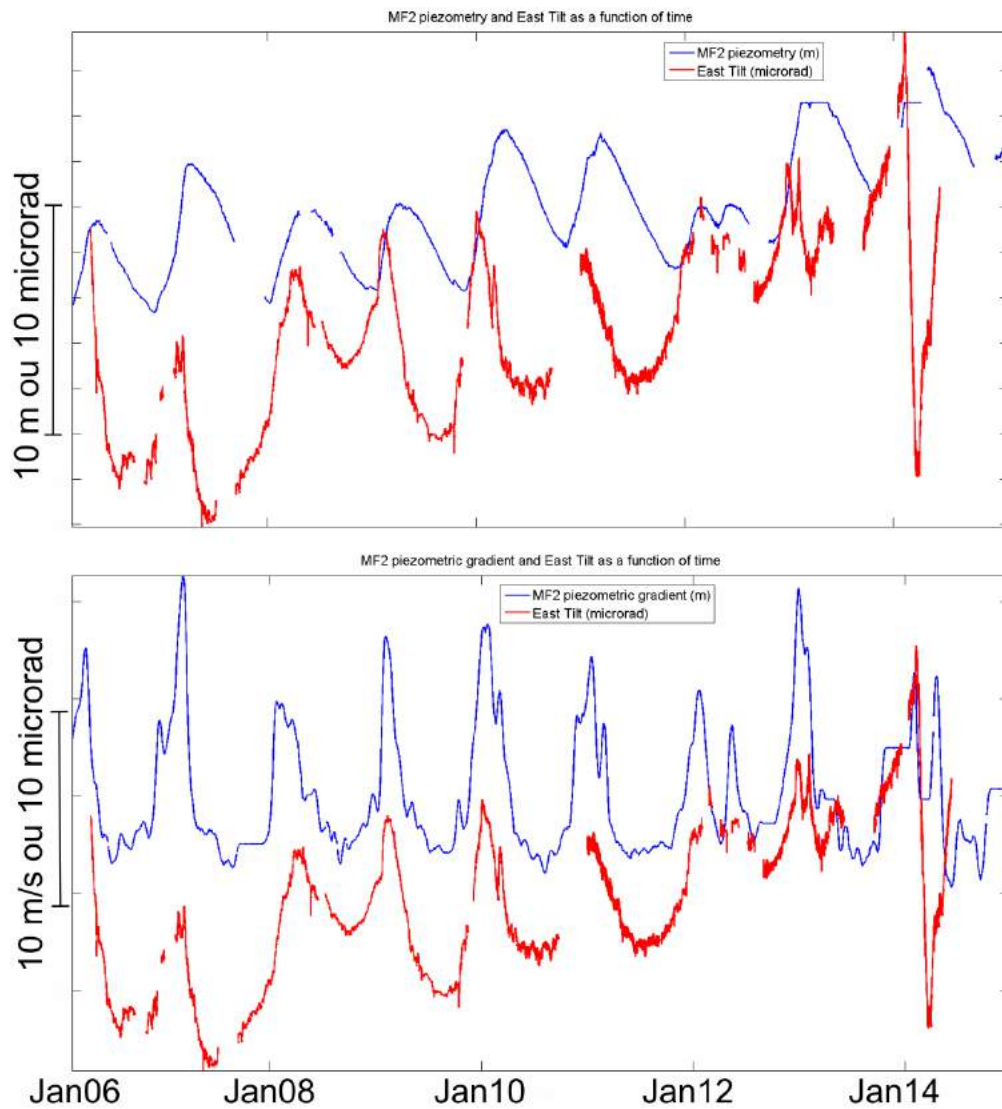


FIGURE 6.1 – Observations piézométriques (MF2, en rouge) et inclinométriques (LB1 N75°E) long-terme à Ploemeur. Le gradient temporel de la piézométrie est tracé dans le graphique inférieur. Modifié d'après Courtois [2016].

En effet, la station LB1 oscille généralement sur un axe NO-SE d'une saison à l'autre. Si l'on replace ces observations dans le contexte régional (figure 6.2), on constate que cette direction correspond à l'axe qui relie le site de pompage à la base aéronavale de Lahn-Bihoué au Nord-Ouest. Cette même orientation est également perçue dans les déplacements du plan horizontal mesurés par la station GNSS installée à l'observatoire (figure 6.3). Dans le détail, on observe que la station GNSS se déplace généralement vers le Nord-Ouest lorsque LB1 penche vers le Sud-Est, et inversement.

On distingue là encore deux informations complémentaires dans l'orientation des signaux de déformation au droit du site. Premièrement, l'hydrodynamique saisonnière semble être réglée selon une direction préférentielle unique, au premier ordre. Deuxièmement, les inclinomètres LB1 et le récepteur GNSS intègrent différemment la réponse mécanique du système au transfert de flux saisonniers, non pas en terme d'orientation mais plutôt de sens des déplacements. L'hypothèse est alors que la plupart des flux de recharge arrive localement au niveau de la base aéronavale de Lahn-Bihoué, qui est une surface arrasée plutôt perméable, et migre progressivement vers le site de pompage. La diffusion du front de pression depuis cette zone de recharge se ferait alors le long du contact granite-micaschiste et engendrerait les déformations enregistrées par les instruments géodésiques de l'observatoire. Pour mieux visualiser cette hypothèse d'écoulement large échelle selon un axe préférentiel ainsi que les déformations associées, nous proposons en figure 6.4 un schéma conceptuel qui honore au moins qualitativement ces observations.

L'ensemble de la démarche exposée ci-après consiste essentiellement à comprendre le signal saisonnier du *tilt* et ainsi déterminer quelles informations il est possible d'en extraire.

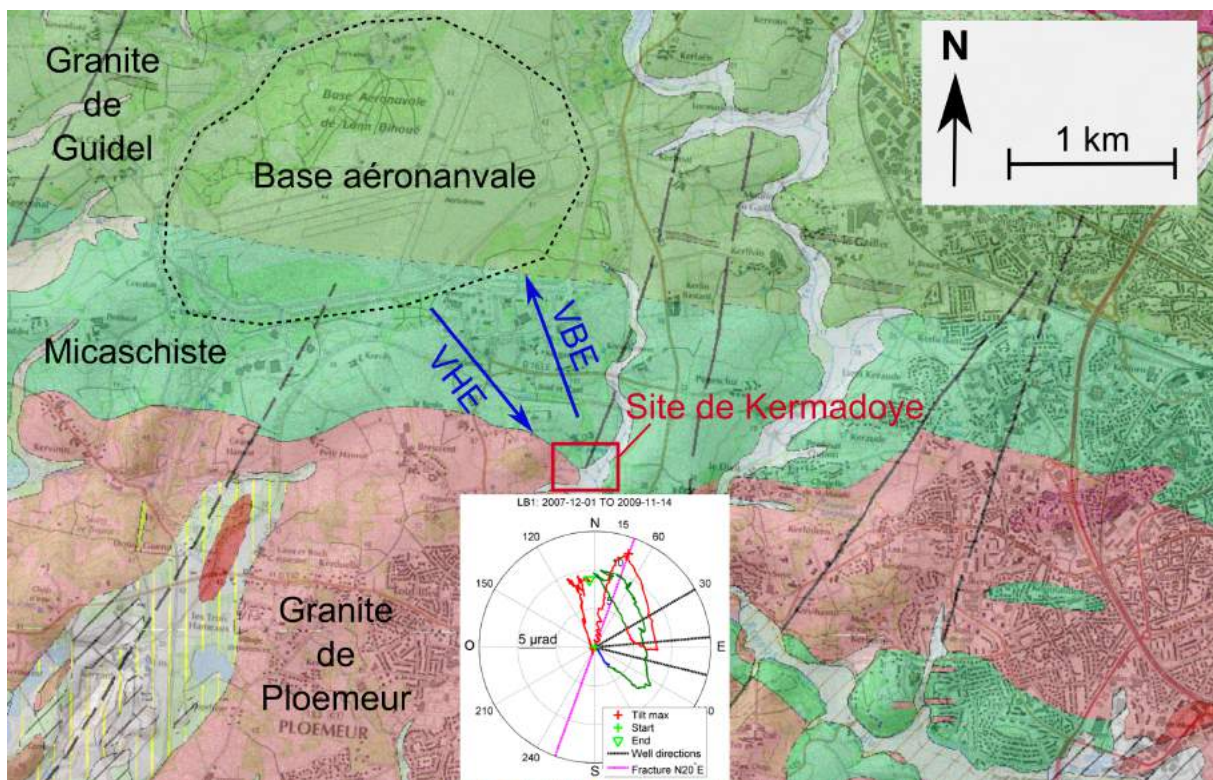


FIGURE 6.2 – Carte géologique de la région de Ploemeur et orientation saisonnière du *tilt* à la station LB1 (diagramme polaire en bas de la figure, déjà montré et commenté dans le chapitre 2 page 132). Les flèches bleues représentent l'orientation du *tilt* perçue par LB1 lorsque le système évolue vers une période de hautes-eaux (VHE, Vers Hautes-Eaux) et vers une période de basses-eaux (VBE, Vers Basses-Eaux). Fond de carte issu d'Infoterre (<http://www.infoterre.fr/>), BRGM).



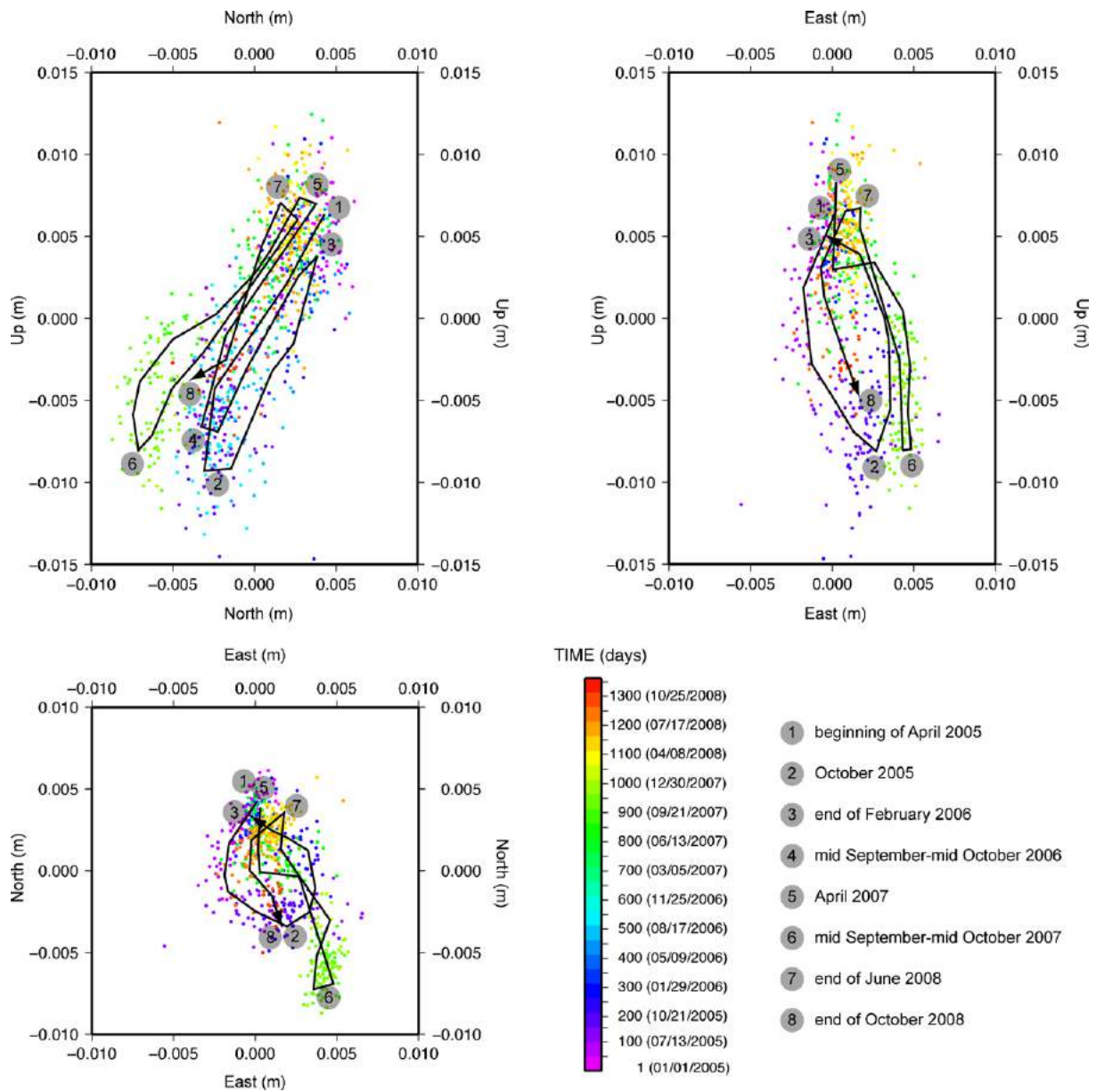


FIGURE 6.3 – Déplacements interannuels enregistrés par la station GNSS du site de Kermadoye extrait de Biessy *et al.* [2011].

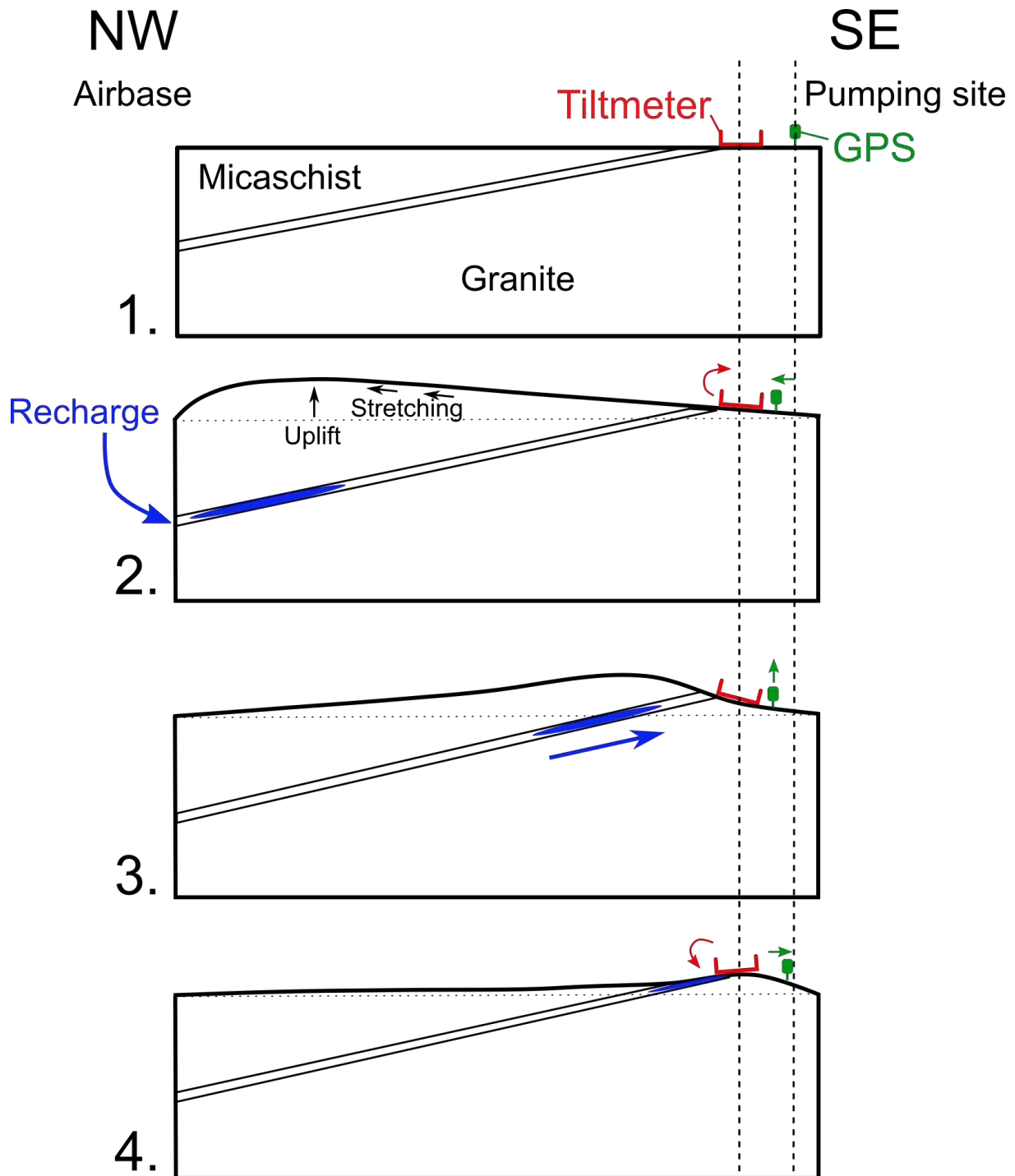


FIGURE 6.4 – Schéma conceptuel des déformations observées en lien avec la dynamique de recharge au sein de l'aquifère de Ploemeur. 1) Situation initiale pour une période de basses-eaux ; 2) Arrivée d'un front de pression due à un apport d'eau par recharge focalisée, qui s'établit au niveau du plan de contact granite-micaschiste. Le milieu se déforme principalement au droit du front de pression (symbolisé par une ellipse bleue) mais se fait ressentir jusqu'au niveau des instruments du site de pompage. La station inclinométrique penche donc vers le Sud-Est mais le récepteur GNSS se déplace vers le front de recharge à cause d'un phénomène d'étirement de la surface, lié au bombement au niveau du toit de la recharge ; 3) Le front de pression avance vers le site de pompage, le *tilt* atteint son maximum et la station GNSS commence à enregistrer un déplacement vers le haut ; 4) La recharge arrive au droit du site de pompage, le déplacement vertical est maximal alors que le *tilt* change de sens.



### 6.3.2 Construction d'une représentation hydromécanique simplifiée du système

#### Modèle d'écoulement 1D

Une façon très simplifiée de représenter les écoulements à travers un réservoir géologique est de ramener le problème à une configuration 1D, dans laquelle il y a un flux entrant d'un côté du système (la recharge) et un flux sortant à l'autre bout du système (dans notre cas, le pompage à Kermadoye). D'une certaine manière, cette approche peut se justifier suite aux observations affichant une orientation mono-directionnelle des déformations saisonnières. Dans ce cas l'équation de diffusivité s'écrit

$$\frac{\partial h}{\partial t} = D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (6.1)$$

Nous symbolisons l'extrémité en  $x = 0$  du système comme l'exutoire et la limite en  $x = L_E$  comme l'arrivée d'un flux local de recharge. Les conditions aux limites sont donc en flux. Si l'on s'accorde à caractériser uniquement les variations de charge au sein du système, alors l'équation 6.1 peut être résolue par la méthode de décomposition en séries de Fourier avec une solution de la forme

$$h(x, t) = \bar{h}(x)e^{i\omega t} \quad (6.2)$$

avec aux limites

$$\frac{\partial \bar{h}}{\partial x}(x = 0) = 0 \quad (6.3)$$

ainsi que

$$\frac{\partial \bar{h}}{\partial x}(x = L_E) = R^* \quad (6.4)$$

Ici,  $R^*$  représente le flux adimensionnel provenant de la recharge, qui est estimé à un pas de temps journalier à partir d'un modèle de recharge indépendant prenant en compte les données hydro-climatiques disponibles, et en fixant une surface drainée localement par l'aquifère. Deux modèles de recharge ont été testés. Le plus simple est celui de Thornthwaite [1955] (figure 6.5a). Celui-ci considère que la recharge n'advient que lorsque le volume de pluie efficace provoque le dépassement d'une réserve seuil, appelée *réserve utile*. Lorsque ce seuil est franchi par accumulation des précipitations efficaces dans ce réservoir feint, la recharge est égale à ce qui excèdent la *réserve utile*. L'évapotranspiration potentielle est toujours satisfaite. Le second modèle de recharge utilisé ici est un version simplifiée de GR4J [Perrin *et al.*, 2003] dont le fonctionnement est présenté en figure 6.5b. Il rend la recharge plus diffuse

dans le temps par rapport au modèle de Thornthwaite [1955], qui permet de faire percoler un volume d'eau plus important vers l'aquifère.

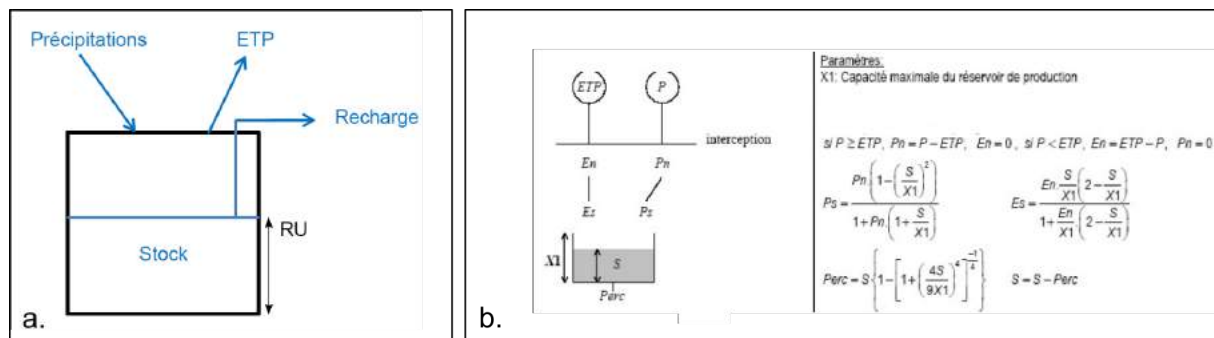


FIGURE 6.5 – Schéma fonctionnel des deux modèles de recharge considérés : a) le modèle de Thornthwaite [1955] modifié d'après Courtois [2016] et b) le modèle GR4J simplifié d'après Oudin [2004]. Attention, le paramètre S exprimé dans la figure b ne doit pas être confondu avec l'emmagasinement qui est aussi symbolisé par cette lettre dans le manuscrit. **Ici et seulement ici, S représente le niveau d'eau actuel dans le réservoir de production.**

La solution analytique de l'équation 6.1 ainsi obtenue permet de calculer les variations temporelles de la charge piézométrique en fonction de la distance  $x$  dont le moteur est uniquement la recharge  $R = Perc \propto R^* \times T_h^2$ .

### Calcul des déformations

Le modèle d'écoulement plutôt classique présenté ci-avant étant une très nette simplification des processus de transfert large échelle qui peuvent avoir lieu au sein d'un aquifère comme celui de Ploemeur, il convient d'adopter le même principe de parcimonie pour calculer les déformations associés aux flux saisonniers. L'hypothèse est que la recharge transite essentiellement à travers la zone de contact entre le granite et le micaschiste, comme cela a été discuté dans le second chapitre. Ce plan de contact possède un faible pendage et nous avons choisi de représenter sa réponse mécanique aux variations de charge hydraulique  $h(x, t)$  par l'ouverture en mode I d'une série de plans de dislocation horizontaux et juxtaposés (figure 6.6). La déformation en surface engendrée par l'ouverture de ces plans est calculée à partir de la solution analytique d'Okada [1985], déjà amplement décrite et mise à profit dans les précédents chapitres. La discrétisation latérale est nécessaire puisque l'ouverture de chaque plan de dislocation est uniforme alors que la charge hydraulique varie latéralement (figure 6.6). La variation d'ouverture  $\Delta a(x_c, t)$  de chaque plan est calculée telle

2. Rappelons que  $T_h$  désigne la transmissivité.

que

$$\Delta a(x_c, t) = S \times \frac{h(x_c + L_o, t) - h(x_c - L_o, t)}{2} \quad (6.5)$$

avec  $x_c$  la position du centre de chaque plan et  $2L_o$  la longueur d'un plan dans la direction  $x$ . Pour obtenir une estimation plus fine de la déformation du milieu induite par l'ouverture de chaque plan, leur longueur est réduite aux abords du domaine, où les gradients de pression sont les plus forts.

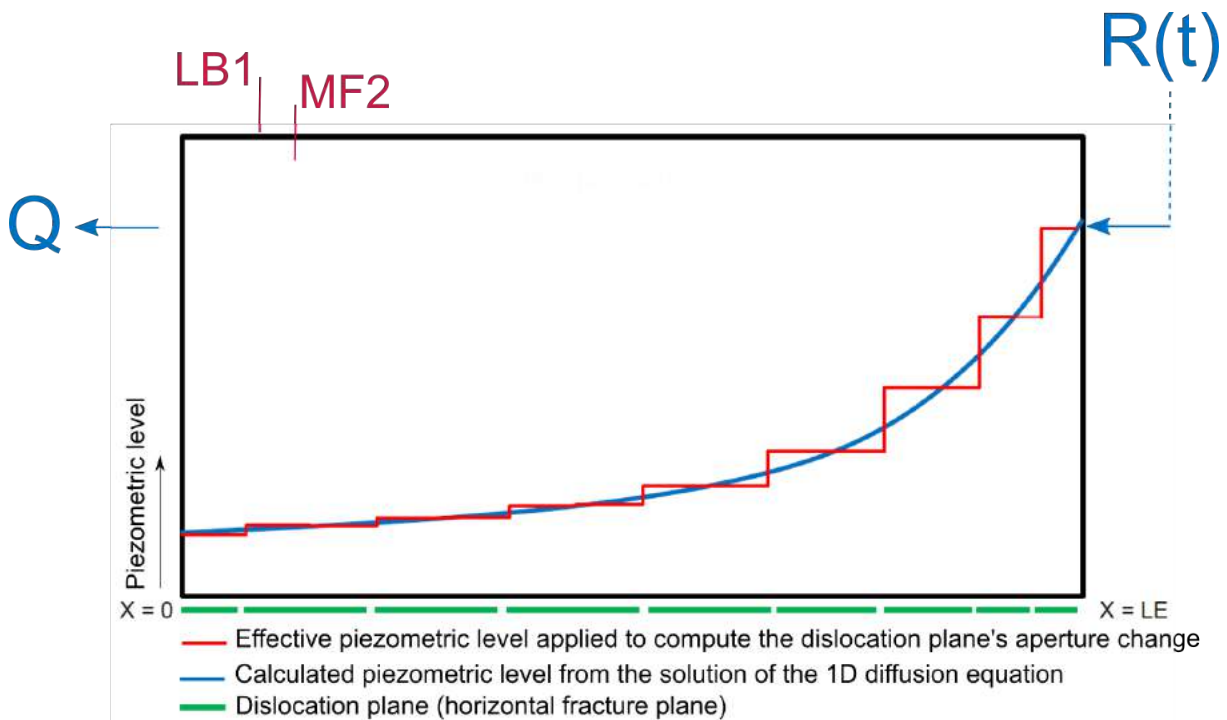


FIGURE 6.6 – Schéma conceptuel du modèle hydromécanique 1D modifié d'après Courtois [2016].

### Calibrage et vérification

Le modèle est ensuite calibré à partir des données piézométriques de MF2 et de l'inclinomètre LB1 EO sur la période janvier 2006–janvier 2010. Les paramètres ajustés sont la transmissivité  $T_h$ , l'emmagasinement  $S$ , la distance entre le pompage et la recharge  $L_E$ , l'aire offerte au drainage de la recharge  $A_r$  (pour traduire la hauteur d'eau journalière de recharge en flux volumique) ainsi que le paramètre  $X1$  du modèle de recharge GR4J (figure 6.5). L'ensemble des paramètres restants sont fixés (tableau 6.1). Enfin, l'ajustement se fait par échantillonnage systématique en cherchant le jeu de paramètres qui minimise la fonction objectif,

la RMSE, exprimée telle que

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_o^{(i)} - y_c^{(i)})^2} \quad (6.6)$$

avec  $y_o^{(i)}$  et  $y_c^{(i)}$  les  $i$ -ièmes valeurs observées et calculées respectivement et  $N$  le nombre de valeurs dans les séries comparées. Puis, pour vérifier que le modèle et les paramètres obtenus sont satisfaisants, on compare les chroniques calculées aux chroniques réelles sur la période janvier 2010 - janvier 2016.

TABLEAU 6.1 – Paramètres calibrés et fixés du modèle hydromécanique 1D.

Paramètres calibrés ou inversés	Borne inférieure	Borne supérieure
$T_h$ (m <sup>2</sup> /s)	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-1</sup>
$S$ (-)	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-1</sup>
$L_E$ (m)	1000	6000
$A_r$ (km <sup>2</sup> )	0.5	5
XI (GR4J) (mm)	5	500
Paramètres fixés	Valeur	Référence
$\nu$ (-)	0.27	Sondage avec méthodes sismiques
Position inclinomètre selon $x$ (m)	165	-
Profondeur des plans de dislocation (m)	30	-
RU (Thornthwaite) (mm)	166	Jiménez-Martínez <i>et al.</i> [2013]

Une étude complémentaire a été réalisée pour évaluer l'apport de l'inclinométrie dans ce contexte. Il s'agit d'une inversion par échantillonnage systématique, d'une part en utilisant uniquement les données piézométriques comme contrainte, d'autre part en utilisant uniquement les données inclinométriques, sur la période 2006–2010 et uniquement à l'aide du modèle de recharge de Thornthwaite.

## 6.4 Résultats

Le modèle de diffusion 1D permet de reproduire raisonnablement bien les chroniques piézométriques à Ploemeur (figure 6.7 et tableau 6.2). Même si la simulation effectuée avec la routine GR4J pour le calcul de la recharge minimise davantage la RMSE, celle qui prend en compte la formule de Thornthwaite [1955] n'en est pas moins acceptable compte tenu de la simplicité du modèle. L'erreur entre les chroniques simulées et observées croît significativement dans les deux cas pendant la période de vérification, mais la tendance générale et les variations d'amplitude de la charge hydraulique restent bien contraintes (tableau 6.2).

Un constat similaire peut être dressé quant aux chroniques de *tilt* (figure 6.8). Toutefois

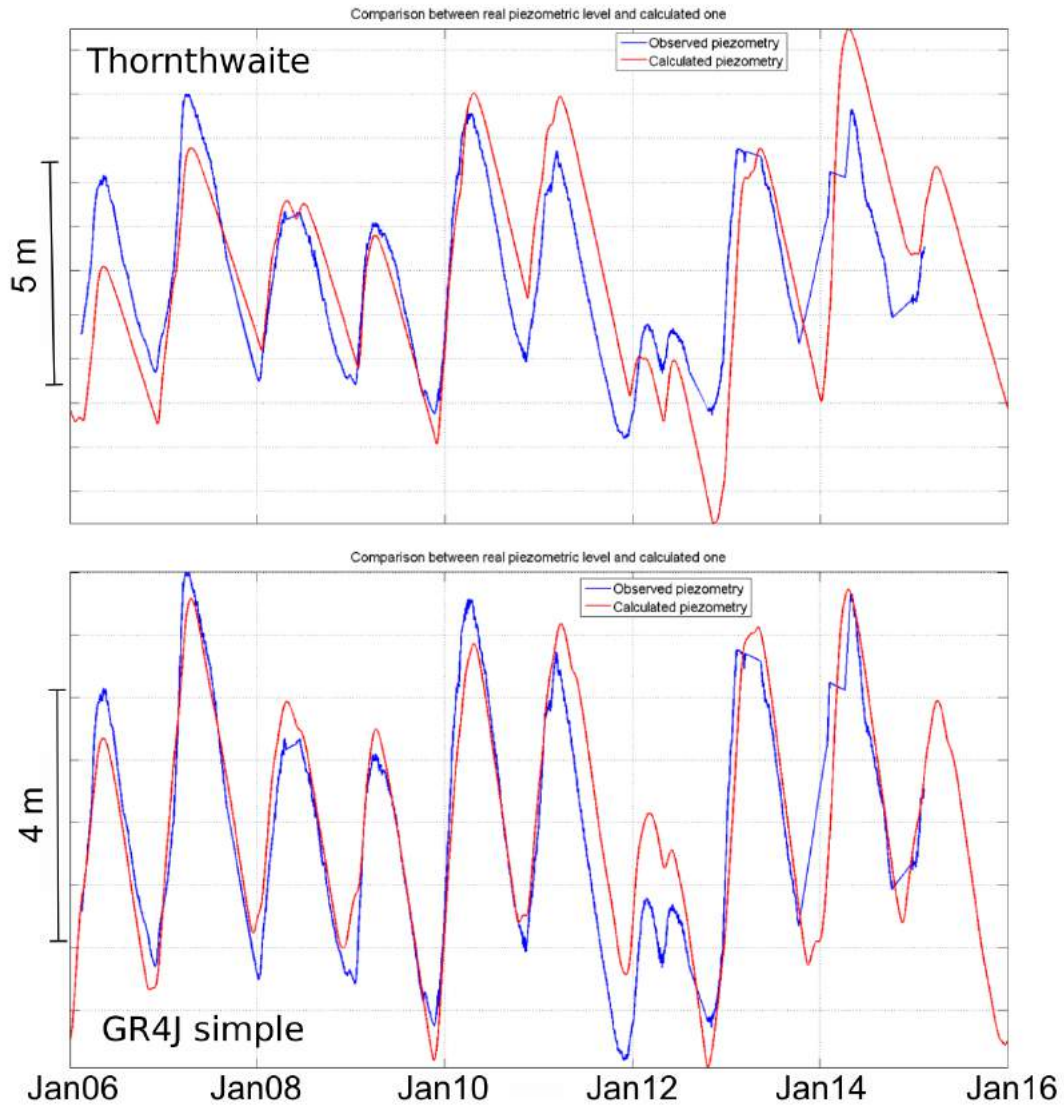


FIGURE 6.7 – Résultat des simulations de la piézométrie modifié d'après Courtois [2016].



dans les deux cas, le *tilt* aux périodes de basses-eaux est moins bien reproduit que pour les périodes de hautes-eaux, mais le modèle de recharge GR4J rend généralement mieux compte de la forme décroissante légèrement « bombée » enregistrée au cours des étés. Avec le modèle de Thornthwaite, il est intéressant de noter que les variations brutales intra-saisonnnières du *tilt* sont parfois mieux restituées.

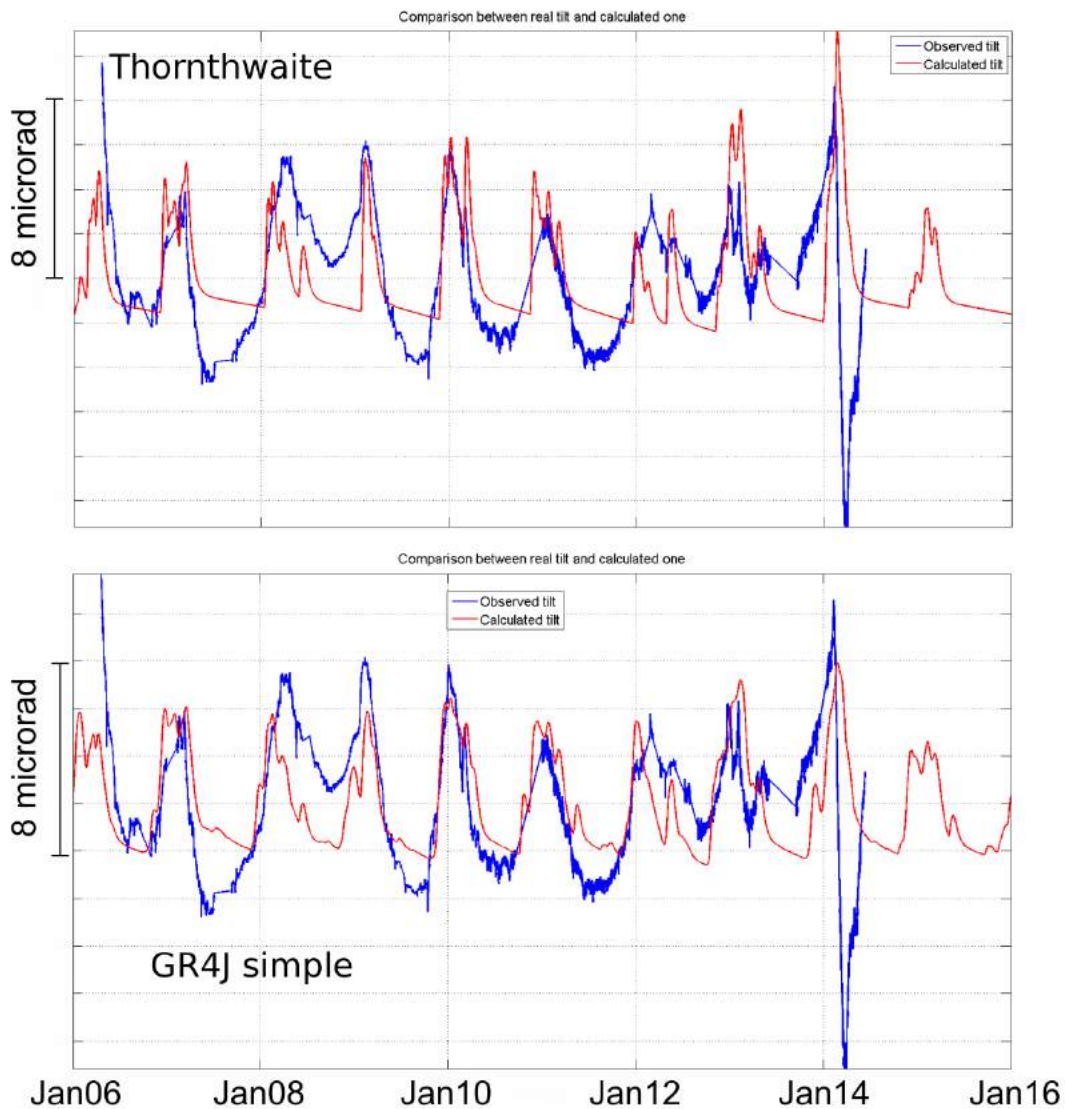


FIGURE 6.8 – Résultat des simulations du *tilt* modifié d'après Courtois [2016].

Les paramètres obtenus par calibrage sont du même ordre de grandeur dans les deux cas, excepté pour la surface drainée  $A_r$  qui est près de 7 fois plus grande en utilisant GR4J (tableau 6.3). Autrement dit, les paramètres hydrodynamiques ainsi estimés ne dépendent pas du modèle de recharge employé, et on peut également noter qu'ils sont très proches de ceux obtenus par Jiménez-Martínez *et al.* [2013] à partir de l'analyse fréquentielle des séries piézométriques à Ploemeur (sur différents piézomètres autres que MF2).

TABLEAU 6.2 – Ensemble des RMSE calculées pour les périodes de calibrage, de vérification et la période entière.

Modèle :	Thorthwaite		GR4J simple	
	Piézométrie (m)	<i>tilt</i> (μrad)	Piézométrie (m)	<i>tilt</i> (μrad)
<b>Période</b>				
Calibrage	1.0	2.3	0.6	2.2
Vérification	1.7	3.3	1.0	2.9
Ensemble période	1.4	2.8	0.8	2.6

TABLEAU 6.3 – Paramètres obtenus par calibrage ou inversion du modèle hydromécanique 1D.

Recharge / Réf. :	Thorthwaite			GR4J simple	Jiménez-Martínez <i>et al.</i> [2013]
Paramètre	Inversion avec piézométrie	Inversion avec <i>tilt</i>	Calibrage	Calibrage	Estimations pour $L_E = 2000$ m
$T_h$ (m <sup>2</sup> /s)	$1.2 \times 10^{-2}$	$2.7 \times 10^{-4}$	$2.7 \times 10^{-3}$	$4.2 \times 10^{-3}$	$4 \times 10^{-3}$
S (-)	$8.8 \times 10^{-3}$	$5.4 \times 10^{-3}$	$9.6 \times 10^{-3}$	$1.2 \times 10^{-2}$	$10^{-2}$
$D = T_h/S$ (m <sup>2</sup> /s)	1.48	0.05	0.28	0.35	0.4
$L_E$ (m)	3282	1302	2008	2053	-
$A_r$ (km <sup>2</sup> )	0.7	0.1	0.4	2.9	-
X1 (GR4J) (mm)	-	-	-	107	-

D'autre part, les inversions contraintes par uniquement un type d'observable (*tilt* ou piézométrie) aboutissent à des estimations très différentes (tableau 6.3). De plus, les paramètres inversés par la piézométrie seule n'expliquent pas correctement les amplitudes de *tilt* et inversement (non montré ici, voir Courtois [2016]). Cela suggèrent que c'est bien l'utilisation conjointe des observations de piézométrie et de *tilt* qui permet d'aboutir à des estimations de paramètres proches de ceux de la littérature [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013].

## 6.5 Discussion et conclusion

Dans cette étude, une partie des données hydrogéodésiques pluri-annuelles recueillies à l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur a été interprétée avec succès grâce à une représentation très simplifiée du problème hydromécanique. En effet, un modèle de diffusion de la pression 1D, depuis une zone de recharge locale vers l'exutoire, qui se matérialise aujourd'hui par les productions en eau potable de Kermadoye, permet de reproduire de façon satisfaisante les chroniques de piézométrie observées quelque soit la routine de recharge considérée. Les profils de charge hydraulique selon l'axe d'écoulement alimentent à chaque pas de temps un modèle de déformation élastique mettant en jeu l'ouverture en mode I de plans de dislocations horizontaux juxtaposés, qui contribuent tous à la réponse mécanique globale du système par sommation de leurs effets respectifs, tels que définis par Okada [1985]. Ces plans servent à fractionner l'action mécanique des variations de charge en profondeur au

niveau de la zone de contact entre granite et micaschiste, qui est supposée drainer au moins une large part des flux saisonniers souterrains. Les déformations ainsi calculées s'ajustent elles aussi de manière satisfaisante au *tilt* enregistré par l'inclinomètre LB1 EO. Le fait même qu'il soit possible d'expliquer les observations par un modèle hydromécanique 1D simple est un résultat très important. Cela démontre en effet que les processus hydromécaniques en jeu lors du transfert des flux saisonniers peuvent, au moins en partie, être compris sans prendre en compte les hétérogénéités de propriétés et de comportement du système. De plus, ces processus peuvent être appréhendés en n'examinant qu'une seule structure clé, à savoir le contact entre les deux unités géologiques qui forment le réservoir.

Nous avons également montré que le *tilt* saisonnier est sensible aux modalités de la recharge. La routine de recharge diffuse GR4J simplifiée permet en effet de mieux rendre compte de l'évolution des déformations lors du retour vers les périodes de basses-eaux que celle de Thornthwaite. Cette sensibilité n'apparaît pas aussi nettement lorsque l'on analyse uniquement la piézométrie. A cet égard, le *tilt* inclue donc une information intéressante sur la dynamique de la recharge dont il n'est cependant pas encore possible de saisir toute l'essence, du fait des approximations inhérentes au modèle servant à l'interprétation.

Les paramètres hydrodynamiques obtenus (transmissivité et emmagasinement) sont cohérents avec les valeurs estimées avec une méthode différente mais considérant la même échelle d'investigation, à savoir le réservoir dans sa globalité au cours des cycles saisonniers [Jiménez-Martínez *et al.*, 2013]. Bien que les résultats soient probablement assez dépendants du modèle par l'incertitude qui règne sur le rôle et la magnitude des paramètres fixés, ils révèlent néanmoins qu'une utilisation conjointe des données piézométriques et inclinométriques aboutit à des estimations plus cohérentes de ces paramètres estimés par inversion. La raison à cela se trouve certainement dans la dualité hydrodynamique et hydromécanique du paramètre  $S$ . Celui-ci contrôle en effet à la fois la diffusion de la pression et l'amplitude des déformations de façon indépendante. Il semble donc logique que les données inclinométriques aident à réduire l'espace des valeurs possibles pour  $S$  par rapport à une étude ne s'attachant qu'à l'analyse de la diffusion de pression, qui elle-même ne peut en théorie pas dissocier transmissivité et emmagasinement, puisque ces quantités se perdent derrière le paramètre  $D$  (la diffusivité hydraulique, voir équation 6.1 page 279).

Le modèle mis en place ici ne considère qu'une recharge locale, située à une distance  $L_E$  du site de pompage. Étant donnée que cette représentation honore correctement les observations, nous pouvons en déduire que cela caractérise bien le fonctionnement de l'aquifère

de Ploemeur. L'intérêt qui se dégage avec l'utilisation de l'inclinométrie comme contrainte, c'est que la sensibilité de cet outil à la géométrie du système semble une nouvelle fois avérée, cette fois-ci à large échelle. En effet, les résultats d'inversion pointent automatiquement vers une recharge située à environ 2 km du site de Kermadoye avec des paramètres hydrodynamiques relativement cohérents, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que ceux estimés par Jiménez-Martínez *et al.* [2013], avec la nuance importante que ces auteurs ont fixé la distance arbitrairement. Là encore, le potentiel que possède l'hydrogéodésie pour résoudre la géométrie des systèmes est véritablement marquée mais suppose que ces instruments soient stables dans la durée et que leur sensibilité à large échelle spatiale soit bonne, ce qui n'est le cas que pour les longues-bases lorsqu'ils sont installés dans un environnement propice.

L'approche illustrée ici pour étudier la dynamique saisonnière d'un réservoir de socle n'est toutefois pas exempte de certaines limitations. Tout d'abord sur l'aspect hydraulique, résumer par une solution 1D les écoulements à travers un système aussi hétérogène et anisotrope que celui que nous étudions est en soi une vision biaisée de la réalité. Si dans le meilleur des cas, l'écoulement est effectivement concentré dans un seul plan horizontal d'extension pluri-kilométrique, ce qui semble encore assez éloigné du système naturel, il paraît raisonnable de penser que les flux ne soient pas radial-convergeants tant on s'attend à ce qu'une forme d'anisotropie les façonnent, même à large échelle. Cela fait notamment écho à la différence des réponses saisonnières constatée entre les deux directions de *tilt* de la station LB1 (voir figure 2.17 page 127). Ainsi, le modèle 1D que nous avons utilisé n'a avant tout qu'une valeur conceptuelle et les paramètres géométriques associés probablement aussi. De plus, notre modèle ne prend pas en compte de recharge diffuse. Même si une recharge locale et lointaine peut expliquer nos données, il n'est pas impossible qu'une part de recharge diffuse ou divers apports localisés puissent également reproduire correctement les observations. Ensuite sur le plan mécanique, les déformations calculées en superposant les solutions analytiques d'Okada [1985] pour des sous-plans individuels n'est pas d'une rigueur mathématique et physique totale. Le modèle d'Okada suppose un domaine élastique homogène et isotrope et l'interaction entre plusieurs sources de déformation n'est pas prise en compte dans notre approche. En revanche, par le fait qu'ils soient alignés horizontalement et que la direction de déformation maximale soit normale aux plans, le contournement du cadre d'application de la solution d'Okada ne devrait pas changer l'ordre de grandeur des résultats.

Ce travail préliminaire sur l'hydrogéologie long-terme intégrant les données géodésiques met en valeur, une fois de plus et à une nouvelle échelle, la complémentarité entre les observations hydrauliques et les observations de déformations en surface pour la caractérisation dynamique et structurale d'un réservoir fracturé. La prochaine étape visée consiste à complexifier pas à pas les modèles afin de comprendre les singularités dans la réponse de l'instrument LB1 NS, et *in fine* réussir à estimer la recharge grâce à l'outil géodésique.

## 6.6 Références du chapitre

- AQUILINA, L., VERGNAUD-AYRAUD, V., LES LANDES, A. A., PAUWELS, H., DAVY, P., PÉTELET-GIRAUD, E., LABASQUE, T., ROQUES, C., CHATTON, E., BOUR, O., BEN MAAMAR, S., DUFRESNE, A., KHASKA, M., LA SALLE, C. L. G. et BARBECOT, F. (2015). Impact of climate changes during the last 5 million years on groundwater in basement aquifers. *Scientific Reports*, 5:14132. [271](#)
- BIESSY, G., MOREAU, F., DAUTEUIL, O. et BOUR, O. (2011). Surface deformation of an intraplate area from GPS time series. *Journal of Geodynamics*, 52(1):24–33. [272](#), [276](#)
- BINLEY, A., HUBBARD, S. S., HUISMAN, J. A., REVIL, A., ROBINSON, D. A., SINGHA, K. et SLATER, L. D. (2015). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resources Research*, 51(6):3837–3866. [271](#)
- CAI, Z. et OFTERDINGER, U. (2016). Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. *Journal of Hydrology*, 535(August):71–84. [270](#), [271](#)
- COURTOIS, Q. (2016). Apport des mesures de déformation de surface pour caractériser les aquifères de socle, leurs flux et leur recharge. Rapport technique, Université de Poitiers, France. [273](#), [280](#), [281](#), [283](#), [284](#), [285](#)
- de VRIES, J. J. et SIMMERS, I. (2002). Groundwater recharge : An overview of process and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1):5–17. [270](#)
- DICKINSON, J. E., HANSON, R. T., FERRÉ, T. P. A. et LEAKE, S. A. (2004). Inferring time-varying recharge from inverse analysis of long-term water levels. *Water Resources Research*, 40(7): W07403. [270](#), [271](#)
- HEALY, R. W. et COOK, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1):91–109. [270](#)
- JIMÉNEZ-MARTÍNEZ, J., LONGUEVERGNE, L., LE BORGNE, T., DAVY, P., RUSSIAN, A. et BOUR, O. (2013). Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers : Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research*, 49(5): 3007–3023. [271](#), [282](#), [284](#), [285](#), [286](#), [287](#)
- LERAY, S., de DREUZY, J. R., AQUILINA, L., VERGNAUD-AYRAUD, V., LABASQUE, T., BOUR, O. et LE BORGNE, T. (2014). Temporal evolution of age data under transient pumping conditions. *Journal of Hydrology*, 511:555–566. [271](#)

- LERAY, S., de DREUZY, J. R., BOUR, O. et BRESCIANI, E. (2013). Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *Journal of Hydrology*, 481:64–75. [270](#)
- LERAY, S., de DREUZY, J. R., BOUR, O., LABASQUE, T. et AQUILINA, L. (2012). Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, 464-465:54–68. [271](#)
- OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences Geomechanics Abstracts*, 75(4):1135–1154. [280](#), [285](#), [287](#)
- OUDIN, L. (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts. [280](#)
- PEDRETTI, D., RUSSIAN, A., SANCHEZ-VILA, X. et DENTZ, M. (2016). Scale dependence of the hydraulic properties of a fractured aquifer estimated using transfer functions. *Water Resources Research*, 52(7):5008–5024. [271](#)
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4):275–289. [279](#)
- RUELLEU, S., MOREAU, F., BOUR, O., GAPAIS, D. et MARTELET, G. (2010). Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge : An example from Ploemeur (Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics*, 70(2):161–168. [270](#)
- THORNTHWAITE, C. W. (1955). The water balance (No. 551.57 T515w). Rapport technique, Drexel Institute of Technology, Centerton, NJ, USA. [279](#), [280](#), [282](#)



# Chapitre 7

## Conclusions générales et perspectives

*« Cela semble toujours impossible,  
jusqu'à ce qu'on le fasse. »*

---

Nelson Mandela (1918 -2013)

### Sommaire

---

<b>7.1 La richesse du signal inclinométrique . . . . .</b>	<b>292</b>
<b>7.2 Importance de la qualité des instruments et contournements de leurs limites</b>	<b>293</b>
<b>7.3 L'inclinométrie, un outil adapté à l'étude dynamique du fonctionnement hydrogéologique d'un réservoir de socle . . . . .</b>	<b>294</b>
<b>7.4 L'inclinométrie, un outil géodésique trans-échelle . . . . .</b>	<b>295</b>
<b>7.5 L'intérêt de la complexification progressive des modes d'interprétation des observations hydromécaniques . . . . .</b>	<b>296</b>
<b>7.6 En somme . . . . .</b>	<b>297</b>
<b>7.7 Références du chapitre . . . . .</b>	<b>298</b>

---



L'objectif général de ce travail de thèse a été de décrire l'intérêt et le potentiel informatif qui résident dans les fines mesures des déformations de la surface, en particulier à travers l'inclinométrie, pour caractériser les propriétés et le fonctionnement à la fois hydrodynamique et hydromécanique des réservoirs fracturés à différentes échelles.

Pour parfaire cette ambition, notre étude repose principalement sur de nombreuses données instrumentales et sur des développements méthodologiques afférents à leur traitement, leur analyse et leur interprétation. Dans ce chapitre final, nous proposons de remettre en perspectives les résultats qui ont permis d'avancer sur des questions importantes concernant l'hydromécanique des milieux fracturés et l'apport de l'hydrogéodésie de surface pour la caractérisation des réservoirs fracturés. Pour chaque point, nous aborderons simultanément les nouvelles interrogations qu'engendrent nos conclusions et nous évoquons les perspectives qui, selon nous, constituent les nouveaux enjeux scientifiques liés à ces problématiques.

## 7.1 La richesse du signal inclinométrique

Les données inclinométriques enregistrées depuis 2006 à l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur ont révélé une corrélation sans équivoque avec les variations de charge hydraulique de l'aquifère fracturé en présence. Cela est valable à court-terme (quelques heures) pour tous les instruments du site et à long-terme (plusieurs années) pour les inclinomètres longue-base.

A court-terme, nous avons montré que les observations de *tilt* s'expliquent principalement par l'impact mécanique de la mise en charge d'une faille sub-verticale (chapitre 3). Une exploration systématique de l'espace des paramètres géométriques d'une telle structure conductrice indique que les inclinomètres de surface sont principalement sensibles à son pendage et à son extension en profondeur. Toutefois, cette sensibilité dépend significativement de l'emplacement des instruments par rapport à la fracture. Par conséquent, une telle analyse fait émerger des stratégies expérimentales permettant de positionner efficacement les inclinomètres, afin d'optimiser la sensibilité d'un réseau d'instruments aux paramètres géométriques, et ainsi imager indirectement la structure d'une zone de faille.

Si l'amplitude du *tilt* en rapport aux forçages hydrauliques apporte déjà sa part d'information sur la géométrie d'une faille, la direction d'inclinaison d'un couple d'inclinomètres co-localisés et non-parallèles marquent l'azimuth de la structure. Il semble même possible

de déterminer l'azimut d'une faille hydrauliquement active avec une précision avoisinant le degré, avec seulement quelques cycles de pompage. En terme d'application pratique et concrète, si un premier forage productif est implanté le long d'un accident très verticalisé, il est intéressant de savoir dans quelle direction il faut continuer de forer pour obtenir d'autres ouvrages aussi rentables. En s'éloignant de 100 m du forage initial dans la direction supposée de la faille, on en dévie de jusqu'à 36 m pour une incertitude de 20°, de 18 m pour une incertitude de 10° et de seulement 2 m pour une incertitude de 1°. En théorie, plus on s'éloigne du coeur de la zone de faille, moins il y a de chance d'intercepter une ou plusieurs structure(s) conductrice(s). Même s'il s'agit là d'une vision très idéalisée d'un milieu hétérogène à cette échelle, ce résultat ouvre un champ d'applications en géotechnique prometteur pour les inclinomètres. Ensuite, nous avons mis en évidence que l'interprétation conjointe du signal transitoire du *tilt* et des déplacements verticaux permet d'estimer les propriétés hydrodynamiques d'une zone de faille subissant une perturbation hydraulique de quelques heures.

Obtenir des informations sur la structure et les propriétés d'une faille hectométrique hydrologiquement active avec des expériences hydrauliques de courte durée n'a jamais été possible auparavant avec les méthodes hydrogéodésiques. Cela renforce davantage l'aspect de leur complémentarité vis-à-vis des méthodes hydrogéologiques traditionnelles et présente un intérêt pour les travaux d'exploration préliminaire et d'étude du potentiel d'un réservoir fracturé, sans nécessairement avoir besoin d'installer de nombreux forages pour sonder le milieu.

## 7.2 Importance de la qualité des instruments et contournements de leurs limites

La plupart des signaux inclinométriques dus aux pompages à Ploemeur sont de l'ordre de  $10^{-6}$  radians pour quelques mètres de variation de charge hydraulique, alors que les déplacements verticaux sont de l'ordre du millimètre. Alors que la majorité des inclinomètres actuels ont une résolution très largement suffisante pour mesurer ces déformations<sup>1</sup>, le millimètre est rarement atteint par les méthodes géodésiques, notamment spatiales. Ceci est d'autant plus vrai lorsqu'on s'intéresse à l'aspect transitoire de perturbations hydrauliques locales, ou tout simplement lorsque l'expérience dure seulement quelques heures. De ce fait,

---

1. Au moins les inclinomètres à vocation de recherche.

la précision des instruments est un atout considérable. Néanmoins, une bonne appréhension des processus hydromécaniques nécessitent au préalable d'extraire la bonne information du signal inclinométrique, car celui-ci incorpore de nombreux effets qui ne sont pas dus aux écoulements souterrains. Un traitement du signal approprié est donc requis : analyse des marées, corrections des sauts brusques, recalage des horloges, etc. Bien que ces opérations soient parfois délicates et fastidieuses, elles sont relativement classiques et documentées. En outre, lorsque le signal hydrologique dépasse en amplitude les autres signaux, ce qui est le cas dans les données de Ploemeur, il est assez aisé de l'en extraire, sauf si sa fréquence est trop proche des harmoniques fondamentales des ondes de marée. Dans ce cas, il est plus difficile de dissocier ces deux types de phénomènes.

Dans le chapitre 4, nous sommes sortis de la limite de confort dans laquelle l'hydraulique domine les autres phénomènes dans les données inclinométriques. En tirant profit de la nature sinusoïdale d'une perturbation hydraulique de faible amplitude ( $\sim 5$  à  $30$  cm) se propageant dans une fracture profonde et sub-horizontale, nous avons réussi à en déceler la signature mécanique grâce à des inclinomètres pendulaires situés en surface. En traitant les données par *stacking*, qui consiste à sommer les morceaux de signaux de durées égales à la période du forçage sinusoïdal, nous avons pu optimiser le rapport signal sur bruit. De cette façon, nous avons repoussé la limite de détection de l'instrument. Néanmoins, ce développement expérimental et méthodologique peut encore être amélioré afin de conforter les résultats et décrire plus finement le comportement mécanique *in situ* des fractures.

### 7.3 L'inclinométrie, un outil adapté à l'étude dynamique du fonctionnement hydrogéologique d'un réservoir de socle

Dans le chapitre 5, le contenu informatif du *tilt* en transitoire a été étudié plus en détail à l'aide d'une modélisation poro-élastique de la propagation d'un fluide dans une zone de faille et le milieu environnant, moins perméable. Notre étude montre que des inclinomètres placés des deux côtés de la faille sont très sensibles à ses propriétés mécaniques et hydrodynamiques. La forme des séries temporelles est en effet dépendante des propriétés du système. D'autre part, l'évolution du rapport *tilt* sur charge hydraulique  $\tau^*$  au cours du temps permet de décrire le comportement hydromécanique du réservoir, qui évolue entre deux régimes asymptotiques. Le premier est contrôlé principalement par la diffusion de la pression dans la faille, et le suivant est marqué par la diffusion dans la matrice fracturée. Nous éta-

blissons ensuite des corrélations entre les pentes des asymptotes de  $\tau^*$  et le contraste de diffusivité entre faille et matrice environnante d'une part, et entre le temps de croisement de ces asymptotes et l'extension de la faille d'autre part. Un lien systématique semble bien exister, sans que celui-ci soit dépendant des propriétés poro-mécaniques du système. L'origine à proprement parler de ce lien, formulé empiriquement, n'est cependant pas encore identifié et des études théoriques complémentaires sont nécessaires pour en saisir le sens.

Une toute autre échelle d'investigation a été abordée dans le chapitre 6 : celle du fonctionnement saisonnier de l'aquifère fracturé de Ploemeur dans son ensemble. L'un des inclinomètres longue-base du site suit bien les variations interannuelles de la piézométrie avec cependant une avance de phase d'environ 1 mois. Le signal saisonnier peut s'expliquer à l'aide d'un modèle hydromécanique 1D non couplé représentant le transfert de pression depuis une zone de recharge focalisée vers un exutoire (le site de pompage de Kermadoye). L'utilisation conjointe des séries inclinométriques et piézométriques permet ainsi d'évaluer la distance à la recharge et les paramètres hydrodynamiques à large échelle du réservoir, en accord avec les estimations obtenues par Jiménez-Martínez *et al.* [2013] avec l'analyse des séries piézométriques long-terme. Enfin, l'inclinomètre longue-base EO affiche une meilleure sensibilité aux modalités de la recharge que la piézométrie (effets de seuil versus distribution dans le temps). Maintenant que les processus long-terme sont bien appréhendés, il serait intéressant de contraindre quantitativement la recharge à l'aide de cette méthode hydrogéodésique.

## 7.4 L'inclinométrie, un outil géodésique trans-échelle

Au cours de la thèse, nous avons mis en oeuvre les méthodes hydrogéodésiques à principalement trois échelles différentes : 1) à l'échelle d'une fracture pluri-métrique subissant une perturbation hydraulique de quelques secondes à quelques minutes (petite échelle, chapitre 4) ; 2) à l'échelle d'une zone de faille sub-verticale hydrauliquement active au cours d'expériences hydrauliques de quelques heures (échelle intermédiaire, chapitres 3 et 5) ; 3) à l'échelle d'un aquifère de socle dans son ensemble avec l'étude de sa dynamique saisonnière (large échelle, chapitre 6).

A toutes ces échelles d'investigation, l'inclinométrie de surface a fait ses preuves en tant qu'outil de caractérisation des réservoirs fracturés. Il est intéressant de noter que les inclinomètres courte-base (type *Blum*) couvrent bien la petite échelle et dans une certaine mesure

l'échelle intermédiaire, alors que les inclinomètres longue-base sont informatifs à moyenne et grande échelle, grâce à leur stabilité et parce qu'ils sont aptes à gommer les déformations petite échelle. Concernant les milieux fracturés, pour le moment, les domaines d'application de l'inclinométrie sont eux aussi variables selon les échelles : expérience hydromécanique à petite échelle, hydromécanique et hydrodynamique à l'échelle intermédiaire, et hydrologie à large échelle. Bien que le potentiel informatif de l'inclinométrie ait été démontré dans chacun des cas, les futures recherches pourraient s'attacher à décroiser ces domaines d'application. Par exemple, il serait tout-à-fait envisageable d'utiliser l'inclinométrie comme référence pour décrire et lier le comportement hydromécanique des fractures à toutes les échelles, ce qui est aujourd'hui un enjeu scientifique majeur, à l'image de certains travaux récents sur l'étude du glissement asismique et de la rupture sismogène de petites fractures, pour comprendre les processus similaires sur les failles régionales [Derode *et al.*, 2013; Guglielmi *et al.*, 2015a,b].

## 7.5 L'intérêt de la complexification progressive des modes d'interprétation des observations hydromécaniques

Au-delà du sujet qui constitue le socle de cette thèse, nos travaux plaident pour une certaine philosophie dans l'élaboration des outils qui servent à interpréter et comprendre les observations hydrogéodésiques recueillies sur le terrain. En effet, nous avons systématiquement usé d'une grande parcimonie dans le choix des modèles nous servant à estimer les déformations théoriques pour un problème donné. Les hypothèses derrière les modèles les plus basiques, comme les solutions analytiques en domaine élastique de Mogi [1958] et Okada [1985], font appel à des configurations idéalisées qui sont évidemment des simplifications parfois grossières de la nature complexe des réservoirs fracturés étudiés. Néanmoins, l'utilisation de ces modèles nous a toujours permis de comprendre les processus hydromécaniques les plus fondamentaux, qui n'auraient autrement pas pu être décelés. Grâce à cela, nous avons pu mettre en évidence jusqu'où les systèmes naturels pouvaient s'approcher de ces cas simples extrêmes. Par exemple, les déformations associées à la mise en pression d'une zone de faille incluse dans un réservoir fracturé moins transmissif peuvent s'expliquer raisonnablement bien par un modèle de dislocation planaire [Okada, 1985] rendu dynamique (chapitre 3). Toutefois, au bout de quelques heures de diffusion de la pression, ce modèle n'est plus capable d'honorer les observations. Ce constat nous pousse alors à cher-

cher de nouveaux mécanismes élémentaires pouvant éclaircir cette divergence sur le plus long-terme (chapitre 5). C'est ainsi que nous avons découvert que le signal hydrogéodésique à Ploemeur intègre dans un premier temps le comportement hydromécanique de la faille, et ensuite le comportement de la matrice fracturée, avec une phase de transition entre les deux régimes. Si nous sommes allés aussi loin dans l'interprétation des processus et dans l'identification des rôles clés de chaque compartiment et de chaque propriété physique du milieu, c'est parce que nous avons choisi d'aller du plus simple, simple à l'extrême, vers des représentations plus robustes incluant davantage d'hétérogénéités. Dans cette optique, la prochaine étape pourrait être la modélisation hydromécanique des déformations court-terme et long-terme prenant en compte dans un même temps l'impact des deux structures conductrices majeures du site de Ploemeur, à savoir la zone de contact sub-horizontale et la faille normale sub-verticale. En effet, l'une des questions qui reste en suspens est celle de l'interaction mécanique des discontinuités majeures soumises à un forçage équivalent et de la signature que cela engendre, notamment sur le *tilt*. A cet égard, beaucoup d'études dont la nôtre mettent en avant des phénomènes d'hystérèse dans l'évolution de l'orientation des déformations (chapitre 3, ou les travaux de Hisz *et al.* [2013] par exemple). Il serait intéressant de savoir si cela naît de l'interaction de plusieurs structures ou d'une limite dans la théorie de la poro-élasticité, voire les deux.

## 7.6 En somme

L'ensemble des travaux menés au cours de cette thèse démontre que les inclinomètres de surface offrent un regard sur la géométrie, sur les propriétés et sur le comportement hydromécanique des réservoirs fracturés sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles. D'une certaine manière, nous avons mis au jour bon nombre d'arguments pour affirmer que l'inclinométrie n'est pas seulement une méthode géophysique vouée à sonder de façon non destructive l'environnement, mais qu'il s'agit bel et bien d'un senseur hydrogéologique à part entière, très sensible aux processus hydrodynamiques et hydrologiques. En outre, la méthode présente de forts potentiels pour lier les phénomènes hydromécaniques à travers toutes les échelles.

## 7.7 Références du chapitre

- DERODE, B., CAPPÀ, F., GUGLIELMI, Y. et RUTQVIST, J. (2013). Coupled seismo-hydromechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 61:266–274. [296](#)
- GUGLIELMI, Y., CAPPÀ, F., AVOUAC, J.-P., HENRY, P. et ELSWORTH, D. (2015a). Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip. *Science*, 348(6240):1224–1226. [296](#)
- GUGLIELMI, Y., ELSWORTH, D., CAPPÀ, F., HENRY, P., GOUT, C., DICK, P. et DURAND, J. (2015b). In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 120(11): 7729–7748. [296](#)
- HISZ, D. B., MURDOCH, L. C. et GERMANOVICH, L. N. (2013). A portable borehole extensometer and tiltmeter for characterizing aquifers. *Water Resources Research*, 49(12):7900–7910. [297](#)
- JIMÉNEZ-MARTÍNEZ, J., LONGUEVERGNE, L., LE BORGNE, T., DAVY, P., RUSSIAN, A. et BOUR, O. (2013). Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers : Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research*, 49(5): 3007–3023. [295](#)
- MOGI, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 36:99–134. [296](#)
- OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences Geomechanics Abstracts*, 75(4):1135–1154. [296](#)

## **Annexe A**

# **Photographies des stations inclinométriques longue-base de Ploemeur**

### **A.1 Station LB1**



FIGURE A.1 – Extrémité Est de l'inclinomètre LB1 N75°E le long de la galerie principale du bunker.





FIGURE A.2 – Photographie de deux pots appartenant chacun à une extrémité des inclinomètres LB1. On voit que le pots reposent sur des plaques en verre soutenues par des tiges de silice, qui traversent la paroi bétonnée du bunker.



FIGURE A.3 – Photographie d'un pot d'inclinomètre longue-base. On y aperçoit l'eau, la fine couche d'huile qui repose dessus ainsi que l'armature interne en silice, maintenant le système de mesure.

## A.2 Station LB2



FIGURE A.4 – Photographie du terrain au-dessus de l'inclinomètre LB2. L'instrument s'étant sur 51 m, à environ 2 m sous la surface, entre les grillages verts que l'on voit sur les côtés.



FIGURE A.5 – Photographie d'une buse d'accès à un pot de l'inclinomètre LB2.



FIGURE A.6 – Photographie du pot Ouest de l'inclinomètre LB2. Il est posé sur une dalle de granite qui est ancré dans le sol. Cette configuration est identique pour les deux autres pots de l'instrument.

## Annexe B

# Traitement des marées et des anomalies présentes dans le signal inclinométrique

### B.1 Analyse de marée et filtrage

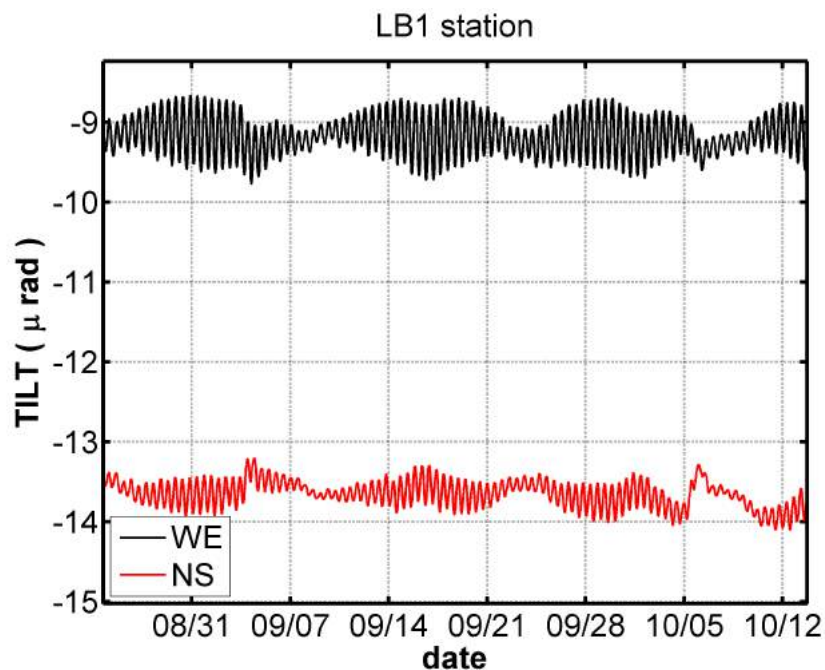


FIGURE B.1 – Exemple du signal de marée présent dans le signal des inclinomètres LB1 N75°E (WE, noir) et N328°E (NS, rouge).

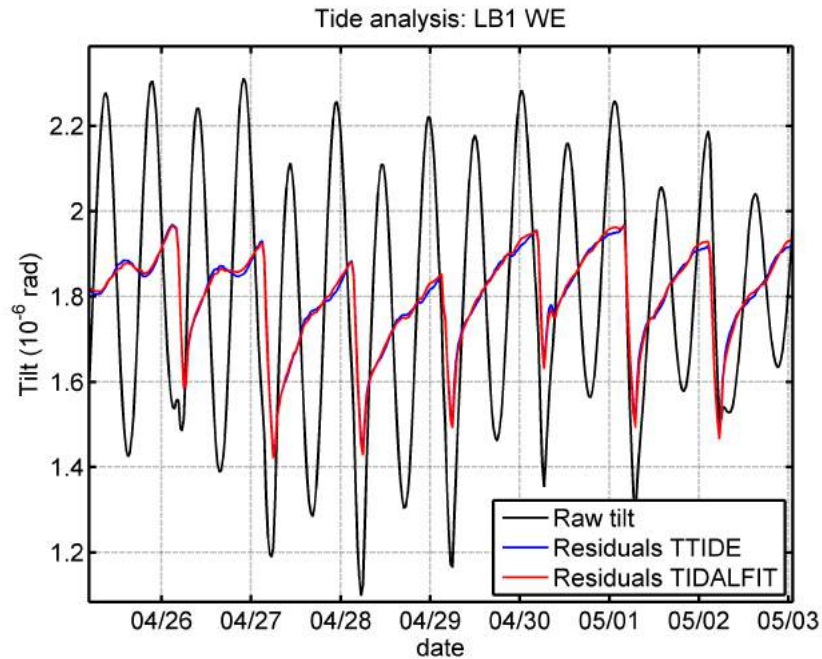


FIGURE B.2 – Filtrage de la marée et mise en évidence des signaux de pompage. Le signal inclinométrique avant le filtrage de la marée (en noir) ne présente presque aucun indice de la présence des signaux hydrauliques court-terme comme les pompages. Après filtrage à l'aide de deux modèles de marées différents, donnant des résultats proches, ces signaux apparaissent nettement. Cependant, on peut observer que certains résidus de marée restent présents après filtrage (jusqu'au 24 avril en l'occurrence).

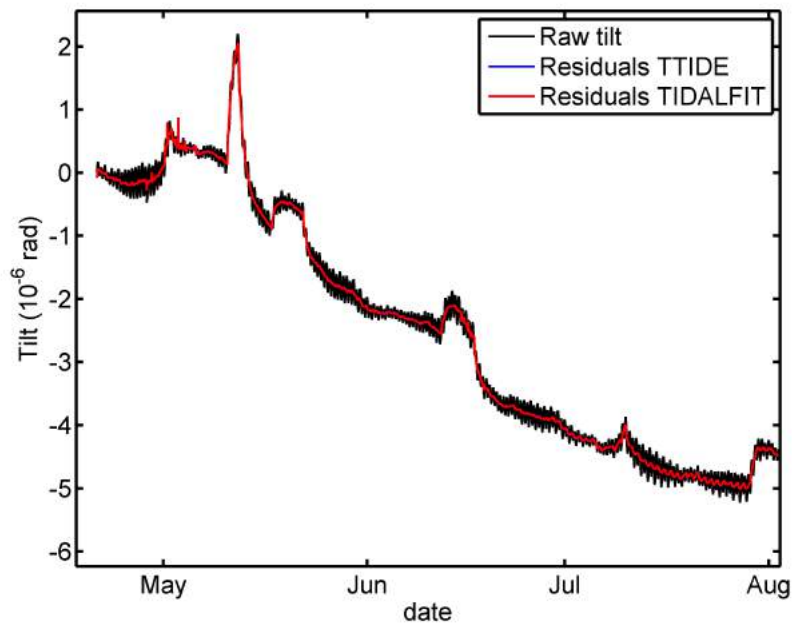


FIGURE B.3 – Filtrage des marées : les problèmes d'horloge. Dans cet échantillon de plusieurs mois du signal inclinométrique LB1 N328°E, la marée est correctement filtrée jusqu'au mois de juillet. A partir de là, des résidus importants perdurent dans le signal filtré. Cela est probablement l'effet d'une accumulation de la dérive d'horloge du système d'acquisition. Quelques minutes de décalages suffisent pour rendre le traitement de la marée délicat, car il repose sur une analyse fréquentielle.

## B.2 Traitement des anomalies

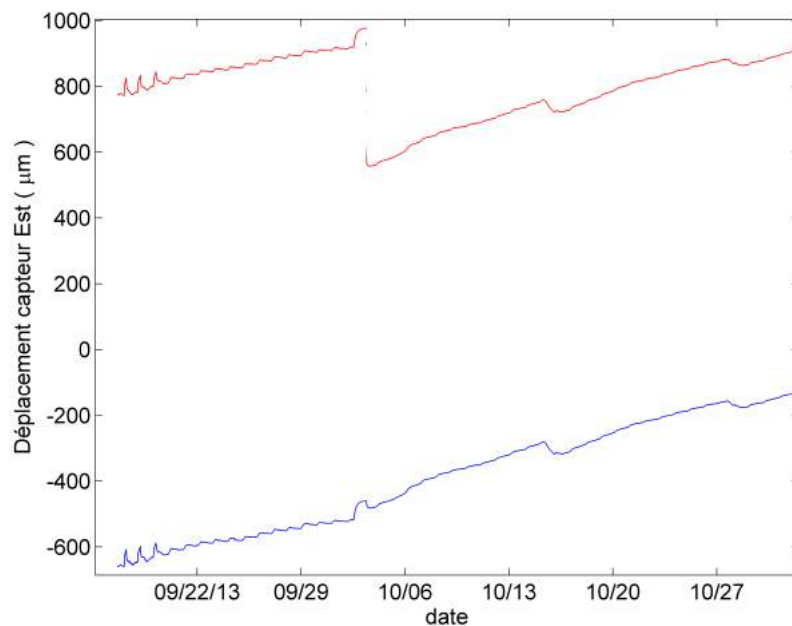


FIGURE B.4 – Correction d'un saut brutal présent dans les données brutes d'un pot (variations du niveau d'eau) de l'inclinomètre LB2. Chronique initiale en rouge et après correction automatique en bleu.



## Annexe C

# Résultats complémentaires de l'expérience hydromécanique avec forçage oscillant

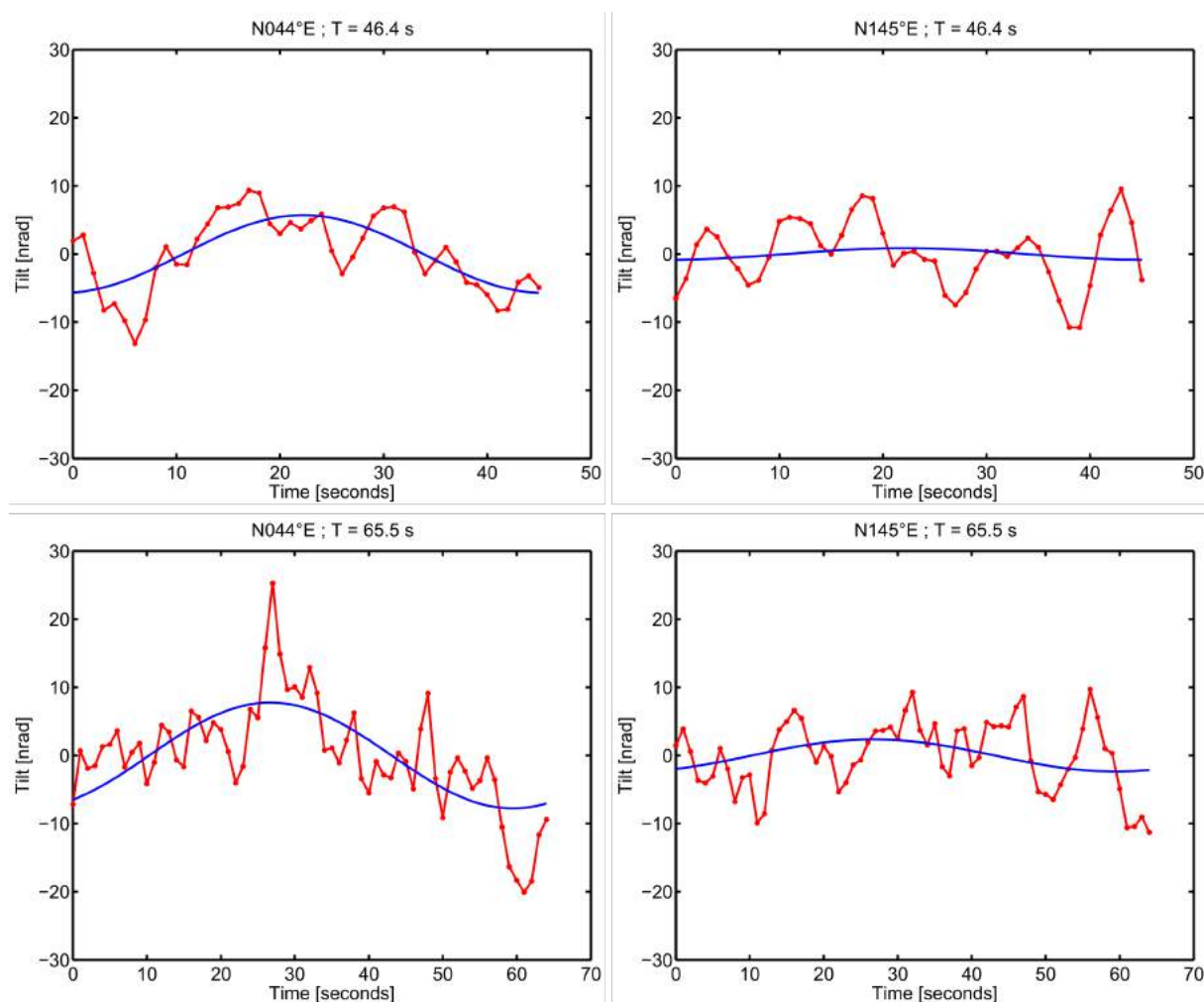


FIGURE C.1 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-2 ( $d_f = 50.9$  m).



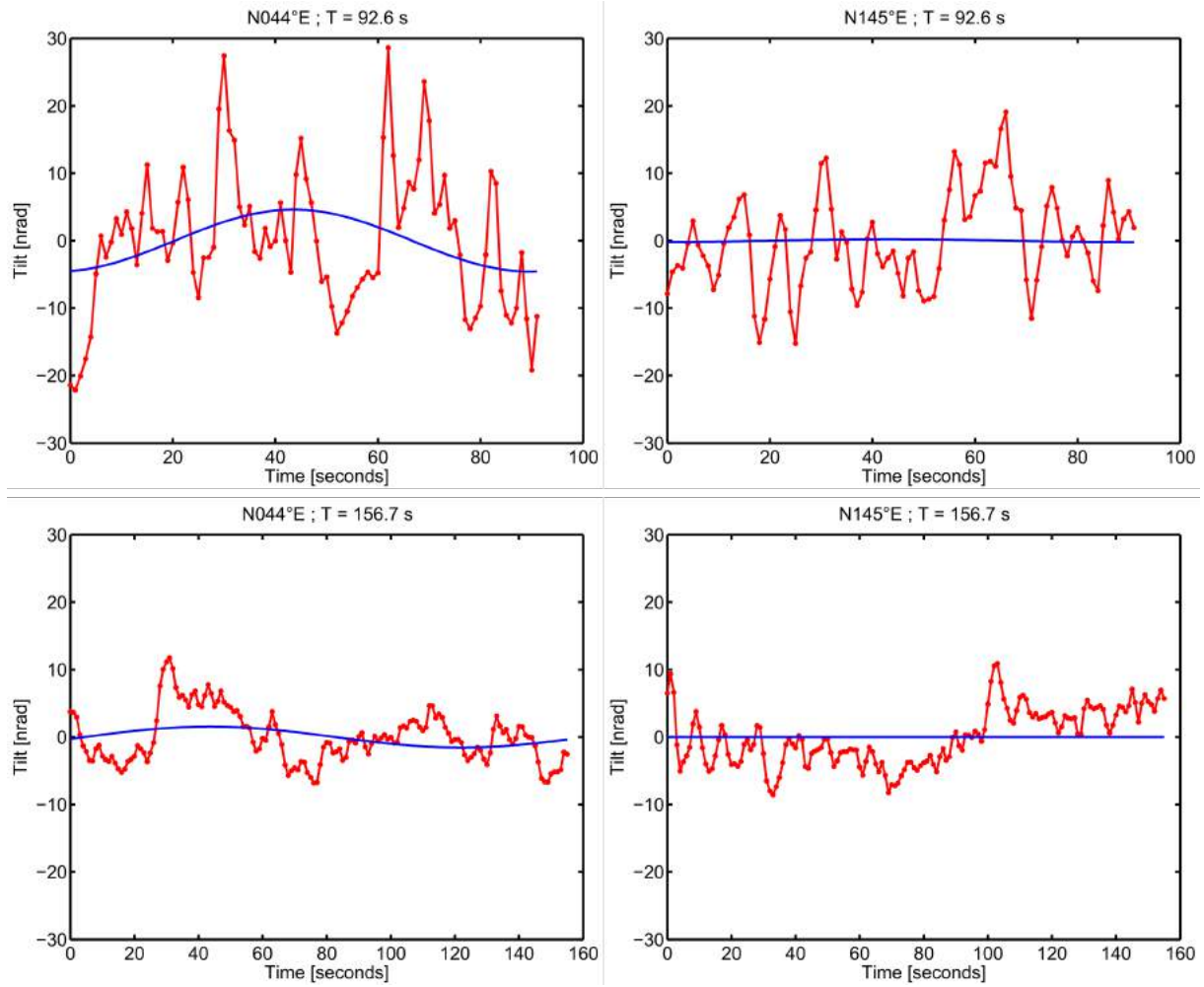


FIGURE C.2 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-2 ( $d_f = 50.9$  m), suite.

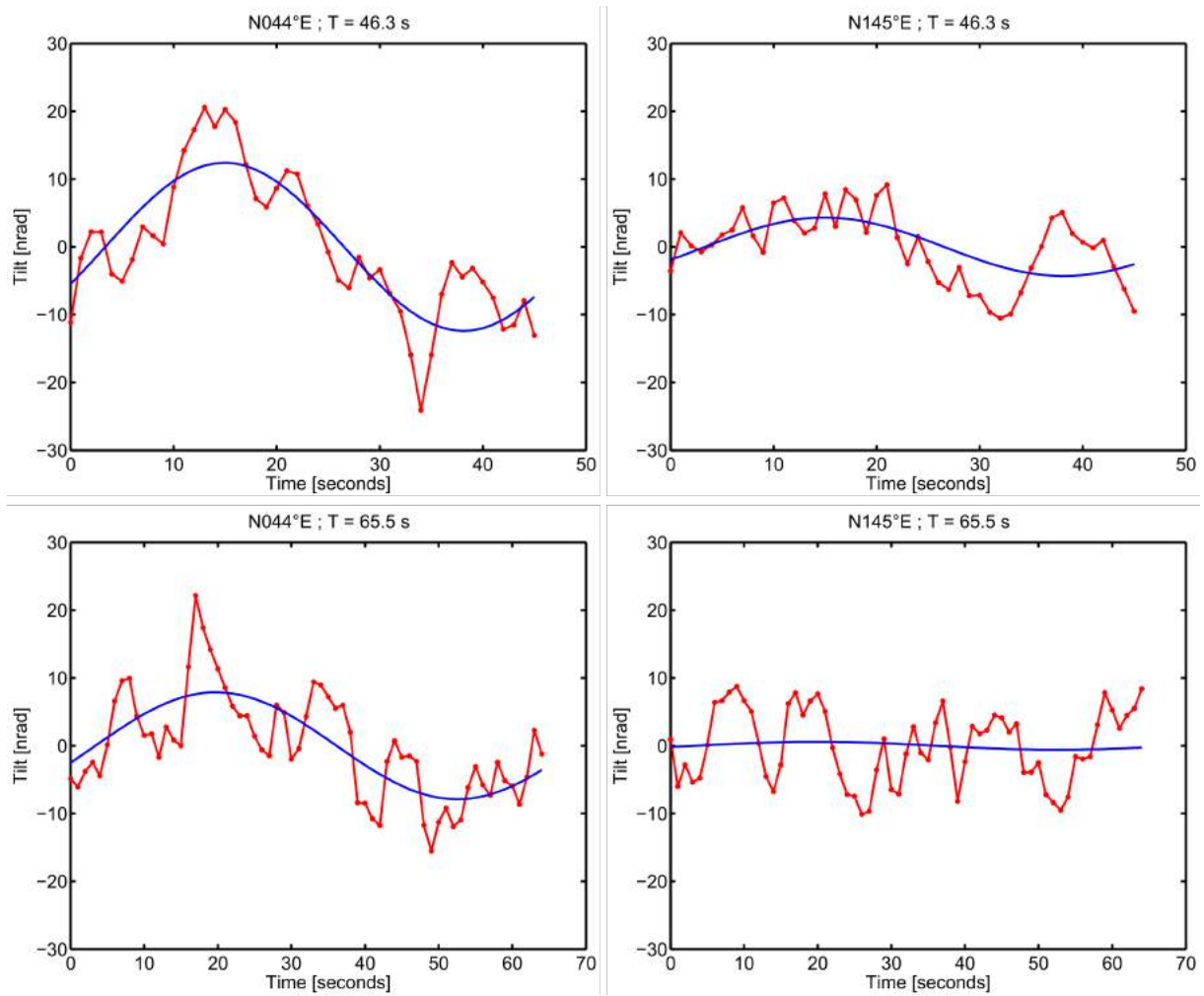


FIGURE C.3 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-3 ( $d_f = 60.4$  m).

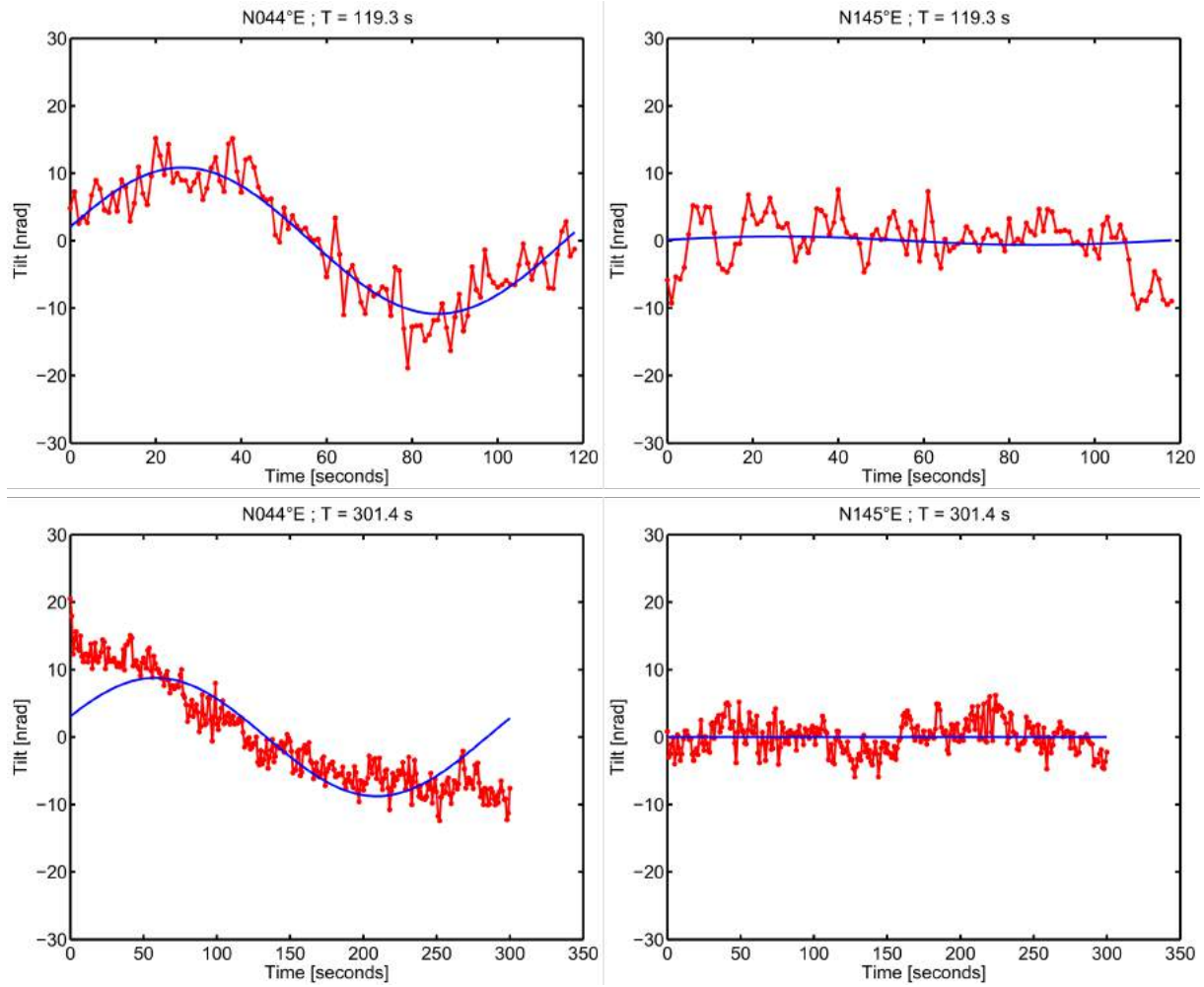


FIGURE C.4 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-3 ( $d_f = 60.4$  m), suite.

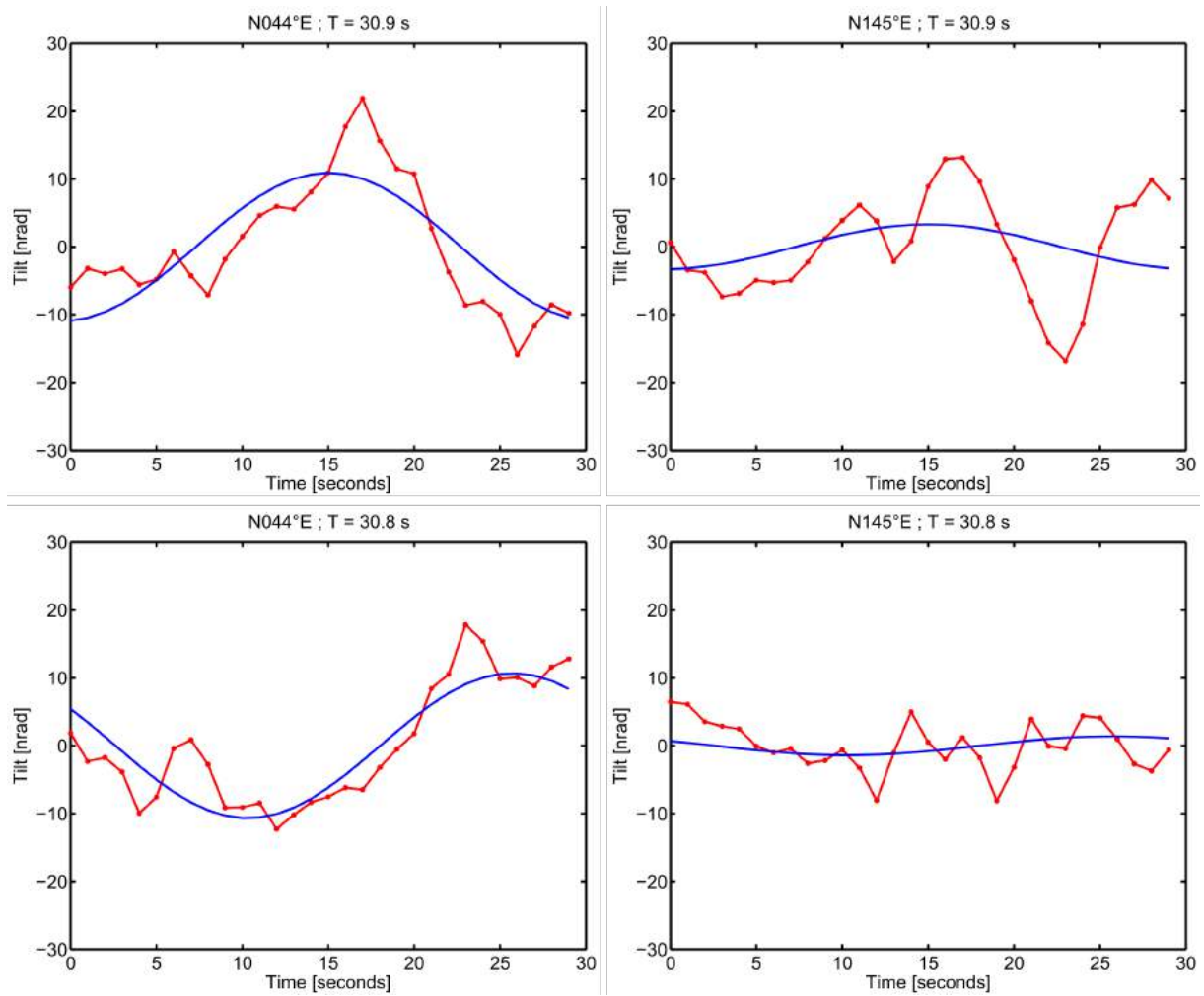


FIGURE C.5 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$  m).

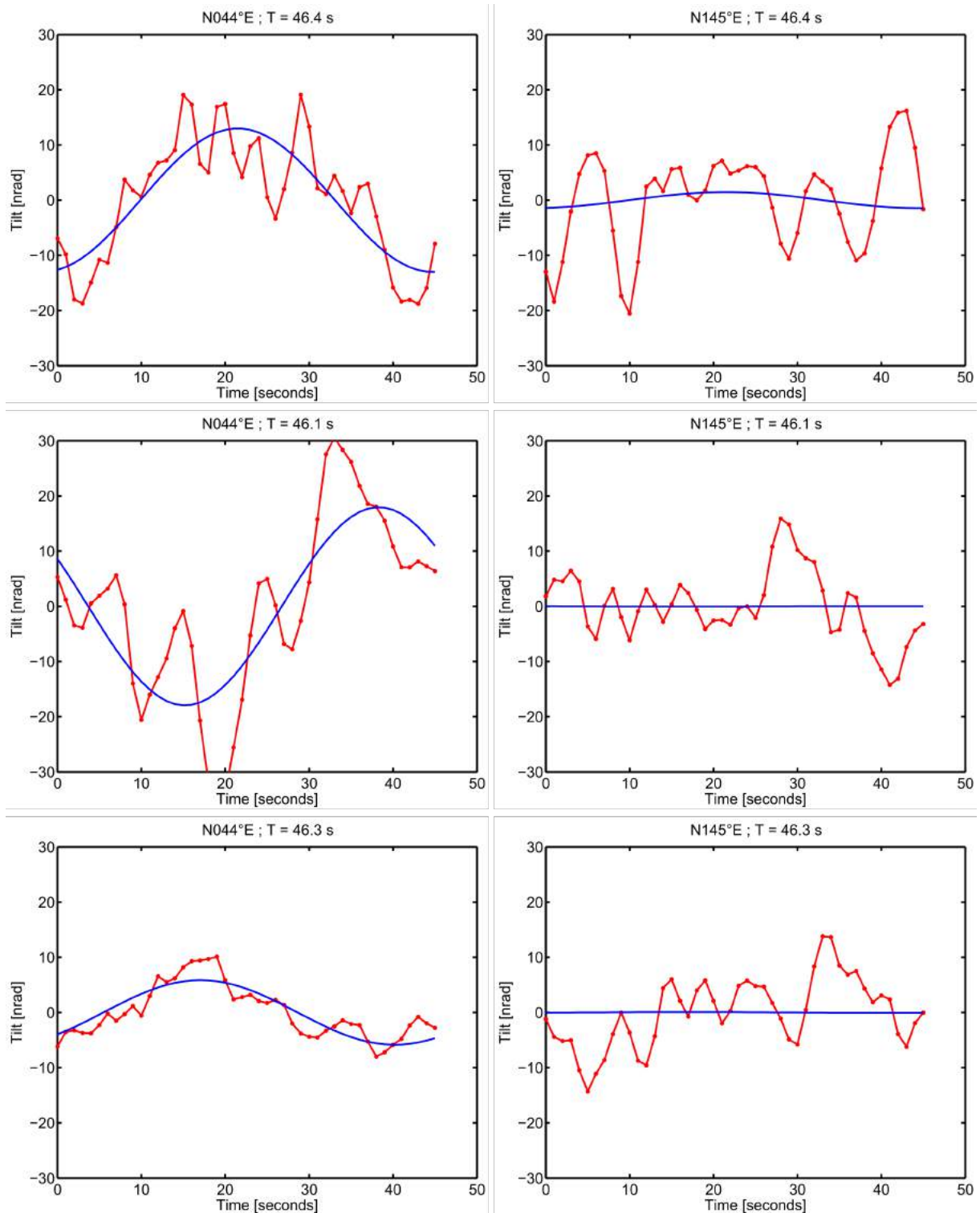


FIGURE C.6 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$  m), suite.

ANNEXE C. RÉSULTATS COMPLÉMENTAIRES DE L'EXPÉRIENCE  
HYDROMÉCANIQUE AVEC FORÇAGE OSCILLANT

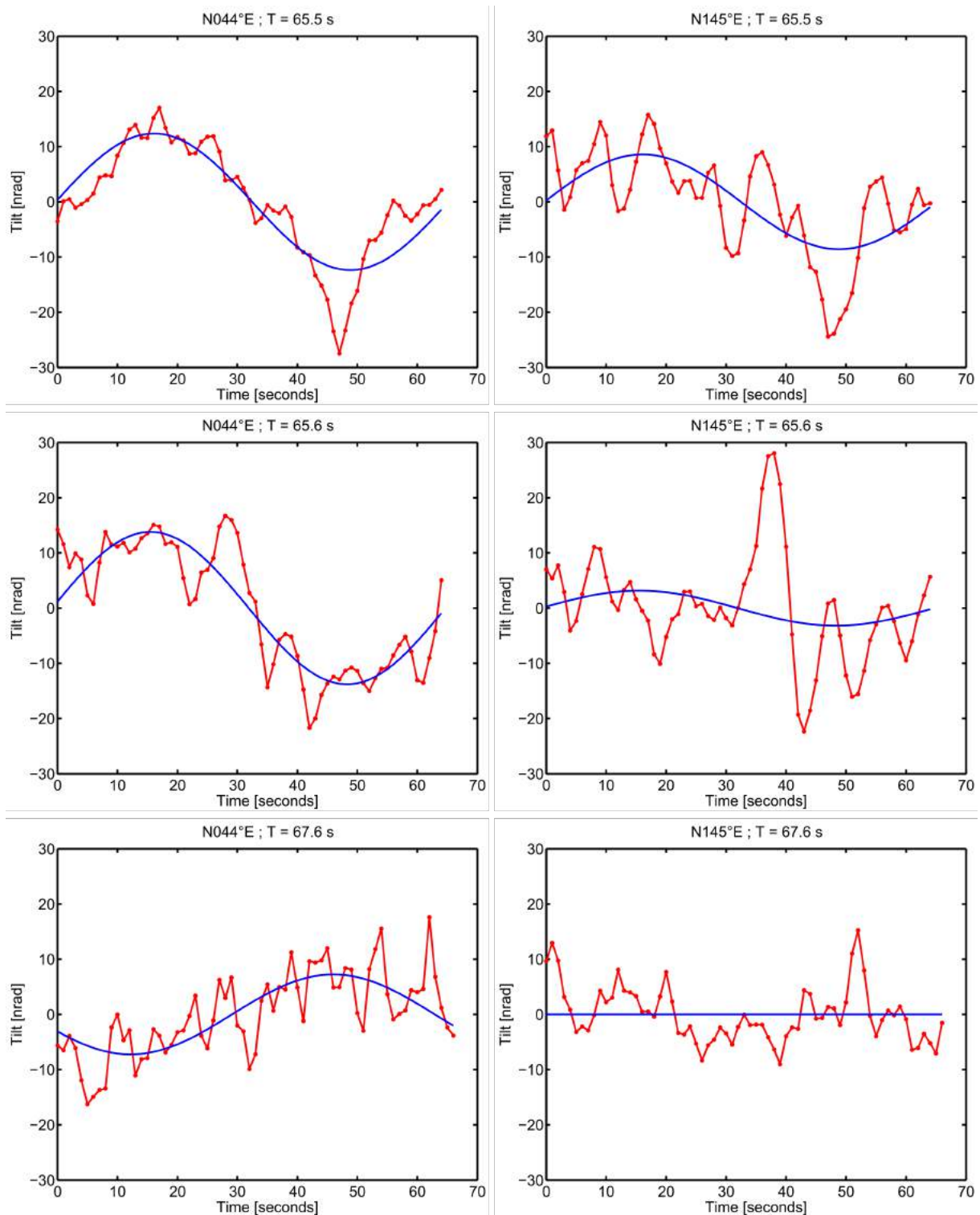


FIGURE C.7 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$  m), suite 2.

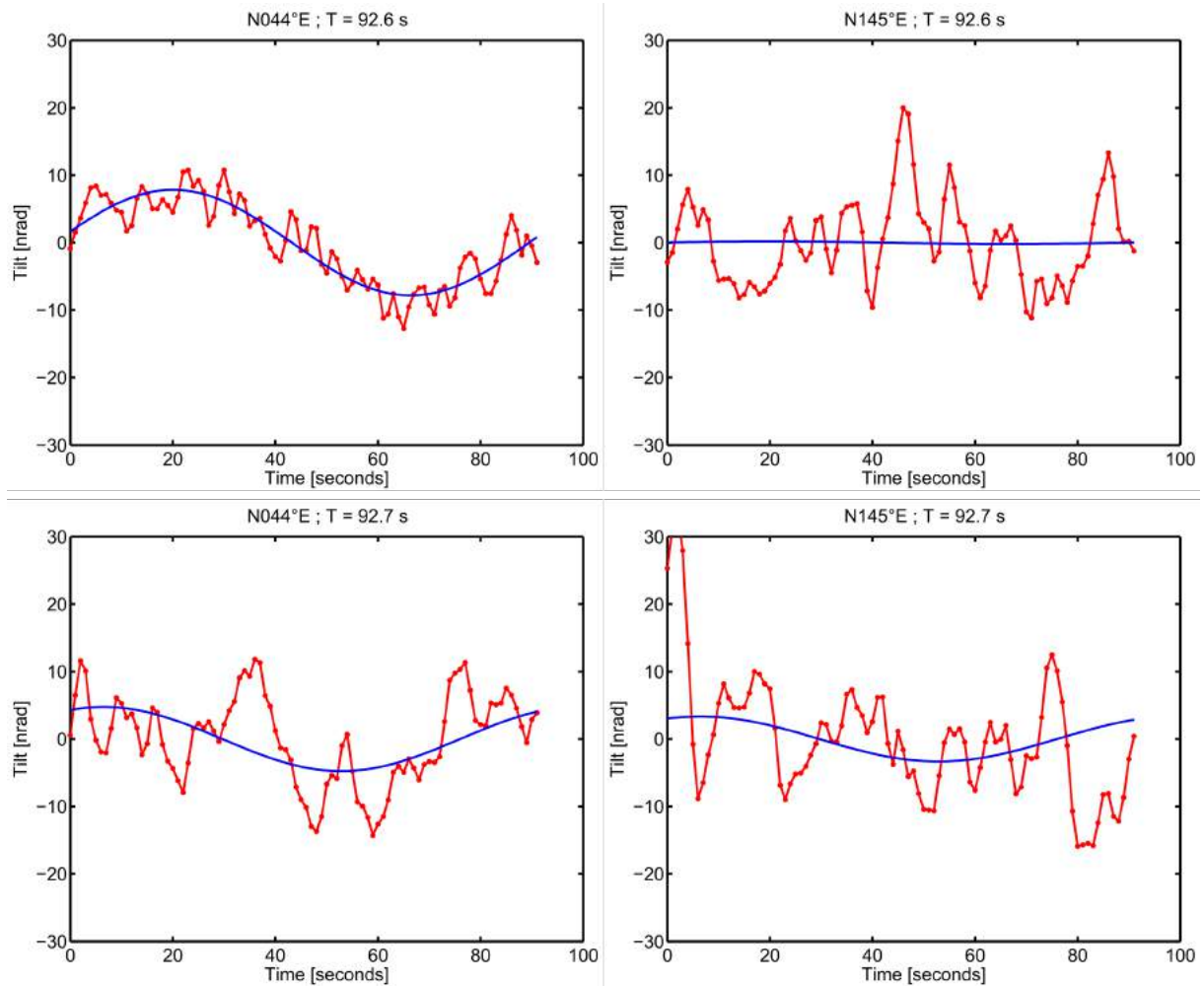


FIGURE C.8 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$  m), suite 3.

ANNEXE C. RÉSULTATS COMPLÉMENTAIRES DE L'EXPÉRIENCE  
HYDROMÉCANIQUE AVEC FORÇAGE OSCILLANT

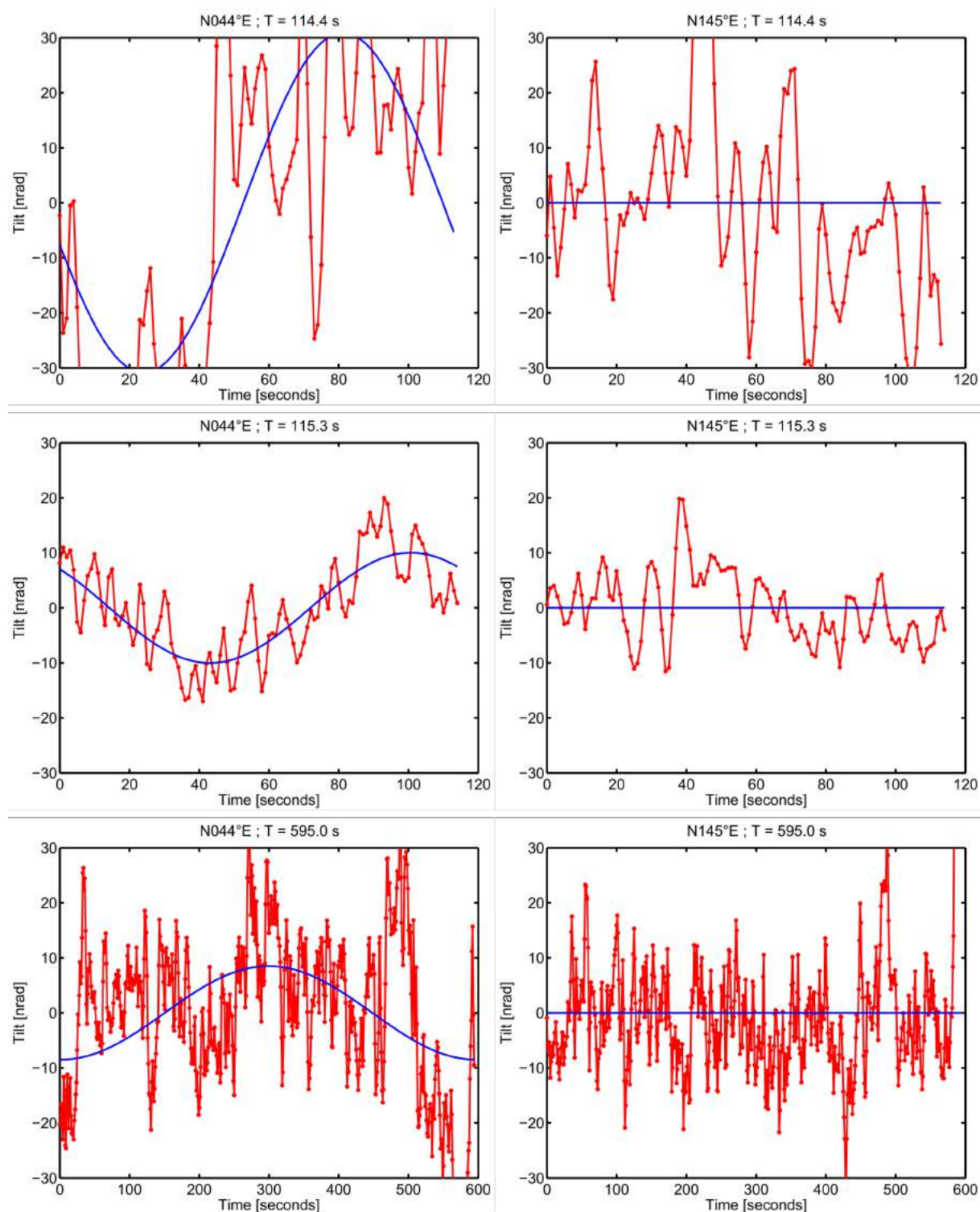


FIGURE C.9 – Réponses inclinométriques pour différents tests sinusoïdaux sur la fracture B1-4 ( $d_f = 78.7$  m), suite 4.