

DOCUMENT PUBLIC

*La sismique réflexion haute résolution :
principes et applications*

Décembre 1996
R 39220



DOCUMENT PUBLIC

*La sismique réflexion haute résolution :
principes et applications*

A. Bitri, J. Perrin, A. Beauce

Décembre 1996
R 39220



Mots clés : Géophysique, Sismique haute résolution.

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

A. Bitri, J. Perrin, A. Beauce (1996) - La sismique réflexion haute résolution : principes et applications. Rap. BRGM R 39220, 59 p., 28 fig., 0 ann.

© BRGM, 1996, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Dans le cadre du projet S09 de la Direction de la Recherche, une étude bibliographique est menée pour définir le champ d'application de la sismique haute résolution.

Dans un premier temps, les définitions et les concepts de base de cette méthode sont présentés, tels que les résolutions verticales et latérales, l'atténuation et l'absorption des ondes sismiques, le phénomène d'aliasing spatial et les coefficients de réflexion.

L'acquisition sismique est ensuite abordée : on y dresse un inventaire des sources et des détecteurs sismiques couramment utilisés en sismique haute résolution. Des règles simples de choix des paramètres d'acquisition destinées à améliorer la précision des résultats sont également fournies.

Ensuite on expose le traitement sismique conventionnel, qui repose sur l'hypothèse d'un milieu à couches planes horizontales. Chaque étape du traitement sismique est illustrée par des exemples réels.

Le dernier point est consacré aux applications de la sismique haute résolution en géologie, hydrogéologie, génie civil et dans le domaine minier. Des exemples sur cas réels précisent sa contribution dans la connaissance du milieu investigué et démontrent la nécessité de son utilisation.

Sommaire

Introduction	7
1. Définitions et notations	9
1.1. Collection de traces.....	9
1.2. Système de coordonnées.....	9
2. Le pouvoir de résolution sismique	11
2.1. Résolution verticale.....	11
2.2. Résolution latérale.....	12
3. Atténuation et absorption des ondes sismiques	14
4. Aliasing spatial	16
5. Coefficient de réflexion	19
6. Acquisition sismique	21
6.1. La source sismique.....	21
6.2. Le détecteur sismique.....	22
6.3. Les paramètres d'acquisition.....	24
7. Traitement sismique	27
7.1. Correction statique.....	27
7.2. Correction dynamique et analyse de vitesse.....	29
7.3. Etirement du signal lors des corrections dynamiques.....	30
7.4. Corrections statiques résiduelles.....	32
7.5. Migration.....	33

8. Applications de la sismique haute résolution	37
8.1. Applications géologiques.....	37
8.2. Détection des cavités souterraines	41
8.3. Applications minières	45
8.4. Applications hydrogéologiques.....	47
Conclusion	49
Bibliographie	51
Liste des figures	55
Liste des tableaux	59

Introduction

La sismique réflexion est une méthode d'exploration qui consiste à effectuer des ébranlements dans le sol et à observer en surface les ondes réfléchies. La profondeur de pénétration varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de kilomètres et le pouvoir de résolution est généralement très satisfaisant.

Depuis une dizaine d'années, l'utilisation de la sismique haute résolution pour des faibles profondeurs fait l'objet d'un nombre de publications et de tests d'applications croissant d'année en année. Les succès de cette méthode en génie civil, en hydrogéologie et dans le domaine minier sont dus principalement aux développements de systèmes d'acquisition portables ayant une dynamique satisfaisante, c'est-à-dire capable de prendre en compte à la fois les signaux les plus forts et les signaux les plus faibles avec une précision suffisante.

L'avantage de la sismique réflexion par rapport aux autres méthodes géophysiques réside principalement dans son pouvoir de résolution. Ce dernier dépend de la longueur d'onde dominante du signal généré par la source sismique. Le développement de sources capables de générer des signaux énergétiques de très hautes fréquences ont augmenté considérablement la résolution de la sismique réflexion au cours des dix dernières années.

Les exemples d'application de cette méthode à travers le monde dans des domaines variés (géologie, hydrogéologie, génie civil, minier) montrent bien son apport spécifique et la nécessité de son utilisation.

1. Définitions et notations

Afin d'associer un concept précis à chacun des termes couramment utilisés en sismique, quelques notations et définitions sont introduites dans ce chapitre.

1.1. COLLECTION DE TRACES

Nous appellerons collection ou "gather" un ensemble de traces regroupées par l'une de leurs caractéristiques communes (fig. 1).

- a CSG : collection en points de tir commun
- b CRG : collection en récepteur commun
- c CMP : collection en point milieu commun
- d CDP : collection en point miroir commun

1.2. SYSTEME DE COORDONNEES

La figure 2 représente la disposition du système de coordonnées couramment utilisés en sismique. On définit par :

S : l'axe des sources

G : l'axe des géophones

Y : l'axe des points milieux $y = \frac{g+s}{2}$

H : l'axe des dépôts (ou offsets) $h = \frac{g-s}{2}$

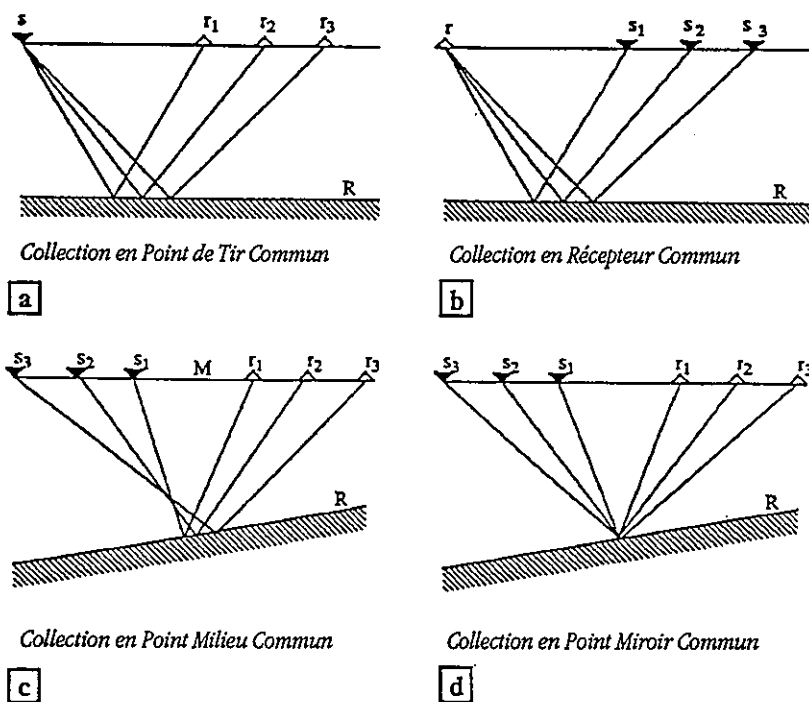


Fig. 1 - Collection de traces utilisées en sismique réflexion.

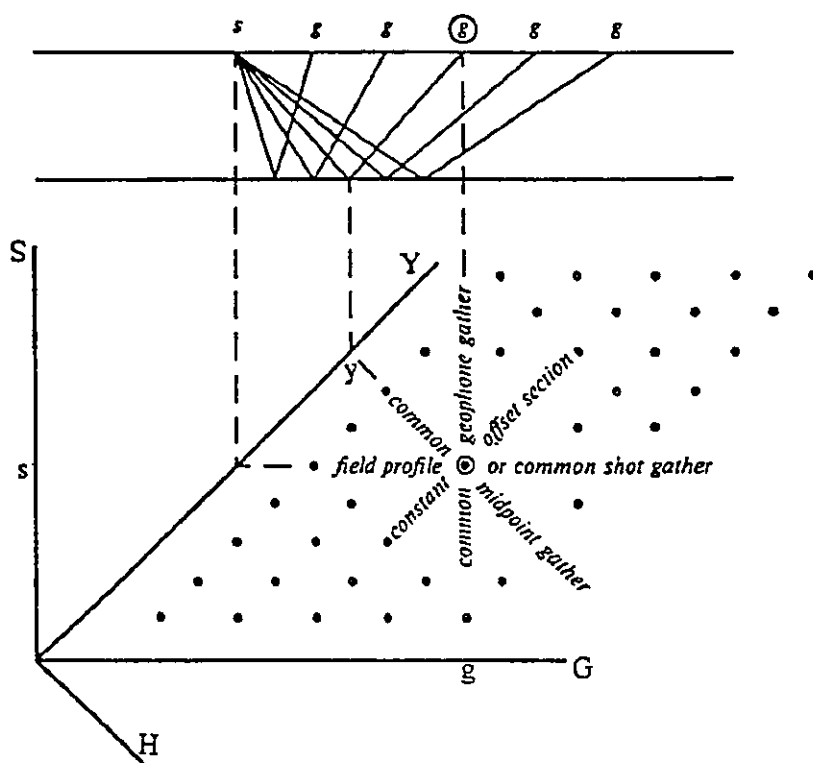


Fig. 2 - Système de coordonnées en sismique réflexion.

2. Le pouvoir de résolution sismique

Par pouvoir de résolution, on entend la possibilité de séparer deux événements. Deux types de résolution sont considérés : la résolution verticale et la résolution horizontale. Ces deux types de résolution sont contrôlés par la bande du spectre émise par la source et reçu par les géophones.

La mesure de la résolution verticale est la longueur d'onde dominante; elle est définie par le rapport entre la vitesse de propagation et la fréquence dominante. La déconvolution augmente la résolution verticale en compressant le signal (Yilmaz, 1987).

La mesure de la résolution horizontale est la zone de Fresnel qui dépend de la profondeur du réflecteur, la fréquence et la vitesse de propagation au-dessous du réflecteur. La migration augmente la résolution horizontale en diminuant la zone de Fresnel (R. Ramanantoandro, 1995).

2.1. RESOLUTION VERTICALE

La longueur d'onde dominante d'une onde sismique est donnée par la relation :

$$\lambda = v / f$$

avec v : la vitesse de propagation de l'onde

f : la fréquence dominante

L'épaisseur minimale d'une couche dont on peut distinguer séparément le toit et le mur est la limite de cette résolution. L'expérience montre qu'elle est de l'ordre de $\lambda/4$. Cette valeur dépendra du rapport signal/bruit et des coefficients de réflexion dans le sous-sol. Le tableau 1 montre les valeurs de cette limite pour différentes vitesses et des fréquences dominantes variées.

$\lambda/4 = v/4f$		
V(m/s)	F(Hz)	$\lambda/4$ (m)
1000	250	1
1500	200	1.875
2000	150	3.33
2500	100	6.25
3000	50	15

Tab. 1 - Limite de la résolution verticale.

Par exemple, pour une réflexion peu profonde avec une vitesse 3000 m/s et de fréquence dominante de 50 Hz, cette limite est de l'ordre de 15 m. Ainsi une couche plus fine que 15 m ne peut pas être distinguée dans ce cas. Ce tableau montre clairement que la résolution verticale peut être améliorée en augmentant la fréquence dominante du signal des données acquises. Cette fréquence dépend des propriétés physiques du sous-sol, de la source et des géophones utilisés pour l'acquisition. Les propriétés physiques du sous-sol ne pouvant être modifiées, l'effort doit être reporté sur les paramètres d'acquisition (source, géophones) et le traitement (filtres, corrections statiques, NMO, etc...) qui seront expliqués plus avant dans ce rapport.

2.2. RESOLUTION LATÉRALE

Par résolution latérale, on entend la possibilité de séparer latéralement deux points voisins du sous-sol. La mesure de cette résolution est la zone de Fresnel. La figure 3 décrit une onde sphérique qui se propage dans un milieu à vitesse v .

Soit AA' un réflecteur dans le sous-sol, considéré comme une suite de points diffractants. Dans une acquisition source-géophones confondus, le temps d'arrivée de l'énergie du point O du réflecteur au géophone est

$$t_0 = \frac{2Z_0}{V}$$

Après un avancement du front d'onde de $\lambda/4$, les énergies provenant des points A et A1 sont reçues au temps t_1

$$t_1 = 2(Z_0 + \lambda/4)/v$$

Tous les points se trouvant dans un disque de rayon OA renvoient au géophone de l'énergie entre les temps limites t_0 et t_1 . L'énergie totale dans cet intervalle de temps ($t_1 - t_0$) présente une interférence constructive quand celui-ci vaut la demi-période $T/2$. Le disque AA1 est appelé la zone de Fresnel à demi-longueur d'onde (Hilterman, 1982).

Deux points de réflexion se trouvant dans cette zone sont considérés comme inséparables par la sismique. On peut démontrer que le rayon du disque est exprimé de la façon suivante :

$$r \approx \sqrt{Z_0 \cdot \frac{\lambda}{2}} = \frac{V}{2} \cdot \sqrt{\frac{t}{f}}$$

Le tableau 2 présente les résultats d'exemples de rayons r de la zone de Fresnel pour des fréquences et des vitesses qui varient à des profondeurs différentes.

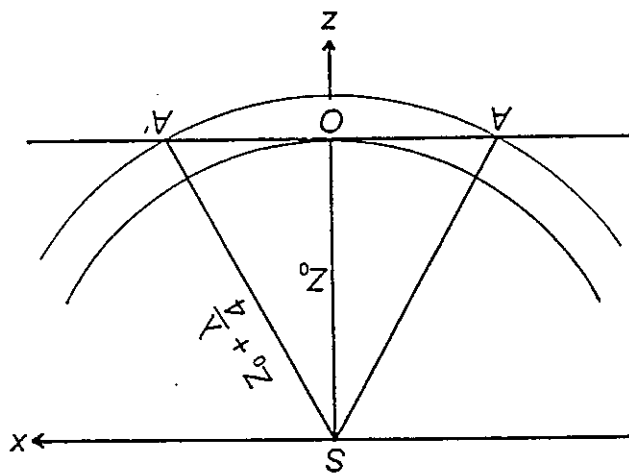


Fig. 3 - La zone de Fresnel.

$r = (v/2) \sqrt{\frac{t}{f}}$			
t(ms)	v(m/s)	f(HZ)	r(m)
50	1000	250	7.07
100	1500	200	16.7
150	2000	150	31.6
200	2500	100	55.9
250	3000	50	106.0

Tab. 2 - Limite de résolution latérale : quelques exemples.

3. Atténuation et absorption des ondes sismiques

Sur les enregistrements sismiques, on observe systématiquement une décroissance des amplitudes avec le temps. Dans un milieu homogène et élastique, l'amplitude des ondes s'atténue à cause de l'expansion des fronts d'ondes : c'est l'atténuation géométrique ou atténuation par divergence. Après l'explosion, la surface du front d'onde est décrite par une demi-sphère. Le long de la propagation, l'énergie émise par la source est distribuée sur toute la surface de la demi-sphère. Par conséquent, elle décroît en $1/r^2(t)$, où r est le rayon de la sphère au temps t . Sachant que l'amplitude du signal représente la racine carrée de l'énergie, sa valeur est inversement proportionnelle à la distance parcourue par le front d'onde, dont en $1/r(t)$.

En milieu hétérogène et élastique, la surface du front d'onde n'est plus une demi-sphère. La forme du front d'onde dépendra de la complexité du milieu. Pour un milieu stratifié à vitesse croissante à la profondeur, Newman (1973) montre que l'atténuation géométrique est donnée par la relation :

$$\frac{1}{t} \frac{v_1}{v_{rms}^2(t)}$$

où v_1 : la vitesse dans le milieu supérieur,
 v_{rms} : la vitesse quadratique moyenne en temps t

Cette relation peut être utilisée pour effectuer la correction d'atténuation géométrique en sismique-réflexion. Lorsque le milieu n'est pas élastique, ce qui est souvent le cas dans le sous-sol, une partie de l'énergie sismique est transformée en chaleur : c'est le phénomène de l'absorption.

La forme la plus courante de l'atténuation par absorption d'une onde mono-fréquentielle est donnée par la relation suivante (Aki et Chouet, 1975) :

$$A_f(t) = A_f(0) e^{\frac{-\pi f t}{Q}} \quad (1)$$

où f correspond à la fréquence et Q un facteur de qualité qui caractérise les propriétés absorbantes du sous-sol. Un milieu est dit de "bonne qualité" lorsque le facteur Q est élevé. Le tableau 3 montre les valeurs du facteur de qualité Q pour des natures de terrains usuels. (Lavergne, M, 1986)

Nature des terrains	Facteur de qualité Q
Argiles - Marnes	30-70
Sables - Grès	70-150
Calcaires - Dolomies	100 - 600
Granites - Basaltes	200 - 600

Tab. 3 - Ordres de grandeur des facteurs de qualité Q des roches (ondes P).

Kjartanson (1979) montre que, dans la bande de fréquences de la sismique, le facteur de qualité est souvent considéré constant. Si l'on intègre la relation (1) pour toutes les fréquences $(0, \infty)$, le terme exponentiel se réduit à $1/t$ de la même façon que l'expansion géométrique. Compte-tenu de ces résultats, l'atténuation des amplitudes avec le temps s'écrit (Claerbout, 1985) :

$$a(t) \approx \frac{1}{t^\alpha}$$

Le coefficient α peut être défini directement sur les données sismiques (Siliqi, 1994).

4. Aliasing spatial

L'aliasing spatial se produit quand les données sont sous-échantillonnées suivant la direction d'espace. Ce problème peut être résolu en utilisant un espacement fin entre les traces. Néanmoins, pour tenir compte également des impératifs économiques et du nombre de traces disponibles sur une station d'acquisition, une distance optimale Δx qui évite l'aliasing doit être déterminée. Cette distance est déterminée de la façon suivante : considérons un réflecteur penté d'angle θ surmonté par un milieu à vitesse constante V (fig. 4). Soit T la période dominante d'une onde plane à incidence normale, enregistrée à la surface avec un espacement Δx entre les traces.

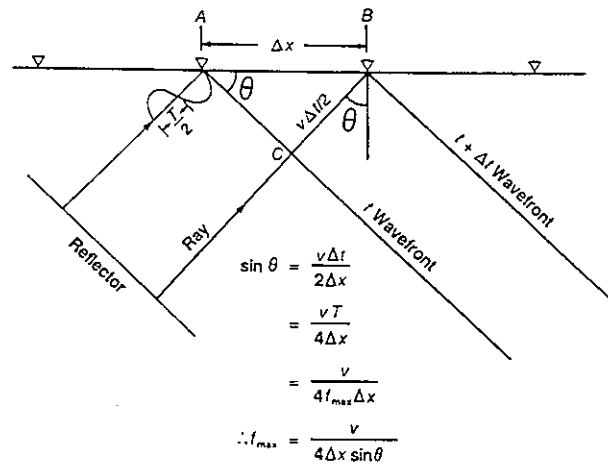


Fig. 4 - Aliasing spatial d'une onde plane.

Le front d'onde arrive au géophone G1 au temps t et au géophone G2 au temps $t+\Delta t$. L'aliasing se produit quand la différence de temps d'arrivée Δt est égal à la demi-période ($T/2$). Par un raisonnement de géométrie simple, on trouve (fig. 4) :

$$\sin \theta = \frac{v\Delta t}{2\Delta x} = \frac{vT}{4\Delta x} = \frac{v}{4f_{\max}\Delta x}$$

$$f_{\max} = \frac{V}{4\Delta x \sin \theta} \Delta x = \frac{V}{4 f_{\max} \sin \theta}$$

où f_{\max} est la fréquence maximale non aliasée.

Dans cette équation, on peut intervenir sur deux paramètres : f_{max} et Δx . La vitesse et le pendage du réflecteur sont des paramètres propres du milieu où se propagent les ondes. Lors d'une campagne de sismique réflexion ces deux paramètres doivent être définis avant le début de l'acquisition.

Sur le tableau 4 nous présentons les valeurs de la fréquence maximale non aliasée pour une vitesse de 500 m/s et pour différents pendages et espacements entre les traces.

Dip teta	Espacement entre les traces dx					
	1m	2m	4m	6m	8m	10m
10°	735 Hz	375 Hz	179 Hz	120 Hz	89 Hz	72 Hz
20°	367 Hz	182 Hz	91 Hz	60 Hz	46 Hz	37 Hz
30°	250 Hz	125 Hz	62 Hz	41 Hz	31 Hz	25 Hz
40°	194 Hz	97 Hz	48 Hz	32 Hz	24 Hz	19 Hz

Tab. 4 - Fréquence maximale non aliasée pour une vitesse de 500 m/s.

A titre d'exemple, la figure 5a montre un point de tir de sismique haute résolution (Steeple, D,W and Miller, R.D, 1994). Le tir a été enregistré avec un pas d'échantillonnage de 0,25 ms et avec une distance entre les traces de 1.28 m. Sur cette image, on observe une "réflexion" entre 50 et 60 ms temps double. La figure 5b montre le même point de tir, mais avec une distance entre les traces de 0.64 m. On observe que la "réflexion" entre 50 et 60 ms n'est plus visible. La "réflexion" de la figure 5a n'est qu'un effet d'aliasing spatial du ground-roll.

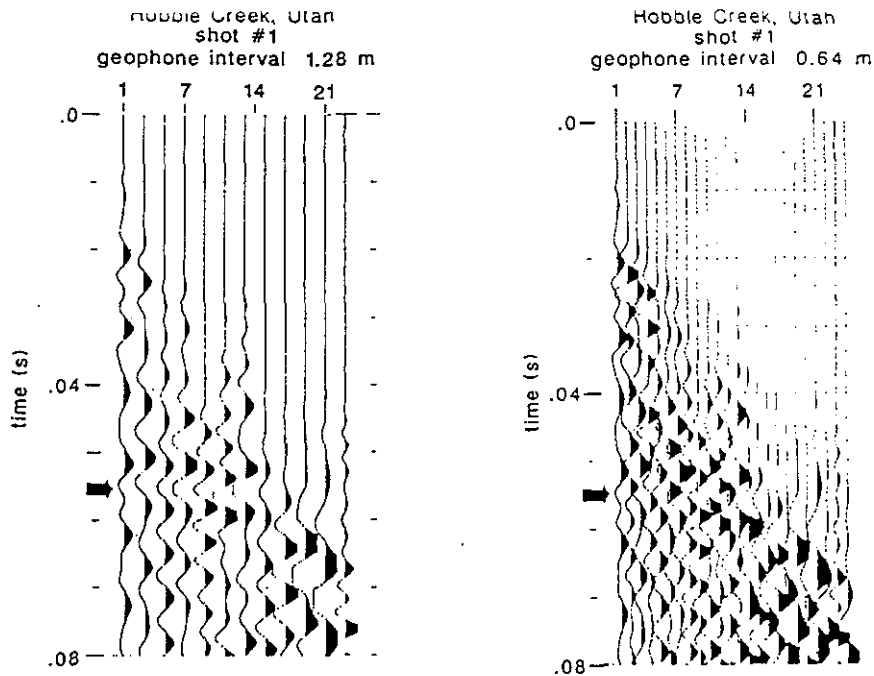


Fig. 5 - Point de tir de sismique haute résolution.
 a- distance entre les traces est 1.28 m. b- distance entre les traces de 0.64 m.

5. Coefficient de réflexion

Lorsqu'un signal sismique se propage dans le sous-sol avec une amplitude incidente A_i , il remonte vers la surface, après la réflexion sur une interface, avec l'amplitude réfléchie A_r (fig. 7). On appelle coefficient de réflexion κ le rapport des amplitudes A_r/A_i donnée par la relation :

$$\kappa = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

avec Z_1 : l'impédance acoustique (produit de la vitesse par la masse volumique) du milieu 1

Z_2 : l'impédance acoustique du milieu 2

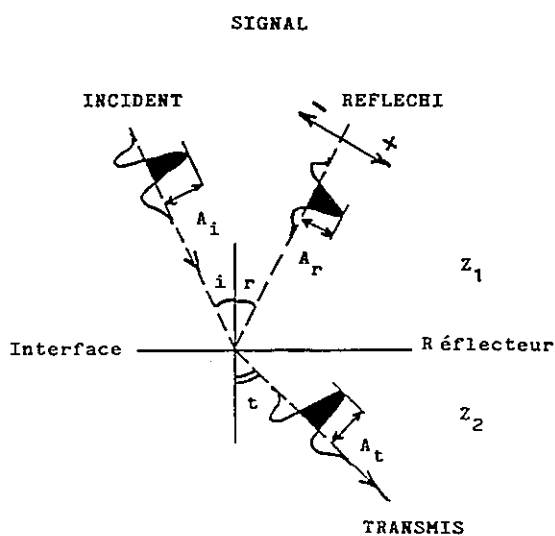


Fig. 6 - Coefficient de réflexion: définition.

La possibilité d'enregistrer des ondes réfléchies est liée à l'existence de différences entre les impédances acoustiques. L'interface de deux ensembles géologiques de natures différentes, mais d'impédances voisines, ne donnera pas d'ondes réfléchies appréciables. Le numérateur du coefficient de réflexion a un signe suivant les valeurs relatives des impédances situées de part et d'autre de l'interface; la réflexion sera donc positive ou négative. Généralement, en présentation en aire variable, le signal correspondant au coefficient de réflexion positive apparaîtra comme une surface noire et le signal correspondant au coefficient de réflexion négative apparaîtra comme une surface blanche.

6. Acquisition sismique

6.1. LA SOURCE SISMIQUE

La sismique réflexion est une méthode d'exploration qui consiste à effectuer des ébranlements dans le sol et à observer en surface les ondes réfléchies. Ces ébranlements sont engendrés par la source sismique. La source idéale en sismique haute résolution est celle qui satisferait les conditions suivantes: (Steeple D.W. and Miller R.,1990)

- faible coût
- légèreté et maniabilité
- aptitude à générer des hautes fréquences énergétiques
- répétitivité
- conformité aux règles de sécurité.

Les sources sismiques haute résolution peuvent être classées en sources de surface et sources enterrées (Hill, I.A 1992, Chapel, P. 1980) comme le montre le tableau 5.

Type	Description	Référence
Sources de surface		
Impact	Marteau Chute de poids	Meidav (1969) Miller et al. (1986)
Projectile	Fusil à balle Betsy seisgun	Steeple et al.(1984) Miller et al. (1986)
Vibrateur	Minivib Minisosi	Norbutovskih et al. (1995) Barbier et al. (1976)
Sources enterrées		
Explosif	Cordeau détonateur Dynamite	Steeple et al (1984) Ziolkowski & Lerwill (1970)
Non-explosif	Fusil à cartouche Sparker	Pullan & Mac Auley (1987) McCann et al. (1985)

Tab. 5 - Classement des sources sismiques haute résolution.

Les sources sismiques enterrées génèrent plus de hautes fréquences énergétiques (donc une meilleure résolution) et moins de bruits de surface. Cela est dû au couplage de la source avec des roches plus consolidées.

La figure 7 présente deux points de tir effectués sur le site Berry Old Horbur (Pays de Galles). Les sources utilisées sont respectivement le marteau (fig. 7a) et le détonateur (fig. 7b). Sur ces exemples, il est clair que les signaux générés par le détonateur sont plus riches en hautes fréquences et présentent moins de bruits que ceux produits avec la source marteau. Ils sont également plus riches en réflexions, notamment localisées entre 20 et 40 ms : ces dernières ont disparues sur la figure 7a. L'inconvénient principal de la source enterrée est un effort de mise en oeuvre important.

Les résultats d'une campagne de sismique haute résolution dépendront donc du choix de la source. Ce choix est conditionné par :

- les conditions en surface du site,
- la profondeur de la nappe phréatique,
- la profondeur de l'objectif à atteindre.

Une bonne référence des résultats obtenus par différentes sources sur différents sites sont les articles de Miller et al (1986,1992,1994).

6.2. LE DETECTEUR SISMIQUE

Les ondes sismiques générées par la source et réfléchies par les interfaces sont détectées en surface par les détecteurs sismiques (géophones). Ils sont conçus pour transformer l'énergie sismique en voltage électrique par intermédiaire d'un aimant permanent et d'une bobine mobile.

Les géophones étant posés sur le sol, l'aimant suit les mouvements verticaux du sol, la bobine ayant tendance à rester fixe; le mouvement relatif entre la bobine et l'aimant engendre une tension électrique proportionnelle à la vitesse du déplacement relatif bobine-aimant. La réponse en fréquence (amplitude en fonction de la fréquence) du géophone présente un maximum d'amplitude à la fréquence de résonance de la bobine et décroît rapidement pour des fréquences inférieures à cette dernière (fig. 8). Cette figure montre que les hautes fréquences du signal sismique peuvent être préservées en utilisant des géophones de fréquence de résonance élevée (40-100 Hz).

La figure 9 représente deux points de tir enregistrés sur le même site avec des géophones différents (Hill, I. A, 1992). Le tir de la figure 9a enregistré avec des géophones 100 Hz contient moins de bruits de basses fréquences et plus de réflexions de hautes fréquences que le tir enregistré avec des géophones 8 Hz. Le filtre coupe bas est le même sur les deux tirs. Ce résultat est dû au filtre basse fréquence des géophones 100 Hz et de leurs sensibilités suffisantes pour détecter de faibles énergies réfléchies. Pour choisir le type de géophone adapté à une campagne de sismique haute résolution donnée, on peut utiliser la "règle de puce". La fréquence de résonance du géophone doit être au moins égale à 10% de la fréquence maximale que l'on espère enregistrer sur le

terrain. Par exemple, si on s'attend à avoir des signaux de fréquences maximales d'environ 400 Hz, on doit utiliser des géophones de fréquence de résonance de 40 Hz ou plus.

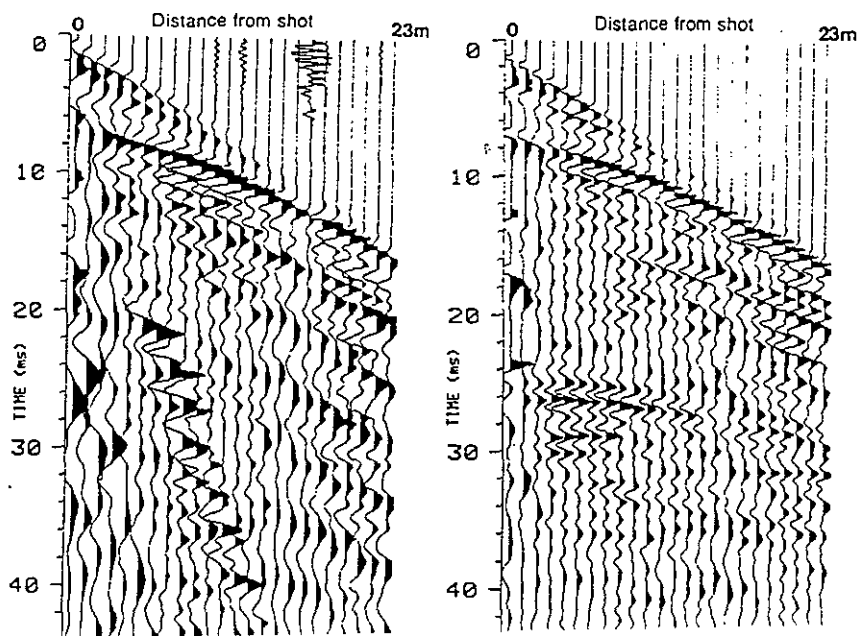


Fig. 7 - Deux points de tir effectués sur le site de Berry Old Harbur (Brabham, P. J. and McDonald, R. J. 1992) a- Source de surface (marteau) ; b- Source enterrée (cordeau détonateur).

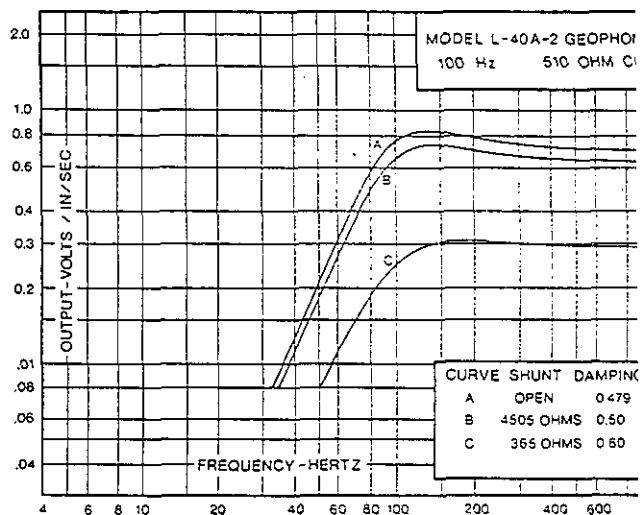
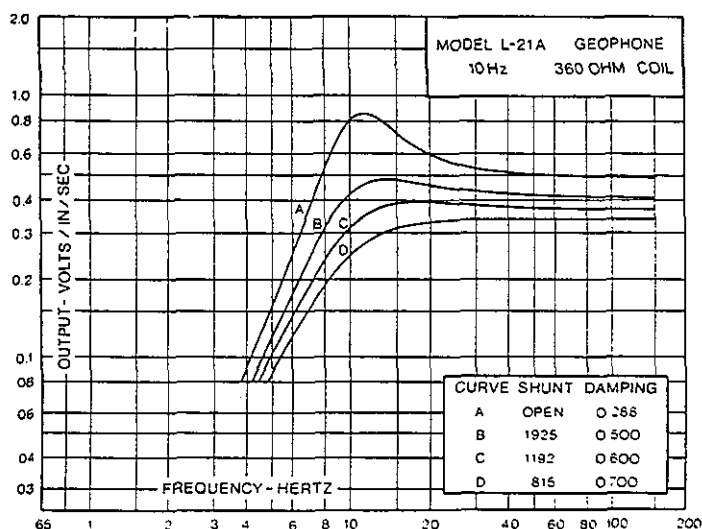


Fig. 8 - Réponse en fréquence d'un géophone classique utilisé en sismique réflexion. a- Fréquence de résonance 10 Hz (Mark Products U.S. Inc.). b- Fréquence de résonance 100 Hz (Mark Products U.S. Inc.).

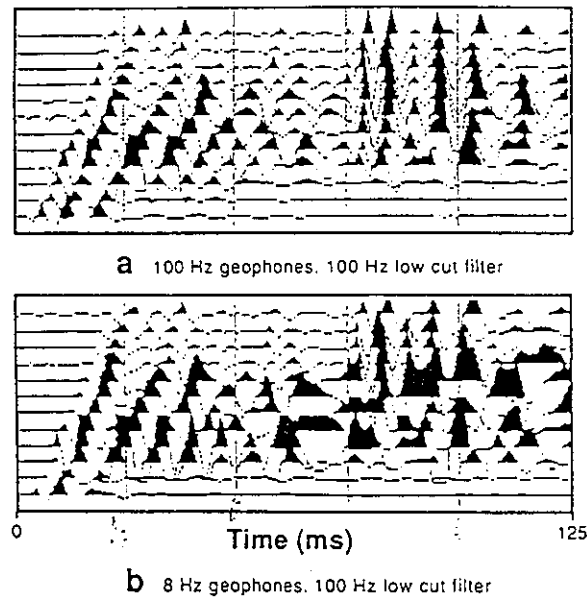


Fig. 9 - Deux points de tir enregistrés avec des géophones différents. a- tir enregistré avec des géophones 100 Hz. b- tir enregistré avec des géophones 8 Hz. (pour les deux tirs les paramètres d'acquisition sont les mêmes).

6.3. PARAMETRES D'ACQUISITION

Couramment, l'objectif de la prospection sismique haute résolution est d'obtenir des informations de caractères structuraux, géologiques et hydrogéologiques. Pour y parvenir, les paramètres d'acquisition doivent être choisis judicieusement pour permettre de renforcer les réflexions, d'atténuer les bruits et d'améliorer la précision des résultats.

Un paramètre important qui doit être défini lors d'une acquisition est le déport (offset) minimal source-géophone. Sur un point de tir, ce déport doit être choisi de façon à ne pas superposer les réflexions aux bruits générés par la source (telles que l'onde aérienne et les ondes de surface). La figure 10 présente un point de tir de sismique haute résolution et son tracé temps-distance montre les événements sismiques majeurs sur le point de tir. La réflexion à 70 ms est bien visible au delà de l'offset 30 m. Pour des déports inférieurs à 30 m la réflexion est superposée aux ondes de surface et à l'onde aérienne.

La distance entre les traces d'un point de tir est choisie en fonction de l'aliasing spatial. Comme nous avons montré au paragraphe 2 la relation entre l'espacement entre les traces Δx , la fréquence maximale non aliasée et la vitesse apparente v_a est:

$$f_{\max} = v_a / 4 \Delta x$$

Par exemple, pour éviter l'aliasing spatial d'une onde de surface de fréquence dominante égale à 20 Hz et de vitesse de propagation apparente égale à 250 m/s, la distance entre les traces doit être inférieure à 6 m. La distance entre traces est conditionnée aussi par la taille des objets géologiques ou hydrogéologiques recherchés.

La longueur du dispositif d'acquisition (pour un offset minimal et un dx fixé) dépendra du nombre de traces disponibles sur le laboratoire d'enregistrement et de la profondeur de l'objet à mettre en évidence. Il est conseillé de choisir une longueur de dispositif égale au double de la profondeur de l'objet.

Si les objectifs à atteindre se situent à des profondeurs différentes, on doit adopter des géométries de dispositifs émission-réception asymétriques afin d'obtenir le maximum d'information.

La qualité des résultats d'une campagne sismique-multi-traces est proportionnelle au degré de la couverture multiple. La couverture est généralement dictée par des considérations économiques. L'option d'une acquisition en couverture complète (un point de tir par trace) est un bon compromis entre la qualité et les considérations économiques.

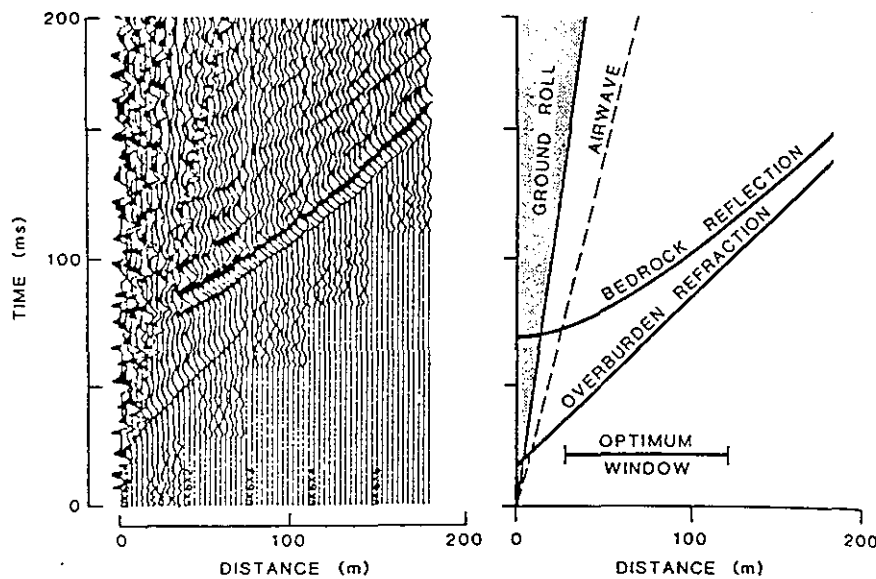


Fig. 10 - Point de tir de sismique haute résolution et son tracé temps-distance montrant les événements sismiques majeurs (Slaine et al. 1993).

7. Traitement sismique

7.1. CORRECTION STATIQUE

Les corrections statiques sont nécessaires en sismique terrestre : elles consistent à corriger non seulement les anomalies de temps de parcours introduites par les variations d'altitudes des récepteurs et des sources, mais aussi les variations de vitesses dans les terrains affleurants. La procédure conventionnelle des corrections statiques consiste à ramener les temps de parcours à ce qu'ils seraient si source et géophones étaient situés sur un plan de référence horizontal ou penté, un peu au-dessous de la zone altérée.

Pour calculer les corrections statiques, il faut connaître l'altitude des sources et des récepteurs, la vitesse et l'épaisseur de la zone altérée, la vitesse du terrain non altéré et la profondeur du plan de référence.

Les altitudes sont mesurées par l'échelon topographique et les vitesses et l'épaisseur de la zone altérée peuvent être déterminées par la sismique réfraction. En se référant à la figure 11, les corrections statiques sont calculées par la relation (2) :

$$t_0 = t_{ob} - \left[\frac{h_a^G}{V_1^G} + \frac{h_a^S}{V_1^S} + \frac{h_r^G}{V_2^S} + \frac{h_r^S}{V_2^S} \right] \quad (2)$$

où t_{ob} est le temps de parcours observé
et t_0 est le temps corrigé après applications des corrections statiques.

Les autres paramètres intervenant dans la relation (2) sont définis sur la figure 11. Dans cette relation, on suppose une propagation verticale de champ d'onde. Cela peut introduire des erreurs lorsque les variations d'altimétrie sont importantes le long des profils. Dans ce cas, il est conseillé de ramener les données au plan de référence en utilisant l'équation d'onde (Berryhill, 1984).

Sur la figure 12, deux coupes sismiques sommées d'une campagne de sismique haute résolution (Davies, K. J, and King, R. F, 1992) sont présentées. On note une nette amélioration de la continuité des réflexions après avoir appliqué les corrections statiques

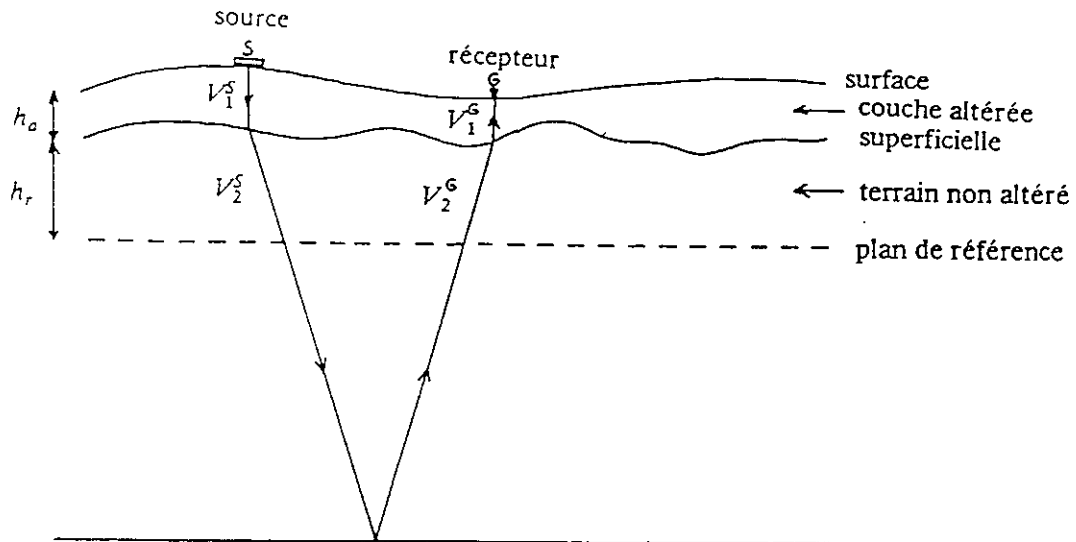


Fig. 11 - Corrections statiques.

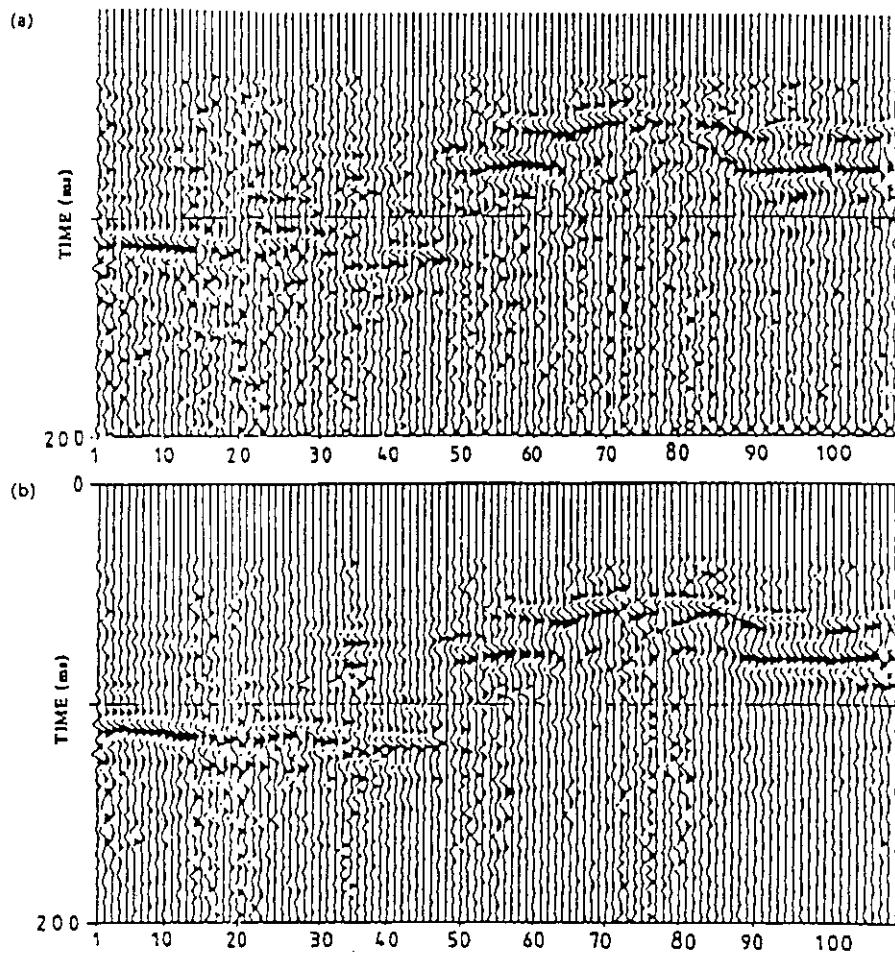


Fig. 12 - Les corrections statiques en sismique haute résolution: a - coupe sismique sans les corrections statiques. b: coupe sismique avec les corrections statiques.

7.2. CORRECTION DYNAMIQUE ET ANALYSE DE VITESSE

En traitement sismique multitrace, pour augmenter le rapport signal sur bruit et pour réduire le volume de données, un procédé couramment utilisé consiste à faire une sommation en couverture multiple.

En sommant, on considère que le trajet de réflexion de la source au récepteur, est une fonction hyperbolique de l'offset. La validité de cette hypothèse est restreinte au milieu très simple. Les traces sismiques rangées en points milieux communs (CMP) sont sommées le long des hyperboles qui donnent ainsi une cohérence maximum des données.

Pour un empilement d'interfaces horizontales, le signal capté par la trace d'un même CMP est aligné, pour des faibles valeurs d'incidence, sur des trajectoires hyperboliques d'équation :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{4h^2}{V_{rms}^2}$$

avec V_{rms} : la vitesse moyenne quadratique,
 h : la moitié de la distance source-récepteur
 t_0 : le temps double en réflexion verticale

On appelle correction dynamique (NMO ou Normal Move Out) la correction qui va transformer l'ensemble des points milieux communs $P(t, y, h)$ en son équivalent à déport nul dont l'addition donne la trace somme $P_0(t_0, y, h=0)$.

$$P_0(t_0, y, h = 0) = \sum_{n=1}^N P\left(\sqrt{t_0^2 + \frac{4h_n^2}{V_{rms}^2}}, y, h_n\right)$$

avec N : l'ordre de couverture multiple,
 y : désigne le point milieu du couple source récepteur

La vitesse v_{rms} nécessaire pour les corrections dynamiques est fournie par l'analyse de vitesse. L'analyse de vitesse consiste à effectuer la sommation sur quelques points milieux communs, avec une série discrète de vitesses constantes et à rechercher la cohérence maximale en interprétant l'énergie de la sommation.

Les vitesses qui correspondent à la cohérence maximale sont retenues dans l'analyse de vitesse. La figure 13 montre un exemple d'analyse de vitesses en sismique haute résolution effectuée à Oak Ridges Moraine (Ontario, Canada) (Schieck, D. B. and Dullan S. E., 1995). On observe une correspondance parfaite entre les maxima de semblances et des réflexions sur CMP. Pour calculer la vitesse d'intervalle la formule de Dix (1955) est couramment utilisée :

$$v_{1-2} = \sqrt{\frac{v_{rms2}^2 t_2 - v_{rms1}^2 t_1}{t_2 - t_1}}$$

où v_{1-2} est la vitesse d'intervalle comprise entre les temps t_1 et t_2 .

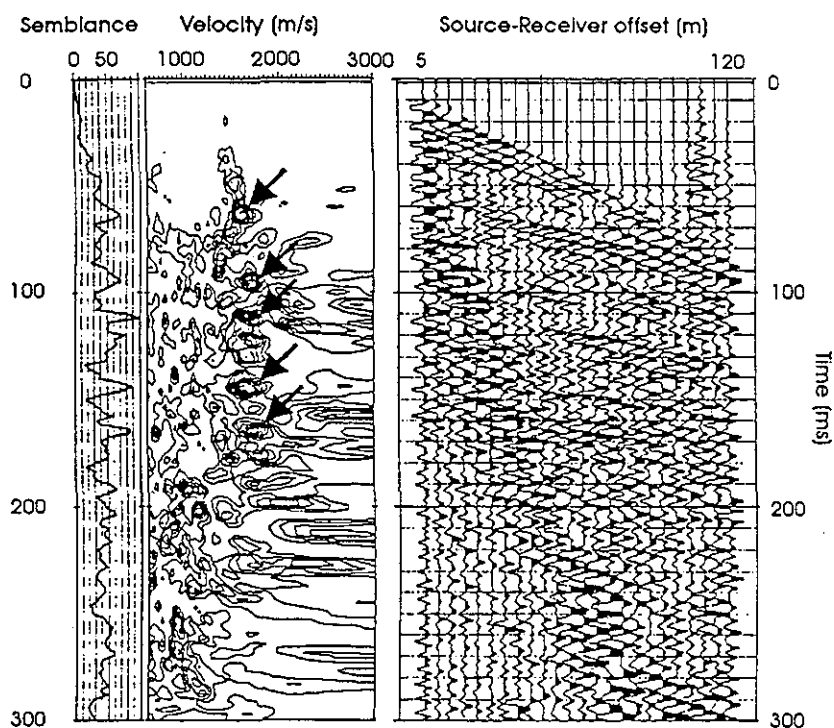


Fig. 13 - Exemple d'analyse de vitesse en sismique haute résolution. Les flèches indiquent les maximas de semblance qui correspondent à des vitesses v_{rms} optimum.

7.3. ETIREMENT DU SIGNAL LORS DES CORRECTIONS DYNAMIQUES

Lors des corrections dynamiques, on observe une distortion des fréquences, en particulier pour les événements de faibles profondeurs de grands dépôts. Cette distortion est appelée étirement. La figure 14 montre un signal de période dominante T étiré lors des corrections dynamiques ayant une période dominante T' plus grande que T . L'expression mathématique d'étirement est donnée par (Yilmaz, 1987) :

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{nmo}}{t(0)}$$

- avec f : la fréquence dominante du signal avant les corrections dynamiques
 Δf : le changement de fréquence
 Δt_{nmo} : la correction dynamique à un temps $t(0)$ et un dépôt donné

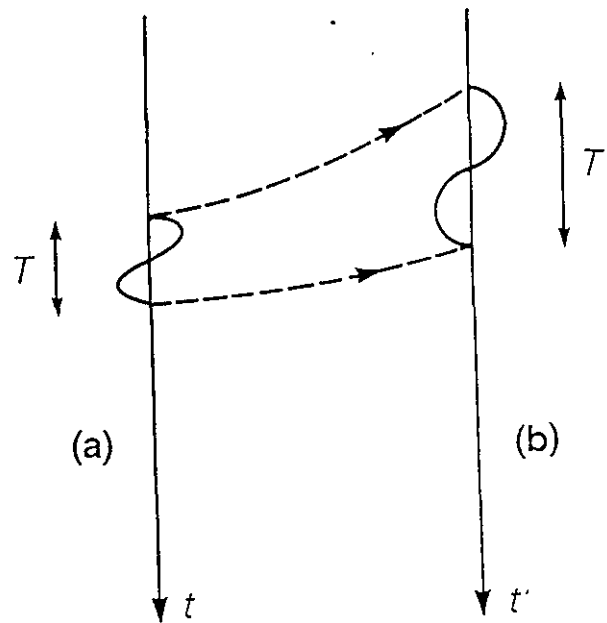


Fig. 14 - Le signal de période T est étiré à un signal de période T' ($T' > T$).

Les pourcentages de changement de fréquence en fonction de la vitesse pour deux déports donnés sont présentés sur le tableau 7 :

t(0),ms	% $\Delta f/f$ pour	
	Vrms	
20	500	déport = 50m déport = 100m
30	700	409 904
40	900	158 386
50	1000	71 195
70	1200	41 123
100	1500	16 55
		5 20

Tab. 6 - Etirement du signal lors du NMO.

On observe que l'étirement est très important pour des temps doubles faibles et grands déports. Par exemple, un signal de fréquence dominante de 300 Hz pour un offset de 50 m et un temps $t(0)$ de 20 ms se transforme en un signal de fréquence dominante de 50 Hz.

Le phénomène d'étirement du signal pour les grands offsets peut détériorer l'image des réflecteurs de faibles profondeurs lors de sommation de traces en CMP. Ce problème est évité en effectuant un mute de la zone étirée dans chaque collection CMP (Yilmaz, O., 1987 ; Miller, R., 1992). La figure 15a présente un point milieu commun avant les corrections dynamiques. L'effet de l'étirement du signal est très visible sur la figure 15b. Pour éviter la détérioration du signal lors de sommation on effectue un mute de la zone étirée (fig. 15c).

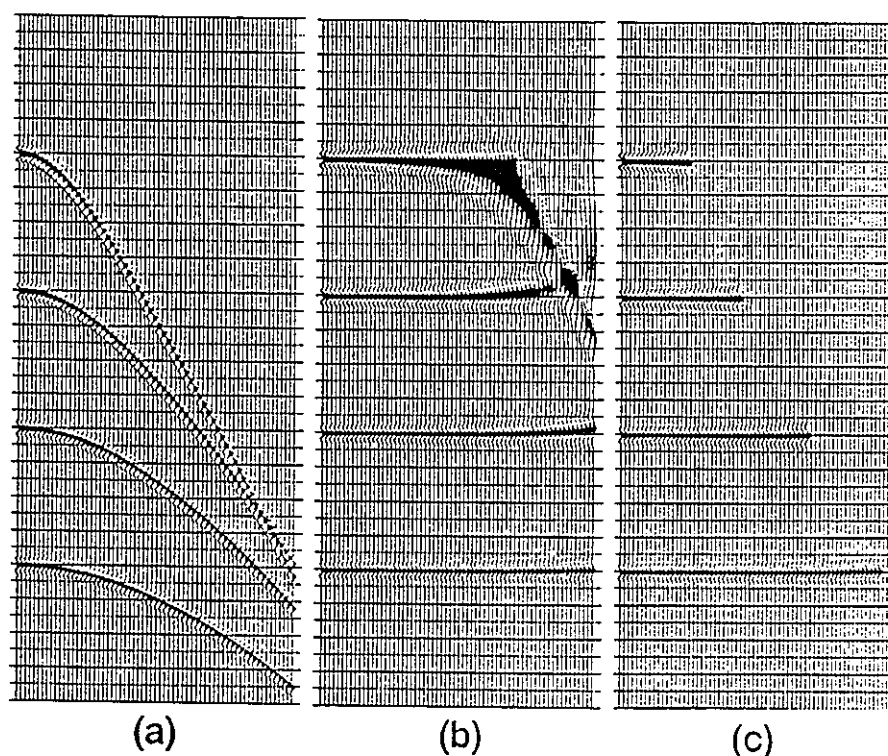


Fig. 15 - Collection de traces en point milieu commun (a). Application des corrections dynamiques et effet d'étirement (b). Mute de la zone étirée (c).

7.4. CORRECTIONS STATIQUES RESIDUELLES

Les corrections statiques effectuées lors de la première phase de traitement ne sont pas parfaites; il reste souvent des anomalies de temps de parcours liées à des variations très locales des vitesses des terrains situés juste sous les géophones et sous les sources. Pour obtenir des enregistrements cohérents, ces anomalies doivent être corrigées par les procédures de corrections statiques résiduelles. La plupart des algorithmes de correction statique résiduelle sont basés sur l'hypothèse dite de surface consistante (Taner et al., 1974). On suppose que les corrections statiques sont uniquement des anomalies de temps de parcours au voisinage de chaque source et géophone. Les anomalies de temps de parcours dues à la propagation dans le milieu complexe ne sont pas prises en compte.

La figure 16 montre une coupe de sismique haute résolution avant (a) et après applications des corrections statiques résiduelles (b). On observe une nette amélioration de la continuité des réflexions après l'application de ces corrections. Pour avoir une loi de vitesse plus précise, il est conseillé de reprendre les analyses de vitesses, après les corrections statiques résiduelles (Yilmaz, 1987).

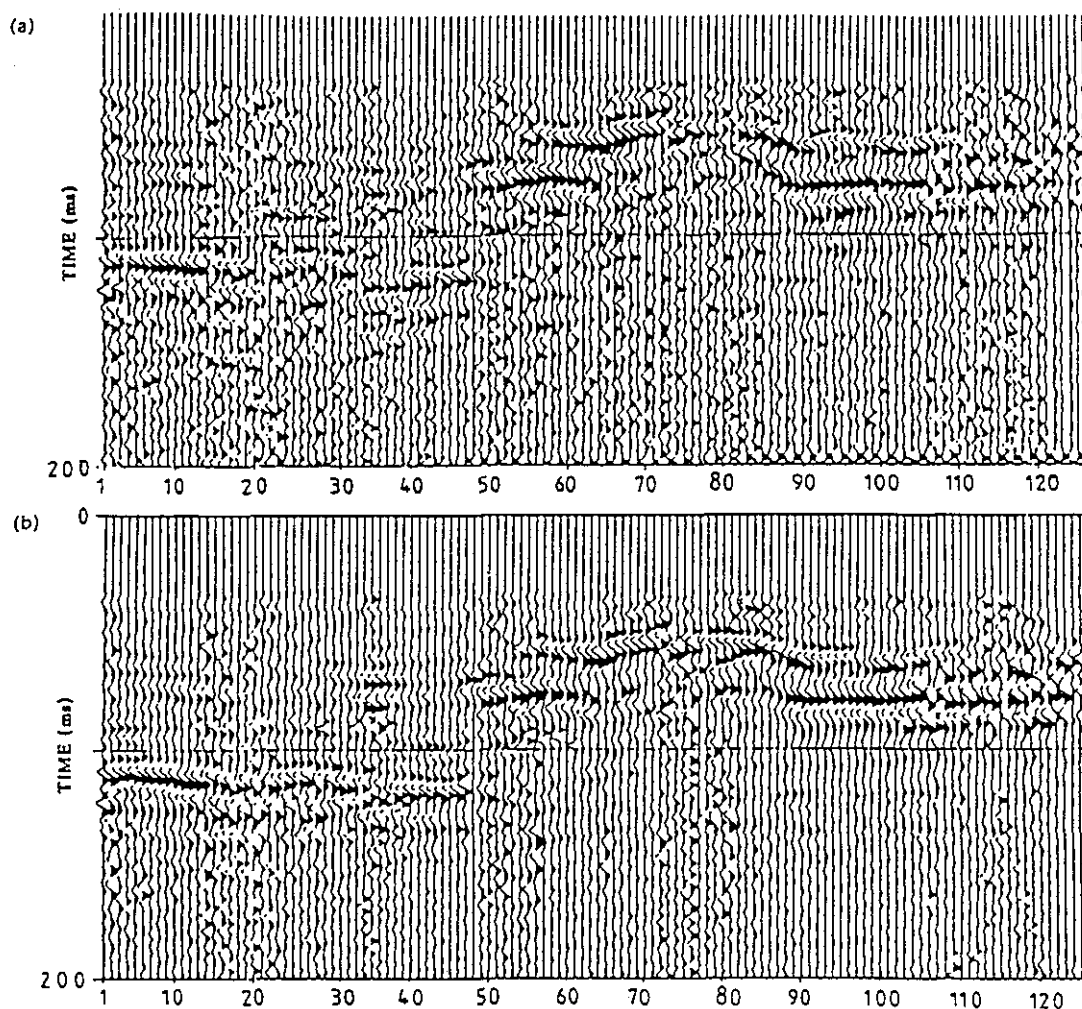


Fig. 16 - Une coupe de sismique haute résolution (Davies, Barker & King, 1991) avant (a) et après (b) applications des corrections statiques résiduelles.

7.5. MIGRATION

Le but du traitement sismique est de fournir, une image claire des structures du sous-sol à l'aide de données enregistrées en surface par les géophones. L'image sismique obtenue par le traitement conventionnel ne présente qu'une approximation de la véritable structure géologique. Il est donc difficile de l'interpréter dans des milieux géologiques complexes. Le problème majeur provient du fait que quelque soit l'endroit du sous-sol où s'est produit une réflexion, l'information associée est placée à la verticale du point situé au milieu des positions de la source et du géophone. La coupe temps conçue comme une image géologique présente des distorsions non linéaires, dépendant à la fois des pendages et des vitesses de propagation dans le sous-sol. La migration des coupes temps consiste à réduire ces distorsions de façon à obtenir une image claire des structures du sous-sol.

L'effet de la migration sur une coupe sismique est triple :

- 1- La migration accentue les pendages en déplaçant les réflecteurs vers l'amont-pendage,
- 2- Elle augmente la résolution spatiale,
- 3- Elle focalise les diffractions.

Lors de la migration, le déplacement vertical dt et le déplacement horizontal d_x d'un point du réflecteur (fig. 17) sont donnés par (Chun et Jacewitz , 1981):

$$d_x = v^2 t D_{xt} / 4$$

$$d_t = t \left\{ 1 - \left[1 - (v D_{xt} / 2)^2 \right]^{1/2} \right\}$$

avec v : la vitesse de migration
 D_{xt} : la pente du réflecteur exprimée en temps/distance

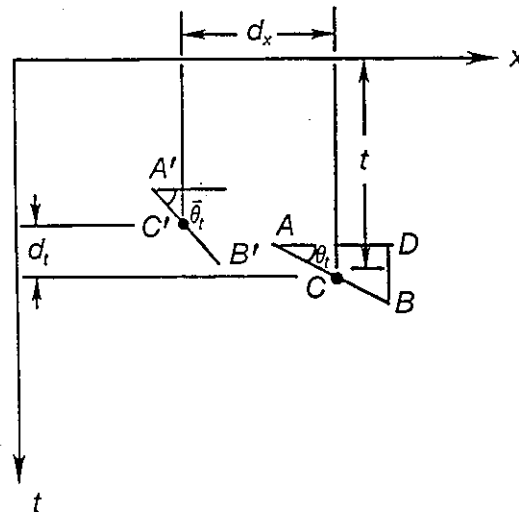


Fig. 17 - Analyse quantitative de la migration. Le point C du réflecteur penté AB a été déplacé en C' après la migration (Yilmaz, 1987).

On remarque que les déplacements d_t et d_x sont proportionnels à la vitesse de migration et le temps double vertical. Pour la sismique haute résolution, le temps double et la vitesse ont des valeurs faibles. Par conséquent, les déplacements dt et dx sont faibles. Par exemple à 50 ms, $v=350$ ms et $D_{xt}=2$ ms/m, on trouve $dx=3.06$ m et $dt=3.2$ m.

Malgré ces faibles valeurs, la migration des données de sismique haute résolution est nécessaire (Ramanantoandro R. 1995). La figure 18 montre un exemple de l'effet de la migration sur une coupe de sismique haute résolution à offset constant. La caustique (A) sur la coupe temps non-migrée (fig. 18a) devient un synclinal pincé après migration (fig. 18b). L'hyperbole de diffraction (B) est bien focalisée après cette migration.

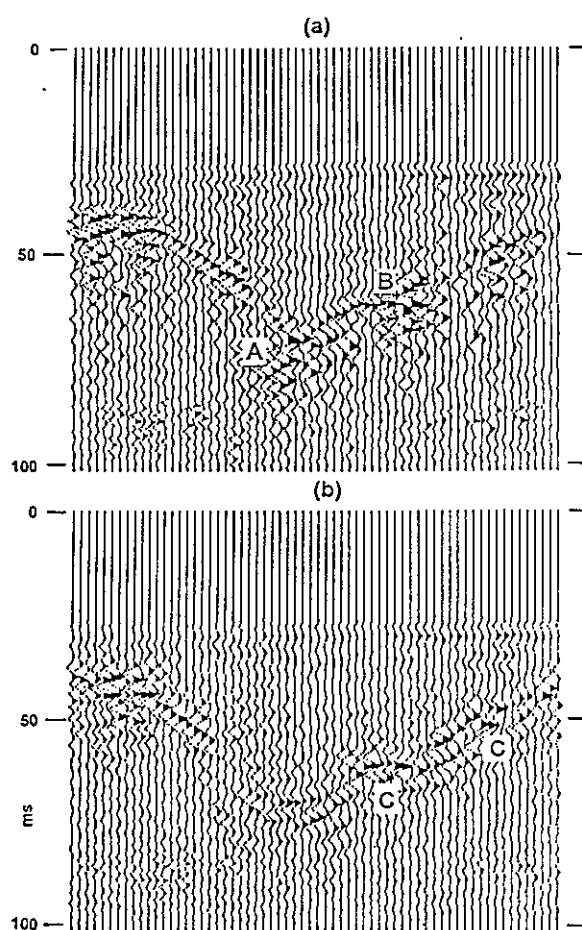


Fig. 18 - a - Coupe sismique non migrée à offset constant (A: caustique ; B: diffraction). b - migration à offset constant de la coupe a ($\Delta x = 3$ m ; offset = 30 m).

8. Applications de la sismique haute résolution

L'utilisation de la sismique haute résolution pour des faibles profondeurs fait l'objet depuis une dizaine d'années d'un nombre de publications et de tests d'applications croissant d'année en année. Les succès de cette méthode en génie civil, en hydrogéologie et dans le domaine minier sont dus principalement au développement de systèmes d'acquisition portables ayant une dynamique satisfaisante capable de prendre en compte à la fois les signaux de fortes et faibles amplitudes. On peut citer quelques exemples de centrales d'acquisition : Terraloc Mark-6 d'ABEM, DAS-1 et DAS-2 de OYO, StrataView de Geometrix.

L'avantage de la sismique réflexion par rapport aux autres méthodes géophysiques est son pouvoir de résolution. Le pouvoir de résolution dépend de la longueur d'onde dominante du signal générée par la source sismique. Le développement des sources capable de générer des signaux énergétiques de très hautes fréquences (jusqu'à 1500 Hz) ont augmenté considérablement la résolution de la sismique réflexion. Dans la suite de ce rapport, nous allons montrer des exemples (pris dans la littérature spécialisée) d'applications de la sismique haute résolution en géologie, hydrogéologie, génie civil et dans le domaine minier.

8.1. APPLICATIONS GEOLOGIQUES

L'énergie réfléchie existe sur un enregistrement sismique si le sous-sol présentent des contrastes au niveau des impédances acoustiques. La réflexion n'est pas liée à l'importance géologique d'un horizon, mais au contraste d'impédances acoustiques entre deux horizons consécutifs; l'impédance acoustique d'un horizon géologique s'exprime par le produit vitesse-densité (ρv). Un passage progressif d'un étage géologique au suivant ne peut pas générer des ondes réfléchies. Le contraste élevé de l'impédance qui existe entre le substratum rocheux et les morts terrains, permet à la sismique de bien imager la profondeur du substratum rocheux (Miller et al, 1989, Meeks et al, 1990).

La figure 19 montre le résultat de sommation d'un profil sismique haute résolution à Charnwood Forest, Leicestershire (Hill, I.A, 1992). Les paramètres d'acquisition utilisés sont:

- distance entre traces 2 m
- distance entre tirs 2 m
- nombre de traces 24
- source sismique Buffalo gun
- pas d'échantillonnage 0.2 ms

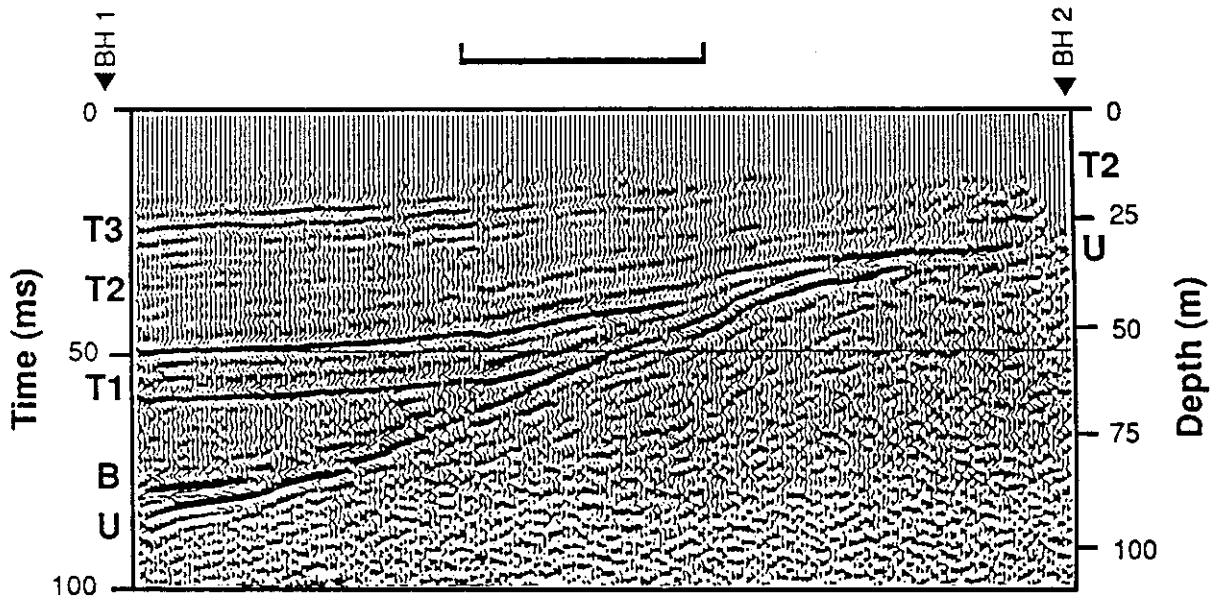


Fig. 19 - Coupe sismique haute résolution à Leicestershire (Hill, 1992). Le substratum rocheux (U-U) est bien imagé sur toute la coupe.

Le substratum rocheux est constitué de roches métamorphiques de vitesse et densité élevées. Les morts terrains sont des schistes argileux de Mésozoïque de vitesse et densité plus faibles que les roches métamorphiques. Comme le montre la figure 19, la sismique permet d'imager la surface qui sépare les deux formations. La profondeur de cette surface varie de 80 m à gauche de la coupe sismique jusqu'à 30 m à droite. Dans cet exemple les roches métamorphiques ne sont pas altérées. Lorsque le substratum rocheux est altéré, son impédance acoustique n'est pas très différente de l'impédance acoustique des morts terrains. La figure 20 montre une coupe sommaire d'un profil de sismique haute résolution au Kinkai Bay (Kaida et al, 1995). Le substratum rocheux est constitué de granite, par endroit altéré et les morts terrains sont constitués de limons-argileux. On observe un manque de réflectivité là où le granite est altéré.

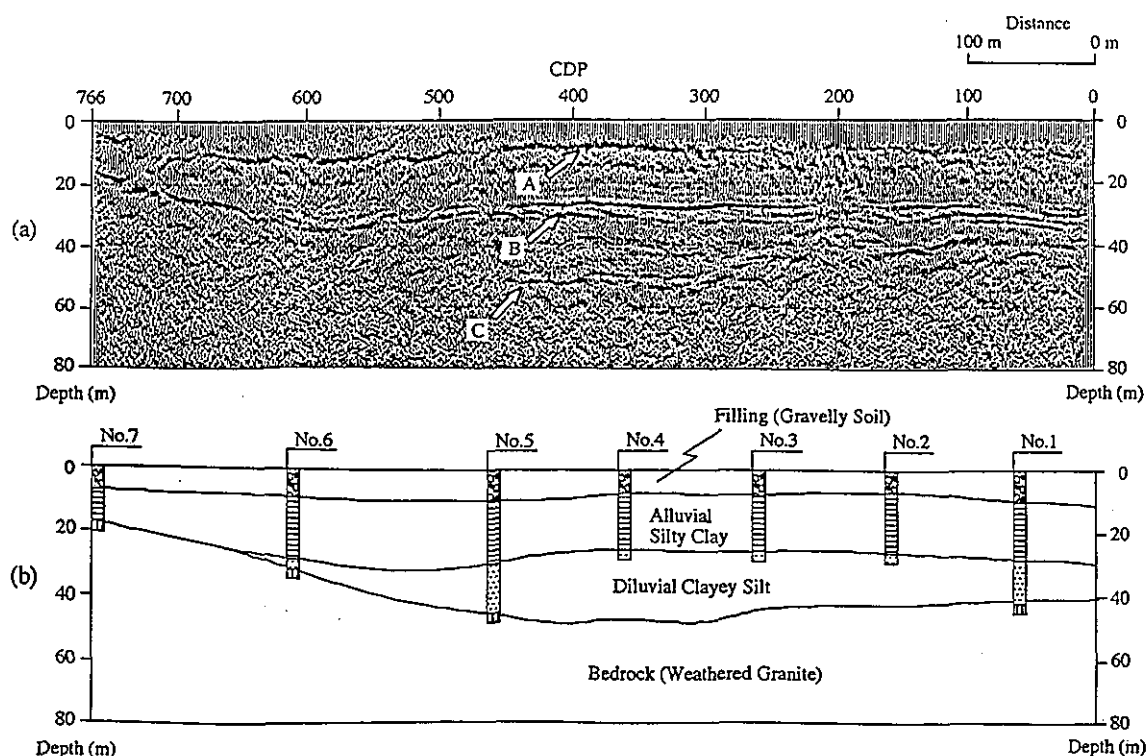


Fig. 20 - Coupe somme d'un profil de sismique haute résolution au Kinkai Bay (Kaida et al, 1995). On observe un manque de réflectivité du substratum rocheux granitique aux endroits où celui-ci est altéré.

En général, la sismique réflexion, ne peut pas fournir d'informations concernant la lithologie du sous-sol. Les roches qui concernent la sismique haute résolution (argiles, grès, graviers, sables, etc...) ont des propriétés physiques voisines. De ce fait, il sera difficile de les identifier directement une coupe sismique. Un forage dans la zone d'étude, peut aider la sismique à donner une signification géologique aux réflecteurs. La figure 21 montre une coupe sismique (a) et son interprétation géologique (b) basée sur les données du forage se situant à l'extrémité gauche de la coupe (Brabhams, P. J., et McDonald, R.. J., 1992). Divers niveaux sont repérés par leurs faciès: sédiments sableux récents, graviers, grès et substratum rocheux calcaire. Le contact sédiments récents-graviers et le substratum rocheux sont bien individualisés sur toute la coupe sismique. Le contact gravier-grès apparaît discontinu et on observe des réflexions dans les graviers.

La localisation des plans de failles est une autre application géologique de la sismique haute résolution. Sur une coupe sismique, les failles se déduisent par des décalages de réflecteur et peuvent être soulignées par des figures de diffraction. La figure 22 montre une coupe sismique somme (a) et son interprétation géologique (b) (O'Connor, R.M, 1992). La coupe sismique permet de bien localiser une faille inverse et sa conjuguée.

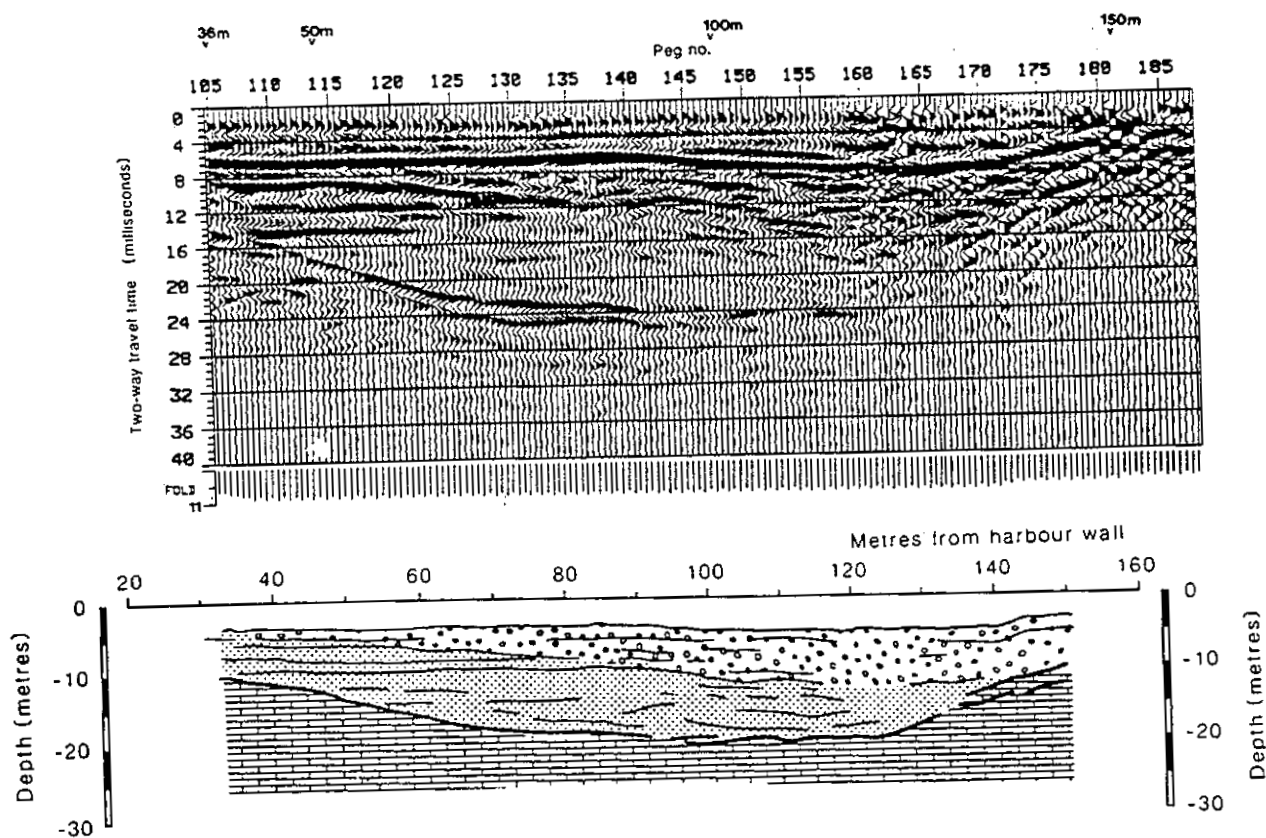


Fig. 21 - Coupe sismique (a) et son interprétation géologique (b). Divers niveaux sont repérés par leurs faciès: sédiments sableux récents, graviers, grès et substratum rocheux calcaire (suivant les profondeurs croissantes).

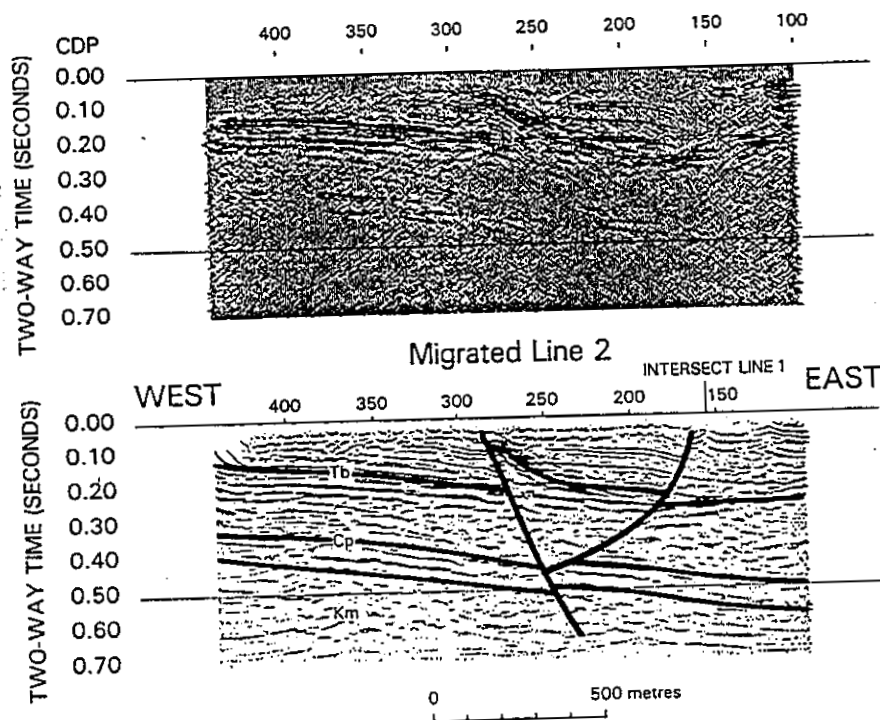


Fig. 22 - Coupe sismique somme (a) et son interprétation géologique (b) (O'Connor, 1992). La sismique localise une faille inverse et sa conjuguée.

8.2. DETECTION DES CAVITES SOUTERRAINES

D'une façon générale, on peut principalement distinguer deux types de cavités souterraines :

- naturelles, formées par la dissolution de roches solubles (gypse, calcaire...),
- ou artificielles, formées par une exploitation souterraine de matériaux (calcaire pour construction, marnes pour l'amendement de terrain, sable, charbon ..) ou par la construction d'ouvrage de génie civil.

Ces exploitations ont été d'une part artisanales et d'autre part situées en limite d'agglomération. En raison des problèmes spécifiques que pose la réalisation d'équipements dans ces zones il est nécessaire de les localiser.

Divers méthodes de prospection géophysique ont été proposées en vue de la détection des cavités. Ces méthodes (gravimétrique, magnéto-tellurique, électromagnétique, électrique) ont parfois permis de reconnaître la présence de cavités, mais en général il s'agissait de cas bien particuliers.

Les récents travaux de plusieurs équipes à travers le monde ont montré l'apport de la sismique pour la détection des cavités souterraines situées à des différentes profondeurs. La présence d'une cavité souterraine peut engendrer sur un enregistrement sismique les phénomènes suivants (fig. 23):

- une réflexion au toit de la cavité lorsque ses dimensions sont plus grandes que la limite de résolution de la sismique.
- une résonance qui peut affecter soit la cavité proprement dite, soit les terrains qui la surmontent. On peut montrer que la fréquence de résonance d'une cavité cylindrique dans un milieu homogène est proportionnelle à la vitesse de propagation des ondes de cisaillement et inversement proportionnelle au diamètre de la cavité (Biot, 1952).

$$f = V_s / 155D$$

avec f : fréquence de résonance, V_s vitesse de cisaillement, D diamètre de la cavité.

Cette relation doit être utilisé avec précaution lorsque le milieu renfermant la cavité est hétérogène (Steeple et al. 1988).

- une perturbation et une atténuation de l'amplitude des arrivées relatives aux géophones situées au-dessus de la cavité. L'énergie transmise à travers d'une cavité et réfléchié par une interface plus profonde sera beaucoup plus atténuée que l'énergie réfléchié par la même interface qui ne traverse pas la cavité. Une zone d'ombre est alors observée sur l'enregistrement sismique.

- La théorie de l'élasticité montre que les ondes de cisaillement ne se propagent pas dans un fluide et dans l'air. Cette propriété peut être également utilisée pour localiser les cavités souterraines.

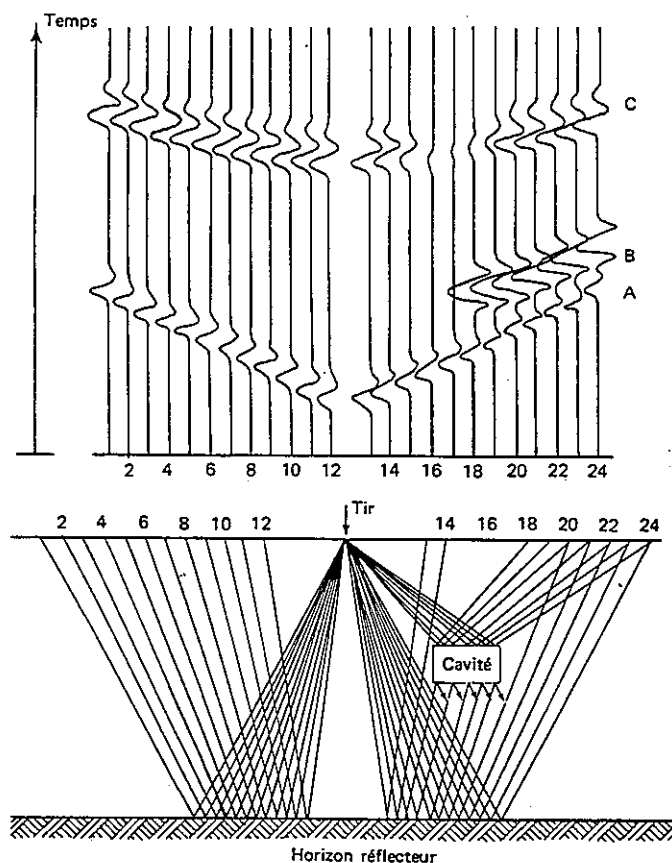


Fig. 23 - Représentation schématique de l'effet d'une cavité en sismique réflexion. A- Onde directe. B- Réflexion au toit de la cavité. C- Réflexion avec effet d'ombre (Frappa et al. 1977).

La figure 24 présente les spectres de Fourier de trois traces sismiques enregistrées à proximité d'une cavité naturelle dans le bassin de Wisco en Australie (Nelson et Haigh, 1990). En utilisant la relation précédente, les auteurs interprètent le pic d'amplitude du spectre à 100 Hz comme la fréquence de résonance d'une cavité naturelle de diamètre égal à 6 m. L'effet d'atténuation de l'amplitude des ondes sismiques traversant une cavité naturelle est présenté sur la figure 25 (Nelson et Haigh, 1990). Sur cette coupe sismique à offset constant (48.5 m) on observe une atténuation significative des amplitudes du signal pour les traces se situant au dessus de la cavité naturelle.

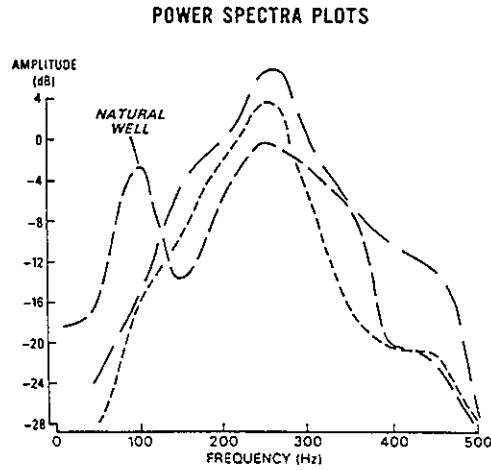


Fig. 24 - Spectres de Fourier de traces sismique enregistrées à proximité d'une cavité naturelle. Le pic d'amplitude du spectre à 100 Hz est la fréquence de résonance d'une cavité de diamètre de 60 m.

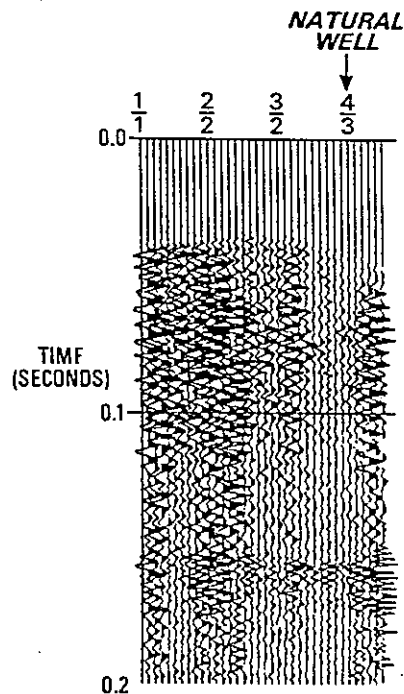


Fig. 25 - L'effet d'atténuation de l'amplitude des ondes sismiques traversant une cavité naturelle.

Dans la littérature spécialisée, les exemples d'utilisation de la sismique haute résolution pour la détection des cavités sont abondantes. Par la suite nous allons présenter un exemple de détection des anciennes galeries de mines de gypse dans le nord de Yorkshire (Kourkafas et Gouly, 1996). Les paramètres d'acquisition utilisés pour cette étude sont:

source marteau : 6.3 kg; géophones : 30 Hz; nb. traces : 24; distance entre traces : 2 m; distance entre tirs : 4 m; offset : 14 m; couverture : 6; filtre passe-bas : 100 Hz (24db/oct).

La figure 26a présente la coupe sismique somme, la position des galeries sur le profil sismique est présenté sur la figure 26b et la figure 26c présente la migration de la coupe somme. Les réflexions bien marquées entre 50 et 60 ms proviennent d'une couche de gypse qui se situe à une profondeur d'environ 70 m. Sur la coupe migrée l'existence des galeries se traduit par une perte de continuité des réflexions sur la couche de gypse.

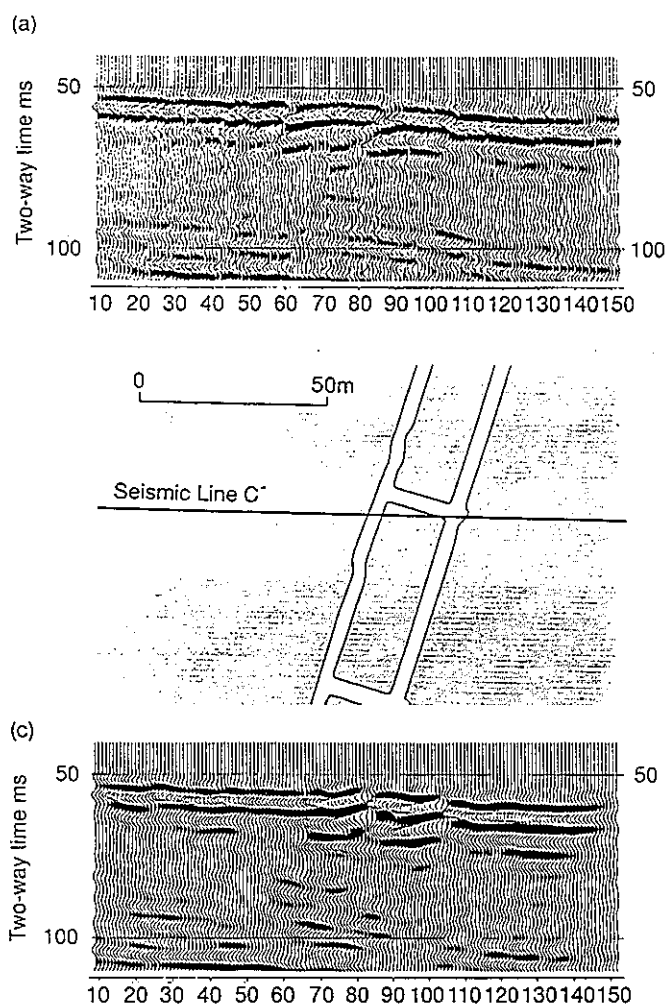


Fig. 26 - a- Coupe sismique somme. b- Position des galeries coupées par le profil sismique. c- Migration temps de la coupe sismique somme.

8.3. APPLICATIONS MINIERES

Le rôle de la sismique en recherche minière est relativement moins important que celui des méthodes plus spécifiques et moins onéreuses telles que les méthodes électriques, magnétiques et gravimétriques. Cependant, les progrès techniques en sismique réflexion laissent entrevoir des possibilités d'application dans ce domaine. La sismique réflexion minière n'est pas une sismique réflexion conventionnelle (style pétrolier). Elle devra faire appel à des techniques spécifiques pour surmonter les difficultés techniques qu'elle implique. (Pant, D. R et Greenhalgh, S. A, 1989). Ces difficultés d'application de la sismique réflexion au domaine minier sont les suivantes :

- faibles coefficients de réflexion entre le corps minéralisé et l'encaissant,
- taille et forme complexe du corps minéralisé,
- conditions de surface (topographie) souvent difficiles.

Le comportement physique d'un matériau vis à vis des ondes sismiques est en fait entièrement déterminé par l'impédance acoustique. Pour les roches éruptives et métamorphiques une relation linéaire existe entre la vitesse sismique et l'impédance acoustique. On ne peut pas distinguer les différentes roches éruptives et métamorphiques par leurs seules vitesses sismiques. Or certains minerais (pyrite, pyrrotite, magnétite) ont des densités plus élevées par rapport aux roches encaissantes. Il y a donc alors un fort contraste d'impédance acoustique et une condition très favorable à l'emploi de la sismique réflexion. Sur la coupe sismique, le corps minéralisé apparaît sous la forme d'un "bright spot".

Lorsqu'un gisement (zone cible) a été découvert par d'autres méthodes géophysiques, un profil sismique peut aider à :

- l'implantation des forages,
- l'interprétation qualitative du gisement en utilisant la stratigraphie sismique et l'analyse d'amplitude avec l'offset (AVO),
- l'interpolation ou l'extrapolation des résultats entre les forages existants,
- imager les traits structuraux (faille, zone de cisaillement, pli, etc.),
- la définition des dimensions du corps minéralisé,
- la connaissance de la direction du gisement.

Des exemples d'utilisation de la sismique réflexion en recherche minière peuvent être trouvés au Canada (Milkereit et al., 1996, Write et al, 1994) en Australie (Wright, C et al., 1989, Nelson, R.G, 1984) en Norvège (Dahle et al., 1985), en Malaisie (Singh S., 1983) et en Afrique du Sud (Pretorius et al., 1989, Van den Berg, C. P. et al., 1995).

Au Canada, en Australie et en Norvège, la sismique réflexion est surtout utilisée pour l'exploration des amas sulfurés. Les amas sulfurés massifs, non fissurés présentent un contraste d'impédance particulièrement élevé avec leur encaissant. Une fracturation importante de la minéralisation peut remettre en cause l'utilisation de cette méthode. Des couches de minéralisation massive peuvent passer inaperçues si elles sont trop minces (inférieure à 1/8 de la longueur d'onde sismique).

La figure 27 présente une coupe sismique réalisée sur le site de "Sudbury Structure" au Canada. On observe de fortes réflexions et diffractions provenant d'un corps massif de pyrrhotite qui se trouve à une profondeur de 900-1300 m. Les travaux miniers ont confirmé l'existence de ce corps minéralisé et la partie inférieure du corps est en cours d'exploitation.

En Malaisie, la sismique réflexion est utilisée pour l'exploration des gisements d'étain d'origine alluviale et hydrothermale. Cette méthode a permis de définir l'épaisseur des alluvions riches en étain, zircon, or, wolfram et de cartographier le contact hydrothermal calcaire-granite où des filons riches en étain se sont développés.

En Afrique du Sud, la recherche de gisements d'or dans les roches sédimentaires est toujours suivie d'une acquisition sismique réflexion. Elle a permis de définir le contact sédiments-roches volcaniques et l'épaisseur des sédiments riches en or.

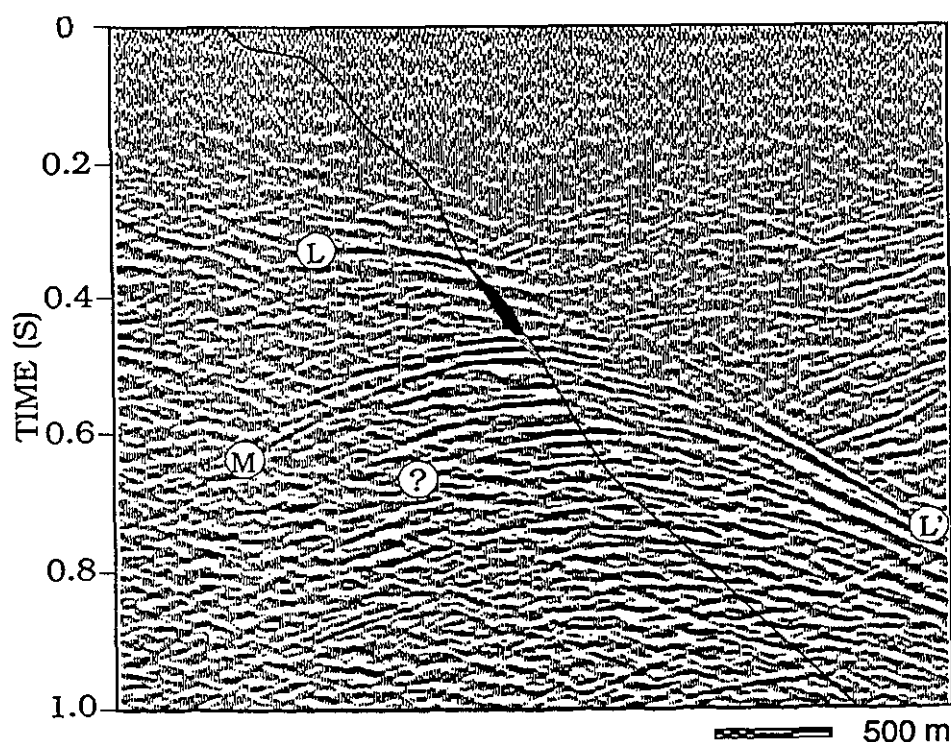


Fig. 27 Coupe sismique sur le site de Sudbury Structure (Canada). Le corps massif de pyrrhotite génère de fortes réflexions et diffractions. La partie inférieure du corps minéralisé est en cours d'exploitation.

8.4. APPLICATIONS HYDROGÉOLOGIQUES

L'implantation optimale de forages d'alimentation en eau est un des défis quotidiens que doivent relever les hydrogéologues: il faut identifier une ressource adéquate en quantité et en qualité et obtenir une productivité répondant aux besoins. Pour ce faire des méthodes géophysiques sont généralement utilisées pour contribuer à la définition des lieux d'implantation des forages.

Lorsqu'une zone aquifère est détectée par un forage ou par une méthode directe de détection de l'eau (RMP par exemple), la sismique peut aider à définir la géométrie et le volume de l'aquifère (Miller et al., 1996, Geissler, 1989, Birkelo et al., 1987). Les résultats de la sismique réflexion vont être fortement influencés par la zone non saturée. Si cette zone est de faible épaisseur, de forts contrastes d'impédance acoustique existent au niveau du toit de l'aquifère. Par contre, si l'épaisseur de cette zone est supérieure à 1/4 de la longueur d'onde sismique, les réflexions sur le toit de l'aquifère seront faibles ou inexistantes.

La figure 28 présente une coupe sismique réalisée sur le site de New Jersey (U.S.A) dont le but était de définir l'extension horizontale de deux aquifères détectés par un forage hydrogéologie. On observe des fortes réflexions aux toits et aux murs des aquifères qui se corrént bien avec les autres mesures géophysiques en forage (gamma ray et résistivité).

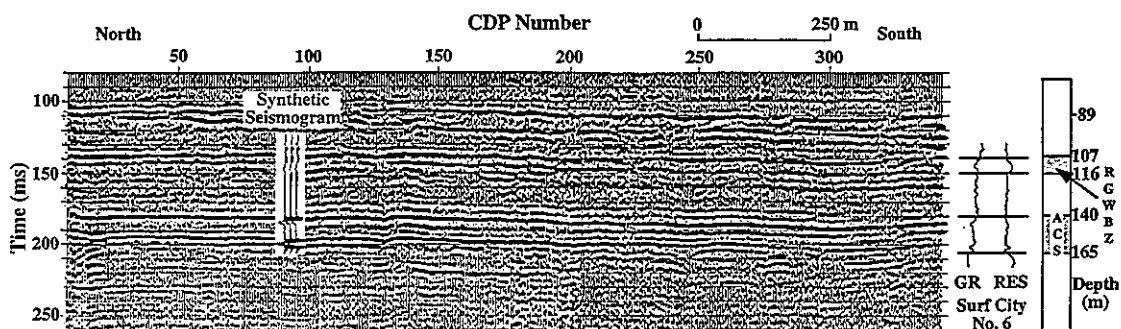


Fig. 28 - Profil sismique haute résolution sur le site de New Jersey (U.S.A). Deux aquifères (à 107m et 140m) ont été détectés par un forage qui se situe à droite de la coupe sismique. On observe des réflexions continues aux toits et aux murs des deux aquifères. Les résultats de la sismique sont confirmés par les mesures géophysiques dans le forage. (GR, gamma ray, RES, résistivité).

Conclusion

La sismique haute résolution est un outil d'investigation qui consiste à provoquer des ébranlements dans le sous-sol et à observer en surface les ondes réfléchies sur les couches géologiques. Son coût est relativement plus élevé que celui des autres méthodes géophysiques, mais elle demeure très compétitive par la précision de son diagnostic et la finesse de ses informations.

Les progrès qu'a connus la sismique haute résolution en génie civil, hydrogéologie et dans le domaine minier, ont été particulièrement importants grâce aux développements d'une part, de systèmes d'acquisition portables ayant une dynamique satisfaisante et d'autre part, de sources sismiques légères, maniables, répétitives et capables de générer des signaux énergétiques de très hautes fréquences.

Pour choisir le type de géophone adapté à une prospection donnée, on doit utiliser la "règle de puce". La fréquence de résonance du géophone doit être au moins égale à 10% de la fréquence maximale que l'on espère enregistrer sur le terrain.

Les résultats d'une campagne de sismique haute résolution dépendront fortement du choix des paramètres d'acquisition: ces paramètres doivent être choisis judicieusement pour permettre de renforcer les réflexions, d'atténuer les bruits et d'améliorer la précision des résultats.

Le déport minimal doit être choisi de façon à ne pas superposer les réflexions obtenues pour un point de tir aux bruits générés par la source, telles que l'onde aérienne et les ondes de surface. La distance entre les traces d'un point de tir est choisie en fonction de l'aliasing spatial et aussi de la taille des objets géologiques ou hydrogéologiques recherchés. La longueur du dispositif d'acquisition dépendra de la profondeur de l'objet à mettre en évidence. Il est conseillé de choisir une longueur de dispositif égale ou le double de la profondeur de l'objet. Une couverture multiple complète (un point de tir par trace) est un bon compromis entre la qualité et les considérations économiques.

La coupe somme obtenue par le traitement sismique constitue la matière de base de l'interprétation. Des artefacts du traitement (par exemple le mute des arrivées réfractées, de l'onde aérienne, des ondes de surface mal effectuées; certains filtres de cohérence, mixing, etc.) peuvent être interprétés comme des réflexions sur des objets géologiques. L'analyse conjointe de la coupe somme et des points de tir est nécessaire pour permettre de bien isoler ces problèmes.

Bibliographie

- Aki, K., Chouet, B. (1975) - Origin of coda waves: source attenuation and scattering effect, *Journal of Geophysical Research*, vol. 80, pp. 3322-3342.
- Barbier, M. G., Boudon, P., Mellinger, R., and Viallix, J. R. (1976) - MiniSOSIE for shallow land seismology, *Geophys. Prosp.*, vol. 24, pp. 518-527.
- Berryhill, R. T. (1979) - Wave equation datuming, *Geophysics*, vol. 44 pp. 1329-1344.
- Birkelo, B. A., Steplees, D. W., Miller, R. D, Sophocleous, M. (1987) -. Seismic reflection study of shallow aquifer during a pumping test. *Ground Water*, vol. 25, pp. 703-709.
- Brabham, P. J., McDonald, R. J. (1992) - *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 25, pp. 227-238.
- Chapel, P. (1980) - *Géophysique appliquée. Dictionnaire et plan d'étude*. Masson.
- Chun, J. H., Jacewitz, C. A. (1981) - Fundamentals of frequency domain migration. *Geophysics*, vol. 46, pp. 717-733.
- Claerbout, J. F. (1985) - *Imaging the earth's interior*. Blackwell Scientific Publications.
- Dahle, A, Gjoystdal, H, Grammeltvedt, G. Soyland, T. H. (1985) - Application of seismic reflection methodes for ore prospecting in crystalline rock. *First Break*, vol 3, N° 2, pp. 9-16.
- Devies, K., Barker, R. D., King, R. F. (1992) - *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 25, pp. 207-216.
- Dix, C. H. (1955) - Seismic velocity from surface measurements, *Geophysics*, vol. 20, pp. 68-86.
- Frappa, M. Horn, R., Muraur, P., Peragallo, J. (1977) - Contribution à la détection par sismique réflexion des cavités souterraines de faible profondeur. *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées*. vol.92, Nov-Déc.
- Geisler, P. E. (1989) - Seismic reflection profiling for groundwater studies in Victoria, Australia. *Geophysics*, vol. 54. pp. 31-37.
- Hill, I. A. (1992) - Better than drilling? Some shallow seismic reflection case histories. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vol 25, pp. 239-248.

- Hilterman, F. (1982) - Interpretative lesson from three-dimensional modeling. *Geophysics*, vol. 49, pp. 784-808.
- Kaida, Y., Matsubara, M., Ghose, R., Kanemori, T. (1995) - Very shallow seismic profiling using portable vibrator. *SAGEEP 95*, April 23-26, pp. 601-607.
- Lavergne, M. (1986) - *Méthodes Sismiques*. Editions Technip.
- Meeks, J. A. C., Scheefers, B. C., Ridder, J. (1990) - Optimisation of high-resolution seismic reflection parameters for hydrogeological investigations in the Netherlands. *Firs Break*, vol. 8, pp. 263-270.
- Milkereit, B., Salisbury, M., Eaton, D. W., Wu J. (1996) - Seismic imaging of massive sulphide deposits. *EAGE 96*, 3-7 June, Amsterdam.
- Miller, P. T., McGeary, S., Madsen, J. A. (1996) - High resolution seismic reflection images of New Jersey coastal aquifers. *Journal of environmental & engineering geophysics*.
- Miller, R. D., Steeples, D. W., Brannan, M. (1989) - Mapping a bedrock surface under dry alluvium with shallow seismic reflection. *Geophysics*, vol. 54, pp. 1528-1534.
- Miller, R. D., Pullan, S. E., Waldner, J. S., Haeni, F. P. (1986) - Field comparison of shallow seismic sources. *Geophysics*, Vol. 51, pp. 2067-2092.
- Nelson, R. G., Haigh, J. H. (1990) - Geophysical investigation of sinkholes in lateric terrains. *Geotechnical and environmental geophysics*. vol. 3, pp. 133-153.
- Nelson, R. G. (1984) - Seismic reflection and mineral prospecting. *Exploration geophysics*, vol. 15, pp. 229-250.
- Newman, P. (1973) - Divergence effects in layered earth, *Geophysics*, vol. 38 pp. 481-488.
- O'Connors, R.M. (1992) - Thrust faulting near Oamaru from seismic reflection profiles. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, vol. 35, pp. 243-247.
- Pant, D.R et Greenhalgh, S.A (1989) - Multicomponent seismic reflection profiling over an ore-body structure. A scale model investigation. *Geophysical Research Letters*, Vol. 16 No 10, pp. 1089-1092.
- Pullan, S. E., and Mac-Aulay, (1987) - An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys. *Geophysisc*, vol. 52, pp. 985-996.
- Ramanantoandro, R. (1995) - Improvement of shallow seismic reflection section by migration: two case studies. *SAGEEP 95*, April 23-26, pp. 571-577.

- Schieck, D. B., Pullan, S. E (1995) - Processing a shallow seismic CDP survey: An example from the Oak Ridges Maraine, Ontario, Canada. SAGEEP 95, April 23-26. pp. 609-618.
- Siliqi, R. (1994) - Elaboration du traitement et interprétation d'une expérience de sismique réflexion 3D à l'échelle de la croûte dans les Pyrénées (ECORS 2.5D). Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Singh, S. (1983) - A study of shallow reflection seismics for placer-tin reserve evaluation and mining., *Geoexploration*, 21, pp. 105-135.
- Steeple, D. W., Miller, R., D. (1990) - Seismic reflection methods applied to engineering, environmental, and groundwater problems. *Geotechnical and environmental geophysics*, Vol. 3, pp. 133-153.
- Taner, T. M., Kohler, F, Alhilali, K. A. (1974) - Estimation and correction of near-surface time anomalies, *Geophysics*, vol. 41, pp. 441-463.
- Van den Berg, C.P., Gidlow, P. M., Duweke, W. A. (1995) - AVO analysis in gold exploration: a South African case study, *SEG*, pp. 856-859.
- Write, C., Wright, J. A., Hall, J. (1994) - Seismic reflection techniques for base metal exploration in eastern Canada: examples from Buchanans, Newfoundland. *Applied Geophysics*, vol. 32, pp. 105-116.
- Yilmaz, O. (1987) - Seismic data processing. *Investigation in geophysics*, No. 2.

Liste des figures

Figure 1 - Collection de traces utilisées en sismique réflexion	10
Figure 2 - Système de coordonnées en sismique réflexion.....	10
Figure 3 - La zone de Fresnel.....	13
Figure 4 - Aliasing spatial d'une onde plane	16
Figure 5 - Point de tir de sismique haute résolution. a- distance entre les traces 1.28 m. b- distance entre les traces de 0.64 m.....	17
Figure 6 - Coefficient de réflexion : définition.....	19
Figure 7 - Deux points de tir effectués sur le site de Berry Old Harbur (Brabham, P. J. and McDonald, R. J. 1992) a- Source de surface (marteau); b- Source enterrée (cordeau détonateur).....	23
Figure 8 - Réponse en fréquence d'un géophone classique utilisé en sismique réflexion. a- Fréquence de résonance 10 Hz (Mark Products U.S. Inc.). b- Fréquence de résonance 100 Hz (Mark Products U.S. Inc).....	23
Figure 9 - Deux points de tir enregistrés avec des géophones différents. a- tir enregistré avec des géophones 100 Hz. b- tir enregistré avec des géophones 8 Hz. (Pour les deux tirs les paramètres d'acquisition sont les mêmes).....	24
Figure 10 - Point de tir de sismique haute résolution et son tracé temps-distance montrant les événements sismiques majeurs (Slaine et al. 1993)	25
Figure 11 - Corrections statiques	28
Figure 12 - Les corrections statiques en sismique haute résolution: a - coupe sismique sans les corrections statiques. b: coupe sismique avec les corrections statiques.....	28
Figure 13 - Exemple d'analyse de vitesse en sismique haute résolution. Les flèches indiquent les maxima de semblance qui correspondent à des vitesses v_{rms} optimum	30
Figure 14 - Le signal de période T est étiré à un signal de période T' ($T' > T$).....	31

- Figure 15 - Collection de traces en point milieu commun (a). Application des corrections dynamiques et effet d'étirement (b). Mute de la zone étirée (c) 32
- Figure 16 - Une coupe de sismique haute résolution (Davies, Barker & King, 1991) avant (a) et après (b) applications des corrections statiques résiduelles 33
- Figure 17 - Analyse quantitative de la migration. Le point C du réflecteur penté AB a été déplacé en C' après la migration (Yilmaz, 1987) 34
- Figure 18 - a - coupe sismique non migrée à offset constant (A caustique ; B diffraction). b - migration à offset constant de la coupe a ($\Delta x=3m$; offset $=30 m$) 35
- Figure 19 - Coupe sismique haute résolution à Leicestershire (Hill, 1992). Le substratum rocheux (U-U) est bien imagé sur toute la coupe 38
- Figure 20 - Coupe somme d'un profil de sismique haute résolution au Kinkai Bay (Kaida et al, 1995). On observe un manque de réflectivité du substratum rocheux granitique aux endroits où celui-ci est altéré..... 39
- Figure 21 - Coupe sismique (a) et son interprétation géologique (b). Divers niveaux sont repérés par leurs faciès: sédiments sableux récents, graviers, grès et substratum rocheux calcaire 40
- Figure 22 - Coupe sismique somme (a) et son interprétation géologique (b) (O'Connor, 1992). La sismique localise une faille inverse et sa conjuguée..... 40
- Figure 23 - Représentation schématique de l'effet d'une cavité en sismique réflexion. A- Onde directe. B- Réflexion au toit de la cavité. C- Réflexion avec effet d'ombre (Frappa et al. 1977) 42
- Figure 24 - Spectres de Fourier de traces sismiques enregistrées à proximité d'une cavité naturelle. Le pic d'amplitude du spectre à 100 Hz est la fréquence de résonance d'une cavité de diamètre de 60 m 43
- Figure 25 - L'effet d'atténuation de l'amplitude des ondes sismiques traversant une cavité naturelle..... 43
- Figure 26 - a - Coupe sismique somme. b - Position des galeries coupées par le profil sismique. c - Migration temps de la coupe sismique somme..... 44
- Figure 27 - Coupe sismique sur le site de Sudbury Structure (Canada). Le corps massif de pyrrhotite génère de fortes réflexions et diffractions. La partie inférieure du corps minéralisé est en cours d'exploitation..... 46

Figure 28 - Profil sismique haute résolution sur le site de New Jersey (U.S.A). Deux aquifères (à 107m et 140m) ont été détectés par un forage qui se situe à droite de la coupe sismique 47

Liste des tableaux

Tableau 1 - Limite de la résolution verticale.....	11
Tableau 2 - Limite de résolution latérale.....	13
Tableau 3 - Ordres de grandeur des facteurs de qualité Q des roches (ondes P).....	15
Tableau 4 - Fréquence maximale non aliasée pour une vitesse de 500 m/s	17
Tableau 5 - Classement des sources sismiques haute résolution.....	21
Tableau 6 - Etirement du signal lors du NMO.....	31

BRGM
SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL
Département Géophysique et Imagerie Géologique
BP 6009 - 45060 ORLEANS Cedex 2 - Tél. : (33) 38.64.34.34