

**Méthodes géophysiques et
géochimiques pour le monitoring des
stockages géologiques de CO₂ : état
de l'art et lacunes de connaissance**

Rapport final
BRGM/RP-54974-FR
Novembre 2007

Novembre 2007



Méthodes géophysiques et géochimiques pour le monitoring des stockages géologiques de CO₂ : état de l'art et lacunes de connaissance

Rapport final

BRGM/RP -54974-FR
Novembre 2007

Étude réalisée dans le cadre du projet
de recherche ANR-05-CO2-008-01 Géocarbone-Monitoring

H. Fabriol, M. Becquey, K. Le Pierres, E. Tocqué et D. Vu Hoang

Vérificateur :

Nom : JF. Girard

Date :

Signature :

(Ou Original signé par)

Approbateur :

Nom : H. Modaressi

Date :

Signature :

(Ou Original signé par)

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

Mots clés : CO₂, stockage géologique, surveillance, monitoring, géophysique, géochimie

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Fabriol H., Becquey M., Le Pierres K., Tocqué E. et Vu Hoang, D. (2007) - Méthodes géophysiques et géochimiques pour le monitoring des stockages géologiques de CO₂ : état de l'art et lacunes de connaissance. BRGM/RP-54974-FR, 132 p.

Synthèse

Dans le cadre du projet de recherche ANR-05-CO2-008-01 Géocarbonate-Monitoring, le BRGM, l'IFP et Schlumberger ont dressé un état de l'art des méthodes géophysiques et géochimiques appliquées au monitoring des stockages géologiques de CO₂. Ce rapport regroupe les interventions des différents auteurs. Le BRGM a rédigé les chapitres 1 (Introduction), 3 (Microgravimétrie), 4 (Méthodes électriques, EM et PS) et 9 (Conclusion). L'IFP a rédigé les chapitres 2 (Sismique réflexion), 5 (Études sur un réservoir du Callovien inférieur dans le Bassin de Paris), 6 (Suivi sismique des substitutions de fluides dans des stockages de gaz souterrains) et 8 (Pistes de progrès en monitoring géochimique). Schlumberger a rédigé le chapitre 7 (Pistes de progrès en monitoring géophysique).

Si les puits d'observation sont le moyen le plus sûr et le plus fiable pour suivre l'évolution de la bulle de CO₂, soit grâce à des mesures par diagraphie ou de puits à puits (tomographies), soit par prélèvement direct d'échantillons, il n'en reste pas moins, que le coût des forages et le risque de fuite par les puits ne permettent pas de les multiplier autour et dans un site de stockage. Les études indirectes sont donc nécessaires et doivent faire appel aux méthodes employées couramment dans l'étude du sous-sol profond. En conséquence, la surveillance géophysique et géochimique des sites de séquestration géologique de CO₂, par des répétitions de mesures ou par l'enregistrement en continu de paramètres physiques et chimiques, a un double intérêt :

1. du point de vue de la vérification de la réduction des émissions de gaz à effet de serre, elle contribue à optimiser les procédures de stockage en quantifiant le volume de CO₂ effectivement piégé.
2. du point de vue de la gestion de l'injection de CO₂, de la sécurité et du suivi environnemental, elle aide suivre l'extension de la bulle de CO₂, à vérifier les résultats de la modélisation prédictive et ajuster les hypothèses de départ, à contrôler l'absence de fuites significatives, et, dans le cas contraire, à déclencher les mesures correctives.

Il n'existe pas actuellement de méthodologie définie pour la surveillance et le monitoring du CO₂ séquestré. Cependant, de nombreux inventaires des méthodes disponibles ont déjà été rédigés, dans le cadre du GIEC, par exemple et sont disponibles sur des sites institutionnels. Par ailleurs, les projets en cours, soit de recherche financés par le 6^{ème} PCRD, soit des démonstrateurs, mettent en place une batterie de méthodes. Le constat principal est que chaque site a ses caractéristiques propres et que le programme de monitoring doit être adapté et dimensionné en conséquence.

Depuis le début des années 2000, des progrès très importants ont été faits à partir des techniques classiques de surveillance géophysique ou géochimique, provenant aussi

bien des champs pétroliers et gaziers que des zones volcaniques. Entre autres, l'expérience acquise en sismique active dans les opérations de surveillance des opérations d'EOR dans le Bassin Parisien ou des stockages de gaz saisonniers ont fourni les bases théoriques et instrumentales pour aborder le problème du monitoring du CO₂. Les opérations pilotes, à l'échelle industrielle comme Sleipner ou Weyburn, ou de projets de recherche, comme Frio ou Nagaoka, ont permis de tester les outils en grandeur réelle et d'effectuer de véritables avancées, en montrant, entre autres, que la sismique 4 D était à l'heure actuelle la méthode géophysique la plus performante pour suivre la migration de la bulle de CO₂. Vu son coût, il sera nécessaire de mettre en œuvre d'autres méthodes géophysiques qui soient en mesure de suivre la bulle de CO₂. La gravimétrie à Sleipner et les méthodes électriques à Frio Project ont donné des résultats prometteurs, mais pour le moment les quantités minimales détectées sont largement supérieures à celles détectées par la sismique. D'autres opérations pilotes permettront de dire si ces limites peuvent être dépassées.

Les pistes de progrès pour les méthodes géophysiques concernent principalement :

- La quantification du CO₂ en place, qui demande notamment une approche intégrée combinant sismique, gravimétrie et électromagnétisme ;
- La difficulté actuelle des méthodes géophysiques de surface et des outils diagraphiques à caractériser précisément la présence de CO₂ ;
- Le problème des capteurs permanents dans les puits d'observation ou directement au contact du réservoir de stockage ;
- L'application des techniques aéroportées et satellitaires, encore balbutiante.

En géochimie, les axes de progrès relatifs au monitoring seront liés à :

- La validation des mesures sur des sites analogues naturels par comparaison avec les résultats d'autres méthodes (par exemple le long des lignes sismiques).
- La réalisation de lignes de bases les plus complètes possibles avec la réalisation de cartographies de concentration des éléments chimiques, la compréhension des processus naturels ou anthropiques pouvant générer du CO₂ indépendamment de l'injection de CO₂ et l'anticipation / modélisation des phénomènes liés au stockage.

Cette liste de pistes de recherches n'est pas exhaustive, et sera sûrement amenée à être modifiée dans les années qui viennent, du fait des efforts croissants de recherche portés par la priorité donnée au thème du stockage géologique du CO₂ comme l'une des solutions viables pour réduire les émissions de gaz à effet de serre. Il est important de remarquer que toutes ces méthodes seront testées principalement sur les projets pilotes et qu'il sera nécessaire de les déployer, si possible, sur plusieurs configurations différentes. Une fois validées, elles ne seront pas appliquées nécessairement à tous les sites. Les opérations à échelle industrielle feront appel à des méthodes choisies en

fonction de l'évaluation préalable des risques et de leur adaptation aux spécificités du site ou à un type de fuite particulier.

Sommaire

1. Introduction.....	17
1.1. GÉNÉRALITÉS.....	17
1.2. STRATÉGIES PRECONISÉES POUR L'ÉTUDE DE FAISABILITÉ ET LA MISE EN ŒUVRE	20
1.2.1. Simulations, modélisations, inversions.....	20
1.2.2. Validation sur le terrain et état(s) zéro.....	20
1.3. DOCUMENTS EXISTANTS.....	20
1.4. PROJETS EN COURS	21
1.5. CADRE DU RAPPORT.....	22
2. Méthodes géophysiques et séquestration du CO₂ : la sismique réflexion.....	23
2.1. INTRODUCTION	23
2.2. LA SISMIQUE RÉFLEXION.....	24
2.2.1. Différents types d'acquisition sismique.....	24
2.2.2. Pouvoir de résolution de la sismique.....	26
2.2.3. Diagraphies	27
2.3. COMPORTEMENT DES ROCHES AU PASSAGE D'UNE ONDE SISMIQUE	27
2.3.1. Théorie de l'élasticité	27
2.3.2. Acoustique des milieux poreux.....	28
2.3.3. Caractéristiques mécaniques des fluides	30
2.3.4. Variation des vitesses avec la pression.....	31
2.3.5. Milieux fracturés	31
2.4. QUE PEUT APPORTER LA SISMIQUE-RÉFLEXION ?	33
2.4.1. Réflexions.....	33
2.4.2. Imagerie.....	33
2.4.3. Attributs sismiques	34
2.4.4. Vitesses	34
2.4.5. Amplitudes.....	35
2.4.6. Absorption	39

2.4.7. Anisotropie	41
2.5. MILIEUX FRACTURÉS	42
2.5.1. Anisotropie	42
2.5.2. Biréfringence des ondes S	43
2.5.3. Mesure des paramètres d'anisotropie	44
2.5.4. Variations de l'atténuation avec l'azimut	45
2.5.5. Variation de la réflexion des ondes S biréfringentes avec le déport	46
2.6. LES EXPÉRIENCES DE SÉQUESTRATION	47
2.6.1. Séquestration en aquifère : Sleipner	47
2.6.2. Récupération assistée dans des réservoirs à huile carbonatés	49
2.6.3. Weyburn	51
2.7. QUANTIFICATION DES VOLUMES	53
2.7.1. Densité	53
2.7.2. Gravimétrie (cf. également le chap. 3)	53
2.7.3. Résistivité (cf. également le chap. 4)	54
2.7.4. Atténuation	54
2.8. SISMOLOGIE RÉPÉTÉE	55
2.8.1. Dispositifs permanents	55
2.9. CONCLUSION	56
2.10. BIBLIOGRAPHIE DU CHAPITRE 2	56
3. La microgravimétrie	63
3.1. L'EXEMPLE DE SLEIPNER	63
3.1.1. Résultats de l'étude de faisabilité – Principes de modélisation des variations de gravité (Williamson et al, 2001)	63
3.1.2. Expression du contraste de densité et de la saturation à l'intérieur de la bulle	64
3.1.3. Simulations gravimétriques de différents scénarios de stockage	65
3.1.4. Résultats des deux premières campagnes d'acquisition (2002-2005)	66
3.2. APPLICABILITÉ DE LA MÉTHODE DANS UN AUTRE CONTEXTE – HYPOTHÈSE D'UNE SÉQUESTRATION DANS LE BASSIN DE PARIS	67
3.3. APPLICATION DE LA MICROGRAVIMÉTRIE 4D À LA SURVEILLANCE DE RÉSERVOIRS DANS LE CADRE DE LA RÉCUPÉRATION ASSISTÉE D'HYDROCARBURES OU DE STOCKAGE DE GAZ	69

4. Les méthodes électriques, EM et PS	71
4.1. VARIATION DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE AVEC LA SATURATION EN CO ₂	71
4.2. EXEMPLE DE SIMULATION : CHAMP PÉTROLIER DE SCHRADER BLUFF (USA)	73
4.3. AUTRES EXEMPLES	75
4.4. LE POTENTIEL SPONTANÉ (PS).....	78
5. Études sur un réservoir du Callovien inférieur dans le Bassin de Paris	83
5.1. INTRODUCTION	83
5.2. ACQUISITIONS SISMIQUES A VILLEPERDUE	83
5.3. ÉTUDE DE LA ZONE ALTEREE	84
5.4. INVERSION STRATIGRAPHIQUE.....	84
5.5. SISMIQUE DE PUIITS.....	85
5.5.1.Profil Sismique Vertical.....	85
5.5.2.Profils Sismiques Obliques.....	85
5.5.3.Sismique entre puits	86
5.6. ANISOTROPIE AZIMUTALE	87
5.6.1.Étude de la biréfringence des ondes S.....	87
5.7. MICROSISMICITÉ	89
5.8. CONCLUSIONS.....	91
5.9. BIBLIOGRAPHIE DU CHAPITRE 5.....	91
6. Suivi sismique des substitutions de fluides dans des stockages de gaz souterrains	93
6.1. INTRODUCTION	93
6.2. GOURNAY SUR ARONDE – PROFILS RÉPÉTÉS.....	93
6.3. GERMIGNY-SOUS-COULOMBS	96
6.3.1.Capteurs permanents	96
6.3.2.Walk away	97

6.3.3. Microsismicité.....	98
6.4. CÉRÉ-LA-RONDE.....	98
6.4.1. Walk away.....	98
6.4.2. Profils de surface	99
6.4.3. Estimation de la saturation.....	100
6.4.4. Effets des variations de pression	103
6.4.5. Microsismicité.....	105
6.4.6. Système de sources et de capteurs permanents.....	107
6.5. SPECIFICITES DU GAZ CARBONIQUE	111
6.5.1. Variation de la densité.....	111
6.5.2. Variation de la vitesse avec la saturation.....	111
6.6. CONCLUSIONS	113
6.7. REMERCIEMENTS.....	114
6.8. BIBLIOGRAPHIE DU CHAPITRE 6	114
7. Pistes de progrès en monitoring géophysique	117
7.1. INTRODUCTION.....	117
7.2. PISTES DE RECHERCHE POUVANT ETRE ASSOCIÉES A CES DIFFERENTES QUESTIONS	117
7.2.1. Manque de résolution verticale	117
7.2.2. Défaut de caractérisation des outils en présence de CO ₂	118
7.2.3. Défaut de sensibilité lors de faibles fuites	118
7.2.4. Quantification du CO ₂ en place	118
7.3. CAPTEURS PERMANENTS :.....	119
7.4. AUTRES SUJETS	120
7.4.1. Caractérisation des fractures	120
7.4.2. Atténuation.....	120
7.4.3. Mise en évidence des variations temporelles liées aux réservoirs	120
7.4.4. Microsismicité.....	121
7.4.5. Surveillance des puits et de leurs abords	121
7.4.6. Surveillance des failles.....	121
8. Pistes de progrès en monitoring géochimique	123
8.1. PROBLEMATIQUE	123

8.2. PROPOSITION D'AXE DE PROGRES	124
8.2.1. Généralités	124
8.2.2. Axes de progrès pour le monitoring du réservoir.....	125
8.2.3. Axes de progrès pour le monitoring de la couverture	125
8.2.4. Monitoring des aquifères intermédiaires.....	125
8.2.5. Monitoring de l'atmosphère et du sol.....	126
8.2.6. L'approche laboratoire	127
8.3. BIBLIOGRAPHIE DU CHAPITRE 8.....	127
9. Conclusions	129
10. Bibliographie des chapitres 1, 3 et 4.....	133

Liste des illustrations

Figure 1 : Formation des microfissures avec l'augmentation de la contrainte différentielle horizontale maximum (Crampin,2003).	32
Figure 2 : Biréfringence des ondes S (Crampin,2003)	43
Figure 3 : Sections sismiques passant par le point d'injection acquises à Sleipner en 1994 et 1999 et différence des deux sections (d'après Eiken et al, 2000)	48
Figure 4 : Hypothèse de variation de la température et de la densité en fonction de la profondeur à Sleipner (d'après Williamson et al, 2001)	64
Figure 5 : Evolution de la densité en fonction de la profondeur (pression) pour différents gradients thermiques (d'après Guillou-Frottier, 2004)	65
Figure 6 : a) Profil de la variation dans le temps de l'anomalie résiduelle lissée, superposé à l'anomalie gravimétrique calculée pour deux gradients de températures : élevé (densité moyenne du CO ₂ de 550 kg/m ³) et faible (densité moyenne du CO ₂ de 700 kg/m ³). Les résultats des modèles et les observations ont été lissés en faisant la moyenne avec les valeurs des sites proches. Les valeurs observées des changements de gravité s'ajustent au mieux avec le modèle issu de la sismique avec gradient de température élevé. b) Graphe de la différence entre le modèle et les observations (au sens de la norme χ^2), représenté en fonction de la densité du CO ₂ utilisée dans a) pour le modèle sismique. La différence la plus faible correspond à une densité de 530 kg/m ³ $\pm$ 65 kg/m ³ avec un intervalle de confiance de 95% (bande grisée). (D'après Noonan et al. , 2006)	67
Figure 7 : Masses minimales détectables en microgravimétrie (hypothèse d'une bulle sphérique de CO ₂ super-critique)	68
Figure 8 : Simulation de l'effet gravimétrique du réservoir de Prudhoe bay après 5 ans d'injection (d'après Hare et al.,1999)	70
Figure 9 : Evolution du champ de gravité sur le site d'Izaute, Aquitaine, entre janvier 2003 et juillet 2004. Points bleus : mesures discrètes, trait bleu : mesures continues.	

Trait rouge : stock de gaz (en %), pointillé rouge : pression dans le réservoir (en %). Le signe de l'anomalie gravimétrique a été inversé pour faciliter la comparaison. (d'après Bate, 2005)	70
Figure 10 : Expériences de changement de la résistivité dans des échantillons de grès Berea, avec des saumures de résistivité différente et contenant du CO ₂ (d'après Myer, 2001).....	72
Figure 11 : Variation de la résistivité globale en fonction de la saturation en gaz S_g , pour une saumure de résistivité ρ de 0,33 Ohm.m et une porosité ϕ de 25%.(d'après Hoversten et Gasperikova, 2003).....	72
Figure 12 : Amplitude du champ électrique EM naturel en fonction de la fréquence en bleu. Champ électrique induit par une source EM de 10 A dans un dipôle de 100 m : ligne rouge. Champ de Schrader Bluff, Alaska (d'après Hoversten et Gasperikova, 2003).....	73
Figure 13 : Changement net de saturation en eau (S_w) après 15 ans d'injection, en couleur. Les isovaleurs correspondent aux variations en % du champ électrique mesuré à la surface. Les puits d'injection sont représentés par des points (d'après Hoversten et Gasperikova, 2003).	74
Figure 14 Changement net de saturation en CO ₂ (S_w) après 15 ans d'injection, en couleur. variations en % du champ électrique mesuré à la surface. (Hoversten et Gasperikova, 2003)	75
Figure 15 : Induction EM entre puits : l'émetteur et le récepteur sont alternativement déplacés dans les puits. Le courant induit par l'émetteur génère un champ magnétique qui est enregistré dans le second puit (d'après Kirkendall et Roberts 2001)	76
Figure 16 : Induction EM entre puits : Une image de la résistivité dans le plan vertical des deux puits est obtenue a) avant l'injection, b) après 3 mois d'injection. c) Une variation positive de résistivité traduit la présence de CO ₂ (d'après Kirkendall et Roberts 2001)	77
Figure 17 : Variations de potentiel PS mesurées sur un échantillon parcouru par du CO ₂ . Réponse aux variations lentes (a) et rapides (b) de la pression d'injection, Moore et al., 2004.	79
Figure 18 : Modèle utilisé pour simuler l'effet PS dû à l'injection de CO ₂ dans la formation Frio. Le puits et le point d'injection sont matérialisés en rouge. Dans le modèle b), la formation est tronquée à droite. D'après Hoversten et Gasperikova (2003).	80
Figure 19 : a) Coupe de la distribution des pressions en profondeur correspondant au modèle de la fig. 16a. b) Potentiel électrique pour ce modèle avec un coefficient de couplage $L = -15$ mV/atm. D'après Hoversten et Gasperikova (2003).....	80
Figure 20 : Effet PS dû à la circulation de CO ₂ dans une couche de sable de 100 m d'épaisseur située à différentes profondeurs : 500 m, 1000 m, 1500 m et 2000 m. (d'après Hoversten et Gasperikova, 2003).....	81
Figure 21 : La section en impédances acoustiques confirme la netteté du contraste d'impédances au toit du réservoir, autour de 1,2 secondes.....	84
Figure 22 : Comparaison de la diagtraphie des impédances, de la trace synthétique et du profil sismique vertical. Le PSV P présenté ne correspond pas au même puits que la trace synthétique.	85
Figure 23 : Profil sismique oblique en ondes P	86

<i>Figure 24 : Profil sismique oblique en ondes P et S</i>	86
Figure 25 : Profil de sismique entre puits.....	87
Figure 26 : Comparaison du VSP avec le sismogramme synthétique et la diagraphie de Vs.	87
Figure 28 : Profil de variation des différences des temps d'arrivée entre les deux ondes S (rapide et lente).....	88
Figure 29 : Enregistrement de la microsismicité à Villeperdue. A gauche : sismogrammes, diagrammes de polarisation et spectres d'un événement ; en haut à droite : comparaison de l'histogramme d'occurrence des événements avec la variation du débit d'injection avec le temps ; en bas à droite : diagramme des directions de polarisation.	89
<i>Figure 30 : Position des profils sismiques réalisés en juin et novembre 1980 sur le stockage de gaz de Gournay sur Aronde. Les deux contours en tireté et en tirets + points indiquent les limites de la bulle en avril et en novembre, respectivement.</i>	93
Figure 31 : Profil des décalage en temps d'arrivée (une graduation sur l'axe vertical représente 1 ms) entre juin et novembre 1980	94
Figure 32 : Position des profils sismiques haute résolution réalisés avril 1981 et janvier 1982 sur le stockage de gaz de Gournay sur Aronde. Les deux contours en tireté et en tirets + points indiquent les limites de la bulle en avril 1981 et en janvier 1982, respectivement.	94
Figure 33 : Profil des décalage en temps d'arrivée entre avril 1981 et janvier 1982.....	95
Figure 34 : Section sismique acquise en décembre 1982 à Gournay sur Aronde	95
Figure 35 : Exemple de capteurs permanents ; à gauche, derrière casing ; à droite entre tubing et casing.....	96
Figure 36 : Exemple 1 de capteurs sur tubing	96
Figure 37 : Exemple 2 de capteurs sur tubing	96
Figure 38 : Principe du Walk away réalisé à Germigny-sous-Coulombs.....	97
Figure 39 : Comparaison des profils des décalage en temps d'arrivée en fonction de la distance par rapport au puits. A gauche : période de remplissage, α : récepteur à 815 m, α' : récepteur à 783 m. A droite : période de soutirage, β : récepteur à 905 m, β' : récepteur à 815 m.	97
Figure 40 : Localisation des événements microsismiques enregistrés à Germigny-sous-Coulombs,, superposée à la coupe géologique (Deflandre et al., 1995).....	98
Figure 41 : Profils « walk away » réalisés à Céré-la-Ronde, à gauche profil M01, NS, à droite profil M02, EW. Au dessus : profils des décalages en temps d'arrivée correspondants.	99
Figure 42 : Différence entre l'acquisition 93 et l'acquisition 94, avec surimposition en couleur des variations des temps d'arrivée (Meunier et Huguet, 1998).	100
Figure 43 : Variation du carré de la vitesse V_p^2 en fonction de la saturation en eau et en gaz.....	101
Figure 44 : Walk away : Δt , temps de vol, et saturation.....	101

Figure 45 : Profil de surface M02. La saturation trouvée au puits CE12 est confirmée par les mesures diagraphiques.	101
Figure 46 : Estimation conjointe de la porosité et de la saturation à partir des profils VSP(en haut) et des profils de surface (en bas), d'après Mari et al. 2000.....	103
Figure 47 : Effet des variations de contraintes sur la vitesse Vs (à gauche) et les paramètres pétroacoustiques, à droite (Vidal et al., 2000, 2002)	104
Figure 48 : Deux exemples de sismicité induite enregistrée à Céré-La -Ronde	105
Figure 49 : Activité microsismique et volume du gaz injecté (1 ^{er} trimestre 1994).....	106
Figure 50 : Relation entre la pression dans le réservoir et deux groupes particuliers de microséismes ; en haut : variations de pression et périodes d'enregistrement ; en bas : distribution des microséismes en fonction du temps (Deflandre et Huguet, 2002).....	106
Figure 51 : Localisation en profondeur des événements suivant un axe NS	106
Figure 52 : Localisation en plan de la microsismicité enregistrée à Céré-la-Ronde (Deflandre et Huguet, 2002)	106
Figure 53 : Enregistrements d'un capteur	107
Figure 54 : Pointé de la descendante direct.....	107
Figure 55 : Enregistrement sismique temporel obtenu à Céré-la-Ronde entre juillet 1999 et mai 2000.	109
Figure 56 : Variations de la pression de pore (trait continu épais en gris) comparées aux décalages temporels entre les arrivées situées au-dessus et en dessous du réservoir (points discrets), Meunier et al. 2001.	110
Figure 57 : Variations de la pression de pore (carrés bleus) comparées aux décalages temporels entre les géophones situés au-dessus et en dessous du réservoir (trait continu), Rodriguez et al., 2002.....	110

Liste des tableaux

Tableau 1 : Etapes d'un projet de stockage de CO ₂ (modifié à partir du BGS, février 2005).....	18
Tableau 2 : Application des méthodes géophysiques au domaine profond (réservoir, couverture).....	19
Tableau 3 : Application des méthodes géophysiques à la subsurface	19
Tableau 4 : Valeurs des paramètres physiques au toit et à la base de la formation Utsira à Sleipner	47
Tableau 5 : Synthèse des coefficients de couplage observés. Toutes les unités sont en mV/0,1MPa (d'après Moore et al., 2004).....	79

1. Introduction

1.1. GÉNÉRALITÉS

Le gaz carbonique est, parmi les gaz à effet de serre, celui dont la concentration est la plus importante et croît le plus vite. La capture et la séquestration de ce gaz, produit en grande quantité dans certaines installations industrielles comme les centrales électriques utilisant les combustibles fossiles, est un des moyens envisageables pour limiter l'accroissement de sa concentration dans l'atmosphère. Séquestrer le gaz carbonique implique de l'injecter sous pression en grande quantité dans une roche poreuse et de s'assurer qu'il reste en place jusqu'à ce que la concentration en gaz à effet de serre dans l'atmosphère se soit stabilisée ou ait pu décroître en raison de la limitation de l'utilisation des combustibles fossiles, c'est-à-dire sur quelques centaines d'années au moins.

Durant les quatre phases que comprend un projet de stockage géologique de CO₂, la surveillance joue un rôle primordial pour assurer la sécurité et permettre une gestion optimale de l'opération. Le tableau 1 montre comment s'organise un projet de stockage et la place qu'occupent la surveillance et le monitoring. Les tableaux 2 et 3 détaillent comment les méthodes géophysiques peuvent s'appliquer par domaine de profondeurs (réservoir-couverture et proche surface) à la détection du CO₂.

La surveillance géophysique des sites de séquestration géologique de CO₂, par des répétitions de mesures (« time-lapse » ou 4D) ou par l'enregistrement en continu de paramètres physiques (monitoring), a un double intérêt (Hoversten et Myer 2000, Chalaturnyk et Gunter, 2004) : durant la phase opérationnelle, elle devrait contribuer à optimiser les procédures de stockage en quantifiant le volume de CO₂ effectivement piégé. Durant les phases de vérification et de suivi environnemental, elle devrait aider à contrôler la sécurité du stockage. Largement utilisées par les industries pétrolière, gazière et géothermique pour le suivi de réservoirs, ces méthodes devraient être aptes à détecter les déplacements du CO₂ et à déceler de possibles fuites. Elles pourraient également permettre de vérifier l'intégrité de la couverture et de déceler d'éventuels impacts environnementaux, sur les aquifères, les terrains de surface, etc.

La sismique réflexion a été la première méthode à être testée et mise en œuvre dans le cadre des projets de séquestration de CO₂. L'imagerie sismique, couramment employée pour la surveillance de réservoirs d'hydrocarbures, en particulier dans le cadre de la récupération assistée (Enhanced Oil Recovery, EOR), est actuellement appliquée sur les sites de Sleipner et de Weyburn où elle a montré que dans certaines conditions elle pouvait suivre la progression de la bulle de CO₂ (Art et al, 2004, White et al, 2004). C'est cependant une méthode très coûteuse et il est maintenant nécessaire d'examiner si d'autres méthodes géophysiques, moins onéreuses, microgravimétrie, méthodes électriques et électromagnétiques, sismique passive, etc., sont en mesure d'apporter des éléments complémentaires, en particulier dans les intervalles de temps entre les campagnes sismiques.

Etape du projet	Durée	Préalables	Objectifs de la surveillance/monitoring
Pré-injection	3- 5 ans	Construire le modèle géologique	Conception du programme de surveillance + Campagnes de mesures des lignes de base (état zéro du système)
		Modélisation prédictive du comportement du système	
		Evaluation de l'impact environnemental	
		Prévoir des stratégies de mitigation	
		Evaluation du risque	
		Préparer le dossier réglementaire	

Etape du projet	Durée	Objectifs de la surveillance/monitoring
Injection	5- 50 ans	Vérification de la quantité stockée
		Détection/Evaluation des fuites
		Satisfaire les exigences réglementaires en matière de santé, sécurité et environnement
		Comparer et ajuster les modèles prédictifs (history matching)
		Aide à la gestion du champ : ajuster les paramètres d'injection, déclencher les actions de mitigation
		Apporter des éléments de crédibilité aux décideurs face aux questions de la société

Etape du projet	Durée	Objectifs de la surveillance/monitoring
Post-Injection Fermeture	50-100 ans	Mêmes objectifs que durant la phase d'injection (excepté l'ajustement des paramètres d'injection)
		Démontrer que le système se comportera comme prévu et qu'il peut être abandonné

Etape du projet	Durée	Objectifs de la surveillance/monitoring
Post-Fermeture (Abandon)	1000 à 2 000 ans	Ne doit plus être nécessaire, mais les données doivent être conservées et accessibles (!)

Tableau 1 : Etapes d'un projet de stockage de CO₂ (modifié à partir du BGS, février 2005)

Méthode	Type de méthode	Caractérisation	Paramètre	Etat zéro	Pré-requis
Sismique 4 D	Indirecte	Quantitative	Vitesses P, S amplitudes atténuation	Oui	Mesures Vp, Vs sur carottes, diagraphies
Sismique de puits	Indirecte.	Quantitative	Id.	Oui	Id.
Suivi microsismique	Indirecte.	Qualitative	Tenseur des contraintes	Oui	Modèle de vitesse Vp, Vs
Imagerie Electrique	Indirecte.	Quantitative	Résistivité électrique ρ	Oui	Mesures ρ sur carottes, diagraphies
Electromagnétisme, PS	Indirecte	Qualitative	Résistivité électrique ρ	Oui	Mesures ρ sur carottes, diagraphies
Microgravimétrie	Indirecte	Quantitative	Densité	Oui	Mesures météo+niveau de la nappe, diagraphies
Diagraphies	Indirecte	Quantitative	P, T, d, ρ , Vp, Vs etc.	Oui	

Tableau 2 : Application des méthodes géophysiques au domaine profond (réservoir, couverture)

Méthode	Type de méthode	Caractérisation	Paramètre	Etat zéro	Pré-requis
Sismique haute résolution	Indirecte	Quantitative	Vitesses P, S amplitudes atténuation	Oui	Mesures Vp, Vs sur carottes, diagraphies
Microgravimétrie	Indirecte	Quantitative	Densité	Oui	Mesures météo+niveau de la nappe, diagraphies
Imagerie Electrique Electromagnétisme	Indirecte	Qualitative	Résistivité électrique ρ	Oui	Mesures ρ sur carottes
PS	Indirecte	Qualitative	Différence de potentiel	Oui	Modélisation

Tableau 3 : Application des méthodes géophysiques à la subsurface

Les méthodes géophysiques fournissant des indications indirectes et dont l'interprétation n'est pas univoque, une approche intégrée, couplant plusieurs techniques, est par ailleurs recommandée (Hoversten et Myer, 2000). L'emploi simultané de la sismique et de l'électromagnétisme, sensibles à des propriétés physiques différentes, devrait par exemple permettre de réduire les ambiguïtés d'interprétation de la sismique, en particulier lorsque plusieurs constituants gazeux

préexistants coexistent dans le réservoir avec le CO₂ (Hoversten et al, 2003). De même, l'exploitation couplée de la sismique réflexion et de la microgravimétrie est actuellement appliquée à la surveillance du site de Sleipner (Nooner et al, 2003, 2006).

1.2. STRATÉGIES PRECONISÉES POUR L'ÉTUDE DE FAISABILITÉ ET LA MISE EN ŒUVRE

1.2.1. Simulations, modélisations, inversions

La faisabilité des méthodes doit être vérifiée au cas par cas, pour les différents scénarios de stockage envisageables (réservoirs d'hydrocarbures, aquifères, gisements de charbon) et en fonction des particularités de chaque site (Myer, 2000). L'applicabilité d'une technique géophysique dépend de trois facteurs : l'amplitude des variations géophysiques induites par le stockage, la résolution inhérente à la méthode et la configuration du dispositif de mesure (Benson et Myer, 2002). Les effets géophysiques prévisibles peuvent être estimés en connectant des « post processeurs » en sortie d'outils de simulation des réservoirs (Hoversten et Myer, 2000, Pruess, 2003). On peut ainsi calculer les variations géophysiques qui résulteront des modifications des propriétés physiques (pression, saturation et distribution des fluides, changements d'état), simulés à différents stades des opérations et pour différents scénarios de migration ou de fuite. L'étape suivante consistera à appliquer aux effets théoriques prédits par la modélisation des procédures d'analyses et d'inversions identiques à celles qui seront appliquées aux mesures réelles afin de sélectionner les combinaisons de méthodes et les dispositifs les mieux adaptés et d'évaluer la résolution à en attendre (Hoversten et Myer, 2000).

1.2.2. Validation sur le terrain et état(s) zéro

Ces simulations numériques devront être ensuite validées par des tests de terrain afin de s'assurer que les mesures et leurs corrections peuvent être réalisées avec une précision suffisante. En particulier, il est nécessaire de vérifier que les perturbations induites par les variations temporelles sans relation avec les phénomènes à mettre en évidence peuvent être correctement éliminées. L'approche « time-lapse », consistant en des acquisitions successives permettant de quantifier les variations des effets géophysiques à différents stades du stockage, implique d'avoir enregistré l'état zéro du système, avant le début des injections, par une première série de mesures. Cet état zéro ne concerne pas seulement la valeur moyenne des paramètres qui seront étudiés mais également la manière dont ils varient naturellement dans l'espace et le temps (Benson et Myer 2002). Sans un état zéro adéquat, il sera impossible de différencier les variations induites par le stockage des variations naturelles spatiales et temporelles (influence des variables climatiques en particulier).

1.3. DOCUMENTS EXISTANTS

L'intérêt porté aux projets de stockage comme une alternative aux émissions de gaz à effet de serre a fait que de nombreuses initiatives internationales ont vu le jour, les plus

connues étant le GIEC sous l'égide de l'ONU (Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat), le CSLF, Panel gouvernemental d'experts sur la séquestration du carbone, et l'IEA GHG (Groupe sur les gaz à effet de serre de l'Agence internationale de l'Énergie). Chacune d'entre elles a fait appel à des experts pour rédiger des documents de référence sur les différents aspects du captage et du stockage. Le GIEC a publié en 2005 le rapport spécial¹ sur le captage et le stockage (une version française du résumé existe en français²). Le chapitre 5 de ce rapport fait actuellement autorité en matière de prises de décisions concernant tous les aspects du stockage, un paragraphe spécial étant consacré au monitoring. Bien que synthétique il donne un aperçu complet de l'état de l'art des techniques à la fin 2004. A la suite de cela, l'IEA GHG et le CSLF ont publié en décembre 2006 un document commun sur les lacunes de connaissance émanant du rapport spécial du GIEC³. En particulier, un paragraphe de l'annexe est consacré aux lacunes concernant le monitoring. Parmi les études synthétiques, nous citerons la revue technique très complète sur le monitoring élaborée par le BGS pour le compte du Département du commerce et de l'industrie (DTI) britannique⁴, devenu depuis le BERR (Département for Business, entreprise and regulatory reform). Finalement, le BGS a également mis au point un système d'aide à la décision pour sélectionner les méthodes de monitoring à appliquer en fonction des conditions de site. Ce système est en accès libre sur :

http://www.co2captureandstorage.info/co2tool_v2.1beta/index.php

A noter que ce lien est hébergé par le site animé par le programme de R&D Gaz à effet de serre de l'AIE (IEA GHG R&D program, <http://www.ieagreen.org.uk/>) qui a produit de nombreux rapports sur le stockage géologique du CO₂. Ce site donne également accès aux comptes rendus des réunions du réseau.

<http://www.co2captureandstorage.info/networks/monitoring.htm>

1.4. PROJETS EN COURS

Si le projet Géocarbone-Monitoring est le seul projet de recherche actuellement en France visant à intégrer les différentes méthodes de monitoring, d'autres projets internationaux sont en cours de réalisation. La consultation de leurs sites Internet peut éventuellement être une source supplémentaire d'information, à titre d'exemple :

¹ http://arch.rivm.nl/env/int/ipcc/pages_media/SRCCS-final/SRCCS_WholeReport.pdf

² http://arch.rivm.nl/env/int/ipcc/pages_media/SRCCS-final/IPCC%20F.pdf

³ http://csforum.org/documents/Final_Report_MMV_Task_Force.pdf

⁴ <http://www.berr.gov.uk/energy/sources/renewables/publications/page20927.html> et
<http://www.berr.gov.uk/files/file20733.pdf>

- CO₂ReMoVe : projet de recherche européen du 6^{ème} programme cadre (2006-2011), ciblé sur l'analyse des performances et des risques et sur le monitoring appliqués à plusieurs sites tests : Sleipner, Snohvit, In Salah, Ketzin, etc. www.co2remove.eu
- CO₂Sink : projet de recherche européen du 6^{ème} programme cadre (2006-2010), ciblé sur le site pilote d'injection de Ketzin, en Allemagne. L'intérêt réside dans l'instrumentation ad hoc du forage d'injection et du forage d'observation situé à proximité <http://www.co2sink.org/>
- Frio Project
- Weyburn : Ce site de récupération assistée de pétrole (EOR) a fait l'objet dans sa phase I d'un projet de recherche intégré regroupé sous le chapeau du IEA GHG (2001-2003). Un projet européen financé par le 5^{ème} PCRD, rassemblait les chercheurs européens impliqués.

1.5. CADRE DU RAPPORT

Dans le cadre du projet de recherche ANR-05-CO2-008-01 Géocarbonate-Monitoring, le BRGM, l'IFP et Schlumberger ont dressé un état de l'art des méthodes géophysiques et géochimiques appliquées au monitoring des stockages géologiques de CO₂. Ce rapport regroupe les interventions des différents auteurs. Le BRGM a rédigé les chapitres 1 (Introduction), 3 (Microgravimétrie), 4 (Méthodes électriques, EM et PS) et 9 (Conclusion). L'IFP a rédigé les chapitres 2 (Sismique réflexion), 5 (Études sur un réservoir du Callovien inférieur dans le Bassin de Paris), 6 (Suivi sismique des substitutions de fluides dans des stockages de gaz souterrains) et 8 (Pistes de progrès en monitoring géochimique). Schlumberger a rédigé le chapitre 7 (Pistes de progrès en monitoring géophysique).

2. Méthodes géophysiques et séquestration du CO₂ : la sismique réflexion

2.1. INTRODUCTION

Les techniques d'imagerie et de mesure de paramètres mécaniques offertes par les méthodes géophysiques (sismique, gravimétrie, électromagnétisme, géodésie ...) peuvent être utiles pendant les différentes phases d'une opération de stockage géologique du CO₂. Les géophysiciens ont une longue expérience des questions liées au gaz :

1. Des gisements d'hydrocarbures gazeux sont exploités. Des techniques ont été mises au point pour détecter ces gisements, estimer leur volume et leur contenance.
2. Pour des raisons de régulation de la fourniture de gaz avec des besoins fortement saisonniers et pour des raisons stratégiques, certains pays stockent du gaz en profondeur dans des réservoirs poreux ou dans des cavités salines. Les questions de caractérisation des réservoirs et des couvertures, de détection des fuites éventuelles et de suivi de la bulle de gaz ont été traitées par les opérateurs.
3. Le gaz carbonique est utilisé, comme l'eau, à l'état liquide ou à l'état de vapeur, pour des opérations de production assistée, afin de maintenir la pression dans le gisement, de diminuer la viscosité de l'huile et de balayer les hydrocarbures en place.

Un certain nombre d'opérations de récupération assistée par injection de CO₂ affichent maintenant l'objectif de conserver en place une grande partie du CO₂ injecté et font l'objet d'un suivi actif. Deux opérations de récupération assistée d'huile dans des réservoirs carbonatés, Vacuum Field et Weyburn, ont fait l'objet de grandes campagnes de monitoring sismique et ont donné lieu à de nombreuses publications.

Une autre opération de séquestration de gaz carbonique associé à des hydrocarbures dans un aquifère gréseux est en cours sur le gisement de Sleipner en mer du Nord et a également donné lieu à une abondante littérature.

La séquestration de gaz est une opération qui se passe en profondeur, dans une zone où les seuls accès sont les puits. Des mesures diverses peuvent être réalisées dans ces puits : pression, débit, concentrations, diagraphies acoustiques, mais les données ainsi recueillies ont une portée limitée à l'environnement immédiat de ces puits. Seules

les méthodes géophysiques sont à même de donner des informations sur ce qui se passe dans l'ensemble des réservoirs et du milieu sus-jacent.

La géophysique d'exploration comprend diverses méthodes, liées aux différentes propriétés des roches et des fluides qui en occupent les pores : gravimétrie, liée aux densités, méthodes électriques et électromagnétiques, liées à la conductivité des roches et des fluides, méthodes sismiques, liées aux caractéristiques mécaniques par le biais des vitesses de propagation des ondes et des impédances acoustiques.

Ces méthodes sismiques peuvent être actives, mettant en oeuvre une source d'excitation, ou passives, enregistrant des bruits divers (bruits d'écoulement, craquements ...)

Le présent chapitre est consacré à l'apport de la sismique-réflexion à la caractérisation des réservoirs et des couvertures, au suivi ou monitoring de l'injection de CO₂, à la quantification des tonnages en place et à la surveillance à long terme des stockages.

2.2. LA SISMIQUE RÉFLEXION

La sismique-réflexion a pour but d'obtenir une image du sous-sol. Elle consiste à créer un ébranlement à la surface du sol et à enregistrer les très petits déplacements à la surface du sol entraînés par les réflexions de l'onde sur les surfaces de discontinuité des caractéristiques mécaniques (dureté ou compressibilité) des roches.

2.2.1. Différents types d'acquisition sismique

Sismique de surface

L'excitation sismique est fournie par une source sismique, qui peut être une charge d'explosif, une source à chute de poids ou un vibreur émettant un signal continu, variable en fréquence pendant plusieurs secondes. La source est entourée par un dispositif de réception composé de capteurs mesurant la vitesse de déplacement des particules à la surface (géophones, à terre) ou la pression (hydrophones, en mer). Les géophones sont le plus souvent uniquement sensibles aux mouvements verticaux, mais il existe également des géophones sensibles aux mouvements horizontaux et des assemblages permettant la mesure de trois composantes du mouvement (triphones).

Le dispositif de réception peut être linéaire (sismique 2D), avec des groupes de géophones étalés sur quelques centaines ou milliers de mètres de chaque côté de la source (généralement jusqu'à une distance de l'ordre de grandeur de la profondeur de l'objectif), ou répartis sur une surface autour de la source (sismique 3D). Le dispositif sources-récepteurs peut être progressivement déplacé pour permettre d'imager le réservoir sur la longueur ou la surface désirée et pour obtenir une redondance d'information permettant d'améliorer le rapport signal/bruit (couverture multiple).

Sismique de puits

- **PSV**

Les capteurs, géophones ou hydrophones, peuvent être descendus dans les puits existants. Les sondes peuvent comprendre un certain nombre de capteurs. Elles peuvent être progressivement remontées le long du puits, alors que la source est actionnée à proximité de la tête de puits. L'ensemble des données recueillies aux différents niveaux est un "profil sismique vertical (PSV)". Lorsque le puits est vertical, l'information obtenue, temps d'arrivée et amplitudes des réflexions, est limitée à une ligne, la verticale du puits. Les différences de temps d'arrivée aux différents capteurs de l'onde provenant de la source nous renseignent sur les vitesses de propagation le long du puits.

- **PSO**

Si l'on éloigne la source de la tête de puits, on obtient un "profil sismique oblique", ou PSO, qui permet d'obtenir une image sur une tranche de terrain proche du puits, jusqu'à une distance au plus égale à la moitié du déport de la source.

- **Walk away**

Plusieurs enregistrements peuvent être réalisés à différentes positions de la source, permettant ainsi d'obtenir une certaine redondance des données et également d'obtenir une image autour du puits.

Sismique entre puits

Lorsque l'on dispose de deux puits pas trop éloignés l'un de l'autre (quelques centaines de mètre tout au plus), on peut placer une source de puits dans l'un des puits et une sonde de réception dans l'autre. Il est ainsi possible de gagner en résolution en plaçant les récepteurs à proximité de l'objectif et la source dans les roches consolidées situées largement sous la surface. En changeant la position de la source et des récepteurs, on peut obtenir une image du sous-sol entre les deux puits. Pour obtenir une image convenable, il est nécessaire d'avoir une bonne connaissance du champ des vitesses de propagation entre les deux puits au dessus de l'objectif. L'inversion des temps d'arrivée des ondes émises par la source sur les récepteurs (tomographie) peut permettre d'obtenir cette information sur le champ de vitesse. L'acquisition de tomogrammes à des périodes différentes peut permettre de mettre en évidence des variations du champ de vitesse liées à des modifications de la pression, de la température ou à des substitutions de fluide (Gritto et al, 2004).

2.2.2. Pouvoir de résolution de la sismique

Le "pouvoir de résolution" de la sismique-réflexion est limité par la dissipation d'énergie au cours de la propagation, qui entraîne une absorption différentielle des fréquences, atténuant rapidement l'énergie émise aux plus hautes fréquences. Les premiers mètres sous la surface du sol, composés de terrains peu consolidés, altérés par les intempéries, limitent le plus souvent le spectre de fréquence de l'onde à 80 ou 100 Hz. On peut gagner en résolution en plaçant sources et récepteurs au dessous de cette "zone altérée". L'absorption se poursuit dans le sous-sol et l'étendue du spectre de fréquence à l'arrivée au capteur dépend du chemin parcouru et donc de la profondeur du miroir réfléchissant. En sismique de surface, la bande de fréquence est généralement limitée à quelques dizaines de hertz et les longueurs d'onde du signal s'étagent entre quelques dizaines et quelques centaines de mètres.

Le pouvoir de résolution ou "pouvoir de séparation" est défini par la distance à partir de laquelle il est possible de séparer deux points sur l'image obtenue. En sismique, le pouvoir de résolution vertical est de l'ordre du quart de la longueur d'onde dominante. Le pouvoir de résolution horizontal peut être ramené, après traitement, à l'ordre de grandeur d'une longueur d'onde. Autrement dit, la sismique-réflexion ne permet de distinguer des limites de couche que si elles sont éloignées de plus de 10 mètres et souvent davantage et ne permet d'imager que des structures d'extension latérale hectométrique.

A l'échelle décamétrique à hectométrique, la sismique-réflexion apporte des informations de nature structurale : forme du réservoir, fermeture par la couverture, faille de rejets décamétriques. A cette échelle, la présence de gaz peut se signaler par l'existence d'un contact gaz-eau horizontal (flat spot) ou par des changements latéraux d'amplitude significatifs: accroissement d'amplitude au contact entre une couverture argileuse et un sable à gaz (bright spot) ou diminution d'amplitude (dim spot) au contact entre couverture argileuse et calcaire fissuré (Sheriff, 1975). Les réflexions peuvent être identifiées et pointées. Les temps d'arrivée de ces réflexions portent une information sur le champ des vitesses dans le milieu parcouru par l'onde. Si les réflexions peuvent être convenablement isolées, la mesure de leurs amplitudes apporte, après un traitement adapté, une information sur les impédances acoustiques, c'est-à-dire sur le produit de la densité par la vitesse de propagation, des deux côtés de l'interface réfléchissante. Lorsque le front d'onde arrive obliquement aux interfaces, il est possible d'obtenir des informations à la fois sur les vitesses de propagation des ondes de compression et de cisaillement et sur la densité.

On ne "voit" pas nettement au dessous du pouvoir de résolution, mais on n'est, cependant, pas complètement aveugle. Entre le quart et le centième de la longueur d'onde (dominante) du signal, les hétérogénéités décimétriques à décamétriques se traduisent par des diffractions, des réflexions internes et un affaiblissement de l'énergie, une atténuation, qui peut être mesurée et interprétée. Les hétérogénéités plus petites, millimétriques à décimétriques, comme les fissures, les joints entre les grains, les pores, se traduisent, si elles se répètent, par des variations d'ensemble des caractéristiques mécaniques, conduisant, par exemple, à une anisotropie des vitesses

de propagation, dont la mesure peut donner accès aux directions et à la densité de fracturation (Lynn, 2004).

2.2.3. Diagraphies

Une information de haute résolution peut être obtenue sur les densités et les vitesses de propagation à l'aide d'outils descendus dans des puits. On obtient ainsi des diagraphies de vitesse et de densité, permettant d'obtenir des impédances sismiques au puits et de réaliser des sismogrammes synthétiques. Les sections sismiques peuvent être calées sur ces informations de puits. Le suivi d'un caractère particulier de l'ondelette sismique entre deux puits voisins peut permettre une interprétation au-delà de la résolution sismique. Certains attributs, comme la phase ou la fréquence instantanée, issus de l'analyse de la trace complexe, obtenue en associant à la trace sismique sa transformée de Hilbert (Taner et al, 1979), peuvent aider à cette corrélation.

2.3. COMPORTEMENT DES ROCHES AU PASSAGE D'UNE ONDE SISMIQUE

Avant de rentrer dans le détail des informations auxquelles la sismique-réflexion peut donner accès, il convient de se pencher sur le comportement des roches au passage d'une onde sismique et sur la façon dont la présence de fluides dans les pores peut affecter ce comportement. Le passage d'une onde sismique, qui se propage à plusieurs milliers de mètres par seconde, est un phénomène rapide. Les déformations des roches au passage des ondes acoustiques sont petites, les déplacements des particules étant de l'ordre du micron. Le comportement des roches au passage d'une onde sismique est donc essentiellement élastique.

2.3.1. Théorie de l'élasticité

Les milieux élastiques homogènes sont caractérisés par un petit nombre de paramètres :

- les paramètres de Lamé λ et μ : dans le cas de faibles déformations, contraintes et déformations sont, pour les milieux isotropes, reliées par la relation tensorielle : $\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2 \mu e_{ij}$,
- le module d'Young E , rapport de la contrainte normale à la déformation correspondante,
- le module d'incompressibilité K , rapport de la variation de pression à la dilatation volumique,
- le coefficient de Poisson σ , rapport de la compression dans une direction à l'extension dans une direction perpendiculaire.

Quelques rappels sur la propagation des ondes dans un milieu élastique sont donnés en annexe. Deux types d'onde peuvent se propager dans le sol:

- Les ondes de compression, appelées souvent ondes P ou aussi ondes longitudinales, dont la vitesse de propagation peut varier de 1500 à 7000 m/s, entraînent un mouvement des particules dans la direction de propagation.
- Les ondes de cisaillement, appelées aussi ondes transverses ou ondes S, se propageant avec une vitesse de l'ordre de la moitié de la vitesse de propagation des ondes de compression. Leur passage imprime aux particules du sol un mouvement dans le plan perpendiculaire² à la direction de propagation

La vitesse des ondes de compression est liée au module d'incompressibilité, K, au module de cisaillement, μ , et à la densité, ρ , du milieu traversé : $V_p = \sqrt{\frac{3K + 4\mu}{3\rho}}$.

Celle des ondes transverses n'est liée qu'au module de cisaillement et à la densité :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

2.3.2. Acoustique des milieux poreux

Beaucoup de roches, en particulier les grès et les calcaires, sont des milieux poreux. Les pores sont généralement remplis d'eau, plus ou moins riche en sels minéraux. Dans les réservoirs, l'eau est remplacée, au moins partiellement, par de l'huile ou du gaz. Les milieux poreux comprennent une matrice solide et une ou plusieurs phases liquides ou gazeuses remplissant les pores.

Composition des densités

La densité du milieu poreux est donnée par la composition linéaire des densités de la matrice et du fluide en raison de leurs parts volumiques respectives :

$$\rho^* = \rho_f \phi + \rho_m (1 - \phi).$$

Composition des temps de trajet

Une loi de composition semblable, connue comme la "loi de Wyllie" ou loi de moyenne des temps (Wyllie et al, 1956), a été proposée pour les inverses des vitesses des

ondes P : $\frac{1}{V_{mesurée}} = \frac{\phi}{V_{fluide}} + \frac{1-\phi}{V_{roche}}$. Cette loi repose sur un modèle simplifié, qui néglige la

déformation de la roche avec les variations de pression. Elle ne serait valable que pour les sables et les grès suffisamment profonds, dans lesquels les fissures sont fermées (Domenico, 1977).

Composition des modules d'incompressibilité

• Loi de Gassmann

A partir d'un modèle élastique homogène dans lequel sont évidés des pores sphériques, Gassmann a fait les deux propositions suivantes (Gassmann, 1951) :

1. Le module de cisaillement μ n'est pas sensible au contenu en fluide :

$$\mu_{sat} = \mu_{dry},$$

2. Le module de compressibilité de la roche saturée K_{sat} , est liée au module d'incompressibilité du squelette (ou module sec K_{dry}), au module d'incompressibilité du fluide K_{fl} , au module d'incompressibilité de la matrice (grains) K_m , et à la porosité ϕ par ce qui est connu comme la "loi de Gassmann" :

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_m}\right)^2}{\frac{\phi}{K_{fl}} + \frac{1 - \phi}{K_m} - \frac{K_{dry}}{K_m^2}}.$$

Ce modèle est valide pour les sables et grès à pores plus ou moins sphériques. On peut faire apparaître l'effet de substitution de fluide en réécrivant l'équation :

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{(1 - K_n)^2}{\phi + (1 - \phi - K_n) \frac{K_{fl}}{K_m}} K_{fl}, \quad \text{où } K_n = \frac{K_{dry}}{K_m}.$$

Les modules d'incompressibilité du fluide sont beaucoup plus faibles que ceux de la matrice solide : le module d'incompressibilité des grains de quartz est de 39 GPa, celui de la calcite de 70 GPa environ, alors que le module d'incompressibilité d'une saumure en conditions réservoir est de l'ordre de 2,7 GPa et que celui du gaz carbonique dans les mêmes conditions est inférieur à 0,1 GPa. Le rapport des modules K_{fl}/K_m est donc de l'ordre de 1 à 15 pour l'eau et de 1 à quelques centaines pour le CO₂.

L'expression $1 - \phi - K_n$ est plus petite que 1. Dans ces conditions, le premier terme du dénominateur est prédominant et l'on peut écrire $K_{sat} \approx K_{dry} + \frac{(1 - K_n)^2}{\phi} K_{fl}$ (Han et Batzle, 2004).

L'erreur introduite par l'approximation réalisée est de quelques pourcents. La variation du module d'incompressibilité de la roche saturée est pratiquement proportionnelle à la différence des modules d'incompressibilité des fluides. Les mesures réalisées par Han et Batzle pour des sables de porosité entre 20 et 30%, à une pression effective de 40 MPa, donnent des valeurs du coefficient de proportionnalité entre 2 et 5. La sensibilité du module d'incompressibilité au contenu en fluide impacte les vitesses de propagation des ondes P. Le modèle de Gassmann ignore le rôle des microfissures (ouverture et fermeture) comme le rôle des réactions chimiques entre l'eau et les particules d'argile de la couverture. Il est surtout indiqué pour les réservoirs poreux peu fissurés.

Modèle de Kuster et Toksöz

D'autres modèles existent dans la littérature. Le modèle de milieu diphasique de Kuster-Toksöz (Kuster et Toksöz, 1974; Kuster, 1977) avec une matrice, de modules K et μ , et des inclusions, petites devant les longueurs d'ondes, de module d'incompressibilité K' , en concentration c , donne :

$$K^* = K + \frac{(K' - K)c}{1 + \frac{3(K' - K)(1 - c)}{3K + 4\mu}}$$

ou, avec les notations précédentes,

$$K_{sat} = K_m + \frac{(K_{fl} - K_m)\phi}{1 + \frac{3(K_{fl} - K_m)(1 - \phi)}{3K + 4\mu}}$$

Dans ce modèle, le module de cisaillement n'est plus insensible au contenu en fluide :

$$\mu^* = \mu + \frac{(\mu' - \mu)c}{1 + \frac{6(\mu' - \mu)(K + 2\mu)(1 - c)}{5\mu(3K + 4\mu)}}$$

Ce modèle a été préféré pour les études sur les effets de l'injection de CO₂ sur les carbonates fracturés de Vacuum Field, parce qu'il prendrait mieux en compte la forme des pores et des fissures (Capello M.A. et Batzle M., 1997).

2.3.3. Caractéristiques mécaniques des fluides

Au dessous d'une profondeur de 700 m, le CO₂ se présente sous un état qualifié de "supercritique". Il présente une assez forte densité de l'ordre de 600 à 700 kg/m³ et est assez compressible. Le module d'incompressibilité du CO₂, mesuré à Sleipner (Chadwick et al, 2005) comme à Vacuum Field (1400 m, 40°C, 11MPa) (Duranti, 2000), est de 0,08 GPa environ, soit 20 fois moins que l'huile, dont le module d'incompressibilité à Vacuum Field atteignait 1,55 GPa et 30 fois moins que l'eau, dont

le module tourne autour de 2,3 à 3 GPa, en fonction des conditions de température, de pression et de salinité.

- **Mélanges de fluides**

Dans le cas où on a affaire à deux phases fluides (ou plus), les compressibilités se

composent en proportion des volumes :
$$\frac{1}{K_{fl}} = \frac{\phi_{f1}}{K_{f1}} + \frac{\phi_{f2}}{K_{f2}}$$

Les gaz étant beaucoup plus compressibles que l'eau et l'huile, la compressibilité d'un ensemble de gaz et d'eau devient grande dès que la saturation en gaz dépasse quelques pourcents. En conséquence, le module d'incompressibilité du système diphasique variera fortement dès l'apparition de gaz dans les pores, mais restera ensuite très peu sensible à l'accroissement de la saturation en gaz. Il en ira de même du module d'incompressibilité et de la vitesse de propagation des ondes P dans le réservoir.

2.3.4. Variation des vitesses avec la pression

Les vitesses de propagation dépendent également de la pression différentielle, c'est-à-dire de la différence entre la pression de confinement et la pression de pore. La pression différentielle contribue, en effet, à modifier les espaces entre les grains. Pour un empilement de sphères identiques, on obtient une loi en puissance de type $V = kP^h$, avec $h=1/6$. Cette loi en puissance, dite loi de Hertz-Mindlin, est générale, mais le coefficient h peut avoir des valeurs très diverses selon la nature des roches et la porosité (Rasolofosaon et Zinszner, 2003). Le coefficient h , appelé coefficient de Hertz, peut être mesuré sur échantillons pour les ondes P et pour les ondes S. Les valeurs données par les auteurs sont comprises entre 0,005 et 0,05 pour les calcaires, tant pour les ondes P que pour les ondes S, tandis que pour les grès les valeurs croissent avec la porosité de 0,04 à 0,06 pour les ondes P et de 0,06 à 0,1 pour les ondes S. Le rapport des coefficients de Hertz pour les ondes S et P tourne autour de 1,5 pour les grès.

2.3.5. Milieux fracturés

Les roches sont souvent fissurées ou fracturées, en particulier les roches compactes comme les calcaires. Les fissures et les fractures sont sensibles à la pression. Les fissures qui se développent perpendiculairement à la direction de contrainte principale sont généralement fermées, alors que celles qui sont parallèles à cette direction sont ouvertes et remplies de fluides. Compte tenu du poids des terrains sus-jacents, la direction de contrainte principale est généralement verticale.

Les fissures peuvent se développer à partir des contacts entre les grains comme le montre le schéma ci-contre, emprunté à S. Crampin. A faible profondeur, la pression est faible et les bordures des grains peuvent être rencontrées dans toutes les directions. Quand la profondeur augmente, la pression s'accroît, les joints qui ont une

direction plus ou moins proche de l'horizontale se ferment et ceux qui sont plus ou moins proches de la verticale s'alignent en fissures plus ou moins planes et verticales, perpendiculaires à la contrainte horizontale maximale. Ces fissures s'ouvrent et se remplissent du ou des fluides présents.

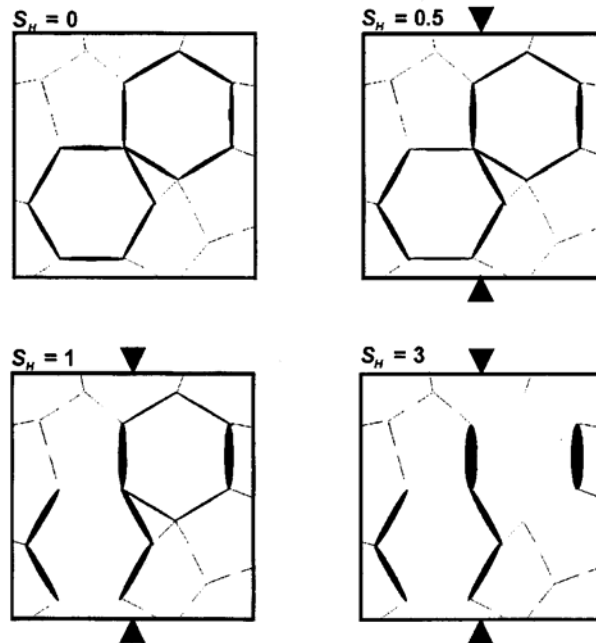


Figure 1 : Formation des microfissures avec l'augmentation de la contrainte différentielle horizontale maximum (Crampin, 2003).

Pour S. Crampin, les microfissures saturées en fluide sont généralement si proches les unes des autres qu'elles forment un système critique, proche de la rupture par fracturation (Crampin, 2004). En conséquence, ces roches sont très compressibles et répondent avec une grande sensibilité aux variations de pression. Leur réponse varie aussi bien dans le temps que spatialement. L'état de contrainte d'une roche imbibée est contrôlé par l'interaction entre la pression de pore et le champ local de contraintes différentielles à l'échelle du grain. Les gradients de pression entraînent divers processus cinétiques et chimiques, parmi lesquels les plus importants sont le transfert de masse par diffusion de fluide et la migration de fluide à l'échelle des grains. Ces processus sont contrôlés par la contrainte effective locale, principalement par la différence entre la contrainte principale (horizontale) minimale et la pression de pore.

A partir d'une certaine contrainte critique, fonction de la forme des fissures, ces fissures ont tendance à se refermer progressivement, puis à rester totalement fermées. Ainsi à partir d'une certaine profondeur, les fissures et joints subhorizontaux vont se fermer et les fissures ouvertes, renfermant des fluides seront quasi-verticales. Si la différence entre la contrainte principale horizontale maximale et la pression de pore atteint une certaine valeur, les fissures quasi-verticales d'orientation proche de la normale à la direction de contrainte principale horizontale commenceront aussi à se fermer, puis à se bloquer.

La variation de l'aplatissement (aspect ratio) de fissures ellipsoïdales et l'évolution de la densité des fissures ouvertes avec la pression ont donné lieu à des modélisations sous le nom de poro-élasticité anisotrope (APE) (Zatsepin et Crampin, 1997).

2.4. QUE PEUT APPORTER LA SISMIQUE-RÉFLEXION ?

Les paramètres auxquels la sismique-réflexion donne accès sont les temps d'arrivée des réflexions à la surface, qui portent des informations sur le champ des vitesses de propagation dans le milieu traversé et les amplitudes des réflexions, qui portent une information sur les contrastes d'impédance acoustique. On a également accès au contenu fréquentiel des réflexions, qui portent une information sur l'absorption différentielle des fréquences dans les terrains.

2.4.1. Réflexions

Les milieux sédimentaires sont constitués de couches de lithologies différentes qui se superposent lors de la sédimentation et peuvent, ultérieurement, être déformées. A l'intérieur d'une couche, les paramètres élastiques peuvent varier légèrement, mais généralement de façon continue. A la limite entre deux couches de paramètres élastiques différents, les ondes acoustiques incidentes se scindent en plusieurs ondes. Ainsi une onde de compression descendante donne naissance à une onde de compression réfléchie qui remonte vers la surface et à une onde de compression transmise qui poursuit son chemin vers le bas après avoir subi une inflexion dépendant des vitesses dans les deux milieux au contact. Si la normale au front d'onde de compression n'est pas perpendiculaire à l'interface, des ondes de cisaillement, dites ondes converties, réfléchies et transmises sont générées en même temps que la réflexion en compression.

2.4.2. Imagerie

La sismique-réflexion permet d'obtenir une image du sous-sol. Cette image a un 'grain' lié au pouvoir de résolution des ondes acoustiques, dont la bande de fréquence est limitée. Elle peut montrer des structures de taille hectométrique et permet de distinguer des interfaces entre couches géologiques espacées de quelques dizaines de mètres.

Fractures

La continuité et les discontinuités des horizons apportent des informations précieuses sur la structure du sous-sol. Les failles de rejet décimétrique peuvent être mises en évidence sur les sections sismiques. La sismique de puits permet de gagner en résolution et de mettre en évidence de failles de rejets métriques. La présence de fractures peut aussi être détectée par les diffractions qui leur sont associées.

Flat Spots

Les réservoirs sont souvent associés à une structuration du sous-sol, structure anticlinale, couches redressées le long d'une faille. Un événement horizontal dans un contexte structuré peut être l'indicateur de la présence d'un contact gaz/eau.

2.4.3. Attributs sismiques

Des techniques permettent de renforcer la mise en évidence des discontinuités, à partir du pointé d'horizons ou de corrélations. On peut ainsi obtenir des cartes, ou des cubes en 3 dimensions. Les cartes d'attributs, tels que les cartes des pendages, des directions de pendage (dip azimuth) ou d'amplitude des réflexions, dressées à partir du pointé d'un horizon sismique, permettent de définir les principales zones faillées (Jones et Knipe, 1996). Les failles de faible déplacement, difficiles à repérer sur des lignes individuelles, peuvent montrer une grande continuité latérale sur les cartes d'attributs. Les relations entre les failles de différentes grandeurs peuvent également être mises en évidence. Les "cubes de cohérence", obtenus à partir des corrélations entre les traces des sections sismiques permettent également de renforcer la visibilité des réseaux faillés (Bahorich et Farmer, 1995). D'autres informations, provenant de la "texture" des réflexions et liées aux techniques de traitement d'image, peuvent être tirées des images sismiques et donner un aperçu de ce qui se passe à une échelle inférieure à l'échelle déca- à hectométrique de la sismique. On peut ainsi aboutir à des interprétations sédimentologiques.

Cheminées de gaz

Ces techniques peuvent également être utilisées pour mettre en évidence la présence de gaz à une échelle réduite, à laquelle sont liées des variations du champ de vitesse et de la densité et une plus grande atténuation, et, en particulier, les chemins de migration ou cheminées, pouvant se traduire par des zones chaotiques (Meldahl et al, 1999, Aminzadeh et al, 2002, Walraven et al, 2004).

2.4.4. Vitesses

Les temps d'arrivée d'horizons identifiés permettent de remonter au champ des vitesses dans le milieu traversé par les ondes acoustiques.

Vitesses de stack

Le temps d'arrivée à un récepteur de surface, placé à une distance d de la source, d'une réflexion sur un réflecteur horizontal situé à une profondeur h peut s'exprimer en fonction de h , d et de la vitesse moyenne quadratique au réflecteur. Ces vitesses moyennes quadratiques sont déterminées par des analyses de vitesse, réalisées sur des collections de trace en point milieu commun. Ce sont, pour chaque réflecteur, les vitesses pour lesquelles les corrections de déport permettent d'horizontaliser les

réflexions et de maximiser l'amplitude de la sommation, ce pourquoi ces vitesses sont qualifiées de "vitesses de stack".

La courbe des temps d'arrivée en fonction du départ, distance de la source au récepteur permet de connaître la vitesse moyenne quadratique à un certain nombre d'horizons et d'en déduire les vitesses moyennes entre deux horizons. De telles estimations sont d'autant plus imprécises que l'intervalle entre les horizons est petit. Elles sont de plus liées à des hypothèses d'horizontalité des miroirs et de constance latérale des vitesses qui peuvent être très éloignées de la réalité.

Tomographie

L'inversion des temps d'arrivée, ou tomographie, peut permettre de prendre en compte une situation plus complexe et de donner une description plus précise du champ des vitesses. La tomographie entre puits peut permettre une mesure directe des vitesses avec une résolution métrique, si l'on dispose de deux puits peu éloignés l'un de l'autre (Lazaratos et Marion, 1997). Les vitesses de propagation des ondes P peuvent varier de façon significative quand du gaz remplace de l'huile ou de l'eau. Elles varient assez peu avec la concentration en gaz.

Rapport Vp/Vs

Le rapport Vp/Vs est lié au coefficient de Poisson ν : $\gamma = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}}$. Il est inférieur à 2 dans les roches consolidées. Le remplacement de l'eau par du gaz décroît ce rapport de 3 à 30%. Ce rapport décroît aussi quand la porosité décroît. Il varie de 1,4 à 2 pour les roches saturées en eau et de 1,3 à 1,7 (coefficient de Poisson proche de 0,1) pour les roches saturées en gaz (Gregory, 1976).

2.4.5. Amplitudes

Les différents coefficients de réflexion et de transmission peuvent être calculés à partir des conditions de continuité des déplacements et des contraintes normaux et tangentiels à l'interface.

Coefficients de réflexion

A l'incidence normale, l'onde de compression incidente ne génère pas d'ondes converties. Le rapport entre l'amplitude de l'onde réfléchie et celle de l'onde incidente est le coefficient de réflexion C_r . A incidence normale, $C_r = \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2}$. Le produit ρV de la densité par la vitesse de propagation est appelé 'impédance acoustique'.

Indicateurs directs de présence de gaz

Les amplitudes mesurées sur les enregistrements sismiques portent une information sur les coefficients de réflexion. Cette information peut être utilisée pour tenter de distinguer les zones où les pores sont remplis d'hydrocarbures, en particulier de gaz, des zones où les pores sont remplis d'eau. Le contact gaz-eau est horizontal et peut être repéré sur une section sommée (flat spot). Les roches dont les pores sont remplis de gaz sont plus compressibles que celles qui sont remplies d'eau. Sous une couverture marneuse ou argileuse, le contraste d'impédance d'un sable à eau avec la couverture est faible. La présence de gaz diminue l'impédance du réservoir et se traduit par un fort coefficient de réflexion négatif et par une réflexion bien visible (bright spot ou point brillant). Une roche carbonatée sous une couche d'argile donne un fort contraste d'impédance acoustique positif. Ce contraste s'atténue lorsque le réservoir carbonaté est en gaz, ce qui se traduit par un affadissement de la réflexion (dim spot). Le contact gaz/eau dans la roche réservoir se traduit par un coefficient de réflexion positif. On dispose donc d'indicateurs de présence de gaz sur les sections sommées. Cependant, la compressibilité de la roche réservoir est affectée sensiblement, même pour de faibles saturations en gaz de l'ordre de 5%, et les impédances acoustiques varient peu avec la saturation en gaz au delà de cette valeur.

Inversion des amplitudes

Les amplitudes à déport nul contiennent une information sur les contrastes d'impédance acoustique, qui peut être récupérée par un algorithme récursif :

$$r_i = \frac{I_{i+1} - I_i}{I_{i+1} + I_i} \rightarrow I_{i+1} = I_i \frac{1+r_i}{1-r_i} \quad (\text{Becquey et al, 1979}).$$

L'information est la même que celle portée par les amplitudes, mais, sous cette forme, elle est plus facilement corrélable avec les informations (lithologiques et de contenu en fluide) obtenues aux puits. Elle est directement liée au type de roche, à sa porosité et à son contenu en fluide et non plus au contraste avec les roches encaissantes. La résolution peut être accrue grâce à l'estimation de l'ondelette sismique et à la déconvolution des données (Richard et Brac 1988). La prise en compte des données de puits et d'informations de nature géologique dans le processus d'inversion permet d'améliorer le rapport signal/bruit et d'obtenir une répartition fiable des impédances acoustiques entre les puits (Brac et al, 1988).

Études AVO

Les amplitudes des réflexions en déport, mesurées sur des données avant sommation, apportent une information plus riche. La courbe de l'amplitude des réflexions des ondes P en fonction de l'angle d'incidence (ou plus exactement en fonction de la moyenne entre l'angle d'incidence et l'angle de transmission) peut s'écrire :

$$R(\theta) \approx \frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{1 + \tan^2 \theta}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad (\text{Aki and Richards, 1980}),$$

ou

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \frac{\Delta V_S}{V_S} - 2 \frac{V_S^2}{V_P^2} \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

(Smith et Gidlow, 1987), expression qui fait apparaître un intercept, égal au coefficient de réflexion à déport nul et un terme de gradient, caractérisant la dépendance au carré du sinus de l'angle θ , le dernier terme restant négligeable tant que θ n'est pas trop grand. L'intercept et le gradient peuvent être mesurés. Ils peuvent être utilisés en représentation bivariée, dans un diagramme où sont reportés l'intercept en ordonnées et le gradient en abscisse.

Si l'on utilise ensuite des relations empiriques entre la densité et la vitesse P, on peut calculer les vitesses P et S et calculer le rapport V_P/V_S qui peut servir d'indicateur. La formule d'Aki et Richards peut aussi se mettre sous la forme

$$R(\theta) = (1 + \tan^2 \theta) \frac{\Delta I_P}{2I_P} - 8 \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2 \sin^2 \theta \frac{\Delta I_S}{2I_S} - \left(\frac{1}{2} \tan^2 \theta - 2 \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2 \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} \quad , \quad \text{où le}$$

dernier terme peut être négligé si le rapport V_P/V_S est proche de 2 et si l'angle θ reste inférieur à 30°. On peut ainsi calculer les impédances P et S (le dernier terme est négligeable) et discriminer les types de roche et leur contenu en fluide dans des diagrammes bivariés I_P/I_S .

Certains auteurs ont cherché à mettre en évidence un paramètre sensible au contenu en fluide. En supposant que le rapport V_P/V_S est proche de 2, la relation d'Aki et Richards peut être mise sous la forme $R(\theta) = R_0 \cos^2(\theta) + PR \sin^2(\theta)$, où PR est

$$PR = \frac{V_2 - V_1}{(1 - \nu_{avg})^2}$$

fonction des coefficients de Poisson des deux côtés de l'interface : . Le coefficient de réflectivité de Poisson PR représente la partie sensible au contenu en fluide (Verm et Hiltebert, 1995).

Goodway et al (1997) reviennent aux modules d'élasticité et font apparaître le couple λ, μ , où λ est l'élément sensible au contenu en fluide. Ils proposent aussi une section en λ/μ . Ce rapport peut aussi s'exprimer comme une fonction simple du coefficient de Poisson :

$$\frac{\lambda}{\mu} = \left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 2 = \frac{2\nu}{1-2\nu} .$$

Le traitement classique des études AVO est un traitement en amplitude préservée, avec, de préférence, une migration en temps avant sommation. On corrige les effets de propagation (divergence sphérique, NMO), puis on établit une relation entre le déport, le temps d'arrivée et l'angle d'incidence en utilisant un tracé de rai dans un modèle de champ de vitesse. L'obtention de données quantitatives est rendue difficile par la variation de l'ondelette avec l'incidence (Cambois, 2000).

En 1998, Connolly introduit une "impédance élastique", sur le modèle de l'impédance

acoustique $I_e(\theta) = V_P^{1+tg^2\theta} \rho^{1-4\left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2 \sin^2\theta} V_S^{-8\left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2 \sin^2\theta}$ par intégration du coefficient de réflexion en déport, mesuré dans une sommation en cône d'angle. Le calcul de l'impédance élastique dans un cône d'angle permet d'éviter le problème de la variation de l'ondelette. Une estimation robuste des impédances P et S peut être obtenue par inversion simultanée de sommations partielles dans des cônes d'angle (Tonellot et al, 2001).

Réflexivité des ondes converties P-S

La prise en compte des amplitudes des réflexions converties P-S, lorsqu'on dispose de données trois composantes, procure une troisième équation :

$$R_{ps}(\theta) = -\frac{1}{2} \left[(1+2K) \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} + 4K \frac{\Delta V_s}{\bar{V}_s} \right] \sin(\theta) + K \left[\left(\frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} + \frac{\Delta V_s}{\bar{V}_s} \right) - \frac{K}{4} \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \right] \sin^3(\theta), \text{ où } K$$

est le rapport V_s/V_p moyen (Larsen et al, 1999, Duffaut et al, 2000), ou, en négligeant le deuxième terme :

$$R_{ps}(\theta) = G_{ps} \sin \theta = \left(-\frac{2}{\gamma} \frac{\delta V_s}{V_s} - \frac{2+\gamma}{2\gamma} \frac{\delta \rho}{\rho} \right) \sin \theta \text{ (Garotta et al, 2002).}$$

Cette troisième mesure, qui complète l'intercept et le gradient de la réflectivité P, permet de calculer les variations de vitesse P et S et de densité sans avoir recours aux approximations des petits angles d'incidence. Il permet, en particulier, une mesure de la densité, qui est en relation linéaire avec la saturation.

Zhu et al (2000) montrent que la réflectivité P-S, notamment le gradient et les valeurs à incidences moyennes du rapport des différences de réflectivité PS et PP avec des valeurs mesurées dans des zones hors gaz, $\Delta R_{ps} / \Delta R_{pp}$, est plus sensible au contenu en fluide que la réflectivité P-P et davantage variable avec la saturation. Ils y voient un moyen de discriminer entre des accumulations commerciales d'hydrocarbures gazeux et des réservoirs à faible saturation en gaz.

Landrø et al (2003) distinguent ce qui, dans les variations de la réflectivité en P et en S des ondes incidentes P, est à attribuer aux changements de contenu en fluide (F) et ce

qui est dû aux variations de pression (P). Dans les formules qui suivent $\gamma = \frac{V_s}{V_p}$ et les

Δ sont les contrastes à l'interface couverture/réservoir.

$$\Delta R^{PP;F}(\theta) \approx \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \rho^F}{\rho} + \frac{\Delta V_p^F}{V_p} (1 + \tan^2 \theta) \right), \Delta R^{PP;P}(\theta) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p^P}{V_p} (1 + \tan^2 \theta) - 4\gamma^2 \frac{\Delta V_s^P}{V_s} \sin^2 \theta$$

$$\Delta R^{PS;F}(\theta) \approx -\frac{1}{2} \left(1 + \frac{\gamma}{2} \sin^2 \theta \right) \sin \theta \frac{\Delta \rho^F}{\rho}, \Delta R^{PS;P}(\theta) \approx 2\gamma \left(\left(\gamma + \frac{1}{2} \right) \sin^2 \theta - 1 \right) \sin \theta \frac{\Delta V_s^P}{V_s}$$

La part de variation du coefficient de réflexion PS en déport due au contenu en fluide est proportionnelle à la variation de densité et donc à la variation de la saturation. La part de variation du coefficient de réflexion PS due à la pression ne dépend que de la différence des vitesses S. A partir de ces équations et de modèles de variation des vitesses en fonction de la pression et de la saturation, on peut estimer séparément les variations de pression et de saturation. Les incertitudes liées à ces estimations, dues à la fois aux incertitudes de mesure, aux défauts de répétitivité et aux incertitudes liées aux modèles, sont très importantes. Les quelques estimations disponibles donnent des incertitudes allant de 30 à 100 % (Landrø, 2002).

Méthodes statistiques

L'utilisation des paramètres issus de l'inversion en impédance des sections P et S ou des données AVO est utilisée pour caractériser les lithologies et les contenus en fluide en comparaison avec les valeurs de ces paramètres données par les diagraphies de puits.

Après avoir comparé plusieurs représentations bivariées, la représentation associant l'impédance acoustique et le rapport Vp/Vs, obtenus à partir des sections P et S, s'est montré la plus efficace pour suivre l'extension de gaz carbonique injecté dans des grès et des carbonates du Permien américain (Malaver et al, 2004).

2.4.6. Absorption

On constate que le modèle de propagation dans un milieu élastique ne suffit pas à rendre compte des amplitudes mesurées. Au cours de la propagation d'une onde acoustique dans le sol, le contenu en fréquence du signal s'appauvrit en hautes fréquences. Les causes de ce phénomène d'absorption différentielle des fréquences sont multiples : diffraction par les hétérogénéités de taille métrique, multiples internes, dissipation de l'énergie portée par l'onde acoustique en énergie mécanique par les mouvements de liquides entre les pores ou dans les fissures ou en chaleur par échauffement du gaz. L'absorption dépend largement des fréquences. Elle est traduite par une relation liant l'amplitude à la fréquence et au trajet parcouru, $a = a_0 e^{-\alpha \Delta z}$. Dans la bande de fréquence sismique, le coefficient d'absorption α est pratiquement proportionnel à la fréquence. L'absorption est généralement mesurée par un facteur de

qualité constant, noté Q , tel que $\alpha = \frac{\pi f}{QV}$ et le rapport des amplitudes mesurées aux temps t et $t + \Delta t$ est $\frac{a(t + \Delta t)}{a(t)} = e^{-\frac{\pi f}{Q} \Delta t}$.

L'inverse du facteur de qualité est le rapport de l'énergie dissipée au cours d'un cycle à l'énergie de l'onde. Aux fréquences ultrasoniques utilisées en laboratoire, les mouvements des fluides entre les pores ont une influence sensible. Ce n'est plus le cas aux fréquences sismiques.

Cependant, des mouvements de fluide peuvent avoir lieu à une échelle un peu plus grande en cas de saturation partielle en gaz, du fait de l'existence de zones à saturations différentes, en raison de variations dans la saturation résiduelle en eau, entre lesquelles les liquides pourraient osciller au passage de l'onde sismique (Pride et al, 2003). L'atténuation des ondes P est assez sensible à la présence de gaz, contrairement à l'atténuation des ondes S. Un rapport Q_p/Q_s inférieur à 1 est un indicateur de présence de gaz (Klimentos, 1995). Dvorkin et Mavko donnent la relation suivante pour le rapport Q_p/Q_s , calculée sur un modèle à fissures (Dvorkin et Mavko, 2006) :

$$\frac{Q_s}{Q_p} = \frac{5}{4} \frac{(\gamma - 2)^2}{\gamma - 1} \left(\frac{2\gamma}{3\gamma - 2} + \frac{\gamma}{3\gamma - 3} \right), \gamma = \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2.$$

La mesure des atténuations, indépendante de celle des vitesses pourrait permettre de séparer les influences des variations de pression de celles des substitutions de fluide (Tiwari et McMechan, 2005). Plusieurs méthodes permettent d'estimer le facteur de qualité : mesure du rapport des spectres, mesure de la largeur ou de l'amplitude d'une impulsion, mesure du décalage du pic d'autocorrélation de l'impulsion (Stainsby et Worthington, 1985). Le pouvoir de résolution est faible. En sismique de surface, on obtient une précision de l'ordre de 20% sur l'absorption moyenne entre deux événements séparés d'une seconde (White, 1992). Les données de puits permettent une meilleure précision. Les décompositions temps-fréquence en ondelettes peuvent aider à détecter et à délimiter les couches en gaz (Castagna et al, 2003). La présence de gaz peut avoir différents effets sur le contenu en fréquence :

- Une atténuation dans la couche en gaz, due à l'échauffement du gaz au passage de l'onde ou aux mouvements de fluide entre zones de saturations en gaz différentes. Cette atténuation n'est mesurable que si l'épaisseur en gaz est importante.
- Un renforcement des basses fréquences sous les réservoirs en gaz, même lorsqu'ils sont relativement minces,
- Un effet de renforcement des amplitudes par interférence positive entre les réflexions du toit et du mur (effet de "tuning"), à certaines fréquences, qui peuvent être différentes selon que les réservoirs sont en eau ou en gaz.

2.4.7. Anisotropie

Dans un matériau élastique linéaire, les contraintes dépendent de façon linéaire des déformations :

$$\sigma_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 C_{ijkl} \varepsilon_{kl}, i, j = 1, 2, 3 \text{ où } C_{ijkl} \text{ est le tenseur des modules élastiques. Dans un milieu quelconque, les coefficients } C_{ijkl} \text{ peuvent s'exprimer en fonctions de 21 coefficients indépendants.}$$

Isotropie transverse d'axe vertical

Les roches sédimentaires ont souvent des symétries qui permettent de réduire le nombre de coefficients indépendants. Ainsi les effets de la sédimentation horizontale dans des environnements calmes peuvent-ils se traduire par une symétrie autour d'un axe vertical : les propriétés élastiques sont les mêmes dans toutes les directions d'un plan horizontal. On parle d'isotropie transverse d'axe vertical. Le tenseur des modules élastiques compte alors cinq modules indépendants.

Dans un milieu transverse isotrope d'axe vertical, avec une anisotropie faible, ce qui est généralement le cas pour les roches, l'équation des ondes a alors trois solutions, polarisées dans trois directions perpendiculaires entre elles, correspondant aux ondes de compression, polarisées dans le sens de la propagation, et à deux types d'ondes transverses, dont l'une, l'onde Sv, est polarisée perpendiculairement à la direction de propagation dans le plan vertical, alors que l'onde S_H est polarisée dans la direction perpendiculaire à ce plan (Thomsen, 1986) .

Les vitesses de propagation des trois types d'onde peuvent s'exprimer en fonction de l'angle d'incidence grâce à l'introduction de trois paramètres d'anisotropie :

$$\begin{aligned} V_p(\theta) &= V_{p0}(1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta), \\ V_{SV}(\theta) &= V_{s0} \left[1 + \frac{V_{p0}^2}{V_{s0}^2} (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right], \\ V_{SH}(\theta) &= V_{s0}(1 + \gamma \sin^2 \theta). \end{aligned}$$

où V_{p0} et V_{s0} sont les vitesses des ondes P et S qui se propagent verticalement;

$\varepsilon = \frac{V_p(\pi/2) - V_{p0}}{V_{p0}}$, différence relative entre les vitesses P horizontale et verticale, est

l'anisotropie P et $\gamma = \frac{V_s(\pi/2) - V_{s0}}{V_{s0}}$, différence relative entre les vitesses S (S_H) horizontale et verticale, est l'anisotropie S.

Le troisième paramètre d'anisotropie δ possède une influence dominante pour les petites incidences habituellement rencontrées en sismique. Dans les milieux transverses isotropes d'axe vertical, les vitesses de propagation dépendent de l'angle d'incidence. Les courbes de temps d'arrivée des réflexions en fonction de la distance source-récepteur en dépendent également et les vitesses de stack, ou vitesses NMO, qui les caractérisent, peuvent s'exprimer en fonction des coefficients d'anisotropie :

$$\begin{aligned} V_{NMO}(P) &= V_{Pvert} \sqrt{1 + 2\delta}, \\ V_{NMO}(SH) &= V_{Svert} \sqrt{1 + 2\gamma}, \\ V_{NMO}(SV) &= V_{Svert} \sqrt{1 + 2 \frac{V_{Pvert}^2}{V_{Svert}^2} (\varepsilon - \delta)} \end{aligned}$$

Les ondes S se scindent en deux ondes polarisées parallèlement et perpendiculairement à la direction de fracturation. Le coefficient γ , différence relative entre les vitesses des deux ondes S, est le coefficient de biréfringence.

2.5. MILIEUX FRACTURÉS

2.5.1. Anisotropie

L'existence d'un réseau de fissures et de fractures à peu près parallèles crée une anisotropie et des variations des vitesses de propagation en fonction des azimuts, les ondes de compression se propageant moins vite perpendiculairement au réseau de fissures.

Isotropie transverse d'axe horizontal

Les roches sont souvent traversées par des fractures, des fissures ou des joints entre grains, qui ont tendance à s'aligner perpendiculairement à la direction de moindre contrainte. Ces fissures sont verticales dès que le poids des terrains devient la force dominante. Dans le cas d'un modèle fait de fissures ellipsoïdales, avec une section circulaire, dites en forme de pièce de monnaie (penny-shaped), parfaitement alignées dans un milieu poreux, les coefficients d'anisotropie sont reliés aux modules élastiques du milieu par les relations :

$$\varepsilon = \frac{8}{3} \left(1 - \frac{K_f}{K_s} \right) D_{ci} \left(\frac{(1 - \nu^{*2})E}{(1 - \nu^2)E^*} \right) \eta_c, \quad \gamma = \frac{8}{3} \left(\frac{1 - \nu^*}{2 - \nu^*} \right) \eta_c, \quad \delta = 2(1 - \nu)\varepsilon - 2 \left(\frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} \right) \gamma$$

où K_f et K_s sont les modules d'incompressibilité du fluide et des grains solides, η_c est la densité de fractures, ν et E , les coefficients de Poisson et modules d'Young de la roche poreuse saturée sans les fissures, ν^* et E^* , le coefficient de Poisson et le module d'Young de la roche poreuse sèche sans les fissures (Thomsen, 1995).

La densité de fissures peut s'exprimer en fonction du nombre de fissures par unité de volume et de leur diamètre moyen, ou en fonction de la porosité de fissure et du coefficient d'aplatissement ou "aspect ratio" : $\eta_c = N_v \left\langle \frac{a^3}{V} \right\rangle = \frac{3}{4\pi} \frac{\Phi_c}{c/a}$. Le "facteur d'influence du fluide", D_{ci} , s'écrit, pour les fréquences sismiques :

$$D_{ci} = \left[1 - \frac{K_f}{K_s} + \frac{K_f}{K^* \Phi} \left\{ \left(1 - \frac{K^*}{K_s} \right) + \frac{16}{9} \left(\frac{1 - \nu^{*2}}{1 - 2\nu^*} \right) \eta_c \right\} \right]^{-1}.$$

Les coefficients de Poisson variant entre 0 et 0,5, l'expression $\frac{8}{3} \left(\frac{1 - \nu_s}{2 - \nu_s} \right)$ reste proche de 1 et le coefficient d'anisotropie γ est une mesure proche de la densité de fracture η_c .

2.5.2. Biréfringence des ondes S

Les ondes S qui se propagent dans un milieu fracturé avec un réseau de fissures verticales parallèles donnent naissance à deux ondes transverses indépendantes (Figure 2), polarisées l'une parallèlement et l'autre perpendiculairement au réseau de fractures, qui se propagent à des vitesses légèrement différentes (la différence est généralement inférieure à 5%). Les différences des temps d'arrivée des deux ondes peuvent être mesurées précisément. L'onde la plus rapide est polarisée parallèlement aux fissures. L'onde la plus lente est sensible à la fermeture et à l'ouverture plus ou moins grande de ces fissures et donc aux variations de pression.

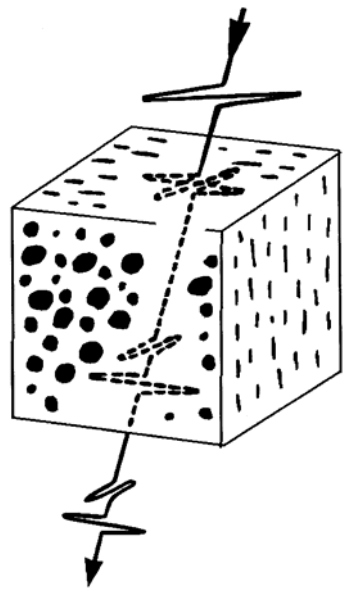


Figure 2 : Biréfringence des ondes S (Crampin, 2003)

2.5.3. Mesure des paramètres d'anisotropie

Les paramètres d'anisotropie peuvent être mesurés par deux méthodes différentes. La première consiste à orienter les enregistrements dans les deux directions principales (parallèle et perpendiculaire au réseau de fracture) et à mesurer la différence des temps d'arrivée des ondes S lente et rapide entre deux niveaux. Cette approche nécessite un enregistrement 3 composantes et, souvent, une génération d'ondes S dans deux dimensions perpendiculaires en plus de la génération d'ondes de compression. Il s'agit d'une mesure de différence de temps, qui peut être très précise. Cette méthode implique des opérations d'acquisition, dites 9-C, extrêmement lourdes. La mise en oeuvre de sources d'ondes S dans des puits, du type de la source orbitale de Conoco, permet une mesure ponctuelle de la différence de vitesse des deux types d'ondes S avec une précision de quelques pourcents entre deux points éloignés de quelques dizaines de mètres (Crampin, 2004).

La seconde méthode utilise les effets de l'anisotropie sur les variations d'amplitude en fonction de l'angle d'incidence et sur les vitesses de stack. La variation d'amplitude des ondes S avec le déport (ou l'incidence) est aussi nécessaire pour déterminer sans ambiguïté les paramètres d'anisotropie. Le coefficient de biréfringence, égal au rapport de la différence entre la vitesse de l'onde S rapide et la vitesse de l'onde S lente, rapportée à la vitesse de l'onde S rapide, est une bonne mesure de la densité de fracturation.

Vitesses NMO

Les vitesses de stack des trois types d'onde, l'onde de compression et les deux ondes transverses, polarisées par le réseau de fissures verticales parallèlement (S₁) et perpendiculairement (S₂) à sa direction, sont liées aux trois paramètres d'anisotropie de Thomsen par des relations semblables à celles de l'isotropie transverse d'axe vertical :

$$V_{NMO}(P) = V_{Pvert} \sqrt{1 + 2\delta}, V_{NMO}(S_1) = V_{Svert} \sqrt{1 + 2\gamma}, V_{NMO}(S_2) = V_{Svert} \sqrt{1 + 2 \frac{V_{Pvert}^2}{V_{Svert}^2} (\epsilon - \delta)}$$

Ces relations concernent des milieux de symétrie HTI (transverses isotropes à axe de symétrie horizontale), correspondant à une matrice isotrope coupée par un réseau de fractures verticales unidirectionnel. Les milieux de symétrie moindre ont également été étudiés (Rasolofosaon, 2000).

Variations des amplitudes avec le déport et l'azimut

Les variations des amplitudes au toit d'un réservoir fracturé en fonction du déport du récepteur à la source changent également avec l'azimut. L'étude des variations des gradients d'amplitude avec l'azimut (AVAz) peut permettre de déterminer la direction de fracturation et d'estimer son intensité. Dans un milieu d'isotropie transverse à axe de symétrie horizontal, le coefficient de réflexion des ondes P peut s'écrire, en

première approximation, en fonction de l'angle d'incidence i et de l'azimut ϕ (angle fait avec la direction de symétrie, perpendiculaire à la direction de fracturation) :

$$R_p(i, \phi) = \frac{1}{2} \frac{\Delta I_p}{\bar{I}_p} + \frac{1}{2} \left\{ \frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} - \left(\frac{2\bar{V}_s}{\bar{V}_p} \right)^2 \frac{\Delta \mu}{\bar{\mu}} + \left[\Delta \delta^{(V)} + 2 \left(\frac{2\bar{V}_s}{\bar{V}_p} \right)^2 \Delta \gamma \right] \cos^2 \phi \right\} \sin^2 i,$$

où I_p est l'impédance P verticale et μ le module de cisaillement vertical (Rüger et Tsvankin, 1997).

Le paramètre $\delta^{(V)}$ peut être déduit de la variation de la vitesse NMO avec l'azimut et le paramètre γ , proche de la densité de fracturation, peut être calculé à partir de deux mesures azimutales du gradient AVO.

Dans le cas des milieux de symétrie orthorhombique, le résultat est peu différent, mais les coefficients de réflexions s'expriment en fonction de trois paramètres d'anisotropie au lieu de deux (Rüger, 1998). Le paramètre γ est une bonne mesure de la densité de fissures (rapport du volume des fissures sur le volume total). Il n'est pas sensible au contenu en fluide.

Le paramètre δ , au contraire, est sensible à la compressibilité du fluide contenu dans les fissures. Les paramètres d'anisotropie peuvent aussi être tirés des amplitudes des réflexions S biréfringentes (Devault, 2002).

2.5.4. Variations de l'atténuation avec l'azimut

Dans les milieux comportant des réseaux de fissures parallèles, l'atténuation est plus forte dans la direction perpendiculaire aux fissures que dans la direction parallèle. Le mécanisme essentiel est alors la mise en mouvement de la phase liquide, facilitée par l'existence d'une phase gazeuse (Mavko et Nur, 1979). L'absorption croît alors avec la saturation en liquide. L'anisotropie azimutale d'atténuation varierait comme le carré de l'anisotropie de vitesse

$$\frac{Q^{parall}}{Q^{perp}} = \frac{(V^{parall} / V^{perp})^2}{[1 - 2(V_s / V_p)^2]^2} \quad (\text{Chichinina et al, 2005}).$$

Ce mécanisme pourrait expliquer, pour une bonne part, les variations d'amplitude avec l'azimut observées à la base des réservoirs. Malheureusement la mesure de l'atténuation reste difficile (MacBeth, 1999).

2.5.5. Variation de la réflexion des ondes S biréfringentes avec le déport

Pour des couches isotropes, le coefficient de réflexion des ondes SH, polarisées perpendiculairement au plan vertical de propagation est, en première approximation

: $R_{SH}^{iso} = -\frac{1}{2} \frac{\Delta Z}{\bar{Z}} + \frac{1}{2} \frac{\Delta \beta}{\bar{\beta}} \tan^2 j$, où Z est l'impédance S, j l'incidence, β la vitesse S et où

la barre désigne la moyenne des valeurs des deux côtés de l'interface. Les ondes Sv sont couplées avec des ondes P et

$$R_{SV}^{iso} = -\frac{1}{2} \frac{\Delta Z}{\bar{Z}} + \left(\frac{7}{2} \frac{\Delta \beta}{\bar{\beta}} + 2 \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right) \sin^2 j - \frac{1}{2} \frac{\Delta \beta}{\bar{\beta}} \sin^2 j \tan^2 j$$

Dans un milieu transverse isotrope d'axe horizontal, lorsque la source est orientée dans la direction des fissures SII, le plan des fractures est un plan d'isotropie et le coefficient de réflexion est :

$$R_{SII}^{strike} = R_{RV}^{iso}, \text{ avec } \alpha = \sqrt{c_{33}/\rho} \text{ et } \beta = \sqrt{c_{44}/\rho}.$$

L'onde $S^\perp$ est polarisée perpendiculairement au plan de propagation. et $R_{S^\perp}^{strike} = R_{RH}^{iso}$, où β est remplacé par la vitesse de l'onde $S^\perp$, $\beta^\perp = \sqrt{c_{55}/\rho}$.

Dans le plan de symétrie (plan vertical perpendiculaire aux fractures),

$$R_{S^\perp}^{sym} = R_{RV}^{iso} + \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{\alpha}}{\bar{\beta}^\perp} \right)^2 (\Delta \varepsilon^{(V)} - \Delta \delta^{(V)}) \sin^2 j, \text{ où le } \beta \text{ de } R_{RV}^{iso} \text{ est la vitesse verticale de}$$

l'onde S polarisée dans le plan de symétrie $\beta^\perp$

$$\text{et } R_{SII}^{sym} = R_{RH}^{iso} + \frac{1}{2} \Delta \gamma^{(V)} \tan^2 j, \text{ où le } \beta \text{ de } R_{RH}^{iso} \text{ est la vitesse de l'onde } SII.$$

Dans un milieu anisotrope HTI, $\beta \equiv \beta^{II} \neq \beta^\perp$ et $\beta^\perp \approx \beta(1 - \gamma)$.

On a alors, pour une orientation dans la direction de fracturation :

$$R_{SII}^{strike} = -\frac{1}{2} \frac{\Delta Z}{\bar{Z}} + \left(\frac{7}{2} \frac{\Delta \beta}{\bar{\beta}} + 2 \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right) \sin^2 j - \frac{1}{2} \frac{\Delta \beta}{\bar{\beta}} \sin^2 j \tan^2 j$$

$$\text{et } R_{S^\perp}^{strike} = -\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Z}{\bar{Z}} - \Delta \gamma \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \beta}{\bar{\beta}} - \Delta \gamma \right) \tan^2 j$$

On pourrait donc déduire la variation relative d'impédance de l'intercept de $R_{S_{II}}^{strike}$, la variation du coefficient de biréfringence, proche de la densité de fracturation, de l'intercept de $R_{S_{\perp}}^{strike}$, la variation de la vitesse de l'onde S rapide du gradient de $R_{S_{\perp}}^{strike}$ et la variation de la densité du gradient de $R_{S_{II}}^{strike}$ (Rüger, 1997).

2.6. LES EXPÉRIENCES DE SÉQUESTRATION

2.6.1. Séquestration en aquifère : Sleipner

Sleipner représente la première opération de séquestration de CO₂ dans un aquifère. Le gaz est co-produit avec de l'huile dans un gisement de Mer du Nord au large des côtes de la Norvège, séparé et réintroduit dans la formation gréseuse Utsira, située quelques centaines de mètres au-dessus du gisement d'huile. La formation d'Utsira, qui sert de réservoir de séquestration, a une puissance de 200 mètres environ, entre 825 et 1012 mètres de profondeur. Les caractéristiques de pression, température et les caractéristiques élastiques du gaz carbonique sont données dans le tableau 1.

profondeur	825 m	1012 m
pression de pore	8,6 MPa	10,5 MPa
température	29°C	36°C
module d'incompressibilité du CO ₂	0,083 GPa	0,076 GPa
densité du CO ₂	744 kg/m ³	718 kg/m ³
vitesse du son dans le CO ₂	334 m/s	330 m/s

Tableau 4 : Valeurs des paramètres physiques au toit et à la base de la formation Utsira à Sleipner

La formation est composée essentiellement de dépôts turbiditiques sableux formant un grès peu consolidé, avec une porosité de 35 à 40 %. Elle est traversée par de minces couches d'argile de puissance métrique, qui constituent des barrières de perméabilité. Les grès de l'Utsira étant peu consolidés, la vitesse des ondes P est très sensible à la compressibilité des fluides contenus dans les pores. Le gaz carbonique étant beaucoup plus compressible que l'eau (dans un rapport de 1 à 40, avec des modules d'incompressibilité de 0,08 et 2,3 GPa respectivement), la substitution des fluides aura un effet de grande ampleur sur la vitesse des ondes de compression. La vitesse des ondes P dans la formation est de 2050 m/s lorsque la formation est saturée en eau. Elle diminue rapidement avec l'introduction de gaz carbonique, jusqu'à une valeur de 1450 m/s atteinte pour une saturation en gaz de 20 %. L'effet est considérable tant sur les amplitudes des réflexions aux contacts entre des zones perméables et des zones

imperméables que sur les temps d'arrivée des réflexions à des interfaces situées sous la formation.

Une première sismique de référence a été réalisée en 1994. Puis ces opérations ont été répétées en 1999 et 2001, après injection de 2,35 et 4,26 millions de tonnes de CO₂, respectivement. Les effets d'amplitude permettent de mesurer la superficie en gaz sous chacune des passées d'argile. Du fait des grandes variations de vitesse induites par l'arrivée de gaz dans les pores, les temps d'arrivée des réflexions sur les interfaces situées au-dessous du réservoir croissent sensiblement (Figure 3).

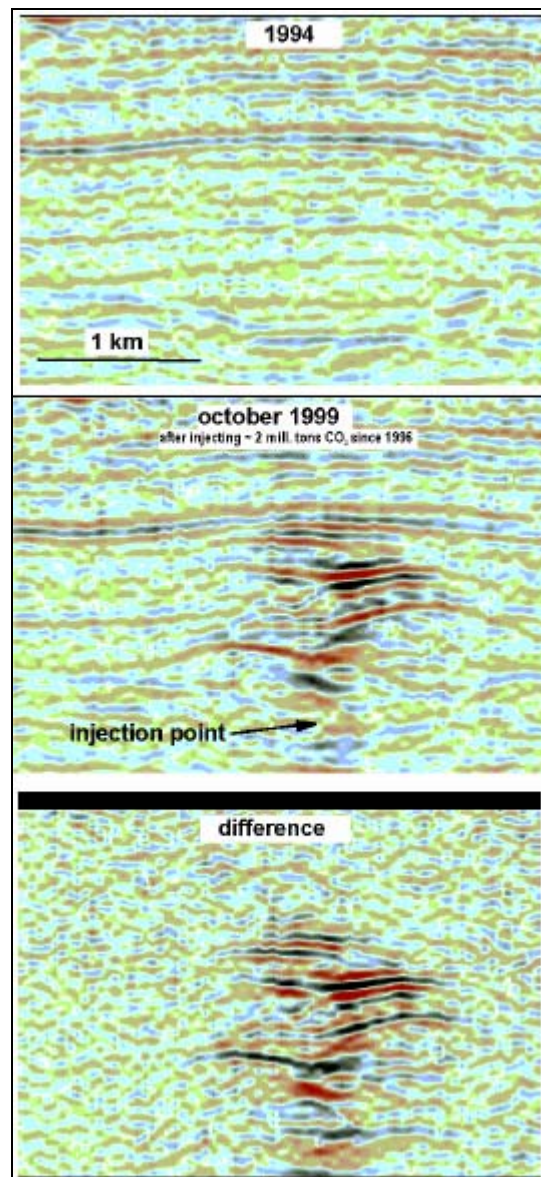


Figure 3 : Sections sismiques passant par le point d'injection acquises à Sleipner en 1994 et 1999 et différence des deux sections (d'après Eiken et al, 2000)

C'est ce qu'on désigne sous le terme de 'pushdown', car les réflexions sous la partie du réservoir atteinte par le gaz sont poussées vers le bas, c'est-à-dire vers des temps plus tardifs. Cet effet de pushdown est très important, allant jusqu'à des différences de 40 ms en 1999 et de 60 ms en 2001. Si l'on attribue cet effet à une colonne saturée en CO₂, on aboutit à des estimations du volume de CO₂ nettement supérieures aux volumes injectés. Cela a conduit à raffiner le modèle, en séparant une série de couches saturées en CO₂ sous chacune des passées argileuses et une zone à faible saturation couvrant pratiquement toute la hauteur de la formation (Chadwick et al., 2005). L'épaisseur de chacune des couches saturées peut être déterminée en utilisant le fait que pour des couches minces (jusqu'à 8 mètres de puissance), les réflexions du toit et du mur de la couche interfèrent, conduisant à un seul événement visible sur les enregistrements, dont l'amplitude varie à peu près linéairement avec l'épaisseur. Une estimation des épaisseurs de sable en gaz a aussi été réalisée par une déconvolution locale (Borgos et al, 2003). Les épaisseurs des neuf concentrations ainsi calculées n'expliquent qu'une partie de l'effet de pushdown. Le reste peut être attribué à une faible concentration de CO₂ dans le reste du réservoir.

2.6.2. Récupération assistée dans des réservoirs à huile carbonatés

Deux grandes opérations de récupération assistée ont fait l'objet de nombreux travaux destinés à suivre l'injection du gaz carbonique, l'évolution de la bulle de gaz et son confinement. De nombreuses communications et de nombreux articles sont disponibles.

Vacuum Field

La première opération a eu lieu au Nouveau Mexique sur le champ "Vacuum Field". Le réservoir Permien est un carbonate dolomitisé, situé à une profondeur de 1400 m environ. La température du gisement est de 40°C. Le réservoir est considéré comme une roche à porosité duelle, composée de pores arrondis et de fissures verticales. La porosité moyenne est 6 à 11%. Une analyse en cohérence a mis en évidence l'existence de failles de fort pendage, vers le Nord-Est et vers le Sud-Ouest, et une faille de forme curviligne passant du NE au Nord. Une telle rotation indique l'existence d'une zone intensément fracturée.

Des acquisitions 3D-9C répétées ont été acquises avec des vibrateurs verticaux et des vibrateurs horizontaux vibrant dans deux directions perpendiculaires et des capteurs 3 composantes en octobre et décembre 2005, la première avant l'injection, la seconde après 8 semaines d'injection. Des mesures AVO ont été réalisées (Devault et al, 2002). De nombreux attributs ont été extraits et examinés (Davis et al, 2002). L'anisotropie des ondes S est, de loin, le paramètre qui offre la plus grande résolution. C'est aussi l'attribut le plus lié aux propriétés dynamiques du réservoir.

L'étude de la variation des ondes S biréfringentes a donné les meilleurs moyens d'analyse. Les essais réalisés avec un modèle de Gassmann et avec un modèle de Kuster-Toksöz, qui prend en compte un milieu fissuré plutôt qu'un modèle poreux, a montré que ce dernier donnait des résultats mieux en accord avec les mesures de

laboratoire (De Capello and Batzle, 1997). Le modèle montre que les ondes biréfringentes rapide et lente, S1 et S2, sont affectées par l'injection de CO₂, S1 tout particulièrement, les variations de viscosité et/ou de saturation du fluide dans les fractures pouvant affecter la rigidité du système de fractures avec la fermeture préférentielle des microfissures perpendiculaires à la direction de contrainte horizontale maximale en réponse à l'unification du champ de contrainte par la pressurisation du réservoir. Le modèle prévoit aussi une augmentation de la vitesse des ondes P de 7%, ce qui a effectivement été mesuré.

Les différences des sections en ondes S, réorientées dans la direction principale de fracturation et dans la direction perpendiculaire, montrent une anomalie d'anisotropie coïncidant avec les zones de forte concentration de CO₂. L'augmentation de la pression de fluide associée à l'injection de CO₂ a ouvert des microfractures ou changé l'aplatissement des pores. Cet effet accroît l'atténuation et décroît la vitesse de l'onde S2. Le CO₂ et l'huile ne sont pas miscibles immédiatement. Les hydrocarbures les plus légers se mélangent avec le CO₂ et deviennent mobiles, formant un 'banc' de fluide moins dense, moins visqueux et plus compressible se déplaçant en avant du front de gaz. Au bout d'un moment, le CO₂ devient miscible à l'huile. La viscosité de l'huile baisse d'un facteur 10. L'huile gonfle et le volume de liquide croît de 10 à 20%. Ce gonflement et la diminution de viscosité contribuent à décroître l'atténuation et à accroître la vitesse de l'onde S1.

La carte des différences d'anisotropie montre une forte anomalie (12%), centrée à 200 m du puits d'injection. L'anisotropie initiale était presque nulle à l'endroit de forte anomalie 4D, ce qui signifie, soit que les roches ne contiennent pas de fractures ouvertes, soit que les fractures ouvertes existent dans deux directions, hypothèse que la courbure de la faille, mise en évidence par l'analyse de cohérence, semble appuyer. La vitesse S1 croît de 17%. L'analyse de la polarisation de l'onde S1 montre des changements d'orientation associés aux variations de pression. Une interprétation plausible est que l'augmentation de pression a permis d'ouvrir d'avantage de fissures

L'analyse des données multicomposantes révèle l'existence de trois zones bien distinctes (Duranti et Davis, 2002) :

- une première zone, caractérisée par une décroissance du coefficient de biréfringence γ . La biréfringence γ est forte (5%) avant l'injection. Elle disparaît après l'injection en raison d'une augmentation de la vitesse de l'onde lente S2, sans qu'il y ait variation de la vitesse S1 ou de la vitesse P. Deux causes possibles ont été invoquées :
 - o Le milieu est fracturé avant l'injection ($\gamma=5\%$). L'injection décroît la pression de pore et accroît la pression effective, fermant les fractures aplaties et diminuant la densité de fracture;
 - o La saturation en fluide change dans la roche fracturée. Avant l'injection, le fluide est une combinaison d'eau et d'huile. Le CO₂ se mélange à l'huile et se déplace rapidement dans les fractures, balayant les fractions d'huile les plus légères et laissant derrière lui les fluides les

moins compressibles. Les fractures sont enrichies en eau. Le paramètre de biréfringence γ dépend du module d'incompressibilité du fluide et décroît si K_f croît.

- la deuxième zone est caractérisée par des changements de la polarisation et des anomalies de vitesse P, alors que les variations des vitesses S et de γ sont négligeables. Cela est interprété comme une combinaison de variation de la pression de pore et de la substitution de fluide avec un enrichissement en CO₂. L'augmentation de la pression de pore rouvre les fractures initialement fermées. Ces nouvelles fractures ouvertes entraînent la rotation de la direction de contrainte horizontale maximum et de la polarisation des ondes S.
- la troisième zone est caractérisée par une augmentation du paramètre de biréfringence, alors que les autres variables restent stables. Cela pourrait correspondre à une invasion par des fluides enrichis en CO₂ d'une portion fracturée. Le paramètre de biréfringence γ croît parce que K_f décroît, les roches étant envahies par des fluides plus compressibles.

2.6.3. Weyburn

Le réservoir du Midale est constitué de carbonates fracturés. Il est situé autour de 1450 m. A cette profondeur, la pression lithostatique est de 34 MPa et la température 63°C. La pression de pore initiale du gisement était de 14 MPa. Le réservoir a une puissance de 30 m. Il comprend deux faciès :

- le faciès "Marly", de faible perméabilité (10 mD) et forte porosité (26%), épaisseur 7 à 10 m, au dessus,
- le faciès "Vuggy", de forte perméabilité (15 mD) et faible porosité (11%), de 15 à 20 m d'épaisseur, en dessous

On trouve des fractures ouvertes, pouvant servir de conduit au CO₂, et des fractures cimentées par de l'anhydrite, susceptibles d'agir comme des barrières ou des cloisons. Lorsque le gaz entre en contact avec l'huile, il se dissout et forme une fraction riche en huile jusqu'à ce que la proportion molaire en CO₂ atteigne 66%. Au-delà le gaz carbonique reste en phase gazeuse et capte les hydrocarbures gazeux présents pour former une fraction riche en CO₂. Le module d'incompressibilité du mélange huile/ CO₂ décroît progressivement jusqu'à 40% de proportion de CO₂, puis de façon brutale au-delà (Whittaker et al, 2004).

La modélisation permet d'atteindre, du fait du remplacement de l'huile et de l'eau par du CO₂, une diminution de la vitesse P de 3%, plus particulièrement dans le Marly, en raison de sa porosité, et une augmentation de la vitesse S de 4%, plus particulièrement dans le Vuggy en raison des fractures et des zones de plus forte perméabilité (Davis et al, 2002). Les modèles prévoient une variation d'impédance P de -8% à -12% dans le Marly et de -1 à -5% dans le Vuggy moins poreux, du fait de la substitution de fluide (Herawati and Davis, 2003). Les changements de pression sont négligeables.

L'injection de CO₂ a débuté en octobre 2000 sur une zone de 26 km², avec 19 dispositifs d'injection.

Trois acquisitions de sismique de surface 3C, acquises avec des charges de 1kg de dynamite tirées dans des trous uniques de 12 mètres de profondeur, ont été effectuées dans les mêmes conditions hivernales de décembre en 2000, 2001 et 2002. Les variations d'amplitude et de temps d'arrivée entre la ligne de base acquise avant le début de l'injection de CO₂ et le premier monitor sont supérieures à ce que la modélisation laissait attendre. Cela est probablement dû aux hétérogénéités, telles que les fractures, non incluses dans le modèle.

Les cartes de différences d'amplitude (différence simple ou différence d'amplitude moyenne sur une fenêtre de 30 ms) et de différences de temps d'arrivée montrent des variations parallèles aux puits d'injection, plus ou moins prononcées en fonction du débit (Li, 2003). Les variations de temps d'arrivée des réflexions sur des réflecteurs plus profonds que le réservoir atteignent jusqu'à 2 millisecondes, avec des variations de vitesse dans le réservoir pouvant aller jusqu'à 10%. Les variations d'amplitude, mesurées en valeur moyenne sur une fenêtre de 5 ms au toit du réservoir, sont également bien visibles autour des puits d'injection et nettement au-dessus du niveau de variation mesuré sur des réflecteurs situés au dessus du réservoir.

Par ailleurs, trois acquisitions de sismique de surface 3D-9C ont été acquises en octobre 2000, puis en octobre 2001 et en octobre 2002 sur une superficie de 9 km², autour de 4 puits d'injection horizontaux, avec une forte couverture (400 en P, 140 en S), avec une distribution uniforme en déport et en azimut (Davis et al, 2003). Les cartes d'anomalies d'amplitude des réflexions en S et en P corrélaient mal, ce qui laisse supposer que les anomalies P sont essentiellement liées aux variations de contenu en fluide et non aux variations de pression. On observe un déplacement plus rapide du CO₂ dans des directions privilégiées, correspondant vraisemblablement à des zones fracturées ou des zones de plus grande perméabilité. Les puits situés sur ces chemins ont produit du CO₂ plus tôt que prévu et l'un d'entre eux a dû être fermé.

La polarisation des ondes S et l'analyse en fonction de l'azimut de la courbure des réflexions ont permis de dériver des paramètres d'anisotropie. Ces paramètres permettent de distinguer deux zones, une zone de symétrie orthorhombique avec deux directions de fractures au Nord et une zone de symétrie dégradée au Sud en relation avec une zone de dissolution d'évaporites en dessous du réservoir. Les différences de polarisation de l'onde S rapide entre l'acquisition de base et l'acquisition après une année d'injection a conduit à suspecter l'ouverture d'une fracture le long d'un des puits injecteurs.

Le volume de pore dans la zone où des anomalies d'amplitude et de temps d'arrivée sont visibles dépasse d'un facteur 5 le volume de CO₂ injecté, ce qui nous donne une saturation moyenne de 20 % dans la zone où les données sismiques ont varié au cours des deux premières années d'injection. Les données sismiques ont été utilisées pour contraindre des simulations de réservoir, permettant de préciser la répartition des saturations.

2.7. QUANTIFICATION DES VOLUMES

Les paramètres qui influent sur les données sismiques, essentiellement les vitesses de propagation et les impédances acoustiques, sont sensibles à la substitution d'huile ou d'eau par un gaz. Ils varient relativement rapidement dès l'introduction de gaz, mais varient ensuite relativement peu quand la proportion de gaz augmente. On a donc de bons indicateurs potentiels de présence de gaz, mais de piètres outils pour une évaluation quantitative des volumes en place.

L'évaluation des tonnages en place nécessitent d'une part une estimation des volumes dans lesquels on trouve du gaz, estimation qui peut être donnée avec une précision de quelques dizaines de mètres (ou de quelques milliers de m³) par les techniques d'imagerie sismiques et, d'autre part, une estimation de la proportion respective de liquides, eau et huile, et de gaz.

2.7.1. Densité

Parmi les quantités sur lesquelles les données sismiques apportent de l'information, la densité est une fonction linéaire de la saturation en gaz. Les mesures d'amplitude en fonction du déport sont susceptibles de permettre une estimation des variations de densité et de saturation, en particulier si l'on a accès à la fois aux réflexions PP et aux réflexions PS, converties au toit du réservoir. La réception des ondes converties nécessite d'utiliser des capteurs 3 composantes.

2.7.2. Gravimétrie (cf. également le chap. 3)

La densité peut aussi être évaluée par une méthode directe, la gravimétrie. La composante verticale de l'attraction gravitationnelle d'un corps homogène de forme arbitraire est

$$\gamma \int_{a1}^{a2} \int_{b1}^{b2} \int_{c1}^{c2} \frac{\rho c}{r^3} da db dc$$
, où (a,b,c) est le vecteur reliant le point d'observation à un élément de masse, r est la distance entre ces deux points et γ est la constante de gravitation universelle (Bear et al, 1995).

L'amplitude de la variation du champ gravitationnel, due à la substitution de fluide est proportionnelle à la différence des densités des fluides, au volume des fluides, c'est-à-dire aussi à la porosité, et sensiblement inversement proportionnelle au carré de la profondeur.

La variation du niveau de gaz dans le stockage d'Izaute (profondeur 500 m, porosité 30%, densité du gaz 200 kg/m³) a pu récemment être suivie par microgravité. La variation de 24 m du contact gaz/eau s'est traduit par une variation de l'ordre de 65 μ Gal, mesurée avec une précision inférieure à 5 μ Gal (Bate, 2005).

Le gaz carbonique est assez lourd, sa masse molaire étant près du triple de celle du méthane. Au dessous de 800 m, sa densité est de l'ordre de 700 kg/m³. Dans une

roche de densité 2500 kg/m³, avec une porosité de 15%, la différence de densité obtenue par une substitution complète de l'eau par du CO₂ est de 2% à peine, c'est-à-dire bien moindre que les variations de densité liées aux variations de lithologie. Le contraste de densité est encore bien moindre si c'est de l'huile que le gaz remplace, car les densités de l'huile et du CO₂ supercritique sont proches.

2.7.3. Résistivité (cf. également le chap. 4)

Le contraste de résistivité ou de son inverse, la conductivité, entre une eau salée et le gaz carbonique est net. Les mesures de la conductivité pourraient donner un moyen d'évaluer la saturation en eau.

La loi d'Archie, qui suppose que les pores sont connectés entre eux et que la saturation en eau est au-dessus du seuil de percolation, relie la conductivité globale à la conductivité du fluide σ_w à la fraction de l'espace poreux remplie d'eau S et à la différence entre la porosité et le seuil de percolation :

$$\phi - \phi_p : \sigma = a \sigma_w S^n (\phi - \phi_p)^m ,$$

a , n et m sont des coefficients qui dépendent de la lithologie. Si le contenu en argile du réservoir est faible, la conductivité dépendra essentiellement de la saturation (Koesoemadinata et McMechan, 2003).

Les mesures de résistivité ont une faible résolution. L'interprétation ou l'inversion simultanée des données sismiques et électromagnétiques peuvent apporter des informations quantitatives la saturation en gaz. En particulier, les données sismiques seules sont insuffisantes pour permettre de déterminer les variables multiples décrivant un système à plusieurs phases de fluide. La mesure de la conductivité donne une estimation indépendante de la saturation en eau. Des mesures combinées de temps de parcours et de conductivité entre puits ont permis une estimation des saturations en eau, en gaz et du rapport gaz/huile lors d'une opération de récupération assistée par injection de CO₂ sur le gisement des Lost Hills en Californie (Hoversten et al, 2003).

Des mesures de surface ont également été réalisées au-dessus de stockages de gaz (Hördt et al, 2000; Ziolkowski et al, 2002; Wright et al, 2002), permettant de délimiter la zone en gaz, mais soulignant la nécessité de gagner en rapport signal/bruit. Pour l'instant, les interprétations restent qualitatives.

2.7.4. Atténuation

L'atténuation est également sensible à la quantité de gaz. Dans le cas de réservoirs poreux de type sables à gaz, la cause principale de la dissipation d'énergie serait l'échauffement du gaz. L'atténuation croîtrait alors avec la saturation en gaz. Dans le cas de réservoirs fissurés, par contre, la cause principale de dissipation d'énergie pourrait être le mouvement des fluides le long des fissures ou des joints de grain. L'atténuation croît alors avec la saturation en eau.

2.8. SISMIQUE RÉPÉTÉE

La surveillance de réservoir implique des opérations répétées au cours de la vie du gisement. La comparaison des images obtenues à deux moments différents permet de mettre en évidence les changements et de s'affranchir des bruits répétitifs. De nombreuses opérations de "sismique 4D" ont été réalisées, principalement en mer. Un problème d'ampleur pour la comparaison de deux campagnes sismiques réalisées à des moments différents tient dans les différences inévitables dans la mise en oeuvre, notamment dans les positions des sources et des récepteurs en marine. A terre, les opérations sont compliquées par la sensibilité des premiers mètres sous la surface du sol aux variations météorologiques, notamment à la température et à l'humidité. Cette couche de subsurface absorbe également assez fortement les fréquences et limite la bande spectrale utile à moins de 100 Hz. La réception sur des capteurs placés dans des puits permet de limiter ces problèmes, voire de s'en affranchir, si la source d'excitation sismique se trouve également dans un puits.

2.8.1. Dispositifs permanents

La position des capteurs dans un puits peut varier de quelques décimètres d'une opération à l'autre. Le couplage des récepteurs à la paroi du puits peut également varier. Pour éviter ces problèmes, gênants lorsqu'on cherche à mettre en évidence de faibles variations de temps d'arrivée ou d'amplitudes, des dispositifs permanents peuvent être mis en place. Des capteurs cimentés derrière le tubing ont été utilisés pour enregistrer des profils sismiques verticaux pendant plusieurs années (Deflandre et al, 1995), des dispositifs de sources vibratoires piézoélectriques permanentes en surface ou cimentées dans des puits ont également été utilisées de façon quasi-continue pendant quelques années (Meunier et al, 2001). Le système d'excitation utilisé permettait d'enregistrer simultanément et de séparer les réflexions des émissions de la source permanente et les événements microsismiques. Des réseaux d'antennes verticales et de sources permanentes permettraient une surveillance du réservoir en une série de points (PSV répétés fréquemment) et autour de ces points (sismique entre puits).

L'application à des stockages de gaz, remplis en été et partiellement vidés en hiver, a montré que la substitution de gaz à l'eau et l'inverse, se traduisant par une variation de temps d'arrivée des réflexions sur des interfaces situés en dessous du réservoir de l'ordre de la milliseconde, pouvaient être mis en évidence. La précision du pointé est de l'ordre de 0,2 millisecondes avec ces dispositifs, alors qu'elle est de l'ordre de la demi-milliseconde pour les PSO et walk-away réalisés avec des sources de surface. Les variations d'amplitude attendues, de l'ordre de quelques pourcents, restent, par contre, hors d'atteinte dans les cas considérés, en raison de la présence de bruits divers : conversions d'onde, variations des propriétés mécaniques des quelques mètres sous la surface du sol du fait des variations de température et d'humidité jouant sur les réflexions à la surface (fantômes), bruits de traitement, .(Bianchi et al, 2004).

La possibilité d'utiliser de façon répétée des sources ou des capteurs cimentés dans des puits pendant plusieurs dizaines d'années n'a pas encore été étudiée..

2.9. CONCLUSION

La sismique-réflexion peut apporter des informations utiles aux différents stades de la vie d'un stockage de gaz carbonique. Au stade de la caractérisation du site, l'étude de l'anisotropie des vitesses de propagation peut permettre de mettre en évidence des réseaux de fractures de dimension décamétriques ou de fissures et de joints entre grains de dimension nettement plus petites, de déterminer leur direction dominante si elle existe, voire les directions de deux réseaux entrecroisés.

Au stade du suivi de l'injection, les variations des amplitudes au toit et à l'intérieur des réservoirs et les variations de temps d'arrivée des réflexions sous-jacentes peuvent permettre de suivre le mouvement de la bulle de CO₂, avec une précision décamétrique, en l'absence d'autres gaz dans le milieu d'origine. Pour les réservoirs fracturés, les variations de l'anisotropie et les variations des vitesses des ondes transverses apportent des informations sur les changements de contenu en fluide et sur les variations de pression. La présence d'une accumulation de gaz, de l'ordre de quelques milliers de m³ dans des aquifères sus-jacents, indiquant la présence d'un chemin de migration, pourrait alors être détectée.

La quantification de la masse de CO₂ en place est une question difficile en raison de la faible variation des vitesses de propagation des ondes avec la saturation en gaz, dès que celle-ci dépasse 5 %. L'apport de mesures indépendantes plus sensibles aux variations de saturation, telle que les mesures gravimétriques ou les mesures électromagnétiques, pourraient permettre de s'attaquer à ce problème.

2.10. BIBLIOGRAPHIE DU CHAPITRE 2

Aki K.I. and Richards P.G., 1980, Quantitative seismology, W.H. Freeman and Co.

Aminzadeh F., Connolly D. and de Groot P., 2002, Interpretation of gas chimney volumes, 7nd SEG Meeting, 440-443

Bahorich M. and Farmer S., 1995, 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube, *The Leading Edge*, **14**, 1053-1058

Bate D., 2005, 4D reservoir volumetrics: a case study over the Izaute gas storage facility, *First Break*, **23**, n°11, 69-71

Bear G.W., Al-Shukri H.J. and Rudman A.J., 1995, Linear inversion of gravity data for 3D density distributions, *Geophysics*, **60**, 1354-1364

Becquey M., Lavergne M. and Willm Ch., 1979, Acoustic impedance logs computed from seismic traces, *Geophysics*, **44**, 1485-1501

Bianchi Th., Forgues E., Meunier J, Huguet F. and Bruneau J., 2004, Acquisition and processing challenges in continuous active reservoir monitoring, 66th EAGE Conference

Brac J. and Richard V., 1988, Wavelet analysis using well log information, 58th SEG Meeting

Brac J., Déquièrez P.Y., Hervé F., Jacques C., Lailly P., Richard V. and Tran Van Nhieu D.,

Inversion with a priori information : An approach to integrated stratigraphic interpretation, 58th SEG Meeting

Borgos H.G., Randen T. and Sonneland L., 2003, Super-resolution mapping of thin gas pockets, 6th EAGE Conference, A-24

Cambois G., 2000, Can P-wave AVO be quantitative ?, *The Leading Edge*, **19**, 1246-1251

Cardona R., Batzle M. and Davis T.L., 2001, Shear wave velocity dependence on fluid saturation, 71st SEG Meeting

Castagna J.P., Sun S. and Siegfried R.W., 2003, Instantaneous spectral analysis: Detection of low-frequency shadows associated with hydrocarbons, *The Leading Edge*, **22**, 120-127

Chadwick R.A., Arts R., Eiken O., Kirby G.A., Lindeberg E. and Zweigel P., 2004, 4D seismic imaging of an injected CO₂ plume at the Sleipner field, central North Sea, in Davies et al., 3D seismic technology: Application to the exploration of sedimentary basins. Geological Society, London, *Memoirs*, **29**, 311-320

Chichinina T., Sahinin V. and Ronquillo-Jarillo G., 2005, QVOA analysis as an instrument for fracture characterization, 75th SEG Meeting, 127-130

Connolly P., 1998, Elastic impedance, *The Leading Edge*, **17**, 438-452

Crampin S. and Chastin S., 2003, A review of shear wave splitting in the crack-critical crust, *Geophysical Journal International*, **155**, 221-240

Crampin S., 2004, The New Geophysics: implications for hydrocarbon recovery and possible contamination of time-lapse seismics, *First Break*, **22**, 73-82

Davis T.L., Terell M.J., Benson R.D. and Kendall R.R., 2002, Seismic monitoring of the CO₂ flood at Weyburn Field, Saskatchewan, Canada, 64th EAGE Conference, P311

Davis T.L., Terell M.J., Benson R.D., Cardona R., Kendall R.R. and Winarsky, 2003, Multicomponent seismic characterization and monitoring of the CO₂ flood at Weyburn Field, Saskatchewan, *The Leading Edge*, **22**, 696-697

De Capello M.A. and Batzle M., 1997, Rock Physics in seismic monitoring, *The Leading Edge*, **16**, 1255-1260

Deflandre J.P., Laurent J., Michon D. and Blondin E., 1995, Microseismic surveying and repeated VSPs for monitoring an underground gas storage using permanent geophones, *First Break*, **13**, 129-138

DeVault B., Davis T.L., Tsvankin I., Verm R. and Hilterman F., 2002, Multicomponent AVO analysis, Vacuum field, New Mexico, *Geophysics*, **67**, 701-710

Domenico S.N., 1977, Elastic properties of unconsolidated porous sands reservoirs, *Geophysics*, **42**, 1339-1368

Duffaut K., Landrø M. and Rognø H. and Al-Najjar N.F., 2000, Shear-wave elastic impedance, *The Leading Edge*, **20**, 1222-1229

Duranti L., Davis T.L. and Benson R.D., 2000, Time-lapse analysis and detection of fluid changes at Vacuum field, New Mexico, 70th SEG Meeting, 1528-1531

Dvorkin J.P. and Mavko G., Modeling attenuation in reservoir and non reservoir rock, *The Leading Edge*, **25**, 194-197

Fournier F., 2004, Interprétation orientée réservoir des attributs sismiques : une contribution à la lithosismique, Habilitation à diriger des recherches

Gardner GHF, Gardner LW and Gregory AR, 1974, Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*, **39**, 770-780

Garotta R., Granger P.Y. and Darius H., 2002, Combined interpretation of PP and PS data provides direct access to elastic rock properties, *The Leading Edge*, **21**, 532-535

Gassmann F., 1951, Elastic waves through a packing of spheres, *Geophysics*, **16**, 673-685

Gregory A.R., 1976, Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks, *Geophysics*, **41**, 895-921

Goodway B., Chen T. and Downton J., 1997, Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lamé petrophysical parameters, " $\lambda\rho$ ", " $\mu\rho$ ", "&" λ / μ fluid stack", from P and S inversions, 67th SEG Meeting, AVO2.7, 183-188

Gritto R., Daley T.M. and Myer L.R., 2004, Joint cross-well and single well seismic studies of CO₂ injection in an oil reservoir, *Geophysical Prospecting*, **52**, 323-339

Han and Batzle M., 2004, Gassmann's equations and fluid saturation effects on seismic velocities, *Geophysics*, **69**, 398-405

Herawati I. and Davis T.L., 2003, The use of time-lapse P-wave inversion to monitor CO₂ flood at Weyburn Field, Saskatchewan, Canada, 73rd SEG Meeting, 1350-1353, RCT1-6

Hördt A., Andrieux P., Neubauer F.M., Rüter et Vozoff K, 2000, A first attempt at monitoring underground gas storage by means of time-lapse multichannel transient electromagnetics, *Geophysical Prospecting*, **48**, 489-509

Hoverster G.M., Gritto R., Washbourne J., Daley T., 2003, Pressure and fluid saturation prediction in a multicomponent reservoir, using combined seismic and electromagnetic imaging, *Geophysics*, **68**, 1580-1591

Jones G. and Knipe R.J., 1996, Seismic attribute maps; application to structural interpretation and fault seal analysis in the North Sea Basin, *First Break*, **14**, 449-461

Klimentos Th., Attenuation of P- and S-waves as a method of distinguishing gas and condensate from oil and water, *Geophysics*, **60**, 447-458

Koesoemadinata A.P. and Mc Mechan G.A., 2003, Correlations between seismic parameters, EM parameters, and petrophysical/petrological properties for sandstone and carbonate at low saturations, *Geophysics*, **68**, 870-883

- Kuster G.T., 1977, An interaction model for elastic wave propagation in two-phase media, *Geophysical Prospecting*, **25**, 482-495
- Kuster G.T. and Toksöz M.N., 1974, Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media, Part I: Theoretical formulations, *Geophysics*, **39**, 567-606
- Landrø M., 2002, Uncertainties in quantitative time-lapse seismic analysis, *Geophysical Prospecting*, **50**, 527-538
- Landrø M., Hafslund Veire H., Duffaut K. and Najjar N., 2003, Discrimination between pressure and fluid saturation changes from marine multicomponent time-lapse seismic data, *Geophysics*, **68**, 1592-1599
- Larsen J.A., Margrave G.F. and Lu Han-sing, 1999, AVO analysis by simultaneous P-P and P-S weighted stacking applied to 3C-3D seismic data, 69th SEG meeting
- Lazaratos S.K. and Marion B.P., 1997, Crosswell seismic imaging of reservoir changes caused by CO₂ injection, *The Leading Edge*, **16**, 1300-1306
- Lynn H., 2004, The winds of change - Anisotropic rocks – Their preferred direction of fluid flow and their associated seismic signatures, *The Leading Edge*, **23**, 1156-1162
- Li G., 2003, 4D seismic monitoring of CO₂ flood in a thin fractured carbonate reservoir, *The Leading Edge*, **22**, 690-695
- MacBeth C., 1999, Azimuthal variation in P-wave signatures due to fluid flow, *Geophysics*, **64**, 1181-1192
- Malaver C, Davis T and Benson R., 2004, Statistical applications for quantitative reservoir characterization and monitoring at West Pearl Queen field, Lea County, New Mexico, 74th SEG Meeting, 1503-1506
- Mavko G.M. and Nur A., 1979, Wave attenuation in partially saturated rocks, *Geophysics*, **44**, 161-178
- Meldahl P., Heggland R., Bril B. and de Groot P., 1999, The chimney cube, an example of semi-automated detection of seismic objects by directive attributes and neural networks – Part I, methodology, 69th SEG Meeting
- Meunier J., Huguet F. and Meynier P., 2001, Reservoir monitoring using permanent sources and vertical receiver antennae: the Céré-la-Ronde case study, *The Leading Edge*, **20**, 622-629
- Pride S.R., Harris J.M., Johnson D.L., Mateeva A., Nihei K.T., Nowack R.L., Rector J.W., Spetzler H., Wu R., Yamamoto T., Berryman J.G. and Fehler M., 2003, Permeability dependence of seismic amplitudes, *The Leading Edge*, **22**, 518-525
- Rasolofosaon P., 2000, Explicit analytic expression for normal moveout from horizontal and dipping reflectors in weakly anisotropic media of arbitrary symmetry type, *Geophysics*, **65**, 1294-1304

- Rasolofosaon P. and Zinszner B., 2003, Petroacoustic characterization of reservoir rocks for seismic monitoring studies. Laboratory measurement of Hertz and Gassmann parameters, *Oil and Gas Science and Technology –revue de l'IFP*, **58**, 615-635
- Rüger A. and Tsvankin I., 1997, Using AVO for fracture detection: Analytic basis and practical solutions, *The Leading Edge*, **16**, 1429-1434
- Rüger A., 1997, Analytic insight into shear-wave AVO for fractured reservoirs, 67th SEG Meeting, SL3.8, 1801-1804
- Rüger A., 1998, Variation of P-wave reflectivity with offset and azimuth in anisotropic media, *Geophysics*, **63**, 935-947
- Sheriff R.E., 1975, Factors affecting seismic amplitudes, *Geophysical Prospecting*, **23**, 125-138
- Shuey R.T., 1985, A simplification of Zoeppritz equations, *Geophysics*, **50**, 609-614
- Smith G.C. and Gidlow P.M., 1987, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas, *Geophysical Prospecting*, **35**, 993-1014
- Stainsby S.D. and Worthington M.H., 1985, Q estimation from vertical seismic profile data and anomalous variations in central North Sea, *Geophysics*, **50**, 615-626
- Taner M.T., Koehler F. and Sheriff R.E., 1979, Complex seismic trace analysis, *Geophysics*, **44**, 1041-1063
- Thomsen L., 1986, Weak elastic anisotropy, *Geophysics*, **51**, 1954-1966
- Thomsen L., 1995, Elastic anisotropy due to aligned cracks in porous rocks, *Geophysical Prospecting*, **43**, 805-829
- Tiwari U.P. and McMechan, G.A., 2005, Estimation of effective pressure and water saturation by viscoelastic inversion of synthetic time-lapse seismic data for a gas sandstone reservoir, 75th SEG Meeting
- Tonellot T., Macé D. and Richard V., 2001, Joint stratigraphic inversion of angle-limited stacks, 71st SEG Meeting, AVO 2.6
- Verm R. and Hiltermann F., 1995, Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties, *The Leading Edge*, **14**, 847- 853
- Walraven D., Aminzadeh F. and Conollo D.L., 2004, Predicting seal risk and charge capacity using chimney processing: Three Gulf of Mexico case histories, 74th SEG Meeting, 429-432
- White R.E., 1992, The accuracy of estimating Q from seismic data, *Geophysics*, **57**, 1508-1511
- Whittaker et al, 2004, IEA GHG Weyburn CO₂ Monitoring & Storage Project – Summary Report 2000-2004, Proceedings of the 7th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies
- Wright D., Ziolkowski A. and Hobbs B., 2002, Hydrocarbon detection and monitoring with a multicomponent transient electromagnetic (MTEM) survey, *The Leading Edge*, 852-864

Wyllie M.R.J., Gregory A.R. and Gardner G.H.F., 1956, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media, *Geophysics*, **21**, 41-70

Zatsepin S.V. and Crampin S., 1997, Modelling the compliance of crustal rocks - I. Response of shear-wave splitting to differential stress, *Geophysical Journal International*, **129**, 477-494

Zhu F., Gibson R.L, Watkins J.S. and Yuh S.H., 2000, Distinguishing fizz gas from commercial gas reservoirs using multicomponent seismic data, *The Leading Edge*, 19, 1238-1245

Ziolkowski A., Hobbs B. and Wright D., 2002, First direct hydrocarbon detection and reservoir monitoring using transient electromagnetics, *First Break*, 20, 224-225

3. La microgravimétrie

3.1. L'EXEMPLE DE SLEIPNER

A Sleipner, 1MT de CO₂ résultant de l'exploitation par Statoil d'un gisement de gaz naturel, est injectée chaque année à 1000 m de profondeur, dans le sous-sol de la mer du Nord. Le réservoir est un aquifère profond, la formation d'Utsira, constituée de sable à forte porosité surmonté par des argiles peu poreuses. Dans le cadre du projet SACS (Saline Aquifer CO₂ Storage), la surveillance géophysique du site a débuté en 1998. La géométrie de la bulle de CO₂ peut être estimée par l'interprétation des fortes réflexions sismiques apparaissant au niveau de son contact (cf. § 2.6.1). Cette interprétation donne une image de l'enveloppe extérieure de la bulle de CO₂ et permet de décrire globalement le volume total occupé par le CO₂. Des incertitudes subsistent cependant, car la roche n'est pas entièrement saturée en CO₂ et la masse de CO₂ effectivement stockée n'est pas connue avec précision. En effet cette masse est fonction de la densité du CO₂, elle-même dépendant des conditions de pression et température dans le stockage. A Sleipner, on estime que la densité du CO₂ dans le réservoir pourrait varier de 350 à 700 kg/m³ (Williamson et al, 2001). Par ailleurs, une partie du CO₂ injecté pourrait migrer vers le haut ou latéralement, à la faveur de fracturation de la couverture argileuse. Enfin, une dissolution partielle du CO₂ devrait également intervenir, la rapidité de cette évolution étant fonction des conditions de pression, température et salinité des fluides. Des réactions chimiques avec la roche et les fluides sont également possibles. L'obtention de données gravimétrique 4-D à l'aplomb du stockage pourrait donc apporter des contraintes supplémentaires : couplée avec les données de géométrie fournie par la sismique 4-D, elle devrait permettre d'estimer la densité, de vérifier la quantité de CO₂ effectivement séquestrée et de détecter d'éventuelles fuites à travers la couverture.

3.1.1. Résultats de l'étude de faisabilité – Principes de modélisation des variations de gravité (Williamson et al, 2001)

Après une étude de faisabilité (Williamson et al, 2001) basée sur plusieurs simulations de scénarios de stockage (densité, migration), la surveillance du site de Sleipner par microgravimétrie a commencé en août 2002 par une première campagne d'acquisition (Nooner et al, 2003). Cette étude avait pour but d'évaluer l'applicabilité de la microgravimétrie 4D pour la surveillance de l'évolution et de la migration de la bulle de CO₂, dans les conditions du site de stockage de Sleipner.

Le modèle géométrique de la bulle résulte d'une acquisition sismique effectuée en 1999 et correspond aux sections interprétées obtenues entre les profondeurs 787 m et 1012 m. L'enveloppe externe de la bulle peut être approximativement décrite par un cylindre elliptique de 225 m de haut et d'extension approximative 1500 m par 600 m.

Cette surface 3D définit le volume à l'intérieur duquel est situé le CO₂ injecté. Le volume réel de roches saturées en CO₂ est cependant nettement inférieur.

3.1.2. Expression du contraste de densité et de la saturation à l'intérieur de la bulle

Le CO₂ étant stocké dans des conditions proches de son point critique, sa densité est particulièrement sensible aux variations des conditions de pression et température dans le réservoir. Si on se base sur le gradient thermique estimé par la seule valeur de température (37°C à 1058 m) mesurée dans le stockage, l'évolution de la température, et donc de la densité, avec la profondeur devrait être conforme au diagramme de la Figure 4, soit une densité du CO₂ à la profondeur de stockage de l'ordre de 700 kg/m³. Pour des gradients thermiques supérieurs, la densité du CO₂ pourrait être cependant beaucoup plus basse (Figure 5). A 950 m de profondeur (10 MPa, avec 10.5 MPa/km), la densité peut ainsi varier de 350 kg/m³ à plus de 750 kg/m³ si le gradient thermique passe de 45 à 20 °C/km.

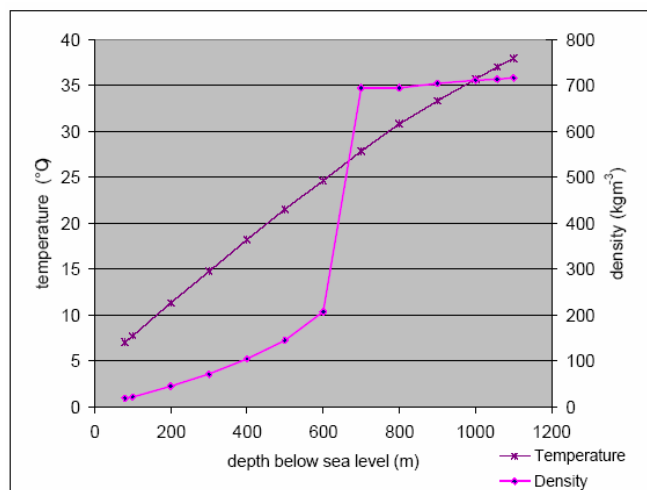


Figure 4 : Hypothèse de variation de la température et de la densité en fonction de la profondeur à Sleipner (d'après Williamson et al, 2001)

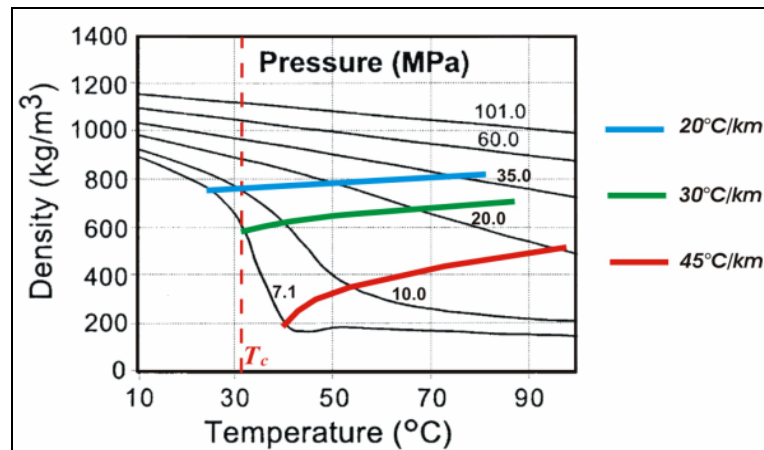


Figure 5 : Evolution de la densité en fonction de la profondeur (pression) pour différents gradients thermiques (d'après Guillou-Frottier, 2004)

Pour une densité de CO₂ donnée, ρ_{CO_2} , le contraste de densité, $\Delta\rho$, entre la bulle et son encaissant sera fonction de la masse injectée, M_{CO_2} , du volume du stockage, V et de la densité du fluide remplacé, ρ_w :

Volume de CO₂ dans le stockage : $M_{CO_2} / \rho_{CO_2} = \text{Volume de fluide expulsé } M_w / \rho_w$

Variation de masse dans V : $\Delta M = M_{CO_2} - M_w = M_{CO_2} (1 - \rho_w / \rho_{CO_2})$

Contraste de densité : $\Delta\rho = \Delta M / V = M_{CO_2} (1 - \rho_w / \rho_{CO_2}) / V$

L'anomalie de gravité entre deux instants de mesures sera donc due à la différence de masse entre le fluide expulsé de densité ρ_w et le CO₂ injecté dans le volume V du réservoir. Plus le contraste de densité ρ_w / ρ_{CO_2} sera élevé, plus l'anomalie (négative) sera importante.

Dans un réservoir de volume V et de porosité ϕ , incluant un volume d'argile relatif V_a (V_a est la fraction d'argile par rapport au volume total V), le volume occupé par du CO₂ pur sera :

$$V_{CO_2} = M_{CO_2} / \rho_{CO_2} = V \phi (1 - V_a) S_{CO_2}, \text{ d'où}$$

$$S_{CO_2}, \text{ saturation moyenne du CO}_2 \text{ dans la bulle} = M_{CO_2} / V \phi (1 - V_a) \rho_{CO_2}$$

3.1.3. Simulations gravimétriques de différents scénarios de stockage

Les effets gravimétriques induits par l'injection de CO₂ ont été estimés pour les deux modèles géométriques résultant de l'interprétation des campagnes sismiques de 1999 et 2001, avec deux contrastes de densités (700 kg/m³ et 350 kg/m³). L'algorithme utilisé est celui d'Okabe (1979), qui calcule l'effet gravimétrique à l'aide d'intégrales de surface. En 1999, pour une masse injectée de 2.28 MT, les effets prévisibles sont de

l'ordre de $-10 \mu\text{Gal}$ pour une densité de 700 kg/m^3 et de $-30 \mu\text{Gal}$ pour une densité de 350 kg/m^3 . En 2001, pour une masse injectée de 4 MT, les effets prévisibles seraient de l'ordre de -18 à $-60 \mu\text{Gal}$. La variation de gravité qui aurait été enregistrée en deux ans serait donc de $8 \mu\text{Gal}$ dans l'hypothèse la plus défavorable, contre $30 \mu\text{Gal}$ dans le cas le plus favorable. Le premier cas est donc en limite du seuil de détection de la microgravimétrie, qui est généralement de 5 à $10 \mu\text{Gal}$ suivant les conditions et en supposant que toutes les causes d'erreurs ont été soigneusement éliminées. Pour un contraste de 350 kg/m^3 , les variations seraient détectables.

D'autres simulations ont été également réalisées dans l'hypothèse d'une migration du CO₂ à travers la couverture argileuse. Dans le cas d'une migration verticale, le CO₂ passant à l'état gazeux, aurait une densité plus faible que celle du CO₂ super-critique. La profondeur de la bulle étant plus faible également, l'anomalie prévisible augmente considérablement ($-235 \mu\text{Gal}$ pour une bulle située à moins de 600 m) et serait très facilement repérable. Des migrations latérales seraient par contre difficilement détectables.

3.1.4. Résultats des deux premières campagnes d'acquisition (2002-2005)

La campagne gravimétrique sous-marine réalisée au fond de la mer par un véhicule téléguidé (ROVDOG, Remotely Operated Vehicle deployable Deep Ocean Gravimeter) en août 2002 (Nooner et al., 2003) a constitué un état zéro pour le monitoring des variations gravimétriques ultérieures. Cette campagne a été implantée sur 30 repères permanents en béton situés dans une zone de 3 par 7 km. Chaque station a été occupée trois fois avec un bon contrôle des différents facteurs d'erreur (dérive instrumentale, profondeur). L'incertitude des mesures est de $2.5 \mu\text{Gal}$ à laquelle s'ajoute l'incertitude sur le niveau de référence de la gravité mesuré en dehors de la zone de stockage, environ 1 à $2 \mu\text{Gal}$. L'incertitude sur la détection de variations de gravité entre deux réitérations peut être ainsi estimée à $5 \mu\text{Gal}$. Cette incertitude est plus faible que l'incertitude de $10 \mu\text{Gal}$ prise en compte par l'étude de faisabilité, ce qui laisse de bons espoirs de détecter des variations temporelles de gravité attribuables à l'évolution des densités et de la distribution du CO₂ dans le stockage.

Les 30 bases en béton ont été réoccupées en 2005 avec une incertitude sur les mesures de l'ordre de $3,5 \mu\text{Gal}$ (Nooneer et al., 2006). Après avoir effectué des corrections correspondant à une dérive régionale due à l'extraction de gaz dans un gisement proche et l'enfoncement de quelques unes des bases, il apparaît une anomalie de l'ordre de $10 \mu\text{Gal}$ (Figure 6). L'effet gravimétrique du modèle de répartition du CO₂ a été calculé à partir du modèle utilisé pour simuler l'écoulement et de modèle issu de la sismique, constitué de plusieurs bulles planes en « piles d'assiette ». Le meilleur ajustement entre observations et modèle correspond au modèle issu de la sismique et calculé avec une densité de l'ordre de $530 \text{ kg/m}^3 \pm 65 \text{ kg/m}^3$ (intervalle de confiance de 95%). Cette densité est compatible avec des températures dans le réservoir de l'ordre de 45°C (Figure 5). Les possibilités de la méthode sont ainsi démontrées et de nouvelles mesures gravimétriques et sismiques devraient permettre d'augmenter la fiabilité de l'estimation de la densité.

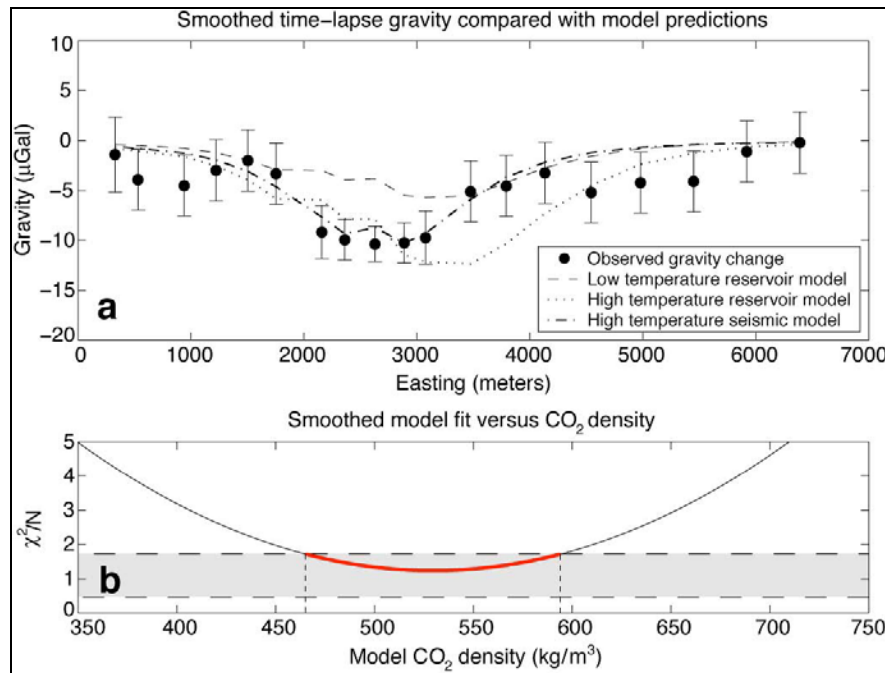


Figure 6 : a) Profil mesuré de la variation gravimétrique résiduelle lissée, superposé à l'anomalie gravimétrique calculée d'après le modèle de réservoir pour deux gradients de températures : élevé (densité moyenne du CO₂ de 550 kg/m³) et faible (densité moyenne du CO₂ de 700 kg/m³). Les résultats des modèles et les observations ont été lissés en faisant la moyenne avec les valeurs des sites proches. Les valeurs observées des changements de gravité s'ajustent au mieux avec le modèle issu de la sismique avec gradient de température élevé. b) Graphe de la différence entre le modèle et les observations (au sens de la norme χ^2), représenté en fonction de la densité du CO₂ utilisée dans a) pour le modèle sismique. La différence la plus faible correspond à une densité de 530 kg/m³ $\pm$ 65 kg/m³ avec un intervalle de confiance de 95% (bande grisée). (D'après Nooner et al. , 2006)

3.2. APPLICABILITÉ DE LA MÉTHODE DANS UN AUTRE CONTEXTE – HYPOTHÈSE D'UNE SÉQUESTRATION DANS LE BASSIN DE PARIS

De manière générale, la faisabilité de la surveillance gravimétrique des injections de CO₂ dépendra des masses injectées, de la profondeur du stockage, du contraste de densité entre le fluide présent initialement dans le réservoir et le CO₂ injecté dans les conditions de stockage et de la précision des mesures microgravimétriques. Cette précision est non seulement fonction de la précision instrumentale mais également de la précision qu'il est possible d'atteindre pour la correction des variations temporelles de pesanteur indépendantes du phénomène étudié. Si on admet que l'on est capable de détecter en surface une variation de gravité d'amplitude Δg entre deux réitérations de mesures, la variation de masse, ΔM_{CO_2} , qui pourrait être mise en évidence peut être estimée dans l'hypothèse d'une bulle de CO₂ sphérique à la profondeur z :

$$\Delta M_{\text{CO}_2} (\text{MT}) = \Delta g (\mu\text{Gal}) z^2 (\text{km}^2) / 6.67 (1 - \rho_w / \rho_{\text{CO}_2})$$

Ce calcul a été réalisé dans l'hypothèse d'une acquisition gravimétrique permettant de détecter des variations de 10 μgal et pour différentes hypothèses de densités (Figure 7). Connaissant le rythme des injections, ce diagramme permettra également d'estimer la fréquence souhaitable pour les répétitions gravimétriques.

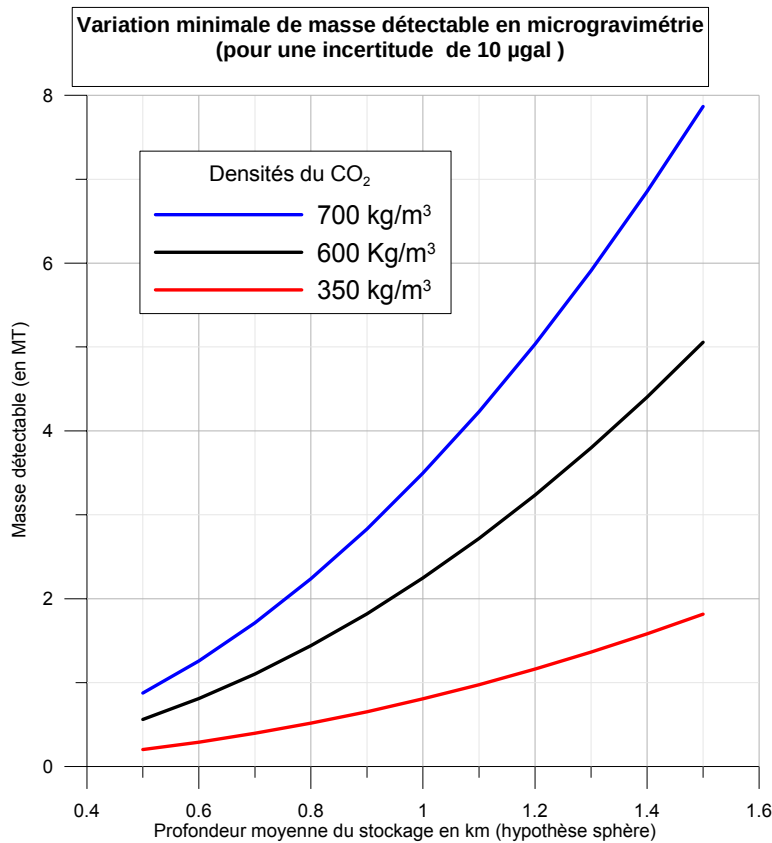


Figure 7 : Masses minimales détectables en microgravimétrie (hypothèse d'une bulle sphérique de CO₂ super-critique)

Dans les conditions géothermiques moyennes du Bassin de Paris (gradient 33°C/km), les densités du CO₂ super-critique seraient de l'ordre de 600-650 kg/m³ entre 800 et 1500 m de profondeur (Guillou-Frottier, 2004). Dans ces conditions et dans l'hypothèse d'un stockage à une profondeur moyenne de 1000 m, la Figure 7 montre par exemple que la variation de masse injectée entre deux acquisitions devrait être au minimum de 2.2 MT.

Dans le cadre d'un projet précis cette estimation devrait être affinée grâce à une simulation prenant en compte la géométrie du stockage et ses conditions thermodynamiques. De manière pratique ceci pourrait être réalisé en connectant un algorithme de calcul direct de l'effet gravimétrique à un simulateur de réservoir ou en introduisant un modèle de densité issu du simulateur dans un modèleur gravimétrique.

3.3. APPLICATION DE LA MICROGRAVIMÉTRIE 4D À LA SURVEILLANCE DE RÉSERVOIRS DANS LE CADRE DE LA RÉCUPÉRATION ASSISTÉE D'HYDROCARBURES OU DE STOCKAGE DE GAZ

La faisabilité de la surveillance par microgravimétrie 4D a été également étudiée dans le cadre de la récupération assistée d'hydrocarbures (EOR : Enhanced Oil Recovery), notamment sur le site de Prudhoe Bay en Alaska (Hare et al, 1999) et sur le gisement de Troll, en mer du Nord (Eiken et al, 2004). Dans ce contexte, l'injection d'eau est utilisée pour augmenter les performances de récupération des hydrocarbures. La migration vers le haut du contact liquide gaz peut donc être suivie par géophysique. Sur le gisement de Troll, par exemple, on s'attend à ce qu'un déplacement vers le haut d'un mètre de ce front puisse être à l'origine d'une anomalie de 6 μ Gal. Sachant que, grâce aux progrès des méthodes d'acquisition, l'écart type des mesures gravimétriques acquises en fond de mer sur ce site est passée de 26 μ Gal, en 1998, à 11 μ Gal, en 2000, et 4 μ Gal, en 2002, des déplacements de quelques mètres deviennent détectables. Sur le site terrestre de Prudhoe Bay des tests ont montré que des gravimètres de prospection classiques (Lacoste & Romberg ou Scintrex CG3M), couplés avec une altimétrie GPS, permettent d'atteindre une répétabilité de 5 à 10 μ Gal, malgré des conditions de terrain difficiles (certaines stations sont sur la glace).

La surveillance gravimétrique du réservoir de Prudhoe Bay a été simulée par modélisation directe des effets des variations de densité dans le réservoir. Des variations en surface de 100 μ Gal après 5 ans d'injection (Figure 8) et de 180-250 μ Gal après 15 ans sont ainsi prédites. Une étape d'inversion par moindres carrés sous contraintes a ensuite permis de vérifier que l'on peut retrouver la distribution des densités dans le sous-sol à partir des données synthétiques, même bruitées.

Des tests ont été effectués par Gaz de France sur le site de Céré-la-Ronde, en région Centre, il y a une dizaine d'années. Ils n'ont pas été poursuivis du fait de l'importance des effets perturbateurs environnementaux comparée à l'amplitude du signal gravimétrique attendu. Une expérience de suivi par microgravimétrie du stockage de gaz d'Izaute (TOTAL), en Aquitaine, a eu lieu entre janvier 2003 et juin 2004 (Bate, 2005). Le réseau de mesures comprenait 200 points, répétés chaque mois, plus deux stations permanentes, une localisée sur le maximum d'anomalie et l'autre hors de la zone d'influence du site de stockage. Les premiers résultats montrent que pour un réservoir relativement peu profond (moins de 500 m) avec une perméabilité élevée, l'effet du déplacement du contact gas/eau induit un changement gravimétrique tout à fait mesurable. La Figure 9 montre la superposition des mesures gravimétriques (discrètes et continues), du niveau du gaz stocké et de la pression dans le réservoir.

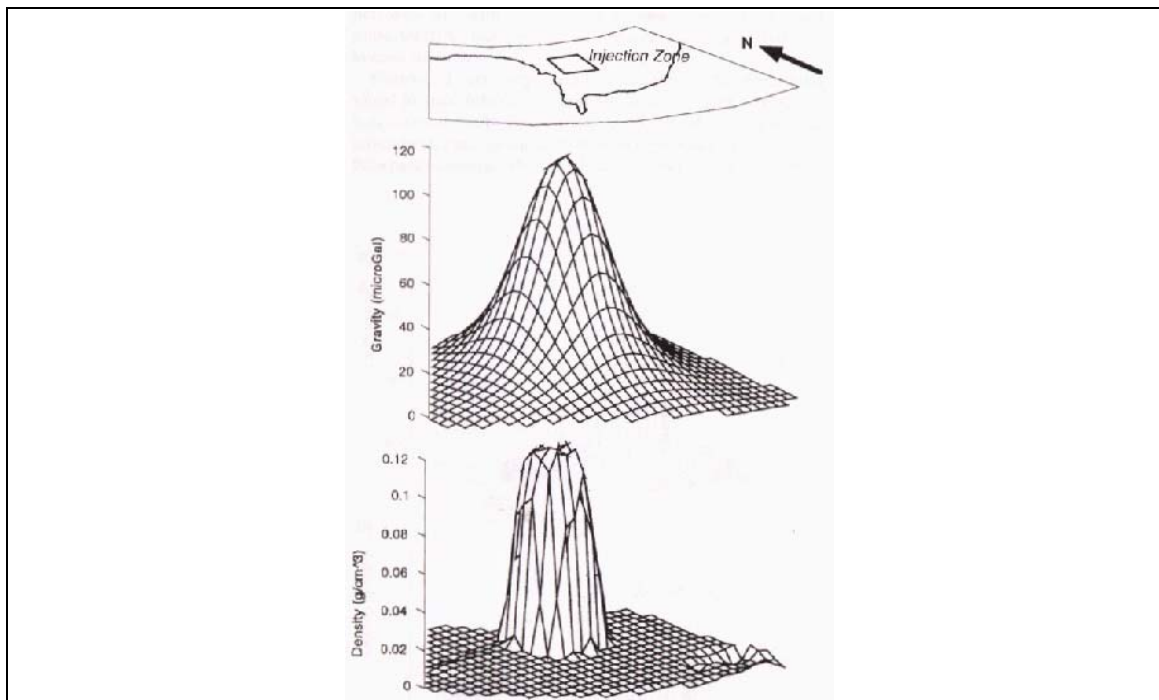


Figure 8 : Simulation de l'effet gravimétrique du réservoir de Prudhoe bay après 5 ans d'injection (d'après Hare et al., 1999)

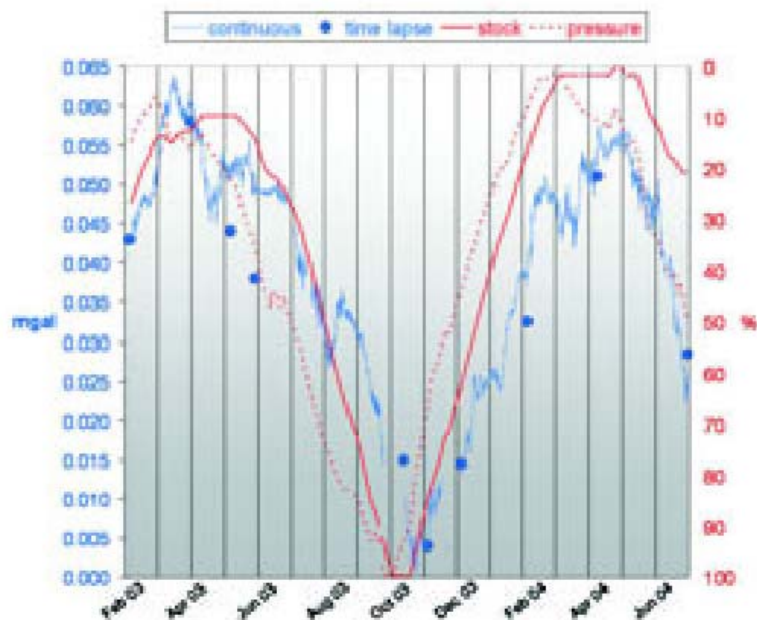


Figure 9 : Evolution du champ de gravité sur le site d'Izaute, Aquitaine, entre janvier 2003 et juillet 2004. Points bleus : mesures discrètes, trait bleu : mesures continues. Trait rouge : stock de gaz (en %), pointillé rouge : pression dans le réservoir (en %). Le signe de l'anomalie gravimétrique a été inversé pour faciliter la comparaison. (d'après Bate, 2005)

4. Les méthodes électriques, EM et PS

4.1. VARIATION DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE AVEC LA SATURATION EN CO₂

De manière générale, le remplacement d'un fluide conducteur par du CO₂ résistant devrait augmenter de manière significative la résistivité des roches. D'après des recherches en cours aux Etats-Unis, faisant intervenir des données expérimentales et des simulations, (Myer, 2001), des essais d'injection d'une saumure contenant du CO₂ dans des échantillons de grès Berea ont montré que la résistivité était multipliée par 2 ou 3 par rapport à des échantillons contenant de la saumure seule (Figure 10). L'auteur fait remarquer cependant que des essais plus poussés seraient nécessaires pour examiner la variation de résistivité lors du changement d'état, car pour une saumure de 3,5 Ohm.m contenant du CO₂ il observe une baisse significative de résistivité à 950 psi (6,65 MPa), lors du passage à l'état supercritique.

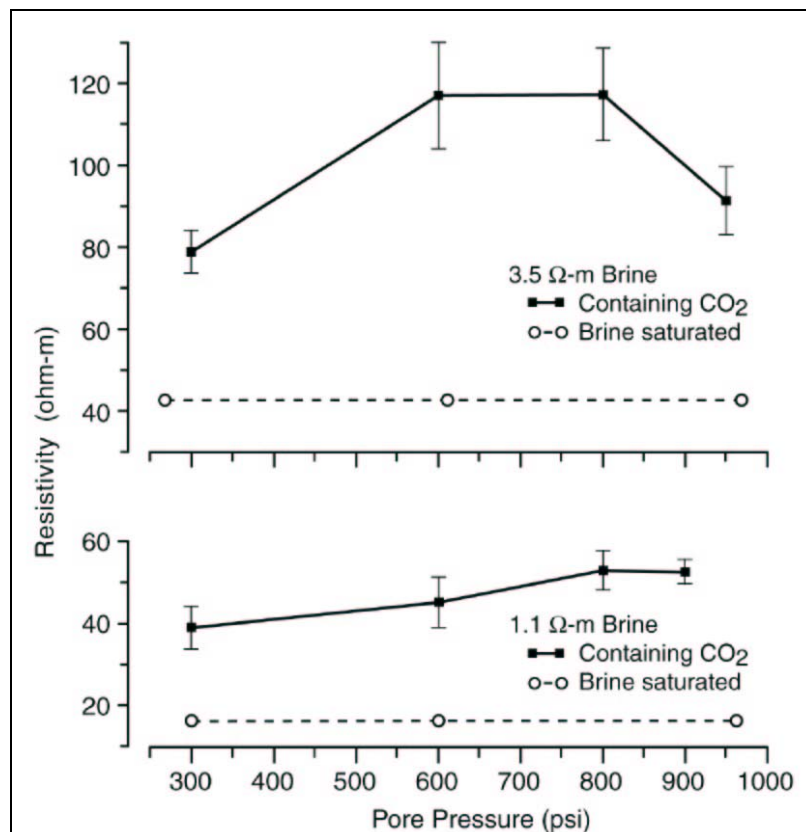


Figure 10 : Expériences de changement de la résistivité dans des échantillons de grès Berea, avec des saumures de résistivité différente et contenant du CO₂ (d'après Myer, 2001)

Hoversten et Gasperikova (2003) utilisent la loi d'Archie (cf. 2.7.3) pour calculer la variation de résistivité globale d'une roche contenant de la saumure plus du gaz (Figure 11). Cette loi ne tient pas compte de la pression de celui-ci, elle présuppose qu'il ne change pas d'état. Par contraste avec la conductivité élevée de la saumure, on observe une augmentation de plusieurs échelles de magnitude de la résistivité du mélange fluide-gaz, en fonction de la saturation croissante en gaz.

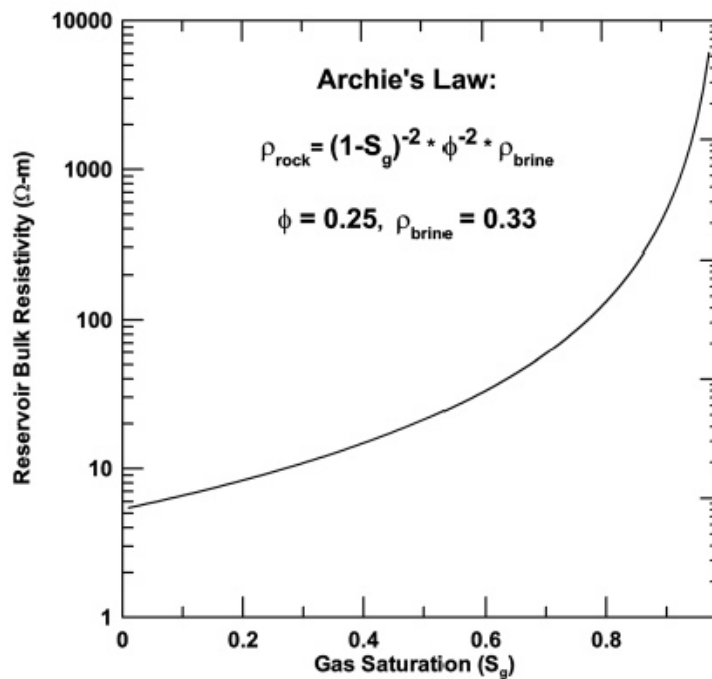


Figure 11 : Variation de la résistivité globale en fonction de la saturation en gaz S_g , pour une saumure de résistivité ρ de 0,33 Ohm.m et une porosité ϕ de 25%. (d'après Hoversten et Gasperikova, 2003)

Les méthodes électromagnétique (EM) et électrique (DC) qui mesurent la résistivité électrique des roches sont donc a priori adaptées à la détection des déplacements du CO₂ et des autres fluides présentant un contraste de résistivité électrique dans le réservoir. Toutes les combinaisons de sources et de récepteurs de champs EM peuvent être imaginées pour s'adapter à la profondeur et la taille des cibles pétrolières : émetteur-récepteur en surface, émetteur en surface et récepteur en puits, émetteur et récepteur en puits. Les solutions faisant intervenir les puits offrent l'avantage de pouvoir détecter des variations de résistivité dans des couches trop minces pour être détectées depuis la surface, mais elles dépendent de l'accès à des puits d'observation. Une solution intermédiaire consiste à utiliser les puits comme électrode d'injection soit pour du courant continu (voir méthode ERT ci-dessous), soit pour du courant alternatif (EM).

4.2. EXEMPLE DE SIMULATION : CHAMP PÉTROLIER DE SCHRADER BLUFF (USA)

Pour évaluer la faisabilité des méthodes EM dans le contexte pétrolier, Hoversten et Gasperikova (2003) ont calculé le champ électrique obtenu avec un modèle de terrain en 3 dimensions correspondant au champ de Schrader Bluff en Alaska. Des études y ont été menées pour montrer la faisabilité de la récupération assistée du pétrole par injection alternée d'eau et de CO₂ (WAG). Le réservoir est une couche de grès de 25 à 30 m d'épaisseur située entre 1000 et 1400 m de profondeur. Le dispositif de mesure proposé consiste à déplacer à la surface du sol un dipôle récepteur de 100 m de long et situé à une distance de 2 km d'un dipôle d'injection de 100 m de long également et aligné avec le premier. La fréquence d'émission est 1 Hz. La Figure 12 montre que l'amplitude du champ électrique généré à 2 km de la source par un courant de 10 A est un ordre de grandeur plus grand que le champ EM naturel (celui qui est utilisé en magnétotellurique, par exemple). L'utilisation de la détection synchrone et de la sommation permet d'espérer de mesurer le champ électrique à mieux que 1 %.

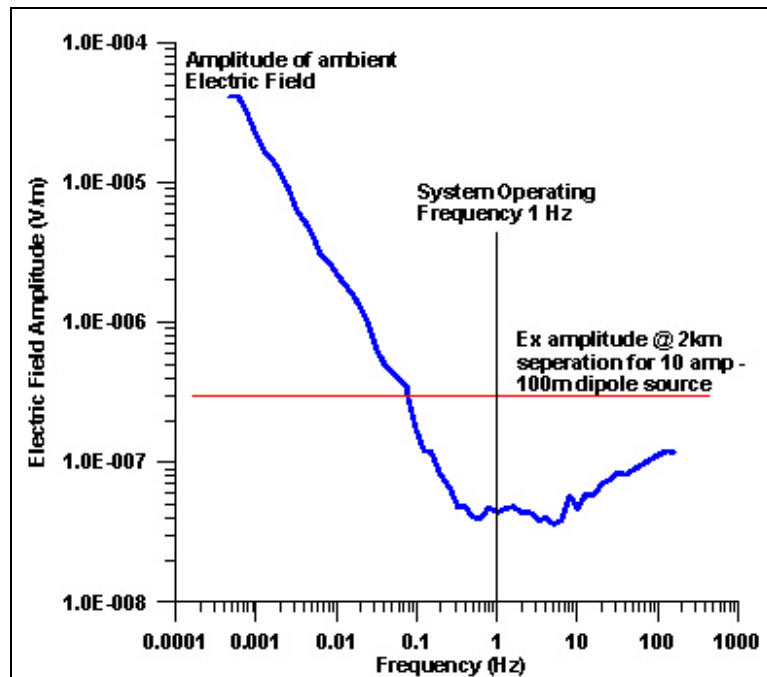


Figure 12 : Amplitude du champ électrique EM naturel en fonction de la fréquence en bleu. Champ électrique induit par une source EM de 10 A dans un dipôle de 100 m : ligne rouge. Champ de Schrader Bluff, Alaska (d'après Hoversten et Gasperikova, 2003).

Cette modélisation du champ électrique a été superposée au modèle de répartition de la saturation en eau après 15 ans d'injection alternée d'eau et de CO₂ (plages de couleurs, Figure 13). La diminution calculée du champ électrique (contours en noir), correspondant à une diminution de la résistivité, est de l'ordre de 1.2 %, crête à crête, particulièrement marquée dans les zones où l'augmentation de la saturation en eau est la plus forte (par exemple, la variation de saturation en eau intégrée sur toute la

hauteur du réservoir est proche de 1.6 au niveau de la zone en rouge). Cet effet est détectable en utilisant le dispositif décrit précédemment. En l'absence de pétrole (cas du stockage en aquifère salin), la relation avec la saturation en CO₂ est directe en faisant la différence par rapport à l'état zéro (car $S_w + S_{CO_2} = 1$). La présence de CO₂ peut alors être déduite de l'augmentation correspondante du champ électrique. En présence de pétrole (cas des stockages en réservoir déplété), cet effet est moins évident, car la relation $S_w + S_{CO_2} = 1$ n'est plus vérifiée et le pétrole a également pour effet d'augmenter la résistivité. La Figure 14 montre les mêmes variations du champ électrique superposées à la saturation en CO₂ (plages de couleurs). Nous observons dans ce cas que la corrélation entre les variations du champ électrique et celles de S_{CO_2} n'est plus aussi bonne qu'avec S_w et que dans certaines zones c'est l'effet inverse qui se produit.

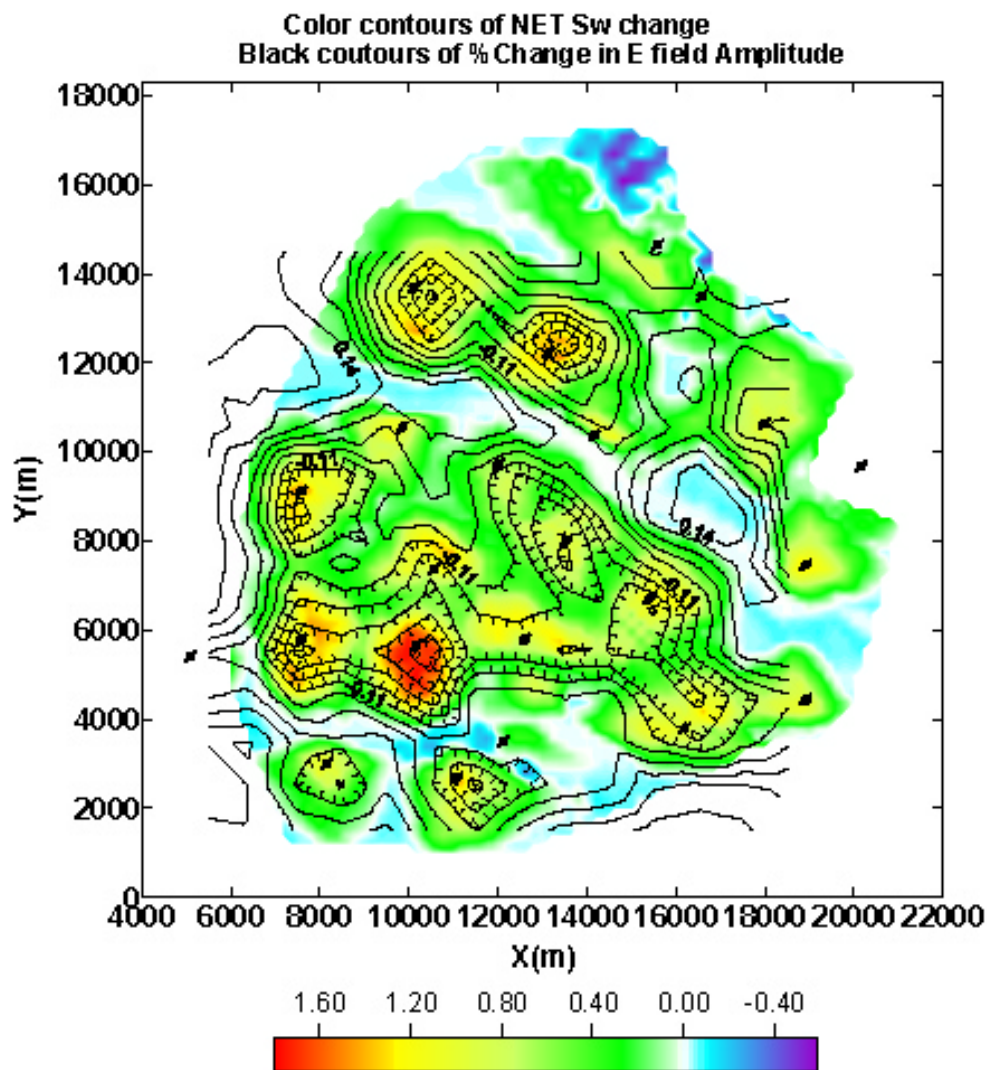


Figure 13 : Variation de saturation en eau (S_w) intégrée sur l'épaisseur du réservoir après 15 ans d'injection, en couleur. Les isovaleurs (contours en noir) correspondent aux variations en % du champ électrique mesuré à la surface. L'écart entre deux courbes est de 0,05 %. Les puits d'injection sont représentés par des points (d'après Hoversten et Gasperikova, 2003).

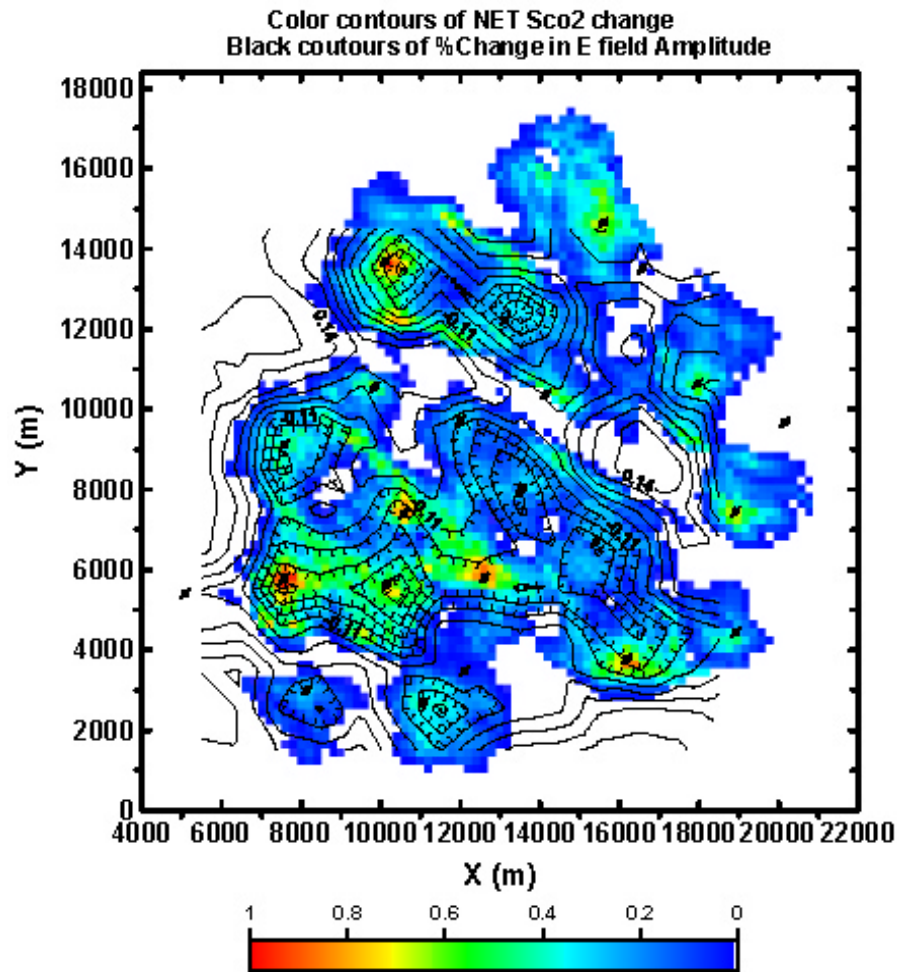


Figure 14 Variation de la saturation en CO₂ (S_w) intégrée sur l'épaisseur du réservoir après 15 ans d'injection, en couleur. Les isovaleurs (contours en noir) correspondent aux variations en % du champ électrique mesuré à la surface. (Hoversten et Gasperikova, 2003)

4.3. AUTRES EXEMPLES

Une simulation basée sur un modèle inspiré d'un réservoir pétrolier réel, dans lequel du CO₂ est injecté, a montré que les anomalies de résistivité à attendre peuvent être de 0.2 à 10 fois la résistivité initiale (Newmark et al., 2001). Cette simulation, confirmée par des expérimentations en modèle réduit, a également permis de tester la sensibilité de divers dispositifs de tomographie électrique entre puits ou ERT (Electrical Resistance Tomography) et de définir un dispositif adapté pour une expérimentation réelle. Cette méthode a été testée sur des anomalies conductrices liées à une injection de vapeur (Newmark et al., 2002).

Une expérience d'imagerie EM entre puits a réussi à suivre la migration du CO₂ sur un site pétrolier de récupération assistée (Kirkendall et Roberts, 2001). Cette méthode, qui utilise un émetteur fréquentiel à source contrôlée et un capteur magnétique 3

composantes (Figure 15) fournit des images de haute résolution (Figure 16). Elle peut être mise en œuvre entre puits (sans tubages métalliques) ou de surface à forage.

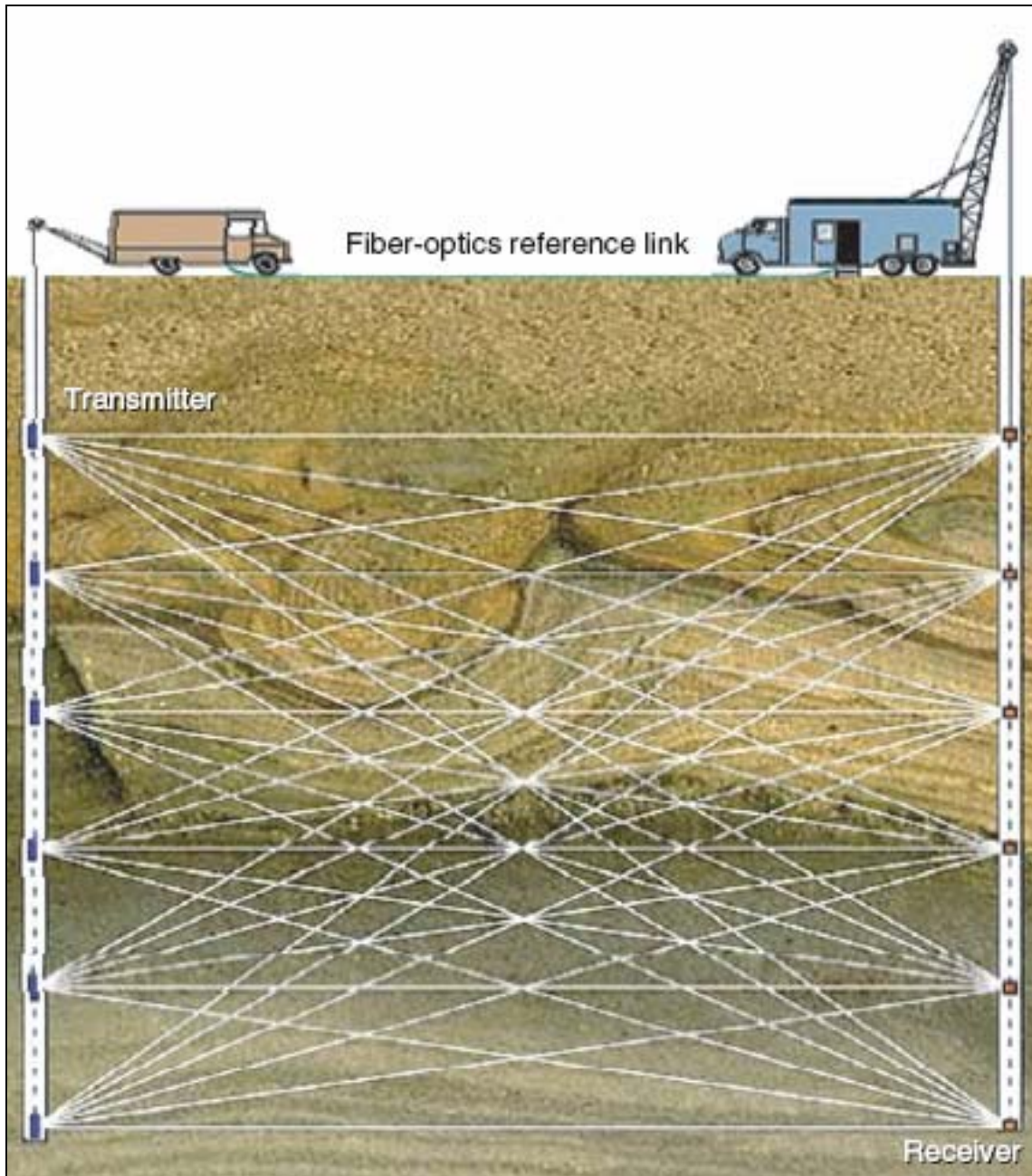


Figure 15 : Induction EM entre puits : l'émetteur et le récepteur sont alternativement déplacés dans les puits. Le courant induit par l'émetteur génère un champ magnétique qui est enregistré dans le second puit (d'après Kirkendall et Roberts 2001)

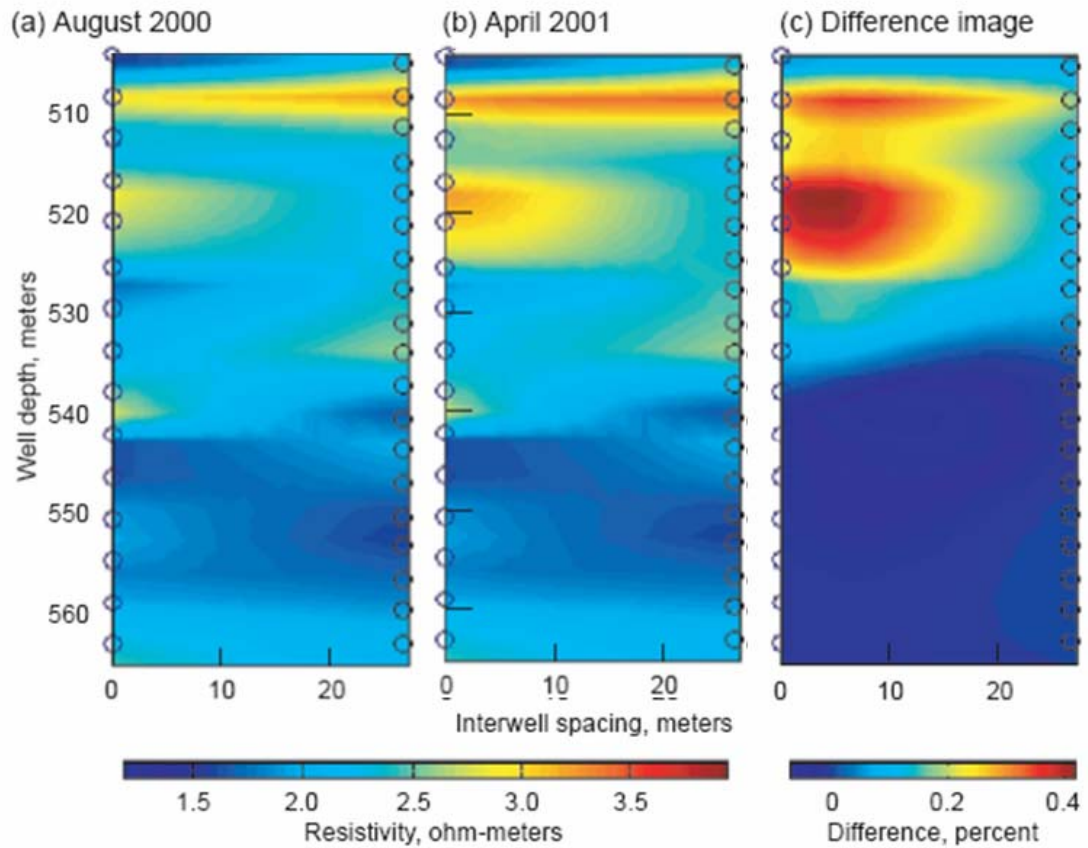


Figure 16 : Induction EM entre puits : Une image de la résistivité dans le plan vertical des deux puits est obtenue a) avant l'injection, b) après 3 mois d'injection. c) Une variation positive de résistivité traduit la présence de CO₂ (d'après Kirkendall et Roberts 2001)

Les méthodes EM de surface pourront être également employées, mais avec d'importantes limitations : la profondeur de pénétration et la résolution. La magnétotellurique (MT) qui a une plus grande pénétration, mais une faible résolution, pourrait être intéressante dans le cadre d'une surveillance à grande échelle et le suivi de réservoirs de plusieurs dizaines de mètres voir la centaine de mètres d'épaisseur. Les méthodes EM à source contrôlée (CSAMT ou TDEM) pourraient donner des résultats pour des investigations moins profondes, jusqu'à environ 1 km, mais avec des résolutions plus grandes.

4.4. LE POTENTIEL SPONTANÉ (PS)

D'après Hoversten et Gasperikova, 2003, la polarisation spontanée (PS), consiste à mesurer la différence de potentiel apparaissant entre deux points du sol soumis. Cette variation du potentiel qui peut être liée à une différence de pression hydrostatique et à une variation des concentrations en ions dans le sous-sol, est utilisée pour la reconnaissance de source géothermales, et pourrait être également envisagée comme méthode de surveillance des flux de CO₂, à grande échelle et avec une faible résolution, mais peu coûteuse. Des études en laboratoire (Moore et al, 2004) et des simulations numériques (Hoversten et Gasperikova, 2003) ont montré que, sur certains sites (Liberty field, aux USA et, de manière moins certaine, Sleipner) les circulations de CO₂ pourraient être à l'origine d'anomalies PS mesurables.

Une circulation de fluide dans un milieu poreux crée un potentiel électrique, du fait de la séparation des ions en des couches chargées au niveau de l'interface entre les différents milieux. Ce phénomène est la base de la méthode de prospection PS (potentiel spontané) utilisée depuis les années 70-80 pour l'exploration géothermique, l'étude des précurseurs pour des tremblements de terre et des applications de génie civil. La mesure du PS est relativement simple et peu coûteuse. Le champ électrique généré par la circulation d'un fluide est le gradient du potentiel de circulation ϕ (streaming potential), appelé aussi potentiel électrocinétique, donné par la formule :

$$\nabla \phi = L \frac{\Gamma \mu}{k \sigma}$$

Avec L : coefficient de couplage,

Γ : écoulement du fluide, relié au gradient de pression par la loi de Darcy,

k : constante diélectrique du fluide,

σ : conductivité globale de la roche,

μ : viscosité du fluide.

Un écoulement vertical de fluide et/ou le flux de chaleur en présence d'une zone de fracture ou d'un contact séparant des zones de coefficients de couplage électrocinétique ou thermoélectrique différents peuvent générer des anomalies de PS à la surface. Les anomalies généralement observées sont inférieures à la centaines de mV, mais des cas ont été observées sur les volcans ou les champs géothermiques dépassant plusieurs centaines de mV. De même, un écoulement horizontal en présence d'une barrière horizontale peut créer un potentiel électrocinétique. Par conséquent, le contraste de coefficient de couplage pour l'eau et pour le CO₂ supercritique pourrait permettre d'imager la progression du front de CO₂ injecté, dans la mesure où le second est plus résistant et non polarisé (tant qu'il ne forme pas de l'acide carbonique en se combinant avec l'eau).

Moore et ses collègues (2004) ont réalisé diverses expériences en laboratoire pour déterminer les coefficients de couplage et mesurer l'effet PS sur des échantillons de grès de Berea parcouru par de l'eau puis par du CO₂ liquide. Ils montrent que le potentiel électrocinétique suit de façon linéaire les variations lentes et rapides de la

pression d'injection (Figure 17a et 17b). Les coefficients de couplage observés sont synthétisés dans le tableau 5. D'une manière générale, le coefficient de couplage du CO₂ est 10 fois moindre que celui de l'eau.

	Pre-Test (water)	During (CO ₂)	Post-Test (water)
Test 1	45	2.5	15
Test 2	20	3.5	30
Test 3	35	2.0	40

Tableau 5 : Synthèse des coefficients de couplage observés. Toutes les unités sont en mV/0,1MPa (d'après Moore et al., 2004).

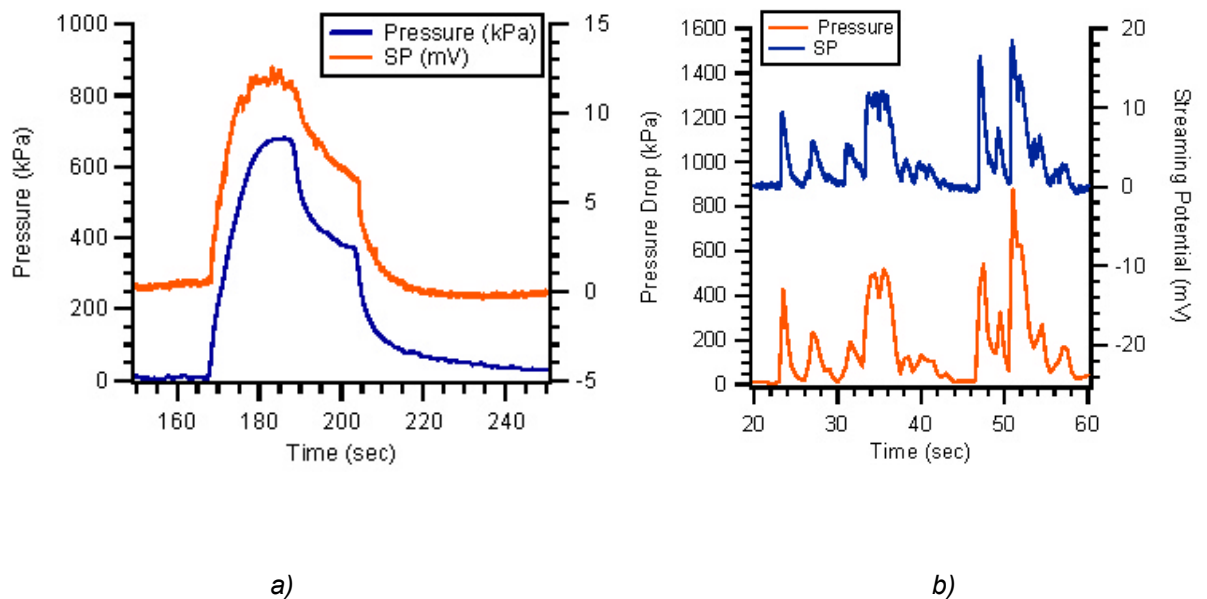


Figure 17 : Variations de potentiel PS mesurées sur un échantillon parcouru par du CO₂. Réponse aux variations lentes (a) et rapides (b) de la pression d'injection, Moore et al., 2004.

C'est cette différence de coefficient de couplage entre le CO₂ et l'eau de formation qui pourrait être mise à profit pour suivre la progression de la bulle de CO₂. Hoversten et Gasperikova (2003) ont réalisé à partir de ces résultats des modélisations simples de l'effet PS causé par la progression du CO₂ injecté dans la formation Frio (champ de South Liberty au Texas). Deux modèles sont utilisés et schématisés sur la Figure 18. La Figure 19 montre la distribution de la pression et du potentiel en fonction de la profondeur pour le modèle a). Les valeurs du potentiel en surface sont de l'ordre de

quelques dizaines de mV, largement supérieures au bruit de fond. Ce dernier est de l'ordre du mV, mais aussi très dépendant du site.

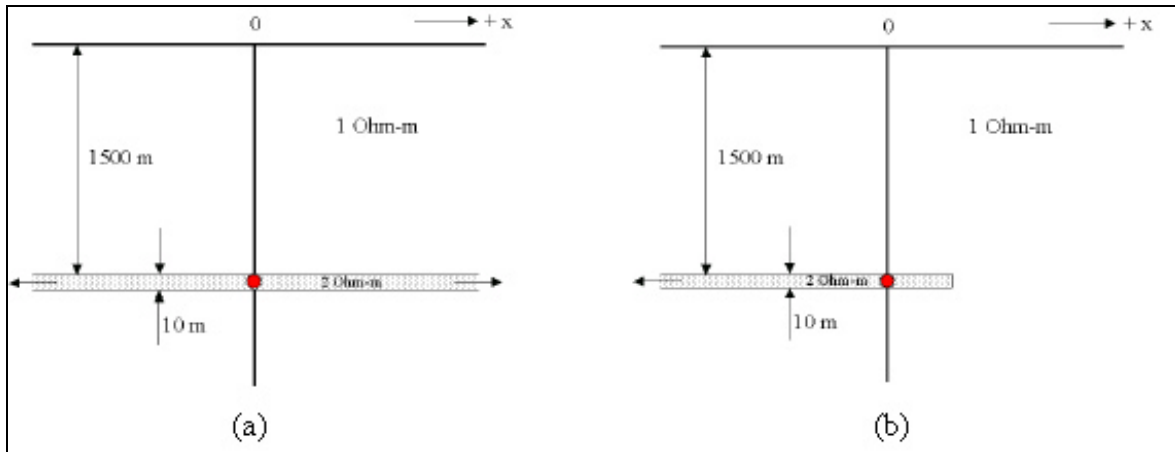


Figure 18 : Modèle utilisé pour simuler l'effet PS dû à l'injection de CO₂ dans la formation Frio. Le puits et le point d'injection sont matérialisés en rouge. Dans le modèle b), la formation est tronquée à droite. D'après Hoversten et Gasperikova (2003).

La Figure 20 montre les valeurs du potentiel en surface en fonction de la distance par rapport au point d'injection et suivant la profondeur de la couche dans laquelle est injecté le CO₂. L'injection dans une couche de 100 m d'épaisseur située à 1500 m de profondeur génère une anomalie SP de quelques mV, ce qui est encore détectable.

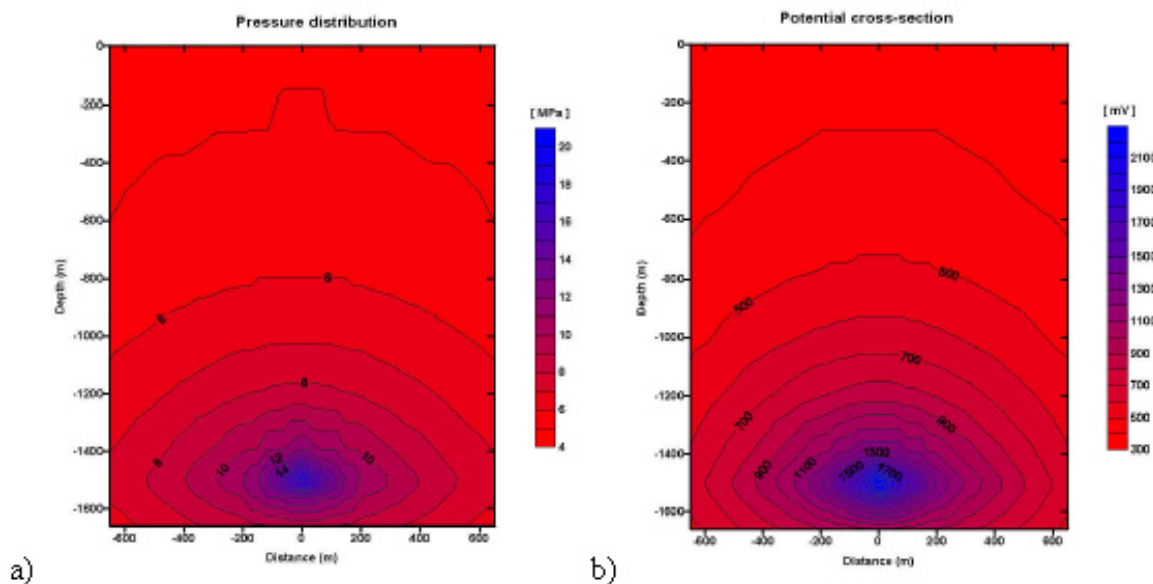


Figure 19 : a) Coupe de la distribution des pressions en profondeur correspondant au modèle de la fig. 17a. b) Distribution du potentiel électrique en profondeur pour ce modèle avec un coefficient de couplage $L = -15$ mV/atm. D'après Hoversten et Gasperikova (2003)

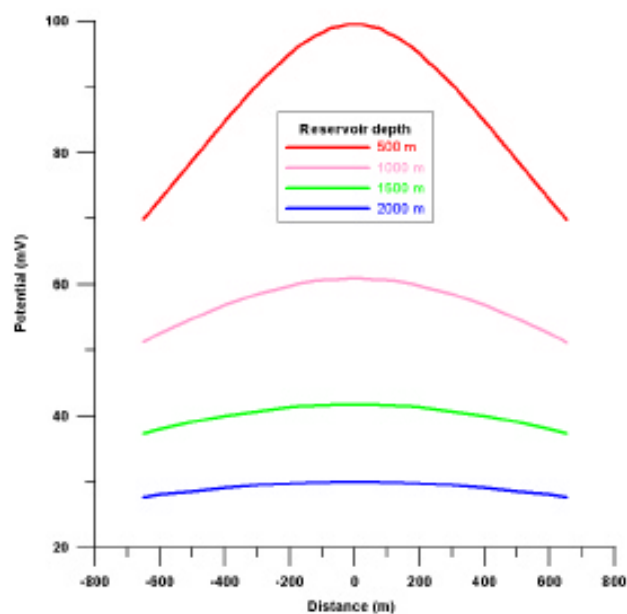


Figure 20 : Effet PS dû à la circulation de CO₂ dans une couche de sable de 100 m d'épaisseur située à différentes profondeurs : 500 m, 1000 m, 1500 m et 2000 m. (d'après Hoversten et Gasperikova, 2003).

5. Études sur un réservoir du Callovien inférieur dans le Bassin de Paris

5.1. INTRODUCTION

Dans le cadre du projet Picoref, quelques sites ont été désignés comme candidats à une première expérimentation de stockage de gaz carbonique. L'un des sites choisis est le site de Saint Martin de Bossenay, à une dizaine de kilomètres au sud de Romilly sur Seine. Le réservoir préconisé est le calcaire d'Etrochey, qui est un réservoir pétrolier et pourrait se prêter à une opération de récupération assistée d'huile par injection de CO₂, avec le souci de laisser en place le gaz carbonique dans le réservoir.

Le calcaire d'Etrochey a été déposé au Callovien inférieur. Il fait partie d'une séquence transgressive et est surmonté par les marnes de Massingy, qui servent de couverture. Le calcaire d'Etrochey a une épaisseur de 25 mètres entre 1375 et 1400 m. Il peut être divisé en deux parties : à la base des calcaires bioclastiques et calcaires oolithiques et au sommet des calcaires microcristallins plus ou moins marneux (notice de la carte géologique d'Estissac). La situation de ce réservoir est très semblable à celle du réservoir de la Dalle Nacrée du champ de Villeperdue, situé à une quarantaine de kilomètres plus au Nord. Les dépôts sont contemporains. L'épaisseur de la Dalle Nacrée à Villeperdue est de 30 m. Les 20 mètres les plus profonds constituent la partie utile du réservoir. Le réservoir de Villeperdue, plus au centre du Bassin, est à une profondeur de 1850 mètres. Le champ de Villeperdue a été l'objet entre les années 85 et 92 de nombreuses études sous l'égide du Comité pour la Recherche en Exploration-Production (COPREP) ou en recherche partenariale.

Le présent chapitre se propose de faire le point sur les études réalisées, à partir des rapports disponibles à l'IFP, qui a participé à plusieurs de ces études, et des documents publiés, et d'en faire ressortir les résultats obtenus et les problèmes rencontrés.

5.2. ACQUISITIONS SISMIQUES A VILLEPERDUE

Le champ de Villeperdue a été l'objet de nombreuses acquisitions sismiques :

- des PSV P et S à faible profondeur -160 et 175 m avec le Soursile P-S (Mari, 1986)
- un profil sismique 3C HR (Ricarte, 1987)
- des profils sismiques obliques (PSO) avec une source d'ondes P et un enregistrement 3 composantes (Cliet, 1991)
- deux PSV S avec des directions perpendiculaires (Nicoletis et *al.*, 1988, Lefevre et *al.*, 1989, 1992, Nicoletis, 1992)
- un profil 2D P vertical et inversion en impédances (Déquièrez et Richard, 1991)
- un profil 9 composantes (Li et *al.*, 1995)
- une acquisition de sismique-réflexion entre puits à 380 m. (Becquey et *al.*, 1992)

- une écoute microsismique (Becquey, 1988, 1989, Becquey et al., 1989)

5.3. ÉTUDE DE LA ZONE ALTEREE

L'étude de la zone altérée a comporté la réalisation de deux mini-PSV en P et en S avec le Soursile PS (chute de poids en P et marteau latéral en S) et une antenne de réception descendant jusqu'à 175 mètres (Dubois, 1986; Mari, 1986). Un profil 3 composantes de 3300 m a été enregistré avec la même source et des triphones de type Gal'perin (Dubois et Ricarte, 1986, Ricarte, 1987). Les stations de réception et les points de tirs étaient espacés de 7,5 m. Un fort bruit de surface a été atténué par un filtre en polarisation. Une bonne image de la WZ en P a été obtenue, le calage sur les mini PSV permettant de bonnes corrections statiques. Pour les ondes S, le calage de la sismique avec les PSV a présenté de sérieuses difficultés et les problèmes de statiques se sont avérés, comme c'est souvent le cas dans le Bassin parisien, insurmontables.

5.4. INVERSION STRATIGRAPHIQUE

Les données d'un profil sismique en ondes P ont été inversées à l'aide du logiciel Interwell pour obtenir une section en impédances acoustiques (Déquièrez et Richard, 1991). Ce logiciel permet de prolonger le calage aux puits en introduisant les données de puits et des contraintes de continuité (Figure 21).

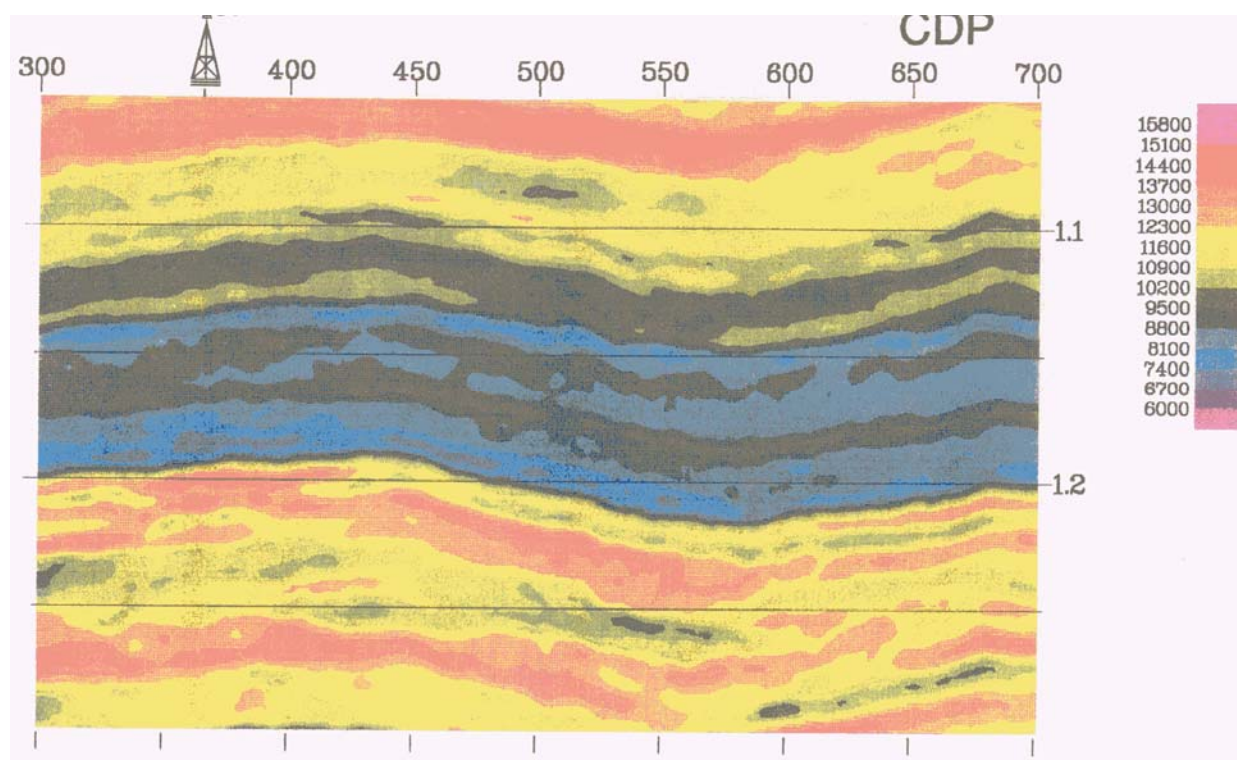


Figure 21 : La section en impédances acoustiques confirme la netteté du contraste d'impédances au toit du réservoir, autour de 1,2 secondes.

Au-dessus se déploie la séquence régressive de l'oxfordien : marnes callovo-oxfordiennes en bleu, alternances marnes-calcaires de l'Argovien en vert et jaune, puis calcaires du Séquanien. Le banc calcaire visible sur la diagraphie sonique au milieu des marnes du Callovo-Oxfordien apparaît ici de façon comme une ligne grisée discontinue, juste au dessus de la réflexion énergétique sur la Dalle Nacrée. La résolution verticale de la sismique de surface est insuffisante pour suivre correctement ce banc.

5.5. SISMIQUE DE PUIT

5.5.1. Profil Sismique Vertical

Le réservoir calcaire de la Dalle Nacrée est surmonté par une centaine de mètres de marnes. Le coefficient de réflexion au toit du réservoir est supérieur à 0,2. Le toit du réservoir est donc bien visible. L'impédance acoustique décroît presque régulièrement de l'Oxfordien calcaire jusqu'aux marnes du Callovien sur près de 200 mètres et la réflexion du toit du réservoir est relativement libre d'interférences.

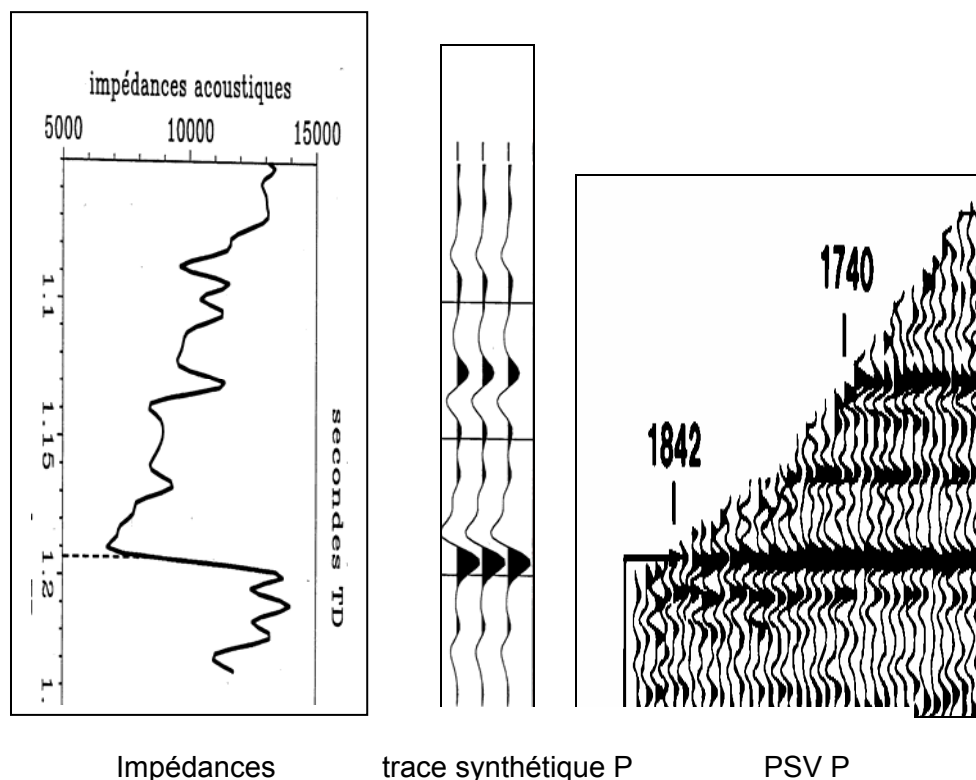


Figure 22 : Comparaison de la diagtraphie des impédances, de la trace synthétique et du profil sismique vertical. Le PSV P présenté ne correspond pas au même puits que la trace synthétique.

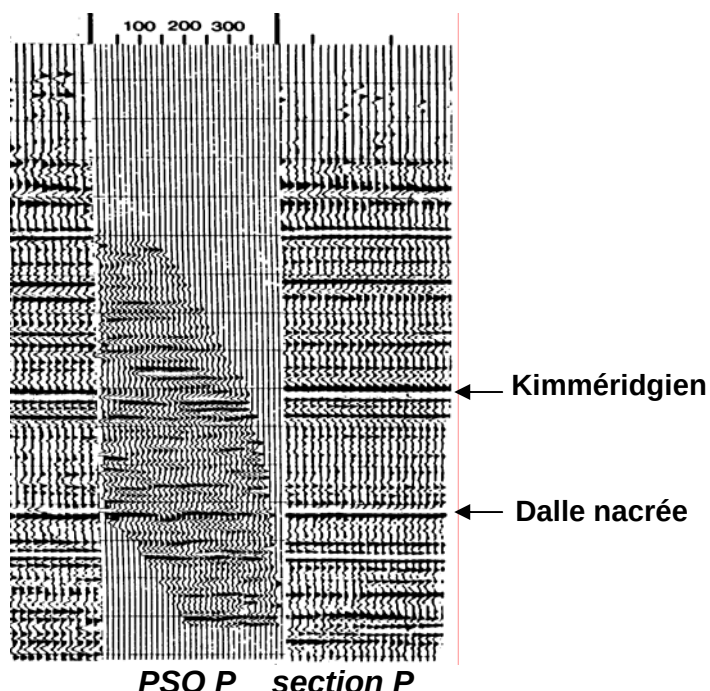
Au-dessus de la réflexion sur le réservoir de la Dalle Nacrée, à 1842 m), on trouve deux réflexions isolées, l'une sur un banc calcaire d'épaisseur plurimétrique, inséré dans les marnes du Callovien vers 1790 m, l'autre correspondant à un banc calcaire situé à la base de l'Argovien à 1740 m. Des bancs calcaires semblables existent également à Saint-Martin-de-Bossenay, respectivement à 1350 et à 1280 m. Des variations de l'amplitude de ces réflexions pourraient servir d'indicateurs de fuites, l'arrivée de gaz libre, même à faible concentration, dans ces couches un peu poreuses devant se traduire par une diminution de quelques pourcents de l'impédance acoustique et une diminution plus importante des amplitudes (quelques pourcents sur environ 15 % de contraste d'impédance acoustique).

5.5.2. Profils Sismiques Obliques

Des profils sismiques obliques ont été enregistrés sur des géophones 3 composantes avec des points d'émission à 490 et 837 mètres de la tête de puits (Cliet, 1981).

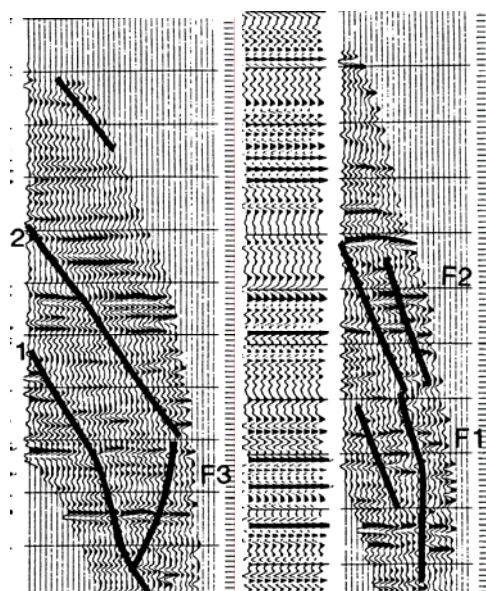
L'image PSO P montre une plus grande résolution que le profil de surface, notamment en ce qui concerne la résolution latérale (

Figure 23). L'examen de l'image obtenue, intercalée, à l'endroit du puits, sur la section sismique de surface révèle en effet des cassures qui sont indiscernables sur la section classique.



PSO P section P

Figure 23 : Profil sismique oblique en ondes P



PSO P-P

PSV P

PSO P-S

L'image obtenue avec les ondes converties P-S a davantage de résolution latérale encore et permet de voir que les événements F1 et F2 sont, en fait, des failles multiples (Figure 24).

Figure 24 : Profil sismique oblique en ondes P et S

5.5.3. Sismique entre puits

Cette étude a montré la possibilité d'obtenir des images de haute résolution avec une source dans un puits et des récepteurs dans un autre puits éloigné de quelques centaines de mètres (Becquey et al., 1992). La source était un outil de puits à chute de poids, développant environ 2000 Joules (Laurent et al., 1990, 1992). Seize tirs ont été effectués à chacun des huit emplacements, séparés verticalement de 4 mètres les uns des autres, le dispositif de tir devant permettre de filtrer les ondes de tube. Les points de réception se succédaient à un pas de quatre mètres entre les profondeurs (mesurées le long du puits) 1360 à 1916 m (1856 m sous la surface, le long de la verticale).

En raison de la distance entre les puits, de l'ordre du cinquième de la profondeur de l'objectif et du diagramme de directivité de la source, l'énergie reçue aux récepteurs est portée essentiellement par les ondes S (Figure 25). La conversion des ondes de tube en ondes de volume aux endroits où les vitesses de propagation des ondes S étaient inférieures aux ondes de tube, notamment autour des points source, a également été une source de bruit (Figure 26). Il est recommandé de placer les sources dans une zone homogène où les ondes S ont une vitesse supérieure à 1450 m/s. La longueur du dispositif de tir était un peu juste pour permettre un filtrage efficace des ondes de tube en vitesse apparente.

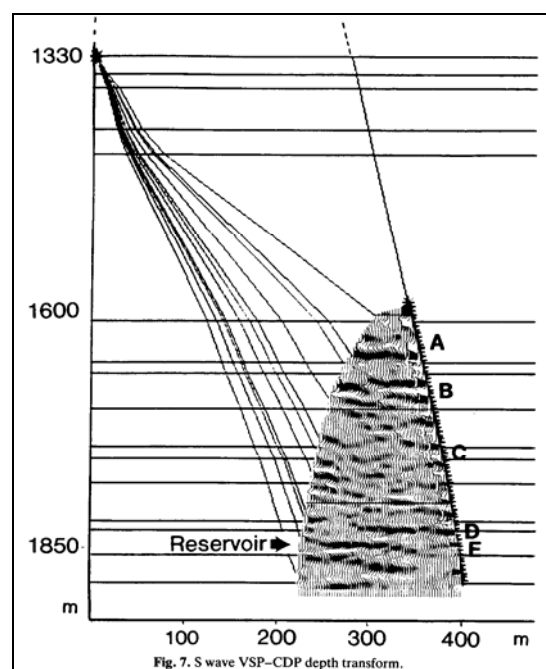


Figure 25 : Profil de sismique entre puits

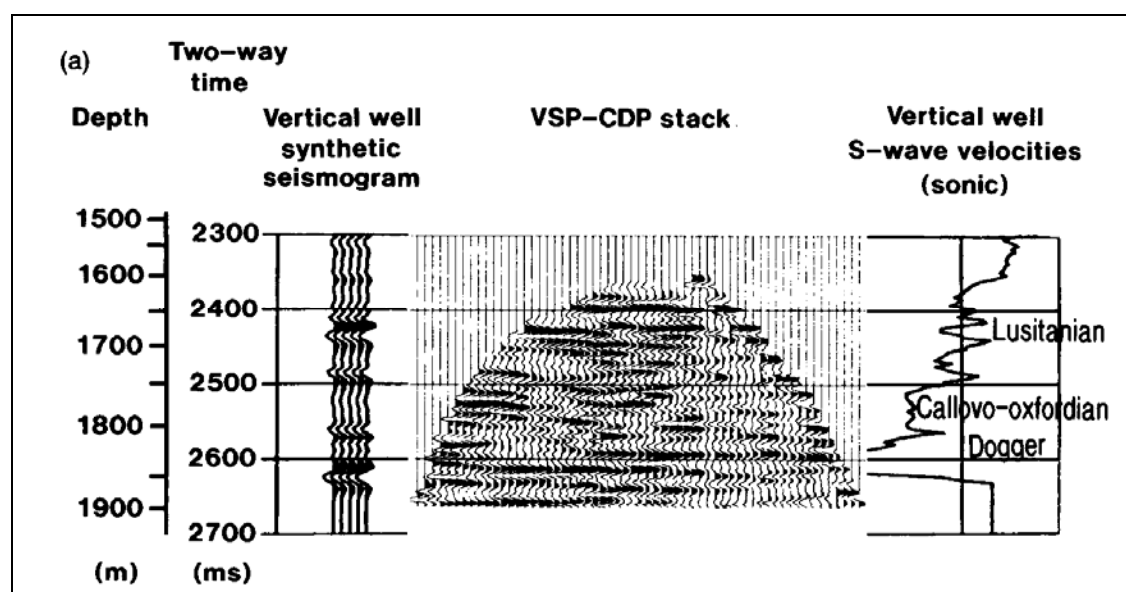


Figure 26 : Comparaison du VSP avec le sismogramme synthétique et la diagraphe de Vs.

5.6. ANISOTROPIE AZIMUTALE

5.6.1. Étude de la biréfringence des ondes S

Sismique de puits

Deux PSO P et deux PSV S acquis lors du même run avec des vibrateurs P et S. Les cotes de réception vont de 1850 à 180 m par pas de dix mètres. Deux zones biréfringentes ont été mises en évidence : les 400 mètres du Crétacé inférieur présentent un coefficient de biréfringence de l'ordre de 3%. Le Callovien inférieur et le Bathonien présentent un coefficient de biréfringence de 6 %. Dans le réservoir, et sous réserve du fait de sa faible puissance, le taux de biréfringence pourrait atteindre 20 %. L'onde rapide est orientée à N140E. Le décalage en temps simple entre l'onde rapide et l'onde lente est de 5 ms au toit du Kimmériidgien et de 10 ms à la base du Dogger. La traversée du réservoir entre 1830 et 1850 m se traduit par un retard de l'onde S lente sur l'onde S rapide de 3 ms (Nicoletis et al, 1992, Nicoletis, 1992, Lefeuvre et al, 1992).

L'amplitude de la réflexion est nettement plus forte pour l'onde rapide que pour l'onde lente, ce qui est caractéristique du contraste entre une couche isotrope lente et une couche biréfringente rapide.

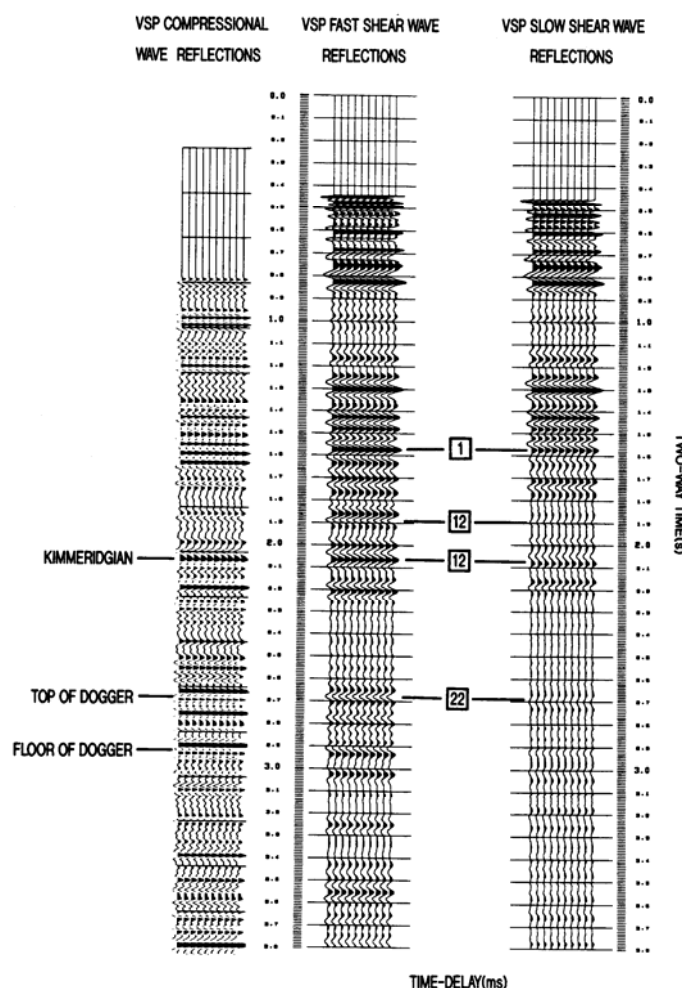


Figure 27 : Comparaison des PSO P et PSV S acquis avec des vibrateurs P et S

Profil de surface

Un profil de surface 9 composantes de 6,4 km a été réalisé en 1991 (Li et al, 1995). Le dispositif de réception était composé de 160 triphones plantés à des intervalles de 40 mètres. Un vibreur vertical, émettant des balayages en fréquence entre 10 et 100 Hz, et un vibreur horizontal, émettant successivement dans deux directions orthogonales des vibrations entre 8 et 55 Hz, servaient de sources d'excitation sismique.

Les différences de temps d'arrivée entre les réflexions des deux ondes S au cours de la traversée du Dogger montrent une variation significative le long du profil (de 0 à 30 ms), qui pourrait être corrélée aux zones de forte porosité.

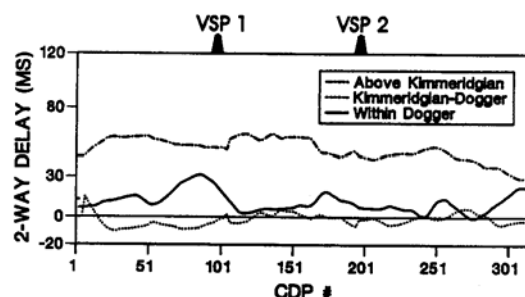


Figure 28 : Profil de variation des différences des temps d'arrivée entre les deux ondes S (rapide et lente)

Une section représentant la polarisation de l'onde S met en évidence 6 couches stratifiées à l'intérieur du Dogger.

5.7. MICROSISMICITÉ

Des expériences d'écoute passive microsismique ont été réalisées avec une sonde dans un puits injecteur lors de la mise en injection d'eau et lors des arrêts d'injection (Beauce et al., 1987 et 1988, Becquey, 1988 et 1989; Becquey et al., 1989). Les événements étaient enregistrés lorsque leur amplitude dépassait un certain seuil. Ils se répartissent en un nombre réduit de signaux correspondant à un petit nombre de sources agissant de façon répétitive. On trouve des signaux courts, peut-être liés à des glissements de bords de fissures et des signaux longs, peut-être liés à des bruits d'écoulement.

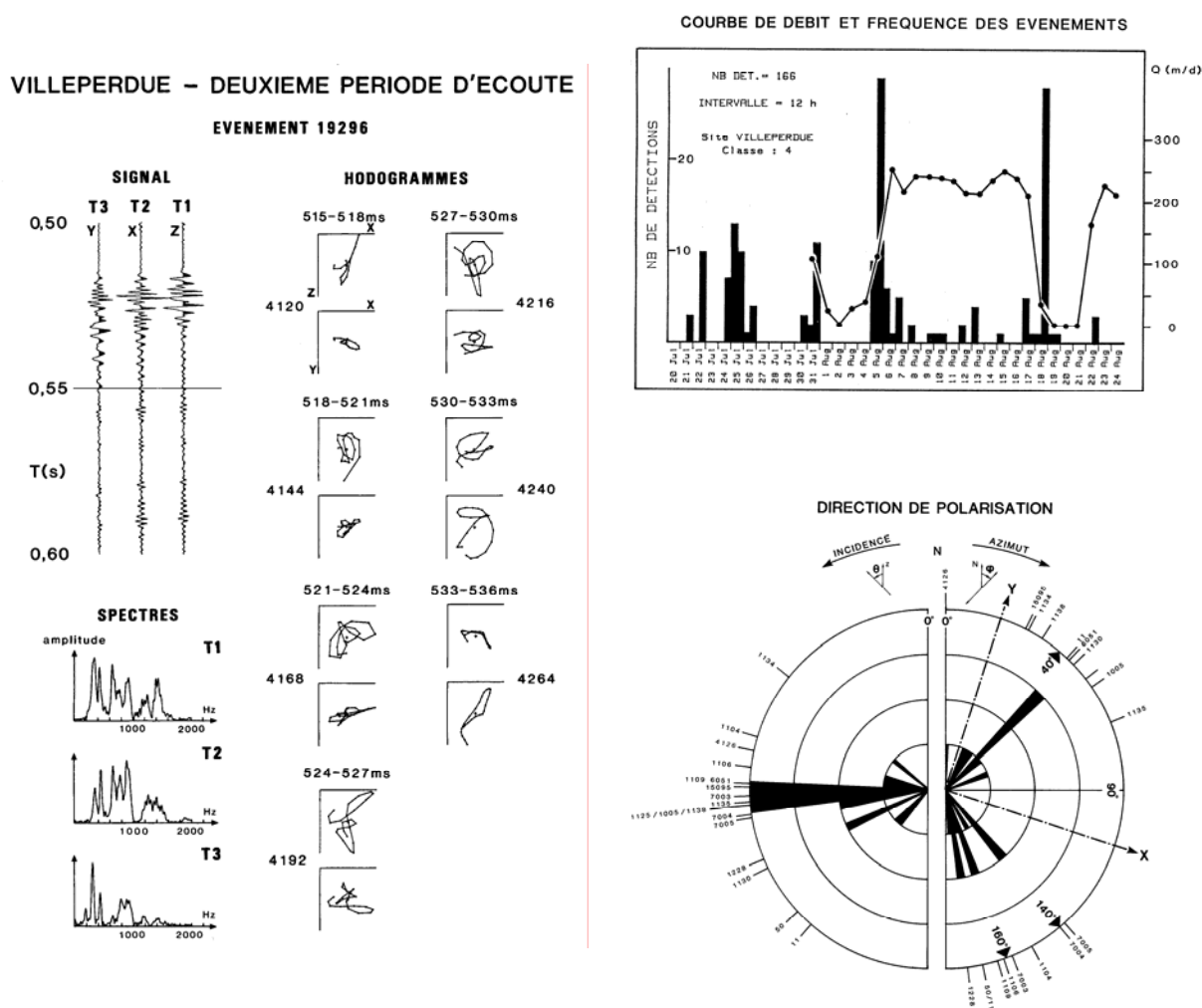


Figure 29 : Enregistrement de la microsismicité à Villeperdue. A gauche : sismogrammes, diagrammes de polarisation et spectres d'un événement ; en haut à droite : comparaison de l'histogramme d'occurrence des événements avec la variation du débit d'injection avec le temps ; en bas à droite : diagramme des directions de polarisation.

Des dispositifs d'écoute par des géophones enterrés sous la zone altérée ou par des géophones situés dans des puits à 600 mètres du puits d'injection n'ont jamais permis d'enregistrer les signaux détectés sur la sonde placée dans le puits d'injection. Cette sonde ne comportant qu'un seul triphone, une localisation n'a pu être tentée que dans le cas où se succédaient un événement en compression et un événement en cisaillement. De tels événements n'ont été enregistrés qu'après plusieurs mois d'injection.

5.8. CONCLUSIONS

Les études menées sur le réservoir Callovien inférieur de Villeperdue permettent de donner un aperçu de ce que l'on pourra trouver autour d'un réservoir de même âge, déposé sensiblement dans les mêmes conditions une quarantaine de kilomètres plus au sud. La réflexion au toit du réservoir est bien marquée. Elle est relativement isolée des interférences dues à d'autres réflexions, puisqu'on ne rencontre pas de contrastes brusques d'impédances dans la centaine de mètres au-dessus. Cela devrait faciliter la détection et la mesure de variations d'amplitude à ce niveau et donner une bonne référence pour mesurer les variations de temps d'arrivée dans le réservoir.

L'isolement de la réflexion au toit du réservoir est encore plus net pour les ondes S. Le coefficient de biréfringence est relativement fort par endroits dans le Dogger de Villeperdue, ce qui indique une zone fracturée avec des fissures ouvertes, occupées par l'huile. La faiblesse relative des amplitudes des réflexions en onde S lente est également le reflet d'une diminution de la vitesse des ondes transverses dans la direction orthogonale aux fissures, du fait de la présence de fluide dans ces fissures. Le remplacement de l'huile par du CO₂ pourrait faire baisser la pression de pore, augmenter la pression effective et entraîner la fermeture d'une partie des fissures, augmentant ainsi la vitesse de l'onde biréfringente lente, S₂. L'amplitude des réflexions S₂ et la diminution du taux de biréfringence pourraient alors être de bons indicateurs de la présence du CO₂.

5.9. BIBLIOGRAPHIE DU CHAPITRE 5

Beauce A., Fabriol H., Le Masne D., Décriaud J.P. et Zamora S., Surveillance acoustique sur le champ pétrolier de Villeperdue (Marne) au cours d'une stimulation du réservoir, rapport IMRG, octobre 1987

Beauce A., Courtot P., Fabriol H. et Le Masne D., Surveillance sismique sur le champ pétrolier de Villeperdue (Marne) – Forage I4, novembre 88, rapport IMRG 88 EEE/IRG 022

Beauce A., Courtot P., Fabriol H. et Le Masne D., Surveillance sismique sur le champ pétrolier de Villeperdue (Marne) – Forage Q10, novembre 88, rapport IMRG 88 EEE/IRG 028

Becquey M., 1988, Ecoute passive d'une opération d'injection d'eau – Villeperdue, rapport IFP 36 183

Becquey M., 1988, Ecoute microsismique de gisement – Villeperdue juillet 1988, rapport IFP 36 701

Becquey M., 1989, Ecoute microsismique de gisement – Villeperdue octobre 1988, rapport IFP 37 278

Becquey M., Bernet-Rollande J.O. et Nicoletis S., 1989, Microsismicité induite par un arrêt d'injection, 12ème colloque international de diagraphie, SAID/SPWLA

Becquey M., Bernet-Rollande J.O., Laurent J. et Noual G., 1992, Imaging reflectors in a crosswell experiment, *First Break*, **10**, 338-344

Bernet-Rollande J.O., 1991, Surveillance sismique de gisement, Rapport final du projet COPREP G1709

Cliet Ch., 1991, Traitement des PSO de Villeperdue, rapport IFP 38 823

Déquièrez P.Y. et Richard V., 1991, Interprétation stratigraphique intégrée : Application du logiciel INTERWELL sur des données du champ de Villeperdue, rapport IFP 38 055

Dubois J.C., 1986, Profils sismiques verticaux P et S à Villeperdue – mise en oeuvre, rapport IFP 34 070

Dubois J.C. et Ricarte P., Acquisition sismique 3 composantes à Villeperdue – mars 1986, rapport IFP 33 962

Dubois J.C., 1987, Étude de la zone altérée – site de Villeperdue, rapport IFP n° 35 155

Laurent J., Layotte P., Meynier P. and Noual G., 1990, A mechanical well-clamped borehole source and its use in inverse VSP and crosshole seismic surveying, 52nd EAEG int. Meeting

Laurent J. et Staron Ph., 1992, Source sismique de puits, rapport IFP n° 39 643

Lefevre F., Cliet Ch. and Nicoletis L., 1989, Shear-wave birefringence measurement and detection in the Paris Basin, 59th SEG Meeting, 786-788

Lefevre F., Nicoletis L., Ansel V. and Cliet Ch., 1992, Detection and measure of the shear-wave birefringence from vertical seismic data: Theory and applications, *Geophysics*, **57**, 1463-1481

Li X.Y., MacBeth C., Lefevre F. and Tabti H., 1995, Characterizing fractured reservoir by multicomponent reflection data and VSPs in the Paris Basin, 65th SEG Meeting, IN3.4, 344-347

Mari J.L., 1986, Traitement des données de puits enregistrées à Villeperdue, rapport 34 398

Nicoletis L., Cliet Ch. and Lefevre F., 1988, Shear-wave splitting measurements from multishot VSP data, 58th SEG Meeting, POS6.1, 527-530

Nicoletis L., 1992, Analyse de la biréfringence des ondes S sur le puits I 13 de Villeperdue, rapport IFP 39 485

Ricarte P., 1987, Traitement des données acquises à Villeperdue (51), rapport IFP 34 970

6. Suivi sismique des substitutions de fluides dans des stockages de gaz souterrains

6.1. INTRODUCTION

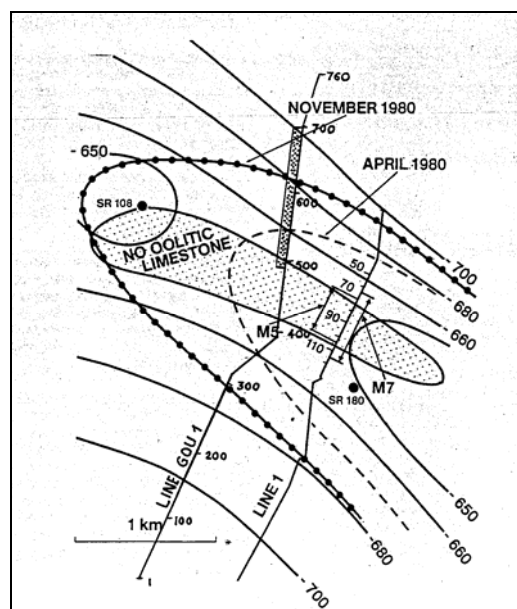
Au moment où le stockage de gaz carbonique dans la région parisienne est envisagé, il peut être utile de faire le point des travaux effectués dans le but de suivre les substitutions de fluides lors des opérations saisonnières d'injection et de soutirage opérées sur les stockages de gaz naturel. Un certain nombre d'acquisitions sismiques ont été opérées, depuis 1980, avec la participation de l'IFP, dans le cadre d'une coopération avec Gaz de France, sur plusieurs sites de stockage de gaz de la Région Parisienne. L'IFP disposait d'une équipe d'acquisition, dotée de sources légères P et S, d'un service électronique travaillant sur les dispositifs d'enregistrement, d'un service "outils de puits" et d'une équipe de traitement avec des compétences dans le traitement de la sismique de puits.

6.2. GOURNAY SUR ARONDE – PROFILS RÉPÉTÉS

Le premier site d'études a été Gournay sur Aronde, où le gaz était stocké dans deux réservoirs gréseux du Séquanien, d'une épaisseur de 4 à 11 mètres pour le premier (autour de 790 m – 586 ms) et de 15 à 25 mètres pour le second (800-820 m, 613-627 ms), séparés par une couche d'argile d'une puissance de 2 à 8 mètres. La porosité moyenne est de 20%.

Deux profils sismiques ont été enregistrés en juin et novembre 1980 avec un vibreur émettant entre 32 et 160 Hz, des intervalles entre stations de 10 mètres et entre points de tir de 20 mètres (Figure 30). Entre ces deux dates la bulle de gaz a pénétré pour la première fois dans la zone située entre la courbe en pointillés et la courbe en trait plein. Le gaz s'est donc substitué à l'eau entre les points milieux 550 et 620 du profil GOU1.

Figure 30 : Position des profils sismiques réalisés en juin et novembre 1980 sur le stockage de gaz de Gournay sur Aronde. Les deux contours en tireté et en tirets + points indiquent les limites de la bulle en avril et en novembre, respectivement.

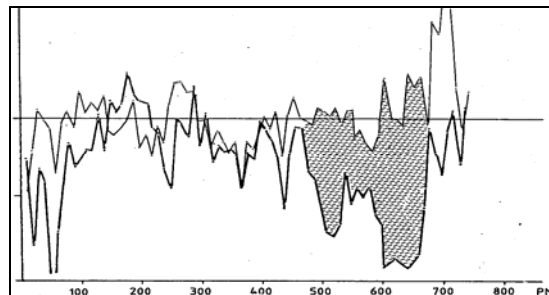


Trois fenêtres sont définies sur les sections sismiques sommées. La première fenêtre, entre 200 et 500 ms est située entièrement au dessus des réservoirs; la seconde, entre 550 et 620 ms, est à cheval sur les réservoirs; la troisième fenêtre, entre 650 et 950 ms, est entièrement en dessous. Chaque trace de l'acquisition répétée est corrélée avec la trace correspondante de l'acquisition de référence, effectuée avant la mise en gaz. On obtient ainsi, pour chaque trace, un décalage en temps qui optimise la ressemblance des traces des deux acquisitions.

Les décalages en temps donnant la meilleure semblance entre deux acquisitions dans la fenêtre située au dessus des réservoirs sont soustraits des décalages mesurés dans les deux fenêtres, à cheval sur le réservoir et au dessous du réservoir, de façon à annuler l'effet des variations de temps d'arrivée dues aux influences des variations climatiques sur le temps de traversée des premiers mètres sous la surface.

Ces décalages sont reproduits pour chaque point milieu de la section sismique pour les deux campagnes du printemps et de l'automne 1980. L'augmentation du temps entre les deux campagnes, de l'ordre de 1,5 ms, correspond à une avancée du gaz et une descente du plan d'eau (Blondin et *al.*, 1986).

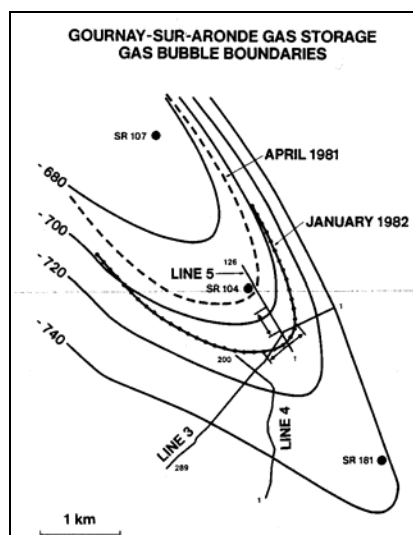
Figure 31 : Profil des décalage en temps d'arrivée (une graduation sur l'axe vertical représente 1 ms) entre juin et novembre 1980



Les variations erratiques de $\pm 0,1$ milliseconde donnent une estimation de l'erreur de mesure. Cette expérience a mis en évidence la grande sensibilité des mesures de décalage en temps par corrélation entre deux acquisitions réalisées à des moments différents. Cette sensibilité est de l'ordre du dixième de milliseconde, c'est-à-dire du centième de la période du signal. Le stockage était en 1981 dans une phase de montée en puissance. Il contenait 1150 millions de mètres cubes de gaz en novembre 1980 à la fin de la période de remplissage, 900 millions de mètres cube en avril 1981 et est passé à 1350 millions de mètres cubes en janvier 1982 (Blondin et Mari, 1986).

Trois profils de surface à haute résolution ont été enregistrés en avril 1981, c'est-à-dire à la fin de la période de soutirage, et en janvier 1982 dans le secteur Sud-Est de la structure (Figure 32). La source était la source à chute de poids de l'IFP, le Soursile. Les groupes de géophones étaient espacés de 10 mètres.

Figure 32 : Position des profils sismiques haute résolution réalisés avril 1981 et janvier 1982 sur le stockage de gaz de Gournay sur Aronde. Les deux contours en tireté et en tirets + points indiquent les limites de la bulle en avril 1981 et en janvier 1982, respectivement.



Le décalage de corrélation entre les acquisitions des deux périodes dans une fenêtre 200-500 ms située entièrement au dessus des réservoirs est soustraite des décalages des corrélations dans deux fenêtres, une fenêtre à cheval sur les réservoirs, entre 500 et 800 ms, et une fenêtre entièrement sous le réservoir entre 680 et 980 ms.

Un retard de l'ordre de 1,5 ms est visible dans la partie du profil 3 qui traverse la terminaison de la structure et qui est envahie par le gaz, probablement pour la première fois, entre avril 81 et janvier 82. Dans la zone déjà en gaz lors de la première acquisition les ΔT sont nuls en moyenne avec des variations erratiques de ± 1 ms.

La ligne 4 est hors de la structure et ne devrait pas montrer de différences, sauf, peut-être, en raison de variations de pression. Le ΔT mesuré est de $-0,5 \pm 1$ ms, sans organisation claire.

Le retard n'est que de 0,6 ms dans la partie du profil 5 comprenant la zone envahie par le gaz. Seule une petite partie de cette zone correspond à une première arrivée du gaz, la moitié au moins de la zone ayant déjà connu un cycle arrivée et retrait du gaz. Les amplitudes des variations erratiques, donnant une estimation de la sensibilité de la mesure, sont de l'ordre de $\pm 0,7$ ms pour le profil 3 et de $\pm 0,25$ ms pour le profil 5.

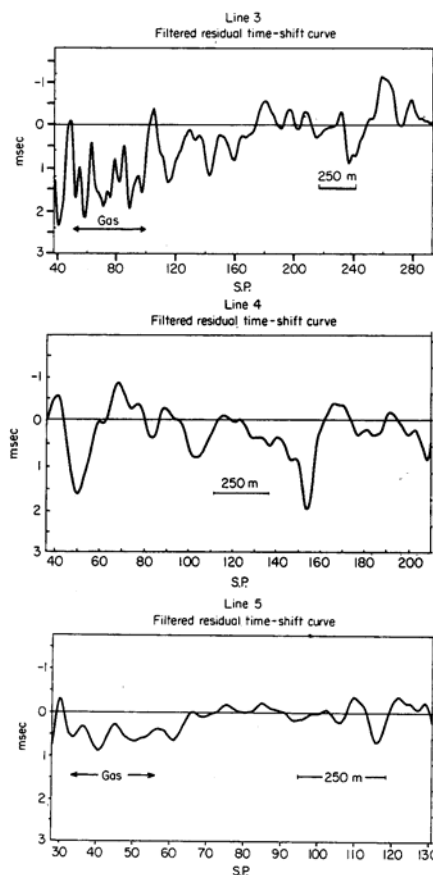


Figure 33 : Profil des décalage en temps d'arrivée entre avril 1981 et janvier 1982

Une variation de temps, due à un effet de substitution de fluides, sera sensiblement constante sur une certaine distance – ou surface. De ce fait, elle pourra être détectée à travers une variation erratique plus importante, due aux bruits.

Une nouvelle acquisition a été réalisée en décembre 82 entre les deux culminations du gisement. La présence de gaz entraîne une diminution de l'impédance acoustique du réservoir, dont la valeur se rapproche de celle des argiles de la couverture. Cela se traduit par l'affaiblissement, voire la disparition de la réflexion sur l'horizon M7 marquant la couverture argileuse intermédiaire entre les deux réservoirs.

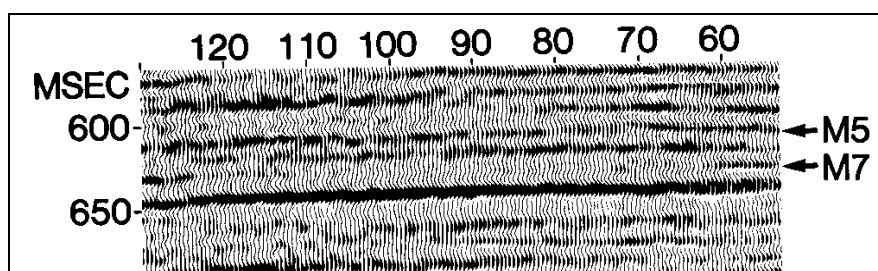


Figure 34 : Section sismique acquise en décembre 1982 à Gournay sur Aronde

6.3. GERMIGNY-SOUS-COULOMBS

Les réservoirs gréseux s'étagent entre 830 et 880 mètres, avec une épaisseur totale de 36 mètres. La porosité est de 20%.

6.3.1. Capteurs permanents

Une sonde porteuse de géophones à trois composantes a été conçue et fabriquée à l'IFP (Laurent et *al.*, 1999). Cette sonde était conçue pour être portée par la colonne de production (tubing) et mise en place avec elle (Figure 35 et Figure 36).

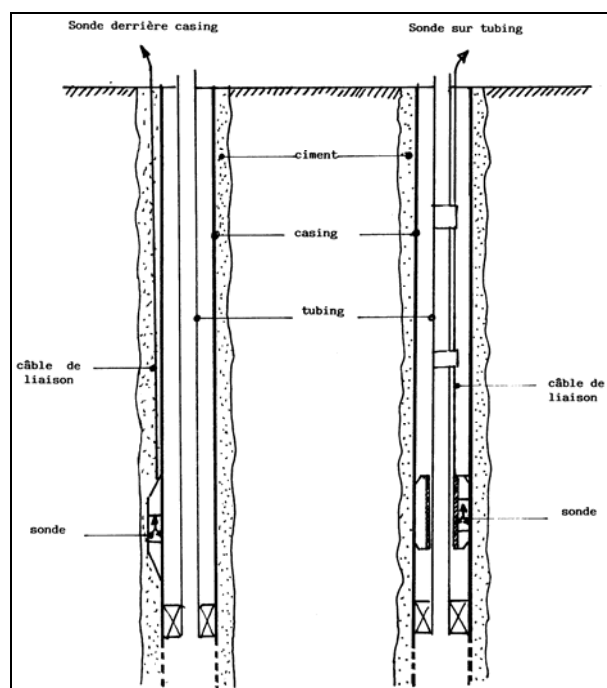


Figure 35 : Exemple de capteurs permanents ; à gauche, derrière casing ; à droite entre tubing et casing.

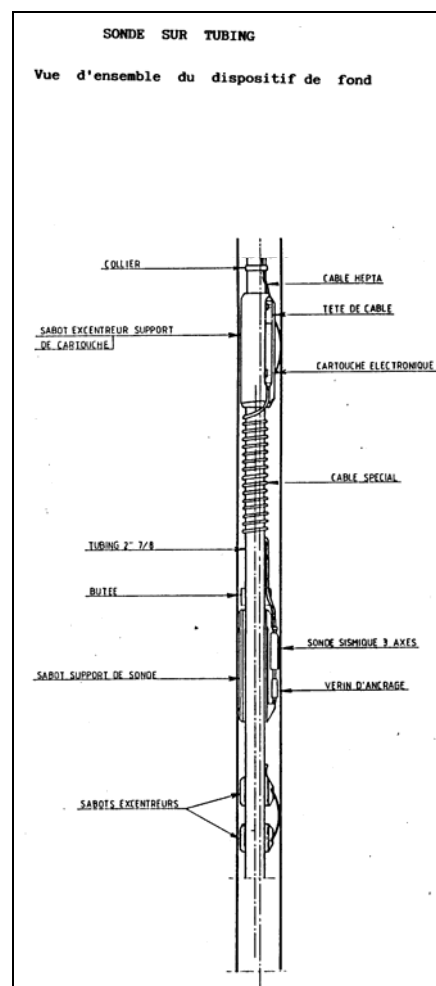
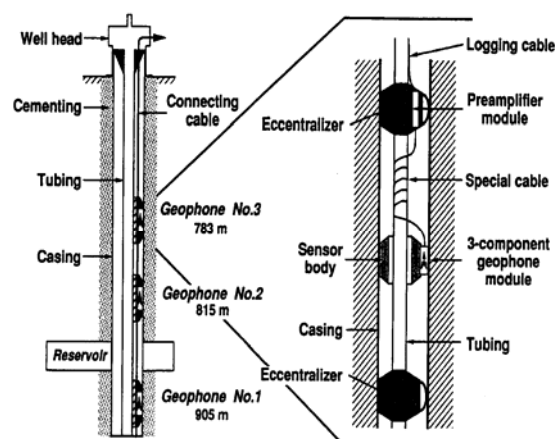


Figure 36 : Exemple 1 de capteurs sur tubing

Trois capteurs permanents 3 composantes, placés sur le bord externe de la colonne de production (Figure 37), ont été installés à Germigny sous Coulombs à 783, 815 et 905 mètres (Deflandre et *al.*, 1995). Les deux derniers niveaux entourent le réservoir.

Figure 37 : Exemple 2 de capteurs sur tubing



6.3.2. Walk away

Un "walk away" est une série de profils sismiques obliques obtenus en enregistrant sur une série de capteurs, situés à différentes profondeurs dans un puits, les déplacements (ou vitesses de déplacement ou variations de pression) entraînés par l'excitation d'une onde sismique successivement en différents points le long d'un chemin. Trois « walk away » ont été enregistrés sur ces trois capteurs en juillet 91, octobre 91 et avril 92 dans la zone de mouvement de la bulle de gaz: remplissage entre juillet et octobre 91, puis soutirage entre octobre 91 et avril 92. Les « walk away » consistaient en 46 tirs réalisés tous les 40 mètres de 870 m à l'ouest à 966 m à l'est du puits (Figure 38).

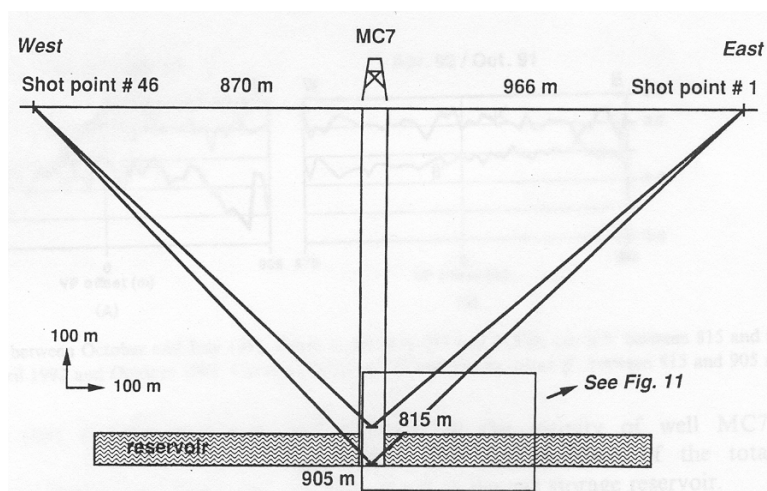


Figure 38 : Principe du Walk away réalisé à Germigny-sous-Coulombs

Les courbes des différences de variation de temps d'arrivée entre les récepteurs à 815 et 783 m (α et α') et entre les récepteurs à 905 et à 815 m (β et β') montrent (Figure 39), dans la période de remplissage, une diminution de 0,2 ms dans la zone située au-dessus des réservoirs, vraisemblablement due à l'augmentation de pression, et une augmentation de 0,1 ms dans la partie Ouest au travers de la zone des réservoirs (Deflandre et al., 1995)..

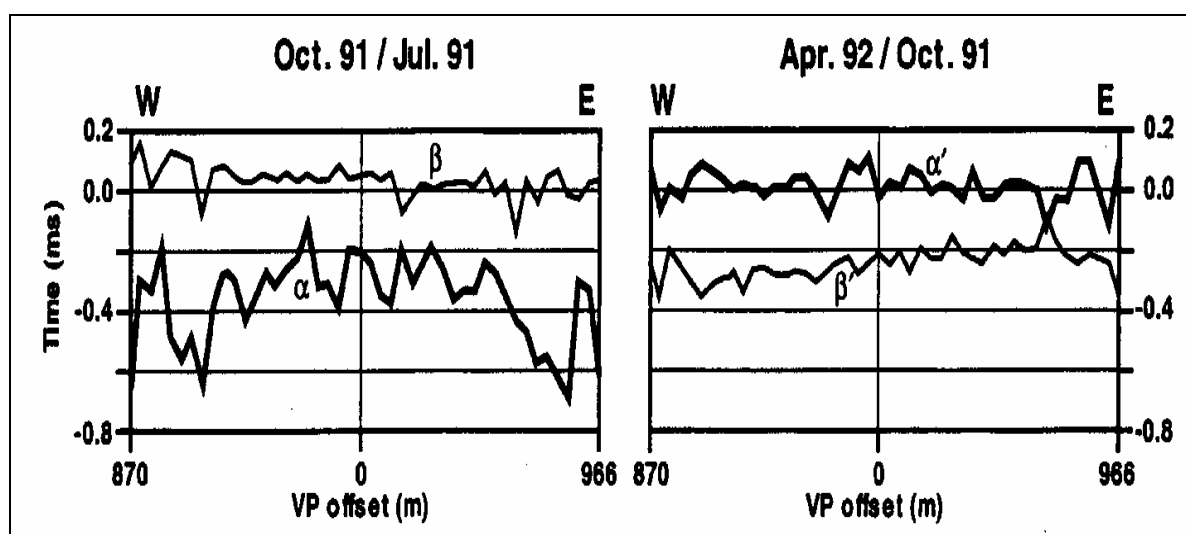


Figure 39 : Comparaison des profils des décalage en temps d'arrivée en fonction de la distance par rapport au puits. A gauche : période de remplissage, α : récepteur à 815 m, α' : récepteur à 783 m. A droite : période de soutirage, β : récepteur à 905 m, β' : récepteur à 815 m.

Dans la période de soutirage, il n'y a pas de variation des différences des temps d'arrivée. Les temps d'arrivée diminuent de 0,2 ms à l'Est et de 0,3 ms à l'Ouest du puits. Les auteurs estiment la précision de la mesure des différences des temps d'arrivée à 0,05 ms.

6.3.3. Microsismicité

Les capteurs ont fonctionné en écoute passive entre octobre 91 et avril 92. Vingt-sept événements, dont l'amplitude dépassait un certain seuil, ont été sélectionnés durant cette période. Les événements qui présentaient une succession P-S ont été localisés en utilisant la polarisation, déterminée à l'aide des enregistrements des trois composantes et à l'aide du retard de l'arrivée S sur l'arrivée de l'onde P (Figure 40). La plupart des événements sont situés sous les couches imperméables C1 et C5 et seraient liés à l'augmentation de la pression due à l'accumulation de gaz sous ces couches (Albright et al., 1994, Deflandre et al., 1995). Deux événements sont nettement dans la couverture et peuvent également être liés à une augmentation de la pression.

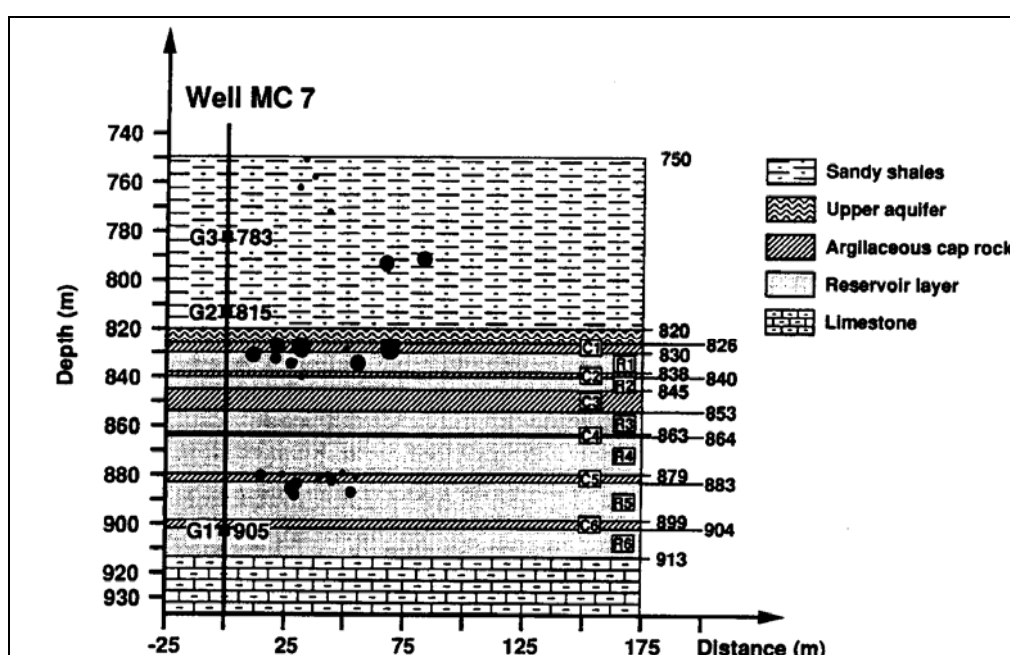


Figure 40 : Localisation des événements microsismiques enregistrés à Germigny-sous-Coulombs,, superposée à la coupe géologique (Deflandre et al., 1995).

6.4. CÉRÉ-LA-RONDE

Les réservoirs de Céré-la-Ronde sont deux aquifères gréseux d'une hauteur utile de 30 mètres environ situés entre 920 et 960 mètres de profondeur, correspondant à l'intervalle 630-650 ms temps double, avec une porosité moyenne de 23%, et un troisième réservoir gréseux de 47 mètres de puissance entre 994 et 1041 mètres (695-725 ms), avec une porosité de 15%. Le puits CE112 a été équipé d'un ensemble de 15 capteurs permanents entre 540 et 680 m. Les deux niveaux à 640 et 680 m sont équipés de capteurs 3 composantes, les autres de géophones verticaux de fréquence propre 28 Hz.

6.4.1. Walk away

Deux profils « walk away » ont été enregistrés sur ce dispositif de capteurs permanents à plusieurs reprises. Le profil M01, orienté Nord-Sud, est composé de 103 points de vibration avec un déport maximal de 800 mètres; le profil M02, orienté Est-Ouest, est fait de 60 points

de vibration avec un déport maximal de 500 mètres. La première campagne a été enregistrée avant la mise en gaz, en juin 93. Trois autres campagnes ont été enregistrées en février, en avril et en novembre 94 pendant la période de remplissage. Le traitement des données est réalisé en deux phases : le traitement des PSV déportés de 15 traces et la mise en collections en points miroirs communs des PSV (Figure 41).

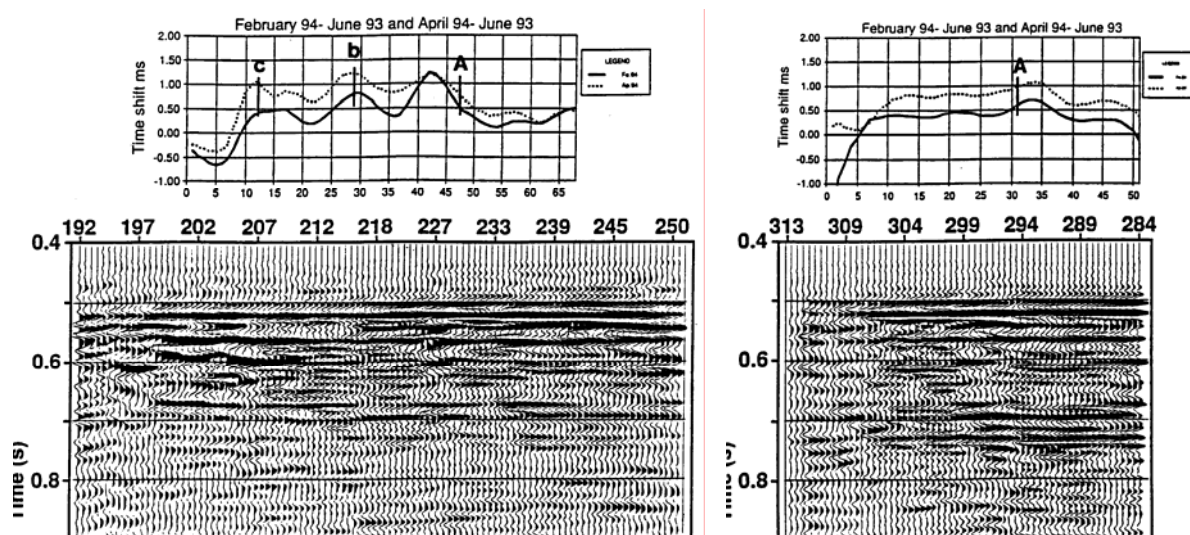


Figure 41 : Profils « walk away » réalisés à Céré-la-Ronde, à gauche profil M01, NS, à droite profil M02, EW. Au dessus : profils des décalages en temps d'arrivée correspondants.

Les variations de temps d'arrivée (tiretés) sont de l'ordre de 0,5 ms entre février 94 et juin 93 et de 1 ms entre avril 94 et juin 93 (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**), notamment autour des puits injecteurs (Huguet et Verdier, 1996). En novembre 1994, les différences de temps d'arrivée avec le profil de référence sont de l'ordre de deux millisecondes sur le profil Est-Ouest et d'une milliseconde sur le profil Nord-Sud, qui montre un développement progressif vers le Nord. Les retards temporels sont en relation linéaire avec les hauteurs en gaz mesurées aux puits, la différence de temps, mesurée en millisecondes, étant approximativement le dixième de la hauteur en gaz, mesurée en mètres.

Une cinquième acquisition a été effectuée en novembre 95, à la fin de la première période de remplissage, puis un sixième walk away a été acquis après la première période de soutirage. Les différences des décalages d'intercorrélation entre les différentes acquisitions et la ligne de base pour des fenêtres situées au-dessus et en dessous des réservoirs R1 et R2 montrent un décalage de 0,2 à 0,4 ms entre février 94 et juin 93, un décalage de l'ordre de 0,5 à 0,8 ms pour les acquisitions d'avril et de novembre 1994, de 1 ms en novembre 1995, puis, de nouveau de l'ordre de 0,8 ms pour avril 97, après soutirage.

Des variations d'amplitude sont décelables entre la ligne de base et le profil de février 94, puis entre ce dernier et les acquisitions suivantes. A partir d'avril 94, les amplitudes restent sans changement à la précision de la mesure près. La précision de la mesure des décalages en temps est diminuée par l'interférence d'ondes S. Le remplacement des géophones verticaux par des hydrophones pourrait permettre de gagner en précision.

6.4.2. Profils de surface

Un jeu de profils de 18 km a été acquis en juin 93, avant injection. Deux autres acquisitions ont été réalisées en novembre 94 et novembre 95. La Figure 42 ci-dessous représente la

différence entre l'acquisition de novembre 94 et la ligne de base de juin 93, avec en surimposition en couleur des variations des temps d'arrivée (Meunier et Huguet, 1998).

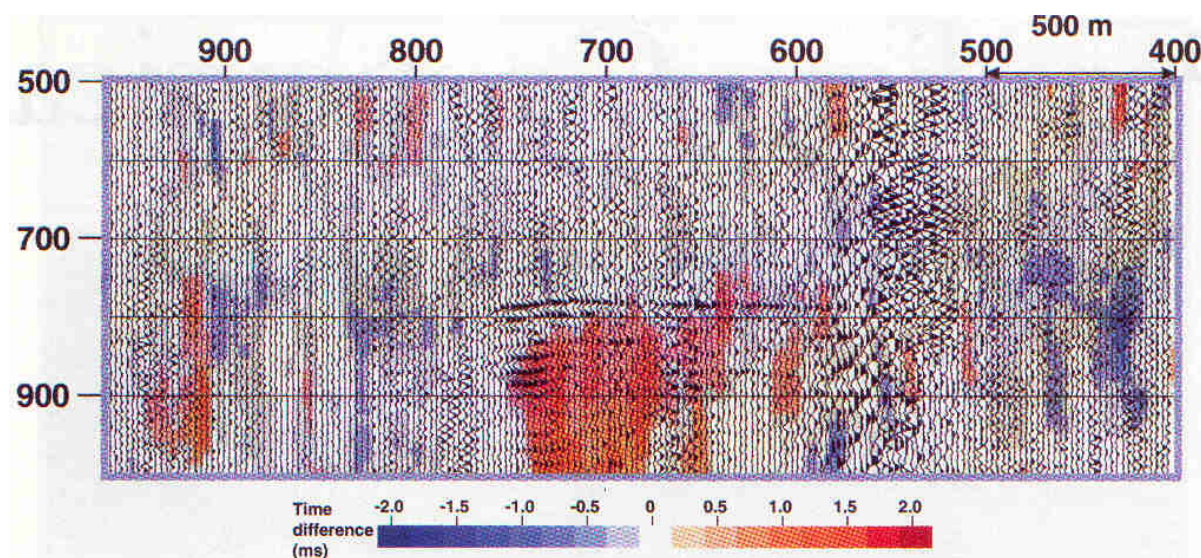


Figure 42 : Différence entre l'acquisition 93 et l'acquisition 94, avec surimposition en couleur des variations des temps d'arrivée (Meunier et Huguet, 1998).

Cette section différence met en évidence les variations d'amplitude au niveau des réservoirs, de l'ordre de -12 dB, et les variations de temps d'arrivée pour les réflexions sur des interfaces situées au-dessous de la zone envahie par le gaz, de l'ordre de 1,5 millisecondes.

L'estimation en ondelettes dans des fenêtres où aucun changement lié au réservoir n'est attendu et l'application d'un opérateur pour passer de l'ondelette d'une acquisition répétée à l'ondelette de l'acquisition de référence permettent de contrebalancer les effets des variations de la vitesse de propagation, liées aux variations de température et d'humidité dans les premiers mètres sous la surface. L'extension de la bulle de gaz peut être cartée assez précisément. Par contre, les mouvements ultérieurs, dus aux cycles injection-soutirage, ne peuvent être suivis, sans doute à cause de la saturation en gaz résiduelle lors des soutirages. Afin de permettre une meilleure répétitivité et aussi pour ne pas gêner les activités agricoles, trois tranchées ont été creusées à 80 cm de profondeur pour y installer les dispositifs d'acquisition (câbles et géophones). Deux campagnes ont eu lieu en avril et novembre 1997. L'amplitude est inférieure de trois décibels à l'amplitude enregistrée sur les géophones de surface et le spectre est plus étroit, mais le rapport signal/bruit est amélioré (Meunier et al, 1998).

6.4.3. Estimation de la saturation

La loi de Gassmann, établie pour des milieux poreux, relie le module d'incompressibilité du milieu saturé en fluides à la porosité et aux modules d'incompressibilité du milieu sec, des grains de la matrice et des fluides. Pour un fluide diphasique eau/gaz, il est possible de développer cette expression en série en fonction de la saturation en eau (Whitman et Towle, 1992; Mari, 1996). On obtient ainsi, pour une porosité donnée, une relation linéaire entre le carré de la vitesse des ondes P et la saturation en eau pour des saturations en eau allant de 0 à 80%, c'est-à-dire pour les saturations en gaz de 20 à 100 (Figure 43). La variation est de l'ordre de 1 % pour une variation de 10 % de la saturation.

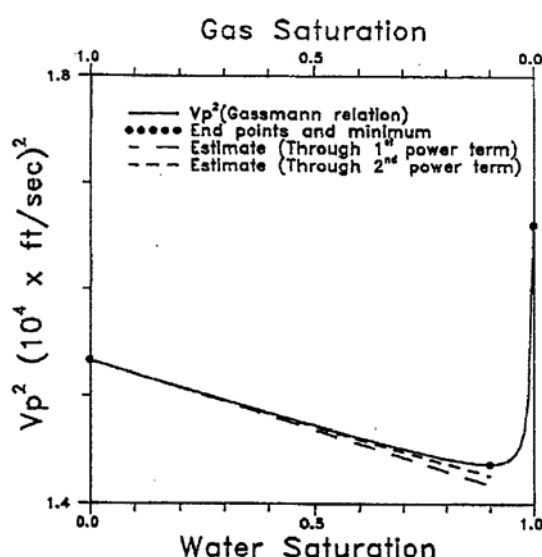


Figure 43 : Variation du carré de la vitesse V_p^2 en fonction de la saturation en eau et en gaz

Le rapport du carré de la vitesse P dans le milieu occupé par le fluide diphasique sur le carré de la vitesse P avant mise en gaz est également fonction linéaire de la saturation en eau (ou en gaz). Ce rapport peut être calculé à partir des temps de trajet à la traversée des réservoirs. Dans le cas des réservoirs de Céré-la-Ronde, cette relation linéaire s'écrit :

$$\left(\frac{V_{Pg}}{V_{Pw}} \right)^2 = \frac{H_t^2}{(H_t + \Delta t)^2} = 0,078 + 0,79Sg, \text{ où } Sg \text{ est la saturation en gaz, } H_t \text{ la durée de la}$$

traversée verticale des réservoirs en eau, et Δt , l'incrément de temps de trajet en présence de gaz (Dumont et al, 2001). La saturation en gaz est ainsi estimée en novembre 94, à partir de données de diagraphie sonique, à $70 \pm 10\%$. Cette valeur de 70% est confirmée par les mesures Neutron au puits (Figure 45). La méthode a également été appliquée aux données des « walk away » (Figure 44) et des profils de surface (Figure 45).

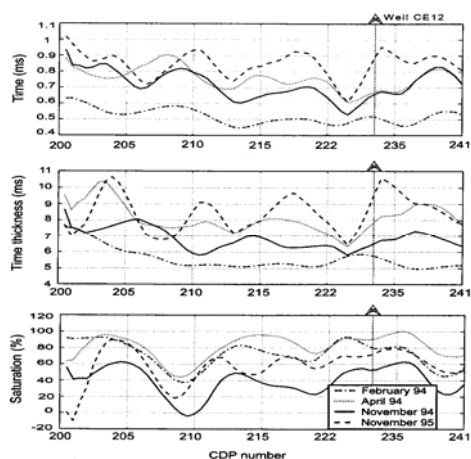


Figure 44 : Walk away : Δt , temps de vol, et saturation

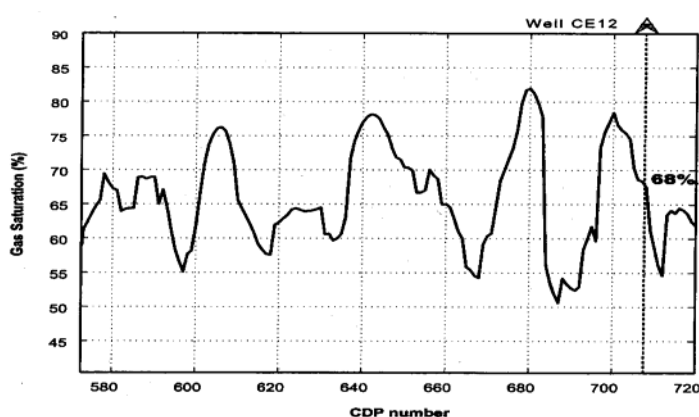


Figure 45 : Profil de surface M02. La saturation trouvée au puits CE12 est confirmée par les mesures diagraphiques.

La relation entre le carré de la vitesse P et la saturation peut être calculée, avec le modèle de Gassmann, pour une série de porosités autour de la valeur moyenne connue

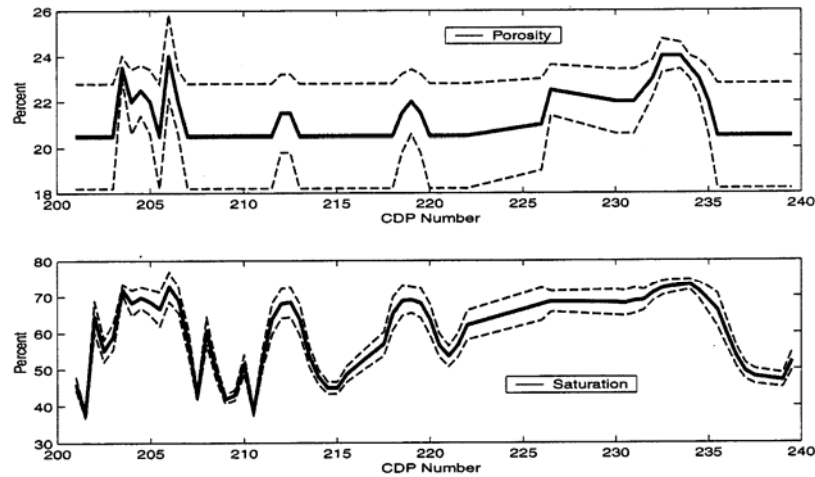


Figure 5 : Porosity and Saturation Curves computed from VSP data between June 1993 and November 1995

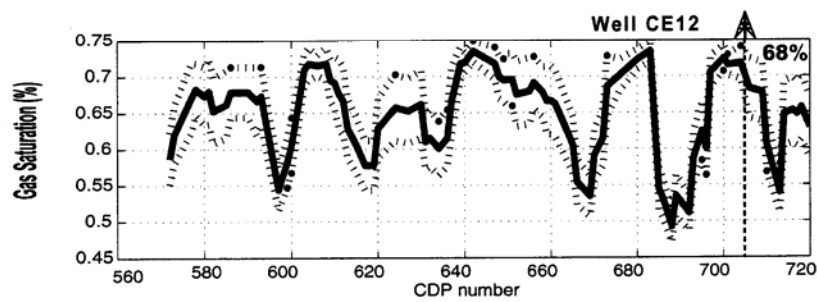


Figure 6 : Saturation curves derived from MO2 surface seismic line

Figure 46). La porosité et la saturation peuvent alors être estimées conjointement (Mari et al, 2000).

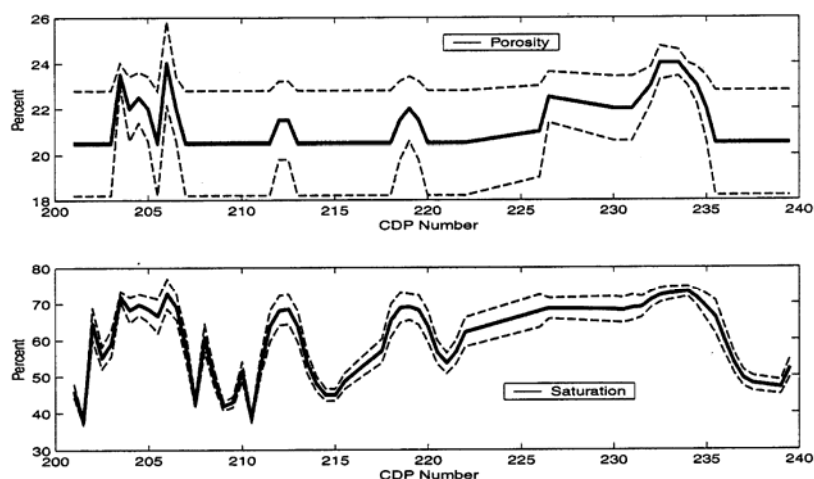


Figure 5 : Porosity and Saturation Curves computed from VSP data between June 1993 and November 1995

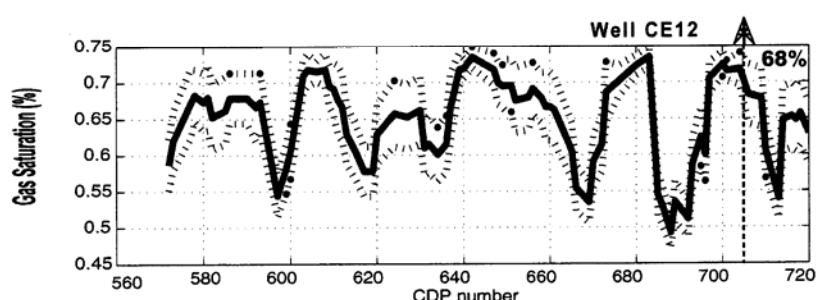


Figure 6 : Saturation curves derived from MO2 surface seismic line

Figure 46 : Estimation conjointe de la porosité et de la saturation à partir des profils VSP (en haut) et des profils de surface (en bas), d'après Mari et al. 2000.

6.4.4. Effets des variations de pression

Les variations de vitesse mesurées par des diagraphies DSI ne peuvent être entièrement expliquées par les changements de saturation. L'introduction des effets des variations de pression, modélisés par la relation de Hertz-Mindlin, reliant la vitesse à la contrainte effective $V = k\sigma_{eff}^h$, permet de mieux rendre compte de ces variations. Pour un empilement de sphères, le coefficient de Hertz est $h = 1/6$. Pour les roches poreuses, le coefficient de Hertz est mesuré en laboratoire sur des échantillons de la roche-réservoir (Vidal et al, 2000, 2002). Pour les réservoirs de Céré-la-Ronde, sa valeur est de 0,09 pour les ondes P et de 0,13 pour les ondes S. Les effets des variations de contrainte effective sur les vitesses P peuvent être aussi importants, voire plus importants, que les effets de substitution de fluide. Ainsi, les mesures effectuées sur un modèle élastique représentatif des réservoirs de Céré-la-Ronde donnent-elles un décalage temporel avec la ligne de base de 0,79 ms pour l'effet de variation de pression et 0,53 ms pour l'effet de substitution de fluide.

L'effet sur la vitesse des ondes S et sur l'impédance S est également important (Figure 47, ainsi que les effets sur le module de cisaillement (Vidal et al, 2000, 2002).

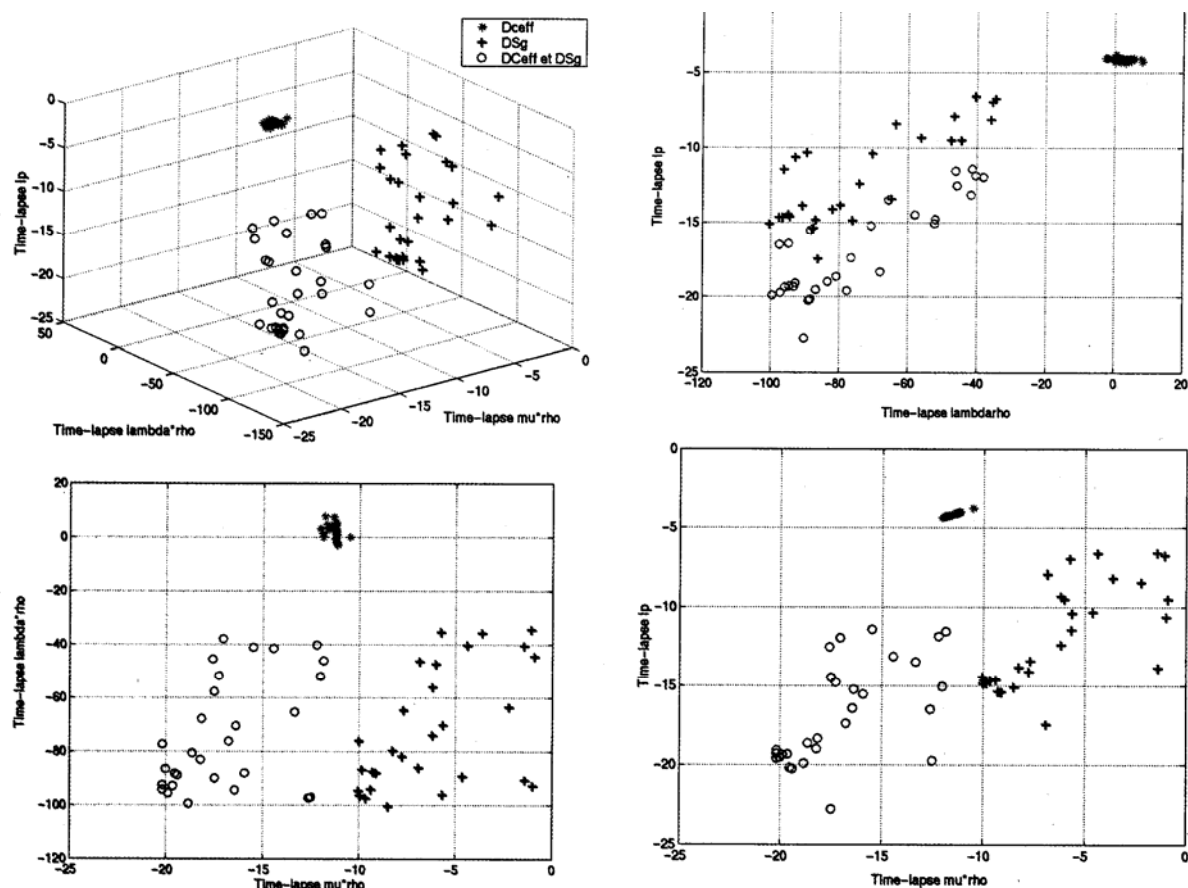


Figure 47 : Effet des variations de contraintes sur la vitesse Vs (à gauche) et les paramètres pétroacoustiques, à droite (Vidal et al., 2000, 2002)

Les effets de la substitution totale de gaz à l'eau et les effets d'une augmentation de 30% de la contrainte effective (de 7 à 11 MPa) ont été calculés et comparés pour un certain nombre de paramètres pétroacoustiques (Figure 47), caractérisant le réservoir, et de paramètres AVO, caractérisant l'interface couverture-réservoir, dans le cas de Céré-la-Ronde (Vidal et al, 2000). Les effets sur les paramètres acoustiques des variations de contrainte effective ont été calculés à partir des coefficients de Hertz mesurés. Les effets de substitution des fluides ont été, eux, calculés à partir des modules d'incompressibilité, de la porosité, de l'épaisseur des réservoirs et de la formule de Gassmann. Dans le cas étudié, l'effet de la variation des contraintes effectives sur les vitesses et sur le décalage des temps d'arrivée des réflexions sur des réflecteurs situés sous le réservoir est plus important que l'effet de substitution de fluide (750 et 500 μ s, respectivement).

Les variations avec le déport et l'angle d'incidence (paramètres AVO) ont été calculés à l'interface couverture/réservoir, dans un modèle inspiré du cas de Céré-la-Ronde, en fonction de la saturation en gaz. Ces paramètres d'interface sont les contrastes d'impédance acoustique P (I_p) et S (I_s), l'intercept (R_0) et le gradient (G) de la courbe des amplitudes en fonction des déports, le gradient de la courbe d'amplitude des ondes converties P-S en fonction du déport (G_{ps}), l'impédance acoustique A_I , l'impédance élastique (E_I) et les coefficients de réflexion mesurés sur une sommation de traces proches et sur une sommation de traces lointaines. Les variations de contrainte effective entraînent une variation de -50% du gradient d'amplitude des réflexions converties P-S, -25% du gradient des réflexions P-P et 40% du coefficient de réflexion à incidence nulle pour les réflexions P-P. Le remplacement total de l'eau par le gaz entraîne une variation de -40% du gradient d'amplitude des réflexions converties, de 35% du gradient d'amplitude des réflexions P-P et de 130% du coefficient de réflexion à incidence nulle. Les paramètres liés à l'amplitude de la

réflexion à déport nul ($\Delta\rho$, $R0$, AI) varie fortement dès qu'il y a un peu de gaz. La variation entre des saturations en gaz de 10 et de 100 % est encore appréciable, de l'ordre de 25 %. Cette variation est due essentiellement, dans ce dernier cas, à la variation de la densité,

proportionnelle à la saturation ($R0 = \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$). Cette variation sera bien moindre (un

tiers seulement) si, à la place de méthane de densité 100 kg/m³, on a du gaz carbonique supercritique de densité 700 kg/m³ et encore moins si la porosité est inférieure aux 24 % du modèle utilisé. C'est également le cas de la variation du gradient de la courbe d'amplitude des converties P-S en fonction du déport.

6.4.5. Microsismicité

Les capteurs permanents, placés à des intervalles de 10 m dans le puits CE112 entre 540 et 660 mètres de profondeur, ont été utilisés en "écoute passive" pour enregistrer les événements microsismiques (Deflandre et Huguet, 2002). Deux des quinze niveaux sont équipés de capteurs triaxiaux. Le plus profond des capteurs du puits CE112 est situé près de 300 mètres au-dessus des réservoirs. Le dispositif a été complété par une sonde triaxiale au câble descendue dans le puits CE112 à une profondeur de 947 m, au niveau de la couverture C2. Les événements sont enregistrés lorsque leur amplitude dépasse un certain seuil.

Les événements sont classés en 6 familles (Figure 48) :

a : succession d'ondes P et S de fréquences semblables. La première arrivée est généralement polarisée dans la direction N-S.

b : succession d'ondes P et S avec des pseudo fréquences différentes

c : comme b avec P au niveau du bruit, liés à l'augmentation de la pression (apparaissent lorsque la pression de pore atteint 10 MPa)

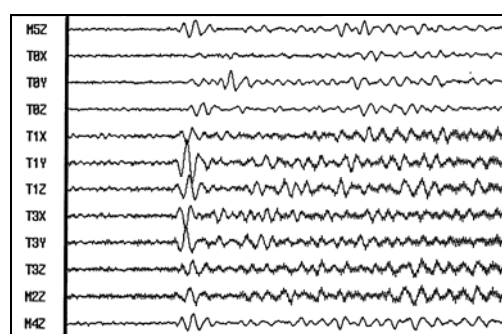
d : événements enregistrés aux arrêts et reprises d'injection. Résonances de la sonde polarisées dans la direction du bras d'ancrage.

e : pseudofréquence voisine de la fréquence de résonance des géophones (28 Hz).

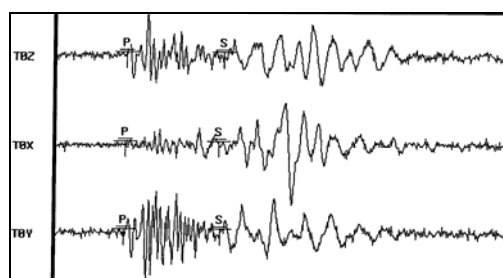
f : pas de succession P-S.

Les événements qui sont enregistrés sur plusieurs capteurs sont classés 1, ceux qui ne sont enregistrés que sur le capteur situé au niveau des réservoirs sont de classe 2 ou de classe 3 lorsque le signal présente une résonance.

Les événements enregistrés sont de faible magnitude, entre -2,3 et -1,3. La plupart des événements ont été détectés



a) événement de type 1a



b) événement de type 2b

Figure 48 : Deux exemples de sismicité induite enregistrée à Céré-La-Ronde

uniquement par la sonde mise en place au niveau du réservoir (Figure 49). Lors de la première phase d'injection, au premier trimestre 94, les événements apparaissent

à partir de fin février, période de montée en pression.

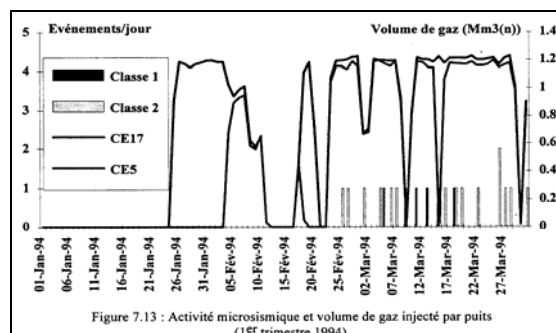


Figure 49 : Activité microsismique et volume du gaz injecté (1^{er} trimestre 1994)

Le graphe des fréquences d'événements montre une relation avec les variations de pression du réservoir (Deflandre et Huguet, 2002) :

Figure 50 : Relation entre la pression dans le réservoir et deux groupes particuliers de microséismes ; en haut : variations de pression et périodes d'enregistrement ; en bas : distribution des microséismes en fonction du temps (Deflandre et Huguet, 2002).

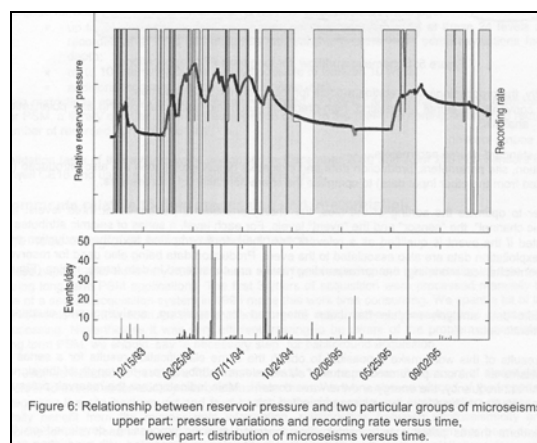


Figure 9.9 : Localisation en profondeur des événements suivant l'axe nord - sud avec conservation des distances au puits quel que soit l'azimut.

Pour les événements des classes a et b, la succession d'une onde P et d'une onde S permet d'estimer une distance. La direction de polarisation de l'onde P, mesurée par les capteurs 3 composantes, permet de localiser la source de l'événement microsismique en tenant compte d'un modèle de vitesse. Un grand nombre d'événements sont localisés à certaines interfaces, mais d'autres peuvent avoir leur origine hors des réservoirs et des couches adjacentes (

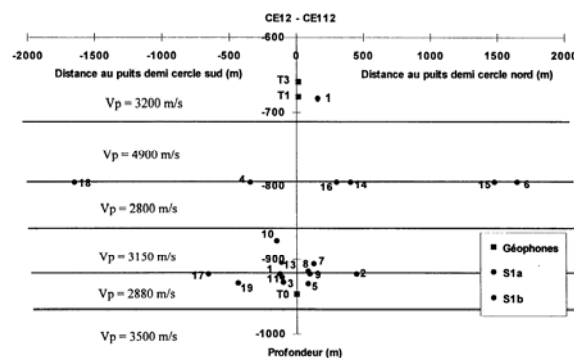
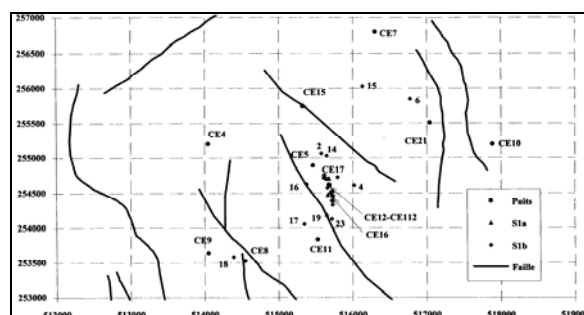


Figure 51 : Localisation en profondeur des événements suivant un axe NS

Figure 51) et sont, peut-être, liés à un réarrangement mécanique de la structure.

En plan, la plupart de ces événements sont proches du puits d'injection et s'alignent suivant une direction approximativement Nord-Sud (Figure 52).

Figure 52 : Localisation en plan de la microsismicité enregistrée à Céré-la-Ronde (Deflandre et Huguet, 2002)



6.4.6. Système de sources et de capteurs permanents

La précision des pointés et des mesures d'amplitude sur des acquisitions répétées à des temps différents, dans le but de suivre l'évolution des fluides dans des réservoirs, est limitée, d'une part par les variations des vitesses de propagation dans les premiers mètres sous la surface en fonction des variations de température et d'humidité, d'autre part par les variations de positionnement et de couplage des sources et des capteurs lors des différentes acquisitions.

Pour essayer de limiter l'impact de variations indépendantes des mouvements de fluide dans les réservoirs, un dispositif de sources et de capteurs permanents a été mis au point et testé à Céré-la-Ronde. Une première expérience a été réalisée sur ce site. Deux antennes de 20 niveaux, équipés chacun d'un géophone vertical et d'un hydrophone, entre 80 et 175 m ont été installées dans des puits. Au-dessus de ces puits ont été installées deux sources piézoélectriques surmontées d'une masse. Les sources émettaient des vibrations monofréquentielles pendant 16 secondes de demi-hertz en demi-hertz entre 20 et 166 Hz. On obtient ainsi l'équivalent d'un spectre de balayage en fréquence (Meunier et al, 2001). Le signal était ensuite divisé par l'enregistrement de l'accéléromètre de plaque, de façon à compenser les variations de force et de couplage de la source, puis transformé en signal temps par transformée de Fourier. On obtient ainsi un enregistrement complet en une heure et demi, soit une quinzaine de PSV par jour.

On disposait pour cette expérience de deux sources. L'une était en surface, riviée à une plaque de ciment, l'autre était posée au fond d'une cave cimentée de deux mètres de profondeur. Les enregistrements de la source de surface (Figure 53) montraient des variations des temps d'arrivée au cours de la journée sur l'onde descendante directe et tous ses peg-legs (réflexions sur la base de la zone altérée ou à l'interface sol-air), dues aux variations de température et d'humidité dans les premiers décimètres sous la surface du sol. Ces variations pouvaient aller jusqu'à 0,3 ms au cours d'une journée. La survenue d'une grosse pluie se traduisait, également, par une brusque variation des temps d'arrivée, pouvant aller jusqu'à une demi seconde (Figure 54). Ces variations étaient très largement diminuées dans le cas de la source en cave, à 2 mètres de profondeur, mais se retrouvaient sur les fantômes, qui sont des arrivées d'ondes remontant de la source vers la surface et traversant au moins deux fois la couche déconsolidée sous la surface, sensible aux variations de température et d'humidité.

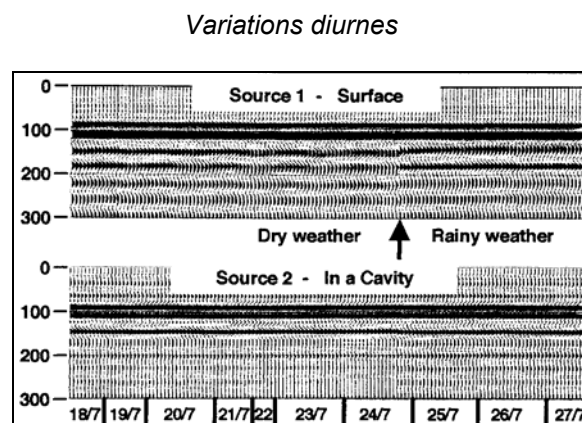


Figure 53 : Enregistrements d'un capteur

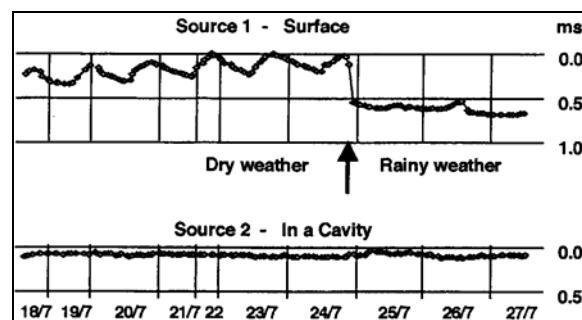


Figure 54 : Pointé de la descendante direct

Une déconvolution du champ total par les arrivées descendantes permet de tenir compte des effets de ces variations et de les atténuer. L'efficacité de ce traitement est toutefois limité par le fait que l'antenne de réception est peu profonde et que les trajets des ondes descendantes vers l'antenne et celles des réflexions remontant vers l'antenne sont de durée très différentes, en conséquence de quoi les rapports d'amplitude entre les éléments du signal (directe et fantômes) ne restent pas constants. Après déconvolution et sommation d'antenne, on obtient une trace pour chaque tir. Côte à côte, ces traces donnent la section en temps calendaire ci-dessous (Figure 55).

balayages en fréquence / monofréquences

balayages en fréquence / monofréquences

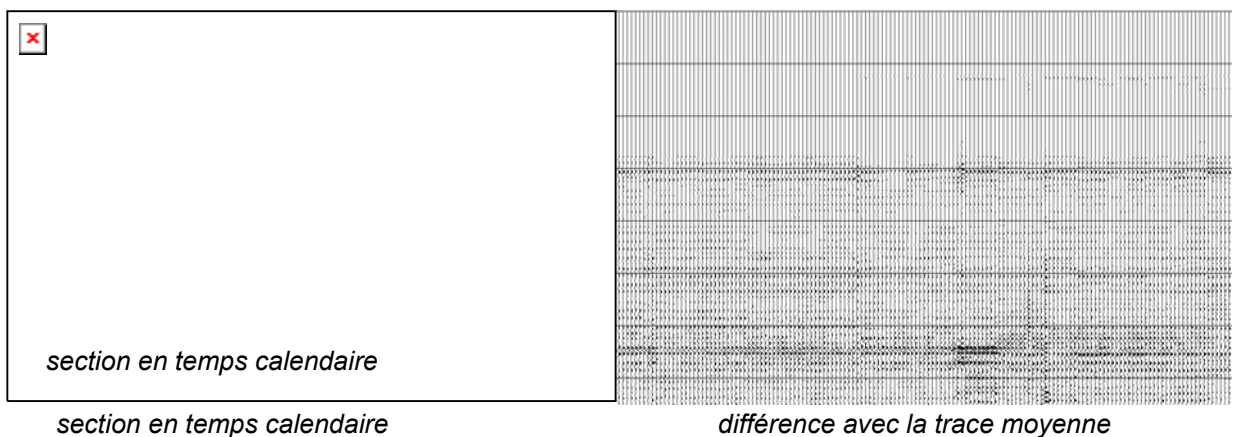


Figure 55 : Enregistrement sismique temporel obtenu à Céré-la-Ronde entre juillet 1999 et mai 2000.

Cette section en temps calendaire regroupe des enregistrements acquis en juillet et août 1999 avec des émissions en balayage de fréquence, puis des enregistrements acquis en décembre 1999 et en mai 2000, avec un signal reconstitué à partir de l'enregistrement de monofréquences. A première vue, les différences sont minimales. Sur la section représentant la différence des enregistrements avec leur moyenne, la partie acquise avec le signal reconstitué semble cependant un peu moins régulière. Ce fait pourrait être dû au mode de reconstruction du signal, qui entraîne la présence de rebonds, qui s'atténuent lentement et pourraient gêner l'efficacité du traitement sismique. La différence de ces traces avec la moyenne des traces sur la durée d'observation montre des différences d'amplitude au niveau du réservoir (R vers 650 ms). Les différences de temps d'arrivée peuvent être mesurées au dessus et en dessous du réservoir. Les différences de temps d'arrivée mesurées aux alentours de 200 ms varient dans un intervalle de 30 microsecondes environ, donnant ainsi une estimation de la précision de la mesure des temps.

Les décalages temporels des corrélations dans une fenêtre située sous le réservoir avec la corrélation dans une fenêtre située au dessus, pouvant aller jusqu'à 300 microsecondes (Figure 56), reflètent d'assez près les variations de la pression de pore (Meunier et al, 2001).

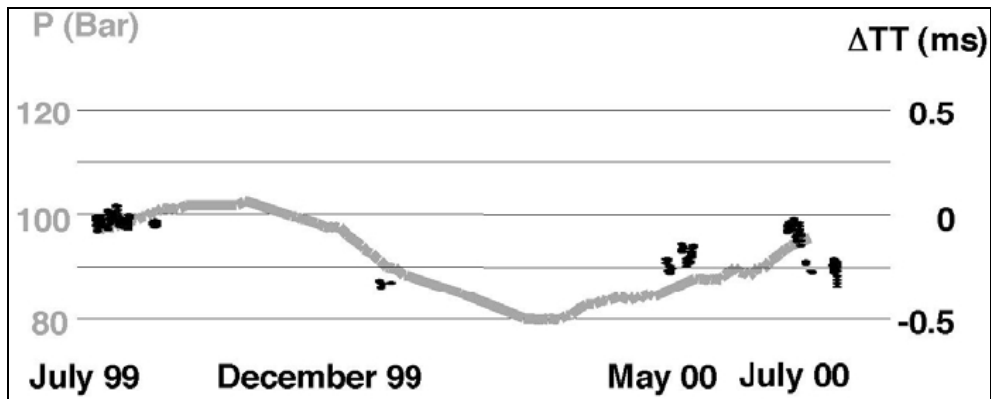


Figure 56 : Variations de la pression de pore (trait continu épais en gris) comparées aux décalages temporels entre les arrivées situées au-dessus et en dessous du réservoir (points discrets), Meunier et al. 2001.

La mesure des temps a été pratiquement continue entre juillet 1999 et juillet 2000. Elle confirme l'étroite relation entre la pression de pore et le décalage des temps d'arrivée des réflexions sur des réflecteurs situés en dessous du réservoir (Rodriguez et al, 2002). Les variations d'amplitude sont nettes au niveau du réservoir. Elles restent également non négligeables au dessus de cette zone, pour des raisons vraisemblablement liées aux limites du traitement des données.

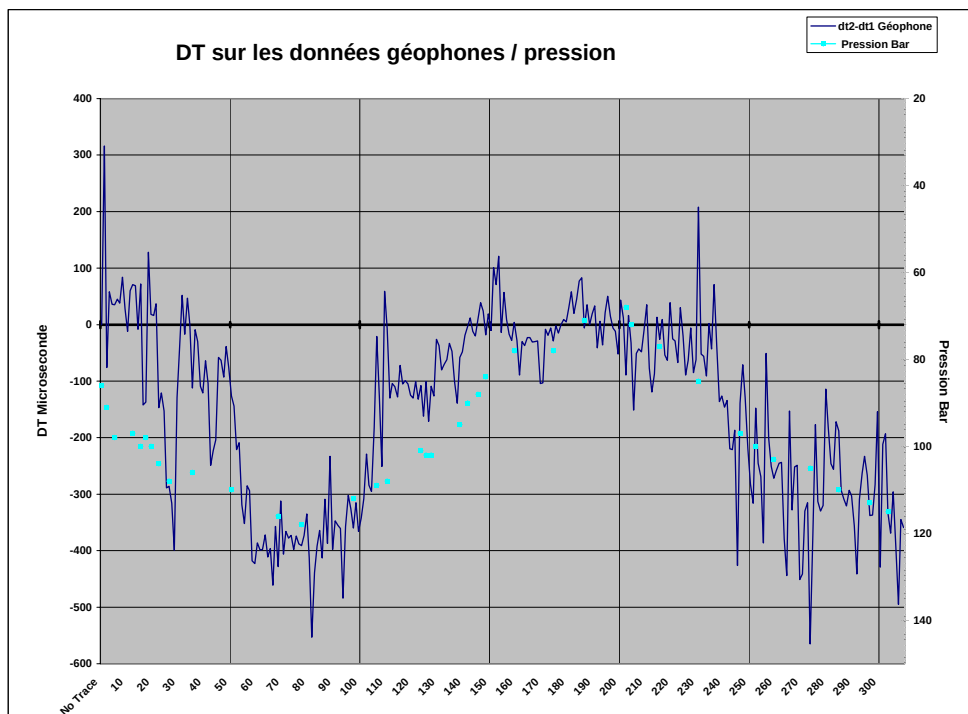


Figure 57 : Variations de la pression de pore (carrés bleus) comparées aux décalages temporels entre les géophones situés au-dessus et en dessous du réservoir (trait continu), Rodriguez et al., 2002.

6.5. SPECIFICITES DU GAZ CARBONIQUE

Le gaz emmagasiné dans les installations de stockage de Gaz de France est composé essentiellement de méthane. Les propriétés du gaz carbonique diffèrent quelque peu de celles du méthane. En particulier, au delà de 31°C et de 7,4 Mpa, c'est-à-dire, pratiquement, en dessous de 750 m, le gaz carbonique se présente sous un état dense et fluide, dit super-critique. La densité du gaz carbonique sous cette forme est de l'ordre de 700 kg/m³, bien supérieure à celle des hydrocarbures gazeux, autour de 100 kg/m³. Les effets des variations de pression et de substitution de gaz à l'eau diffèrent donc pour les deux gaz.

6.5.1. Variation de la densité

La densité de la roche saturée varie linéairement avec la saturation partielle en gaz. Pour une roche réservoir de 20 % de porosité moyenne, avec une matrice de densité 2600 kg/m³, la variation de densité pour une variation de la saturation de 10 % est de

$$\frac{\phi \Delta S (\rho_w - \rho_g)}{(1-\phi)\rho_{ma} + \phi\rho_f} \approx \frac{0,2 \cdot 0,1(1,05-0,1)}{0,8 \cdot 2,6 + 0,2 \cdot 1,05} = 0,8\%.$$

Pour du CO₂ à l'état supercritique, avec une densité de 700 kg/m³, la variation de densité de la roche saturée est de $\frac{0,1 \cdot 0,2(1,05-0,7)}{0,8 \cdot 2,6 + 0,2 \cdot 1,05} = 0,3\%$ pour 10% de variation de saturation.

6.5.2. Variation de la vitesse avec la saturation

Ondes P

La vitesse de propagation des ondes P varie assez fortement dès qu'un peu de gaz est présent avec l'eau originelle dans les pores. Par contre, dès que la saturation en gaz dépasse 10%, la variation de la vitesse P devient très faible. Il peut donc être relativement facile de détecter un arrivée de gaz dans un secteur où il n'en a jamais eu, mais difficile d'estimer la saturation en gaz et, également, de suivre les variations de cette saturation (augmentation au cours de l'injection, diminution après fermeture du stockage du fait de la dissolution dans l'eau). La relation de Gassmann peut être développée en série géométrique pour des petites saturations d'eau ou de gaz. Pour des saturations de gaz importantes supérieures à 20%, c'est-à-dire dans le domaine des "petites" saturations en eau, ce développement en série limitée s'écrit :

$$V_p^2 = \frac{G_g}{\rho_{bg}} \left\{ 1 - \left(\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} + \frac{F_g}{G_g} T \right) S_w + \left[\left(\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} \right)^2 + \frac{F_g}{G_g} \frac{\delta\rho}{\rho_{gw}} T + \frac{F_g}{G_g} T^2 \right] S_w^2 - \left[\left(\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} \right)^3 + \frac{F_g}{G_g} \left(\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} \right)^2 T + \frac{F_g}{G_g} \frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} T^2 + \frac{F_g}{G_g} T^3 \right] S_w^3 + \dots \right\}$$

où $G_g = M + F_g$ est le module d'incompressibilité de la roche en gaz, $M = K_b + 4/3\mu$

étant le module d'incompressibilité de la roche sèche, avec $F_g = \frac{(1 - K_b / K_s)^2}{D}$, la différence entre les deux modules avec au dénominateur $D = \frac{\phi}{K_g} + \frac{1-\phi}{K_s} - \frac{K_b}{K_s^2}$; on a également $T = \frac{\phi(1/K_w - 1/K_g)}{D}$. Par ailleurs, $\rho_{bg} = \phi\rho_g + (1-\phi)\rho_{ma}$ est la densité de la roche en gaz et $\delta\rho = \phi(\rho_w - \rho_g)$ est la différence de densité entre la roche en eau et la roche en gaz (Whitman et Towle, 1992).

Dans le cas des hydrocarbures gazeux, dont la densité est proche de 100 kg/m³ et le module d'incompressibilité du gaz de l'ordre de 0,1 GPa, les deux premiers termes sont dominants et le terme en densité est 100 fois plus fort que le rapport TF/G. Dans l'intervalle de saturation en gaz allant de 50 à 100%, le carré de la vitesse P est pratiquement fonction linéaire de la saturation :

$$V_P^2 \approx \frac{G_g}{\rho_{bg}} \left(1 - \frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} S_w \right).$$

Entre 20 et 50%, il convient de rajouter un terme quadratique :

$$V_P^2 \approx \frac{G_g}{\rho_{bg}} \left(1 - \frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} S_w + \left(\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} \right)^2 S_w^2 \right).$$

Ces résultats ne sont pas totalement transposables au cas du CO₂ supercritique, dont la densité, de l'ordre de 600 à 700 kg/m³, est 6 à 7 fois plus grande que celle des hydrocarbures gazeux et dont le module d'incompressibilité, de l'ordre de 0,08 GPa, est 8 fois plus grand que celui des hydrocarbures gazeux. Pour les hydrocarbures gazeux, le terme de proportionnalité $\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}}$ est de l'ordre de grandeur de 0,1 (0,084 pour une porosité de 20% et une densité de matrice de 2650 kg/m³), soit une variation de 1% pour une variation de 10% de la saturation.

Avec les valeurs de porosité, 20%, et de module sec $K_b = 11$ GPa, avec le module de grain du quartz $K_s = 39$ GPa, le module de l'eau $K_w = 2,2$ GPa et le module du CO₂ supercritique $K_g = 0,08$ GPa, on obtient $F_g = 0,2$, $G_g = 30,7$ GPa, $F_g/G_g = 0,007$, $\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} = 0,027$ et $T \approx 1$.

Le premier terme en S_w , $\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}}$ n'est plus que de l'ordre de 0,03, le terme en F_g/G_g , de 0,007.

Les termes des coefficients des puissances supérieures de la saturation en eau sont tous proches de $T F_g/G_g = 0,007$.

$$\text{On peut écrire : } V_p^2 \approx \frac{G_g}{\rho_{bg}} \left(1 - \frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} S_w + \left(\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} \right)^2 S_w^2 - \frac{F_g}{G_g} (S_w T - S_w^2 T^2 + S_w^3 T^3 - \dots) \right)$$

$$\text{soit } V_p^2 \approx \frac{G_g}{\rho_{bg}} \left(1 - \frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} S_w + \left(\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} \right)^2 S_w^2 - \frac{F_g}{G_g} \frac{S_w}{(1 + S_w)T} \right).$$

Pour une saumure de densité 1050 kg/m³ et un gaz carbonique supercritique de densité 700 kg/m³, $\frac{\delta\rho}{\rho_{bg}} = \frac{\phi(1,05 - 0,7)}{2,6(1 - \phi) + 0,7\phi}$, soit 0,03 pour une porosité de 20 % et 0,015 pour une porosité de 10 %.

La pente de la fonction $V_p^2 = f(S_w)$ est plus de deux fois plus faible que dans le cas des hydrocarbures gazeux, de l'ordre de 0,3 % pour 10 % de variation de saturation dans un réservoir à 20% de porosité. La variation de la vitesse P est donc de l'ordre de 0,15% pour une variation de la saturation de 10%. L'impédance acoustique P, ρV_p , variera essentiellement comme la densité.

Ondes S

Si l'on fait confiance au modèle de Gassmann, pour lequel le module de cisaillement $\mu = \rho V_s^2$ est invariant avec la saturation, alors la vitesse Vs varie comme l'inverse de la racine carrée de la densité. La variation de la vitesse S sera de l'ordre de 1,5 %, avec une porosité de 20%, pour 10% de variation de saturation, contre 4% pour les hydrocarbures gazeux. La variation de l'impédance ρV_s sera de l'ordre de 1% pour 10% de variation de saturation (4 à 5 % pour les hydrocarbures gazeux).

6.6. CONCLUSIONS

L'IFP a été associé pendant 25 ans à la surveillance des stockages de gaz de Gaz de France. Des outils ont été développés, tels les capteurs permanents sur tubing ou les systèmes associant une source permanente de faible puissance et une antenne de capteurs cimentée, développés en collaboration avec CGG. Un certain nombre de méthodes sismiques ont été testées avec des sources et des récepteurs en surface ou dans des puits. Généralement, il est possible de mettre en évidence des variations des temps d'arrivée des réflexions sur des miroirs situés sous le ou les réservoirs, même lorsque cette variation est largement inférieure à la période dominante du signal. Des variations d'une fraction de milliseconde peuvent ainsi être mesurées. La mesure des variations d'amplitude des réflexions sur les épontes des réservoirs reste un défi à relever.

6.7. REMERCIEMENTS

Jean-Pierre Deflandre et Jean-Luc Mari ont bien voulu relire les premières versions de ce rapport, me donner leur avis et compléter mon information. Je souhaite leur exprimer ici ma reconnaissance.

Nous remercions Gaz de France pour la longue collaboration qui nous a rassemblés dans l'étude des substitutions de fluides dans les stockages de gaz souterrains et pour l'autorisation de publier ces travaux..

6.8. BIBLIOGRAPHIE DU CHAPITRE 6

Albright J., Cassel B., Dangerfield J., Deflandre J.P., Johnstad S. and Withers R., 1994, Seismic Surveillance for Monitoring Reservoir Changes, *Oilfield Review*, 4-14

Blondin E., Mari J.L. et Michon D., 1986, Détection de la bulle de gaz sur un stockage souterrain en sismique, *Pétrole et Techniques*, **327**, 13-18

Blondin E. and Mari J.L., 1986, Detection of gas bubble boundary movement, *Geophysical Prospecting*, **34**, 73-93

Deflandre J.P., Laurent J., Michon D. and Blondin E., 1995, Microseismic surveying and repeated VSPs for monitoring an underground gas storage reservoir using permanent geophones, *First Break*, **13**, 129-138

Deflandre J.P. and Huguet F., 2002, Microseismic monitoring on gas storage reservoirs: a ten year experience, 17th World Petroleum Congress, block 3- forum 19

Dumont M.H., Fayemendy C., Mari J.L. and Huguet F., 2001, Underground gas storage: estimating gas column height and saturation with time lapse seismic, *Petroleum Geosciences*, **7**, 155-162

Huguet F. and Verdier F., 1996, Monitoring movement of gas in an underground storage facility in an aquifer, OAPEC-IFP joint workshop: Natural gas: from exploration to utilization

Laurent J., Deflandre J.P., Dubois J.C. and Huguet F., 1999, Permanent Downhole Geophones: an efficient approach for reservoir monitoring, Eurogas 99

Mari J.L. and Verdier F., 1991, VSP and acoustic logging case history on the Cere la Ronde structure, 53rd EAEG Conference, B007, 118-119

Mari J.L., Fayemendy C., Dumont M.H. and Huguet F., 2000, Saturation estimation using both seismic and well data, joint EAGE-SAIG Conference "Petrophysics meets Geophysics", A6

Meunier J., Huguet F. and Becquey M., 1998, Reservoir monitoring using non conventional seismic surveying, 60th EAGE Conference, P022

Meunier J. and Huguet F., 1998, Céré-la-Ronde: A laboratory for time-lapse monitoring in the Paris Basin; *The Leading Edge*, **17**, 1388-1394

Meunier J., Huguet F. and Meynier P., 2000, A new look at reservoir monitoring,

Meunier J., Huguet F. and Meynier P., 2001, Reservoir monitoring using permanent sources and vertical receiver antennae : The Céré-la-Ronde case study, *The Leading Edge*, **20**, 622-629

Rodriguez S., Meynier P., Meunier J. and Huguet F., 2002, Reservoir Monitoring using Permanent Sources and Vertical Receiver Antennae: The Céré-la-Ronde case study, 17th World Petroleum Congress, Proceedings

Vidal S., Longuemare P and Huguet F., 2000, Integrating geomechanics and geophysics for reservoir seismic monitoring feasibility, Europec2000, Proceedings, 401-410, SPE 65 157

Vidal S., Jardin A. and Huguet F., 2001, Feasability Study of Time-Lapse Parameters Estimate for Mean Effective Stress and Saturation Changes in Gas Storage, 71st Conference of the SEG, RC4.4, 1648-1651

Vidal S., Huguet F. and Mechler P., 2002, Characterizing reservoir parameters by integrating seismic monitoring and geomechanics, *The Leading Edge*, **21**, 295-301

Whitman W.W. and Towle G.H., 1992, The influence of elastic and density properties on the behavior of the Gassmann relation, *The Log Analyst*, Nov-Dec 92, 500-506

7. Pistes de progrès en monitoring géophysique

7.1. INTRODUCTION

La liste des verrous technologiques présentée par lors de la réunion d'avancement du 27 juin 2006 pointait un certain nombre de questions. Parmi celles qui concernaient plus particulièrement la géophysique :

1. le manque de résolution verticale
2. Défaut de caractérisation des outils en présence de CO₂
3. le défaut de sensibilité lors de faibles fuites
 - a. détection impossible du CO₂ dissous dans l'eau,
 - b. inaptitude à déceler les fuites de CO₂ dans des failles ou des fractures subverticales,
 - c. incapacité à résoudre pour de faibles volumes
4. Problème de la quantification du CO₂ en place, notamment, le défaut d'approche intégrée combinant la géophysique et l'électromagnétisme ou toute autre technique pour mieux quantifier les volumes injectés
5. Problème des capteurs permanents :
 - a. faible fiabilité temporelle,
 - b. risque accru de fuites dû au déploiement des capteurs et des câbles d'alimentation et de rapatriement des données

7.2. PISTES DE RECHERCHE POUVANT ETRE ASSOCIÉES A CES DIFFÉRENTES QUESTIONS

7.2.1. Manque de résolution verticale

La résolution, verticale et horizontale est liée à la largeur de la bande passante de la sismique. La question de la résolution verticale est cruciale en raison de la faible épaisseur des réservoirs ou des zones de plus ou moins grande perméabilité dans les réservoirs.

La bande passante de la sismique est limitée essentiellement par l'absorption dans les premiers mètres, plus ou moins déconsolidés sous la surface.

Pour augmenter la résolution, il faudrait pouvoir s'affranchir de cette zone déconsolidée. Que peut-on tirer d'une sismique entre puits où source et récepteurs seraient en-dessous de la WZ ?

- Sismique entre puits – tomographie,
- Sismique-réflexion entre puits, en particulier avec des puits d'observation s'arrêtant bien au-dessus des réservoirs,

- Sismique haute-résolution en puits horizontal,
- Dispositifs de type RAVSAR/Seismovie?

Une autre piste de recherche peut être cherchée du côté du couplage entre les données sismiques de surface et les diagraphies.

7.2.2. Défaut de caractérisation des outils en présence de CO₂

Pertinence des modèles

Les études de faisabilité en milieu poreux saturé se font généralement en utilisant la formule de Gassmann, liant le module d'incompressibilité de la roche saturé à ceux de ses composants solides et fluides.

La formule de Gassmann a été établie pour un milieu à pores sphériques. Est-elle suffisamment valide pour d'autres cas de figure, en particulier pour des réservoirs calcaires fracturés ? Peut-être faudrait-il étudier et utiliser d'autres modèles : Kuster et Toksöz, Anisotropic Poro-Elasticity de l'Université H. Watt, ... ?

7.2.3. Défaut de sensibilité lors de faibles fuites

- Incapacité à résoudre pour de faibles volumes

La question est liée à la résolution.

- Détection impossible du CO₂ dissous dans l'eau

La présence de CO₂ dissous dans l'eau est peut-être susceptible de se traduire par des changements de résistivité. La question pourrait être étudiée en laboratoire avec des expériences en conditions de fond.

- Inaptitude à déceler les fuites de CO₂ dans des failles ou des fractures subverticales,

Peut-être chercher du côté des mesures de cohérence et des mesures d'atténuation ?

7.2.4. Quantification du CO₂ en place

La quantification des volumes de CO₂ en place est rendue difficile par la difficulté à mesurer la saturation en gaz. La sismique est essentiellement sensible aux variations de deux paramètres : la vitesse de propagation des ondes et les contrastes d'impédance acoustique, produit de la densité par la vitesse de propagation.

Du fait de la grande compressibilité du CO₂, comparée à celle de l'eau ou de l'huile, la vitesse de propagation change rapidement dès qu'un peu de gaz apparaît dans les pores, mais varie ensuite assez peu avec la saturation.

La **densité** varie linéairement avec la saturation, mais les variations restent faibles du fait de la faible différence de densité du CO₂ supercritique et de l'eau, et à fortiori avec celle de l'huile.

L'accès à la densité peut être apporté par l'inversion des amplitudes, à condition

- de disposer d'un bon modèle de vitesse,
- de disposer d'amplitudes fiables.
- Il pourrait donc y avoir matière à recherche dans ces domaines :
- amélioration de la détermination du champ de vitesse – tomographie,
- préservation des amplitudes au cours du traitement des données,
- inversion des données après et avant sommation, utilisation des ondes converties, inversions couplées ondes P/ondes S,
- traitement des ondes converties.

La **conductivité** varie avec la saturation en eau salée, avec une relation en puissance (loi d'Archie).

L'inversion conjointe des données sismiques et électromagnétiques ou gravimétriques pourrait permettre de combiner une résolution décimétrique avec une sensibilité à la saturation.

La combinaison des modèles d'écoulement, des modèles géomécaniques et des modèles géologiques et sismiques et leur confrontation avec les essais de puits et les données sismiques pourrait permettre d'avancer vers une meilleure connaissance du réservoir et de son contenu en fluide. Des améliorations peuvent être recherchées en matière de compatibilité des échelles des différents modèles (up et down-scaling, passage profondeur-temps..).

7.3. CAPTEURS PERMANENTS :

- **Faible fiabilité temporelle**

Packaging.

Matériaux résistant à la corrosion en milieu acide

- **Risque accru de fuites dû au déploiement des capteurs et des câbles d'alimentation et de rapatriement des données**

- Instrumentation des puits allant au niveau réservoir.

- Passage des câbles à l'intérieur du tubage (casing).
- Étanchéité des connexions
- Mesures à distance à partir de puits d'observation s'arrêtant au-dessus de la couverture.
- Mesures électriques ou électromagnétiques en dessous des électrodes.

7.4. AUTRES SUJETS

7.4.1. Caractérisation des fractures

Des données sur la densité de fracturation et la fermeture ou l'ouverture des fissures sous l'action des fluides peuvent être obtenues à partir de la mesure de l'anisotropie azimutale ou des variations des vitesses des ondes S biréfringentes.

7.4.2. Atténuation

Y a-t-il une relation entre la saturation en gaz et l'atténuation. Peut-on la caractériser ?

Est-ce une relation à seuil (grande variation dès l'apparition d'un peu de gaz), utilisable pour la détection, ou plus ou moins linéaire ?

Comment mieux mesurer l'atténuation ?

7.4.3. Mise en évidence des variations temporelles liées aux réservoirs

Les variations de temps d'arrivée et d'amplitude liées aux variations de pression et à la substitution de fluides sont souvent ténues. Peut-on séparer les variations du fond invariant ?

Filtrages géostatistiques

Filtrages 2D – Techniques de traitement d'image

Les variations des propriétés élastiques des réservoirs avec les variations de pression et les effets de substitution de fluides se superposent avec des variations affectant les terrains situés au-dessus et, plus particulièrement, avec les variations des propriétés élastiques de la zone altérée occupant les premiers mètres sous la surface entraînées par les variations de température et d'humidité.

- Peut-on séparer ces effets ?
- En utilisant la fréquence des variations : variation diurne de la température, variation brutale due aux précipitations, variations saisonnières ?

- Par projection sur des modèles
- Peut-on limiter le champ d'ondes traversant la zone altérée ?
- Sources directives, placées sous la zone altérée et émettant vers le bas

7.4.4. Microsismicité

- Localisation des sources,
- Détection au milieu du bruit,
- Utilisation des microséismes pour des informations sur le milieu traversé
- Biréfringence des ondes S
- Séparation des données microsismiques du bruit d'injection

7.4.5. Surveillance des puits et de leurs abords

- Instrumentation des puits et, en particulier, du puits d'injection
- Détection de variations localisées sur les PSO

7.4.6. Surveillance des failles

Surveillance globale de la zone

- Gravimétrie
- Mesures des déformations en surface : inclinomètres, interférométrie radar satellitaire
- Relations de ces mesures avec un modèle d'écoulement et de pressions.

8. Pistes de progrès en monitoring géochimique

8.1. PROBLEMATIQUE

Le monitoring géochimique d'un site de stockage de CO₂ a pour mission de répondre à quatre grands objectifs :

- assurer la sécurité (personnes, aquifères ...),
- réaliser un bilan massique entre la quantité injectée et la quantité réellement stockée,
- comprendre et suivre les processus liés au stockage du CO₂,
- valider et améliorer des modèles numériques capables de simuler le comportement des stockages.

La déclinaison et l'importance relative de chacun de ces objectifs dépend des besoins de l'opérateur, de la situation géographique de la zone de stockage, des particularités du site etc. C'est donc une stratégie de monitoring spécifique à chaque site qui doit être mise en place. Le monitoring d'un site va s'adapter aux trois phases d'un programme de stockage géologique du CO₂ : une phase pré-opérationnelle dédiée à l'étude du site et à l'injection d'une quantité limitée de CO₂ (pilote), une phase opérationnelle consacrée à l'injection industrielle de CO₂ et une phase post-opérationnelle (fermeture et suivi à long terme).

Les axes de progrès que nous proposons dans le cadre de l'ANR GEOCARBONE MONITORING devront répondre aux besoins liés aux objectifs, aux particularités des sites, aux besoins des opérateurs, aux différentes phases du stockage. Dans ce document, les axes de progrès vont être identifiés depuis le réservoir de stockage du CO₂ jusqu'à l'atmosphère, en passant par la série sédimentaire dans sa globalité et les aquifères intermédiaires (à noter qu'il n'existe pas ou peu de développement pour le monitoring depuis la roche de couverture). D'une part pour suivre l'évolution du panache de CO₂ dans le réservoir, d'autre part, parce que le réservoir dans lequel est piégé le CO₂ ne sera probablement pas étanche à 100%. En effet, le CO₂ initialement piégé dans le réservoir est susceptible de diffuser ou d'être déplacé successivement au travers de la roche de couverture ou d'autres roches sédimentaires, puis d'être entraîné dans des aquifères intermédiaires, dont les nappes phréatiques, et finalement parvenir jusqu'au sol et même jusqu'à l'atmosphère. Dans cette énumération, il faut ajouter les failles et les puits qui font partie des zones à risque et devront être correctement localisées et instrumentées. La diffusion, processus très lent, n'est probablement pas à elle seule un mécanisme de nature à altérer de manière sérieuse l'intégrité d'un stockage. En revanche, elle intéresse un large volume de stockage, puisque son "moteur" est la différence des concentrations. A l'inverse, l'action des fluides, et particulièrement des gaz, peut-être un processus rapide et efficace localement. C'est la combinaison des phénomènes naturels diffusifs et advectifs, fonction de la structure naturelle du sous-sol et de la disposition des ouvrages, qui détermine la migration du CO₂ hors de son réservoir hôte.

Dans le cadre d'une opération industrielle (stockage massif), le coût total du monitoring (dont le monitoring géochimique) sera compris entre 0.05 et 0.1 \$ la tonne. Le monitoring sismique à lui seul représentera 60 à 70 % de ce budget. Un monitoring "amélioré" présentera un surcoût de 40 à 60 %. Le monitoring, d'une manière globale compte peu dans la chaîne de captage-transport-stockage (30 à 70 \$/t). Pour le monitoring EOR, les données pré-opérationnelles concernant le sous sol sont en partie disponibles. Par contre, pour l'injection en aquifère salin, il n'y a probablement pas eu d'activités auparavant. En conséquence, le monitoring pré opérationnel pour un aquifère salin va être plus coûteux puisqu'il démarre de zéro. Le coût du monitoring peut évoluer en cours de projet. Le coût va aussi dépendre des caractéristiques du site. D'après ces chiffres, il est raisonnable de

penser que le coût du monitoring peut affecter l'économie d'un projet, il y a donc matière à innovation pour développer des systèmes performants pour suivre l'évolution d'un site.

8.2. PROPOSITION D'AXE DE PROGRES

8.2.1. Généralités

D'une manière générale, les axes de progrès relatifs au monitoring seront liés à :

- la sélection ou le développement de technologies appropriées. Ces technologies pourront être validées lors d'études menées sur des analogues naturels, des sites pilotes d'injection du CO₂, voire des essais en laboratoire. Pour cela, il faut s'investir/faire de la veille technologique pour des technologies émergentes telles que l'isotopie sur site (Chaux et al, 2001, Gagliardi, 2003, Hörner et al, 2004), les mesures directes dans les puits etc.
- la compréhension des processus liés à la présence de CO₂ dans les couches géologiques. Pour être efficace, le monitoring devra s'appuyer sur un recensement et une modélisation des différents processus susceptibles d'être générés par le stockage géologique du CO₂. Chacun de ces processus pourra être suivi par un ou plusieurs paramètres dont il faudra identifier le seuil de détection et l'amplitude. Le travail de corrélation entre les différents paramètres sera important..
- le développement d'une synergie entre les possibilités qu'offrent les modèles numériques et l'acquisition de données réelles sur le terrain. Il semble important d'identifier au plus tôt les interactivités qui seront nécessaires entre les modèles numériques et les données terrains/expérimentales. Les modèles numériques permettront, entre autre, d'estimer les taux de fuites. Sur analogues naturels : validation avec essais (exemple le long de la ligne sismique). Calcul des quantités de traceur à injecter.
- la mise en place d'une stratégie (logiciel ?) de monitoring en fonction des particularités de l'opération de stockage. Il faudra définir, à la fois en surface (ou sol) mais aussi dans le sous sol le nombre et l'emplacement des systèmes de mesure. Un bon maillage sera probablement une complémentarité entre un maillage systématique (cf cours BRGM échantillonnage de sites pollués) et des mesures sur des points spécifiques (puits, aplomb de failles etc.) Plusieurs facteurs rentreront en compte pour définir le paramètre de maille (Saripalli et al, 2004).
- un travail étroit avec les organismes de normalisation (sécurité, qualité), les équipes travaillant sur le "risk management" etc.
- la réalisation de lignes de bases les plus complètes possibles avec la réalisation de cartographies (concentration des éléments chimiques), tel que cela a été réalisé à Weyburn, la compréhension des processus naturels ou anthropiques avant stockage et l'anticipation / modélisation des phénomènes liés au stockage.

Dans les paragraphes suivants sont repris les axes de progrès possibles d'une manière globale (depuis le réservoir jusqu'à l'atmosphère), puis plus particulièrement au niveau du réservoir et des aquifères intermédiaires, ensuite au niveau du sol et de l'atmosphère et enfin, en laboratoire.

Depuis le réservoir, jusqu'à l'atmosphère, il pourra être envisagé de :

- développer ou d'adapter des systèmes de pré-concentration du CO₂, des traceurs, des gaz associés, gaz rares.
- étudier l'évolution des gaz associés au CO₂ : réactivité, vitesse de diffusion/CO₂
- identification de traceurs peu coûteux , facilement injectables et détectables.
- utiliser des gaz rares + isotopie carbone pour identifier les processus liés au stockage du CO₂.

- s'appuyer sur des Échanges inter laboratoires pour validation des méthodes / nouvelles technologies par rapport aux technologies.
- recenser l'ensemble des ouvrages concernant le sol et le sous-sol et leur utilisation potentielle pour le monitoring (ex : mines abandonnées, champignonnière , puits d'irrigation ...).

8.2.2. Axes de progrès pour le monitoring du réservoir

Les axes de progrès pour le monitoring du réservoir sont essentiellement le développement de technologies pour les mesures directes dans les puits ainsi que la remontée d'échantillons sans perte de gaz dissous ou changement de la chimie de la saumure.

Le monitoring du réservoir peut s'appuyer sur des mesures directes et sur l'analyse d'échantillons remontés à la surface (Erzinger et al, 2006, Friefield, 2005), .

Les mesures directes s'appliquent à la mesure de la température et de la pression, de la résistivité, si possible à la mesure du pH et de la pCO₂. Les conditions de température, pression, pH et salinité qui règnent dans un stockage sont inhabituelles et particulièrement agressives vis à vis des capteurs, amenés à réaliser du monitoring à long terme (les capteurs de température et de pression utilisés dans l'industrie pétrolière assurent un monitoring rarement de plus de deux ans. Les outils utilisés en océanographie quant à eux sont dédiés à des mesures à faible température et ont des géométries non compatibles avec le diamètre des puits). Il faudra donc adapter ces technologies à la thématique stockage du CO₂. Un certain nombre de technologies sont en cours de développement en particulier pour la mesure du pH (Raghuraman, 2005, Shaef et al, 2005) ou la caractérisation du CO₂. Les axes de progrès sont donc l'acquisition et/ou le développement de capteurs spécifiques (pH, isotopie, pCO₂...) avec technologies conventionnelles ou nouvelles (Raman déporté ?). Quelques sociétés comme Weatherford (Erlandsen, 2003) proposent des monitoring "intelligents" avec utilisation de fibres optiques (P et T). Ces sondes pourront être assemblées par la suite sur un support commun pour réaliser une sonde multiparamètres.

L'autre axe de progrès est le développement de techniques d'échantillonnage des fluides : au fond, en tête de puits (Erzinger et al, 2006 ; Friefield, 2005 ; Twose, 2000). Pour les opérations de récupération assistée (EOR) les fluides produits peuvent être prélevés en surface. Est-ce que l'information véhiculée par ces fluides est suffisante ? comment évolue la chimie des fluides lors de la remontée en surface. Le tracé d'abaques est-il possible ?

(maintien en conditions de fond ? P et T ?, préleveur, libération des gaz en surface pour analyse quantitative et qualitative). En ce qui concerne plus particulièrement le monitoring d'aquifères salins, il est possible qu'il faille développer des méthodes pour l'analyse des ions majeurs et mineurs dans les saumures (effet de la matrice saline). L'approche sera peut-être différente de l'EOR où les fluides produits peuvent être analysés.

8.2.3. Axes de progrès pour le monitoring de la couverture

Les possibilités de monitoring relatifs à la roche de couverture semble peu étudiés. Pourtant, c'est dès ce niveau que les premières fuites pourront être décelées.

8.2.4. Monitoring des aquifères intermédiaires

Dans cette catégorie, il faut distinguer les aquifères peu profonds (< 1000 m ?) pour lesquels des sondes multiparamètres ainsi que des systèmes de prélèvement existent. Ces systèmes devront toutefois être testés et adaptés à la thématique stockage de CO₂. Le prélèvement d'échantillons pourra s'effectuer dans des puits existants.

Pour les aquifères les plus profonds, des puits devront être forés, les outils de prélèvements et de mesure seront les mêmes que ceux utilisés pour la roche réservoir.

8.2.5. Monitoring de l'atmosphère et du sol

Le monitoring de l'atmosphère et du sol va s'appuyer sur des techniques existantes, complété par des techniques qu'il est nécessaire de développer ou valider telle que les mesures isotopiques de terrain.

Un travail important devra être consacré à l'interprétation des données, pour déconvoluer les processus naturels et anthropiques, des processus liés au stockage géologique du carbone. En plus des données isotopiques ou liées aux traceurs, des recherches de corrélations entre les différents paramètres pourront être identifiées. Les rapports NO_x/CO₂ ou CO/CO₂ par exemple pourront être indicateurs de l'activité anthropique.

Le choix de l'emplacement des points de mesure sera crucial pour obtenir un bon suivi de la zone concernée par le stockage. Il faudra par ailleurs, effectuer en parallèle des mesures sur des zones non concernées par le stockage géologique de CO₂. Ces points, constitueront une référence qui évoluera en fonction des évolutions naturelles et anthropiques. Les changements climatiques peuvent avoir un effet important sur le monitoring en continu. Sur 50 ans d'injection par exemple, les effets du changement climatique peuvent avoir des répercussions sur les résultats du monitoring. Une densification de l'échantillonnage peut aider à localiser les fuites éventuelles.

Il est possible d'envisager un réseau permanent de capteurs automatisés et "intelligents" qui permettront de monitorer la zone concernée par le stockage du CO₂. Les données pourront être émises et collectées par ondes radio/satellite. Les mesures pourront être déclenchées automatiquement à intervalles réguliers ou sur événements.

Les mesures dans l'atmosphère ainsi que dans les sols devraient permettre d'effectuer des mesures du taux global de fuite (Klusman, 2003). La recherche de la/les bonnes approche devra être réalisée dans les années à venir. Est-ce que cela se fera par l'intermédiaire d'une bonne stratégie d'échantillonnage de la zone (maillage systématique + prise en compte de divers paramètres tels que les conditions climatiques, le relief, la végétation) ou par une mesure plus globale : mesures aéroportées ou depuis un satellite. Il pourrait être intéressant de "caler" des données satellitaires par des mesures ponctuelles et ainsi être capable de mesurer précisément des flux pour des zones de plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres carrés.

Les mesures aéroportées à basse altitude avec des structures légères type ULM permettent d'évaluer une large zone géographique, comparées aux recherches directes sur le sol et ont le potentiel de mesure des fuites locales. La constante de temps des capteurs devra être la plus faible possible. Ceci est important quand on sait que le panache de CO₂ peut s'étendre sur des dizaines de kilomètres carrés.

Les végétaux ont peut être un rôle à jouer comme indicateur de la teneur en CO₂, à la fois dans l'atmosphère et dans les sols. Leur contribution pourrait être locale ou plus globale (suivi par satellite de leur évolution). Activité du couvert végétal, identification origine gaz surface / fond ?

Une des voies de progrès est aussi le développement de fibre/matériaux adsorbant le CO₂, les gaz associés au CO₂, les traceurs naturels et/ou artificiels. L'avantage de ce type de technique serait de cumuler ces gaz sur une période donnée et ainsi obtenir des données "moyennées".

8.2.6. L'approche laboratoire

L'ensemble des phénomènes ne pourront être étudiés sur sites (pilote ou analogues naturels). Par ailleurs, chaque puits aura des caractéristiques spécifiques. C'est pourquoi, une approche "laboratoire" peut être envisagée.

Pour l'approche "monitoring du réservoir", une enceinte pourrait être réalisée pour :

- simuler le stockage du CO₂ (milieu fermé). Possibilité de faire varier P, T, pH, CO₂, concentration des éléments dans la saumure ... Raccorder un système de prélèvement de saumure + gaz, pour mesure des gaz dissous + mesure des éléments.
- valider les capteurs en terme de sensibilité, réponse, résistance aux conditions de P et T, à la corrosion, longévité.
- lorsque le pilote d'injection sera opérationnel, cette cellule pourrait être connectée à un système type " U-tube" (Barry et al, 2005) pour analyser, depuis la surface de la saumure en conditions P et T.

Pour l'approche "monitoring des sols", il semble important de mieux définir l'équilibre pCO₂ dans les sols = f(pCO₂ dans l'atmosphère). Il est possible qu'en fonction des conditions atmosphérique cet équilibre change (adsorption des gaz par le sol) et que les flux sol/atmosphère varient. Les paramètres variables sont importants : conditions climatiques, végétation, type de sol, granulométrie ... Pour cela, différents sols artificiels pourraient être reconstitués pour étudier l'influence de l'hygrométrie, de la nature du sol, de la granulométrie. Les données de mesures expérimentales pourront nourrir les modèles numériques. Nous pourrions ainsi déconvoluer le flux de CO₂ provenant du sous sol du flux de CO₂ en échange naturel entre l'atmosphère et le sol.

8.3. BIBLIOGRAPHIE DU CHAPITRE 8

Barry M. Freifeld, Robert C. Trautz, Yousif K. Kharaka, Tommy J. Phelps, Larry R. Myer, Susan D. Hovorka, and Daniel J. Collins, "The U-Tube: A Novel System for Acquiring Borehole Fluid Samples from a Deep Geologic CO₂ Sequestration Experiment" (March 17, 2005). Lawrence Berkeley National Laboratory. Paper LBNL-57317.

Chaux R., Lavorel B., 2001. Relative line intensity measurement in absorption spectra using a tunable diode laser at 1.6 μ m: application to the determination of (CO₂)-¹³C/(CO₂)¹²C isotope ratio. Applied Physics B-Lasers and Optics 72 (2): 237-240 JAN 2001

Erlandsen S, Vold G, Makin G D. 2003. World's first multiple fiber-optic intelligent well. World Oil. March 2003 issue, pp 29-32.

Erzinger, J. Zimmer, M., Peters, N.H., Lömannsröben, H.G., Willer, U., Schultze, R. (2006) Real-time observation of the chemical and kinetic behaviour of carbon dioxide during geological sequestration (CHEMKIN).

Freifeld BM, Trautz RC, Kharaka YK, Phelps TJ, Hovorka SD, Collins DJ. (2005). The U-tube: A novel system for acquiring borehole fluid samples from a deep geologic CO₂ sequestration experiment. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-SOLID EARTH 110 (B10): Art. No. B10203 OCT 11 2005.

Gagliardi IG., Castrillo A., Iannone R.Q, Kerstel E.R.T and Gianfrani L. 2003. High-précision détermination of the ¹³CO₂/¹²CO₂ isotope ratio using a portable 2.008 μ m diode-laser spectrometer. Appl. Phys. B, 77, 119-124.

Hörner G., Lau S., Kantor Z., Lömannsröben H. G. 2004. Isotope selective analysis of CO₂ with tunable diode laser (TDL) spectroscopy in the NIR. Analyst, 129, 772-778.

Klusman, R.W. 2003. A Geochemical perspective and assessment of leakage potential for a mature carbon dioxide-enhanced oil recovery project and as a prototype for carbon dioxide sequestration: Rangely field, Colorado. AAPG Bulletin, v. 87:9, 1485-1507.

Raghuraman (2005) Brevet US20040219064 A1. Spectroscopic pH measurement using optimized mixtures of reagents to extend measurement range. Schlumberger Technology Corporation.

Saripalli, P, Amonette, J, Gupta, N, Rutz, F. 2004. Design of sensor networks for the long term-monitoring of geological sequestration. Pacific GHGT 7, Vancouver.

Schaef H.T., McGrail B. P. (2005). Direct measurements of pH and dissolved CO₂ in H₂O-CO₂ brine mixtures to supercritical conditions. Greenhouse Gas Control Technologies, volume II. Elsevier Ltd.

Twose Colin, Parker Roger, Okabe Takashi, Kirihiro Koichiro, Nakata Haruya, Kondo Tayuki, Karasawa Hirokazu and Cappetti Guido. 2000. Development of high temperature borehole fluid sampler and its field experiments in the Larderello geothermal field, Italy.

9. Conclusions

Le monitoring occupe une place fondamentale dans le bon déroulement d'un projet de stockage géologique de CO₂ et plus particulièrement dans l'évaluation et la gestion des risques. En fait, le programme de monitoring est bâti dans la phase amont du projet en lien étroit avec l'évaluation des risques du projet. Il intervient également dans toutes les étapes du projet, de la pré-injection avec l'établissement des lignes de base (état zéro du site) jusqu'à la période post-fermeture pour vérifier que le comportement du réservoir est conforme aux prédictions des modélisations. Le monitoring doit répondre aux questions suivantes :

- Extension et devenir de la bulle de CO₂ ;
- Suivi des interactions gaz-eau-roche pour comprendre l'évolution du réservoir
- Comparaison avec les simulations de comportement du réservoir pour affiner et actualiser celles-ci et éventuellement mettre en œuvre des mesures correctives.
- Détection d'éventuelles fuites et suivi de la migration du flux de CO₂ hors du réservoir et jusqu'à la surface, le cas échéant ;
- Quantification des fuites éventuelles pour la mesure et la vérification du volume stocké (pour la comptabilité des crédits d'émission) ;
- En cas de contamination d'un aquifère ou d'une ressource stratégique : suivi du panache de contamination et de l'impact des mesures correctives ;
- En cas d'arrivée en surface : détection aussi précoce que possible et déclenchement de mesures de protection de la population.

les puits d'observation sont Le moyen le plus sûr et le plus fiable pour suivre l'évolution de la bulle de CO₂, avec des mesures soit en surface, soit en puits, par diagraphie ou prélèvement direct ou encore de puits à puits (tomographies). Cependant, le coût des forages et le risque de fuite par les puits ne permettent pas de les multiplier autour et dans un site de stockage. Les études indirectes sont donc nécessaires et doivent faire appel aux méthodes employées couramment dans l'étude du sous-sol profond.

Depuis le début des années 2000, des progrès très importants ont été faits à partir des techniques classiques de surveillance, provenant aussi bien des champs pétroliers et gaziers que des zones volcaniques. Entre autres, l'expérience acquise en sismique active dans les opérations de surveillance des opérations d'EOR dans le Bassin Parisien ou des stockages de gaz saisonniers ont fourni les bases théoriques et instrumentales pour aborder le problème du monitoring du CO₂. Les opérations pilotes, à l'échelle industrielle comme Sleipner ou Weyburn ou de projets de recherche, comme Frio ou Nagaoka, ont permis de tester les outils en grandeur réelle et

d'effectuer de véritables avancées. En particulier, les études de sismique 4 D réalisées à Sleipner et Weyburn ont montré que la sismique était à l'heure actuelle la méthode géophysique la plus performante pour suivre la migration de la bulle de CO₂. Mais son coût élevé ne permet de l'utiliser qu'avec un rythme annuel au mieux, et il n'est pas évident qu'elle puisse être appliquée avec la même efficacité dans des conditions géologiques moins favorables. L'évolution des conditions dans le réservoir avec le temps interviennent aussi : la sismique est sensible à de faibles variations de saturation en CO₂ mais cette sensibilité s'amenuise à mesure que celle-ci augmente. De même une saturation élevée au toit du réservoir peut masquer l'évolution en-dessous et rendre en quelque sorte « aveugle » la sismique aux variations à la base du réservoir. Il est donc nécessaire de mettre en œuvre d'autres méthodes géophysiques qui soient en mesure de mieux suivre la bulle de CO₂. La gravimétrie à Sleipner et les méthodes électriques à Frio Project ont donné des résultats prometteurs, mais pour le moment les quantités minimales détectées sont largement supérieures à celles détectées par la sismique. D'autres opérations pilotes permettront de dire si ces limites peuvent être dépassées.

Les pistes de progrès pour les méthodes géophysiques existent et sont nombreuses. Elles concernent principalement :

- La quantification du CO₂ en place, qui demande notamment une d'approche intégrée combinant sismique, gravimétrie et électromagnétisme ou toute autre technique pour mieux quantifier les volumes injectés ;
- La difficulté actuelle des méthodes géophysiques de surface et des outils diagrammiques à caractériser précisément la présence de CO₂ :
 - o Le défaut de sensibilité lors de faibles fuites ;
 - o La détection impossible du CO₂ dissous dans l'eau ;
 - o L'inaptitude à déceler les fuites de CO₂ dans des failles ou des fractures subverticales, soit parce que les volumes sont trop faibles soit parce que les méthodes ne sont pas adaptées à ce genre de structures, comme c'est le cas de la sismique réflexion.
 - o En général, l'incapacité à résoudre pour de faibles volumes.
- La nécessité de réaliser plus de mesures en laboratoire pour caractériser l'évolution dans le temps des propriétés physiques de différentes roches en présence de CO₂ et dans différentes conditions d'état, de température et de pression. L'idéal serait de disposer de bases de données qui puissent servir de référence à l'interprétation des mesures sur site.
- Le problème des capteurs permanents dans les puits d'observation ou directement au contact du réservoir de stockage :
 - o Leur faible fiabilité temporelle,

- o Le risque accru de fuites dû au déploiement des capteurs et des câbles d'alimentation et de rapatriement des données.
- L'application des techniques aéroportées et satellitaires, encore balbutiantes :
 - o La gravimétrie aéroportée (en particulier la gradiométrie)
 - o L'hyperspectral et l'EM aéroportés, comme moyen de détecter le CO₂ à proximité de la surface
 - o L'interférométrie radar (InSAR) pour détecter des déformations verticales de l'ordre du mm (par la méthode des PS, diffracteurs permanents)

En géochimie, les axes de progrès relatifs au monitoring seront liés à :

- La sélection ou le développement de technologies appropriées validées lors d'études menées sur des analogues naturels, des sites pilotes d'injection du CO₂ ou des essais en laboratoire.
- La compréhension des processus liés à la présence de CO₂ dans les couches géologiques. Pour être efficace, le monitoring devra s'appuyer sur un recensement et une modélisation des différents processus susceptibles d'être générés par le stockage géologique du CO₂.
- Le développement d'une synergie entre les possibilités qu'offrent les modèles numériques et l'acquisition de données réelles sur le terrain. Les modèles numériques permettront, entre autre, d'estimer les taux de fuites.
- Sur des sites analogues naturels : validation avec essais (exemple le long de la ligne sismique). Calcul des quantités de traceur à injecter.
- La mise en place d'une stratégie de monitoring en fonction des particularités de l'opération de stockage.
- Un travail étroit avec les organismes de normalisation (sécurité, qualité) et les équipes travaillant sur l'évaluation du risque.
- La réalisation de lignes de bases les plus complètes possibles avec la réalisation de cartographies (concentration des éléments chimiques), tel que cela a été réalisé à Weyburn, la compréhension des processus naturels ou anthropiques avant stockage et l'anticipation / modélisation des phénomènes liés au stockage.

Cette liste de pistes de recherches n'est pas exhaustive, et sera sûrement amenée à être modifiée dans les années qui viennent, du fait des efforts croissants de recherche portés par la priorité donnée au thème du stockage géologique du CO₂ comme l'une des solutions viables pour réduire les émissions de gaz à effet de serre. Il est important de remarquer que toutes ces méthodes seront testées principalement sur les projets

pilotes et qu'il sera nécessaire de les déployer, si possible, sur plusieurs configurations différentes. Une fois validées, elles ne seront pas appliquées nécessairement à tous les sites. Les opérations à échelle industrielle feront appel aux méthodes choisies en fonction de l'étude préalable d'évaluation des risques et de leur adaptation aux spécificités du site ou à un type de fuite particulier.

10. Bibliographie des chapitres 1, 3 et 4

Akasaka C., Nakanishi S., 2000. Correction of background gravity changes due to precipitation : Oguni geothermal field, Japan. Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000.

Arts R., Chadwick A., Eiken O., 2004. Recent Time-Lapse Seismic Data Show No Indication of Leakage at the Sleipner CO₂ Injection Site. In, E.S.Rubin, D.W.Keith and C.F.Gilboy (Eds.), Proceedings of 7th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies. Volume 1: Peer-Reviewed Papers and Plenary Presentations, IEA Greenhouse Gas Programme, Cheltenham, UK, 2004

Arts R., Elsayed R., van der Meer L., Eiken O., Østmo S., Chadwick A., Kirby G., Zinszner B., 2002: Estimation of the mass of injected CO₂ at Sleipner using time-lapse seismic data. EAGE, Annual meeting 2002, Florence, Italy.

Benson S.M., Myer L., 2002. Monitoring to ensure safe and effective geologic sequestration of carbon dioxide. Proceedings IPCC WG III Workshop on Carbon Capture and Storage, november 18-21, 2002, Regina, Canada.

Chalaturnyk R., Gunter W.D., 2004. Geological Storage of CO₂: Time Frames, Monitoring and Verification. In, E.S.Rubin, D.W.Keith and C.F.Gilboy (Eds.), Proceedings of 7th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies. Volume 1: Peer-Reviewed Papers and Plenary Presentations, IEA Greenhouse Gas Programme, Cheltenham, UK, 2004.

Eiken O., Brevik I., Arts R., Lindeberg E., et Fagervik K., 2000. Seismic monitoring of CO₂ injected into a marine aquifer. SEG Calgary 2000 International conference and 70th Annual meeting, Calgary.

Fujimitsu Y., Nishijima J., Shimosako N., Ehara S., Ikeda K., 2000. Reservoir monitoring by repeat gravity measurements at the Takigami geothermal field, Central Kyushu, Japan. Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000.

Hare J.L., Ferguson J.F., Aiken C.L.V., Brady J.L., 1999. The 4-D microgravity method for waterflood surveillance : A model study for the Prudhoe Bay reservoir, Alaska. Geophysics, 64, 78-87.

Harnisch M., Harnisch G., 2002. Seasonal Variations of Hydrological Influences on Gravity Measurements at Wettzell. Bull. inf. Marées terrestres, 137, 10849-10861

Hoversten G.M., Gasperikova E., 2003. Investigation of novel geophysical techniques for monitoring CO₂ movement during sequestration. Lawrence Berkeley National Laboratory, octobre 2003.

Hoversten G.M., Myer L.R., 2000. Monitoring of CO₂ sequestration using integrated geophysical and reservoir data. In: Proceedings of the Fifth International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Cairns, Australia, August 13-16, 2000.

Hoversten, G. M., Gritto R., Washbourne J., Daley T.M., 2003. Pressure and fluid saturation prediction in a multicomponent reservoir, using combined seismic and electromagnetic imaging. *Geophysics*, 68, 1580-1591.

Kirkendall B. A., Roberts J. J. (2001) - Probing the subsurface with electromagnetic fields. In : *Science and Technology Review (S&TR)*, Nov. 2001, 12-19.

Moore J.R., Glaser S.D., Morrison H.F., Hoversten G.M., 2004. The streaming potential of liquid carbon dioxide in Berea sandstone. *Geophys. Res. Letter* 31, L17610.

Myer L.R. 2000. A strategy for monitoring of geologic sequestration of CO₂. Paper published in *Proceedings of Energex 2000, 8th International Energy Forum*, P. Catania, ed., Technomic Publishing, Lancaster, Pennsylvania, 1226-1231, Las Vegas, Nevada, July 23-28, 2000.

Myer L.R. (2001) - Laboratory measurement of geophysical properties for monitoring of CO₂ sequestration. In : *First National Conference on CO₂ sequestration*, Washington, DC, May 2001.

Newmark R., Ramirez A., Daily W., 2002. Monitoring carbon dioxide sequestration using electrical resistance tomography (ERT): A minimally invasive method. Paper presented at the *Sixth International Conference on Greenhouse Gas Technologies (GHGT-6)*, Kyoto, Japan, October 1-4, 2002.

Newmark R.L., Ramirez A., Daily W., 2001. Monitoring carbon dioxide sequestration using electrical resistance tomography (ERT): Sensitivity studies. Paper published in *Proceedings of First National Conference on Carbon Sequestration*, Washington, DC, May 14-17, 2001.

Nooner S.L., Zumberge M.A., Eiken O., Stenvold T., Sasagawa G.S., 2003. Seafloor micro-gravity survey of the Sleipner CO₂ sequestration site. *Eos Trans. AGU*, 84 (46), Fall Meet. Suppl. Abstract GC31A-01, 2003.

Pruess K. 2003. Numerical simulation of leakage from a geologic disposal reservoir for CO₂, with transitions between super and sub-critical conditions. *Proceedings Tough symposium 2003*, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California, May 12-14, 2003.

Sasagawa G.S., Crawford W., Eiken O., Nooner S., Stenvold T., Zumberge M.A., 2003. A new sea-floor gravimeter. *Geophysics*, 68, 2, 544-553.

Williamson J.P., Chadwick, R.A., Rowley W.J., Eiken O., 2001. Saline aquifer CO₂ storage : A demonstration project at the Sleipner field - Work area 5 (geophysics) – Gravity modelling of the CO₂ bubble. BGS commissioned report CR/01/063.

White D.J., Burrowes G., Davis T., Hajnal Z., Hirsche K., Hutcheon I., Majer E., Rostron B., Whittaker S., 2004. Greenhouse gas sequestration in abandoned oil reservoirs: The International Energy Agency Weyburn pilot project. *GSA Today* 14, 4-10.

Zumberge M., 2003. A sea floor gravity survey of the Sleipner field to monitor CO₂ migration. Technical Report, University of California (US), May 2003.



Centre scientifique et technique
Service Aménagement et risques naturels
3, avenue Claude-Guillemin
BP 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34