

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

66



UNIVERSITE M'HAMED BOUGUARA
BOUMERDES



FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE

DEPARTEMENT DE GEOPHYSIQUE, GENIE PARASISMIQUE ET PHENOMENES
ALEATOIRES

LABOratoire de PHYsique de la Terre (LABOPHYT)

THEME

**ANALYSE ET INVERSION AVO POUR LA PREDICTION DE LA
LITHOLOGIE ET LA PRESENCE D'HYDROCARBURES.**

APPLICATION SUR DEUX CHAMPS ALGERIENS

Mémoire présenté pour l'obtention du diplôme de **Magistère en Géophysique**

Présenté Par : **Abdelkader KASSOURI**

Sous la direction de Monsieur : **Pr. Mabrouk DJEDDI**

Soutenu publiquement le **19 Septembre 2004** devant le jury composé de :

MM. K. BADDARI	Professeur (FHC/UMBB)	Président
M. DJEDDI	Professeur (FHC/UMBB)	Rapporteur
H. BAKER	Professeur (USTHB)	Examineur
M.A. AITOUCHE	Chargé de cours (FHC/UMBB)	Examineur

SOMMAIRE

PREFACE

INTRODUCTIONi

I - THEORIE DES ONDES ELASTIQUEI-1

I - 1. PARAMETRES ELASTIQUESI-1

I - 1. 1. ContrainteI-1

I - 1. 2. DéformationI-1

I - 1. 3. Tenseur des contraintesI-3

I - 1. 4. Tenseur des déformationsI-4

I - 1. 5. Loi de HookeI-4

I - 2. PARAMETRES ACOUSTIQUESI-7

I - 2. 1. La densitéI-7

I - 2. 2. La vitesseI-8

I - 3. PROPAGATION DES ONDESI-12

I - 3. 1. Equation d'onde et calcul de solutionsI-12

I - 3. 2. Réflexion et transmission dans un cas tabulaireI-17

II - PRINCIPES FONDAMENTAUX DE L'AVOII-1

II - 1. INTRODUCTIONII-1

II - 2. APPROXIMATION DES EQUATIONS DE ZOEPPRITZII-2

II - 2. 1. Approximation de BortfeldII-2

II - 2. 2. Approximation de Aki et RichardII-3

II - 2. 3. Approximation de HiltermannII-3

II - 2. 4. Approximation de ShueyII-5

II - 2. 5. Règles de Koefed [1955] et classification des grès à gazII-9

II - 3. CLASSES DE L'AVOII-12

II - 3. 1. Classe 1: Grès à forte impédance acoustiqueII-12

II - 3. 2. Classe 2: Grès à contraste d'impédance acoustique proche de zéroII-13

II - 3. 3. Classe 3: Grès à faible impédance acoustiqueII-14

II - 3. 4. Classe 4: Grès d'impédance acoustique très faibleII-15

III - FACTEURS AFFECTANT LES AMPLITUDES	III-1
III - 1. LES CARACTERISTIQUES DE SOURCE ET DE RECEPTEUR	III-1
III - 2. L'APPAREILLAGE SISMIQUE	III-2
III - 3. LE PARTITIONNEMENT DE L'ENERGIE	III-2
III - 4. L'ABSORPTION (ATTENUATION INELASTIQUE)	III-2
III - 5. LA DIVERGENCE SPHERIQUE	III-4
III - 6. L'EPAISSEUR DES COUCHES (COUCHES MINCES)	III-5
III - 7. LES MULTIPLES ET LES ONDES CONVERTIES	III-7
III - 8. LES VARIATIONS DE VITESSE ET DE DENSITE	III-7
III - 9. LA GEOLOGIE DE SURFACE	III-8
III - 10. LA COURBURE ET LA COMPLEXITE STRUCTURALE	III-8
III - 11. LES ERREURS DE CORRECTIONS DYNAMIQUES (NMO)	III-10
III - 12. LE FACTEUR BRUIT	III-10
III - 13. LE TRAITEMENT SISMIQUE	III-10
 IV - MODELISATION ET ANALYSE AVO	 IV-1
IV - ETUDE DE LA SENSIBILITE DANS LA MODELISATION AVO DIRECTE	IV-1
IV - 1. Principe	IV-1
IV - 2. Modélisation AVO dans un milieu élastique et isotrope	IV-2
IV - 3. Effets des Propriétés de fluide et de la roche	IV-3
IV - 4. Modélisation AVO dans une roche à pression normale et à forte pression...	IV-7
 V - APPLICATIONS SUR DES DONNEES REELLES	 V-1
V - 1. EXEMPLE 1: CUVETTE DE SBAA (GOURARA)	V-1
V - 1.1. Cadre géographique	V-1
V - 1.2. Cadre géologique	V-2
V - 1.3. Le profil sismique GOU10	V-3
V - 1.3.1. Le traitement en amplitudes préservées.....	V-3
V - 1.3.2. L'analyse AVO	V-10
V - 1.3.2.1. Sections sismiques à offsets constants	V-12
V - 1.3.2.2. Sections sismiques à angles constants	V-13
V - 1.3.2.3. Stacks partiels par angles de la 1 ^{ère} anomalie	V-14
V - 1.3.2.4. Sections des attributs AVO de la 1 ^{ère} anomalie	V-15
V - 1.3.2.5. Stacks AVO pondérés de la 1 ^{ère} anomalie	V-17
V - 1.3.2.6. Cross-plot AVO de la 1 ^{ère} anomalie	V-17
V - 1.3.2.7. Stacks partiels par angles de la 2 ^{ème} anomalie	V-19
V - 1.3.2.8. Attributs AVO de la 2 ^{ème} anomalie	V-20
V - 1.3.2.9. Stacks AVO pondérés de la 2 ^{ème} anomalie	V-21

V - 1.3.2.10. Cross-plot AVO de la 2 ^{ème} anomalie	V-21
V - 1.3.2.11. Contraste d'impédance acoustique	V-22
 V - 2. EXEMPLE 2: REGION MEKERRANE (BAHAR EL HAMMAR)	V-23
V - 2.1. Cadre géographique	V-23
V - 2.2. Cadre géologique	V-23
V - 2.3. Le profil sismique MK20	V-24
V - 2.3.1. Stacks partiels	V-25
V - 2.3.2. Attributs AVO	V-27
V - 2.3.3. Cross-plot AVO	V-28

CONCLUSION

BIBLIOGRAPHIE



DEDICACE

*A mes très chers parents,
à ma femme et à mes deux fils,
à mes frères et à mes sœurs,
à mes cousins et cousines, à leurs enfants et à
toute ma famille,*

*à tous mes amis et à tous ceux que j'aime et
qui m'aiment, je dédie ce travail.*

*Je rends grâce à Dieu de m'avoir permis de le
réaliser*

~ Abdelkader ~



REMERCIEMENTS

J'exprime ma profonde gratitude à **l'ensemble des personnes** qui m'ont aidé, de près ou de loin, à la réalisation de ce travail.

Je tiens à remercier en particulier :

- Monsieur **DJEDDI Mabrouk**, Professeur au département de géophysique à la faculté des hydrocarbures et de la chimie, pour avoir bien voulu diriger ce projet de magistère,
- Monsieur **BADDARI Kamel**, Directeur de la faculté des industries manufacturières à l'université de Boumerdes FIM/UMBB qui, malgré un emploi de temps très chargé, a accepté de juger ce travail et de présider mon jury de thèse.
- Messieurs **BAKER Hayddar**, Professeur à l'université des sciences et de technologie USTHB et **AITOUCHE Moh-Amokrane**, Chargé de cours à la faculté des hydrocarbures et de la chimie à l'université FHC/UMBB, qui ont accepté d'être membres examinateurs de mon jury de soutenance.
- Monsieur **ABDESSADOK Abdelaziz**, Directeur de la Division Exploitation Sismique de l'Entreprise Nationale de Géophysique (ENAGEO) pour m'avoir permis d'utiliser leurs moyens de traitement.
- Monsieur **Bachta Mohamed**, Ingénieur expert à l'ENAGEO; son travail d'analyse et de relecture ont été très utiles pour la version finale de ce mémoire. Avec lui, j'ai passé de bons moments et j'ai apprécié sa rigueur et sa disponibilité.
- **Sonatrach/Branche Exploration** pour la permission accordée à traiter les données sismiques des prospectus étudiés.
- En fin je remercie plus particulièrement tous les membres de ma famille qui m'ont toujours entouré et sans lesquels je ne serais pas arrivé là.

PREFACE

En recherche pétrolière, les techniques de détection directe des hydrocarbures sont les grands défis de la dernière décennie et même d'aujourd'hui.

Des crédits conséquents ont été investis par les grandes compagnies dans la recherche et le développement de ces techniques auprès d'institutions de recherche.

Parmi les techniques émergentes, la méthode basée sur l'analyse des amplitudes des ondes sismiques dans une gamme d'angles d'incidence, et connue sous l'appellation AVO, figure parmi les plus en vue à cause des résultats positifs enregistrés un peu partout dans le monde.

Ce travail est structuré de sorte à mettre en lumière les liens entre les bases théoriques et les solutions pratiques sur des exemples réels. Il est une démarche cohérente pour cerner les contours de la méthode en relevant les aléas, qui nous semblent, de l'acquisition et du traitement de l'information.

Les zones d'étude encore en phase d'exploration offrent de grandes opportunités de présence d'hydrocarbures que la technique AVO peut aider à mettre en évidence sur des données de bonne qualité.

Les figures de ce mémoire ont été établies, pour la plupart, avec des routines de MatLab et l'outil de graphisme Grapher qui a été utilisé pour des programmes qu'on a écrits en Fortran pour les simulations synthétiques. Les traitements AVO, pour les applications réelles, ont été effectués sur une station de traitement ProMAX.

INTRODUCTION

Introduction

L'interprétation sismique s'est orientée plus vers l'étude des anomalies de temps ainsi que le caractère des réflexions. Malgré tout ça l'étude des amplitudes des réflexion n'a été possible qu'avec l'évolution de l'informatique et l'introduction du gain binaire et l'enregistrement en virgule flottante, ce qui a conduit à l'apparaition de la technique du Bright-Spot qui a incorporé l'étude des anomalies d'amplitude dans l'interprétation sismique.

Les effets des fluides des pores sur le signal sismique ont été connus depuis longtemps. Durant cette dernière décennie, l'importance des amplitudes s'accroître sensiblement notamment en raison de l'émergence de la sismique stratigraphique et les méthodes d'inversion qui essayent de relier quantitativement les données sismiques avec les paramètres élastiques des milieux traversés par l'onde sismique.

On s'intéresse plus aussi à l'interprétation des attributs sismiques pour la détection des hydrocarbures et la caractérisation des réservoirs.

La caractérisation des réservoirs par la sismique conventionnelle est moins prometteuse, alors; pour révéler ces réservoirs, on a besoin d'utiliser des méthodes sismiques quantitatives, comme l'étude des amplitudes sismiques en fonction de l'offset (AVO : Amplitude Versus Offset) ou en fonction de de l'angle d'incidence (AVA : Amplitude Versus Angle).

L'objectif principal, de ce mémoire de magistère, est l'application de la technique AVO sur deux champs à gaz du Sud Algérien, pour prédire la lithologie et le type de fluide dans les réservoirs.

Cet objectif contient trois buts principaux :

- Le premier est l'utilisation de la réponse et les propriétés sismiques des réservoirs.
- Le deuxième but est de faire le lien entre les attributs AVO et la lithologie.
- Le troisième but concerne la localisation des zones de forte compressibilité associées à l'occurrence d'hydrocarbures, par l'étude des tendances des cross-plots AVO.

Pour concevoir les indicateurs AVO, nous avons étudié d'abord les attributs classiques (intercept, gradient, facteur fluide, stacks pondérés ...) de l'AVO, ensuite nous nous sommes basés sur les crossplots AVO de l'intercept avec le gradient. Dans ces crossplots nous avons étudié la déviation de la tendance des grès à gaz de la ligne des fluides (tendance des argiles ou des grès saturés de l'eau).

Ce mémoire consiste de cinq chapitres avec une introduction et une conclusion. Les chapitres sont tous liés ensemble et représentent les différentes étapes de la méthodologie suivie.

Le **chapitre I** se rapporte à la théorie des ondes élastiques et la propagation des ondes sismiques dans le sous-sol. On a étudié les relations entre les paramètres élastiques (contrainte, déformation) et les constantes élastiques (coefficient de rigidité, module de Young, module d'incompressibilité et coefficient de Poisson) avec les paramètres acoustiques (densité, vitesse).

On a repris dans ce chapitre les travaux de laboratoire de Domenico où il a trouvé des changements remarquables dans le coefficient de Poisson, entre les grès saturés en eau et les grès saturés en gaz. Il a tiré quatre conclusions sur la valeur du coefficient de Poisson dans les sédiments meubles et consolidés.

On a étudié aussi l'équation d'onde et ses solutions, les équations de Zoeppritz et les approximations de différents auteurs qui expriment la variation de l'amplitude en fonction de l'angle d'incidence, des densités et des vitesses de propagation.

Dans le **chapitre II**, nous avons étudié l'origine de l'anomalie d'amplitude du "bright-spot" et les principes fondamentaux de l'AVO. L'anomalie de "bright spot" est utilisée comme indice direct d'hydrocarbures (DHI : Direct Hydrocarbon Indicator).

Pour remédier aux ambiguïtés du "bright-spot", une nouvelle technique a été développée dans les années 80. Elle est basée sur l'analyse de la variation de l'amplitude de coefficient de réflexion en fonction de l'offset (AVO).

L'équation donnant la variation de coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence, obtenue par la résolution du système d'équations de Zoeppritz, est complexe. Ceci a incité les géophysiciens à donner des approximations simplifiées en regroupant les paramètres d'une manière significative.

L'approximation plus utilisée actuellement dans l'industrie est celle de Shuey à deux termes. Il a mis en évidence deux paramètres importants : l'intercept (coefficient de réflexion à incidence normale) et le gradient. Ce dernier dépend du contraste du coefficient de Poisson important en présence du gaz ; d'où l'efficacité de l'analyse AVO dans les gisements à gaz.

En raison de la unicité de la réponse AVO dans les gaz, on a fait un classement afin de pouvoir les reconnaître pendant l'interprétation sur les données réelles.

Rutherford a identifié trois grandes classes des réponses AVO dans les grès à gaz encaissés dans l'argile. Cette classification est basée sur les contrastes de l'impédance acoustique. Castagna a ajouté une quatrième classe qui apparaît comme un "Bright spot" sur la section sismique en amplitudes préservées.

Le **chapitre III** présente les différents facteurs affectant les amplitudes sismiques à l'acquisition et au traitement. L'ondelette sismique subit des déformations dans ses amplitudes et son spectre de fréquences, au cours de sa propagation dans le sous-sol et depuis son émission jusqu'à sa réception.

La fiabilité de l'analyse AVO dépend des paramètres d'acquisition et de la préparation des données qui englobe les différentes compensations des facteurs affectant l'amplitude comme l'effet de l'absorption et de la divergence sphérique.

Au traitement, on ne peut pas reconstituer les vraies valeurs des amplitudes ou récupérer l'information sismique perdue à l'enregistrement terrain.

Alors, afin de conserver les variations relatives des amplitudes, dues aux propriétés physiques des formations géologiques traversées par le signal sismique, il est nécessaire de compenser ces effets au cours de traitement sismique. C'est ce qu'on appelle « le traitement en amplitudes préservées ».

Dans le **chapitre IV** nous avons étudié la sensibilité dans la modélisation directe de l'AVO. La modélisation AVO est utilisée pour définir la qualité des prospects à hydrocarbures, différencier le type d'hydrocarbures et examiner les avantages de l'AVO. La réponse AVO est sensible aux incertitudes dans les propriétés de la roche et du fluide.

En appliquant des incertitudes sur les mesures des propriétés des roches, Nous calculons l'incertitude globale de la signature AVO, qui nous permettrait de déduire si l'analyse AVO est adéquate pour la détection des hydrocarbures dans une zone particulière. Cette approche est utile pour valider les paramètres importants de réduction des incertitudes dans la modélisation AVO.

Dans notre étude, Nous avons examiné l'effet de chaque paramètre (vitesse, densité) de la roche sur la réponse AVO. Nous avons utilisé pour la modélisation l'équation de Shuey à trois termes. Nous avons obtenu des résultats précis pour des faibles contrastes de vitesse et de densité, et pour des angles d'incidence allant jusqu'à 30°.

Le **chapitre V** concerne l'application sur des données réelles. Nous avons appliqué la technique AVO sur deux champs différents à gaz, situés au sud de l'Algérie, en vue d'évaluer d'éventuels réservoirs et de délimiter leurs extensions latérales.

Le premier prospect se situe dans la région de Sbaa, il présente deux fortes anomalies d'amplitude sur deux anticlinaux; l'un au niveau de Tournaisien et l'autre dans l'Ordovicien. Le deuxième prospect se trouve dans le bassin de l'Ahnet où une anomalie d'amplitude de type 'Bright spot' a été détectée au niveau de l'Ordovicien, sur une structure forcée débitant des quantités importantes de gaz.

Notre étude est basée sur les données des profils sismiques choisis dans chacun des deux prospects. Nous avons appliqué le traitement en amplitudes préservées sur les parties intéressantes et ensuite une analyse AVO a été menée sur des collections en CDP, corrigés de NMO. D'abord par les stacks partiels en offset et en angle pour suivre l'évolution de l'anomalie et puis Nous avons établi les sections des différents attributs d'AVO avec les stacks pondérés et les cross-plots pour définir la classe du réservoir. L'inversion en contraste d'impédance acoustique a été établie afin de consolider la caractérisation de l'anomalie d'amplitude.

Les cross-plots AVO nous ont permis de distinguer les tendances de porosité, de compressibilité et les zones anormales dues à la présence d'hydrocarbures..

La cuvette de Sbaa a produit de l'huile et du gaz dans les niveaux stratigraphiques de Cambro-Ordovicien et dans les grès de Tournaisien et Viséen. Les réservoirs sont détritiques. La roche mère est constituée par des argiles du Silurien. Ces argiles assurent aussi un rôle de couverture tout comme celles du Namurien.

Le résultat obtenu dans la cuvette de Sbaa montre que la première anomalie de Tournaisien corrèle avec les caractéristiques des grès à gaz de la classe 3, et la deuxième anomalie au niveau de l'Ordovicien corrèle avec la réponse des grès à gaz de la classe 2.

La deuxième étude est réalisée sur le profil sismique MK20, situé dans la région Mekerrane du bassin de l'Ahnnet. Les principaux objectifs pétroliers dans cette région sont les grès de Dévonien inférieur et ceux du Cambro-Ordovicien. Ces réservoirs sont friables et peuvent être fracturés, ils sont situés à des profondeurs allant du 300 à 1000m .

Le profil sismique présente une forte anomalie d'amplitude du type 'Bright Spot' au niveau de l'Ordovicien sur la structure de Bahar El Hammar. Cette structure est un anticlinal faillé et représente un réservoir productif du gaz. L'anomalie d'amplitude est située dans le compartiment sédimentaire affaissé de la faille. Elle présente quatre segments de forte amplitude sismique.

Le résultat obtenu montre que les attributs AVO au niveau de l'anomalie, indiquent une forte occurrence de présence de gaz dans les trois segments de même niveau géologique (Ordovicien). Le cross-plot AVO montre que l'anomalie est du type de réservoir de la classe 3.

Chapitre I

THEORIE DES ONDES ELASTIQUES

I. Théorie des ondes élastiques

La méthode sismique utilise la propagation des ondes dans le sous-sol. Cette dernière dépend donc des propriétés élastiques des roches. Le milieu subit des déformations sous l'effet des contraintes qui prennent naissance au passage des fronts d'ondes. Après disparition des contraintes, il reprend sa forme initiale si l'élasticité est parfaite.

I.1 Paramètres élastiques

I.1.1 Contrainte

La contrainte est définie comme une force par unité de surface. Si cette force est perpendiculaire à la surface, la contrainte est dite normale, et si elle est tangentielle, la contrainte est dite de cisaillement.

I.1.2 Déformation

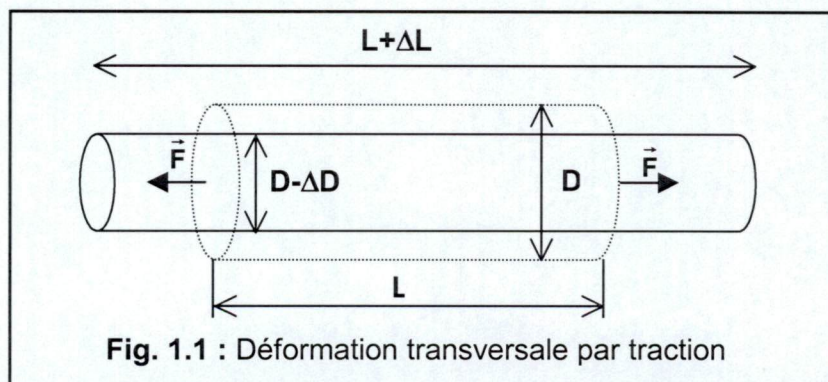
Quand un corps matériel élastique subit une contrainte, des changements dans la forme et dans les dimensions apparaissent. Ces changements sont appelés déformations. On a quatre types de déformations :

Déformation par traction :

Si on applique une force de traction F sur un cylindre de longueur L et de diamètre D , alors, la longueur L augmente de ΔL et son diamètre diminue de ΔD . Le cylindre change de volume mais pas de forme (figure 1.1).

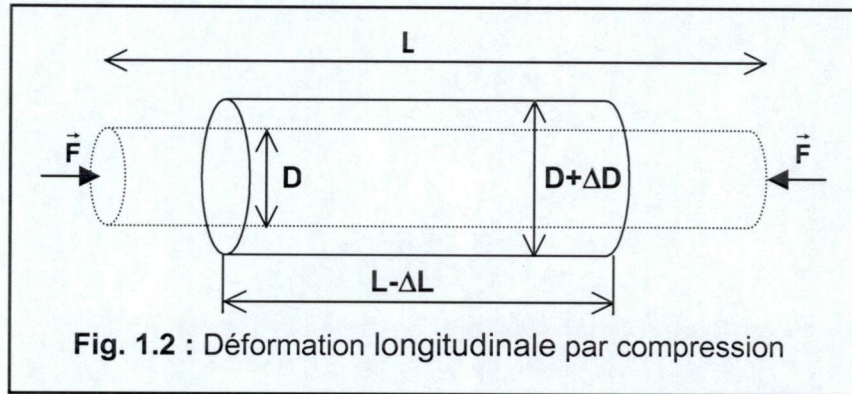
La déformation transversale est donnée par : $\epsilon_T = \frac{\Delta L}{L}$ (1.1)

La déformation longitudinale est donnée par : $\epsilon_L = \frac{\Delta D}{D}$ (1.2)



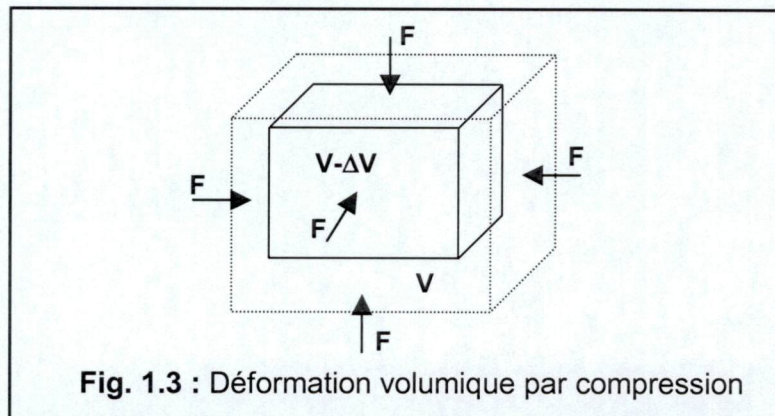
Déformation par compression :

Quand on applique au cylindre précédent, une force de compression F , L diminue de ΔL et D augmente de ΔD (figure 1.2).

**Déformation volumique :**

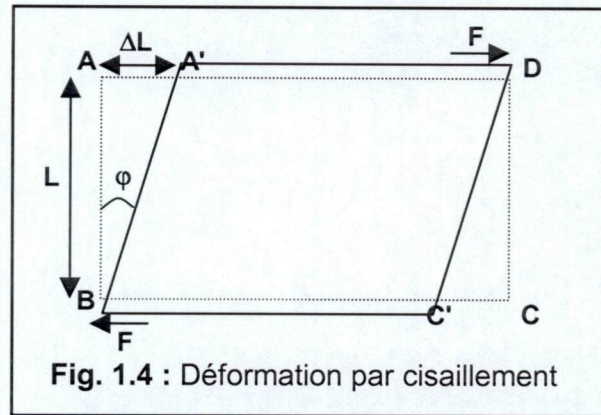
Soit un cube de volume V . Quand on lui applique des forces F sur ses six faces, le cube change de volume d'une quantité ΔV mais pas de forme (figure 1.3).

La déformation volumique est : $\epsilon_v = \frac{\Delta V}{V}$ (1.3)

**Déformation par cisaillement :**

Soit un rectangle ABCD ($AB = CD = L$). Quand on lui applique des forces tangentielles, A se déplace en A' et C en C' ($AA' = CC' = \Delta L$). Le rectangle change de forme et de dimension mais pas de surface (figure 1.4).

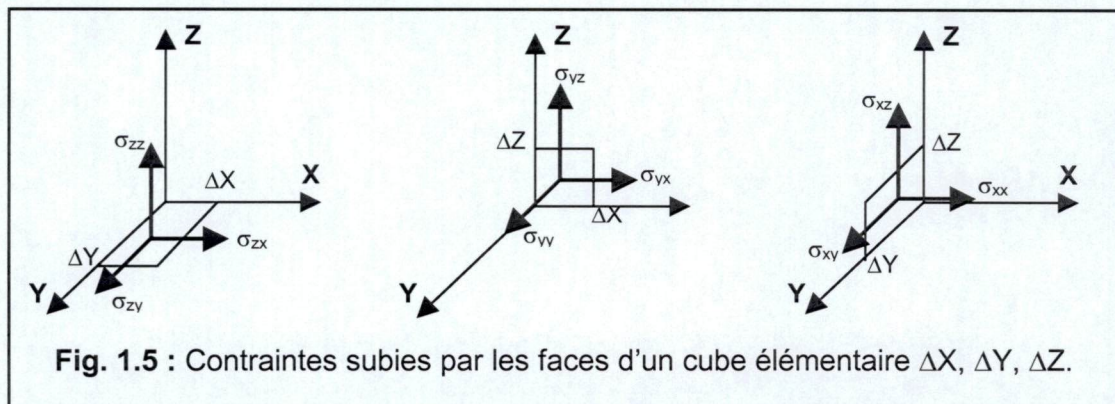
La déformation par cisaillement est : $\epsilon_s = \frac{\Delta L}{L} = \tan(\varphi)$ (1.4)



Les contraintes et les déformations varient dans l'espace et dans le temps. Elles sont liées par les relations du tenseur des contraintes et du tenseur des déformations.

I.1.3 Tenseur des contraintes

Il définit les contraintes subies par les faces du cube élémentaire ΔX , ΔY , ΔZ (figure 1. 5).



Le tenseur des contraintes Σ s'écrit :

$$\Sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad (1.5)$$

Pour chaque élément $\sigma_{i,j}$ du tenseur de contraintes, le premier indice indique l'orientation de la face du cube et le second la projection de la contrainte dans la direction concernée.

$\sigma_{i,i}$ représente une contrainte normale et $\sigma_{i,j}$ est une contrainte tangentielle.

I.1.4 Tenseur des déformations

Il définit les déformations subies par le cube élémentaire sous l'effet des contraintes. Soit $U(u, v, w)$ le déplacement d'un point M de coordonnées (x, y, z) . Le changement relatif de forme du cube est défini par le tenseur des déformations.

$$\varepsilon = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{bmatrix} \quad (1.6)$$

Les déformations $\varepsilon_{i,j}$ s'expriment à partir des déplacements U_i par l'expression :

$$\varepsilon_{i,j} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right)$$

D'où :

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{xx} &= \frac{\partial U}{\partial x}; \varepsilon_{yy} = \frac{\partial V}{\partial y}; \varepsilon_{zz} = \frac{\partial W}{\partial z} && \text{(termes de compression)} \\ \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right) \\ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial W}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial z} \right) \\ \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial z} + \frac{\partial W}{\partial x} \right) \end{aligned} \right\} \quad \text{(termes de cisaillement)} \quad (1.7)$$

$\varepsilon_{i,i}$ est une déformation par compression, $-\varepsilon_{i,i}$ est une dilatation et $\varepsilon_{i,j}$ est une déformation par cisaillement.

Dans le cas général, les tenseurs des contraintes et des déformations sont symétriques.

$$\begin{aligned} \sigma_{i,j} &= \sigma_{j,i} \\ \varepsilon_{i,j} &= \varepsilon_{j,i} \end{aligned}$$

I.1.5 Loi de Hooke

Cette loi exprime les relations linéaires qui existent entre les contraintes et les déformations, lorsque les contraintes sont faibles.

La loi de Hooke (formule de proportionnalité) n'est pas valable au delà de la limite d'élasticité, car les déformations résultantes des contraintes excédant cette limite ne disparaissent pas avec les contraintes.

Dans un milieu homogène, isotrope et élastique, la loi de Hooke s'écrit :

$$\sigma_{i,j} = \lambda \theta \delta_{i,j} + 2\mu \varepsilon_{i,j} \quad (1.8)$$

où :

$$\delta_{i,j} \text{ (symbole de Kronecker)} = \begin{cases} 1 & i=j \\ 0 & i \neq j \end{cases}$$

λ et μ sont les paramètres de Lamé.

$$\theta \text{ est la dilatation volumique} = \operatorname{div} \vec{U} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

En développant l'équation (1.8), on obtient six relations linéaires entre les contraintes et les déformations.

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \lambda \theta + 2\mu \frac{\partial u}{\partial x} \\ \sigma_{yy} &= \lambda \theta + 2\mu \frac{\partial v}{\partial y} \\ \sigma_{zz} &= \lambda \theta + 2\mu \frac{\partial w}{\partial z} \\ \sigma_{xy} &= \mu \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ \sigma_{yz} &= \mu \left(\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ \sigma_{zx} &= \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (1.9)$$

La loi de Hooke s'exprime aussi en fonction des paramètres élastiques du milieu. Telle que, la contrainte est liée à la déformation par une constante d'élasticité. Il existe quatre constantes élastiques importantes qui sont :

- Le module de cisaillement (coefficient de rigidité) " μ ".
- Le module de Young " E ".
- Le module d'incompressibilité " K ".
- Le coefficient de Poisson " σ ".

Le module de cisaillement (2^{ème} paramètre de Lamé) mesure le rapport de la contrainte tangentielle à la déformation correspondante par cisaillement.

$$\mu = \frac{1}{2} \left(\frac{\sigma_{i,j}}{\varepsilon_{i,j}} \right)$$

Le module de Young est le rapport de la contrainte normale à la déformation par compression dans la même direction.

$$E = \frac{\sigma_{i,i}}{\varepsilon_{i,i}}$$

Le coefficient d'incompressibilité est le rapport de la variation de la pression à la dilatation volumique.

$$K = -\frac{\Delta P}{\Delta V}$$

Le coefficient de Poisson est le rapport de la déformation par compression dans une direction à la déformation par dilatation dans la direction perpendiculaire à celle de la compression.

$$\sigma = -\left(\frac{\varepsilon_{i,i}}{\varepsilon_{j,j}} \right) \quad \text{avec } i \neq j$$

En pratique, σ est compris entre 0 et 0,5.

$\sigma = 0$ signifie que nous n'avons pas de déformation latérale (transversale, $\varepsilon_L = 0$).

$\sigma = 0,5$ signifie que le milieu est fluide.

d'après la loi de Hooke, si on applique une contrainte $\sigma_{i,j}$ sur une tige de longueur L et de diamètre D , cette dernière se déforme et l'équation (1.8) s'écrit :

- Pour une déformation longitudinale :

$$\text{contrainte } \sigma_{i,j} = \frac{E}{\sigma} \cdot \frac{\Delta D}{D} \quad (1.10)$$

$$\text{d'où : } \frac{\Delta D}{D} = \sigma \frac{\sigma_{i,j}}{E} = \sigma \frac{\Delta L}{L}$$

- Pour une déformation transversale (latérale) :

$$\text{contrainte } \sigma_{i,j} = E \cdot \frac{\Delta L}{L} = E \varepsilon_T \quad (1.11)$$

- Pour une déformation par cisaillement :

$$\text{contrainte } \sigma_{i,j} = \mu \cdot \frac{\Delta L}{L} = \mu \varepsilon_s \quad (1.12)$$

Dans les fluides $\mu = 0$, car ils n'ont pas de résistance au cisaillement.

- Pour une déformation volumique :

$$\text{contrainte } \sigma_{i,j} = K \cdot \frac{\Delta V}{V} = \frac{1}{C_p} \frac{\Delta V}{V} \quad (1.13)$$

Les quatre constantes d'élasticité sont reliées entre elles par les relations suivantes :

$$K = \frac{E}{3(1-2\sigma)} = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad (1.14)$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \quad (1.15)$$

I.2 Paramètres acoustiques

I.2.1 La densité

Pour les corps solides et liquides, la densité est le rapport de la masse M d'un volume V de ce corps et la masse d'un même volume V de l'eau. Pour les gaz, la densité est calculée par rapport à l'air.

La densité d'une roche dépend de plusieurs facteurs, tels que la porosité, le type de minéral et le type de fluide remplissant les pores.

Si on considère une roche de porosité ϕ constituée d'une matrice composée d'un seul minéral de densité ρ_m , et que les pores soient remplis d'un seul fluide de densité ρ_f , alors la densité ρ_b de la roche, définie par l'équation de Willy, est donnée par :

$$\rho_b = \rho_m (1-\phi) + \rho_f \phi \quad (1.16)$$

Si le fluide est une mixture de plusieurs autres fluides, par exemple eau et hydrocarbures, la densité de fluide est donnée par :

$$\rho_f = \rho_w S_w + \rho_{hc} (1-S_w) \quad (1.17)$$

avec :

ρ_w : densité de l'eau

S_w : saturation en eau

ρ_{hc} : densité des hydrocarbures

Si on remplace l'équation (1.14) dans l'équation (1.13), on aura :

$$\rho_b = \rho_m (1-\phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc} (1-S_w) \phi \quad (1.18)$$

1.2.2 La vitesse

L'onde sismique peut être décomposée en deux ondes élastiques principales :

- L'onde de compression P qui se propage à la vitesse V_p donnée par :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1.19)$$

- L'onde de cisaillement S qui se propage à la vitesse V_s donnée par :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.20)$$

Willy (1958) a exprimé la vitesse d'une roche en fonction de la porosité, de la saturation en eau et en hydrocarbures, de la vitesse de la matrice et celle du saturant.

$$\frac{1}{V_b} = (1 - \phi) \frac{1}{V_m} + S_w \frac{\phi}{V_w} + (1 - S_w) \frac{\phi}{V_{hc}} \quad (1.21)$$

avec :

- V_b : vitesse moyenne dans la roche
- V_m : vitesse de l'onde dans la matrice
- V_w : vitesse de l'onde dans l'eau
- V_{hc} : vitesse de l'onde dans les hydrocarbures
- ϕ : porosité de la roche
- S_w : saturation en eau

Impédance acoustique

L'impédance acoustique Z d'une couche géologique est le produit de la densité ρ et de la vitesse V ; $Z = \rho V$.

Une formation géologique est définie par les propriétés suivantes :

- Vitesse de propagation des ondes de compression : V_p
- Vitesse de propagation des ondes de cisaillement : V_s
- Densité : ρ
- Facteur de qualité Q qui caractérise l'habilité de la roche à absorber l'énergie sismique; une grande valeur indique une faible absorption de l'énergie sismique.

Les roches sédimentaires ont des valeurs de Q qui varient autour des dizaines pour les roches de grande absorption et autour des centaines pour les roches de faible absorption.

Le tableau 1 donne la gamme des valeurs des vitesses de propagation V_p et V_s , et des densités pour quelques types de roches.

Tableau 1. Valeurs des vitesses V_p et V_s , et des densités pour quelques types de roches.

Type de roche	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (g/cm ³)
Eboulis, terre végétale	300 ---- 700	100 ---- 300	1.7 ---- 2.4
Sables secs	400 ---- 1200	100 ---- 500	1.5 ---- 1.7
Sables humides	1500 ---- 4000	400 ---- 1200	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
Calcaires	3500 ---- 6000	2000 ---- 3300	2.4 ---- 2.7
Craie	2300 ---- 2600	1100 ---- 1300	1.8 ---- 2.3
Sel	4500 ---- 5500	2500 ---- 3100	2.1 ---- 2.3
Anhydrite	4000 ---- 5500	2200 ---- 3100	2.9 ---- 3.0
Dolomie	3500 ---- 6500	1900 ---- 3600	2.5 ---- 2.9
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
Huile	1200 ---- 1250	----	0.6 ---- 0.9

Le tableau montre que les valeurs de vitesses sont généralement très dispersées pour une même roche et les vitesses des différentes roches se recouvrent. Le paramètre vitesse a lui seul ne peut pas être un indicateur de la lithologie.

On a une relation importante entre les vitesses V_p , V_s et le coefficient de Poisson σ .

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \quad (1.22)$$

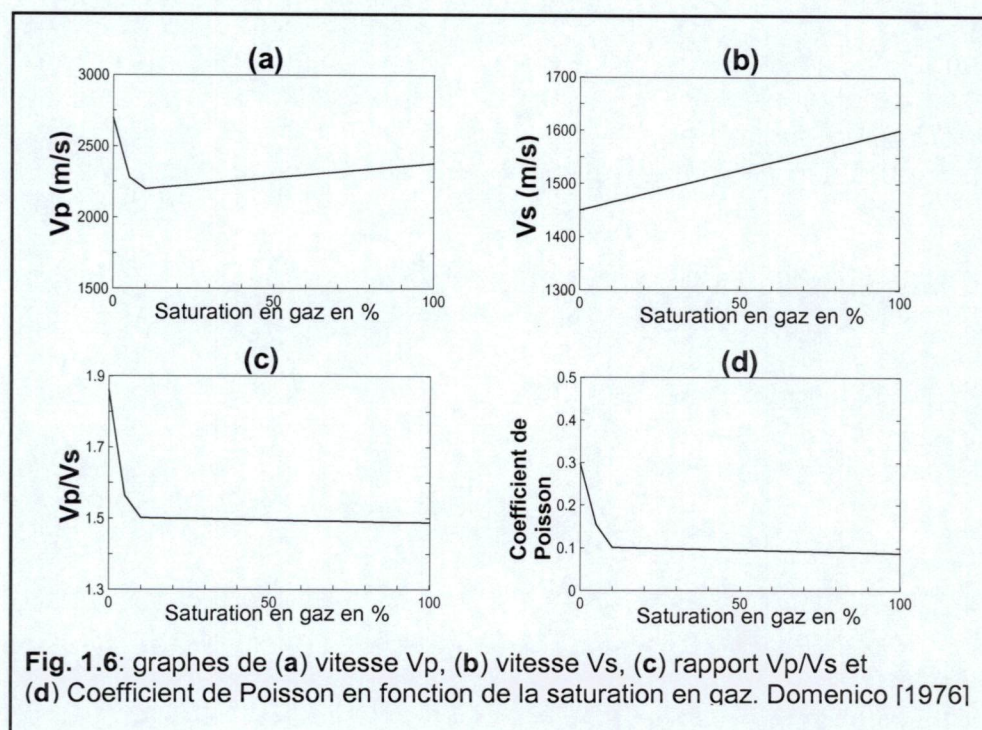
en pratique $\frac{V_p}{V_s}$ est compris entre $\sqrt{2}$ et $\sqrt{5}$

Domenico [1976], dans ses travaux de laboratoire a trouvé des changements remarquables dans le coefficient de Poisson, entre les grès saturés en eau et les grès saturés en gaz. Par exemple, le grès de 38% de porosité saturé en eau a un coefficient de Poisson égal à 0.4 et le même grès saturé en gaz a un coefficient de Poisson de 0.1.

Les figures 1.6a, 1.6b, 1.6c et 1.6d montrent les résultats obtenus pour un grès de 35% de porosité, enfoui à une profondeur de 1800 mètres.

La figure 1.6d montre que le grand changement dans le coefficient de Poisson apparaît quand la saturation en gaz est inférieure à 10%.

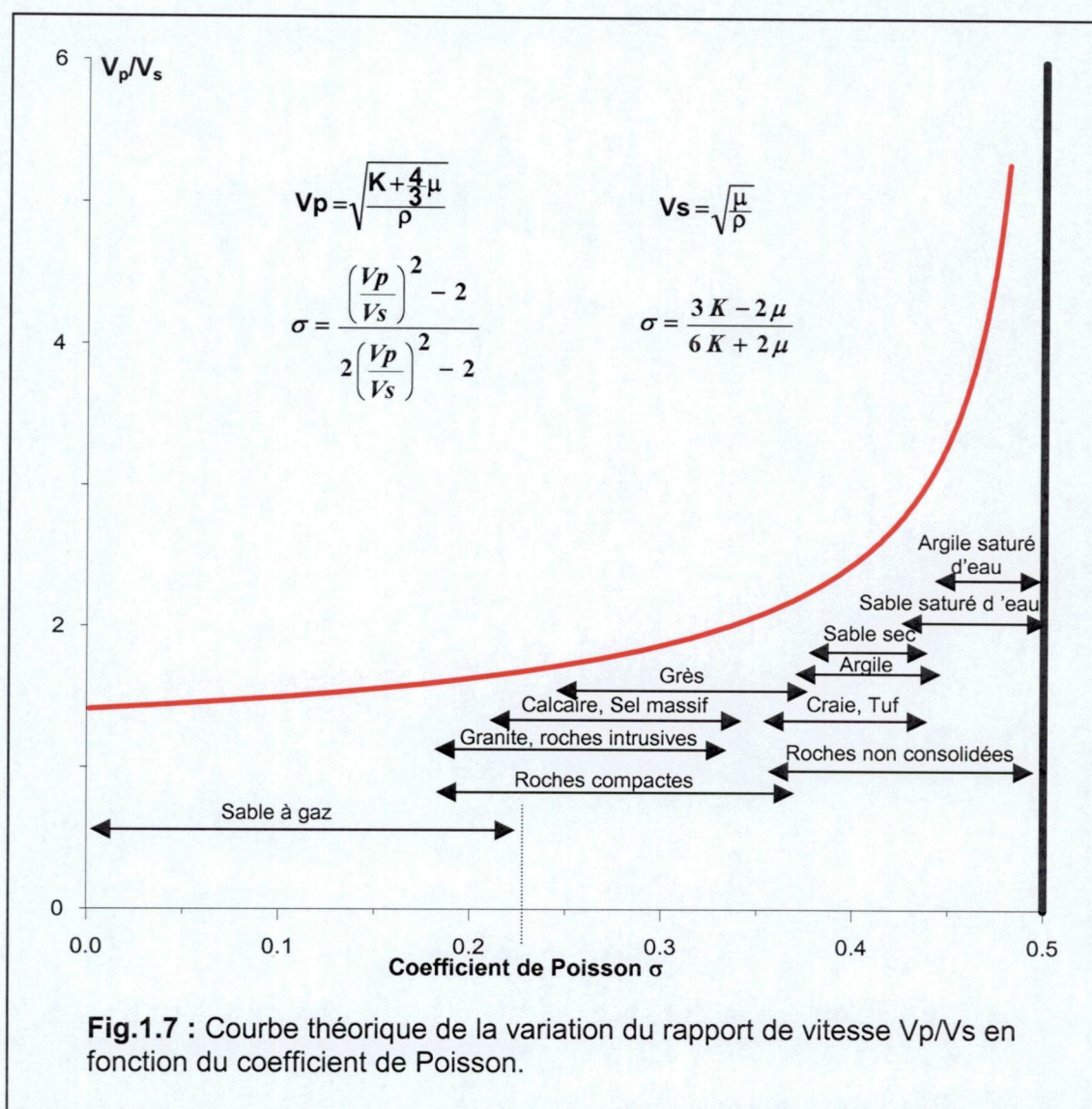
Au delà de la saturation de 10%, le coefficient de Poisson ne varie pas beaucoup, il oscille autour de 0.09.



Il a tiré les quatre conclusions suivantes :

1. Les sédiments non consolidés, moins profonds et saturés en eau ont un coefficient de Poisson situé autour de 0.4.
2. Le coefficient de Poisson décroît quand les sédiments sont consolidés et quand la porosité décroît.
3. Les grès de forte porosité saturés en eau ont un coefficient de Poisson qui varie entre 0.3 et 0.4, et si ces grès sont saturés en gaz, ils ont un coefficient de Poisson situé autour de la valeur 0.1.
4. Dans les grès à forte porosité, le coefficient de Poisson diminue avec le remplacement du saturant liquide (eau) par le gaz.

La figure 1.7 présente la courbe de variations du rapport de vitesses V_p/V_s en fonction du coefficient de Poisson (σ) pour différentes lithologies. On remarque que les roches saturées en gaz ont un faible coefficient de Poisson (autour de 0.1) et les roches saturées en eau ont un coefficient de Poisson autour de 0.3.



I.3 Propagation des ondes

I.3.1 Equation d'onde et ses solutions

En prospection sismique, l'énergie générée par la source est relativement faible et le milieu peut être considéré élastique obéissant à la loi de Hooke.

Pour des petites déformations, chaque élément du tenseur des contraintes ($\sigma_{i,j}$) est une combinaison linéaire des éléments du tenseur des déformations ($\epsilon_{i,j}$). Les déplacements U_i (composantes du vecteur U) observés sur tous les points à l'intérieur du milieu, et particulièrement sur la surface du sous-sol, sont des solutions de l'équation d'onde.

L'équation du mouvement d'un point $M(x, y, z)$, dans le cas d'un milieu semi-infini, homogène, isotrope et élastique est donnée, à partir de l'expression de l'équation d'équilibre et de la loi de Hooke, par :

- L'équation d'équilibre :

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = \text{div } \Sigma + \vec{g} \quad , \quad \rho \gamma_k = \frac{\partial \sigma_{i,k}}{\partial x_i} + \rho_k X_k \quad (1.23)$$

avec :

Σ : tenseur des contraintes, d'éléments $\sigma_{i,j}$, au temps t .

$\vec{U}$: déplacement du point M au temps t .

ρ : densité au point étudié.

$\rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2}$: forces d'inertie.

X : coordonnées du point M au temps t .

$\vec{g}$: pesanteur.

γ : accélération.

- Loi de Hooke :

$$\sigma_{i,j} = \lambda \theta \delta_{i,j} + 2\mu \epsilon_{i,j} \quad (1.24)$$

$$\sigma_{i,j} = \lambda \left(\sum_{k=1}^3 \epsilon_{k,k} \right) \delta_{i,j} + 2\mu \epsilon_{i,j}$$

$$\epsilon_{i,j} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right)$$

Dans un repère de référence à trois dimensions (X, Y, Z), si la pesanteur est nulle, l'équation de propagation d'onde dans la direction (OX) s'écrit :

$$\rho \frac{\partial^2 U_x}{\partial t^2} = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial \sigma_{j,x}}{\partial x_j} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \quad (1.25)$$

(OX) : axe de profil horizontal

(OY) : axe transversal perpendiculaire au profil

(OZ) : axe vertical

En remplaçant les contraintes, les déformations et en appliquant la loi de Hooke, on obtient l'équation d'onde dans la direction (OX) :

$$(\mu + \lambda) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \Delta U = \rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} \quad (1.26)$$

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

On obtient les expressions analogues dans les directions (OY) et (OZ).

L'équation élémentaire de propagation d'onde peut s'écrire sous une forme plus générale (équation de Navis -Stoch) :

$$(\lambda + \mu) \overrightarrow{\text{grad}}(\text{div } \vec{U}) + \mu \Delta \vec{U} = \rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} \quad (1.27)$$

En introduisant deux potentiels, un potentiel scalaire (potentiel de dilatation) Φ , et un potentiel vecteur (potentiel de torsion) $\Psi(\Psi_x, \Psi_y, \Psi_z)$, le déplacement U sera une somme de deux vecteurs (décomposition d'Helmholtz).

Cette décomposition consiste à séparer le déplacement U en une composante de dilatation et une composante de torsion, sous la forme :

$$\begin{aligned} \vec{U} &= \overrightarrow{\text{grad}}(\Phi) + \overrightarrow{\text{rot}}(\vec{\Psi}) \\ \vec{U} &= \vec{U}_1 + \vec{U}_2 \quad \text{avec} \quad \vec{U}_1 = \overrightarrow{\text{grad}}(\Phi) \\ &\quad \vec{U}_2 = \overrightarrow{\text{rot}}(\vec{\Psi}) \end{aligned} \quad (1.28)$$

on déduit :

$$\vec{U} \begin{pmatrix} U_x \\ U_y \\ U_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi_z}{\partial y} - \frac{\partial \Psi_y}{\partial z} \\ \frac{\partial \Phi}{\partial y} + \frac{\partial \Psi_x}{\partial z} - \frac{\partial \Psi_z}{\partial x} \\ \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \frac{\partial \Psi_y}{\partial x} - \frac{\partial \Psi_x}{\partial y} \end{pmatrix}$$

En remplaçant U [l'équation (1.28)] dans l'équation (1.27) on obtient l'équation suivante:

$$\overrightarrow{\text{grad}} \left[(\lambda + 2\mu) \Delta \Phi - \rho \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \right] + \overrightarrow{\text{rot}} \left[\mu \Delta \Psi - \rho \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \right] = 0 \quad (1.29)$$

L'équation (1.29) est vérifiée si on a :

$$\begin{cases} (\lambda + 2\mu) \Delta \Phi - \rho \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = 0 \\ \mu \Delta \Psi - \rho \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = 0 \end{cases} \Leftrightarrow \begin{cases} \Delta \Phi - \frac{1}{\lambda + 2\mu} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = 0 \\ \Delta \Psi - \frac{1}{\mu} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} \Delta \Phi - \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = 0 \quad (1.30) \\ \Delta \Psi - \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = 0 \quad (1.31) \end{cases} \quad \text{avec} \quad \begin{cases} V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \\ V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \end{cases}$$

A partir de l'équation de Navis-Stoch, on a montré que l'onde sismique peut être décomposée en deux types d'ondes élastiques :

- L'onde P, liée au potentiel scalaire Φ par l'équation (1.30) :

$$\Delta \Phi = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2}$$

- L'onde S, liée au potentiel vecteur Ψ par l'équation (1.31):

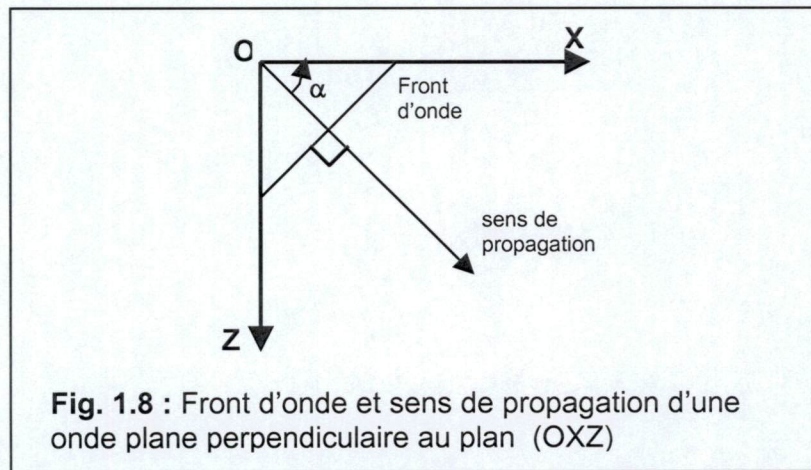
$$\Delta \Psi = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2}$$

Lors de passage de l'onde P dans un milieu isotrope, le mouvement de dilatation et de compression des particules est orienté suivant la direction de propagation de l'onde.

Lors de passage d'une onde S, les particules se déplacent dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde.

Résolution de l'équation d'onde :

Soient les ondes planes perpendiculaires au plan vertical (figure 1.8).



Les solutions des équations d'onde (1.30) et (1.31) sont :

Pour l'onde P:

Le mouvement des particules est contenu dans le plan vertical et dirigé suivant le sens de propagation :

$$U_y = 0, U_x \text{ et } U_z \text{ indépendants de } y.$$

L'équation d'onde s'écrit alors :

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \quad (1.32)$$

Cette équation (1.32) admet pour solution [méthode d'Alembert]:

$$\Phi(x, z, t) = S_1 \left(t - \frac{x}{V_{Px}} - \frac{z}{V_{Pz}} \right)$$

$$V_{Px} = \frac{V_P}{\cos \alpha} : \text{ Vitesse de propagation apparente de l'onde P suivant la direction OX.}$$

$$V_{Pz} = \frac{V_P}{\sin \alpha} : \text{ Vitesse de propagation apparente de l'onde P suivant la direction OZ.}$$

$$S_1(t) : \text{ fonction d'onde (de déplacement).}$$

La solution $\Phi(x, z, t)$ s'écrit aussi en fonction de la fréquence et de nombre d'onde (résultat d'une démonstration):

$$\Phi(x, z, t) = A_p \exp [i(\omega t - K_x x + k_{zp} z)] \quad (1.33)$$

Le mouvement des particules est donné par :

$$U_x = \frac{\partial \Phi}{\partial x} \text{ et } U_z = \frac{\partial \Phi}{\partial z}$$

Pour l'onde plane S :

Onde de cisaillement verticale SV

Le mouvement des particules est contenu dans le plan vertical et dirigé perpendiculairement au sens de propagation :

$$U_y = 0, U_x \text{ et } U_z \text{ indépendants de } y.$$

La propagation est alors définie par la composante Ψ_y du potentiel de distorsion et l'équation d'onde s'écrit :

$$\frac{\partial^2 \Psi_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi_y}{\partial z^2} = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \Psi_y}{\partial t^2} \quad (1.34)$$

Elle admet pour solution :

$$\Psi_y(x, z, t) = S_2 \left(t - \frac{x}{V_{sx}} - \frac{z}{V_{sz}} \right)$$

$$V_{sx} = \frac{V_s}{\cos \alpha} : \text{ Vitesse de propagation apparente de l'onde S suivant la direction OX.}$$

$$V_{sz} = \frac{V_s}{\sin \alpha} : \text{ Vitesse de propagation apparente de l'onde S suivant la direction OZ.}$$

$$S_2(t) : \text{ fonction d'onde (de déplacement).}$$

La solution peut s'écrire aussi sous la forme :

$$\Psi_y(x, z, t) = A_s \exp [i(\omega t - K_x x + k_{zs} z)] \quad (1.35)$$

ω : fréquence angulaire

K_x : nombre d'onde horizontal

K_{zp} : nombre d'onde vertical pour l'onde P

K_{zs} : nombre d'onde vertical pour l'onde S

Le mouvement des particules est donné par :

$$U_x = -\frac{\partial \Psi_y}{\partial z} \text{ et } U_z = \frac{\partial \Psi_y}{\partial x}$$

Onde de cisaillement horizontale SH

Le mouvement des particules est contenu dans le plan horizontal et dirigé perpendiculairement au sens de propagation :

$$U_x = 0, U_z = 0 \text{ et } U_y \text{ indépendants de } y.$$

La propagation est alors définie par les composantes Ψ_x et Ψ_z du potentiel de torsion avec la même équation d'onde que (1.34) et des solutions analogues.

Le mouvement des particules est donné par :

$$U_y = \frac{\partial \Psi_x}{\partial z} - \frac{\partial \Psi_z}{\partial x}$$

En remplaçant les équations (1.33) et (1.35) dans les équations (1.30) et (1.31), on obtient :

$$\begin{cases} -(\mathbf{K}_x^2 + \mathbf{k}_{zp}^2) \Phi + \frac{\omega^2}{V_p^2} \Phi = 0 \\ -(\mathbf{K}_x^2 + \mathbf{k}_{zs}^2) \Psi + \frac{\omega^2}{V_s^2} \Psi = 0 \end{cases} \Leftrightarrow \begin{cases} \mathbf{K}_x^2 + \mathbf{k}_{zp}^2 = \frac{\omega^2}{V_p^2} \\ \mathbf{K}_x^2 + \mathbf{k}_{zs}^2 = \frac{\omega^2}{V_s^2} \end{cases} \quad (1.36)$$

$$(1.37)$$

Les équations (1.36) et (1.37) sont appelées relations de dispersion.

On remarque que chaque solution satisfait l'équation d'onde si les relations de dispersion sont vérifiées.

I.3.2 Réflexion et transmission dans un cas tabulaire

Soit le trièdre de référence [O, X, Y, Z] (figure 1.8). On étudie la propagation d'une onde plane dans le plan vertical (O, X, Z).

Soit $U(U_x, U_y, U_z)$ le vecteur du déplacement, dont les composantes sont :

$$\begin{cases} U_x = \frac{\partial \Phi}{\partial x} - \frac{\partial \Psi_y}{\partial z} \\ U_y = \frac{\partial \Psi_x}{\partial z} - \frac{\partial \Psi_z}{\partial x} \\ U_z = \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \frac{\partial \Psi_y}{\partial x} \end{cases} \quad (1.38)$$

On peut décomposer, dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation, le mouvement des particules suivant deux axes :

- Un axe appartenant au plan vertical
- Un second axe perpendiculaire au précédent.

L'onde totale sera la somme de trois différents types d'ondes :

- L'onde ayant donné naissance au mouvement suivant la direction de propagation (onde P).
- L'onde qui donne un mouvement suivant l'axe tangent au front d'onde et contenu dans le plan vertical (O, X, Z) (onde SV).
- L'onde tangente au front d'onde mais perpendiculaire au plan vertical, elle est contenue dans le plan horizontal (O, X, Y) (onde SH).

Les ondes P et SV se rapporteront respectivement aux composantes U_z et U_x . L'onde SH se rapportera à la composante U_y exclusivement.

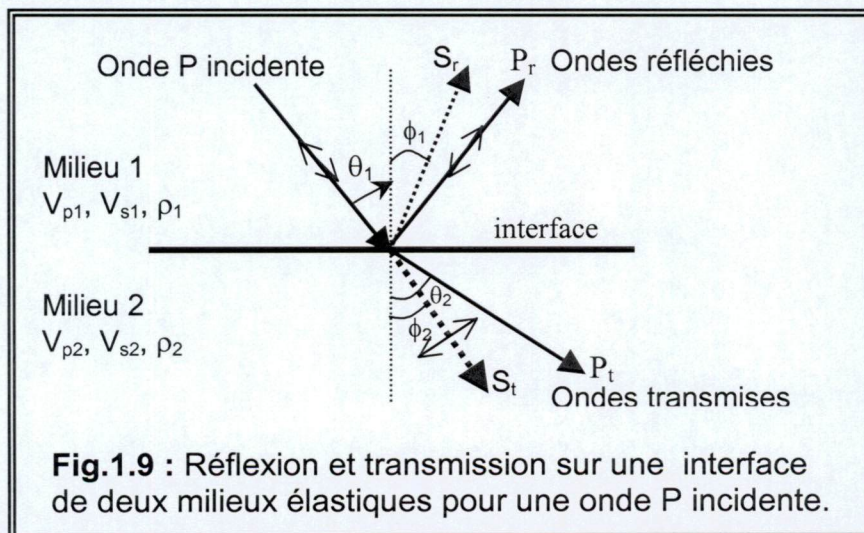
Le système d'équation (1.38) montre que les composantes U_x et U_z dépendent des deux champs Φ et Ψ ; il peut y avoir alors un couplage entre les ondes P et SV et non entre les ondes P et SH ou entre les ondes SV et SH.

Ainsi au passage d'une discontinuité, une onde P pourra donner naissance à une onde transversale SV, et réciproquement. Une onde SH incidente demeure SH après réflexion et transmission.

A l'impact d'une onde P, l'énergie incidente est distribuée en quatre ondes distinctes (figure 1.9) :

- l'onde P transmise P_t
- l'onde P réfléchie P_r
- l'onde S transmise S_t
- l'onde S réfléchie S_r

Les énergies transmises et réfléchies à la limite (l'interface) de deux milieux sont fonction de l'énergie incidente et des impédances acoustiques des deux milieux.



A l'incidence normale, on a :

$$\frac{\text{énergie réfléchie d'onde P}}{\text{énergie incidente d'onde P}} = \left[\frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \right]^2$$

Les directions d'émission et de transmission sont régies par les lois de Snell-Descartes :

$$r = \frac{\sin(\theta_1)}{V_{p1}} = \frac{\sin(\theta_2)}{V_{p2}} = \frac{\sin(\phi_1)}{V_{s1}} = \frac{\sin(\phi_2)}{V_{s2}} \quad (\text{Paramètre de rai}).$$

Où :

- V_{p1} : vitesse de l'onde P dans le milieu 1
- V_{p2} : vitesse de l'onde P dans le milieu 2
- V_{s1} : vitesse de l'onde S dans le milieu 1
- V_{s2} : vitesse de l'onde S dans le milieu 2
- θ_1 : angle d'incidence de l'onde P
- θ_2 : angle de transmission de l'onde P
- ϕ_1 : angle de réflexion de l'onde S
- ϕ_2 : angle de transmission de l'onde S

Les potentiels de dilatation (Φ) et de torsion (Ψ) des ondes P et S dans les deux milieux sont exprimés comme suit :

- Onde P incidente : $\Phi_0 = A_0 \exp[i(\omega t - K_x x + k_{zp1} z)]$
- Onde P réfléchie : $\Phi_r = A_r \exp[i(\omega t - K_x x - k_{zp1} z)]$
- Onde S réfléchie : $\Psi_r = B_r \exp[i(\omega t - K_x x - k_{zs1} z)]$
- Onde P transmise : $\Phi_t = A_t \exp[i(\omega t - K_x x - k_{zp2} z)]$
- Onde S transmise : $\Psi_t = B_t \exp[i(\omega t - K_x x + k_{zs2} z)]$

Avec :

- A_0 : amplitude de l'onde P incidente
- A_r : amplitude de l'onde P réfléchie
- B_r : amplitude de l'onde S réfléchie
- A_t : amplitude de l'onde P transmise
- B_t : amplitude de l'onde S transmise

- Potentiel de l'onde P dans le milieu supérieur :

$$\Phi_P^1 = \Phi_0 + \Phi_r = A_0 \exp[i(\omega t - K_x x + k_{zp1} z)] + A_r \exp[i(\omega t - K_x x - k_{zp1} z)] \quad (1.39)$$

- Potentiel de l'onde S dans le milieu supérieur :

$$\Psi_S^1 = \Psi_r = B_r \exp[i(\omega t - K_x x - k_{zs1} z)] \quad (1.40)$$

- Potentiel de l'onde P dans le milieu inférieur :

$$\Phi_P^2 = \Phi_t = A_t \exp[i(\omega t - K_x x - k_{zp2} z)] \quad (1.41)$$

- Potentiel de l'onde S dans le milieu inférieur :

$$\Psi_s^2 = \Psi_t = \mathbf{B}_t \exp^{[i(\omega t - K_x x + k_{zs} z)]} \quad (1.42)$$

Conditions aux limites

Les conditions aux limites s'obtiennent en écrivant la continuité des déplacements et des contraintes de part et d'autre de l'interface.

Les déplacements et les contraintes dans les deux milieux sont définis par les dérivées partielles des potentiels Φ_P^1 , Φ_P^2 , Ψ_s^1 et Ψ_s^2 .

a) continuité des déplacements normaux (direction de Z) :

Déplacement dans le premier milieu :
$$U_{z1} = \frac{\partial \Phi_P^1(x, z, t)}{\partial z} + \frac{\partial \Psi_s^1(x, z, t)}{\partial x}$$

Déplacement dans le deuxième milieu :
$$U_{z2} = \frac{\partial \Phi_P^2(x, z, t)}{\partial z} + \frac{\partial \Psi_s^2(x, z, t)}{\partial x}$$

$$U_{z1} = U_{z2} \text{ à } Z = 0 \quad (1.43)$$

b) continuité des déplacements tangentiels (direction de X) :

Déplacement dans le premier milieu :
$$U_{x1} = \frac{\partial \Phi_P^1(x, z, t)}{\partial x} + \frac{\partial \Psi_s^1(x, z, t)}{\partial z}$$

Déplacement dans le deuxième milieu :
$$U_{x2} = \frac{\partial \Phi_P^2(x, z, t)}{\partial x} + \frac{\partial \Psi_s^2(x, z, t)}{\partial z}$$

$$U_{x1} = U_{x2} \text{ à } Z = 0 \quad (1.44)$$

c) continuité des contraintes tangentielles (direction de X) :

contrainte tangentielle dans le 1^{er} milieu:
$$\sigma_{zx}^1 = 2\mu_1 \left(\frac{\partial^2 \Phi_P^1(x, z, t)}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Psi_s^1(x, z, t)}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \Psi_s^1(x, z, t)}{\partial z^2} \right)$$

contrainte tangentielle dans le 2^{ème} milieu:
$$\sigma_{zx}^2 = 2\mu_2 \left(\frac{\partial^2 \Phi_P^2(x, z, t)}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Psi_s^2(x, z, t)}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \Psi_s^2(x, z, t)}{\partial z^2} \right)$$

$$\sigma_{zx}^1 = \sigma_{zx}^2 \text{ à } Z = 0 \quad (1.45)$$

d) continuité des contraintes normales (direction de Z) :

contrainte normale dans le 1^{er} milieu: $\sigma_{zz}^1 = \lambda_1 \Delta \Phi_p^1(x, z, t) + 2\mu_1 \frac{\partial^2 \Phi_p^1(x, z, t)}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \Psi_s^1(x, z, t)}{\partial z \partial x}$

contrainte normale dans le 2^{ème} milieu: $\sigma_{zz}^2 = \lambda_2 \Delta \Phi_p^2(x, z, t) + 2\mu_2 \frac{\partial^2 \Phi_p^2(x, z, t)}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \Psi_s^2(x, z, t)}{\partial z \partial x}$

$$\sigma_{zz}^1 = \sigma_{zz}^2 \text{ à } Z=0 \quad (1.46)$$

En insérant les équations (1.39), (1.40), (1.41) et (1.42) dans les équations (1.43), (1.44), (1.45) et (1.46) et après quelques simples modifications, on obtient un système de quatre équations, à quatre inconnues A_1 , B_1 , A_2 et B_2 , appelées les équations de Zoeppritz [1919].

$$\begin{cases} A_1 \cos \theta_1 - B_1 \sin \phi_1 + A_2 \cos \theta_2 + B_2 \sin \phi_2 = A_0 \cos \theta_1 \\ A_1 \sin \theta_1 + B_1 \cos \phi_1 - A_2 \sin \theta_2 + B_2 \cos \phi_2 = -A_0 \sin \theta_1 \\ A_1 Z_{p1} \cos 2\phi_1 - B_1 Z_{s1} \sin 2\phi_1 - A_2 Z_{p2} \cos 2\phi_2 - B_2 Z_{s2} \sin 2\phi_2 = A_0 Z_{p1} \cos 2\phi_1 \\ A_1 \gamma_1 Z_{s1} \sin 2\theta_1 + B_1 Z_{s1} \cos 2\phi_1 + A_2 \gamma_2 Z_{s2} \sin 2\theta_2 - B_2 Z_{s2} \cos 2\phi_2 = -A_0 \gamma_1 Z_{s1} \sin 2\theta_1 \end{cases} \quad (1.47)$$

avec $\gamma_i = \frac{V_{si}}{V_{pi}}$, $Z_{pi} = \rho_i V_{pi}$, $Z_{si} = \rho_i V_{si}$

$R_{pp} = \frac{A_1}{A_0}$: coefficient de réflexion pour l'onde P

$T_{pp} = \frac{A_2}{A_0}$: coefficient de transmission pour l'onde P

$R_{ps} = \frac{B_1}{A_0}$: coefficient de réflexion pour l'onde S

$T_{ps} = \frac{B_2}{A_0}$: coefficient de transmission pour l'onde S

On résout le système d'équations (1.47) pour trouver les coefficients de réflexion et de transmission, en fonction de l'angle d'incidence, qui décrivent la partition de l'énergie sismique sur un réflecteur.

Le système d'équations (1.47) sous la forme matricielle s'écrit :

$$\begin{bmatrix} \cos \theta_1 & \cos \theta_2 & -\sin \phi_1 & \sin \phi_2 \\ \sin \theta_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_1 & \cos \phi_2 \\ \cos 2\phi_1 & -\frac{Z_{p2}}{Z_{p1}} \cos 2\theta_2 & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \sin 2\phi_1 & -\frac{Z_{s2}}{Z_{p1}} \sin 2\phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{s2}^2 V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2 V_{p2}} \sin 2\theta_2 & \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \cos 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2} \cos 2\phi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{pp} \\ T_{pp} \\ R_{ps} \\ T_{ps} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta_1 \\ -\sin \theta_1 \\ -\cos 2\phi_1 \\ -\sin 2\theta_1 \end{bmatrix}$$

Ces équations expriment la variation de l'amplitude, des coefficients de réflexion et de transmission, en fonction de l'angle d'incidence, des densités et des vitesses de propagation.

A incidence normale, on a:

$$\begin{cases} A_1 + A_2 = A_0 \\ Z_{p1} A_1 - Z_{p2} A_2 = -Z_{p1} A_0 \end{cases} \Leftrightarrow \begin{cases} R_{pp} + T_{pp} = 1 \\ Z_{p1} R_{pp} - Z_{p2} T_{pp} = -Z_{p1} \end{cases}$$

$$R_{pp} = \frac{Z_{p2} - Z_{p1}}{Z_{p1} + Z_{p2}} \quad \text{et} \quad T_{pp} = \frac{2Z_{p1}}{Z_{p1} + Z_{p2}}$$

La variation des coefficients de réflexion et de transmission en fonction de l'angle d'incidence (ou de l'offset) , appelée dépendance de la réflectivité avec l'offset, est la base fondamentale de l'analyse de l'amplitude en fonction de l'offset (AVO).

Chapitre II

PRINCIPES FONDAMENTAUX DE L'AVO

II. Principes Fondamentaux de l'AVO

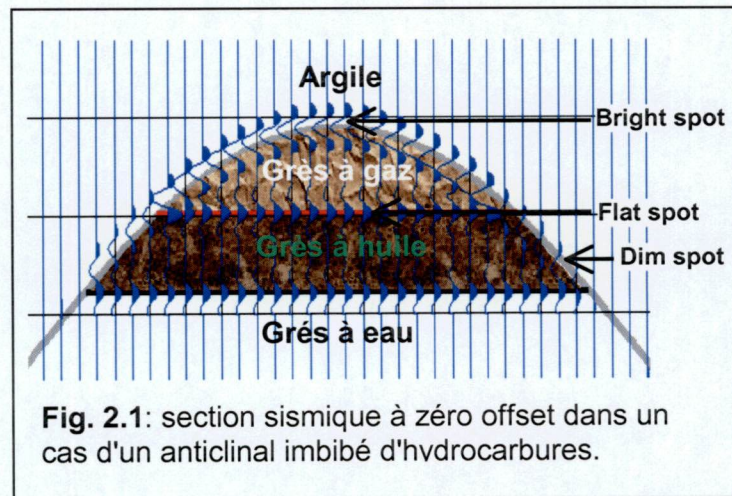
II.1 Introduction

La sismique classique de réflexion est généralement utilisée pour la localisation des structures pouvant contenir des hydrocarbures comme les anticlinaux, les failles, les biseaux et sont-elles si nombreuses que ça ?.

L'exploration pétrolière serait facilitée si la présence d'hydrocarbures pouvaient être détectés directement sur les sections sismiques.

Les fortes amplitudes observées sur les sections sismiques à offset nul ont poussé les géophysiciens à les étudier plus finement; ces fortes énergies sont appelées "bright spot". Les contrastes plus ou moins prononcés des paramètres physiques des formations reposant les unes sur les autres donnent naissance à ce type d'anomalies d'amplitude.

La sismique lithologique consiste à détecter les anomalies d'amplitude que sont les « bright spots », les « flat spots » et les « dim spots » (figure 2.1).



- **Bright spot** : Une forte amplitude négative observée au sommet d'un réservoir de grès à gaz dont la couverture est l'argile. Elle est due à un grand contraste négatif d'impédance acoustique.
- **Flat spot** : Amplitude positive moyenne observée sur l'interface de grès à gaz et grès à huile. Elle est due à un contraste positif d'impédance acoustique.
- **Dim spot** : C'est une faible amplitude positive. Elle est due à un faible contraste positif d'impédance acoustique au niveau de l'interface. Elle se présente sur les bordures du réservoir entre la couverture (argile) et les grès à huile, ou de grès à eau.

L'anomalie d'amplitude de "bright spot" est utilisée comme indice direct d'hydrocarbures (DHI). Bien qu'elle ait permis la découverte de plusieurs gisements dans le monde, un grand nombre de puits se sont avérés secs, à cause de la multiplicité de l'origine du bright spot.

Il peut être produit par des conditions géologiques autres que les hydrocarbures, comme dans le cas d'un fort contraste d'impédance acoustique, d'une couche de calcaire encaissée dans l'argile ou une intrusion des roches ignées dans les carbonates.

Pour remédier à ces ambiguïtés, une nouvelle technique a été développée dans les années 80, elle est basée sur l'analyse de la variation de l'amplitude de coefficient de réflexion en fonction de l'offset (AVO : Amplitude Versus Offset) ou en fonction de l'angle d'incidence (AVA : Amplitude Versus Angle).

L'objectif de la technique AVO est d'extraire les paramètres acoustiques et les caractéristiques lithologiques des roches réservoirs à partir des enregistrements sismiques. Elle permet ainsi, de confirmer ou d'infirmer l'existence des hydrocarbures dans les différents pièges.

II.2. Approximation des équations de Zoeppritz

La variation des coefficients de réflexion avec l'angle d'incidence $R_{pp}(\theta)$ est donnée par les équations de Knott-Zoeppritz. Ces équations sont complexes et ne permettent pas une déduction directe des paramètres physiques des couches.

Pour de petites variations des paramètres des couches et dans le cas des angles d'incidence rencontrés en sismique réflexion ($[0^\circ - 30^\circ]$), ces équations peuvent être remplacées par des approximations simplifiées de prédiction de l'effet d'AVO.

Des simplifications de ces équations ont été données par des mathématiciens. La représentation graphique, des approximations de la distribution des amplitudes de l'onde P réfléchi en fonction de sinus carré de l'angle d'incidence, a une allure d'une ligne droite (figure 2.2).

La pente et l'intercept de cette droite dépendent des paramètres physiques des roches entourant le réflecteur.

La plupart des inversions AVO, pour l'estimation des propriétés des roches, sont basées sur l'approximation linéaire des coefficients de réflexion de l'onde P.

II.2.1 Approximation de Bortfeld

Bortfeld a linéarisé l'équation de Zoeppritz en supposant de petites variations dans les propriétés des couches, il a séparé les effets en trois variables : ΔV_p , ΔV_s , $\Delta \rho$.

$$R_{pp}(\theta_1) \approx \frac{1}{2} \ln \left[\frac{V_{p2} \rho_2 \cos(\theta_1)}{V_{p1} \rho_1 \cos(\theta_2)} \right] + \left(\frac{\sin(\theta_1)}{V_{p1}} \right)^2 (V_{s1}^2 - V_{s2}^2) \times \left[2 + \frac{\ln \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{\ln \left(\frac{V_{s2}}{V_{s1}} \right)} \right] \quad (2.1)$$

II.2.2 Approximation de Aki et Richard

Ils ont exprimé l'équation de $R_{pp}(\theta)$ en fonction de trois termes : variation dans la densité ($\Delta\rho$), variation de la vitesse de l'onde P (ΔV_P) et de la vitesse de l'onde S (ΔV_S).

$$R_{pp}(\theta) \approx \frac{1}{2} (1 - 4r^2 V_{s1}^2) \left(\frac{\Delta\rho}{\rho_a} \right) + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \left(\frac{\Delta V_P}{V_{pa}} \right) - 4r^2 V_{sa}^2 \left(\frac{\Delta V_S}{V_{sa}} \right) \quad (2.2)$$

$$\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$$

$$\Delta V_P = V_{p2} - V_{p1}$$

$$\Delta V_S = V_{s2} - V_{s1}$$

$$\rho_a = (\rho_1 + \rho_2)/2$$

$$V_{pa} = (V_{p2} + V_{p1})/2$$

$$V_{sa} = (V_{s2} + V_{s1})/2$$

$$\theta = (\theta_1 + \theta_2)/2$$

$$r : \text{paramètre de rai}$$

Afin d'éviter le calcul de l'angle de transmission θ_2 pendant le traitement, on utilise souvent θ_1 au lieu de θ . Cette approximation donne des résultats acceptables pour des angles d'incidence inférieurs à 30° .

Dans les fluides, le coefficient de réflexion $R_{pp}(\theta_1)$ est donné par :

$$R_{pp}(\theta_1) = \frac{V_{p2}\rho_2 \cos \theta_1 - V_{p1}\rho_1 \cos \theta_2}{V_{p2}\rho_2 \cos \theta_1 + V_{p1}\rho_1 \cos \theta_2} \quad (2.3)$$

$R_{pp}(\theta_1)$ de l'équation (2.3) est appelé le " terme fluide " ($R_f(\theta_1)$).

II.2.3 Approximation de Hilterman

Hilterman a séparé l'approximation de Bortfeld en deux termes : un terme de fluide $R_f(\theta_1)$ et un facteur de cisaillement $R_{sf}(\theta_1)$.

Il a trouvé que le premier terme de l'équation de Bortfeld est presque égal à l'équation (2.3). Il a modifié l'équation (2.1) en :

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_f(\theta_1) + R_{sf}(\theta_1) \quad (2.4)$$

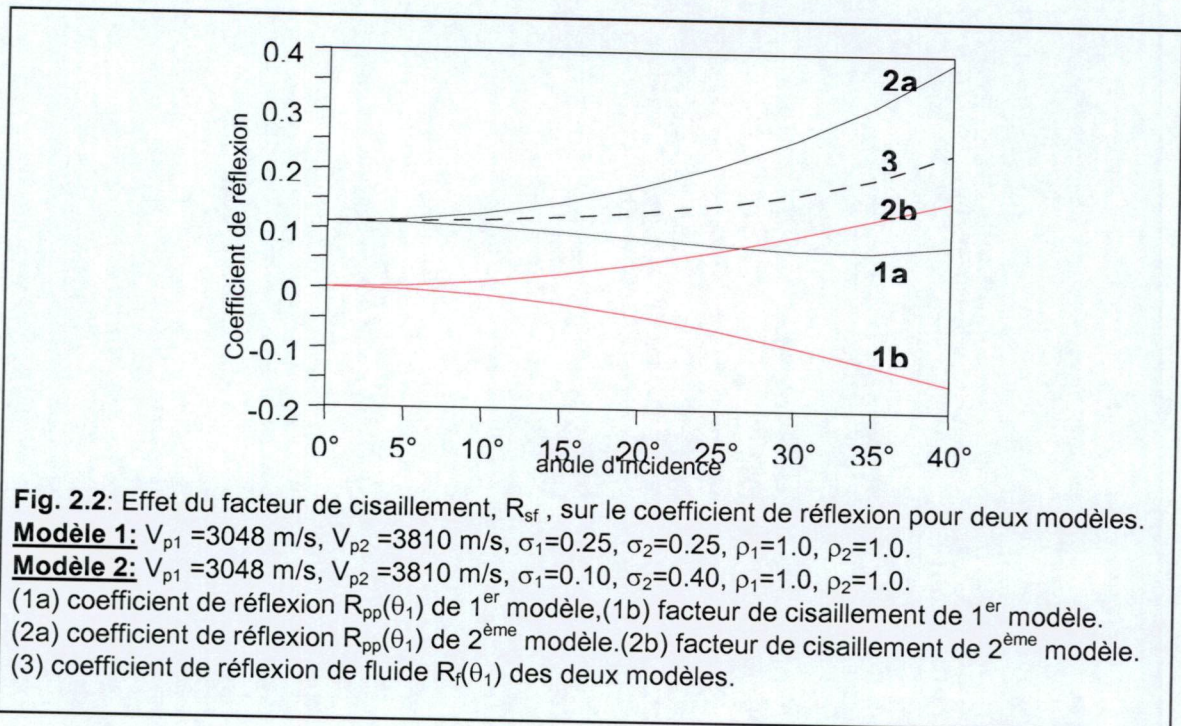
$$R_f(\theta_1) = \frac{V_{p2}\rho_2 \cos \theta_1 - V_{p1}\rho_1 \cos \theta_2}{V_{p2}\rho_2 \cos \theta_1 + V_{p1}\rho_1 \cos \theta_2}$$

$$R_{sf}(\theta_1) = \left(\frac{\sin \theta_1}{V_{p1}} \right)^2 (V_{s1} + V_{s2}) \left[3(V_{s1} - V_{s2}) + 2 \frac{V_{s2}\rho_1 - V_{s1}\rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \right]$$

Si la densité ρ est constante, l'équation (2.4) devient :

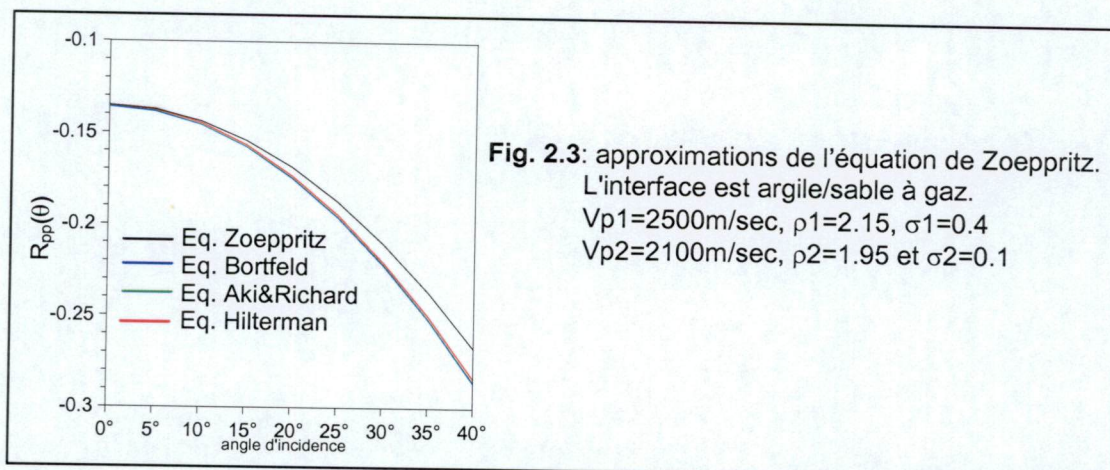
$$R_{pp}(\theta_1) \approx \frac{V_{p2} \cos \theta_1 - V_{p1} \cos \theta_2}{V_{p2} \cos \theta_1 + V_{p1} \cos \theta_2} + 2(V_{s1}^2 - V_{s2}^2) \left(\frac{\sin \theta_1}{V_{p1}} \right)^2 \quad (2.5)$$

La figure 2.2 illustre l'effet de facteur de cisaillement.



On remarque sur la figure 2.2 que la variation du facteur de cisaillement peut causer la croissance ou la décroissance de $R_{pp}(\theta_1)$ avec l'augmentation de l'offset. Le facteur de cisaillement varie dans le même sens que le coefficient de réflexion $R_{pp}(\theta_1)$.

La figure 2.3 montre une comparaison des approximations de Bortfeld, de Aki et Richard et de Hilterman avec l'équation exacte de Zoeppritz.



On remarque sur la figure que les courbes des trois approximations coïncident dans toute la gamme angulaire, et leur divergence avec la solution exacte de Zoeppritz commence à apparaître à partir de l'angle de 20°.

La valeur de la différence entre les trois approximations et la réponse exacte de $R_{pp}(\theta)$ est négligeable dans la gamme des angles d'incidence [0 – 30] degrés.

II.2.4 Approximation de Shuey

Shuey a présenté une autre forme d'approximation de l'équation de Zoeppritz, en utilisant les paramètres V_p , ρ et σ . Il a éliminé V_s et ΔV_s en introduisant le coefficient de Poisson σ et $\Delta\sigma$.

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + \left[A_0 R_{pp}(0) + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma_a)^2} \right] \sin^2(\theta_1) + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_{pa}} [\tan^2(\theta_1) - \sin^2(\theta_1)] \quad (2.6)$$

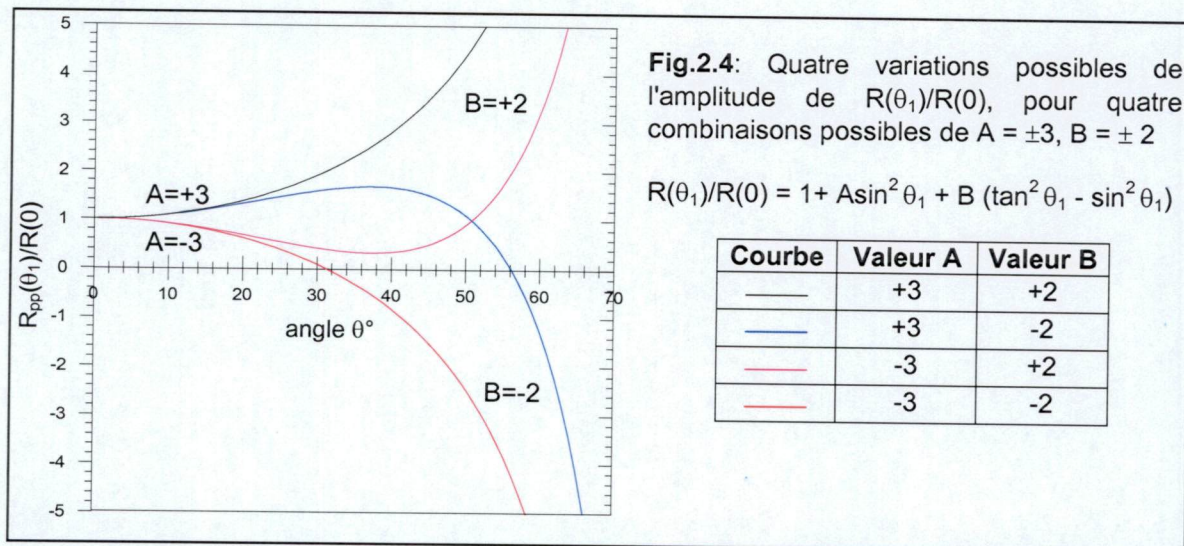
En pratique, il est plus difficile de récupérer les amplitudes absolues des réflexions que d'évaluer la variation relative de l'amplitude de réflexion en fonction de l'offset.

Alors, il est plus approprié de considérer l'information contenue dans les amplitudes relatives $R_{pp}(\theta_1)/R_{pp}(0)$. Le résultat obtenu est :

$$R_{pp}(\theta_1)/R_{pp}(0) \approx 1 + A \sin^2(\theta_1) + B [\tan^2(\theta_1) - \sin^2(\theta_1)] \quad (2.7)$$

$$A = A_0 + \frac{1}{(1-\sigma_a)^2} \frac{\Delta\sigma}{R_{pp}(0)} \quad A_0 = B - 2(1+B) \frac{1-2\sigma_a}{1-\sigma_a} \quad B = \frac{\frac{\Delta V_p}{V_{pa}}}{\frac{\Delta V_p}{V_{pa}} + \frac{\Delta\rho}{\rho_a}}$$

Le paramètre A dans l'équation (2.7) contrôle la croissance (si $A > 0$) ou la décroissance (si $A < 0$) de l'amplitude de $R_{pp}(\theta_1)$ aux faibles angles d'incidence, par contre, le paramètre B contrôle le signe de $R_{pp}(\theta_1)$ aux grands angles (figure 2.4).



Dans l'équation (2.6), on perçoit les trois termes qui expriment $R_{pp}(\theta_1)$ en fonction des propriétés acoustiques (densité, vitesse) et élastiques (coefficient de Poisson).

L'avantage de cette approximation est que chaque terme de l'équation décrit une certaine gamme angulaire. Le premier terme est le coefficient de réflexion à incidence normale, le deuxième terme prédomine aux angles intermédiaires et le troisième terme est dominant aux grands angles proches de l'angle critique.

(1) Facteur lié à l'incidence normale :

La valeur de $R_{pp}(0)$ est la moyenne du changement fractionnel de la vitesse V_p et de la densité ρ .

$$R_{pp}(0) = \frac{1}{2} \frac{\Delta(\rho V_p)}{\rho V_p} = \frac{1}{2} \Delta \ln(\rho V_p) = \frac{1}{2} \left(\frac{\rho \Delta V_p + V_p \Delta \rho}{\rho V_p} \right) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

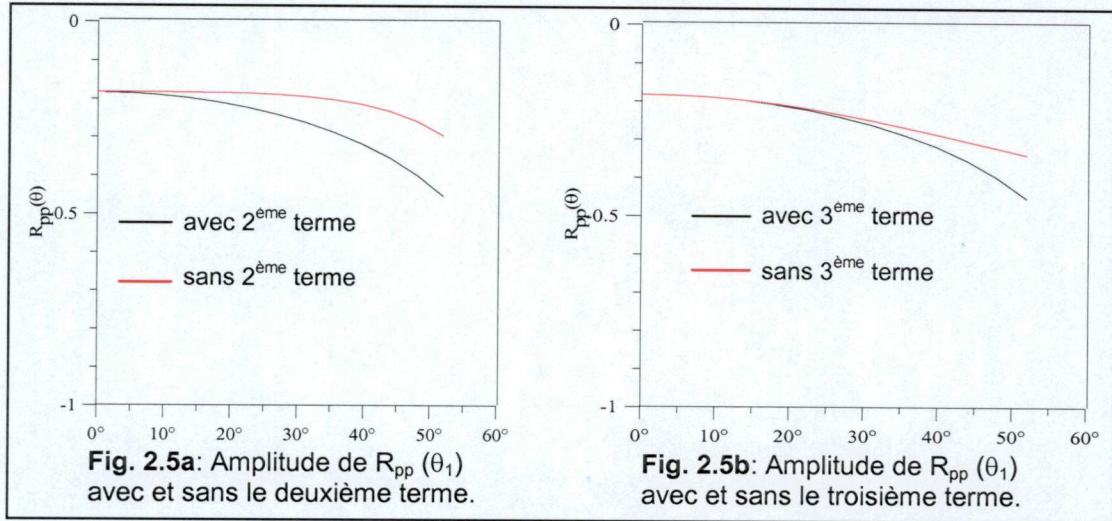
En d'autres termes $R_{pp}(0)$ est la moitié de changement du logarithme de l'impédance acoustique ($Z = \rho V_p$).

(2) Facteur lié aux angles intermédiaires ($0^\circ < \theta < 30^\circ$):

L'amplitude du coefficient de réflexion dans cette gamme angulaire dépend de coefficient $R_{pint}(\theta_1)$ qui est la somme de deux termes.

$$R_{pint}(\theta_1) = \left[A_0 R_{pp}(0) + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma_a)^2} \right] \sin^2(\theta_1)$$

La figure 2.5, montre la dominance de ce coefficient, et que la divergence entre les deux courbes de $R_{pp}(\theta_1)$ avec et sans le deuxième terme apparaît à partir de la valeur d'angle de 10° .

**(3) Facteur lié aux angles larges ($\theta > 30^\circ$) :**

Aux grands angles, l'amplitude de réflexion est liée au changement de la vitesse V_p . Le troisième terme domine les deux premiers termes et l'équation 2.6 devient:

$$R_{pp}(\theta_1) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_{pa}} [\tan^2(\theta_1) - \sin^2(\theta_1)]$$

La figure 2.6 montre la dominance de ce terme aux grands angles. On remarque une divergence entre les deux courbes du coefficient de réflexion sans et avec le troisième terme à partir de 30° .

Pour des faibles angles d'incidence inférieurs à 30° , Shuey a donné une équation simplifiée à deux termes et linéaire en $\sin^2(\theta_1)$.

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + G \sin^2(\theta_1) \quad (2.8)$$

$$G = A_0 R_{pp}(0) + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2}$$

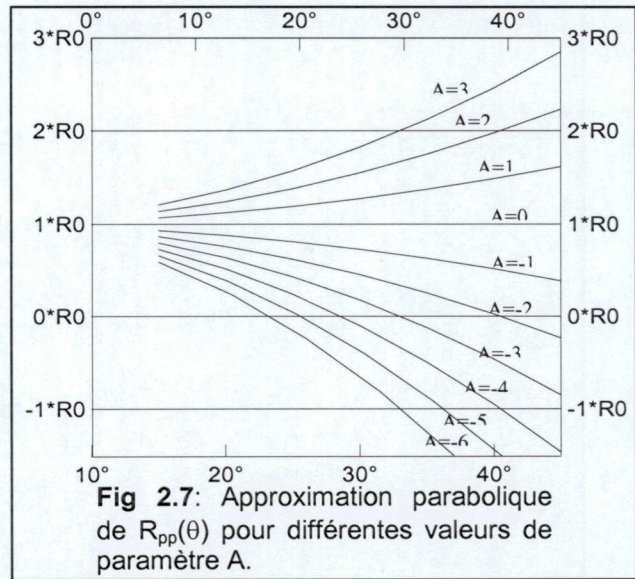
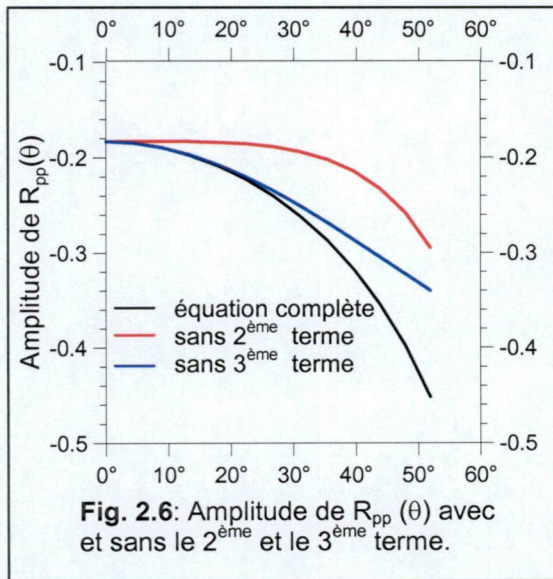
A_0 est défini dans l'équation (2.7).

$R_{pp}(0)$ est l'intercept et G est appelé le gradient AVO. Cette approximation a beaucoup simplifié l'interprétation AVO.

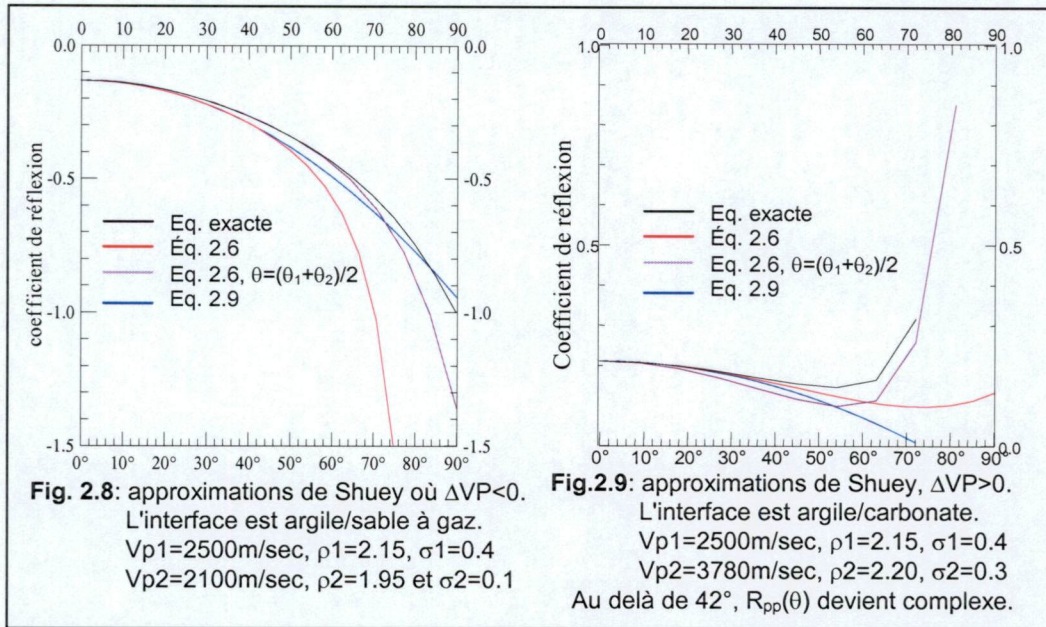
Une approximation parabolique est donnée par Shuey, en remplaçant $\sin\theta_1$ par θ_1 , ce qui est acceptable pour des faibles angles d'incidence $\theta_1 < 15^\circ$. L'équation s'écrit sous la forme :

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + G\theta_1^2 = R_{pp}(0)[1 + A\theta_1^2] \quad (2.9)$$

La figure 2.7 montre cette approximation parabolique pour une variation de la valeur du Paramètre A défini dans l'équation (2.7).



Les figures 2.8 et 2.9 montrent une comparaison de l'approximation parabolique avec la solution exacte des équations de Zoeppritz pour certaines valeurs de $\Delta\sigma$ et des signes différents de ΔV_p .



Wiggins et al. [1983] ont montré que si $V_p/V_s \approx 2$ et pour des petits angles, le gradient G s'écrit :

$$G = R_{pp}(0) - 2R_{ss}(0) \quad (2.10)$$

$$R_{pp}(0) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_{pa}} + \frac{\Delta \rho}{\rho_a} \right) \quad \text{et} \quad R_{ss}(0) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_s}{V_{sa}} + \frac{\Delta \rho}{\rho_a} \right)$$

d'où :

$$R_{pp}(\theta_1) = R_{pp}(0) + [R_{pp}(0) - 2R_{ss}(0)] \sin^2 \theta_1$$

Les coefficients de Wiggins et ceux de l'approximation de Shuey (intercept et gradient) sont faciles à obtenir par la régression linéaire. Ils servent à évaluer les "stacks AVO pondérés" (sections de $\Delta V_p/V_{pa}$, $\Delta V_s/V_{sa}$, $\Delta \sigma/\sigma_a$).

L'équation (2.6) donnée par Shuey, a été simplifiée par Hilterman, en posant les hypothèses suivantes :

- $V_p/V_s \approx 2$
- Elimination des termes qui sont insignifiants au delà de 30° (3^{ème} terme de l'équation de Shuey).
- $\Delta \rho \approx 0$ et le paramètre $B = 1$ (B est défini dans l'équation 2.7).
- $\sigma_a = 1/3$ et $A_0 = -1$ (A_0 est défini dans l'équation 2.7).

Alors l'équation (2.6) de Shuey devient :

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + \left[-R_{pp}(0) + \frac{\Delta\sigma}{\left(1 - \frac{1}{3}\right)^2} \right] \sin^2(\theta_1) \approx R_{pp}(0) [1 - \sin^2(\theta_1)] + \frac{9}{4} \Delta\sigma \sin^2(\theta_1)$$

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) \cos^2(\theta_1) + 2.25 \Delta\sigma \sin^2(\theta_1) \quad (2.11)$$

On remarque que le coefficient de réflexion est dominé par $R_{pp}(0)$ aux petits angles et par $\Delta\sigma$ aux grands angles.

On peut dire que le stack à faibles offsets représente l'image des contrastes d'impédance acoustique, tandis que le stack aux grands offsets représente l'image de contraste de coefficient de Poisson.

Pour une estimation de $R_{pp}(0)$ et de G par une régression linéaire, on détermine le contraste du coefficient de Poisson.

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + G \sin^2(\theta_1) \quad \text{avec } G = 2.25 \Delta\sigma - R_{pp}(0)$$

$$\Delta\sigma = \frac{4}{9} (G + R_{pp}(0))$$

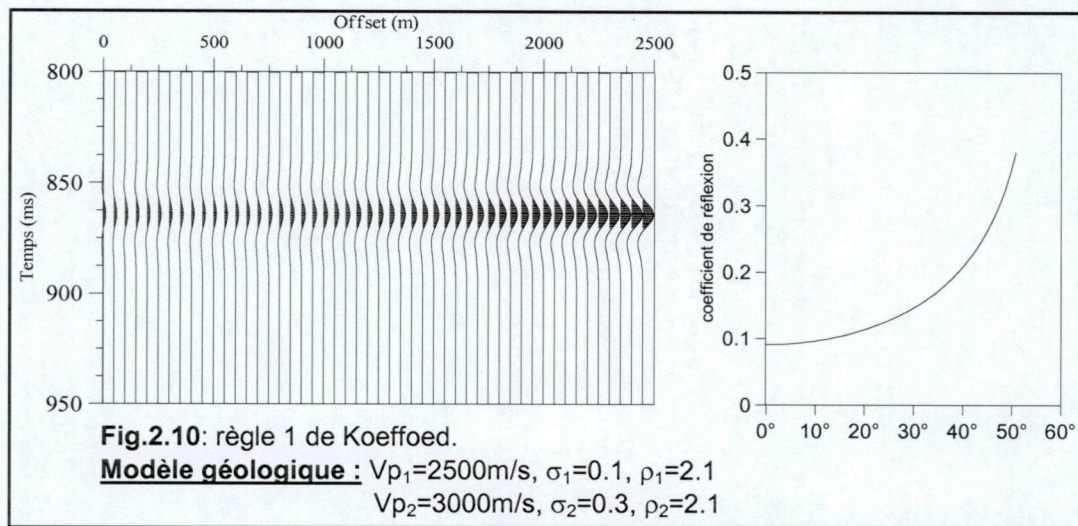
II.2.6 Règles de Koeffoed [1955] et classification des grès à gaz

Koeffoed a étudié la variation des amplitudes des réflexions en fonction de l'angle d'incidence pour extraire les paramètres élastiques (étude du problème inverse). Il a étudié environ vingt modèles différents.

Les paramètres utilisées sont la vitesse de l'onde P, la densité et le coefficient de Poisson. Il a établi cinq règles empiriques qui sont vérifiées par l'équation (2.6) de Shuey pour des angles d'incidence moyens, inférieurs à 30°.

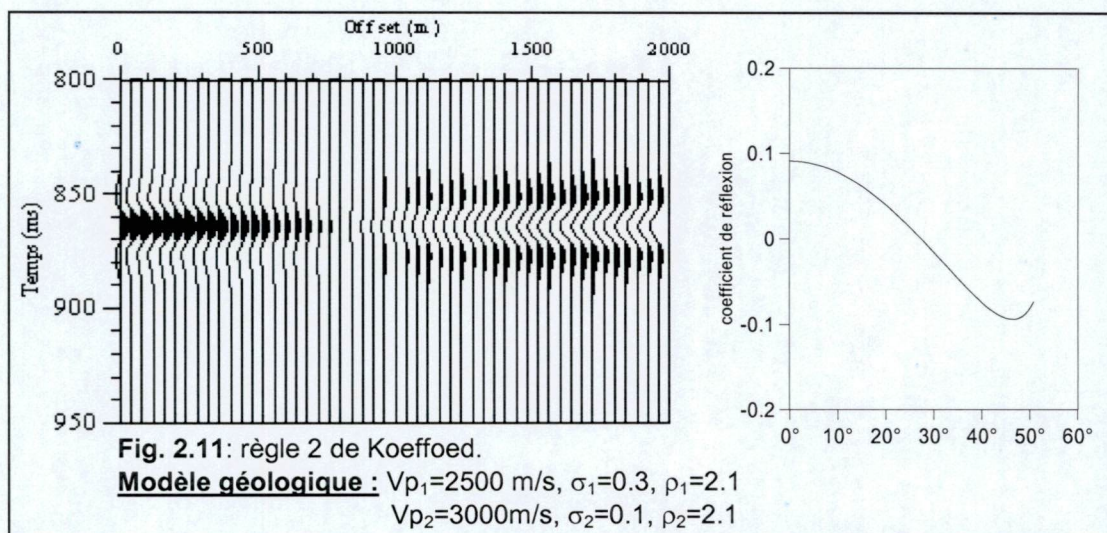
Règle 1:

Lorsque le milieu inférieur a une grande vitesse V_p par rapport au milieu supérieur, et les autres paramètres des deux milieux sont identiques, alors l'augmentation du coefficient de Poisson de deuxième milieu implique une augmentation du coefficient de réflexion aux grands angles d'incidence (figure 2.10).



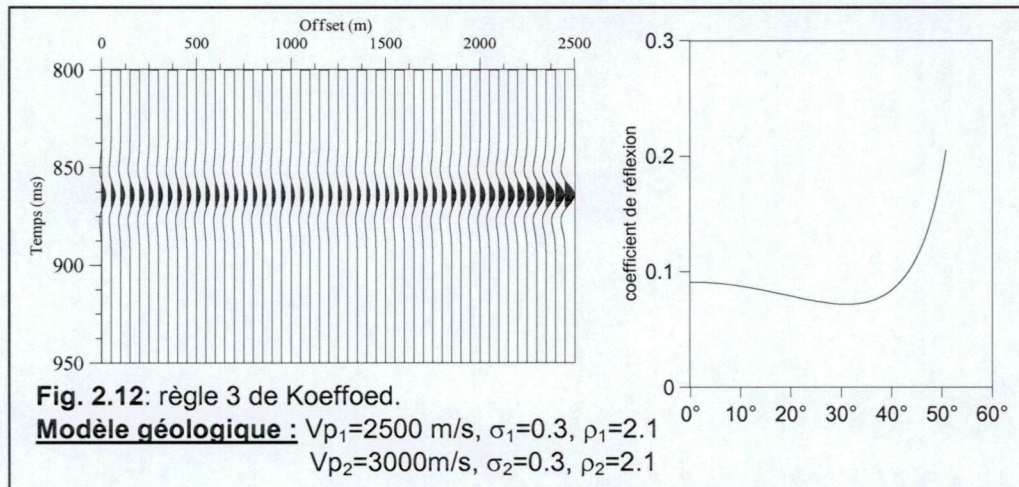
Règle 2:

Lorsque , pour le cas précédent, le coefficient du Poisson du milieu supérieur est plus grand que celui du milieu inférieur, alors, le coefficient de réflexion décroît aux grands angles d'incidence (figure 2.11).



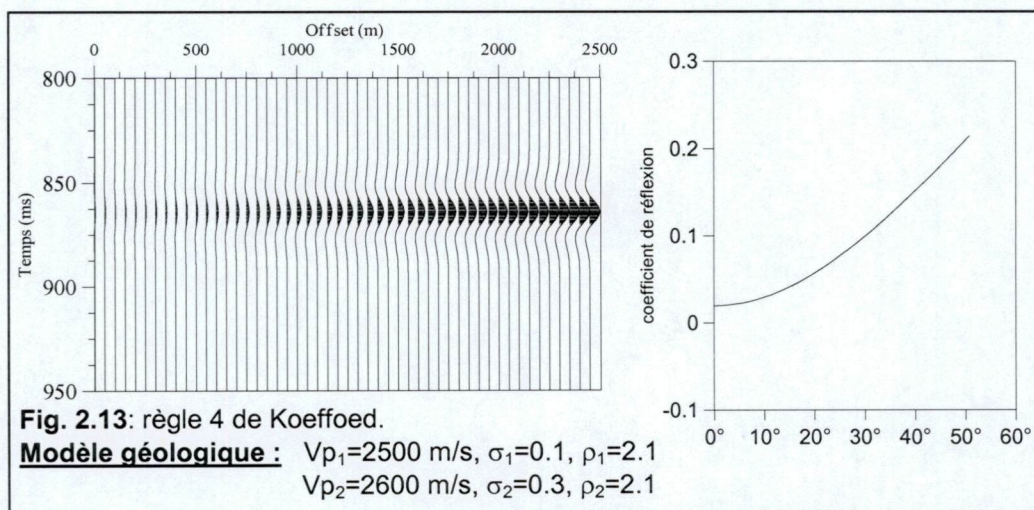
Règle 3:

Lorsque les coefficients du Poisson des deux milieux augmentent et gardent la même valeur, alors le coefficient de réflexion augmente aux grands angles d'incidence (figure 2.12). Ceci est vérifié par l'équation de Shuey quand le paramètre B est supérieur à -1.



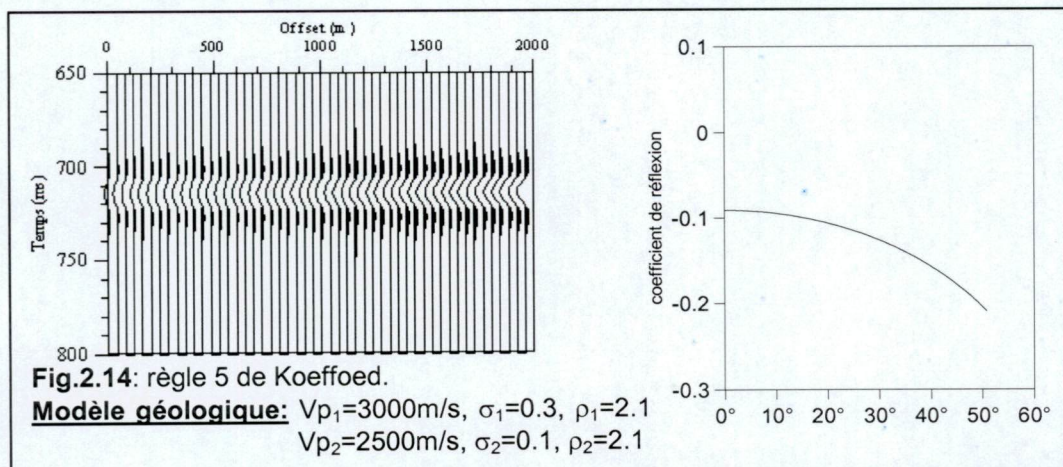
Règle 4:

L'effet noté dans la règle (1) devient très prononcé lorsque le contraste de vitesse est petit (figure 2.13).



Règle 5:

La permutation du milieu supérieur avec le milieu inférieur affecte légèrement la forme des courbes pour des angles d'incidence inférieurs à 30° (figure 2.14).



Les règles (1) et (3) montrent que, pour des vitesses et des densités constantes, plusieurs combinaisons de coefficient de Poisson peuvent donner la même variation du coefficient de réflexion avec l'offset. Ceci signifie que l'inversion des équations de Zoeppritz pour trouver le coefficient de Poisson n'est pas unique [inconvenient].

II.3 Classes de l'AVO

Les réflexions sismiques dans les grès à gaz présentent une large gamme des caractéristiques AVO. Les deux facteurs qui déterminent la réponse AVO d'une réflexion dans un grès à gaz sont le coefficient de réflexion à incidence normale et le contraste du coefficient de Poisson sur le réflecteur.

Rutherford [1989] a identifié trois grandes classes des réponses AVO dans ces grès à gaz encaissés dans l'argile. Cette classification est basée sur les contrastes de l'impédance acoustique. Castagna en 1997 a ajouté une quatrième classe qui apparaît comme un 'Bright spot' sur la section sismique en amplitudes préservées.

Parmi les raisons du choix de la classification des grès à gaz sont :

- (1) Le travail actuel sur l'AVO est basé sur les réflexions dans les grès à gaz.
- (2) Le contraste du coefficient du Poisson entre le grès à gaz et l'encaissant est généralement grand, ceci implique qu'un changement dans la variation de l'amplitude avec l'offset est détectable dans le grès à gaz.

Pour montrer la différence dans la réponse AVO pour ces quatre classes, on a choisi différents modèles de réservoirs des grès à gaz encaissés dans l'argile.

II.3.1 Classe 1 : Grès à forte impédance acoustique

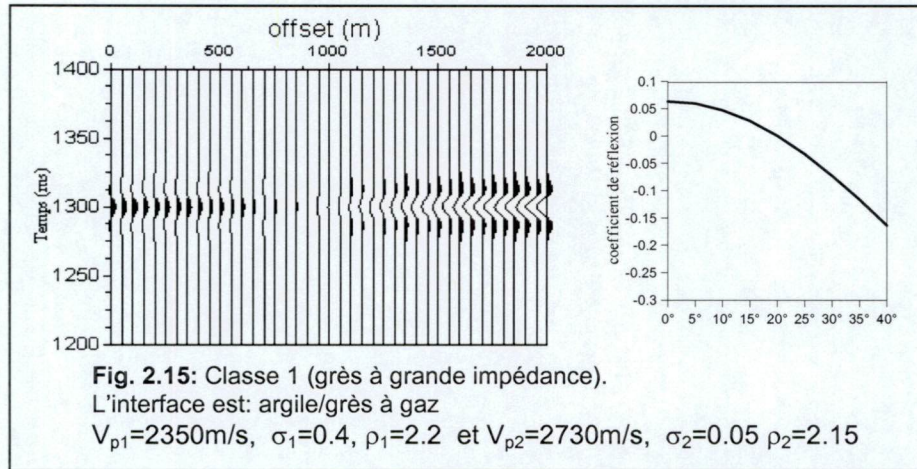
Le grès de cette classe a une plus grande impédance acoustique que la roche encaissante qui est souvent l'argile.

Ce type de réservoir est généralement consolidé et compact. L'interface argile/grès, pour cette classe, a un intercept $R(0)$ positif et son coefficient de réflexion décroît en magnitude avec l'incidence, il peut, éventuellement, présenter un changement de polarité aux grands offsets.

Si une inversion de polarité existe, la réflexion sous couverture multiple est fortement atténuée sur la section stack.

Le gradient de variation de l'amplitude avec l'offset dans cette classe est souvent supérieur à celui des deux classes 2 et 3.

La figure 2.15 montre un exemple de la classe 1.



II.3.2 Classe 2 : Grès à contraste d'impédance acoustique proche de zéro

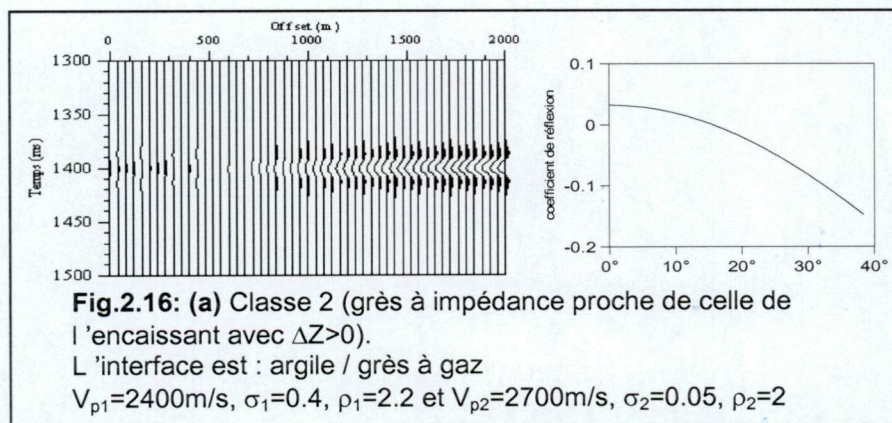
Le grès à gaz de cette classe a une impédance acoustique proche de celle du milieu encaissant.

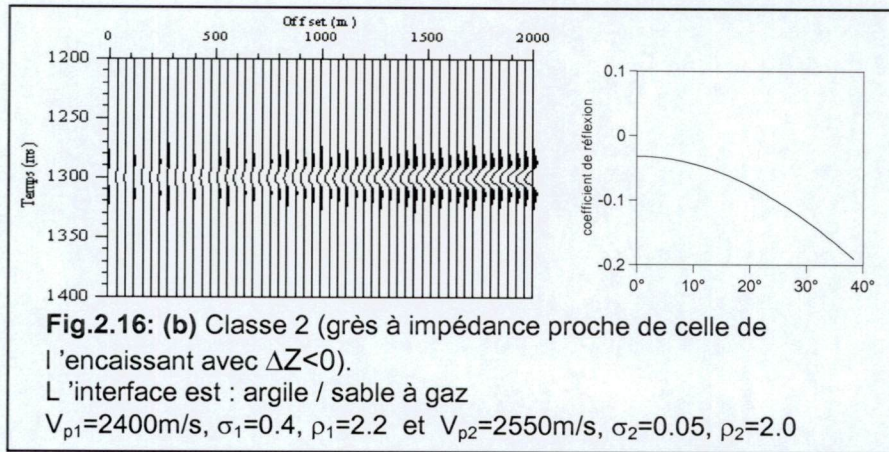
Ce type de grès est généralement moins consolidé. Son coefficient de réflexion à incidence normale est petit; il peut être positif ou négatif.

L'amplitude du coefficient de réflexion décroît avec l'offset, et un changement de polarité apparaît aux offsets proches lorsque $R(0)$ est positif (figure 2.16a).

La réflectivité aux petits offsets est proche de zéro, elle est souvent non détectable en présence de bruit. Les réflexions apparaissent aux grands offsets quand elles sont supérieures au niveau de bruit.

Les films synthétiques à incidence normale ne sont pas adéquats pour décrire les réponses de ces grès sur les sections stack.





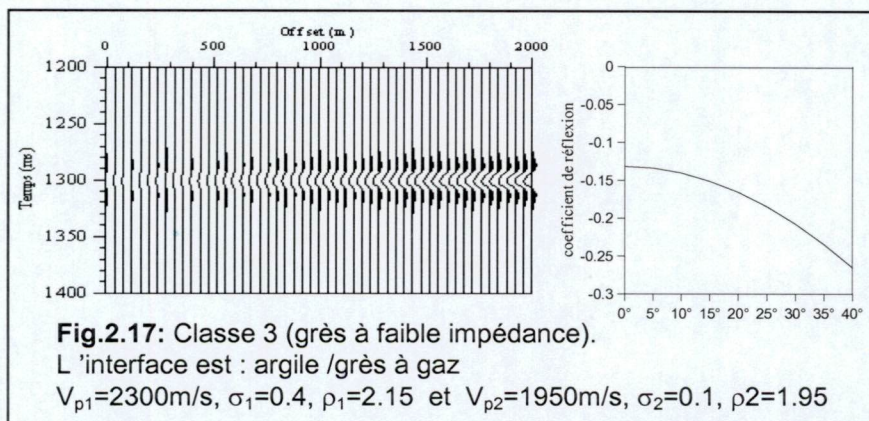
II.3.3 Classe 3 : Grès à faible impédance acoustique

Le grès à gaz de cette classe a une faible impédance par rapport au milieu encaissant.

Ce type de réservoir est généralement peu consolidé (moins compact). Ces grès à gaz présentent de grandes anomalies d'amplitude sur les données sismiques sommées et une grande réflectivité à tous les offsets (bright spots classiques). Cette classe est facilement détectable sur la section sismique.

L'anomalie d'amplitude associée à cette classe présente un coefficient de réflexion à incidence normale grand et négatif qui devient plus négatif aux grands offsets (figure 2.17). Elle a un gradient significatif mais de faible valeur par rapport à celui de la classe 1.

La classe 3 ne présente pas d'inversion de polarité, par conséquent, la sommation (CMP stack) ne détériore pas cette anomalie, et le film synthétique a, en général, un caractère corrélable avec les données de stack.

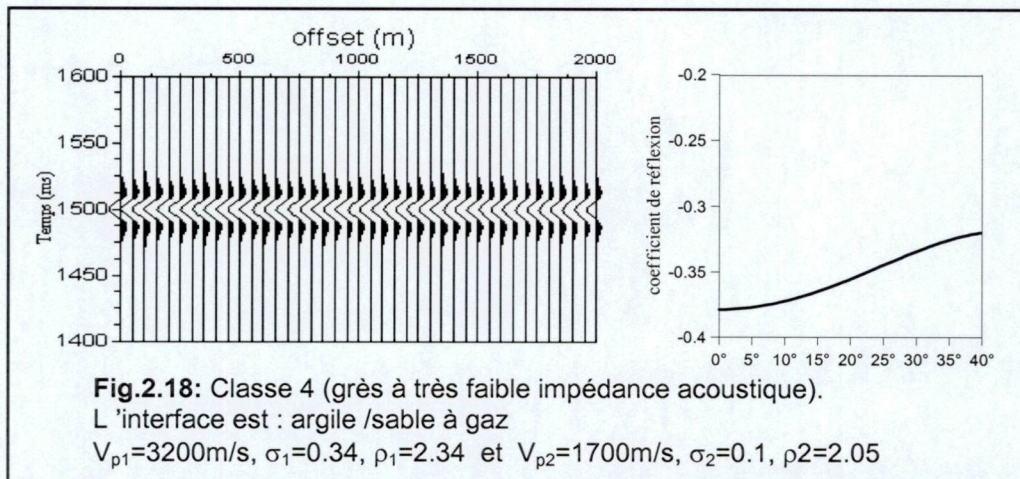


Le point commun de ces trois classes est que le coefficient de réflexion décroît, en valeur algébrique, avec l'augmentation de l'offset. On a montré aussi que la magnitude du coefficient de réflexion des grès à gaz n'augmente pas toujours avec l'offset, comme dans le cas de la classe 1.

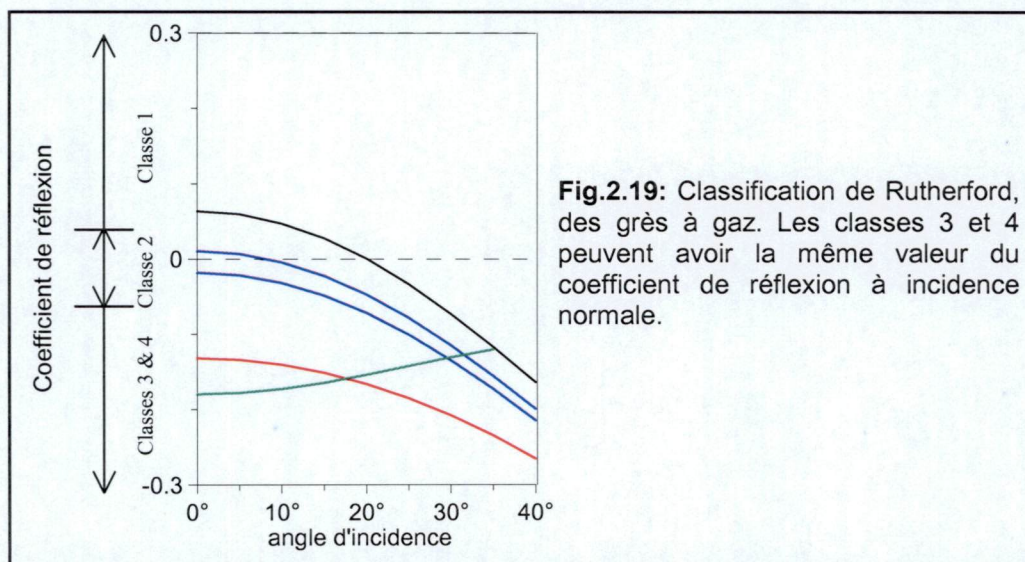
II.3.3 Classe 4 : Grès d'impédance acoustique très faible

Si l'impédance acoustique de la classe 3 diminue, comme dans le cas des grès à gaz très poreux, alors ; ceci produit la classe 4 [J. P. Castagna, 1997].

Elle présente un intercept fort et négatif et un gradient presque nul ou positif. La réflexion sur le sommet des grès à gaz de la classe 4 est forte et négative, mais sa magnitude n'augmente pas avec l'offset (figure 2.18).



La figure 2.19 illustre la variation du coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence de différents réservoirs de grès à gaz et leur classification par Rutherford en 1989.



Cette classification permet la prédiction des caractéristiques de la réflexion dans les grès ou les sables à gaz sur les données de stack et elle permet aussi de faire une détermination préliminaire du type de la réponse AVO.

Cette même classification n'est pas possible généralement pour les grès ou les sables à huile et les réservoirs carbonatés, car leur contraste du coefficient de Poisson avec la roche encaissante est petit et moins prédictible.

Chapitre III

FACTEURS AFFECTANT LES AMPLITUDES

III. Facteurs affectant les amplitudes

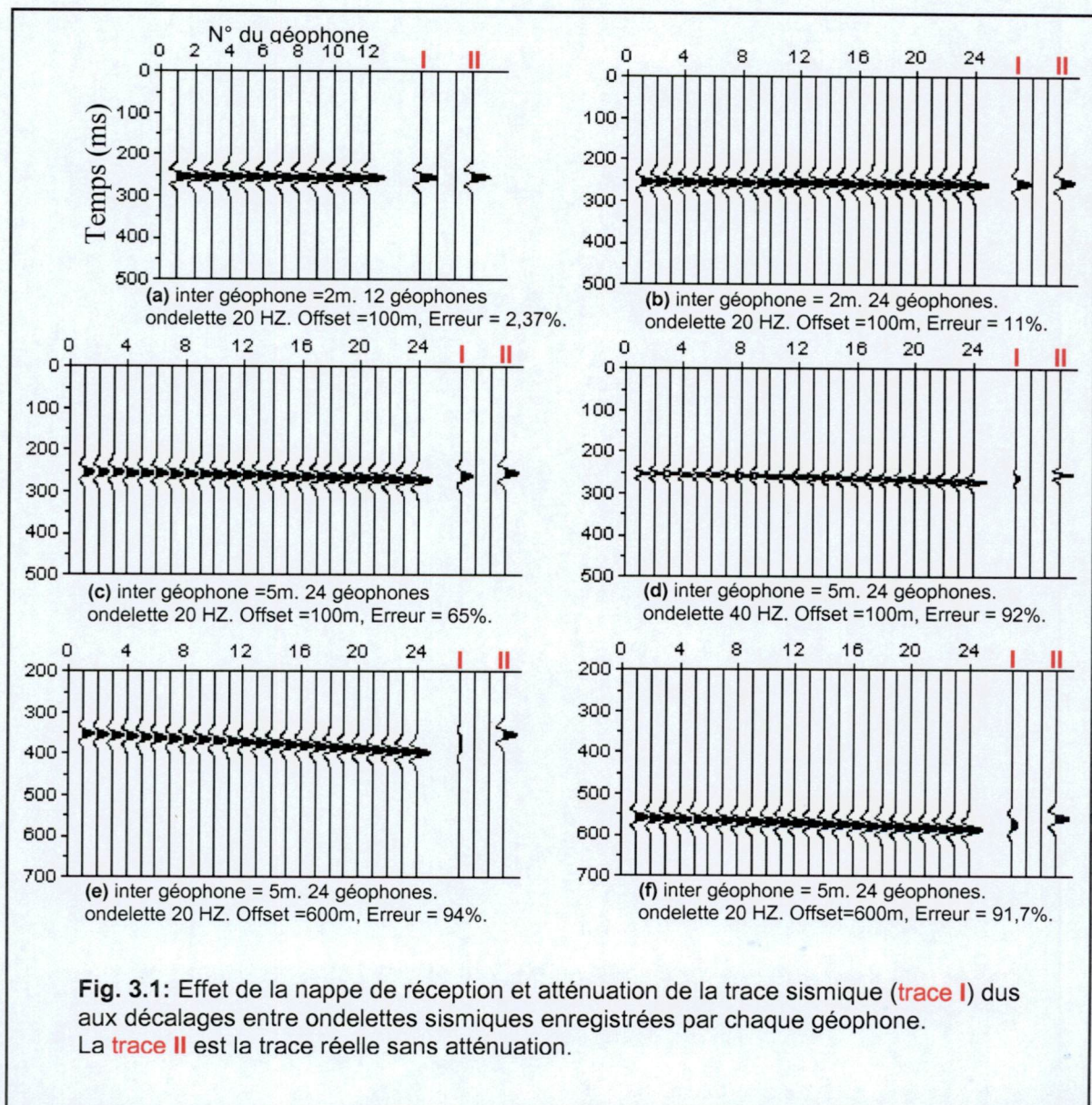
L'ondelette sismique subit des déformations au cours de sa propagation dans le sous-sol, depuis son émission jusqu'à sa réception, en raison de nombreux facteurs qui altèrent ses amplitudes et son spectre de fréquences.

Les facteurs principaux qui affectent la variation des amplitudes sismiques sont :

III.1 Les caractéristiques de source et de récepteur

Ce facteur inclut les effets dus à l'intensité de la source, au gain des récepteurs, aux couplages de la source et de récepteur avec le sol et à la géométrie des nappes d'émission et de réception liée à l'étalement des dispositifs réalisant un filtrage spatial.

Cet effet d'atténuation dépend du nombre de géophones par trace, de la distance entre géophones et de la fréquence du signal sismique (figure 3.1). Il est plus important pour les nappes de grande longueur.



Les résultats de la figure 3.1 montrent que l'atténuation de la trace sismique par la nappe de géophones augmente avec la longueur de la nappe, avec la fréquence du signal et avec l'offset, et elle diminue avec la profondeur du réflecteur.

III.2 L'appareillage sismique

Ce facteur concerne les réponses des équipements particuliers utilisés durant l'enregistrement, comme le bruit des câbles et des boîtiers, des nappes de géophones et des filtres électroniques.

III.3 Le partitionnement de l'énergie

Ce facteur inclut les effets de réflexion, de transmission et le mode de conversion d'onde dus aux propriétés physiques des formations géologiques traversées par le signal sismique.

L'énergie émise par la source diminue chaque fois que le front d'ondes traverse un réflecteur.

Dans le cas d'une incidence normale, les pertes par transmission, pour un trajet aller-retour d'un rayon sismique, de la surface jusqu'au réflecteur «n», s'écrivent sous la forme :

$$PT = \prod_{i=1}^n (1 - CR_{i,i+1}^2) \quad (3.1)$$

PT : Pertes par transmission

$\prod_{i=1}^n$: Produit des coefficients de réflexion, du premier réflecteur jusqu'au réflecteur n

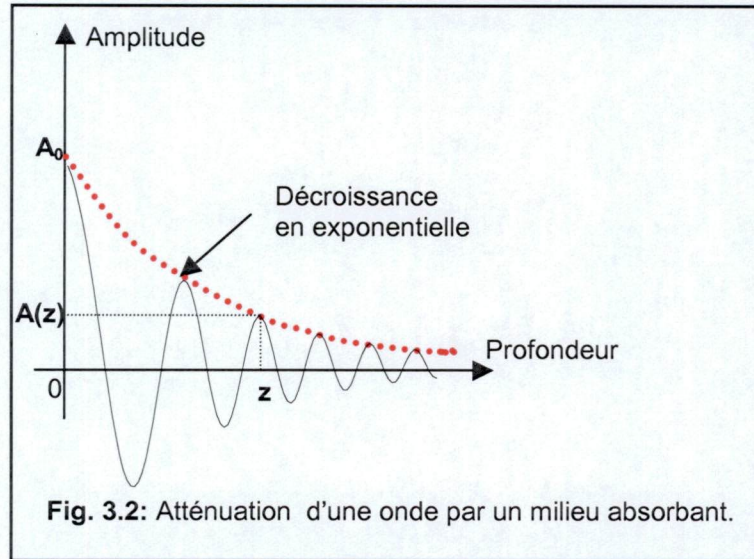
$CR_{i,i+1}$: Coefficient de réflexion sur l'interface entre les deux couches i et i+1

L'effet de transmission se traduit par la diminution des amplitudes des traces sismiques en fonction du temps.

III.4 L'absorption (Atténuation inélastique)

Ce facteur est défini par les dissipations spécifiques (effet du facteur qualité « Q »). Il se produit une transformation irréversible d'une partie de l'énergie sismique en énergie calorifique, car les terrains traversés ne sont pas parfaitement élastiques.

Chaque fréquence du signal sismique subit une atténuation exponentielle avec la profondeur (figure 3.2).



L'amplitude $A(z)$ de l'onde à la profondeur z est liée à l'amplitude initiale A_0 par l'équation suivante :

$$A(z) = A_0 \cdot e^{-\alpha \cdot z} \quad (3.2)$$

$A(z)$: Amplitude de l'onde à la profondeur z .

A_0 : Amplitude de l'onde à la profondeur nulle (en surface).

α : Coefficient d'absorption du milieu. Il est exprimé en (Népers/mètre).

En calculant α en décibels, on trouve :

$$\alpha = \frac{20}{z} \text{Log}_{10} \left(\frac{A_0}{A(z)} \right) \quad (3.3)$$

Si $z = \text{longueur d'onde} = \lambda$, α s'écrit comme suit :

$$\alpha = \frac{20}{\lambda} \text{Log}_{10} \left(\frac{A_0}{A(\lambda)} \right)$$

On constate que le coefficient d'atténuation dépend de la longueur d'onde, donc de la fréquence et de la vitesse de propagation de l'onde.

L'atténuation $A_{tt}(z)$ pour une profondeur z quelconque peut alors s'écrire par :

$$A_{tt}(z) = \alpha \cdot \frac{z}{\lambda} = \alpha \cdot \frac{z}{V} \cdot f = \alpha \cdot t \cdot f \quad (3.4)$$

Avec :

$A_{tt}(z)$: Atténuation en décibels par longueur d'onde (db/ λ).

α : Coefficient d'atténuation du milieu en (db/ λ).

t : Temps de trajet vertical parcouru par l'onde.

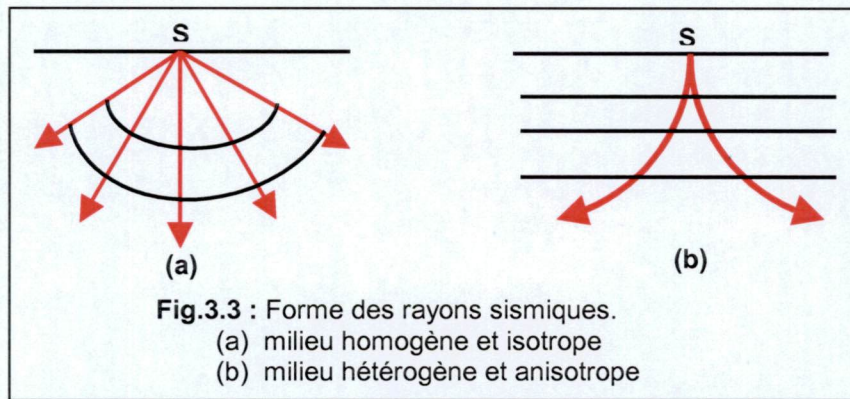
f : Fréquence de l'onde.

III.5 La divergence sphérique

La divergence sphérique est un phénomène géométrique. Il définit la décroissance de l'intensité de l'énergie d'une onde sismique ou d'un front d'onde par unité de surface, en fonction de son éloignement X de la source.

Dans un milieu homogène et isotrope de vitesse V , les rayons sismique sont rectilignes et le front d'onde est sphérique à chaque instant T .

Dans le cas d'un modèle à plusieurs couches horizontales et à vitesses variables, le front d'onde n'est pas sphérique. Si la vitesse croît avec la profondeur, les rayons sismiques deviennent courbes (figure 3.3).



L'énergie par unité de surface est inversement proportionnelle au carré de la distance parcourue $X = V.T$.

L'amplitude A_x à une distance X au temps T vérifie la relation suivante :

$$\frac{A_x}{A_1} = \frac{1}{V.T} \quad (3.5)$$

A_1 est l'amplitude de l'onde à un point très proche de la source ($\cong 1m$).

Newman en 1973 a montré qu'à incidence normale, dans un milieu tabulaire, horizontal et à vitesse de propagation croissante avec la profondeur, l'amplitude est proportionnelle à $V_{rms}^2.T$. D'où :

$$\frac{A_d}{A_1} = \frac{V_1}{V_{rms}^2.T}$$

V_1 : Vitesse de la première couche.

V_{rms} : Vitesse quadratique moyenne au temps T .

Newman a donné une équation (3.6) pour la correction de divergence sphérique à incidence normale.

$$D_0 = \frac{t V_{rms}^2}{V_1} \quad (3.6)$$

$$t_0 = \sum_i t_i$$

$$V_{rms}^2 = \sum_i \frac{t_i V_i^2}{t_0}$$

D_0 : divergence sphérique à incidence normale

V_1 : Vitesse de la première couche

t_0 : temps double de la réflexion à offset nul

t_i : temps double dans la $i^{ème}$ couche

V_{rms} : vitesse quadratique moyenne

n : nombre de couches

A incidence quelconque, l'équation s'écrit:

$$D(\theta) = \frac{\sqrt{x^2 + 2x \sum_i d_i \tan^3 \theta_i}}{\tan \theta} \quad (3.7)$$

$$x = 2 \sum_i d_i \tan \theta_i$$

$D(\theta)$: divergence sphérique en fonction de l'angle d'incidence θ .

X : offset

θ_i : angle d'incidence dans la $i^{ème}$ couche

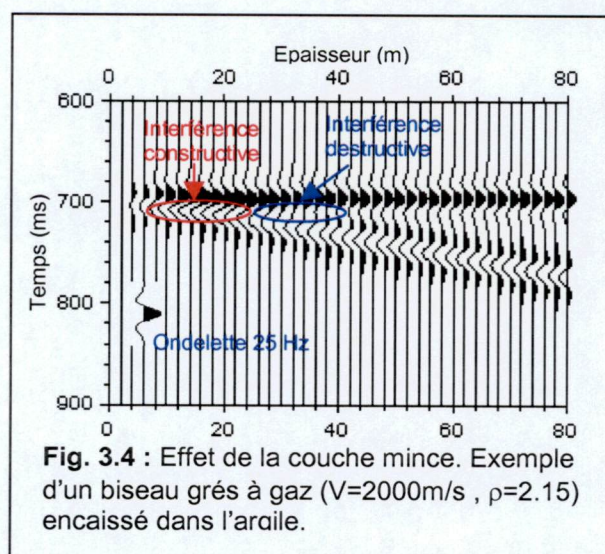
d_i : épaisseur de la $i^{ème}$ couche

III.6 L'épaisseur des couches (couches minces)

L'effet de l'épaisseur de la couche relative à la longueur d'onde a une influence considérable sur les amplitudes enregistrées. Cet effet peut être soit une croissance ou une décroissance de l'amplitude avec l'offset.

Si l'épaisseur de la couche est supérieure à la longueur d'onde λ , alors ; l'enregistrement sismique permet de distinguer facilement le toit et le mur du banc mince.

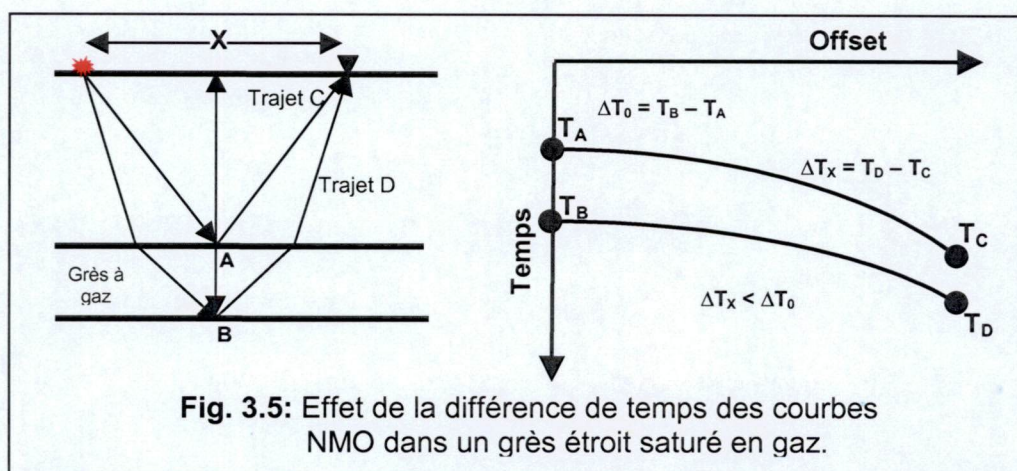
Par contre, dans le cas contraire, on ne distingue plus qu'une seule réflexion résultant de l'interférence des réflexions au toit et au mur de la couche mince. L'amplitude augmente lorsque les réflexions s'interfèrent d'une manière constructive (figure 3.4).



On remarque sur la figure un renforcement d'amplitude pour les épaisseurs du 10 à 26 mètres, et une interférence destructive pour les épaisseurs du 0 à 8 mètres et du 28 à 42 mètres.

Pour deux événements qui arrivent avec la même polarité, l'interférence est constructive et dans le cas contraire, on observe un changement de forme du signal. Le pouvoir de résolution est d'environ $\lambda/4$ en présence d'un bruit faible et il peut atteindre $\lambda/2$ en présence d'un bruit fort.

Dans les couches minces, il se produit une interférence des courbes NMO (Normal Move Out) causée par la différence des temps des trajets des deux réflexions qui sont proches. Cet effet est illustré sur la figure 3.5.



La différence du temps d'arrivée entre les deux réflexions, sur le sommet et le mur de la couche, décroît avec l'offset ($\Delta T_x < \Delta T_0$). Cet effet est mieux décrit par l'équation suivante de NMO.

$$T_x^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V_{rms}^2} \quad (3.8)$$

Quand ΔT_0 est petit, le rapport $\Delta T_X/\Delta T_0$ devient important. Si ce rapport est supérieur à un, alors; l'effet de l'interférence change avec l'offset.

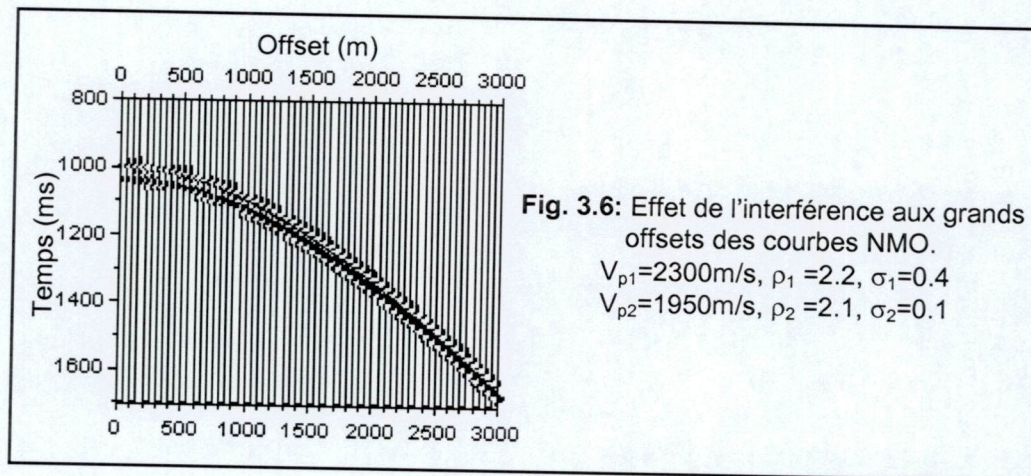
Si on prend $\Delta T_X/\Delta T_0 = dT_X/dT_0$, d'où :

$$\frac{dT_X}{dT_0} = \left(1 + \frac{X^2}{T_0^2 V_{rms}^2} \right)^{-0.5} \quad (3.9)$$

Exemple : $T_0 = 1$ seconde, l'offset maximal $X = 3000$ m et $V_{rms} = 2500$ m/s.

On trouve $dT_X/dT_0 = 0,64$. Ceci signifie que l'intervalle du temps, pour une couche mince de grès à gaz, décroît du petit offset au grand d'une valeur de 36%.

Cet effet apparaîtra pour les deux réflexions qui sont très proches aux grands offsets. Il donne soit une augmentation ou une décroissance de l'amplitude avec l'offset, selon l'épaisseur de la couche et le type d'interférence des deux réflexions, comme le montre la figure 3.6.



III.7 Les multiples et les ondes converties

La réponse de l'AVO peut être largement affectée par l'interférence des ondelettes sismiques. Les multiples et les ondes converties (P-S) s'interfèrent avec les réflexions primaires et produisent une distorsion dans la variation d'amplitude avec l'offset.

III.8 Les variations de vitesse et de densité

Les variations latérales dans les propriétés physiques des couches, au dessus de l'horizon objectif dont les dimensions sont inférieures à l'extension du point de tir ou de la collection CDP, affectent les amplitudes de chaque trace élémentaire de CDP (pour chaque offset).

Ces variations sont souvent dues aux variations de vitesse suivant la direction de propagation et la polarisation de l'onde.

III.9 La géologie de surface

Ce facteur comprend la variation dans la couche altérée, la présence des dunes de sable, de sels ...etc. La couche altérée (WZ) est un milieu dispersif affecte les spectres d'amplitude et de phase de signal sismique, réfléchi sur les horizons superficiels et plus profonds.

III.10 La courbure et la complexité structurale

Hilterman [1975] a défini l'effet de la courbure (CE) pour un réflecteur, comme le rapport des amplitudes de réflexion d'une interface courbée à celles d'un même réflecteur plat.

Pour une incidence normale, Hilterman a donné l'équation suivante:

$$CE = \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{Z}{A}}} \quad (3.10)$$

Z : profondeur de réflecteur

A : rayon de la courbure de réflecteur

Shuey [1984] a donné une autre expression pour une incidence (θ_i) quelconque :

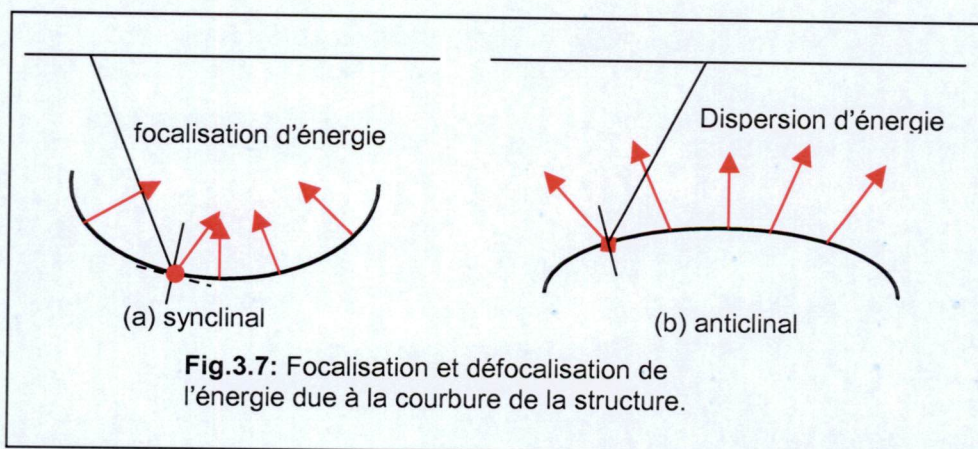
$$CE(\theta_i) = \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{Z}{A_x \cos^2 \theta_i}}} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{Z}{A_y}}} \quad (3.11)$$

A_x : rayon de la courbure de réflecteur dans la direction X

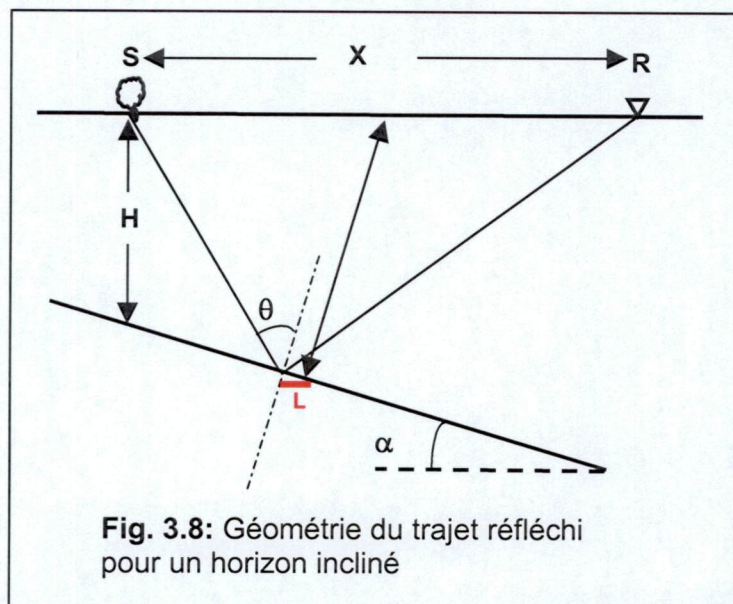
A_y : rayon de la courbure de réflecteur dans la direction Y

Z : profondeur du sommet de l'anticlinal ou du creux de synclinal

L'équation (3.11) indique que l'effet de la courbure, décroît avec l'offset pour le cas d'un anticlinal, impliquant une défocalisation d'énergie au dessus de la surface, il augmente avec l'offset pour le cas d'un synclinal impliquant une focalisation d'énergie (figure 3.7) et il diminue avec la profondeur.



Dans le cas d'un horizon présentant un pendage, le point CMP (commun mid point) est différent du point CRP (commun reflexion point) (figure 3.8).



L'angle d'incidence θ est exprimé par :

$$\theta = \arccos \left(\frac{1}{1 + \left(\frac{X \cdot \cos(\alpha)}{2 \cdot H} \right)^2} \right)^{1/2} \quad (3.12)$$

X : offset (distance entre la source et le récepteur).

H : profondeur du réflecteur.

α : Pendage du réflecteur.

Le déplacement (**L**) du point de réflexion par rapport au **CMP** est donné par:

$$L = \frac{X \cdot \sin^2(\theta)}{8 \cdot H} \quad (3.13)$$

Pour corriger cet effet du pendage, le déplacement du CMP au CRP, on applique le module du DMO (Dip Move out).

III.11 Les erreurs de corrections dynamiques (NMO)

Afin de mesurer (évaluer) l'amplitude de l'onde P réfléchie sur chaque échantillon de la trace sismique au niveau d'un CDP (Common Depth Point), il est nécessaire de bien faire les corrections NMO. L'analyse de vitesses conventionnelles n'est pas adéquate pour réaliser le travail, car elle ne donne pas une bonne estimation de vitesses de stack. Par conséquent les réflexions sismiques ne sont pas bien corrigées dynamiquement (non horizontalisées) et il sera impossible de pointer les amplitudes sismiques au niveau d'un CDP pour un réflecteur donné.

Les problèmes de NMO sont moindres pour les méthodes qui mesurent de l'énergie dans une fenêtre centrée sur le réflecteur objectif.

III.12 Le facteur bruit

Ce facteur inclut les bruits aléatoires (bruit ambiant, vent, véhicules...), les bruits cohérents dans l'espace ou dans le temps (ground-roll, diffraction, présence de champs électriques...) et le bruit généré par le terrain (exemple microséismes). Ces bruits viennent se superposer sur le signal sismique et détériorent ainsi les amplitude et le contenu fréquentiel de ce dernier.

La qualité des données sismiques est la condition fondamentale pour la réussite de l'analyse AVO. Si le niveau d'énergie du signal est inférieur à celui du bruit (mauvais rapport signal sur bruit), alors l'analyse AVO ne sera pas probante.

III.13 Le traitement sismique

Comme les résultats de l'analyse AVO dépendent des conditions de l'acquisition, ils dépendent aussi de la phase du traitement.

Le traitement sismique est un facteur important qui peut affecter les amplitudes, parmi les modules principaux qui modifient l'amplitude, on distingue les modules suivants :

- Egalisation des traces
- Filtrage
- Suppression des multiples
- Correction de la divergence sphérique ou autre fonction du gain
- Correction de l'absorption
- Déconvolution
- Mise en forme de l'ondelette
- Corrections dynamiques (étirement du signal)
- Sommation (Stack)
- Migration

En traitement, on ne peut pas reconstituer les vraies valeurs des amplitudes ou récupérer l'information sismique perdue lors de l'enregistrement terrain.

Alors , afin de conserver les variations relatives des amplitudes, dues en général aux propriétés physiques des formations géologiques traversées par le signal sismique, il est nécessaire de compenser ces effets au cours de traitement sismique. C'est ce qu'on appelle « **le traitement en amplitudes préservées** ».

Chapitre IV

MODELISATION ET ANALYSE AVO

IV. ETUDE DE LA SENSIBILITE DANS LA MODELISATION DIRECTE DE L'AVO

IV.1 Principe

La modélisation AVO est utilisée pour définir la qualité des prospects à hydrocarbures, différencier le type de fluides et examiner les avantages de l'AVO.

L'AVO est une fonction des contrastes de vitesse de compression (V_p), de vitesse de cisaillement (V_s) et de la densité (ρ), qui sont à leur tour des fonctions des propriétés de la roche et de fluide telles que la porosité (ϕ), le contenu en argile, le coefficient d'incompressibilité du minéral (K_{min}) et de fluide (K_{fl}), la densité de fluide (ρ_{fl}).

La réponse AVO est sensible aux incertitudes dans les propriétés de la roche et du fluide.

En impliquant des incertitudes sur les mesures des propriétés des roches, on calcule l'incertitude globale de la signature AVO, qui nous permettrait de déduire si l'analyse AVO est adéquate pour la confirmation de présence d'hydrocarbures dans une zone particulière.

Cette approche est utile pour valider les paramètres importants de réduction des incertitudes dans la modélisation AVO.

Dans notre étude, on modélise chaque paramètre comme une variable aléatoire indépendante, avec une valeur moyenne et un pourcentage d'erreur. Si un paramètre est connu avec une certitude absolue, alors son écart type (erreur) est nul.

D'abord on étudie l'effet de V_p , V_s et ρ sur l'AVO dans un milieu élastique et isotrope.

Ensuite, on étudie l'effet des incertitudes des propriétés des roches et des fluides sur la réponse AVO, en calculant les incertitudes sur V_p , V_s et ρ après substitution des fluides. Puis on utilise les valeurs obtenues pour la modélisation AVO.

Dans notre modélisation, on suppose (individuellement) que l'incertitude sur chaque paramètre de la roche est indépendante de celle des autres paramètres. Les valeurs des paramètres du modèle initial utilisées dans la modélisation AVO sont données dans le tableau 4.1.

Tableau 4.1:

Couche	V_p (m/s)	%erreur	V_s (m/s)	%erreur	ρ (g/c ³)	%erreur
Roche couverture	2380	2	1070	5	2.23	3
Roche réservoir	2530	3	1500	10	2.00	3

IV.2 Modélisation AVO dans un milieu élastique et isotrope

La réponse AVO est sensible aux contrastes de vitesses V_p , V_s et des densités des roches couvertures sur les roches réservoirs. On utilise l'équation d'approximation des équations de Zoeppritz, à trois termes donnée par Shuey [1985].

Les équations linéaires donnent des résultats précis pour des faibles contrastes de vitesse et de densité, et pour des angles d'incidence allant jusqu'à 30° .

On examine la sensibilité de l'AVO pour un réservoir de la classe 2, en modélisant les propriétés (V_p , V_s , ρ) de la roche comme des variables aléatoires.

Le tableau 4.1 montre les paramètres du modèle initial, dans lequel les incertitudes sur V_p , V_s et ρ ne présentent aucune corrélation. Les courbes de la figure 4.1 sont les réponses de l'AVO pour des paramètres contenant des incertitudes exprimées en pourcentage.

Ces incertitudes correspondent au rapport de deux fois l'écart type de la valeur de chaque paramètre sur la valeur moyenne.

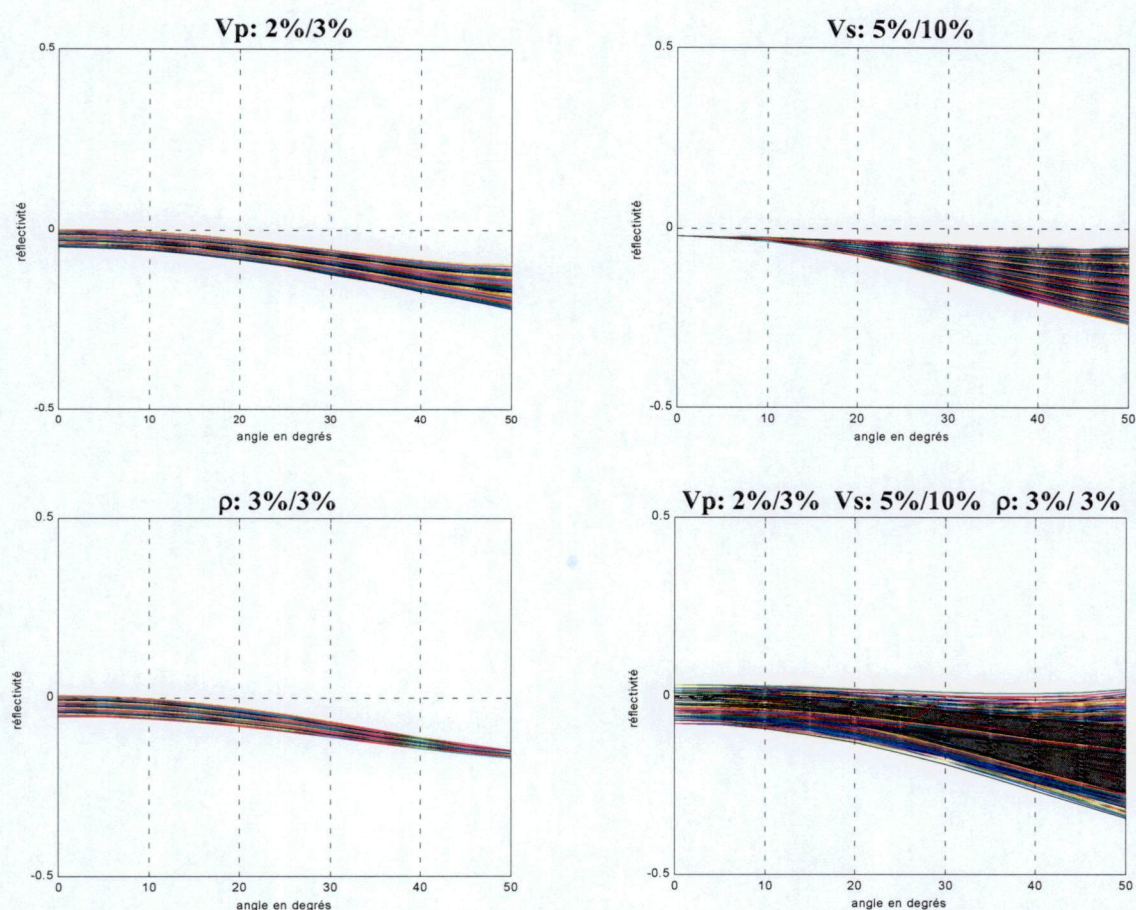


Fig. 4.1: Sensibilité de l'AVO dans un milieu élastique et isotrope. La notation $x\% / y\%$ réfère à l'incertitude sur la roche couverture et la roche réservoir. Les propriétés de la roche couverture et de réservoir et les incertitudes sont données dans le tableau 4.1.

En haut, à gauche : les incertitudes sur V_p seulement, en haut à droite : les incertitudes sur V_s , en bas à gauche : les incertitudes sur ρ , en bas à droite : les incertitudes sur V_p , V_s et ρ .

Les résultats de la figure 4.1 indiquent que l'incertitude sur V_p affecte la réflectivité à tous les offsets, par contre l'incertitude sur V_s affecte la réflectivité seulement aux grands offsets.

L'incertitude sur la densité affecte la réflectivité aux offsets proches et lointains, mais elle affecte les petits offsets plus que les grands.

La figure 4.2 montre l'effet des incertitudes des paramètres d'entrée sur les attributs AVO; l'intercept (réflectivité à offset zéro) et le gradient. Chaque paramètre d'entrée polarise le cross-plot intercept-gradient dans une direction particulière.

On remarque que l'incertitude sur V_p et ρ affecte les deux attributs d'AVO; par contre l'incertitude sur V_s affecte seulement le gradient. Quand il y a des incertitudes sur tous les paramètres, les cross-plots intercept-gradient sont polarisés sous forme d'une ellipse autour de la moyenne (ligne des fluides).

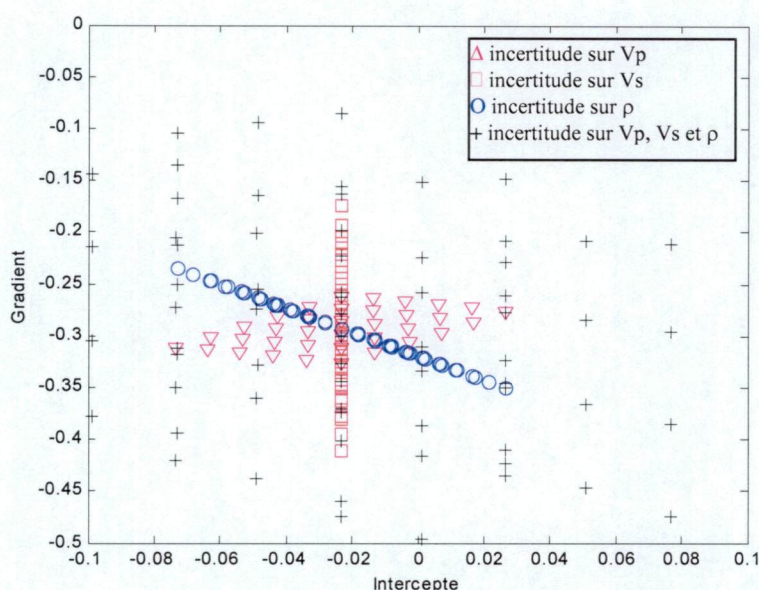


Fig.4.2: Cross-plot AVO du gradient en fonction de l'intercept.

Les propriétés de la roche sont données dans le tableau 3.1 et la figure 3.1. Les triangles correspondent à l'incertitude sur V_p seulement, les carrés correspondent à l'incertitude sur V_s seulement, les cercles correspondent à l'incertitude sur ρ seulement et les signes '+' correspondent à l'incertitude sur tous les paramètres V_p , V_s et ρ .

IV.3 Effets des propriétés de fluide et de la roche

Dans cette section, on présente les effets des incertitudes des propriétés des fluides et des roches sur les incertitudes de la réponse AVO.

Nous modélisons la réponse AVO dans des grès saturés en eau, avec les incertitudes correspondantes. Ensuite on utilise l'équation de substitution des fluides de Gassmann, avec les incertitudes sur chaque paramètre, pour calculer les vitesses V_p , V_s et la densité ρ des grès saturés en hydrocarbures et leurs incertitudes. Puis on calcule les réponses AVO pour la roche saturée en hydrocarbures.

Deux modèles de roches ont été utilisés: une roche dure (tableau 4.2) et une roche meuble (tableau 4.3).

Les paramètres physiques utilisés sont : la vitesse de compression (V_p) et la vitesse de cisaillement (V_s) de la roche saturée en fluide d'origine, le coefficient d'incompressibilité du minéral (K_0), la porosité de la roche (Φ), le coefficient d'incompressibilité (K_{f1}) et la densité (ρ_{f1}) du fluide original, le coefficient d'incompressibilité (K_{f2}) et la densité (ρ_{f2}) du nouveau fluide.

On utilise les équations du Gassman de substitution des fluides pour calculer les modules d'incompressibilité (K_2) et de cisaillement (μ_2) de la roche saturée en hydrocarbures à partir des modules d'incompressibilité (K_1) et de cisaillement (μ_1) de la roche saturée en eau.

Les équations de Gassmann de substitution des fluides sont :

$$\frac{K_2}{K_2 - K_1} - \frac{K_{n2}}{\phi (K_{n2} - K_0)} = \frac{K_1}{K_1 - K_0} - \frac{K_{n1}}{\phi (K_{n1} - K_0)} \quad (3.1)$$

$$\mu_2 = \mu_1$$

L'indice «1» se réfère aux propriétés de la roche saturée en eau (f_{11}), et l'indice «2» représente les propriétés de la roche saturée en hydrocarbures (f_{12}).

La variation de densité est donnée par:

$$\rho_2 - \rho_1 = \phi (\rho_{n2} - \rho_{n1}) \quad (3.2)$$

Ensuite, on calcule V_p et V_s de la roche saturée en hydrocarbures, en utilisant les équations :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.3)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.4)$$

Tableau 4.2: Paramètres de la roche dure.

Paramètres d'entrée	Valeurs	% Erreur
$V_p(WS)$	2742 m/s	5
$V_s(WS)$	1433 m/s	10
$\rho(WS)$	2,23 g/cm ³	5
ρ_w	0,992 g/cm ³	10
K_w	2,28 GPa	10
ρ_{HC}	0,722 g/cm ³	20
K_{HC}	0,476 GPa	20
K_{min}	32,68 GPa	15
ϕ	0,245	5
Paramètres de sortie	valeurs	%Erreur
$V_p(HS)$	2396 m/s	11
$V_s(HS)$	1454 m/s	10
$\rho(HS)$	2,163 g/cm ³	6

Tableau 4.3: Paramètres de la roche meuble

Paramètres d'entrée	Valeurs	%Erreur
$V_p(WS)$	1462 m/s	5
$V_s(WS)$	336 m/s	10
$\rho(WS)$	2,057 g/cm ³	5
ρ_w	0,991 g/cm ³	10
K_w	1,42 GPa	10
ρ_{HC}	0,91 g/cm ³	20
K_{HC}	0,572 GPa	20
K_{min}	32,68 GPa	15
ϕ	0,35	5
Paramètres de sortie	valeurs	%Erreur
$V_p(HS)$	1057 m/s	16
$V_s(HS)$	369 m/s	10
$\rho(HS)$	2,057g/cm ³	6

'WS' indique que la roche est saturée en eau et 'HS' indique qu'elle est saturée en hydrocarbures.

Les tableaux ci-dessus montrent qu'après la substitution des fluides, les vitesses V_p , V_s et la densité ρ de la roche saturée en hydrocarbures ont des incertitudes en plus.

On modélise la réponse AVO dans les roches saturées en eau et saturées en hydrocarbures avec les incertitudes correspondantes.

On utilise les résultats de la modélisation pour tester la faisabilité de l'AVO pour la détection des hydrocarbures dans les deux types de réservoir, en donnant les incertitudes des propriétés de la roche et des fluides. Les paramètres utilisés dans la modélisation sont donnés dans le tableau 4.4.

Tableau 4.4: Propriétés de la roche et de fluide utilisées dans la modélisation AVO

Roche	Paramètre	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (g/cm ³)
Roche couverture	Moyenne	2621	1341	2,3
	Erreur (%)	5	10	5
Roche dure (WS)	Moyenne	2742	1433	2,23
	Erreur (%)	5	10	5
Roche dure (HS)	Moyenne	2396	1454	2,163
	Erreur (%)	5	10	5
Roche couverture	Moyenne	1494	548	1,6
	Erreur (%)	5	10	5
Roche meuble (WS)	Moyenne	1462	366	2,057
	Erreur (%)	5	10	5
Roche meuble (HS)	Moyenne	1057	369	2,028
	Erreur (%)	5	10	5

La figure 4.3 présente la réponse AVO dans des cas de la roche dure saturée en eau (courbes en bleu) et en hydrocarbures (courbes en rouge) et la figure 4.4 montre le cross-plot entre l'intercept et le gradient.

La figure 4.5 montre les courbes AVO et la figure 4.6 montre le cross-plot AVO pour la roche meuble.

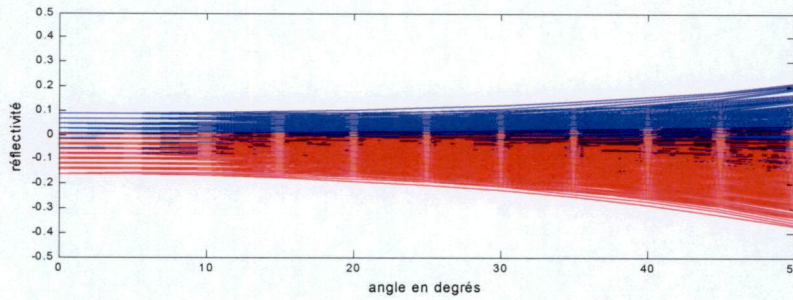


Fig. 4.3: Roche dure:
Courbes AVO pour des cas de la roche saturée en eau (bleu) et en hydrocarbures (rouge).
Les paramètres de la roche sont donnés dans le tableau 4.4.

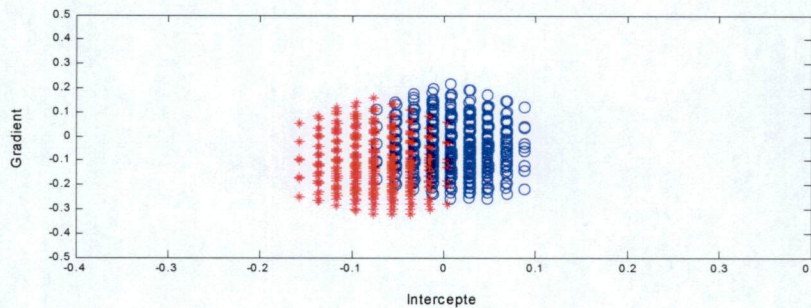


Fig. 4.4: Roche dure:
Paramètres de cross-plot. Les paramètres de la roche sont donnés dans le tableau 4.4

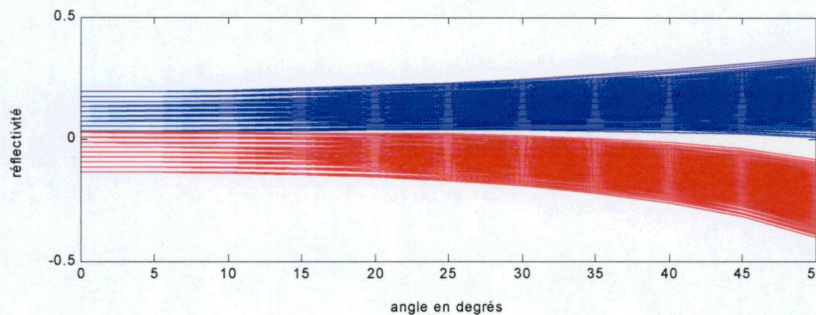


Fig. 4.5: Roche meuble:
Courbes AVO pour des cas de la roche saturée en eau (bleu) et en hydrocarbure (rouge).
Les paramètres de la roche sont donnés dans le tableau 4.4.

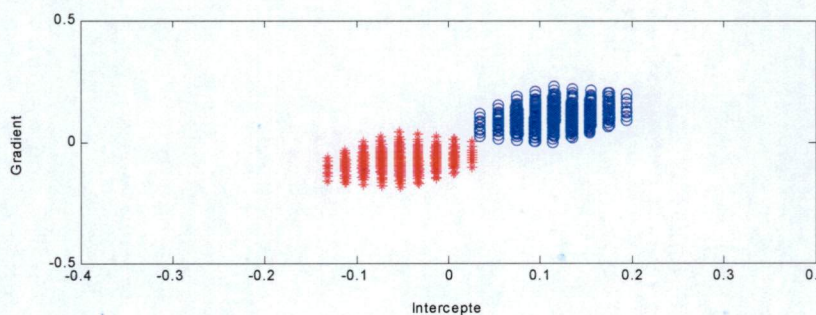


Fig. 4.6: Roche meuble:
Paramètres de cross-plot AVO. Les paramètres de la roche et les incertitudes sont donnés dans le tableau 4.4.

Dans les figures 4.4 et 4.6, les nuages de points en bleu correspondent aux incertitudes dans le cas de la roche saturée en eau, et les points en rouge correspondent aux incertitudes dans le cas de la roche saturée en hydrocarbures.

La figure 4.4 montre que la roche dure présente un chevauchement entre le groupe de points rouges (hydrocarbures) et les points bleus (eau).

La figure 4.6 montre une séparation des points rouges (hydrocarbures) des points bleus (eau); ceci implique que la substitution des fluides introduit plus d'incertitude dans les roches meubles que dans les roches dures.

A partir des figures 4.4 et 4.6, on peut conclure qualitativement, que les paramètres AVO séparent beaucoup mieux les fluides dans les roches meubles que dans les roches dures.

IV.4 Modélisation AVO dans une roche a pression normale et a forte pression

Les valeurs des paramètres de modèle et leurs incertitudes utilisés dans la modélisation AVO sont données dans le tableau 4.5.

Tableau 4.5: Propriétés de la roche à pression normale et à forte pression

Couche	Pression	Vp(m/s)	±%	Vs (m/s)	±%	ρ (g/cc)	±%
Argile	normale	3800	10	1840	8	2,5	3
Grès saturés d'eau	normale	4100	8	2240	11	2,524	3
Grès saturés de gaz	normale	3380	8	2260	11	2,481	3
Argile	forte	3365	10	1550	7	2,395	2
Grès saturés d'eau	forte	3925	6	2150	9	2,357	3
Grès saturés de gaz	forte	3570	6	2200	9	2,268	3

Le tableau 4.5 montre que l'argile dans une région à forte pression a une faible vitesse V_p que les grès saturés en eau ou saturés de gaz. Dans ce cas, le gaz apparaît comme un liquide et devient moins compressible.

Dans les deux régions à pression normale et à pression forte, l'argile a une faible vitesse V_s , le grès à gaz a une forte vitesse V_s et le grès saturé en eau a une vitesse intermédiaire.

Le contraste de l'onde de cisaillement entre la roche saturée en gaz et la roche saturée en eau est toujours très petit, car les fluides n'affectent pas le module de cisaillement des roches.

La figure 4.7 présente les réponses et les cross-plots de l' AVO dans des régions à pression normale et à forte pression. Dans le cas d'une pression normale, les fluides (gaz et eau) sont mieux séparés.

Par contre dans le cas d'une région à forte pression, on constate un chevauchement entre les deux fluides (voir le cross-plot).

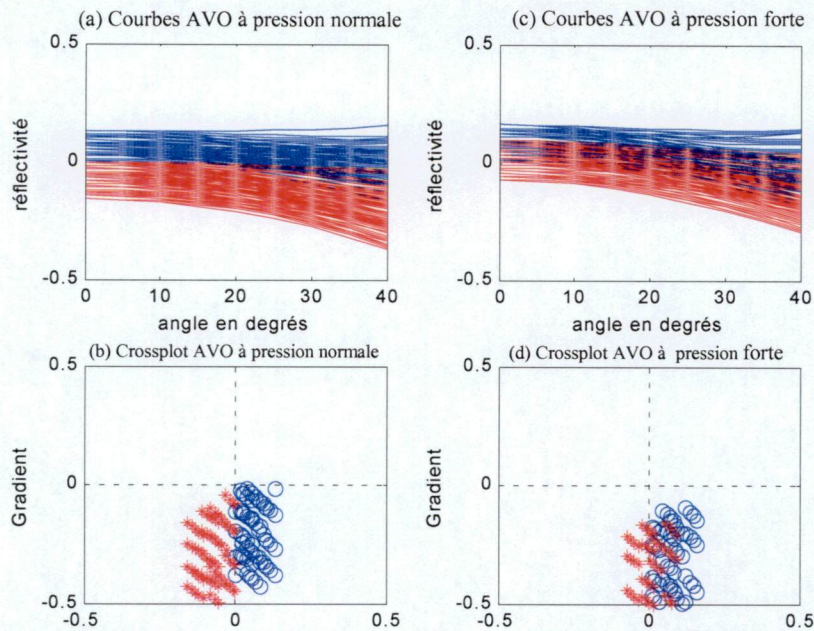


Fig. 4.7: Distinction des fluides par l'AVO dans des roches à pression normale et à pression forte. Les courbes en bleu correspondent à la roche saturée en eau, et les courbes en rouge correspondent à la roche saturée en gaz.

La figure 4.7 montre que les grès saturés en eau ont un intercept positif dans les deux cas de pression.

Les grès saturés en gaz à pression normale présentent des intercepts négatifs, par conséquent, il est facile de les distinguer des grès saturés en eau [cross-plot (b)].

Alors que, dans le cas de forte pression, certains grès à gaz ont des intercepts positifs, et ils sont difficiles à distinguer des grès saturés en eau [cross-plot (c)].

On peut conclure que l'analyse AVO a plus d'accès à détecter les zones à gaz dans des régions à pression normale que dans des régions à très forte pression.

Chapitre V

APPLICATION SUR DES DONNEES REELLES

V. APPLICATION SUR DES DONNEES REELLES

Nous avons appliqué la technique AVO dans deux champs à gaz différents, situés au Sud de l'Algérie, en vue d'évaluer d'éventuels réservoirs et de délimiter leurs extensions latérales.

Le premier prospect se situe dans la région de Sbaa, il présente deux fortes anomalies d'amplitude sur deux anticlinaux; l'un au niveau de Tournaisien et l'autre dans l'Ordovicien.

Le deuxième prospect se trouve dans le bassin de l'Ahnnet où une anomalie d'amplitude de type 'Bright spot' a été détectée au niveau de l'Ordovicien, sur une structure forcée débitant des quantités importantes de gaz.

Notre étude est basée sur les données des profils sismiques choisis dans chacun des deux prospects. On a appliqué le traitement en amplitudes préservées sur les parties intéressantes du profil sismique, et ensuite une analyse AVO a été menée sur des collections en CDP, corrigés de NMO.

D'abord par les stacks partiels en offset et en angle pour suivre l'évolution de l'anomalie avec l'angle d'incidence, puis on a établi les sections des différents attributs d'AVO dont les stacks pondérés et les cross-plots pour définir la classe de l'anomalie. Le cross-plot permet de distinguer les tendances de porosité, de compressibilité et les zones anormales dues à la présence d'hydrocarbures.

L'inversion en impédance acoustique, exprimée en contraste de vitesse, a été établie afin de consolider la caractérisation de l'anomalie d'amplitude.

V.1 Exemple 1: Cuvette de Sbaa (Gourara)

Ce premier cas d'application concerne le traitement en amplitudes préservées et l'analyse AVO des données du profil sismique GOU10 situé dans le permis de Gourara passant par la partie centrale de la cuvette de Sbaa.

Ce profil présente deux anomalies de forte amplitude au niveau de Tournaisien et de l'Ordovicien sur la structure de Bouhadid. Ces deux anomalies sont l'objectif de notre étude AVO.

La région présente deux réservoirs principaux: les grès de l'Ordovicien et ceux du Tournaisien. Les réservoirs dans cette région ont une porosité située autour de 7% et une bonne perméabilité. La colonne du gaz est importante et la production moyenne est d'environ 230000m³ par jour.

V.1.1 Cadre géographique

La figure 5.1 montre que la cuvette de Sbaa se développe dans la partie sud ouest du bassin de Timimoun. Elle se présente comme un sillon étroit et allongé dans la direction NW-SE.

Elle est délimitée par les parallèles 27°30N et 29°N et les méridiens 1°W et 1°E. Sa superficie est évaluée à 20 000 Km² environ. Les limites sont constituées par:

- Les chaînes de l'Ougourta à l'ouest.
- La ride de " In Belbel " au nord sur laquelle vient se greffer la voûte d'Azzene à l'est, séparant le sillon de Sbaa du bassin de Timimoun.
- Le plateau de Tidikelt au sud qui le sépare du bassin de l'Ahnet.

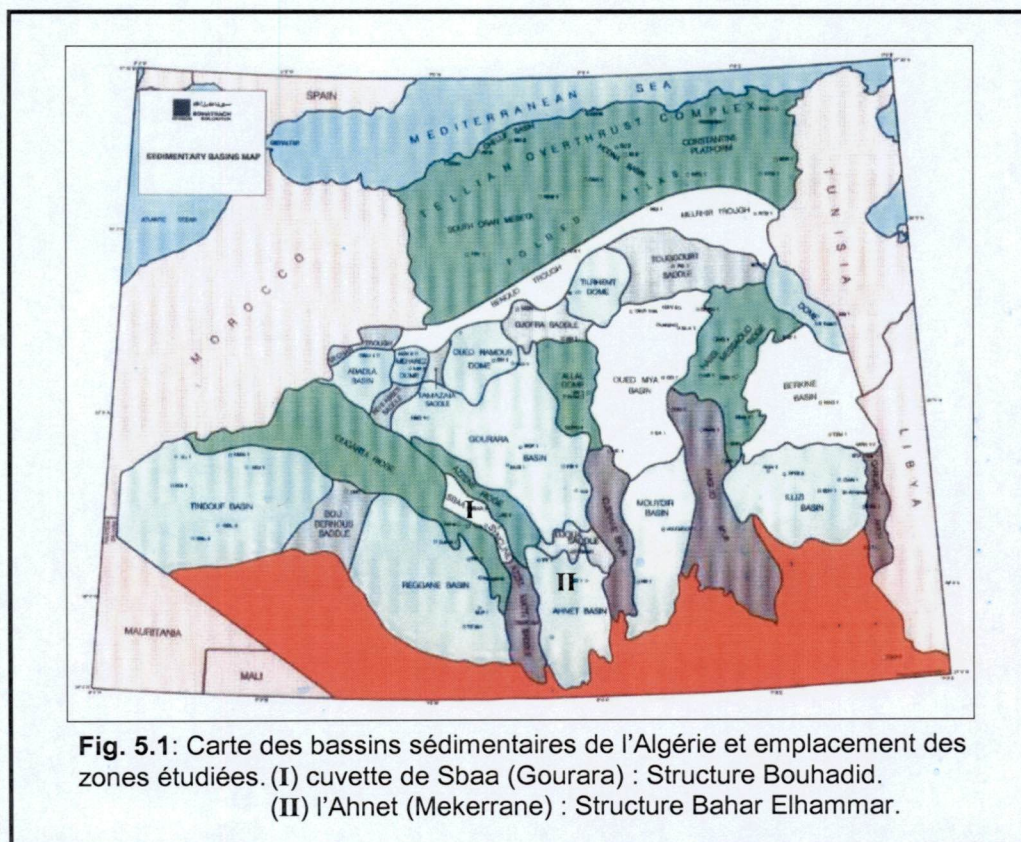
V.1.2 Cadre géologique

La cuvette de Sbaa se caractérise par une couverture sédimentaire peu épaisse de l'ordre de 2000m, souvent tronquée par des érosions et des discordances fréquentes. Elle présente une structuration intense de direction NW-SE suivant l'allongement des chaînes de l'Ougourta.

Elle est composée généralement des séries paléozoïques, allant du Cambrien au Carbonifère. Les principaux gisements d'hydrocarbures sont liés aux grès de l'Ordovicien, du Dévonien et du Carbonifère (Tournaisien).

La cuvette de Sbaa a produit de l'huile et du gaz dans les niveaux stratigraphiques du Cambro-Ordovicien et dans les grès de Tournaisien et Viséen. Les réservoirs sont détritiques. La roche mère est constituée par des argiles du Silurien. Ces argiles assurent aussi un rôle de couverture tout comme celles du Namurien.

La qualité (extension, porosité, perméabilité) primaire des réservoirs gréseux varie de moyenne à bonne. Les réservoirs sont situés à des profondeurs allant de 500 à 2500 mètres et les épaisseurs utiles sont généralement supérieures à 30 mètres.



V.1.3 Le Profil sismique GOU10

Le profil sismique étudié GOU10, de direction Ouest-Est, illustre la configuration du sillon de Sbaa transversalement. Le profil a été prévu pour une étude de la structuration en appliquant le traitement classique.

Il a été exploité avec les paramètres d'acquisition suivants :

- Laboratoire d'enregistrement	: DFS IV
- Source sismique	: dynamite
- Nombre de traces par point de tir	: 48
- Intertrace	: 75m
- Type de dispositif	: Tir au centre
- Offset	: 150m
- Offset maximum	: 1875m
- Intershot	: 75m
- Couverture	: 2400%
- Pas d'échantillonnage	: 2 millisecondes

La source sismique consistait en des charges d'explosif de 20Kg étalées en surface sur des nappes de 100m. La longueur de la nappe de géophones de la trace est égale à 100m. Les nappes de tir et de réception se chevauchent sur une distance de 25m.

V.1.3.1 Le traitement en amplitudes préservées

Le traitement en amplitudes préservées, consiste à éliminer les effets des facteurs, non liés à la variation de la réflectivité avec l'offset au niveau des horizons, affectant l'amplitude des réflexions sismiques.

Le traitement des données sismiques pour l'analyse AVO doit conserver l'information relative aux amplitudes due aux coefficients de réflexion, après suppression du bruit de surface et des multiples....

Nous avons appliqué un prétraitement pour préparer les données et obtenir une qualité sismique optimale et un bon rapport signal sur bruit, en prenant le soin de traiter correctement les amplitudes pour préserver leurs variations relatives.

Les données du profil sismique traitées contiennent une onde aérienne et des ondes réfractées de forte énergie (figure 5.2), détériorant la qualité de l'information sismique, en rendant les modes de filtrages des bruits inefficaces.

Nous avons appliqué le filtrage FK sous NMO sur les collections " commun shot gather et commun receiver gather " pour atténuer les bruits organisés de surface, mais le résultat n'est pas suffisant.

Nous avons essayé des interpolations de traces à 50 et 25m pour réduire l'effet de l'aliasing spatial et les résultats sont aussi insuffisants.

Nous avons utilisé le "surgical mute" pour la suppression de l'éventail de l'onde aérienne.

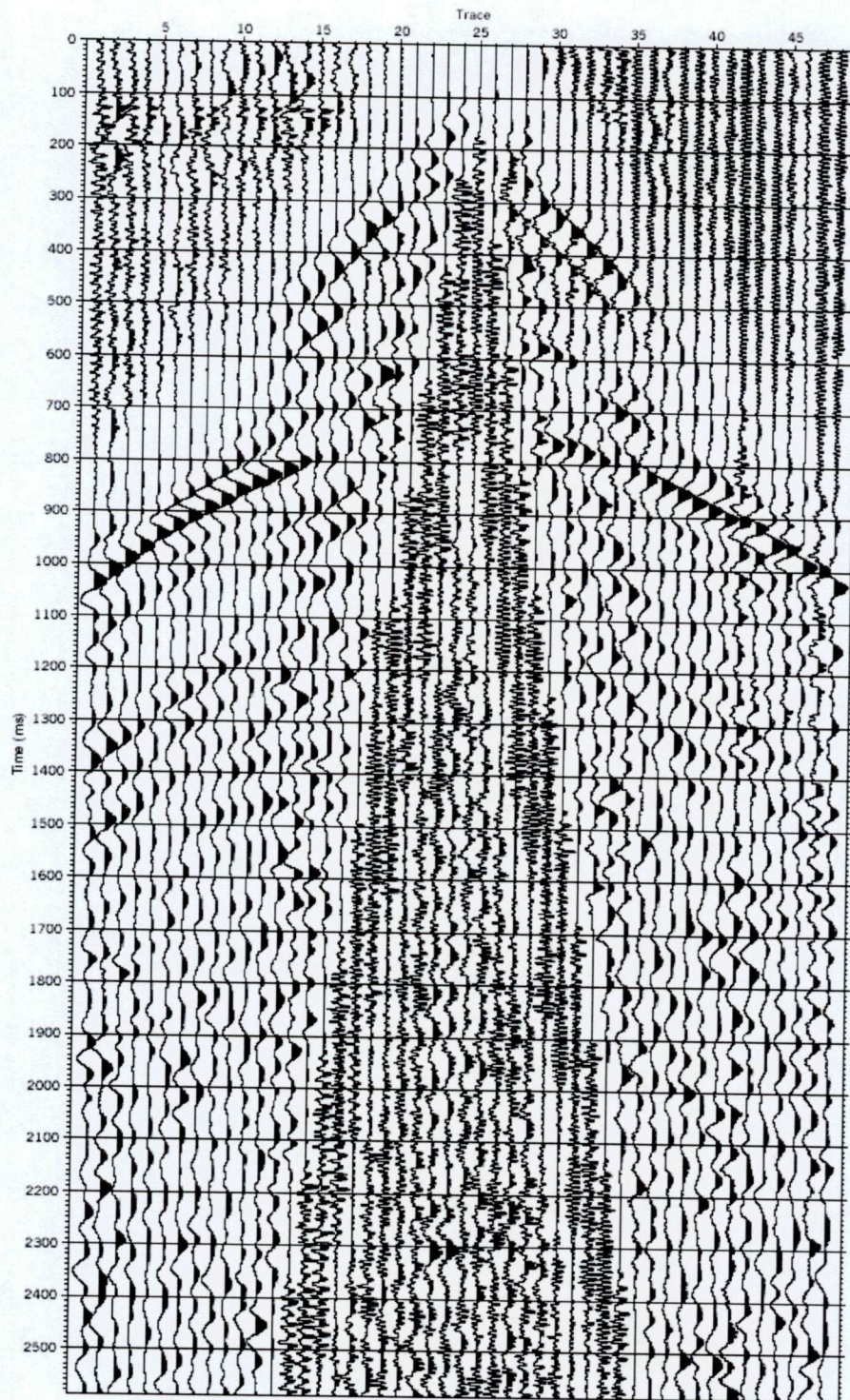


Fig. 5.2 : Enregistrement sismique, d'un point de tir de 48 traces, réalisé sur le profil GOU10

La figure 5.3 présente la séquence de traitement en amplitudes préservées que nous avons appliquée. Les étapes principales de traitement réalisées sont :

- Compensation des pertes d'énergie par divergence sphérique et absorption.
- Correction effet d'offset et angle d'émergence.
- Déconvolution Spike pour réduire la distorsion de l'ondelette sismique.
- Statiques résiduelles basées sur la compatibilité de surface pour éliminer les effets superficiels et du relief.
- Analyse de vitesse et corrections NMO avec un mute adéquat.
- Stack avec migration pour repositionner les réflecteurs.

Cette séquence de traitement adoptée doit préserver les variations relatives des amplitudes du signal sismique afin d'obtenir des amplitudes représentatives des propriétés physiques des formations géologiques.

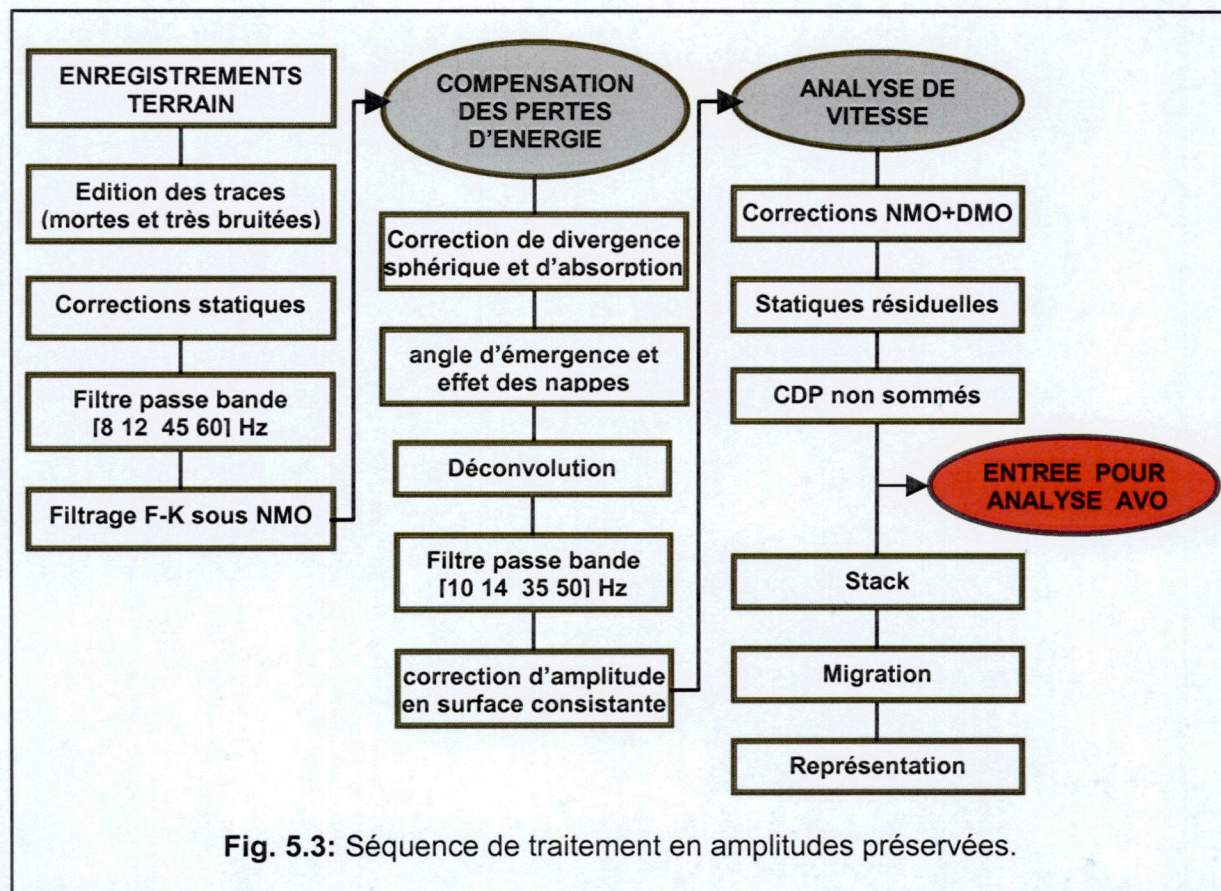


Fig. 5.3: Séquence de traitement en amplitudes préservées.

Les principaux modules de traitement sismique et les paramètres qu'on a utilisés sur la station de travail ProMax sont :

- **Offset Amplitude Recovery:** Ce module applique une fonction de gain qui varie avec le temps et l'offset, pour compenser les pertes d'amplitude dues à la divergence sphérique, à l'angle d'émergence, à l'atténuation des nappes, aux effets de surface et à l'absorption.

La compensation de la divergence sphérique dépend de la vitesse et de temps du trajet parcouru. Ce module utilise une approximation qui dépend seulement de la vitesse V_{rms} et le temps double (T) vertical à offset nul. Cette correction est effectuée, en multipliant chaque échantillon de la trace de CDP par le facteur TV_{rms}^2 .

La compensation de l'angle d'émergence et l'effet des ondes converties P-SV dépend des propriétés de la zone altérée (WZ). Leur correction est plus importante pour les grands offsets. Elle est effectuée en calculant l'angle d'émergence (θ_e) du front d'onde, puis on multiplie l'amplitude de la réflexion par $\sin(\theta_e)$.

La vitesse moyenne de la WZ utilisée est de 1800m/s, et le rapport $V_p/V_s=2$. Ce rapport de vitesse (V_p/V_s) dans la WZ sert à calculer le coefficient de réflexion à l'interface WZ/air, qui affecte l'amplitude enregistrée. On a utilisé les vitesses V_{rms} pour appliquer cette correction des effets de surface.

La correction des effets d'atténuation des nappes de la source et de récepteur, est calculée en se basant sur la perte d'énergie d'une ondelette, dont le spectre est blanc (Dirac) et centré sur la fréquence dominante F_{dom} des données sismiques.

La forme de spectre de cette ondelette est donnée par:

$$A(F) = \left(\frac{F}{F_{dom}} \right)^2 \exp \left[1 - \left(\frac{F}{F_{dom}} \right)^2 \right]$$

On a utilisé une fréquence dominante F_{dom} de 20Hz. On détermine la perte d'énergie de cette ondelette due aux nappes d'émission et de réception, et une fonction de gain inverse est calculée pour corriger les pertes des amplitudes, en multipliant chaque valeur de l'échantillon de la trace sismique par la valeur du gain inverse correspondant.

On a appliqué aussi une correction constante de 3db/sec pour toutes les traces des CDP.

- **True Amplitude Recovery:** Ce module applique une seule fonction de gain, qui varie avec le temps, aux traces sismiques, pour compenser les pertes d'amplitude de signal sismique dues à la divergence sphérique et l'absorption.

Le module offre quatre possibilités de compensation des pertes de l'amplitude de la réflexion: la divergence sphérique, l'absorption, le gain constant (db/sec) et le gain exprimé en temps à la puissance n (t^n).

La divergence sphérique est corrigée en multipliant chaque échantillon soit par la distance "X" parcourue par le signal sismique ou bien par TV_{rms}^2 .

Dans ce module, on a corrigé seulement l'absorption en multipliant chaque échantillon des traces des CDP par $e^{\alpha X}$, avec $X = \text{Temps} \times \text{la vitesse} = TV_{rms}$. Après plusieurs tests, on a choisi une valeur de $\alpha = 0.025 \text{ db/cycle}$. La zone d'étude contient plus de grès argileux.

- **Q compensation:** Il corrige l'effet de facteur de qualité Q et les effets non stationnaires, en fonction du temps et du CDP.

Ce module utilise un filtre à phase minimale qui a la forme suivante:

$$\text{filter} = \exp\left(\frac{\pi f t}{Q} + \phi\right)$$

f : fréquence
 t : temps de trajet vertical
 ϕ : phase minimale
 Q : facteur de qualité

L'effet de Q et les autres effets non stationnaires résultent en une décroissance exponentielle de l'énergie avec la profondeur ou avec la distance de propagation du signal sismique.

Si Q varie avec le temps; alors, on l'exprime soit à chaque instant ou par intervalles de temps (valeurs instantanées Q_{inst}), ou bien en valeurs effectives (cumulatives) Q_{eff} , ou par les vitesses d'intervalle ($Q_{inst} = A \cdot V_{int}$, $A = 0.01$ ou 0.0328).

L'expression de la valeur effective Q_{eff} de facteur de qualité est donnée par :

$$Q_{eff} = \frac{t}{\int_0^t \frac{1}{Q_{inst}} dt}$$

Le tableau 5.1 présente les mesures in-situ d'atténuation faites dans les roches clastiques (J. Castagna & M. Backus, 1997), pour certaines bandes de fréquences et à des profondeurs spécifiées.

Tableau 5.1: mesures in-situ de facteur de qualité et de l'atténuation

Profondeur (m)	F(Hz)	Q_p	$\alpha=1/Q_p$	Type de la roche	Référence
2070 – 2850	≤ 125	31	0.032	Grès et argiles	Hauge [1981]
660 – 1320	15 – 40	34	0.027	45% grès + argiles	
1800 – 2100	≤ 80	37	0.027	23% grès + argiles	
600 – 1560	≤ 80	46	0.022	20% grès + argiles	
1170 – 1770	≤ 125	67	0.015	Argiles / grès	
> 1020	40 – 70	94	0.0106	24% grès + argiles	Kan [1983]
317 – 402	≤ 200	38	0.0263	Grès/schistes	
0 – 225	50 – 450	32	0.0313	Schistes	Mc Donal [1958]
	50 – 400	18	0.0055	Grès et argiles	Tullos&Reid [1969]
	50 – 400	75	0.0133	Argiles + grès	
	50 – 400	136	0.0014	Argiles / grès	
700	10 – 60	116–870	0.008 – 0.0011	Sédiments marins	Stol [1983]

Dans notre cas d'étude, on a utilisé les vitesses d'intervalles pour calculer les valeurs instantanées Q_{inst} , converties ensuite en valeurs effectives Q_{eff} , car nous ne disposons pas des données de puits et des informations géologiques.

La correction de l'effet de Q est effectuée en multipliant chaque échantillon de la trace d'un CDP par la valeur correspondante de filtre de gain. On a limité la valeur maximale du gain appliqué aux traces à 20db.

- **Surface Consistant Amplitudes:** Il ajuste les contributions relatives en amplitude de cinq facteurs: la source, les récepteurs, les offsets, les CDP et les canaux d'enregistrement. En réalité, Les CDP et les offsets ne sont pas des domaines de surface consistante.

Comme il est difficile de séparer ces différents effets dans une seule trace, alors; on les estime statistiquement à partir de plusieurs traces.

Ce module est un processus à deux passages. Dans la première étape, on estime l'amplitude de la trace dans une fenêtre de temps. Le premier passage est utilisé plusieurs fois permettant d'introduire les données avant la décomposition de l'amplitude de la trace en plusieurs composantes.

Le deuxième passage est utilisé pour décomposer les amplitudes initiales des traces en composantes désirées. Ensuite on applique les ajustements des amplitudes aux traces qu'on a introduites.

Les amplitudes initiales des composantes sont calculées à partir des valeurs moyennes de leurs contributions. L'amplitude finale de chaque composante est calculée séparément par itération en utilisant l'algorithme de Gauss-Seidel.

Enfin, Chaque composante est caractérisée par sa valeur de gain calculée par surface consistante.

L'application de tous les gains de ces différentes composantes, dans chaque fenêtre de temps, est effectuée en multipliant les échantillons des traces par un scalaire suivant:

$$Sc = 1.0/[SRC-Gain \text{ RCVR-Gain} \text{ Offset-Gain} \text{ CDP-Gain} \text{ Chan-Gain}]$$

SRC-Gain: Valeur de gain correspondant à la source.

RCVR-Gain: Valeur de gain correspondant au récepteur.

Offset-Gain: Valeur de gain correspondant à l'offset.

CDP-Gain: Valeur de gain correspondant au CDP.

Chan-Gain: Valeur de gain correspondant au canal d'enregistrement.

Les amplitudes représentatives des traces sont estimées statistiquement avec l'une de ces méthodes :

1. Utiliser la moyenne des amplitudes absolues des échantillons non nuls dans la fenêtre de temps choisie.
2. Utiliser l'amplitude quadratique moyenne (RMS) des échantillons non nuls dans la fenêtre de temps.
3. Utiliser la médiane des amplitudes moyennes non nulles qui sont évaluées à partir des amplitudes instantanées calculées par la transformée d'Hilbert dans une petite fenêtre (la fenêtre de temps choisie est divisée en 21 petites fenêtres).

Dans notre étude on a effectué seulement la correction des effets dues à la source, aux récepteurs et au canal d'enregistrement. On a utilisé la deuxième méthode (RMS) pour estimer l'amplitude de la trace.

Le traitement classique est mené afin d'obtenir une qualité optimale des données sismiques (figure 5.4) et pour servir de guide aux opérations nécessaires à une sortie de l'information de stack final en amplitudes préservées (figure 5.5).

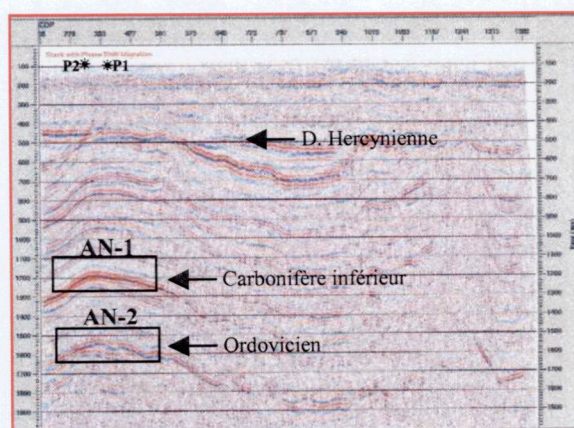


Fig. 5.4: Section migrée sans préservation des amplitudes, avec projection de deux puits P1 et P2.

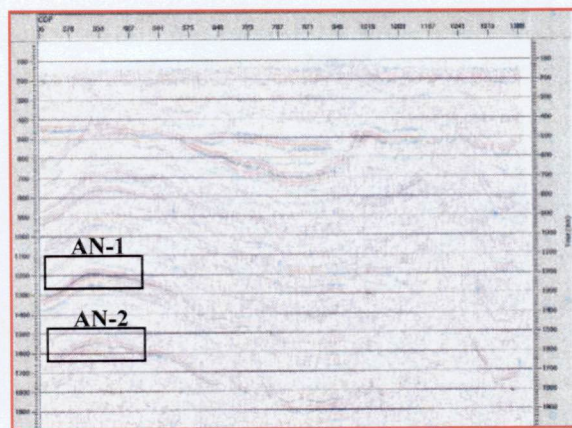


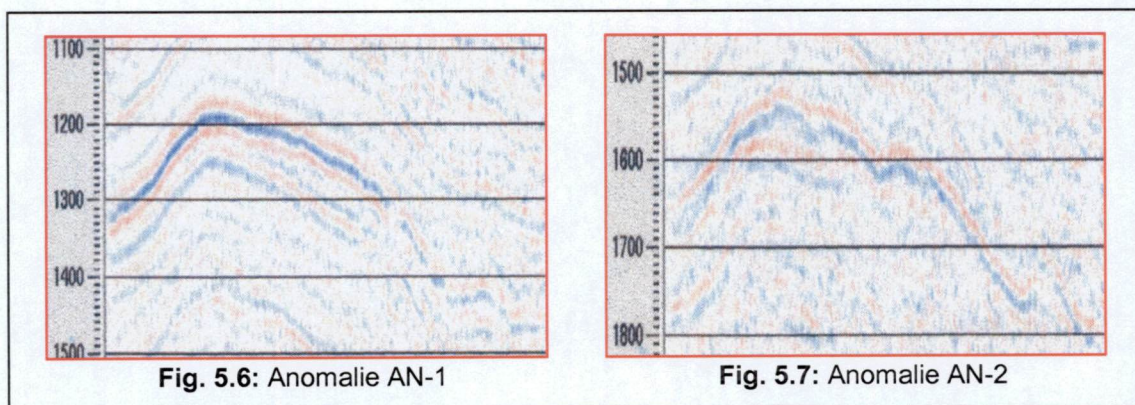
Fig. 5.5: Section migrée et traitée en amplitudes préservées.

- Les sections sismiques des figures 5.4 et 5.5 montrent une tectonique cassante au niveau de l'Ordovicien (AN-2).
- A l'Est on remarque un horst décapé par la phase hercynienne et remodelé par les phases postérieures. La discordance Hercynienne est très chahutée à cause des mouvements postérieurs de réajustement tectoniques du socle.
- Les formations jurassiques reposent en discordance sur les séries paléozoïques. A l'Ouest, il y a apparition de biseaux orientés tantôt vers l'Est tantôt vers l'Ouest dénotant la mobilité de l'assise sédimentaire.
- La sub-horizontalité des strates mésozoïques indique une ère calme sur le plan tectonique si ce n'est les petits réajustements du socle dans les zones de faiblesse.

V.1.3.2 L'analyse AVO

Le profil sismique présente deux anomalies d'amplitude (AN-1: Tournaisien et AN-2: Ordovicien) qui sont l'objet de notre étude.

Les figures 5.6 et 5.7 présentent respectivement la première et la deuxième anomalie en amplitudes préservées.



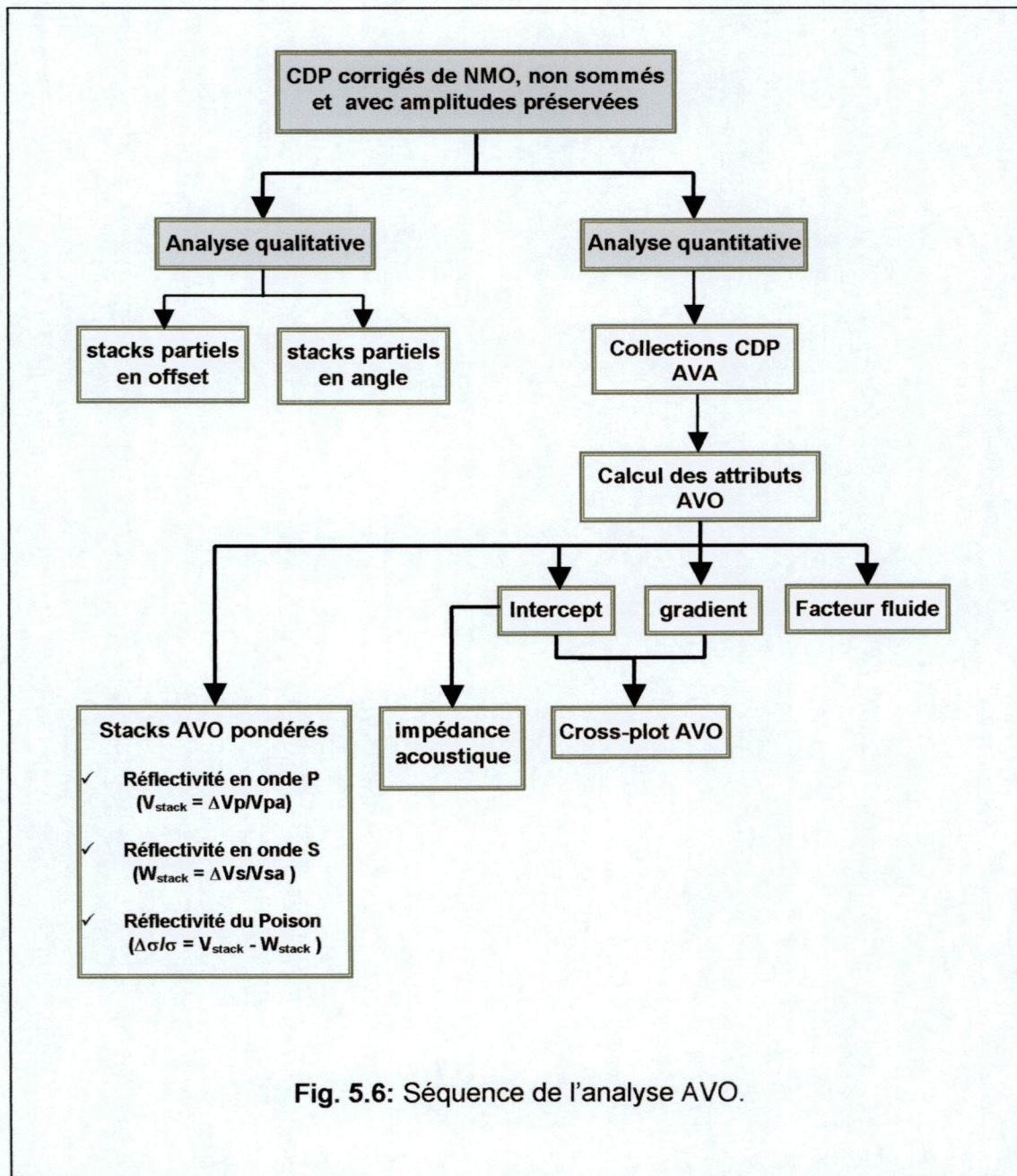
Une fois les données correctement traitées, on a extrait les collections AVO et AVA.

Ensuite, on a réalisée l'analyse AVO avec le calcul des stacks partiels, des attributs AVO, l'étude des cross-plots et l'inversion en impédance acoustique.

Notre analyse AVO s'est basée sur:

- Des sections sismiques à offsets et à angles constants,
- Des sections d'attributs d'AVO,
- Des stacks AVO pondérés,
- Des cross-plots et
- L'inversion en contraste d'impédance acoustique.

La séquence de l'analyse AVO appliquée est représentée sur la figure 5.6.



V.1.3.2.1 Sections sismiques à offsets constants

On a établi des sections à plages d'offsets constants (figures 5.7, 5.8 et 5.9) afin de voir comment varient les deux anomalies AVO avec l'offset.

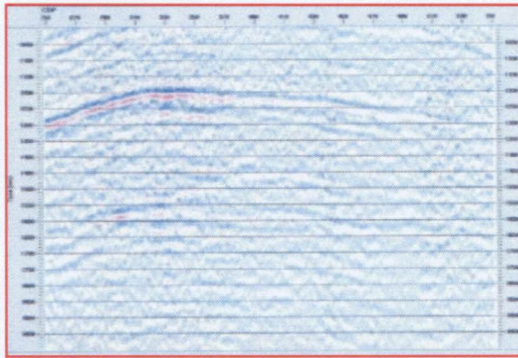


Fig. 5.7: Section Stack avec des offsets proches [150 – 675 m].

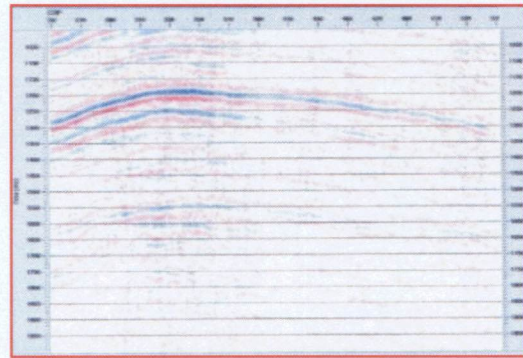


Fig. 5.8: Section Stack avec des offsets moyens [750 – 1275 m].

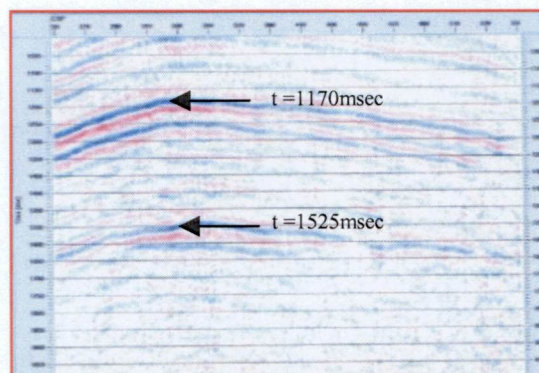


Fig. 5.9: Section Stack avec des offsets lointains [1350–1875 m].

Ces sections à offsets constants montrent une augmentation des amplitudes avec l'augmentation des offsets au niveau des deux anomalies.

Dans la première anomalie, le changement d'intensité de la réflexion des faibles aux grands offsets n'est pas large; c'est à dire que tous les offsets ou tous les angles de réflexion contribuent d'une manière significative à la section stack de la figure 5.5.

Il en résulte un gradient AVO non fort pour la première anomalie (AN-1) passant au temps 1170msec au CDP 330 (fig. 5.9).

La deuxième anomalie plus profonde (AN-2) passant au temps 1525msec, au même CDP, présente aussi un gradient AVO consistant.

V.1.3.2.2 Sections sismiques à angles constants

Des sections à angles constants (figures 5.10, 5.11, 5.12) ont été réalisées, pour analyser la dépendance de l'amplitude avec l'angle d'incidence à l'intérieur des collections CDP.

Les angles d'incidence sont calculées en appliquant la méthode qui utilise le rapport de la vitesse d'intervalle V_{int} sur la vitesse quadratique moyenne V_{rms} .

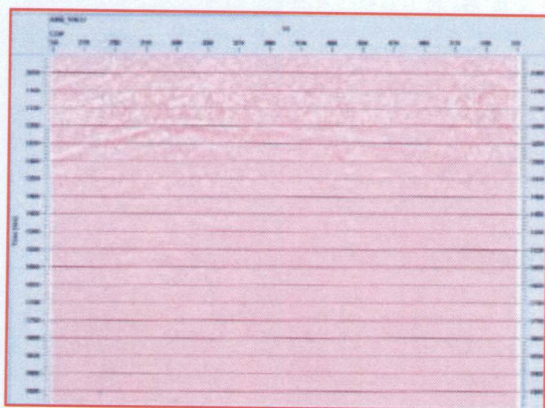


Fig. 5.10: stack avec des angles [0 - 10 °]

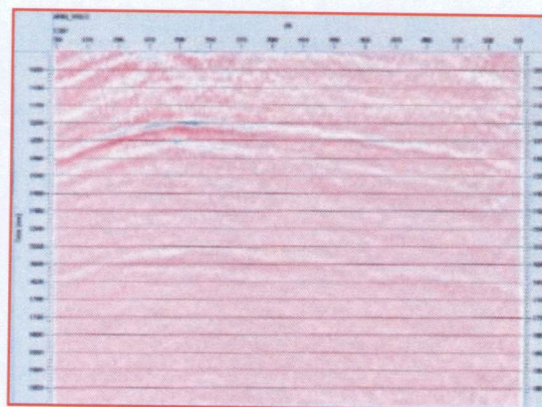


Fig. 5.11: stack avec des angles [10 - 20 °]

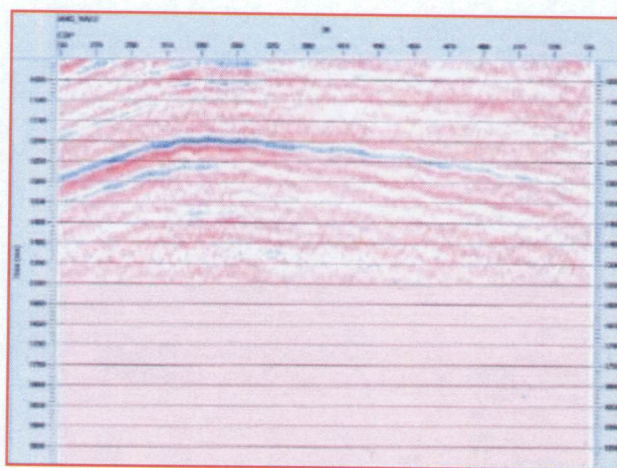


Fig. 5.12: stack avec des angles [20 - 30 °]

Ces sections montrent aussi une augmentation de l'amplitude avec l'angle d'incidence au niveau des deux anomalies. La deuxième anomalie AN-2 est peu couverte par les angles supérieurs à 20°.

Dans notre analyse AVO, nous avons établi des sections stacks à angles constants, en attributs, des stacks pondérés et des cross-plots AVO pour chacune des deux anomalies pour mieux les caractériser.

V.1.3.2.3 Stacks partiels par angles de la 1^{ère} anomalie

Bien que la variation des amplitudes avec l'angle d'incidence soit souvent similaire à celle des amplitudes avec l'offset, l'analyse AVA offre une autre perspective avec certains avantages.

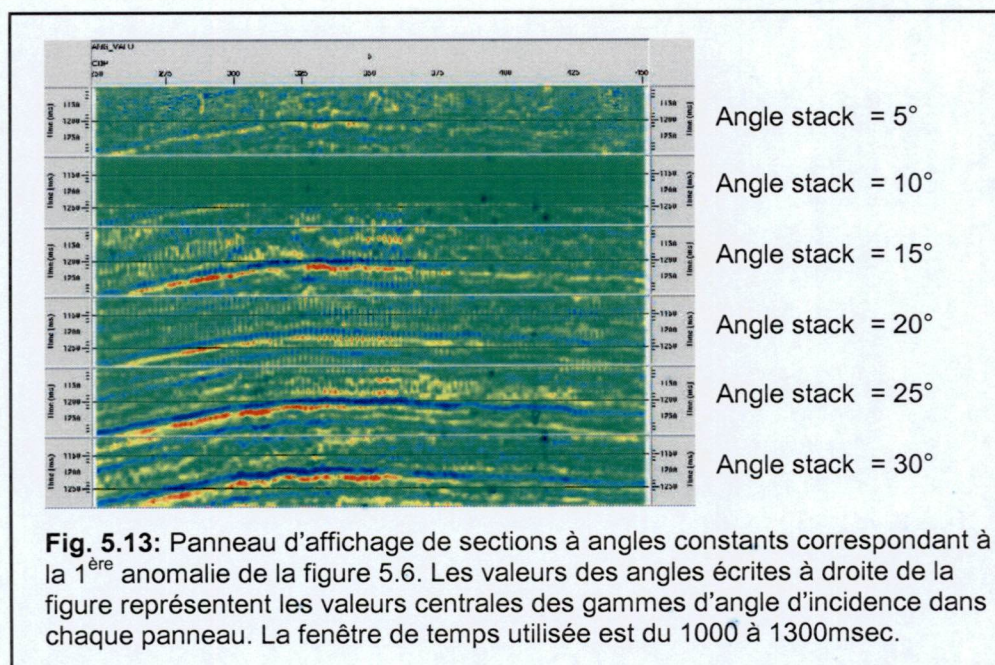
Par exemple, quand on compare les réflecteurs de différentes profondeurs, l'analyse AVA permet une comparaison de la même gamme angulaire aux différents temps de trajet des réflexions.

Les angles d'incidence (θ) sont calculées en utilisant la méthode du rapport de vitesse d'intervalle et la vitesse quadratique moyenne. Cette méthode est valable quand l'équation de NMO à deux termes est vérifiée. L'équation utilisée est la suivante :

$$\sin(\theta) = \frac{V_{\text{int}}}{V_{\text{rms}}} \left[\frac{X}{\sqrt{X^2 + (V_{\text{rms}} T_0)^2}} \right]$$

La figure 5.13 présente des sections à angles constants qui correspondent à des données de stack de la figure 5.6. On préserve une gamme étroite des angles de réflexion.

On a utilisé un pas d'incrément de 5° et une valeur de tolérance de 2.5° ; c'est à dire que la section à angle de 5° est obtenue après sommation de toutes les amplitudes des angles de réflexion $[2.5 \text{ } 7.5]$ degrés.



Les résultats obtenus montrent que la réflectivité aux grands angles de réflexion, au delà de 10° est forte, et l'amplitude est faible aux petits angles de réflexion inférieures à 10° .

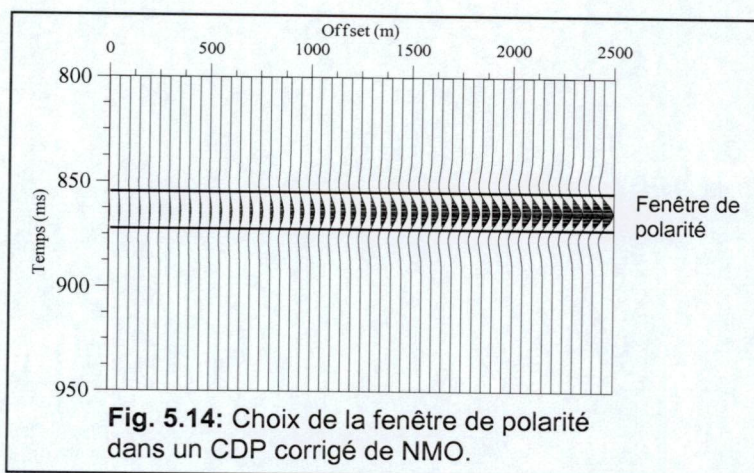
On remarque une diminution d'amplitude à angle de réflexion 20° , due au manque de couverture. Alors, le caractère anormal de AN-1, sur la section en amplitudes préservées de la figure 5.6, est causé plus par les amplitudes des traces intermédiaires et les traces lointaines.

On constate une corrélation entre les prédictions des sections à offsets constants (figures 5.7, 5.8, 5.9) et les sections à angles constants de la figure 5.13. Les deux résultats impliquent un gradient AVO important et corrélent avec les caractéristiques des grès à gaz de la classe 3.

V.1.3.2.4 Sections des attributs AVO de la 1^{ère} anomalie

On a calculé les attributs AVO, à partir des amplitudes des traces des CDP corrigées de NMO, pour confirmer ou infirmer l'interprétation précédente.

Pour éviter les erreurs de NMO, on a sélectionné l'amplitude moyenne dans une fenêtre de temps, dite de polarité, définie entre les deux zero-crossings de chaque trace (figure 5.14).



Ensuite, Une droite de lissage, au sens des moindres carrées, de ces amplitudes sélectionnées en fonction de sinus carré de l'angle d'incidence, donne l'intercept et le gradient AVO dans chaque fenêtre de polarité.

La droite de lissage représente l'équation de Shuey à deux termes. En combinant l'intercept avec le gradient, on obtient d'autres attributs (intercept*gradient, sign(intercept)*gradient, facteur fluide, ...etc.). La figure 5.15 montre les attributs AVO calculés pour la première anomalie.

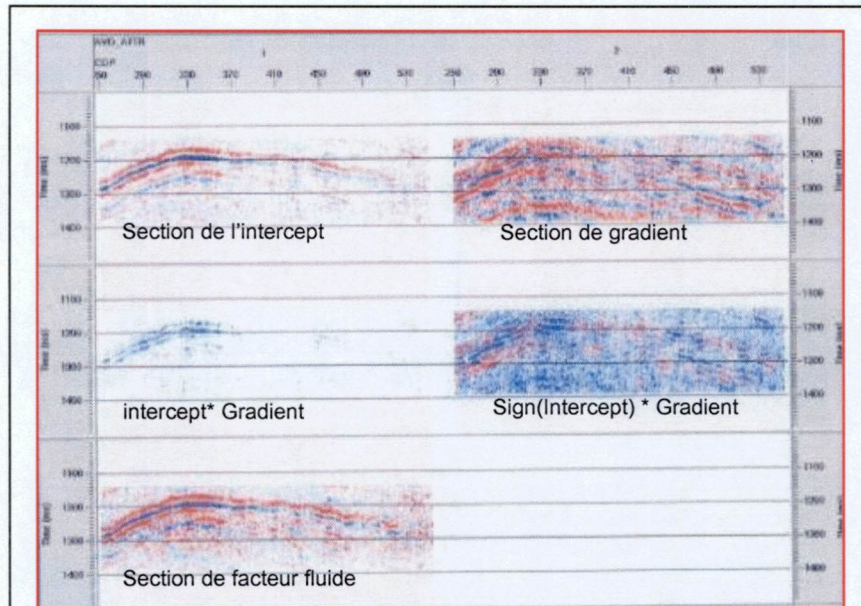


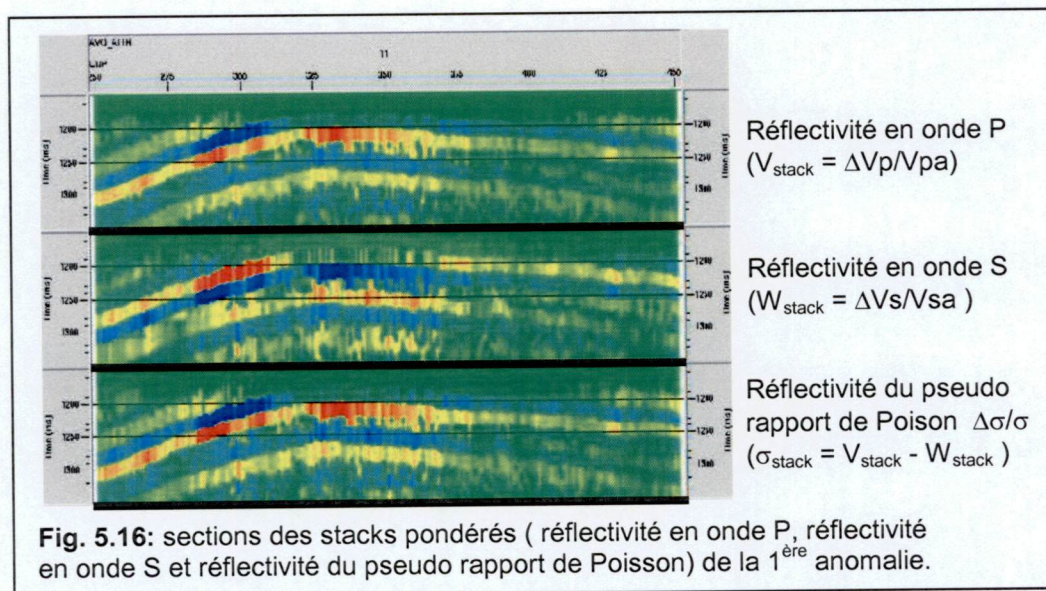
Fig. 5.15: sections des attributs AVO du premier objectif.
L'équation utilisée pour calculer les deux premiers attributs (intercept et gradient) est celle de Shuey [1985] à deux termes.

- Le premier attribut est l'intercept, il est directement lié au coefficient de réflexion à incidence normale. La section intercept montre une forte magnitude au niveau de l'anomalie. C'est une meilleure approximation, que la section classique (CMP stack), de la vraie section à zéro offset.
- Le deuxième attribut est le gradient, il représente le changement relatif de l'amplitude avec l'angle de réflexion et l'offset. La valeur absolue du gradient est forte au niveau de l'anomalie, indiquant que l'amplitude augmente avec l'angle d'incidence.
- Le troisième attribut est le produit de l'intercept par le gradient. Il renforce les réflecteurs ayant un fort intercept et un grand gradient. Cet attribut a une forte valeur absolue au niveau de l'anomalie étudiée.
Dans certaines zones, une forte amplitude de cet attribut donne les caractéristiques des grès à gaz [Ostrander, 1984].
- Le quatrième attribut est le produit du signe de l'intercept avec le gradient. Il a la valeur de gradient et une polarité qui varie avec le signe de l'intercept. Il permet de localiser les zones où la valeur absolue de l'amplitude des réflexions augmente avec l'angle d'incidence.
Cet attribut présente une forte valeur absolue au niveau de l'anomalie avec un changement de signe, dû à l'hétérogénéité du réservoir.
- Le cinquième attribut est le facteur fluide. Il est calculé en utilisant l'équation de Castagna [1985] pour estimer le rapport de vitesse V_p/V_s .
L'anomalie étudiée est bien apparue dans cet attribut, elle corrèle avec les caractéristiques des grès à gaz qui présentent un facteur fluide de forte amplitude.

V.1.3.2.5 Stacks AVO pondérés de la 1^{ère} anomalie

Les stacks pondérés de l'AVO est une méthode alternative de la méthode des attributs AVO pour l'analyse de l'amplitude des réflexions en fonction de l'offset.

La figure 5.16 représente le résultat des stacks pondérés (les réflectivités en contraste de vitesse de l'onde P ($\Delta V_p/V_{pa}$), en contraste de vitesse de l'onde S ($\Delta V_s/V_{sa}$) et du pseudo rapport de Poisson ($\Delta\sigma/\sigma$), appliqués aux CMP corrigés de NMO de la figure 5.13.



On a calculé ces stacks pondérés avec la méthode décrite par Smith et Gidlow [1987]. Les angles d'incidence sont calculés en utilisant la méthode du rapport de la vitesse V_{rms} sur la vitesse d'intervalle V_{int} .

Les stacks pondérés des trois réflectivités (V_{stack} , W_{stack} , σ_{stack}) présentent des amplitudes comparables d'un attribut à l'autre. L'anomalie, au temps 1.25sec, montre un fort contraste d'amplitude dans les trois attributs pondérés. Elle corrèle avec la réponse des grés à gaz.

V.1.3.2.6 Cross-plot AVO de la 1^{ère} anomalie

Les cross-plots AVO servent à identifier les régions anormales. Ces anomalies sont localisées par des polygones sur les données sismiques (attributs AVO) et isolée de la tendance régionale (ligne de fluide) sur les cross-plots.

La figure 5.17 montre le cross-plot AVO, de l'intercept avec le gradient de la première anomalie.

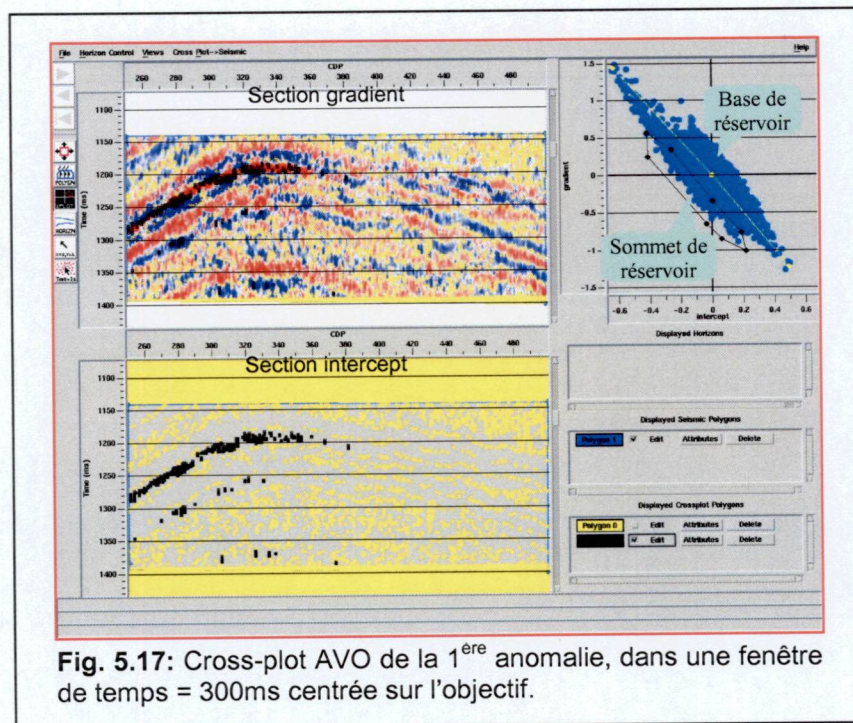


Fig. 5.17: Cross-plot AVO de la 1^{ère} anomalie, dans une fenêtre de temps = 300ms centrée sur l'objectif.

Ce cross-plot montre l'effet combiné de l'intercept (abscisse) et du gradient (ordonnée) de l'anomalie AVO, dans une fenêtre de temps choisie pour l'analyse AVO. Il présente un nuage de points sous forme d'une ellipse (en bleue) concentrée dans le troisième quadrant.

La tendance globale de la région d'étude, ou de la fenêtre du temps choisie, est représentée par la droite jaune (ligne de fluide) passant par l'axe principale de l'ellipse.

Les paires (Intercept, Gradient) de cette ligne de fluide correspondent aux points en jaune sur les deux sections d'attributs. Ils correspondent aux argiles, aux roches remplies d'eau et aux zones de faible compressibilité.

Les points contenus dans le polygone noir, concentrés dans le troisième quadrant, donnent des tendances de forte compressibilité dues à la présence d'hydrocarbures au sommet du réservoir.

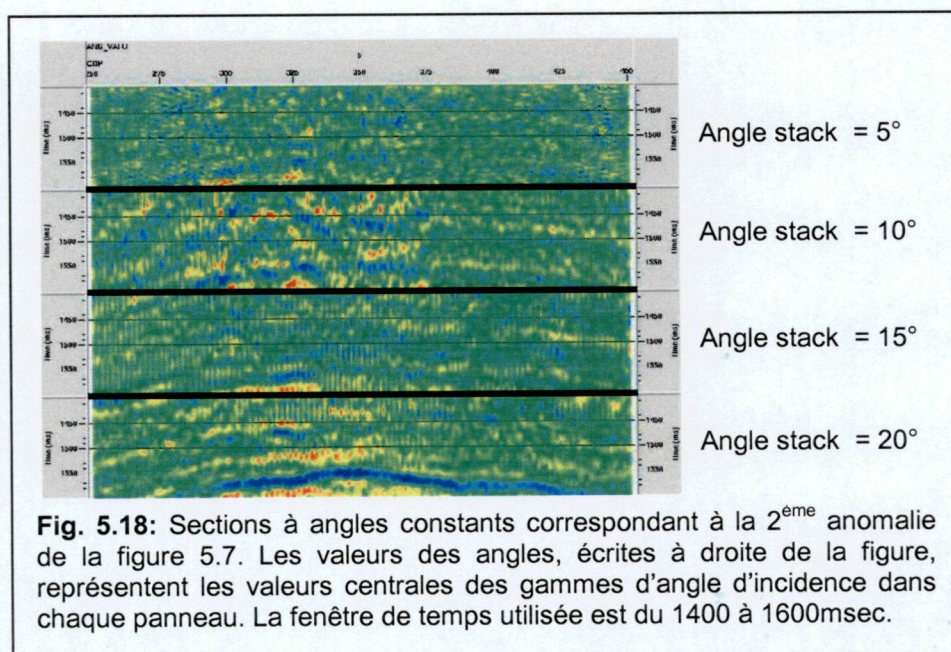
Ces tendances correspondent au nuage de points en noir, sur les deux sections d'attributs AVO (intercept et gradient), et ils définissent l'extension latérale de l'anomalie.

V.1.3.2.7 Stacks partiels par angles de la 2^{ème} anomalie

La figure 5.18 montre les sections à angles constants de la deuxième anomalie. Elles correspondent aux données de stack migré de la figure 5.7.

On a converti les collections CDP en offset corrigés de NMO en collections à angles, en utilisant la méthode du rapport de vitesse d'intervalle sur la vitesse quadratique moyenne.

La gamme angulaire [5 – 20] degrés a été préservée, avec un pas d'incrément de 5° et une tolérance de 2.5°.



Les résultats obtenus montrent que la réflectivité aux grands angles de réflexion, au delà de 15°, est plus forte que celle aux petits angles de réflexion.

D'où, l'apport des traces lointaines dans la construction de l'amplitude de l'anomalie AN-2, sur la section en amplitudes préservées de la figure 5.7, est très significatif que l'apport des traces proches ayant un angle d'incidence inférieur à 15°.

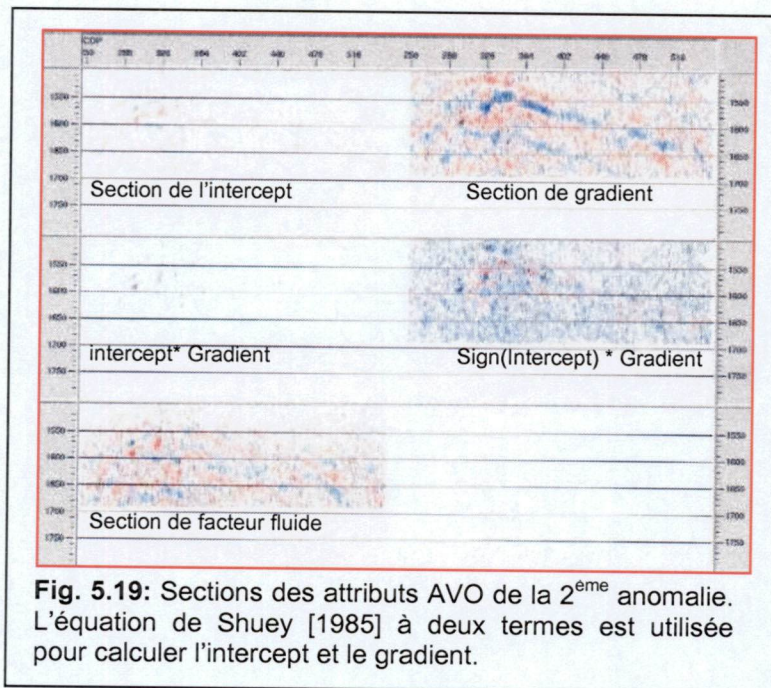
Ceci implique un gradient AVO plus important par rapport à celui de la première anomalie.

L'anomalie AN-2 présente un caractère de variation de l'amplitude de réflexion, en fonction de l'angle d'incidence, semblable aux caractéristiques AVA d'un grès à gaz de la classe 2.

V.1.3.2.8 Attributs AVO de la 2^{ème} anomalie

La figure 5.19 présente les attributs AVO de cette anomalie. On les a calculés à partir des amplitudes moyennes, dans une fenêtre de polarité, des traces composant les CMP corrigés de NMO et non sommés (Fig. 5.14).

On a estimé l'intercept et le gradient, à chaque temps d'échantillon des CMP, en utilisant la droite de lissage de l'équation de Shuey à deux termes [1985], au sens des moindres carrées et dans une gamme angulaire inférieure à 30° .

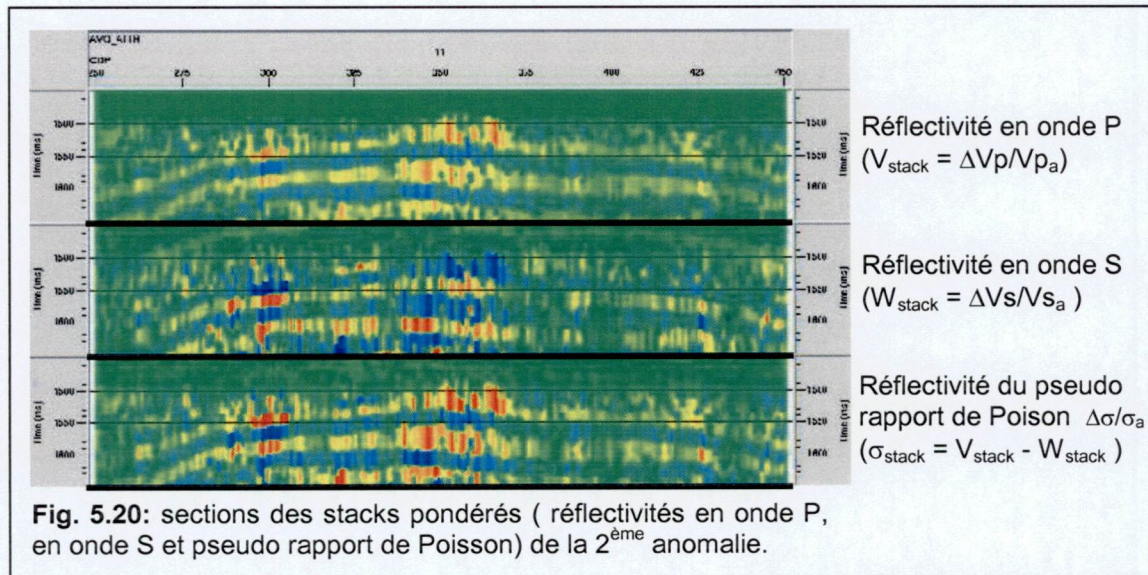


- La section intercept montre une magnitude faible, proche de zéro, au niveau de l'objectif.
- Le gradient présente une forte valeur négative sur une portion de l'anomalie impliquant que l'amplitude de la réflexion augmente avec l'angle de réflexion. Les amplitudes des réflexions deviennent plus grandes aux grands angles d'incidence. On constate que le gradient change de signe dû à l'hétérogénéité du réservoir.
- Le produit de l'intercept avec le gradient a donné une très faible valeur au niveau de l'anomalie, dû à la faible valeur de l'intercept. Les grès à gaz de la classe 2 présentent un faible intercept et un gradient consistant [Rutherford, 1989].
- Le produit du signe de l'intercept avec le gradient présente un changement de signe au niveau de l'anomalie. Ceci signifie que l'amplitude absolue de la réflexion sur l'objectif, augmente (si le produit est positif) avec l'angle d'incidence et elle décroît sur d'autres CDP avec l'angle d'incidence (si le produit est négatif).
- L'anomalie est plus significative sur la section du facteur fluide; mais elle est faible par rapport à celle de la première anomalie.

V.1.3.2.9 Stacks AVO pondérés de la 2^{ème} anomalie

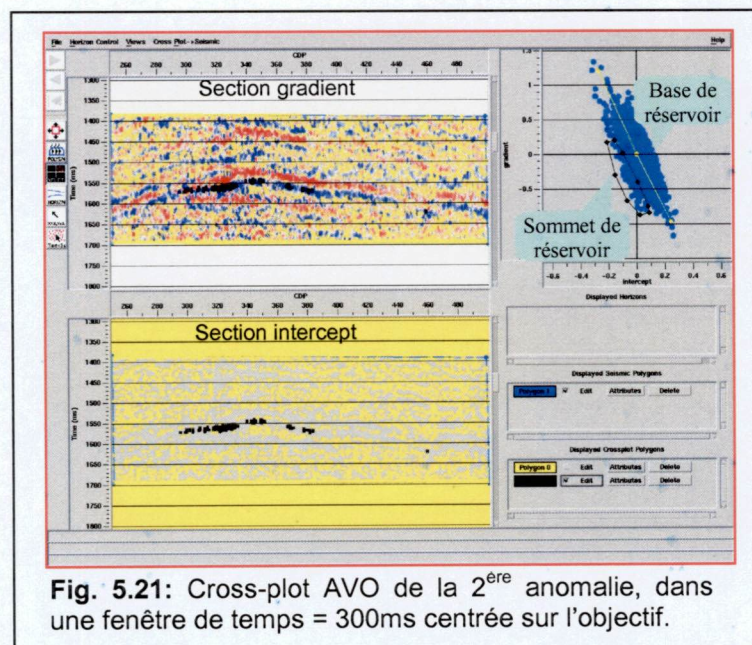
La figure 5.20 montre le résultat des stacks AVO pondérés $\Delta V_p/V_{pa}$, $\Delta V_s/V_{sa}$ et $\Delta\sigma/\sigma_a$ de la deuxième anomalie, obtenus par l'application des coefficients de pondération, calculés au sens des moindres carrés [Smith et Gidlow, 1987].

L'anomalie du réservoir à gaz au temps 1.575 seconde est apparente sur les trois stacks, elle présente des amplitudes fortes et négatives. L'anomalie est plus importante sur les stacks $\Delta V_s/V_{sa}$ et $\Delta\sigma/\sigma_a$.



V.1.3.2.10 Cross-plot AVO de la 2^{ème} anomalie

La figure 5.20 présente le cross-plot AVO, du gradient en fonction de l'intercept, de la deuxième anomalie. La fenêtre du temps, choisie pour l'analyse du cross-plot, a une largeur de 300 ms, centrée sur l'objectif.



Le cross-plot présente un nuage de points sous forme d'une ellipse (en bleu) dont l'axe principal (droite en jaune) représente la tendance régionale ou la ligne de fluide. Elle correspond aux points en jaune sur les deux sections d'attributs, et elle représente les zones sans anomalie saturées en eau.

Les paires de points (R(0), G), contenues dans le polygone noir distant de la ligne de fluide, donnent des tendances de la compressibilité et de la présence des hydrocarbures au sommet du réservoir. Ces tendances localisées et isolées sur le cross-plot, correspondent au nuage de points en noir sur les sections de l'intercept et du gradient. L'extension spatiale de l'anomalie est environ 3.5Km.

V.1.3.2.11 Contraste d'impédance acoustique

La figure 5.18 représente le contraste d'impédance acoustique, estimée à partir de la réflectivité de large bande fréquentielle de l'intercept AVO, des deux anomalies.

On a utilisé la méthode d'inversion linéaire qui permet une inversion combinée, en incorporant l'information contenue dans l'intercept et les vitesses d'intervalle.

On a transformé l'intercept en une réflectivité de bande fréquentielle large, par sommation de sa valeur initiale avec la réflectivité de basses fréquences, calculée à partir des vitesses d'intervalle qui sont calculées à partir des vitesses de stack. on a utilisé l'équation de Gardner pour calculer la densité.

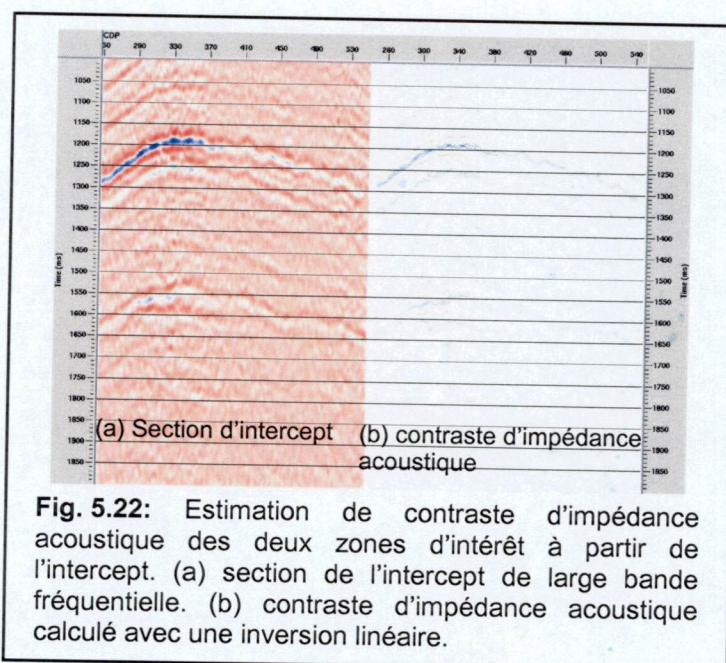


Fig. 5.22: Estimation de contraste d'impédance acoustique des deux zones d'intérêt à partir de l'intercept. (a) section de l'intercept de large bande fréquentielle. (b) contraste d'impédance acoustique calculé avec une inversion linéaire.

Le résultat obtenu montre un contraste d'impédance acoustique fort et négatif au niveau de la première anomalie, et moins important au niveau de la deuxième anomalie.

La première anomalie corrèle avec les caractéristiques des grès à gaz de la classe 3, et la deuxième anomalie corrèle avec la réponse des grès à gaz de la classe 2 [Rutherford, 1989].

V.2 Exemple 2: Région Mekerrane (Bahar El Hammar)

Cette deuxième étude est réalisée sur le profil sismique MK20, situé dans la région Mekerrane – Bahar El Hammar du bassin de l'Ahnnet.

Ce profil sismique présente une forte anomalie d'amplitude du type 'Bright Spot' au niveau de l'Ordovicien sur la structure de Bahar El Hammar.

Cette structure est faillée et représente un réservoir productif du gaz. Le réservoir Ordovicien dans cette région a une porosité environ 10% et une bonne perméabilité. La colonne du gaz est importante et la production moyenne est d'environ 200000m³ par jour.

V.2.1 Cadre géographique

La région de Mekerrane se situe dans la partie Nord-Ouest du bassin de l'Ahnnet qui se trouve dans la partie centrale du Sahara, entre les parallèles 24°2N et 27°50N et les méridiens 1°E et 3°2N.

La figure 5.1 montre que ce bassin est limité par:

- L'ensellement de Djoua et la voûte d'Azzene au nord, qui le sépare de Sbaa.
- L'ensellement d'Azzel Mati à l'Ouest, qui en est séparé du bassin de Reggane.
- L'éperon d'Idjerane à l'Est, qui en est séparé du bassin de Mouydir.
- La plaine de Tanezrouft du bouclier de Touareg au sud.

V.2.2 Cadre géologique

La région de Mekerrane est la limite géologique entre les bassins de l'Ahnnet et de Reggane. La couverture sédimentaire dans cette région est peu épaisse de l'ordre de 1000m et elle est composée essentiellement des séries paléozoïques.

Les sédiments Paléozoïques affleurent dans la plus grande partie du bassin dont l'évolution structurale est liée à la tectonique du massif du Hoggar. Cette région est affectée par une tectonique cisailante.

La zone d'étude s'articule autour de la structure de Bahar El Hammar qui est un anticlinal faillé. La structure a été reconnue par plusieurs forages et elle a produit beaucoup du gaz.

Les principaux objectifs pétroliers sont les grès de Dévonien inférieur et ceux du Cambro-Ordovicien. Ces réservoirs sont friables et peuvent être fracturés, ils sont situés à des profondeurs allant du 300 à 1000m .

V.2.3 Le Profil sismique MK20

Le profil sismique MK20 traité en amplitudes préservées pour l'analyse AVO, passe par la structure anticlinale de Bahar El Hammar; il est de direction SO-NE.

Il a été exploité avec les paramètres d'acquisition suivants :

- | | |
|-------------------------------------|-------------------|
| - Source sismique | : dynamite |
| - Nombre de traces par point de tir | : 48 |
| - Intertrace | : 100m |
| - Type de dispositif | : Tir au centre |
| - Offset | : 200m |
| - Offset maximum | : 2500m |
| - Intershot | : 100m |
| - Couverture | : 2400% |
| - Pas d'échantillonnage | : 2 millisecondes |

La source sismique consistait en des charges d'explosif étalées en surface sur des nappes de 100m. La longueur de la nappe de géophones de la trace est égale à 100m.

La séquence de traitement en amplitudes préservées qui a été appliquée est représentée sur la figure 5.3. Elle permet d'obtenir des amplitudes le plus possible représentatives du contraste d'impédance.

La figure 5.23 représente la section sismique obtenue après le traitement en amplitudes préservées. Elle montre une anomalie d'amplitude, de type 'Bright Spot' au niveau de l'Ordovicien, entre 900 et 1050ms.

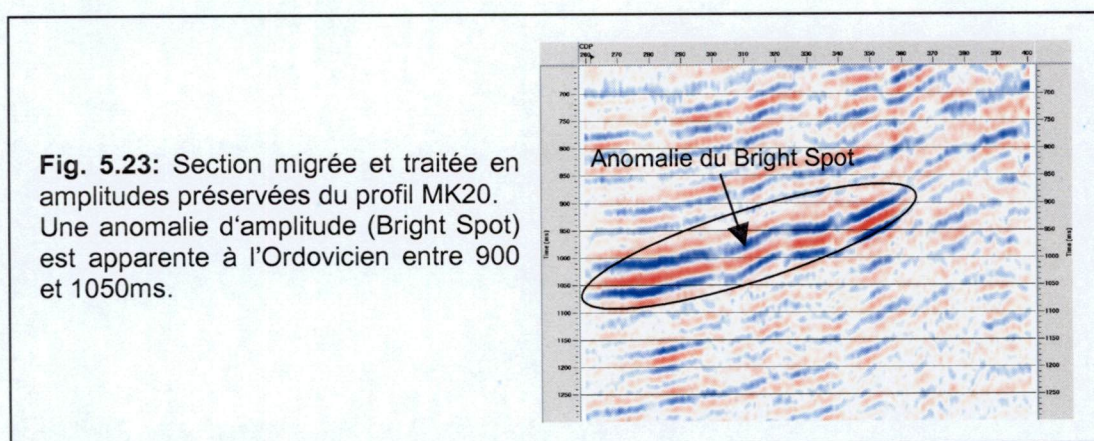


Fig. 5.23: Section migrée et traitée en amplitudes préservées du profil MK20. Une anomalie d'amplitude (Bright Spot) est apparente à l'Ordovicien entre 900 et 1050ms.

L'anomalie est située dans le compartiment sédimentaire affaissé de la faille. Elle présente quatre segments de forte amplitude sismique.

Trois procédures d'analyse AVO ont été utilisées en vue de caractériser l'anomalie observée, les additions partielles, les attributs et les cross-plots AVO.

V.2.3.1 Stacks partiels

Des stacks partiels, par plages d'angles d'incidence (figure 5.24), ont été établis pour estimer le mode de variation de l'amplitude de l'anomalie avec l'angle d'incidence et renforcer sa détectabilité.

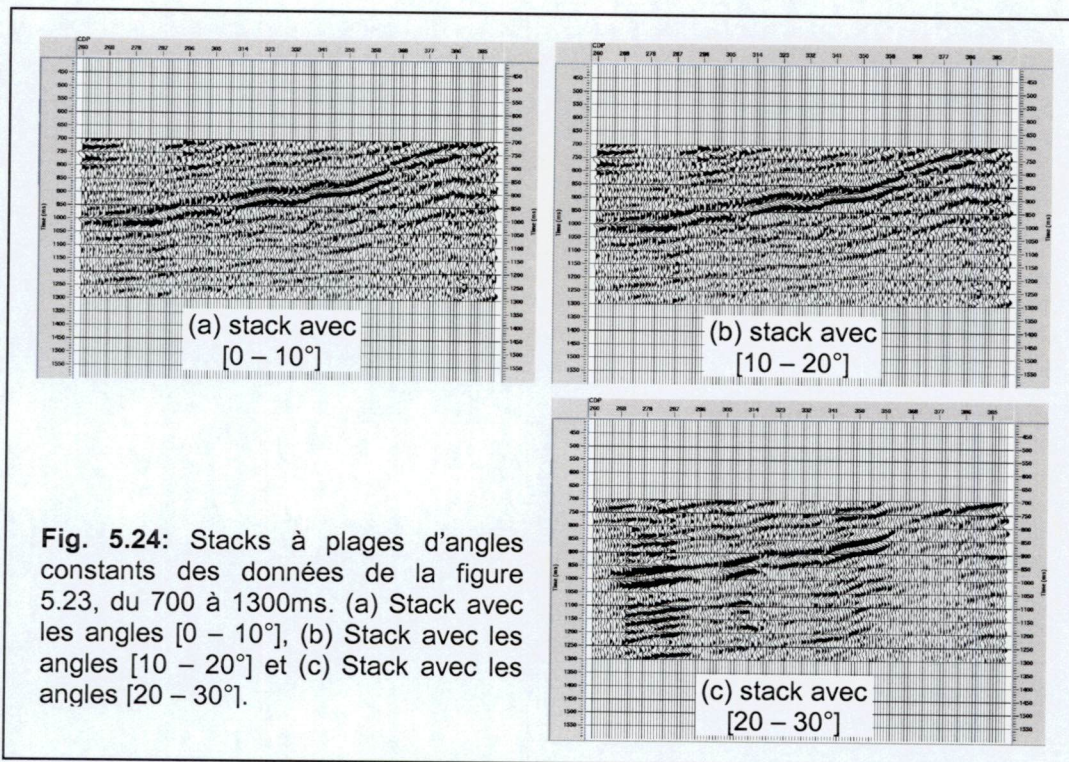


Fig. 5.24: Stacks à plages d'angles constants des données de la figure 5.23, du 700 à 1300ms. (a) Stack avec les angles $[0 - 10^\circ]$, (b) Stack avec les angles $[10 - 20^\circ]$ et (c) Stack avec les angles $[20 - 30^\circ]$.

Le résultat montre que l'intensité de la réflexion de l'anomalie, aux petits angles d'incidence [fig. 5.24(a)], est assez grande.

Le taux de variation de l'amplitude de la réflexion, des petits aux grands angles d'incidence, n'est pas fort; comparativement à celui dans un réservoir à gaz de la classe 1 et 2.

Nous déduisons que tous les angles d'incidence contribuent, d'une manière significative, à la construction de l'amplitude de l'anomalie de la figure 5.23, qui présente le caractère d'un grès à gaz de la classe 3.

La figure 5.25 présente trois collections CMP adjacentes, correspondant au Bright Spot de la figure 5.23, organisés en collections d'offsets et d'angles d'incidence constants.

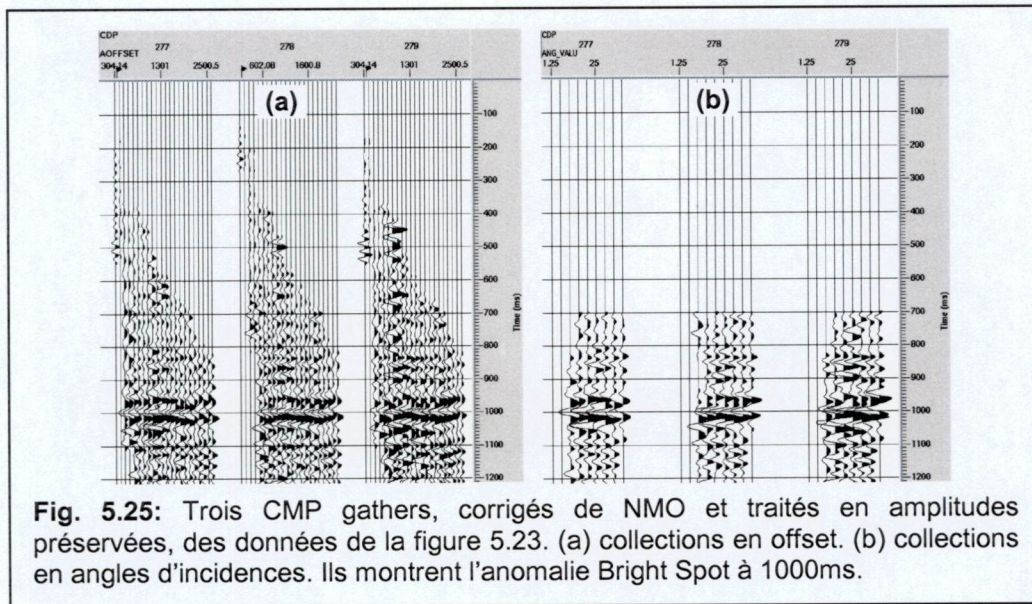


Fig. 5.25: Trois CMP gathers, corrigés de NMO et traités en amplitudes préservées, des données de la figure 5.23. (a) collections en offset. (b) collections en angles d'incidences. Ils montrent l'anomalie Bright Spot à 1000ms.

Les collections en angle, calculées avec un pas de 5° et une tolérance de 2.5° , sont moins bruitées.

Au niveau de l'objectif :

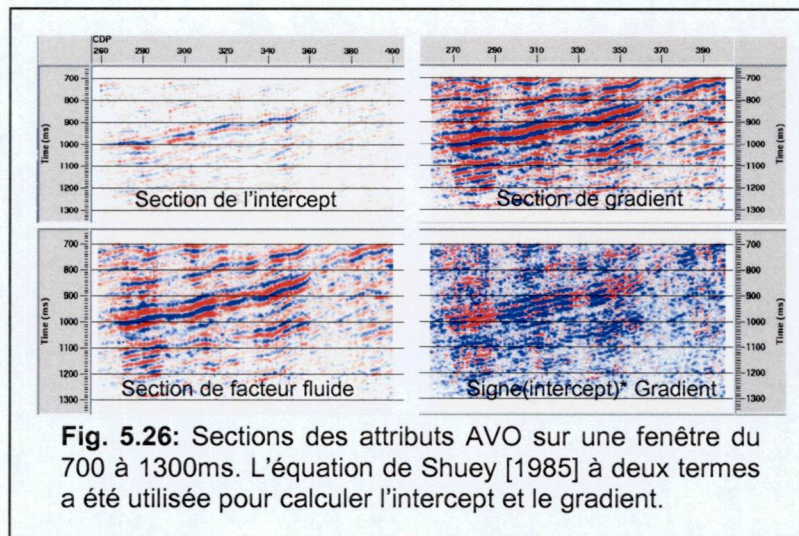
- L'offset proche correspond à un angle d'incidence environ de 5° .
- L'offset lointain correspond à un angle d'incidence environ de 40° .

Nous constatons que l'amplitude, de la réflexion sur l'objectif, est forte et augmente avec l'angle d'incidence ou l'offset, impliquant un gradient AVO.

V.2.3.2 Attributs AVO

La figure 5.26 montre les attributs AVO, calculés à partir des amplitudes moyennes des traces composant les CMP corrigés de NMO.

L'intercept et le gradient sont calculés avec la méthode des moindres carrées, en utilisant l'équation de Shuey à deux termes.



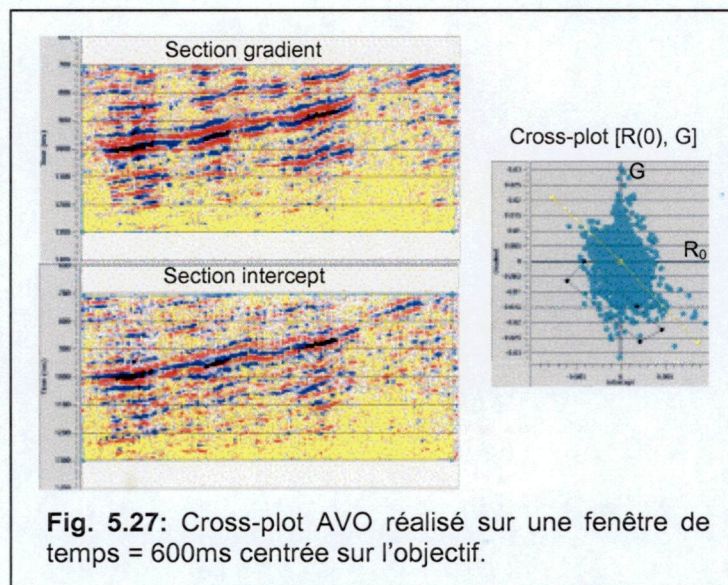
- Nous observons, sur la section intercept et au niveau de réflecteur objectif, de fortes amplitudes négatives sur quatre segments.
- La section gradient, la plus déterminante dans l'interprétation des réservoirs à gaz, montre une forte amplitude négative.
- La section produit, du signe de l'intercept avec le gradient, présente de fortes amplitudes positives sur trois segments et négatives sur deux segments.
- L'anomalie est très apparente sur la section du facteur de fluide.

Le comportement de ces attributs, indique une forte occurrence de présence de gaz dans les trois segments de même niveau géologique (Ordovicien).

V.2.3.3 Cross-plot AVO

Le cross-plot du gradient avec l'intercept, étudié sur une fenêtre de temps égale à 600ms et centrée sur l'objectif, est représenté sur la figure 5.27.

Le cross-plot obtenu, présente une ellipse assez large dans le sens de la tendance d'effet de fluide et de la compressibilité.



La tendance régionale de la ligne des fluides ou les argiles et les roches saturées d'eau est représentée en jaune.

Le polygone noir, entoure les tendances de compressibilité et de l'effet d'hydrocarbures, est concentré dans le troisième quadrant et distant de la ligne des fluides. Ceci caractérise le Bright Spot classique et indique que l'anomalie est du type de réservoir de la classe 3.

La zone délimitée par le polygone noir correspond aux trois segments distincts de l'anomalie. Ces segments sont représentés en noir sur les deux sections d'attributs.

CONCLUSION

CONCLUSION

L'analyse AVO effectuée sur les deux profils a confirmé les résultats obtenus dans des puits avoisinants.

- Dans le premier exemple (GOURARA), les deux anomalies du **Tournaisien** et de l'**Ordovicien** ont été testés (test de formations après le forage) et elles ont débité respectivement **1375 m³/h** et **10165 m³/h** de gaz. La structure de **Bou Haddid** dans cette région présente une colonne de gaz importante, la production moyenne est évaluée à quelques **230000 m³/jour**.
- Dans le deuxième exemple (MEKERRANE), l'anomalie AVO du cambro-ordovicien a débité **80.000 m³/jour** du gaz. La production moyenne du gaz de ce prospect est d'environ **200.000 m³/jour**.

La qualité moyenne des données sismiques acquises, le mode d'acquisition privilégiant la double redondance de la couverture multiple (tir et réception sur piquets) la faisant passer de 24 à 12, la grandeur des nappes affectant la résolution du signal, les tirs en surface et par des charges importantes font qu'il est difficile de confirmer la validité de l'interprétation lithologique sans ambiguïtés.

Nous pouvons conclure que l'analyse AVO, quand elle est menée d'une façon minutieuse et efficace, est la signature sismique de la lithologie et qu'elle est appelée à figurer parmi les outils les plus efficaces de détection directe des hydrocarbures.

Dans les sédiments clastiques, l'analyse AVO a réduit les risques de forages secs dans beaucoup de régions du monde et spécialement dans les marges du golfe du Mexique où le taux de succès a été augmenté du 14 à 56%.

Aujourd'hui, l'analyse AVO est devenue un outil important en recherche pétrolière pour la prédiction de la lithologie et les types de fluides dans les roches réservoirs. En Algérie nous en sommes aux premiers essais de la méthode.

Recommandation :

- La présence de biseaux sur la section sismique GOU10 ouvre l'éventualité de pièges stratigraphiques, qu'il serait utile d'étudier avec une sismique de meilleure qualité.
- Pour mener une étude plus robuste sur les plans structural, stratigraphique et lithologique, il est nécessaire d'avoir un échantillonnage des mesures plus serré, une couverture multiple plus importante et un maillage sismique plus fin pour assurer la continuité inter-puits dans le bassin.
- Les modèles synthétiques AVO, par rapport aux films synthétiques classiques, sont bien plus élaborés pour la corrélation des données sismiques à la lithologie de puits, étant donné qu'ils tiennent compte du coefficient de Poisson. Le coefficient de Poisson est un paramètre inhérent à des mesures sismiques ; comme les vitesses ou les densités, il dispose de la capacité de construire un contraste d'impédance acoustique.
- Une analyse AVO en ondes P, complétée en parallèle, les ondes S et les attributs sismiques, peut largement améliorer le succès de détection de gaz et aussi de comprendre certains échecs d'exploration.
- L'intégration de plusieurs informations (géophysique, diagraphe, géologie, réservoir...) réduit la non unicité des processus d'interprétation; en effet l'intégration soignée et systématique de ces différentes disciplines dans l'interprétation permet d'extraire davantage d'information quantitative des mesures sismiques.

Nous avons encore beaucoup à apprendre car chacune des disciplines (géologie, pétro-physique, ingénierie de réservoir et géophysique) participant à l'étude du potentiel en hydrocarbures d'une région a ses propres limites en résolution.

Quelques limites de l'analyse AVO :

1. Les grès à forte porosité, se juxtaposant aux argiles, peuvent causer une augmentation des amplitudes avec l'offset, de façon similaire à celle pouvant être causée par un grès à gaz avec moins de porosité.
2. La raieillance peut causer une réponse AVO croissante. La raieillance peut provenir des couches minces ou des zones de biseautage dont les réflexions se superposent avec l'offset.
3. Le changement transversal des taux d'anisotropie présents dans les zones étudiées et les roches encaissantes peuvent causer des changements aux réponses AVO des réflexions, en particulier les changements d'anisotropie entre les grès imprégnés d'eau et les argiles ou à l'intérieur d'une séquence d'argiles peuvent amener une réflexion à augmenter en amplitude avec l'offset même en présence d'un contraste d'impédance acoustique entre les roches.
4. L'effet Domenico qui stipule qu'une petite quantité de gaz peut avoir le même effet qu'une saturation complète en gaz dans un réservoir.
5. La réponse AVO dans un paquet de grès qui dépend non seulement du degré d'argilosité mais aussi de la distribution de cette argile dans le paquet de grès.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Antonio C.B. Ramos, 1998 " *AVO processing calibration* " the Leading Edge, Aout 1998.
- [2] Bachta M., Kassouri A., Bellili K. et Toutaoui A., 2000 " *Apport de la technique AVO pour la détection des champs à gaz en Algérie* ". UIIG, 21^{ème} congrès mondial du gaz, France, Nice Juin 2000.
- [3] Benhama A., 1995 " *Cours de traitement sismique* ".
- [4] Castagna J.P and Backus M., 1993 " *Offset dependent reflectivity - Theory and practice of AVO analysis* " Investigation in geophysics N°. 8, SEG, TUSLA.
- [5] Castagna J.P, 1997 " *Principles of AVO crossplotting* " the Leading Edge, April 1997.
- [6] Castoro A. and Al., 2001 " *Thin-bed AVO : Compensating for the effects of NMO on reflectivity sequences* " Geophysics, Vol. 66, N°.6, Novembre-Decembre 2001.
- [7] Christopher P. Ross, 2000 " *Improved crossplot analysis using visualization techniques* " the Leading Edge, Novembre 2000.
- [8] Foster D.J. and Al., 1999 " *Interpreting AVO responses* " SEG Expanded abstracts, 1999.
- [9] Gueham A. et Missoum S. A., 1993 " *Analyse AVO* ". Mémoire de fin d'étude.
- [10] Hampson D., 1999 " *AVO lithology prediction using multiple seismic attributes* " SEG Expanded abstracts, 1999.
- [11] Hilterman F., 1990 " *Is AVO the signature of lithology? A case history of ship Shoal-South addition* " the Leading Edge, Juin 1990.
- [12] Kassouri A., 2002 " *Analyse et interprétation AVO pour la détection du gaz dans un prospect du Sud Ouest Algérien* ". GExploRE2002, Boumerdès, Mars 18-20, 2002.

- [13] Kassouri A. et Djeddi M., 2002 " *variation des amplitudes des ondes sismiques avec la distance émetteur - récepteur. Application pour la détection du gaz*". Bulletin du service géologique de l'Algérie, Vol. 13, n° 2, 2002.
- [14] Kassouri A., 2003 " *Lithology and gas detection by AVO crossplot polarization and intercept inversion* ". EAGE 65th Conference & Exhibition, Stavanger, Norvège Juin 2003.
- [15] Keho T., 2001 " *the AVO hodograms: using polarization to identify anomalies* " the Leading Edge, Novembre 2001.
- [16] Kelly M. and Al., 2001 " *AVO inversion, Part 1: Isolating rock property contrasts* " the Leading Edge, Mars 2001.
- [17] Kelly M. and Al., 2001 " *AVO inversion, Part 2: Isolating rock property contrasts* " the Leading Edge, Avril 2001.
- [18] Lavaud B., 1999 " *Pushing AVO inversion beyond linearized approximation: a new parametrization and crossplotting* " SEG Expanded abstracts, 1999.
- [19] Mahob P.N., 2002 " *AVO hodograms and polarization attributes* " the Leading Edge, Janvier 2002.
- [20] Malkin A. and Al., 1999 " *Amplitude inversion of reflectivity type AVO attributes* " SEG Expanded abstracts, 1999.
- [21] Mallick S., 1993 " *A simple approximation of the P-wave reflection coefficient and its implication in the inversion of amplitude variation with offset data* " Geophysics, Vol. 58, N°4, Avril 1993.
- [22] Mallick S., 1995 " *Model-based inversion of amplitude variation with offset data using a genetic algorithm* " Geophysics, Juillet - Aout 1995, Vol.60, N°4.
- [23] Ostrander W. J., 1984 " *Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence* " Geophysics, Vol. 49, N°10, Octobre 1984.

[24] Pratt T.L., 1993 " *AVO and fluids in the deep crust: A cocorp case study* "
the Leading Edge, Mars 1993.

[25] Rutherford S.R. and Al., 1989 " *Amplitude-versus-offset variations in gas sands* "
Geophysics, Vol. 54, N°.6, Juin 1989.

[26] Sams M., 1998 " *Yet another perspective on AVO crossplotting* "
the Leading Edge, Juillet 1998.

[27] Shuey R.T., 1985 " *A simplification of the Zoeppritz equations* "
Geophysics, 1985, Vol. 50.

[28] Simm R. and Al., 2000 " *the anatomy of AVO crossplots* "
the Leading Edge, Fevrier 2000, Vol. 19, N°. 2

[29] Smith G.C. and Gidlow P.M., 1987 " *Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas* "
Geophysical Prospecting, Vol. 35, N°.9, Novembre 1987.

ANNEXES

Ligne des fluides et tendances AVO dans les cross-plots :

Les réflexions sur le top des grès saturés du gaz sont représentées sur une tendance en dessous de la ligne des fluides, et les réflexions de la base des grès à gaz encaissés par les argiles, sont représentées sur une tendance au dessus de la ligne des fluides (fig.1). La variation de la porosité et de l'argilosité dans un réservoir donne des réponse AVO suivant des directions parallèles à la ligne des fluides [D.J. Foster, 1999].

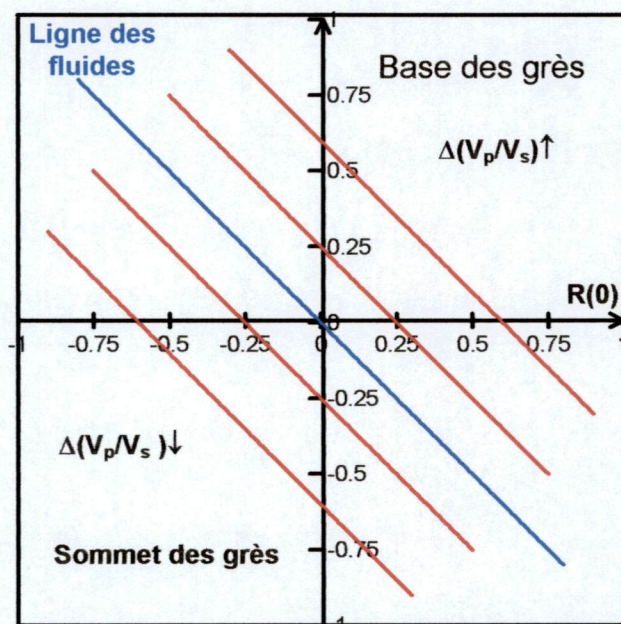


Fig.1 : Tendances de Gradient - intercept et réponses AVO au sommet et à la base des grès à gaz [D.J. Foster, 1999].

La distance de ces différentes tendances à la ligne des fluides augmente avec la compressibilité du réservoir (fig.2).

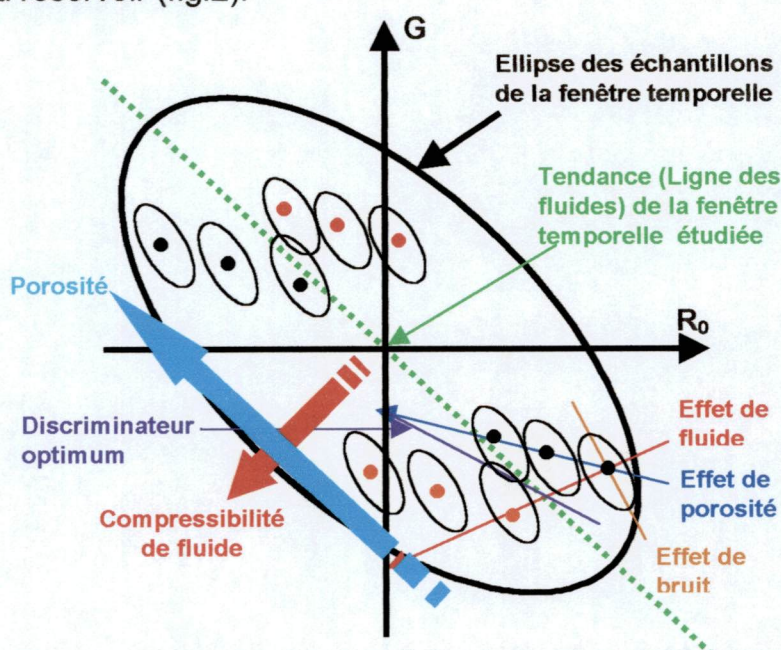


Fig. 2 : Crossplot AVO de la fenêtre temporelle centrée sur objectif

Les cross-plots sont importants pour représenter les données AVO. L'avantage de ce plot, est que les tendances AVO liées aux variations des propriétés de la roche et des fluides peuvent être observées et différenciées. Ces tendances sont difficiles à être distinguées par les stacks partiels en angles ou en offset, ou bien avec les attributs AVO.

Polarisation et hodograme AVO :

Les méthodes classiques se sont basées sur la déviation de la tendance des grès à gaz de celle des argiles ou des grès secs dans un crossplot AVO tel que l'intercept avec le gradient. L'inconvénient de cette approche, est qu'elle néglige l'ondelette sismique. Quand une ondelette est convoluée avec les coefficients de réflexion, chaque point du crossplot AVO (point rouge dans le crossplot de la figure 3) devient un ensemble de points, qui sont distribués sur les quatre quadrants du crossplot (fig.3). Le pic de l'ondelette est dans le quadrant IV, et ses deux lobes secondaires sont dans le quadrant II.

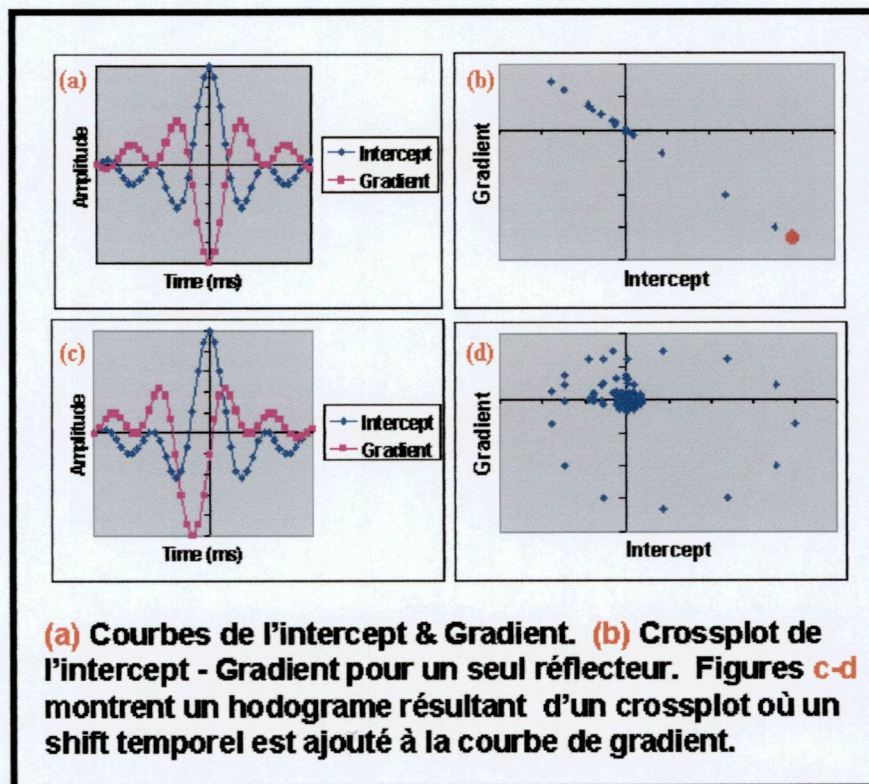


Fig. 3 : Exemple des amplitudes de l'intercept et du gradient pour le cas d'un seul réflecteur et effet de l'ondelette sur la forme des crossplots.

Ce processus donne un hodograme AVO, dans lequel le mouvement de la particule AVO est polarisé le long de la tendance du sous-sol (ligne des fluides) pour les événements sismiques qui ne présentent pas des anomalies, et il est polarisé suivant des angles différents de la ligne des fluides dans le cas des anomalies. Par conséquent, il est évident que le paramètre principal qui définit un événement dans un hodograme est son angle de polarisation. Cette approche identifie directement les classes des anomalies AVO.

La figure 4 montre la convention utilisée pour l'angle de polarisation. L'angle est calculé par rapport à la tendance globale qui coïncide avec la deuxième bissectrice du crossplot. Ceci simplifie l'interprétation.

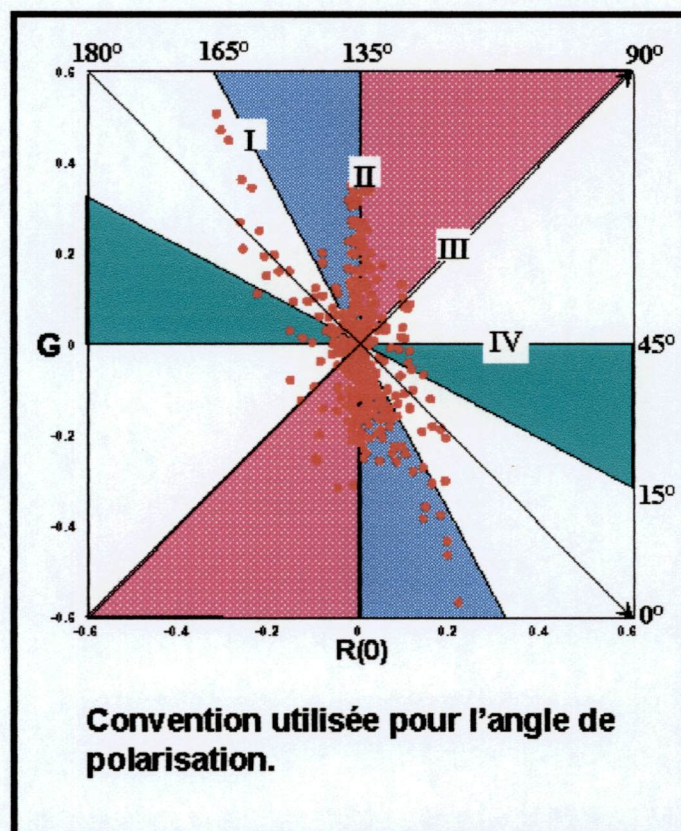


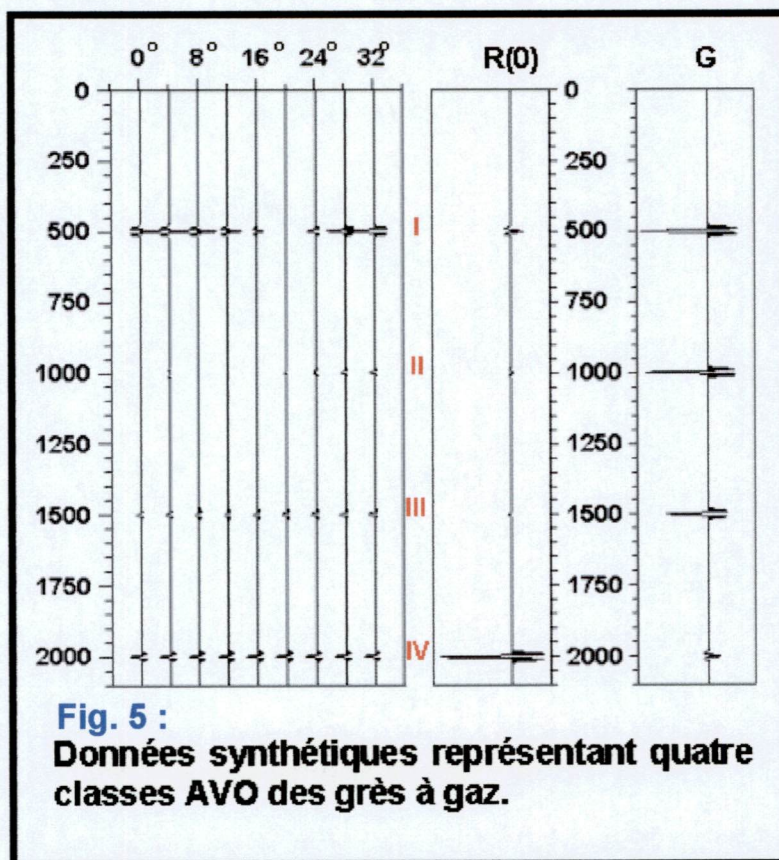
Fig. 4 : Convention utilisée pour l'angle de polarisation et les différentes classes de l'AVO.

Données synthétiques :

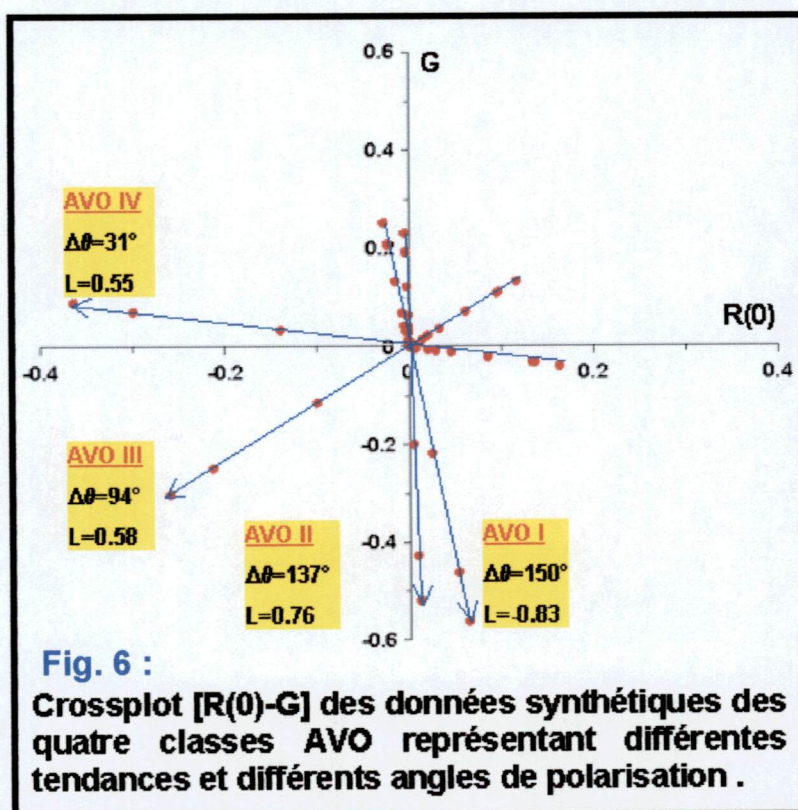
Un exemple simple est montré ci-dessous pour décrire la relation entre les hodogrammes et les crossplots AVO. Le modèle géologique choisi consiste de quatre classes des réservoirs gréseux. La collection CDP est générée en utilisant l'algorithme du tracé de rayon et une ondelette Ricker avec une fréquence dominante de 30Hz et une longueur de 200ms (figure 5).

Dans cet exemple, nous avons calculé deux attributs, l'intercept et la gradient, par l'analyse AVA, en utilisant la gamme angulaire $2^\circ - 32^\circ$. Nous avons réalisé les crossplots Intercept-Gradient pour chaque classe du modèle et ensuite nous avons calculé leurs hodogrammes correspondants.

La figure 6 montre les hodogrammes des différents événements du modèle de la figure 5. Pour calculer les attributs de polarisation (l'angle et l'intensité AVO) Nous avons utilisé une fenêtre de 25ms de longueur ($4/5 T$; T est la période de l'ondelette), après avoir effectué plusieurs tests. L'angle de polarisation de la tendance du sous-sol (ligne des fluides) est égal à 45° ($2^{\text{ème}}$ bissectrice). La différence d'angle de polarisation, de chaque classe AVO, est calculée par rapport à l'angle de la tendance globale (45°).



On remarque sur les résultats des hodogrammes (fig.6) que les quatre classes des réservoirs sont distinctes et présentent différents attributs de polarization (angle de polarization et intensité AVO).



Données réelles (Prospect Gourara) :

L'angle de polarisation est calculé pour chaque échantillon d'un point CMP, en utilisant une fenêtre de temps d'une longueur égale environ à la longueur d'onde (28ms). Cet angle est comparé à l'angle de polarisation du sous-sol (ligne des fluides). L'angle de la tendance du sous-sol varie avec la profondeur [le rapport V_p/V_s décroît, Castagna et al., 1998]. Toute déviation de la ligne des fluides est un indice d'hydrocarbure ou d'une lithologie non usuelle.

La figure 7 présente le crossplot AVO de l'anomalie du prospect Gourara (bassin de sbaa).

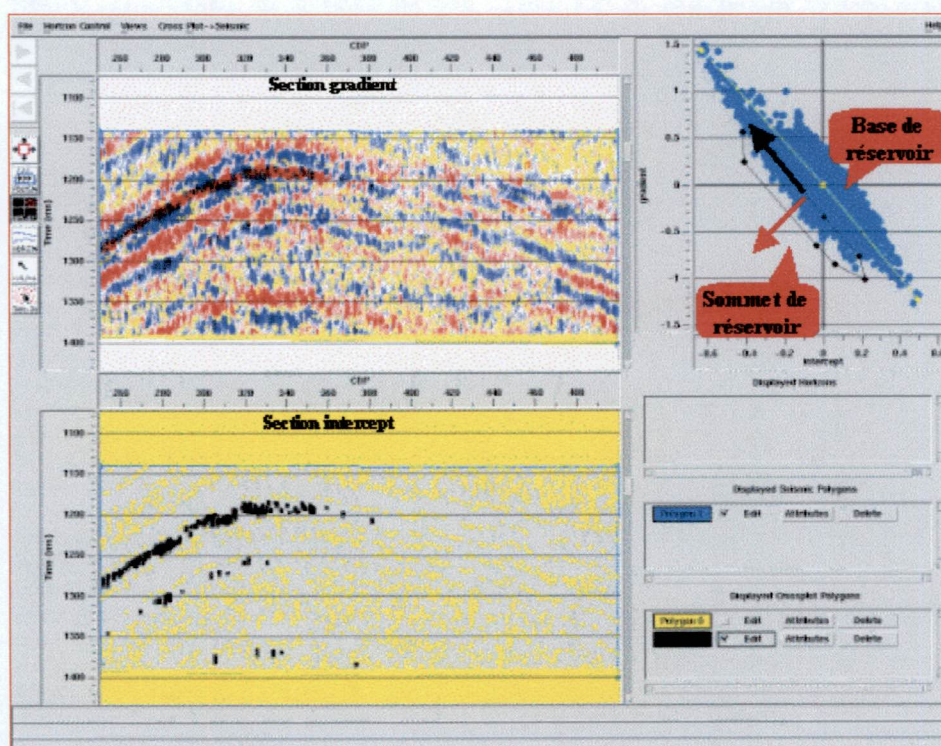


Fig. 7 : sections intercept et gradient de l'anomalie étudiée et le crossplot correspondant. L'extension spatiale de l'anomalie est environ 5 Km. La

Les figures 8 et 9 montrent l'hodographe AVO et l'angle de polarisation, dans deux positions différentes, des CDPs situés respectivement à gauche (au début) et à droite (à la fin) de l'anomalie. Les angles sont mesurés à partir de l'axe positif de l'intercept $R(0)$.

L'angle de polarisation ϕ_0 de la ligne des fluides (points bleus), calculé par l'analyse des vecteurs propres, est environ 64° ; correspondant à un rapport $V_p/V_s \approx 1.61$. La zone des grès saturés du gaz est très large, ayant un angle de polarisation (points rouges) environ 136° au CDP 250 et 85° au CDP 323. Par conséquent, l'anomalie étudiée varie de la classe III à la class II le long de l'horizon objectif.

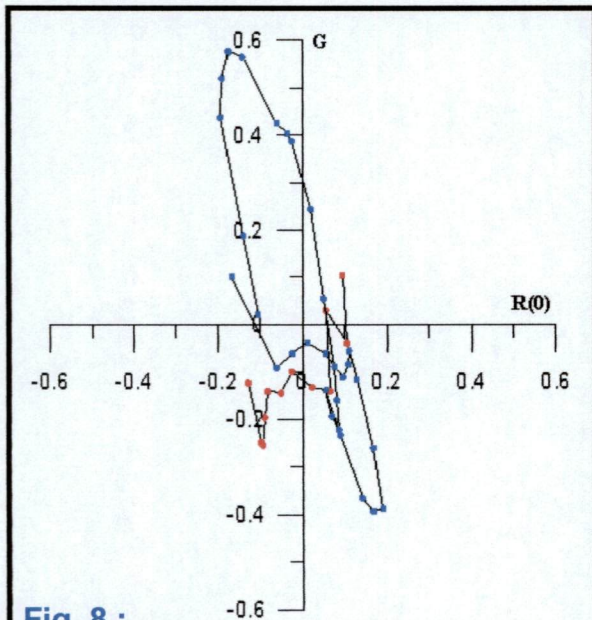


Fig. 8 :

Hodogram AVO. L'anomalie à 1270ms dans le CDP 250 est rouge ($\varphi = 136^\circ$). L'hodogramme bleu donne la polarisation de toute la fenêtre d'étude ($\varphi = 64^\circ$).

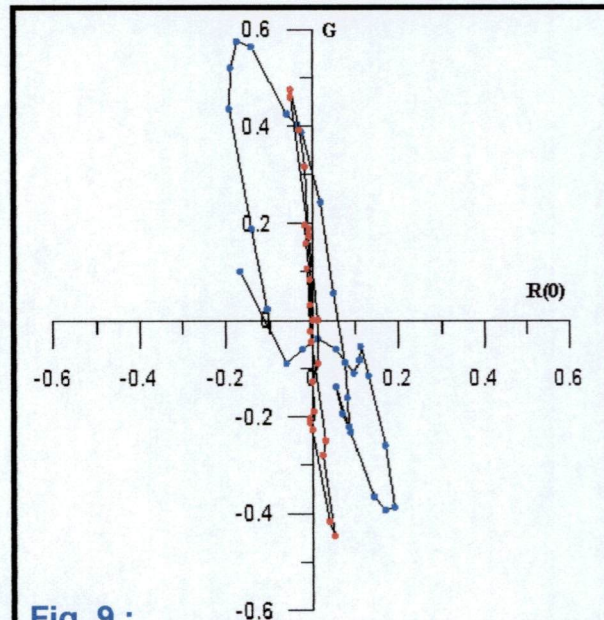


Fig. 9 :

Hodogram AVO. L'anomalie à 1200ms dans le CDP 323 est rouge ($\varphi = 85^\circ$). L'hodogramme bleu donne la polarisation de toute la fenêtre d'étude ($\varphi = 64^\circ$).

La figure 10 présente un "angle-plot" (différence d'angle $\Delta\varphi$ entre l'angle de polarisation φ de chaque échantillon des données et l'angle φ_0 de la ligne des fluides en fonction de l'intensité -longueur- AVO) qui correspond aux données du crossplot de la figure 6. La collection des données inclut un prospect à gaz qui montre une anomalie AVO distincte de la classes II et III (points noirs). L'angle de polarisation de l'anomalie est autour de -25° à 155° .

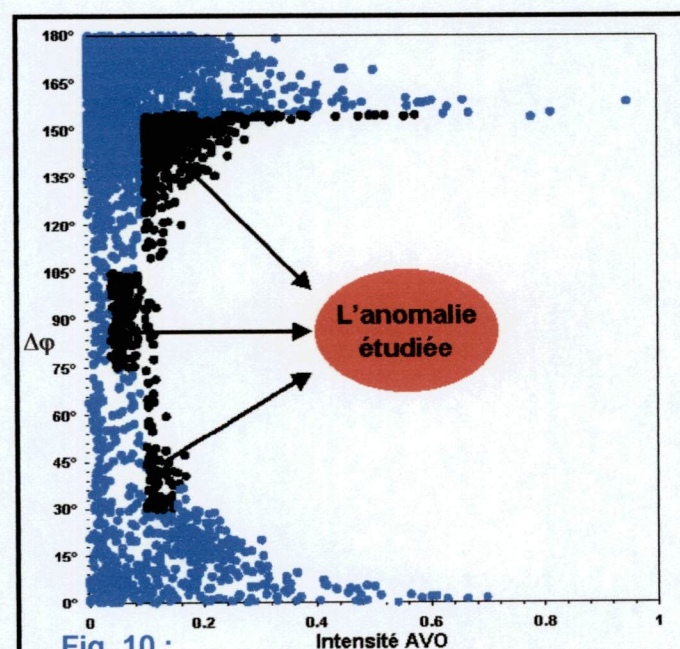


Fig. 10 :

Angle-plot des données de la fenêtre d'étude de crossplot. L'anomalie AVO est représentée par les points noirs.

- Selon les résultats de l'analyse des crossplots, des hodogrames AVO et de l'angle-Plot, l'anomalie étudiée peut être interprétée comme une anomalie AVO associée à un réservoir gréseux, poreux, saturé du gaz de classe II et III.
- L'analyse des crossplots et des hodogrames AVO est utile pour interpréter les anomalies AVO dans les données sismiques 2D & 3D, et expliquer les effets de changement des propriétés de la roche et de fluide des pores.

Résumé

En exploration pétrolière, les techniques de détection directe des hydrocarbures sont les grands défis d'aujourd'hui. Parmi les techniques émergentes, la méthode AVO (Amplitude Versus Offset) est parmi la plus en vue actuellement; grâce aux résultats positifs enregistrés dans le monde. Elle a aidé les explorateurs à mettre en évidence les réservoirs à hydrocarbures.

Notre travail concerne l'application de cette technique AVO sur deux champs à gaz du Sud Algérien. Elle nous a permis de prédire la lithologie et le type de fluide dans les réservoirs.

Abstract

In petroleum exploration, the direct detection techniques of hydrocarbons are great current challenges. Among the emergent techniques, the AVO method (Amplitude Versus Offset) is most in sight currently; because of successful results recorded in the world. It helped the explorers to high-grade the reservoirs of hydrocarbons.

Our work concerns the application of this AVO technique on two gas fields situated in South of Algeria. It allowed us to predict the lithology and the type of fluid in reservoirs.

ملخص

في البحث عن البترول، إن تقنيات الاكتشاف المباشر للمحروقات من بين أكبر التحديات في يومنا الحاضر. من بين التقنيات المعروفة، تقنية AVO (السعة بدلالة البعد) إنها الآن أكثر أهمية، نظرا لنتائجها الإيجابية و المشجعة المسجلة عبر العالم و مساعدتها للباحثين في إبراز مخازن للمحروقات. إن عملنا هذا يخص تطبيق هذه التقنية AVO على حقلين للغاز الواقعان في الجنوب الجزائري. هذه الطريقة مكنتنا على معرفة صنف الصخر و تشخيص نوع المائع الموجود في المخازن.