

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA-BOUMERDES

FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE
DEPARTEMENT DE GENIE PARASISMIQUE,
GÉOPHYSIQUE ET PHÉNOMÈNES
ALEATOIRES



Mémoire de Fin d'Etudes

En vue de l'obtention du diplôme :

MASTER

Thème

**Analyse AVO et Inversion dans la région d'El Mzaid - bassin
d'Oued Mya.**

Présenté par :

ALGUETNI Farid et BENZAABAR Ziyad

Filière : Hydrocarbures
Option : Géophysique pétrolière

Encadré par :

Pr.FERAHTIA Jalal (UMBB)

Mr.DJEDDOU Abdelkader (ENAGEO)

Devant le jury :

Présidente : Dr. AIT ADJADJO

Examineur : Pr. AITOUCHE

Année Universitaire : 2022/2023

Remerciements :

Au terme de ce modeste travail Nous remercions **ALLAH** le tout puissant de nous avoir donné le courage, la volonté et la patience de mener à terme le présent travail, ainsi que l'audace pour surmonter toutes les difficultés.

En préambule, nous tenons à exprimer toute notre reconnaissance, notre profonde gratitude et nos sincères remerciements à notre promoteur **Pr FERAHTIA Jalal**.

Nous le remercions de nous avoir encadrés, orientés, aidés et conseillés.

Notre reconnaissance va aussi à **DJEDDOU Abdelkader**, ingénieur géophysicien à l'ENAGEO, d'avoir suivi l'élaboration de notre projet au sein de l'entreprise, ainsi que pour sa disponibilité, et ses précieux conseils. Merci pour votre bonne humeur et sincère bonté.

Nous remercions tous les enseignants du département de géophysique pour leur contribution à notre formation estudiantine et le savoir qu'ils nous ont transmis durant notre cursus universitaire.

Notre reconnaissance est aussi exprimée aux membres du jury pour leur disponibilité et leur amabilité à juger le présent travail. Nos plus chaleureux remerciements sont adressés à nos deux familles pour leur confiance, leur patience, leur soutien et leur amour durant toute notre carrière estudiantine.

Nous remercions tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

À tous ces intervenants, nous présentons nos vifs remerciements, notre immense respect et notre gratitude.

Dédicaces¹

A mes très chers parents, mon père Kouider, à ma mère Nouna, qui m'ont donné tout leur amour, et qui ont toujours veillé sur mon bien être, et ont toujours été présents pour moi, dans les moments les plus difficiles ainsi que dans les moins difficiles. Je leur dédie ce travail, et je tiens à leur exprimer tout mon amour.

A mes deux frères Hossine et Rami et à ma sœur wissal, que j'aime et avec qui je partage mon quotidien.

A tous mes amis, Hossam et Islem et Abdo, en particulier, mais aussi à Ilyes, mon meilleur ami et à Farid, ami et binôme.

A tous mes enseignants que je respecte tant, et à toute ma promotion MAGP18

A toute personne qui m'est chère, et à tous ceux que ma réussite leur tient à cœur ;

Je dédie le fruit de mon très modeste travail

Benzaabar Ziyad

Dédicaces2

A mes très chers parents, mon père Khelifa, à ma mère Houria

Ce modeste travail est le fruit de tous les sacrifices que tu as déployés pour mon éducation et ma formation.

Merci

A les bougies de ma vie, mes piliers, à mes frères Fouad, kamel, Fares, lounis, à mes sœurs Faiza, Firouz et Ahlem, Vous avez toujours été là pour moi pour m'écouter, m'encourager et m'aimer.

A mes chers amis Ziyad, Ghani, Issam et Islam

A tous mes amis d'batna, et ceux que j'ai rencontré à Boumerdes, qui sont devenus ma deuxième famille.

A toute personne qui m'est chère, et à tous ceux que ma réussite leur tient à cœur

Je dédie ce travail modeste.

Alguetni Farid

SOMMAIRE

Introduction générale	1
Chapitre I : Propriétés des roches	2
I.1 Introduction	2
I.2 Composition de la roche	2
I.2.1 La roche réservoir	2
I.3 Contraintes et déformations	2
I.3.1 La contrainte	3
I.3.2 La déformation	3
I.3.3 Relation entre contrainte et déformation	4
I.4 La loi de Hooke	5
I.5 Paramètres acoustiques de la roche	6
I.5.1 La densité	6
I.5.1.1 La densité en fonction de la saturation en eau	6
I.5.1.2 Relation de Gardner	7
I.5.2 Vitesses des ondes sismiques	8
I.5.2.1 Relation de Castagna	8
I.6. Facteurs qui affectant les vitesses sismiques	10
I.6.1 La lithologie	10
I.6.2 La porosité	10
I.6.3 Les saturations	11
I.7. Étude du coefficient de poisson	13
I.8. Facteurs affectant l'amplitude	14
I.8.1 Absorption	14
I.8.3 Zone altérée (WZ ou Weathered Zone)	16
I.8.4 Perte par Transmission	16
Chapitre II Théorie de l'AVO	18
II.1 Introduction	18
II.2 Les équations de Zoeppritz	18
II.3 Approximations des équations de Zoeppritz	19
II.3.1 Approximation d'Aki et Richards (1980)	19
II.3.2 Approximation de Shuey (1985)	20
II.3.3 Approximation de Hilterman	21
II.3.4 Approximation de Fatti	21

II.4 Règles de Koeffoed (1955) et classification des grés à gaz	22
II.5 Les classes AVO	25
II.6 Conclusion	30
Chapitre III : Traitement en amplitudes préservées	31
III.1 Introduction	31
III.2 Récupération des amplitudes réelles	31
III.2.1 Compensation de la divergence sphérique	32
III.2.2 Compensation de l'absorption	32
III.2.3 La séquence de traitement en amplitude préservées	33
III.2.3.1 Le reformatage	33
III.2.3.2 Géométrie	33
III.2.3.3 L'atténuation des bruits	33
III.2.3.4 Les corrections statiques	33
III.2.3.5 La Déconvolution	33
III.2.3.6 Les analyses de vitesses	33
III.2.3.7 Le mute	34
III.3 Conclusion	34
III.4 Types d'inversion sismique	34
III.4.1 L'inversion sismique POST STACK (Après sommation)	34
III.4.2 L'inversion sismique AVO (Avant sommation)	34
III.5 Organigramme d'application d'une inversion sismique	35
III.6 L'inversion sismique AVO	35
III.6.1 Les données d'entrée	35
III.6.2 La corrélation et l'extraction de l'ondelette	36
III.6.3 Construction du modèle initial	37
III.6.4. Vérification de l'inversion au niveau des puits	37
III.6.5. L'inversion du volume	38
III.6.6. Contrôle de qualité et interprétation des résultats d'inversion	38
III.7 Conclusion	38
III.8 Interprétation des attributs AVO	38
III.8.1 La section intercept R_0	38
III.8.2 La section gradient G	39
III.8.3 Cross plot AVO	39
III.8.4 Interprétation du cross plot Intercept-Gradient	39
III.8.5 Le facteur de fluide	40

III.9 Conclusion	41
Chapitre IV : Contexte géologique de la région d'étude	42
IV .1 Situation géologique et géographique de la zone d'étude	42
IV.1.1 Situation géologique	42
IV.1.2 Situation Géographique	43
IV.2 Litho- stratigraphique	44
IV.3 Aspect pétrolier	45
IV.3.1 Roches mères	46
IV.3.2 Les roches réservoirs	47
IV.3.3 Types de pièges	48
IV.3.4 Les roches couvertures	48
Chapitre V : Application sur des données réelles	49
V.1 Introduction	49
V.2.1 Les données sismiques	49
V.2.2 les données de puits	50
V.2.3 les horizons sismiques	50
V.3 Pré-conditionnement des données sismiques	51
V.3.1 Trime statique	51
V.3.2 Filtre Passe Bande	52
V.3.3 Transformation de Radon non-linéaire	53
V.4 Passage CDP gather-Angle gather	54
V.5 Principe de la décomposition en stack partiel	57
V.6 Corrélation Puits-Sismique (Well tie) et extraction des ondelettes	57
V.6.1 calibrations du sonique (correction check-shot)	57
V.6.2 Extraction des ondelettes statistiques	58
V.6.3 Calage sismique-puits	59
V.6.4 Extraction des ondelettes moyennes	60
V.7 Processus d'inversion	62
V.7.1 Construction des modèles initiaux	62
V.7.2 Analyses d'inversion aux puits	63
V.7.3 Inversion du volume sismique 3D	64
V.7.4 Transformation LMR (Lambda Rho- Mu Rho)	65
V.7.5 Coefficient de Poisson σ	66
V.8 Analyses AVO	67
V.8.1 Modélisation AVO	67

V.8.2 Construction des réponses synthétiques AVO	67
V.8.3 Analyse des classes AVO	71
V.8.4 Attributs AVO	72
V.8.5 Interprétation des résultats	77
V.9 Conclusion	78
Conclusion générale	79

Liste des figures

Figure I.1 Composition de la roche.....	2
Figure I.2 Tenseur des contraintes.....	3
Figure I.3 Tenseur de déformation.....	4
Figure I.4 Relation entre les déformations et les contraintes appliquées	5
Figure I.5 variation de la densité en fonction de la saturation en eau	7
Figure I.6 Variation de la vitesse des ondes P en fonction de la densité pour différent types de roches.....	7
Figure I.7 Relation entre V_p et V_s	9
Figure I.8 Gamme des vitesses en fonction de la lithologie ... Error! Bookmark not defined.	
Figure I.9 Variation de la vitesse en fonction de la saturation Eau-Huile-Gaz,	12
Figure I.10 Facteurs qui influencent les vitesses sismiques	12
Figure I.11 Variation du rapport V_p/V_s en fonction du coefficient de poisson	13
Figure I.12 Atténuation d'une onde par un milieu absorbant	14
Figure I.13 Effets des statiques	16
Figure I. 14 Réflexions et transmissions des ondes sismiques	17
Figure II.1 Théorie de l'AVO.....	18
Figure II.2 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règle 1 de Koeffoed.	22
Figure II.3 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règle 2 de koeffoed	23
Figure II.4 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règles 3 de koeffoed	23
Figure II.5 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règle 4 de koeffoed	24
Figure II.6 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règles 5 de Koeffoed.	24
Figure II.7 Classe 1 (grès à grande impédance).....	26
Figure II.8 Classe 2 (grès à impédance proche de celle de l'encaissant avec $\Delta Z > 0$).	27
Figure II.9 Classe 2 (grès à impédance proche de celle de l'encaissant avec $\Delta Z < 0$)	27
Figure II.10 Classe 3 (grès à faible impédance).	28
Figure II.11 Classe 4 (grès à très faible impédance acoustique).....	29

Figure II.12 Classification de Rutherford des grès à gaz..	30
Figure III.1 Amplitude d'une onde sinusoïdale.....	31
Figure III. 2 l'extraction de l'ondelette.....	36
Figure III. 3 Représentation du modèle bas fréquent (SEG library, SD).....	37
Figure III.4 Caractérisation du fluide de saturation d'un réservoir ainsi que la délimitation de son toit et sa base en utilisant la ligne de fluide.....	39
Figure III.5 Détermination du facteur fluide (ΔF) à partir de V_p en fonction de V_s	40
Figure IV.1 Situation géologique de la zone d'étude	42
Figure IV.2 Situation géographique de la zone d'étude	43
Figure IV.3 Colonne litho-Stratigraphique du bassin d'Oued Mya	44
Figure V.1 Positionnement des puits et délimitation de l'étude.....	49
Figure V.2 CDP-gather brut (avant pré-conditionnement)	51
Figure V.3 CDP gather avant et après Trime statique (correction statique résiduelle).....	52
Figure V.4 Spectres des Fréquences avant et après application du Filtre Passe-Bande	52
Figure V.5 CDP gather avant et après le filtre de Radon	53
Figure V. 6 CDP gather avant et après pré-conditionnement	54
Figure V.7 Représentation des réponses AVO et AVA de deux traces d'un évènement	55
Figure V. 8 Représentation de la transformation de CDP gather en angle gather	55
Figure V. 9 Angle gathers.....	56
Figure V.10 angles stacks	57
Figure V.11 Corrections Check Shot pour le puits well 3	58
Figure V.12 Les différentes ondelettes statistiques du Puits Well 3	58
Figure V. 13 La corrélation sismique/synthétique au niveau du puits 3	60
Figure V.14 les ondelettes moyennes des trois gammes	61
Figure V.15 les modèles initiaux passant par les quatre puits	63
Figure V.16 Analyse d'inversion au niveau du puits Well 3.....	64
Figure V.17 Ligne arbitraire passant par les quatre puits	64
Figure V.18 Résultats d'inversion sur la ligne arbitraire passant par tous les puits.....	65
Figure V. 19 Représentations Lambda-Rho, Mu- Rho sur la ligne arbitraire.....	66
Figure V.20 Coefficient de poisson σ sur la ligne arbitraire.....	67
Figure V.21 Représentation de l'angle gather et du cross plot Intercept- gradient.....	68
Figure V.22 Représentation de l'angle gather et le scénarios 1 et du cross plot Intecept- gradient	69
Figure V.23 Réponse en amplitude au toit et au mur d'un réservoir pour les deux cas angle gather et le Scénarios 1 (35 % Brine ,40 % oil,25 % gaz).....	69
Figure V.24 Puits 3 Comparaison entre les signatures AVO à travers les réponses synthétiques modélisés à partir des scénarios de fluides	70
Figure V. 25 Schéma montrant les différentes classes AVO	71
Figure V.26 Identification des anomalies d'amplitudes et la classe de l'anomalie présente...72	72
Figure V.27 Section Intercept.	73
Figure V.28 Section Gradient	73
Figure V. 29 Section Facteur fluide.....	74
Figure V.30 Section en produit $R_0 * G$	74
Figure V.31 section en attribut scaled Poisson	75
Figure V.32 Horizon slice au niveau du Top de réservoir de l'attribut Intercept.....	75
Figure V.33 Horizon slice au niveau du Top de réservoir de l'attribut Gradient	76

Figure V.34 Horizon slice au niveau du Top de réservoir de l'attribut Fluid factor	76
Figure V. 35 Horizon slice au niveau du Top de réservoir du produit « Intercept-Gradient »	77
Figure V. 36 Horizon slice au niveau du Top de réservoir de l'attribut Scaled Poisson	77

Liste des tableaux

Tableau I.1 Valeurs des vitesses V_p et V_s , et des densités pour quelques types de roches (Lavergne, 1986).....	9
Tableau III.1 Comparaison entre les résultats d'inversion AVO et l'inversion Full stack.....	34
Tableau IV. 1 Limites géographiques.....	43
Tableau IV. 2 Les résultats pétroliers des tests et des diagraphies des quelques forages.....	46
Tableau V. 1 Inventaire des données de diagraphie dans les quatre puits.....	50
Tableau V. 2 Paramètres des fluides dans le réservoir T1 du Trias dans le puits 3	68
Tableau V. 3 Paramètres pétro physiques dans le réservoir T1 du Trias dans le puits 3	68

Introduction

générale

Introduction générale

Au cours des 60 dernières années, de grands progrès ont été réalisés dans la recherche sur les propriétés physiques des roches et l'exploration sismique. Au cours de cette période, de nombreuses théories ont été développées et testées. Certaines de ces découvertes théoriques jouent un rôle dynamique dans le développement des sciences de la Terre et des technologies d'exploration.

L'exploration des hydrocarbures consiste à rechercher des gisements de pétrole et de gaz sous la surface de la Terre, et l'anomalie Bright-spot a été un sujet majeur dans cette recherche. L'anomalie Bright-spot (ou point lumineux) est une caractéristique sismique qui se traduit par une forte amplitude de réflexion des ondes sismiques provenant d'une interface entre des formations géologiques. Cette anomalie est souvent associée à la présence de fluides, tels que des hydrocarbures, dans une formation rocheuse. Cependant, il est important de noter que l'interprétation d'une anomalie Bright-spot peut parfois conduire à des prévisions erronées, y compris des puits secs, en raison de plusieurs facteurs qui peuvent l'induire. Parmi ces facteurs, on peut citer la présence de couches calcaires dans une série argileuse. La technique AVO (Amplitude Versus Offset) a joué un rôle essentiel dans la résolution de ce problème. En analysant les relations d'amplitude en fonction de l'offset des données sismiques, la méthode AVO fournit des mesures quantitatives des propriétés du sous-sol. Elle aide à distinguer les véritables anomalies liées aux hydrocarbures de celles causées par d'autres facteurs, tels que les variations lithologiques. La technique AVO a considérablement amélioré la recherche des hydrocarbures en fournissant un outil fiable pour identifier et caractériser les réservoirs, permettant ainsi des prédictions plus précises et réduisant le risque de mauvaise interprétation associée à l'anomalie Bright-spot.

Le but principal de ce présent travail est de montrer l'apport de l'application de l'analyse AVO et la technique d'inversion sismique AVO simultanée globale sur des données réelles.

Ce mémoire se subdivise en cinq chapitres :

Le premier mentionne quelques notions de base sur les propriétés pétrophysiques des roches. Sachant que l'amplitude des réflexions sismiques dépend des propriétés acoustiques et élastiques du milieu intersectant, et est affectée par plusieurs facteurs autres que la présence de gaz.

Le deuxième chapitre présente la théorie de la méthode AVO (Amplitude Versus Offset), en commençant par les équations de Zoeppritz et les approximations qui en résultent, et enfin la classification des réservoirs gréseux contenant du gaz.

Le troisième chapitre cite les principaux facteurs affectant l'amplitude ainsi que le traitement approprié de récupération des amplitudes réelles, l'inversion AVO et l'interprétation des attributs AVO.

Dans le quatrième chapitre, nous abordons tout ce qui concerne les caractéristiques géologiques de la zone étudiée.

Le cinquième chapitre abordera l'inversion simultanée ainsi que l'étude AVO (Amplitude Versus Offset) sur des données réelles en utilisant un logiciel spécialisé à cet effet : le logiciel Hampson Russell 2010 de la société CGG Veritas.

Chapitre I :

Propriétés des roches

Chapitre I : Propriétés des roches

I.1 Introduction

Les roches réservoirs sont bien documentées et largement étudiées dans les bassins pétroliers. Ils jouent un rôle important dans la formation. Leurs propriétés pétrophysiques sont essentielles pour évaluer leur potentiel de production d'hydrocarbures.

I.2 Composition de la roche

Les roches sont constituées d'une matrice solide composée de grains et d'espaces vides tels que des pores, des canaux et des cavités, etc. (Figure I.1) (Audrey .2009)

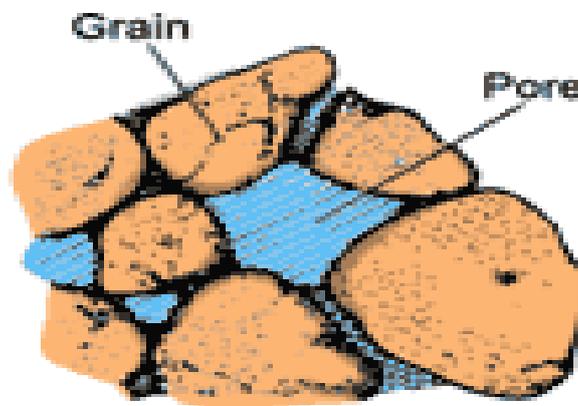


Figure I.1 Composition de la roche

I.2.1 La roche réservoir

Les roches réservoirs sont essentiellement des roches poreuses et perméables, connues pour leur capacité à contenir des hydrocarbures. Les deux principaux types de roches réservoirs sont les roches clastiques, telles que les grès et les conglomérats, qui sont composées de débris minéraux, et les roches carbonatées, qui sont principalement constituées de calcite ou de dolomie. Les deux types de roches ont des propriétés poreuses et perméables qui leur permettent de stocker et de retenir les hydrocarbures (Audrey .2009).

I.3 Contraintes et déformations

On peut supposer que les roches à l'intérieur de la Terre sont considérées comme assez élastiques. Cela signifie que pour chaque contrainte appliquée, il y aura une déformation proportionnelle et réversible de la roche (Sheriff et Geldart, 1982).

I.3.1 La contrainte

La contrainte est définie comme le rapport d'une force à la surface sur laquelle cette force s'applique ($\sigma = F/S$) unité (Newton/m²). Lorsqu'une force est appliquée à un objet, la pression correspond au rapport entre cette force et la surface sur laquelle elle agit. Lorsque la force appliquée est perpendiculaire à la surface, la contrainte est appelée contrainte normale. En revanche, lorsque la force est tangentielle à la surface, la contrainte est appelée contrainte de cisaillement ou contrainte tangentielle (Sheriff et Geldart, 1982).

Etant donné un cube déformable, on peut représenter les neuf (9) contraintes appliquées au cube, dont trois (3) contraintes normales et six (6) contraintes tangentielles (Fig I.2). On définit le tenseur de contrainte (T) qui contient les neuf (9) composantes scalaires :

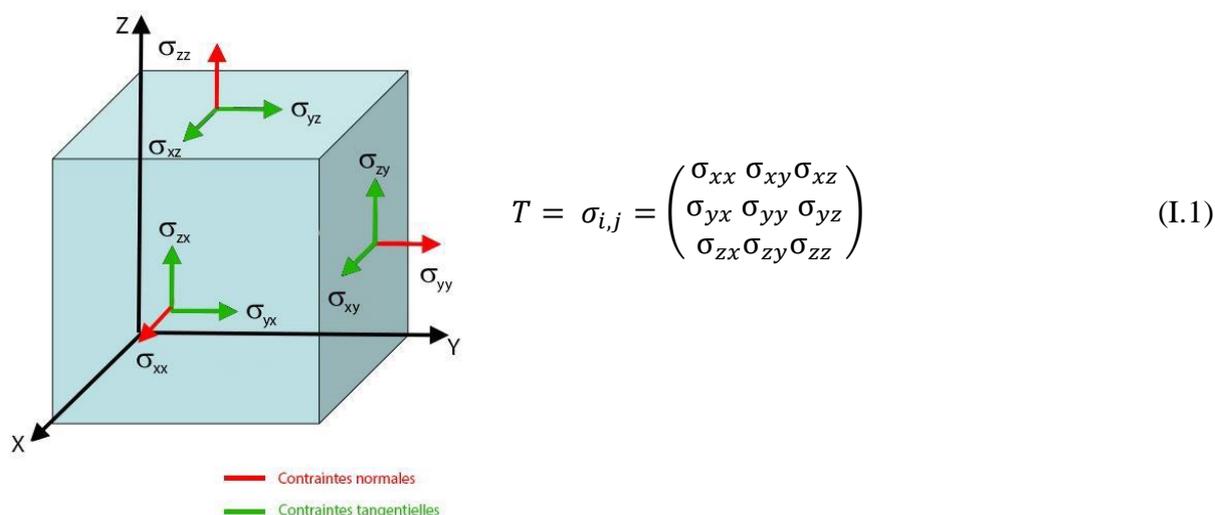


Figure I.2 Tenseur des contraintes.

I.3.2 La déformation

Lorsqu'un objet élastique est sollicité, il subit des changements de forme et de dimensions, appelés déformations (Sheriff et Geldart, 1982).

Dans l'analyse tridimensionnelle, nous choisissons les composantes de déplacement u , v et w du point P (x , y , z). Ainsi, les distorsions initiales correspondantes seront :

Déformations normales

$$\begin{aligned} \epsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x} \\ \epsilon_{yy} &= \frac{\partial v}{\partial y} \\ \epsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned}$$

Déformations de cisaillement

$$\begin{aligned}\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \epsilon_{xz} = \epsilon_{zx} &= \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}\end{aligned}$$

Ainsi le tenseur de déformation sera (D) :

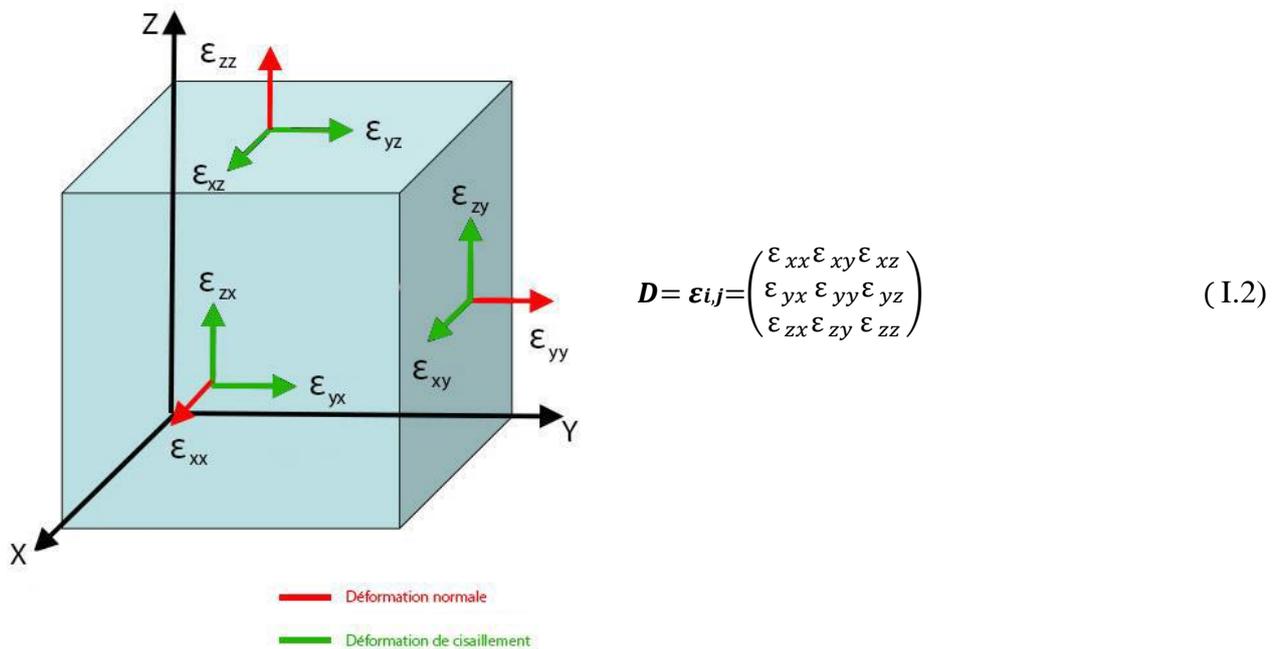


Figure I.3 Tenseur de déformation

I.3.3 Relation entre contrainte et déformation

Lorsque des contraintes sont appliquées au corps, des déformations se produisent. Si les contraintes appliquées sont faibles, on parle de déformation élastique, ce qui signifie que le corps revient à son état initial lorsque les contraintes sont relâchées. Passé un certain seuil, le corps ne peut plus revenir à son état initial, et les déformations deviennent plastiques. Si les contraintes continuent d'augmenter, un point critique appelé rupture est atteint (Sheriff et Geldart, 1982). Le schéma suivant montre cette relation entre les contraintes et les déformations :

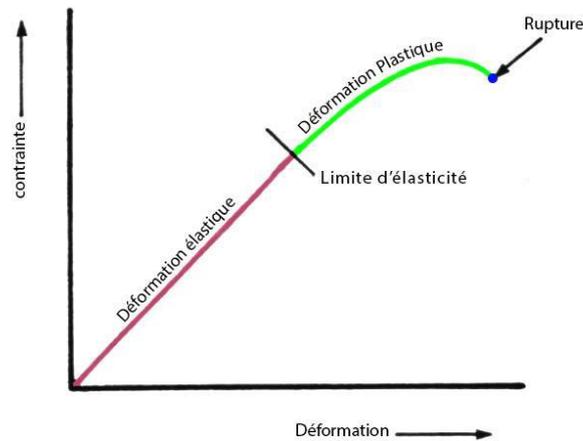


Figure I. 4 Relation entre les déformations et les contraintes appliquées (SEG Library, SD).

I.4 La loi de Hooke

La loi de Hooke établit une relation linéaire entre les contraintes et les déformations dans des matériaux où les déformations sont de faible amplitude. (Sheriff et Geldart, 1982).

La loi de Hooke peut être exprimée de manière spécifique en fonction du type de milieu considéré :

$$\sigma_{i,j} = \lambda \theta \delta_{i,j} + 2\mu \varepsilon_{i,j} \quad (\text{I.3})$$

$$\delta_{i,j} : \text{Symbole de Kronecker : } \begin{array}{ll} \delta_{i,j} & = 1 \quad \text{si } i=j \\ & = 0 \quad \text{si } i \neq j \end{array}$$

λ et μ : Constantes de Lamé.

$\sigma_{i,j}$: La contrainte appliquée.

$\varepsilon_{i,j}$: La déformation.

$$\theta : \text{Dilatation volumique.} \quad \theta = \Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

La loi de Hooke est valable seulement pour les déformations élastiques (faibles contraintes). Les milieux homogènes et isotropes sont définis par deux paramètres :

- Le paramètre de Lamé λ .

- Le paramètre de Lamé μ , appelé encore module de cisaillement ou de rigidité, qui mesure le rapport de la contrainte tangentielle au cisaillement correspondant :

$$\mu = \frac{1}{2} \sigma \frac{\varepsilon_{xy}}{\varepsilon_{xy}} \quad (\text{I.4})$$

I.5 Paramètres acoustiques de la roche

I.5.1 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.

Considérons une roche de porosité ϕ constituée d'une matrice monominérale de densité ρ_m , saturée d'un seul fluide ρ_f , la densité globale de la roche est définie par l'équation de Wyllie (Sheriff et Geldart, 1982).

Cette dernière est donnée par la formule suivante :

$$\rho_b = \rho_m (1 - \Phi) + \rho_f \Phi \quad (\text{I.5})$$

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

$$\rho_f = \rho_w S_w + \rho_{hc} (1 - S_w) \quad (\text{I.6})$$

ρ_{hc} : densité des hydrocarbures

S : saturation en eau

ρ_w : densité de l'eau

Si on remplace l'équation (I.6) dans l'équation (I.5), on aura :

$$\rho_b = \rho_m (1 - \Phi) + \rho_w S_w \Phi + \rho_{hc} (1 - S_w) \Phi \quad (\text{I.7})$$

Cette équation nous permet de suivre la variation de densité en changeant le liquide de saturation.

I.5.1.1 La densité en fonction de la saturation en eau

La figure (I.5) montre un graphe de la densité en fonction de la saturation en eau dans un réservoir de gaz et de pétrole. On remarque dans cette figure, la densité diminue beaucoup plus rapidement dans le réservoir de gaz que dans le réservoir de pétrole.

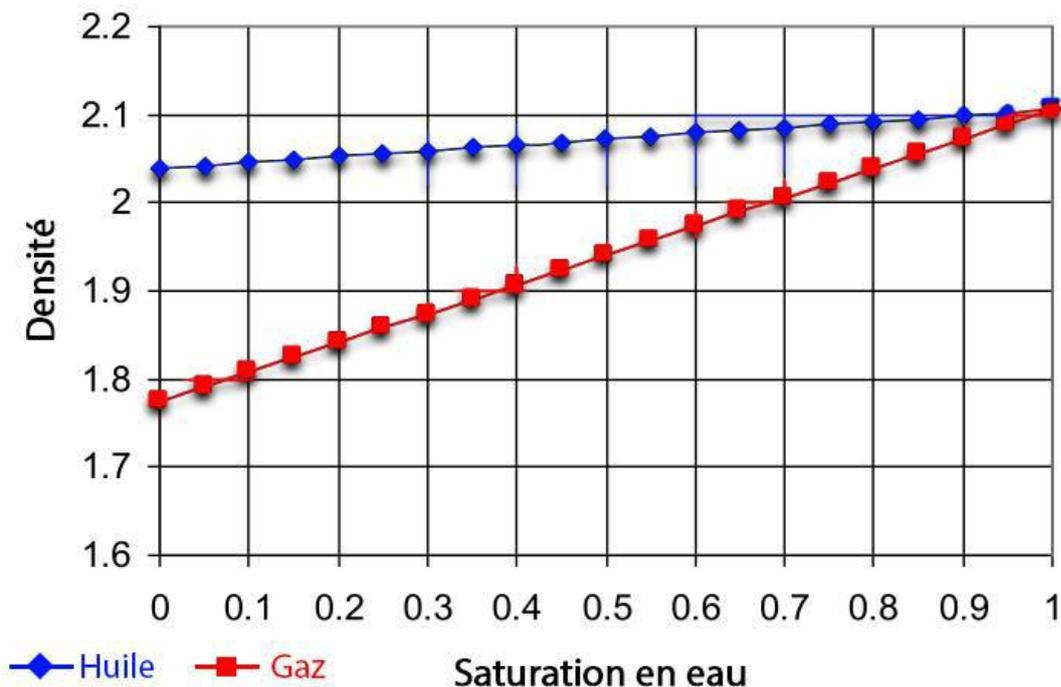
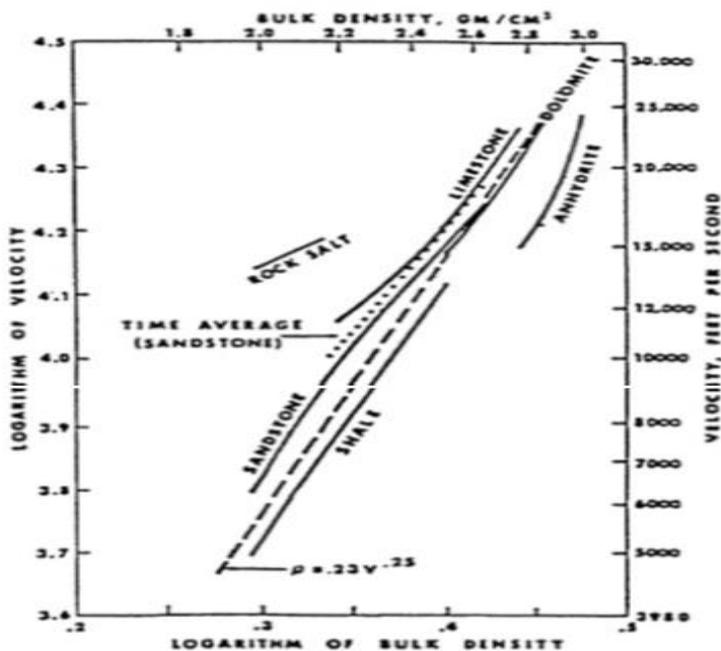


Figure I.5 variation de la densité en fonction de la saturation en eau (Mallick, 2001).

I.5.1.2 Relation de Gardner

Une relation empirique entre la densité d’une roche sédimentaire et sa vitesse acoustique, est obtenue par Gardner et al. en 1974 (Figure I.6) (Gardner et al., 1974).



$$\rho = aV_p^b \tag{I.8}$$

- ρ : la densité de la roche
- V : la vitesse acoustique
- b : Energie de Gardner
- a :facteur de Gardner

$b=0.25$
 $a= 310$ si $V(m/s)$ et $a= 230$ si $V(ft/s)$

Figure I.6 Variation de la vitesse des ondes P en fonction de la densité pour différent types de roches (Gardner et al. 1974).

I.5.2 Vitesses des ondes sismiques

La vitesse de propagation sismique, est une transmission de proche en proche de l'énergie dans le milieu de propagation. On définit deux types de vitesse : la vitesse des ondes de compression et la vitesse des ondes de cisaillement.

- La vitesse des ondes de compression : elle dépend de la densité, du module d'incompressibilité k et du module de rigidité μ :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k+\frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (\text{I.9})$$

Où :

V_p : vitesse de l'onde P

μ : module de cisaillement

K : module d'incompressibilité

- La vitesse des ondes de cisaillement : dans un milieu non poreux, la vitesse de propagation des ondes de cisaillement V_s dépend uniquement du module de rigidité μ et de la densité ρ :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{I.10})$$

Où V_s : vitesse de l'onde S

L'équation de Wyllie fournit aussi le moyen de relier la porosité à la vitesse

$$\frac{1}{V_b} = (1 - \Phi) \frac{1}{V_m} + S_w \frac{\Phi}{V_w} + (1 - S_w) \frac{\Phi}{V_{hc}} \quad (\text{I.11})$$

Avec :

V_b : vitesse globale (bulk)

V_{hc} : vitesse des hydrocarbures

V_m : vitesse de la matrice

V_w : vitesse de l'eau

I.5.2.1 Relation de Castagna

En 1985, Castagna a déduit une relation empirique reliant la vitesse (V_p) et la vitesse (V_s) dans les formations argileuses, après des études de laboratoire. Cette relation est exprimée par l'équation suivante :

$$V_p = 1.16V_s + 1.36 \quad (\text{I.12})$$

Cette relation empirique permet de caractériser les propriétés élastiques des formations argileuses en utilisant les vitesses P et S mesurées. (Castagna et al., 1985).

Le graphe de cette équation donne une droite appelée " Mudrock line "ou ligne de boue (Figure I.7).

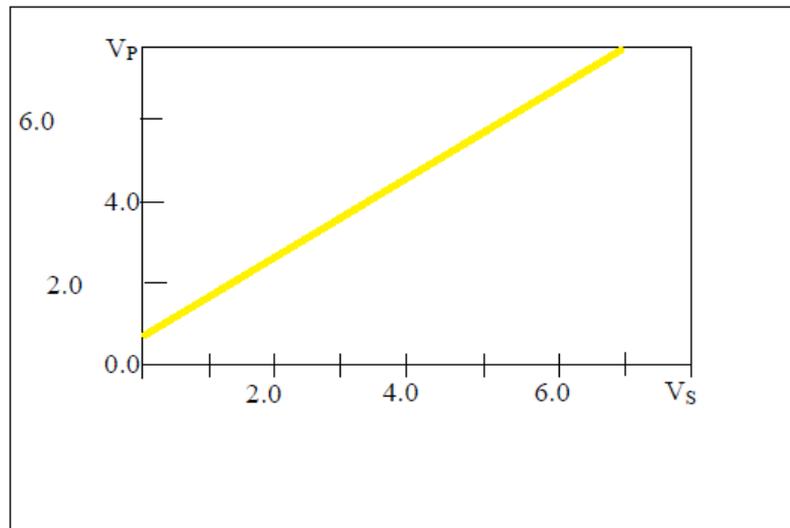


Figure I.7 Relation entre Vp et Vs

Type de roche	V _p (m/s)	V _s (m/s)	ρ (g/cm ³)
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
Grès	3000 ----- 4500	1200 ----- 2800	2.1 ----- 2.4
Calcaires	3500 ----- 6000	2000 ----- 3300	2.4 ----- 2.7
Sel	4500 ----- 5500	2500 ----- 3100	2.1 ----- 2.3
Dolomie	3500 ----- 6500	1900 ----- 3600	2.5 ----- 2.9
Charbon	2200 ----- 2700	1000 ----- 1400	1.3 ----- 1.8
Eau	1450 ----- 1500	-----	1
Huile	1200 ----- 1250	-----	0.6 ----- 0.9

Tableau I.1 Valeurs des vitesses Vp et Vs, et des densités pour quelques types de roches (Lavergne, 1986).

I.6. Facteurs qui affectant les vitesses sismiques

I.6.1 La lithologie

La vitesse de propagation des ondes est influencée par la nature de la matrice rocheuse et la nature du fluide dans les pores. La lithologie joue un rôle essentiel dans la détermination de la vitesse. La figure I.8 représente les gammes de vitesses en fonction de la lithologie et montre que la vitesse seule n'est pas un critère fiable pour déterminer la lithologie. Les roches sédimentaires à grande vitesse sont souvent des carbonates, tandis que les vitesses plus faibles correspondent généralement aux sables ou aux marnes. Cependant, une vitesse intermédiaire peut correspondre à l'un ou l'autre. Il est donc important de prendre en compte d'autres paramètres et techniques d'analyse pour une interprétation précise de la lithologie (Benhama, 2000 ; Sheriff et Geldart, 1982).

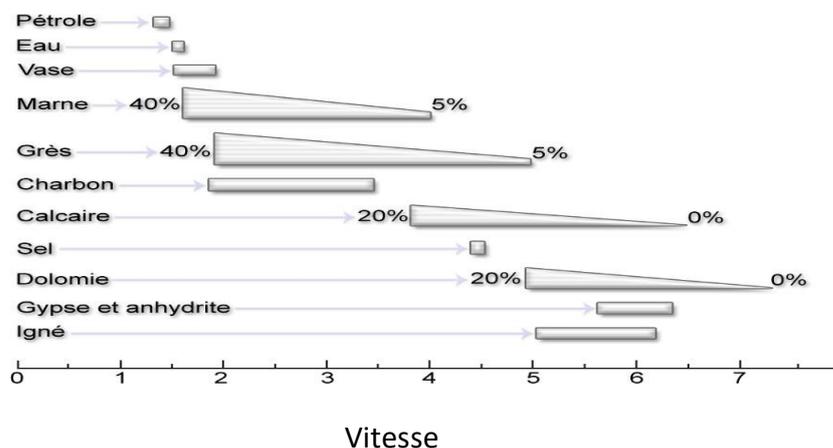


Figure I.8 Gamme des vitesses en fonction de la lithologie (Sheriff et Geldart, 1982).

I.6.2 La porosité

Les vitesses sismiques décroissent lorsque la porosité est élevée, pour une même porosité, les ondes sismiques se propagent plus rapidement dans les milieux saturés, ainsi que la forme des pores joue un rôle dans la variation de la vitesse (Benhama, 2000 ; Sheriff et Geldart, 1982).

Concernant les fluides, la vitesse d'onde de compression décroît très rapidement pour un réservoir à gaz que pour un réservoir à l'huile ou à l'eau.

Cette observation est très importante dans l'interprétation de l'analyse AVO.

Wyllie et al (1958) ont développé une relation empirique reliant la vitesse de l'onde P à la porosité

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{(1-\phi)}{V_m} \quad (\text{I.13})$$

Où :

V_f : vitesse dans les fluides V_m : la vitesse dans la matrice ϕ : la porosité

Cette relation suggère que les propriétés de la matrice et des fluides interstitiels ont une influence considérable sur la vitesse sismique.

La formule de la vitesse-porosité et la saturation en eau la plus connue est celle de Wyllie et al (1956) :

$$\frac{1}{V_b} = (1 - \phi) \frac{1}{V_m} + S_w \frac{\phi}{V_w} + (1 - S_w) \frac{\phi}{V_{hc}} \quad (\text{I.14})$$

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.

S_w : saturation en eau.

La mesure de la vitesse sismique dans un terrain saturé permet d'obtenir la porosité grâce à la loi de wyllie et al (1958) qui reste approximative, mais utile pour l'estimation de la porosité en général.

I.6.3 Les saturations

Il est crucial de comprendre la nature des fluides qui occupent les pores de la roche là saturation d'un échantillon de roche en fluide et le rapport du volume de ce fluide dans l'échantillon au volume de pores V_p de l'échantillon considéré (Mallick, 2001).

Les roches réservoirs peuvent contenir l'eau de formation salée et les hydrocarbures liquides ou gazeux (huile et gaz) donc :

- La saturation en eau : $S_e = V_e/V_p$
- La saturation en huile : $S_h = V_h/V_p$
- La saturation en gaz : $S_g = V_g/V_p$

La figure suivante montre la variation de la vitesse en fonction de la saturation (Eau-Huile-Gaz) pour une porosité de $\phi=33\%$.

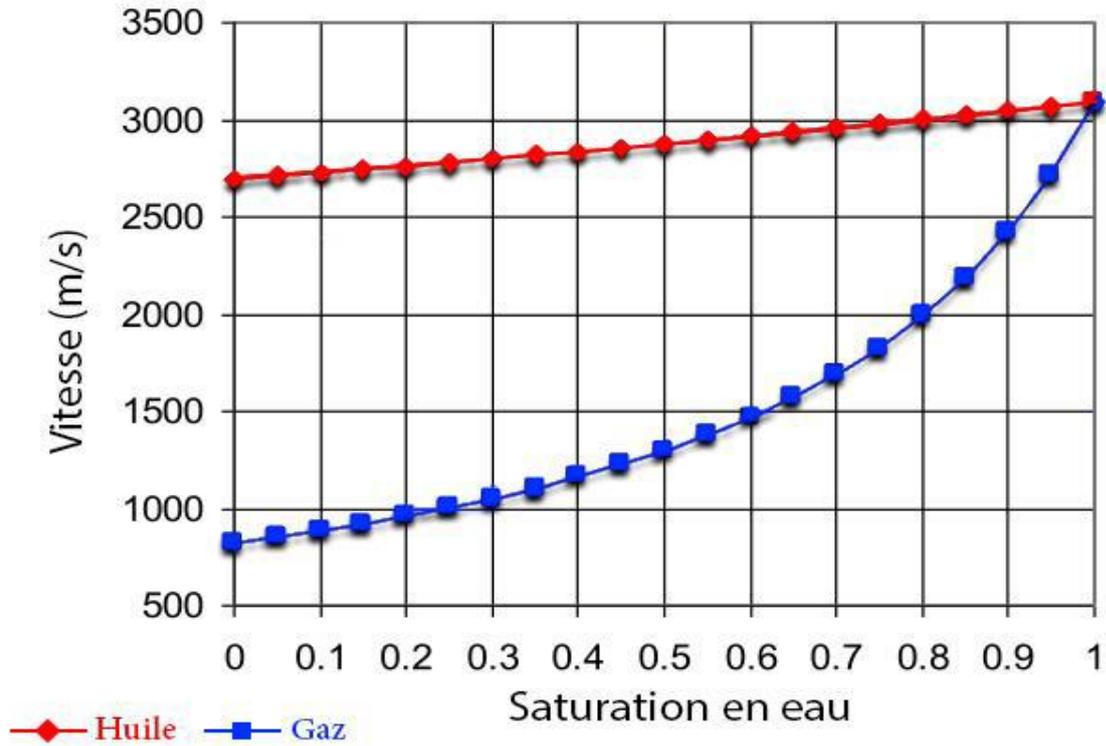


Figure I. 9 Variation de la vitesse en fonction de la saturation Eau-Huile-Gaz, (Mallick, 2001).

I.6.3 Autres facteurs

Comme nous l’avons déjà mentionné, il existe plusieurs facteurs qui affectent les vitesses sismiques :

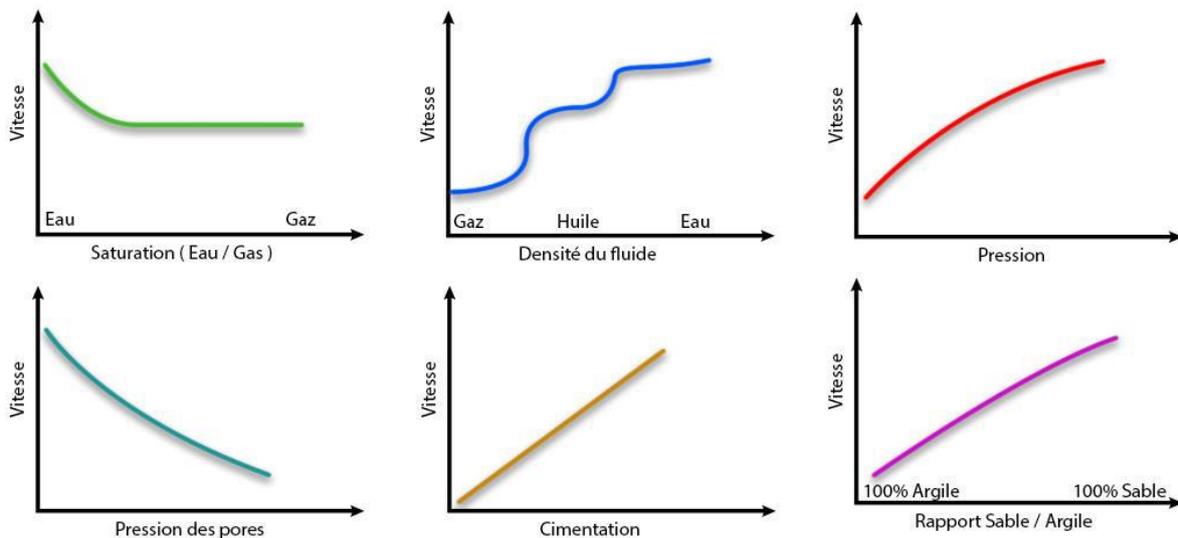


Figure I.10 Facteurs qui influencent les vitesses sismiques (SEG library, SD)

I.7. Étude du coefficient de poisson

Le coefficient de Poisson établit une relation entre les paramètres élastiques dans les études AVO, en particulier ceux liés aux propriétés rocheuses et acoustiques. Il revêt une grande importance car il est influencé par la lithologie et reflète le drainage des pores à travers le liquide. Le coefficient de Poisson est déterminé à partir du rapport des vitesses (V_p) et (V_s), exprimé mathématiquement par la formule suivante :

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2}\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \tag{I.15}$$

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

La Figure I.11 montre la variation du rapport de vitesse $\frac{V_p}{V_s}$ Coefficient de Poisson (σ) pour différentes lithologies. Notez que les roches saturées de gaz ont un coefficient de Poisson très faible d'environ 0,1, tandis que les roches saturées en eau ont un coefficient de Poisson d'environ 0,3

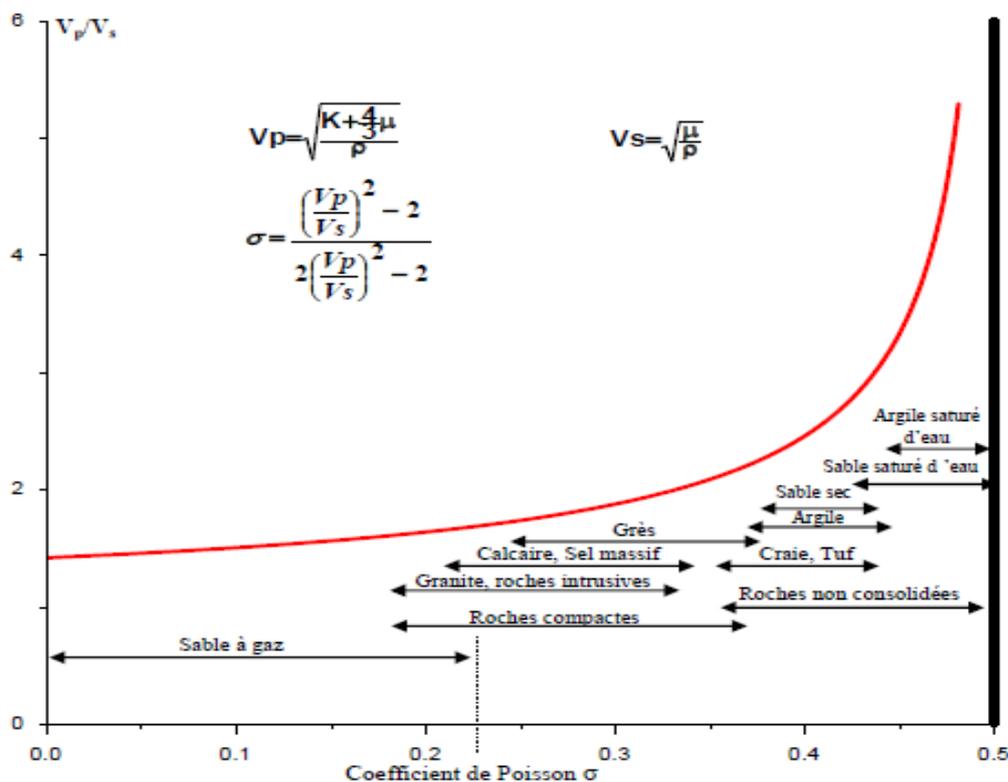


Figure I.11 Variation du rapport V_p/V_s en fonction du coefficient de poisson

Dans l'analyse des réservoirs, le coefficient de Poisson joue un rôle important en fournissant des informations sur les variations des propriétés élastiques. L'influence du gaz présent dans la formation sur le coefficient de Poisson est significative, et sa valeur diminue avec l'augmentation de la saturation en gaz et de la température. Plus précisément, le coefficient de Poisson pour le sable à gaz se situe généralement entre 0,10 et 0,15, tandis que pour le sable à eau, il varie entre 0,40 et 0,50. Ces variations dans les valeurs du coefficient de Poisson sont attribuées aux différences de comportement élastique entre les fluides gazeux et l'eau (Benhama et Guerchaoui, 2007).

I.8. Facteurs affectant l'amplitude

I.8.1 Absorption

Dans un milieu inélastique et lors de la propagation de l'onde sismique, une partie de l'énergie sismique est transformée en chaleur.

Les formations géologiques constituant le sous-sol, parcourues par une onde élastique produisent un filtrage des fréquences. En effet, le signal sismique subit au cours de sa propagation une absorption sélective des fréquences, selon le type de formation géologique traversée et d'une manière générale, plus la fréquence est élevée, plus l'absorption est importante. La couche altérée constitue le milieu le plus absorbant (Figure I.12) (Benhama, 2000 ; Sheriff et Geldart, 1982).

Dans un milieu inélastique et lors de la propagation de l'onde sismique, une partie de l'énergie sismique est transformée en chaleur,

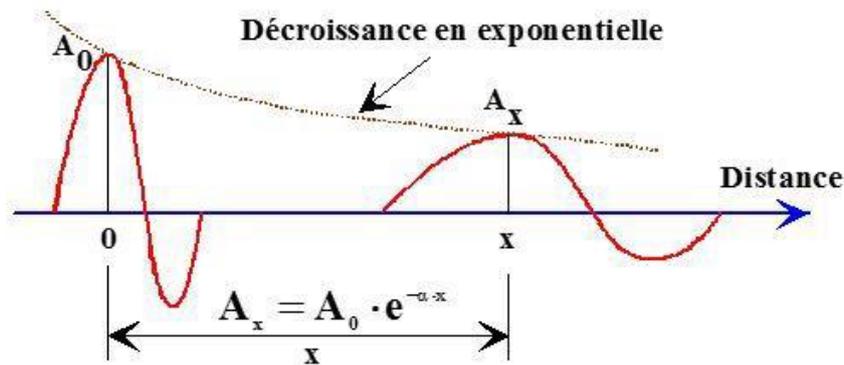


Figure I.12 Atténuation d'une onde par un milieu absorbant (BENHAMA, 2000).

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

$$A(z) = A_0 \cdot e^{-\alpha \cdot z} \quad (\text{I.16})$$

$A(z)$: 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).

L'atténuation $Att(z)$ pour une profondeur z quelconque peut alors s'écrire par :

$$Att(z) = \alpha \cdot \frac{z}{\lambda} = \alpha \cdot \frac{z}{v} \cdot f = \alpha \cdot t \cdot f \quad (I.17)$$

Avec :

$Att(z)$: 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.

I.8. La divergence sphérique

L'atténuation des ondes sismiques est la décroissance de l'amplitude de ces ondes avec le temps lors d'un enregistrement sismique.

- Dans un milieu homogène et élastique, on parle d'une divergence sphérique. Après, La propagation des ondes sismique la surface du front d'onde est sous forme d'une demi sphère, l'énergie émise par la source sera distribuée sur toute les directions de la demi sphère, par conséquent elle décroît en $1/r^2(t)$.

Où $r(t)$ est le rayon de la sphère en fonction du temps. Alors, on peut dire que l'amplitude se décroît à cause de l'expansion du front d'onde, elle est inversement proportionnelle à la distance, et donnée par la relation suivante (Benhama, 2000 ; Newman,1973) :

$$\frac{A_D}{A_0} = \frac{1}{VT} \quad (I.18)$$

Où :

A_D : amplitude du signal émis à une distance D .

A_0 : amplitude du signal émis.

V : vitesse de propagation.

T : temps de parcours.

- Dans un milieu hétérogène et élastique, la surface du front d'onde n'est pas une demi-sphère mais elle dépend de la complexité du milieu. Pour un milieu stratifié. Newman a montré que l'atténuation géométrique est donnée par la relation suivante (Benhama, 2000 ; Newman,1973) :

$$\frac{A_D}{A_0} = \frac{V_0}{V_{rms}^2 T} \quad (I.19)$$

V_0 : vitesse du premier milieu

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

I.8.3 Zone altérée (WZ ou Weathered Zone)

La zone altérée est une région hétérogène et inélastique de la partie superficielle du sous-sol. Elle présente des variations latérales en termes de vitesses et d'épaisseur le long des profils sismiques. Cette zone altérée modifie la propagation des ondes sismiques et entraîne un retard dans les arrivées des réflexions. Dans la sismique réflexion terrestre, les traces sismiques sont corrigées de l'effet de retard causé par la zone altérée. Cette correction est effectuée en appliquant un décalage temporel calculé à partir des paramètres tels que l'épaisseur et la vitesse de la zone altérée. La détermination de ces paramètres et l'application du décalage temporel sont réalisées dans une phase importante du traitement appelée "corrections statiques" (Bachta, 2005).

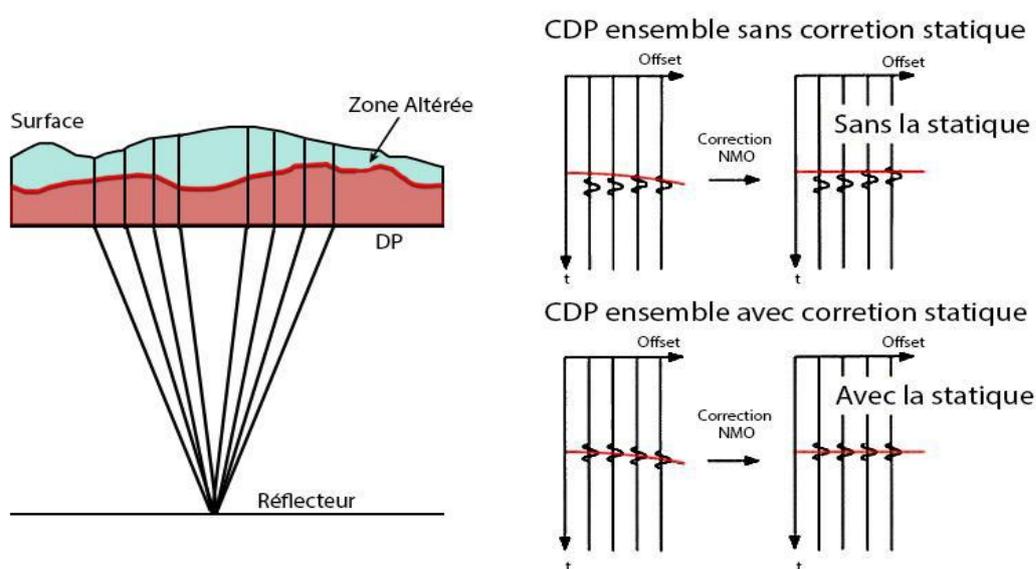


Figure I.13 Effets des statiques (Bachta, 2005).

I.8.4 Perte par Transmission

À chaque fois qu'une onde sismique est transmise à une interface, il y a une perte d'énergie (voir figure I.13). Lorsqu'on considère une réflexion avec une incidence normale, l'amplitude de l'onde réfléchie A_n sur le $n^{\text{ème}}$ réflecteur qui atteint la surface est donnée par l'équation suivante (Benhama, 2000) :

$$A_n = A_0 R_n \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_i^2) \quad (\text{I.20})$$

Avec :

A_0 : amplitude de l'onde initiale

R_i : coefficient de réflexion au niveau de la $i^{\text{ème}}$ interface.

$\prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_i^2)$: pertes par transmission.

La perte d'énergie par transmission au niveau d'un réflecteur individuel est généralement négligeable et a donc peu d'effet sur l'amplitude de la réflexion. Cependant, cette perte devient significative lorsque l'on considère un grand nombre d'interfaces. Ainsi, l'atténuation due au phénomène de transmission est étroitement liée à la distribution stratigraphique des couches traversées par l'onde. Cela signifie que la manière dont les différentes couches sont empilées et leurs propriétés acoustiques influencent l'amplitude de l'onde réfléchie et l'atténuation qui se produit lors de sa propagation à travers les interfaces

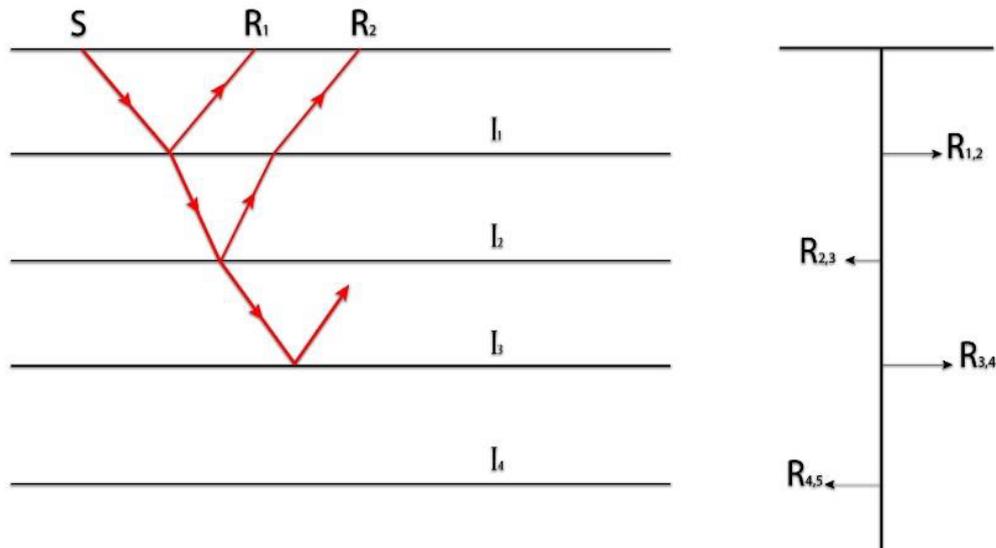


Figure I.14 Réflexions et transmissions des ondes sismiques (Chopra et Castagna, 2014).

Chapitre II :

Théorie de l'AVO

Chapitre II Théorie de l'AVO

II.1 Introduction

La théorie AVO est basée sur la variation des amplitudes des réflexions en fonction de l'offset, qui est basée sur la modification des paramètres élastiques des roches tels que la vitesse, la densité et l'anisotropie dans le coefficient de Poisson. L'analyse de ces paramètres permet d'extraire les informations nécessaires à l'analyse des amplitudes en fonction de l'offset ou AVO. Les équations de Zoeppritz et leur approximation ainsi que les règles de Koefoed, sont introduites en premier, suivies des différentes classes AVO. La figure II.1 montre l'anisotropie d'amplitude en fonction de l'offset, où une augmentation l'offset entraîne une augmentation de l'amplitude de réflexion (Koefoed,1955).

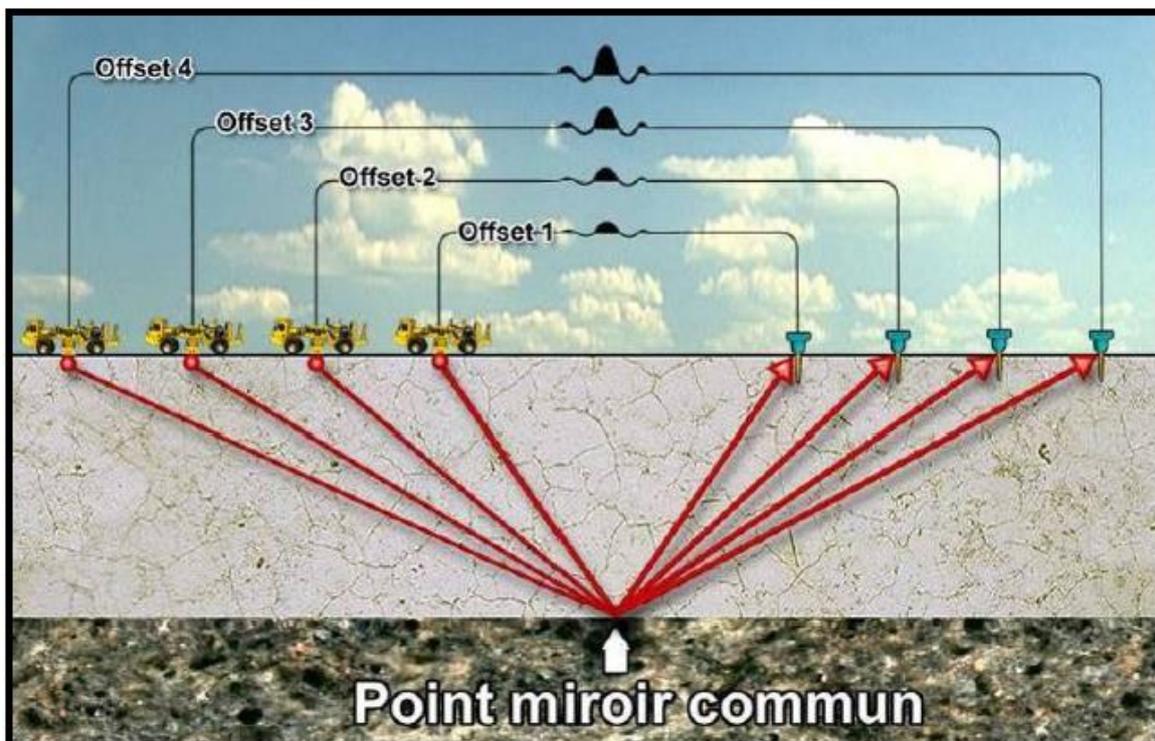


Figure II.1 variation de l'amplitude en fonction de l'offset

II.2 Les équations de Zoeppritz

En assumant la continuité de la contrainte et de la déformation au niveau d'une Interface, les équations de Zoeppritz décrivent la variation des amplitudes des ondes réfléchies et des ondes transmises, de compression (Compressional) et de cisaillement (Shear). Lorsqu'une onde P émise à incidence oblique rencontre une interface séparant deux milieux différents, l'énergie de l'onde incidente est donc divisée en quatre différentes qui dépendent de l'angle d'incidence et des propriétés physiques des milieux où elles se propagent. Il existe quatre équations relatives aux quatre conditions d'interfaces qui doivent être satisfaites. La solution de ces équations résultera en deux coefficients de réflexion et deux coefficients de

transmission. Ces deux coefficients sont sensibles au changement de l'angle d'incidence. Les équations de Zoeppritz ne sont pas prises en considération au-delà de l'angle critique.

Aki et Richards (1980) ont simplifié les équations de Zoeppritz sous une forme matricielle :

$$\begin{pmatrix} \cos\theta_1 & \cos\theta_2 & -\sin\varphi_1 & \sin\varphi_2 \\ \sin\theta_1 & -\sin\theta_2 & \cos\varphi_1 & \cos\varphi_2 \\ \cos 2\varphi & -\frac{Z_{p2}}{Z_{p1}} \cos 2\theta_2 & -\frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2\varphi_1 & -\frac{Z_{S2}}{Z_{P1}} \sin 2\varphi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \sin 2\theta_2 & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos 2\varphi_1 & -\frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2} \cos 2\varphi_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_{pp} \\ T_{pp} \\ R_{ps} \\ T_{ps} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\theta_1 \\ -\sin\theta_1 \\ -\cos 2\varphi_1 \\ -\sin 2\theta_1 \end{pmatrix} \quad (\text{II.1})$$

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).

où :

R_{pp} , R_{ps} : Sont respectivement les amplitudes des ondes P et S réfléchies.

T_{pp} , T_{ps} : Sont respectivement les amplitudes des ondes P et S transmises.

V_{p1} , V_{s1} : Sont respectivement les vitesses des ondes P et S dans le premier milieu.

V_{p2} , V_{s2} : Sont respectivement les vitesses des ondes P et S dans le deuxième milieu.

θ_i , θ_t , φ_r , φ_t : Les angles que forment les rayons sismiques relatifs aux ondes P et S des deux milieux avec la normale. (Zoeppritz, 1919)

II.3 Approximations des équations de Zoeppritz

Les équations de Zoeppritz sont assez compliquées et leur résolution est très difficile ; elles ne traduisent pas une compréhension intuitive qui montre que la variation d'amplitude est liée aux paramètres élastiques, ou que la variation d'un certain paramètre affecte la courbe du coefficient de réflexion. Au cours du temps, plusieurs approximations des équations de Zoeppritz ont vu le jour afin de révéler l'information induite par le comportement des amplitudes en fonction de l'offset.

II.3.1 Approximation d'Aki et Richards (1980)

Aki et Richards (1980) ont donné l'expression du coefficient de réflexion sous une forme qui comprend trois termes. Ces trois termes incluent la densité, la vitesse des ondes P, et la vitesse des ondes S (Aki et Richards, 1980). Cette forme s'écrit comme suit :

$$R(\theta) = a \frac{\Delta V_P}{V_P} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad (\text{II.2})$$

Avec :

$$a=1/(2\cos^2\theta)=(1+\tan^2\theta)/2$$

$$b=0.5-[(2V_{s2}/V_{p2})\sin^2\theta]$$

$$c=-(4V_{s2}/V_{p2})\sin^2\theta$$

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

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

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

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

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

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

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

Cette équation peut être réarrangée afin de donner :

$$R(\theta)=\frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho}\right) + \left(\frac{1}{2}\frac{\Delta V_p}{V_p} - 4\frac{V_s^2 \Delta V_s^2}{V_p^2 V_s} - 2\frac{V_s^2 \Delta\rho}{V_p^2 \rho}\right) \sin^2\theta + \frac{1}{2}\frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2\theta - \sin^2\theta) \quad (\text{II.3})$$

II.3.2 Approximation de Shuey (1985)

Shuey (1985) a réarrangé l'équation d'Aki de Richards algébriquement en une forme similaire à l'équation (II.3), tout en introduisant le coefficient de Poisson (σ), où les termes sont rangés selon leur contribution dans le coefficient de réflexion en fonction des plages d'angles d'incidences :

$$R_{PP}(\theta)=R_P + \left(R_P A_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma^2)}\right) \sin^2\theta + \frac{1}{2}\frac{\Delta V_P}{V_P} (\tan^2\theta - \sin^2\theta) \quad (\text{II.4})$$

Avec :

$$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1 \quad ; \quad \sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}$$

$$A_0 = B_0 - 2(1 + B_0) \frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \quad B_0 = \frac{\frac{\Delta V_P}{V_P}}{\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta\rho}{\rho}} \quad , \quad R_P = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta\rho}{\rho}\right)$$

où :

R_P : Coefficient de réflexion à incidence normale.

σ : Coefficient de Poisson.

Chaque terme de l'approximation de Shuey décrit une plage d'angles d'incidences différente de la courbe de réflexion . (Chopra et Castagna,2014)

II.3.3 Approximation de Hilterman

Hilterman a simplifié l'équation de Shuey en posant les hypothèses suivantes :

- on utilise uniquement les deux premiers termes de l'équation de Shuey
- $V_p/V_S \approx 2$
- $\sigma = 1/3$, ce qui implique que $A_0 = -1$
- $\Delta\rho \approx 0$, ce qui donne $B=1$.

L'équation de Shuey devient alors

$$R_{PP}(\theta_1) \approx R_{PP}(0) + \left[\frac{9}{4} \Delta\sigma - R_{PP}(0) \right] \sin^2(\theta_1) \quad (\text{II.5})$$

$$\text{D'où : } G = \frac{9}{4} \Delta\sigma - R_{PP}(0)$$

R_{PP} et G Sont déterminés par régression linéaire leurs valeurs permettent d'estimer le taux de changement des coefficients de poisson :

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

II.3.4 Approximation de Fatti

Fatti et al. ont réarrangé l'approximation d'Aki et Richards de la manière suivante :

$$R_{pp}(\theta) = C_1 R_p + C_2 R_s + C_3 R_D \quad (\text{II.6})$$

Avec :

$$R_p = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] = \frac{\Delta Z_p}{2Z_p}$$

$$R_s = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] = \frac{\Delta Z_s}{2Z_s}$$

$$R_D = \frac{\Delta\rho}{\rho}$$

Et :

$$C_1 = 1 + \tan^2\theta$$

$$C_2 = -8\gamma^2 \tan^2\theta$$

$$C_3 = -\frac{1}{2} \tan^2\theta + 2\gamma^2 \sin^2\theta$$

$\gamma = V_s/V_p$: est supposé constant

Cette approximation ne suppose rien sur V_p/V_s ou la densité. L'équation est valide pour les grands angles pré-critiques et elle est plus stable que celle proposée par Aki et Richards car elle est basée sur les impédances plutôt que sur les vitesses. C'est pourquoi elle est utilisée dans l'inversion simultanée (Chopra et Castagna, 2014).

II.4 Règles de Koefoed (1955) et classification des grés à gaz

Koefoed a étudié la variation des amplitudes des réflexions en fonction de l'angle d'incidence pour extraire les paramètres élastiques des roches dans les grés à gaz. Vingt modèles différents, composés de deux milieux de paramètres élastiques différents, ont été considérés, ceci en tenant compte de la vitesse de l'onde P, la densité et le coefficient de Poisson des milieux. Il a alors établi cinq règles empiriques, vérifiées par l'équation de Shuey, valable pour des angles d'incidence inférieurs à 30° (Chopra et Castagna, 2014).

Règle 1 : Si le milieu situé sous l'interface possède une vitesse supérieure à celle du milieu situé au-dessus et que les autres propriétés sont identiques dans les deux milieux, alors une augmentation du coefficient de Poisson dans le milieu inférieur entraîne une augmentation du coefficient de réflexion avec l'offset (Figure II.2).

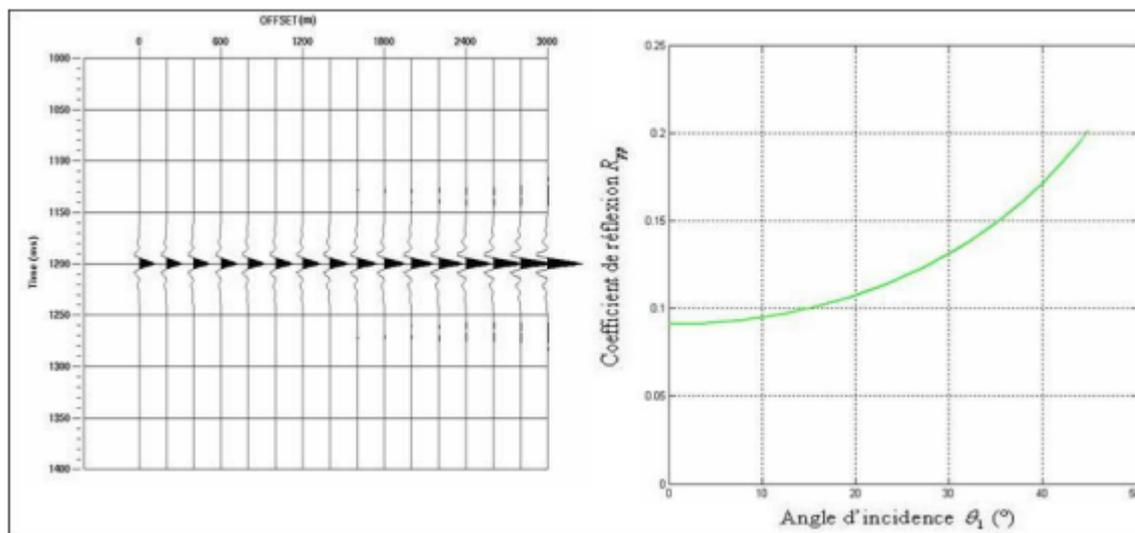


Figure II.2 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règle 1 de Koefoed.

Modèle géologique

Milieu 1 : $V_{p1} = 2500$ m/s ; $\rho_1 = 2.1$ $\sigma_1 = 0.1$

Milieu 2 : $V_{p2} = 3000$ m/s ; $\rho_2 = 2.1$ $\sigma_2 = 0.3$

Règle 2 : Si dans le cas ci-dessus, le coefficient de Poisson augmente dans le milieu supérieur, alors le coefficient de réflexion décroît. Figure II.3

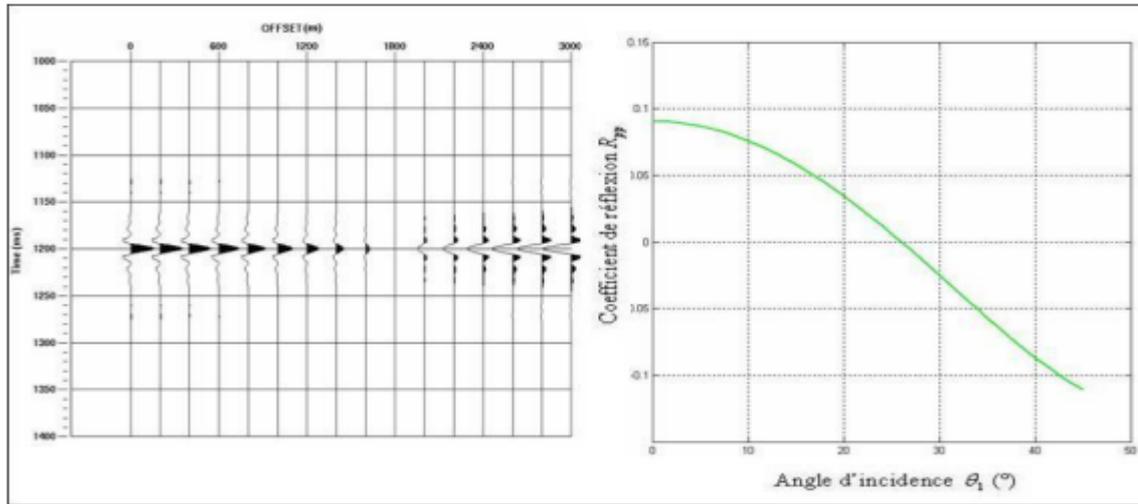


Figure II.3 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règle 2 de koefloed.

Modèle géologique :

Milieu 1: $V_{p1} = 2500 \text{ m/s}$; $\rho_1 = 2.1$ $\sigma_1 = 0.3$

Milieu 2: $V_{p2} = 3000 \text{ m/s}$; $\rho_2 = 2.1$ $\sigma_2 = 0.1$

Règle 3 : Dans le cas où les coefficients de Poisson des deux milieux augmentent dans les mêmes proportions, une augmentation de l'angle d'incidence entraîne une augmentation du coefficient de réflexion.

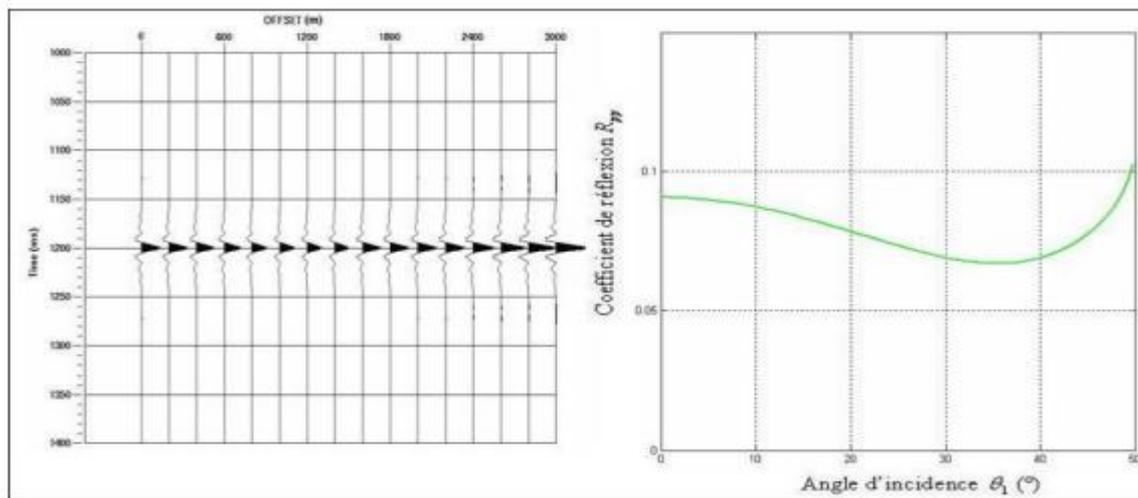


Figure II.4 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règles 3 de koefloed

Modèle géologique :

Milieu 1 : $V_{p1} 2500 /$; $\rho_1 = 2.1$ $\sigma_1 = 0.3$

Milieu 2 : $V_{p2} 3000 \text{ m/s}$; $\rho_2 = 2.1$ $\sigma_2 = 0.3$

Règle 4 : L'effet mentionné en règle 1 devient plus prononcé lorsque le contraste de vitesse entre les deux milieux devient faible

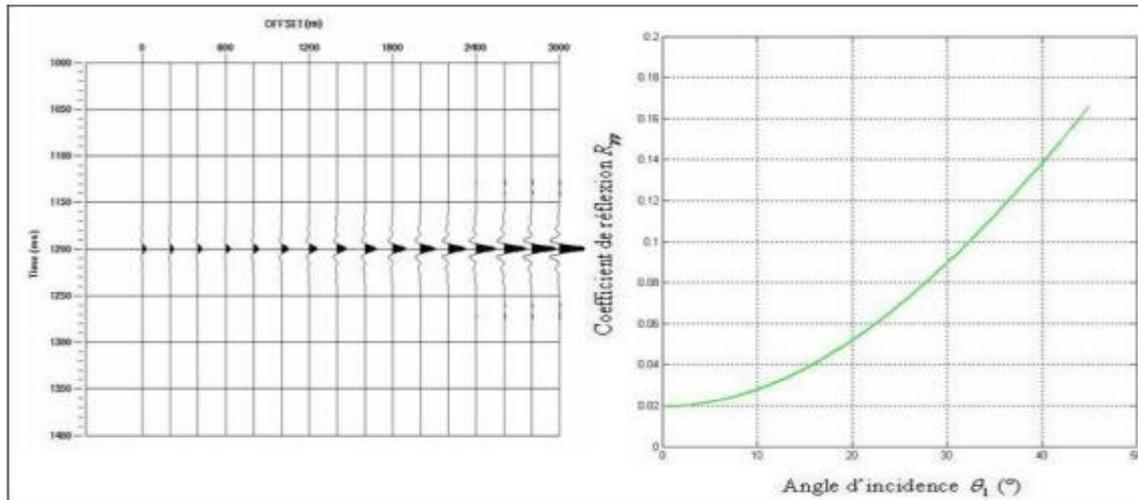


Figure II.5 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règle 4 de Koeffoed

Modèle géologique :

Milieu 1 : $V_{p1} = 2500 \text{ m/s}$; $\rho_1 = 2.1$ $\sigma_1 = 0.1$

Milieu 2 : $V_{p2} = 2600 \text{ m/s}$; $\rho_2 = 2.1$ $\sigma_2 = 0.3$

Règle 5 : L'inversion des deux milieux modifie légèrement la forme des courbes pour des angles inférieurs à 30°.

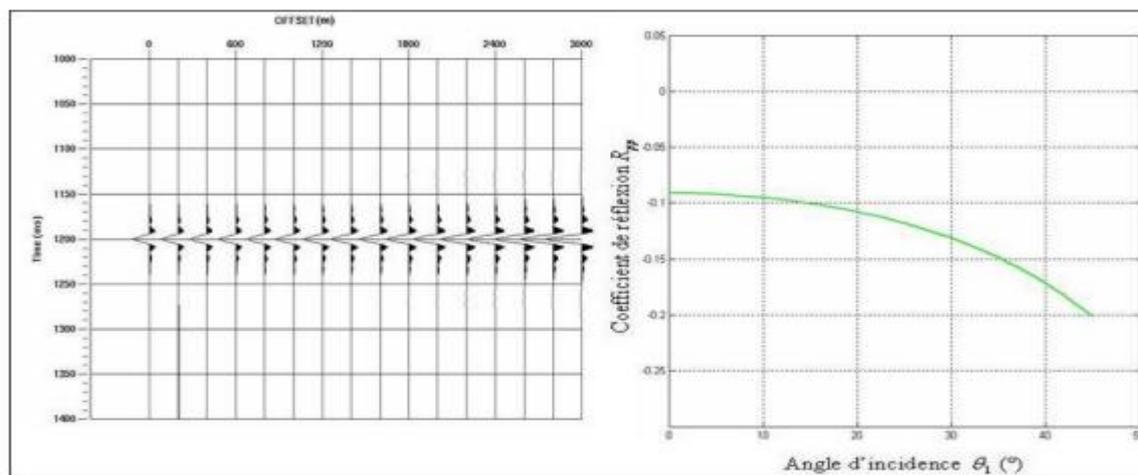


Figure II.6 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset en respectant la règle 5 de Koeffoed.

Modèle géologique :

Milieu 1 : $V_{p1} = 3000 \text{ m/s}$; $\rho_1 = 2.1$ $\sigma_1 = 0.3$

Milieu 2 : $V_{p2} = 2500 \text{ m/s}$; $\rho_2 = 2.1$ $\sigma_2 = 0.1$

Selon les règles 1 et 3, plusieurs combinaisons de coefficients de Poisson produisent la même variation du coefficient de réflexion avec l'offset, et ce lorsque les vitesses et les densités restent constantes. Cela signifie que l'inversion des équations de Zoeppritz pour trouver le coefficient de Poisson n'est pas unique.

II.5 Les classes AVO

La gamme des caractéristiques AVO présentées dans les réflexions sismiques des grès à gaz est très étendue. Pour une réflexion dans ces grès, les deux déterminants de la réponse AVO sont le coefficient de réflexion à incidence normale ainsi que le contraste de coefficient de Poisson de part et d'autre du réflecteur. Rutherford [1989] a identifié trois grandes classes de réponses AVO dans les 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.

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 (Vernik, 2016).

Classe 1 : Grès à forte impédance acoustique

Les grès de cette catégorie ont une impédance acoustique plus élevée que la roche encaissante, qui est souvent constituée d'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 II.7 montre un exemple de la classe 1.

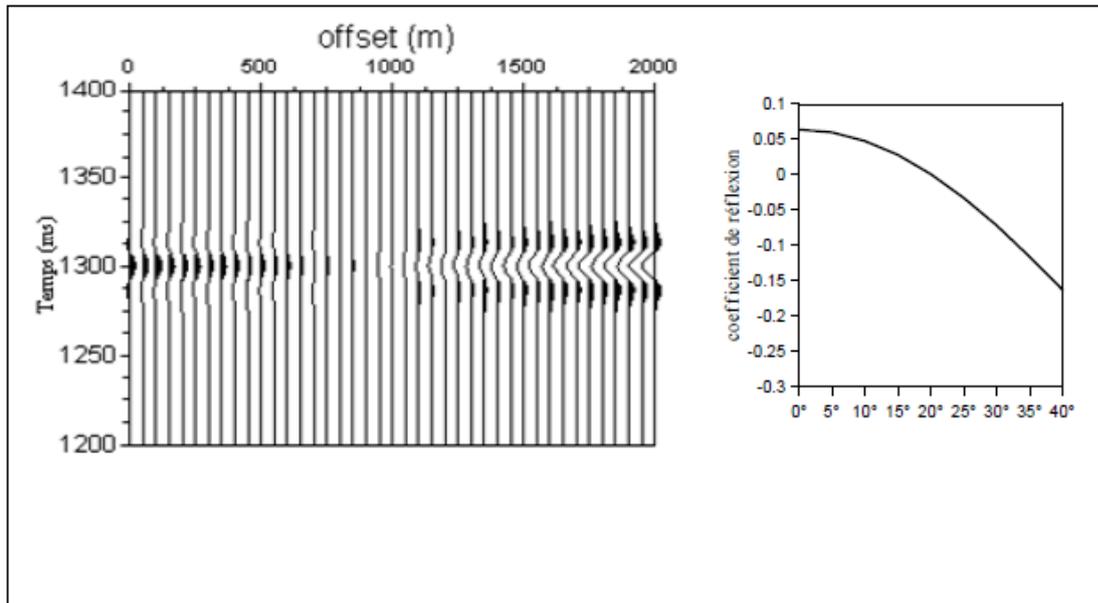


Figure II.7 Classe 1 (grès à grande impédance).

L'interface est : argile/grès à gaz

$V_{p1}=2350\text{m/s}$, $\sigma_1=0.4$, $\rho_1=2.2$ et $V_{p2}=2730\text{m/s}$, $\sigma_2=0.05$ $\rho_2=2.15$

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 II.8).

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.

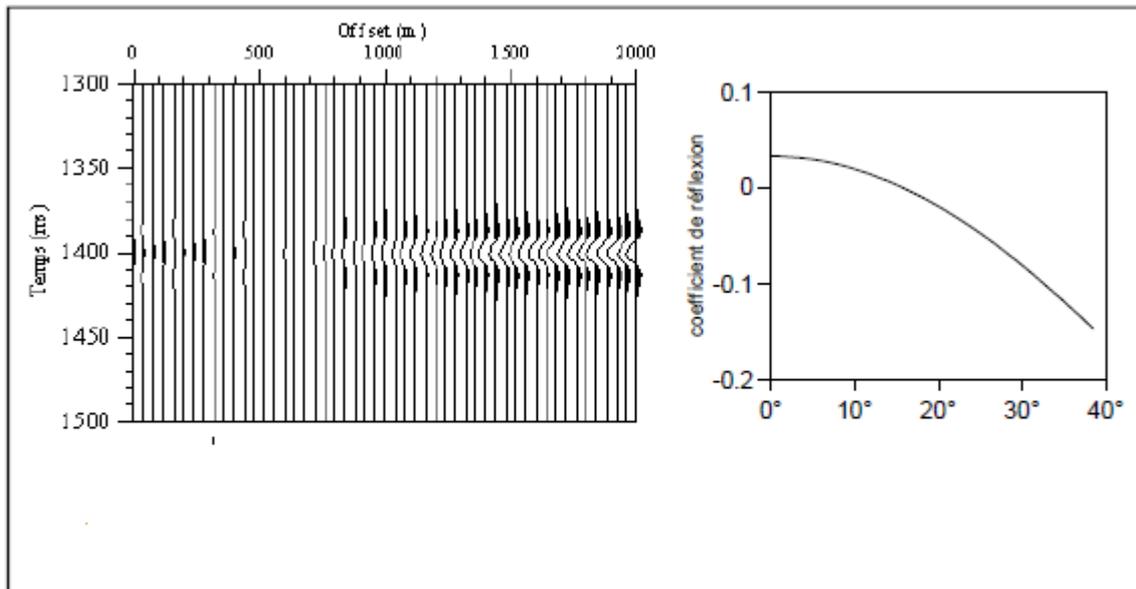


Figure II.8 Classe 2 (grès à impédance proche de celle de l'encaissant avec $\Delta Z > 0$).

L'interface est : argile / grès à gaz

$$V_{p1}=2400\text{m/s}, \sigma_1=0.4, \rho_1=2.2 \text{ et } V_{p2}=2700\text{m/s}, \sigma_2=0.05, \rho_2=2$$

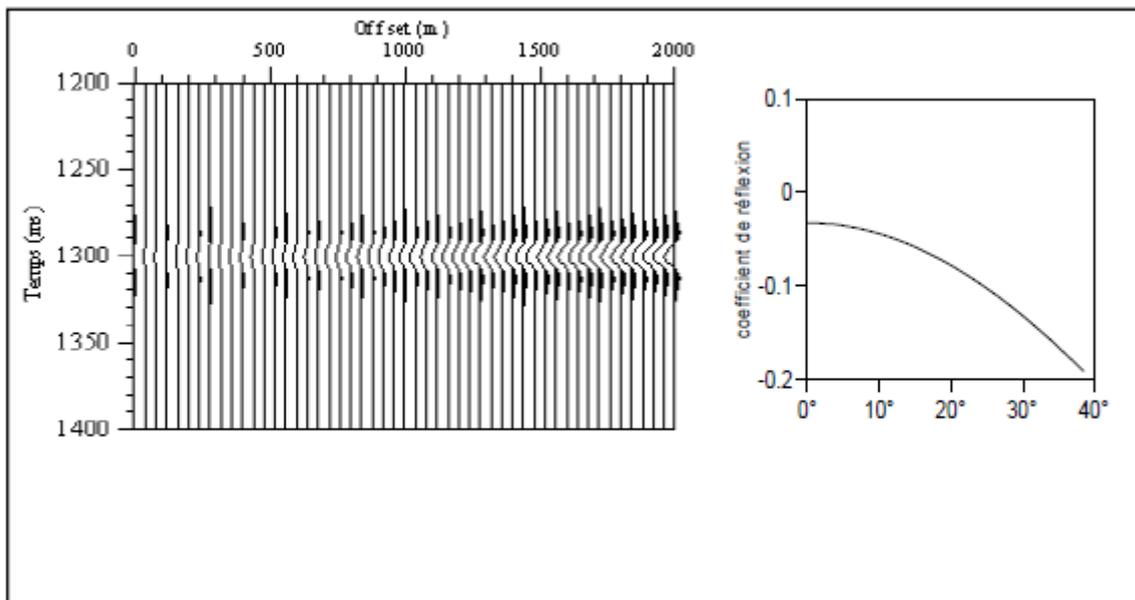


Figure II.9 Classe 2 (grès à impédance proche de celle de l'encaissant avec $\Delta Z < 0$)

L'interface est : argile / sable à gaz

$$V_{p1}=2400\text{m/s}, \sigma_1=0.4, \rho_1=2.2 \text{ et } V_{p2}=2550\text{m/s}, \sigma_2=0.05, \rho_2=2.0$$

Classe 3 : Grès à faible impédance acoustique

Le grès à gaz de cette catégorie a une impédance acoustique plus faible que celle du 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 II.10). 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.

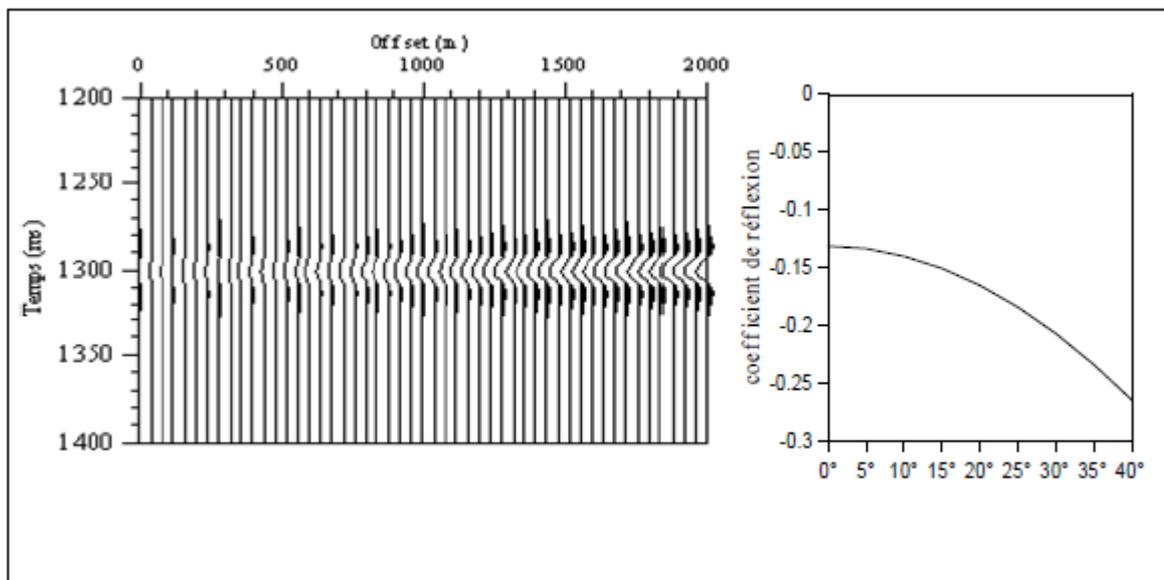


Figure II.10 Classe 3 (grès à faible impédance).

L'interface est : argile / grès à gaz

$$V_{p1}=2300\text{m/s}, \sigma_1=0.4; \rho_1=2.15 \text{ et } V_{p2} = 1950\text{m/s}, \sigma_2=0.1; \rho_2=1.95$$

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.

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 .

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 III.11).

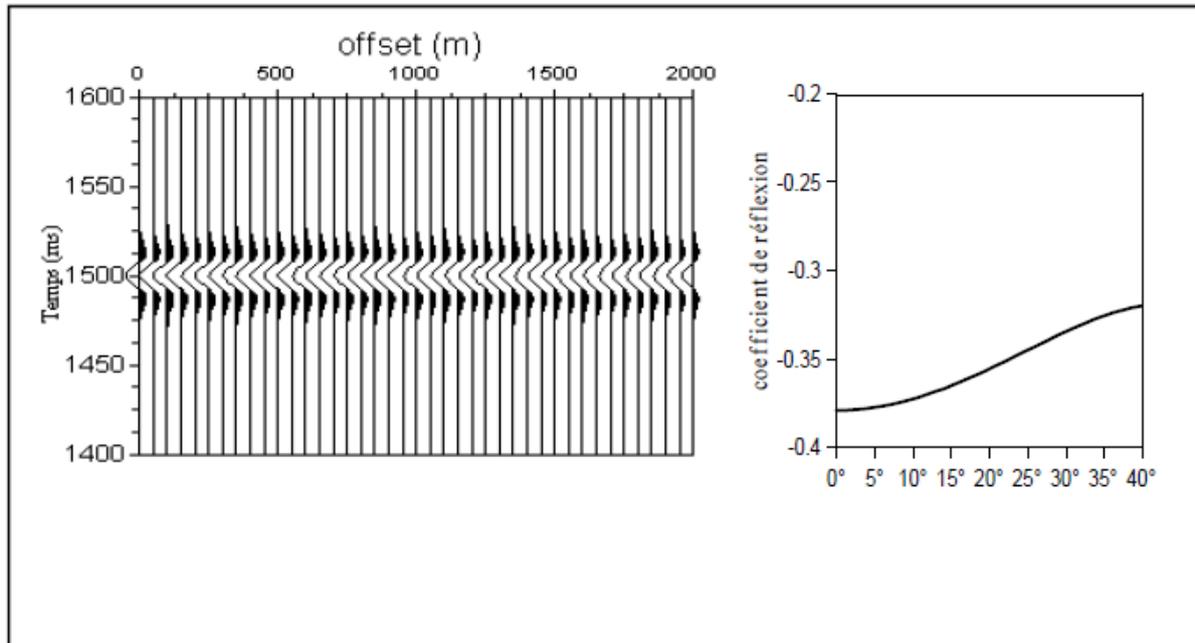


Figure II.11 Classe 4 (grès à très faible impédance acoustique).

L'interface est : argile /sable à gaz

$$V_{p1} = 3200\text{m/s}, \sigma_1=0.34, \rho_1=2.34 \text{ et } V_{p2} = 1700\text{m/s}, \sigma_2=0.1, \rho_2=2.05$$

La figure II.12 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.

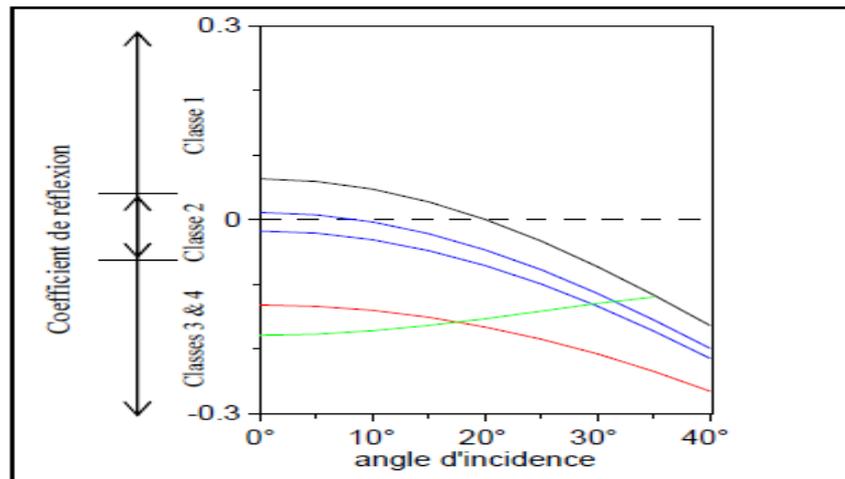


Figure II.12 Classification de Rutherford des grès à gaz. Les classes 3 et 4 peuvent avoir la même valeur du coefficient de réflexion à incidence normale.

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.

II.6 Conclusion

Les équations de Zoeppritz sont capables de prédire le changement d'amplitude pour n'importe quel ensemble de propriétés de la roche.

Cependant, ces équations ne fournissent pas une explication complète du changement d'amplitude en fonction des propriétés physiques des roches.

De nos jours, l'analyse AVO est devenue un outil indispensable pour la détection directe des hydrocarbures. Cette analyse peut aider à résoudre les problèmes de localisation des pièges stratifiés sans recourir à des considérations structurell

Chapitre III :

Traitement en amplitudes préservées

Chapitre III : Traitement en amplitudes préservées

III.1 Introduction

L'amplitude d'une fonction périodique est définie comme la variation maximale de la fonction par rapport à sa valeur moyenne sur une période donnée. Pour les ondes sismiques enregistrées en surface, l'amplitude est liée à la réflectance et peut être utilisée pour détecter des changements lithologiques. Toutefois, l'amplitude est également influencée par d'autres facteurs qui seront discutés dans ce chapitre. Il est à noter que l'amplitude est également représentée par une fonction qui mesure la quantité de différence entre les extrema de l'onde et l'axe des x .

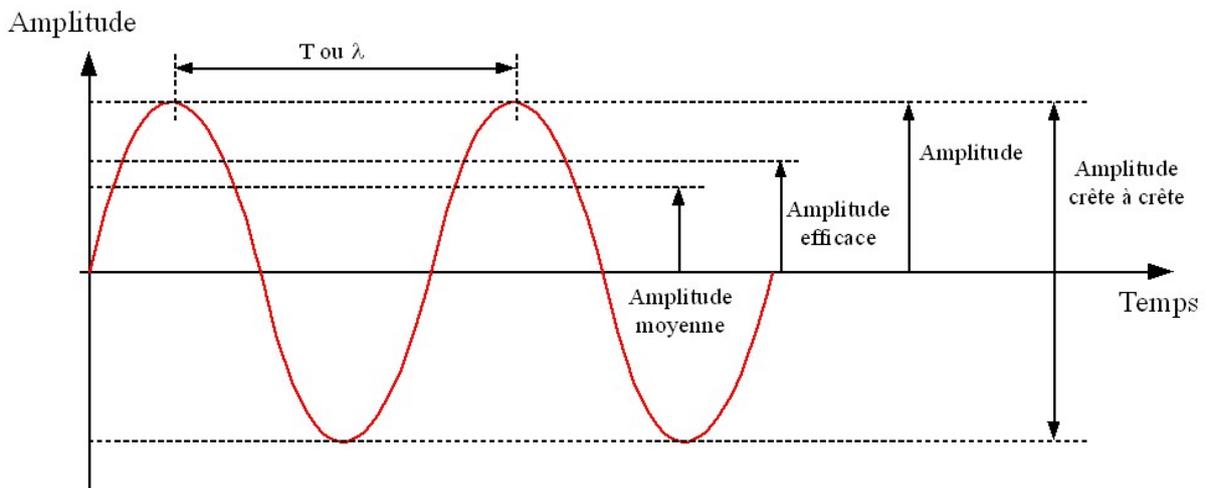


Figure III.1 Amplitude d'une onde sinusoïdale

III.2 Récupération des amplitudes réelles

L'ondelette sismique se déforme lors de la propagation dans le sous-sol, de l'émission à la réception, en raison de nombreux facteurs, son Amplitude et son spectre de fréquence changent. Les principaux facteurs affectant la variation des amplitudes sismiques sont :

- la divergence sphérique
- L'absorption.

Le traitement en amplitude préservée est une méthode classique qui ne fait recourt ni à l'égalisation dynamique ni à la normalisation (c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'égalisation d'amplitude). Son but est de corriger les effets de certains facteurs qui influencent l'amplitude

des ondes sismiques, afin de réduire certains bruits et d'améliorer la résolution. Pour ce faire, seules les étapes supplémentaires nécessaires sont décrites.

III.2.1 Compensation de la divergence sphérique :

L'objectif est de corriger les variations d'amplitude des ondes sismiques causées par l'expansion du front d'onde au fil du temps. Toutefois, cette expansion est généralement inversement proportionnelle à la distance parcourue, ce qui entraîne une diminution de l'amplitude proportionnelle à l'inverse de la distance parcourue par l'onde. Pour corriger cela, on peut multiplier l'amplitude de la trace sismique par la distance, mais étant donné que seule l'information de temps de parcours t est disponible à ce stade (sans information sur la loi de vitesse), une loi empirique de type " Ntn " est utilisée pour effectuer la correction. (Newman,1973)

Dans ce cas une trace corrigée $T_C(t)$ s'écrit :

$$T_C(t)=T(t)Ntn \quad (\text{III.1})$$

où :

t : Temps de parcours de l'onde.

N : Constante déterminée à travers des tests.

n : Exposant compris entre 1 et 2.

T_C : Trace sismique corrigée.

T : Trace sismique avant correction.

III.2.2 Compensation de l'absorption

Pour compenser l'atténuation des amplitudes due à l'absorption, il est connu que cette atténuation suit une forme exponentielle. Pour la compenser nous allons multiplier l'amplitude par l'inverse du facteur d'atténuation c'est-à-dire par (Newman,1973) :

$$e^{\alpha fnt} \quad (\text{III.2})$$

Où :

t : Temps de parcours de l'onde.

α : Facteur d'absorption.

f : Fréquence.

n : Facteur déterminé par des essais.

$$T_C(t)=T(t)e^{\alpha fnt} \quad (\text{III.3})$$

T_C : Trace sismique corrigée.

T : Trace sismique avant corrigée.

Les deux corrections peuvent être combinées comme suit :

$$T_C(t)=T(t).e^{\alpha fnt} . Ntn \quad (\text{III.4})$$

III.2.3 La séquence de traitement en amplitude préservées

Une séquence de traitement en amplitudes préservées nécessite en générale les étapes suivantes (Vernik,2016) :

III.2.3.1 Le reformatage

Le reconditionnement est la première étape du traitement sismique. Il consiste à convertir le format de piste magnétique du champ (seg.y, seg.d, etc.) en un autre format compatible avec le logiciel de traitement utilisé (Omega, geovector, etc.). Cette transformation permet au logiciel de traitement de lire et d'importer des données à partir de la bande de terrain.

III.2.3.2 Géométrie

Après le reformatage, la prochaine étape est géométrie. Ce fichier contient toutes les données d'ingénierie de la zone d'étude afin de représenter notre section sismique à l'aide des coordonnées géométriques. Cela fournit un plan du site qui sera utilisé tout au long du projet sismique

III.2.3.3 L'atténuation des bruits

Chaque type de bruit a une propriété distincte qui le distingue du signal utile, permettant de le supprimer sans changer la valeur du signal. Certains types de bruit sont difficiles à éliminer, mais leur atténuation peut être améliorée en améliorant le rapport signal sur bruit (S/N).

III.2.3.4 Les corrections statiques

(le terrain) superficiel peut affecter de manière significative la qualité des données sismiques ou donner lieu à des artefacts structurels. Il est nécessaire de définir précisément la région de déplacement afin d'estimer le temps de propagation des ondes à travers cette région au niveau de chaque géophone, afin de le soustraire de la trace sismique.

III.2.3.5 La Déconvolution

Pour obtenir avec précision les coefficients de réflexion, il est souhaitable de rapprocher le signal le plus possible de l'impulsion de Dirac. Pour cela, une technique appelée déconvolution est utilisée, qui vise à réduire l'effet d'ondelettes afin d'améliorer la résolution du signal.

III.2.3.6 Les analyses de vitesses

L'analyse de vitesse est un programme d'analyse des données qui permet la détermination des vitesses moyennes quadratiques en fonction du temps double.

L'analyse de la vitesse doit être effectuée avec précision, de préférence en continu, pour chaque point de profondeur commun (CDP).

III.2.3.7 Le mute

Le mute correspond à supprimer des premières arrivées (réfractions), des traces inactifs (traces mortes) et de l'étirement dû aux corrections dynamiques (étirement NMO).

III.3 Conclusion

Afin d'effectuer un traitement en amplitude préservée, il est nécessaire d'obtenir des données sismiques de haute qualité, y compris une résolution horizontale et verticale précise, ainsi qu'un contenu fréquentiel riche en hautes fréquences. Cependant, il convient de noter que cela peut être difficile à réaliser en raison de la compréhension et de la quantification limitées de certains phénomènes.

III.4 Types d'inversion sismique

On peut classer ces types d'inversion en deux grands domaines d'application selon le type des données sismiques utilisées (Vernik,2016) :

III.4.1 L'inversion sismique POST STACK (Après sommation) :

C'est tout simplement, l'inversion sismique qui utilise les données sismiques conventionnelles (après sommation).

III.4.2 L'inversion sismique AVO (Avant sommation) :

La sismique réflexion consiste à utiliser des données sismiques avant sommation, en termes d'offset ou d'angle d'incidence, afin de retenir des informations précieuses sur la véritable variation d'amplitude avec l'offset ou l'angle d'incidence. Cela permet de conserver et de retourner les informations utiles contenues dans les données sismiques

La méthode d'inversion	Résultat de l'inversion
Inversion POST STACK (Après sommation)	Impédance acoustique (I.A)
Inversion AVO (avant sommation)	Impédance acoustique (I.A) Impédance élastique (I.E) Coefficient de poisson Densité

Tableau III.1 Comparaison entre les résultats d'inversion AVO et l'inversion Post Stack

III.5 Organigramme d'application d'une inversion sismique

- * Un contrôle qualité et pré-conditionnement des données sismiques et des puits.
- * Un calage des puits avec la sismique et l'extraction de l'ondelette sismique.
- * Construction d'un modèle bas fréquent pour chaque propriété physique obtenue par l'inversion.
- * Un algorithme d'inversion est utilisé pour générer des cubes d'impédance acoustique ou élastique et extraire les attributs sismiques. Les résultats de la réflexion sont affectés par les données sismiques utilisées (avant ou après sommation) ainsi que par le choix de l'algorithme en fonction des objectifs visés.
- * Un contrôle qualité des résultats d'inversion.
- * Une visualisation et interprétation des résultats

III.6 L'inversion sismique AVO

Récemment, (Davies et al.,2000) ont démontré que lorsqu'on utilise des techniques d'inversion sismique dans le domaine AVO (données sismiques avant sommation), on aura une amélioration significative des résultats par rapport aux résultats d'inversion dans le domaine pré stack (avant sommation) (Chopra et Castagna,2014).

III.6.1 Les données d'entrée

Les données d'entrée (Input data) de l'inversion avant-sommation sont les suivants :

- Les données sismiques au CDP (gather) nécessitant un pré-conditionnement pour aligner les événements sismiques et améliorer le rapport signal sur bruit. Ensuite, il est nécessaire de le convertir en données CDP angulaires (en fonction de l'angle d'incidence) à l'aide de la conversion Offset-to-angle. Enfin, divisez la plage d'angles en trois plages (proche, médiane et éloignée) et regroupez-les séparément.
- Les données de puits, telles que les enregistrements de V_p , V_s et de densité, sont utilisées pour la corrélation, l'extraction d'ondelettes et aussi pour construction le modèle initial. Si nous n'avons pas de logs de V ou de densité ρ , nous devons les générer en utilisant les équations de Castagna et Gardner.
- Les horizons sismiques interprétés jouent un rôle essentiel en tant que guide pour l'inversion, permettant l'identification correcte des cibles pétrolières. Des mesures telles

que des vérifications instantanées ou des VSP (puits de contrôle de vitesse) peuvent être utilisées pour effectuer une conversion temps-profondeur et mieux définir les horizons sismiques.

III.6.2 La corrélation et l'extraction de l'ondelette

Le but de cette étape est d'améliorer la corrélation temporelle entre les événements de composition générés à partir du puits et le suivi du puits réel. Cette corrélation a été établie au niveau de chaque puits pour trois gammes d'angles : proximal (proche), intermédiaire (intermédiaire) et distal (loin).

- **Génération de la trace synthétique et extraction de l'ondelette**

À partir des check-shot, il est possible d'effectuer la conversion profondeur-temps des enregistrements. Les logs de vitesse V_p et V_s sont ensuite multipliés par la densité de log pour obtenir les logs d'impédance acoustique Z_p et Z_s . Et à partir de ce dernier, la série de réflectivité est obtenue en fonction de l'angle d'incidence.

L'effet synthétique est généré en rattachant la série de réflectivité à une ondelette statistique (obtenue par l'autocorrélation d'un traceur sismique réel dans le puits et considérée comme une ondelette de phase nulle). Ensuite, l'onde réelle est extraite en déconstruisant la trace sismique avec la série de réflectivité de la trace artificielle.

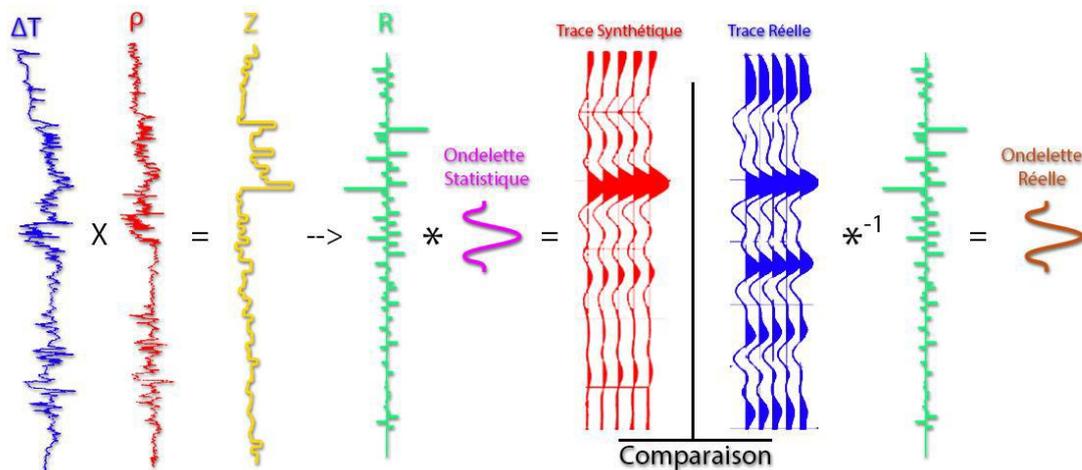


Figure III. 2 l'extraction de l'ondelette.

Cette étape est faite au niveau de chaque puits, et au final on prend une ondelette moyenne de tous les puits pour chaque gamme d'angle. On aura donc trois ondelettes moyennes.

III.6.3 Construction du modèle initial

L'impédance absolue ne peut pas être récupérée directement à partir des données sismiques en raison de la limitation de la plage de fréquences (manque de basses fréquences). Cependant, la réflexion sismique nécessite des basses fréquences pour extraire des paramètres élastiques ou acoustiques. Ainsi, un prototype est créé (aux fréquences plus basses), qui joue le rôle d'information a priori.

Le modèle initial est le processus de construction d'un modèle géologique par l'interpolation des logs Z_p , Z_s et ρ définies au niveau des puits à travers la trame stratigraphique déterminée par les horizons sismiques interprétés.

Le modèle initial permet de décrire trois modèles aux basses fréquences : le modèle d'impédance acoustique (Z_p), Modèle d'impédance des ondes de cisaillement (Z_s) et le modèle de densité (ρ).

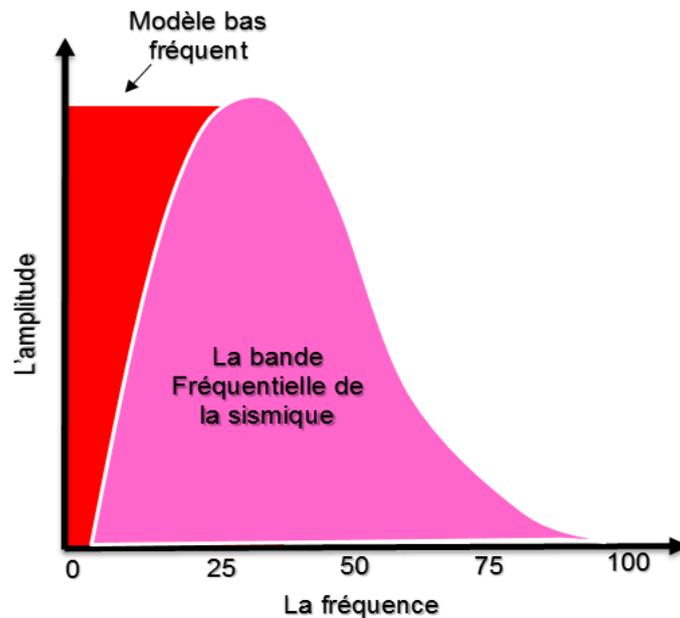


Figure III. 3 Représentation du modèle bas fréquent (SEG library, SD).

III.6.4. Vérification de l'inversion au niveau des puits :

Cette étape est très importante, car elle constitue la base de la vérification avant d'inverser l'amplitude sismique. Une erreur dans les coefficients de réflexion dans les puits peut entraîner une réflexion incorrecte.

Cette étape permet de vérifier les paramètres de l'algorithme d'inversion H-R-STRATA, d'identifier les écarts entre les données synthétiques et réelles, et d'extraire les coefficients de corrélation.

Il joue un rôle essentiel dans l'évaluation de la qualité des données et de la confiance dans les résultats d'inversion, garantissant que les paramètres sont correctement ajustés et fournissant une comparaison rigoureuse entre les données synthétiques et réelles.

III.6.5. L'inversion du volume

Après avoir vérifié les paramètres d'inversion au niveau des puits, on procède donc à l'inversion du volume sismique en utilisant l'algorithme d'inversion (H-R-STRATA).

III.6.6. Contrôle de qualité et interprétation des résultats d'inversion

Cette étape est effectuée pour assurer la qualité des résultats de réflexion. Pour ce faire, les valeurs des propriétés physiques de la roche générées par l'inversion sont comparées aux valeurs issues des forages, en utilisant la même période d'échantillonnage que la sismique, pour assurer une bonne corrélation. Cela permet de vérifier la précision de l'interpolation et d'extrapoler les informations de log entre les différents puits utilisés lors de la phase d'inversion. De plus, l'interprétation des résultats d'inversion est nécessaire pour faire des recommandations pour les données inversées.

III.7 Conclusion

Classiquement, la sismique réflexion était principalement appliquée pour créer un cube d'impédance acoustique qui servait d'indice lithologique pour déterminer le modèle géologique du sous-sol.

À l'heure actuelle, la sismique réflexion est étendue pour inclure les données sismiques. L'objectif est d'extraire non seulement l'impédance acoustique, l'impédance de cisaillement et élastique qui permettent le calcul des propriétés physiques des roches telles que la vitesse et la densité. Cela permet des prévisions de volume plus détaillées, ainsi que des prévisions de fluides et l'identification des réservoirs.

III.8 Interprétation des attributs AVO

III.8.1 La section intercept R_0

La section intercept R_0 permet d'obtenir une estimation plus précise de la réflectivité à l'offset zéro. Cette section permet également de repérer les changements de polarité du coefficient R_0 , caractérisés par des passages à zéro, grâce à l'échelle de couleurs utilisée (Castagna et Backus, 1993).

III.8.2 La section gradient G

Le gradient G correspond à la variation relative de l'amplitude en fonction du l'offset. Ce trait est particulièrement important dans l'analyse AVO car il est directement lié aux propriétés des milieux traversés, en particulier le coefficient de Poisson qui diminue dans les grès gazeux. Le gradient G d'ordonnée à l'origine R_0 est souvent utilisé pour quantifier la variation d'amplitude en fonction du l'offset. Cela se fait notamment par l'utilisation de cross plots (Castagna et Backus ,1993).

III.8.3 Cross plot AVO

Le tracé croisé AVO (ou Cross plot) est utilisé pour visualiser l'effet combiné de l'intercept R_0 et du gradient G en même temps. Avec ce diagramme croisé, il est possible d'identifier les points anormaux dans les sections de intercept-gradient. Il est également possible de combiner ces traits avec d'autres sous forme de tableaux croisés (Foster et al., 2010 ; Lei et al., 2005 ; Mahob et Castagna, 2003)

Les parcelles qui se croisent sont très utiles pour l'interprétation. Ils permettent des distinctions de roche de haute qualité et peuvent parfois servir d'indicateurs fiables de la présence d'hydrocarbures.

III.8.4 Interprétation du cross plot Intercept-Gradient

Selon D. J. Foster (1999), la variation de la porosité et de la teneur en boue du réservoir produit des réponses AVO qui suivent des directions parallèles à la ligne de fluide. Dans ce contexte, la partie supérieure et inférieure du réservoir, composée de grès saturés de gaz, apparaît respectivement dans la direction inférieure et supérieure à la ligne de fluide, comme la montre la figure III.4 (Foster et al., 2010)

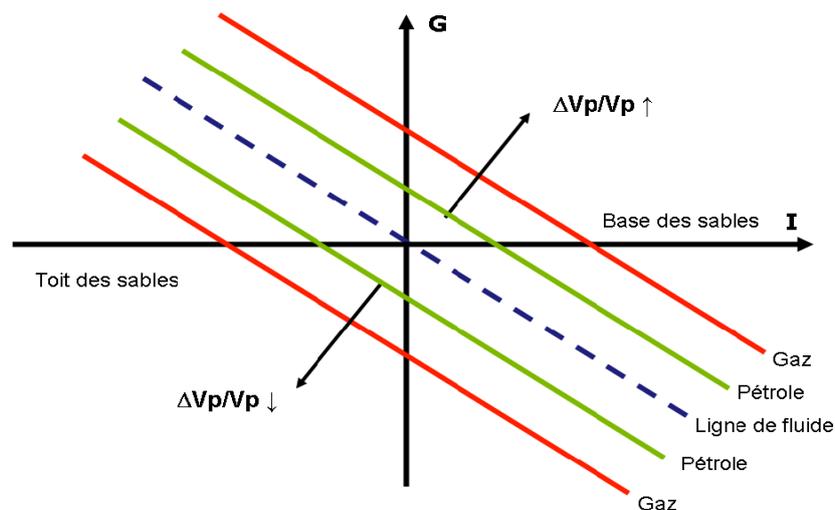


Figure III.4 Caractérisation du fluide de saturation d'un réservoir ainsi que la délimitation de son toit et sa base en utilisant la ligne de fluide (Foster et al., 2010)

III.8.5 Le facteur de fluide

L'attribut en question permet de confirmer l'existence de gaz indépendamment de la classe d'anomalie AVO observée. Il s'agit de la différence entre les données et leur modèle correspondant à un modèle de roches saturées en eau.

Ainsi, pour quantifier le réservoir, Smith et Gidlow ont proposé de définir l'attribut "facteur de fluide". Celui-ci indique la propension des roches à contenir du gaz par rapport à la ligne mud-rock en utilisant les vitesses V_p et V_s .

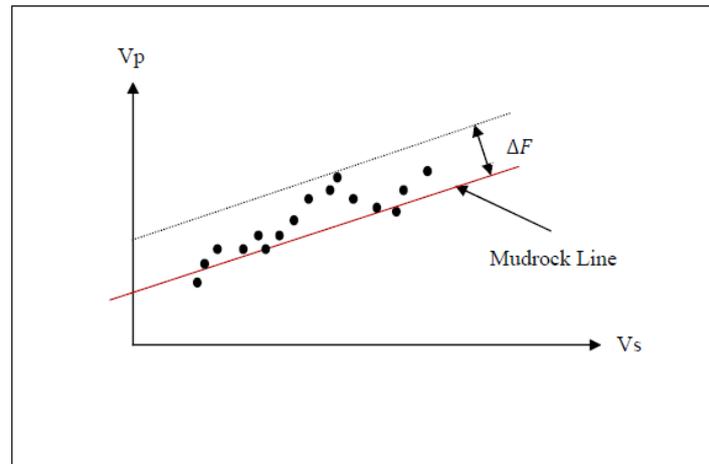


Figure III.5 Détermination du facteur fluide (ΔF) à partir de V_p en fonction de V_s

On définit alors le facteur de fluide par la relation suivante : (Smith et Gidlow, 1987 ; Castagna et Backus, 1993).

$$\Delta F = \frac{\Delta V_p}{V_p} - C_1 \frac{V_s}{V_p} \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (\text{III.5})$$

Si ΔF est proche de zéro, cela indique que le milieu est composé de roches saturées en eau. Pour les roches saturées en gaz, ΔF est généralement négatif au sommet du réservoir et positif à sa base (Fig.III.4).

Le facteur de fluide est souvent utilisé comme indicateur d'hydrocarbures. La définition de Castagna et Smith (1994) permet de représenter la ligne fluide dans un cross-plot du gradient en fonction de l'ordonnée à l'origine en utilisant l'équation associée R_0 et G , où $\frac{V_p}{V_s} = 2$ est fixé à 2 (l'état I de l'eau) et en négligeant le troisième terme de l'équation de Shuey (1985). Après transformation, la relation obtenue est la suivante :

$$R_0 + G = R_p + (R_p - 2R_s) = 2(R_p - R_s) \quad (\text{III.6})$$

Dans cette définition, R_p et R_s représentent la réflectivité sous incidence normale des ondes P et S, et G désigne le gradient.

Castagna et Smith montrent que R_p et R_s sont proches, voire même égaux, pour des sables et argiles saturés en eau salée. L'équation précédente devient :

$$R_0 + G = 0 \quad (\text{III.7})$$

Cette équation indique que la ligne de fluide passe par l'origine ($(R_0, G) = (0,0)$). Cependant, en présence de sable saturé en gaz, les coefficients R_p et R_s sont inégaux, ce qui fait que la somme $R_0 + G$ s'éloigne de zéro. Cette équation est considérée comme équivalente au facteur fluide.

III.9 Conclusion

Le décalage des valeurs d'intercept et du gradient par rapport à la ligne de fluides n'est pas toujours dû à la présence d'hydrocarbures. Il peut s'expliquer par la stratification ou avoir été engendré par des roches à vitesses lentes encaissées dans un milieu à vitesse beaucoup plus rapide. L'effet des bancs minces peut aussi créer de fausses anomalies AVO ou détruire les anomalies AVO existantes.

Les sections Intercept et Gradient ainsi que leurs cross plots sont des attributs fondamentaux pour la détection d'anomalies AVO et la détermination des classes correspondantes. Les autres attributs peuvent être utilisés pour la confirmation de ces anomalies. Cependant, l'interprétation de ces attributs doit être réalisée avec précaution.

Chapitre IV :
Contexte géologique
de la région d'étude

Chapitre IV : Contexte géologique de la région d'étude

IV .1 Situation géologique et géographique de la zone d'étude

IV.1.1 Situation géologique :

La région d'étude englobe le Nord-Ouest du Périmètre El M'zaid II et le tronçon Nord-Est de la parcelle de Zelfana, Et l'ensemble appartient à l'Est du bassin de Oued Mya **Figure (IV.1)**. Qui est géologiquement limité par :

- Au Sud par le bassin de Mouydir.
- Au Nord par la zone haute de Djemââ –Touggourt
- A l'Est par le haut structural d'Amguid-Messaoud.
- Voûte d'Allal à l'ouest.

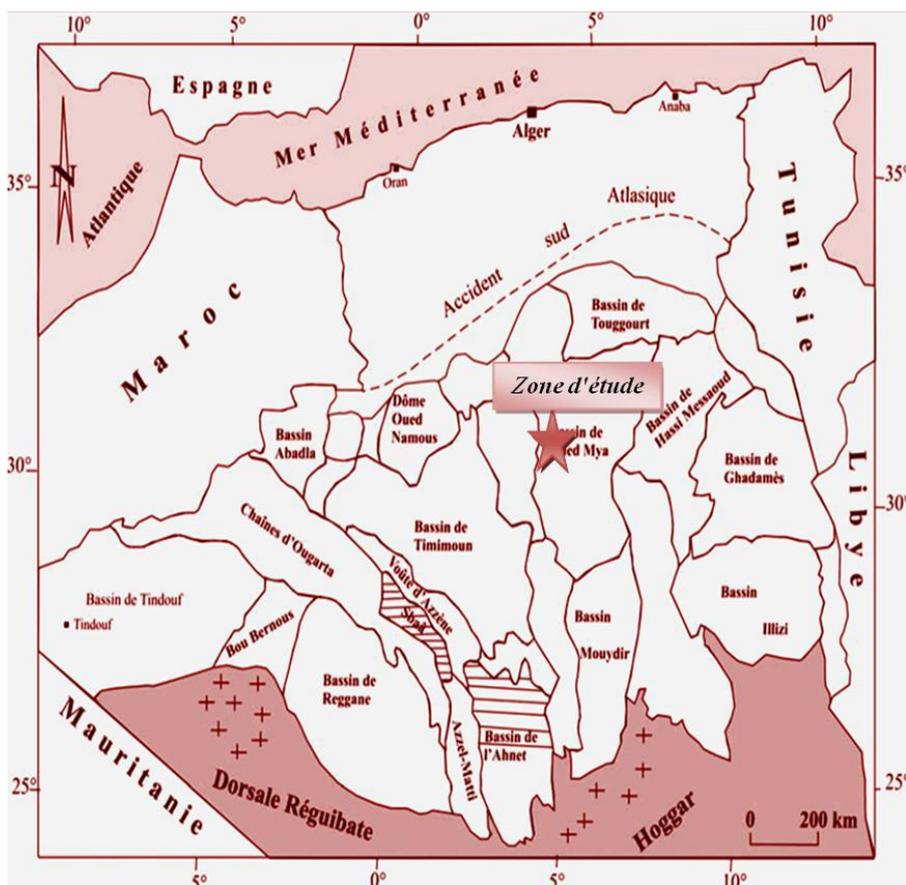


Figure IV.1 Situation géologique de la zone d'étude

IV.1.2 Situation Géographique

• Limites géographiques

La zone d'étude avec une superficie totale de 694 km² correspondant à la partie occidentale de la province Triasique, qui appartenant à La région d'Oued May. Elle comprend le bloc (438b) du Périmètre El M'zaid II, et le bloc (422) parcelle de Zelfana. Ces limites géographiques sont :

Coordonnées géographiques :	Coordonnées <i>UTM</i> :
les parallèles 32°00'et 32°30' N	X= 639000 à 672100
les méridiens 4°00' et 5°80' E	y=3557500 à 3590000

Tableau IV. 1 Limites géographiques

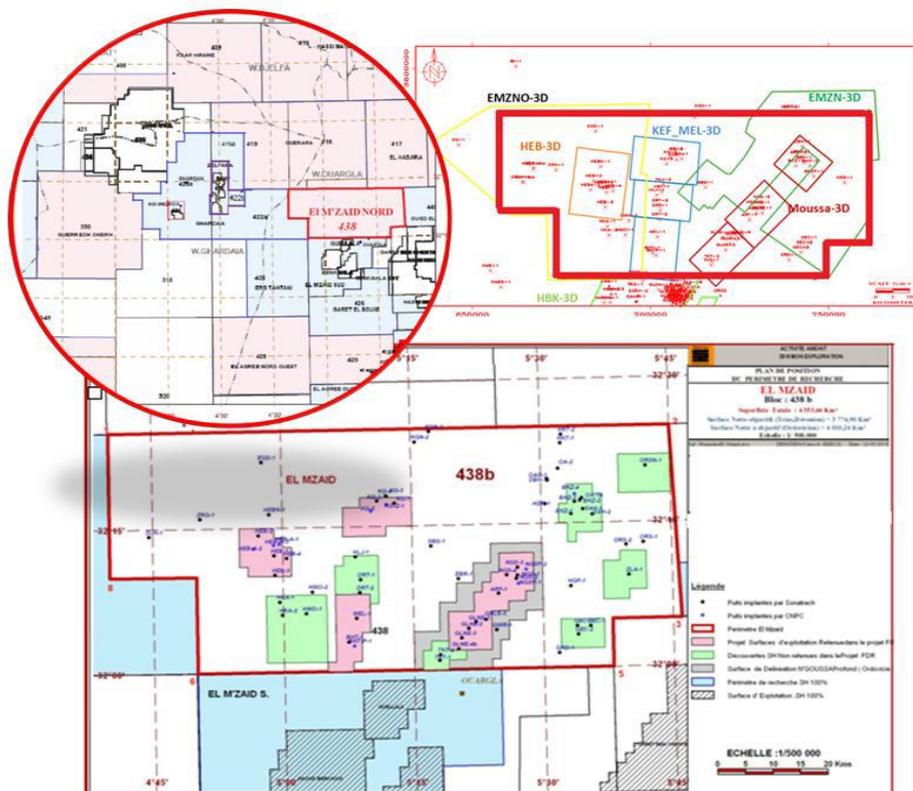


Figure IV.2 Situation géographique de la zone d'étude

IV.2 Litho- stratigraphique

Dans le bassin d'Oued Mya en général peu de puits ont atteint les niveaux cambriens, et dans la région d'étude en particule aucun puits n'a atteint le socle ou bien le cambrien. La série sédimentaire dans la région présente une sédimentation ayant plus de 4075m d'épaisseur, constitué essentiellement par le Mio-pliocène qui affleure en surface, le Mésozoïques, et paléozoïques qui est en discordance sur le socle à travers la discordance panafricaine.

La séquence la plus épaisse se trouve à L'est de la région (HEZ-1) où 60 m de sédiments d'âge dévonien sont préservés, et où le gothlandien peut avoir 80 m d'épaisseur.

La discordance hercynienne érode les séquences du l'Ouest vers Est épargnant seulement quelques 35m du gothlandien (DG-1).

La série litho-stratigraphique se résume ainsi :

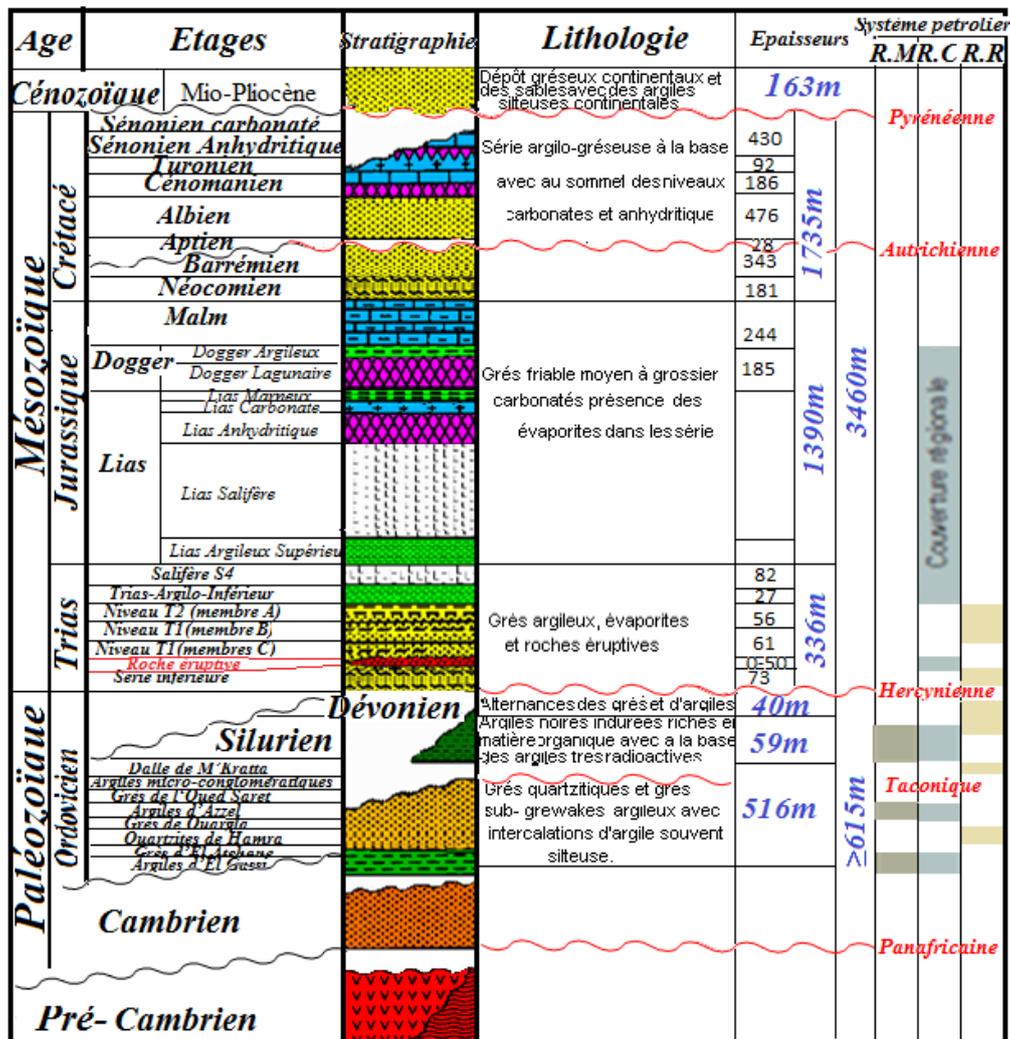


Figure IV. 3 Colonne litho-Stratigraphique du bassin d'Oued Mya

IV.3 Aspect pétrolier

Du point de vue pétrolier le périmètre El M'zaid II nord se trouve dans un environnement pétrolier très favorable. Plusieurs puits ont été à l'origine de la découverte d'importants gisements, productifs d'huile et gaz dans le bloc 438 dans les réservoirs triasiques T2 et T1, et les réservoirs de l'ordovicien. Cependant plusieurs autres puits d'exploration ou d'extension ont été négatifs.

Les principales raisons de ces résultats négatifs sont l'absence ou la médiocrité des qualités des réservoirs, des objectifs pétroliers traversés, ou à cause de l'absence de fermeture structurale.

Les résultats pétroliers des tests et des diagraphies des quelques forages enregistrés dans la région sont récapitulés dans le tableau qui suit :

<i>puits</i>	<i>années</i>	Profondeur (m)	<i>formation</i>	<i>Réservoir</i>	<i>résultats</i>
<i>DG-1</i>	<i>1984</i>	3569	<i>Ordovicien (Argiles mico- Conglo)</i>	T2	Présence d'hydrocarbure résiduel
				T1	Aquifère
				SI	aquifère et très argileuse
<i>HZE-1</i>	<i>Mars 2015</i>	4371	<i>Ordovicien (Argiles d'el Gassi</i>	T2	/
				T1	/
				SI	/
				DMK	1.4m3/h d'huile+269.1m3/h de gaz
<i>DJH-1bis</i>	<i>Sept 2015</i>	3841	<i>Ordovicien (Argiles mico- Conglo)</i>	T2	/
				T1	14.32m3/h d'huile et 1366.7m3/h de gaz.

<i>DJH-2</i>	2016	3911	<i>Ordovicien (Argiles mico- Conglo)</i>	T1	/
				SI	/
<i>DER-1</i>	Avril 2017	9	<i>Ordovicien (Argiles mico- Conglo)</i>	T2	/
				T1	huile contaminée
				SI	10.04m3/h d'huile et 866m3/h de gaz.
				DMK	Production d'huile
<i>DJHO-1</i>	Mai 2017	3775	<i>Ordovicien (Argiles mico- Conglo)</i>	T2	/
				T1	28.98 m3/h d'huile et 4103.98 m3/h de gaz
<i>EGN-1</i>	Nov 2015	3786	<i>Ordovicien (Argiles mico- Conglo)</i>		/

Tableau IV. 2 Les résultats pétroliers des tests et des diagraphies des quelques forages

IV.3.1 Roches mères :

Les principales roches mères dans cette région sont :

➤ **Les argiles à graptolites du Silurien radioactif :**

Constituent la roche mère principale dans le bassin d'Oued Mya, quand elles ont quand elles ne sont pas affectées par l'érosion hercynienne, une épaisseur moyenne est d'environ 50 m. Cette excellente roche mère est en phase à huile depuis le Crétacé supérieur. Elle atteint la phase à gaz dans certaines zones très enfouies.

➤ **Les argiles d'El Gassi et les argiles d'Azzel de l'Ordovicien :**

Constituent des roches mères secondaires. L'alimentation des réservoirs en hydrocarbures se fait par migration verticale le long des failles et/ou par migration latérale le long des drains perméables.

IV.3.2 Les roches réservoirs :

Les réservoirs principaux dans la région sont constitués par :

➤ **Les grès fluviatiles du Trias :**

Ils ont été déposés dans un environnement fluviatile de type tressé(braided) à influence tidale et éolienne. Ce type de dépôt se caractérise par de rapides variations de faciès et d'épaisseurs, difficiles à prévoir.

Aussi ces niveaux réservoirs présentent parfois un ciment salifère réduisant ou obturant complètement la porosité.

Ce phénomène est particulièrement observé dans la partie supérieure du réservoir T2, qui est souvent très compact.

- **Unité T2** : Ce réservoir montre des caractéristiques pétro-physiques très médiocres (bancs gréseux à ciment salifère).

- **Unité T1** : Vu les bons résultats pétroliers des puits ce niveau demeura l'objectif principal dans cette zone.

- **L'unité série inférieure** : La qualité réservoir de cette unité est contrôlée par les faciès sédimentaires et leurs caractéristiques texturales (taille des grains et les taux de ciments) qui sont les facteurs principaux contrôlant la perméabilité. Les grès de la série inférieure ont subi les effets d'une activité dia- génétique intense (pression- dissolution).

➤ **Les grès quartzitiques de l'unité quartzites de Hamra :**

On note un manque des données concernant le grès de l'unité quartzites de Hamra.

Les réservoirs secondaires sont :

➤ **Les grès du Dévonien inférieur :**

Ce réservoir présentant une variation du point de vue lithologique, il soit plus argileux ou bien avéré tight(compact).

➤ **Les grès quartzitiques de l'Ordovicien dalle de M'Kratta :**

Objectifs pétroliers secondaires ils sont constitués par des grès quartzitiques, dont la qualité réservoir est liée à la diagenèse et au développement de la fracturation. Ils ont présenté de bons indices d'huile dans la région notamment au niveau du puits.

IV.3.3 Types de pièges :

Les pièges dans la région sont de type :

- Structural (Structures de faible amplitude).
- Mixte.
- Purement stratigraphique (biseau et point bar des réservoirs de la série inférieure et du (T 1))

IV.3.4 Les roches couvertures :

La région comprend plusieurs niveaux de roches couvertures qui varient en âge et en faciès :

- L'épaisse de la série évaporitique du salifère S4 du Trias, et les niveaux S3 à S1 du Lias qui assure la couverture des réservoirs à l'échelle régionale.
- Les argiles intercalées entre les réservoirs triasiques et Ordovicien peuvent constituer des couvertures à l'échelle locale (pour les réservoirs paléozoïques, la couverture est assurée par ces séries)
- Les roches éruptives, quand elles sont assez épaisses et non fracturées, constituent une bonne couverture locale pour le réservoir de la série inférieure.

Chapitre V :
Application sur des
données réelles

Chapitre V : Application sur des données réelles

V.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous appliquerons une inversion simultanée des données sismiques réelles, en se basant sur les concepts théoriques cités dans les chapitres précédents et en effectuant toutes les étapes de l'analyse AVO à savoir ; Modélisation AVO, analyse de classe AVO et estimation des caractéristiques AVO. L'objectif de ce travail est de mettre en évidence l'apport de la sismique réflexion et l'analyse AVO dans la recherche des réservoirs de gaz. L'application a été réalisée au sein de l'Entreprise National de Géophysique (ENAGEO-BOUMERDES) à l'aide du logiciel Hampson-Russell (HRS-10) de CGG Veritas.

V.2.1 Les données sismiques

Les données sismiques réelles utilisées dans la présente étude sont des données de sismique 3D. L'étude sismique tridimensionnelle permet d'obtenir une image finale sous la forme d'un cube tridimensionnel. Bien que les levés 3D soient plus chers que les levés sismiques 2D traditionnels, ils sont plus précis et aident à réduire les incertitudes dans les zones à géologie structurale complexe, comme la région de Mzaid. La figure V.1 illustre la délimitation de la zone d'étude.

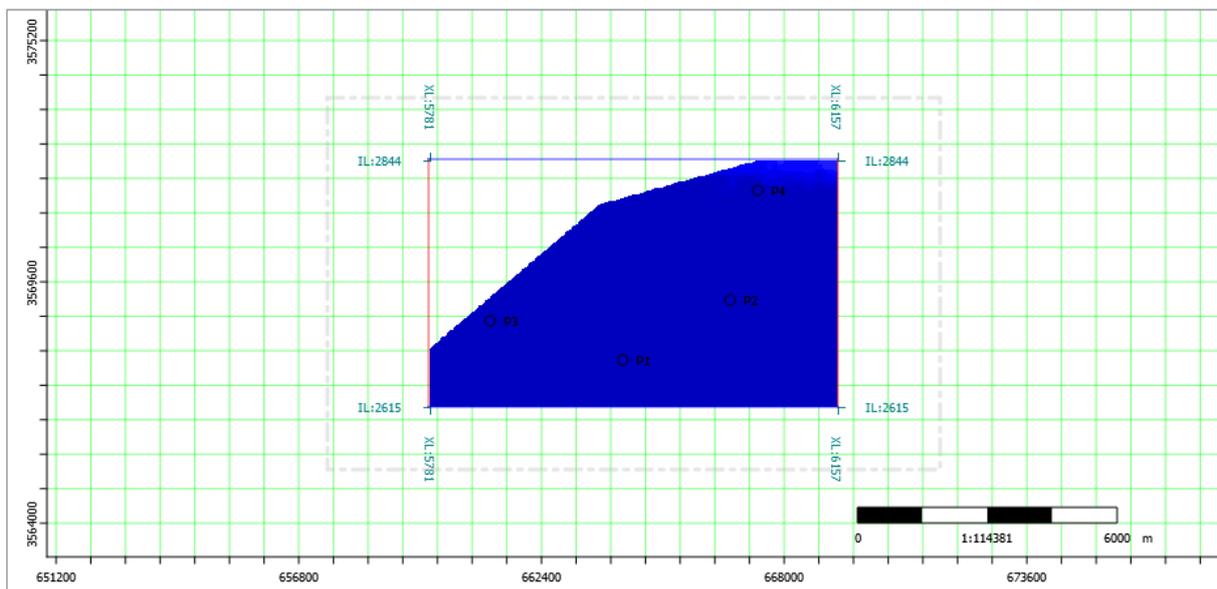


Figure V.1 Positionnement des puits et délimitation de l'étude

V.2.2 les données de puits

Dans la zone d'étude sismique, nous avons 4 puits (FigureV.1). Les puits disponibles sont :

- Puits 1
- Puits 2
- Puits 3
- Puits 4

Les puits 1 et 3 sont des puits de production d'huile et de gaz de niveau du T1, il servira de point d'étalonnage sont des puits aquifères. Le tableau V-1 résume les données de diagraphies au niveau des puits1, puits2, puits3 et puits4.

puits	GR	Densité	Check-shot	Vp	Vs	Tops
Puit 1	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok
Puit 2	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok
Puit 3	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok
Puit 4	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok

Tableau V. 1 Inventaire des données de diagraphie dans les quatre puits

V.2.3 les horizons sismiques :

L'inversion et l'analyse AVO nécessitent des horizons sismiques interprétés. Ces horizons seront utilisés dans diverses étapes telles que la corrélation, l'extraction d'ondelettes, la construction de prototypes et l'identification de fenêtres d'analyse. Nous avons identifié sept horizons :

- S4
- T2
- T1
- Trias SI
- DH
- Silurien
- DMK

L'horizon T1, a été établi au toit du niveau T1, qui représente l'objectif pétrolier de cette étude.

V.3 Pré-conditionnement des données sismiques :

L'objectif principal du pré-conditionnement est d'aligner les offsets lointains (fars offsets), atténuer les bruits et donc améliorer le rapport Signal/Bruit.

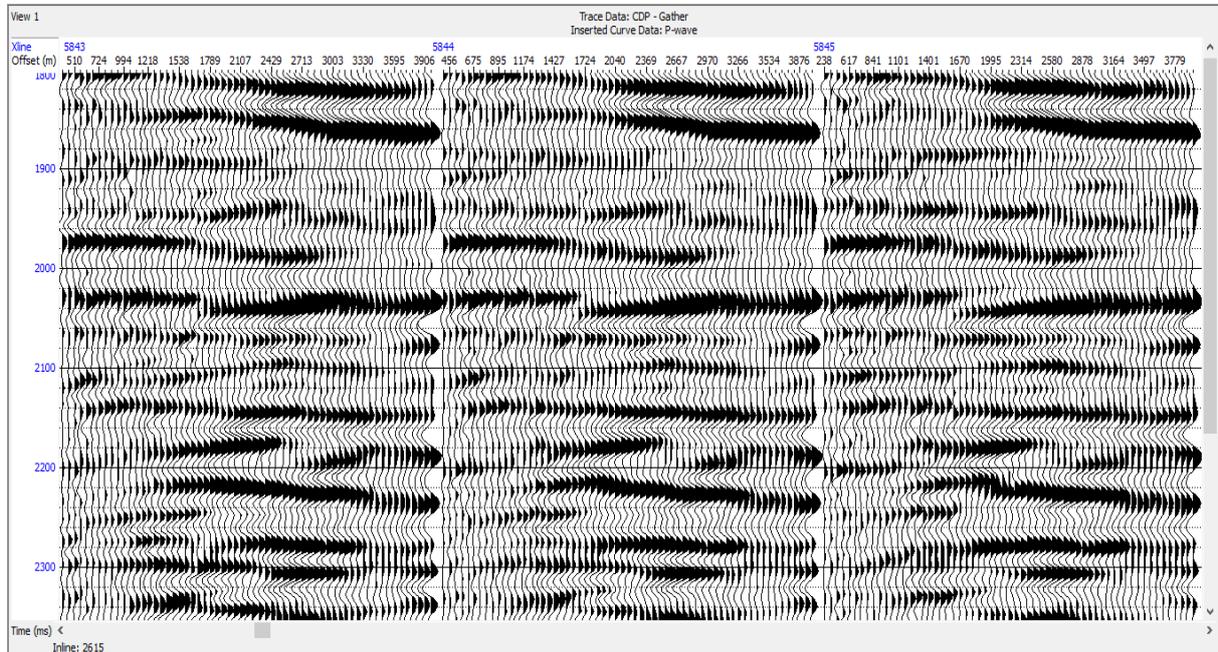


Figure V.2 CDP-gather brut (avant pré-conditionnement)

V.3.1 Trime statique :

Consiste à appliquer une correction statique résiduelle, afin d'améliorer l'alignement des événements, on choisit une fenêtre dans laquelle les traces seront sommées donnant naissance à une trace de référence, ce processus essaye de déterminer un déplacement optimal à appliquer sur chaque trace dans le gather. Le déplacement est déterminé par une cross-corrélation de chaque trace avec une trace référence, afin de correspondre au maximum à cette dernière, Les paramètres choisis pour cette opération sont les suivants :

- Longueur de la fenêtre : 50 ms
- Pas de glissement de la fenêtre : 25 ms
- Shift maximal : 8 ms.

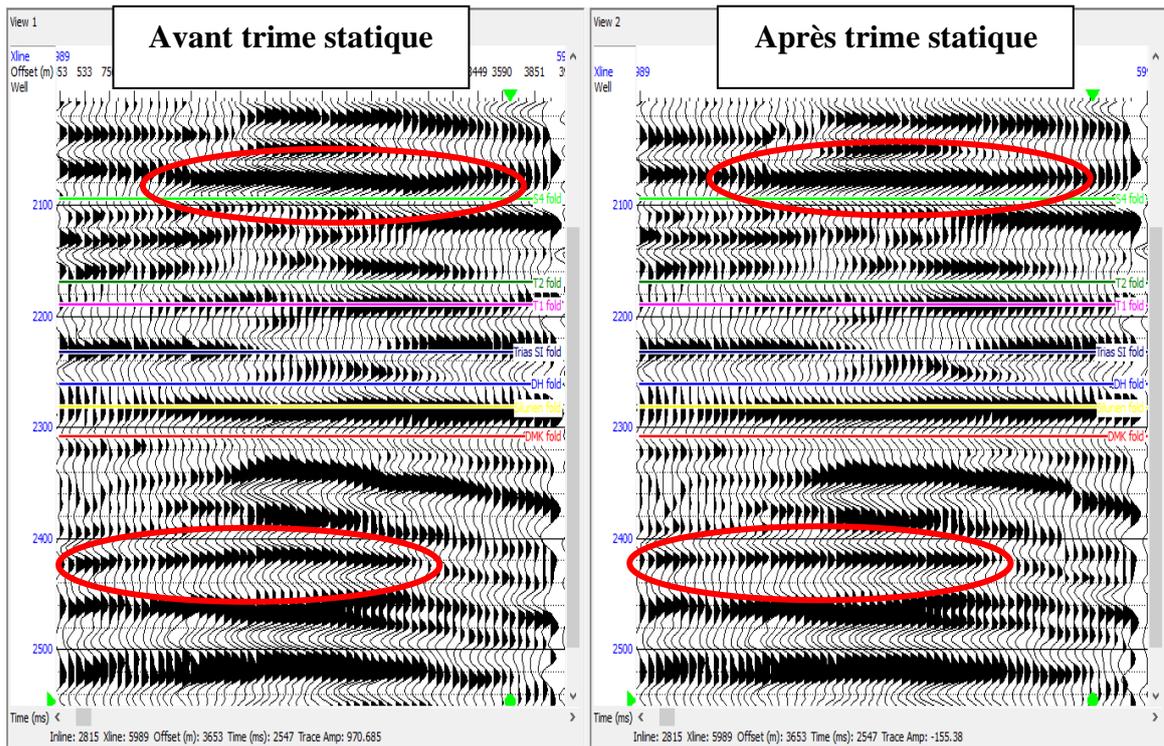


Figure V.3 CDP gather avant et après Trime statique (correction statique résiduelle)

V.3.2 Filtre Passe Bande

Le Filtre Passe Bande ou bien BPF en anglais, est un filtre qui supprime les bruits de basse fréquence et de haute fréquence.

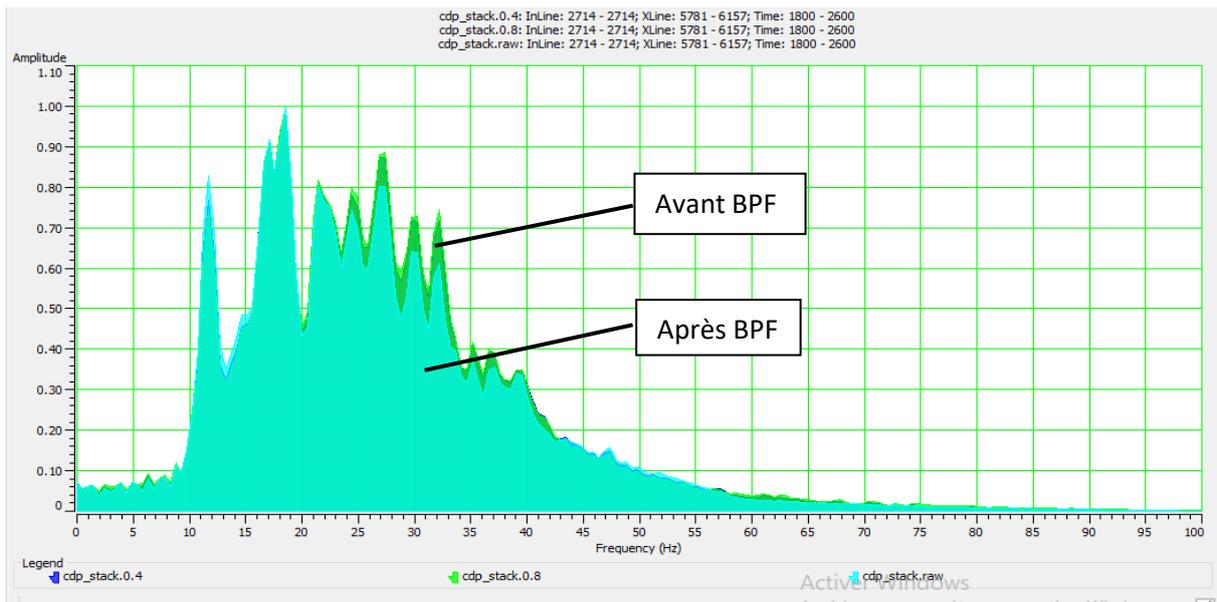


Figure V.4 Spectres des Fréquences avant et après application du Filtre Passe-Bande

V.3.3 Transformation de Radon non-linéaire :

C'est un filtre utilisant la transformée de Radon pour éliminer les bruits aléatoires. Le bruit est soustrait selon les étapes suivantes :

1. créer un modèle de données primaires.
2. Utiliser le modèle pour estimer les bruits.
3. Soustraire le bruit des données d'entrée. Cela peut s'écrire en utilisant l'équation suivante :

$$T = P + N \quad (V.1)$$

où

T = trace sismique input, P= données Primaires, N= Bruit aléatoire.

Après plusieurs Tests, nous avons obtenu le résultat représenté par la figure V.5 où il est possible de voir les données avant Radon, après Radon et le bruit éliminé.

On remarque un meilleur alignement des événements et un meilleur rapport Signal/bruits après application du filtre de Radon.

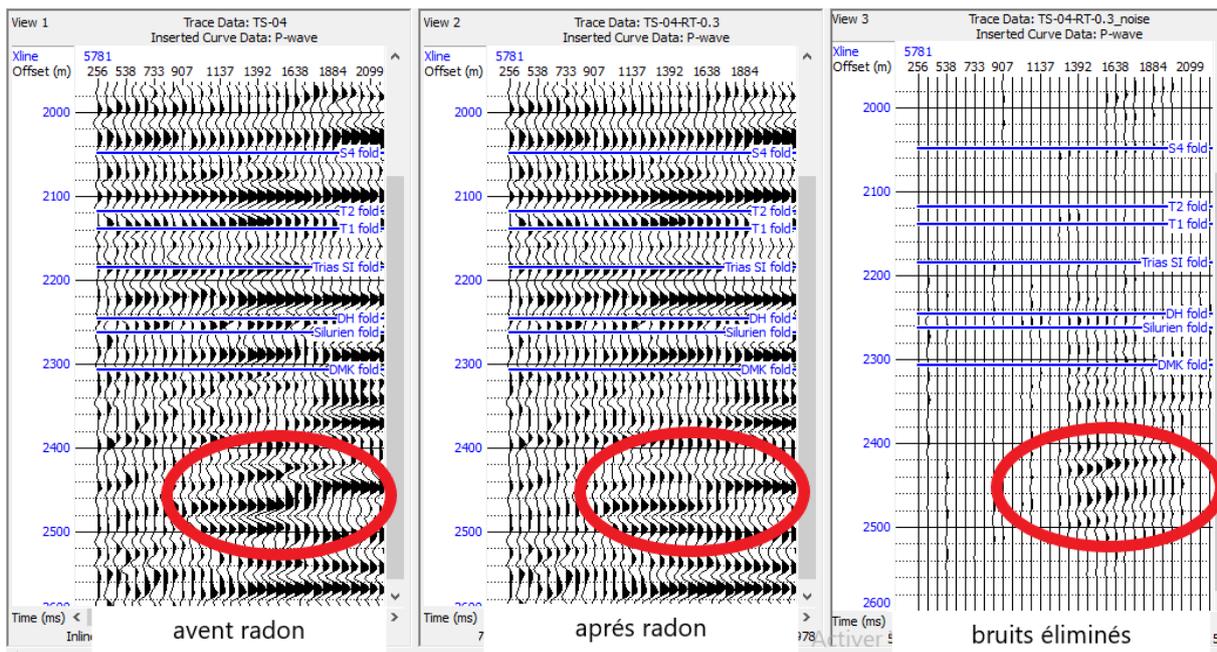


Figure V.5 CDP gather avant et après le filtre de Radon

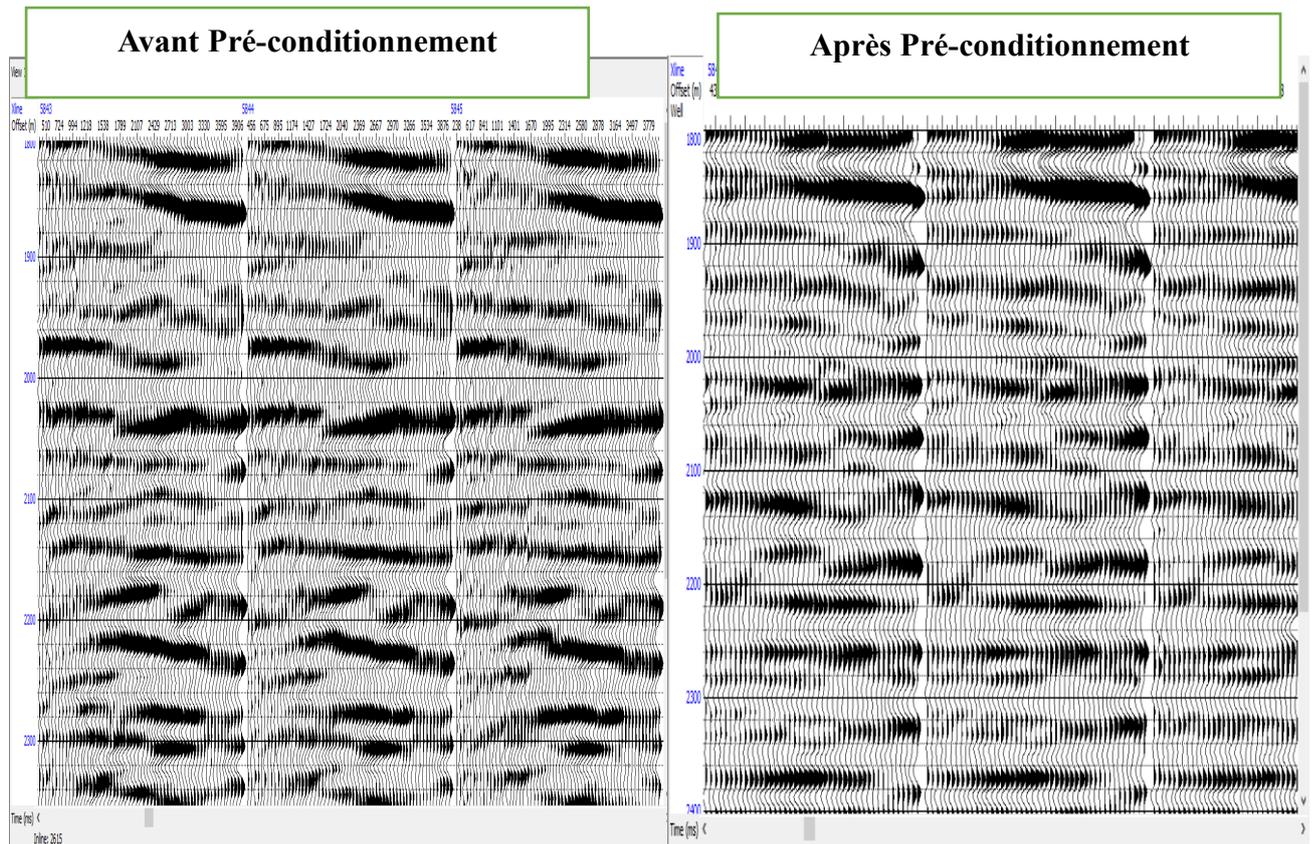


Figure V. 6 CDP gather avant et après pré-conditionnement

V.4 Passage CDP gather-Angle gather:

Les ondes sismiques sont enregistrées en fonction des offsets, et il existe une relation non linéaire entre les offsets et les angles. Cette relation est déterminée lors du traitement de la séquence et de l'analyse de la vitesse. Ainsi, il est possible de passer d'une analyse AVO (amplitude versus offset) vers une analyse AVA (amplitude versus angle). Un exemple de cette transformation est illustré dans les deux figures ci-dessous.

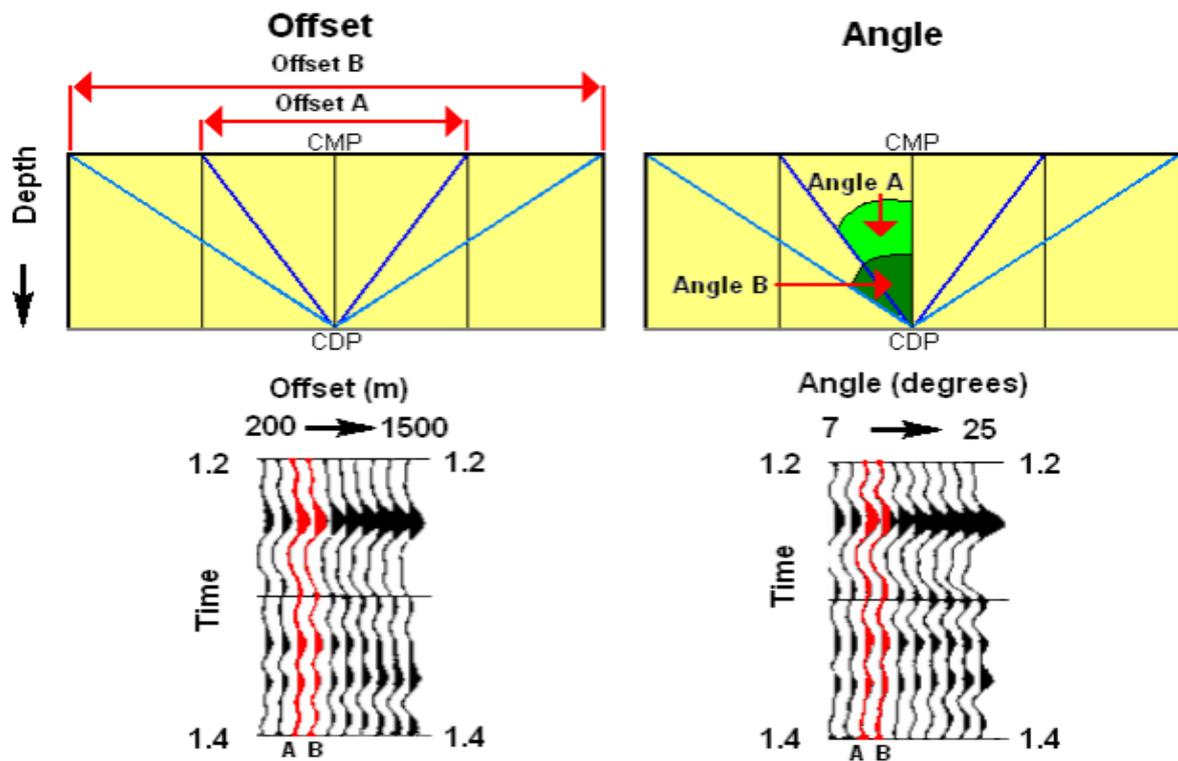


Figure V.7 Représentation des réponses AVO et AVA de deux traces d'un évènement

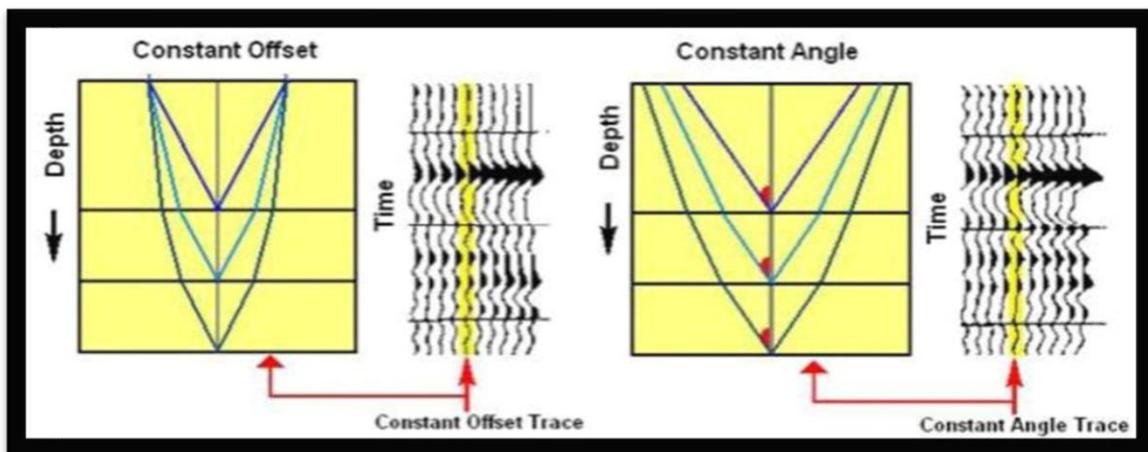


Figure V. 8 Représentation de la transformation de CDP gather en angle gather

La méthode utilisée est la méthode de tracé de rayon basée sur la relation suivante :

$$\tan \theta = \frac{X}{2d} \tag{V.2}$$

où :

X : Offset.

θ : Angle d'incidence.

d : Profondeur.

$$d = \frac{V_{RMS} t_0}{2} \tag{V.3}$$

Avec :

V_{RMS} : Vitesse quadratique moyenne.

t_0 : Temps vertical double.

Sachant que l'équation du paramètre de rayon est :

$$\sin \theta = X V_{int} t V_{RMS}$$

L'angle d'incidence de l'énergie de l'onde P pour chaque temps d'échantillonnage est calculé par l'approche du paramètre du rayon. En présence d'un tableau de vitesses, cette méthode crée un ensemble de traces pour chaque gather, et chaque trace correspond à un angle d'incidence particulier.

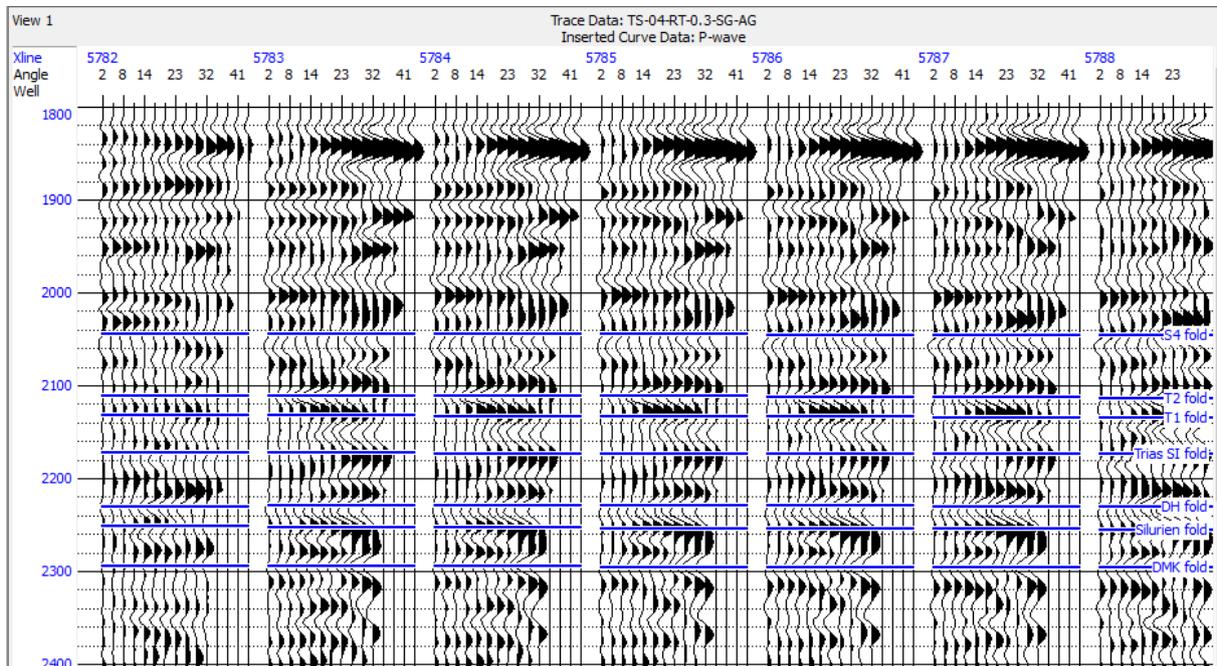


Figure V. 9 Angle gathers

V.5 Principe de la décomposition en stack partiel :

Lors de la décomposition en piles (stack) partielles, deux éléments sont généralement pris en compte. Tout d'abord, il faut déterminer l'angle d'incidence maximal et l'angle minimal de l'intervalle d'intérêt. Ensuite, considérez le nombre de packages partiels. En théorie, plusieurs piles partielles peuvent être utilisées. Mais dans la pratique, il suffit d'utiliser 3 à 5 piles partielles pour réduire le temps de calcul lors de la corrélation et de l'extraction des ondes.

Dans la région d'intérêt (Trias S4-DMK), nous avons trouvé que l'angle d'incidence maximum est de 32° , tandis que l'angle minimum spécifié est de 2° .

L'étude d'inversion pré-stack :

Near (proche) : [2° - 14°]

Middle (intermédiaire) : [12° - 22°]

Far (éloigné) : [20° - 32°]

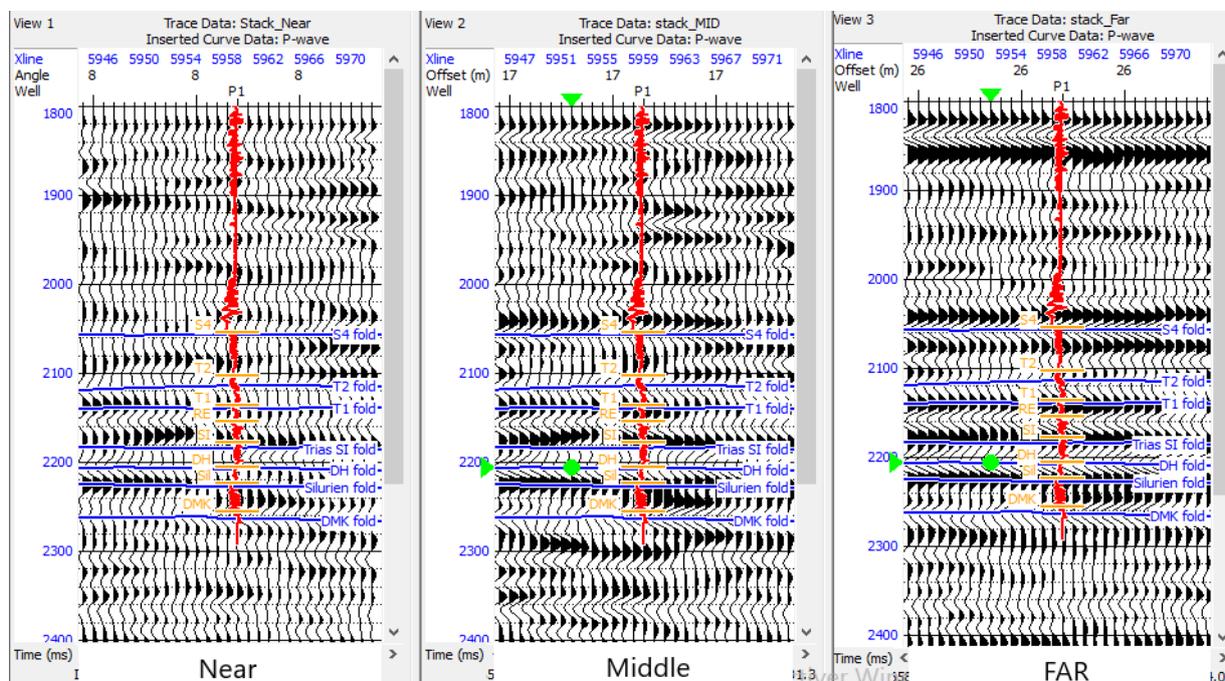
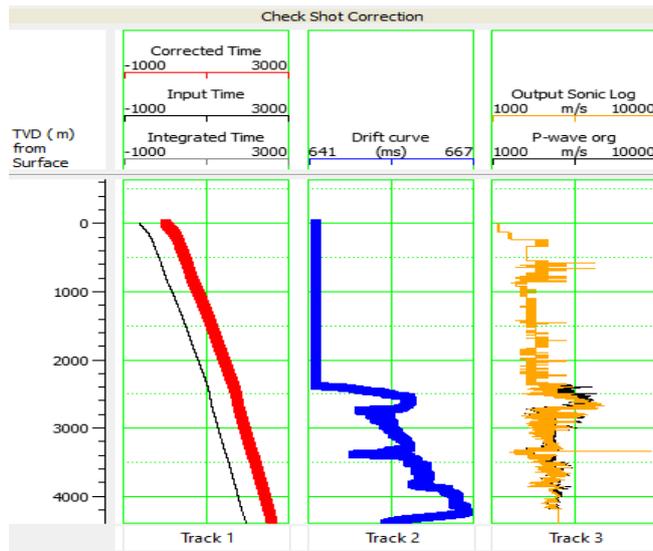


Figure V.10 angles stacks

V.6 Corrélation Puits-Sismique (Well tie) et extraction des ondelettes :

V.6.1 calibrations du sonique (correction check-shot) :

La première étape c'est de faire une correction check-shot. L'opération de la correction check-shot modifie la table de conversion associée au log des vitesses P pour améliorer la correspondance entre le log synthétique et la sismique réelle. Les mesures des diagraphies débutent juste au-dessous du mur du casing (il n'y aura jamais un enregistrement des vitesses P au plus haut du toit de puits). La nouvelle table de conversion temps-profondeur créée permet de combler le manque.



- Input time.
- Corrected time.
- Drift curve.

Figure V.11 Corrections Check Shot pour le puits well 3

V.6.2 Extraction des ondelettes statistiques

La procédure inclut l'extraction statistique de l'ondelette, en utilisant les traces sismiques à proximité de chaque puits. L'autocorrélation de chaque trace moyenne donne naissance à une ondelette statistique.

Cette ondelette statique améliore la ressemblance entre les événements au niveau des puits et leurs correspondants sur la trace sismique. En d'autres termes, les traces synthétiques et les traces sismiques pour les six puits auront une meilleure corrélation.

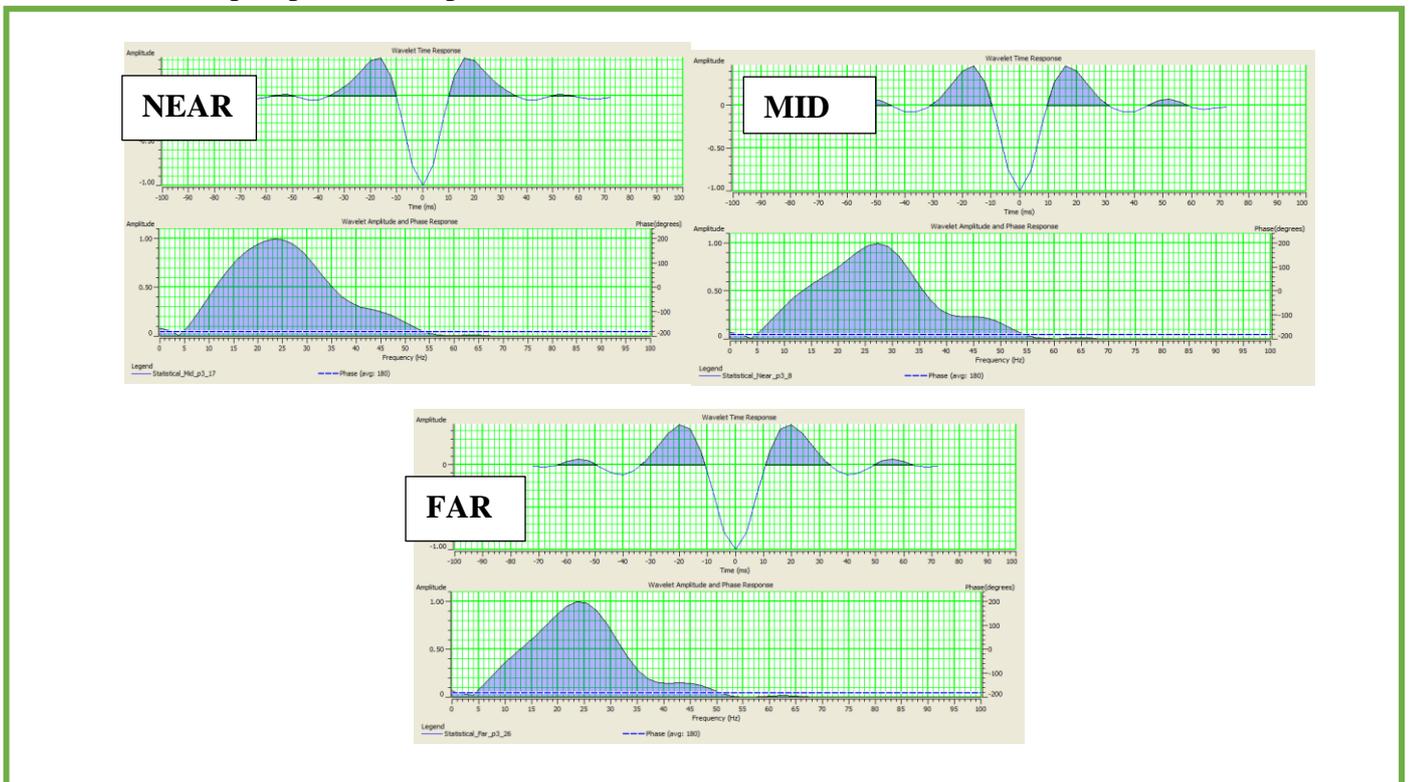
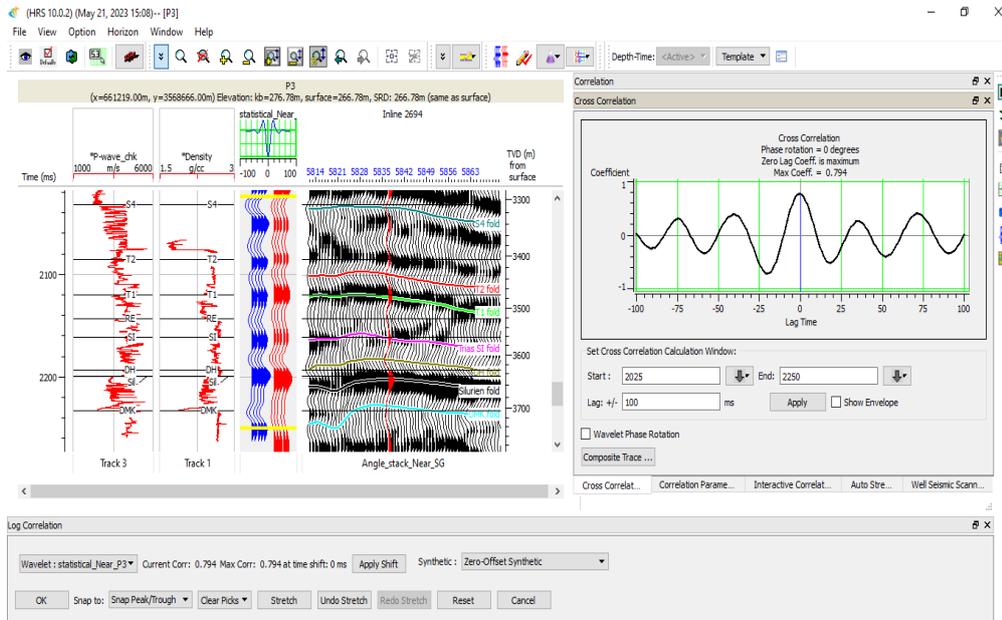


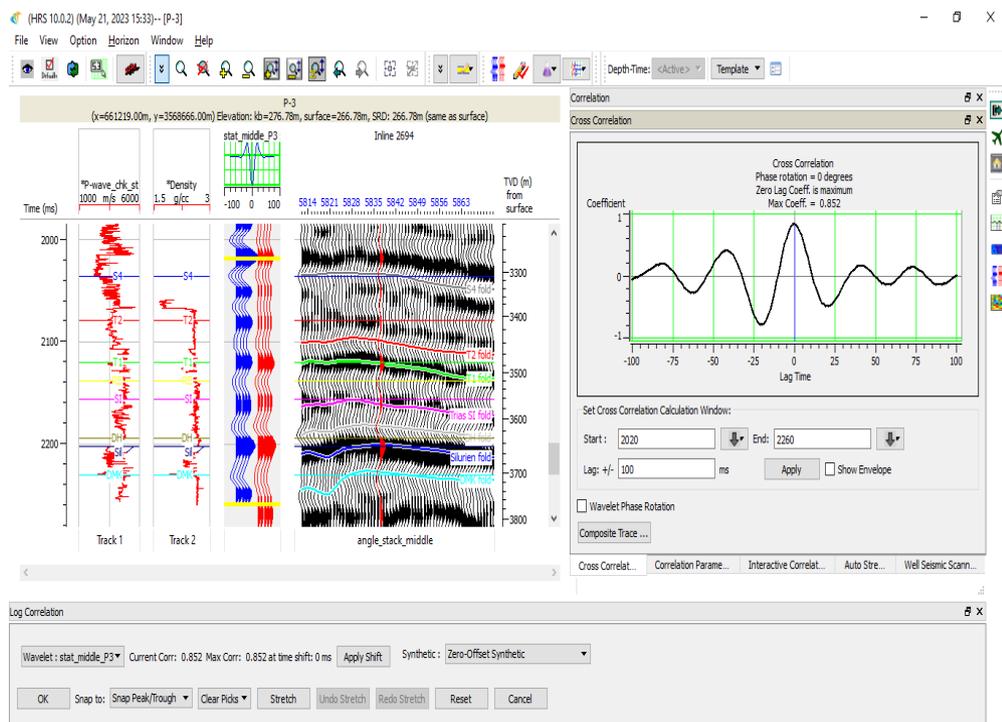
Figure V.12 Les différentes ondelettes statistiques du Puits Well 3

V.6.3 Calage sismique-puits :

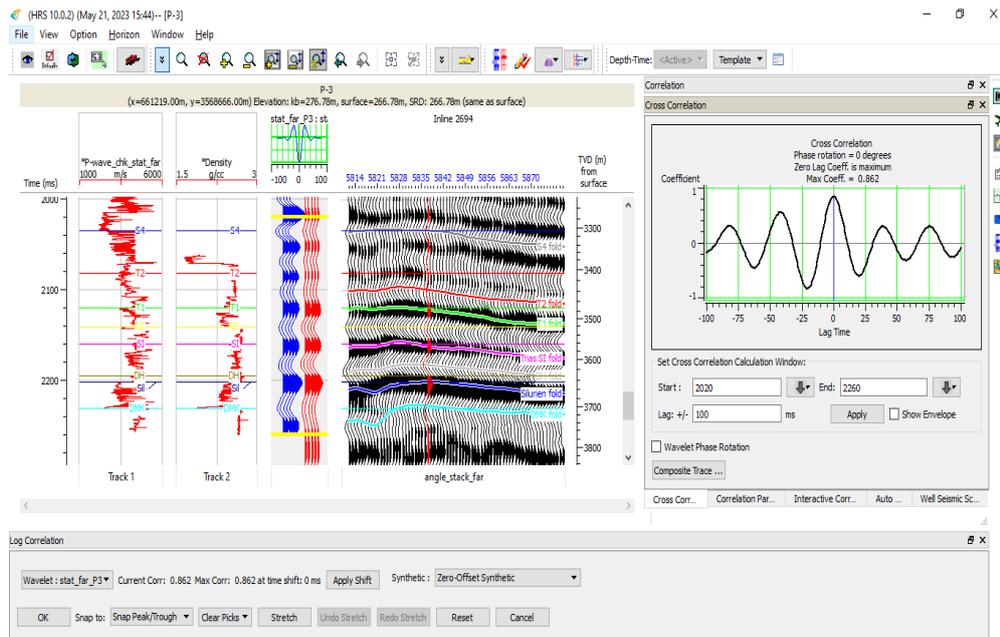
Après l'estimation statistique des ondelettes, on peut passer à l'étape de corrélation. C'est un procédé pour améliorer la corrélation temporelle entre les événements sismiques du modèle synthétique et ceux des données réelles, pour chaque ensemble d'angles d'incidence. Une corrélation est effectuée pour chaque puits sur les données sismiques collectées.



Puits 1
Range : Near
Corrélation :
79%



Puits 1
Range : Middle
Corrélation :
85%



Puits1
 Range : Far
 Corrélation :
 86%

Figure V. 13 La corrélation sismique/synthétique au niveau du puits 3

V.6.4 Extraction des ondelettes moyennes

Cette extraction a besoin d'une corrélation optimale afin d'obtenir la phase réelle de l'ondelette. Après avoir obtenu une corrélation optimale avec les ondelettes extraites statistiquement, d'autres ondelettes doivent être extraites à partir des logs de puits. Cela veut dire l'utilisation de l'information des données de puits en plus des données sismiques. En procédant ainsi, nous obtenons la phase exacte de l'ondelette au niveau des puits.

Les ondelettes peuvent changer d'une trace à l'autre en fonction du temps, ce qui veut dire que la procédure d'extraction de l'ondelette est la détermination d'un ensemble d'ondelettes pour chaque section sismique. En pratique, la détermination des ondelettes variables peuvent introduire plus d'ambiguïté dans la résolution du problème inverse. La solution pratique est l'extraction d'une seule ondelette « moyenne » pour chaque stack partiel.

Cette méthode d'extraction de l'ondelette, en utilisant les données des puits, exige que pour chaque trace sismique analysée, une densité et un log de vitesse des ondes P (Sonic) doivent être disponibles et valables.

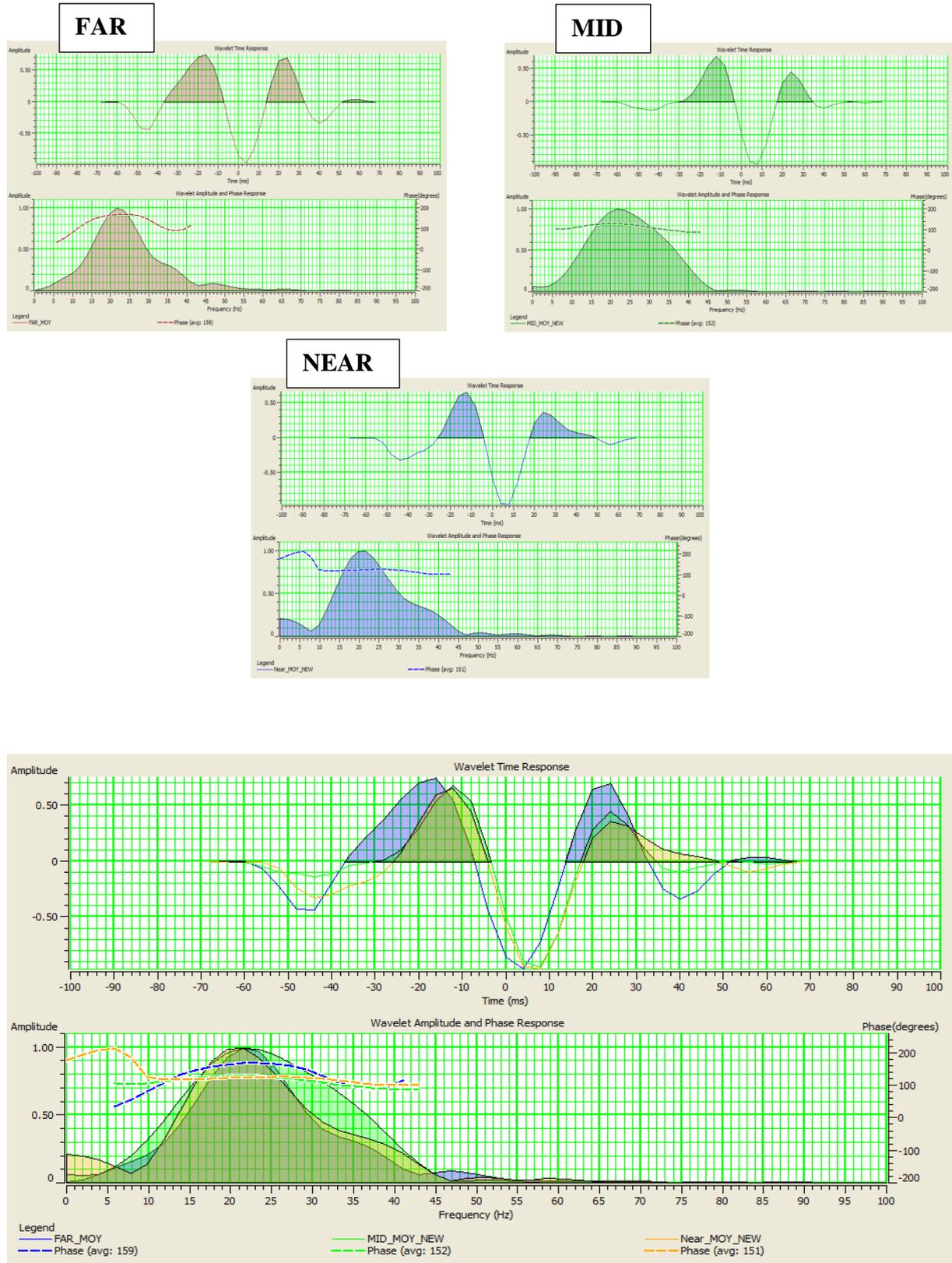


Figure V.14 les ondelettes moyennes des trois gammes

V.7 Processus d'inversion :

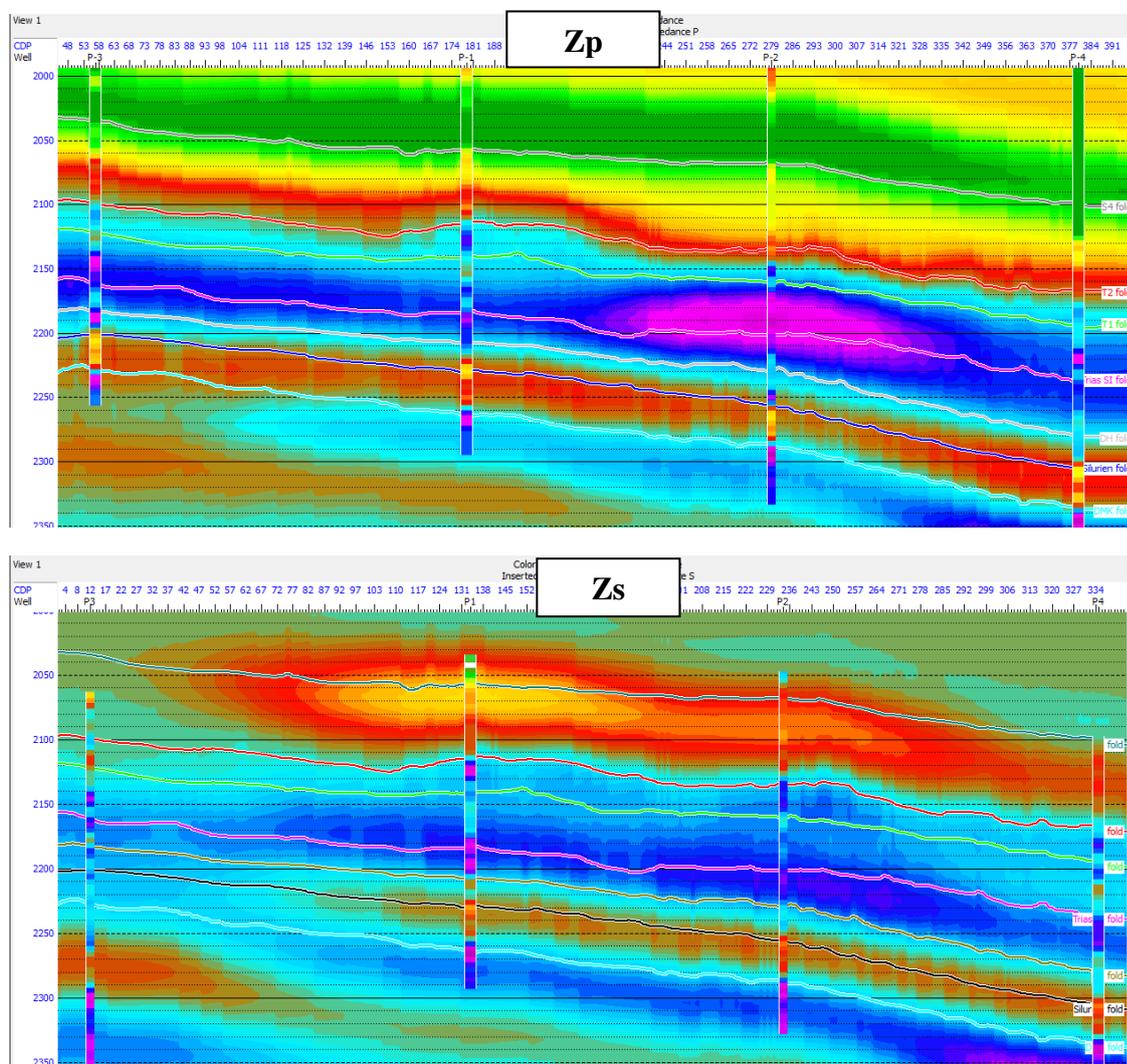
V.7.1 Construction des modèles initiaux :

Un modèle initial est un volume qui définit un paramètre sismique, que l'impédance acoustique et la densité. Le modèle a été construit en utilisant les logs de V_p et V_s et le log de la densité au niveau des puits. A partir de ces logs, on a construit les logs d'impédance Z_p et Z_s , qui ont été interpolés entre les puits pour construire les modèles en utilisant des horizons interprétés comme guide de structure.

Pour la construction de notre modèle initiale nous avons utilisé les données de diagraphie des puits.

Pour récupérer les basses fréquences sismiques non enregistré, les modèles ont été filtrés en utilisant un filtre passe-bas de 10Hz, 15 Hz

La (Figure V.15) montre les trois modèles initiaux de Z_p , Z_s et ρ consécutivement :



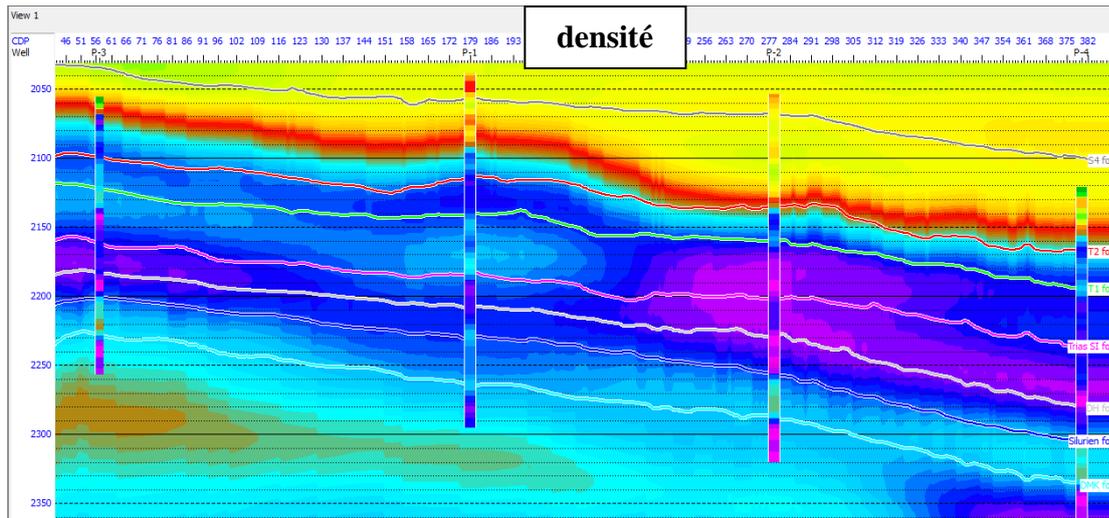


Figure V.15 les modèles initiaux passant par les quatre puits

V.7.2 Analyses d'inversion aux puits :

L'analyse de réflexion effectuée se concentre sur la réflexion dans les puits sélectionnés. Cette analyse permet de tester rapidement différents paramètres de réflexion. Au cours de cette procédure, des enregistrements réels sont créés à partir de données de puits, telles que les impédances acoustiques, les vitesses des ondes P et S, la densité et le rapport V_p/V_s . Ces enregistrements réels sont ensuite comparés aux enregistrements créés par l'inversion effectuée dans les puits.

Le fait d'initier l'inversion du puits présente deux avantages principaux :

1. Déterminer le nombre d'itérations nécessaires pour atteindre la convergence
2. Contrôler la qualité (QC) de l'inversion : en comparant les caractéristiques inversées au niveau du puits avec les diagraphies enregistrées, il est possible d'évaluer la qualité de l'inversion. La corrélation entre les attributs inversés et les enregistrements réels permet de vérifier l'adéquation des résultats et d'identifier d'éventuelles erreurs ou incertitudes.

Après plusieurs analyses, on a trouvé :

- La convergence de l'algorithme après 25 itérations.
- Les résultats d'inversion aux puits ont un coefficient de corrélation de l'ordre de 0.96 avec les logs enregistrés.

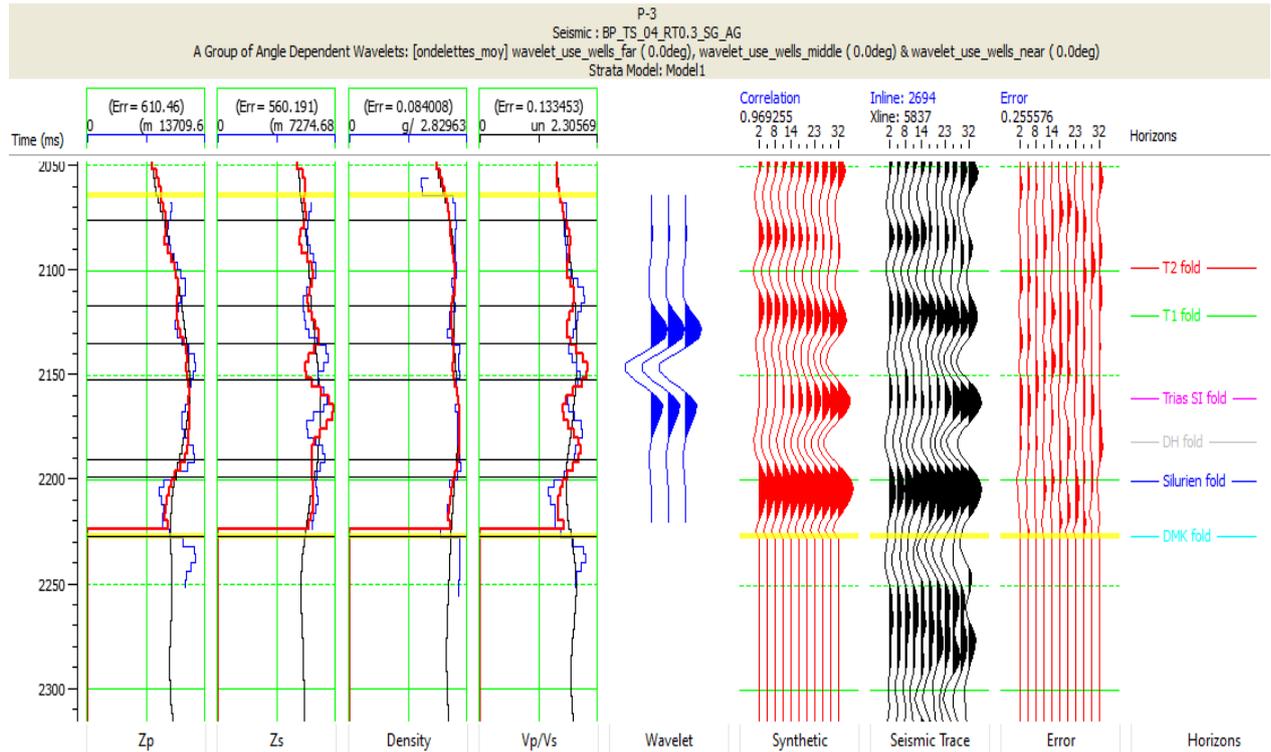


Figure V.16 Analyse d'inversion au niveau du puits Well 3, en bleu les logs originaux et en rouge les résultats d'inversion.

V.7.3 Inversion du volume sismique 3D :

Une fois les paramètres de réflexion définis et l'analyse effectuée, l'inversion est appliquée à l'ensemble du volume sismique, donnant :

- Un cube de densité.
- Un cube d'impédance acoustique P.
- Un cube d'impédance de cisaillement S.

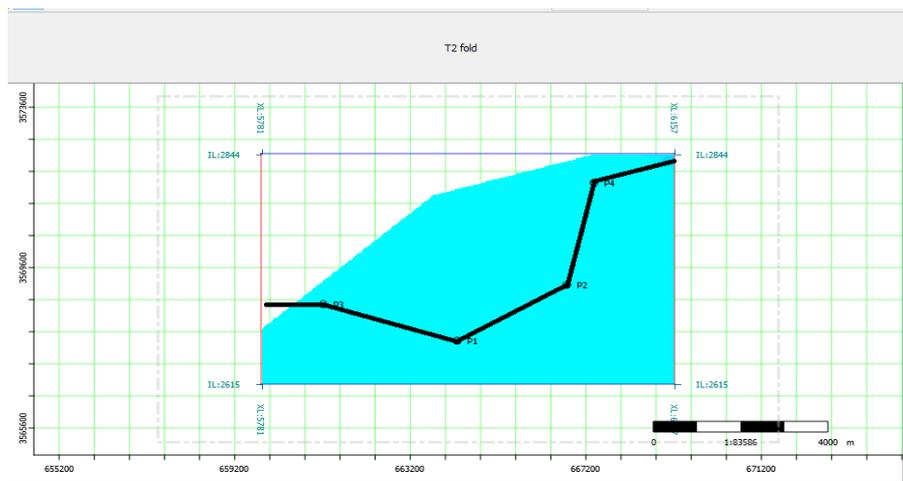


Figure V.17 Ligne arbitraire passant par les quatre puits

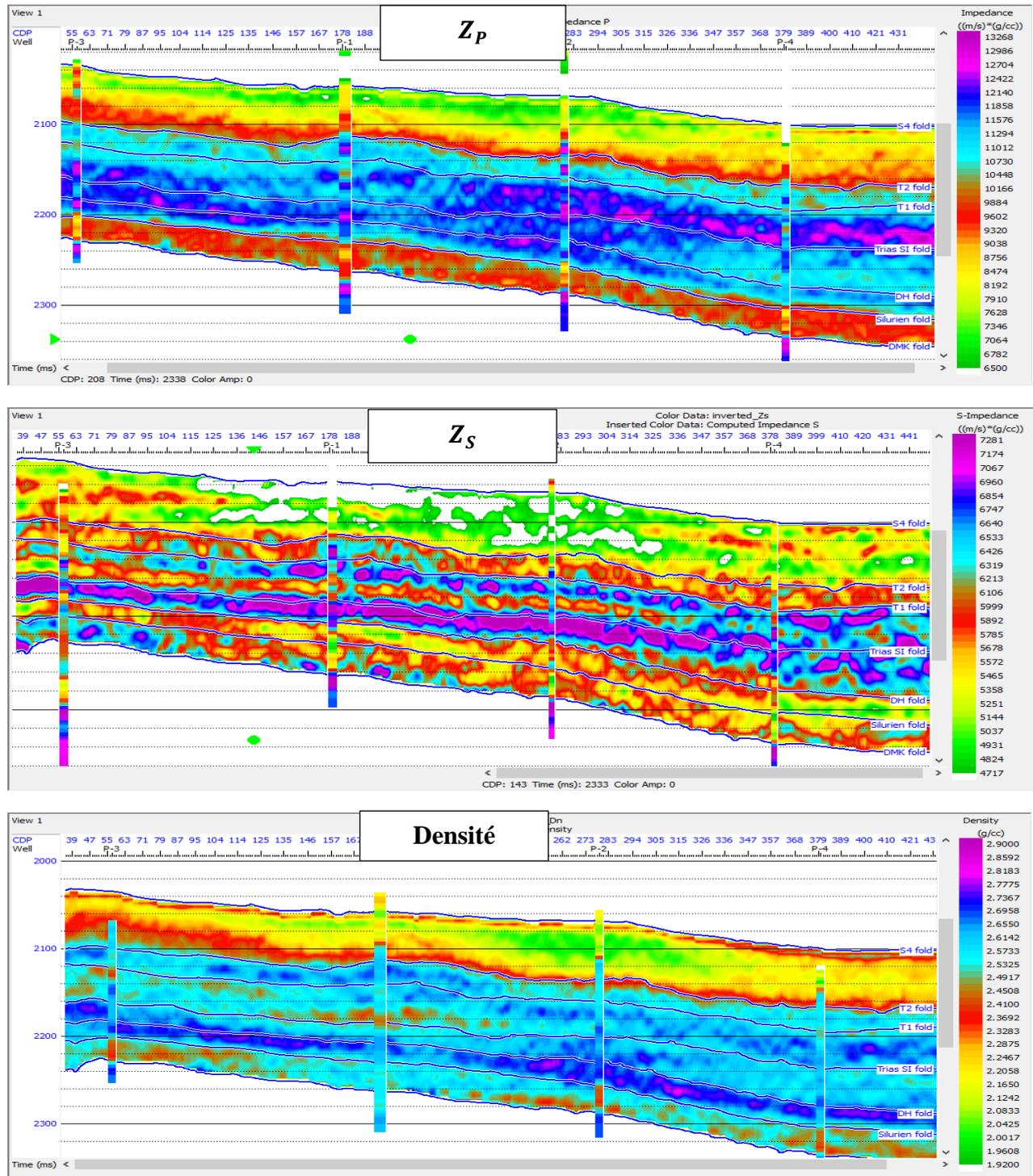


Figure V.18 Résultats d'inversion sur la ligne arbitraire passant par tous les puits

V.7.4 Transformation LMR (Lambda Rho- Mu Rho) :

Les coefficients élastiques ($\mu\rho$, $\lambda\rho$) peuvent être générés à partir des paramètres de réflexion Z_p et Z_s en utilisant les formules suivantes :

$$\mu\rho = Z_s^2 \tag{V.4}$$

$$\lambda\rho = Z_p^2 - Z_s^2 \tag{V.5}$$

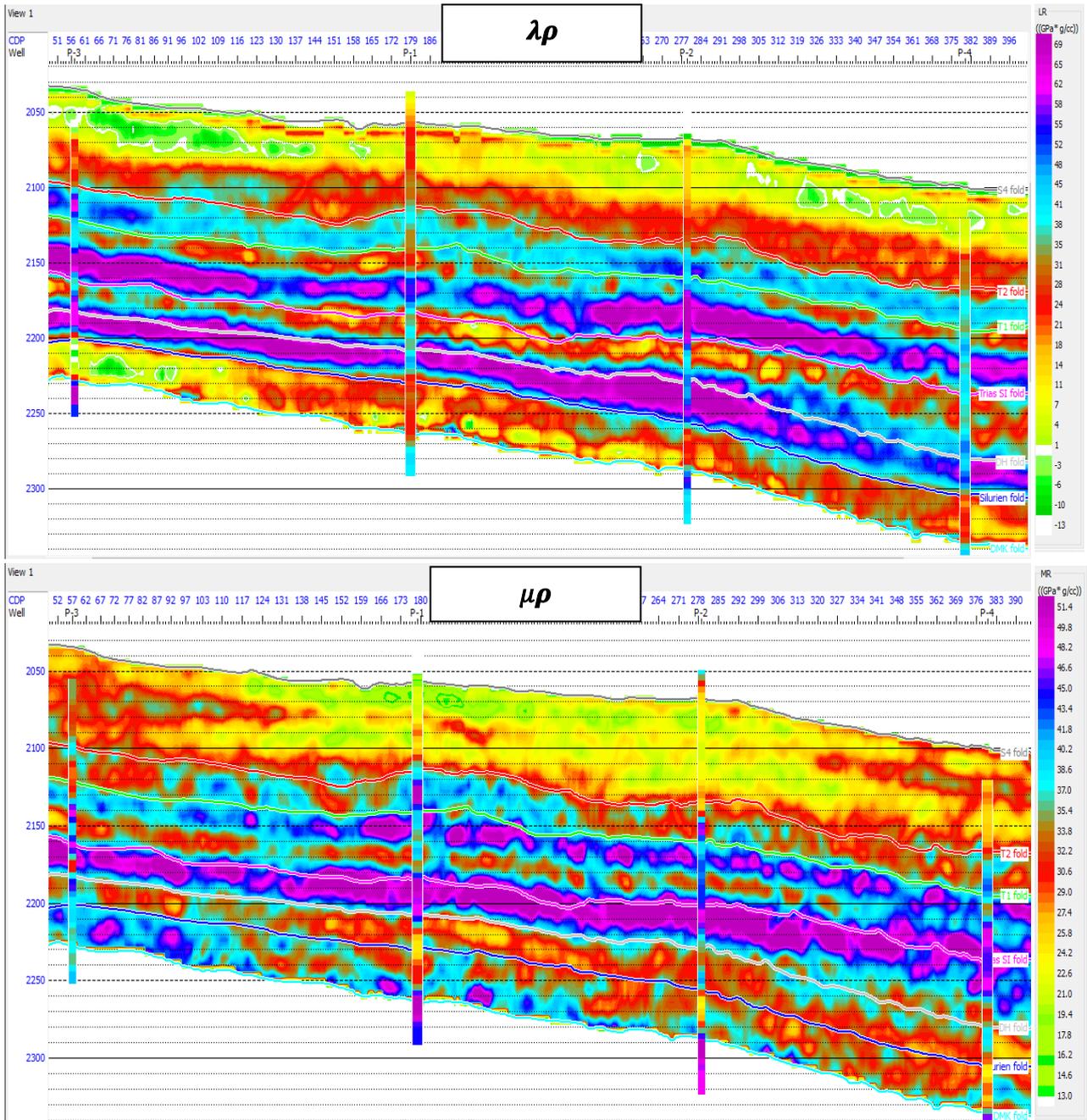


Figure V. 19 Représentations Lambda-Rho, Mu- Rho sur la ligne arbitraire

V.7.5 Coefficient de Poisson σ :

Le coefficient de Poisson est toujours défini comme inférieur ou égal à 1/2. Si le coefficient de Poisson est égal à 1/2, alors la substance est complètement incompressible.

Le coefficient de Poisson peut aussi être déterminé à l'aide de la formule suivante :

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \tag{V.5}$$

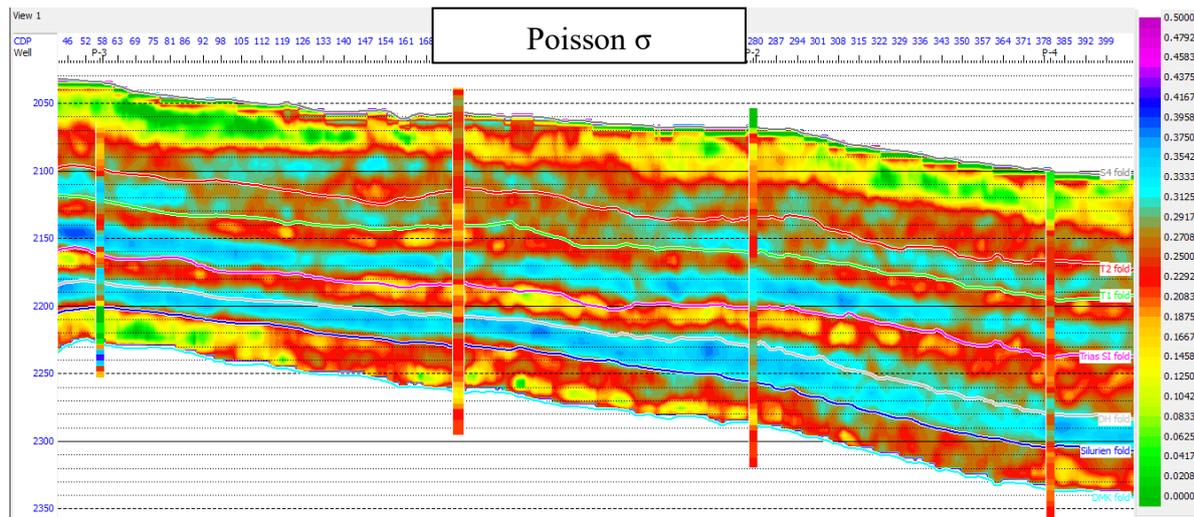


Figure V.20 Coefficient de poisson σ sur la ligne arbitraire

V.8 Analyses AVO :

V.8.1 Modélisation AVO :

L'objectif principal de la modélisation AVO (Amplitude Variation with Offset) est d'étudier la sensibilité des amplitudes sismiques aux changements de fluides dans les conditions géologiques de la zone d'étude. En étudiant les changements d'amplitude en fonction de l'offset, il est possible d'évaluer la réponse sismique aux différentes propriétés des fluides présents dans la zone d'étude. Cela permet de mieux comprendre les réponses sismiques associées aux changements de fluides et d'obtenir des informations sur la présence et la distribution des fluides souterrains.

V.8.2 Construction des réponses synthétiques AVO :

Pour chaque scénario de fluide, nous construisons une réponse synthétique AVO pré-stack en utilisant les équations de Zoeppritz et l'ondelette extraite lors de la partie d'inversion simultanée. Ces réponses synthétiques seront ensuite comparées à celles construites en utilisant les logs dans les conditions réservoirs (sans substitution de fluides). L'objectif est de vérifier la sensibilité des signatures AVO du réservoir aux changements de fluides.

Cette comparaison nous permettra de déterminer si les variations dans les propriétés des fluides se traduisent par des changements significatifs dans les amplitudes sismiques. En identifiant les différences entre les réponses synthétiques AVO des différents scénarios de fluide et ceux basés sur les logs de réservoir, nous pourrions évaluer l'impact de la substitution de fluides sur les signatures AVO du réservoir.

+

3. Puits DJHO-1(puits 3)

Pression de formation (psi)	Température (°c)	Oil gravity (API)	Gas gravity (Air=1)	GOR (L/L)
7393.5	100.4	40	0.83	140.8

Tableau V. 2 Paramètres des fluides dans le réservoir T1 du Trias dans le puits 3

Vsh (%)	Φeff (%)	Sw (%)	Net pay (m)
15	5	35	12

Tableau V. 3 Paramètres pétro physiques dans le réservoir T1 du Trias dans le puits 3

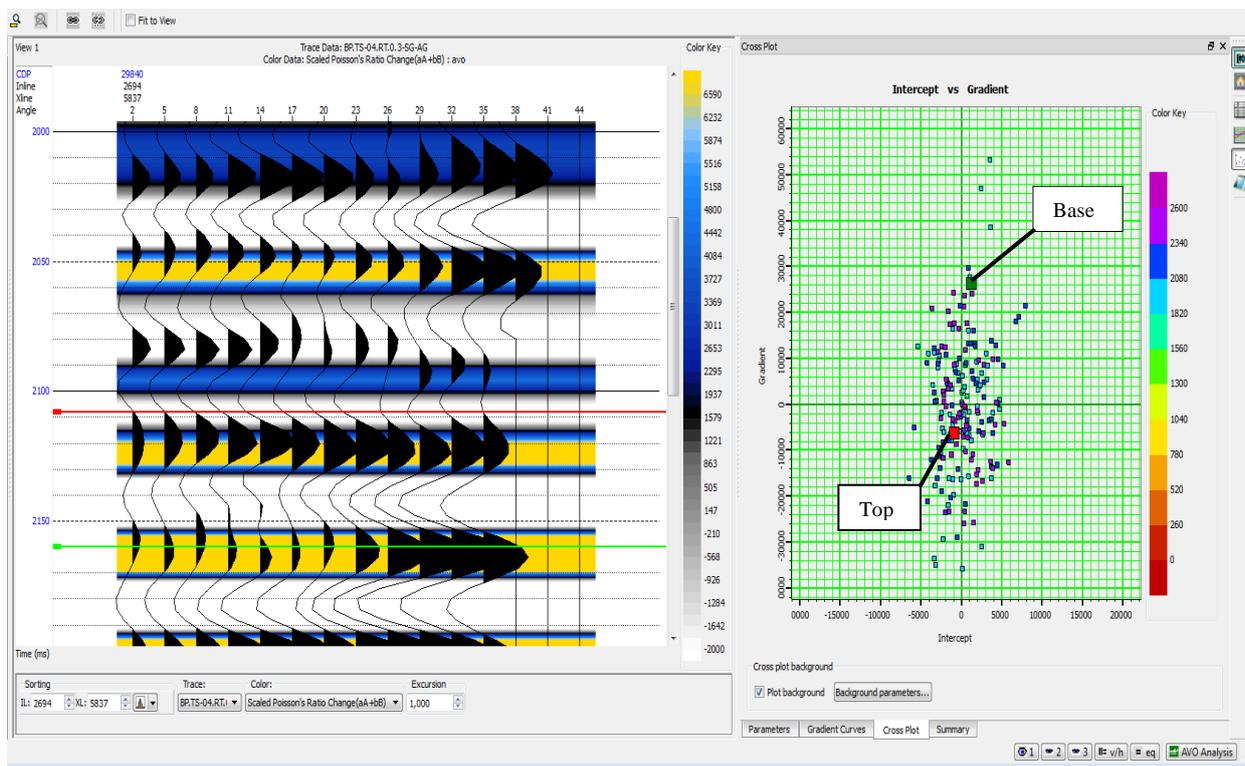


Figure V.21 Représentation de l'angle gather et du cross plot Intercept- gradient

Il est important de noter que l'angle gather donne une réponse dans la représentation cross-plot Intercept-gradient plot qui correspond au cas de classe 2, où à la fois l'Intercept et le gradient au sommet du réservoir sont négatifs, et positifs à la base du réservoir sont positifs

Nous avons proposé quatre scénarios dans lesquels les composants constituant le réservoir sont imposés.

Nous effectuons ce processus pour déterminer les rapports de distribution des composants à l'intérieur du réservoir.

- 4. Scenario 1 : (35 % eau salée (Brine) ,40 % (huile), 25 % gaz)
- 5. Scenario 2: (pure oil)
- 6. Scenario 3: (pure brine)
- 7. Scenario 4: (pure gaz)

Comparaison entre l'angle gather et le scénario 1 qui représente (35 % Brine ,40 % oil,25 % gaz).

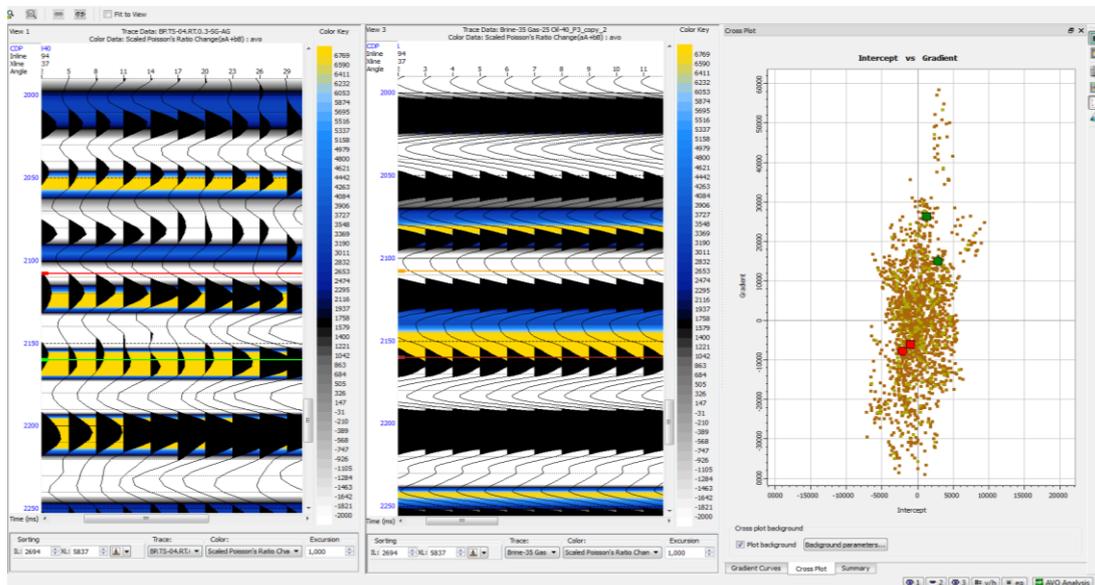


Figure V.22 Représentation de l'angle gather et le scénarios 1 et du cross plot Intecept-gradient

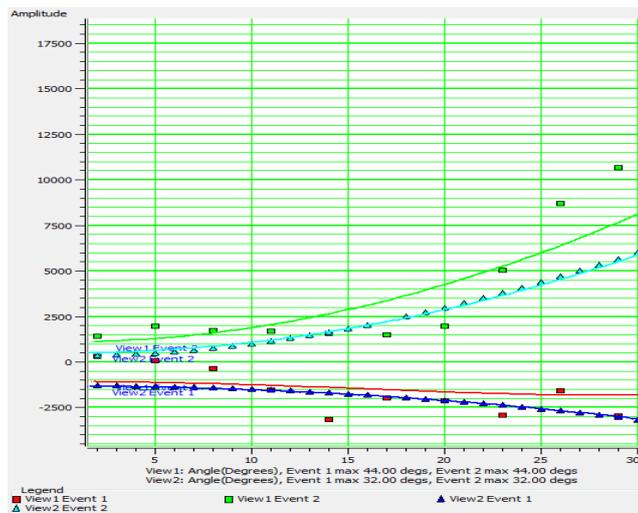


Figure V.23 Réponse en amplitude au toit et au mur d'un réservoir pour les deux cas angle gather et le Scénarios 1 (35 % Brine ,40 % oil,25 % gaz).

En se basant sur la compatibilité de la représentation d'angle gather, on peut conclure que le réservoir présente un pourcentage de gaz d'environ 25 %. Cette proportion est similaire au scénario 1 qui se compose 35 % Brine, 40 % oil, 25 % gaz.

Les autres scénarios sont représentés dans la figure suivante :

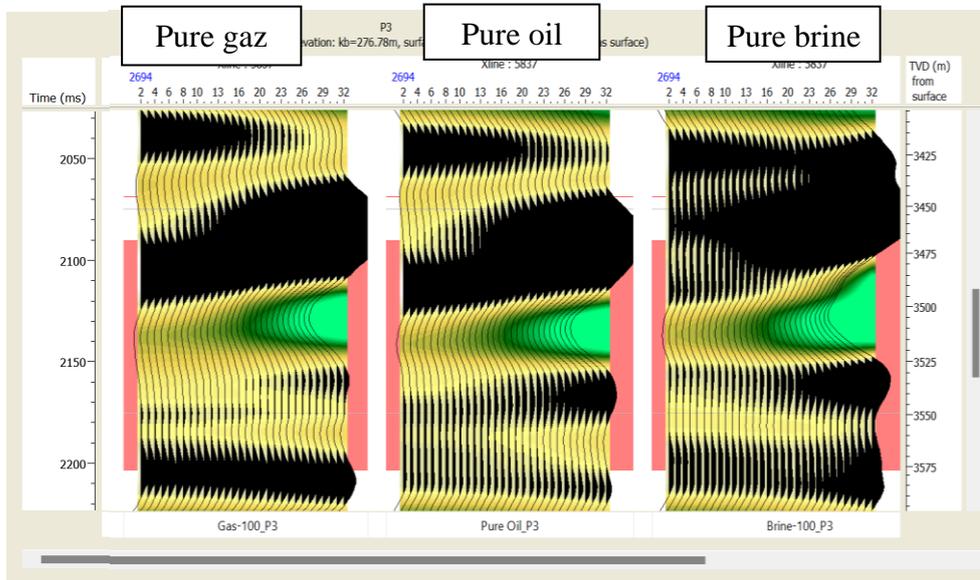


Figure V.24 Puits 3 Comparaison entre les signatures AVO à travers les réponses synthétiques modélisés à partir des scénarios de fluides

La signature AVO du réservoir reste inchangée lorsque le réservoir est complètement saturé en hydrocarbures, c'est-à-dire lorsque l'huile est associée à du gaz. Cependant, si l'huile est remplacée par de l'eau, la signature AVO sera légèrement affectée. Ainsi, on peut conclure que les réponses du réservoir AVO sont sensibles aux changements de fluide, mais l'ampleur de cette différence dépendra de l'épaisseur du net pay. (Volume de gaz)

Lorsque le réservoir est complètement saturé en hydrocarbures, les propriétés acoustiques et élastiques du fluide restent constantes, en gardant la signature AVO inchangée. Cependant, si l'huile est remplacée par de l'eau de formation, les propriétés acoustiques du réservoir changeront, entraînant une signature AVO légèrement différente.

V.8.3 Analyse des classes AVO :

Selon les travaux de Rutherford et Williams (1989) et Castagna et Swan (1997), il existe quatre types de signatures AVO, appelées classes AVO, observables soit des réservoirs à gaz. Ces signatures sont présentées dans le schéma ci-dessous :

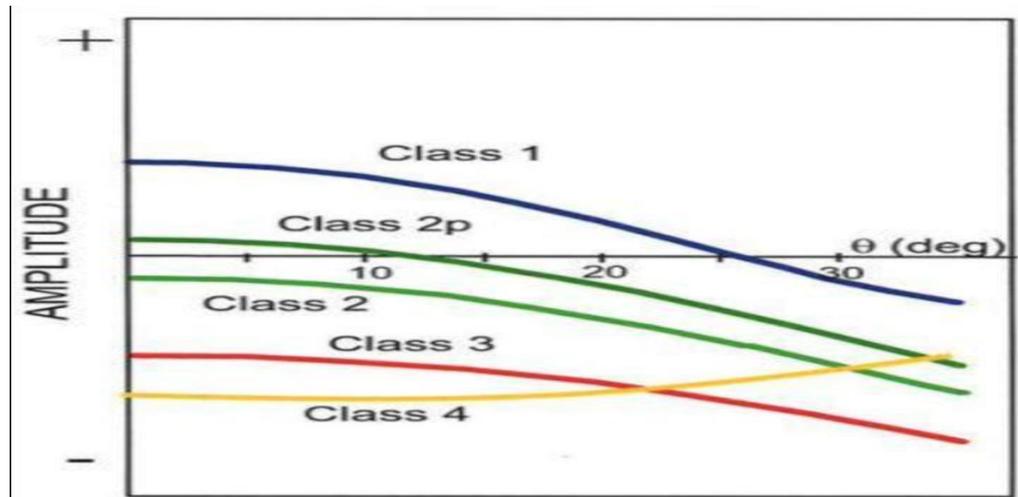


Figure V. 25 Schéma montrant les différentes classes AVO

La présence de gaz dans le réservoir est un facteur majeur dans la détermination des signatures AVO et de leurs classes associées. Les changements dans les quantités de gaz associés au pétrole dans un réservoir peuvent avoir un impact significatif sur les réponses AVO, fournissant des informations sur la distribution des fluides et les propriétés du réservoir.

Cette analyse vise l'identification des anomalies d'amplitudes. On choisit pour cela de représenter notre section en plage d'offsets limitée afin d'avoir une idée sur la classe de l'anomalie présente (figure V.21).

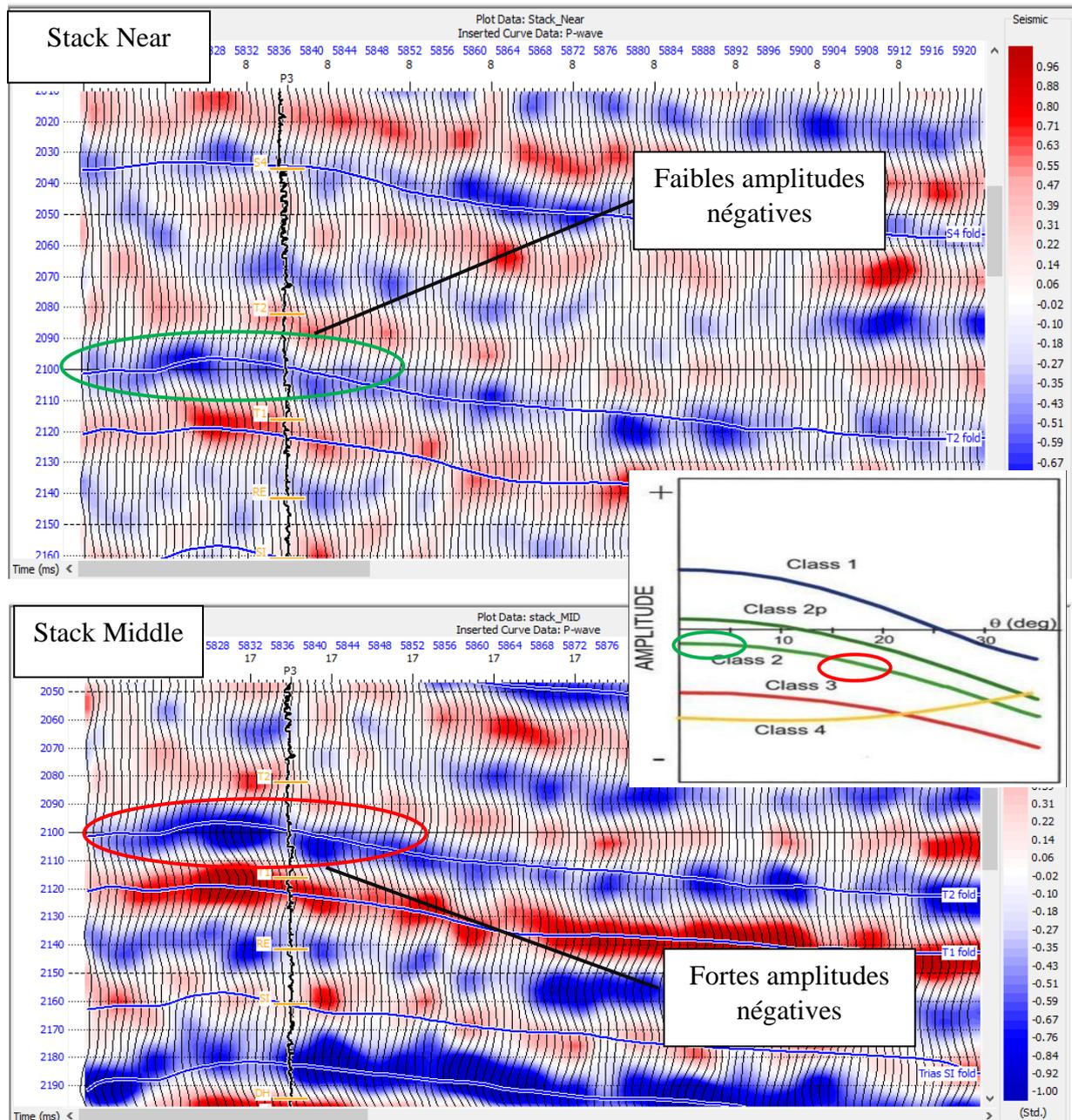


Figure V.26 Identification des anomalies d'amplitudes et la classe de l'anomalie présente.

V.8.4 Attributs AVO :

Dans la première section (Section A), une amplitude négative représentée par une couleur orange est observée au sommet, tandis que l'amplitude positive est représentée par le jaune à sa base (Figure V.22). Pour la deuxième section (gradient B), on observe une amplitude négative, avec une couleur orange en haut et une amplitude positive indiquée par du jaune à la base du réservoir (Figure V.23). Ces résultats sont cohérents avec ceux identifiés pour la catégorie 2 et confirment également les données obtenues à partir des enregistrements effectués dans le puits.

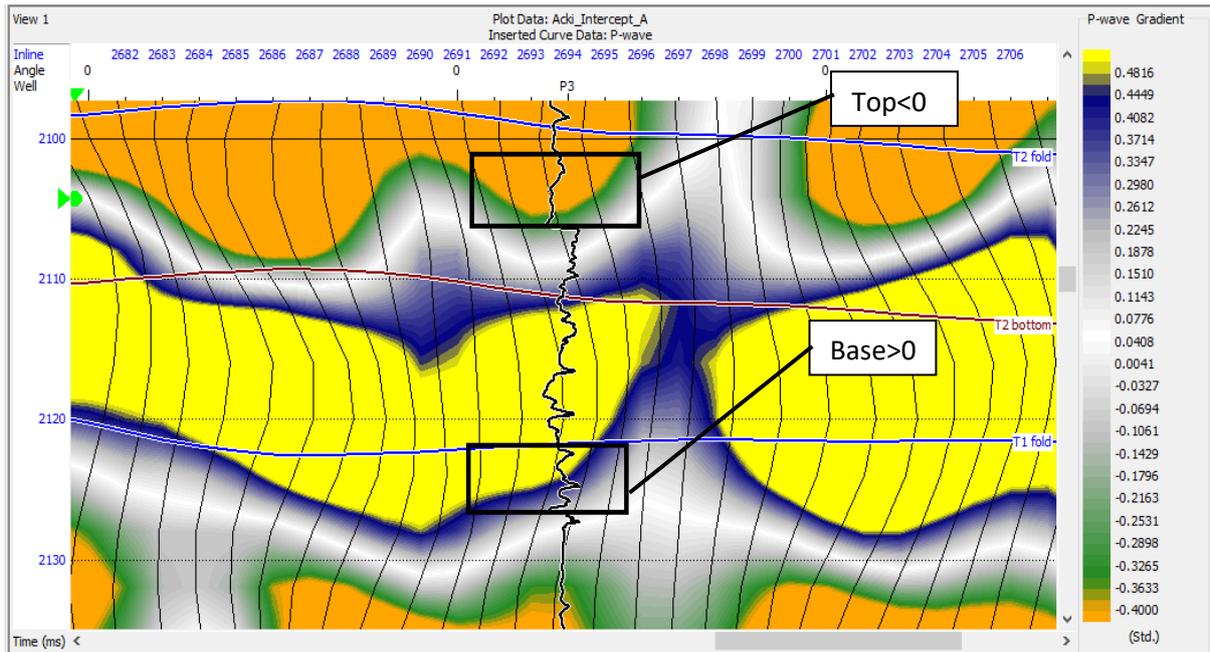


Figure V.27 Section Intercept.

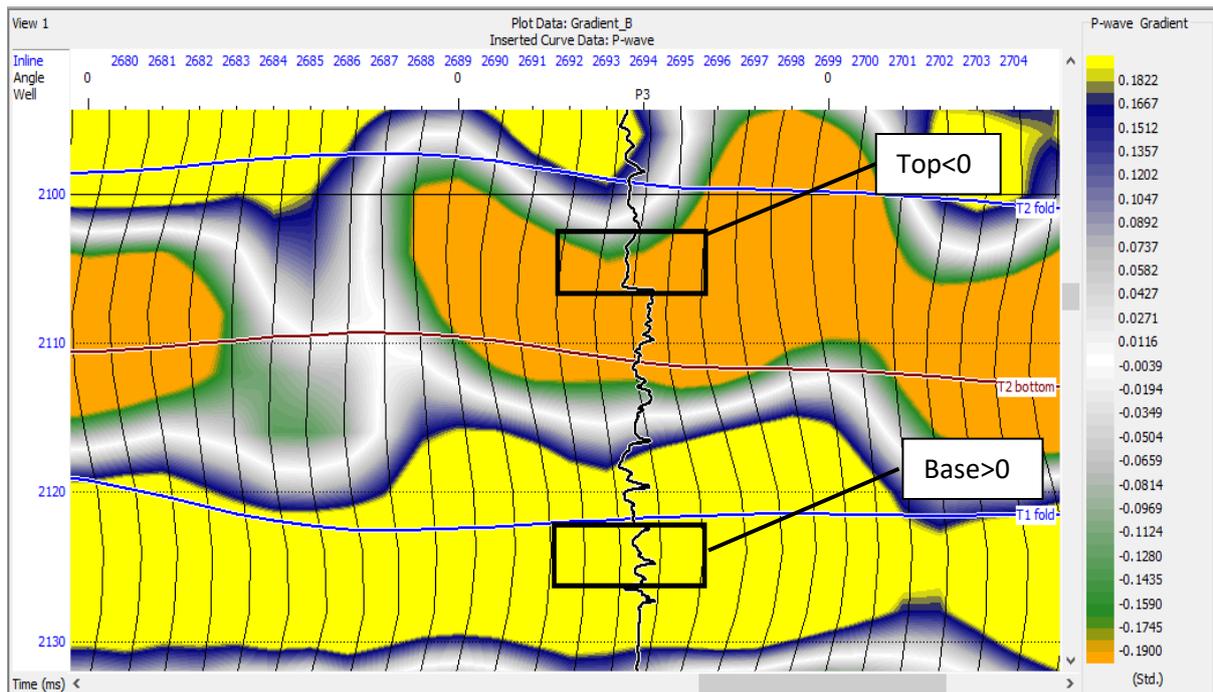


Figure V.28 Section Gradient

D'autres attributs peuvent être utilisés pour confirmer cette anomalie, notamment le facteur fluide et le produit $R0 * G$. Une représentation de ces attributs est présentée dans les figures suivantes :

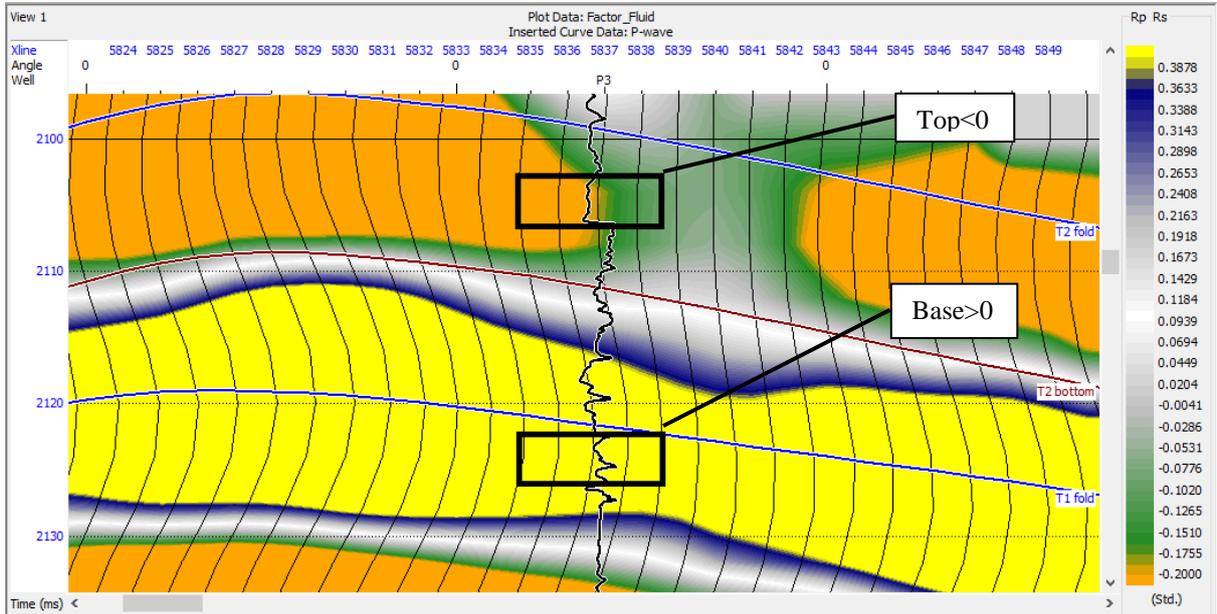


Figure V. 29 Section Facteur fluide

Cet attribut mesure l'écart avec la Murdock line de Castagna et met en évidence les anomalies à hydrocarbures. Pour les roches saturées en gaz, on a généralement ΔF qui est négatif au sommet du réservoir et positif à sa base

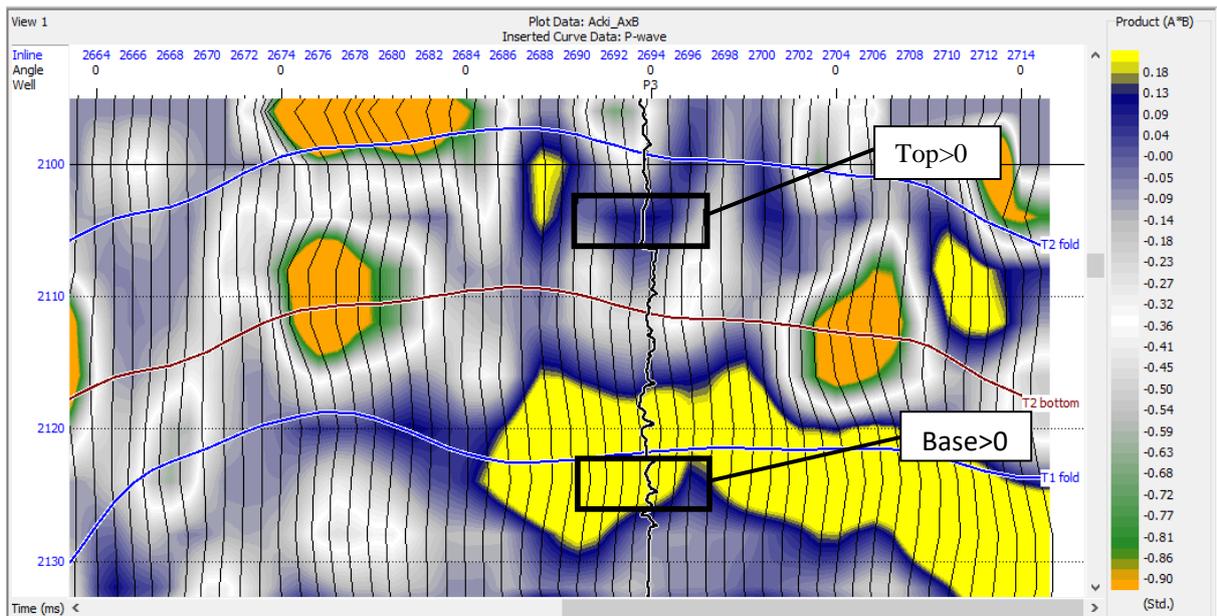


Figure V.30 Section en produit $R0 * G$

Dans la Figure V.25, le produit $R_0 * G$ montre une réponse positive au sommet du réservoir et une réponse positive à sa base, ce qui correspond à la classe 2.

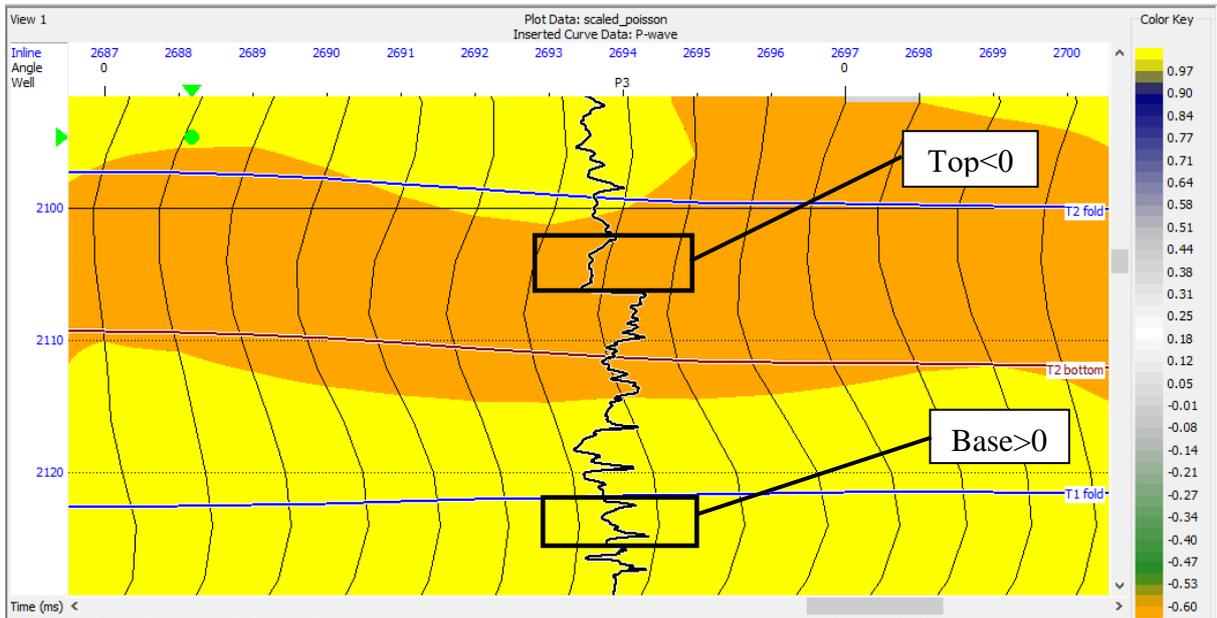


Figure V.31 section en attribut scaled Poisson

Les attributs estimés sont illustrés sur les horizons slice au niveau du Top de réservoir représentés sur les figures ci-dessous.

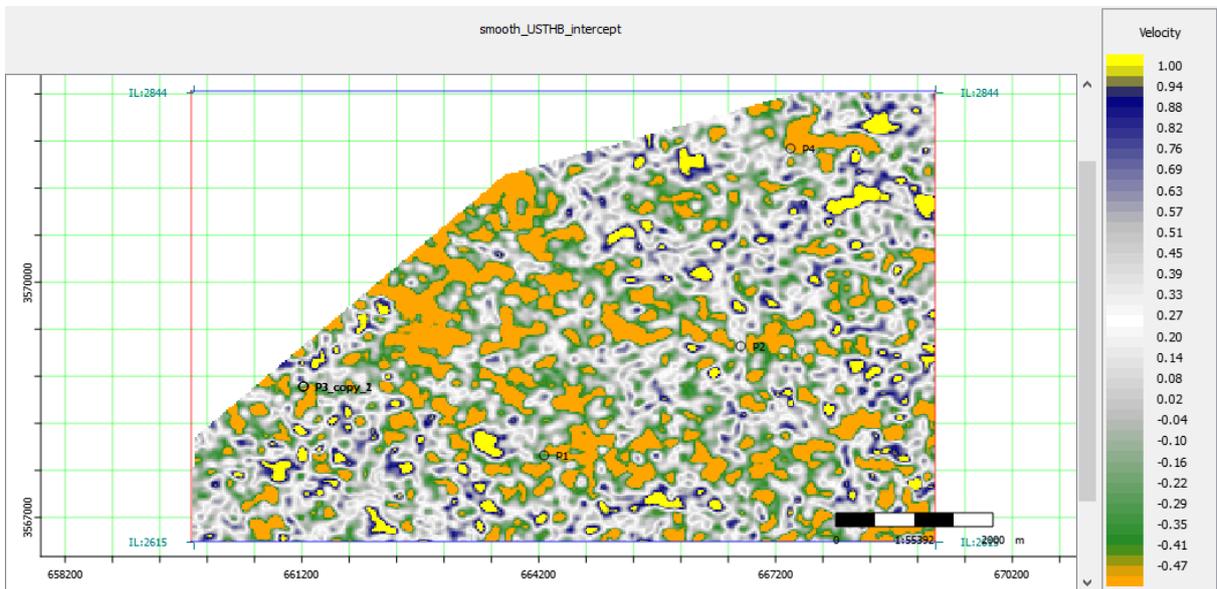


Figure V.32 Horizon slice au niveau du Top de réservoir de l'attribut Intercept

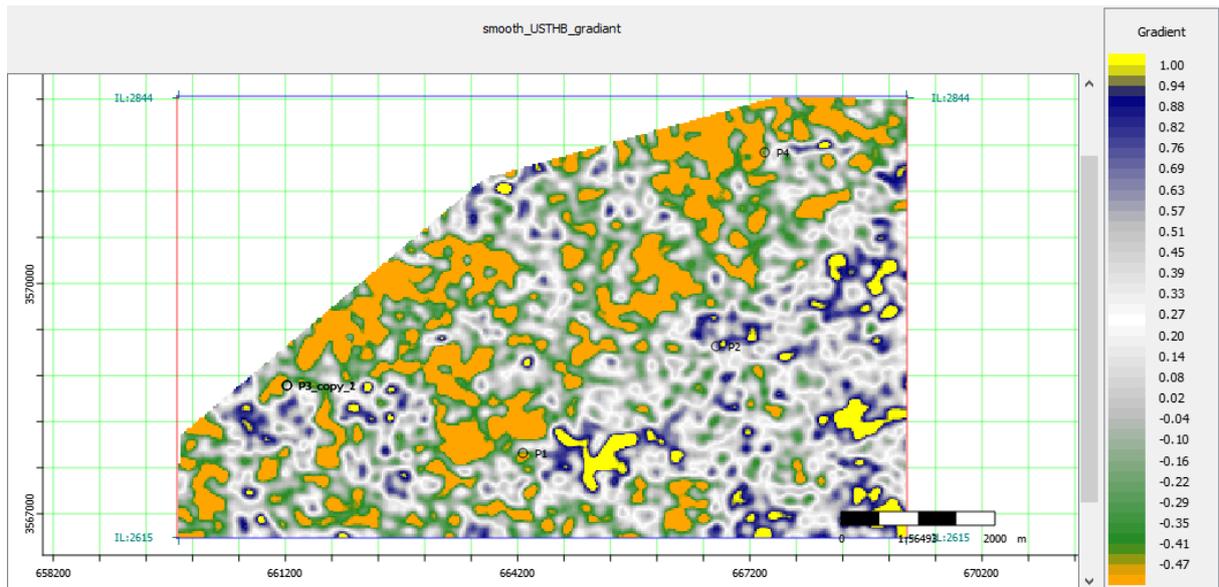


Figure V.33 Horizon slice au niveau du Top de réservoir de l'attribut Gradient

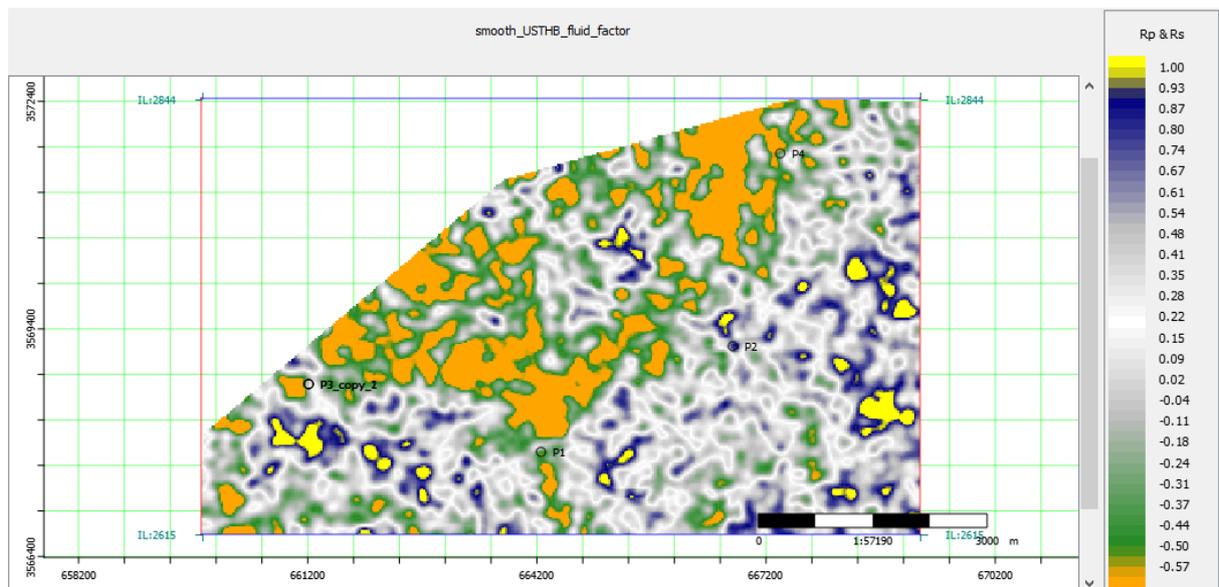


Figure V.34 Horizon slice au niveau du Top de réservoir de l'attribut Fluid factor

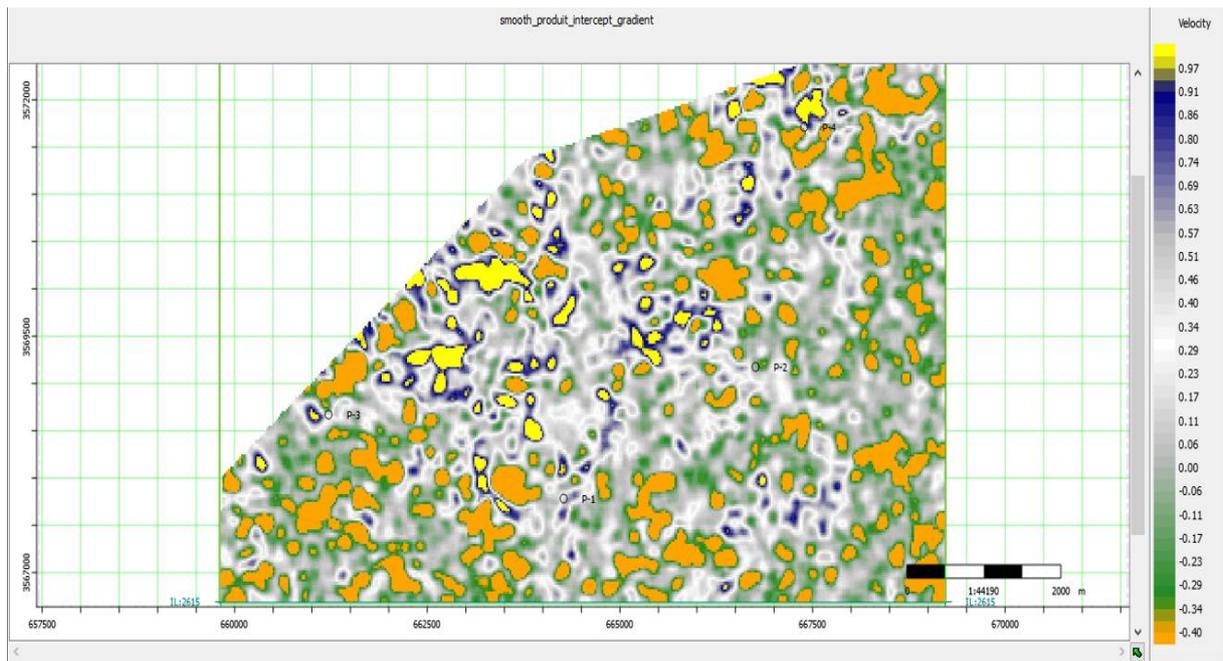


Figure V. 35 Horizon slice au niveau du Top de réservoir du produit « Intercept-Gradient »

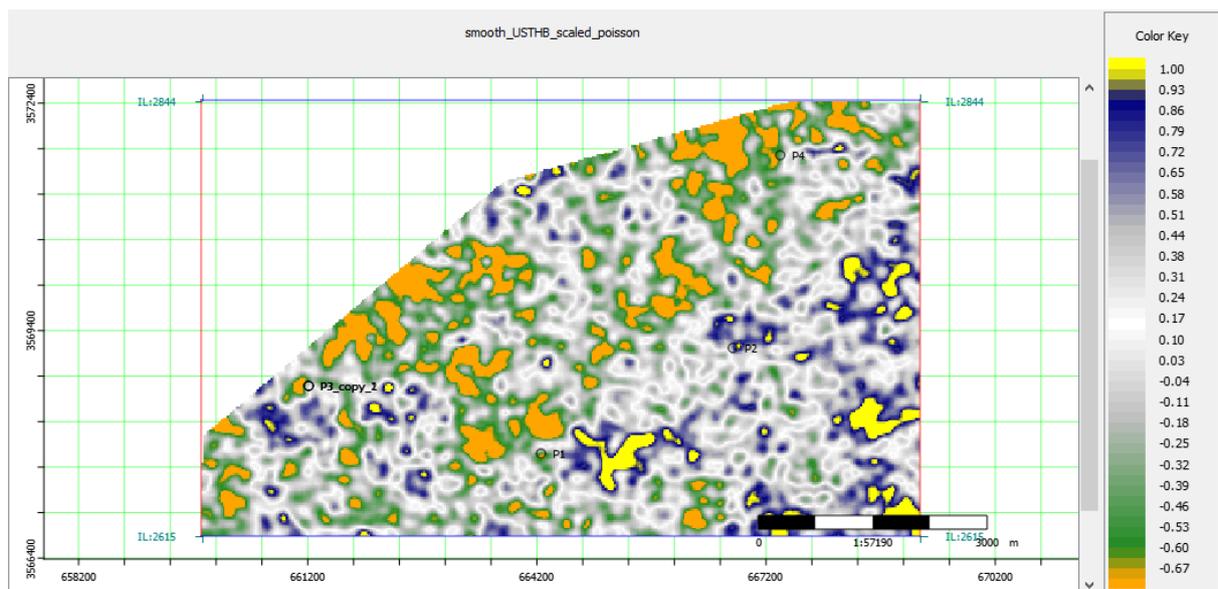


Figure V. 36 Horizon slice au niveau du Top de réservoir de l'attribut Scaled Poisson

V.8.5 Interprétation des résultats :

De fortes valeurs négatives du facteur fluide, indiquées en orange sur la (Figure V.29), fournissent des informations sur l'écart par rapport à la ligne fluide, qui définit les roches en eau. Des anomalies négatives de facteur élément indiquent la présence d'hydrocarbures.

Les valeurs de gradient et l'intercepte négatif, représentées par une couleur orange sur les (Figure V.27 et V.28), correspondent aux anomalies de classe II. Ces anomalies sont principalement associées à des réservoirs à gaz et peuvent fournir des informations à leur sujet.

Les valeurs positives du produit Intercept-Gradient indiquées en jaune sur la (Figure V.30) mettent en évidence les anomalies de classe II résonnées par la multiplication de l'Intercept-Gradient qui sont des valeurs négatives au sommet du réservoir.

Les fortes valeurs négatives du contraste du coefficient de Poisson indiquées en orange sur la (Figure V.31) renseignent sur la présence d'hydrocarbures et identifient des zones à eau la surface du réservoir.

V.9 Conclusion :

A l'issu de ce chapitre, nous concluons que les réservoirs de cette région sont du second type d'après les décompositions AVO.

Donc les réservoirs de cette région du bassin d'Oued Mya sont à huile accompagnée de faibles proportions de gaz.

Conclusion

générale

Conclusion générale

Notre mémoire de fin d'étude nous a permis de mieux appréhender la méthode d'inversion sismique et d'approfondir nos connaissances dans ce domaine, qui englobe différentes disciplines géophysiques telles que la sismique, les diagaphies et la pétrophysique. Notre étude a utilisé la technique d'inversion sismique AVO simultanée, qui nécessite des données sismiques préstack traitées en préservant les amplitudes et présentant un bon rapport signal/bruit, combinées aux données de puits.

L'analyse AVO permet d'extraire les caractéristiques lithologiques du réservoir à partir des enregistrements sismiques et de confirmer la présence d'hydrocarbures. L'application de cette méthode sur les données d'Oued Mya a confirmé son apport en termes de caractérisation et de délimitation du réservoir. L'inversion simultanée a permis une délimitation latérale plus précise que celle obtenue par l'analyse AVO, ainsi qu'une amélioration de la résolution verticale qui fait défaut dans la sismique. En se basant sur les paramètres élastiques, elle permet une caractérisation plus détaillée du réservoir.

Les paramètres pétrophysiques obtenus grâce à cette méthode permettent d'approfondir l'interprétation quantitative et de calculer d'autres paramètres tels que la porosité et la saturation en eau. L'inversion sismique simultanée est devenue un outil incontournable dans la caractérisation des réservoirs, car elle contribue à prédire la répartition lithologique et la présence de fluides.

Il convient de souligner que les résultats de l'analyse AVO et de l'inversion sismique simultanée restent probabilistes, car ils dépendent de certaines conditions telles qu'une acquisition soignée des données, un nombre suffisant de puits pour connaître la lithologie, ainsi qu'une bonne réalisation du traitement en préservant les amplitudes. De plus, le temps de calcul peut poser problème, notamment dans le cas d'une étude 3D, ce qui nécessite des calculateurs (logiciels) suffisamment puissants.

Bibliographie

- Aki, K., and Richards, P. G., 1980. Quantitative seismology: Theory and methods, 1: W. H. Freeman & Co.
- Audrey Neau .2009. HAL open science. Caractérisation des réservoirs pétroliers par les données sismiques, avec l'aide de la géomodélisation
- Bachta, M., 2005. *Corrections statiques*. IAP éd. s.l.:s.n.
- Benhama, A., 1999/2000. Traitement sismique. 1, Document interne I. A.P. Algérie.
- Benhama, A., Guerchaoui, A., 2007. Traitement et interprétation des amplitudes en sismique réflexion. Document interne I .A. P. Algérie.
- Castagna, J. P. ; Batzle, M. L. ; Eastwood, R. L. (1985). « Relations entre les vitesses des ondes de compression et des ondes de cisaillement dans les roches silicatées clastiques ».
- Castagna, J.P., Backus, M.M., 1993. Offset dependent reflectivity theory and practise of AVO analysis. Society of exploration geophysicists.
- Foster, D. J., Keys, R. G., Lane, F. D., 2010. Interpretation of AVO anomalies.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., and Gregory, A. R., 1974. Formation velocity and density – The diagnostic basics for sedimentary traps.
- Koefoed, O.,1955. On the effect of poisson's ratio of rock strata on the reflection coefficients of plane waves.
- Lavergne, M., 1986. Méthodes sismiques. Edition Technip, Paris.
- Lei, F., Jianmin, W., Fenglin, C., Jianjun, X., Xiangjun, Z., Xiangbo, K., 2005. 3D AVO Analysis for Identifying Thin Continental Sandstone Interbeds and Deep Volcanic Rocks. www.springerlink.com/index/ATN20011837L7406.pdf
- Vernik2016, Seismic petrophysics in quantitative interpretation, investigation in geophysics series.No.18.
- Mallick, S., (October 2001). AVO and Elastic Impedance. Western Geo, Houston, Texas, U.S., 1094-1104.
- Mahob, P.N., Castagna, J.P., 2003. AVO polarization and hodograms: AVO strength and polarization product.
- Newman, P., 1973. Divergence effects in a layered earth.

- Satinder Chopra and John P. Castagna 2014, AVO-investigation in geophysics series No.16
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1982. Traite de prospection sismique. 1, Erg. La barbannerie.
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1982. Traite de prospection sismique. 2, Erg. La barbannerie.
- Smith, G. C. and Gidlow, P.M., 1987. Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas.

Autre document :

- Inversion et Analyse AVO EMZN (ENAGEO Spa filiale à 100 % du Groupe SONATRACH ,2018)
- Well Evaluation Conference Algérie ,2007
- <https://library.seg.org/>
- <https://www.sndl.cerist.dz/>