

Traitement Numérique du Signal Sismique Reflexion

Digital Processing of the Seismic Reflection Signal

By Djeddi Mabrouk



By
DJEDDI
Mabrouk

To cite This version - pour citer cette version

DJEDDI Mabrouk.6/2020. Traitement Numérique du Signal Sismique Réflexion. Département de Géophysique, Génie Parasismique et Phénomènes Aléatoires - Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie
Université M'Hamed Bougara de Boumerdes - Algérie

AVERTISSEMENT

Ce cours est un support potentiel du cours de traitement du signal sismique réflexion. Le but n'est pas de concevoir un cours de référence, mais de fournir un support dans le but de faciliter le suivi du cours de traitement de l'information sismique que j'assure aux élèves en licence et master au sein du département .Pour écrire ce cours je me suis inspiré d'ouvrages déjà existants mentionnés dans la bibliographie et de l'expérience que j'ai pu acquérir dans le domaine du traitement des données de sismique réflexion depuis plus de quatre décennies. Ce cours est destiné essentiellement aux élèves préparant une licence et/ou un master en sismique d'exploration pétrolière mais aussi il peut être un support très utile pour la formation permanente et le recyclage des géophysiciens, des physiciens du globe et des géologues pétroliers.

Il contient incontestablement de nombreuses erreurs tant orthographiques que cognitives. Il est en constante perfectionnement en partie grâce aux retours que vous pouvez apporter par vos commentaires et suggestions pour améliorer ce cours. Ces derniers sont les bienvenues à mon adresse : djeddimabrouk@yahoo.com

Ce document est disponible sur les sites :

<https://djeddimabrouk.fr.gd/Accueil.htm>

Pr. Djeddi MABROUK : Site web & Cours en ligne

PARTIE I

Cette partie a pour objectif de définir les notions indispensables à la Compréhension de la séquence de traitement des données sismiques exposée dans la partie II

Table de matière

Partie I

Introduction

Types de pièges d'Hydrocarbures

Caractéristiques élastiques des solides

Notion de force, de contrainte et de déformation

Relation entre la contrainte et la déformation

Loi de Hooke.

Loi de Hooke généralisée

Physique des ondes sismiques

Rappel des équations de propagation des ondes élastiques

Réflexion et transmission des ondes sismiques

Coefficient de réflexion et de transmission

Méthode sismique réflexion

Généralités sur les méthodes sismiques

Classification selon la profondeur d'investigation

Pouvoir de résolution verticale et latérale

Pouvoir de détection

Sismique réflexion BF, HF et THF

Sismique 2D, 3D, 4D

Sismique azimutale et multi composante

Acquisition des données sismiques

Laboratoire d'enregistrement

Grandeurs définissant le signal sismique

Étapes d'une acquisition sismique réflexion

Laboratoire d'enregistrement

Tir de bruit

Principaux bruits en sismique réflexion

Équation générale de la trace sismique

Filtrage dû aux divers couplages

Filtrage de la chaîne d'enregistrement

Filtrage de la chaîne de traitement

Signification du produit de convolution en sismique

Propriétés de la convolution

Détermination du log réflectivité (log sonique et densité)

Filtrage spatial de la trace sismique

Section sismique

Introduction

La prospection des hydrocarbures se base essentiellement sur l'utilisation des méthodes de sismique réflexion. Le principe de celle-ci a été formulé en 1920 pour la première fois par Evans et Whitney. Les premières prospections pétrolières basées sur la sismique réflexion ont lieu en 1921. C'est une technique d'investigation du sous-sol qui s'appuie sur l'analyse des ondes sismiques P réfléchies dans le but d'identifier les pièges pouvant renfermer des accumulations des hydrocarbures.

Types de pièges d'hydrocarbures

Le pétrole et le gaz proviennent de processus complexes de transformation de matières organiques (fig1). Ils sont contenus dans une roche mère puis, ils sont expulsés et migrés vers une roche réservoir (couche perméable). Cette dernière est surmontée par une couche imperméable servant de couverture (couche de sel par exemple), empêchant ainsi les hydrocarbures de migrer vers la surface. Dans la roche réservoir s'accumule de haut vers le bas le gaz, le pétrole brut et l'eau.

Les pièges à Hydrocarbures les plus nombreux sont les pièges structuraux principalement constitués de pièges de type anticlinal mais il ya également des pièges stratigraphiques, lithologiques et mixtes. (fig2).

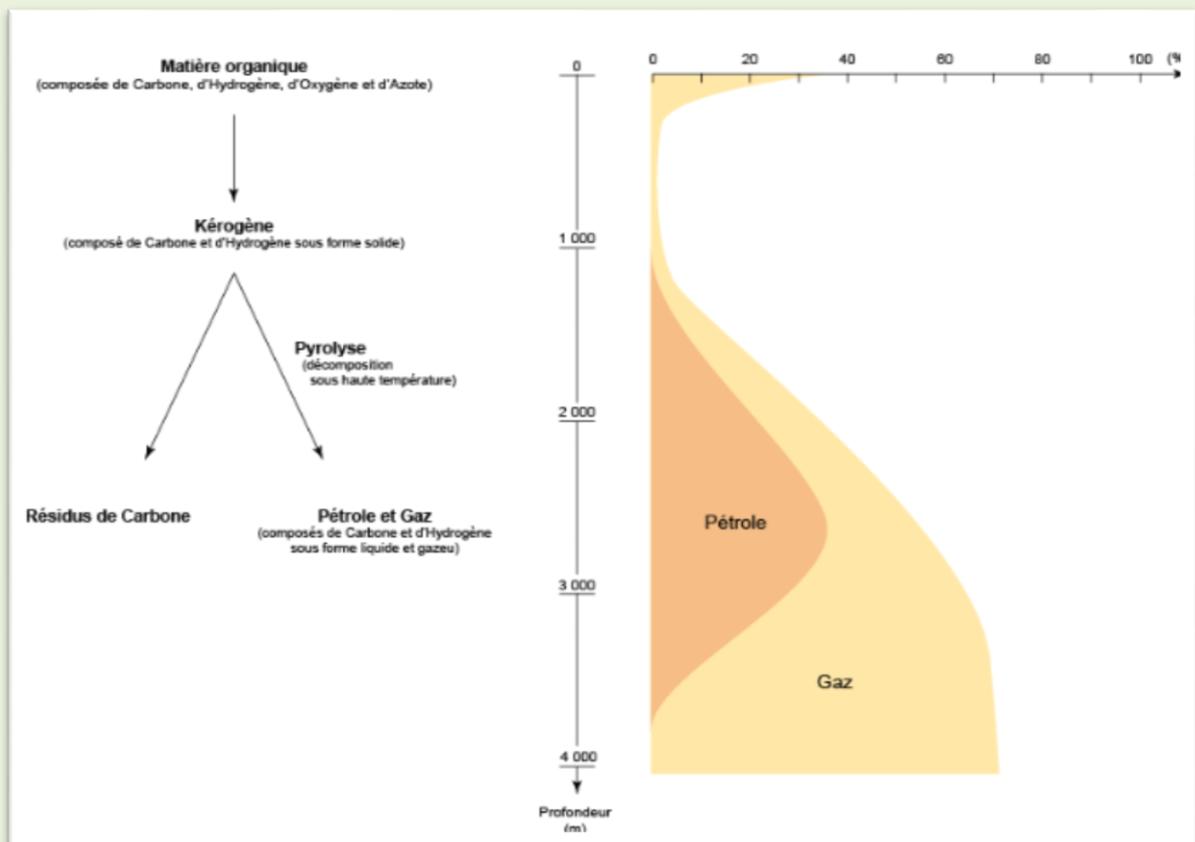


Fig.1. Types d'hydrocarbures générés à partir du kérogène en fonction de la profondeur d'enfouissement (tiré de connaissance des Energies, d'après le Département de Géologie de l'Université de Géologie de l'Université Laval)

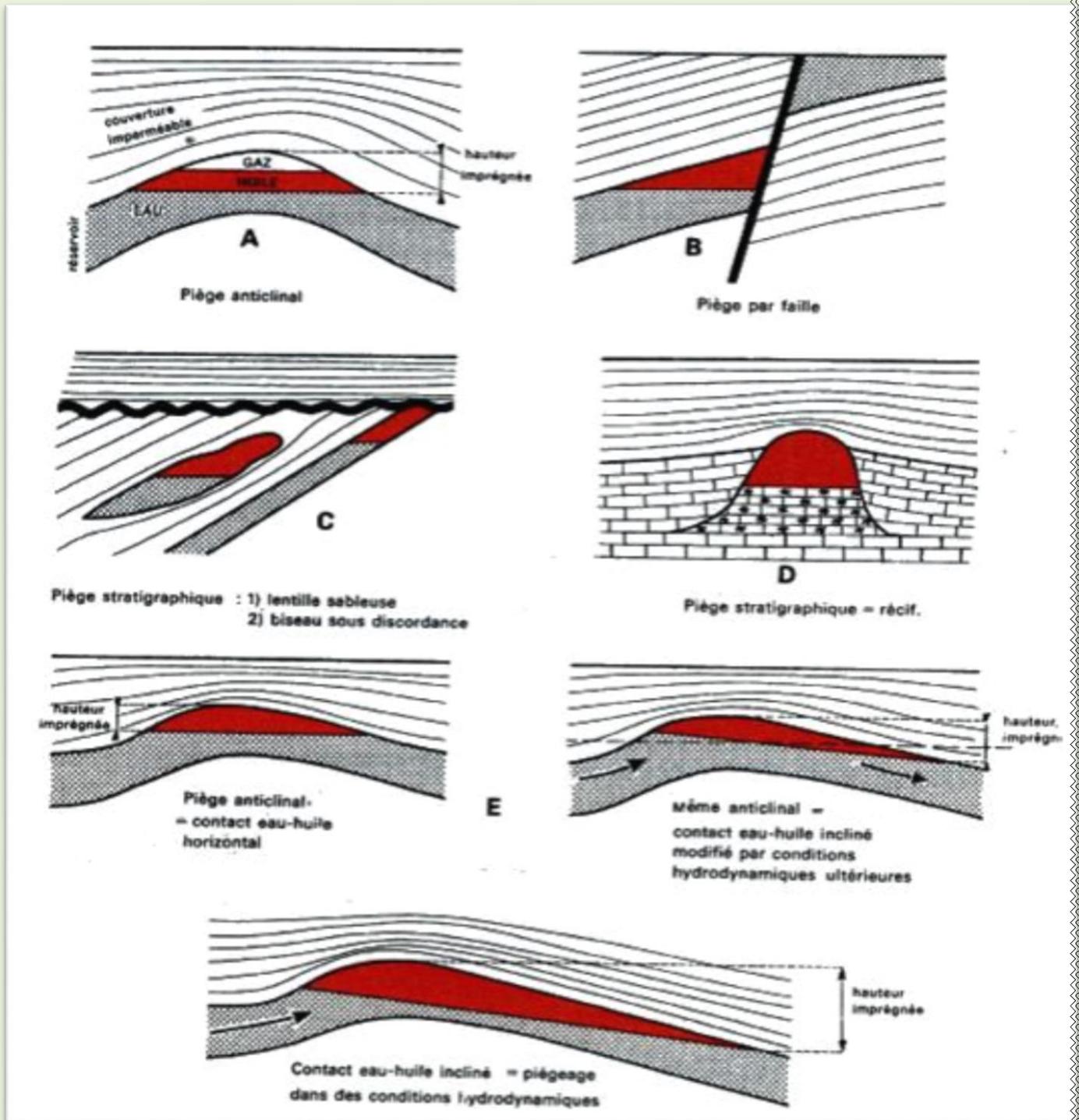


Fig. 2 Types de pièges d'hydrocarbures

Caractéristiques élastiques des solides

L'étude des relations entre la contrainte et la déformation des matériaux permet d'accéder à leurs propriétés élastiques et de déterminer certaines caractéristiques comme la vitesse des différentes ondes sismiques qui s'y propagent.

Notion de force, de contrainte et déformation

Tous les corps (fluides et solides) soumis à des forces se déforment. L'exemple le plus connu en sciences de la terre est le mouvement des plaques tectoniques.

Le mouvement relatif des plaques (convergence, divergence et coulissage) produit des contraintes croissantes (traction, compression, cisaillement) dans la lithosphère. Ces contraintes entraînent une déformation (changement dans la forme et/ou le volume) (fig3). Les déformations se localisent particulièrement dans les bandes situées à proximité des frontières entre les plaques là où les tensions et les compressions sont les plus grandes. Dans certains endroits, la déformation tectonique s'étale sur des dizaines voire des centaines de kilomètres de large. La lithosphère accumule alors de l'énergie de plus en plus grande et quand la contrainte atteint en certains endroits la limite d'élasticité, il en résulte une rupture sur un plan de rupture qui libère une fraction de l'énergie accumulée produisant le séisme.

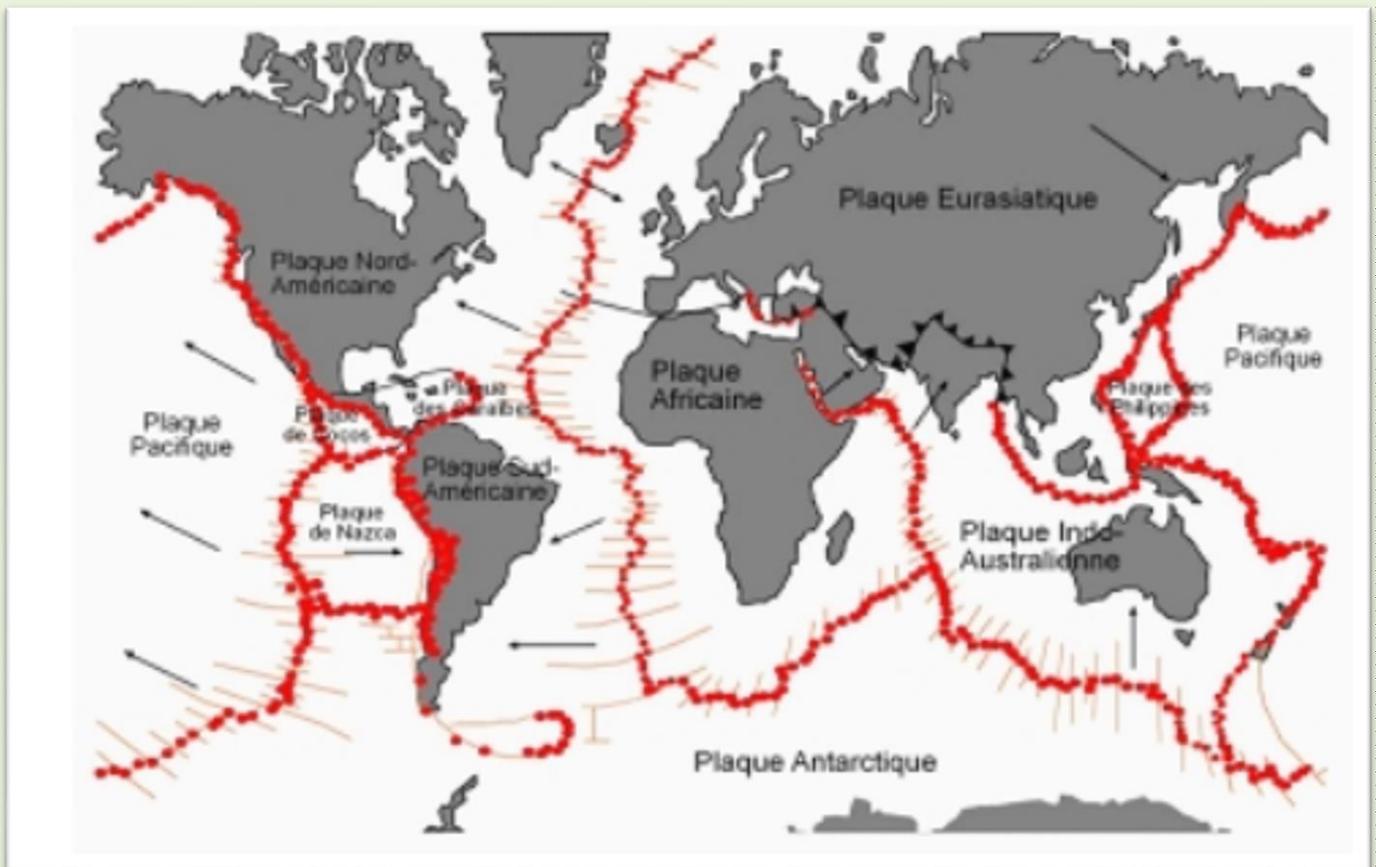


Fig.3 : schéma montrant les zones de contact (en rouge) là où se produisent les déformations entre les différentes plaques tectoniques

- On appelle force, l'action mécanique qui s'exerce mutuellement entre deux particules élémentaires .Il existe deux types de forces : les forces de volume et les forces de surface (de contact)

1- Les forces de volume dépendent du volume et la masse du milieu soumis à ces forces (exemple la force de gravité).

2- Les forces de surface ou de contact, elles sont liées à la surface sur laquelle elles opèrent (exemple la force de pression).

Tout matériau soumis à une force tend à se déformer et déploie une résistance interne propre à lui s'opposant ainsi à cette déformation.

- La contrainte se définit comme étant l'application d'une force à une certaine unité de surface ou de volume, c'est donc la distribution de la force sur une unité de surface ou de volume. Elle à pour unité le Pascal (Pa).fig.4

Une contrainte peut être appliquée selon plusieurs directions, en compression/traction ou en cisaillement à une surface .Elle peut être appliquée perpendiculairement à la surface, on l'appelle alors contrainte normale, elle est dite contrainte tangentielle lorsqu'elle est appliquée obliquement par rapport à la surface sur laquelle elle s'exerce.

Tout corps soumis à des contraintes se déforme. La déformation ε se définit par le rapport :

$$\varepsilon = \frac{L-L_0}{L_0} = \frac{\Delta L}{L_0} \text{ (sans unité)}$$

Relation entre la contrainte et la déformation

Loi de Thomas Hooke

Sous l'effet des contraintes, les roches peuvent subir trois types de déformation : Déformation élastique, plastique et cassante (rupture). Pour des petites déformations les contraintes et les déformations sont reliées par la relation linéaire suivante :

$$\sigma = E \cdot \varepsilon \quad \text{Loi de Hooke (1773-1829)}$$

La déformation est dite élastique lorsque la contrainte relâchée, le corps reprend sa forme initiale ; elle est appelée plastique si le corps ne reprend pas sa forme initiale après relâchement des contraintes .Elle est dite cassante s'il ya dépassement du seuil de rupture.

Considérons une tige cylindrique de section S soumise à la traction d'une force F (fig. 4) (cas uni axial).

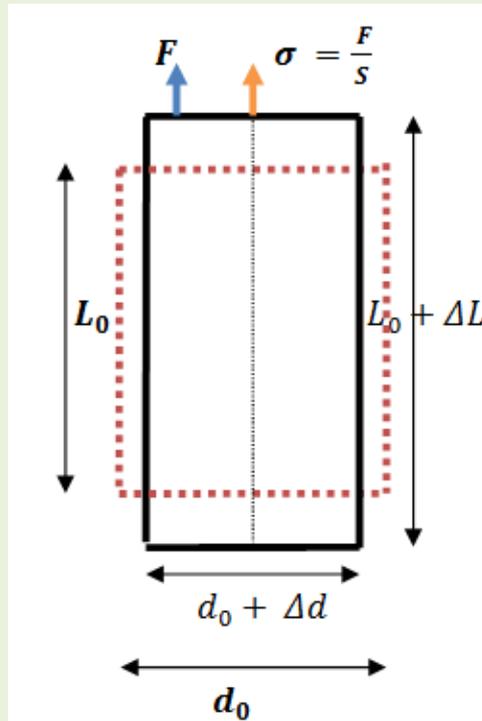


Fig. 4 cylindre soumis à une traction

L_0 : Longueur initiale

L : Longueur après application de la contrainte

$F > 0 \quad \Delta L > 0 \quad \Delta d < 0 \quad \longrightarrow$ Traction

$F < 0 \quad \Delta L < 0 \quad \Delta d > 0 \quad \longrightarrow$ Compression

$$\Delta L = L - L_0$$

Allongement longitudinale

$$\Delta d = d - d_0$$

Allongement radial

$$\varepsilon = \frac{L - L_0}{L_0}$$

Déformation unitaire

$$\varepsilon_r = \frac{d - d_0}{d_0}$$

Déformation unitaire radiale

$$\nu = \frac{\frac{d - d_0}{d_0}}{\frac{L - L_0}{L_0}} = \frac{\varepsilon_r}{\varepsilon}$$

Coefficient de Poisson

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{\Delta L}{L_0} + \frac{\Delta S}{S_0} \quad S = \pi \left(\frac{d}{2} \right)^2$$

$$\frac{\Delta S}{S_0} = 2 \frac{\Delta d}{d_0} = -2 \nu \frac{\Delta L}{L_0} = -2 \nu \frac{\sigma}{E}$$

$$\frac{\Delta V}{V_0} = -2 \nu \frac{\Delta L}{L_0} + \frac{\Delta L}{L_0} = (1 - 2 \nu) \frac{\Delta L}{L_0} = (1 - 2 \nu) \frac{\sigma}{E}$$

Dans le domaine élastique linéaire (fig.5), la déformation reprend spontanément sa forme initiale lorsque les contraintes extérieures cessent d'agir. Il ya proportionnalité entre contrainte et déformation.

$$\sigma = E \frac{L-L_0}{L_0} = E \frac{\Delta L}{L_0} = E \cdot \epsilon$$

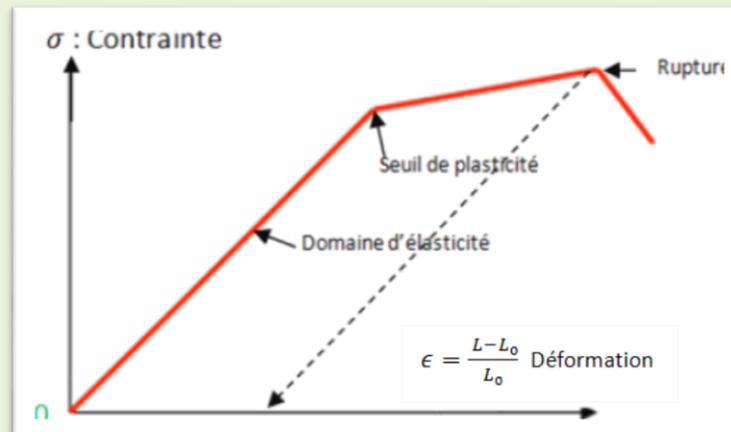


Fig. 5. Diagramme de contrainte - déformation d'un solide, montrant le régime élastique valable pour de faibles contraintes

Loi de Hooke généralisée

La loi de Hooke généralisée permet de définir la loi de comportement d'un matériau élastique linéaire, homogène isotrope. Elle a pour expression :

$$\sigma_{ij} = \lambda \cdot \epsilon_{kk} \cdot \delta_{ij} + 2\mu \cdot \epsilon_{ij}(\vec{u}) = \lambda \cdot \text{div} \vec{u} \delta_{ij} + 2\mu \cdot \epsilon_{ij}(\vec{u})$$

$\vec{u}(x, t)$: Champ de déplacement

$\epsilon_{kk} = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}$: Représente la déformation volumique

σ_{ij} : Désigne le tenseur des contraintes associé au champ de déplacements

δ_{ij} : Symbole de Kronecker $\delta_{ij} = 0$ si $i \neq j$ et $\delta_{ij} = 1$ si $i = j$

$\epsilon_{ij}(\vec{u}) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$: Représente le tenseur des déformations associé au champ de déplacement \vec{u} des particules dans le solide avec $i, j = 1, 2, 3$

Pour un point N donné du cube (fig.6) soumis à une contrainte en tension/compression. Pour le cas à deux dimensions, en tout point du milieu la loi de Hooke a pour expression.

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 2\mu \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \epsilon_{xx} \\ \epsilon_{zz} \\ \epsilon_{xz} \end{pmatrix}$$

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x} \quad , \quad \epsilon_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z} \quad , \quad \epsilon_{xz}(\bar{\mathbf{u}}) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right)$$

$\epsilon_{zz}, \epsilon_{xx}$: allongement ou retrécissement relatif vertical et horizontal

ϵ_{xz} : allongement relatif de cisaillement

σ_{xz} : contrainte en cisaillement en un point du cube

σ_{xx}, σ_{zz} : contrainte en tension/compression horizontale et verticale

λ : Premier coefficient de Lamé (Pa)

$\mu(G)$: Module de cisaillement aussi appelé second coefficient de Lamé (Pa)

E : Le module de Young (module d'élasticité longitudinale) est une constante de proportionnalité qui relie la contrainte de compression ou de traction et la déformation.

En fonction du module d'élasticité de Young E et du coefficient de Poisson ν , les coefficients de Lamé ont pour expression.

$$\mu = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad \text{et} \quad \lambda = \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$$

Avec, en inversant

$$E = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu} \quad \nu = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$$

Les Liquides ont $\mu = 0$ donc $\nu = 0.5$

Pour les Sédiments meubles μ est petit alors $\nu \rightarrow 0.5$

Pour les Roches consolidées μ grand alors $\nu \rightarrow 0.05$

Les modules de Lamé λ et μ ont tous deux la dimension d'une contrainte. Ils caractérisent les propriétés élastiques du matériau mais ne sont pas directement abordables par mesure expérimentale. Seuls les modules de Young E et le coefficient de Poisson ν peuvent être déterminés expérimentalement à partir des mesures.

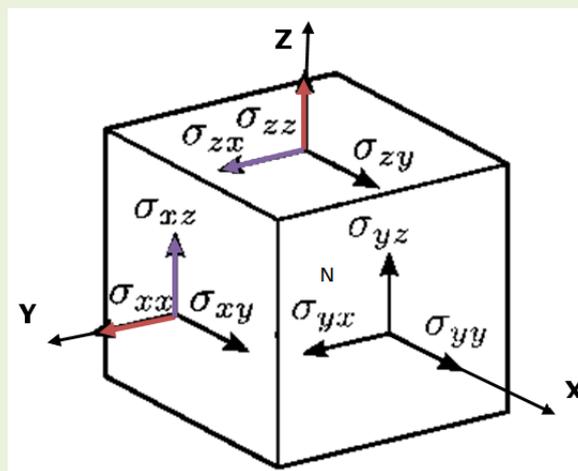


Figure 6 : Représentation de la contrainte exercée sur volume élémentaire

La figure 6 montre la contrainte appliquée à un volume élémentaire d'un solide. Il ressort que la contrainte est un tenseur à neuf composantes. Ce dernier est symétrique et uniquement 6 composantes sont indépendantes qui sont σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , σ_{yz} , σ_{xz} , σ_{xy} . De même les déformations peuvent s'écrire: ϵ_{xx} , ϵ_{yy} , ϵ_{zz} , $2\epsilon_{yz}$, $2\epsilon_{xy}$, $2\epsilon_{xz}$.

Physique des ondes sismiques

Équations de propagation des ondes élastiques -

Rappel

Les ondes élastiques résultent de très faibles déplacements des particules constituant le milieu solide perturbé par des contraintes externes. Les équations qui décrivent la propagation de ces ondes sont obtenues à partir de la deuxième loi de Newton, qui relie la force et l'accélération $\sum \vec{F} = m\vec{a}$ ou \vec{F} les forces appliquées à un objet, m la masse de cet objet et \vec{a} le vecteur accélération et de la loi de Hooke décrite précédemment.

Pour un milieu élastique, isotrope et homogène de dimensions caractéristiques grandes devant la longueur d'onde, et en l'absence des forces de volume ces équations obéissent à la loi de Hooke et sont solutions de l'équation qui lie les contraintes et les déformations dans les milieux solides. Elles font intervenir des tenseurs de contraintes et de déformations.

Dans ce qui suit je rappellerai sans trop de détail les principaux généraux qui conduisent aux équations de propagation des ondes sismiques. Pour de petites déformations (très faibles déplacements) et en l'absence des forces de volume, l'équation de l'équilibre dynamique s'écrit :

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial u_j} - \rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = 0$$

La substitution de $\sigma_{ij} = \lambda \epsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij}(\vec{u}) = \lambda \text{div} \vec{u} \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij}(\vec{u})$ dans l'équation précédente et en tenant compte que $\epsilon_{ij}(\vec{u}) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$

On obtient

$$\frac{\partial \left[\lambda \epsilon_{kk} \delta_{ij} + \frac{1}{2} 2\mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right]}{\partial u_j} - \rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = 0$$

On obtient la forme générale de l'équation de propagation des ondes sismiques.

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = (\mu + \lambda) \frac{\partial \epsilon_{kk}}{\partial x_i} + \mu \vec{\Delta} \vec{U} \quad \text{Cette équation a la forme vectorielle}$$

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = (\mu + \lambda) \overrightarrow{\text{grad}}(\text{div} \vec{U}) + \mu \vec{\Delta} \vec{U}$$

En substituant la formule reliant les opérateurs de dérivation au laplacien vectoriel

$$\overrightarrow{\Delta U} = \overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) - \overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{U} \quad , \text{ on a:}$$

$$\rho \frac{\partial^2 \overrightarrow{U}}{\partial t^2} = (\mu + \lambda)\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) + \mu\overrightarrow{\Delta U} = (\mu + \lambda)\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) + \mu[\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) - \overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{U}]$$

$$= \lambda\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) + \mu\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) + \mu\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) - \mu\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{U} =$$

$$2\mu\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) + \lambda\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) - \mu\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{U} = (2\mu + \lambda)\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) - \mu\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{U} = 0$$

C'est une équation qui décrit le déplacement des particules constituant un milieu homogène, élastique et isotrope.

$\overrightarrow{\Delta U}$: Laplacien du déplacement

\overrightarrow{U} : Vecteur représentant le déplacement d'une particule du point x à l'instant t , il est observable en tout point du milieu parcouru par l'onde élastique.

ρ : Densité

$\text{grad} = (\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z)$: L'opérateur différentiel nabla = ∇ , avec $\nabla^2 = \Delta$

Pour résoudre cette équation on considère 2 types de solutions, celle à divergence nulle et celle à rotationnel nul. Pour y parvenir, on peut exprimer le vecteur déplacement \overrightarrow{U} par sa décomposition de **Helmholtz** (selon le théorème de Helmholtz, tout vecteur peut se décomposer sur un gradient et un rotationnel) .Ainsi grâce à l'application de ce théorème on fait apparaître les ondes de compression P et de cisaillement S .

$$\overrightarrow{U} = \overrightarrow{\text{grad}}\Phi + \overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{\Psi} = U_p + U_s$$

$\overrightarrow{\Psi}$: Potentiel-vecteur

Φ : Potentiel scalaire

Deux cas se présentent

1^{er} cas

En supposant un mouvement irrotationnel $\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{U} = 0$, on a $U_p = \overrightarrow{U} = \overrightarrow{\text{grad}}\Phi$

$$\rho \frac{\partial^2 \overrightarrow{U}}{\partial t^2} = (2\mu + \lambda)\overrightarrow{\text{grad}}(\text{div}\overrightarrow{U}) - \mu\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{\text{rot}}\overrightarrow{U} = 0 \quad \text{devient}$$

$$\rho \frac{\partial^2 \overrightarrow{U}}{\partial t^2} = (2\mu + \lambda)\overrightarrow{\Delta U}$$

L'équation devient :

$$\rho \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = (2\mu + \lambda) \overrightarrow{\text{grad}}(\text{div} \vec{U}) = (2\mu + \lambda) \Delta \vec{U} \quad \text{soit}$$

$$\rho \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = (2\mu + \lambda) \Delta \Phi, \quad \Delta \Phi = \frac{\rho}{2\mu + \lambda} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \quad \text{avec} \quad V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Ce type d'ondes est appelé onde longitudinale (ondes **P** -première) dont la polarisation est dans la direction de propagation. Elles vibrent dans la direction de propagation des ondes. Ce sont des ondes de volume (compression-dilatation) qui induisent un déplacement \vec{U}_p de la matière. La divergence du champ de déplacement n'est pas nulle, expliquant les variations locales de volume au passage de l'onde élastique.

2 eme cas

En supposant $\overrightarrow{\text{grad}} \Phi = 0$

On suppose qu'il n'y a pas de changement de volume mais de forme. En procédant de la même manière que dans le cas précédent, l'équation :

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = (2\mu + \lambda) \overrightarrow{\text{grad}}(\text{div} \vec{U}) - \mu \overrightarrow{\text{rot}} \overrightarrow{\text{rot}} \vec{U}$$

Devient

$$\rho \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = \mu \overrightarrow{\text{rot}} \overrightarrow{\text{rot}} \vec{U}, \quad \Delta \Psi = \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Ce sont des ondes de cisaillement induisant des déplacements de la matière \vec{U}_s . La divergence du champ de déplacement \vec{U}_s est nul, expliquant l'absence de modification locale de volume au passage de l'onde élastique. Les ondes vibrent dans le plan orthogonal à la direction de propagation, elles sont appelées ondes transversales (**S**-seconde) ou ondes cisailantes dont la polarisation est perpendiculaire à la direction de propagation. Elles ne sont pas sensibles aux fluides.

Les relations liant le coefficient de Poisson, les vitesses des ondes **P** et **S** et les paramètres de Lamé sont comme suit :

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}, \quad \frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}}$$

Le coefficient de Poisson calculé à partir du rapport $\frac{V_p}{V_s}$, permet d'obtenir des informations sur les propriétés physiques des matériaux. fig7

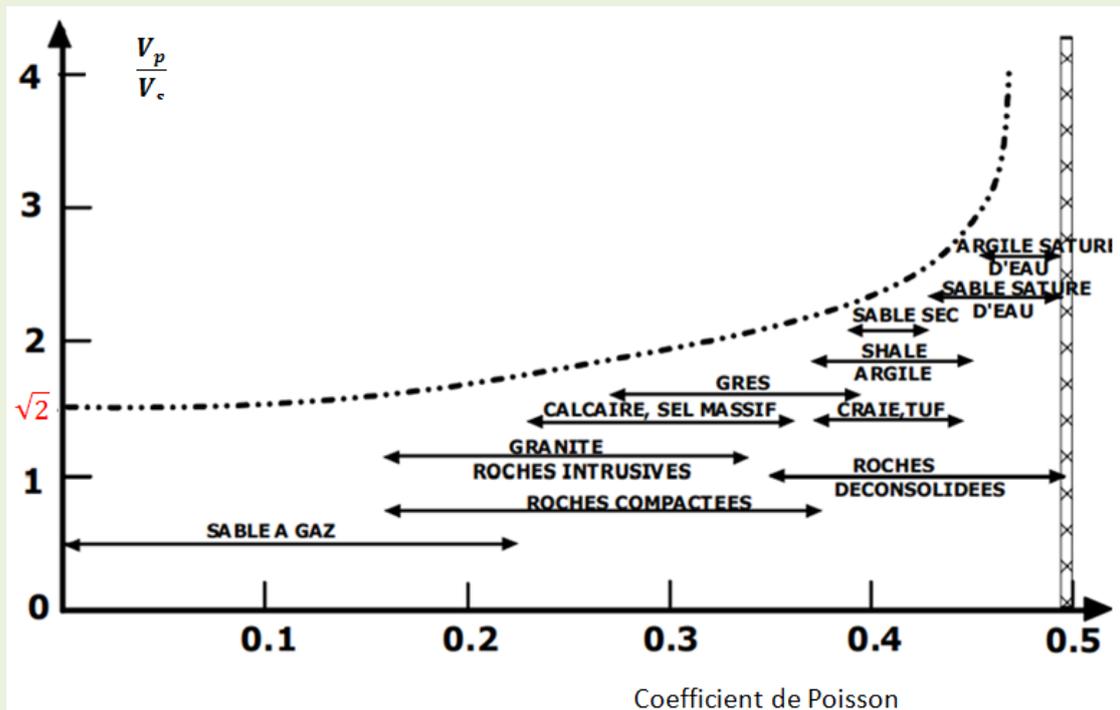


Fig. 7. Relation coefficient de Poisson et rapport $\frac{V_p}{V_s}$

L'enregistrement des ondes transversales nécessite l'utilisation des géophones placés transversalement sur le terrain. D'énormes espoirs avaient été mis sur ces ondes pour détecter les fluides et la lithologie en utilisant le coefficient de Poisson, mais hélas les progrès sont toujours lents.

Le tableau 1 ci-dessous donne les différentes valeurs de ces grandeurs pour différents matériaux dans la subsurface (d'après Schön 2011)

	ρ (kg/m ³)	k (GPa)	μ (GPa)	V_P (m/s)	V_S (m/s)	V_P/V_S	θ
Granite	2500-2700	20-55	17-24	4200-5900	2600-3300	1.6-1.8	0.19-0.27
Basalte	2200-2800	25-65	13-32	4500-6200	2400-3400	1.8-1.9	0.28-0.30
Calcaire	2600-2800	20-60	10-38	3700-6300	2000-3700	1.7-1.85	0.23-0.29
Grès	1900-2600	10-55	2-19	2700-5600	1200-2700	2-2.25	0.35-0.38
Marnes	2000-2400	5-45	2-10	2000-5000	1000-2000	2-2.5	0.33-0.4
Sols	1700-2000	0.01-10	0.005-0.5	100-2000	50-400	2-5	0.35-0.49

Tableau 1

Réflexion et transmission des ondes sismiques

Quand on impose à un matériau une déformation non permanente du milieu, il se produit au sein de celui-ci des contraintes entraînant la propagation d'une onde mécanique qui se propage dans toutes les directions en fonction des propriétés physiques du milieu. L'agitation se transmet de proche en proche dans le matériau en transférant de l'énergie sans transport de matière.

Considérons un modèle géologique composé de deux couches caractérisées par les paramètres de vitesse V_p , V_s et de densité ρ pour chaque couche. On suppose que ces deux milieux élastiques sont semi-finis, isotropes, homogènes et séparées par une surface plane et horizontale. L'onde **P** incidente engendre au maximum quatre types ondes : une onde **P** réfléchi, une onde **S** réfléchi, une onde **P** transmise et une onde **S** transmise (fig.8)

La loi de Snell-Descartes relie les angles et les nombres d'ondes k des différentes ondes réfléchies et transmises

$$\frac{\sin \alpha}{V_{P1}} = \frac{\sin \beta}{V_{S1}} = \frac{\sin \varphi}{V_{P1}} = \frac{\sin \gamma}{V_{S2}} = \frac{\sin \theta}{V_{P2}} = \mathbf{p} \quad \mathbf{p} : \text{Paramètre du rai}$$

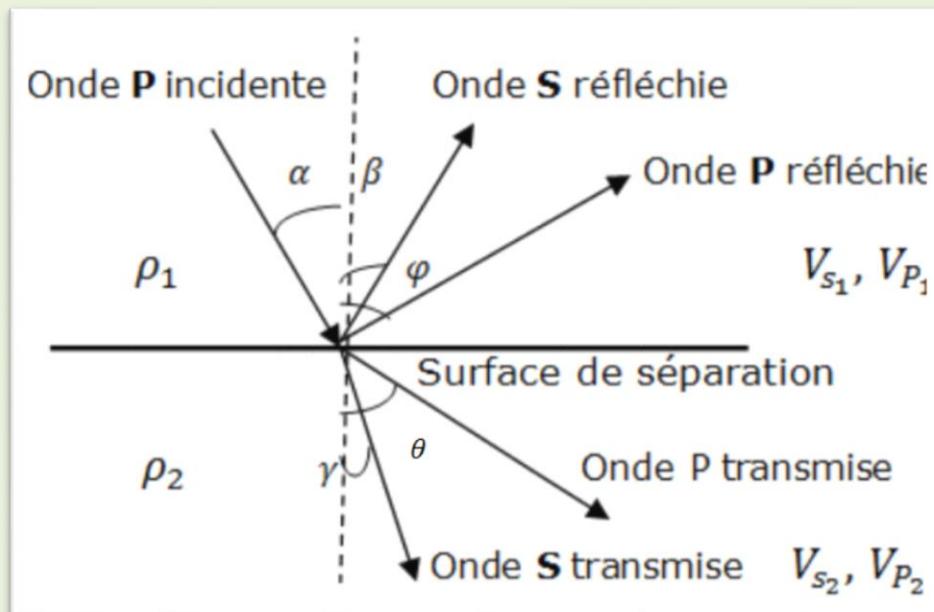


Fig. 8 Principe de réflexion et de transmission des ondes

Avec $k_0 \sin \alpha = k_1 \sin \varphi = k_2 \sin \beta = k_3 \sin \theta = k_4 \sin \gamma$

k_i : Nombre d'onde

Coefficient de Réflexion

Les discontinuités élastiques (marqueurs) provoquent les réflexions. Pour une onde **P** plane à incidence normale ($\alpha \approx 0$), les ondes converties n'existent pas et le coefficient de réflexion peut être défini par la relation de Gutenberg :

$$K = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad , \quad \text{pour } Z_2 = Z_1 \quad \text{il n'y a aucune réflexion}$$

A_r : Amplitude d'une onde réfléchie

A_i : Amplitude d'une onde incidente

Le coefficient de réflexion **K** est le rapport de l'amplitude de l'onde **P** réfléchie sur celle de l'onde **P** incidente et le coefficient de réflexion de l'onde **S** est le rapport des amplitudes de l'onde **S** réfléchie et **P** incidente.

Le coefficient de réflexion peut prendre une valeur positive ou négative variant entre **-1** et **1** ; il est négatif lorsque le signal sismique subit une inversion de phase.

On peut faire une approximation en sachant que les variations de vitesse sont beaucoup plus grandes que les variations de densité. En supposant la densité varie très peu, le coefficient de réflexion devient.

$$K = \frac{A_r}{A_i} = \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}$$

L'imagerie du sous-sol par sismique réflexion en exploration pétrolière permet de fournir une représentation des structures géologiques mais également une évaluation du coefficient de réflexion des discontinuités géologiques entre des milieux de différentes propriétés élastiques. Les variations de ces coefficients de réflexion dépendent des paramètres petro physiques des milieux situés de part et d'autre de la discontinuité donnant naissance à la réflexion. Une étude de ces modifications permet donc d'estimer les paramètres élastiques qui sont nécessaires et supplémentaires à l'interprétation des réservoirs pétroliers.

De nos jours on s'intéresse aux variations du coefficient de réflexion en fonction de l'offset et l'angle d'incidence auxquelles correspondent deux techniques :

- La technique **AVO** (amplitude versus offset) s'intéresse aux variations du coefficient de réflexion avec le déport (offset). Elle est utilisée pour obtenir des informations sur les fluides contenus dans les sédiments.

- La technique **AVA** (amplitude versus angle) qui s'intéresse aux variations du coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence.

Coefficient de transmission

Le coefficient de transmission en incidence normale s'exprime par :

$$T = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2 \cdot Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{2 \cdot \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

Le coefficient de transmission T est le rapport de l'amplitude de l'onde P transmise sur celle de l'onde P incidente et le coefficient de transmission de l'onde S est celui des amplitudes de l'onde S transmise et P incidente.

$$K + T = \frac{2 \cdot \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} + \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} = 1$$

A_t : Amplitude d'une onde transmise dans le second milieu

Z_1 et Z_2 désignent respectivement l'impédance acoustique des milieux I et II . Une impédance acoustique décrit la résistance du milieu à sa mise en mouvement lorsqu'il est atteint par une onde élastique.

L'impédance acoustique est parfois un bon indicateur des lithologies et plus ou moins des fluides. Elle augmente lorsque la roche devient plus solide ou moins poreuse et elle s'amointrit lorsque la roche devient moins consolidée, plus poreuse ou lorsque le fluide contenu dans la roche est moins dense.

La vitesse et la densité sont liées à de nombreux facteurs : porosité, perméabilité, compressibilité, module d'élasticité, nature des fluides etc. L'énergie transmise dans le second milieu est toujours inférieure à l'énergie incidente quel que soit le rapport des impédances.

En incidence normale ($\mathbf{i} \approx \mathbf{0}$), le rapport entre l'énergie réfléchie E_r et l'énergie incidente E_i est

$$\frac{E_r}{E_i} = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2$$

On démontre que :

$$Z_1(1 - K^2) = \frac{4 \cdot Z_2 Z_1^2}{(Z_2 + Z_1)^2} = Z_2 T^2$$

Sous incidence quelconque, le phénomène de réflexion et de transmission des ondes sismiques est plus complexe, l'énergie réfléchie dépend de l'angle d'incidence mais également de la valeur des coefficients de Poisson des deux milieux.

Méthode sismique réflexion

Généralités

Les méthodes sismiques reposent sur la propagation des ondes sismiques ou élastiques dans une roche ou dans des sédiments. Si l'on provoque en un point donné d'un matériau une rupture des conditions d'équilibre à l'aide de sources impulsives ou vibratiles, il se produit une agitation, une onde progressive, qui se propage selon les lois de l'élasticité et de l'optique géométrique.

Les ondes sismiques se propagent dans toutes les directions et sur des distances très importantes. L'impulsion sismique initiale émise par la source sismique va faire vibrer les particules élémentaires présentes dans le milieu autour de leur position d'équilibre, qui elles mêmes vont à leur tour font vibrer d'autres particules avant de reprendre leur position initiale, se propageant ainsi en créant une réaction en chaîne.

Le comportement d'une onde est intimement lié aux propriétés élastiques du milieu dans lequel elle se propage. Le paramètre physique qui caractérise le milieu est alors l'impédance acoustique Z , produit de sa densité ρ par la vitesse V de propagation de l'onde considérée avec $Z = V \cdot \rho$

Tous les sédiments et les roches possèdent une impédance acoustique propre et la limite (surface de séparation ou discontinuités élastiques) entre deux formations géologiques de nature distincte établit une discontinuité physique où les ondes élastiques subissent essentiellement les phénomènes de réflexion et de réfraction.

L'enregistrement des informations sismiques successives permet de connaître la vitesse V des diverses couches, en rapport avec leur nature, d'autre part, on restitue les interfaces réflecteurs et réfracteurs, c'est-à-dire la géométrie des formations géologiques.

Les ondes sismiques réfléchies à l'interface entre les deux milieux géologiques sont utilisées en imagerie exploration sismique. Cette puissante technique d'exploration géophysique (sismique réflexion) a fait ses commencements pendant les années 1920 et depuis elle est demeurée la méthode la plus utilisée pour la prospection des hydrocarbures. Elle permet d'obtenir des images continues et détaillées du sous-sol situées à des profondeurs pouvant atteindre plusieurs kilomètres de profondeur.

Classification selon la profondeur d'investigation

Selon les buts et la restitution désirée, La sismique réflexion peut se décliner en sismique réflexion conventionnelle, sismique réflexion haute Résolution(HR) et sismique réflexion très Haute Résolution (THR) ou encore en **2D**, **3D** ou **4D**. Fig.9

Pouvoir de résolution

Il existe deux types de résolution, la résolution verticale et la résolution horizontale. Elles sont toutes les deux contrôlées par le spectre (bande) du train d'ondes émis par la source sismique et enregistré par la trace sismique.

Pouvoir de résolution verticale : on appelle pouvoir de résolution verticale l'aptitude de différencier le plus petit intervalle de temps en profondeur séparant deux réflecteurs sismiques. Cet intervalle dépend de la position et de la largeur du spectre de fréquence de l'impulsion émise, de ce fait du type de source sismique employée pendant l'acquisition. La quantification du pouvoir de résolution verticale la plus utilisée en pratique est $R_v = \left(\frac{\lambda}{4} \text{ ou } \frac{\lambda}{2} \right)$ selon la largeur de bande fréquentielle et le niveau de bruit.

$$\lambda = V \cdot T = \frac{V}{f}$$

La méthode de déconvolution avant sommation (déconvolution spike) permet d'améliorer le pouvoir de résolution verticale au cours du traitement sismique.

V : vitesse de propagation de l'onde sismique

λ : étant la longueur d'onde prédominante du signal sismique

Les ondes sismiques de hautes fréquences se caractérisent par une faible pénétration en profondeur dans le sous-sol d'où il est possible de discriminer deux couches proches est plus grande pour les ondes de hautes fréquences. Inversement, les ondes de basses fréquences y pénètrent sur de grandes profondeurs, mais elles distinguent moins deux couches proches.

Pouvoir de résolution latérale : c'est l'aptitude de distinguer latéralement deux événements sismiques, elle est généralement reliée à la zone de Fresnel. Pour améliorer en pratique le pouvoir de résolution horizontale, on réduit la distance inter-trace sismique.

Pouvoir de détection : c'est la plus petite couche qui puisse donner naissance à une réflexion, il se situe entre $\frac{\lambda}{30}$ et $\frac{\lambda}{10}$

Remarque : le pouvoir de résolution vertical et latéral ainsi que la limite de détection en sismique réflexion dépendent de la fréquence. La résolution sismique dépend du contenu fréquentiel d'une onde sismique. On sait que lorsque la fréquence augmente, la longueur d'onde diminue, ce qui permet de détecter les cibles dans un environnement géologique plus minces que les basses fréquences et vice versa. Les meilleures sources sismiques sont celles de grandes puissances

avec un contenu en fréquences à spectre étendu et riches en hautes fréquences .Toutefois, l'élargissement du contenu fréquentiel de la sismique se heurte aux limites imposées par l'atténuation des hautes fréquences lors de la propagation des ondes sismiques dans le sous-sol.

La profondeur du milieu à étudier dépend de la puissance d'une source sismique ; plus la source sismique est puissante, plus les signaux sismiques qui ont parcouru de grandes profondeurs dans le sous- sol pourront être détectés par les traces sismiques .Selon la profondeur du milieu à étudier, on distingue 3 catégories de sismique réflexion fig.9

1- Sismique réflexion classique (basse fréquence) appelée également sismique conventionnelle ou profonde est utilisée pour la prospection des Hydrocarbures. C'est la catégorie qui permet s'ausculter le sous sol à des profondeurs de quelques kilomètres avec une résolution de l'ordre d'une centaine de mètres. La bande fréquentielle varie environ entre **5** et **80** Hz.

2- Sismique réflexion haute résolution (HR) ou sismique de faible profondeur est une méthode de prospection semblable à la sismique classique. La principale différence demeure dans la dimension des cibles à prospector que l'on veut imager. Elle utilise des sources sismiques puissantes capables de générer des impulsions très brèves donc de hautes fréquences (bande fréquentielle variant entre **50** et **400** Hz environ) et des inter-traces sismiques plus faibles. La profondeur de pénétration peut atteindre quelques centaines de mètres avec une bonne résolution.

3- Sismique réflexion très haute résolution (THR) : c'est une sismique réflexion peu profonde qui peut ausculter le sous-sol à des profondeurs ne dépassant pas quelques dizaines de mètres avec une résolution qui peut atteindre le mètre. La bande fréquentielle varie entre **300** et **1000** Hz environ.

Remarque : La sismique réflexion conventionnelle utilise la propagation des ondes sismiques de basses fréquences **BF** .Ces dernières pénètrent plus profondément dans le sous- sol, mais la résolution est faible. La sismique haute résolution et très haute résolution utilisent des fréquences plus élevées ce qui permet d'obtenir une meilleure résolution verticale au détriment de la pénétration en profondeur plus faible.

Sismique réflexion 2D

La sismique 2D (x, z) est une acquisition fonction de deux variables. Elle est utilisée habituellement dans le domaine pétrolier pour effectuer une cartographie bidimensionnelle des formations sédimentaires et des hétérogénéités structurales. Elle permet d'enregistrer des signaux sismiques réfléchis dans un plan vertical contenant l'axe sources sismiques-traces sismiques autrement dit les sources

sismiques et les géophones(mono composante) sont étalés sur une ligne x (profil sismique rectiligne) à la surface du sol . Les traces sismiques enregistrent alors les signaux sismiques dans une seule direction de l'espace qui est la verticale c'est-à-dire en fonction de La distance traces sismiques-sources d'émission d'ondes et de la durée d'enregistrement qui correspond à a profondeur z .

Sismique réflexion 3D

La Sismique réflexion 3D (x, y, z) date de 1966 mais elle ne fut présentée par les chinois au congrès AAPG de San Francisco qu'en 1981. Elle fut appliquée pour la première fois aux USA en 1972 à Bell Lake Field .C'est une technique qui permet de fournir par imagerie un volume sismique permettant l'interprétation 3D des structures et des couches sédimentaires du sous-sol.fig.10 (b)

Sur le terrain, les sources sismiques et les géophones sont étalés sur une surface (x, y). Elle permet d'avoir un cube représentant toutes les dimensions spatiales de la zone étudiée.

La sismique azimutale est une extension de la sismique 3D dans laquelle le couple nappe sismographique et la nappe des sources sismiques sont caractérisés également par l'azimut en plus de l'offset (distance nappe sismo-nappe source).

Sismique réflexion 4D

La sismique réflexion 4D (x, y, z, t) est une sismique 3D répétée plusieurs fois au même endroit et dans les mêmes conditions l'acquisition et de traitement. Elle est utilisée pour surveiller l'évolution (améliorer la compréhension) des gisements d'hydrocarbures (monitoring) en exploitation au cours du temps.

Sismique multi composante

La Sismique multi-composante est une version de la sismique réflexion qui permet d'enregistrer à l'aide d'un triphone le vecteur de déplacement de l'onde sismique au même endroit et au même moment selon les trois directions (x, y, z) de l'espace. C'est un capteur constitué de 3 géophones classiques, identiques et installés sur un même bloc. Chaque géophone enregistre le mouvement du sol suivant une direction donnée.

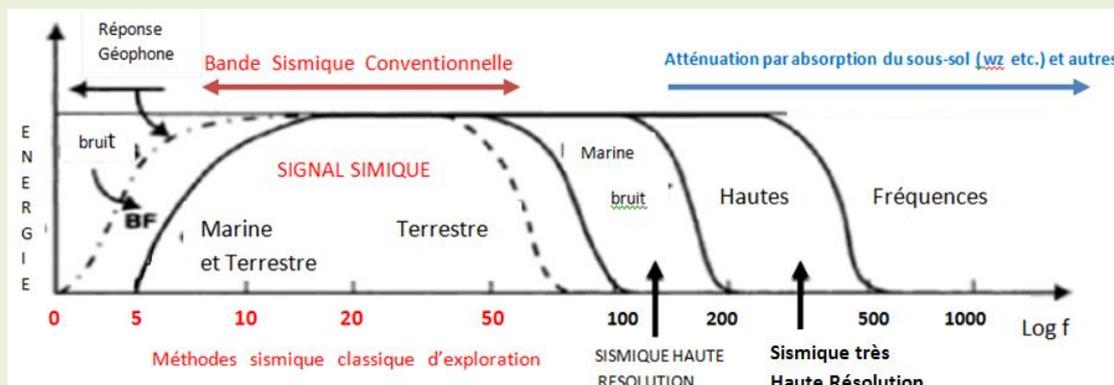


Fig. 9 Bandes des fréquences sismiques



Fig.10 Section sismique 2D(a) et 3D(b)

Acquisition des données sismiques

Grandeurs définissant le signal sismique

Les sources sismiques naturelles (séismes) ou anthropiques émettent un signal sismique constitué d'un train d'ondes. Les principales grandeurs qui définissent ce train d'ondes dans le domaine temporel sont :

La fréquence f . Elle correspond au nombre d'oscillation par seconde. Elle est égale à l'inverse de la période T (seconde) : $f = \frac{1}{T}$ (en Hz)

La longueur d'onde λ . Elle correspond à la distance parcourue pendant une oscillation. Elle a pour expression $\lambda = V/f = V.T$.
 V : étant la vitesse de propagation de l'onde (m/s)

Le paramètre amplitude A qui est liée à l'énergie E transportée par le train d'ondes par la relation $A \approx \sqrt{E}$. Pour un signal de durée $(0, t)$, l'énergie est :

$$E_t = \int_0^t A_t^2 dt.$$

La connaissance de l'amplitude permet de remonter à l'atténuation des ondes sismiques.

L'amplitude d'un réflecteur varie avec l'épaisseur de la couche qui engendre la réflexion, sa composition et son contenu en fluide. Dans certains cas favorables des anomalies d'amplitudes manipulées avec précautions pourraient être des indicateurs de réservoirs à hydrocarbures (brights spot) et les contacts gaz-huile donnent des anomalies d'amplitudes appelées flat spot

Le temps t de parcours des ondes sismiques depuis la source jusqu'à une certaine profondeur du sous-sol. La connaissance du temps de parcours des ondes sismiques permet de remonter à la vitesse de propagation des ondes dans le milieu.

On distingue généralement deux types de vitesses de propagation des ondes sismiques : la vitesse de groupe et la vitesse de phase. En sismique basse fréquence (exploration pétrolière) le milieu n'est pas dispersif et la vitesse ne dépend pas de la fréquence et les vitesses de groupe et de phase sont égales.

La vitesse de groupe (ou d'énergie) représente la vitesse de propagation de l'énergie d'une onde sismique alors que la vitesse de phase constitue la vitesse de propagation du front d'onde c'est à dire la vitesse suivant laquelle une phase particulière de l'onde se propage.

Elles s'expriment respectivement par les formules suivantes :

$$V_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{\omega}{k} + f \frac{\partial(V_{ph})}{\partial f} = \frac{\omega}{k} + f \frac{\partial(\frac{\omega}{k})}{\partial f}$$

Elle représente la vitesse de propagation de l'enveloppe du signal (un groupe d'ondes) intégrant plusieurs fréquences.

$V_{ph} = \frac{\omega}{k}$.Elle correspond au déplacement de chaque onde composant un signal

ω : Fréquence angulaire de propagation (associée à une fréquence)

k : Vecteur d'onde

Étapes d'une acquisition Sismique réflexion

Les étapes de la prospection d'une région par imagerie sismique réflexion classique sont de coutume les suivantes :

– L'objectif à étudier, que l'on peut généralement définir par une fenêtre à l'intérieur de laquelle il est possible d'enregistrer que les ondes réfléchies ou du moins le meilleur rapport signal sur bruit .C'est un intervalle de temps (t_1, t_2) le plus probable à l'intérieur duquel les résultats doivent être les meilleurs possibles.

– Le choix des différents paramètres sont fixés en fonction des objectifs sismiques de l'acquisition (objectif à imager, sa profondeur, son aspect structural, la résolution désirée, etc.).Ils sont déterminés par divers essais effectués bien avant le démarrage de l'étude proprement dite

– Les pendages supposés ou évalués de cet objectif.

– Le Rapport signal sur bruit (**S/B**) et son évolution en fonction des coordonnées spatiales x (distance au point de tir) et temporelle t .

– Le rapport signal /réflexions multiples, surtout sur la zone de l'objectif.

– La loi de vitesse.

– Les conditions agissant sur le calcul et la qualité des corrections statiques ; nature calme ou agitée de l'altimétrie et de la zone altérée (**WZ**).Il s'agit d'étudier les relations qui peuvent lier les données précédentes avec les paramètres caractéristiques des dispositifs sismiques .On pourra ainsi calculer les paramètres optimaux définissant le dispositif sismique capable d'apporter la meilleure solution possible au problème posé.

– Le choix de l'ordre de la couverture multiple .Cette dernière permet de regrouper les signaux provenant des traces sismiques ayant avec la source le même point milieu appelé « point miroir » (Common Depth Point « **CDP** »).

– Le positionnement topographique précis des nappes sismographiques (traces sismiques) et des points de tir (point de vibration des vibroseis).

– choix du dispositif du tir de bruits qui permet de choisir les paramètres terrain les mieux appropriés pour analyser et choisir les fréquences les plus adaptés ainsi que le système de nappe sismo et le type source sismique etc.

Quant à l'acquisition sismique proprement dite, elle comprend habituellement un dispositif dans lequel les géophones sont régulièrement espacés le long du profil (fig 11). Après chaque tir, la source est déplacée le long du profil d'une distance de telle sorte que les distances source-traces sismiques restent constantes des contraintes opérationnelles (coût, durée, accessibilité, topographie du terrain, etc.)

L'étape suivante consiste en la création de la couverture multiple adoptée à utiliser lors de l'acquisition.

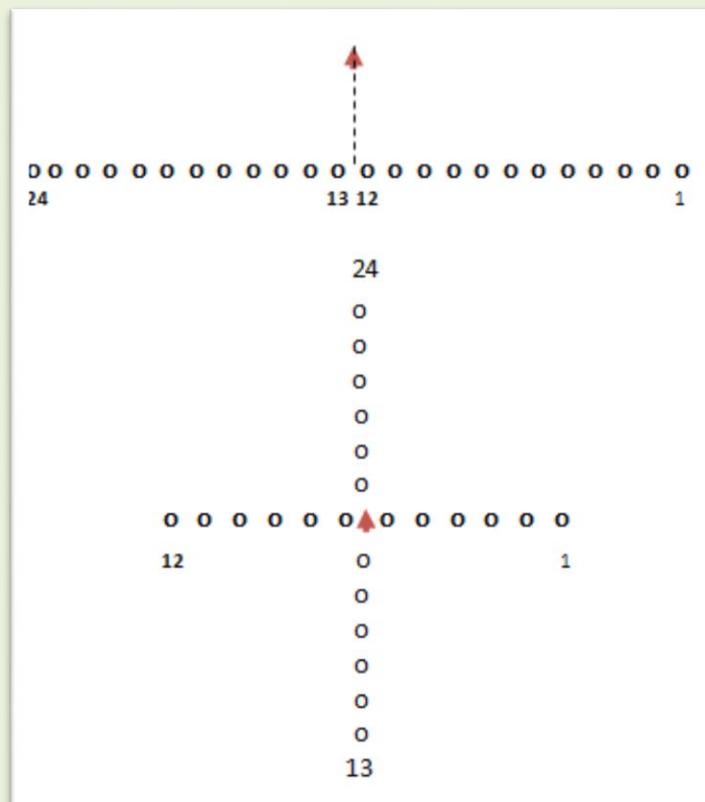
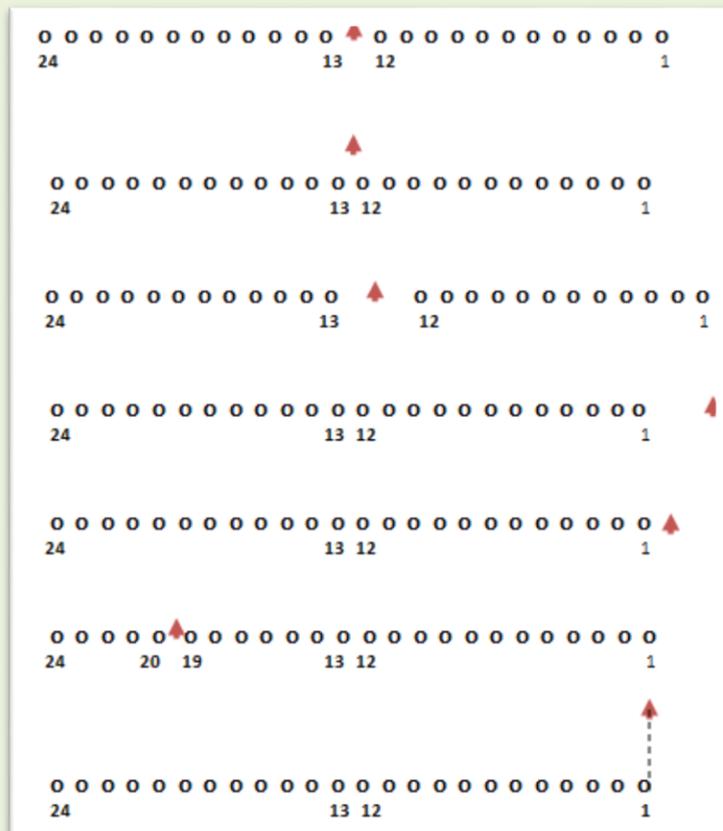


Fig.11.Types d'acquisition sismique : o géophone (trace sismique),source d'émission (point de tir).

Laboratoire d'enregistrement

Le laboratoire d'enregistrement permet d'inscrire les variations d'amplitude de la tension filtrée et amplifiée fournie par les géophones. IL existe toute une série de laboratoire d'enregistrement dont les plus utilisés sont DFS IV le MDS 18. Les signaux sismiques réfléchies (traces sismiques) enregistrés sont donc fonction de deux variables : la distance source sismique-nappes de géophones et la durée d'enregistrement qui correspond à la profondeur z du réflecteur (horizon sismique). Les géophones utilisés en sismique pétrolière sont généralement mono composante c'est-à-dire qu'ils enregistrent les signaux dans une seule direction de l'espace qui est la verticale.

Les géophones utilisés sont du type électromagnétique, ils sont composés d'une bobine suspendue à un ressort mobile et d'un aimant immobile. Quand le sol vibre à la suite d'une excitation par une source sismique, la bobine produit une force électromotrice dont le voltage est proportionnel à la vitesse de déplacement du sol.

La figure 12 représente la chaîne d'acquisition terrain

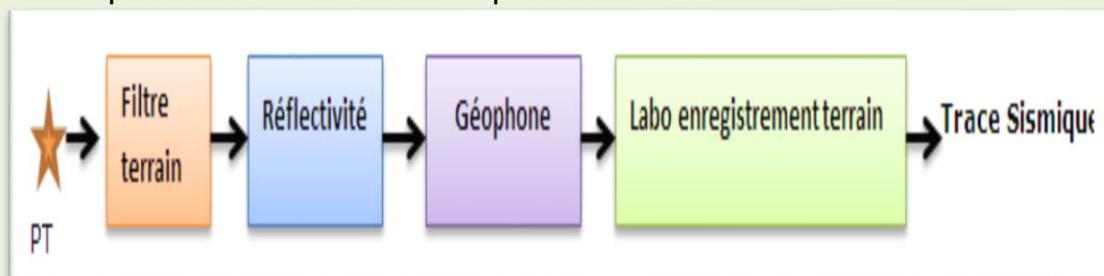


Fig.12: Chaîne d'enregistrement de la trace sismique

Tir de bruit

Le tir de bruits est une acquisition sismique à l'aide d'un dispositif spécial en L ou T conçu pour favoriser l'enregistrement des bruits afin de bien connaître leurs caractéristiques. La trace sismique ne contient qu'un seul géophone

Il est effectué en début ou au cours d'une étude sismique réflexion en vue de bien connaître les différents bruits cohérents qui peuvent affecter les données sismiques au cours d'une prospection. Pour y parvenir, le tir de bruit doit être :

- Implanté dans une zone la plus représentative géologiquement la région.
- Implanté dans des endroits à topographie calme afin d'éviter des problèmes que peuvent causer les corrections statiques.
- Réalisé à chaque fois que l'on procède à un changement du type de source sismique
- Fait avec filtrage ouvert et chaque trace ne contient qu'un seul géophone

Les traces doivent être rapprochées afin d'améliorer la cohérence

Des dispositifs en L et en T et ce en vue de mesurer les caractéristiques des bruits dans deux directions perpendiculaires. Le tir de bruit peut s'opérer soit en fixant les

points de tir et le dispositif d'enregistrement mobile ou inversement, le dispositif d'enregistrement fixe et le dispositif d'émission mobile

L'exploitation des films d'un tir de bruit permet de trouver les amplitudes moyennes et les périodes prépondérantes T , leurs vitesses apparentes V_a , les longueurs d'ondes apparentes λ_a et les nombres d'onde k_a des différents bruits. La connaissance de ces grandeurs aidera de faire le choix du meilleur dispositif terrain et les meilleurs paramètres d'acquisition

L'exploitation d'un tir de bruit permet de faire le lien entre Les quantités mesurées sur le film d'un tir de bruit et les caractéristiques spatiales :

$$V_a = \frac{\Delta x}{\Delta t} , \lambda = V_a \cdot T , k = \frac{f}{V_a}$$

Bruits en sismique réflexion

Les données sismiques brutes acquises lors de l'enregistrement sur le terrain sont généralement affectées par de nombreux signaux indésirables (parasites ou bruits), dus à des trajets de propagation complexes, au dispositif d'acquisition, à des sources liées ou non à l'acquisition. Ces bruits sont souvent organisés et de fortes amplitudes, interférant avec les signaux sismiques utiles correspondant aux réflexions sismiques porteuses d'informations sur les structures du sous-sol.

On distingue plusieurs types d'ondes selon leurs modalités de création et de propagation :

-les ondes de volume (longitudinales et transversales) qui se propagent dans toutes les directions. Elles sont considérées comme information sismique utile.

-Les ondes de surface qui sont guidées par des interfaces entre deux milieux de propriétés différentes. Elles constituent le bruit sismique ou l'information non utile. Elles peuvent être cohérentes ou aléatoires. Elles sont soumises à une élimination par divers procédés au niveau de l'acquisition et ou par traitement.

Dans un enregistrement sismique on distingue les bruits naturels et industriels et Les bruits qui sont produits par l'émission sismique.

Nous présentons très succinctement les différents bruits qui peuvent noyer le signal utile (onde **P**) en sismique réflexion pétrolière. Les procédés de leur atténuation seront abordés dans la partie filtrage. Il ya toute une panoplie d'ondes parasites dans un signal sismique.

Bruits aléatoires

Ils comprennent les bruits d'appareillage et les bruits ambiants.

Les bruits d'appareillage sont propres aux différents instruments constituant le laboratoire d'enregistrement tel que les amplificateurs .Ils varient d'une trace

sismique à une autre. Ils sont présents même en l'absence des tirs sismiques. Des tests sont généralement pratiqués chaque matin avant le départ sur le terrain pour vérifier leurs présences et surtout s'assurer qu'ils demeurent à un niveau inférieur à un seuil fixé acceptable.

Les bruits ambiants comprennent les bruits naturels et les bruits artificiels. Ils sont également présents sur les enregistrements, même en l'absence des tirs sismiques

Les bruits naturels sont pour l'essentiel le vent, les microséismes etc. Ce sont généralement des bruits désorganisés et d'un caractère assez souvent incohérent. Les bruits artificiels proviennent du déplacement des personnes et à la circulation des véhicules, vol d'avion, présence des troupeaux au voisinage de la zone de prospection, retombée de pierres, moteur en marche du labo d'enregistrement,

bruits par l'induction à 50 Hz prenant naissance dans les câbles sismiques des bretelles proches des lignes électriques haute tension. Tous ces bruits sont variables d'une trace à une autre et peuvent avoir des niveaux d'énergies parfois non négligeables.

Des précautions particulières sont prises au niveau du terrain pour éviter l'enregistrement des ces bruits au cas par cas. Au centre de traitement, ils (les bruits aléatoires) sont atténués grâce à l'addition par le procédé de la couverture multiple.

Il existe d'autre signaux parasites tel que les bruits de diaphonie générés par le phénomène d'induction mutuelle entre les différents canaux ; les bruits d'entraînement induit par les câbles mouillés ou humides ; les signaux sinusoïdaux causés par la présence d'une ligne de haute tension (50 Hz) à proximité de la mission sismique.

Bruits engendrés par source sismique

A l'exception des ondes P considérées comme utiles, toutes les autres ondes provoquées par l'émission sismique réflexion terrestre sont des bruits. Les ondes de surface, ondes de Rayleigh (ou Pseudo-Rayleigh, onde de love connues par les sismiciens sous le nom de ground-roll), onde de Stoneley, l'onde de Scholte, ondes diffractées, les réflexions multiples, les ondes réfractées, les réfractions réfléchies, les ondes aériennes et bien d'autres sont les bruits es plus fréquemment rencontrées dans un enregistrement sismique.

Ondes converties

Les ondes converties apparaissent lorsque l'angle d'incidence est quelconque ($i \neq 0^\circ$). Elles prennent naissance à partir des ondes P . Ces dernières peuvent donner naissance à deux ondes réfléchies, SV et P et deux ondes transmises SV et P .

Inversement, les ondes SV peuvent donner naissance à deux ondes réfléchies SV et P et deux ondes transmises SV et P (fig 12). Leurs coefficients de réflexion et de transmission sont exprimés par les équations de Zoepritz. Ce sont des équations compliquées et sortent du cadre de ce cours

Les ondes transversales S se décomposent en deux composantes:

Une composante horizontale SH de vitesse V_{SH} et une composante verticale SV de vitesse V_{SV}

Dans un milieu homogène et isotrope on a :

$$V_P > V_{SH} \quad , \quad V_P > V_{SV} \quad \text{et} \quad V_{SH} = V_{SV}$$

Dans un milieu anisotrope on a :

$$V_{SH} \neq V_{SV}$$

En incidence non nulle, les ondes P peuvent se convertir en ondes SV et inversement

Le comportement des ondes P et SV ne dépendent pas du comportement des ondes SH et inversement

Les ondes SH se propagent sans phénomène de conversion et elles peuvent donner naissance seulement à des ondes SH réfléchies et des ondes transmises SH .fig. (13,14). En prospection sismique conventionnelle, les ondes de conversion sont considérées comme bruits organisés et il n'existe aucun procédé approprié pour les atténuer lors de l'acquisition sur le terrain

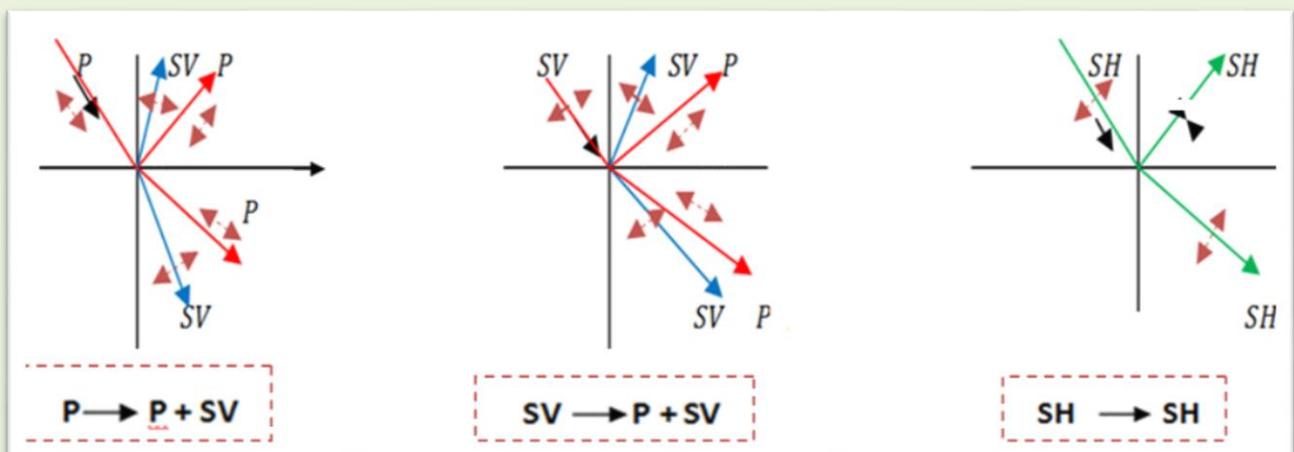


Fig.13 Différents modes de conversion d'ondes P , SV et SH (→) direction de vibration des particules lors du passage de l'onde sismique.

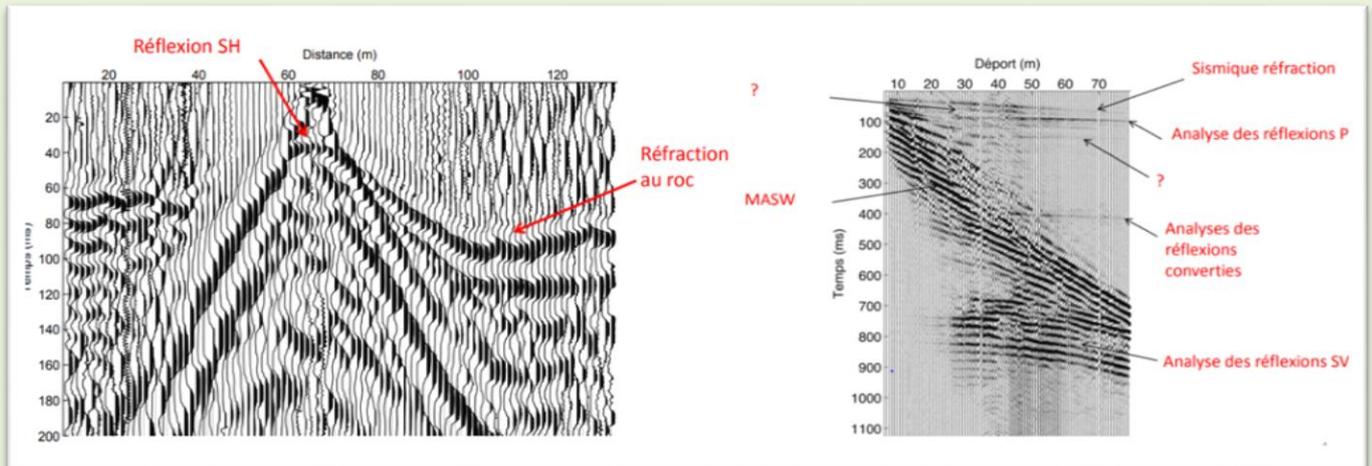


Fig. 14: montrant l'enregistrement des ondes sv et sh (images sismiques tirées de : Évaluation de la vitesse des ondes de cisaillement pour études géotechniques: réduction de l'incertitude. Gabriel Fabien-Ouellet, INRS ETE, Thermoroc 23 November 2016)

Ondes de surface

Dans un milieu infini fractionné en deux milieux aux propriétés différentes que l'on peut supposer comme rigide, élastique homogène et isotrope sous l'effet d'une faible contrainte (charge explosive ou implosive) subit des déformations liées à la propagation de différents ondes sismiques. En sismique réflexion pétrolière les ondes de volume (ondes utiles) enregistrées sont dans la majorité des cas affectés par les bruits de surface (**ondes de surface**).

Les ondes de surface sont des ondes guidées. Elles se caractérisent par des vitesses de propagation plus faibles que celles des ondes de volume mais, elles ont des amplitudes très importantes à cause de la particularité relative au mode de leur expansion géométrique $1/\sqrt{r}$ contre $1/r$ pour les ondes de volume. Les ondes de surface se composent des ondes de **Rayleigh**, onde de **Love**, onde de **Stoneley**, l'onde de **Scholte** et l'onde de **Lamb**. Elles sont guidées par des interfaces entre deux milieux de propriétés physiques différentes.

Remarque : l'onde de Stoneley est une onde qui se propage le long des parois du forage (présente dans un enregistrement PSV).

Ondes diffractées

Lorsqu'une onde sismique incidente atteint des événements géologiques situés à l'intérieur des séries géologiques à explorer constitués par des réflecteurs interrompus possédant des dimensions identiques aux longueurs d'onde de l'onde incidente, les lois de Snell Descartes ne sont plus valables. Ces événements atteints par l'onde incidente diffuse alors l'énergie sismique dans toutes les directions au

lieu de la réfléchir et la transmettre. Dans le cas de la faille (fig 15) le point singulier atteint par l'onde sismique devient un point brillant et jouant le rôle d'une source secondaire. Les diffractions apparaissent lorsque l'onde sismique rencontre les discordances, cavités, biseau etc.

La diffraction constitue un bruit organisé en sismique pétrolière. La présence des diffractions sur les traces sismiques se manifeste par un alignement de forme hyperbolique. Le seul moyen pour y atténuer les diffractions est l'emploi de la migration. Cette dernière permet de focaliser les diffractions (fig.16).

On démontre que Les équations de la réflexion et de la diffraction sont :

$$T_x = \sqrt{\left(\frac{x}{v}\right)^2 + T_0^2} \quad \text{Equation d'une réflexion simple d'une onde sismique}$$

$$T_x = \frac{T_0}{2} + \sqrt{\left(\frac{x}{v}\right)^2 + \left(\frac{T_0}{2}\right)^2} \quad \text{Équation de la diffraction d'une onde sismique}$$

Remarque. Toutefois, les diffractions peuvent être un bon indicateur et peuvent nous apporter des informations très utiles sur la présence des événements géologiques sus mentionnés.

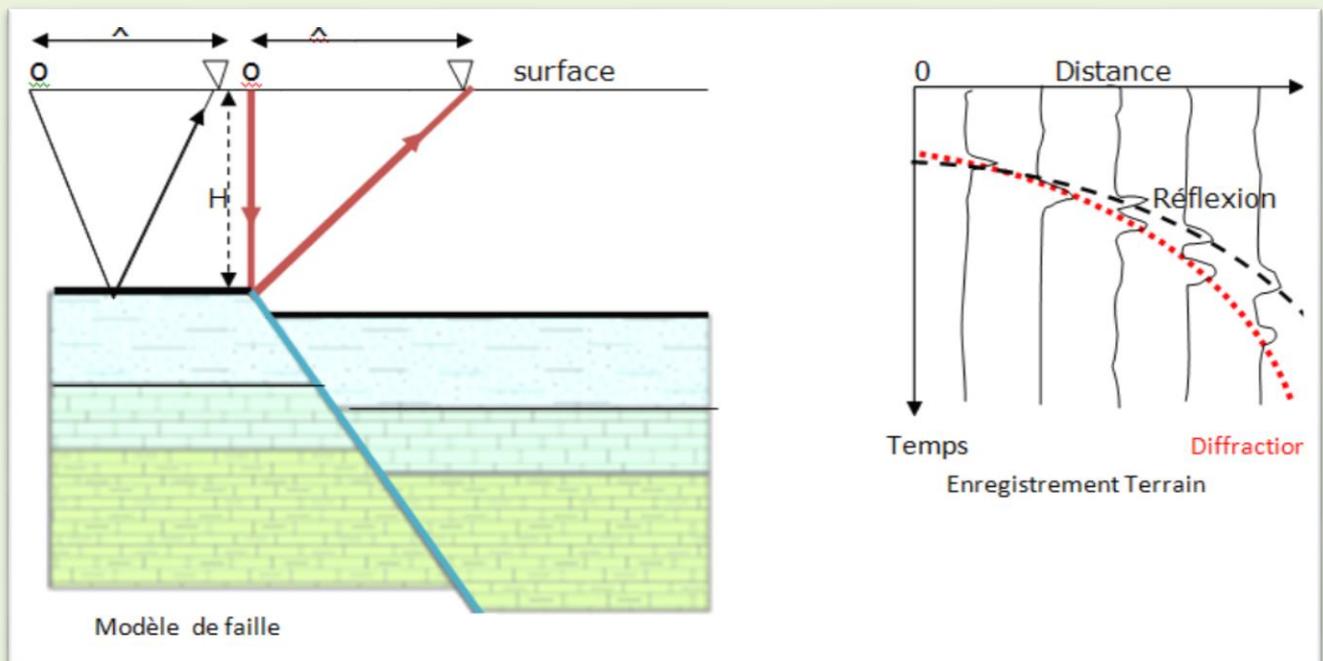


Fig. 15 Phénomène de diffraction sur un point diffractant (cas d'une faille)

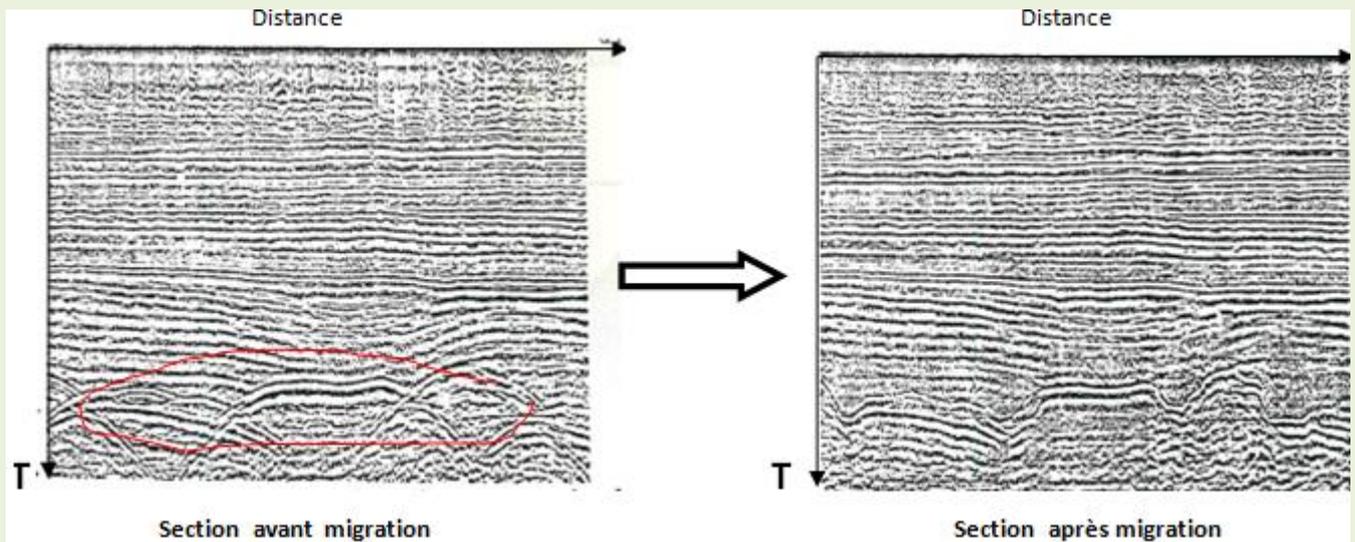


Fig.16 : enregistrement sismique avant et après application de la migration

Réflexions multiples

Les réflexions sismiques multiples font partie des bruits les plus gênants. Elles correspondent à des ondes sismiques qui ont subi plus d'une seule réflexion au cours de leurs trajets entre la source sismique et la trace sismique. Elles renferment des formes d'ondes comparables aux réflexions sismiques primaires. Toutefois les multiples se distinguent des ondes primaires par des variations d'amplitude et de délai

Les ondes sismiques multiples les plus dominants sont

- Multiples long-trajet (long-path multiples)
- Multiples court-trajet (short-path multiple)
- Multiples internes (à l'intérieur d'une couche) appelés aussi peg-leg
- Multiples de fond de l'eau en sismique marine
- Multiples fantômes présents en sismique marine lorsque la source est immergée

La couverture multiple et la deconvolution prédictive sont les deux principaux procédés de leur atténuation.

Onde aérienne

L'onde aérienne est un bruit de surface. C'est une onde acoustique qui prend naissance lorsque la source sismique utilisée est de la dynamite. Elle se propage avec une vitesse de 330m/s qui correspond à la vitesse du son dans l'air. C'est une impulsion brève de haute fréquence (60 Hz environ). Sur le terrain, Il ya deux possibilités d'atténuer cette onde en enterrant les charges d'explosifs soit en en

jouant sur l'offset afin qu'elle arrive bien après les réflexions. Au centre de traitement, l'analyste utilise le surgical mute l'éliminer

Ondes Réfractées

Les ondes coniques (réfractées) se forment lorsqu'une onde sismique, se propageant dans un milieu de vitesse V_1 , arrive une interface géologique séparant ce milieu d'un second milieu de vitesse V_2 ($V_2 > V_1$), sous un angle critique i_c de sorte que :

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2}$$

L'onde se propage alors le long du marqueur à la vitesse V_2 , en émettant vers le haut des ondes sous un l'angle i_c

En sismique réflexion pétrolière, les ondes coniques (réfractées) sont considérées comme des bruits. Pendant la phase acquisition sur le terrain, le meilleur moyen pour éviter d'enregistrer les réfractés en provenance des marqueurs profonds serait de limiter la longueur du dispositif terrain. Quant aux réfractés en provenance des marqueurs superficiels, elles sont plus difficiles à cerner. Le mute est le seul moyen pour les illuminer lors de la phase traitement.

Réfractions réfléchies

On appelle réfractions réfléchies lorsque des ondes sismiques réfractées sur un marqueur se réfléchissent et se réfractent sur le même marqueur.

Équation générale de la trace sismique

La propagation des ondes sismiques est considérée comme un processus spatio temporel linéaire et stationnaire.

Les impulsions sismiques émises par la source, après avoir transitées par les différents opérateurs terrains, sont modifiées et subissent des réflexions et des réfractés.

En sismique réflexion, la trace sismique $T(x, t)$ représente les variations du signal sismique réfléchi en fonction du temps et de l'offset; elle représente l'information captée en un point de réception composé d'un ou d'un ensemble de géophones repartis en surface et interconnectés électriquement. Elle (trace sismique) est le résultat d'une série de convolution comprenant notamment le log impulsionnel et la réponse impulsionnelle globale qui est la résultante d'un ensemble d'opérateurs se convoluant en série et correspondant aux divers filtres de la chaîne sismique.

La trace sismique brute peut-être modélisée par l'équation suivante.

$$T(x, t) = w(x, t) * K(x, t) * m(x, t) + b(x, t)$$

* : désigne le produit de convolution

Le terme $w(x, t)$ désigne l'impulsion sismique émise par la source (ondelette émise - wavelet).

Le log impulsionnel du terrain $K(x, t)$ (log de réflectivité ou trace impulsionnelle) est une série temporelle qui représente la réponse du sous-sol à une impulsion, c'est-à-dire l'enregistrement obtenu si l'impulsion sismique est un Dirac et sans les bruits. Il représente précisément la configuration du sous-sol.

$m(x, t)$: L'opérateur multiple total résultant de la convolution des différents types de réflexions multiples.

$b(x, t)$: Représente l'ensemble des bruits additifs (organisés et aléatoires)

t : Le temps double de réflexion,

x : L'abscisse d'une trace par rapport au point d'émission (offset)

Pour rendre cette équation simple à exploiter sans s'écarter de la réalité, on suppose que :

-La série des coefficients de réflexion est considérée comme aléatoire en amplitude et en abscisse. Le log impulsionnel $K(x, t)$ est constant sur un enregistrement sismique (le même pour toutes les traces sismiques). Il devient $K(t)$. De même que $w(x, t)$ devient $w(t)$.

La période de répétition des ondes multiples varie peu avec l'abscisse (d'une trace sismique à une autre). $m(x, t)$ devient également $m(t)$

On admet aussi que :

- Les bruits ambiants sont supposés aléatoires sur une trace sismique et non corrélables d'une trace à une autre. L'ensemble de ces bruits est supposé blanc.

- La majorité des bruits sont compensés dès l'acquisition sur le terrain par l'utilisation des filtres électriques insérés dans le laboratoire d'enregistrement permettant d'effectuer des filtrages en fréquences.

- La multiplication des points d'émission sur le terrain et la multiplication du nombre de géophones par trace sismique (des géophones montrés en série et parallèle) constituent un filtrage spatial ou filtrage en nombre d'onde dont le but est de défavoriser l'enregistrement des bruits organisés de surface mais surtout elle constitue un filtrage des arrivées aléatoires.

- La sommation des traces ayant point miroir commun : méthode du « deep common point ». Cette méthode permet une amélioration sensible du rapport signal sur bruit. Pour le bruit aléatoire, cette amélioration est proportionnelle à \sqrt{n} ou n nombre de traces entrant dans l'addition. L'avantage de la couverture multiple est le fait qu'on additionne des traces pour lesquelles les parasites, même organisés, n'ont aucune raison de se trouver en phase.

Compte tenu de ces simplifications, l'équation de la trace sismique peut être simplifiée et s'écrit :

$$T(t) = w(t) * k(t) * m(t) + b(t)$$

Le signal émis $w(t)$ n'est pas toujours connu. Il est possible de le déterminer en utilisant des méthodes de déconvolution lors de la séquence de traitement que nous verrons ultérieurement. En prospection sismique terrestre, le signal émis est connu lorsque l'on utilise le vibroseis, car celui-ci génère généralement un signal d'une forme particulière bien connue. A défaut d'information sur le signal émis par la source, on suppose que le signal émis soit un signal très bref à minimum délai, ou toute l'énergie est concentrée en tête.

La trace sismique est donc composée d'un élément de base, le log impulsif du terrain, de signaux qui convoluent ce log et de signaux qui, plus simplement, s'ajoutent à la trace sismique. La plus habituelle trace sismique utilisée en sismique réflexion est de la forme.

$$T(t) = w(t) * K(t) + b(t)$$

Filtrage dû aux divers couplages

Il s'agit du filtrage provoqué par le couplage source - terrain et à l'étalement de la source mais aussi par le filtrage provoqué par le couplage géophone - terrain et à l'étalement de la trace sismique. Ils sont généralement maîtrisables Fig. 17.

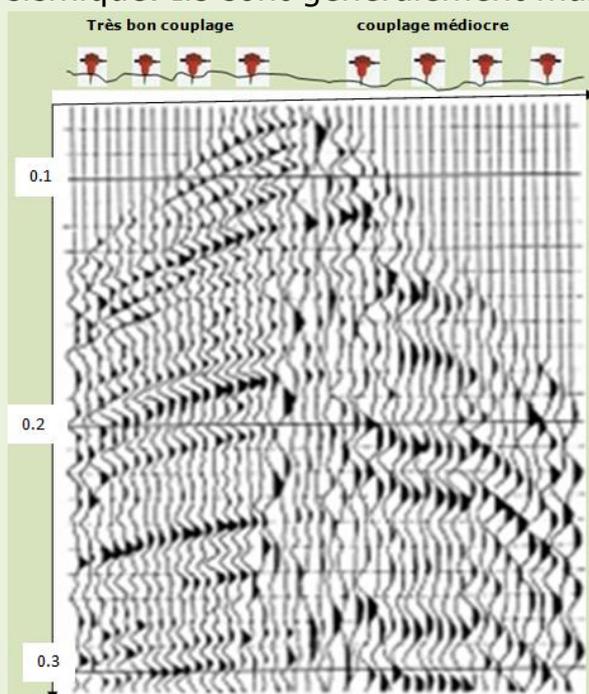


Fig.17 .Effet du couplage traces sismique -sol sur la qualité de l'information sismique

Filtrage terrain

Le sous-sol joue généralement le rôle de filtre coupe haut. Les phénomènes d'absorption (perte des HF avec la profondeur), transmissivité, divergence sphérique, hétérogénéités etc. affectent les amplitudes des ondes sismiques,

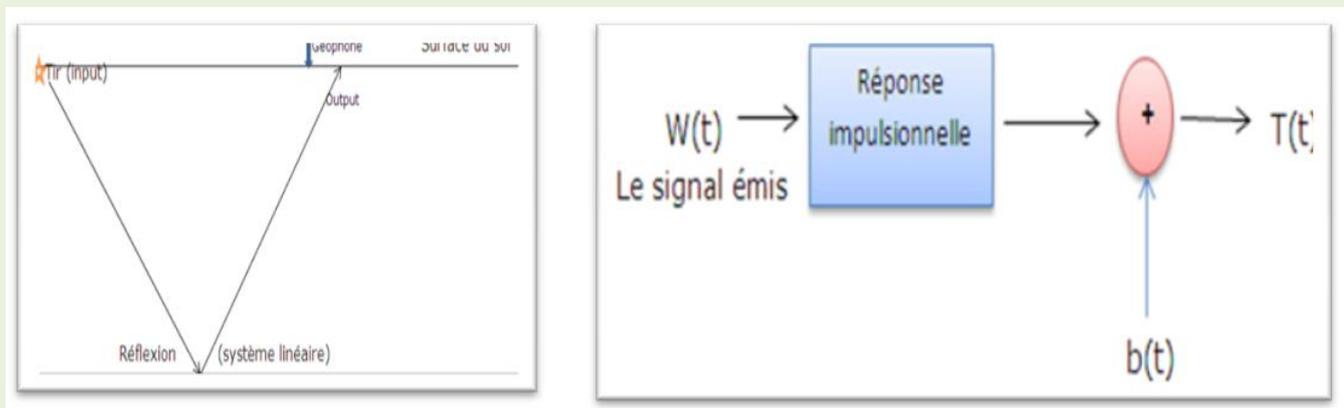
Filtrage de la chaîne d'enregistrement

Le filtrage provoqué par la chaîne d'enregistrement (bruit thermique et dans les semi-conducteurs) affecte également le signal sismique. Toutefois, les techniques actuelles d'enregistrement n'affectent que très peu la trace sismique.

Signification du produit de convolution en sismique

Les ondes sismiques émises dans le sous-sol ont généralement des amplitudes très faibles ce qui laisse supposer que leur propagation est linéaire. Aussi les propriétés du sous-sol dans lequel se propagent les ondes sismiques varient peu à l'échelle de temps et par voie de conséquence on admet que le sous-sol comme étant un milieu stationnaire. On admet alors que la propagation des ondes sismiques peut être représentée à l'aide d'un système linéaire et stationnaire que l'on peut modéliser à l'aide d'un filtre linéaire fig.18a

La présence du produit de convolution dans l'équation précédente de la trace sismique décrit l'effet que produit un système linéaire invariant dans le temps (réflectivité du sous-sol $K(t)$) sur un signal d'entrée $w(t)$ (source d'émission) pour fournir la réponse $T(t)$, la trace sismique brute captée par la nappe des géophones fig.18a



(a)

Fig18 schéma synoptique de la trace sismique

En absence des réflexions multiples et du bruit additif, la trace sismique devient le produit de convolution du signal émis par le log de réflectivité

$$T(t) = w(t) * K(t)$$

La figure 19 illustre le cas lorsque d'une trace sismique pour le cas où l'ondelette émise est une impulsion de Dirac(a) et une impulsion quelconque(b)

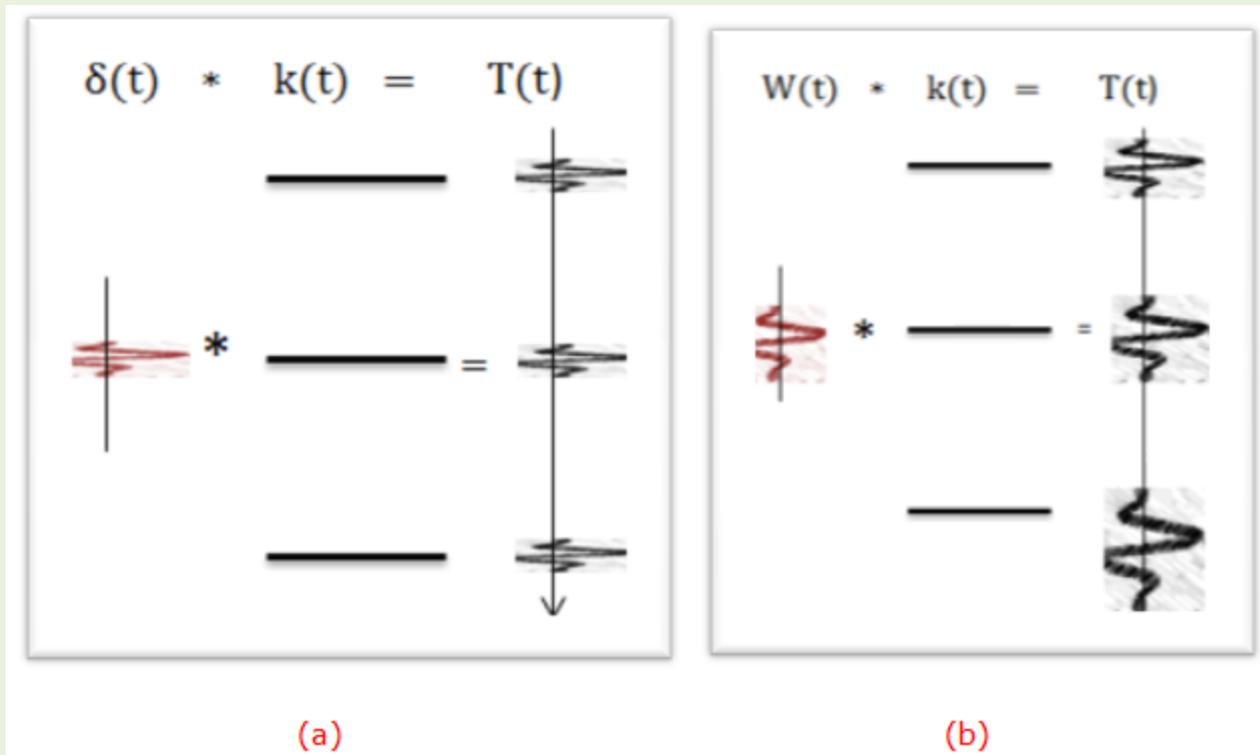


Fig 19 : convolution (a) cas avec un Dirac (cas ideal) ;(b) cas d'un signal quelconque

Selon l'expression de la convolution et ses propriétés, elle a pour expression dans le domaine continu

$$T(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} k(t - \tau) w(\tau) d\tau$$

Son expression discrète est :

$$T(n) = \sum_{m=0}^{m+n} K(n - m) w(m)$$

La convolution est un opérateur linéaire important en traitement du signal. Il résulte de la théorie des systèmes linéaires et invariants dans le temps.

Propriétés de la convolution discrète

Association en série et en parallèle Fig.20

$$H(n) = H_1(n) * H_2(n)$$

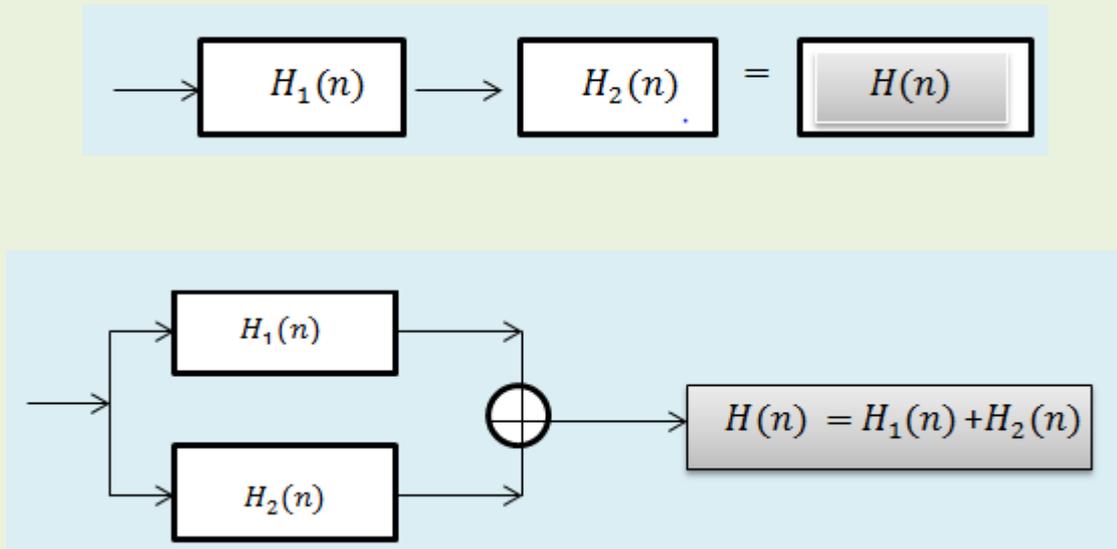


Fig20. Illustration de la convolution: Association en série et en parallèle

Le produit de convolution $s(t)$ entre deux signaux $e(t)$ et $h(t)$ s'écrit.

$$S(t) = h(t) * e(t) = \int_{-\infty}^{\infty} e(\tau) h(t - \tau) d\tau = e(t) * h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) e(t - \tau) d\tau$$

(Propriété de commutativité)

Comme la convolution est linéaire, elle est distributive (additive)

$$g(t) * [h(t) + e(t)] = g(t) * h(t) + g(t) * e(t)$$

Etant donné que la convolution est linéaire, elle est associative

$$g(t) * [h(t) * e(t)] = h(t) * [g(t) * e(t)] = e(t) * [h(t) * g(t)]$$

$$\delta(t) * s(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(\tau) h(t - \tau) d\tau = s(t) \cdot \delta(t) : \text{Elément neutre fig.21}$$

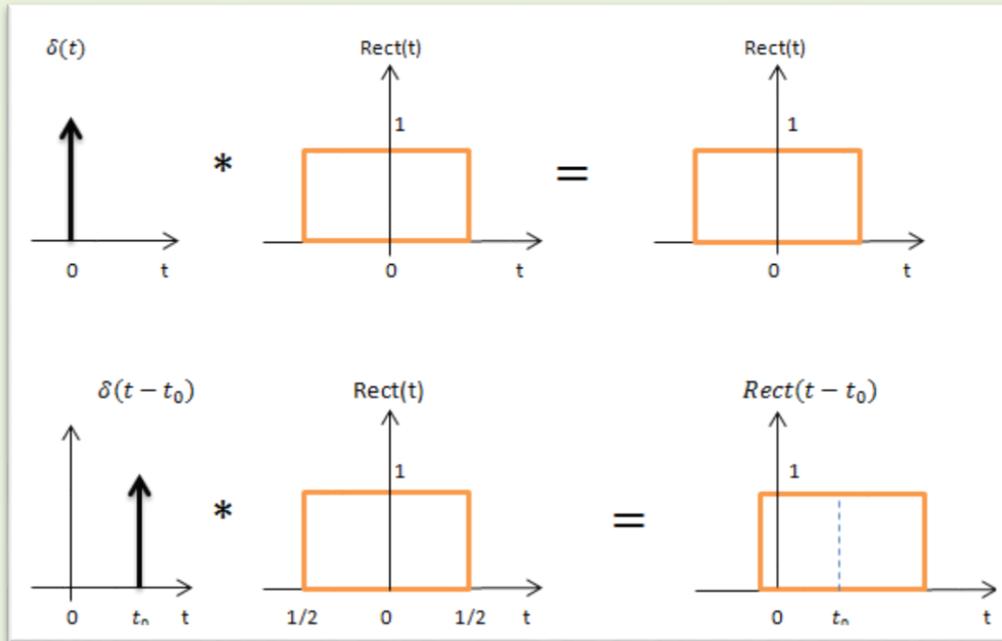


Fig.21.Illustration du produit de convolution avec un signal porte (créneau)

$\delta(t - t_0)$: Élément de translation

$$\delta(t - t_0) * s(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(\tau - t_0) h(t - \tau) d\tau = s(t - t_0)$$

La convolution d'un signal par un peigne de Dirac $\delta(t)_T$ a pour effet de périodiser le signal.

$$\delta(t)_T * S(t) = [\sum_{n=-\infty}^{\infty} \delta(t - nT)] * S(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} S(t - nT)$$

Si $h(t)$ et $e(t)$ ont respectivement une transformée de Fourier $H(f)$ et $E(f)$
Alors

$h(t) * e(t)$ a une transformée de Fourier $H(f) \cdot E(f)$

$h(t) \cdot e(t)$ a une transformée de Fourier $H(f) * E(f)$

La convolution dans le domaine temporel correspond à la multiplication dans le domaine fréquentiel et vice versa.

Les données sismiques présentées sur une section sismique avec l'axe horizontal spatial (distance point d'émission-traces sismiques d'offset X) et l'axe vertical le temps double sont généralement bidimensionnel $S(x, t)$. La transformée de Fourier est alors

$$S(k, f) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [s(x, t)] e^{-j2\pi(k_x x + ft)} dt dx$$

On peut reconstruire le signal bidimensionnel à partir de sa représentation fréquentielle par la formule inverse :

$$S(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [s(k, f)] e^{+j2\pi(k_x x + ft)} df dk$$

k_x : Nombre d'onde suivant l'axe x

La préoccupation majeure du sismicien est l'augmentation du rapport signal sur bruit ($\frac{S}{B}$). Les moyens utilisés sur le terrain sont principalement :

- Action sur la géométrie des dispositifs d'émission et de réception (filtrage Spatial)
- La couverture multiple, le filtrage passe haut, passe bande.

Au centre de traitement, le problème est purement une intervention mathématique. Les données sismiques enregistrées subissent différentes opérations de traitement améliorant le rapport S/B grâce à des opérations de filtrage, la déconvolution, la migration, filtrage en éventail etc.

Détermination du log des coefficients de réflexion

Le log des coefficients de réflexion $K(t)$ est déterminé à partir des données de deux types de diagraphies.

Diagraphie sonique

La diagraphie sonique (sonic log) est une méthode de diagraphie ultrasonique constituée d'une sonde composée d'un émetteur de hautes fréquences et des récepteurs. La sonde descendue en continu enregistre en permanence la vitesse le long du puits.

Diagraphie de densité

Une sonde fortement appliquée contre la paroi du puits, est composée d'une source radioactive (cobalt, césium etc.) et d'un détecteur. Elle permet de mesurer l'amplitude de la dispersion des radiations qui dépend de la concentration des électrons dans les sédiments géologiques. Cette concentration est proportionnelle à la densité de la formation.

Les mesures des deux diagraphies nous permettent de disposer, en fonction du temps du trajet vertical de la vitesse instantanée et de la densité tout le long du puits, donc de leur impédance acoustique. On peut donc établir le log impulsionnel de la série géologique le long du puits.

Filtrage spatial de la trace sismique

Un géophone (trace sismique) enregistre l'amplitude de l'onde réfléchie (noyée dans le bruit) ayant parcouru le trajet depuis la source –point de réflexion – point de réception en fonction du temps. Chaque trace sismique enregistre un signal sismique qui représente l'amplitude de la réflexion en fonction du temps.

A la suite d'une agitation (ébranlement du sol) les géophones vont enregistrer divers signaux sismiques qui, traduits sous forme de tension électrique, seront amplifiés, filtrés, numérisés et enregistrés. Le signal émis par la source aura de plus, traversé les différentes couches du sous-sol avant de parvenir aux géophones, subissant de nombreuses modifications. La propagation des signaux sismiques est considérée comme un processus spatio temporel linéaire et stationnaire. Le signal émis $w(t)$ est convolué par la réponse impulsionnelle $g(t)$ du sous-sol. Celui-ci est considéré comme un filtre certain linéaire stationnaire (les propriétés de ce filtre ne dépendent pas du temps). Le signal $T(t)$ correspondant à un enregistrement au niveau d'un groupement de géophones est appelé trace sismique. Cette dernière comme on l'a vu précédemment, peut être modélisée comme suit (fig22):

$$T(t) = w(t) * g(t) + b(t)$$

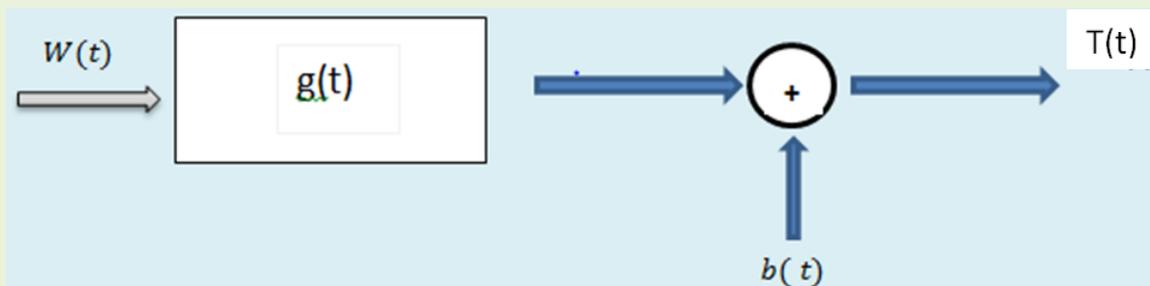


Figure 22 Schéma synoptique d'une trace $T(t)$ sismique située à la distance x

En sismique pétrolière, la trace sismique $T(t)$ (nappe sismographique) se trouvant à un offset x de la source sismique est représentée par un dispositif constitué de n géophones reliés électriquement entre eux. Pour une trace sismique composée de n géophones, la multiplication se fait en deux temps : d'abord s'additionnent les signaux provenant des géophones d'une même bretelle, ensuite les informations transmises par les diverses bretelles. Elle se comporte comme un filtre.

Pour une trace sismique donnée, un signal réfléchi arrive en même temps à chaque géophone. Par contre si les géophones sont suffisamment espacés d'une même distance d le bruit aléatoire capté par chaque géophone sera différent (fig23). En sommant les énergies reçues par n géophones, le signal sismique est multiplié

par n alors que le bruit par \sqrt{n} ce qui donne un rapport signal sur bruit(S/B) multiplié par \sqrt{n} . L'espacement d entre les géophones d'une même trace sismique va jouer le rôle de filtre spatial c'est à dire un filtrage linéaire

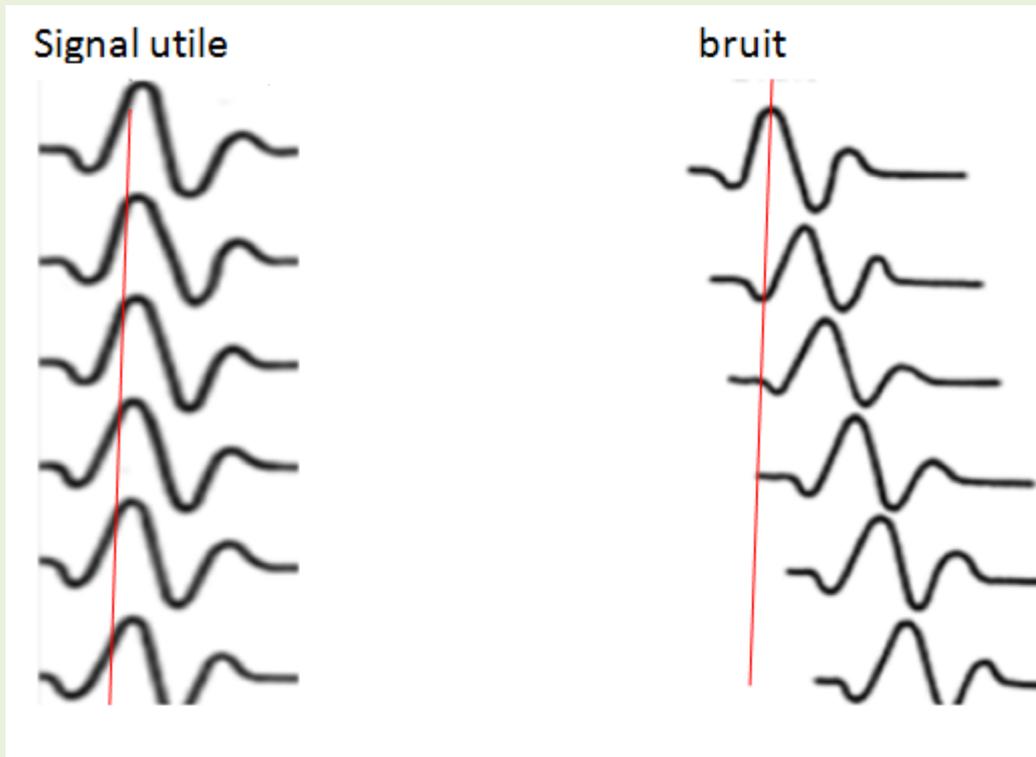


fig. 23 signaux captés par une trace sismique composée de 6 géophones

Si le signal capté par chaque géophone constituant une bretelle est $s(t)$, à la sortie de la nappe sismographique, le signal résultant sera :

$$T(t) = S_1(t) + S_2(t) + S_3(t) + S_4(t) + \dots + S_n(t)$$

Les enregistrements de ces n signaux seront décalés par rapport au premier géophone de $\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, \dots, (n-1)\Delta t$

La trace sismique d'offset x enregistre un signal sismique qui sera égale à la moyenne des enregistrements reçus par la nappe sismographique.

$$T_x(t) = \frac{S_1(t) + S_2(t - \Delta t) + S_3(t - 2\Delta t) + S_4(t - 3\Delta t) + \dots + S_n[(t - (n-1)\Delta t]}{n}$$

$$\frac{s(t) + s(t - \Delta t) + s(t - 2\Delta t) + s(t - 3\Delta t) + \dots + s[(t - (n-1)\Delta t]}{n}$$

$$\frac{s(t) * [\delta(t) + \delta(t - \Delta t) + \delta(t - 2\Delta t) + \delta(t - 3\Delta t) \dots + \delta[(t - (n-1)\Delta t]]}{n}$$

$$\text{Soit } T_x(t) = s(t) * \sum_{i=0}^{n-1} \delta(t - i \cdot \Delta t)$$

Cela signifie le signal est filtré par un système de réponse impulsionnelle :

$$h(t) = \sum_{i=0}^{n-1} \delta(t - i \Delta t)$$

Sachant que la transformation de Fourier (**TF**) d'un produit de convolution est un simple produit

$$TF[s(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} [s(t)] e^{-2\pi jft} dt = s(f) = A(f) + jB(f) = |s(f)| e^{j\varphi(f)}$$

$s(f)$ fournit une mesure du contenu en fréquence du signal $s(t)$

$|s(f)| = \sqrt{A^2(f) + B^2(f)}$ Représente le spectre d'amplitude

$\varphi(f)$: représente le spectre de phase

$$TF[\delta(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} [\delta(t)] e^{-2\pi jft} dt = \delta(f) = 1$$

$$TF[\delta(t - \Delta t)] = \int_{-\infty}^{\infty} [\delta(t - \Delta t)] e^{-2\pi jft} dt = e^{-2\pi jf\Delta t}$$

$$TF[\delta[(n - 1)\Delta t]] = \int_{-\infty}^{\infty} [\delta[(n - 1)\Delta t]] e^{-2\pi jft} dt = e^{-2\pi jf[(n-1)\Delta t]}$$

$$TF \left[\frac{s(t) * [\delta(t) + \delta(t - \Delta t) + \delta(t - 2\Delta t) + \delta(t - 3\Delta t) \dots + \delta[(t - (n - 1)\Delta t]]]}{n} \right]$$

$$= \left[\frac{s(f)[1 + e^{-2\pi jf\Delta t} + \dots + e^{-2\pi jf[(n-1)\Delta t]}]}{n} \right]. \text{ Soit}$$

$$T_x(f) = S(f) \cdot H(f)$$

$$H(f) = 1 + e^{-2\pi jf\Delta t} + \dots + e^{-2\pi jf[(n-1)\Delta t]} \quad . \text{ Fonction de transfert}$$

Elle correspond à une progression géométrique de raison x

En posant $e^{-\pi jf\Delta t} = x$

$$T_x(f) = \frac{1}{n} S(f) [1 + x^2 + x^4 + \dots + x^{2(n-1)}]$$

$$H(f) = \frac{1 - x^n}{1 - x} = \frac{1 - e^{-\pi j f n \Delta t}}{1 - e^{-\pi j f \Delta t}} = \frac{e^{-\pi j f n \Delta t}}{e^{-\pi j f \Delta t}} \cdot \frac{e^{\pi j f n \Delta t} - e^{-\pi j f n \Delta t}}{e^{\pi j f \Delta t} - e^{-\pi j f \Delta t}}$$

$$= \frac{e^{-\pi j f n \Delta t}}{e^{-\pi j f \Delta t}} \cdot \frac{\sin(n\pi f \Delta t)}{\sin(\pi f \Delta t)}$$

$$T_x(f) = \frac{1}{n} S(f) \cdot \frac{e^{-\pi j f n \Delta t}}{e^{-\pi j f \Delta t}} \cdot \frac{\sin(n\pi f \Delta t)}{\sin(\pi f \Delta t)} = S(f) \cdot \frac{e^{-\pi j(n-1)f \Delta t}}{n} \cdot \frac{\sin(n\pi f \Delta t)}{\sin(\pi f \Delta t)}$$

D'où finalement le module de la réponse fréquentielle de la fonction de transfert du dispositif de la nappe des géophones est :

$$H(f) = A(f) + jB(f) = |H(f)| e^{j\varphi(f)} = \frac{1}{n} \left| \frac{\sin(n\pi f \Delta t)}{\sin(\pi f \Delta t)} \right| \cdot e^{-\pi j(n-1)f \Delta t}$$

$$\text{Sachant } \Delta t = \frac{f \cdot d}{V_a} = d \cdot K_a \quad ; \quad K_a = \frac{f}{V_a} = \frac{1}{\lambda_a}$$

$$|H(K_a)| = \frac{1}{n} \left| \frac{\sin(n\pi d \cdot K_a)}{\sin(\pi \cdot d \cdot K_a)} \right|$$

K_a : Nombre d'onde apparent ou fréquence spatiale

V_a : vitesse apparente

Le spectre de phase est linéaire et correspond à une droite passant par l'origine

$$\varphi(K_a) = -\pi(n-1)d \cdot K_a$$

Le déphasage φ correspondra au retard temporel $\Delta\tau$

$$\varphi = \omega\Delta\tau = 2\pi f\Delta\tau = -\pi(n-1)d \cdot f/V_a$$

$$\Delta\tau = -(n-1)d/2V_a$$

$\Delta\tau$: Étant le temps mis par l'onde sismique pour parcourir la moitié de la longueur de la ligne avec une vitesse V_a

$\frac{(n-1)d}{2}$ Représente la moitié de la ligne (le centre de gravité de la nappe). Il ressort comme si le signal est enregistré au barycentre de la ligne.

$$|T_x(f)| = \frac{1}{n} |S(f)| \cdot \left| \frac{\sin(n\pi f \Delta t)}{\sin(\pi f \Delta t)} \right| = \frac{1}{n} |S(f)| \cdot \left| \frac{\sin(n\pi d \cdot K_a)}{\sin(\pi \cdot d \cdot K_a)} \right|$$

La nappe des sources sismiques et la nappe des géophones d'une trace sismique assurent un filtrage spatial sur le terrain. Elles constituent deux filtres spatiaux linéaires placés en série (fig.24)

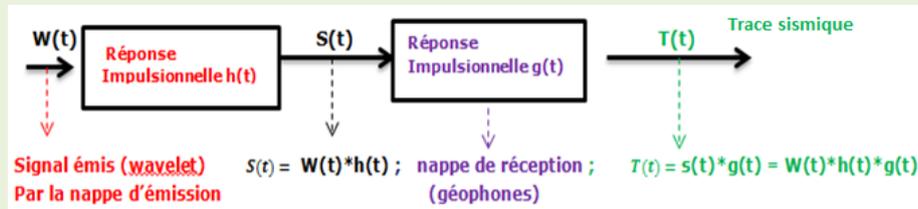


Fig 24 Filtrage du aux nappes des géophones et des sources sismiques

$[h(t) * g(t)] = r(t)$ est l'opérateur (réponse impulsionnelle) du système linéaire nappe d'émission - nappe des géophones d'une trace sismique
 Etant donné que le produit de convolution est un produit simple
 $|H(f)||G(f)| = |R(f)|$

$|H(f)|$: Spectre d'amplitude de la nappe d'émission

$|G(f)|$: Spectre d'amplitude de la nappe des géophones d'une trace sismique

$|R(f)|$: Spectre d'amplitude de l'effet global source d'émission- nappe des géophones d'une trace sismique

Les nappes d'émission et de réception d'une trace sismique jouent un rôle de filtre spatial. L'effet de ce filtre global peut atténuer certains types de bruits. Son efficacité dépend du choix de la géométrie et des dimensions de ces nappes, de l'écartement entre les géophones et les points d'émission mais, aussi du type de bruit à éliminer.

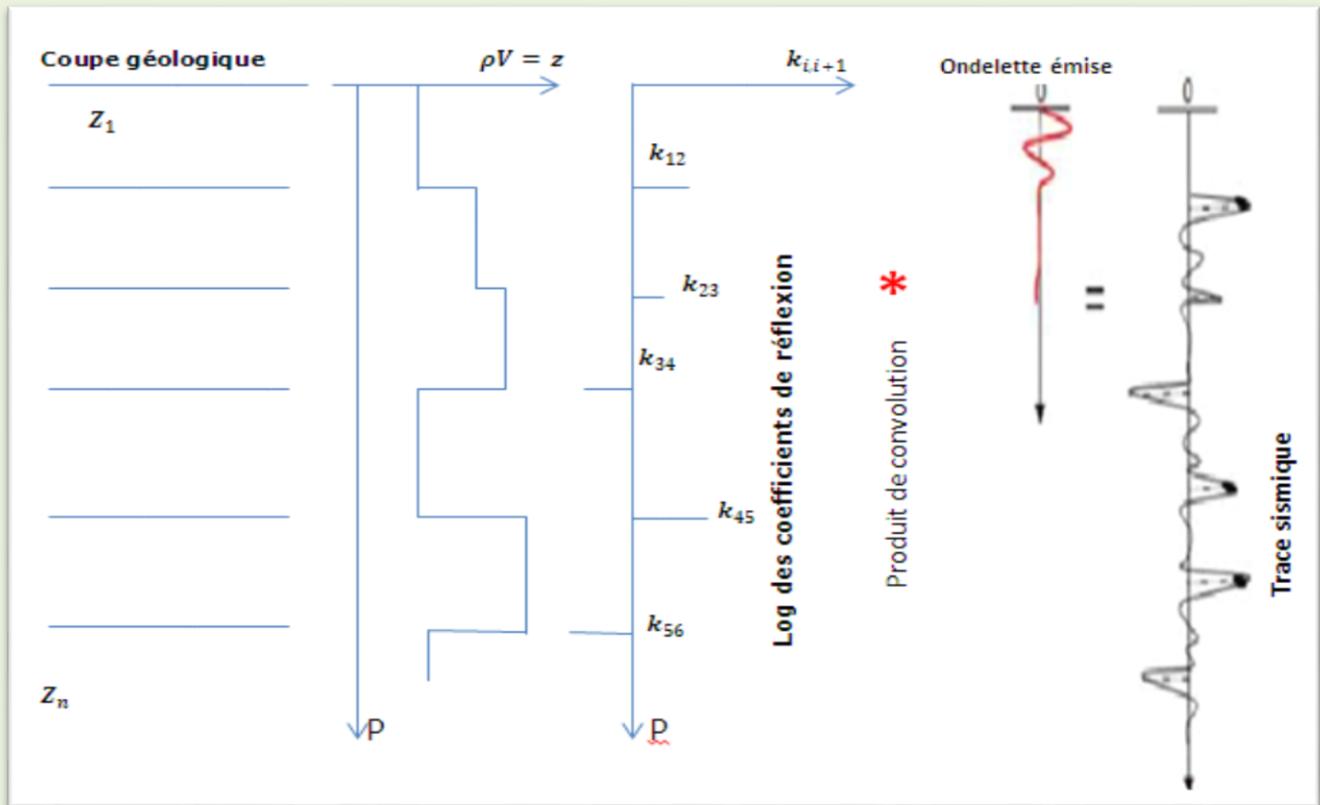


Fig.25 schéma synoptique d'une trace sismique dans le sous-sol

Section sismique

Avec un même tir, on enregistre simultanément plusieurs traces sismiques (24,48, 96 et plus). Le processus sismique apparaît comme une suite de systèmes linéaires en cascade. Les signaux spatio-temporels enregistrés par les traces sismiques sont à l'état brut. Par la suite, lors du traitement, on fait subir à ces traces un certain nombre de corrections, de filtrage et on met côte à côte les traces sismiques voisines. L'ensemble du document ainsi obtenu pour tout ou partie d'un profil sismique constitue la section-temps ou section sismique. Celle-ci est obtenue par la représentation en temps et en distance des enregistrements consécutifs.

Une section est généralement représentée par la mise côte à côte des traces sismiques avec un noircissement des amplitudes positives (représentation galvanométrique avec aire variable).

Dans une section sismique, nous pouvons détecter la présence de différents types d'ondes :

- Les ondes de volumes sont composées des ondes de compression (onde P) et des ondes de cisaillement (ondes S).

- Les ondes de surface (**R**ayleigh , **L**ove etc...) qui sont dispersives : leur vitesse de propagation dépend de la fréquence.les ondes aériennes, les ondes refractées, les ondes multiples, les ondes diffractées et bien d'autres.

Lorsque on considère un milieu isotrope , homogène et élastique, on peut montrer que chaque onde à une polarisation propre .Dans ce cours de traitement des données sismiques , nous allons nous intéresser seulement à la séparation des ondes longitudinales (**P**) .On appelle alors bruit sismique l'information non utile.En général , les ondes de surface sont considérées comme du bruit tandis que les ondes de volume sont considérées en exploration pétrolière comme l'informmation utile.

Toutefois l'enregistrement ainsi obtenu sur le terrain n'est pas immédiatement exploitable, elle doit subir diverses opérations supplémentaires d'amélioration du rapport signal sur bruit (corrections et traitements), afin de ne garder que les évènements sismiques redevables à la géologie.

Dans le cas **idéal**, l'objectif du traitement sismique sera, partant de la trace sismique brute **T(t)**, on désire parvenir à une trace aussi proche que possible du log impulsionnel du sous-sol **K(t)**.

$$\mathbf{T}(t) = \mathbf{K}(t) \text{ (cas idéal)}$$

Les références se trouvent à la fin

BOUMERDES, JUIN 2020