

Chapitre 3

Méthodes de prospection sismique

3.1 Principe de la sismique

Les méthodes sismiques sont des techniques d'imagerie basées sur l'étude de la propagation des ondes sismiques. Une onde est une perturbation du milieu, de nature mécanique qui se propage dans l'espace ; la propagation est fonction des propriétés physiques du milieu. Cette propagation est décrite par la loi de Hooke : reliant contrainte et déformation et la deuxième loi de Newton : reliant force et accélération.

Lorsqu'on effectue un ébranlement à la surface, les ondes se déplacent à une vitesse V formant une demi-sphère de centre E , et au point S on enregistre qu'un seul train d'onde (Onde directe). En milieu stratifié, s'ajoute une onde réfléchi sur le 2ème dioptré (La surface de séparation de 2 milieux P et $P+1$ et de vitesses respectives V_P et V_{P+1}). Selon le principe de Huygens, chaque point I de l'onde réfractée donnera lieu aux ondes de rayon $I_1S_1, I_2S_2, I_3S_3, I_4S_4, I_5S_5$. En effet, chaque point se comporte comme une nouvelle source lumineuse ou acoustique. Toute particule qui entre en oscillations transmet son mouvement aux particules qui l'entourent. Rayons parallèles aux rayons réfléchis au point I , ce sont des rayons réfractés, seul un rayon au point I est confondu au rayon réfléchi.

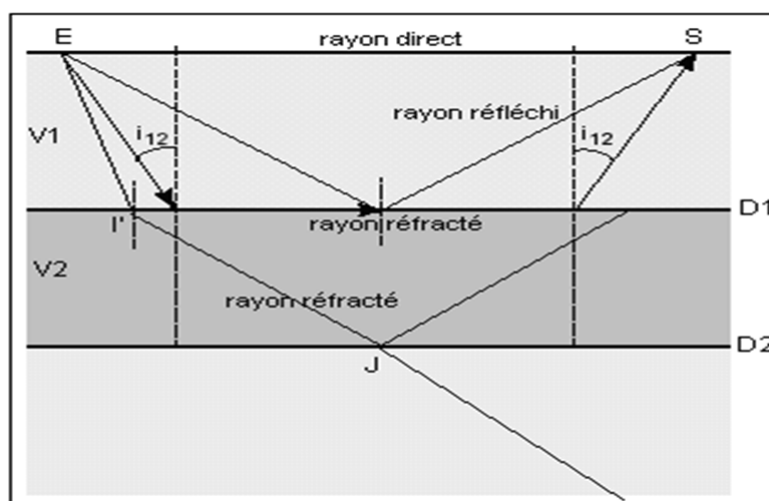


FIGURE 3.1 – Comportement d'une onde sismique dans un terrain à plusieurs couches

3.2 Acquisition sismique

On procède à un tir enregistré sur le dispositif d'enregistrement. Le tir est soit un tir d'explosif (1 kg, emploi rapide, grande énergie, profondeur importante), soit, un tir non-explosif (matériel peu coûteux, facile à transporter) : chute de poids. Une charge enterrée, en explosant, va produire, si l'enfouissement est faible, un cratère. Si l'enfouissement est plus important, il y aura une cavité souterraine. Pour 1 kg d'explosif, la limite entre le cratère et le camouflet est de 1.5 m. L'effet sismique enregistré dépend de la profondeur. L'explosion n'est pas instantanée et il existe des explosifs déflagrants et des explosifs détonants.

Le dispositif d'enregistrement en terrestre est constitué de 48 géophones de part et d'autre du tir. Chaque géophone est constitué d'une grappe de 12 géophones enregistrés en parallèle, ce qui améliore le rapport signal à bruit. La distance entre géophones est de 100 m. La distance entre le tir et le premier géophone est soit 100 m, soit un multiple de cette distance (tir avec offset). Le dispositif a une longueur d'environ 10 km.

Si la distance entre 2 géophones est de 100 m, effectuons les tirs tous les 100 m, en déplaçant d'autant l'ensemble du dispositif, c'est la **couverture multiple**. Le signal du premier tir, enregistré par le géophone 48 se réfléchit au même point que le signal du tir 2 enregistré par le géophone 46 du nouveau dispositif, que le signal du tir 3 enregistré par le géophone 44 du troisième dispositif... etc. On classe les enregistrements par point milieu commun (CMP, Common Mid Point) en les regroupant tels que le tir et le géophone soient symétriques par rapport au CMP. Les réflexions se font toujours au même endroit et la formule des ondes réfléchies s'applique en prenant pour épaisseur du terrain celle de l'endroit où se fait la réflexion. En mesurant sur l'hyperbole représentant l'onde réfléchie, la vitesse moyenne au-dessus du réflecteur, on peut corriger les temps de propagation pour que l'hyperbole se transforme en une droite horizontale. La somme des différents enregistrements permet alors d'améliorer le rapport signal à bruit. On trace alors la première "coupe-film".

3.3 Sismique réfraction

Un levé de sismique réfraction consiste à provoquer une vibration transitoire en surface et à enregistrer le passage des ondes sismiques dans le temps, à l'aide de géophones. Ces ondes sont réfléchies ou réfractées aux changements d'élasticité et/ou de densité aux frontières des couches géologiques. Le traitement des données permet de déterminer les vitesses de propagation des ondes sismiques à travers les différentes couches, ainsi que leur profondeur. Ses applications sont diverses :

- Rechercher les formations aquifères en milieu fracturé, caractériser la géométrie du réservoir et mesurer la profondeur de la nappe ;
- Obtenir un profil du roc enfoui et y localiser les zones de faille ou de cisaillement ;
- Connaître l'épaisseur des différentes couches ;
- Calculer les modules d'élasticité mécanique des dépôts meubles ou du roc ;
- Identifier des contacts géologiques sub-verticaux.

$$\frac{x_c v_1}{2 \cos i_{12}} \left[\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right] = h \quad (3.8)$$

$$\frac{x_c}{2 \sqrt{1 - \sin^2 i_{12}}} [1 - \sin i_{12}] = h \quad (3.9)$$

$$h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{1 - \sin i_{12}}{1 + \sin i_{12}}} \quad (3.10)$$

$$h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \quad (3.11)$$

$$h = \frac{t_1}{2} \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 + v_1^2}} \quad (3.12)$$

3.3.2 Réfraction pour deux terrains séparés par un plan incliné

Si l'interface entre les deux milieux n'est pas parallèle à la surface du sol, mais fait un angle θ (compté positivement vers le bas) avec cette surface, le temps d'arrivée s'en trouve modifié. L'interprétation repose sur l'analyse des deux dromochroniques aller et retour et les équations des temps de parcours :

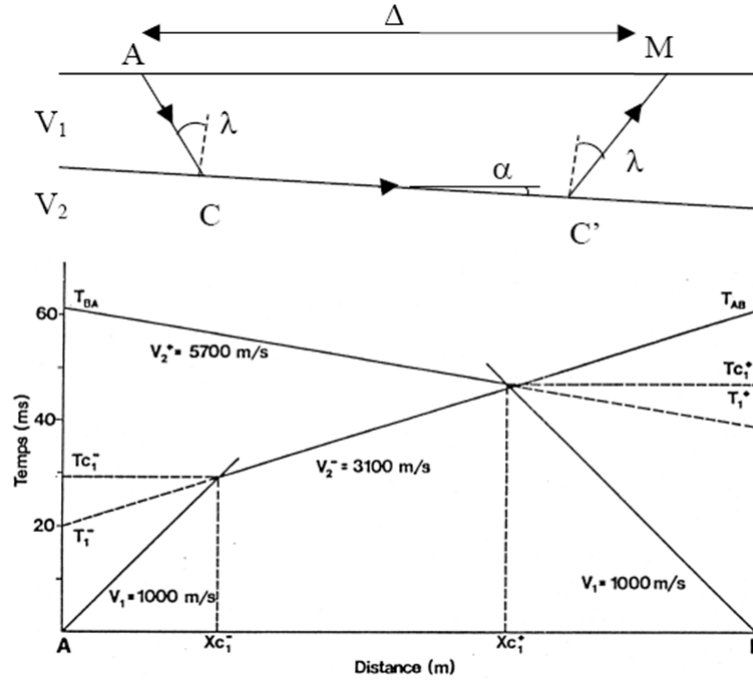


FIGURE 3.3 – Réfraction pour deux terrains séparés par un plan incliné

$$t_A = \frac{2h_A \cos i_{12}}{v_1} + \frac{x}{v_1} \sin(i_{12} + \theta) \quad (3.13)$$

$$t_D = \frac{2h_D \cos i_{12}}{v_1} + \frac{x}{v_1} \sin(i_{12} + \theta) \quad (3.14)$$

h est la distance prise perpendiculairement au marqueur, i_{12} est l'angle critique et θ la pente du marqueur par rapport à la surface. On peut calculer la profondeur du marqueur en utilisant la formule de point de brisure :

$$h = \frac{x_B}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \quad (3.15)$$

Où, V_1 est tiré de la dromochronique, V_2 est égale à :

$$V_2 = \frac{v_{2A} + v_{2D}}{2} \quad (3.16)$$

ou calculer à partir de la formule :

$$V_2 = \frac{v_1}{\sin i_{12}} = \frac{2v_2^- v_2^+ \cos \theta}{v_2^- + v_2^+} \quad (3.17)$$

$$x_B = \frac{x_{BA} + x_{BD}}{2} \quad (3.18)$$

Pour calculer les angles, nous appliquons les formules suivantes :

$$i_{12} = \frac{1}{2} [\sin^{-1}(\frac{v_1}{v_2^-}) + \sin^{-1}(\frac{v_1}{v_2^+})] \quad (3.19)$$

$$\theta = \frac{1}{2} [\sin^{-1}(\frac{v_1}{v_2^-}) - \sin^{-1}(\frac{v_1}{v_2^+})] \quad (3.20)$$

Pour calculer h_A et h_B , on utilise soit la méthode des interceptes (qui est moins précise à cause de l'extrapolation nécessaire), soit les distances critiques :

$$h_A = \frac{t_1^- v_1}{2 \cos i_{12} \cos \theta} = \frac{t_1^-}{2 \cos \theta \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}} \quad (3.21)$$

$$h_B = \frac{t_1^+ v_1}{2 \cos i_{12} \cos \theta} = \frac{t_1^+}{2 \cos \theta \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}} \quad (3.22)$$

$$h_A = \frac{x_{c1}^- [1 - \sin(i_{12} + \theta)]}{2 \cos i_{12} \cos \theta} = \frac{x_{c1}^- [1 - \frac{v_1}{v_2^-}]}{2 \cos \theta \sqrt{1 - (\frac{v_1}{v_2})^2}} \quad (3.23)$$

$$h_B = \frac{x_{c1}^+ [1 - \sin(i_{12} + \theta)]}{2 \cos i_{12} \cos \theta} = \frac{x_{c1}^+ [1 - \frac{v_1}{v_2^+}]}{2 \cos \theta \sqrt{1 - (\frac{v_1}{v_2})^2}} \quad (3.24)$$

On trace l'interface inclinée au moyen de h_A et h_B . Trouver les points d'incidence et éliminer les parties de l'interface non parcourues par les rais réfractés. Les points d'incidence peuvent être trouvés de plusieurs façons :

a. Mesurer les distances inclinées sous le point de tir :

$$A = h_A = \frac{\sin(i_{12} - \theta)}{\cos i_{12}} \quad (3.25)$$

$$B = h_B = \frac{\sin(i_{12} + \theta)}{\cos i_{12}} \quad (3.26)$$

b. Mesurer et dessiner l'angle fait par les rais sous le point de tir :

$$A = i_{12} - \theta = \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2}\right) \quad (3.27)$$

$$B = i_{12} + \theta = \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2}\right) \quad (3.28)$$

c. Calculer les coordonnées des points d'incidence, l'origine étant le point de tir le plus rapproché. Sous les points A et B :

$$x_A = h_A \frac{\sin(i_{12} - \theta) \cos \theta}{\cos i_{12}} \quad (3.29)$$

$$z_A = h_A \left[1 + \frac{\sin(i_{12} - \theta) \sin \theta}{\cos i_{12}} \right] \quad (3.30)$$

$$x_B = h_B \frac{\sin(i_{12} + \theta) \cos \theta}{\cos i_{12}} \quad (3.31)$$

$$z_B = h_B \left[1 + \frac{\sin(i_{12} + \theta) \sin \theta}{\cos i_{12}} \right] \quad (3.32)$$

3.3.3 Réfraction pour trois terrains séparés par des plans horizontaux

Si on observe deux ruptures de pente sur la dromochronique, on est en présence d'un terrain à trois couches. On calcule d'abord l'épaisseur de la première couche avec l'équation. Ensuite, on cherche une expression pour h_2 qui sera fonction des paramètres estimés au moyen de la dromochronique, soit V_1 , V_2 , V_3 , x_{c1} et x_{c2} . Il s'agit donc de trouver une expression pour t de l'onde réfractée dans la troisième couche, qui, à x_{c2} , est égal à t de l'onde réfractée dans la deuxième couche.

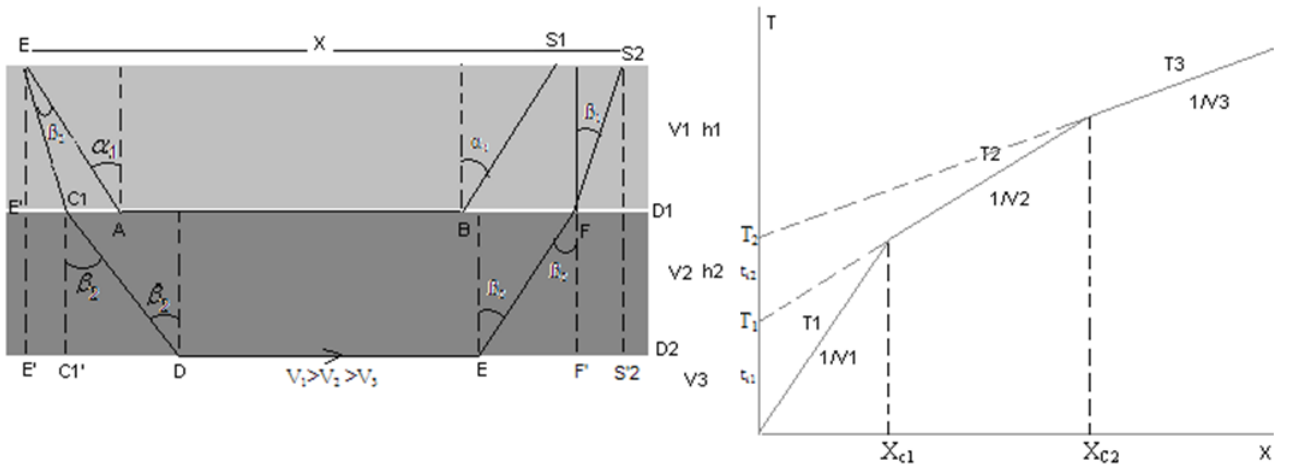


FIGURE 3.4 – Réfraction pour trois terrains séparés par des plans horizontaux

$$\sin i_{13} = \frac{v_1}{v_3} \quad (3.33)$$

$$\sin i_{23} = \frac{v_2}{v_3} \quad (3.34)$$

Pour l'onde réfractée dans la troisième couche, nous avons pour les différents trajets, les valeurs suivantes :

$$AE = \frac{h_1}{\cos i_{13}} \quad (3.35)$$

$$EF = \frac{h_2}{\cos i_{23}} \quad (3.36)$$

$$FH = x_{c2} - 2(h_1 \tan i_{13} + h_2 \tan i_{23}) \quad (3.37)$$

Le temps de parcours vaut alors :

$$t_{c2} = 2 \frac{AE}{v_1} + 2 \frac{EF}{v_2} + \frac{FH}{v_3} \quad (3.38)$$

$$t_{c2} = \frac{x_{c2}}{v_3} + 2h_1 \left(\frac{1}{\cos i_{13}} v_1 - \frac{\tan i_{13}}{v_3} \right) + 2h_2 \left(\frac{1}{\cos i_{23} v_2} - \frac{\tan i_{23}}{v_3} \right) \quad (3.39)$$

et en simplifiant, nous retrouvons finalement que t_{c2} est égal à :

$$t_{c2} = \frac{x_{c2}}{v_3} + \frac{2h_1 \cos i_{13}}{v_1} + \frac{2h_2 \cos i_{23}}{v_2} \quad (3.40)$$

Le temps de parcours de l'onde réfractée dans le deuxième terrain vaut :

$$t_{c2} = \frac{2AC}{v_1} + \frac{CD}{v_2} \quad (3.41)$$

Après manipulations, on trouve :

$$t_{c2} = \frac{2h_1}{v_1 \cos i_{12}} + \frac{x_{c2}}{v_2} - \frac{2h_1 \tan i_{12}}{v_2} \quad (3.42)$$

Les deux relations qui caractérisent t_{c2} sont égales et en isolant h_2 on trouve :

$$h_2 = \frac{x_{c2}}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}} - h_1 \left(\frac{\cos i_{13} - \cos i_{12}}{\cos i_{23} \sin i_{12}} \right) \quad (3.43)$$

En d'autres termes,

$$h_2 = \frac{x_{c2}}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}} - h_1 \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_3}\right)^2} - \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}}{\sqrt{\left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2 - \left(\frac{v_1}{v_3}\right)^2}} \quad (3.44)$$

Pour la technique des temps d'intersection à l'origine, l'équation nous fournit l'épaisseur h_1 et pour le calcul de h_2 , nous considérons le temps t_{c2} . Cette dernière représente l'équation d'une droite de pente $1/V_3$ et d'ordonnée à l'origine égale à :

$$\frac{2h_1 \cos i_{13}}{v_1} + \frac{2h_2 \cos i_{23}}{v_2} \quad (3.45)$$

Lorsque $x = 0$, t_2 est égal à l'équation 2 et :

$$h_2 = \left(\frac{t_2}{2} - \frac{h_1 \cos i_{13}}{v_1} \right) \frac{v_2}{\cos i_{23}} \quad (3.46)$$

$$\cos i_{23} = \frac{\sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_3} \quad (3.47)$$

$$h_2 = \frac{t_2}{2} \frac{v_2 v_3}{\sqrt{v_3^2 - v_2^2}} - \frac{h_1 \cos i_{13}}{\sin i_{12} \cos i_{23}} \quad (3.48)$$

ou encore :

$$h_2 = \frac{t_2 v_2}{2 \cos i_{23}} - \frac{h_1 \cos i_{13}}{\sin i_{12} \cos i_{23}} \quad (3.49)$$

3.4 Sismique réflexion haute résolution

Le sismique réflexion consiste à effectuer des ébranlements dans le sol et à enregistrer en surface les ondes réfléchies. Son avantage réside dans pouvoir de résolution qui dépend de la longueur d'onde dominante du signal généré par la source sismique. Les réflexions détectées seront causées par des changements de densités et de vitesses de propagation des ondes dans le milieu investigué. On peut ainsi détecter des zones lâches et évaluer le degré d'homogénéité des matériaux. L'utilisation de la sismique réflexion haute résolution est assez fréquent en recherches pétrolières, en hydrogéologie et en génie civil, dus principalement au développement des systèmes d'acquisition portables ayant une forte dynamique, soit capable de prendre en compte les signaux les plus forts et les signaux les plus faibles avec une précision suffisante.

3.4.1 Pouvoir de résolution sismique

C'est la possibilité de séparer la résolution verticale et la résolution horizontale qui sont contrôlées par la bande du spectre émise par la source et captés par les géophones. La résolution verticale est la longueur d'onde dominante d'une onde sismique donnée par la relation :

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (3.50)$$

avec v est la vitesse de propagation de l'onde et f la fréquence dominante.

Par résolution latérale, on entend la possibilité de séparer latéralement deux points voisins du sous-sol. La mesure est la zone de Fresnel. Soit AA' un réflecteur dans le sous-sol, considérée comme une suite de points diffractants. Dans une acquisition source-géophones, le temps d'arrivée de l'énergie du point O du réflecteur au géophone est donnée par :

$$t_0 = \frac{2Z_0}{V} \quad (3.51)$$

Après un avancement du front d'onde de $\lambda/4$, les énergies provenant des points A et A_1 sont reçues au temps t_1

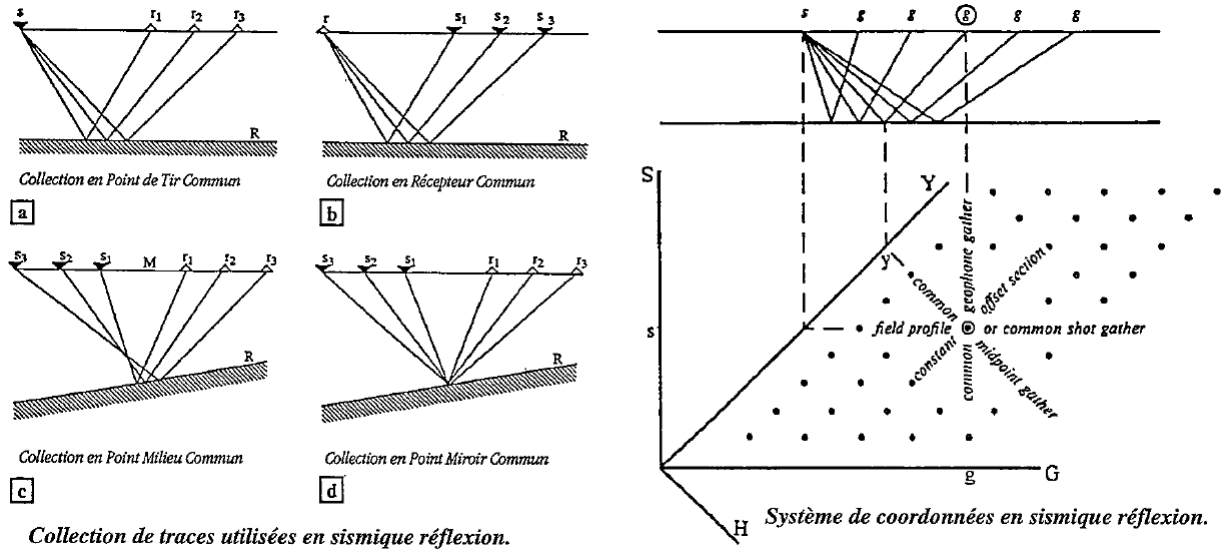


FIGURE 3.5 – Collection de traces et systèmes de coordonnées en sismique réflexion

$$t_1 = \frac{2(Z_0 + \lambda/4)}{v} \quad (3.52)$$

Tous les points se trouvant dans un disque de rayon OA renvoient au géophone de l'énergie entre les temps limites t_0 et t_1 . L'énergie totale dans cet intervalle de temps $t_1 - t_0$ présente une interface constructive quand celui-ci vaut la demi-période $T/2$. Le disque AA_1 est appelé la zone de Fresnel à demi longueur d'onde. Deux points de réflexion se trouvant dans cette zone, le rayon du disque est exprimé :

$$r = \sqrt{Z \frac{\lambda}{2}} = \frac{V}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \quad (3.53)$$

3.4.2 Quelques phénomènes et paramètres sismiques

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

$$k = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.54)$$

avec Z_1 est l'impédance acoustique (produit de la vitesse par la masse volumique) du milieu 1 et Z_2 est l'impédance acoustique du milieu 2.

- L'aliasing spatial se produit quand les données sont sous-échantillonnées suivant la direction d'espace, qui sera résolu par un espacement fin entre les traces. Une distance optimale Δx qui évite l'aliasing doit être déterminée, en considérant un réflecteur penté d'angle θ surmonté par un milieu à vitesse constante V . Soit T la période dominante d'une onde plane à incidence normale, enregistrée à la surface avec un espacement Δx entre les traces. Le front d'onde arrive au géophone $G1$ au temps t et au géophone $G2$ au

temps $t + \Delta t$. L'aliasing se produit quand la différence de temps d'arrivée Δt est égal à la demi-période ($T/2$). Par raisonnement de géométrie simple, on trouve :

$$\sin\theta = \frac{v\Delta t}{2\Delta x} = \frac{vT}{4\Delta x} = \frac{v}{4f_{max}\Delta x} \quad (3.55)$$

$$f_{max} = \frac{V}{4\Delta x \sin\theta} \quad (3.56)$$

$$\Delta x = \frac{V}{4f_{max} \sin\theta} \quad (3.57)$$

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

3.5 Sismique réflexion

3.5.1 Cas d'interface plan

Soit une onde sismique émanant d'une source S et incidente sur une interface entre deux milieux de vitesses constantes V_1 et V_2 . La couche de vitesse V_1 a une épaisseur h . L'onde réfléchie est enregistrée par un récepteur (un géophone ou un hydrophone) à une distance x de la source. On cherche à calculer le temps de parcours aller-retour entre la source et le récepteur. Pour ce faire, comme la vitesse est constante dans la couche, on n'a qu'à prendre la distance parcourue que l'on divise par la vitesse. On trouve que cette distance est donnée :

$$d = 2\sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + h^2} = \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (3.58)$$

donc le temps de parcours est :

$$t = \frac{1}{v_1} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (3.59)$$

$$t^2 = \left(\frac{x}{v_1}\right)^2 + \left(\frac{2h}{v_1}\right)^2 \quad (3.60)$$

La relation entre le temps de parcours et la distance source-récepteur est l'hodochrone sous forme d'une hyperbole. On remarque que seul le premier terme dépend de la distance x . Le second terme ne dépend que des paramètres de la couche : il s'agit du temps aller-retour entre la surface et le bas de la couche défini par $t_0 = 2h/v_1$. Notre hodochrone devient donc :

$$t^2 = \left(\frac{x}{v_1}\right)^2 + t_0^2 \quad (3.61)$$

3.5.2 Cas d'interface penté

On remarque que le point de réflexion (Q) n'est pas exactement à mi-chemin entre la source et le récepteur. On détermine la distance parcourue que l'on divise par la vitesse du milieu. On tourne le parcours SQ par rapport au plan réflecteur : le trajet total est alors du croisement des deux lignes pointillées (P) au point R. On trouve cette distance PR en appliquant la Loi des Cosinus, car le triangle SPR ne contient pas d'angle droit.

$$(PR)^2 = d^2 = x^2 + (2h)^2 - 4hx\cos(\pi/2 + \theta) \quad (3.62)$$

$$d^2 = x^2 + 4h^2 + 4hx\sin\theta \quad (3.63)$$

$$d^2 = x^2 + 4hx\sin\theta + 4h^2\sin^2\theta + 4h^2\cos^2\theta \quad (3.64)$$

$$d^2 = (x + 2h\sin\theta)^2 + (2h\cos\theta)^2 \quad (3.65)$$

d'où on tire le temps de parcours :

$$t^2 = \left(\frac{x + 2h\sin\theta}{v_1}\right)^2 + \left(\frac{2h\cos\theta}{v_1}\right)^2 \quad (3.66)$$

On voit que l'hodochrone décrit encore une hyperbole : le second terme ne dépend pas de x . On voit que ce terme n'est autre que le t_0 du cas précédent divisé par $\cos\theta$: il s'agit du t_0 pour une vitesse de propagation $V_v = V_1/\cos\theta$. V_v est la vitesse apparente verticale plus élevée que V_1 . L'analyse d'une hodochrone nous donne des informations sur la vitesse de la couche et sur son épaisseur. L'amplitude d'une onde réfléchie dépend du contraste d'impédance entre les deux milieux. L'impédance est définie comme le produit de la vitesse et de la densité $Z = 1/2V$. Le coefficient de réflexion en incidence normale R , pour une onde incidente sur une interface est donné par :

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (3.67)$$

Plus la différence entre deux milieux est grande, plus R sera important. R est positif d'un milieu lent vers un milieu rapide et vice-versa.

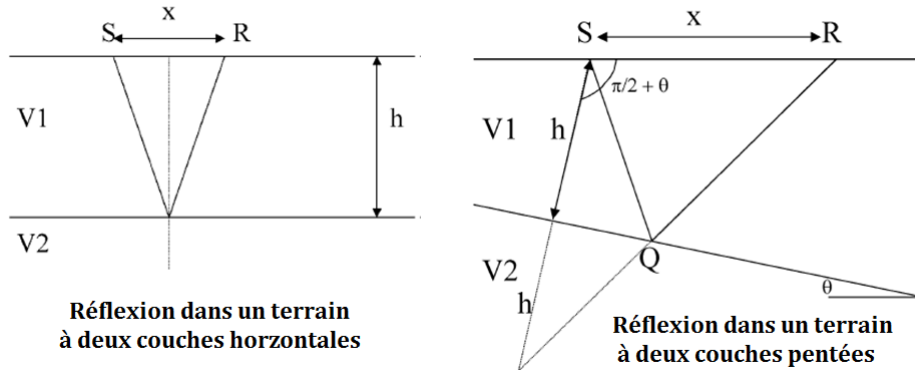


FIGURE 3.6 – Réflexion pour un terrain de deux couches horizontales et pentées

3.6 Interprétation des enregistrements sismiques

Après chaque mesure, on déplace le site d'ébranlement et les capteurs. En juxtaposant les données obtenues sur une même ligne droite, on obtient un profil sismique. Son interprétation est rendue délicate par le fait que l'on ne sait pas quelle est la nature exacte

des surfaces qui réfléchissent les ondes, ni leur profondeur précise. Les données recueillies sont les temps d'aller-retour des ondes qui dépendent de la célérité de ces ondes dans les roches traversées. On réalise parfois des forages pour affiner l'interprétation des profils obtenus. On établit localement des correspondances d'une part entre surface de discontinuité et limite de terrains géologiques, et d'autre part, entre temps de double parcours et profondeur. On extrapole ensuite les résultats pour les zones situées entre les forages. Les résultats de sismique réfraction permettent aussi de préciser, pour les couches voisines de la surface du sol, des caractéristiques comme la célérité des ondes ou le pendage des terrains. La figure 3.8 montre une portion de profil sismique obtenu en mer dans des terrains où l'on observe une structure de type diapir. La ligne noire de surface représente le fond marin, les autres points noirs représentent des zones qui réfléchissent les ondes sismiques.

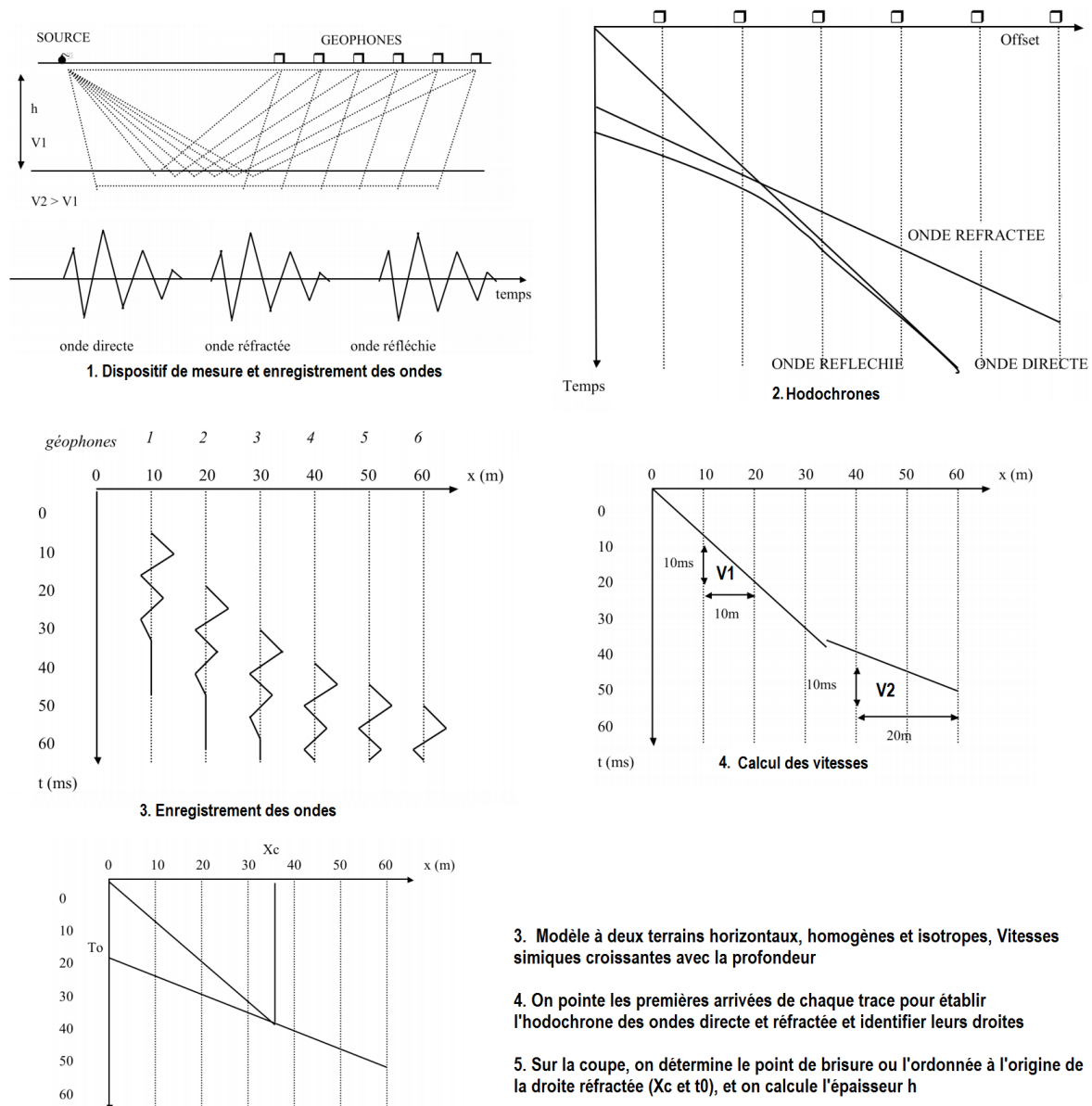


FIGURE 3.7 – Interprétation des mesures sismiques

Une étude géophysique par méthode sismique réfraction a été réalisée en mai 2015 à Tamentout dans la région de Djimla au Sud de Jijel. L'étude consiste en l'acquisition

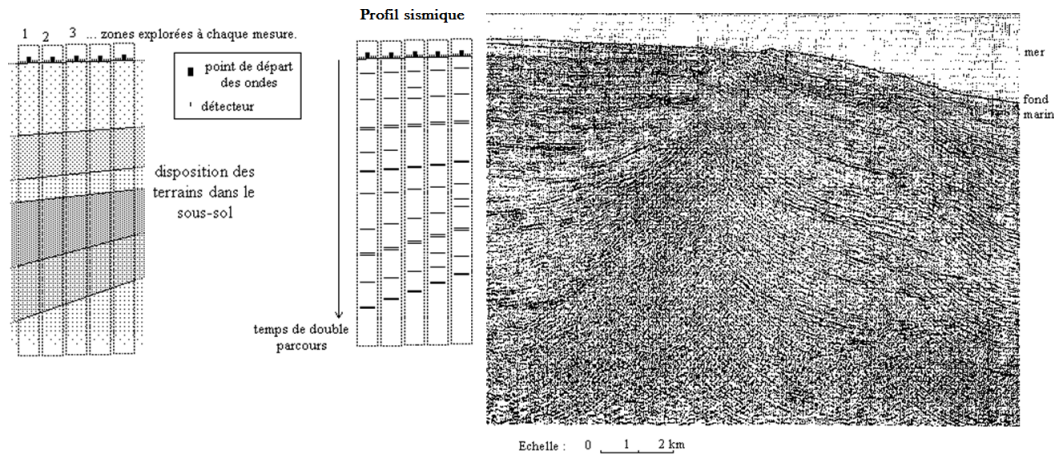


FIGURE 3.8 – Exemple d'un profil sismique en mer

d'un profil sismique (24 traces, ondes P et S). Le but est de déterminer la lithologie des différentes formations et leur géométrie. Le matériel utilisé est le SUMMIT X STREAM Pro de DMT. Les accessoires nécessaires sont les suivants : un câble sismique avec 24 sorties (take out) espacées de 5 m, 24 géophones verticaux de fréquence 10 Hz, 24 géophones horizontaux de fréquence 10 Hz, une alimentation (batterie 12V), une masse de 10 kg, une plaque métallique et un déclencheur. Chaque dispositif sismique (24 géophones) a une longueur de 120 m. Pour l'enregistrement des ondes de compressions P, Il y a 5 points de tirs : Tir direct à 2.5 m avant le 1ier géophone, tir au centre entre les géophones 6 et 7, tir au centre entre les géophones 12 et 13, tir au centre entre les géophones 18 et 19 et tir inverse à 2.5 m après le 24ème géophone (Figure 3.9).

Après l'acquisition des données, il est nécessaire de les arranger et charger les différents tirs sismiques avec leur géométrie sur un logiciel d'interprétation sismique réfraction. Il s'agit du logiciel multi modules ReflexW (Sandmeier Scientific, Allemagne). Plusieurs étapes doivent être respectées avant d'arriver à l'étape finale qui est le modèle de vitesse recherché et qui s'approchera le plus possible la réalité. Ces étapes débutent par : le chargement des données sismiques avec la géométrie des tirs, le pointé des premières arrivées, la construction des dromochroniques "travel-times", l'interprétation des courbes et le choix du nombre des couches, l'utilisation de la méthode d'inversion (ReflexW : inversion du front d'onde). Cette méthode est basée sur le calcul du trajet du front d'onde qui correspond le mieux au trajet réel de l'onde réfractée en enfin obtention, analyse et validation du modèle final.

La coupe géo-sismique obtenue propre aux ondes de compression P, fait ressortir trois gammes de vitesse distinctes, chacune correspond à un horizon. Il s'agit de :

- La première gamme avec une vitesse (V_1) comprise entre 170 à 345 m/s, qui peut correspondre une terre végétale, humide, poreuse et non-compacte, dont l'épaisseur est faible, elle varie de 1 à 2 m ;
- La deuxième gamme avec une vitesse (V_2) comprise entre 1720 à 2235 m/s, et une épaisseur variant de 3 à 10 m. Ce sont des marnes schisteuses imbibées d'eau. Cet horizon correspond aux matériaux broyés, remaniés et déplacés occupant le centre du glissement ;

- La troisième gamme de vitesse (V_3), plus importante en profondeur, oscillant entre 2485 à 3120 m/s. Elle correspond à une formation compacte et saine que l'on peut attribuer aux calcaires à silex relevés dans les sondages mécaniques précédents.

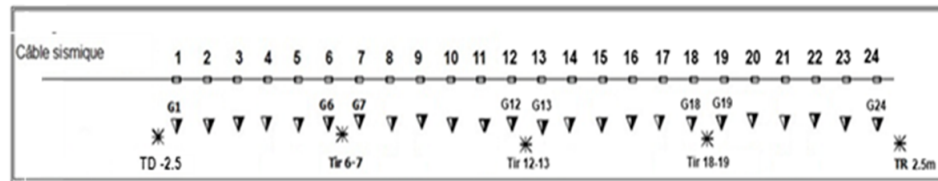
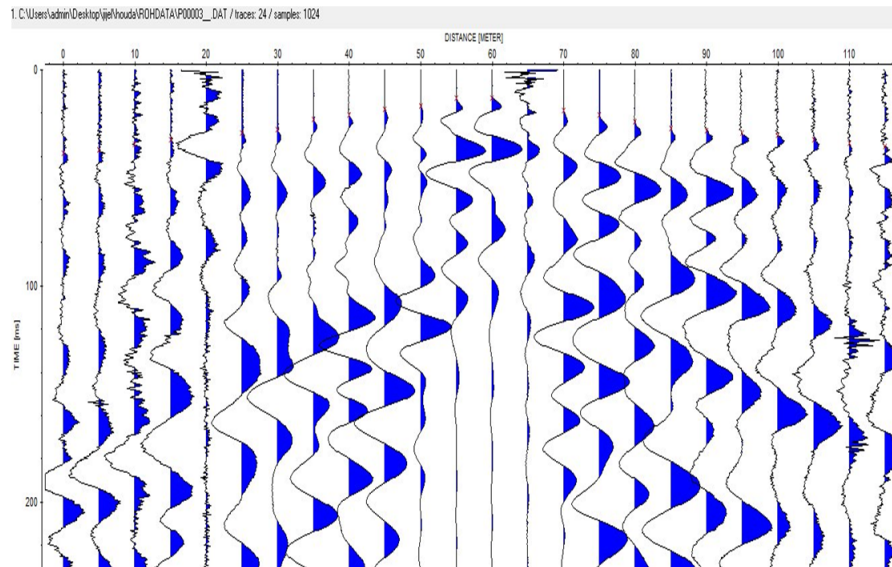
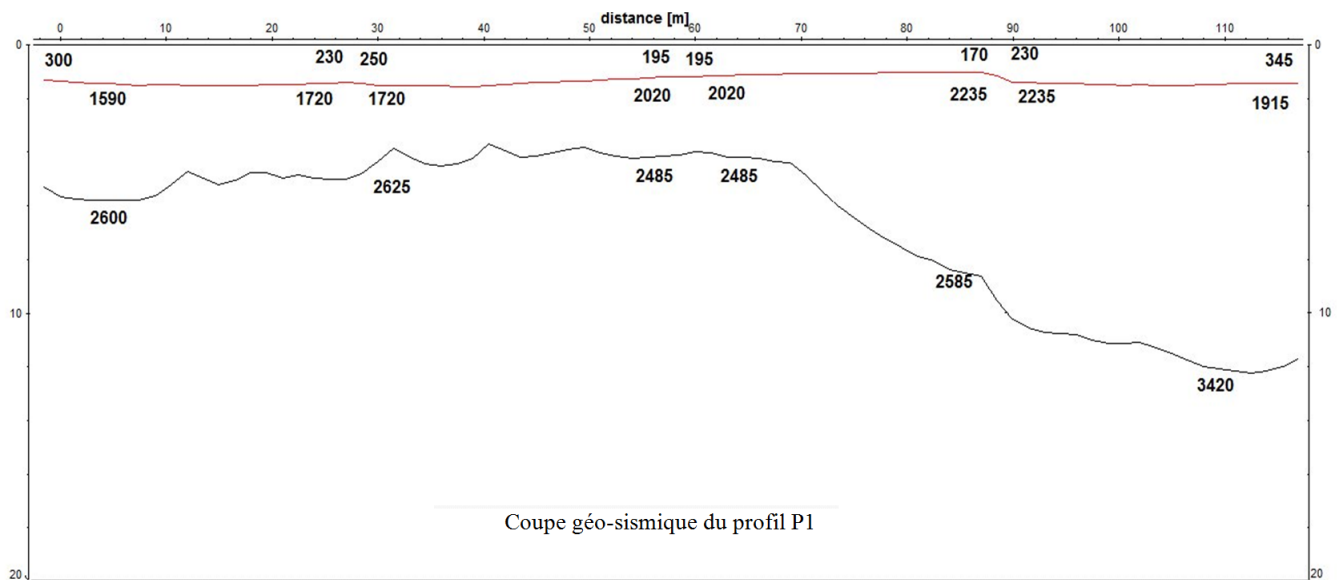


Schéma d'acquisition du profil sismique à Tamentout (Jijel)



Enregistrement d'un tir centré avec le picking des premières arrivées



Coupe géo-sismique du profil P1

FIGURE 3.9 – Profil sismique de Tamentout au Sud de Jijel (2015)

3.7 Application en Hydrogéologie

On applique fréquemment cette méthode sur des sites alluvionnaires, lorsque l'on veut connaître l'épaisseur des roches meubles sur le socle (vitesse des sables : 600 m/s, vitesse du calcaire : 5000 m/s). En hydrogéologie, on utilise principalement la sismique réfraction. Cependant les progrès récents de l'informatique autorise aujourd'hui l'utilisation de la sismique réflexion même pour les faibles profondeurs investiguées par les hydrogéologues. Il existe un bon contraste de vitesses sismiques sur le toit de l'aquifère, au niveau piézométrique car v_p augmente avec le degré de saturation en eau de la formation. La méthode sismique permet de caractériser la profondeur et la géométrie de la nappe.

En effet, dans la subsurface, le milieu poreux est le plus souvent rempli d'un mélange air/eau. Cela revient à assimiler ces matériaux à un milieu tri-phasique (solide, air et eau). La vitesse des ondes P dans l'eau ($V_{eau}^P = 1400 - 1500 \text{ m/s}$) étant supérieure à celle dans l'air ($V_{air}^P = 340 \text{ m/s}$), l'influence du degré de saturation en eau sur la vitesse de propagation des ondes P peut être considérable lorsque la porosité est suffisamment élevée. À l'inverse, la vitesse des ondes de cisaillement n'est que très faiblement dépendante du contenu en fluide à l'intérieur des pores. Le rapport VP/VS et le coefficient de Poisson sont donc contrôlés : (i) par le type de roche et la porosité, et (ii) par la quantité et le type de fluide présent à l'intérieur des pores.

L'implantation optimale de forages d'alimentation en eau est un des défis majeurs pour les hydrogéologues, il faut identifier une ressource en eau fiable en quantité et en qualité et obtenir une productivité régulière. La sismique réflexion peut répondre à la définition des lieux d'implantation des forages car lorsqu'une zone aquifère est détectée par un forage ou par une méthode directe de détection de l'eau (RMP), la sismique peut aider à définir la géométrie et le volume de l'aquifère. Les résultats vont être fortement influencés par la zone non-saturée. Si cette zone est de faible épaisseur, de forts contrastes d'impédance acoustique existent au niveau du toit de l'aquifère. Par contre, si l'épaisseur est supérieure à 1/4 de la longueur d'onde sismique, les réflexions sur le toit de l'aquifère seront faibles ou inexistantes.

La figure présente une coupe sismique dont le but était de définir l'extension horizontale de deux aquifères détectés par un forage. On observe de fortes réflexions aux toits et aux murs des aquifères qui se corrélaient bien avec les autres mesures géophysiques en forage (gamma ray et résistivité).

Milieu	v_P (m/s)	v_S (m/s)	ρ (g/cm ³)
Roche altérée	300-700	100-300	1.7-2.4
Sable sec	400-1200	100-500	1.5-1.7
Sable humide	1500-4000	100-500	1.9-2.1
Argiles	1100-2500	200-800	2.0-2.4
Marnes	2000-3000	750-1500	2.1-2.6
Grès	3000-4500	1200-2800	2.1-2.4
Calcaire	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7
Craie	2300-2600	1100-1300	1.8-2.3
Salt	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3
Granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7
Basalte	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1
Charbon	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8
Eau	1450-1500	-	1
Glace	3400-3800	1700-1900	0.9
Pétrole	1200-1250	-	0.6-0.9

Milieu	v_P hors nappe (m/s)	v_P sous nappe (m/s)
Sable fin	300-700	1450-1700
Graves	500-900	1700-2300
Argile	500-1400	1400-1700
Marnes	1800-2100	2100-3000
Grès	800-3000	2000-4000
Craie fracturée	800-1500	1700-2300
Craie saine	1800-2500	2300-3200
Calcaire fracturé	900-2000	1700-3000
Calcaire compact	3000-5000	3500-5000
Granite fracturé	1000-2500	2500-4500
Granite sain	4500-5500	4500-5500
Basalte fracturé	800-2500	2300-4500
Basalte sain	5500-6000	5500-6000
Schiste altéré	500-2000	1700-2500
Schiste sain	2500-4500	3000-4500

FIGURE 3.10 – Ordre de grandeur des vitesses sismiques dans quelques milieux géologiques

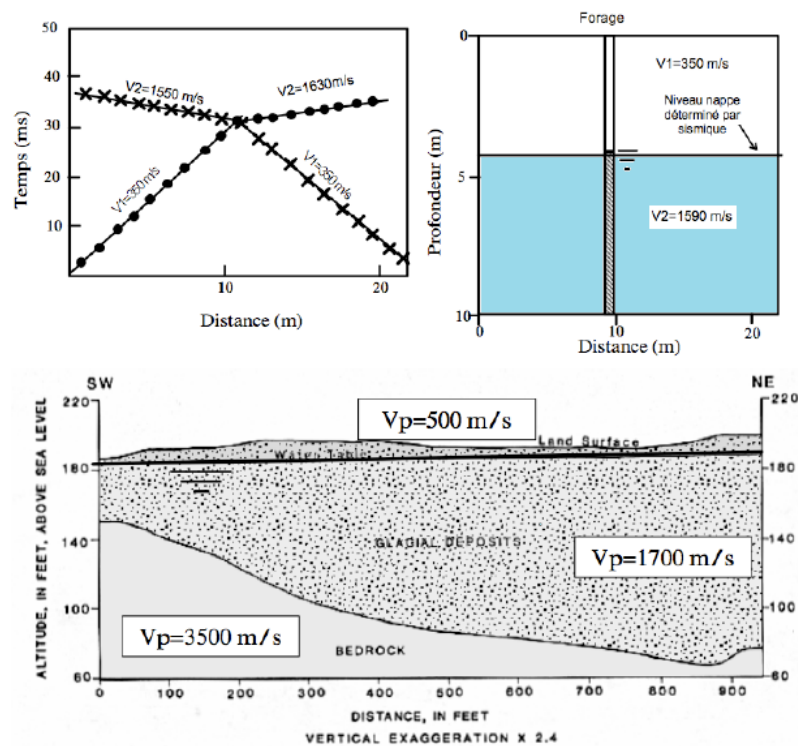


FIGURE 3.11 – Utilité de la sismique à la caractérisation des aquifères

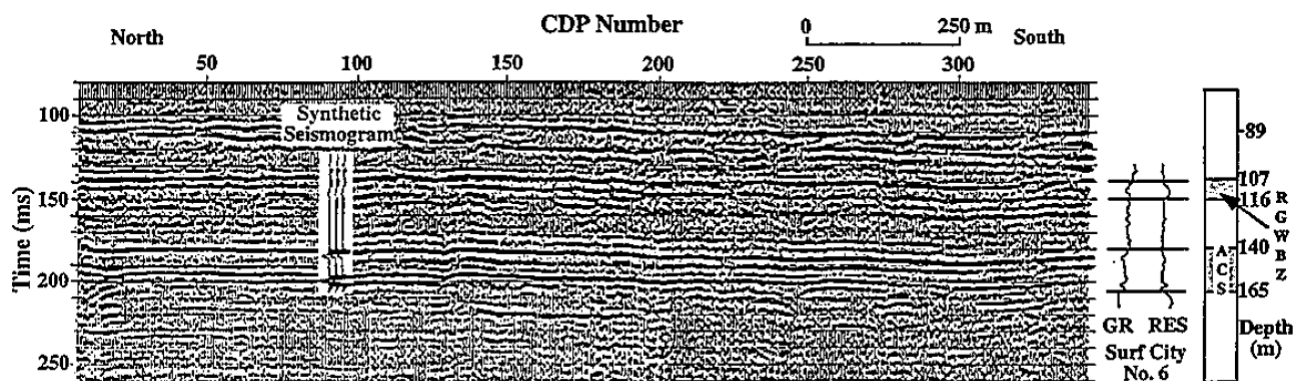


FIGURE 3.12 – Profil sismique haute résolution à New Jersey