



Biographie de l'Auteur

Djeddi Mabrouk est professeur de l'enseignement supérieur .Il est Ingénieur géophysicien de l'Institut National des Hydrocarbures et de la Chimie INH (1972) de Boumerdès (Algérie), Ph.D en géophysique de l'Université Lomonossov (Université d'Etat de Moscou) en 1977 et docteur d'état de la Faculté des Sciences de l'Université de Bordeaux I (Talence , France).Il a enseigné la géophysique et le traitement du signal à la Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie et à l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB) , Alger.

Ce cours survole l'ensemble des principes de la méthode de sismique réflexion, le traitement et l'interprétation des données sismiques .Il constitue un cours de formation utile pour les étudiants géophysiciens et géologues du niveau licence et Master .Il peut être utile également pour les spécialistes de l'exploration pétrolière et minière. Il synthétise l'aspect théorique et pratique pour appréhender et utiliser au mieux l'image du sous - sol fournie par la prospection sismique réflexion. Il est spécialement mis une accentuation particulière sur les structures d'intérêt pétrolier. Le cours est divisé en quatre parties.

La partie **I** traite essentiellement l'aspect physique des ondes sismiques.

La partie **II** aborde brièvement l'acquisition l'information sismique sur le terrain

La partie **III** survol l'aspect traitement de l'information sismique

La partie **IV** aborde l'interprétation structurale de l'information sismique réflexion

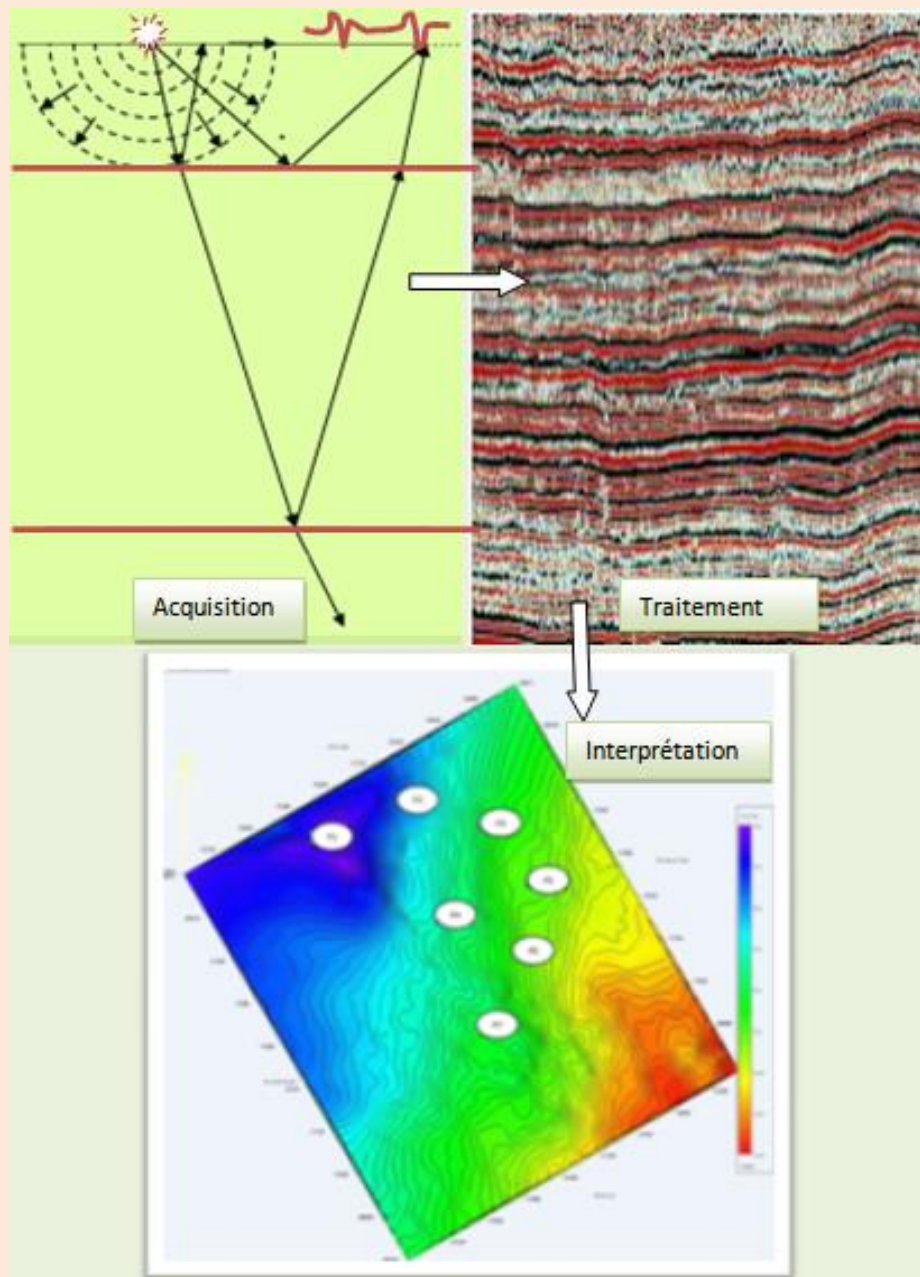
TO CITE THIS VERSION (pour citer cette version)

Djeddi Mabrouk .Sismique Réflexion (Principes, Acquisition, Traitement et Interprétation). Département génie parasismique et phénomènes aléatoires, fhc – université m'Hamed Bougara de Boumerdès. Algérie 06/2022/76

PARTIE I

SISMIQUE REFLEXION

Survol théorique



INTRODUCTION

La première partie de ce cours présentera un aperçu sur la notion de physique d'ondes élastiques (théorie de propagation des ondes élastiques en milieux élastiques, homogènes et isotropes) et leurs caractéristiques. On y trouvera également un survol sur les notions de réflexion et de réfraction des ondes sismiques.

PHYSIQUE DES ONDES ELASTIQUES

GENERALITES ET RAPPELS

Si dans un milieu que l'on suppose comme rigide, élastique, homogène et isotrope (propriétés identiques quelque soit la direction considérée), on provoque une perturbation (déformation) par une excitation quelconque, la dite perturbation se propage dans toutes les directions du milieu sous forme d'onde en fonction de ses propriétés élastiques et de sa densité. La description mathématique de la propagation de cette déformation mécanique dans le milieu matériel peut être décrite par combinaison à la fois par deux lois (loi de Hooke et la seconde loi de Newton) qui sont :

La loi de Hooke

La loi de Hooke décrit la relation linéaire entre la contrainte et la déformation du milieu soumis à une faible perturbation, par conséquent à l'intérieur des limites d'élasticité, la contrainte est directement proportionnelle à la déformation **fig1**. Toutefois, lorsque les taux de déformations augmentent, alors le comportement du sous-sol devient inélastique et des déformations permanentes apparaissent.

Dans le cas des matériaux isotropes, homogènes et élastiques la loi de Hooke s'écrit sous la forme :

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2 \mu \epsilon_{ij}$$

$$\theta = \text{div } \vec{u} = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} ,$$

θ est appelé coefficient de dilatation volumique

$$\text{Avec } \epsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} , \quad \epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} , \quad \epsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$$

$u, v, \text{ et } w$: Les élongations suivants les axes x, y et z

ϵ : Déformation du milieu

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{Pour } i = j \\ 0 & \text{Pour } i \neq j \end{cases} \quad \text{Symbole de Kronecker}$$

μ : Module de glissement, module de rigidité, de cisaillement, appelé aussi module de Coulomb ou de Lamé.

$$G = \mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$$

Un fluide ne peut subir de cisaillement car il n'y a pas de force de rappel ; donc $\mu = 0$

$\theta = \frac{\Delta V}{V} = \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] = \frac{V - V_0}{V_0}$: La dilatation est la variation relative de volume (sans dimension)

$C = \frac{\theta}{\Delta P} = \frac{\frac{\Delta V}{V}}{\Delta P}$: La compressibilité, ΔP : variation de la pression

$V = dx \cdot dy \cdot dz$. Le volume

λ : Constante de Lamé

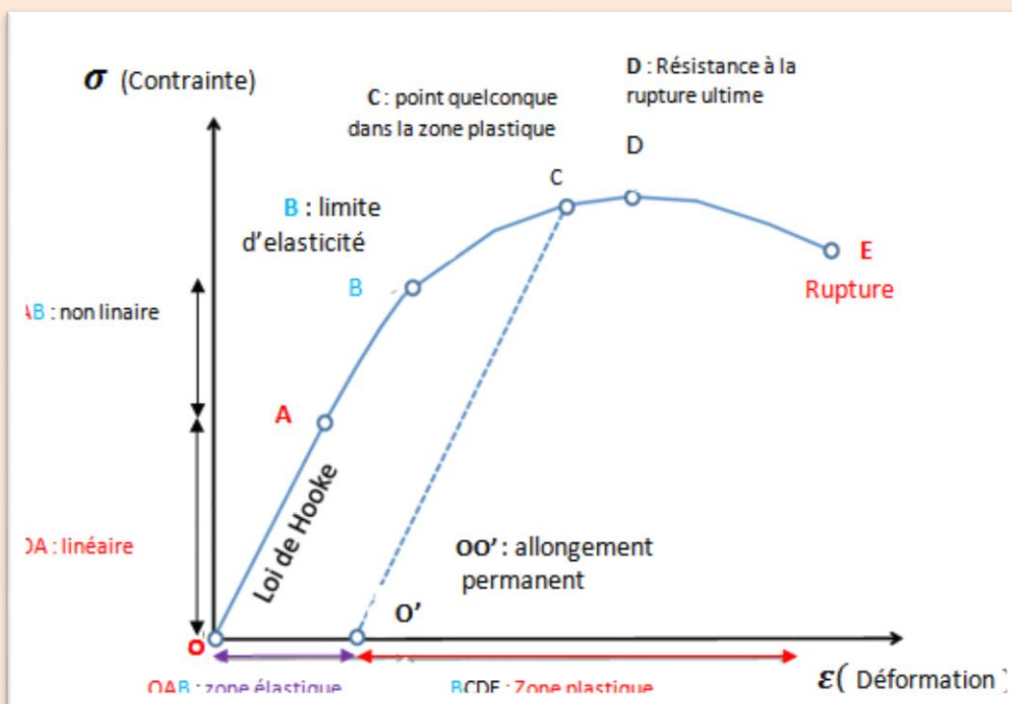


Fig.1: Relation Contrainte – Déformation (cas général)

Loi de Newton

La loi de Newton établit le lien entre la force à l'accélération. Le phénomène d'agitation sous forme d'ondes mécaniques dans le milieu matériel veut que toute particule de ce milieu ébranlée par cette perturbation se met en vibration et exerce une force sur la particule voisine et la fasse ainsi entrer en vibration et ainsi de suite dans tout le milieu matériel traversé par l'onde sismique.

DEFINITION D'UNE ONDE SISMIQUE

Une onde élastique (sismique, sonore ou acoustique) engendrée par une source se déplace uniquement en présence d'un milieu matériel solide ou fluide (gaz et liquide). Sa propagation (propagation d'énergie - propagation du front d'onde) s'explique par la vibration des particules du milieu dans le sens de propagation de l'onde produisant à l'extrémité une zone de compression et à l'emplacement initial une zone de vide donc une pression négative. Les particules du milieu matériel retournent à leur emplacement initial pendant que les autres particules poussées par les premières se meuvent à leur tour engendrant ainsi de proche en proche une zone de compression suivie d'une zone à pression négative. Le déplacement des particules et leur retour à leur position initiale se fait à de très grandes vitesses tandis que la propagation de l'onde, se mesure en plusieurs centaines voire quelques milliers de mètres par seconde selon la nature du milieu matériel dans lequel se propage l'onde sismique.

Les paramètres d'un train d'ondes

La propagation des ondes élastiques dans un milieu isotrope, homogène et continu est fondée sur la relation contrainte-déformation (loi de Hooke) et la force - accélération (deuxième loi de Newton) et, que tout signal sismique est qualifié d'un train d'ondes élastiques résultant d'une perturbation se propageant sous forme de vibration.

Dans le domaine temporel tout train d'ondes se décrit par les paramètres suivants :(fig.2):

Temps du trajet

Le temps du trajet indique le temps mis par une onde sismique pour traverser une certaine distance (ou épaisseur d'une formation géologique). La connaissance du temps de parcours (émetteur- récepteur) de l'onde sismique permet alors d'accéder à la mesure de sa vitesse de propagation.

Amplitude et énergie

L'amplitude est un paramètre important qui représente l'importance d'une grandeur physique variable soit dans le temps soit dans l'espace, soit encore dans l'espace-temps. L'amplitude représente l'écart entre les valeurs extrêmes d'une onde et l'axe des abscisses

L'amplitude est liée à l'énergie transportée par l'onde sismique selon la relation :

$$A = \sqrt{E} \quad , \text{ soit } E = \int A^2 dt$$

L'amplitude est mesurée de pic à pic. Une onde sismique d'amplitude A possède une énergie cinétique.

$$E = \frac{1}{2} m \cdot v^2$$

v : étant la vitesse de déplacement d'un point matériel de masse m et non la vitesse de propagation de l'énergie.

Energie d'une onde plane sinusoïdale

Pour une onde sphérique harmonique pour laquelle le déplacement est radial et pour une valeur déterminée en un point du rayon r , il s'exprime par la relation :

$$U = A \cos(\omega t + \alpha)$$

Où α est l'angle de phase, $\omega = 2\pi f$, pulsation ; f : étant la fréquence (Hz)

U : L'amplitude du déplacement comprise entre $-A$ et A . Puisque le déplacement varie avec le temps, chaque particule du milieu est animée d'une vitesse $v = \frac{\partial U}{\partial t}$, à

laquelle correspond une énergie cinétique $\frac{dE}{dt} = \frac{1}{2} (\rho \cdot dv) \cdot v^2$

dv : étant le volume de chaque élément du milieu dans lequel se propage l'onde sismique, ρ étant la densité.

Le calcul de l'énergie cinétique par unité de volume est exprimé par l'équation :

$$\frac{dE}{dv} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot v^2 dt = \frac{1}{2} \rho \cdot \omega^2 A^2 \sin^2(\omega t + \alpha)$$

Cette expression varie de la valeur 0 à la valeur maximale $\frac{1}{2} \rho \cdot \omega^2 \cdot A^2$.

Une onde sismique possède également une énergie potentielle découlant des contraintes élastiques produites pendant son passage à travers un milieu matériel. Etant donné que le passage d'une onde sismique entraîne la vibration des particules du milieu matériel, la variation de l'énergie s'opère, alors conjointement, de la forme cinétique à la forme potentielle et inversement, l'énergie totale restant constante. La densité d'énergie pour une onde harmonique est :

$$E = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot \omega^2 \cdot A^2 = 2 \cdot \rho \cdot \pi^2 \cdot A^2 \cdot f^2$$

Cette relation montre que la densité d'énergie est directement proportionnelle à la densité du milieu et aux carrés de la fréquence et de l'amplitude de l'onde.

Période

La période notée T correspond à la durée d'une oscillation.

Fréquence

La fréquence f correspond au nombre d'oscillations par seconde. Elle s'exprime en Hertz (**Hz**). Elle est liée à la période par la relation : $f = \frac{1}{T}$

Longueur d'onde

Elle est notée par λ et exprime la distance parcourue par l'onde pendant une oscillation c'est à dire la distance entre deux maxima de l'oscillation. Elle a pour expression :

$$\lambda = V \cdot T = \frac{V}{f} \text{ (mètre)}$$

Nombre d'onde

Le nombre d'onde (fréquence spatiale) k est une grandeur proportionnelle au nombre d'oscillations qu'effectue une onde par une unité de longueur.

$$\frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi f}{V_{ph}} = \frac{\omega}{V_{ph}}$$

ω : la pulsation (fréquence angulaire)

V_{ph} : la vitesse de phase

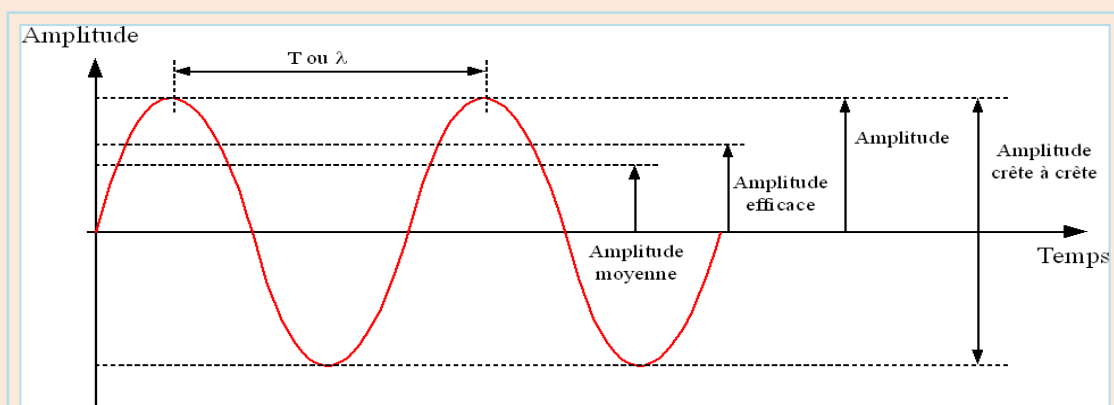


Fig.2 : paramètres d'une onde sinusoïdale

RAPPEL SUR LA PROPAGATION DES ONDES ELASTIQUES

Les ondes sismiques proviennent d'un déplacement des particules d'un milieu matériel isotrope soumis à une faible contrainte. Les équations qui décrivent leur propagation sont déduites des équations fondamentales de la dynamique (loi de Newton). Ces équations font intervenir des tenseurs de contraintes et de déformations. Leurs expressions se trouvent dans un grand nombre d'ouvrages dont le plus connu est l'ouvrage d'Aki and Richards (1981).

Équation de propagation

Pour un matériau élastique homogène et isotrope, l'équation fondamentale de l'élasticité linéaire (équation de Navier) est :

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

$\vec{u}(x, y, z)$: Le déplacement d'un point quelconque N d'un matériau lors du passage de l'onde sismique.

$$\Delta \vec{u} = \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial z^2}, \text{ est le Laplacien de } \vec{u}$$

On démontre qu'à partir de l'équation de Navier, il est possible de mettre en évidence deux types d'ondes (onde longitudinale et transversale) grâce à la décomposition (théorème) de Helmholtz. Selon ce théorème, la décomposition du déplacement des particules du milieu en un gradient et un rotationnel d'un potentiel scalaire ϕ et d'un potentiel vectoriel $\vec{\varphi}$, permet d'écrire les équations des ondes longitudinales P et les ondes transversales S comme suit :

$$\vec{u} = \vec{u}_1 + \vec{u}_2$$

$$\text{En désignant par } \vec{u}_1 = \overrightarrow{\text{grad}} \phi \text{ et } \vec{u}_2 = \overrightarrow{\text{rot}} \vec{\varphi}$$

ϕ : Etant le potentiel de dilatation (potentiel scalaire)

$\vec{\varphi}$: Etant le potentiel de distorsion (potentiel vecteur)

On a alors.

$$\vec{u} = \vec{u}_1 + \vec{u}_2 = \overrightarrow{\text{grad}} \phi + \overrightarrow{\text{rot}} \vec{\varphi}$$

Les solutions de l'équation de Navier sont données par le système d'équation suivant :

$$\Delta \phi - \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial \phi^2}{\partial t^2} = 0$$

$$\Delta \vec{\varphi} - \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial t^2} = \mathbf{0}$$

Après ce bref rappel de la physique des ondes élastiques, nous allons présenter les différents types d'ondes élastiques en milieu isotrope.

Propagation d'une onde plane longitudinale

Dans un milieu continu élastique, homogène illimité et isotrope l'onde longitudinale (de condensation ou de compression) a pour équation dans le cas tridimensionnel :

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0$$

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0$$

V_p : vitesse de propagation de l'onde P

Les vitesses des ondes et les constantes élastiques sont étroitement liées entre elles selon les expressions mathématiques suivantes :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{3K(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \quad (\text{Milieu solide})$$

Dans un milieu liquide on a : $V_p = \sqrt{\frac{K}{\rho}}$

Propagation d'une onde plane transversale

L'onde transversale a pour équation pour le cas tridimensionnel :

$$\frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial z^2} - \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial t^2} = \mathbf{0}$$

$$\frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial z^2} - \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \vec{\varphi}}{\partial t^2} = \mathbf{0}$$

La vitesse de l'onde de cisaillement (de distorsion - transversale, secondaire) dans un milieu solide homogène, isotrope et élastique est :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho \cdot 2(1+\sigma)}}$$

Ainsi, dans un milieu isotrope et homogène, les équations de propagation rappelées sus - dessus permettent d'exprimer la vitesse des ondes de volume (P et S) en fonction des coefficients de Lamé λ, μ , de la densité ρ du milieu et du coefficient de Poisson σ .

Le rapport

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}} = \sqrt{\frac{(1-\sigma)}{\frac{1}{2}-\sigma}}$$

L'étude de la propagation des ondes transversales dans le sol permet d'obtenir le module de cisaillement dans le cas de petites déformations.

La vitesse des ondes sismiques nous fournit des informations sur les propriétés physiques du milieu traversées par celles-ci. Les fluides (liquide et gaz) ne subissent pas de déformations de forme, elles ne possèdent pas de vitesse transverse ($V_s = 0$), car ils ne résistent pas au phénomène de cisaillement.

VITESSE DES ONDES SISMIQUES

Contrairement à la vitesse particulaire qui reflète le mouvement vibratoire des particules du milieu autour de leur position d'équilibre lors du passage de l'onde sismique, la vitesse de propagation sismique est une vitesse de propagation du **front d'onde** (principe de Huygens) c'est à dire une transmission d'une énergie de proche en proche dans le milieu de propagation. L'étude des procédés d'acquisition des vitesses sismiques tient une place importante dans le traitement pour assurer des corrections et la transformation de l'information sismique temps en information profondeur.

Dans ce qui suit nous passons en revue les différents types de vitesse :

VITESSE INSTANTANEE

La Vitesse instantanée est la vitesse d'une couche géologique située à une profondeur " Z " lorsque celle - ci tend vers zéro c'est à dire $V_i = \frac{dZ}{dt}$ ou dt : étant le temps simple de propagation du trajet dZ .

La vitesse instantanée $V_i(t)$ est la vitesse déduite à partir des mesures effectuées par des sondes de types (monopole ou dipôle) en diaggraphie sonique.

La sonde acoustique est équipée d'émetteurs d'ondes acoustiques de hautes fréquences dont la fréquence dominante d'émission est de l'ordre de la dizaine de kHz et de capteurs. Les transmetteurs émettent des signaux acoustiques qui se propagent à travers le fluide du forage jusqu'à l'interface solide de la paroi du puits, où une partie de l'énergie est réfractée le long de la paroi. Les signaux réfractés et captés sont alors amplifiés, numérisés, et transmis au laboratoire d'enregistrement situé à la surface du sol.

La sonde de diaggraphie sonique mesure la **lenteur** (Δt) qui correspond à l'intervalle de temps que prend une onde acoustique pour parcourir une distance donnée. L'unité la plus couramment utilisée est la microseconde par pied ($\mu s/ft$). Ce qui correspond à l'inverse de la vitesse de la formation géologique. Ainsi les mesures du temps de transit Δt entre deux récepteurs permettent d'estimer la vitesse V_p de l'onde longitudinale dans la formation géologique selon la formule de Corbier (1983)

$$\Delta t(\mu s/ft) = \frac{10^6}{V(\frac{ft}{s})}, \text{ soit } V_p = \frac{10^6}{\Delta t}, \quad V_p \text{ est exprimée en } \textit{pied} / s$$

Δt : La lenteur exprimée en $\mu s/\textit{pied}$

VITESSE MOYENNE

La vitesse moyenne V_m relative à une série composée d'un ensemble de n couches se définit comme la vitesse fictive d'une couche homogène de même épaisseur que la série et qui serait parcourue dans le même temps t (fig.3).

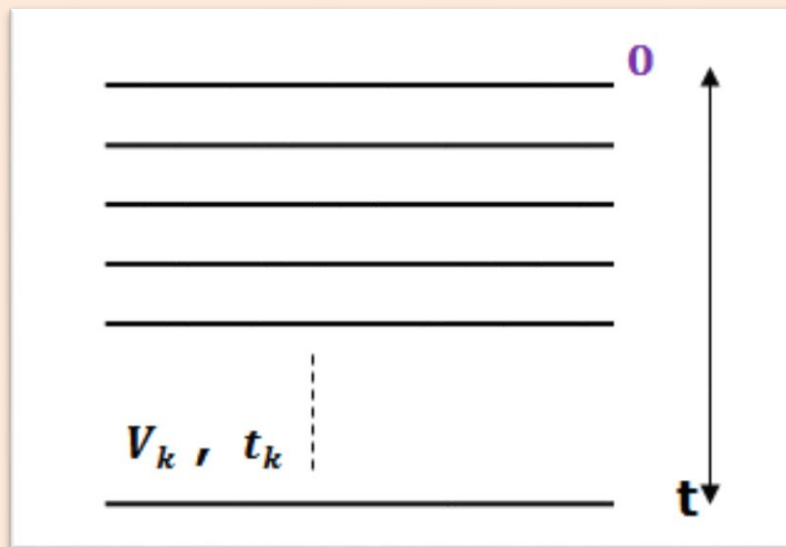


Fig.3. vitesse moyenne d'une série de couches parcourue par une onde sismique

V_k : vitesse de la couche k

t_k : Temps simple mis pour parcourir cette couche.

$$V_m = \frac{1}{t} \sum_{k=1}^n V_k \cdot t_k$$

$$t = \sum_{k=1}^n t_k = \sum_{k=1}^n \frac{V_k}{h_k}$$

$$V_m = \frac{\sum_{k=1}^n V_k \cdot t_k}{\sum_{k=1}^n t_k} = \frac{\sum_{k=1}^n V_k \cdot t_k}{\sum_{k=1}^n \frac{V_k}{h_k}}$$

Pour cet ensemble homogène situé entre les temps 0 et t , on a la vitesse moyenne

$$V_m = \frac{1}{t} \int_0^t V_i(t) dt$$

Dans un milieu homogène et isotrope la vitesse est liée aux paramètres élastiques du milieu. Dans les matériaux terrestres la vitesse des ondes sismiques varie selon la nature de la propriété physique considérée. La vitesse moyenne variera avec la Porosité, la Lithologie, la densité, la fracturation, la Profondeur, l'âge géologique, la Température, la Saturation et nature des fluides contenus dans les pores et bien d'autres

VITESSE APPARENTE

Elle caractérise la vitesse de la propagation du front d'onde le long du profil sismique. fig.4

VITESSE REELLE

Elle caractérise la vitesse intrinsèque de la propagation du front d'onde non pas le long du profil sismique mais sur la distance réellement parcourue par le front d'onde dans le milieu.

$$\Delta X = G_1 G_2, \quad \Delta t = t_2 - t_1 \quad \longrightarrow \quad V_a = \frac{\Delta X}{\Delta t}, \quad V_{reelle} = \frac{\Delta L}{\Delta t}$$

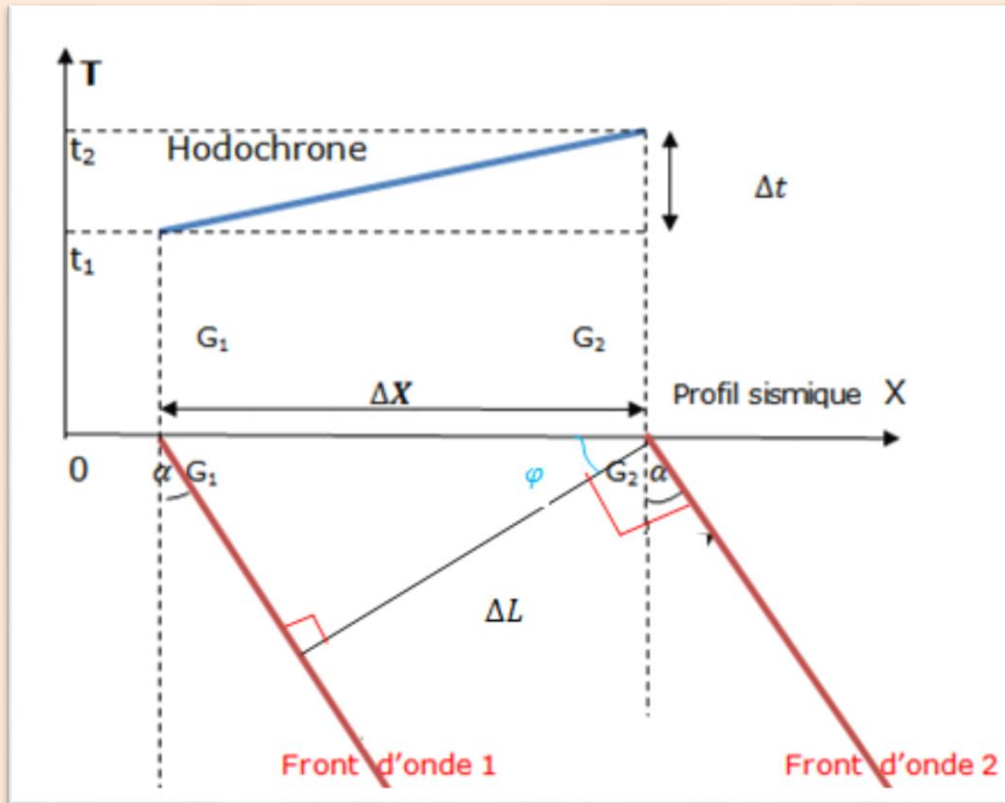


Fig.4.Hodochrone d'une onde sismique

COMPARAISON V_a - V_{reelle}

De la figure précédente il en découle que :

$$\Delta L = \Delta X \cos \varphi = \Delta X \cdot \sin \alpha$$

α : Angle d'incidence , angle formé par l'axe des temps et le front d'onde
 φ : Angle formé par la perpendiculaire au front d'onde et l'axe du profil X

$$\frac{\Delta L}{\Delta t} = \frac{\Delta X}{\Delta t} \cdot \cos \varphi = \frac{\Delta X}{\Delta t} \cdot \sin \alpha$$



$$V_{reelle} = V_a \cdot \cos \varphi = V_a \cdot \sin \alpha$$

$$\left| \frac{V_{reelle}}{V_a} \right| = |\cos \varphi| = |\sin \alpha| \leq 1 \quad \longrightarrow \quad |V_{reelle}| \leq |V_a|$$

VITESSE QUADRATIQUE MOYENNE

Le principe de Fermat dit que le temps de parcours le long d'un rayon sismique est inférieur au temps de parcours par tout autre chemin.

Considérons un milieu bicouche de vitesse V_1 et V_2 fig.5

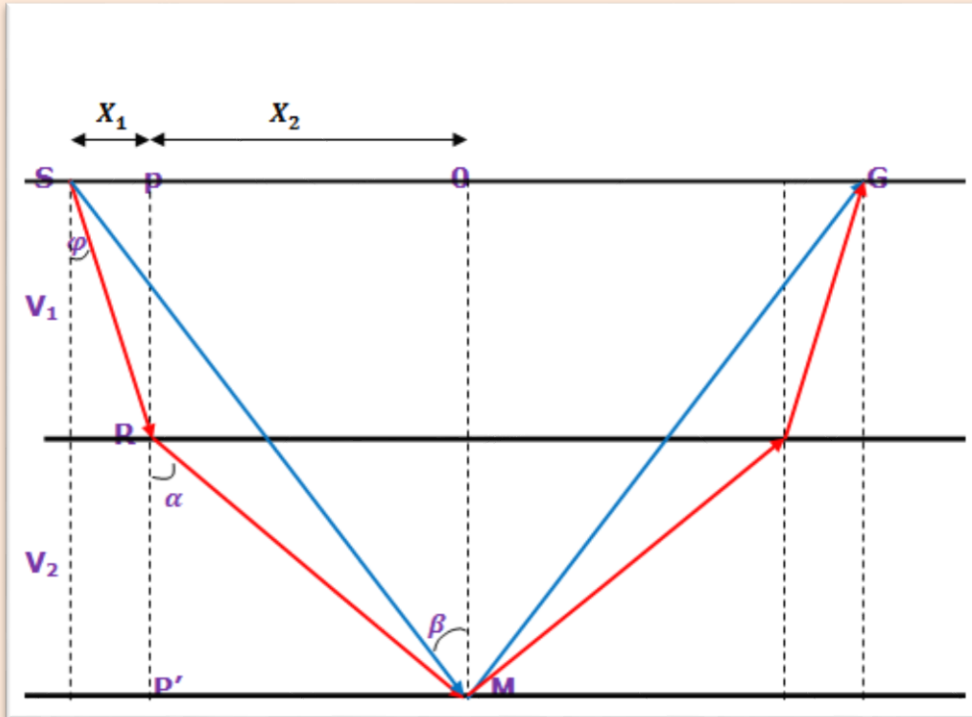


Fig.5. Vitesse quadratique moyenne. Cas d'un milieu composé de deux couches

φ : Angle d'incidence

α : Angle d'émergence, on a :

$$\frac{\sin \varphi}{V_1} = \frac{\sin \alpha}{V_2}$$

Soient X_1 et X_2 les distances horizontales parcourues dans chaque couche, t_1 et t_2 les temps de parcours.

$$X_1 = SP, \text{ on a : } \tan \varphi = \frac{SP}{RP} = \frac{X_1}{RP}, \quad X_1 = RP \cdot \tan \varphi = V_1 \cdot t_1 \cdot \tan \varphi$$

$$X_2 = P'M, \text{ on a : } \tan \alpha = \frac{P'M}{RP'} = \frac{X_2}{RP'}, \quad X_2 = RP' \cdot \tan \alpha = V_2 \cdot t_2 \cdot \tan \alpha$$

$$X_2 + X_1 = V_2 \cdot t_2 \cdot \tan \alpha + V_1 \cdot t_1 \cdot \tan \varphi = V_2 \cdot t_2 \frac{\sin \alpha}{\cos \alpha} + V_1 \cdot t_1 \frac{\sin \varphi}{\cos \varphi}$$

Si on suppose que les angles d'incidence et d'émergence sont petits

($\cos \varphi \approx 1$ et $\cos \alpha \approx 1$), on a :

$$X_2 + X_1 = V_2 \cdot t_2 \cdot \sin \alpha + V_1 \cdot t_1 \cdot \sin \varphi$$

$$\text{Or } \sin \varphi = \frac{V_1}{V_2} \cdot \sin \alpha$$

$$X_2 + X_1 = V_2 \cdot t_2 \cdot \sin \alpha + V_1 \cdot t_1 \cdot \sin \varphi = V_2 \cdot t_2 \cdot \sin \alpha + V_1 \cdot t_1 \cdot \frac{V_1}{V_2} \cdot \sin \alpha = \frac{\sin \alpha}{V_2} [t_2 V_2^2 + t_1 V_1^2]$$

Si on considère le trajet direct SM on a $SM = SR + RM$

On définit un angle d'incidence β et une vitesse V_{2Rms} tels que

$$\frac{\sin \varphi}{V_1} = \frac{\sin \alpha}{V_2} = \frac{\sin \beta}{V_{2Rms}}$$

$$X_2 + X_1 = \frac{\sin \alpha}{V_2} [t_2 V_2^2 + t_1 V_1^2] , \text{ on a :}$$

$$\frac{\sin \alpha}{V_2} = \frac{X_2 + X_1}{t_2 V_2^2 + t_1 V_1^2} = \frac{\sin \beta}{V_{2Rms}}$$

$$\sin \beta = \frac{SO}{SM} = \frac{X_2 + X_1}{V_{2Rms}(t_1 + t_2)}$$

$$\frac{X_2 + X_1}{t_2 V_2^2 + t_1 V_1^2} = \frac{V_{2Rms}(t_1 + t_2)}{V_{2Rms}} , \quad V_{2Rms} = \frac{t_2 V_2^2 + t_1 V_1^2}{V_{2Rms}(t_1 + t_2)} , \quad V_{2Rms} \text{ (Root mean square)}$$

$$V_{2Rms}^2 = \frac{t_2 V_2^2 + t_1 V_1^2}{(t_1 + t_2)}$$

Pour n couches, on a :

$$V_{n.Rms}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n t_i V_i^2}{\sum_{i=1}^n t_i}$$

$$V_{Rms}^2 = \frac{1}{t} \int_0^t V_i^2(t) dt , \quad \text{ou } \frac{\sum_{k=1}^n V_k^2 \cdot t_k}{\sum_{k=1}^n t_k} , \quad \text{avec } t = \sum_{k=1}^n t_k$$

La vitesse quadratique moyenne V_{Rms} est la vitesse que l'on utilise pour effectuer les corrections dynamiques (NMO ou Normal Move Out).

La vitesse V_{Rms} est fournie par les analyses de vitesse. On sait que pour un entassement d'horizons sismiques horizontaux, le signal sismique enregistré par la trace sismique d'un même CMP est agencé sur des trajectoires hyperboliques d'équation.

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{4h^2}{V_{Rms}^2}$$

h : Profondeur **OM** du miroir

t_0 : Temps double en réflexion verticale

COMPARAISON VITESSE MOYENNE – VITESSE QUADRATIQUE MOYENNE

Sachant que $V_{Rms}^2 = \frac{1}{t} \int_0^t V_i^2(t) dt$ et $V_m = \frac{1}{t} \int_0^t V_i(t) dt$ (dans le domaine continu), on a :

$$V_{Rms}^2 - V_m^2 = V_{Rms}^2 + V_m^2 - 2V_m^2 = V_{Rms}^2 + V_m^2 - 2V_m V_m$$

$$V_{Rms}^2 - V_m^2 = \frac{1}{t} \int_0^t V_i^2(t) dt + V_m^2 \frac{1}{t} \int_0^t dt - 2V_m \frac{1}{t} \int_0^t V_i(t) dt$$

Étant donné que $\frac{1}{t} \int_0^t dt = 1$

$$V_{Rms}^2 - V_m^2 = \frac{1}{t} \int_0^t [V_i^2(t) + V_m^2 - 2V_m V_i(t)] dt = \frac{1}{t} \int_0^t [V_i(t) - V_m]^2 dt = \sigma^2$$

D'où $V_{Rms}^2 = V_m^2 + \sigma^2$, donc $V_{Rms}^2 \geq V_m^2$

La vitesse quadratique moyenne est toujours supérieure à la vitesse moyenne et l'écart entre les deux carrés sera égal à la variance des vitesses de la série. Plus dispersées seront les vitesses, plus grand sera l'écart par excès entre la vitesse trouvée par les méthodes indirectes et la vitesse moyenne vraie. Il n'y aura donc pas de moyen rigoureux pour remonter des vitesses quadratiques approximativement données par les analyses de vitesses aux vitesses moyennes, sachant que la variance dépend de la série, c'est-à-dire de l'objet même de l'information sismique.

Néanmoins, la pratique établit qu'une diminution de 10% des vitesses trouvées par analyses conduit couramment à une valeur raisonnablement précise des vitesses moyennes. Toutefois, il faut mentionner que les valeurs directement déterminées par les analyses de vitesses, qui introduisent les phénomènes de réfraction à l'effet d'obliquité global, fournissent incontestablement les vitesses sismiques à appliquer pour corriger exactement l'obliquité, c'est-à-dire à utiliser pour réaliser les corrections dynamiques.

COEFFICIENT D'HETEROGENEITE

On a vu précédemment que :

$$V_{Rms}^2 = V_m^2 + \sigma^2$$

$$V_{Rms}^2 - V_m^2 = \sigma^2$$

$$\frac{V_{Rms}^2 - V_m^2}{V_m^2} = \frac{\sigma^2}{V_m^2} = g \quad \text{s'appelle le coefficient d'hétérogénéité.}$$

CALCUL DE LA VITESSE DE TRANCHE

Le calcul de la vitesse de tranche à partir de la vitesse quadratique moyenne s'opère comme suit :

Considérons le cas deux horizons sismiques plans et horizontaux situés aux temps t_1 et t_2 avec :

$t_2 > t_1$, de vitesses quadratiques moyennes $V_{Rms}^2(t_1)$ et $V_{Rms}^2(t_2)$

Ou $V_{Rms}(t_1)$ lue au temps t_1 et $V_{Rms}(t_2)$ lue au temps t_2

On a:

$$V_{Rms}^2(t_1) = \frac{1}{t_1} \int_0^{t_1} V_i^2(t) dt$$

$$V_{Rms}^2(t_2) = \frac{1}{t_2} \int_0^{t_2} V_i^2(t) dt$$

$$\text{On a: } t_2 \cdot V_{Rms}^2(t_2) - t_1 \cdot V_{Rms}^2(t_1) = \int_0^{t_2} V_i^2(t) dt - \int_0^{t_1} V_i^2(t) dt =$$

$$- \int_{t_2}^0 V_i^2(t) dt - \int_0^{t_1} V_i^2(t) dt = - \int_{t_2}^{t_1} V_i^2(t) dt = \int_{t_1}^{t_2} V_i^2(t) dt$$

$$t_2 \cdot V_{Rms}^2(t_2) - t_1 \cdot V_{Rms}^2(t_1) = \int_{t_1}^{t_2} V_i^2(t) dt$$

$$- \int_{t_2}^{t_1} V_i^2(t) dt = \int_{t_1}^{t_2} V_i^2(t) dt = V_{Rms}^2(t_2 - t_1)$$

$$t_2 \cdot V_{Rms}^2(t_2) - t_1 \cdot V_{Rms}^2(t_1) = (t_2 - t_1) \cdot V_{Rms}^2(t_2 - t_1)$$

Dans l'intervalle $[t_2 - t_1]$, la vitesse de couche ou d'intervalle $V_{Rms}(t_2 - t_1)$ s'identifie à la vitesse de couche V_c c'est à dire la vitesse de tranche de terrain comprise entre les temps t_1 et t_2 tirée des analyses de vitesses sismiques.

$$V_c^2 = \frac{t_2 \cdot V_{Rms}^2(t_2) - t_1 \cdot V_{Rms}^2(t_1)}{t_2 - t_1} \quad \text{Formule de DIX}$$

$$V_{Rms} = V_c = \sqrt{\frac{t_2 \cdot V_{Rms}^2(t_2) - t_1 \cdot V_{Rms}^2(t_1)}{t_2 - t_1}}$$

Cette formule est importante, car la sismique réflexion donne généralement accès aux vitesses quadratiques moyennes. Elle permet de calculer de façon théoriquement et rigoureusement la vitesse d'une couche homogène à partir des vitesses quadratiques moyennes au toit et à la base de celle-ci. Toutefois, il faut prendre la précaution dans le cas de couches minces c'est-à-dire lorsque $(t_2 - t_1)$ est petit.

CALCUL DES VITESSES DE COUCHE A PARTIR DE LA VITESSE MOYENNE

En s'inspirant de la formule.

$$t_2 \cdot V_{Rms}^2(t_2) - t_1 \cdot V_{Rms}^2(t_1) = (t_2 - t_1) \cdot V_{Rms}^2(t_2 - t_1)$$

On peut écrire :

$$t_2 \cdot V_m(t_2) - t_1 \cdot V_m(t_1) = (t_2 - t_1) \cdot V_m(t_2 - t_1), \text{ d'ou}$$

$$V_m(t_2 - t_1) = \frac{t_2 \cdot V_m(t_2) - t_1 \cdot V_m(t_1)}{t_2 - t_1}$$

MOYENS D'ACQUISITION DES VITESSES SISMIQUES

vitesse moyenne de sommation

La vitesse moyenne de sommation (stack) est mise en évidence à partir des analyses de vitesse. C'est une vitesse expérimentale qui ne peut pas être mise en équation, elle se déduit à partir de l'étude des courbures des indicatrices des réflexions et sur la trace somme (sommation en couverture multiple). C'est une vitesse qui permet d'optimiser la sommation c'est pourquoi on l'appelle vitesse de sommation.

Vitesse de phase et de groupe

En sismique réflexion basse fréquence, les vitesses sismiques sont indépendantes de la fréquence. Toutefois, dans le cas d'utilisation des hautes fréquences, le train d'onde se déforme à cause de la variation vitesse de propagation des ondes sismiques avec la fréquence que l'on appelle dispersion. Ce phénomène provoque une séparation de la vitesse de groupe de la vitesse de phase.

MESURE DE LA VITESSE DES ONDES P EN FORAGE

Les diagraphies acoustiques permettent de déterminer la vitesse instantanée des ondes longitudinales dans les formations géologiques le long des parois d'un puits de forage. Les sondes de diagraphies consistent à mesurer le temps de transit Δt entre les récepteurs. Connaissant les valeurs de la lenteur Δt de la formation, il est alors possible de calculer la vitesse V_p à l'aide de la relation de Corbier qui s'exprime comme suit :

$$\Delta t(\mu s/ft) = \frac{10^6}{V(\frac{ft}{s})}, \quad \text{soit} \quad V_p = \frac{10^6}{\Delta t}, \quad V_p \text{ est exprimée en } \mu s/ft$$

Δt : La lenteur exprimée en $\mu s/ft$

Dans les formations géologiques poreuses et consolidées, le temps de parcours dans la matrice et dans le fluide présent dans les pores est estimé, selon la formule de Wyllie.

$$\Delta t_{lu} = \Delta t_f \cdot \Phi + (1 - \Phi) \cdot \Delta t_m$$

Δt_f : Temps de parcours de l'onde P dans le fluide contenu dans les pores

Δt_m : Temps de parcours dans la matrice

Δt_{lu} : Temps de parcours lu sur le log sonique

FACTEURS AFFECTANT LA VITESSE DES ONDES

Vitesse - porosité

De la formule précédente, la vitesse V_{lue} des ondes P lue par le sonique varie avec la porosité Φ . Une relation empirique a été établie par Wyllie et al (1958).

$$\frac{1}{V_{lue}} = \frac{\Phi}{V_f} + \frac{1-\Phi}{V_m}$$

V_f : vitesse de l'onde dans le fluide

V_m : vitesse de l'onde dans la matrice

Une augmentation de la porosité fait diminuer la vitesse des ondes

Vitesse - résistivité électrique

La formule empirique d'Archie fait le lien entre la résistivité et la porosité.

$$\rho_r = \frac{a \cdot \rho_f}{\phi^m}$$

ρ_r : Résistivité de la roche

ρ_f : Résistivité du fluide

m : varie de 1.3 à 2,2. Il est appelé facteur de cimentation et il dépend de la forme des pores

a : varie de 0.6 à 2. Il dépend de la lithologie

La résistivité ρ_r dépend également de la température de la roche, toutefois son influence sur la variation de la vitesse des ondes sismiques est faible.

Vitesse - profondeur

La vitesse des ondes P varie avec l'accroissement de la profondeur Z et de la résistivité électrique R de la formation géologique. Une formule empirique a été établie par Faust (1953).

$$V = 1948 \left[\frac{Z}{R} \right]^{1/6}$$

Elle montre que la vitesse des ondes longitudinales diminue lorsque la résistivité de la roche augmente.

Les vitesses des ondes sismiques varient également avec l'âge géologique, l'anisotropie, la pression, la nature de la roche etc.

LA DENSITE

L'outil qui permet de mesurer la densité de la formation est la diagraphie Gamma-Gamma. C'est une méthode de diagraphie qui permet de mesurer la radioactivité provoquée. Le principe consiste à soumettre une formation géologique à un bombardement par un rayonnement gamma généré par une source radioactive contenant du césium 137. Le rayonnement gamma incident sans masse (ondes électromagnétiques) généré par la source sus mentionnée interagit avec la matière. A l'issue de cette interaction, on observe au moins trois phénomènes.

Effet photoélectrique : A l'issue de ce phénomène, toute l'énergie du rayon gamma est transmise à l'électron (absorption totale)

Effet Compton : lors de l'interaction du rayon gamma incident avec la matière, une partie de l'énergie incidente est diffusée dans les toutes directions et l'autre partie est carrément transmise à l'électron.

Effet de paire : Dans ce dernier cas, l'interaction du rayon gamma avec la matière donne naissance à un négaton (e^-) et un positon (e^+). Il en résulte (sans entrer dans le détail) que l'atténuation du rayonnement gamma dans la formation est profondément liée à la densité électronique qui est elle-même étroitement liée à la densité de la formation géologique.

L'équation de l'absorption est :

$$I = I_0 e^{-\mu \cdot \rho_e \cdot x}$$

I_0 : Intensité du rayonnement gamma émise par la source

I : Intensité mesurée par le détecteur du rayonnement gamma

x : Distance émetteur - récepteur

μ : Constante dépendant de la géométrie de l'outil, de l'énergie de rayonnement gamma et des caractéristiques du détecteur

ρ_e : Densité électronique de la formation géologique sur un intervalle x

$$\rho_e = \rho_b \cdot N \left[\frac{Z}{A} \right]$$

$$\rho_b = \frac{\ln \left[\frac{I_0}{I} \right]}{\mu \left[\frac{Z}{A} \right]}$$

Z : Nombre atomique

A : Masse atomique

N : Nombre d'Avogadro

ρ_b : Densité de la formation géologique

La densité d'un corps se définit comme étant le rapport entre la masse volumique de ce corps et la masse volumique de l'eau portée à **4°C**. C'est une quantité sans dimension contrairement à la masse volumique qui s'exprime en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

La densité comme la vitesse est une grandeur petro - physique très importante qui caractérise un milieu. C'est un paramètre physique qui varie en fonction de la nature des milieux géologiques. Elle est liée aux facteurs tels que : porosité, perméabilité, compressibilité, modules d'élasticité, nature des fluides contenus dans la roche et bien d'autres.

La densité des roches varie avec la profondeur, sous l'effet de la compaction. Celle-ci (compaction) expulse l'eau des milieux géologiques qui deviennent de plus en plus

denses et de moins en moins poreux. Pour un matériau géologique, la densité totale ρ_t vaut :

$$\rho_t = \rho_m \cdot (1 - \phi) + \phi \cdot \rho_f \quad , \quad \phi = \frac{\rho_m - \rho_t}{\rho_m - \rho_f}$$

ρ_m : Densité de la matrice

ρ_f : Densité du fluide

ϕ : Porosité

Toute roche est constituée par une matrice m et par des vides remplis par un fluide. Le rapport volume des vides / volume de la roche constitue la porosité.

Dans un sédiment contenant les hydrocarbures, la densité a pour expression :

$$\rho_t = \rho_m(1 - \phi) + \phi \rho_h + (\rho_w - \rho_h) \cdot \phi S_w$$

S_w : Saturation en eau

ρ_w : Densité de l'eau

ρ_h : Densité des hydrocarbures

Les roches sédimentaires sont généralement moins denses que les autres types de roches (cristallines et basiques)

Relation densité - vitesse sismique

La relation empirique entre la densité et la vitesse des ondes longitudinales est très utile. En absence des enregistrements de densité dans un puits Gardner (1974) a donné une formule empirique reliant le champ de densité au champ de vitesse sismique extraite d'un enregistrement du log sonique.

La forme générale est :

$$\rho = a \cdot V^b$$

$$\text{Log } \rho = \text{Log } a + b \text{ log } V$$

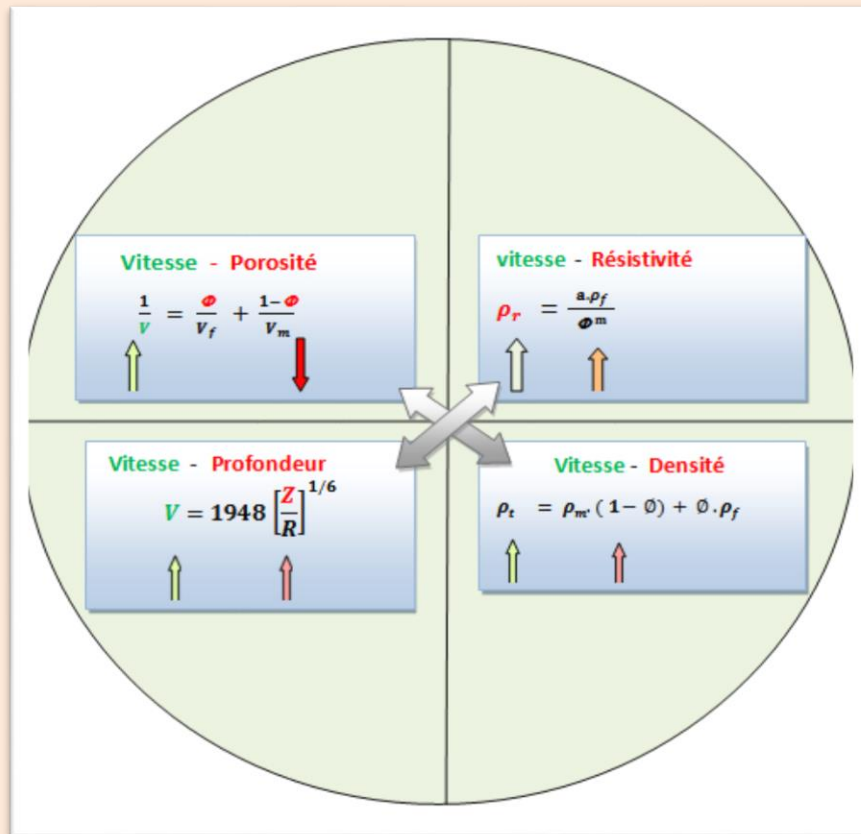
Ou a et b sont des constantes estimées à partir des puits déjà existant. Elles dépendent du type de roches, $b = 1/4$ dans la plupart des cas.

$$\rho_t = \rho_m \cdot (1 - \phi) + \phi \cdot \rho_f = a \cdot V^b$$

La formule couramment utilisée est :

$\rho = 0.23 \cdot V^{1/4}$. Cette relation donne souvent de bons résultats devant les roches carbonatées. Toutefois le sel, l'anhydrite et le charbon n'obéissent pas à cette loi.

Le tableau ci-dessous résume les variations de la vitesse en fonction des propriétés petro physiques du milieu géologique traversé par l'onde sismique.



PARAMETRES ELASTIQUES STATIQUES ET DYNAMIQUES

Paramètres élastiques statiques

Les paramètres élastiques intervenant dans l'étude des milieux élastiques linéaires, homogènes et isotropes sont nombreux. Ce sont des coefficients intrinsèques à chaque type de matériau qui permettent de faire le lien entre la contrainte au taux de déformation d'un milieu soumis respectivement à une compression ou à un cisaillement.

Dans le cas d'un corps homogène, isotrope et élastique, les différents paramètres élastiques statiques sont étroitement liés entre eux par les relations suivantes :

Module de Young

Il est lié aux autres paramètres par les expressions suivantes :

$$E = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu} = 3K(1-2\sigma) = 2\mu(1+\sigma)$$

Coefficient de Poisson

Le coefficient de Poisson σ (Koefoed, 1955) est un paramètre très important qui caractérise le rapport entre les déformations verticales et horizontales d'un matériau. Il est lié aux autres paramètres par :

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)} = \frac{1}{2} - \frac{E}{6K} = \frac{1+2\mu/3K}{2+2\mu/3K}$$

Il s'exprime en fonction du rapport $\alpha = \frac{V_p}{V_s}$

$$\sigma = \frac{\alpha^2 - 2}{2(\alpha^2 - 1)}$$

Il renseigne sur la conservation de volume et l'incompressibilité.

Coefficient de cisaillement

Le paramètre μ est le premier paramètre de Lamé. Il est nul dans les milieux fluides. C'est grâce à cette propriété que l'on a pu déduire que le noyau externe de la terre est liquide. Le coefficient de cisaillement (glissement, Coulomb, rigidité) peut servir comme indicateur dans le repérage des zones chaudes et froides du manteau supérieur. Il peut servir également pour fournir des informations sur l'état de la fracturation des matériaux dans la croûte terrestre. Il est lié aux autres paramètres élastiques par :

$$\mu = \frac{1}{2} \frac{E}{(1+\sigma)} = \frac{3K(1-2\sigma)}{2(1+\sigma)}$$

Second paramètre de Lamé

Le second paramètre de Lamé est lié au coefficient de Poisson et le module de Young par la relation :

$$\lambda = \frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$$

Coefficient d'incompressibilité

Il mesure la variation d'un volume soumis à une pression.

$$k = \frac{\text{contrainte volumique}}{\text{déformation volumique}} = \frac{P}{\frac{\Delta V}{V}} = \lambda + \frac{2}{3} \mu = \frac{1}{3} \frac{E}{(1-2\sigma)} = \frac{2}{3} \mu \frac{(1+\sigma)}{(1-2\sigma)}$$

Dans un liquide parfait on a : $\mu = 0$, $E = 0$ et $\sigma = \frac{1}{2}$

Un corps soumis à une pression uniforme sur toutes ces faces va subir une contraction. Si ΔV est la diminution de volume occasionnée par la pression ΔP sur le volume V du corps, on a :

$$k = \frac{\Delta P}{\frac{\Delta V}{V}} = \frac{\Delta P}{\theta} = \frac{E}{3(1-2\sigma)} : \text{La compressibilité}$$

Le coefficient K est appelé le module d'incompressibilité, il est exprimé par le rapport entre la pression de confinement exercée sur un matériau sphérique et son changement relatif de volume.

L'inverse $C = \frac{1}{K} = \frac{\theta}{\Delta P} = \frac{\frac{\Delta V}{V}}{\Delta P} = \frac{3(1-2\sigma)}{E}$ s'appelle le module de compressibilité.

Le tableau 1 resume les reations entre les differents parrametes elastiques

K	E	λ	$\sigma = \nu$	M	μ
$\lambda + 2\mu/3$	$\mu \frac{3\lambda+2\mu}{\mu+\lambda}$	—	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda + 2\mu$	—
—	$9K \frac{K-\lambda}{3K-\lambda}$	—	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$	$3K - 2\lambda$	$3(K - \lambda)/2$
—	$\frac{9K\mu}{3K+\mu}$	$K - 2\mu/3$	$\frac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)}$	$K + 4\mu/3$	—
$\frac{E\mu}{3(3\mu-E)}$	—	$\mu \frac{E-2\mu}{(3\mu-E)}$	$\frac{E}{2\mu} - 1$	$\mu \frac{4\mu-E}{3\mu-E}$	—
—	—	$3K \frac{3K-E}{9K-E}$	$\frac{3K-E}{6K}$	$3K \frac{3K+E}{9K-E}$	$\frac{3KE}{9K-E}$
$\lambda \frac{1+\nu}{3\nu}$	$\lambda \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$	—	—	$\lambda \frac{1-\nu}{\nu}$	$\lambda \frac{1-2\nu}{2\nu}$
$\mu \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$2\mu(1 + \nu)$	$\mu \frac{2\nu}{1-2\nu}$	—	$\mu \frac{2-2\nu}{1-2\nu}$	—
—	$3K(1 - 2\nu)$	$3K \frac{\nu}{1+\nu}$	—	$3K \frac{1-\nu}{1+\nu}$	$3K \frac{1-2\nu}{2+2\nu}$
$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	—	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	—	$\frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{E}{2+2\nu}$
$M - \frac{4}{3}\mu$	—	$M - 2\mu$	$\frac{M-2\mu}{2(M-\mu)}$	—	—

Tableau 1 : Relations élastiques dans un milieu homogène et isotrope

PARAMETRES ELASTIQUES DYNAMIQUES

Module de rigidité

Les paramètres élastiques dynamiques peuvent être déduits par la connaissance des vitesses sismiques mesurées durant les levés de sismique.

On peut obtenir le module de cisaillement à partir de la mesure de la vitesse de propagation des ondes transversales V_s par la relation suivante :

$$\mu = G = \rho \cdot V_s^2$$

ρ : Masse volumique exprimée en kg/m^3

V_s : vitesse de propagation de l'onde secondaire exprimée en m/s

De même le module d'Young peut être déduit des vitesses de propagation des ondes primaire et transversale par :

Module de Young

$$E = 2\rho V_s^2 (1 + \sigma) \quad , \quad \text{ou} \quad E = \rho \cdot V_p^2 \frac{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}{1 - \sigma}$$

Coefficient de Poisson

Le coefficient de Poisson peut être déduit à partir de la connaissance des vitesses des ondes transversales et longitudinales

$$\sigma = \frac{(V_p^2 - 2V_s^2)}{2(V_p^2 - V_s^2)}$$

NOTION D'IMPEDANCE ACOUSTIQUE

Tout milieu matériel possède une impédance acoustique Z intrinsèque qui lui est propre. Elle est l'équivalent d'une résistance en électricité c'est à dire qu'elle mesure la résistance d'un milieu au passage d'ondes sismiques. Pour une pression acoustique donnée, on aura une grande vitesse de déplacement des particules du milieu matériel à faible impédance acoustique et vice versa.

$$Z = \frac{p}{v} = \frac{\text{pression acoustique}}{\text{vitesse particulaire}} \quad (\text{Dans un fluide})$$

A énergie égale, on aura une forte pression acoustique dans un milieu à forte impédance acoustique et vice versa.

p : La pression acoustique

v : La vitesse des particules du milieu

L'amplitude des phénomènes de réflexion et de transmission des ondes sismiques est gouvernée par le rapport des impédances acoustiques (contraste acoustique).

Une couche géologique dans laquelle se propage une onde sismique possède une impédance acoustique. Elle décrit la résistance du milieu à sa mise en mouvement lorsqu'il est parcouru par une onde acoustique. L'impédance acoustique Z du milieu est égale au produit de la densité ρ de ce milieu par sa vitesse V en onde longitudinale sismique soit :

$$Z = \rho \cdot V$$

L'impédance acoustique Z a les dimensions d'une résistance aux déformations internes du milieu considéré. Pour un milieu homogène et isotrope, l'impédance acoustique d'une onde longitudinale peut être exprimée en fonction des paramètres de Lamé.

$$\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} = V_p^2 = \frac{Z^2}{\rho^2}$$

On vérifiera que l'impédance d'une onde acoustique plane se propageant dans un milieu de densité ρ avec une vitesse V_p est constante et vaut :

$$Z = V_p \cdot \rho = \sqrt{\rho(\lambda + 2\mu)}$$

Il s'agit ici d'une quantité réelle indépendante de la fréquence. Elle définit l'impédance caractéristique du milieu.

$$Z = \frac{F}{v} = \frac{\text{force}}{\text{vitesse particulière}} \text{ (Milieu solide)}$$

Exemple : les impédances acoustiques de l'eau et de l'air sont respectivement

$$Z_{\text{eau}} = 1,48 \cdot 10^6 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$$

$$Z_{\text{air}} = 440 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$$

Il en résulte que l'eau offre une résistance plus importante à la propagation d'une onde acoustique.

L'inverse à l'impédance acoustique s'appelle admittance

$$Y = \frac{1}{Z} = \frac{v}{P}$$

RELATION ENTRE VITESSE PARTICULAIRE ET VITESSE DE PROPAGATION

La relation entre la vitesse v particulière et la vitesse V de propagation de l'onde sismique est :

$$Z = V \cdot \rho = \frac{P}{v}$$

C'est la vitesse locale des particules. Elle est définie par la dérivée du déplacement, telle que $v = \frac{\partial u}{\partial t}$ alors que la vitesse V est une vitesse de propagation d'un front d'onde. Pour rappel les fronts d'ondes peuvent avoir la forme: sphérique, plane, cylindrique, et conique.

$$P = V \cdot \rho \cdot v, \text{ soit } V = \frac{P}{\rho \cdot v}$$

INTENSITE ACOUSTIQUE

La notion d'amplitude est très importante dans la caractérisation d'un milieu. Il existe une étroite relation entre l'amplitude d'une onde sismique et la nature des formations géologiques qui se situent de part et d'autre de la surface de discontinuité séparant les deux couches, discontinuité sur laquelle s'effectue le phénomène de réflexion. L'amplitude d'une onde produite par une source sismique est généralement affectée par un certain nombre de facteurs au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de sa source d'émission. Ces facteurs sont : la divergence sphérique, le phénomène d'absorption, la transmission, l'interférence avec d'autres types d'ondes (multiples), la morphologie du réflecteur, la zone altérée (WZ), la réflexion à incidence inclinée et bien d'autres. Comme la pression acoustique est le produit de l'impédance par la vitesse particulière

$$P = Z \cdot v$$

L'intensité acoustique I est définie par :

$$I = \frac{1}{2} \frac{P^2}{Z}, \text{ ou encore } I = \frac{1}{2} Z \cdot v^2$$

REFLEXION ET REFRACTION DES ONDES SISMIQUES

Répartition de l'énergie sur une interface

Lorsqu'une onde en incidence normale atteint une interface séparant deux milieux homogènes et isotropes de natures différentes et de propriétés élastiques différentes, il se produit, une réflexion et une réfraction fig. 6. Nous considérons la situation en incidence normale d'une onde sismique, car c'est le cas le plus simple des phénomènes de réflexion et de transmission des ondes sismiques. En conséquence, si l'on désigne par V_1 la vitesse des ondes réfléchies dans le premier milieu et V_2 la vitesse des ondes transmises dans le second milieu, on peut observer les phénomènes suivants :

– Une onde plane P ou S incidente qui tombe sur la surface de séparation entre deux milieux différents donnent chacune naissance, à quatre types d'ondes.

– Une onde P incidente donne une onde P réfléchie, une onde S réfléchie, une onde P transmise et une onde S transmise.

– Une onde incidente S_V donne une onde P réfléchie, une onde S_V réfléchie, une onde P transmise et une onde S_V transmise.

- Une onde S_H incidente donne une onde S_H réfléchie et une onde S_H transmise

Premier cas :

a) Pour $V_2 > V_1$

Alors $\beta > i$, on a la relation suivante de Snell-Descartes

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin r}{V_1} = \frac{\sin \beta}{V_2} = p . \text{ Paramètre de ray}$$

avec $p = \frac{1}{V_a}$, V_a : vitesse apparente

b) Pour $\beta = 90^\circ$

Toute augmentation de i entraîne l'augmentation de β et lorsque l'angle β atteint 90° , l'angle d'incidence est appelé alors critique (limite) $i = i_c$.

L'expression précédente devient :

$$\frac{\sin(i=i_c)}{V_1} = \frac{\sin 90^\circ}{V_2} \quad , \quad \text{Soit :}$$

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2} \quad , \quad \text{avec} \quad i_c = \sin^{-1}\left(\frac{V_1}{V_2}\right)$$

Dans ce cas, tout point de la surface de séparation entre les deux milieux (**I-II**) se comporte comme une nouvelle source acoustique dont le front d'onde se propage à une vitesse dans le milieu **II**. Le nouveau front d'onde ainsi engendré se propage avec une vitesse V_2 supérieure à celle du front de l'onde incidente. Cette différence de vitesse de propagation des ondes, génère dans le premier milieu une onde sismique dont le front d'onde à la forme d'un tronc de cône. Les rayons sismiques de cette onde conique apparaissent à la surface du sol sous un angle i_c . C'est grâce à ce phénomène d'onde conique que les ondes réfractées à l'interface de deux milieux peuvent être détectées par les capteurs en surface à une distance x_c appelée critique. Ainsi la distance critique est la distance à partir de laquelle l'onde réfractée arrive avant l'onde directe.

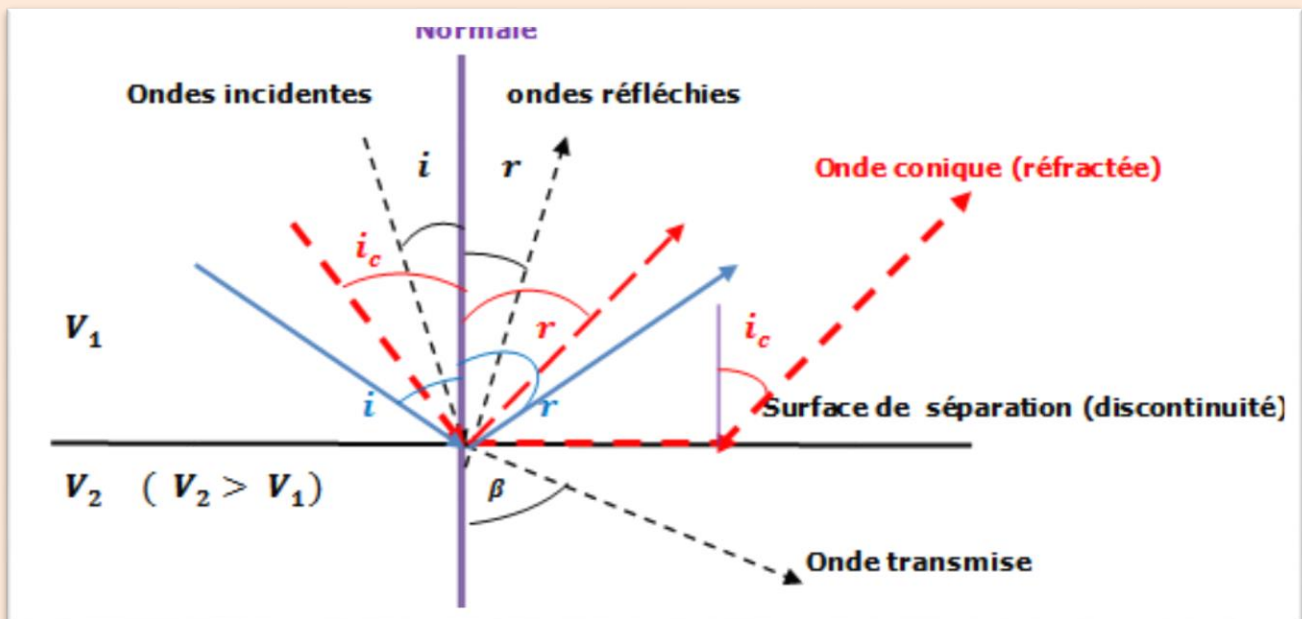


Fig.6. Cas limites de réflexion et de transmission des ondes sismiques (en incidence normale)

Cette Figure montre la réflexion et la réfraction d'une onde élastique plane à l'interface de deux milieux.

i : Angle d'incidence (incidence normale $i \approx 0$)

r : Angle de réflexion correspondant à i , ($r = i$)

β : Angle de transmission dans le second milieu correspondant à l'angle d'incidence i

i_c : Angle critique, formation d'une onde conique (réfractée) lorsque $\beta = \frac{\pi}{2}$ et d'une onde réfléchie avec un angle $r = i_c$.

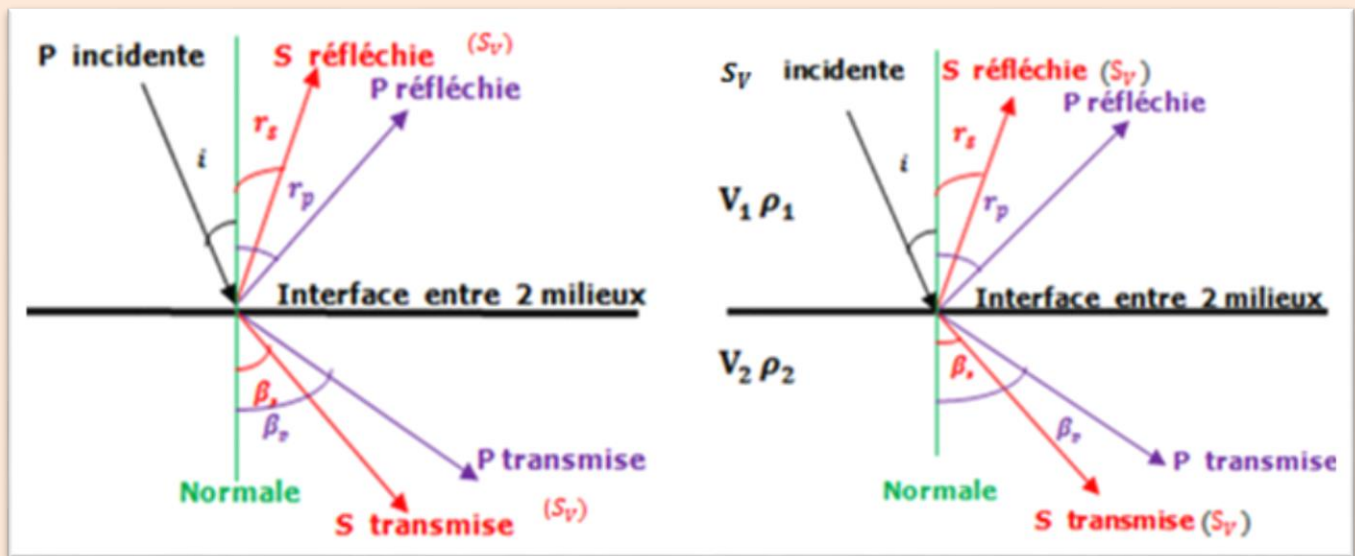
$i > i_c$: Réflexion totale, pas de réfraction, pas de transmission des ondes dans le second milieu ($i = r$).

Deuxième cas :

$V_1 > V_2$ Alors $i > \beta$: dans ce cas l'angle d'incidence n'atteindra jamais 90°

CAS D'UNE ONDE INCIDENTE P ET S_V

Lorsque l'onde incidente est longitudinale P ou la composante verticale S_V de l'onde de cisaillement, nous observons les phénomènes suivants (fig. 7).



(a) Emission d'une onde P

(b) Emission d'une onde S_V

Fig. 7 réflexion et transmission des ondes P et S_V

En incidence normale, les coefficients de réflexion et de transmission sont :

- Le coefficient de transmission (T_p) est le rapport de l'amplitude (A_{pT}) de l'onde P transmise sur celle de l'onde P incidente (A_{pi}) (soit $T_p = \frac{A_{pT}}{A_{pi}}$)

- Le coefficient de transmission (T_s) de l'onde S est celui des amplitudes de l'onde S transmise et P incidente ($T_s = \frac{A_{sT}}{A_{pi}}$)
- Le coefficient de réflexion (R_s) de l'onde S est le rapport des amplitudes de l'onde S et P incidente (soit $R_s = \frac{A_{sr}}{A_{pi}}, \frac{A_{sr}}{A_{si}}$)

En dehors de l'incidence normale, les formules des coefficients de réflexion et de transmission s'expriment grâce aux équations de Knott-Zoeppritz.

CAS D'UNE ONDE INCIDENTE S_H

En cas où l'onde incidence est la composante verticale S_H (fig.8), les lois de snell Descartes sus - mentionnées restent valables.

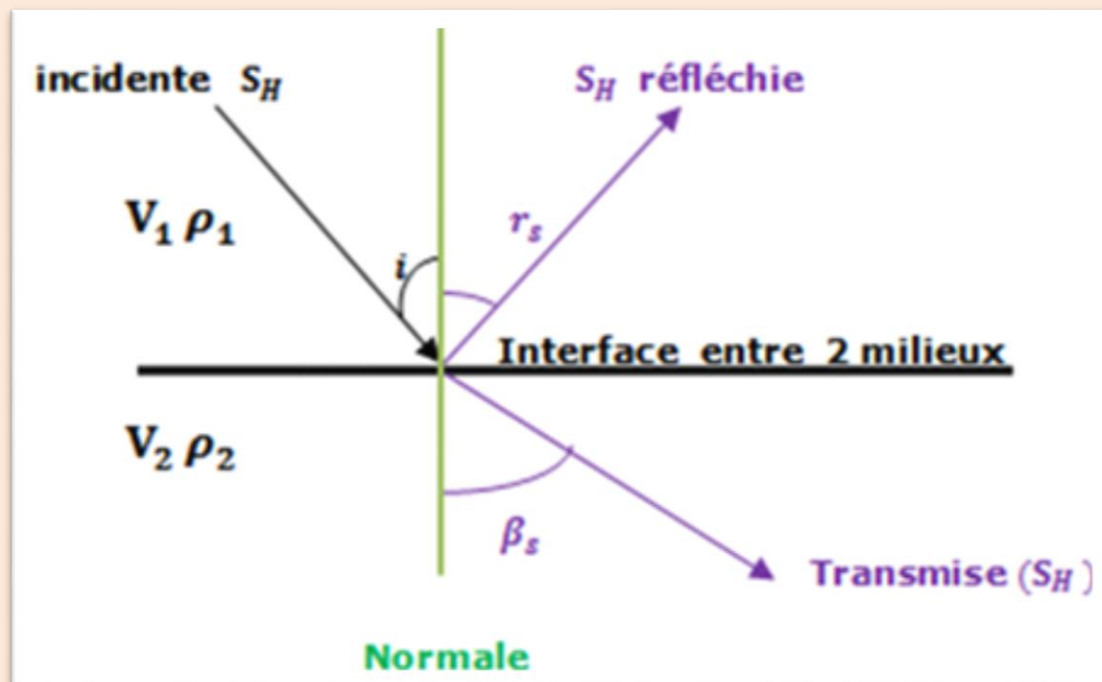


Fig. 8 .Réflexion et transmission des ondes S_H

ENERGIE DES ONDES REFLECHIES

Coefficient de réflexion et transmission

La sismique réflexion a pour but d'identifier la suite des contrastes des impédances acoustiques associée aux différentes formations du sous-sol.

Si on désigne l'amplitude de l'onde incidente par A_i , l'amplitude de l'onde réfléchie égal à A_r et l'amplitude de l'onde transmise A_T .

$$\text{On a: } A_r + A_T = A_i$$

$$A_T = A_i - A_r \quad , \quad A_r = A_i - A_T$$

A_T : Amplitude du rayon transmis dans le milieu **2**

A_r : Amplitude du rayon réfléchi dans le milieu **1**

En supposant qu'il ya conservation d'énergie on a :

$$Z_1(A_i)^2 = Z_1(A_r)^2 + Z_2(A_T)^2$$

$$Z_1(A_i)^2 - Z_1(A_r)^2 = Z_2(A_T)^2 \quad , \quad Z_1(A_i^2 - A_r^2) = Z_2 \cdot (A_i - A_r)^2$$

$$Z_1 \cdot [(A_i - A_r) \cdot (A_i + A_r)] = Z_2[(A_i - A_r) \cdot (A_i - A_r)]$$

$$Z_1 \cdot (A_i + A_r) = Z_2 \cdot (A_i - A_r)$$

$$A_i \cdot (Z_1 - Z_2) = -A_r(Z_1 + Z_2) \quad , \quad \text{soit} \quad A_i \cdot (Z_2 - Z_1) = A_r(Z_1 + Z_2)$$

D'où à incidence normale, les ondes converties n'existent pas et le coefficient de réflexion est donné par :

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{V_2 \cdot \rho_2 - V_1 \cdot \rho_1}{V_2 \cdot \rho_2 + V_1 \cdot \rho_1}$$

Cette formule montre que le coefficient de réflexion des ondes sismiques dépend des contrastes des vitesses sismiques et des contrastes de densité entre les deux milieux. La polarité de l'ondelette est inversée si l'impédance acoustique du milieu inférieur est plus faible ($V_2 \cdot \rho_2 < V_1 \cdot \rho_1$)

L'amplitude de l'onde sismique incidente est multipliée par le coefficient de transmission pour prédire l'amplitude de l'onde sismique transmise à travers la surface de séparation entre les deux milieux géologiques.

On démontre que le coefficient de transmission en incidence normale est :

Sachant que : $A_r + A_T = A_i$, on a

$$\frac{A_i}{A_i} = \frac{A_r}{A_i} + \frac{A_T}{A_i} , \quad \text{d'où} \quad T + R = 1 \quad , \quad T = \frac{A_T}{A_i}$$

$$T = 1 - R = 1 - \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{(Z_2 + Z_1) - (Z_2 - Z_1)}{Z_2 + Z_1} = \frac{A_T}{A_i} = \frac{2 Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

$$\text{Avec} \quad R + T = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} + \frac{2 Z_1}{Z_2 + Z_1} = 1$$

Les quantités d'énergie réfléchiée et transmise sont respectivement :

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

$$T^2 = \left(\frac{A_T}{A_i}\right)^2 = \frac{E_T}{E_i} = \left(\frac{2 Z_1}{Z_2 + Z_1}\right)^2$$

Ainsi, la somme des carrés des amplitudes de l'onde sismique réfléchiée A_r et transmise A_T doit être égale au carré de l'amplitude de l'onde incidente A_i , il est aisé de montrer que :

$$Z_1 \cdot (1 - R^2) = Z_1 (1 - R) (1 + R) = Z_1 \left(1 - \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}\right) \left(1 + \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}\right) =$$

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

Les formules précédentes dévoilent que le coefficient de réflexion est lié au rapport des amplitudes des ondes réfléchies sur les amplitudes des ondes incidentes. Ce même rapport dépend des paramètres pétro physiques (vitesses de propagation des ondes, densités) des milieux situés de part et d'autre de l'horizon sismique ayant donné naissance à la réflexion.

L'amplitude d'une réflexion est proportionnelle au coefficient de réflexion.

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{\text{amplitude de l'onde réfléchie}}{\text{amplitude de l'onde incidente}} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

$$R (Z_2 + Z_1) = Z_2 - Z_1 \quad , \quad \frac{A_r}{A_i} (Z_2 + Z_1) = Z_2 - Z_1$$

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

$$Z_1 \left(\frac{A_r}{A_i} + 1 \right) = Z_2 \left(1 - \frac{A_r}{A_i} \right)$$

$$Z_2 (1 - R) = Z_1 (1 + R)$$

$$Z_2 = Z_1 \cdot \frac{1 + R}{1 - R}$$

On peut donc calculer la suite des impédances acoustiques à partir de la suite des coefficients de réflexion par la formule de récurrence :

$$Z_{n+1} = Z_n \cdot \frac{1 + R_n}{1 - R_n}$$

Il s'en suit que l'étude de l'amplitude d'une réflexion permet de déduire le contraste d'impédance acoustique entre deux milieux. Si on connaît Z_1 , il est alors possible de déduire Z_2 , puis Z_3 , Z_4 et ainsi de suite.

REFLEXION ET TRANSMISSION A INCIDENCE NON NORMALE

En incidence non normale, les phénomènes de réflexion et de transmission deviennent plus compliqués et ce en raison du changement de mode entre les ondes P et les ondes S . Il est bien connu théoriquement en sismique réflexion depuis les travaux de Zoeppritz que le coefficient de réflexion sur une surface de séparation entre deux milieux semi-finis, homogènes, isotropes, et de propriétés élastiques distinctes change avec l'angle d'incidence i . Ce phénomène porte le nom d'AVO (Amplitude Versus offset - variation de l'amplitude avec l'offset).

L'expression du coefficient de réflexion en incidence non normale d'une onde longitudinale P sur une interface (Aki-Richards) est donnée par l'expression :

$$R_p(i) = A + B \sin^2 i + C (\tan^2 i - \sin^2 i)$$

A : Le coefficient de réflexion **R** d'une onde de compression à incidence ($i \approx 0$)

B : Gradient **AVO** décrivant le comportement des réflexions aux décalages intermédiaires ($i < 30^\circ$)

C : cas pour l'angle $i > 30^\circ$

Pour des angles d'incidence inférieurs à 30° (l'approximation de Shuey), qui est compatible avec la prospection sismique industrielle la formule précédente se réduit à l'expression:

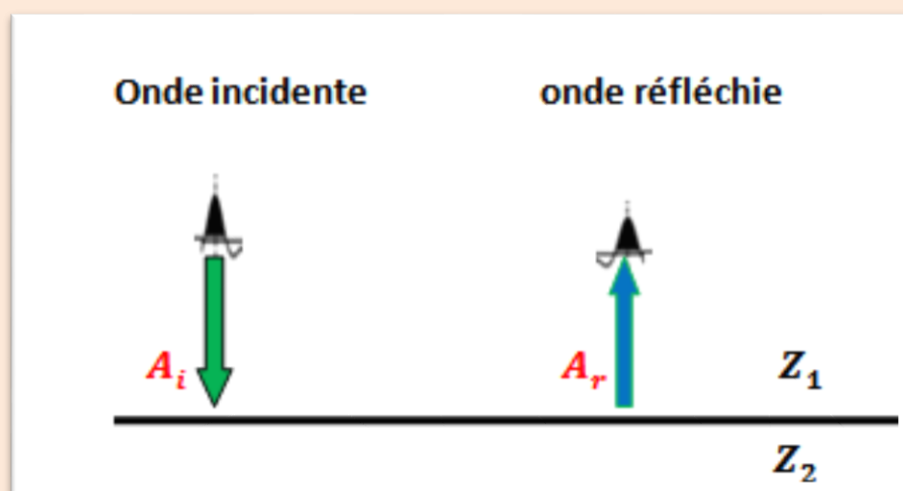
$$R_p(i < 30^\circ) = A + B \sin^2 i$$

Il a été constaté qu'en présence d'un réservoir de gaz, le coefficient de réflexion augmente en valeur absolue avec l'angle d'incidence i , alors qu'il diminue (en valeur absolue) avec l'angle d'incidence au toit d'un réservoir rempli d'eau.

L'étude de la variation du coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence est une propriété très utile, car elle peut parfois servir comme un indicateur très utile pour obtenir des informations sur la teneur en fluide (pétrole, eau ou gaz) de la roche et éventuellement dans les cas favorables, il peut être utilisé pour la détection des hydrocarbures.

Relation entre amplitude et impédance acoustique

Quand une onde sismique incidente atteint une surface de séparation entre deux milieux qui diffèrent par leur contraste de densité ou de vitesse des ondes **P** et **S**, une partie de son énergie se réfléchit et l'autre partie se transmet de part et d'autre de la surface de discontinuité. La partie de l'énergie qui se réfléchit dépend de l'angle d'incidence. En incidence normale, on a :



$$A_{r1} = A_{i1} \cdot R_{1,2} = A_{i1} \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

$$A_{r2} = A_{i2} \cdot R_{2,3} = A_{i2} \frac{Z_3 - Z_2}{Z_3 + Z_2}$$

$$A_{i2} = \frac{2 \cdot Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

$$A_{r2} = \frac{Z_3 - Z_2}{Z_3 + Z_2} \cdot \frac{2 \cdot Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Les relations fondamentales précédentes appellent quelques remarques importantes :

1 - Une réflexion ne pourra avoir lieu que si $Z_1 \neq Z_2$ et son amplitude est fonction du contraste entre Z_1 et Z_2

2 - R : Varie entre -1 et 1

3 - Z_1 et Z_2 : les coefficients d'énergie ou impédance acoustique .On observera une onde sismique réfléchié à tout changement de l'impédance acoustique sur une surface de séparation entre deux milieux de propriétés physiques différentes.

4 - On admet que si, le rayon incident se propage dans un milieu d'impédance acoustique plus faible que celle du second milieu ($Z_2 > Z_1$), il y aura une réflexion de même signe que l'ondelette incidente. Le coefficient de réflexion sera positif et la réflexion est dite à phase normale ou positive. Inversement.

5 - Lorsque $Z_1 > Z_2$ il y aura une inversion de phase du signal car le coefficient de réflexion sera négatif.

6 - Pour $R = 1$, l'onde incidente est totalement réfléchié

7 - Pour $R = 0$, il n y a aucune réflexion et toute l'énergie sismique est transmise dans le second milieu (ou absorbée par le milieu).

8 - La densité joue un rôle non moins important dans la détermination du coefficient de réflexion au niveau de l'interface entre deux milieux géologiques.

9- En incidence normale ($i \approx 0$), l'amplitude de l'onde réfléchie A_r est proportionnelle au coefficient de réflexion R .

10 - L'amplitude A_r du signal réfléchi est toujours plus faible que l'amplitude A_i du signal incident soit : $A_r = A_i \cdot R$

11- L'amplitude A_r de l'onde réfléchie est dans le cas général une fonction complexe de l'angle d'incidence i

12- Les coefficients de réflexion et de transmission varient avec l'angle d'incidence et en fonction du coefficient de Poisson . Cette propriété est utilisée dans la méthode AVO (Amplitude Versus Offset) notamment pour obtenir des informations sur les sédiments et ses fluides.

GENERALITES SUR LES AMPLITUDES

La Société EXXON a remarqué vers la fin des années 1960 que les réservoirs à hydrocarbures peuvent montrer des anomalies d'amplitudes appelées « bright spot » et les contacts gaz-huile, huile-eau donnant parfois des « flat spot ». Ce type d'analyse peut fournir dans des cas favorables des informations sur les sédiments et leurs contenus en fluide à condition de les (amplitudes) manipuler avec beaucoup de précautions.

L'amplitude de l'onde sismique réfléchie est en général une fonction complexe de l'angle d'incidence mais, elle varie également avec l'épaisseur de la couche qui génère la réflexion, sa composition et aussi en fonction de son contenu en fluide.

Selon que l'on opère en prospection sismique marine ou en prospection sismique terrestre, le signal sismique réfléchi et capté par l'hydrophone correspond dans le premier cas à l'amplitude de la pression acoustique ou à l'amplitude de la vitesse des particules du milieu par le géophone dans le second cas.

CLASSIFICATION DES METHODES SISMIQUES

Les méthodes de prospection sismique sont utilisées pour la cartographie et l'identification des structures géologiques pour la recherche et localisation des gisements de pétrole et de gaz ou les dépôts miniers. Le principe de ces méthodes consiste à générer une perturbation du milieu en un point du sol à l'aide d'une source sismique. Cette agitation se traduit par une émission d'ondes de déformation ou ondes élastiques lesquelles se propagent de proche en proche dans le sous-sol en s'amortissant et en obéissant aux lois de l'optique géométrique (loi de Snell-Descartes). Les changements de nature et de structure du sous-sol vont engendrer deux importants phénomènes sismiques différents qui sont la réflexion et la réfraction. Le double phénomène réflexion - réfraction (déviation des rayons sismiques avec apparition de rayons sismiques nouveaux) lié à la surface de séparation entre deux formations géologiques de natures différentes fournira le fondement de deux méthodes de prospection sismique bien distinctes :

La sismique réfraction

La sismique réfraction a pour principe de base l'étude des ondes réfractées. Lorsqu'une onde sismique incidente atteint une discontinuité géologique sous un angle d'incidence égal à l'angle critique ($i = i_c$) et donc $\beta = \frac{\pi}{2}$, l'onde réfractée se propage (glisse) tout le long de l'interface avec la vitesse du milieu inférieur V_2 , et remonte ensuite à la surface du sol sous un angle i_c , l'onde est appelée alors onde conique (réfraction totale) véhiculant ainsi, des informations sur la couche parcourue. (estimation de la vitesse). Cette propriété est la base de la prospection par la méthode de **sismique réfraction**.

La sismique réflexion

La prospection par la méthode de sismique réflexion utilise des angles d'incidence habituellement trop petits. A ce stade aucune conversion importante d'ondes ne se produise. Lorsqu'une onde incidente tombe avec un angle $i \approx 0$ sur une interface, une partie de l'énergie est **réfléchi**e et l'autre quantité est transmise à travers l'interface. Cette propriété est à la base de la prospection **sismique réflexion**.

Il convient de rappeler que les étapes de la prospection sismique consiste à réaliser une image du sous-sol et d'en représenter les structures géologiques et les caractéristiques avec le plus d'exactitude possible en utilisant des ondes sismiques (élastiques). Celles-ci constituent un outil privilégié indirect permettant d'acquérir des informations sur le sous-sol sur plusieurs kilomètres de profondeurs et plus.

L'exploration du sous-sol en profondeur par les procédés indirects est largement utilisée dans un certain nombre de domaines. La sismique réflexion fait partie de ces méthodes appartenant à ces procédés indirects. Elle trouve de multiples applications près de la surface pour comprendre la géologie à des profondeurs allant jusqu'à plusieurs milliers de mètres. Elle trouve aussi des applications dans le domaine minier et pétrolier et pour l'étude de la croûte terrestre jusqu'à la continuité de Moho et au-delà, à des profondeurs allant jusqu'à une centaine de km.

LES PRINCIPES DE LA SISMIQUE REFLEXION

La sismique réflexion en onde **P** (sismologie induite) est la plus employée en exploration des hydrocarbures dans la partie sédimentaire de la croûte terrestre à des profondeurs allant jusqu'à une dizaine de km, car elle est la seule à pouvoir répondre aux exigences de précision à grande profondeur. En effet, en prospection pétrolière, la sismique réflexion permet de réaliser des relevés précis des structures géologiques situées à moyenne et à grande profondeur du sous-sol et avec une fidélité que seules peuvent devancer les mesures exécutées en trou de forage. Fig.9.

Les ondes sismiques émises et transmises dans le sous-sol peuvent avoir un contenu fréquentiel très varié allant de quelques Hz à plusieurs kHz, selon la profondeur d'investigation et la résolution souhaitées. Lorsque la fréquence croît, les ondes sismiques pénètrent moins et la résolution augmente et inversement.

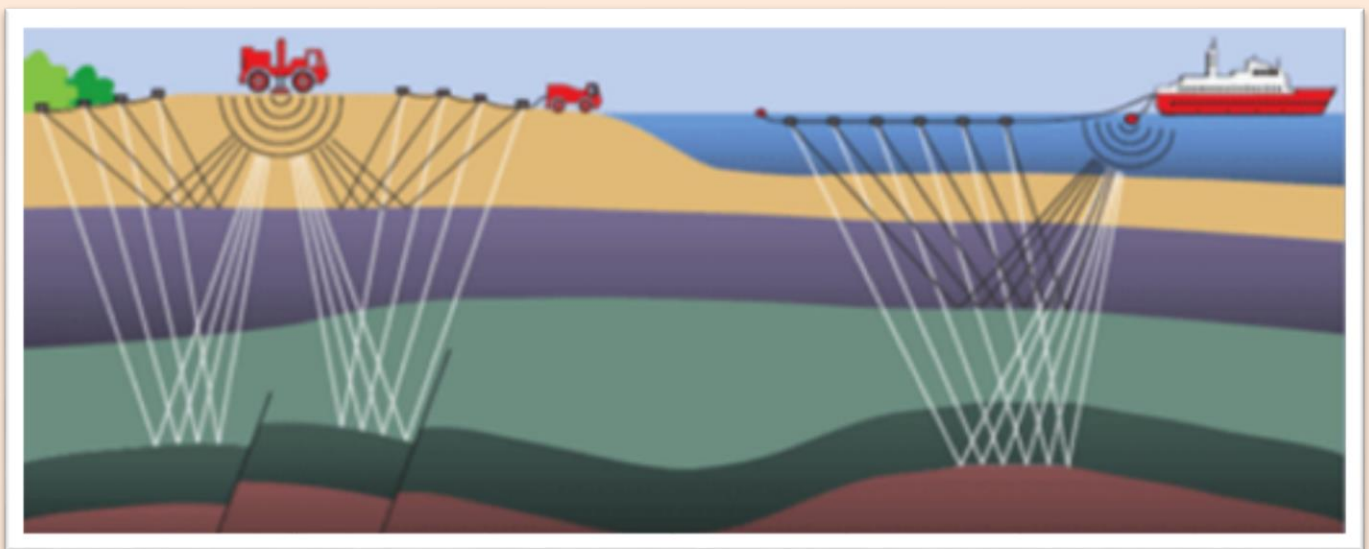


Fig.9 Acquisition sismique réflexion terrestre et marine (Danish Energy Agency).

CLASSIFICATION DES METHODES DE SISMIQUE REFLEXION

Selon l'objectif désiré, on classe la méthode de sismique réflexion selon la bande des fréquences sismiques en :

Sismique basse fréquence : Elle utilise les signaux de basses fréquences dont la bande est comprise entre 5-10 et 70-80 Hz environ **fig.:10.a et b**. C'est la principale méthode utilisée en exploration pétrolière. Elle peut imager les structures géologiques situées à plusieurs kilomètres de profondeur. Elle a un pouvoir de pénétration grand, mais elle possède par contre un pouvoir de résolution assez faible

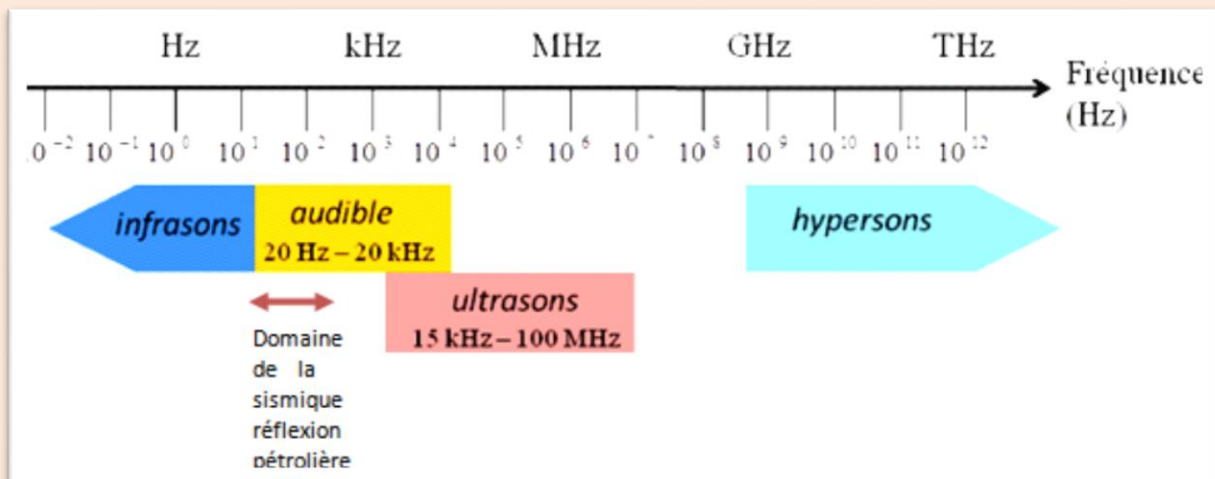


Fig. 10.a : classification des ondes acoustiques

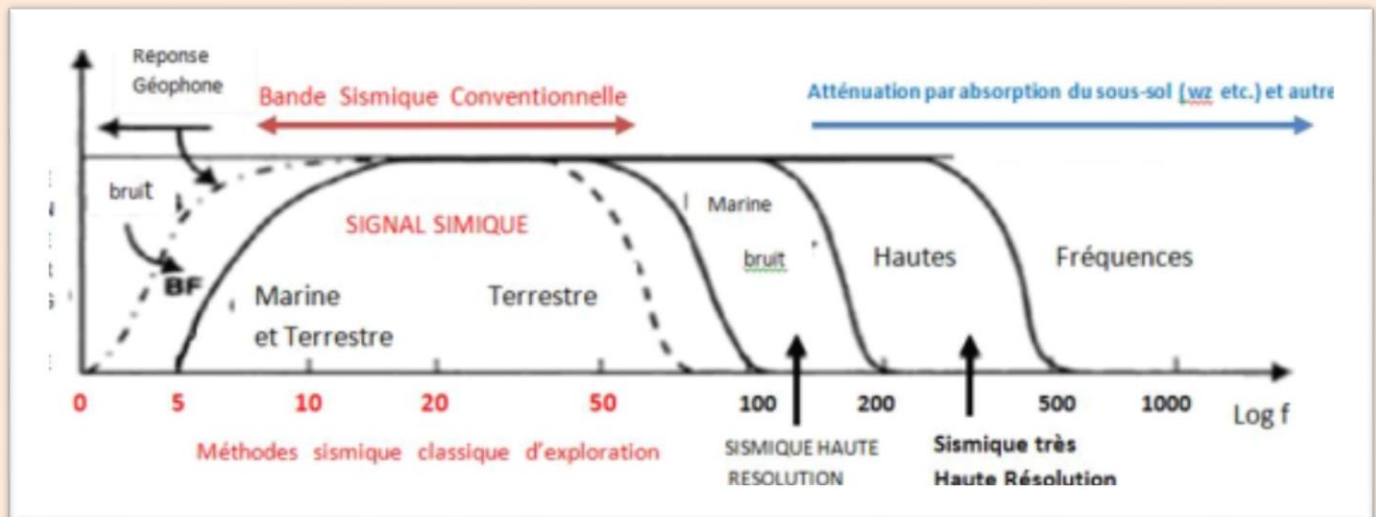


Fig.10.b. Bandes de fréquences sismiques

Sismique haute résolution (HR) : Elle utilise une bande de fréquences plus élevée qui se situe dans l'intervalle 150 - 200 Hz environ. Elle se caractérise par un pouvoir de pénétration plus faible (plusieurs centaines de mètres) mais elle possède un pouvoir de résolution plus élevé que la sismique basse fréquence. (fig.11).

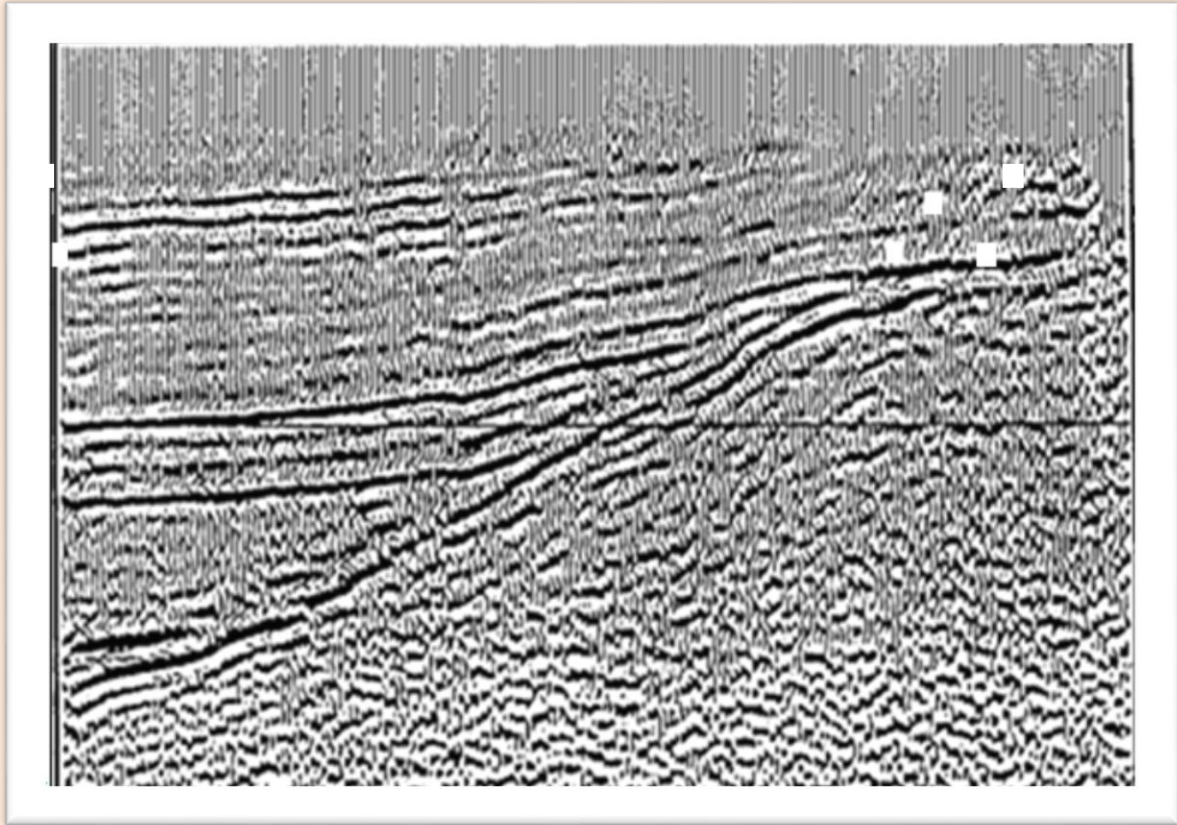


Fig11. Exemple d'une section sismique haute résolution à Leicestershire (Hill, 1992)

Sismique réflexion très haute résolution (THR) : Elle utilise des fréquences supérieures à 200 Hz environ et contrairement aux deux types précédents, elle peut imager des structures de faibles profondeurs ne dépassant pas une centaine de mètre avec un pouvoir de résolution de l'ordre du mètre.

Sismique réflexion 2D : La sismique réflexion **2D** a pour but de fournir aux géologues et aux géophysiciens une image (une coupe) en temps des structures du sous-sol en deux dimensions (x, z) à la verticale des profils sismiques rectilignes sur plusieurs kilomètres en profondeur. Elle permet d'enregistrer des signaux sismiques réfléchis dans un plan vertical contenant l'axe sources sismiques-traces sismiques. Les sources sismiques et les traces (composées de géophones mono composante) sont étalées sur une ligne X (profil sismique rectiligne) à la surface du sol.

Les traces sismiques enregistrent alors les signaux sismiques réfléchies 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 la profondeur z .

L'emplacement des profils sismiques est choisi en fonction des connaissances que l'on a de la géologie de la zone d'étude. Ils sont généralement implantés parallèlement les uns aux autres et suivants deux directions se recoupant à 90° afin de permettre une bonne restitution de la position en temps des horizons sismiques à la verticale des profils sismiques rectilignes.

Chaque mesure sera constituée d'un point d'émission (dynamite ou vibroseis) et d'un dispositif d'observation comprenant des dizaines voire des centaines de traces sismiques. Toutefois la zone de séparation entre les profils sismiques n'est pas imagée.

Sismique réflexion 3D : La Sismique réflexion **3D** (x, y, z) date de 1966 cependant, elle ne fut présentée par les Chinois aux congrès AAPG de San Francisco qu'en 1981. Elle fut appliquée pour la première fois aux USA en 1972 à Bell Lake Field. Sur le terrain, l'acquisition **3D** se fait simultanément sur plusieurs lignes qui forment une grille autrement dit les sources sismiques et les traces sismiques sont étalées sur une surface (x, y). Elle constitue une technique d'investigation du sous-sol en trois dimensions en fournissant par imagerie un volume sismique permettant l'interprétation **3D** des structures et des couches sédimentaires du sous-sol dans toutes les directions à la verticale des profils sismiques .Elle met ainsi en évidence les informations qui échappent à la sismique réflexion **2D** avec une grande précision **fig. 12 et 130**.

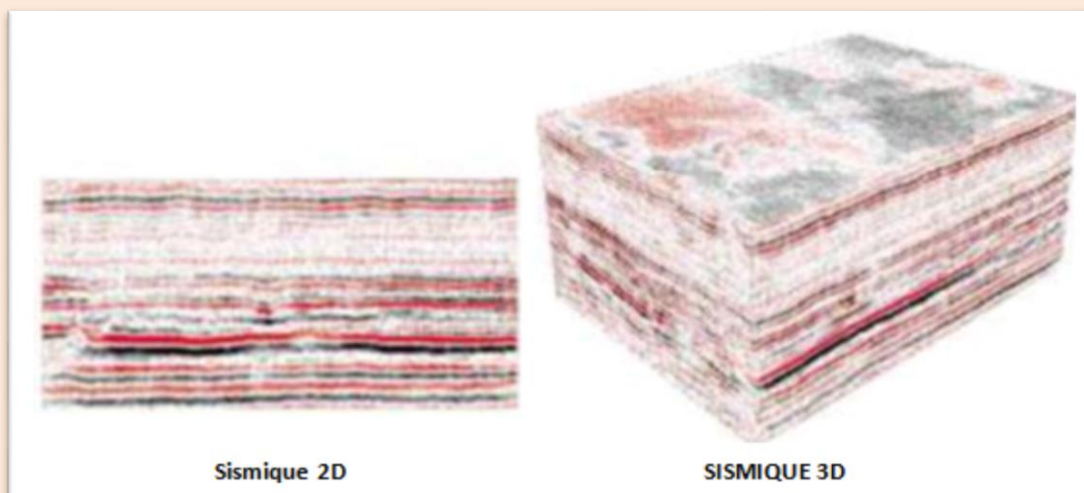


Fig12. Exemple de Sections sismiques 2D et 3D

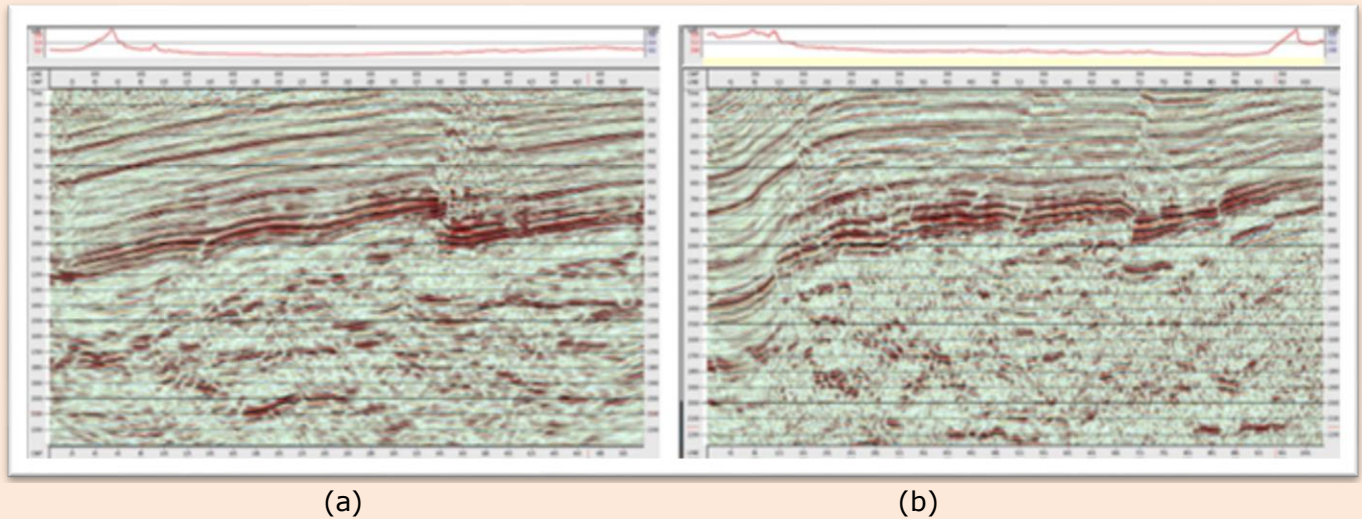


Fig.13. Exemple de profil sismique réflexion 3D section sismique Inline(a), (b) section sismique cross line (b)

Sismique réflexion 4D : Les propriétés physiques obtenues à l'aide des données sismique réflexion **2D** et **3D** ne sont que statiques, elles ne permettent pas d'estimer ce que change avec le temps. La sismique **4D** (appelée aussi sismique répétitive -Time lapse) utilisée en phase de production des hydrocarbures permet d'appréhender les modifications du sous-sol sur le long terme.

C'est une sismique réflexion **3D** répétée à des intervalles de temps dans des conditions identiques au même endroit à partir de plusieurs campagnes sismiques **3D**. Comme son nom l'indique, il s'agit de plusieurs enregistrements des données sismiques en **3D**, la quatrième dimension est le **temps** séparant deux campagnes de prospection sismiques **3D**. Les données de la sismique **4D** permettent de faire une analyse des variations des impédances acoustiques entre deux temps sur un même champ d'hydrocarbures. Ce procédé permettrait de fournir une aide, dans des conditions favorables, à localiser les changements intervenant dans la distribution des fluides que renferme un champ d'hydrocarbures (eau, huile, gaz) en exploitation ainsi que les mobilités réelles des fluides en présence. Il est alors possible de mieux gérer les programmes de production des réservoirs pétroliers, suivre l'évolution des fronts de fluides injectés ce qui permet de suivre l'évolution du gisement pétrolier pendant son exploitation etc.

Sismique azimutale : 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 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. Le capteur est constitué de **3** géophones classiques, identiques et installés sur un même bloc. Chaque géophone enregistre le mouvement du sol suivant une direction donnée.

Sismique réflexion en Couverture multiple .La prospection par sismique réflexion en couverture multiple consiste à enregistrer (**éclairer**) un même point miroir d'un horizon sismique **plusieurs fois** par différents points de tirs sismiques .La Sommaton (Stack) de traces sismiques au point milieu commun permet d'amplifier les signaux correspondant aux réflecteurs véritables, Atténuer les signaux correspondant à certains bruits ce qui permet d'améliorer considérablement la qualité finale de la section sismique.

POUVOIR DE RESOLUTION ET PENETRATION

La méthode de sismique réflexion en géologie a pour objectif de définir les épaisseurs des unités stratigraphiques et la taille surfacique des structures géologiques avec un pouvoir de résolution très grand par rapport aux hétérogénéités du sous-sol. Elle est en général une méthode de mesure indirecte des propriétés physiques du sous-sol avec un pouvoir de résolution différent par rapport aux diagraphies qui mesurent les propriétés intrinsèques des roches à une échelle considérablement plus fine. On définit Le pouvoir de résolution (séparabilité) en sismique réflexion comme étant la capacité de différencier deux objets très proches l'un de l'autre. Il existe deux types de résolution : la résolution **verticale** et la résolution **horizontale**.

Résolution verticale : La résolution verticale définit l'épaisseur minimale qui permet de distinguer séparément le toit et le mur en temps ou en profondeur d'un banc de sédiment. Deux couches géologiques d'une épaisseur e (distance entre le toit et le mur d'une même couche) peuvent être distinguées lorsque la longueur d'onde prédominante du signal sismique est inférieure ou égale à $2.e$. C'est donc le pouvoir qui permet de différencier le plus petit intervalle de temps séparant deux réflexions sismiques l'une issue du toit et l'autre du mur de la même couche **fig.14**.

En pratique, les sismiciens considèrent approximativement que le pouvoir de résolution est de l'ordre de $\lambda/4$ ou $\lambda/2$ selon le rapport signal sur bruit. Le pouvoir de résolution dépend de la largeur de la bande fréquentielle du signal sismique, des niveaux des bruits affectant le signal et le coefficient de réflexion. Le tableau **2** présente un exemple de calcul de la variation du pouvoir de résolution en fonction de la fréquence dominante du signal.

Dans cet exemple on remarque que pour une onde se propageant dans un milieu géologique avec une vitesse de 6000 m/s et une fréquence dominante de 70 Hz, la limite du pouvoir de résolution verticale est théoriquement de l'ordre de 21.43 m .Ce qui signifie qu'une couche plus mince que 21.43 m ne peut pas être distinguée. La même couche dans laquelle une onde sismique se propage avec la même vitesse mais ayant une fréquence dominante 200 Hz du signal ne peut être différenciée que si elle a épaisseur qui ne peut pas être plus petite que 7.50 mètres.

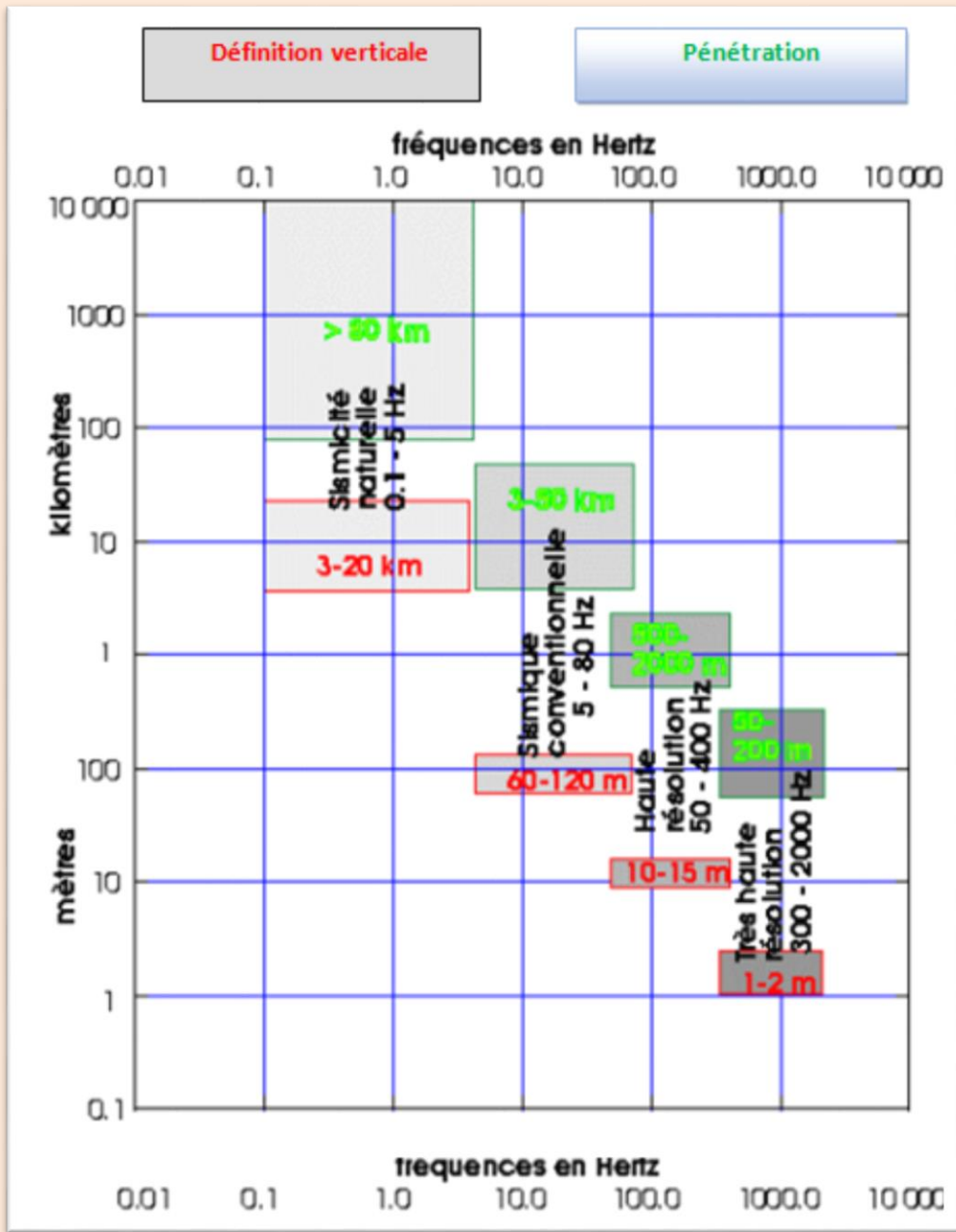


Fig. 14 : Pénétration et résolution verticale en fonction de la fréquence de la source sismique émise (document Ifremer)

$$e \approx \frac{\lambda}{4} = \frac{v.T}{4} = \frac{v}{4f}$$

$v(\frac{m}{s})$	$f(Hz)$	$e (m)$
1000	70	3.57
1000	200	1.25
1500	70	5.36
1500	200	1.87
2000	70	7.14
2000	200	2.50
2500	70	8.93
2500	200	3.12
3000	70	10.71
3000	200	3.75
3500	70	12.5
3500	200	4.37
4000	70	14.27
4000	200	5.00
4500	70	16.07
4500	200	5.62
5000	70	17.86
5000	200	6.25
5500	70	19.64
5500	200	6.87
6000	70	21.43
6000	200	7.50

Profondeur - Résolution
(augmente) - (diminue)

Résumé

Plus le signal se propage en profondeur, plus il s'appauvrit en composantes de hautes fréquences et plus le pouvoir de résolution diminue et le pouvoir de pénétration augmente.

Tableau 2. Limite de la résolution verticale

Résolution horizontale : Le pouvoir de résolution horizontale est l'aptitude de différencier deux structures latéralement proches comme deux événements adjacents distincts. La résolution horizontale est contrôlée par la première zone de Fresnel. Elle est directement liée à la distance inter-traces sismiques. Plus cette distance est petite et plus la résolution horizontale est meilleure.

Pouvoir de Détection : Le pouvoir de détection est défini par la plus petite couche qui puisse donner naissance à une réflexion sismique. Il se situe en pratique approximativement entre $\frac{\lambda}{30} = \frac{v.T}{30} = \frac{v}{30.f}$ et $\frac{\lambda}{10} = \frac{v}{10.f}$

Les fondements de la méthode sismique réflexion

La sismique réflexion a pour but d'identifier la suite les contrastes des impédances acoustiques associées aux différentes formations géologiques du sous-sol. Son fondement est basé sur le principe de Huygens et sur la loi de Snell-Descartes.

Le principe de Huygens : Le principe de Huygens s'énonce comme suit : Tout point d'un milieu matériel situé sur un front d'onde constitue une nouvelle source d'émission. Ainsi, la surface de séparation entre deux milieux de propriétés physiques différentes agit donc comme une nouvelle source d'émission émettant des ondelettes sphériques (fig.15).

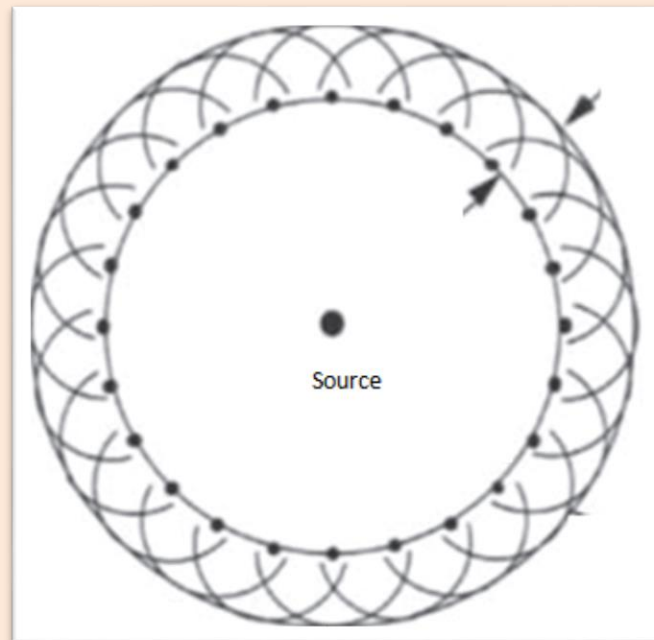


Fig. 15 : Principe de Huygens

La loi de Snell - Descartes .Cette loi définit qu'un rayon réfléchi d'une onde sismique est symétrique au rayon de l'onde sismique incidente par rapport à la normale à l'interface séparant les deux milieux. Elle stipule que l'angle de réflexion étant égal à l'angle d'incidence, et que l'angle d'un rayon réfracté est lié à l'angle d'incidence

Lorsque l'ébranlement s'effectue dans un milieu élastique, homogène et isotrope, plusieurs types d'ondes vont prendre naissance.

Les ondes de volume

LS Ondes de volume (fig16) sont de deux types

Les ondes longitudinales. Les ondes de compression et de dilatation (longitudinale **P**, primaire, fig.17a) sont représentées par des quantités scalaires. Lors de leur passage dans un milieu matériel les particules de celui-ci subissent une vibration qui se produit dans la même direction que celle dans laquelle se propage l'onde sismique. Les particules du milieu subissent alors périodiquement des compressions et des dilatations. La distance séparant deux compressions maximum ou deux dilatations caractérise la longueur d'onde.

Les ondes **P** sont les plus couramment exploitables et elles constituent les ondes les plus utilisées industriellement en **prospection sismique réflexion** et **réfraction**.

Les ondes transversales. Les ondes transversales (de cisaillement **S**, secondaire, fig.17b) sont représentées par des quantités vectorielles et elles ne se propagent que dans les milieux rigides (solides), car les liquides n'offrent pas de résistance au cisaillement. Lors de leur passage le milieu subit une torsion et ou les vibrations des particules constituant le milieu sont perpendiculaires à la direction de propagation de l'onde. Les ondes **S** sont des ondes complexes qui se composent de deux composantes qui sont :

- Une composante horizontale appelée onde **S_H** (dans le plan horizontal du profil sismique).
- Une composante verticale appelée **S_V** (dans le plan vertical du profil sismique)

Les ondes de volume obéissent aux lois de Snell - Descartes (lois de l'optique géométrique) et elles sont donc sujettes à des phénomènes de réflexion et de réfraction (remontée vers la surface du sol) lorsqu'elles rencontrent dans le sous-sol une surface de séparation entre deux milieux d'impédances acoustiques différentes.

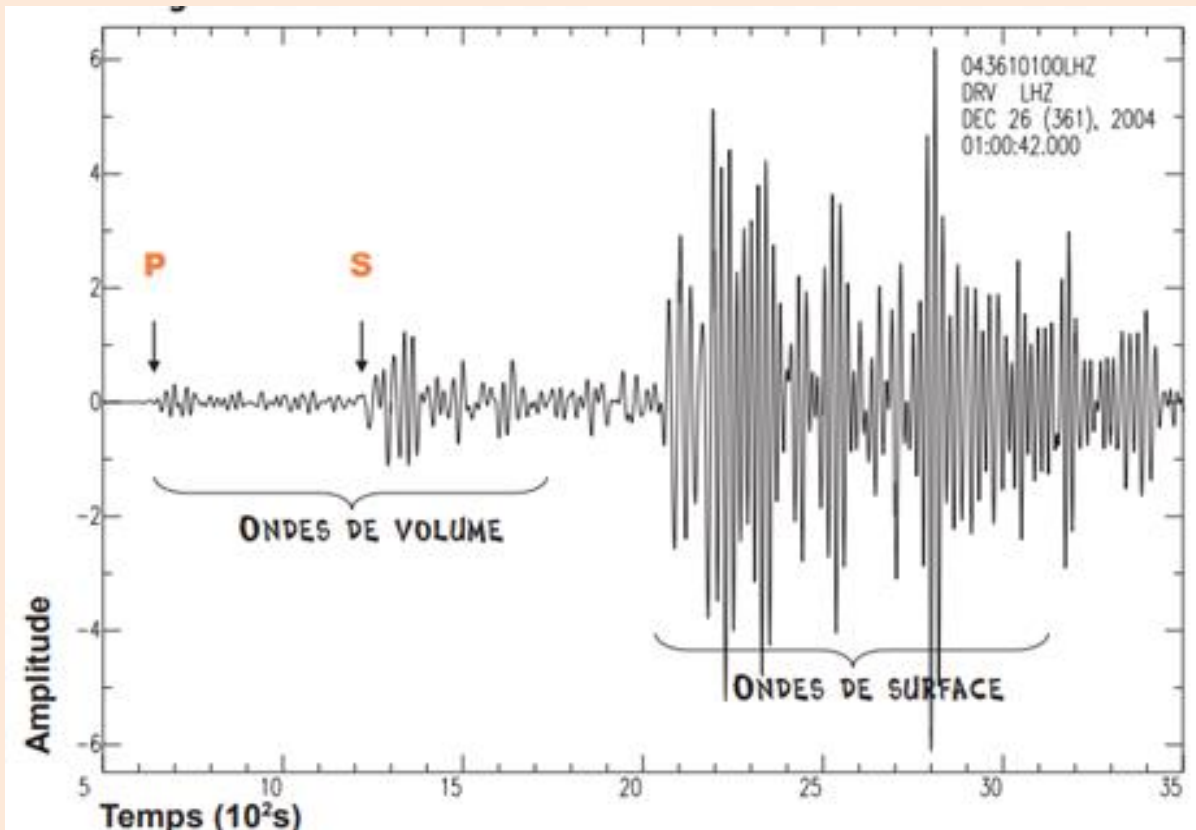


Fig.16 : figure illustrant les différentes arrivées d'ondes sismiques .Enregistrement à la station de Dumont d'Urville (terre Adélie) du séisme du 26 décembre 2004 au large de Sumatra de magnitude 9.3

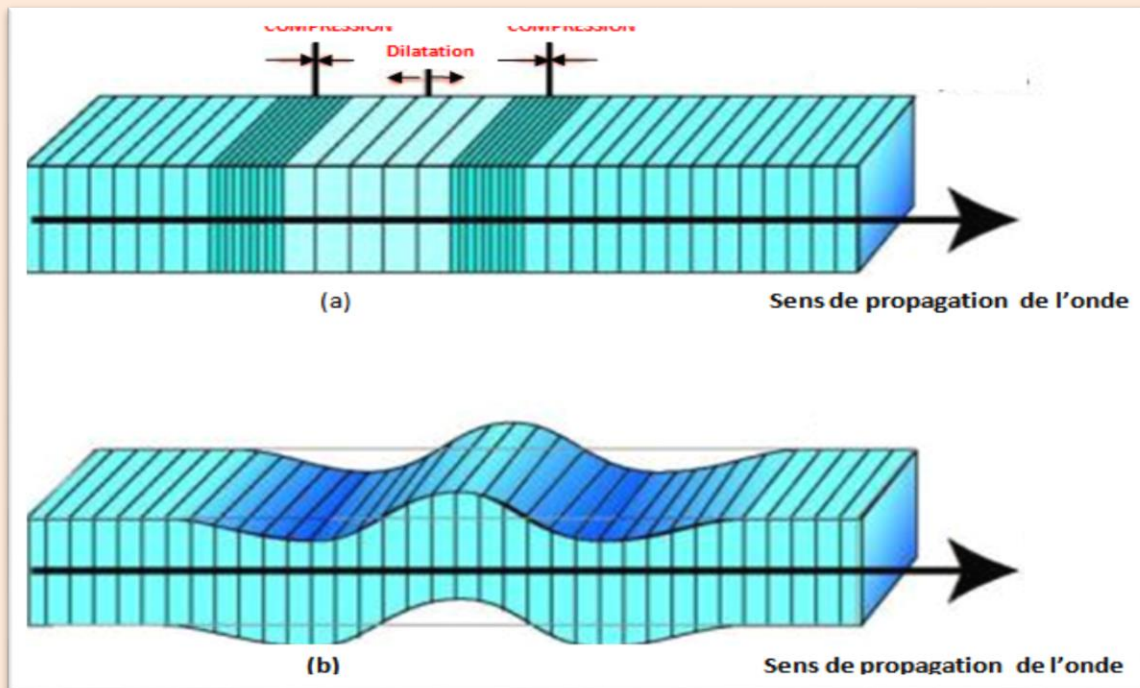


Fig.17 Schémas représentant le mouvement d'une particule du milieu lors du passage des ondes de volume (a) onde longitudinale, (b) onde de cisaillement (schémas dus à Bolt (1982))

Les ondes de surface .Les ondes de surface regroupent essentiellement les ondes de Love (une interférence entre les ondes **SH** et les ondes **P**) et les ondes de Rayleigh dont l'amplitude élevée varie (par expansion géométrique) comme $\frac{1}{\sqrt{r}}$ alors que l'amplitude des ondes de volume (**P** et **S**) diminue comme $\frac{1}{r}$, **r** étant la distance à la source sismique

Les ondes de surface sont des ondes qui se propagent dans les couches superficielles du sous-sol et ne contiennent pas d'informations sur les structures profondes du sous- sol .Elles sont également dispersives (vitesse de propagation fonction de la fréquence) et de basse fréquence. Elles sont un peu moins véloces que les ondes de cisaillement **S**. Etant donné qu'elles possèdent des amplitudes plus grandes que les ondes de volume, elles peuvent provoquer des dommages très importants sur leur passage lors des séismes violents.

Pour rappel la dispersion (provoquant l'étalement du train d'ondes dans le temps) est définie comme étant la dépendance de la vitesse de phase avec la fréquence. Les ondes sismiques sont dites dispersives, si leur vitesse dépend de la fréquence .On distingue ainsi deux types de vitesses.

1-La vitesse de phase : c'est une vitesse à laquelle se déplace une onde avec une fréquence **f** .Elle a pour expression :

$$V_{ph} = \lambda \cdot f = \frac{\lambda}{T} = \frac{\omega}{K} = \frac{2 \cdot \pi \cdot f}{\lambda} .$$

C'est la distance parcourue par unité de temps par un point de phase constante de la surface d'onde .La vitesse de phase est utilisée par les sismiciens pour calculer les longueurs d'ondes et les dispositifs traces

$$K = \frac{2 \cdot \pi}{\lambda} : \text{ étant le nombre d'onde.}$$

2-La vitesse de groupe : Elle représente la vitesse à laquelle se propage l'énergie ou le groupe d'ondes de différentes fréquences (vitesse de propagation de l'enveloppe du train d'onde)

Elle à pour expression :

$$V_g = \frac{\partial \omega}{\partial k}$$

Les ondes de Rayleigh : Elles sont caractérisées par une décroissance (amortissement) d'amplitude exponentielle en fonction de la profondeur. **fig 18**

Lord Rayleigh a établi en 1885, l'équation liant les vitesses des ondes V_p et V_s à la vitesse V_R de l'onde de Rayleigh.

$$16 \left[1 - \frac{V_R^2}{V_s^2} \right] \left[1 - \frac{V_R^2}{V_p^2} \right] = \left[2 - \frac{V_R^2}{V_s^2} \right]^4$$

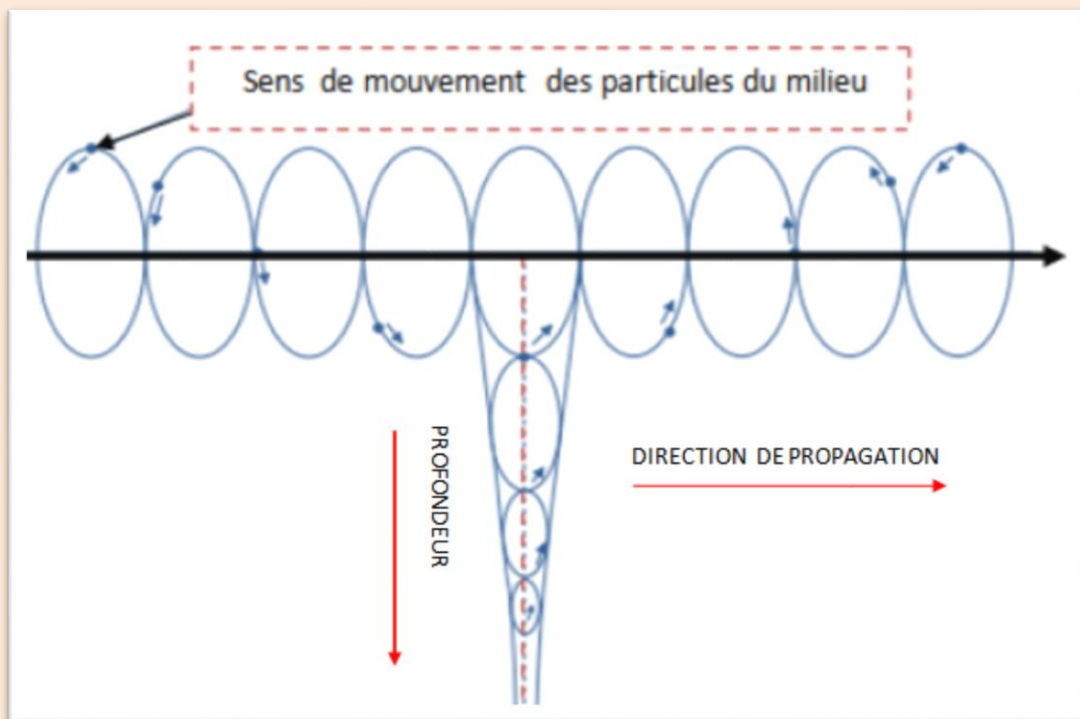


Fig.18. Mode de propagation de l'onde de pseudo Rayleigh

Les lois de Snell - Descartes

Il ressort les observations suivantes :

1- Les lois angulaires entre les rayons incidents, réfléchis et transmis dans les divers types d'ondes se déduisent du principe d'Huygens et emmènent à la loi de Snell-Descartes généralisée. Donc, tous les types d'ondes obéissent à la loi de Snell-Descartes et que chacune avec sa vitesse propre. Elle relie les angles incidents, transmis et réfléchis et le nombre d'ondes k des différentes ondes réfléchies et transmises par les relations suivantes :

$$\frac{\sin i_p}{V_{p1}} = \frac{\sin r_p}{V_{p1}} = \frac{\sin r_s}{V_{s1}} = \frac{\sin \beta_p}{V_{p2}} = \frac{\sin \beta_s}{V_{s2}}$$

$$K_0 \sin i_p = K_1 \sin r_p = K_2 \sin r_s = K_3 \sin \beta_p = K_4 \sin \beta_s$$

2- On remarque également que seules les ondes S_H se propagent, sans interférence avec les autres types d'ondes.

3- L'onde transversale S , polarisée dans le plan tangent au front d'onde de l'onde longitudinale est moins rapide que les ondes P . Elle se compose en deux types d'ondes :

- Une composante horizontale S_H de vitesse V_{SH}
- Une composante verticale S_V de vitesse V_{SV}

4- Dans un milieu isotrope et homogène, les relations suivantes sont vérifiées

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

Onde conique. L'égalité entre les angles i et i_{cr} engendre des **ondes coniques**. En effet, au fur et à mesure que le front d'onde incident créé par un ébranlement effectué en surface, se propage au niveau de l'interface, les angles i et β augmentent. Lorsque l'angle de réfraction β atteint 90° , le rayon sismique transmis est horizontal, il va glisser le long de la discontinuité avec une vitesse V_2 et crée tout le long de son trajet des rayons sismiques sortent avec un angle i_{cr} . Ce type d'onde est appelé onde conique. Chaque point de l'interface se comporte alors comme une nouvelle source se déplaçant à une vitesse V_2 dans le milieu II . Le nouveau front d'onde ainsi créé se propage avec une vitesse supérieure à celle du front d'onde incident. Cette différence de vitesse de propagation des ondes crée dans le milieu I une onde dont le front d'onde a la forme d'un tronc de cône. Les rayons sismiques de cette onde conique émergent à la surface sous un angle i_{cr} . L'angle d'incidence est alors appelé angle critique ou limite, on peut ainsi écrire.

$$\sin i = \sin i_{cr} = \frac{V_1}{V_2}, \quad \text{car} \quad \sin \beta = 1.$$

L'enregistrement en surface des ondes coniques, à l'exclusion des ondes réfléchies porte le nom de prospection **sismique réfraction** (fig.19).

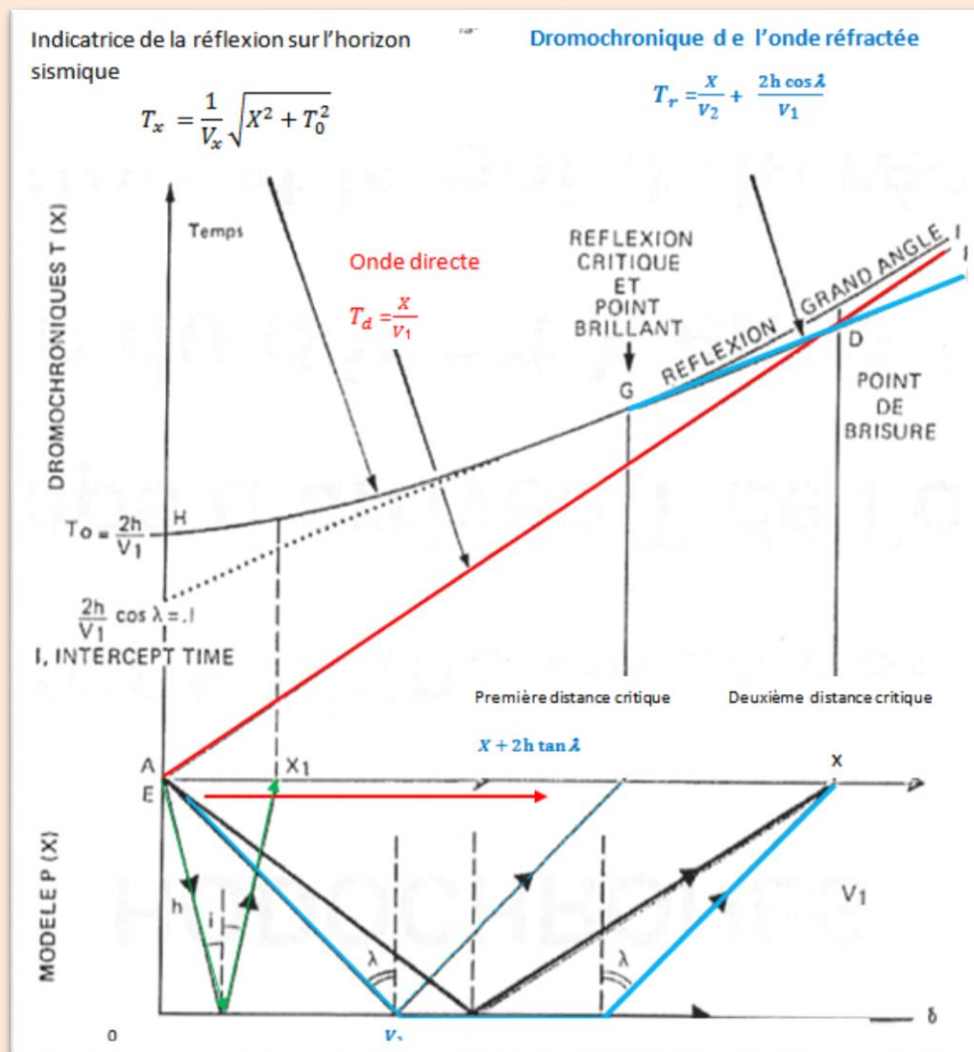


Fig. : 19 Schéma représentant les différents types d'ondes sismiques