

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA
BOUMERDES



FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE

DEPARTEMENT DE GEOPHYSIQUE, GENIE PARASISMIQUE ET PHENOMENES
ALEATOIRES

MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Présenté pour l'obtention du

DIPLÔME DE MASTER EN GEOPHYSIQUE PETROLIERE

FILIERE : Science de la Terre et de l'Univers

OPTION : Sismique, Sismologie et Méthodes de potentiel

Thème

**Inversion AVO simultanée pré-stack des données sismiques et
caractérisation des réservoirs de Hassi El Kerma du bassin Sud-
Est constantinois.**

Présenté Par :

Dahrour Elhabib

Allag Sami

Suivis par :

D^r. ALLEK .K

M^r .Chegrouche.F

M^r .Kerdjidj.Y.S

- Boumerdès 2016 -

Remerciement

Au terme de ce travail nous tenons à exprimer notre gratitude au bon dieu **الله** de nous avoir donné la force, la patience et la volonté.

On tient tout d'abord à remercier **D^r ALLEK KARIM**, pour avoir accepté d'être notre encadreur. Nous lui sommes reconnaissants pour ses encouragements, sa disponibilité, son orientation, son enthousiasme et sa confiance.

On remercie également Monsieur **Chegrouche Farid**, Directeur communication et Développement à l'Entreprise Nationale de Géophysique (E.NA.GEO) pour nous avoir accueillis au sein de l'entreprise ainsi que pour ses conseils et ses aides sur le plan expérimental.

Nos profondes reconnaissances s'adressent également, à Monsieur **KERDJIDJ KAMEL** consultant géologue à l'Entreprise Nationale de Géophysique, et son Fils **KERDJIDJ YUCEF SOFIANE** ex ingénieur géophysicien à l'Entreprise Nationale de Géophysique pour nous avoir proposés ce sujet et nous avoir suivis en mettant à notre disposition leurs connaissances et leurs documents.

On voudrait également remercier cordialement Monsieur **GACI AHMED** Docteur géologue à la division d'exploration Boumerdes pour nous avoir consacré un peu de son temps et nous avoir conseillé ainsi que pour ses corrections. Un grand Merci.

Nos remerciements et notre gratitude vont aussi à l'ensemble des enseignants du département de géophysique de l'université de Boumerdès, **D^r ALLEK KARIM, D^r Frahtia dj**, Monsieur le **Professeur Djeddi.M, D^r El-adj.S, Professeur Bouguern. À, D^r Aitouche.M, D^r Baouche**, et Madame **Dogga**, qui durant des années, nous ont assuré une formation riche et précieuse.

Nos remerciements s'adressent aussi aux membres du jury, pour avoir accepté de juger ce travail et de siéger lors de la soutenance de ce mémoire.

Enfin, on exprime notre gratitude à l'égard de toute personne qui a contribué, de près ou de loin, à la concrétisation du présent travail, à tous nos camarades d'études ainsi qu'à tous nos amis.

Je dédie le présent mémoire

A

Mes très chers parents, en témoignage de ma reconnaissance envers le soutien, les sacrifices et tous les efforts qu'ils ont consentie pour mon éducation et ma formation.

Mes chers frères et sœurs Ahmed, Chahinez et la petite fifi

Mes grands-mères, Ma fiancée TAM-TLs

Mon binôme, Dahrou Elhabib avec qui j'ai passé quatre agréables années d'étude et toute sa famille.

A mes meilleurs amis Sofiane, Chouchou, bLACO, Karim.

A mes oncles, tantes, cousins Adel, Rami, Raouf et Imad, cousines, et à toute ma famille.

A toute ma promotion MAGP11

A toute personne qui m'a aidé a réalisé ce travail de près ou de loin.

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

...By TLS

Sommaire

Introduction générale.....	1
-----------------------------------	----------

Chapitre I : Propriétés des roches

I.1 Introduction :	3
I.2 Propriétés pétro-physiques des roches :	3
I.2.1 La roche :	3
I.2.2 La roche réservoir :	3
I.2.3 La porosité :	4
I.2.4 La perméabilité :	6
I.2.5 Les saturations :	6
I.3 Les paramètres acoustiques de la roche :	7
I.3.1 La densité :	7
I.3.1.1 La densité en fonction de la saturation en eau	7
I.3.1.2 Relation de gardner :	9
I.3.1.3 Les études de castagna :	9
I.3.2 Les vitesses des ondes sismiques :	10
I.3.2.1 Relation de Castagna :	10
I.3.2.2 Relation de Krief :	11
I.4 Les équations de Biot-Gassmann :	12
I.5 Étude particulière du coefficient de poisson :	17
I.6 Conclusion :	18

Chapitre II : Traitement en amplitudes préservées

II Introduction	19
II .1 Définition d'un amplitude	19
II.2 Facteurs affectant l'amplitude des réflexions sismiques	20
II.2.1 Facteurs dépendants de la sub-surface.....	20
II.2.1.1 Absorption	20
II.2.1.2 La divergence sphérique	22
II.2.1.3 Perte par transmission.....	24
II.2.1.4 Courbure et complexité structurale.....	24
II.2.1.5 Effet des bancs minces	26
II.2.1.6 Zone altérée	26

Sommaire

II.2.1.7 Bruits divers.....	26
II.2.1. Multiples et réverbération.....	27
II.2.2 Facteurs indépendants de la sub-surface (facteurs exogènes) :	28
II.2.2.1 Couplage avec le sol	28
II.2.2.2 Directivité de la source	28
II.2.3 Facteurs liés à la réflectivité des miroirs	28
II.2.3.1 Variation de l'énergie réfléchi en fonction de l'angle d'incidence.....	28
II.2.3.2 Interférence	29
II.3 Traitement en amplitudes préservées.....	30
II.3.1 Principe du traitement en amplitude préservées	30
II.3.2 Récupération des amplitudes	32
II.3.2.1 Compensation de l'absorption et de la divergence sphérique	32
II.3.2.2 Correction d'amplitude surface consistante.....	33
II.3.2.3 Egalisation régionale	34
II.3.3 La séquence de traitement en amplitude préservées.....	34
II.4 Conclusion	35

Chapitre III : Théorie De L'indersion Sismique

III.1 Problème inverse – l'inversion :	36
III.1.1 Introduction	36
III.1.2 Historique de l'inversion.....	36
III.1.3 Définition de l'inversion	36
III.1.4 L'inversion sismique	37
III.1.5 La problématique de l'inversion sismique	38
III.1.5.1 La résolution du problème inverse	38
III.1.5.2 La fonction coût	39
III.1.5.3 Principe de la méthode du gradient	40
III.1.6 Les données de l'inversion sismique.....	41
III.1.7 le classement des types d'inversion sismique	42
III.1.7.1 L'inversion sismique FULL STACK (Après sommation).....	42
III.1.7.2 L'inversion sismique AVO (Avant sommation).....	42
III.1.8 Organigramme d'application d'une inversion sismique :	43

Sommaire

III.2 L'inversion sismique AVO	43
III.2.1 Les résultats de l'inversion AVO	43
III.2.2 Les approches de la méthode d'inversion sismique AVO	44
III.2.3 Méthodologie de l'inversion AVO simultanée	47
III.2.3.1 Conditionnement des données sismiques à introduire :	47
III.2.3.2 Conditionnement des logs de puits à introduire :	47
III.3 Corrélation et Extraction de l'ondelette sismique à utiliser :	47
a) l'ondelette sismique	47
b) Les méthodes d'extraction de l'ondelette	48
c) La corrélation des puits aux données sismiques	50
d) Construction du modèle bas fréquent :	51
e) Application de l'algorithme d'inversion	52
f) Contrôle de qualité et interprétation des résultats d'inversion	53
III.4 Conclusion.....	53

Chapitre IV : Partie géologie

IV. Introduction	54
IV.1 Situation géographique	54
IV.2 Aspect géologique :	57
IV.2.1 Aspect stratigraphie :	57
IV.2.1.1 Le Mésozoïque	57
IV.2.1.2 Le Cénozoïque	59
IV.2.2 Tectonique	60
IV.2.3 Aspect structural	62
IV.3 Aspect pétrolier :	63
IV.3.1 Introduction	63
IV.3.2 Roches mères	63
IV.3.3 Roches réservoirs	64
IV.3.4 Roches couvertures	64
IV.3.5 Types de pièges	65
IV.4 Résultats pétroliers	65

Sommaire

Application sur des données réelles

V. Présentation du package du software Hampson-Russell	66
V.1 Préconditionnement des données sismiques.....	67
V.3.1 données fournies.....	67
a. Filtre Radon	68
b. Corrections statiques résiduels	69
c. Super Gather	70
V.2 Préparations des données des puits	71
V.2.1 Objectif pétrolier.....	71
V.2.2 Logs fournis par le client	71
V.2.3 Edition des logs.....	71
V.2.4 Génération des logs manquants	74
V.2.4.1 L'équation de Castagna avec des paramètres calibrés.....	77
V.2.4.2 L'équation de Gardner avec des paramètres calibrés	82
V.3 Interprétation Structurale.....	85
V.3.1 Les cartes en isochrones des horizons interprétés	85
V.4 Inversion Pré-stack (Simultaneous Inversion)	87
V.4.1 Rappel Théorique.....	88
V.4.2 Les paramètres élastiques (λ , μ , ρ) et le rapport V_P/V_S	89
V.4.3 Workflow de l'inversion simultanée.....	90
V.4.4 Données d'entrée pour l'inversion.....	90
V.4.5 Corrélation puits/sismique (well tie).....	93
V.4.6 Construction du Modèle Initial	104
V.4.7 Contrôle de qualité	111
V.4.8 Inversion du volume sismique de réservoir	114
V.4.8.A Résultat d' Inversion sur l'arbitraires line	115
V.5 Caractérisation des réservoirs.....	121
V.5.1 Génération des paramètres pétrophysiques	122
V.5.1.1 Volume du Sandstone.....	122
V.5.1.2 Saturation en eau de formation S_w	122

Sommaire

V.5.2 Le module de Young	123
V.5.3 Le coefficient de Poisson	123
V.5.3 Degré de Fissuration.....	124
V.5.3 Line arbitraire de la caractérisation des réservoirs de Hassi EL Kerma.....	126
Conclusion générale.....	131

Aujourd'hui, l'importance économique des hydrocarbures dans le monde ne cesse d'accroître, ce qui a poussé à la mise en œuvre de plusieurs méthodes permettant la détection de leurs zones d'accumulation. Parmi celles qui ont prouvé leur efficacité, figure la méthode de la sismique réflexion. Cette technique consiste à produire des ébranlements qui créent des fronts d'ondes qui se propagent dans le sous-sol. A chaque interface géologique, une partie de l'énergie est réfléchie puis captée en surface par des géophones.

Le traitement des données sismiques fournit une imagerie du sous-sol sous forme de coupes appelées sections sismiques. Dans le cas de l'interprétation de ces données, les paramètres sismiques : amplitude, fréquence et phase des réflexions, contiennent des informations à la fois sur la lithologie, sur les paramètres pétrophysiques et sur le remplissage en fluide. Le problème qui se pose à l'interpréteur est de savoir s'il existe une relation entre ces paramètres et l'impédance acoustique, c'est-à-dire, la vitesse et la densité. Ce problème est complexe, car de nombreux paramètres sont susceptibles d'influer sur l'impédance acoustique et ceux-ci sont souvent liés entre eux. La sismique englobe tous ces paramètres et la difficulté reste de déterminer ceux qui influent sur l'impédance acoustique. Alors, pour cela, il faut faire appel à différents outils de modélisation-inversion pour aider à faire ce choix.

Le développement récent en informatique et en instrumentation a permis l'amélioration des techniques d'acquisition, de traitement et d'interprétation en prospection sismique, ce qui a ouvert la porte à l'émergence de nouvelles techniques qui nous permettent de faire une meilleure interprétation. Comme celle de l'inversion, dont l'apport est important dans la simplification de cette tâche.

Ces méthodes d'inversions ont pour objectif d'extraire à partir de données sismiques mesurées en surface, les paramètres acoustiques de la structure interne de la terre, afin d'établir des modèles géologiques probables, aussi proches que possible de la réalité géologique. Cela permet ainsi de passer d'une interprétation sismique vers une interprétation stratigraphique, qui ouvre des perspectives de prospection à la fois plus larges et plus précises en procurant des informations lithologiques dépassant le cadre structural.

Dans le cadre de notre travail nous avons effectué une inversion des données sismiques communément appelée inversion sismique simultanée. L'objectif de cette inversion est d'extraire simultanément les paramètres physiques à savoir : l'impédance Z_p de l'onde P, l'impédance Z_s de l'onde S et la densité ρ à partir des données sismiques avant sommation qui fournissent un large éclairage angulaire du milieu à étudier.

Le but principal de ce présent travail est de montrer l'application de la technique d'inversion sismique AVO simultanée globale sur les données du champ Haoud El Kerma, pour la caractérisation des réservoirs.

Ce mémoire se subdivise en Cinq chapitres :

- Le premier c'est un rappel de quelques notions de base sur les propriétés pétrophysiques des roches.
- le deuxième chapitre décrit les principaux facteurs ainsi que le traitement approprié de récupération des amplitudes réelles.
- Le troisième chapitre est destiné à la présentation de la méthodologie de l'inversion sismique.
- Le quatrième chapitre est consacré à la géologie de notre région d'étude qui fait partie du bassin sud- Est constantinois
- Le cinquième chapitre est l'application de l'inversion simultanée sur des données réelles en utilisant le logiciel Hampson Russell 2009 de la compagnie CGG Veritas, acquis par l'Entreprise Nationale de Géophysique en 2010.

Enfin une conclusion générale parachèvera et synthétisera notre travail.

I.1 Introduction

Les roches réservoirs sont les plus connues et les plus étudiées. Leur présence dans un bassin conditionne l'existence de gisement d'hydrocarbures, et leurs caractéristiques pétro-physiques déterminent l'exploitabilité.

Les qualités qui conditionnent le rendement potentiel d'un réservoir, qu'il soit aquifère ou pétrolier, sont principalement son volume, sa porosité, son taux de saturation, sa perméabilité et les différents fluides qu'il renferme (eau, huile, gaz).

I.2 Propriétés pétro-physiques des roches

I.2.1 La roche

Une roche est constituée d'une phase solide nommée **matrice** (grains) et des **vides** (pores, canalicules, vacuoles, géodes..) (Figure I.1).

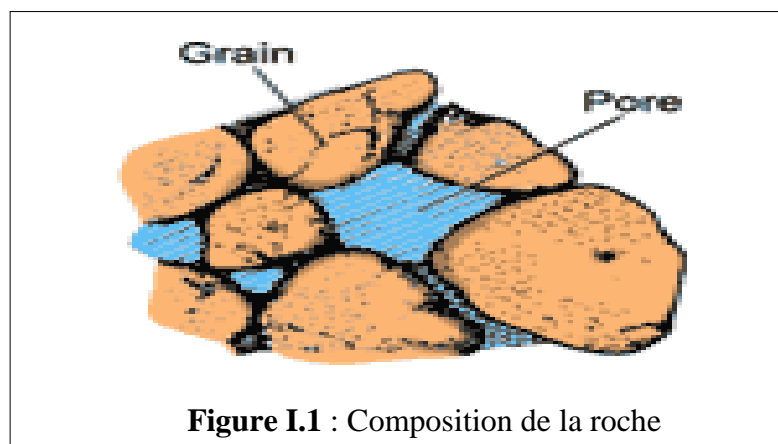


Figure I.1 : Composition de la roche

I.2.2 La roche réservoir

Toute roche poreuse et perméable est appelée roche réservoir. Les roches réservoirs sont les plus connues et les plus étudiées car elles sont susceptibles de contenir des hydrocarbures. Les principaux types de roches réservoir sont :

a) Les roches détritiques (sables et grés)

Résultent de l'accumulation d'éléments arrachés à des roches préexistantes. La sédimentation de ces éléments laisse subsister des vides qui engendrent une porosité et une perméabilité.

Les éléments détritiques sont classés selon leur taille : Galets, Gravier, Sables, Silts et argiles (Tableau I.1).

Tableau I.1 : Classements des éléments détritiques.

Type de sédiments	Diamètre (mm)	Porosité totale (%)
Gravier moyen	2.5	45
Sable gros	0.250	38
Sable moyen	0.125	40
Sable fin	0.09	40
Sable très fin	0.045	40
Sable silteux	0.005	32
Silt	0.003	36
Silt argileux	0.001	38
Argile	0.0002	47

- Du point de vue minéralogique le quartz représente parfois plus des 2/3 des éléments de la roche.
- Le reste est constitué soit de minéraux détritiques tels que les feldspaths, les micas, les minéraux lourds ... ; ou authigènes comme les argiles, la pyrite, la glauconie ...

b) Les roches carbonatées (calcaires et dolomies)

Résultent de précipitations chimiques ou d'accumulations de squelettes ou de coquilles d'organismes vivants.

La porosité est souvent le résultat de dissolution par la circulation des eaux à travers la roche.

Les eaux riches en magnésium à travers les calcaires provoquent la dolomitisation, ce phénomène induit la diminution du volume des minéraux de calcite **CaCO₃** lorsqu'ils sont transformés en dolomite **Ca Mg (CO₃)₂**.

I.2.3 La porosité

Elle est définie par le rapport du volume des espaces des vides dans la roche sur le volume total de la roche considérée :

$$\text{Porosité} = \phi = \frac{\text{volume des pores}}{\text{volume total}} \times 100 \quad (\text{I.2.3})$$

La porosité est souvent utilisée en pourcentage, vue les petites valeurs qu'on a pour les roches sédimentaires.

a) Nature de la porosité

Porosité faible : si $\phi \leq 5$

Porosité bonne : si $20 \leq \phi \leq 30$

Porosité médiocre : si $5 \leq \phi \leq 10$

Porosité excellente : si $\phi \geq 30$

Porosité moyenne : si $10 \leq \phi \leq 20$

b) Types de porosité

En termes de l'origine, il existe deux classements de porosité :

- **Porosité primaire** : C'est la porosité qui résulte des vides laissés entre les grains au cours de la sédimentation et la diagenèse. elle se forme en même temps que la roche
- **Porosité secondaire** : C'est la porosité qui se forme ultérieurement après la formation et la consolidation de la roche : Fissuration; dissolution, recristallisation

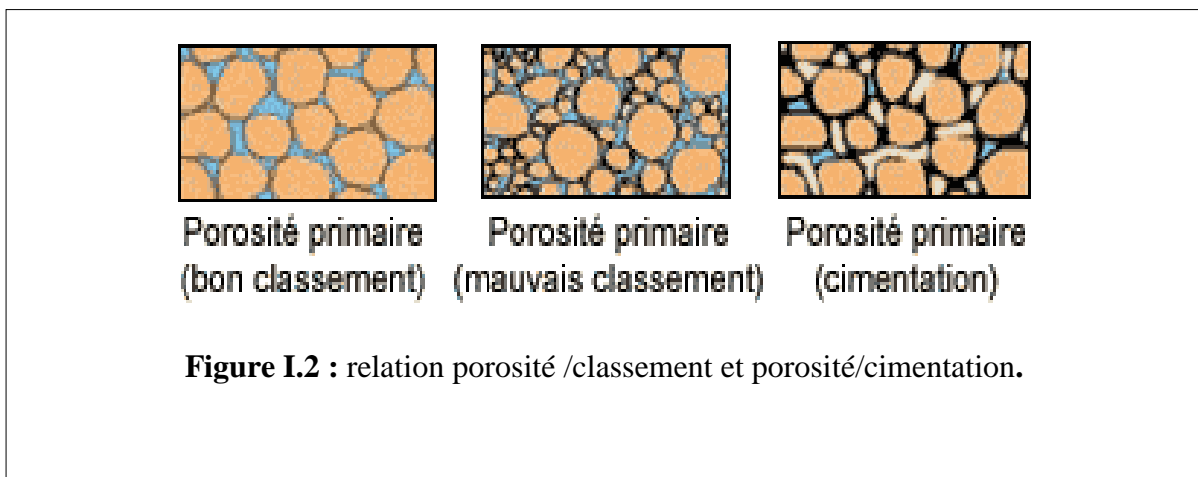
En termes de volume, il existe trois classements de porosité :

- **Porosité totale** : C'est le rapport du volume total des pores au volume de l'échantillon exprimé en pourcentage
- **Porosité utile** : C'est le rapport du volume des pores reliés entre eux au volume total de l'échantillon exprimé en pourcentage
- **Porosité résiduelle** : C'est le rapport du volume des pores non communiquant au volume total de l'échantillon exprimé en pourcentage

c) Facteurs affectant la porosité

Deux types de facteurs peuvent influencer la porosité : (Figure I.2)

- **Les facteurs granulométriques** : forme, classement, arrangement ...
- **Les facteurs minéralogiques** : argiles, ciment ...



I.2.4 La perméabilité

La perméabilité caractérise l'aptitude d'une roche à laisser circuler les fluides contenus dans ses pores.

Pour un écoulement laminaire d'un débit de fluide monophasique " Q ", de viscosité " μ ", à travers un échantillon de roche d'épaisseur " dx " et de section " S ", avec la différence de pression " dp " à la rentrée et à la sortie, on admet **la loi de Darcy** suivante :

$$Q = k \frac{S}{\mu} \frac{dp}{dx} \quad (I.1)$$

Q : Débit (en cm³/s)

S : Section (en cm²)

μ : Viscosité (en Centipoise)

dp : Différence de pression (en Atm)

dx : Epaisseur de l'échantillon (en cm)

k : perméabilité (en Darcy)

Les facteurs affectant la perméabilité sont :

- La dimension des pores
- Les fluides occupant les pores
- La direction d'écoulement

I.2.5 Les saturations

Il est essentiel de connaître la nature des fluides qui occupent les pores de la roche la 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.

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

- La saturation en eau : $S_e = V_e/V_p$ (I.2)

- La saturation en huile : $S_h = V_h/V_p$ (I.3)

- La saturation en gaz : $S_g = V_g/V_p$ (I.4)

I.3 Les paramètres acoustiques de la roche

I.3.1 La densité

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

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

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

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

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

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

avec :

ρ_w : densité de l'eau

S_w : saturation en eau

ρ_{hc} : densité des hydrocarbures

Si on remplace l'équation (I.4) dans l'équation I.3), on aura :

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

La représentation de la densité en fonction de la saturation en eau en utilisant l'équation (I.3.3) va nous permettre de suivre la variation de la densité en changeant de fluide de saturation.

I.3.1.1 La densité en fonction de la saturation en eau

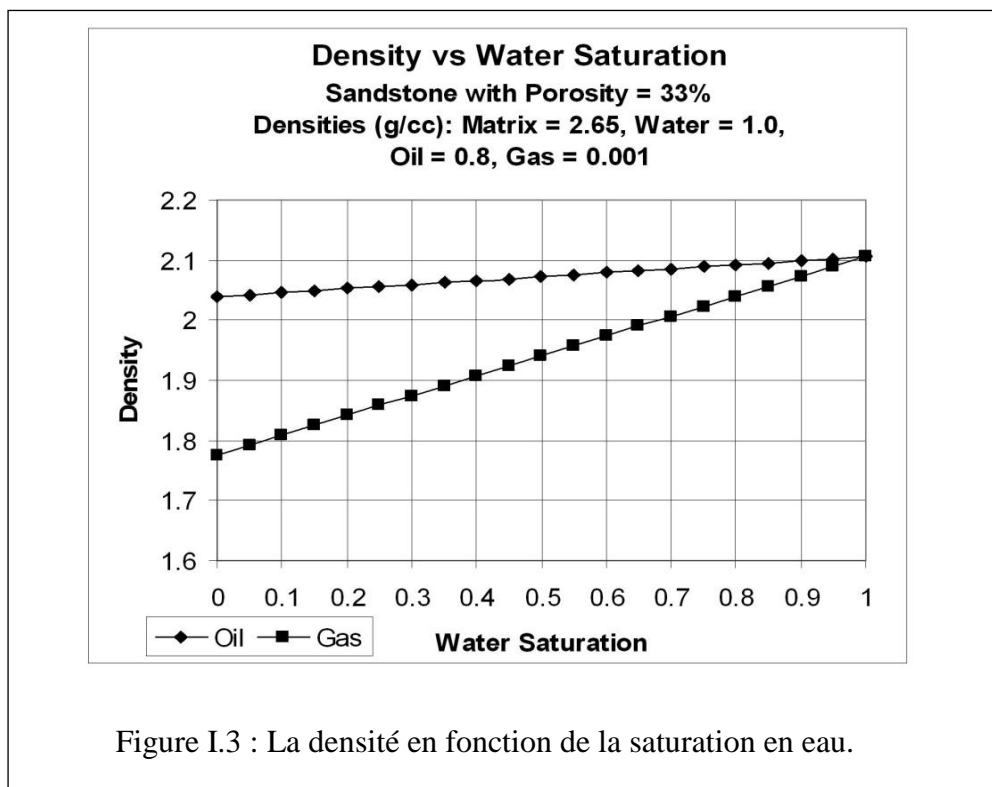
La figure I.3 représente la variation de la densité en fonction de la saturation en eau pour des grès imbibés soit de gaz ou de l'huile.

On remarque que quand la saturation en eau diminue, la densité dans les gaz diminue rapidement comparée à celle dans l'huile.

Pour une saturation en eau fixée, la densité dans l'huile est supérieure ou égale à celle dans le gaz.

Cette figure nous permet aussi d'avoir la densité des fluides remplissant les pores et ce que soit la saturation en eau, d'ailleurs on en déduit la densité de l'eau :

$\rho_{\text{wet}} = 2.11 \text{ g/cm}^3$ Ainsi que celle du gaz à 50% de saturation $\rho_{\text{gaz}} = 1.95 \text{ g/cm}^3$.



I.3.1.2 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.4).

$$\rho = a.V_p^b \quad (I.8)$$

Avec

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 $V(ft/s)$

$$\rho = 0.31.v^{0.25} \text{ (g/cc)}$$

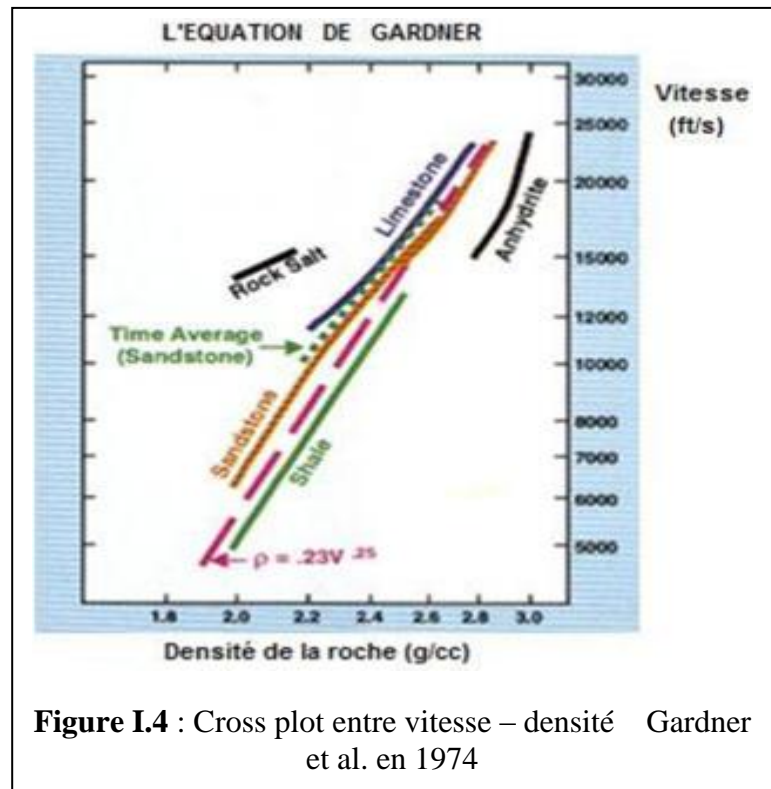


Figure I.4 : Cross plot entre vitesse – densité Gardner et al. en 1974

I.3.1.3 Les études de castagna

Castagna (1993) a prolongé le travail de Gardner en développant la relation vitesse – densité pour différentes lithologies (Tableau I.2)

Tableau I.2 : la relation vitesse – densité pour différentes lithologies.

lithologie	a	b	$\rho(g/cc)$
Grés	0.200	0.261	$0.2.v^{0.261}$
Argile	0.204	0.265	$0.204.v^{0.265}$
Calcaire	0.243	0.225	$0.243.v^{0.225}$
Dolomite	0.226	0.243	$0.226.v^{0.243}$
Anhydrite	0.600	0.160	$0.6.v^{0.160}$

I.3.2 Les vitesses des ondes sismiques

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

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

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

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

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

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

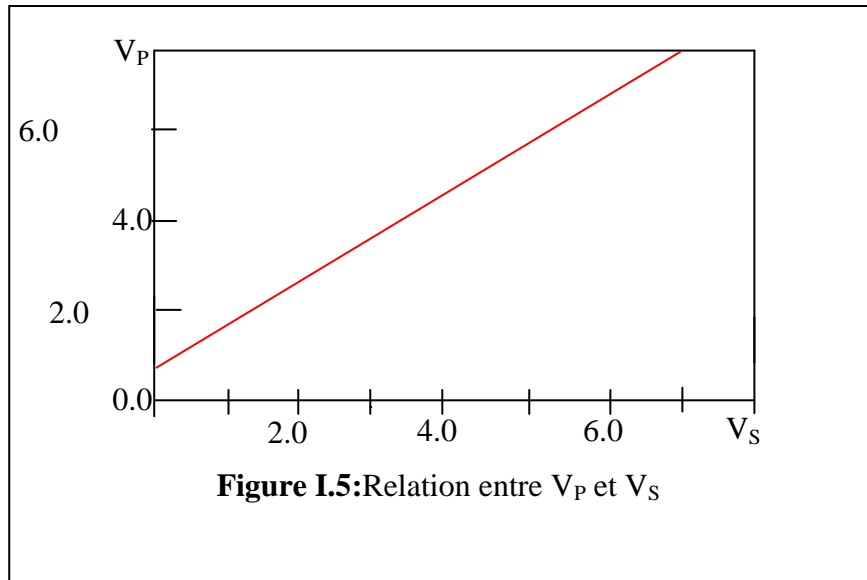
Avec V_b : vitesse moyenne dans la roche
 V_m : vitesse de l'onde dans la matrice
 V_w : vitesse de l'onde dans l'eau
 V_{hc} : vitesse de l'onde dans les hydrocarbures
 ϕ : Porosité de la roche
 S_w : saturation en eau

I.3.2.1 Relation de Castagna

En 1985 Castagna, après des études de laboratoire, a déduit une relation empirique reliant V_p et V_s dans les formations argileuses, elle est donnée par la relation suivante

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

Le graphe de cette équation donne une droite appelée "**Mudrockline**" ou ligne de boue (Figure I.5).



I.3.2.2 Relation de Krief

Krief a proposé une relation non linéaire entre V_P et V_S et qui est donnée par la relation suivante :

$$V_P^2 = a.V_S^2 \quad (\text{I.13})$$

Si V_P et V_S sont mesurées en km/s, le coefficient "a" donné par Krief est résumé dans le tableau suivant :

Tableau I.3:Coefficient de Kief en fonction de la lithologie.

Lithologie	a
Sables humides	2.213
Grés a gaz	2.282
Grés argileux	2.033
Calcaires	2,872

I.3.2.3 Relation entre les vitesses et la lithologie

La vitesse de propagation des ondes est directement liée à la nature de la matrice rocheuse, la nature du fluide et la quantité de fluide contenu dans les pores.

La lithologie est le facteur essentiel qui influe sur la vitesse. Willy a donné une relation reliant la vitesse V_P et la densité d'une roche :

$$V_P = \frac{V_f \cdot V_m}{V_f \cdot \phi (V_m - V_f)} \quad (\text{I.14})$$

Où

V_f : la vitesse de l'onde dans le fluide

V_m : la vitesse de l'onde dans la matrice

ϕ : La porosité

Pour une matrice et un fluide donné la vitesse est contrôlée essentiellement par la porosité, sur laquelle elle agit car une partie du trajet de l'onde traverse le fluide à faible vitesse.

Tableau I.4 : Valeurs des vitesses V_p et V_s , et des densités pour quelques types de roches.

Type de roche	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (g/cm ³)
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

I.4 Les équations de Biot-Gassmann

Gassmann en 1951 et Biot en 1956 ont développé une autre théorie sur la propagation des ondes dans les roches poreuses saturées de fluide, spécialement pour les grès à gaz.

Ces équations sont données par:

$$V_{p_{sat}} = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (I.15)$$

$$V_{s_{sat}} = \sqrt{\frac{\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (I.16)$$

Ces vitesses sont principalement utilisées pour :

- 1- Remplacer les fluides se trouvant dans le réservoir par d'autres fluides et ceci en connaissant V_p , V_s et ρ .
- 2- Calculer de V_s en connaissant V_p , ρ et S_w .

Dans les équations de Biot-Gassmann le module de cisaillement μ ne change pas en fonction de la saturation des roches à porosité constante $\mu_{\text{sat}} = \mu_{\text{dry}}$.

Le module de volume saturé est défini par Biot-Gassmann comme suit :

$$\mathbf{K}_{\text{sat}} = \mathbf{K}_{\text{dry}} + \frac{\left(1 - \frac{\mathbf{K}_{\text{dry}}}{\mathbf{K}_m}\right)^2}{\left(\frac{\phi}{\mathbf{K}_{\text{fl}}} + \frac{1-\phi}{\mathbf{K}_m} - \frac{\mathbf{K}_{\text{dry}}}{\mathbf{K}_m^2}\right)} \quad (\text{I.17})$$

Où : \mathbf{K}_{sat} : est le module de volume d'une roche saturée de fluides.

\mathbf{K}_{dry} : est le module de volume d'une roche à pores vides.

\mathbf{K}_m : est le module de volume de la matrice d'une roche.

\mathbf{K}_{fl} : est le module de volume du fluide.

ϕ : La porosité.

Biot définit alors le coefficient de Biot β et le module du fluide \mathbf{M} comme suit :

$$\beta = 1 - \frac{\mathbf{K}_{\text{dry}}}{\mathbf{K}_m} \text{ et } \frac{1}{\mathbf{M}} = \frac{\phi}{\mathbf{K}_{\text{fl}}} + \frac{\beta - \phi}{\mathbf{K}_m} \quad (\text{I.18})$$

L'équation (I.3.14) peut s'écrire sous la forme suivante:

$$\mathbf{K}_{\text{sat}} = \mathbf{K}_{\text{dry}} + \beta^2 \mathbf{M} \quad (\text{I.19})$$

Pour une roche non poreuse : $\beta = 0$ c'est-à-dire : $\mathbf{K}_{\text{dry}} = \mathbf{K}_m$

$$\mathbf{K}_{\text{sat}} = \mathbf{K}_{\text{dry}}$$

Pour une roche poreuse : $\beta = 1$ c'est-à-dire : $\mathbf{K}_{\text{dry}} = 0$

$$\frac{1}{\mathbf{K}_{\text{sat}}} = \frac{\phi}{\mathbf{K}_{\text{fl}}} + \frac{1-\phi}{\mathbf{K}_m}$$

L'équation (I.3.14) a été réarrangée par Mavko et al pour donner la forme suivante:

$$\frac{\mathbf{K}_{\text{sat}}}{\mathbf{K}_m - \mathbf{K}_{\text{sat}}} = \frac{\mathbf{K}_{\text{dry}}}{\mathbf{K}_m - \mathbf{K}_{\text{dry}}} + \frac{\mathbf{K}_{\text{fl}}}{\phi(\mathbf{K}_m - \mathbf{K}_{\text{fl}})} \quad (\text{I.20})$$

On peut voir maintenant la variation du terme : module de volume saturé, dans les équations de Biot-Gassmann, en commençant par le module de volume pour la matrice d'une roche solide.

- **Le module de volume de la matrice d'une roche: K_m**

Le module de volume de la matrice d'une roche K_m est généralement tiré des publications qui englobent des mesures faites sur des échantillons et carottes prélevés lors des forages.

Les valeurs caractéristiques des deux formations les plus usuelles sont :

$$K_{\text{sandstone}} = 40 \text{ GPa} \quad (\text{Giga Pascal})$$

$$K_{\text{limestone}} = 60 \text{ GPa}$$

- **Le module de volume pour les fluides: K_{fl}**

Le module de volume pour les fluides est donné par l'équation suivante:

$$\frac{1}{K_{fl}} = \frac{S_w}{K_w} + \frac{1 - S_w}{K_{hc}} \quad (\text{I.21})$$

Où : K_{fl} est le module de volume pour les fluides.

K_w est le module de volume pour l'eau.

K_{hc} est le module de volume des hydrocarbures.

Les équations qui nous donnent l'estimation des valeurs du module de volume pour l'eau, les huiles et les gaz ont été données par Batzle et Wang en 1992. Ces valeurs sont :

$$K_{\text{gaz}} = 0.021 \text{ GPa}, K_{\text{huile}} = 0.79 \text{ GPa} \text{ et } K_w = 2.38 \text{ GPa}.$$

- **Estimations de K_{dry}**

L'étape clé dans la procédure FRM (la modélisation de remplacement du fluide) est le calcul de K_{dry} . Ceci peut être fait de différentes manières:

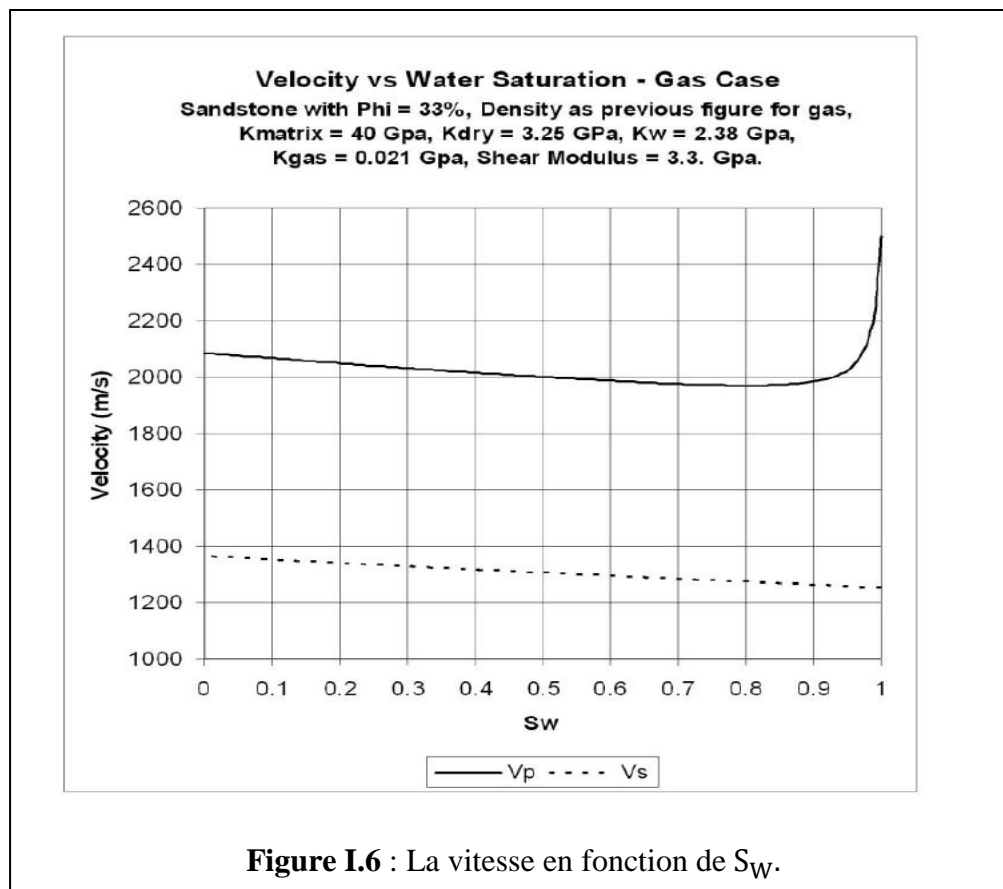
1) V_P et V_S connus : on peut en premier lieu calculer K_{sat} et puis utiliser l'équation de Mavko pour déterminer K_{dry} .

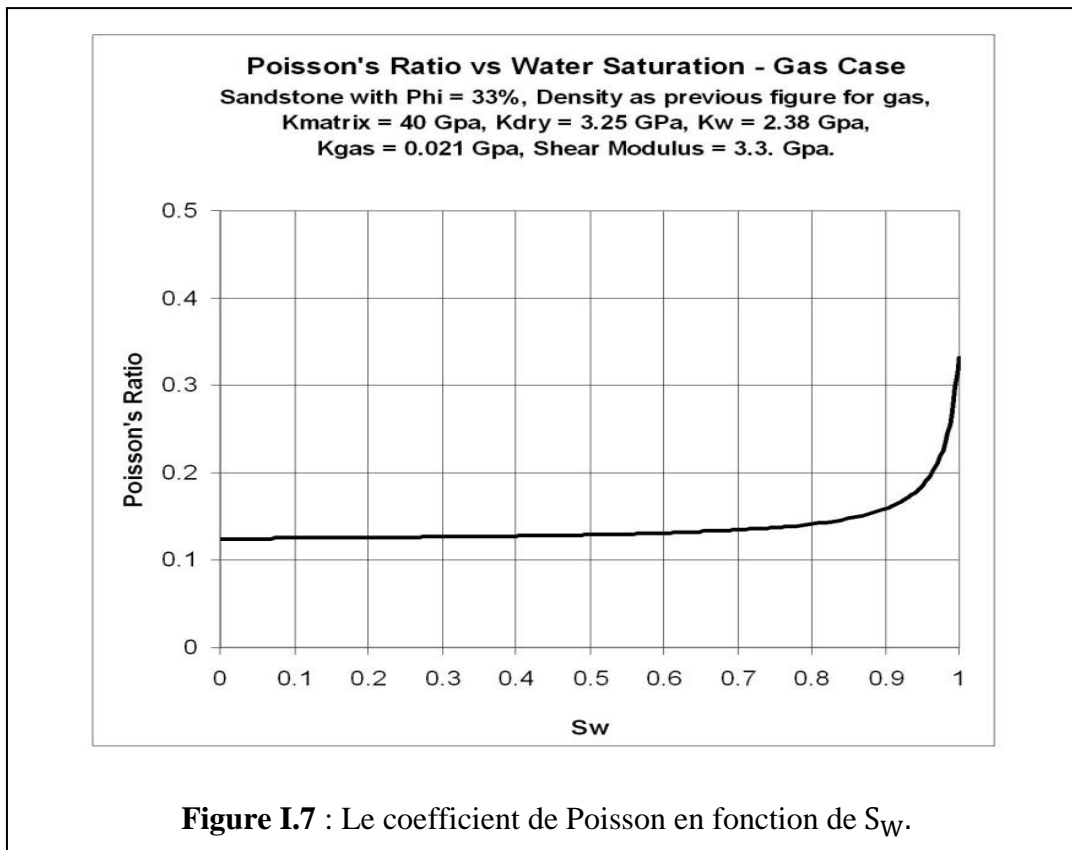
2) V_P est connu et V_S non connu, K_{dry} peut être estimé comme suit :

2-1) En supposant que le coefficient de poisson σ_{dry} est connu, la résolution de l'équation (I.3.14) donnera K_{dry} .

2-2) En utilisant l'équation de Castagna pour le calcul de V_S , puis en utilisant l'équation de Mavko et al pour retrouver la valeur de V_S dans le cas des hydrocarbures.

L'équation de Biot-Gassmann, utilisée avec les paramètres montrés sur les figures I.6 et I.7, nous permet d'obtenir les graphes des vitesses V_P et V_S ainsi que le coefficient de Poisson σ en fonction de la saturation en eau dans le cas des gaz.





Dans le cas de la représentation des vitesses en fonction de la saturation en eau (**Figure I.6**), on observe une baisse significative de la vitesse des ondes P, qui est liée à l'augmentation de la saturation en gaz, alors que la vitesse des ondes S est faiblement croissante linéairement. En effet, de nombreuses observations sur des données de puits ont confirmés les résultats obtenus sur ce graphe.

Dans le cas de la variation du coefficient de Poisson en fonction de la saturation en eau (**Figure I.7**), on remarque que le coefficient de Poisson décroît fortement avec l'augmentation de la saturation en gaz.

Remarque

- La théorie de Gassmann n'est pas valable dans le cas des roches à fortes valeurs de K_m et K_{dry} (les roches carbonatées) car elles sont insensibles aux changements de saturation.
- Gassmann a supposé que la pression au niveau des pores reste constante durant la propagation de l'onde. Ceci implique que les fluides sont mobiles et que toute contrainte est appliquée par K_{dry} . Cette supposition est fautive à hautes fréquences dans le cas des systèmes de porosité très variés et très compressibles.

I.5 Étude particulière du coefficient de poisson

Dans l'étude AVO, le coefficient de Poisson sert de lien entre les paramètres élastiques d'une roche et les paramètres acoustiques. Il est important parce qu'il est affecté par la lithologie et par les fluides saturant les pores.

Le coefficient de Poisson est une fonction du rapport $\frac{V_p}{V_s}$, il est exprimé par la formule suivante :

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \quad (\text{I.22})$$

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

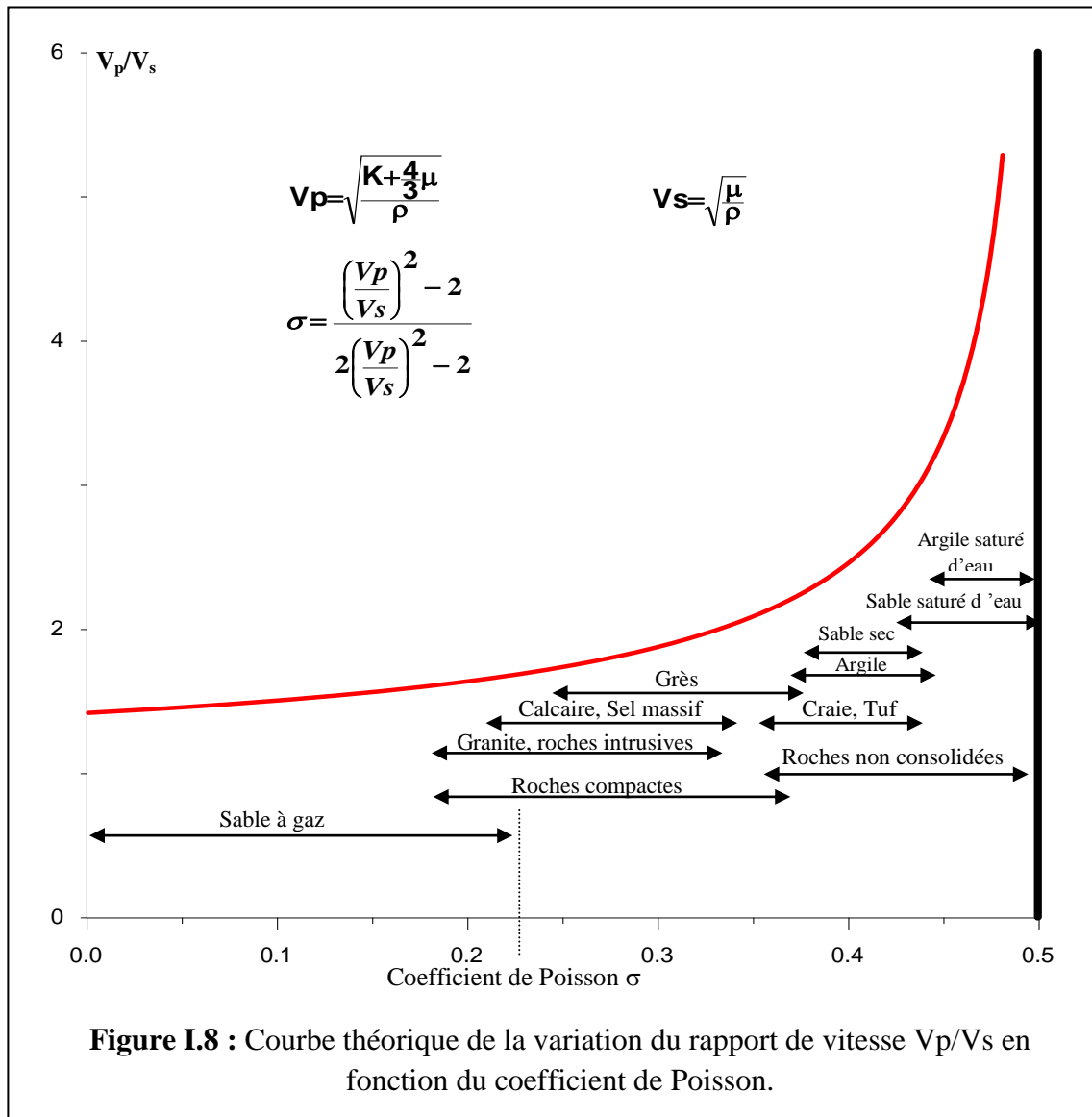
$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \quad (\text{I.23})$$

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

En (1985) Kœffed a établi que la variation du coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence est fonction du coefficient de Poisson.

Gregory (1976) a montré que le rapport $\left(\frac{V_p}{V_s} \right)$ peut indiquer si la formation est consolidée ou non, et s'il y a imprégnation en hydrocarbure. Comme seul le rapport $\left(\frac{V_p}{V_s} \right)$ varie dans l'équation de σ , alors ce dernier assumera le même rôle.

La Figure I.8 présente la courbe de variations du rapport de vitesses V_p/V_s en fonction du coefficient de Poisson (σ) pour différentes lithologies. On remarque que les roches saturées en gaz ont un faible coefficient de Poisson autour de 0.1 et les roches saturées en eau ont un coefficient de Poisson autour de 0.3.



I.6 Conclusion

Dans l'analyse des réservoirs, le coefficient de Poisson a été d'un apport considérable grâce aux études établies sur la variation de ce dernier. La présence de gaz dans une formation influe considérablement sur σ et diminue de sa valeur en fonction de l'augmentation de la saturation en gaz. Les sables imprégnés de gaz présentent un coefficient de Poisson entre 0.10-0.15, tandis qu'un sable imprégné d'eau présente un coefficient de Poisson variable entre 0.40-0.50.

Introduction :

Dans les acquisitions en sismique réflexion, plusieurs types d'événements sismiques sont enregistrés, à savoir : les réflexions, les réfractions et les différentes sortes d'événements perturbateurs. Cependant, seules les ondes réfléchies sont utiles pour refléter la géométrie du sous-sol. Tous les autres événements tendent à masquer ou à déformer les réflexions primaires, et donc ils doivent être éliminés ou réduits par des méthodes adaptées.

Ces méthodes constituent, dans leur agencement, ce que l'on appelle des séquences de traitement des données sismiques.

Le traitement sismique consiste, donc, en une succession de séquences élémentaires permettant de passer des données terrain généralement acquises en collections points de tir commun à une section sommée à 2D ou 3D. Ces derniers documents conduisent à une image des structures de la sub-surface.

Les résultats d'une inversion sismique seront de bonne qualité si seulement si le traitement sismique approprié est meilleur. On doit impérativement préserver ou restaurer les amplitudes vraies des traces, sous forme de collection CMP. Les réflexions doivent être positionnées correctement en sub-surface. La qualité des données doit être suffisante, pour s'assurer que les amplitudes des réflexions contiennent que les informations en rapport avec les coefficients de réflexion. On appelle ce traitement sismique approprié pour toute sismique lithologique tenant compte du paramètre d'amplitude, **traitement en amplitudes préservées**.

II-1-Définition d'une amplitude :

L'amplitude est l'écart entre les valeurs extrêmes d'une onde et l'axe des abscisses.

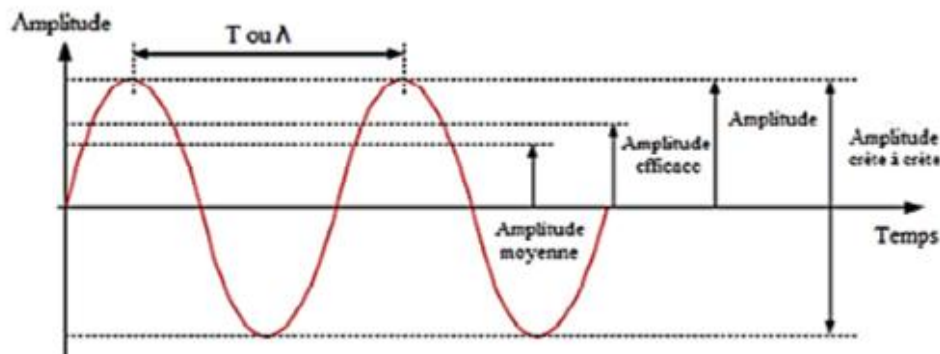


Fig. (II.1): Amplitudes des ondes sinusoïdales

Une onde sinusoïdale est caractérisée par : son amplitude, sa période, sa phase et sa fréquence fondamentale.

II.2 Facteurs affectant l'amplitude des réflexions sismiques :

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

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

II.2.1 Facteurs dépendants de la sub-surface (facteurs endogènes) :

II.2.1.1 Absorption :

L'absorption d'énergie est l'une des causes de l'atténuation que subissent les ondes sismiques au cours de leur propagation. Il s'agit en fait, d'une conversion de l'énergie acoustique en une autre forme : énergie calorifique. Cette perte est, probablement, causée par deux types de frictions (Sheriff, R.E., 1982, pp 98) :

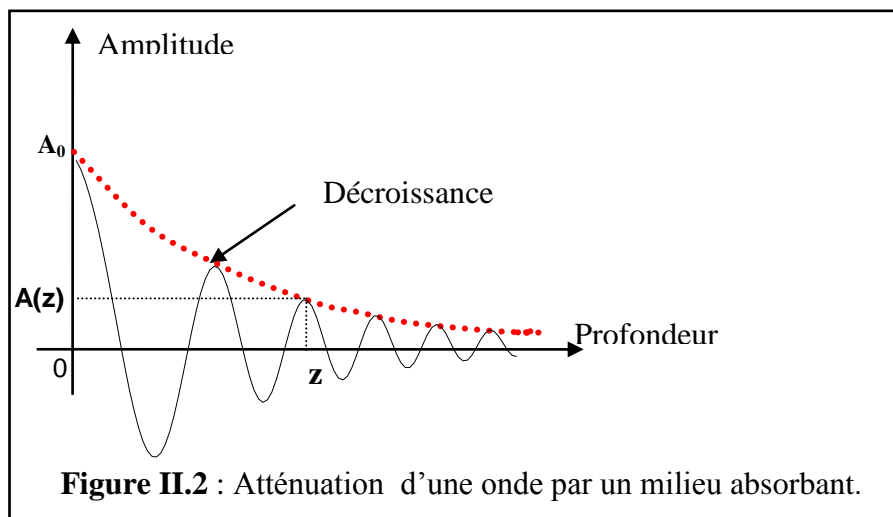
- a) **Friction solide** : frottements des particules solides les une contre les autres. Il s'agit, en fait, d'un cas d'effet Joule. Le phénomène de propagation n'est rien d'autre qu'un transfert d'énergie d'une particule à l'autre dans la subsurface (pas de transfert de matière). Mais on observe tout de même, une oscillation locale limitée des particules : d'où le phénomène de friction solide.

Expérimentalement, on constate que l'amplitude de l'onde diminue de 10^{-4} à 10^{-8} , d'où le caractère négligeable de ce phénomène.

- b) **Viscosité** : c'est le contact des particules solides et liquides. Ceci sous-entend d'abord l'existence de pores renfermant du fluide, en conséquence, l'influence de la porosité.

Le contact solide – fluide est suivi de ce qu'on appelle une transition de phase, dont l'une des conséquences est la variation de la vitesse.

La décroissance de l'amplitude des ondes élastiques due à l'absorption dans les roches, paraît être exponentielle avec la profondeur (figure II.2) :



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

$$A(z) = A_0 \cdot e^{-\alpha \cdot z} \quad (\text{II.1})$$

$A(z)$: 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).

$$\alpha = \frac{1}{z} \text{Log}_{10} \left(\frac{A_0}{A(z)} \right) \quad (\text{II.2})$$

En calculant α en décibels, on trouve :

$$\alpha = \frac{20}{z} \text{Log}_{10} \left(\frac{A_0}{A(z)} \right) \quad (\text{II.3})$$

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

$$\alpha = \frac{20}{\lambda} \text{Log}_{10} \left(\frac{A_0}{A(\lambda)} \right) \quad (\text{II.4})$$

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

Ce coefficient peut s'écrire, aussi, pour les fréquences sismiques

f : fréquence (Hz) ;

$$\alpha = \frac{\lambda f}{QV}$$

V : vitesse de propagation (m/s) ;

Q : facteur de qualité

D'après WATERS (1978) Roches ignées $Q = 75 - 150$

Roches sédimentaires $Q = 20 - 150$

Roches contenant du gaz $Q = 5 - 50$

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

$$A_{tt}(z) = \alpha \cdot \frac{z}{\lambda} = \alpha \cdot \frac{z}{V} \cdot f = \alpha \cdot t \cdot f \quad (\text{II.5})$$

Avec :

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

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

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

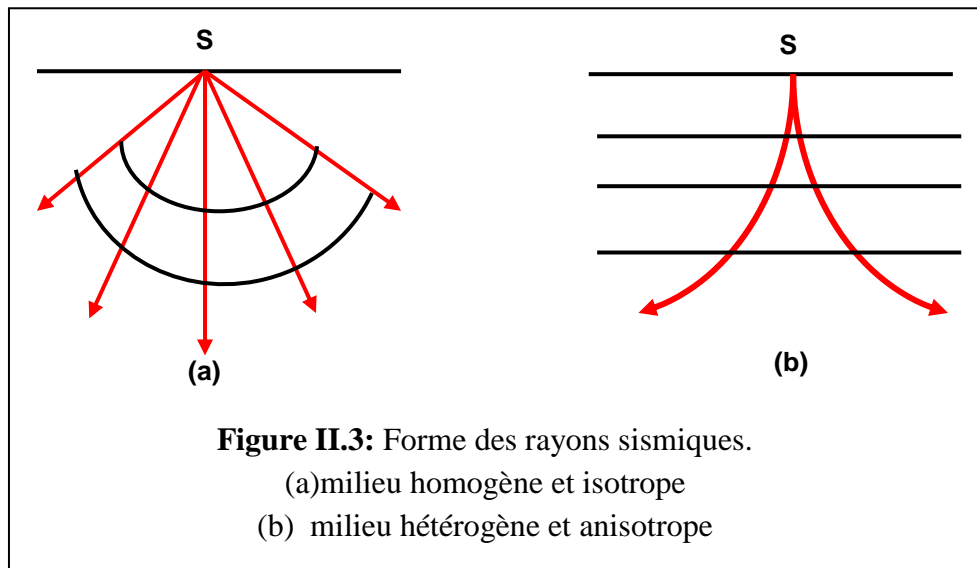
f : Fréquence de l'onde.

II.2.1.2 La divergence sphérique :

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

Dans un milieu homogène et isotrope de vitesse \mathbf{V} , les rayons sismiques sont rectilignes et le front d'onde est sphérique à chaque instant \mathbf{T} (figure II.3).

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



L'énergie par unité de surface est inversement proportionnelle au carré de la distance parcourue $\mathbf{X} = \mathbf{V} \cdot \mathbf{T}$

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

$$\frac{A_x}{A_1} = \frac{1}{V.T} \quad (\text{II.6})$$

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

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

D'où :

$$\frac{A_D}{A_1} = \frac{V_1}{V_{rms}^2.T} \quad (\text{II.7})$$

V_1 : Vitesse de la première couche.

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

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

$$D_0 = \frac{t V_{rms}^2}{V_1} \quad t_0 = \sum_i t_i \quad V_{rms}^2 = \sum_1^n \frac{t_i V_i^2}{t_0} \quad (\text{II.8})$$

Avec :

D_0 : divergence sphérique à incidence normale

V_1 : Vitesse de la première couche

t_0 : temps double de la réflexion à offset nul

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

V_{rms} : vitesse quadratique moyenne

n : nombre de couches

A incidence quelconque, l'équation s'écrit:

$$D(\theta) = \frac{\sqrt{\left(x^2 + 2x \sum_i d_i \tan^3 \theta_i \right)}}{\tan \theta} \quad (\text{II.9})$$

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

Avec :

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

X : offset

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

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

II.2.1.3 Perte par transmission :

Une onde sismique incidente arrivant à un dioptre séparant deux milieux de propriétés élastiques différentes, donne naissance à une onde réfléchie et une autre transmise dans le milieu sous-jacent. Le rapport qui lie l'onde réfléchie et celle incidente est dit coefficient de réflexion.

La transmission de l'onde sismique au niveau d'une interface provoque une perte d'énergie. Si on considère une réflexion à incidence normale sur un réflecteur donné, l'amplitude de l'onde réfléchie A_n arrivant en surface est donnée par la formule suivante :

$$A_n = A_0 R_0 \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_i^2) \quad (\text{II.10})$$

A_0 : amplitude de l'onde initiale.

$R (i=1, n)$: coefficient de réflexion au niveau de l'interface.

Les pertes par transmission (PT) s'écrivent pour un trajet aller-retour sous la forme suivante :

$$PT = \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_i^2) \quad (\text{II.11})$$

On remarque que la perte par transmission au niveau d'un réflecteur considéré isolément, représente une quantité négligeable et a donc peu d'effet sur l'amplitude de la réflexion, mais ce phénomène devient considérable si l'on considère un nombre important d'interface. Donc l'atténuation due au phénomène de transmission est liée à la répartition stratigraphique de la série traversée par l'onde. ce qui suppose a priori, la connaissance préalable des coefficients de réflexion, hypothèse en contradiction avec le problème posé.

II.2.1.4 Courbure et complexité structurale :

Par analogie avec l'optique, les réflecteurs courbés peuvent avoir les mêmes actions que les lentilles ou les miroirs courbés, quand à l'augmentation ou la diminution de l'amplitude du signal, par suite d'une focalisation ou d'une dispersion de l'énergie sismique incidente (figure II.3).

HILTERMAN (1975) définit l'effet de courbure (*Curvature effect*) CE , pour une interface réfléchissante, comme le rapport des amplitudes des réflexions de l'interface courbée à ceux de l'interface plate (*horizontale*). Pour une incidence normale, HILTERMAN a donné :

$$CE = \left(1 + \frac{Z}{A} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{II.12})$$

A : rayon de courbure,

Z : profondeur.

SHUEY et al. (1984) ont exprimé l'effet de courbure pour le cas d'une incidence anormale :

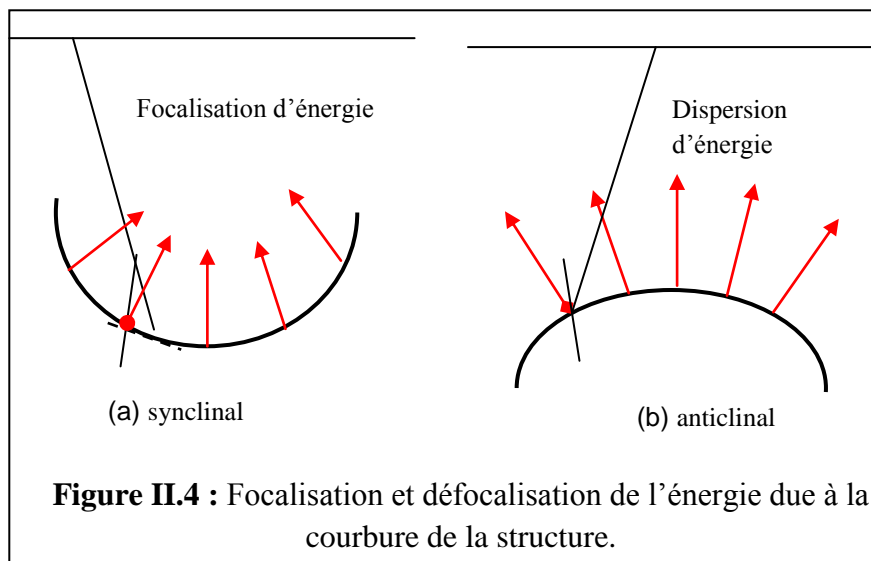
$$CE(\theta_1) = \left(1 + \frac{Z}{A_x \cos^2 \theta_1} \right)^{-\frac{1}{2}} \left(1 + \frac{Z}{A_y} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{II.13})$$

A_x, A_y : rayons de courbure dans la direction de l'axe des X , et de l'axe des Y .

Cette dernière équation indique que :

- CE diminue avec l'offset pour un anticlinal,
- CE augmente avec l'offset pour un synclinal dont le foyer est au-dessus de la surface,
- CE diminue avec l'offset pour un synclinal dont le foyer est au-dessous de la surface.

MACLEOD et MARTIN (1988) ont démontré que les corrections de pendage (DMO) corrigent l'effet de courbure.



Enfin, BERNITSAS (1990) a établi une équation exprimant le cas général de courbure tridimensionnelle :

$$CE = \left(1 + \frac{Z}{A_x} \right)^{-\frac{1}{2}} \left(1 + \frac{Z}{A_y} \right)^{-\frac{1}{2}} \left(\frac{X^2}{Z(A_x+Z)} + \frac{Y^2}{Z(A_y+Z)} + 1 \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{II.14})$$

X, Y et Z sont les coordonnées spatiales.

Les effets de la rugosité des surfaces complexes (interface) ne sont pas encore étudiés convenablement. HERMAN et BLONK (1990) suggèrent que les surfaces rugueuses puissent être l'émule des couches de transition.

II.2.1.5 Effet des bancs minces :

La possibilité de séparer en profondeur deux réflecteur par la sismique dépend de la fréquence prépondérante et de la largeur du spectre d'impulsion. C'est ce que l'on appelle : **pouvoir de séparation verticale** (*résolution verticale*).

Lorsque l'épaisseur du banc est inférieure à la longueur d'onde du signal, il y'a d'abord un effet de composition positif entre la réflexion au toit du banc et celle au mur cet effet atteint son maximum quand l'épaisseur est égale à la demi- longueur d'onde du signal .l'amplitude de l'ondelette résultante peut être supérieure de 50% à 90% de celle de l'ondelette initiale.

II.2.1.6 Zone altérée :

En sismique terrestre, un vif intérêt est consacré à la nature de la couche superficielle, située immédiatement sous la surface, appelée : zone altérée ou **WZ** (*Weathered Zone*).

Constituée par une couche peu propice à la propagation des ondes sismique, la zone altérée se caractérise par une faible vitesse de propagation (faible consolidation), un facteur d'absorption important (dû à de nombreuse hétérogénéité, végétation par exemple), et une épaisseur très variable. Elle introduira par conséquent des retards de temps et des déformations de l'ondelette, et générera des bruits spécifiques, *ground roll*, très énergiques et de basses fréquences.

II.2.1.7 Bruits divers :

A tout instant, l'enregistrement sismique comporte une amplitude qui est la somme de deux termes : l'un est le *signal*, l'autre est un *bruit*. La relation de l'un à l'autre est connue sous le nom de : **Rapport signal sur bruit** (*S/B*), et constitue le paramètre le plus décisif de la qualité de l'enregistrement.

Certains bruits risquent d'être pris pour des signaux et traités comme tels. D'autres peuvent les couvrir partiellement, et compromettre ainsi leur exploitation ou les masquer totalement jusqu'à interdire cette dernière.

La lutte contre le bruit constituera donc, un souci constant se retrouvant dans toutes les phases de l'exploitation (de la phase initiale : tir sismique, jusqu'au document interprété).

On distingue les bruits *naturels* qui existent en dehors de toute activité sismique, et les bruits *provoqués* dus à l'émission ou l'enregistrement sismique. Ces deux types de bruits peuvent être **organisés** (*cohérents*) ou **aléatoires**.

a)Bruits organisés : On appelle ainsi les bruits qui présentent, d'un récepteur à un autre, une *cohérence* sur une certaine distance. Ces bruits peuvent être caractérisés par certains paramètres physiques, tels que la vitesse apparente de propagation et la fréquence.

Les événements d'un bruit organisé se répartissent, sur un diagramme (x, t) , suivant des alignements facilement repérables.

Parmi ces bruits on trouve principalement (les plus virulents) les ondes de surface, connues par le sismicien sous l'appellation de **ground roll**. Ces ondes sont dispersives, c'est-à-dire que leur vitesse de phase diffère de leur vitesse de groupe, et se caractérisent par des fréquences basses et notamment par des amplitudes bien supérieures à celles du signal.

Les diffractions engendrées par des points brillants, bien qu'elles permettent de localiser certains accidents ou discontinuités, sont souvent considérées comme des bruits qui viennent masquer les réflexions primaires. Les arrivées réfractées, les réfractions réfléchies, les multiples, les ondes de conversion, l'onde directe, sont d'autres bruits organisés pouvant être gênants pendant la phase de traitement.

b) Bruits aléatoires : Contrairement aux précédents, ce type de bruits n'est pas prédictible dans le temps ou dans l'espace, leur effet se constate par un brouillage de l'information : les horizons sismiques deviennent *flous* et *hachés*. D'une trace à l'autre, en général, ce bruit ne présente aucune cohérence. Il est dit *blanc*, c'est-à-dire présente un spectre large où toutes les fréquences ont la même amplitude.

Les origines sont très diverses : bruits naturels, bruits d'appareillage, résidus d'atténuation des bruits cohérents, corrections insuffisantes, bruits de calcul.

II.2.1.8 Multiples et réverbérations :

Ce sont des arrivées qui ont subi plus d'une réflexion, sous forme de rebond avant d'atteindre le récepteur. On en distingue deux types (Figure II-4) :

a. Multiples longs : ce sont les réflexions qui ont parcouru un chemin plus long que les réflexions primaires provenant du même réflecteur.

b. Multiples courts : Appelés en anglais *peg-leg*, ils ont été réfléchis successivement par le toit et la base des couches minces. Leur effet est de retarder une partie de l'énergie dans le temps, donc d'allonger l'ondelette, et de diminuer le pouvoir de résolution.

c. Les réverbérations : dites aussi *singing*, sont généralement liées à la présence d'une couche d'eau. Cet effet résulte d'interférences constructives entre les réflexions causées par le fond de la mer et par la surface. Les multiples viennent perturber les réflexions simples et modifier leurs amplitudes plutôt que de former un signal distinct.

II.2.2 Facteurs indépendants de la sub-surface (facteurs exogènes) :

II.2.2.1 Couplage avec le sol :

Le couplage sous-entend l'interaction d'un géophone ou d'un vibreur (source) avec le sol, considérée du point de vue de la transmission des signaux sismiques.

Le couplage (sol-source ou sol-géophone) introduit une coupure des fréquences élevées et éventuellement, une résonance aux basses fréquences.

Un plantage soigneux des géophones permet d'éviter ces phénomènes ou, tout au moins, d'en atténuer les effets.

II.2.2.2 Directivité de la source :

Directivité, dans le cas général, est un caractère de ce qui se comporte comme directionnel. La directivité d'un groupe de sources ou de capteurs résulte d'interférences entre les signaux émis ou reçus par ses divers éléments. Aussi, pour être directionnel, le système doit-il avoir des dimensions qui soient supérieures à une certaine fraction (par exemple le quart) des longueurs d'ondes des signaux considérés. Faute de quoi, les interférences constructives et destructives peuvent se produire.

Pour le cas des ondes P (longitudinale), les ondes les plus utilisées dans l'industrie, une source idéale est celle qui nous donne une amplitude maximale selon la direction *verticale*, et minimale selon la direction *horizontale* (direction de propagation des ondes S).

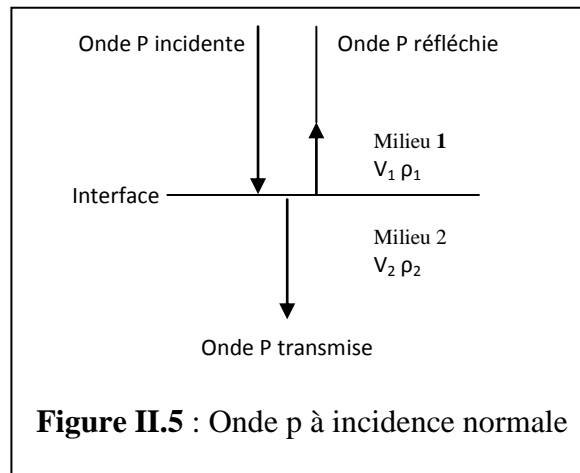
II.2.3 Facteurs liés à la réflectivité des miroirs :

II.2.3.1 Variation de l'énergie réfléchie en fonction de l'angle d'incidence :

Dans le cas à incidence **normale** (Figure II.4), ce coefficient de réflexion n'est fonction que de l'impédance acoustique (produit de la densité et de la vitesse de propagation) :

$$CR_{12} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (\text{II.15})$$

Par conséquent, il est lié principalement à la lithologie du milieu.



Mais en réalité, l'énergie réfléchie varie avec l'angle d'incidence et le coefficient de réflexion se calcule dans ce cas par les équations de Zoeppritz.

II.2.3.2 Interférence :

Une réflexion simple résulterait de l'action d'une onde sur un dioptré isolé, chose qui est certainement très rare dans la nature. La plupart des réflexions qui ont l'apparence de réflexions simples, sont en réalité composées de multiples courts.

Les différentes réflexions qui arrivent en même temps au toit et à la base d'une couche donnée, rentrent dans la déformation de l'amplitude de l'ondelette. En effet, pour deux Événements arrivants en phase, l'amplitude résultante sera accentuée (interférence constructive), par contre pour ceux arrivants en déphasage, l'amplitude résultante sera diminuée (interférence destructive).

Ce phénomène est le plus souvent, rencontré dans les couches minces, lorsque leur épaisseur (en temps) est inférieure à la période prépondérante de l'ondelette.

Il existe d'autres effets tels que : La diffraction des ondes, les effets de bombement ou d'affaissement liés à des variations de vitesse, la conversion des ondes, les réflexions multiples, les résidus des corrections statiques, corrections dynamiques...

Il est nécessaire d'effectuer un traitement des données sismiques pour la récupération des amplitudes vraies (réelles) du signal pour éliminer et compenser ces facteurs atténuateurs.

II.3 Traitement en amplitudes préservées :

Les méthodes géophysiques utilisées pour l'identification de la lithologie ainsi que la détection directe des hydrocarbures, par des techniques spécifiques, ont été largement développées ces dernières années.

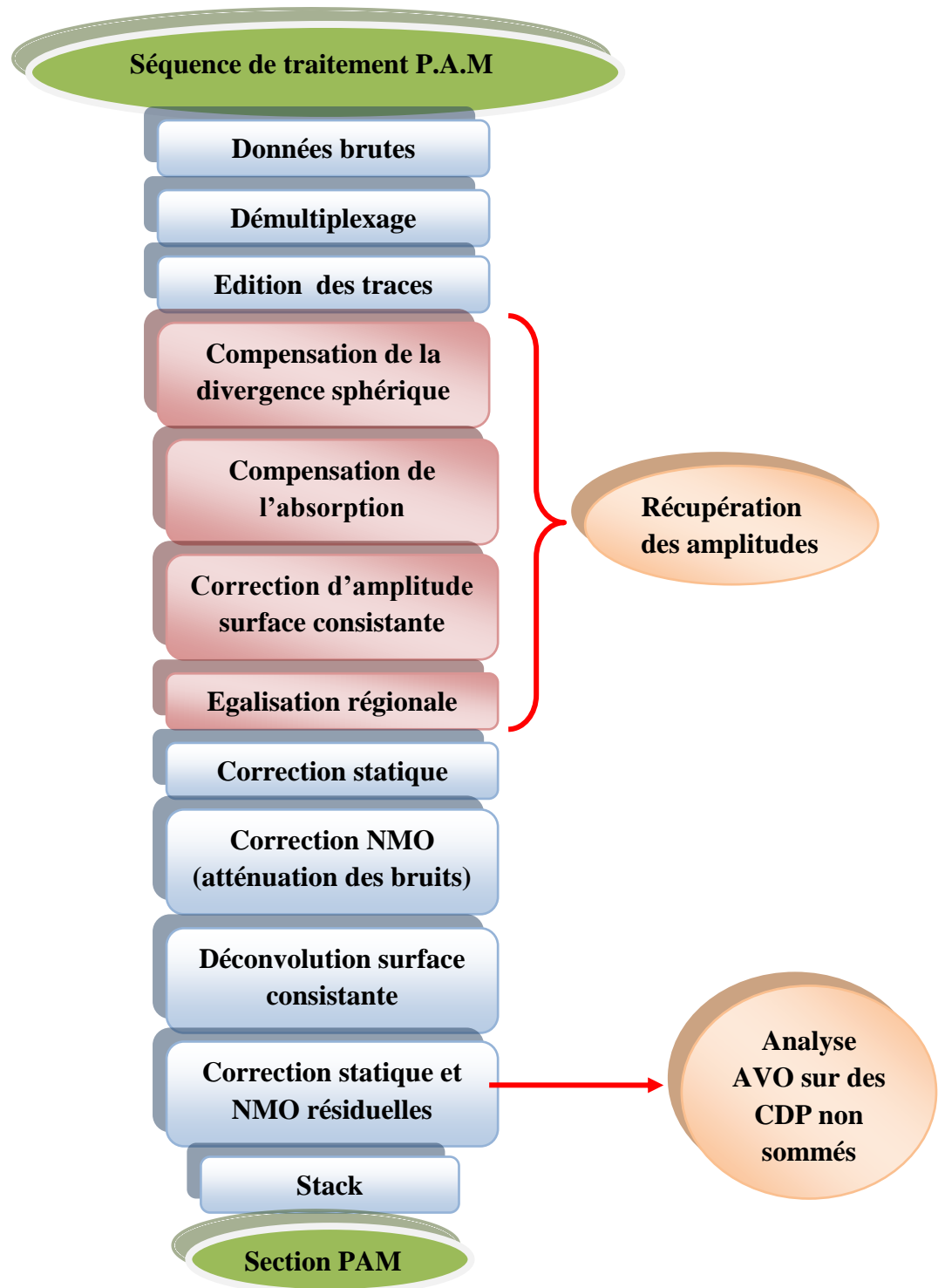
Des informations concernant la lithologie et les propriétés pétrophysiques des roches peuvent être obtenues par analyse des amplitudes sismiques. Par exemple, les amplitudes relatives sont utilisées pour estimer les variations lithologiques dans les séquences sédimentaires (O'Doherty et Ansty, 1971) ainsi que pour l'identification de l'existence de quelques zones à hydrocarbures (Laner, Mateker et Wu 1973 ; Sheriff 1973).

Dans des cas favorables – faible pendage, absence des réflexions multiples et des bruits à bas niveau – il est bien possible de calculer des pseudo-log d'impédance acoustique, ou bien des pseudo-log de vitesse et de densité à partir des sections en amplitudes préservées.

II.3.1 Principe du traitement en amplitude préservées :

- **Préservation des amplitudes** signifie qu'un horizon réflecteur donné devra conserver les mêmes caractéristiques des amplitudes sur la section finale. Le traitement en amplitudes préservées est un traitement conventionnel (classique) qui n'utilise ni une égalisation dynamique ni une normalisation (sans homogénéisation des amplitudes). Il consiste à compenser l'effet de certains facteurs qui affectent les amplitudes de l'onde sismique, à atténuer certains bruits et à améliorer la résolution.
- **L'égalisation dynamique** est une sorte de correction qui maintient l'énergie moyenne constante tout au long de la trace. Le critère considéré, généralement, est celui de la somme des valeurs absolues des échantillons à l'intérieur d'une fenêtre glissante, ce qui détermine la valeur du coefficient à appliquer à l'échantillon central. Ceci atténuera les fortes amplitudes en début de trace et amplifiera les faibles amplitudes en fin de trace. De plus, elle ramènera au même niveau les amplitudes des traces proches et lointaines.

Cette égalisation gommara en partie les variations d'amplitude liées à la lithologie : elle n'est utilisée donc que pour une **interprétation qualitative**, lorsqu'il s'agit essentiellement de suivre des horizons par continuité.



Figure(II.6) : Séquence de traitement en amplitudes préservées

II.3.2 Récupération des amplitudes :

La récupération des amplitudes réelles (**TAR : True Amplitude Recovery**), est un processus consistant à supprimer les effets du gain variable affecté à chaque échantillon lors de l'enregistrement terrain. Si on appelle par $A_e(t)$ la trace en amplitudes vraies et par $A_s(t)$ la trace en amplitudes codées, alors :

$$A_s(t) = A_e(t) \cdot G(t) \quad (\text{II.16})$$

La trace en amplitudes vraies par récupération sera donc :

$$A_s(t) \cdot \frac{1}{G(t)} = A_e(t) \cdot G(t) \cdot \frac{1}{G(t)} = A_e(t) \quad (\text{II.17})$$

On peut dire donc que la récupération des amplitudes réelles se fait par une simple division, terme à terme, des échantillons amplifiés par le tableau des gains correspondants.

La récupération des amplitudes réelles consiste également à ajuster les amplitudes par l'application de programmes appropriés pour compenser les effets de la divergence sphérique, de l'absorption, des pertes par transmissions, etc.

II.3.2.1 Compensation de l'absorption et de la divergence sphérique :

La fonction *d'atténuation par absorption* d'énergie sismique est représentée par la fonction exponentielle : $e^{-\alpha t}$

Où

t : est le temps de parcours et α est le coefficient d'absorption (fonction de la fréquence, du facteur de qualité et de la profondeur).

Une compensation empirique et approximative de ce facteur est réalisée par une courbe de gain du type :

$$e^{at}$$

a : est une constante de la région étudiée, déterminée par des essais.

L'atténuation par la divergence sphérique est inversement proportionnelle à la distance parcourue.

NEWMAN (1973) proposa une formule permettant la compensation de cet effet :

$$D_0 = \frac{t V_{rms}^2}{V_1} \quad (\text{II.18})$$

Avec t : est le temps de parcours,

V_{rms}^2 : est la vitesse moyenne quadratique,

V_1 : est la vitesse du premier milieu.

LAVERGNE (1975) a établi le facteur multiplicatif de la forme :

$$\frac{tV_{rms}^2}{V_1} \cdot e^{t\alpha(t)} \quad (II.19)$$

Qui, en l'appliquant aux amplitudes de la trace sismique, permettra une compensation simultanée de la divergence sphérique et de l'absorption.

En l'absence d'informations sur la loi de vitesse, cette dernière expression peut se simplifier sous la forme :

$$G(t) = K \cdot t^b \cdot e^{at} \quad (II.20)$$

K , b , a des constantes à déterminer par différents tests, et on adoptera celles qui permettent une meilleure récupération pour une région donnée.

II.3.2.2 Correction d'amplitude surface consistante :

De nombreux effets de surface sont susceptibles de modifier les conditions d'acquisition. Parmi ces effets on peut citer :

- variation de l'épaisseur de la zone altérée,
- différence de puissance ou de profondeur des points de tir,
- conditions de couplage,
- sensibilité des géophones.

Du moment que ces effets créent des distorsions du signal, l'application des corrections d'amplitudes surface consistante s'est avérée alors nécessaire pour les supprimer.

L'amplitude d'une onde sismique émise au point de tir i , réfléchi au point miroir k d'un réflecteur h , et enregistrée au récepteur j peut être considérée, dans le domaine fréquentiel, comme le produit de plusieurs facteurs (TANER et KOEHLER, 1981) :

$$A_{i,j,k}(f) = S_i(f) \cdot R_j(f) \cdot G_k(f) \cdot M_n(f) \quad (II.21)$$

$S_i(f)$ facteur d'amplitude lié à la source i (incluant l'effet de la zone altérée sur l'onde réfléchi),

$R_j(f)$ facteur d'amplitude lié au récepteur j ,

$G_k(f)$ facteur d'amplitude associé au point miroir k du réflecteur h ,

$M_n(f)$ facteur d'amplitude associé à l'offset avec $n = j - i$. Ce facteur représente les effets de la distance source – récepteur.

Une forte redondance d'informations est obtenue par la couverture multiple, dans le but de déterminer $G_k(f)$, c'est-à-dire les données de sub-surface désirées. Mais on peut déterminer approximativement les autres facteurs, et supprimer partiellement leur influence sur les données sismiques.

II.3.2.3 Egalisation régionale :

Du moment que l'énergie des signaux décroît en fonction du temps et de la distance émetteur – récepteur, une égalisation des traces avec préservation des amplitudes peut s'avérer alors nécessaire.

Cette application consiste à calculer une courbe de gain indépendante des amplitudes moyennes des traces, permettant, à la fois, d'élever le niveau d'énergie et d'éviter l'uniformisation des amplitudes, en conservant leurs variations relatives. Cela dans le but de pouvoir extraire les informations latérales et verticales du sous-sol.

La courbe de gain est choisie parmi une famille de courbes en exponentielles ou en puissance.

II.3.3 La séquence de traitement en amplitude préservées :

Une séquence de traitement en amplitudes préservées nécessite en générale les étapes suivantes :

- ⇒ **Le reformatage** : Le reformatage est la première étape du traitement sismique, elle définit la conversion du format de la bande magnétique terrain (seg.y, seg.d , ... etc.) vers un autre format correspondant au logiciel du traitement (Oméga, géovecteur, ...), afin que ce logiciel de traitement puisse lire et télécharger les données de la bande terrain.
- ⇒ **La géométrie** : La géométrie est l'étape qui suit le reformatage. On fait entrer dans le logiciel de traitement, le fichier concernant les données de toute la géométrie de la zone étudiée, en quelque sorte on matérialise nos profils sismiques par leurs coordonnées géométriques. On obtient par la suite *le plan de position* qu'on utilisera durant tout le projet sismique.
- ⇒ **L'atténuation des bruits** : Pour l'atténuation des bruits sismiques, on applique différents filtres pour les différents types de bruits existants. Chaque bruit sismique possède son filtre adéquat qui l'identifie et le sépare du signal utile pour l'éliminer, sans toucher à la valeur du signal. Il existe jusqu'à présent des bruits difficiles à éliminer, mais on essaye toujours d'optimiser l'atténuation de ces bruits tout en améliorant le rapport signal sur bruit (S/B).
- ⇒ **Le mute** : Le mute concerne la mise à zéro des premières arrivées (réfractions), des traces mortes et des étirements dus aux corrections dynamiques (NMO stretch).
- ⇒ **La correction statique** : L'effet des couches superficielles (zone altérée) est un facteur quelque fois primordial dans la dégradation de la qualité des données sismiques ou l'apparition d'artefacts structuraux. On essaiera de délimiter avec exactitude la zone altérée afin d'estimer le temps de propagation de l'onde à travers cette zone à chaque emplacement du géophone, pour le soustraire de la trace sismique.
- ⇒ **La déconvolution** : La déconvolution est appliquée afin d'approcher au mieux la série des coefficients de réflexion, et ceci en élargissant le spectre de fréquence.
Le calcul de l'opérateur de déconvolution peut se faire : Soit trace par trace (un opérateur différent par trace), ou bien par type de collection des traces en (point de tir, récepteur, CDP ou Offset) qu'on appelle surface consistante. Une bonne mise en forme de l'impulsion est indispensable pour la détermination des réservoirs.

⇒ **L'analyse de vitesse** : L'analyse de vitesse est un programme d'analyse des données qui permet la détermination des vitesses moyennes quadratiques en fonction du temps double, ceci a pour but de ramener les trajets réfléchis à des trajets verticaux. Elle doit être réalisée avec soin, de préférence en continu, c'est-à-dire en chaque CDP.

⇒ **Migration** : la migration avant sommation permet à la fois de :

- Replacer les horizons inclinés en position spatiale correcte, tout en corrigeant l'effet du pendage (DMO).
- Corriger les effets de focalisation et de défocalisation des miroirs concaves et convexes.
- Eliminer dans une certaine mesure les hyperboles de diffraction

Quel que soit le traitement utilisé, il est très difficile de corriger convenablement l'effet de certains phénomènes, qui obéissent à des lois quantitatives très difficiles à chiffrer, comme : le couplage, la directivité, l'absorption, la perte par transmission...etc

II.4 Conclusion :

Le traitement en amplitudes préservées exige donc une certaine qualité des données sismiques, aussi bien sur le contenu fréquentiel (hautes fréquences) que sur les résolutions verticale et horizontale. Il faut noter seulement que cela n'est guère facile à atteindre, car, certains phénomènes obéissent à des lois quantitatives mal connues, et difficilement chiffrables.

Il est très important de connaître l'effet d'un traitement sur l'amplitude des réflexions et cela en fonction de l'offset. A titre d'exemple, les effets du filtrage FK et de la déconvolution, doivent être bien analysés avant application dans la séquence de prétraitement, pour une analyse ou une inversion AVO/AVA.

III.1 Problème inverse – l'inversion

III.1.1 Introduction

La dernière décennie a connu de nombreux succès des méthodes inverses. En géophysique, et principalement le secteur d'exploration pétrolière où les données sismiques représentent une source importante pour l'investigation de la structure et la composition de sous-sol, l'inversion a été largement étudiée en raison de l'intérêt économique qui s'attache à sa solution. Elle devient de plus en plus un moyen de première nécessité. Pour traiter ce problème, la communauté géophysique a mis au point un nombre de méthodes d'inversion qui prennent en considération différents types de données en entrée. Elles peuvent intervenir dans les temps de propagation, la forme d'onde et dans les amplitudes. Une méthode d'inversion d'amplitude en sismique consiste à transformer les données sismiques de réflexion mesurées en surface en propriétés quantitatives de la roche. Elle représente actuellement un outil adéquat pour l'interprétation lithologique des réservoirs pétroliers.

III.1.2 Historique de l'inversion

Le domaine des problèmes inverses a d'abord été découvert et mis en place par le physicien, **Ambartsumian Viktor**. Alors qu'il était encore un étudiant, **Ambartsumian** a étudié la théorie de la structure atomique, la formation des niveaux d'énergie, de l'équation de Schrödinger et de ses propriétés, et quand il a maîtrisé la théorie des valeurs propres des équations différentielles, il a souligné l'apparente analogie entre les niveaux d'énergie discrets et les valeurs propres d'équations différentielles. Il a ensuite demandé : étant donné une famille de valeurs propres, *est-il possible de trouver la forme des équations dont elles sont les valeurs propres ?* Ainsi **Ambartsumian** examinait l'inverse de Sturm-Liouville problème, qui traite la détermination des équations d'une corde vibrante. Néanmoins, vers la fin de la seconde Guerre mondiale, les travaux d'**Ambartsumian**, ont été retrouvés par les mathématiciens suédois et a formé le point de départ pour toute une zone de recherche sur les problèmes inverses, devenant ainsi le fondement de toute la discipline.

III.1.3 Définition de l'inversion

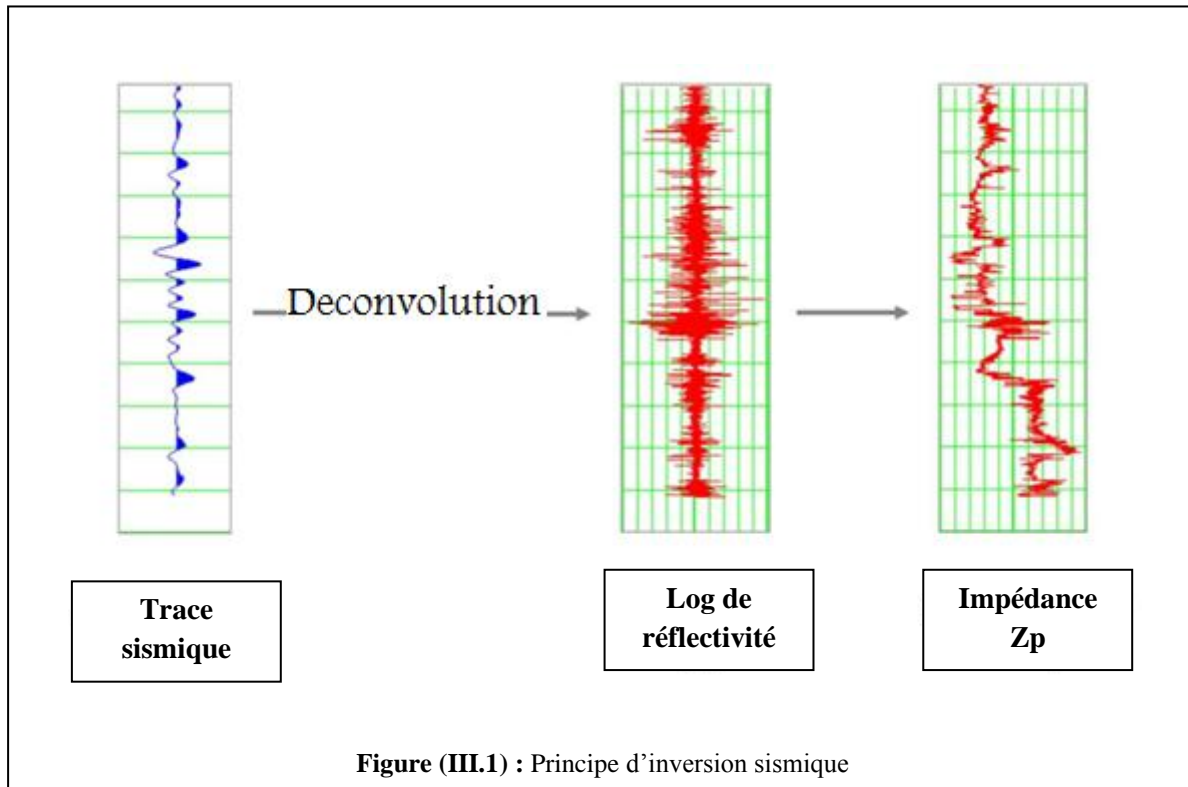
La définition la plus opérationnelle est qu'un problème inverse consiste à déterminer les causes connaissant les effets, mais il est possible de trouver plusieurs causes qui produisent les mêmes effets. Cette idée montre la principale difficulté de l'étude des problèmes inverses : *la non unicité de la solution*.

*Un problème inverse consiste à déterminer une quantité physique p , qui est difficilement mesurable, en analysant des quantités mesurables d (Tarantola, 1987). Un modèle mathématique fournit une relation entre d et p , que nous noterons $d = \varphi(p)$. Ce que nous appelons *problème direct*, consiste à calculer d lorsque p est (supposé) connu. Le *problème inverse* consiste à essayer d'identifier p d'après d . En pratique, nous disposons de mesures expérimentales φ et nous cherchons le (ou un ?) paramètre p' tel que $d' = \varphi(p')$.*

III.1.4 L'inversion sismique

L'inversion des données sismiques cherche à résoudre le problème fondamental de l'exploration pétrolière qui est la détermination de la répartition spatiale des propriétés des roches à partir des observations faites à la surface (Marie, J.L 1994)

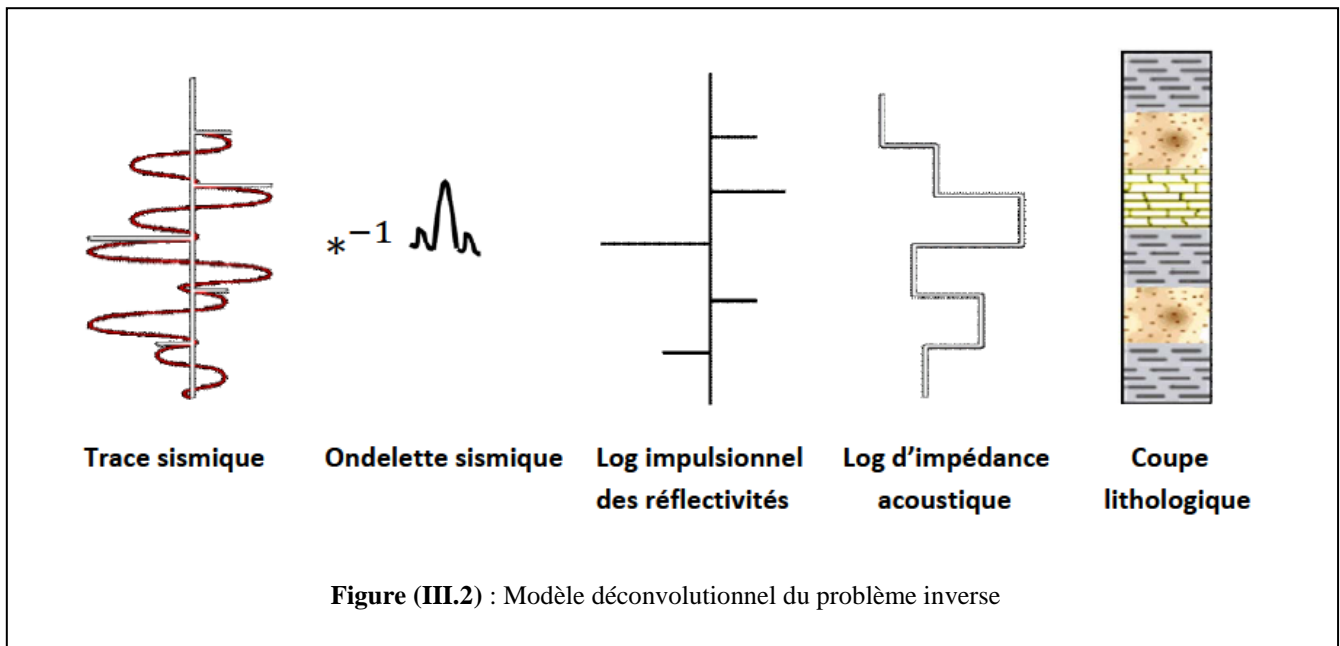
Le principe d'application de l'inversion est le passage des sections sismiques réelles aux paramètres élastiques du modèle géologique qui a produit ces sections, en effectuant une déconvolution des traces réelles pour obtenir des traces de coefficient de réflexion qui vont servir au calcul des impédances (figure. III.1).



Le problème d'inversion sismique est un problème déconvolutionnel, dans lequel la réflectivité est estimée à partir de données bruitées et à bande limitée. Cette réflectivité caractérise les changements de strates du sous-sol et sa connaissance est utile à la prospection sismique.

La déconvolution est l'opération inverse de la convolution. Elle est utilisée pour récupérer la réponse de la terre (réflectivité) $R(t)$, en éliminant les effets atténuateurs de l'information utile (bruits), les effets d'interférence sur l'information utile (multiples) et estimant l'ondelette sismique propagée dans la sub-surface pour l'enlever (Figure. III.2).

$$R(t) = O^{-1}(t) * M^{-1}(t) \quad (\text{III.1})$$



Les données sismiques acquises peuvent porter deux types d'informations : *les temps d'arrivés* et *les amplitudes*. En effet l'inversion sismique sera *structurale* si on prend les temps d'arrivée comme entrée pour les transformer en vitesse ou bien *stratigraphique* si on fait intervenir les amplitudes afin de les convertir en impédances.

L'inversion stratigraphique joue un rôle important en interprétation, elle permet d'avoir une approche directe de la lithologie et des fluides d'un réservoir à l'aide des paramètres estimés notamment les impédances acoustique et élastique qui disposent des informations relatives au caractère lithologique et pétrophysique des structures.

III.1.5 La problématique de l'inversion sismique

Généralement, une bonne inversion sismique exige un bon rapport signal sur bruit (S/B) et une large bande fréquentielle. Malheureusement, on rencontre pas mal de problèmes durant l'application de l'inversion, parce que ce processus d'inversion sismique possède une multitude de solutions à cause de la bande fréquentielle limitée du signal sismique, des erreurs d'amplitude, des bruits additifs ...etc. On essaiera donc, de réduire au maximum ce problème de la *non-unicité* d'inversion sismique, par des algorithmes d'inversion spécifiques et rigoureux. Il existe plusieurs types d'algorithmes d'inversion sismique.

III.1.5.1 La résolution du problème inverse

Après la formulation de problème direct débattu précédemment : $d = \varphi(p)$.

Où : d représente les données sismiques, p le modèle du sous-sol et φ représente l'opérateur mathématique qui décrit la relation entre les deux premiers termes.

La résolution donc consiste à estimer le modèle p à partir des données sismiques d . Dans certains cas idéaux, il existe des théories qui permettent de calculer directement p à partir de $\varphi : p = \varphi^{-1}(d)$.

Toutefois ces méthodes d'inversion directes sont peu appliquées pour inverser des données réelles, car elles sont souvent instables et sensibles aux bruits contenues dans les données observées.

La technique d'inversion consiste à chercher le jeu de paramètres d'un modèle représentatif du terrain qui minimise une certaine fonction, cette optimisation de modèle peut se faire de façon itérative. On se donne d'abord un premier schéma de répartition des grandeurs à déterminer, on calcule quelle serait la réponse sismique d'un tel terrain, c'est la résolution du problème direct. Ensuite, on s'efforce de calculer les corrections à apporter au premier modèle pour obtenir un meilleur, en calculant la réponse et on continue (Tarantola, 1984), (Patrick N et al 1996)

Par la suite, la grande majorité des méthodes d'inversion consiste à minimiser l'écart, que l'on appelle *Fonction coût*, entre le sismogramme synthétique, calculé avec la modélisation directe, et le sismogramme réel.

III.1.5.2 La fonction coût

La résolution du problème inverse consiste à la minimisation de la fonction coût (C) qui représente la différence entre les données sismiques et le modèle calculé.

La fonction coût est donnée par l'expression suivante :

$$C(i(x,t)) = \|T_{obs}(x,t) - T_{cal}(x,t)\| + \omega_1 \|i(x,t) - i_0(x,t)\| + \omega_2 \left\| \frac{d}{dx} [i(x,t) - i_0(x,t)] \right\| \quad (III.2)$$

$\|\dots\|$: représente la norme L_1

$T_{obs}(x,t)$: trace observé ou enregistrée

$T_{cal}(x,t)$: trace calculée

ω_1, ω_2 : poids de pondération

$i_0(x,t)$: représente le modèle initial

$i(x,t)$: représente le modèle observé

d/dx : représente la dérivation spatiale des impédances le long des couches

La fonction coût est composée de trois termes :

- Le premier terme calcule (mesure) la différence entre le modèle observé et le modèle calculé.

Les deux autres termes sont des poids de pondération. Tel que :

- Le deuxième terme mesure la distance entre le modèle d'impédance et le modèle initial. Il est utilisé pour contrôler la divergence de l'inversion.
- Le troisième terme mesure la différence en termes de dérivation spatiale entre le modèle observé et le modèle initial. Il est utilisé pour vérifier la continuité latérale des distributions des impédances acoustiques le long des couches.

La fonction cout permet de reconstituer le modèle initial d'une façon itérative lorsque la convergence n'est pas atteinte.

Pour la minimisation de $C(i(x,t))$, on utilise la méthode de Gradient conjugué qui est bien adapté pour réduire les écarts entre les simulations et les observations.

III.1.5.3 Principe de la méthode du gradient

- **Méthode mathématique du gradient conjugué**

Idée : On minimise une fonction selon une première direction U_k . On arrive à un point X_k qui est le minimum sur cette direction.

La meilleure direction U_{k+1} pour continuer à minimiser f est la direction perpendiculaire à U_k .

L'algorithme sera donc comme cela :

$$\bar{X}_{k+1} = \bar{X}_k + d_k \bar{u}_k \quad (\text{III.3})$$

Où d_k est la distance de descente et U_k est la direction de descente.

En fait la direction de descente U_k variera à chaque étape. Donc on doit avoir :

$$\bar{u}_k \perp \bar{u}_{k+1}$$

Résumé de l'algorithme du gradient conjugué :

Choisir un point de départ X_0

Construire le nouveau vecteur U_k

$$\bar{u}_k = \bar{\nabla}f(X_k) + \frac{\|\bar{\nabla}f(X_k)\|}{\|\bar{\nabla}f(X_{k-1})\|} \bar{u}_{k-1} \quad (\text{III.4})$$

Calculer la longueur de décente d_k

$$d_k = \frac{-\bar{\nabla}F(X_k) \cdot \bar{u}_k}{(A\bar{u}_k) \cdot \bar{u}_k} \quad (\text{III.5})$$

Calculer le nouveau vecteur X_{k+1}

$$\bar{X}_{k+1} = \bar{X}_k + d_k \bar{u}_k \quad (\text{III.6})$$

On s'arrête soit quand le gradient devient très petit soit quand les X_k n'évoluent plus.

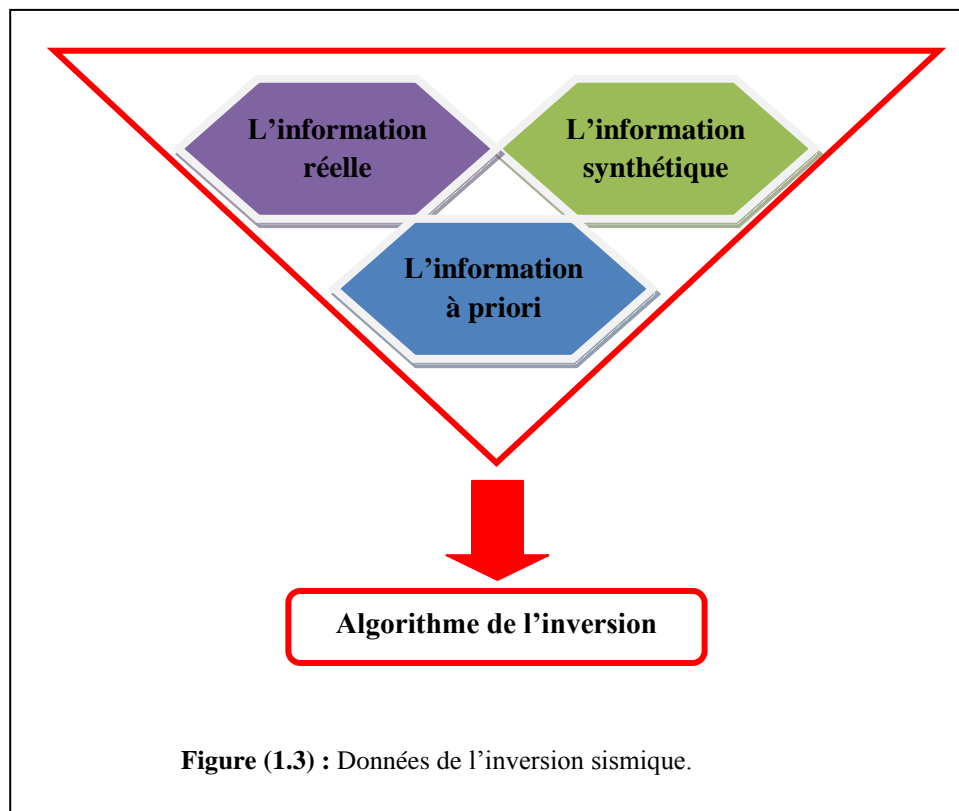
L'algorithme converge plus rapidement si F est exactement quadratique et il lui suffit N étapes de calcul (itérations) pour N dimensions.

$$f(\bar{X}) = c - \bar{B} \cdot \bar{X} + \frac{1}{2} \bar{X} \cdot (A\bar{X}) \quad (\text{III.7})$$

En pratique, on étudie rarement des fonctions exactement quadratiques *Alors que faire si l'algorithme ne converge pas au bout de N itérations ?* Il suffit donc de le relancer à partir du dernier point obtenu.

III.1.6 Les données de l'inversion sismique

La matière première de l'algorithme d'inversion est résumée dans le schéma suivant (Figure. III.3).



⇒ L'information donnée par les mesures :

Les données de base en exploration sismique et notamment en inversion sont les enregistrements sismiques qui mesurent le déplacement du sol généré par une source active (explosion, vibroseis). Ce type des données peuvent être enregistrés sur 3 composantes ou seulement sur une, à 2D (section sismique) ou à 3D (cube sismique).

Ces informations ne sont jamais utilisées brutes, en effet elles sont transformées par traitement afin d'essayer amoindrir les différents distorsions qui cachent la réalité géologique.

⇒ L'information donnée par la modélisation :

La modélisation sismique est une simulation d'une acquisition sismique qui implique la prédiction des données synthétiques à partir d'un modèle géologique théorique supposé comme étant un cas idéal, mais en réalité, les données prédites ne sont pas identiques aux données observées. Ceci est dû d'une part à l'incertitude expérimentale et d'autre part à

l'erreur de modélisation qui est une approximation d'une réalité encore beaucoup plus complexe.

⇒ L'information à priori :

On appelle information à priori tous types d'information que l'on peut obtenir indépendamment des données de mesures. Ce type d'information est ajouté à l'entrée de problème inverse pour remédier à ce qu'on appelle problème mal posé.

En inversion sismique cette information est représentée par les données de puits qui constituent l'épreuve de vérité de la sismique, non seulement elle permet de vérifier la validité de ses prévisions mais elles constituent également un point de départ pour corriger et enrichir l'interprétation.

IV.4.7 le classement des types d'inversion sismique

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

IV.4.7.1 L'inversion sismique FULL STACK (Après sommation)

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

IV.4.7.2 L'inversion sismique AVO (Avant sommation)

C'est tout simplement, l'inversion sismique qui utilise les données sismiques avant sommation en termes d'offset ou d'angle d'incidence, pour conserver l'information utile de la variation d'amplitude préservée (réelle) avec l'offset ou l'angle d'incidence.

Tableau IV.1 : Comparaison entre les résultats d'inversion AVO et l'inversion Full stack.

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

III.1.7 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 Lancement de l'algorithme d'inversion pour générer les cubes en impédance acoustique ou élastique et extraire les attributs sismiques. Les résultats d'inversion dépendent des données sismiques utilisées (avant ou après sommation) et le type d'algorithme à choisir selon l'objectif désiré.
- Un contrôle qualité des résultats d'inversion.
- Une visualisation et interprétation des résultats

La complexité et la durée de chaque étape du processus d'inversion sismique qu'on vient de voir, varient selon : le type des données sismiques à inverser (avant ou après sommation), la qualité des données sismiques et celle des puits et enfin la méthode d'inversion exploitée.

III.2 L'inversion sismique AVO

Récemment, en l'an 2000, Davies et al 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 full stack (après sommation).

III.2.1 Les résultats de l'inversion AVO

Les résultats de l'inversion AVO dépendent de :

- ✓ L'approximation de l'équation de Zoeppritz utilisée pour l'inversion [l'approximation d'Aki & Richards, simplifiée par Shuey: 02 termes (...) ou 03 termes (...)].
- ✓ Le nombre et l'étendue de la gamme d'angle d'incidence utilisée.
- ✓ La qualité des données sismiques AVO.

Tous les résultats possibles donnés par l'inversion sismique AVO sont:

- ✓ L'Impédance acoustique.
- ✓ L'Impédance de cisaillement
- ✓ L'Impédance élastique.
- ✓ Le Rapport V_p/V_s (Coefficient de poisson).
- ✓ La Densité.

Les résultats d'inversion sismique AVO varient selon l'approximation de l'équation de Zoeppritz utilisée.

- ✓ Si l'angle d'incidence est inférieur ou égal à 30° on utilise l'approximation à 2 termes(...) qui possède que des attributs sismiques R_0 (réflectivité à zéro offset) et G (gradient approximé) qui nous permettent de tirer comme informations :

$$\begin{aligned} R_0 &\longrightarrow \text{Impédance acoustique} \\ G &\longrightarrow (V_p/V_s) \end{aligned}$$

- ✓ Si on possède des données sismiques AVO avec de grands angles d'incidence (supérieurs à 30°) on utilise l'approximation à trois termes (approximation intéressée) donnée par l'équation suivante :

$$R(\theta) = R_0 \cos^2 \theta + G \sin^2 \theta + C[\tan^2 \theta - \sin^2 \theta] \quad (\text{III.8})$$

Avec :

$$R_0 = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad \text{Réflectivité à zéro offset.}$$

$$G = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{[1 - 0.25(\sigma_2 - \sigma_1)]} \quad \text{Gradient approximé appelé souvent le terme du}$$

rapport de poisson puisqu'il dépend seulement du coefficient de poisson.

$$C = \frac{V_{p2} - V_{p1}}{V_{p2} + V_{p1}} \quad \text{Ce terme dépend seulement de la vitesse acoustique.}$$

Dans ce cas $[\tan^2 \theta + \sin^2 \theta]$ donc on pourra déterminer la vitesse acoustique qui nous permettra par la suite de déduire directement la densité à partir de l'impédance acoustique ($Z = \rho V$) on obtiendra un attribut sismique de plus, par rapport à l'inversion précédente.

On aura comme résultats dans ce cas :

$$\begin{aligned} R_0 &\longrightarrow \text{Impédance acoustique} \\ G &\longrightarrow (V_p/V_s) \\ C &\longrightarrow \text{la densité} \end{aligned}$$

III.2.2 Les approches de la méthode d'inversion sismique AVO

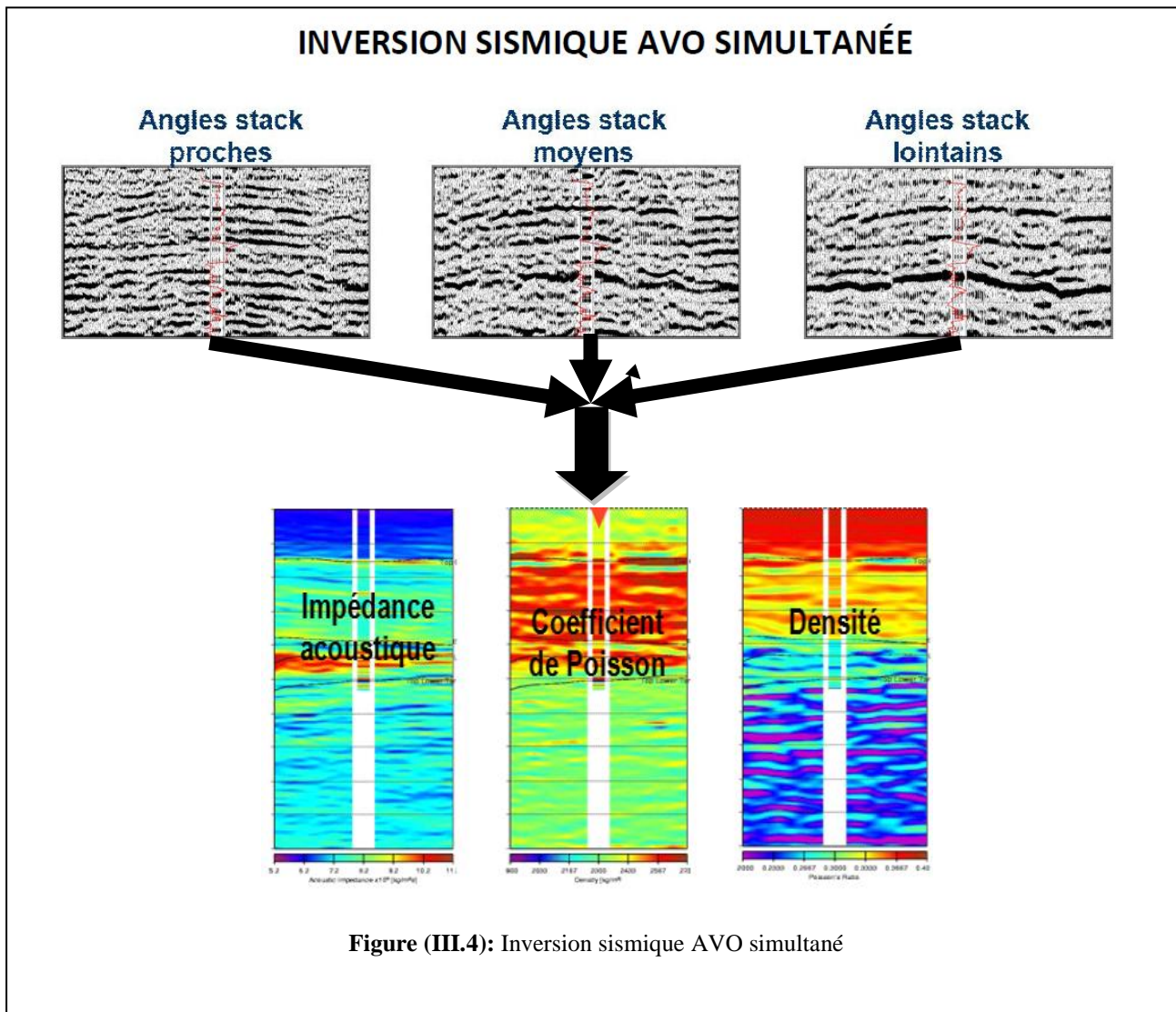
Il existe deux approches dans la méthode d'inversion AVO :

- **Inversion AVO séparée** : c'est une inversion où chaque angle stack est inversé séparément. Cette inversion nous donne comme résultat, les propriétés élastiques des roches.
- **Inversion AVO simultanée (utilisée dans notre étude)** : L'inversion sismique AVO simultanée est le contraire de l'inversion sismique séparée, qui inverse chaque angle stack séparément, car cette approche (inversion AVO simultanée) combine les données sismiques de chaque angle stack (proche, moyen et lointain) ensemble et elle les inverse tous au même temps (simultanément).

L'exécution de cette inversion simultanée nous permet de générer directement les trois propriétés physiques essentielles des roches : *L'impédance acoustique* (LA), *coefficient de poisson* (C.P) et la *densité* (RHO). Grâce à cette inversion sismique AVO simultanée, on passe du domaine des réflectivités (temps) vers le domaine quantitatif des propriétés physiques des roches. Ces propriétés physiques des roches (IA, CP, et RHO) peuvent être utilisées aussi pour déterminer les propriétés quantitatives des réservoirs comme : la *lithologie*, la *porosité*, la *nature du fluide*, la *saturation ...etc.* Lesquelles nous conduisent à une quantité nette et volumétrique du fluide contenu dans le réservoir.

L'inversion sismique AVO simultanée, nous fait penser à l'équation simultanée en mathématique, qui permet de résoudre plusieurs inconnus, puisqu'elle a pu résoudre deux inconnus de plus à l'impédance acoustique. Le premier inconnu est le « *Coefficient de poisson* » qui est le plus important puisqu'il représente un bon indicateur de fluide et le deuxième inconnu est la *densité*.

L'impédance élastique ne représente pas une propriété physique de la roche, mais elle peut être utilisée dans un sens qualitatif seulement. L'utilité de cette impédance élastique (LE), c'est qu'elle nous renseigne sur le contenu en fluide puisque la vitesse de cisaillement est sensible à sa présence alors que L'impédance acoustique nous fournit des informations lithologiques et stratigraphiques sur la région d'étude. Le rapport V_p/V_s nous fournit des informations sur le contenu en fluide. La densité nous renseigne sur la distribution et le type des lithologies rencontrées (Figure. III.4).



L'inversion sismique AVO simultanée est sensible :

- ✓ Aux erreurs sur l'estimation du modèle initial.
- ✓ Aux bruits aléatoires et cohérents.
- ✓ Aux résidus de la correction dynamique.
- ✓ Aux erreurs sur les angles d'incidences.
- ✓ Au nombre de gammes d'angle d'incidence.
- ✓ Aux erreurs sur l'estimation de l'ondelette.

III.2.3 Méthodologie de l'inversion AVO simultanée

III.2.3.1 Conditionnement des données sismiques à introduire

L'inversion sismique AVO utilise les données sismiques traitées en amplitude préservées, migrées en temps et collectée sous forme d'angle gather. Généralement les données sismiques sont enregistrées comme une fonction d'offset ou d'angle d'incidence (conversion offset-angle) (...).

III.2.3.2 Conditionnement des logs de puits à introduire

Les données de puits sont utilisées d'une part comme un point de départ et d'autre part comme un moyen de contrôle pour assurer l'exécution correcte du programme, puisque on peut imposer tous les paramètres à la verticale du puits. On utilise trois types de données de puits qui sont :

- **Les diagraphies soniques** : qui représentent des enregistrements des ondes sismiques transmises dans un puits entre un ou plusieurs émetteurs et n ou plusieurs récepteurs contenus dans le même outil diagraphique. Généralement la diagraphie détermine seulement la vitesse de l'onde e compression P, mais on peut générer log de Vs par l'utilisation l'équation de passage entre Vp et Vs (Castagna et Biot-Gassmann)
- **Diagraphie de densité** : c'est un enregistrement de la variation de la densité en fonction de la profondeur.

Une fois qu'on détermine les 3 logs (Vp, Vs et ρ), on peut les combiner pour avoir d'autre logs comme l'impédance acoustique.

Les diagraphies donnent une mesure continue ce qui permet d'avoir des paramètres des tranches d'épaisseurs très petites donc précises. Mais l'enregistrement ne commence pas par la surface. Pour pallier à cet inconvénient on utilise le carottage sismique pour compléter les logs.

III.3 Corrélation et Extraction de l'ondelette sismique à utiliser

a) l'ondelette sismique

La mise en œuvre de la sismique de réflexion nécessite en premier temps la génération d'un signal sismique appelé ondelette $\omega(t)$. Cette ondelette doit présenter une énergie suffisante dans la gamme des fréquences sismiques et certaines caractéristiques intrinsèques comme la concentration temporelle d'énergie, la rendent apte au traitement et à l'interprétation.

Les sources terrestre en sismique peuvent être des explosifs qui émettent des ondelettes brefs appelés impulsions ou bien des vibreurs qui émettent des signaux de long durée.

Une ondelette est complètement définie par son spectre d'amplitude et son spectre de phase. En basant sur son spectre de phase plusieurs formes d'ondelette peuvent être présentées. Mais en sismique, on ne s'intéresse qu'à deux formes d'ondelette :

- **Ondelette à phase minimale** : caractérisée par une énergie concentrée en son début qui va coïncider avec la position de l'interface géologique sur la section sismique.
- **Ondelette à zéro phase** : le maximum de l'énergie de l'ondelette correspond exactement avec son début. Le maximum d'ondelette va donc coïncider avec l'interface géologique.

En réalité, l'ondelette sismique n'est ni à phase nulle ni à phase minimale. Mais elle serait plutôt mixte car le signal sismique émis, en traversant le sous-sol, subit les phénomènes de dispersion et d'atténuation avant d'être enregistré. Et comme l'ondelette sismique est souvent inconnue, on suppose qu'elle est à phase nulle ou minimale afin d'améliorer la précision de la géologie de sous-sol interprétée. Pour revenir à cette hypothèse, on effectue des traitements permettant de convertir les ondelettes mixtes.

b) Les méthodes d'extraction de l'ondelette

L'extraction de l'ondelette peut être faite par un processus déterministe en utilisant la série de réflectivité, ou par un processus statistique qui utilise la fonction de Cross corrélation d'une trace sismique par la trace voisine pour estimer une ondelette de phase choisie. Ce dernier est généralement le plus adapté car la série de réflectivité ne représente pas toujours des réflecteurs réels.

Pour la réalisation de l'inversion on a besoin des informations sur l'ondelette sismique. L'extraction de l'ondelette est un processus très complexe en traitement des données sismique, et depuis des années maintenant, elle fait l'objet d'un domaine de recherche très actif. Bien qu'il existe plusieurs méthodes d'extraction de l'ondelette, on peut citer un algorithme général :

- ⇒ Dans le domaine fréquentiel, on peut diviser le problème d'extraction d'ondelettes en deux parties :
- ✓ La détermination du spectre d'amplitude.
 - ✓ La détermination du spectre de phase.

De ces deux, la détermination du spectre de phase est de loin la plus difficile et constitue une source importante d'erreur dans l'inversion.

- ⇒ Les méthodes d'extraction d'ondelettes se répartissent en trois grandes catégories :

- **Purement déterministe** : Cela signifie mesurer l'ondelette en utilisant directement les récepteurs de surface ou bien d'autres moyens.
- **Purement statistique** : Cela signifie la détermination de l'ondelette seulement à partir des données sismiques. Ces procédures ont tendance à avoir des difficultés à déterminer le spectre de phase d'une manière fiable.
- **L'utilisation des données de puits** : il s'agit d'utiliser les données de puits en plus des données sismiques. En théorie, cela pourrait fournir des informations exactes sur la phase à l'emplacement du puits. Le problème est que cette méthode dépend de façon critique sur le calage entre le puits et la sismique. En particulier, la loi de conversion qui convertit les profondeurs du puits en temps peut causer un mauvais calage qui dégrade le résultat.

⇒ L'ondelette peut changer de trace en trace et elle dépend du temps de trajet (non stationnaire). Cela signifie que le processus d'extraction de l'ondelette devrait déterminer un grand nombre d'ondelettes pour chaque section sismique. Dans la pratique, la solution consiste à extraire une ondelette moyenne pour la sismique entière.

En inversion sismique AVO, le fait de dire que l'ondelette est constante spatialement n'est plus respecté. Elle devient dépendante de l'angle d'incidence, en effet elle est calculée pour plusieurs plages d'angles d'incidence : proche, moyenne, éloignée (Near, middle, far).

Les données sismiques sont utilisées pour définir le spectre d'amplitude par un processus d'*estimation statistique*. Ce dernier est appliqué sous réserve des suppositions sur l'ondelette qui sont :

- L'ondelette est à zéro phase
- La série des coefficients de réflexion est aléatoire : ce qui implique que le sismogramme a les caractéristiques de l'ondelette sismique.
- La composante de bruit est négligeable.

Parmi les méthodes statistiques d'extraction, on va développer par la suite celle de **L'autocorrélation** (utilisée dans notre cas).

La fonction de la trace sismique $T(t) = \omega(t) * r(t)$ sans multiple est donnée par :

$$\phi_{TT}(t) = E[T(t).T(t + \tau)] \quad (\text{III.9})$$

$$\phi_{TT}(t) = E[\omega(t) * r(t). \omega(t + \tau) * r(t + \tau)] \quad (\text{III.10})$$

$$\phi_{TT}(t) = E[\omega(t). \omega(t + \tau)] * E[r(t).r(t + \tau)] \quad (\text{III.11})$$

$$\Phi_{TT}(t) = \Phi_{\omega\omega}(t) * \Phi_{rr}(t) \quad (\text{III.12})$$

Comme la série de coefficient de réflexion $r(t)$ est supposée blanche, et suit une loi Gaussienne de moyenne nulle et de variance σ^2 , on obtient une fonction d'autocorrélation :

$$\Phi_{TT}(t) = \sigma^2 \Phi_{\omega\omega}(t) \quad (\text{III.13})$$

De plus, comme la transformée de Fourier de l'autocorrélation d'un signal est égale au spectre de puissance de celui-ci, alors on aura :

$$TF(\Phi_{TT}(t)) = \sigma^2 |W(\vartheta)| \quad (\text{III.14})$$

Avec $|W(\vartheta)|$ le spectre d'amplitude de l'ondelette.

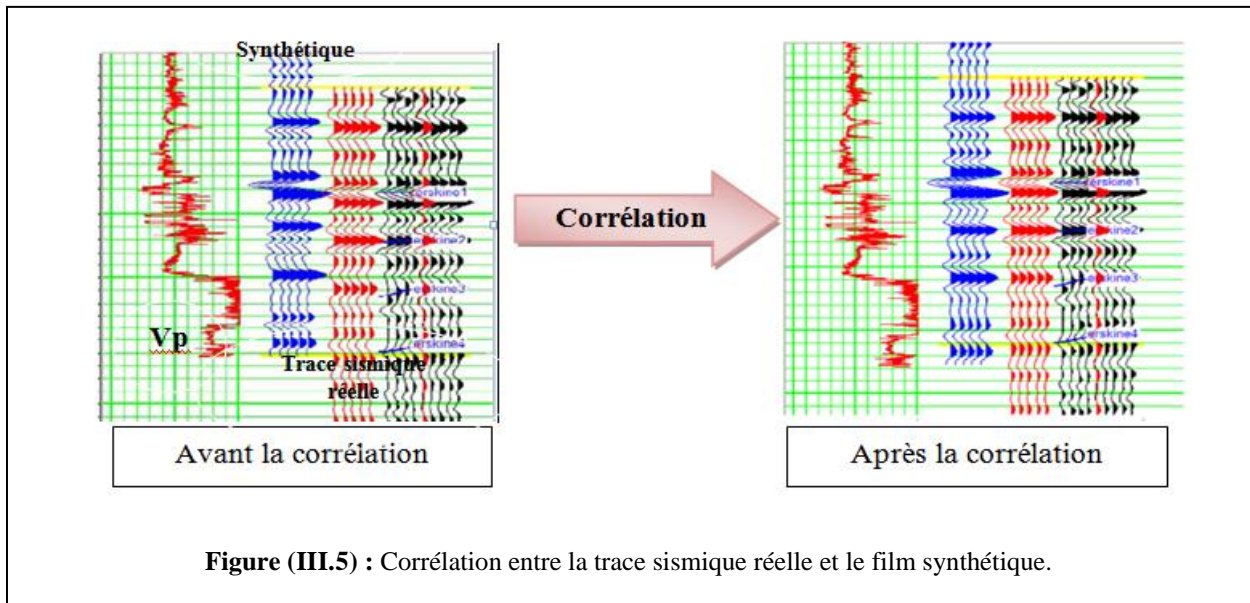
Une fois, déterminé le spectre d'amplitude, on passe à un deuxième stade d'extraction qui est réservé à l'estimation de la phase réelle de l'ondelette sismique.

Pour cela, on a recours aux données de puits car les données sismiques toutes seules sont insuffisantes.

c) La corrélation des puits aux données sismiques

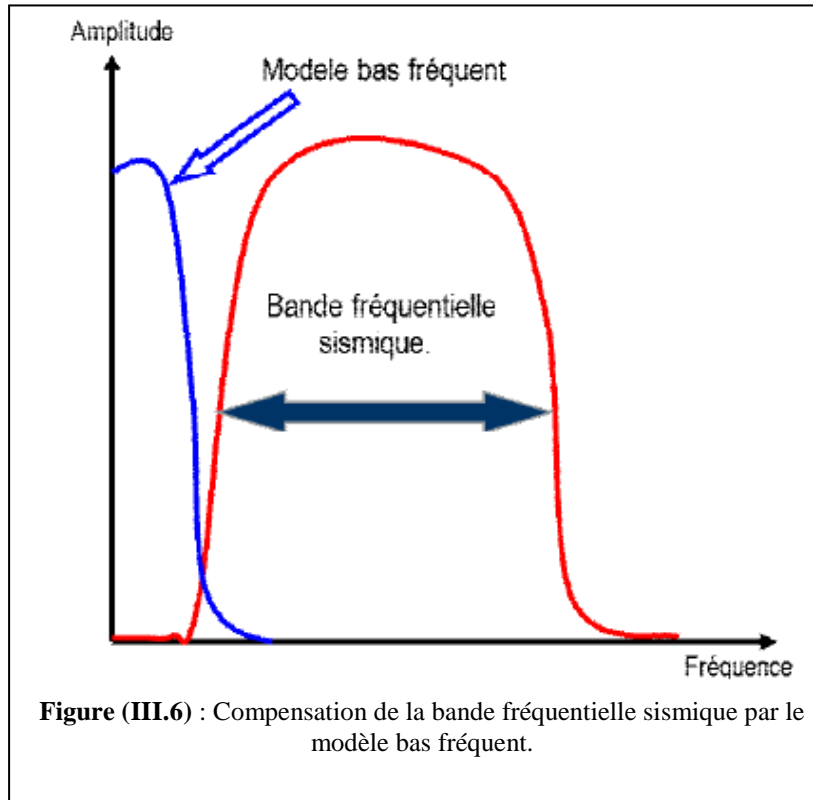
La corrélation est une étape cruciale dans l'interprétation et l'inversion sismique. Elle consiste en une comparaison entre la trace sismique réelle et synthétique au niveau de puits (figure (III.5)). Cette dernière est obtenue à partir de la convolution de l'ondelette sismique estimée précédemment et la série de réflectivité calculée en utilisant les informations des diagraphies (sonique et densité).

L'opération de corrélation a pour but d'améliorer la corrélation de temps entre les données synthétiques et les données réelles et les ramener au même niveau de référence. Elle permet aussi de déterminer la phase réelle d'ondelette sismique qu'on a supposé qu'elle est à zéro phase lors de l'extraction statistique alors qu'elle est à phase mixte et ce déphasage est provoqué par le fait que le signal se déforme progressivement sur son chemin. Pour l'estimer, on détermine l'écart en temps entre les données synthétiques et réelles. Après on applique une rotation de phase sur la trace synthétique qui sera par la suite l'entrée d'une nouvelle procédure qui cherche à extraire une ondelette plus proche de la réelle.



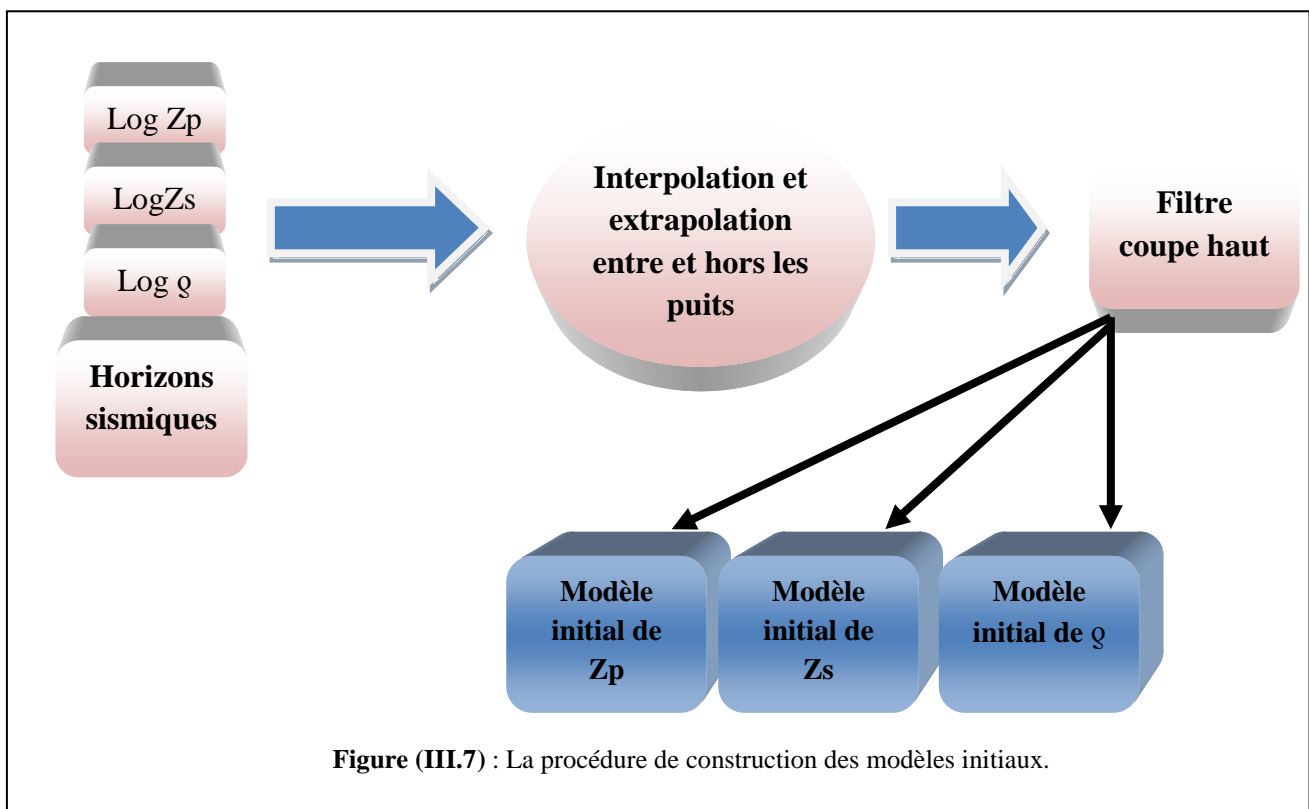
d) Construction du modèle base fréquence

Les données sismiques ne contiennent pas les basses fréquences. Par contre les données de puits possèdent une bande fréquentielle très large, de 0 à 500 Hertz, qui nous a permis d'exploiter les basses fréquences et on a constaté qu'ils contiennent des informations utiles concernant les vitesses provenant de grandes profondeurs, qu'on ne trouve pas malheureusement dans la sismique (figure (III.6)).



L'objectif de modélisation des basses fréquences est d'estimer un modèle bas fréquent pour compenser les valeurs du résultat d'inversion sismique, afin d'obtenir des valeurs absolues au lieu qui restent relatives, pour garantir une bonne distribution des propriétés élastiques à travers tout le milieu.

Sachant que notre inversion sismique AVO simultanée globale nous donne comme résultat l'impédance acoustique et la densité ; donc il est nécessaire de construire pour chaque propriété physique (Z_p , Z_s et RHO), un modèle bas fréquent. Ce dernier est poursuivi par un filtrage coupe haut. Chaque modèle bas fréquent est obtenu par l'interpolation et l'extrapolation entre les différents puits utilisés et non utilisé, en se référant au modèle structural (résultats d'interprétation structurale : horizons et failles), comme modèle guide qui l'oriente et le délimite (figure (III.7)).



e) Application de l'algorithme d'inversion :

Le lancement de l'inversion des données sismiques requiert la connaissance de certains paramètres qui conditionnent la qualité d'inversion comme le nombre d'itérations. Ces paramètres peuvent être estimés sur la base de tests et pour les effectuer on revient toujours aux données de puits qui sont aptes à vérifier la validité des paramètres choisis.

Le processus d'inversion consiste dans un premier temps à calculer la réponse synthétique par la convolution de la série de réflectivité calculée pour un angle d'incidence à partir des paramètres donnée par le modèle initial, ensuite ,on calcule la différence entre la réponse synthétique et la réponse réelle (fonction coût) qu'on essaye de minimiser (algorithme du

gradient conjugué) en modifiant les paramètres de modèle initiale d'une façon itérative jusqu'à avoir la valeur optimale de cet écart qui correspondant aux paramètres du modèle réel.

L'inversion sismique utilisée dans cette étude est une inversion sismique de type globale (optimisation globale des solutions de la fonction coût pour minimisation d'incertitude), qui s'applique sur les données sismiques prestack (avant sommation) en terme d'angle d'incidence (AVA), avec l'approche simultanée (inversion simultanée des angles stacks partiels), en utilisant l'approximation de Zoeppritz à 03 termes, pour but d'avoir comme résultat d'inversion, les propriétés physiques des roches (IA, IS et RHO).

Cette inversion utilise une optimisation globale des solutions contre la fonction coût (méthode du gradient conjugué) qui s'effectue pour les différentes propriétés physique qui résulte de l'inversion sismique AVO.

f) Contrôle de qualité et interprétation des résultats d'inversion :

Il est effectué pour s'assurer de la qualité des résultats d'inversion, pour cela on compare les valeurs des propriétés physiques des roches déduites par l'inversion, avec les valeurs des puits ré-échantillonnées par le même pas d'échantillonnage que la sismique, pour une bonne corrélation. Cela permet de vérifier la bonne interpolation et extrapolation de l'information des logs entre les différents puits utilisés durant la phase d'inversion.

Enfin une interprétation lithologique des résultats d'inversion est nécessaire afin d'établir des recommandations concernant les données inversées.

III.1.10 Conclusion :

Avant on appliquait l'inversion sismique sur les données sismiques (Post stack) après sommation afin d'obtenir un cube d'impédance acoustique comme indicateur lithologique pour définir le modèle géologique du sous-sol qui a généré ces données. Actuellement, la méthode d'inversion sismique s'élargie sur les données sismiques (prestack) avant sommation dont le but d'extraire en plus de l'impédance acoustique, l'impédance de cisaillement et élastique qui permettent le calcul des propriétés physiques de la roche (vitesse et densité) pour une prédiction lithologique, prédiction de fluide et délimitation des réservoirs.

IV GÉNÉRALITÉ

Les travaux de recherche et d'exploration dans le permis de recherche Djebel Bottena ont débuté très tôt, dès les années 1950. Le développement du champ de Djebel Onk (découvert en 1959), la présence du gaz à Djebel Foua (1954), la découverte d'huile dans la structure de Djebel Darmon (DDN-1) en 2000, Hassi El kerma (HEK-1) en 2001 et de huile+eau salée dans la structure de Hanchir Baaziz (HCZ-1) en 2002, suggèrent que ce permis est caractérisé par un système pétrolier et un timing favorable à l'accumulation des hydrocarbures.

L'activité d'exploitation dans cette région, de part sa complexité, nécessite des moyens et des techniques appropriées de nombreux trends structuraux de surface et de subsurface. Les roches -mères potentielles et roches réservoirs prouvés montrent que ce permis reste sous-exploité et n'a pas encore révélé tout son potentiel en hydrocarbure.

L'objectif principal du permis de recherche djebel Bottena, en matière d'exploitation pétrolière, est la recherche de nouveaux prospects pour la mise en évidence de nouvelles accumulations d'huile.

IV.1 SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le permis de recherche dj. Bottena, est situé dans la partie sud est de l'atlas saharien oriental, Il est délimité au Nord par le permis de recherche "Ain Beïda", à l'Ouest par le permis Ferkane et au sud par le permis Ben Guecha et à l'est par la frontière Algéro –tunisienne (fig IV.1) Il couvre une superficie de 4509.15 km² a travers la wilaya de tebessa, et comporte les blocs 129 et 127a, ces coordonnées géographiques sont :

- ✓ Au Nord, par la latitude 35° 20'00''
- ✓ A l'Ouest, par la latitude 7°40'00
- ✓ Au sud, la latitude 34°25'00''
- ✓ A l'Est, par la frontière Algéro - tunisienne.

La région est caractérisée par des reliefs montagneux orientés NE -SW à E -W séparés par des dépressions, à l'image du bassin de Bordj Soukiés qui sépare Dj. Onk des Monts de Négrine

La figure (IV.2) représente le permis de Dj. Bottena qui se localise dans le bassin du sud Est Constantinois, cette géologique bordée par :

- ✓ -au Nord, par la zone des diapirs ;
- ✓ -au sud, par la plate-forme saharienne au niveau des chotts ;
- ✓ -à l'Est, par la frontière tunisienne ;
- ✓ -à l'Ouest, par les Aurés - Hodna.

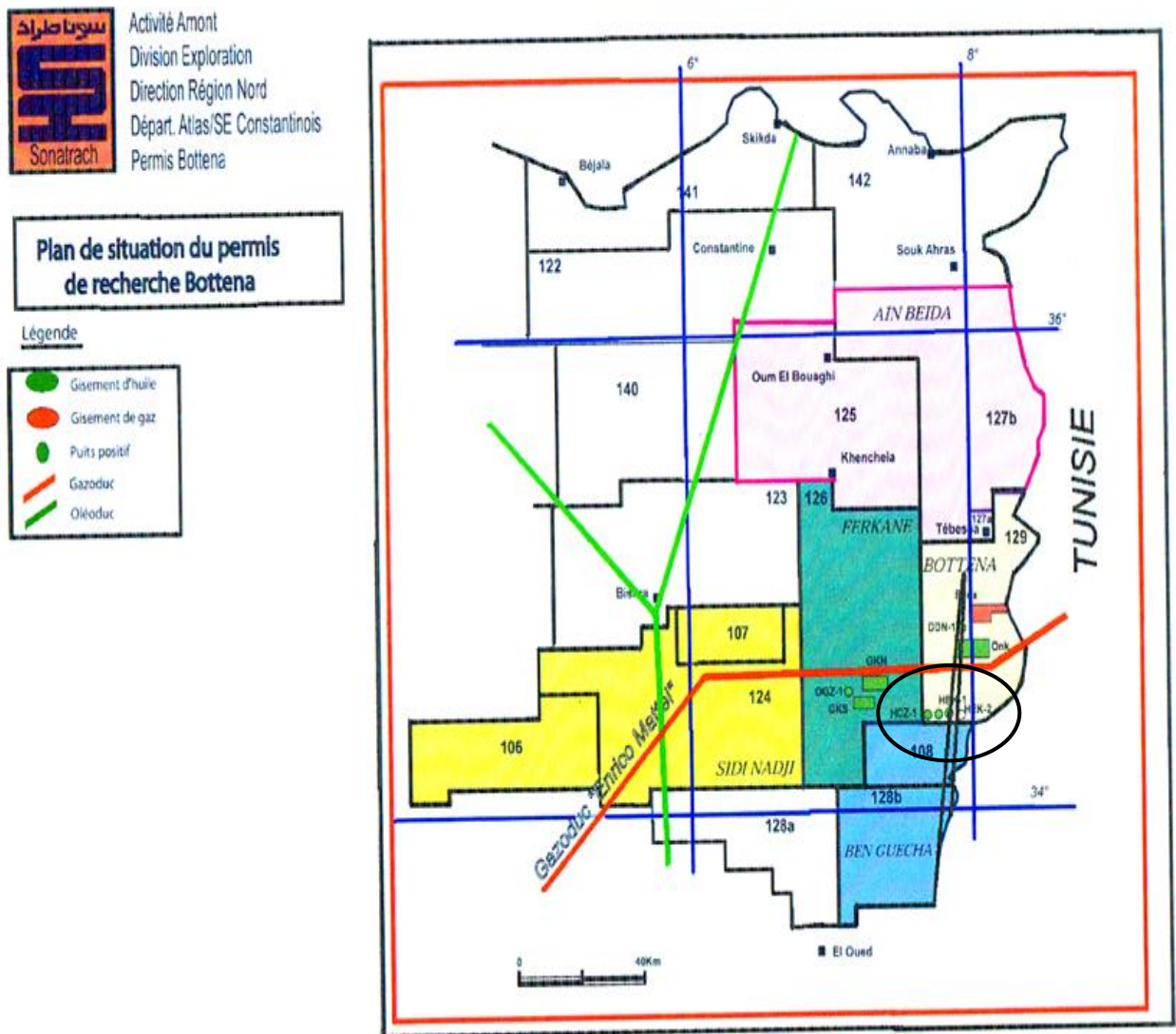


FIG – IV.1 plan de situation de Dj. Bottena

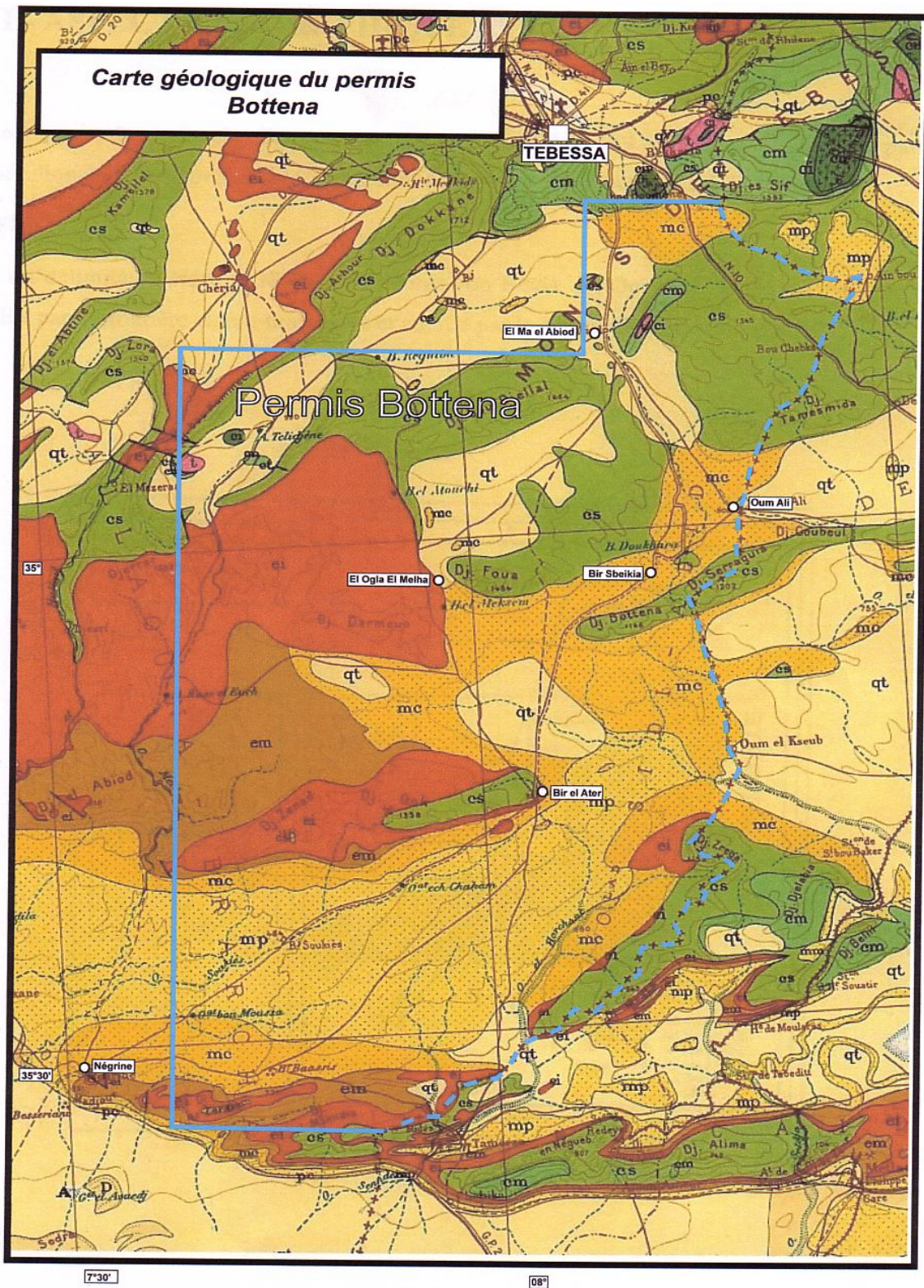


FIG – IV.2 carte géologique du permis Bottena

IV.2 ASPECT GÉOLOGIQUE

IV.2.1 Aspect Stratigraphie

La zone étudiée est caractérisée par un grand développement des séries sédimentaires du Crétacé et du Tertiaire.

IV.2.1.1 Le Mésozoïque

1- Trias :

Dans le permis Djebel Bottena, le Trias n'est pas connu en position normale, il est seulement à l'affleurement sous forme d'intrusion diapiriques au cœur des anticlinaux à la faveur des accidents profonds de direction NW –SE et NE – SW.

2- le **Jurassique**: Le Jurassique n'est pas connu dans la région d'étude.

3- Le Crétacé (FIG - IV.3)

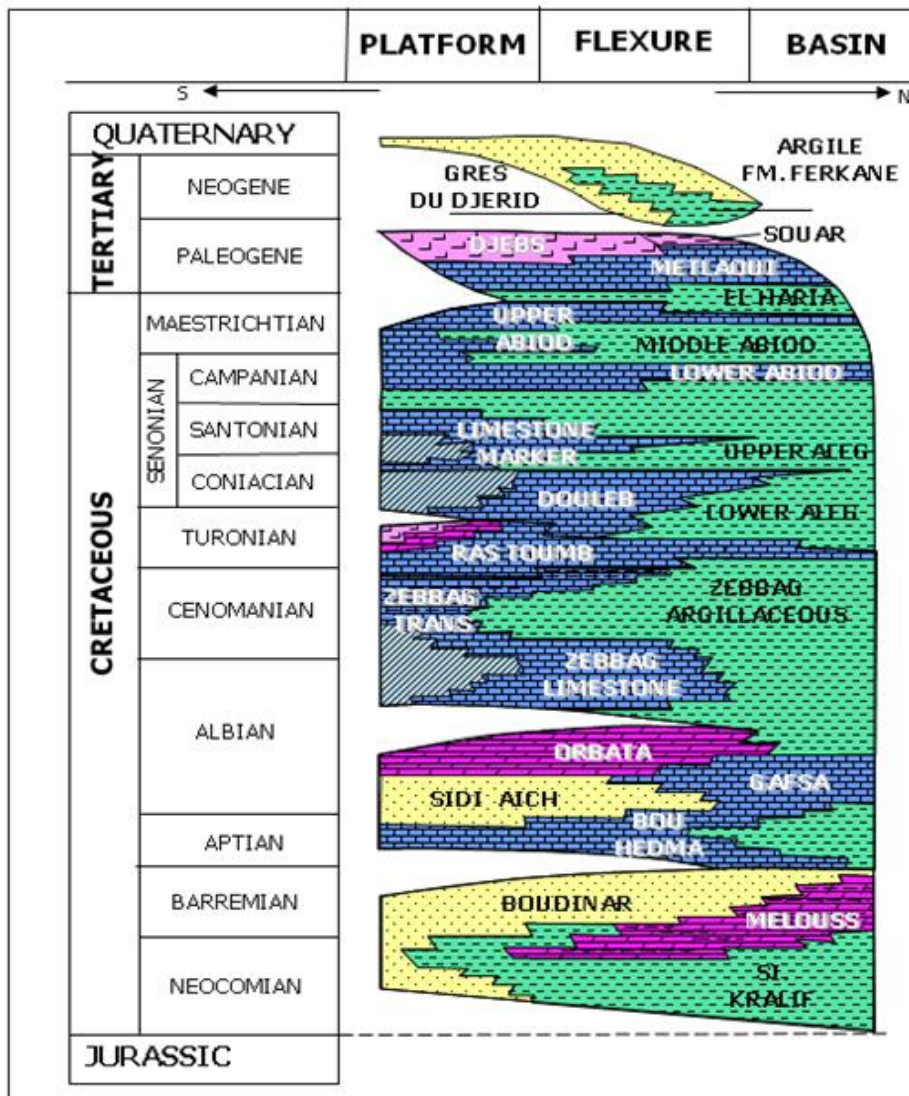


FIG – IV.3 Coupe chronostratigraphique du bassin Sud EST Constantinois

A - Aptien

Il correspond à une période de vaste transgression marine, où on peut distinguer un domaine marin ouvert au nord et un domaine de plate forme externe passant à celui d'une plate forme interne au sud.

B - Albien

La coupe stratigraphique de l'Albien est représentée par une série marno-argileuse à intercalation de calcaires -argileux. Le vraconien est caractérisé par deux (02) Membres :

- ✓ Un Membre formé d'argiles noires, riches en matière organique.
- ✓ Un Membre carbonaté au sommet, constitué de calcaires bioclastiques, de calcaires organogène, de lumachelles et de dolomies.

La période Albien se caractérise par un événement tectonique important (phase Autrichienne).

C - Cénomanién

Durant cette période, la transgression a atteint son maximum, avec des apports sédimentaires de mer ouverte au sud et l'installation d'une plate-forme carbonatée au Sud Est, Le Cénomanién est constitué par une alternance de marnes, d'argiles pyriteuses, dolomitiques et de fines passées de calcaires.

D - Turonien

Il est représenté sur l'ensemble du permis et est composé de :

- ✓ Un Turonien basal constitué de calcaires marneux, bitumineux, laminites.
- ✓ Un Turonien moyen constitué de calcaires, souvent récifaux et bioclastiques.
- ✓ Un Turonien supérieur argilo carbonaté ; constitué d'une alternance de marnes vertes et de petites intercalations lumachelliques.

E - Le Coniacien

Est généralement argileux avec quelques passées de gypse. Toutefois, le Coniacien peut renfermer des bancs calcaires graveleux qui peuvent former de bonnes roches réservoirs (Dj. Onk, Foua, Hassi El Kerma).

F - Santonien

Il est entièrement formé de marnes et d'argiles et admet quelques rares passées de calcaires. Cette formation constitue une bonne roche couverture pour les faciès réservoirs sous-jacents. Le forage HEK-1, a rencontré également une série argilo -marneuse, avec des passées de calcaires blancs crayeux, parfois tendres glauconieux, fossilifères.

G - Campanien

Dans la région de Djebel Doukhane, la série Campanienne est constituée d'une alternance de Calcaires lités et de Marnes verdâtres et se termine par un banc de calcaire fin compact et crayeux.

Le forage HEK-1, a traversé une série de marnes grises, tendres à intercalation de calcaires et des marnes argileux, parfois fossilifères, Plus au sud, il est plutôt formé d'alternances de marnes silteuses et d'argiles plastiques avec présence de petits bancs de calcaires crayeux à argileux.

- Maestrichtien

Il est constitué d'argiles à intercalation de marnes à la base, et d'une masse de calcaire blanc, crayeux à silex et à inocérames au sommet.

IV.2.1.2 Le cénozoïque**1- Paléocène**

Il est constitué par des argiles et des marnes noires ou vertes très sombre avec des cristaux de gypse. Le forage HEK-1 a traversé 170m de calcaires. et d'argiles.

2- L'éocène**a- L'yprésien (100m)**

L'yprésien est représenté par des alternances de calcaires y argileux, de calcaires lumachéliques, calcaires à rognons de silex et surtout par des calcaires phosphatés.

b- Le Lutétien (45m)

Le Lutétien est une formation épaisse de 45m environ constituée essentiellement de gypse massif surmonté par des marnes noires.

d- Le néogène (peut dépasser les 1000m)

Il est localisé dans les dépressions situées entre les Djebels et repose en discordance sur les séries sous-jacentes. Il est constitué par des dépôts typiquement détritiques.

e- Le Quaternaire

Le Quaternaire est constitué par des cailloutis, sables et argiles silteuses. Les traces de quaternaire terminent la série stratigraphique.

IV.2.2 TECTONIQUE

Plusieurs phases tectoniques ont affecté la région durant le mésozoïque (fig-IV.4), il s'agit de:

- ✓ La phase Triasique (Trias - Lias)
- ✓ La phase Eocimmienne (Lias -Jurassique)
- ✓ La phase Nocimmérienne (Jurassique -crétacé)
- ✓ La phase Autrichienne (Aptien -Albien moyen)
- ✓ La phase Emchérienne (Turonien -campanien inférieur)
- ✓ La phase Laramienne (Fin crétacé)

Les phases Mésozoïques se sont manifestées par Plusieurs rifting liés à l'ouverture de l'atlasique Nord. Ceci a pour conséquence l'individualisation des principaux éléments structuraux, qui ont commencé à se développer dès le Trias et qui ont continué à évoluer durant le Jurassique et le crétacé. Il s'en suivi une subsidence importante, une Fracturation intense, des érosions et discordances locales et des manifestations diapiriques.

De l'Eocène terminal à l'actuel, la région a été soumise à un régime tectonique compressif, en relation avec les dernières phases orogéniques Cénozoïque, dont la direction des contraintes principales est subméridienne (N160 à N180°), Il s'agit de :

- ✓ La phase pyrénéenne ou atlasique ou "Fini -éocène d'âge Eocène moyen à supérieur
- ✓ Les phases oligo –miocènes
- ✓ La phase Post -pliocène ou Villafranchienne.

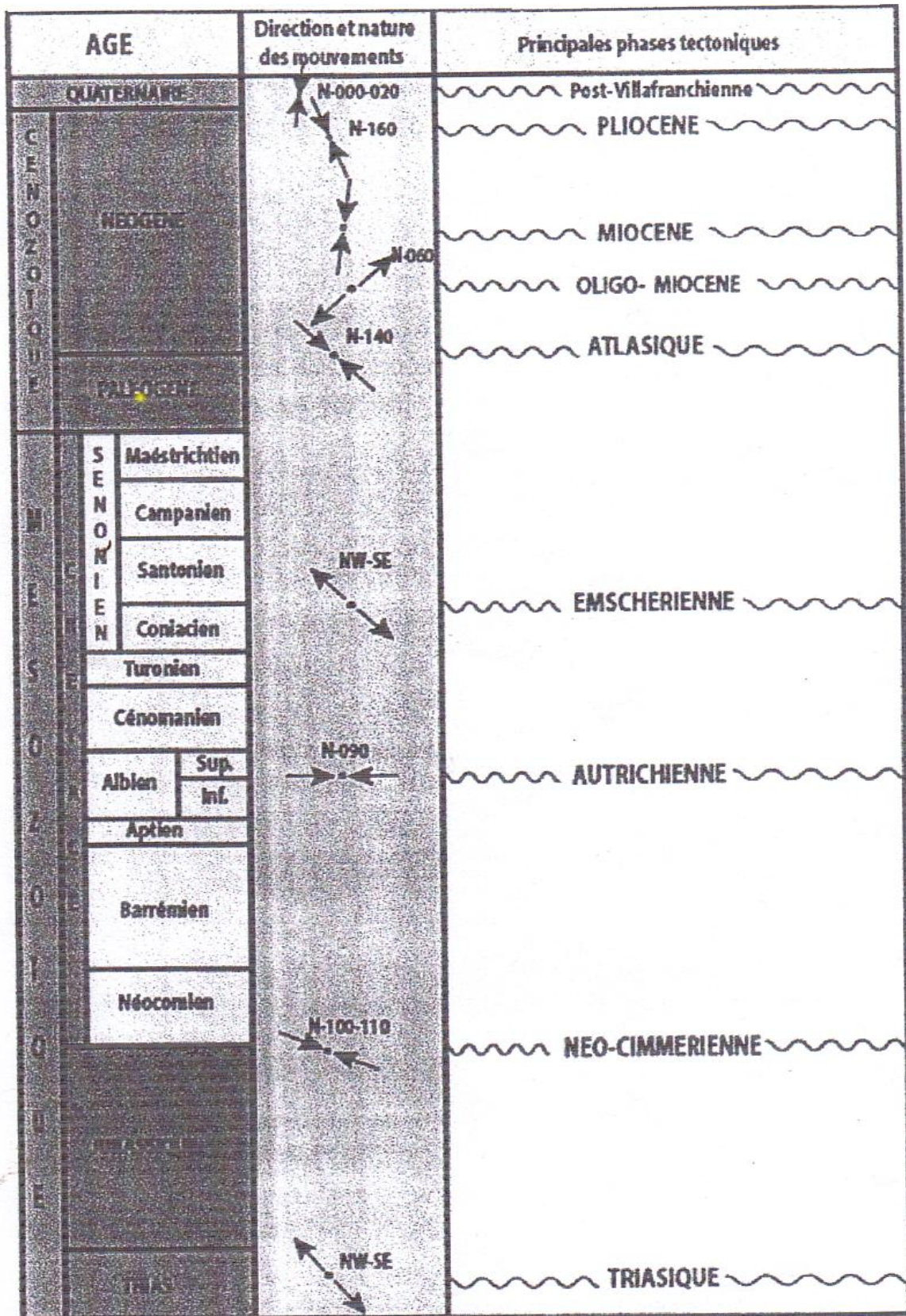


FIG -IV.4 Log tectonique de l'atlas saharien

IV.2.3 ASPET STRUCTURAL

Le permis de Djebel Bottena se situe sur la plate forme carbonatée entre :

- ✓ le sillon Aurès- Kef, au Nord et Nord- Ouest ;
- ✓ la flexure sud- atlasique, au niveau des Monts de Négrine, au Sud ;
- ✓ les Monts de Nementcha et les Aurès septentrionaux, à l'Ouest.
- ✓ Les hauts fonds de Tunisie centrale, au Sud Est et à l'Est,

Les traits structuraux sont le résultat d'une évolution qui, au mésozoïque, s'est effectuée au cours de deux périodes principales :

a- Du Trias au Crétacé supérieur

C'est une période distensive, correspondant au rifting atlasique, se caractérisant par une subsidence importante. La différenciation des principaux éléments (sillons, plate- forme, moles...) s'effectue dès le trias par le jeu d'une subsidence différentielle correspondant probablement à des jeux en blocs basculés le long des failles normales.

Au cours de cette période, une halo cinèse se manifeste à différentes époques, notamment par la création des hauts fonds propices à l'installation des récifs.

b- Du Tertiaire à l'actuel

Cette période correspond à la modélisation actuelle, résultant d'une inversion tectonique due à l'ordo genèse atlasique qui semble s'être effectuée en deux (02) phases principales :

- ✓ une première phase d'orientation N130/140, d'âge post lutétien moyen-supérieur et antérieur au miocène. C'est la phase atlasique principale.
- ✓ Une phase d'orientation N°160/180, d'âge Pontien (Miocène terminal) et le pléistocène (quaternaire ancien), dont les dépôts presque redressés à la verticale, accentue encore plus les traits précédents et rajeunit les reliefs.

Les réseaux de failles mis en évidence par interprétation sismique sont :

- ✓ des failles décrochantes dextres N140-170, à composantes normales, e blocs basculés,
- ✓ des failles décrochantes sénestre Nord-Sud, à composantes normales,
- ✓ des failles normales Atlasiques de direction N60° à Est –Ouest,
- ✓ Une faille inverse de direction Est-ouest (décrochante sénestre). Ainsi que deux failles inverses qui sont à l'origine des failles atlasiques qui ont rajouté.

IV.3 ASPECT PÉTROLIER

IV.3.1 Introduction

L'obtention d'un champ pétrolier demande une conjoncture géologique bien particulière. L'accumulation de matière organique en milieu anaérobie ; un enfouissement juste ce qu'il faut, la migration des gouttelettes obtenues par la dégradation biochimique et thermique ; la présence d'une roche poreuse et perméable pour accumuler ces gouttelettes ; finalement, une architecture des couches géologiques qui permet qu'une roche couverture imperméable puisse sceller la roche réservoir et former le piège.

IV.3.2 Roche mère

On appelle une roche mère, ayant accumulé de la matière organique, est susceptible de générer des hydrocarbures. La matière organique insoluble de la roche mère est nommée kérogène. Les différentes études géochimiques réalisées sur les échantillons de forages et de surface montrent l'existence de trois (03) principales roches mères potentielles dans le bassin du sud est constantinois en général et sur le permis de dj.Botetna en particulier. Ce sont les niveaux transgressifs du Turonien, du Cénomaniens et de l'Albien supérieur.

a- Roche mère du Turonien basal

Les niveaux de roche mère du turonien sont des niveaux à des textures très fines ; leur faciès est caractérisé par des alternances de laminite et de fins passées d'argiles noires et de calcaires argileux.

Les analyses Géochimiques ont montré une richesse en matière organique avec un pourcentage de carbone organique total C.O.T supérieur à 2% (0.71 à 13.6%). La roche mère Turonien est caractérisée par une matière organique de type II.

b- Roche mère du Cénomaniens

Les niveaux de roche mère Cénomaniens sont essentiellement marneux argileux et marno-calcaires. Avec quelques niveaux de calcaires argileux.

Les analyses géochimiques ont montré que ces niveaux sont moyennement riches en matière organique avec des valeurs en carbone organique total C.O.T supérieurs à 1% dans le permis de djebel Bottena. La roche mère est caractérisée par une matière organique de type II.

c- Roche mère de l'Albien supérieur

Ce sont des niveaux à texture très fine, ils sont représentés par des marnes noires avec des intercalations de calcaires marneux et de calcaires noires en plaquettes bitumineuses. Ils sont pauvres à moyennement riches en matière organique avec un carbone organique total C.O.T variant de 0.5 à 1.82%.

IV.3.3 Roches réservoirs

Les hydrocarbures, une fois formé à partir de la roche mère, vont évolués dans les niveaux poreux et perméables du sous sol qui constitue les réservoirs. Les roches réservoirs sont classées selon leurs constitutions lithologiques en deux groupes :

- ✓ Réservoirs carbonatés ;
- ✓ Réservoirs argilo gréseux ;

La détermination des ces roches réservoirs présente un grand intérêt pour l'exploration et la recherche de nouvelles accumulations. Compte tenu des études géologiques et des résultats pétroliers obtenus dans les environs immédiats de la zone d'étude, il ressort que les principaux niveaux réservoirs prouvés dans la région sont les carbonates du Coniacien, du Turonien basal et du Cénomanién sommital.

a- Roche réservoir du Coniacien

Le réservoir Coniacien est constitué de calcaires tendres, crayeux légèrement argileux, microcristallin, fossilifères avec intercalation de marnes grises. Ce réservoir est productif d'huile à Djebel Onk et Hassi El Kerma, de gaz à Djebel Foua et d'huile non-éruptive à Djebel Darmoun.

Ce réservoir présente des caractéristiques pétrophysiques variables avec une porosité supérieure à 8% (6 à 14%) et une perméabilité entre 0.1 et 450mD.

b- Réservoir du Turonien basal

Le réservoir Turonien est constitué de calcaires, avec de rares intercalations d'argiles noires. Ce réservoir présente des caractéristiques pétrophysiques variables avec une porosité moyenne qui varie de 2 à 9%.

c- la roche du cénomanién sommital

Les nouvelles données de forage (DDN-1 et HEK-1) montrent que le réservoir cénomanién est très potentiel en bordure du bassin de Bordj Soukies, il est représenté par une alternance de calcaire blanc à gris blanc.

L'interprétation des diagraphies du Cénomanién montre un seul intervalle d'hydrocarbures à une porosité de 7%.

IV.3.4 Roches couvertures

Ces roches recouvrent les réservoirs par des séries imperméables, arrêtants ainsi, l'échappement des fluides et protégeant les hydrocarbures.

Le problème de couverture ne se pose pas dans la région d'étude, tous les réservoirs cités plus hauts possédant des couvertures suffisantes à l'image des séries argilo marneuses, du Cénomanién, du Turonien supérieur et Santonien.

IV.3.5 Type des pièges

Le piège est un élément indispensable pour l'accumulation des hydrocarbures. Le piège est une partie du réservoir naturel où un équilibre peut s'établir entre le gaz, l'huile et l'eau.

Plusieurs types de piège sont recensés dans le permis Dj. Bottna. Les pièges les plus importants sont :

- ✓ Anticlinaux,
- ✓ Contre failles,
- ✓ Récifaux,
- ✓ Diapirique (sel),
- ✓ Blocs basculés.

IV.4 résultats pétroliers

Le permis de recherche de Dj Bottena a fait l'objet de nombreux travaux géophysique, géologique et de forage.

Une quinzaine (15) de forages d'exploitation en été réalisé, dont cinq (05) récemment (2000 à 2004), les efforts de recherche ont abouti à trois découvertes, dont deux en huile (Dj Onk en 1956 et Hassi El Kerma en 2001) et un gaz (Dj .Foua 1954).

Deux puits forés récemment en mis en évidence, la présence d'huile dans le réservoir du crétacé supérieur, il s'agit de Dj. Darmoune (DDN-1) en 2000 et Hanchir Baaziz (HCZ-1) en 2002.

V. Présentation du package du software *HUMPSON-RUSSELL*:

Cette application a été effectuée au sein de l'Entreprise Nationale de Géophysique (ENAGEO-Boumerdès) à l'aide du logiciel de Hampson-Russell de la compagnie CGG Veritas.

Les applications et programmes de *HUMPSON-RUSSELL*, ont assurés des services depuis 1987 et des logiciels innovant pour la géophysique. Les softwares de *HUMPSON-RUSSELL*, sont regroupés dans un package appelé « *GeoView* », qui représente un programme réalisant deux tâches principales [Hampson, D ; Russell, B. 2007] :

1) *GeoView* joue le rôle d'une base de données où sont chargés tous les logs de chacun des puits chargé. C'est pour cette raison que *GeoView*, contient des options pour lire à partir des fichiers ASCII, ou bien directement à partir de base de données des autres softs comme: *Landmark* et *GeoFrame*. *GeoView*. Il contient également, des options pour visualiser des logs, et construire des sismogrammes synthétiques, comme il peut aussi appliquer les corrections *Check-shot* aux logs soniques. Finalement, *GeoView*, au moyen du programme « *eLog* », contient des options, pour éditer et manipuler des logs.

2) *GeoView*, travaille aussi comme une plate forme permettant le lancement des autres softs *HUMPSON-RUSSELL*, comme celui de *STRATA*, *eLog*, et *EMERGE*...etc. (Fig. V.1). Quand ces programmes sont lancés à partir de *GeoView*, ils se connectent automatiquement à sa base de données, ce qui leurs permet d'accéder directement aux logs s'y trouvant.

Les programmes *STRATA* et *EMERGE* seront présentés en détail à la suite de ce travail.

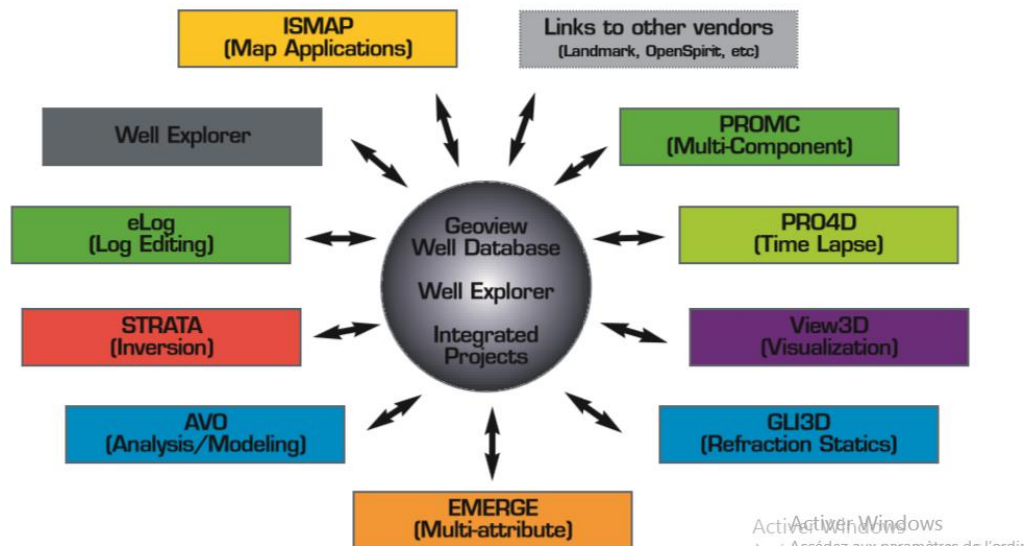


Figure V.1: Le package *GeoView*
image tirée de [Hampson, D ; Russell, B. 2007]

V. 1 Pré-conditionnement des données sismiques

V. 1.1 Données fournies :

Les données fournies sont des CDP Gather (PSTM) et des vitesses RMS du programme 3D HEK, d'un volume global de 300 Km². Les fichiers de ces données en format SEG Y ont été chargés dans le logiciel Hampson & Russel.

Dans l'ensemble la qualité de ces données est assez bonne (**fig. V.2**).

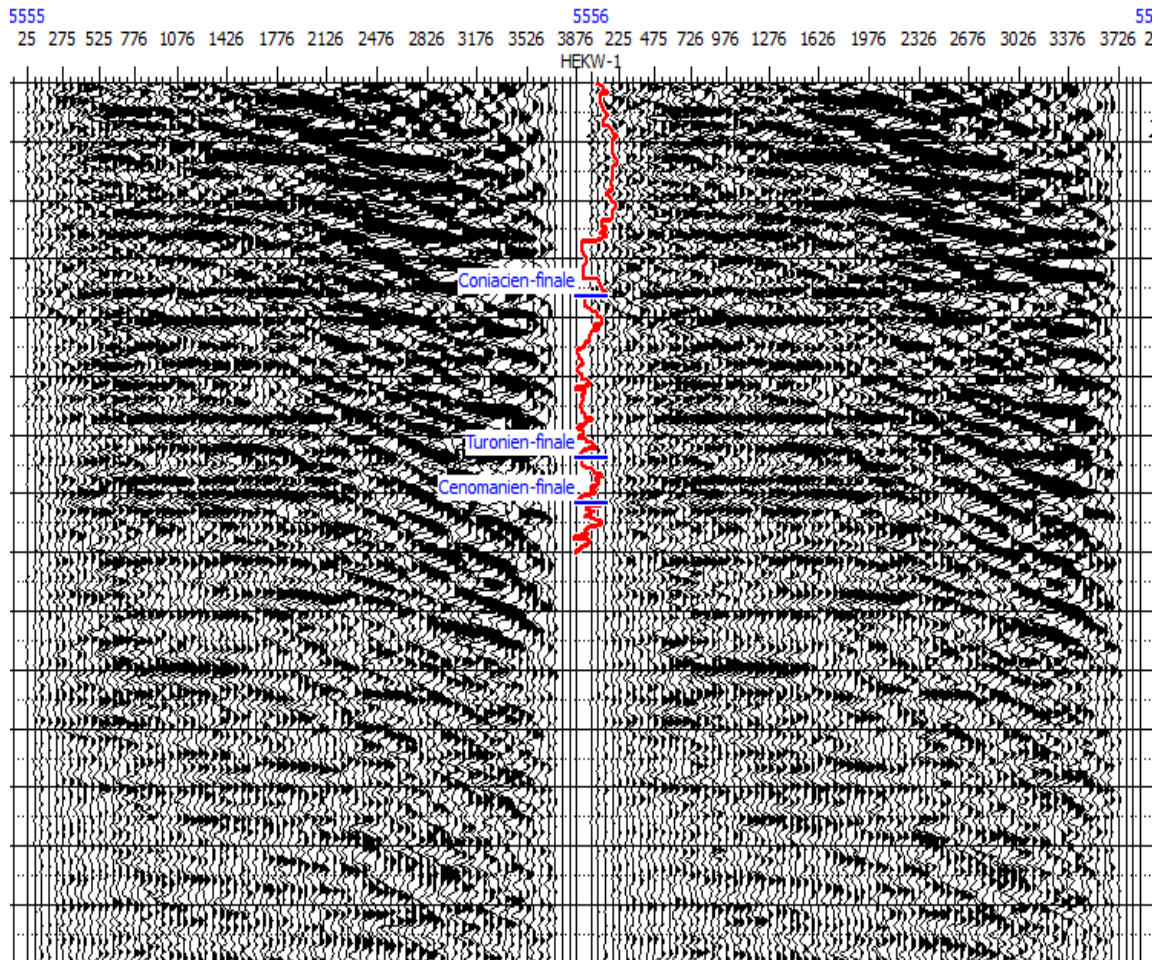


Figure V.2: CMP Gather contaminés par les Multiples.

Afin d'affiner la qualité de ces données, nous avons procédé à l'application des traitements suivants :

- ✓ Filtre radon : Pour atténuer les multiples et les bruits aléatoires.
- ✓ Corrections statiques résiduelles : Pour corriger les résidus des corrections statique et dynamique.
- ✓ Super Gather : Pour atténuer les résidus des bruits cohérents et améliorer le rapport Signal/Bruit.

a. Filtre Radon :

Un filtre Radon pour l'atténuation des multiples et des bruits a été appliqué (**fig V.3**). Les paramètres optimums utilisés sont :

- *Delta-T min (ms) : -10.*
- *Delta-T max (ms) : 80.*
- *Nombre de courbes : 100.*
- *Cut off multiples (ms) : 30.*

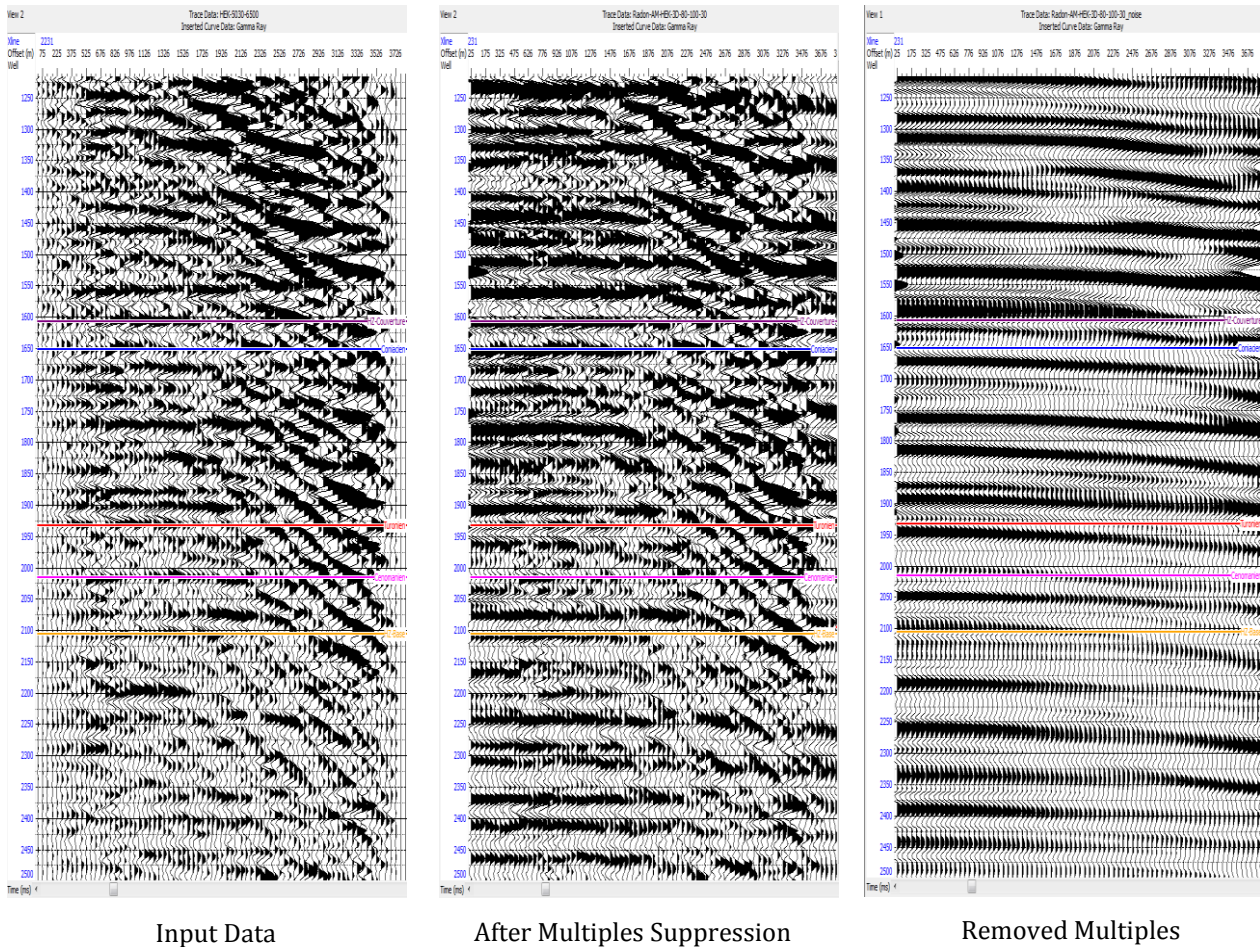


Figure V.3: CMP Gather après application du filtre Radon

b. Corrections statiques résiduelles :

- Une correction statique résiduelle à temps variant a été appliquée afin de corriger les décalages résiduels issus des résidus de NMO et mieux aligner les événements réfléchis (**fig. V.4**).

Les parameters optimums: *1-Analysis window: 1200 ms.*

2- Shift = 4 ms.

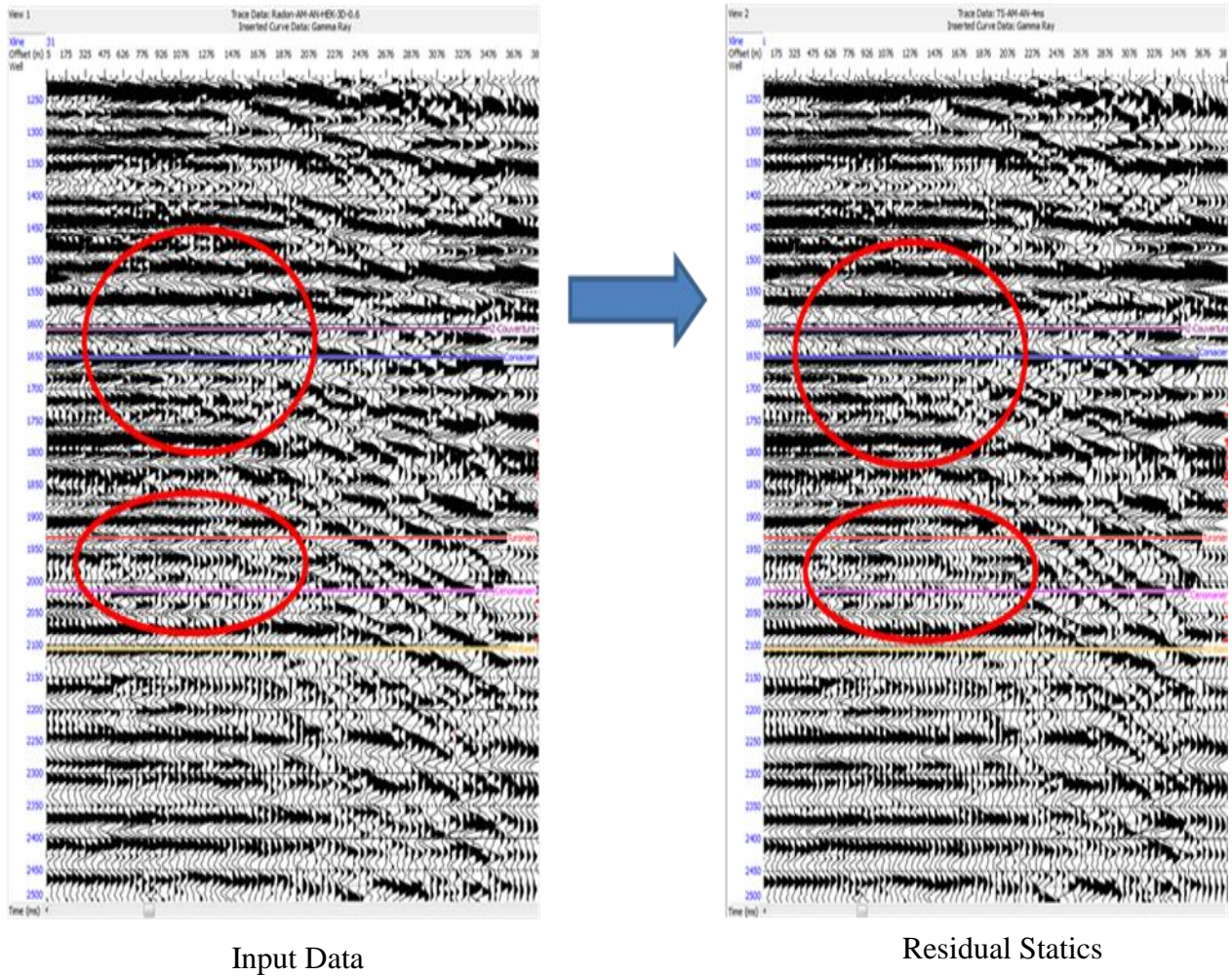


Figure V.4: CMP Gather après application des Résiduelle

c. Super Gather

Le CDP Gather est un processus d'addition dans un rayon définis permettant l'atténuation des bruits cohérent ainsi que les résidus des événements multiples et par conséquent, améliorer le rapport Signal/Bruit ((fig. V.5).

Les paramètres optimums :

1-(Xilne, Inline): (5,5)

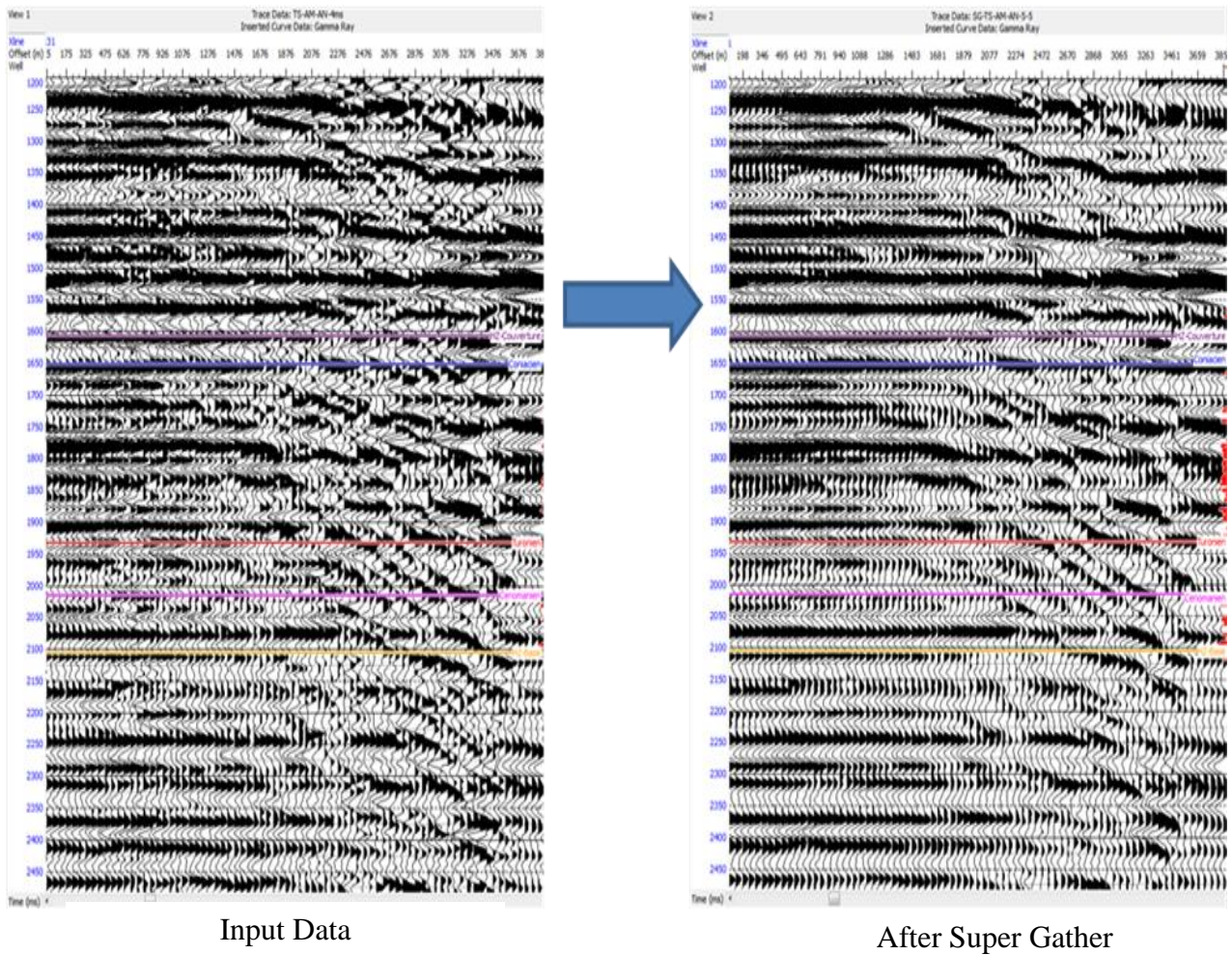


Figure V.5: CMP Gather après le Super Gather.

V.2 Préparation des données de puits

V.2.1 Objectif pétrolier de la région

Le but de cette étude est la réalisation d'une inversion pré-stack en vue d'une éventuelle implantation de puits de forage dans la région HEK. Les objectifs pétroliers sont les suivants : Coniacien, Turonien et le Cénomanién

V.2.2 Logs fournis par le client

✓ **Puits HCZ-1 et HEK-1** : Les logs disponibles sont : Gamma Ray, Résistivité, P-wave, Densité, Neutron Porosité, check- shot et le shear-wave.

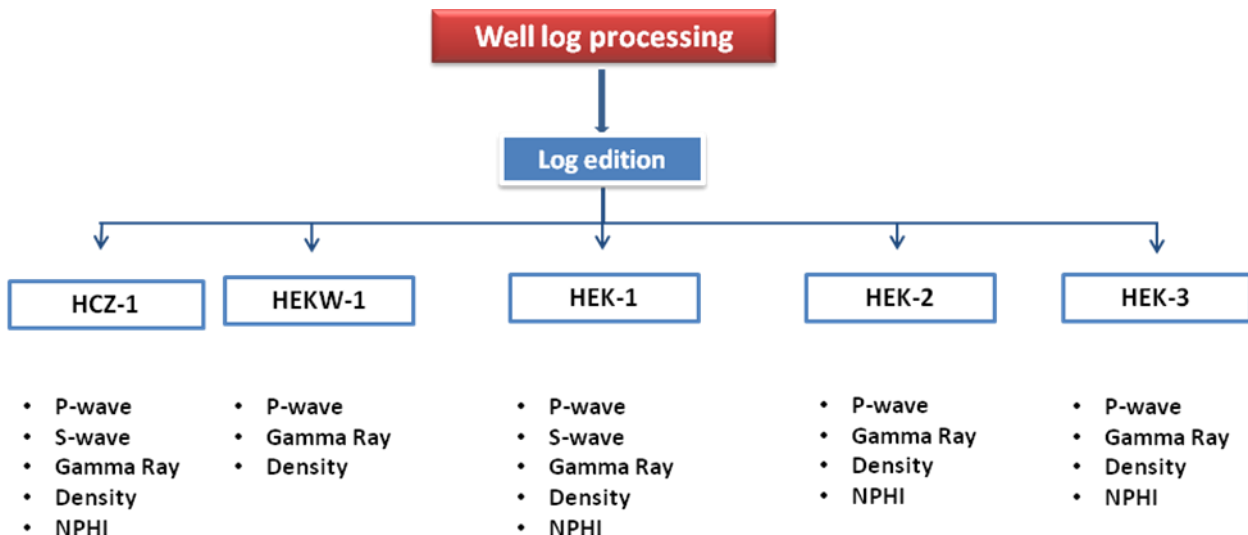
✓ **Puits HEK-2, KEK-3 et le HEKW-1** :

Les logs disponibles sont : Caliper, Résistivité, Gamma Ray, P-wave, et densité.

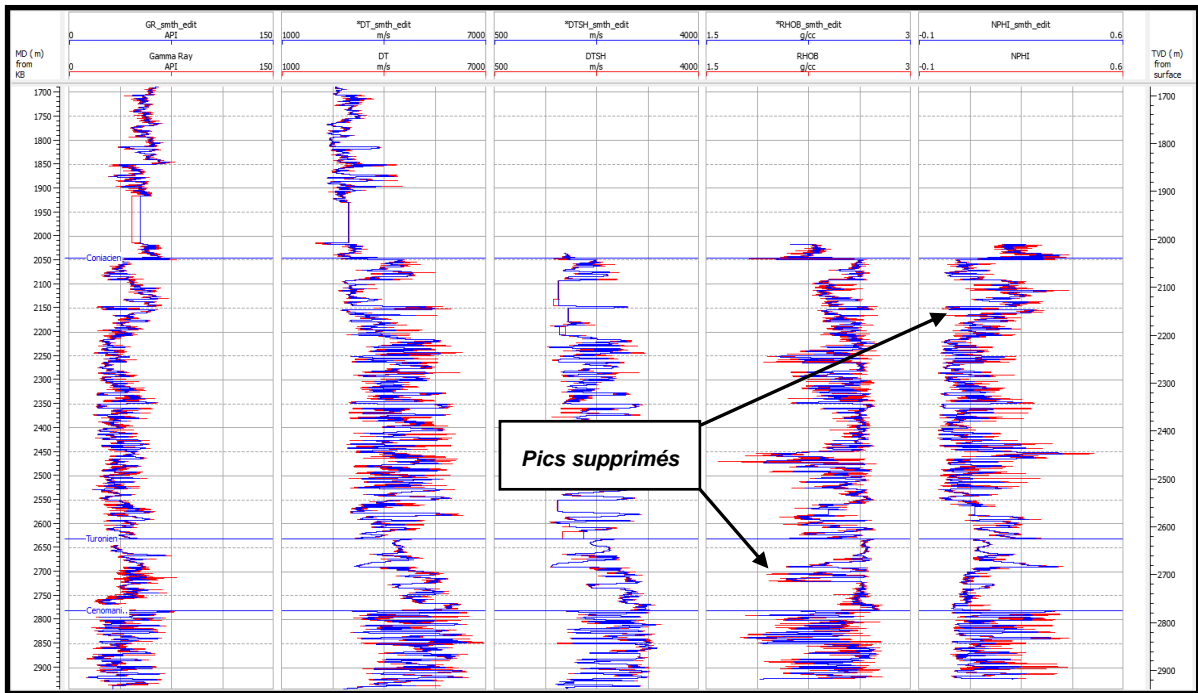
V.2.3 Edition des logs : L'édition

Des logs sont basés sur les étapes suivantes:

- Fusionner « Merger » les différents « runs » des logs pour vérifier leur fiabilité et supprimer des pics aberrants.
- Appliquer un filtre médian pour le lissage des courbes tout en conservant les événements figurant sur les différents logs (Gamma Ray, P-wave et la densité).

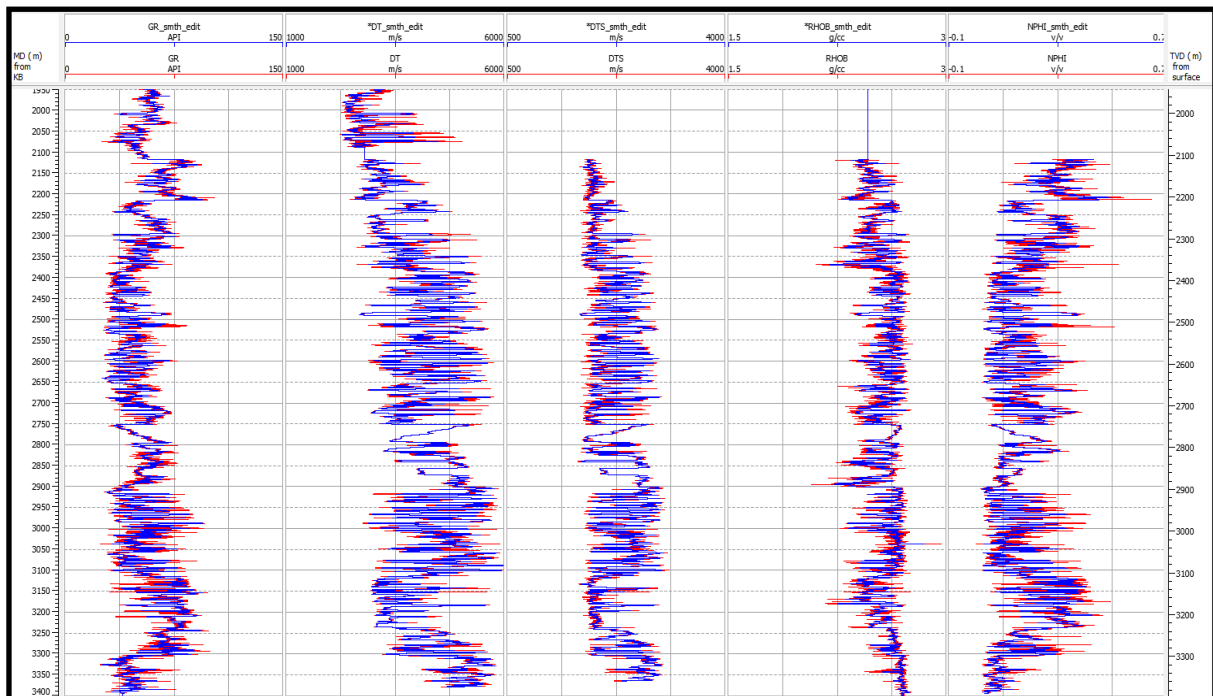


• Puits -HCZ-1 et puits HEK-1



■ GR Originale ■ DT Originale ■ DTS Originale ■ Densité Originale ■ NPH Originale
■ GR smoother ■ DT smoother ■ DTS smoother ■ Densité smoother ■ NPH smoother

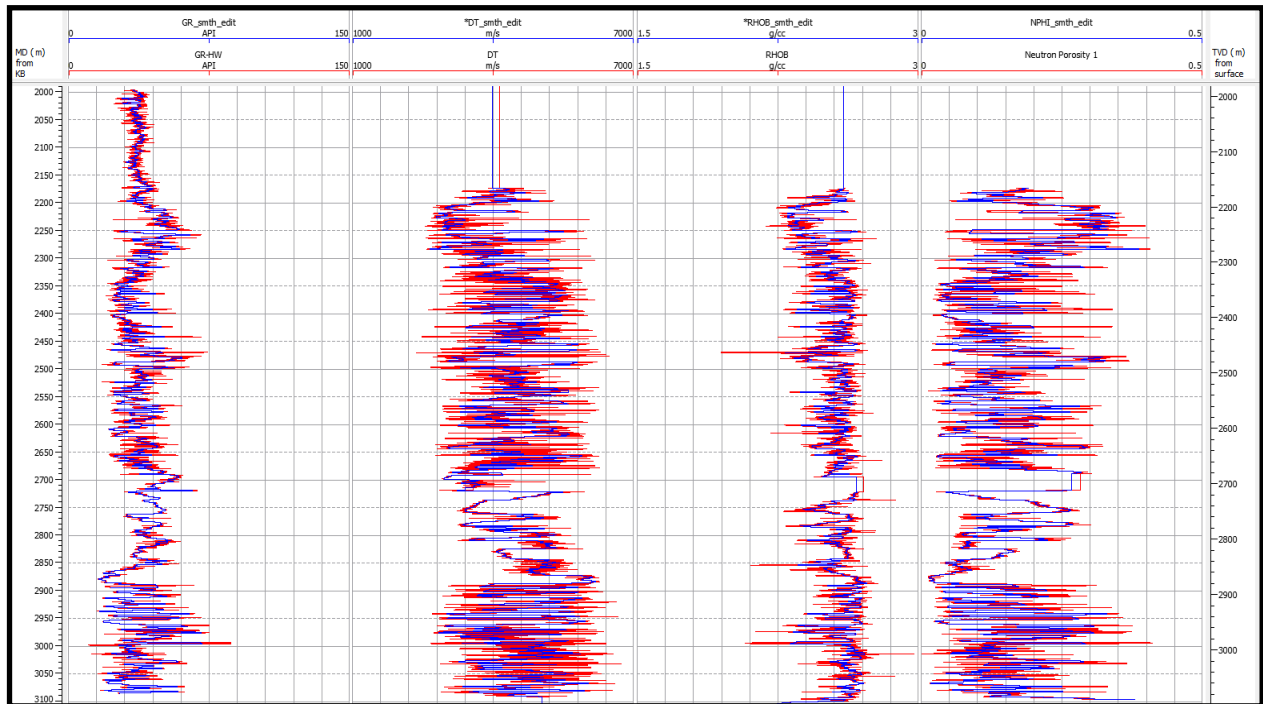
Figure V.6 : Edition des logs pour le puits HCZ-1.



■ GR Originale ■ DT Originale ■ DTS Originale ■ Densité Originale ■ NPH Originale
■ GR smoother ■ DT smoother ■ DTS smoother ■ Densité Originale ■ NPH smoother

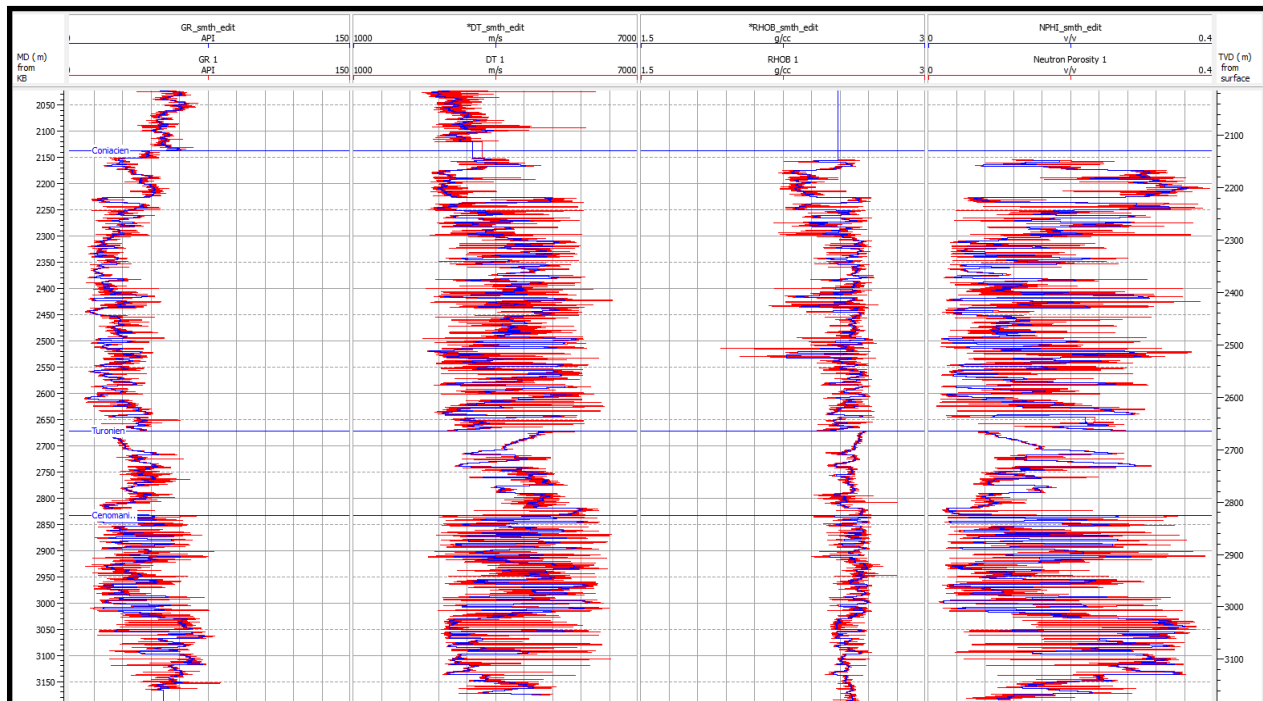
Figure V.7 : Edition des logs pour le puits HEK-1.

Puits HEK-2 et Puits HEK-3



■ GR Originele ■ DT Originele ■ Densité Originele ■ NPH Originele
■ GR smoother ■ DT smoother ■ Densité smoother ■ NPH smoother

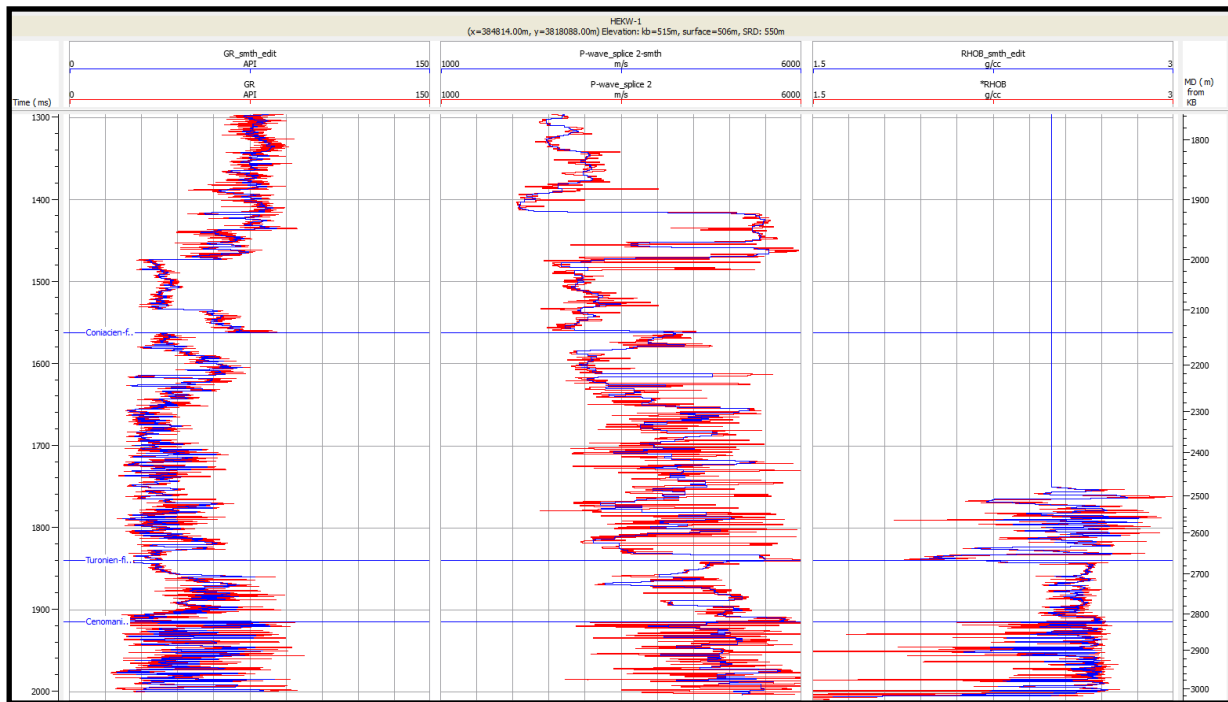
Figure V.8 : Edition des logs pour le puits HEK-2.



■ GR Originele ■ DT Originele ■ Densité Originele ■ NPH Originele
■ GR smoother ■ DT smoother ■ Densité smoother ■ NPH smoother

Figure V.9 : Edition des logs pour le puits HEK-3.

• Puits HEKW-1



■ GR Originale
■ GR smoother

■ DT Originale
■ DT smoother

■ Densité Originale
■ Densité smoother

Figure V.9 : Edition des logs pour le puits HEKW-1.

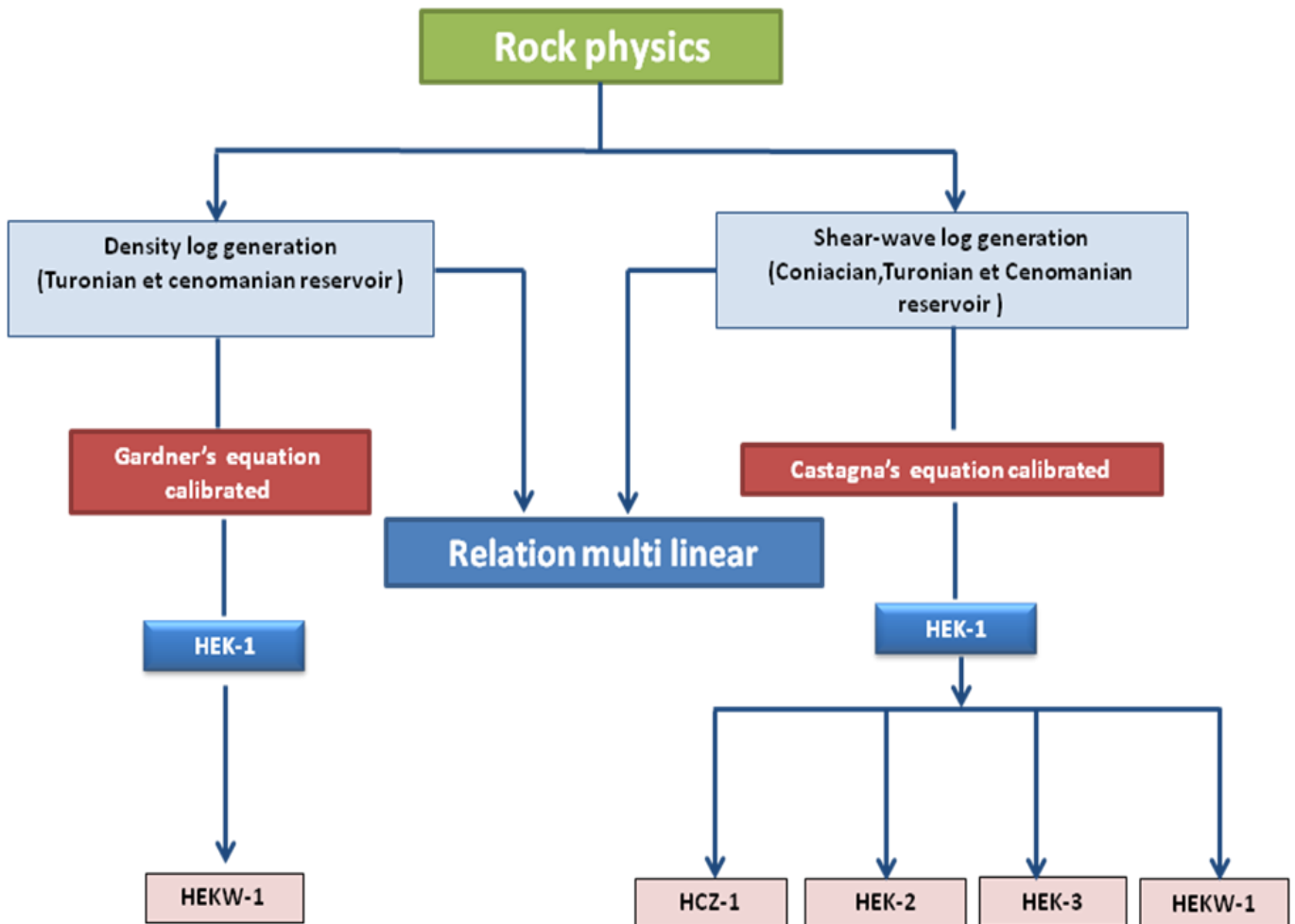
V. 2.4. Physiques des roches.

L'inversion stratigraphique nécessite la présence des enregistrements diagraphiques (V_p , V_s , ρ) sur toute la hauteur du réservoir. En l'absence d'enregistrements (de mesures), ces logs ont été, donc générés.

Le log **shear-wave** a été généré à partir de l'équation de Castagna ($V_s = a * V_p + b$).

Le log **densité** a été généré à partir de l'équation de Gardner : $RHOB = a * V_p^b$.

Organigramme de Rock physiques



V.2.4.1 L'équation de Castagna avec des paramètres calibrés

Afin de déterminer les coefficients *a* et *b* de l'équation de Castagna, on a procédé respectivement à des tests sur les réservoirs Coniacien, Turonien et Cénomaniens au niveau de puits HEK-1.

La détermination des coefficients s'opère de la manière suivante :

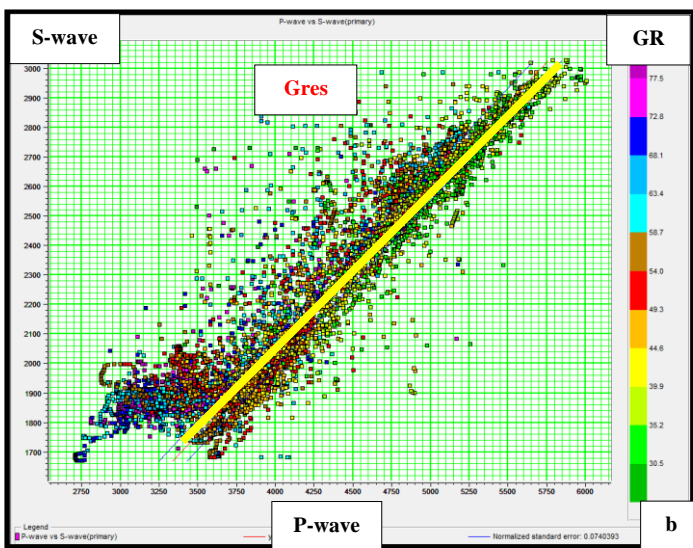
- Etablir un Cross plot V_p versus V_s sur le puits.
- Définir les deux différentes équations de la forme $V_s = a \cdot V_p + b$ (pour les calcaires et les argiles) avec un Cut off $V_{sh} = 40\%$.
- Comparer le log estimé avec le log initial (analyse Cross plot et comparaison des courbes).
- Détermination des paramètres *a* et *b* qui permet de générer les logs S_{wave} pour les réservoirs Coniacien, Turonien et Cénomaniens dans les puits HCZ-1, HEK-2, HEK-3 et HEKW-1.

Puits HEK-1

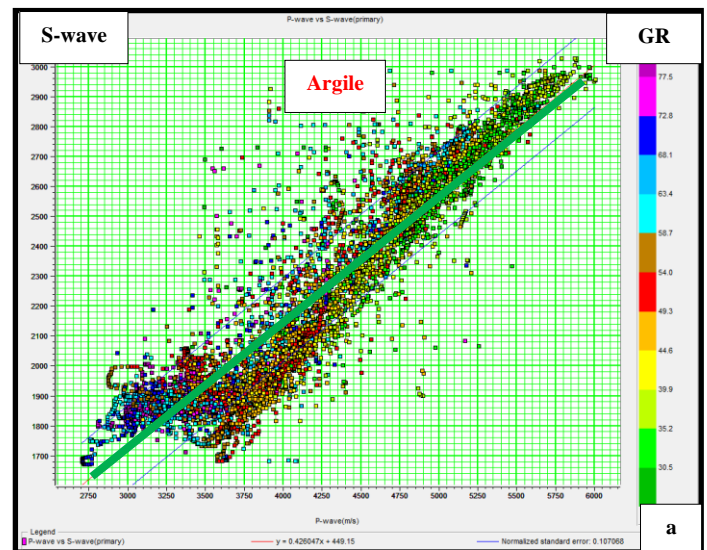
On observe sur la figure V.8 une bonne discrimination entre les Limestone et les argiles permettant de définir deux relations linéaires.

Calcaire : $V_s = 0.56 V_p - 205.16$ (V.1)

Argile : $V_s = 0.426047 V_p + 449.15$ (V.2)

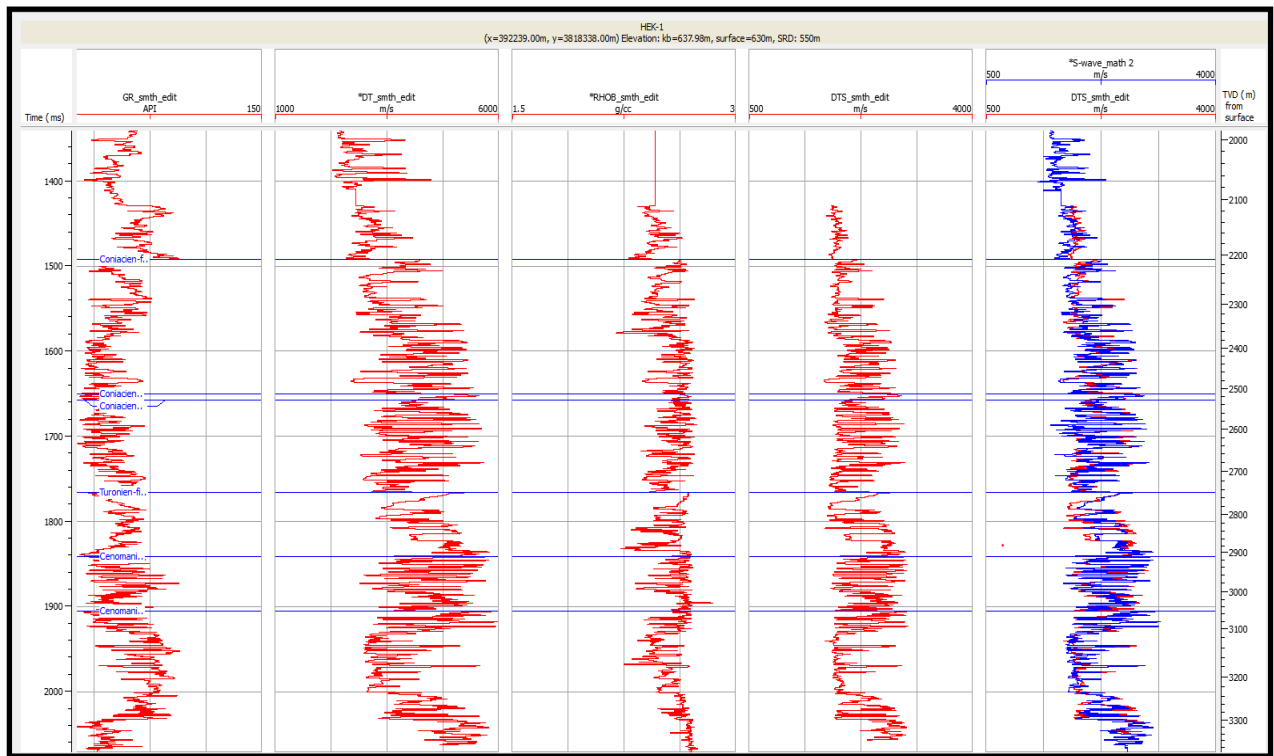


V_p vs V_s (mesuré)



V_p vs V_s (mesuré)

Figure V.8: Crossplot (a et b) $V_p - V_s$ du puits HEK-1



GR Original DT Original DTS Original DTS Original DTS générer

Figure V.9: log V_s généré comparé au log original du puits HEK-1

La comparaison entre le log généré et le log original montre une bonne corrélation (fig.V.9)

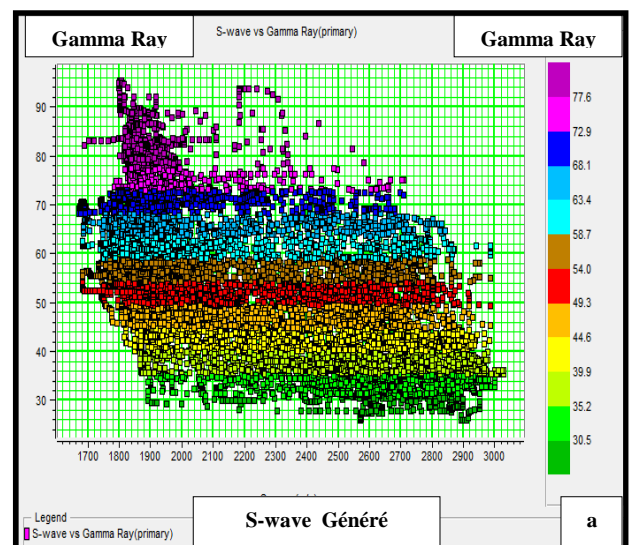
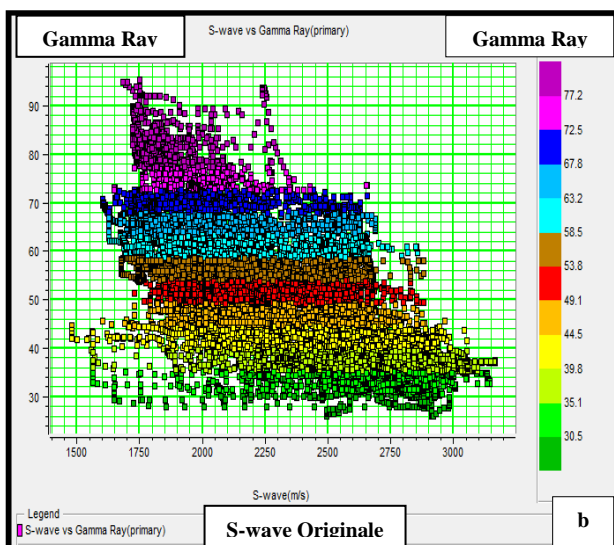


Figure V.10 : Cross plot de log (a,b): V_s généré versus log original du puits HEK-1

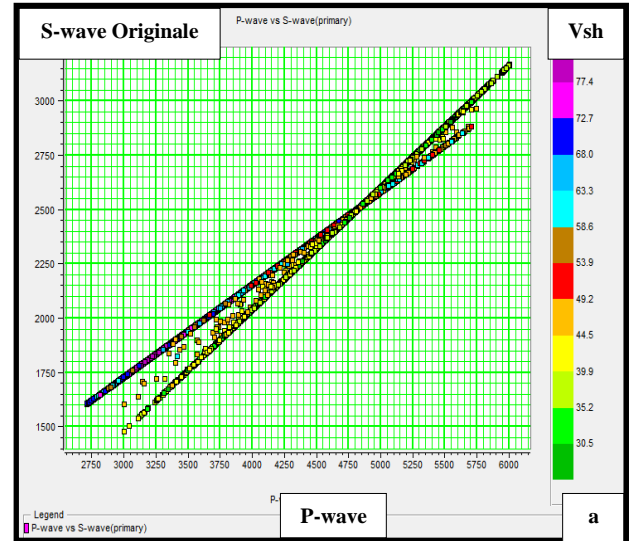
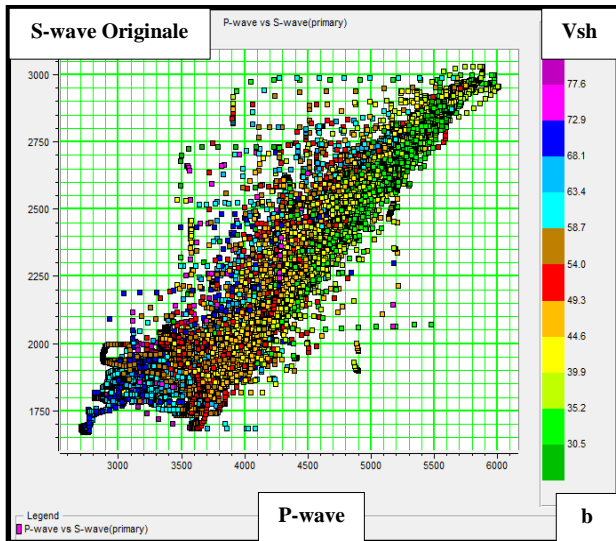


Figure V.11 : Crossplots des logs: a) $\log V_p$ vs. $\log V_s$ généré ; b) original du puits HEK-1

Lorsqu'on réalise deux Cross plots l'un avec le Gamma ray versus V_s . original et l'autre avec le gamma ray versus V_s généré , on constate la même relation dans le puits HEK-1. Ce qui conforte les résultats obtenus à savoir :

une bonne discrimination entre les limestone et les argiles validant ainsi le processus d'estimation de log vs effectué pour les puits HCZ-1 , HEK-2 ,HEK-3 et HEKW-1 (fig.V.11).

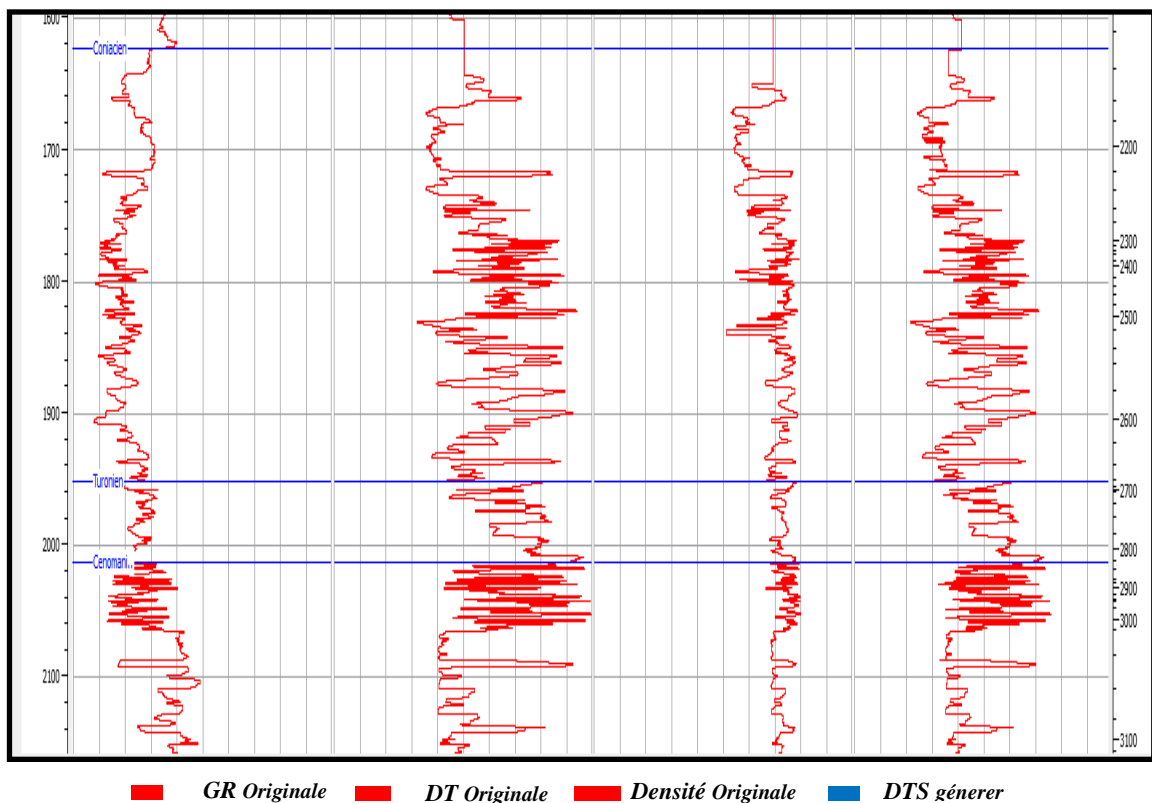


Figure V.12 : $\log V_s$ généré du puits HEK-3

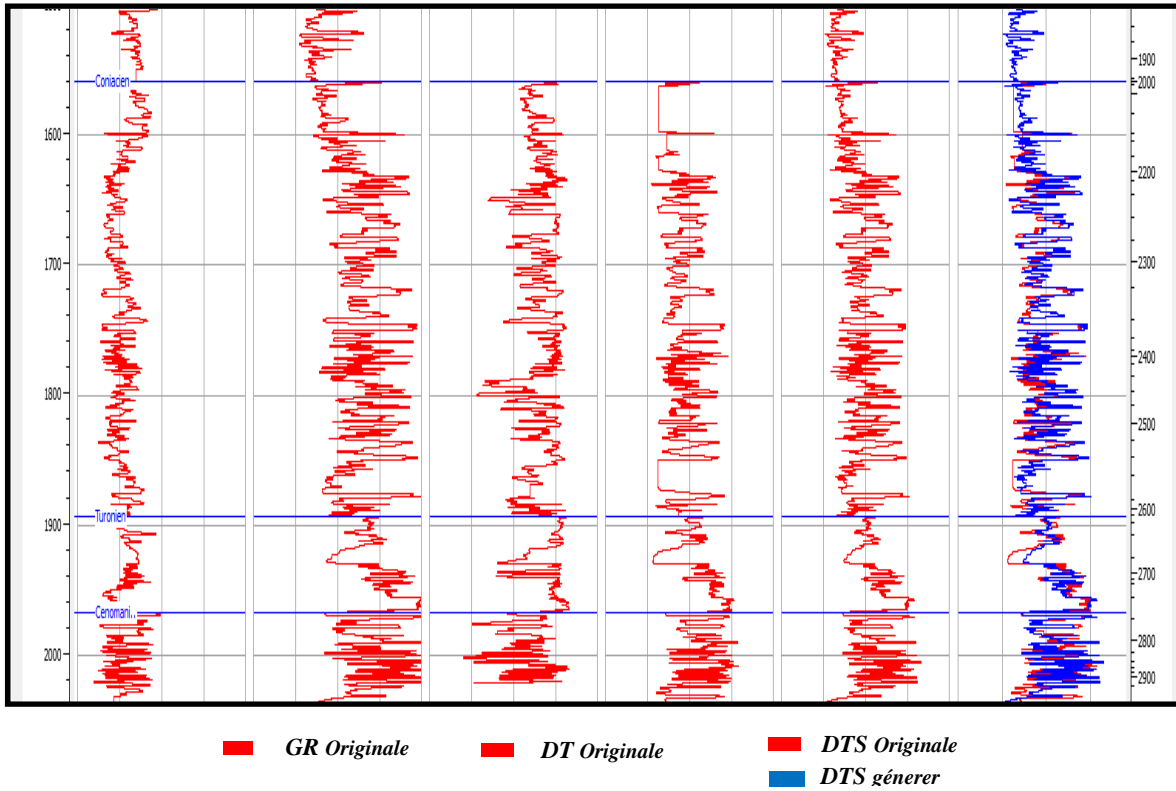


Figure V.13 : log V_s générér du puits HCZ-1

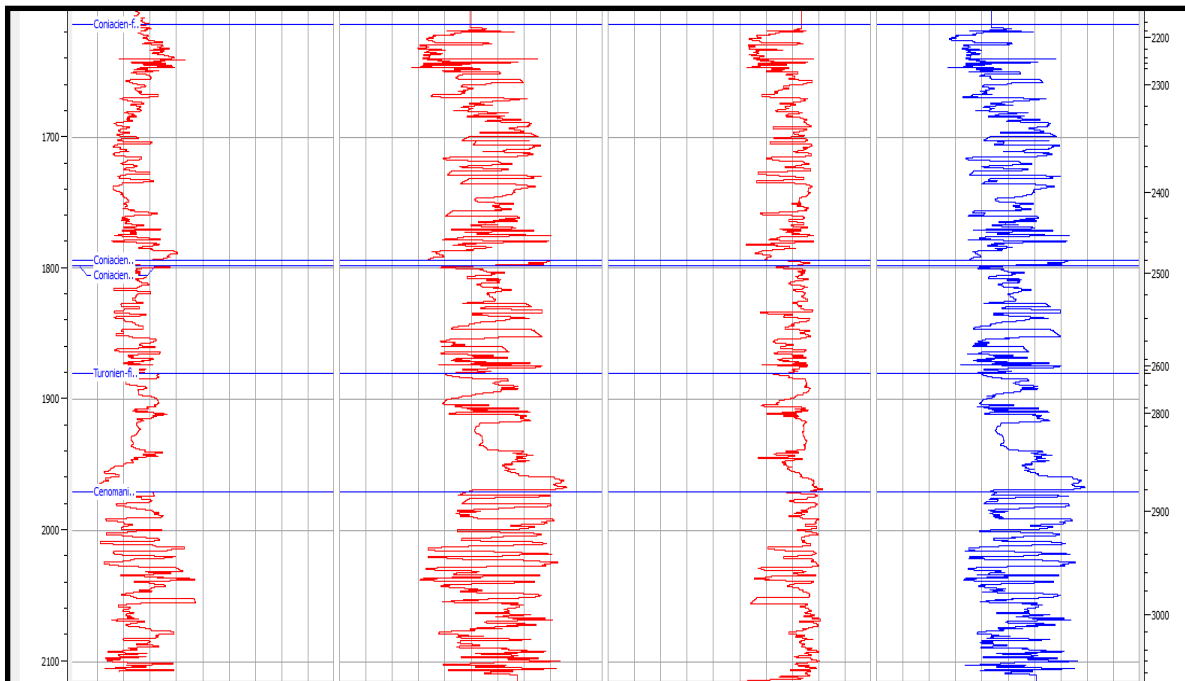


Figure V.14 : log V_s générér du puits HEK-2

■ GR Originale ■ DT Originale ■ DTS generer

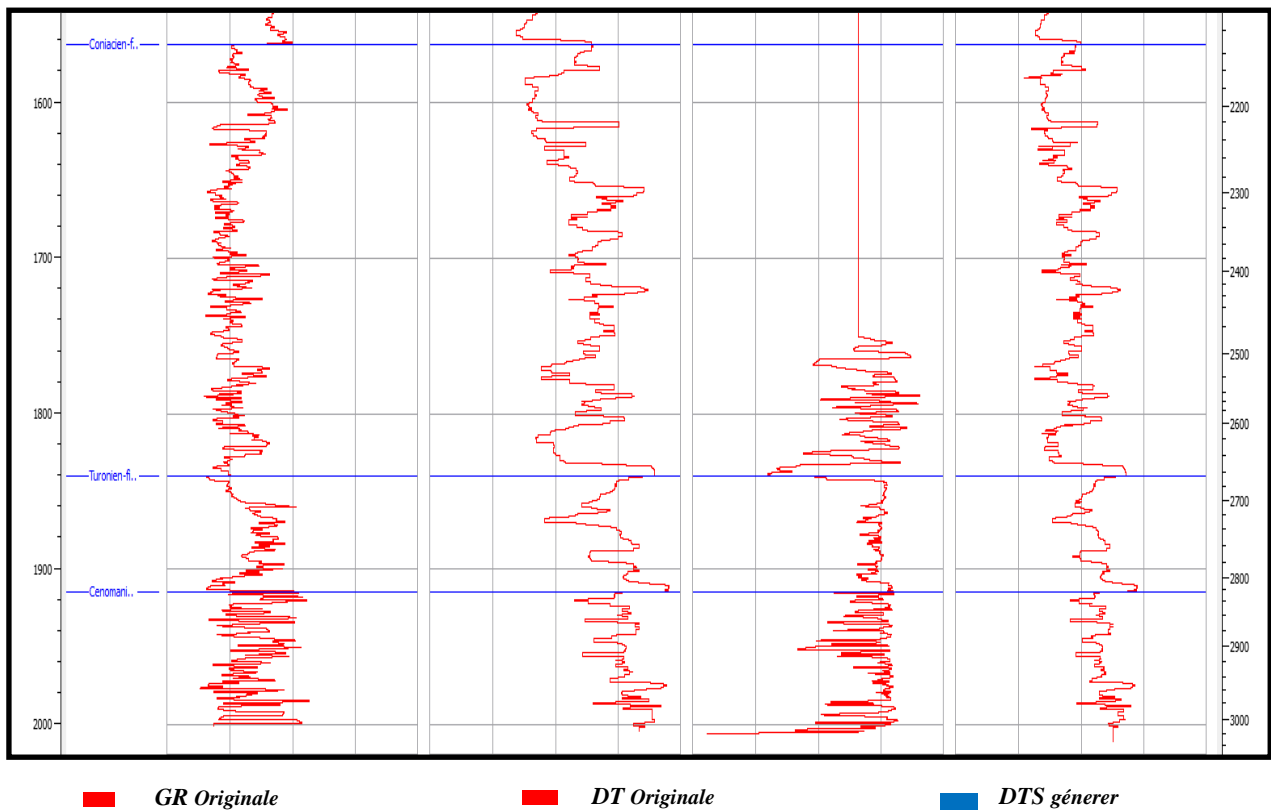


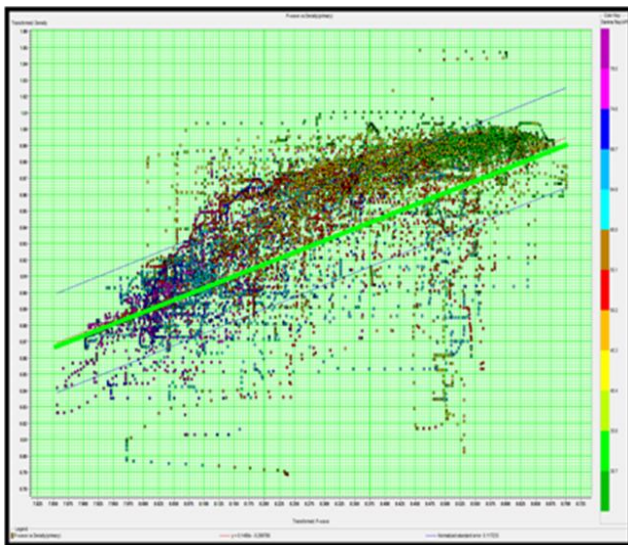
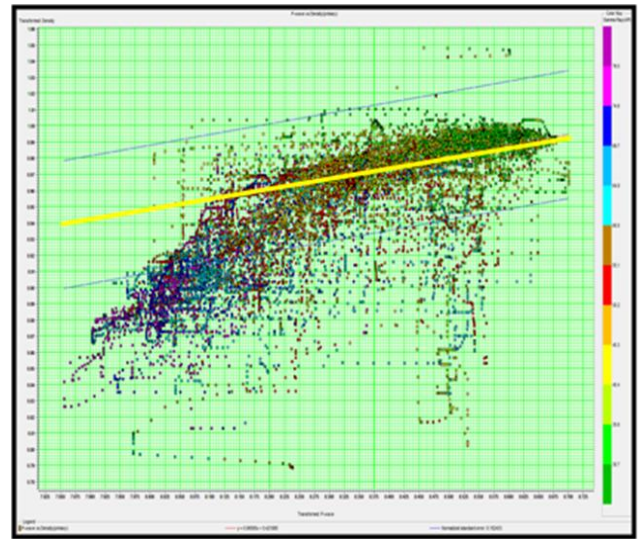
Figure V.15 : $\log V_s$ générér du puits HEKW-1

V.2.4.2 L'équation de Gardner avec des paramètres calibrés

La relation de Gardner :

$$\rho = 0.23 V_p^{0.28} \quad (V.3)$$

On observe sur la figure V.2.7 une bonne discrimination entre les limestone et les argiles permettant de définir deux relations linéaires.



V_p vs ρ (mesuré)

V_p vs ρ (mesuré)

(a, b) Calibri dans Coniacian, Turonien, et Cenomanian reservoir:

$$\rho = 1.52 V_p^{0.065} \quad \text{Limestone}$$

$$\rho = 0.74 V_p^{0.1489} \quad \text{Shale}$$

Figure V.16 : Crossplot V_p vs ρ du puits HEK-1

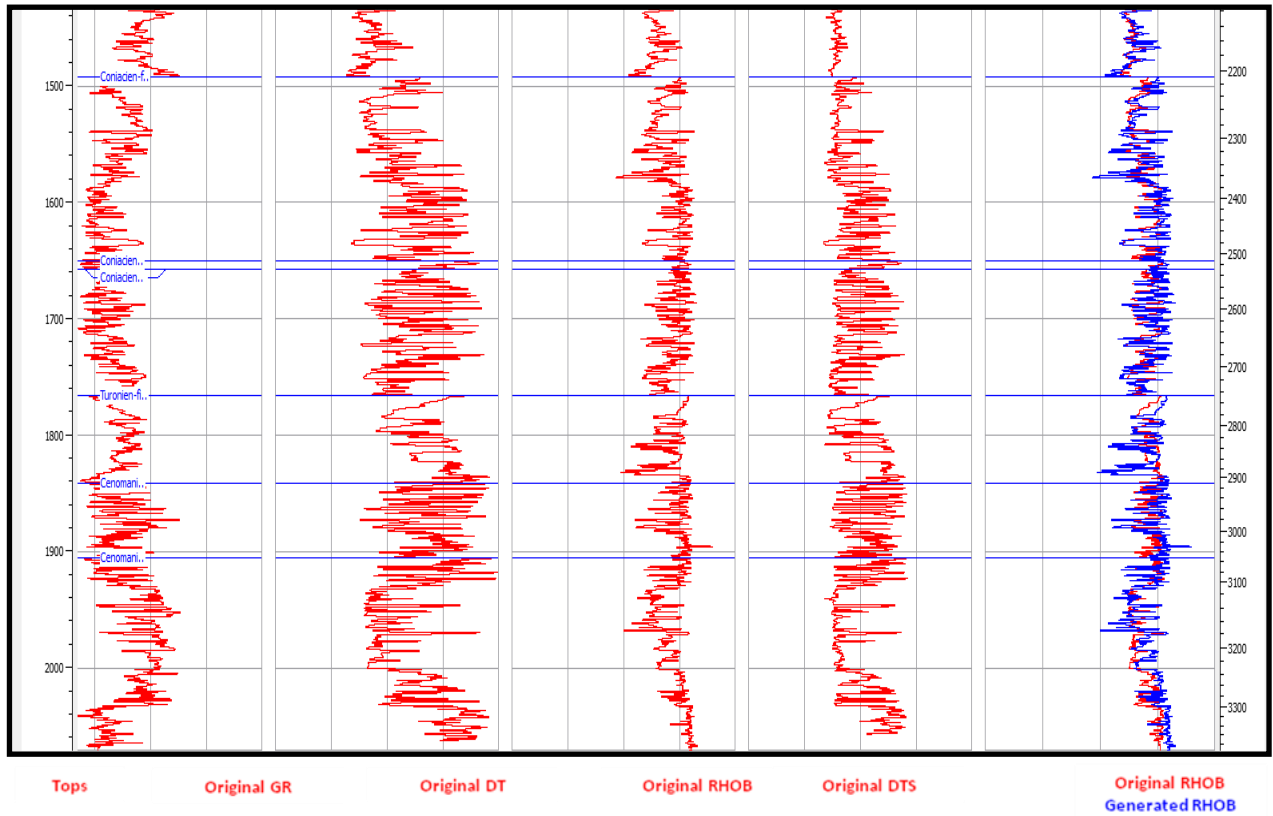


Figure V.17 : log RHOB générés dans le puits HEK-1

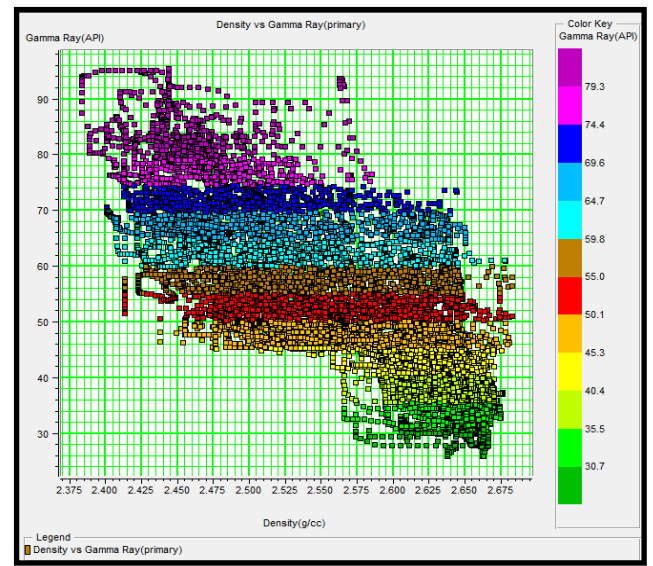
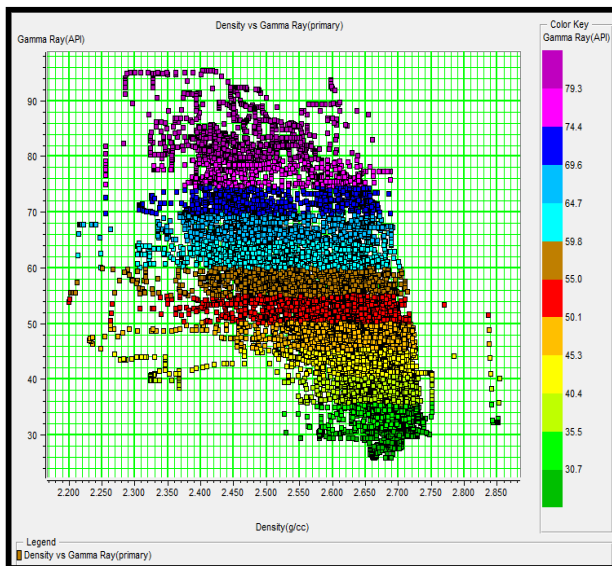


Figure V.18: Cross plot de log ρ généré, vs GR original dans le puits HEK-1

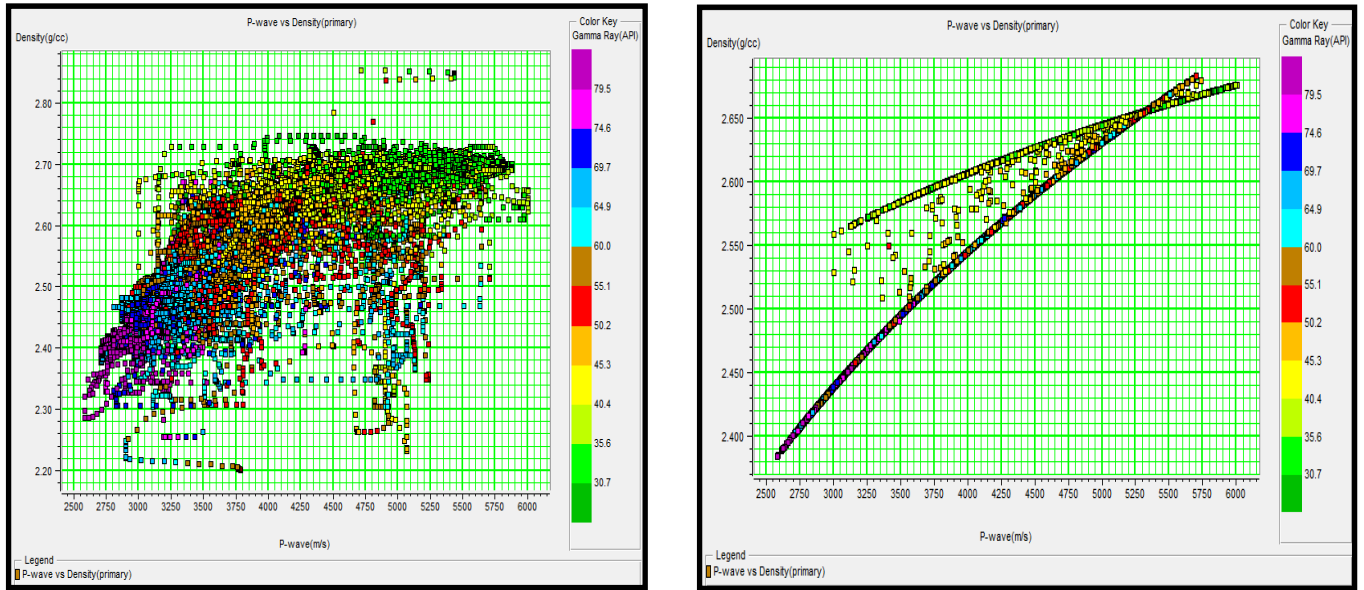


Figure V.19 : Crossplot V_p , vs. ρ généré dans le puits HEK-1

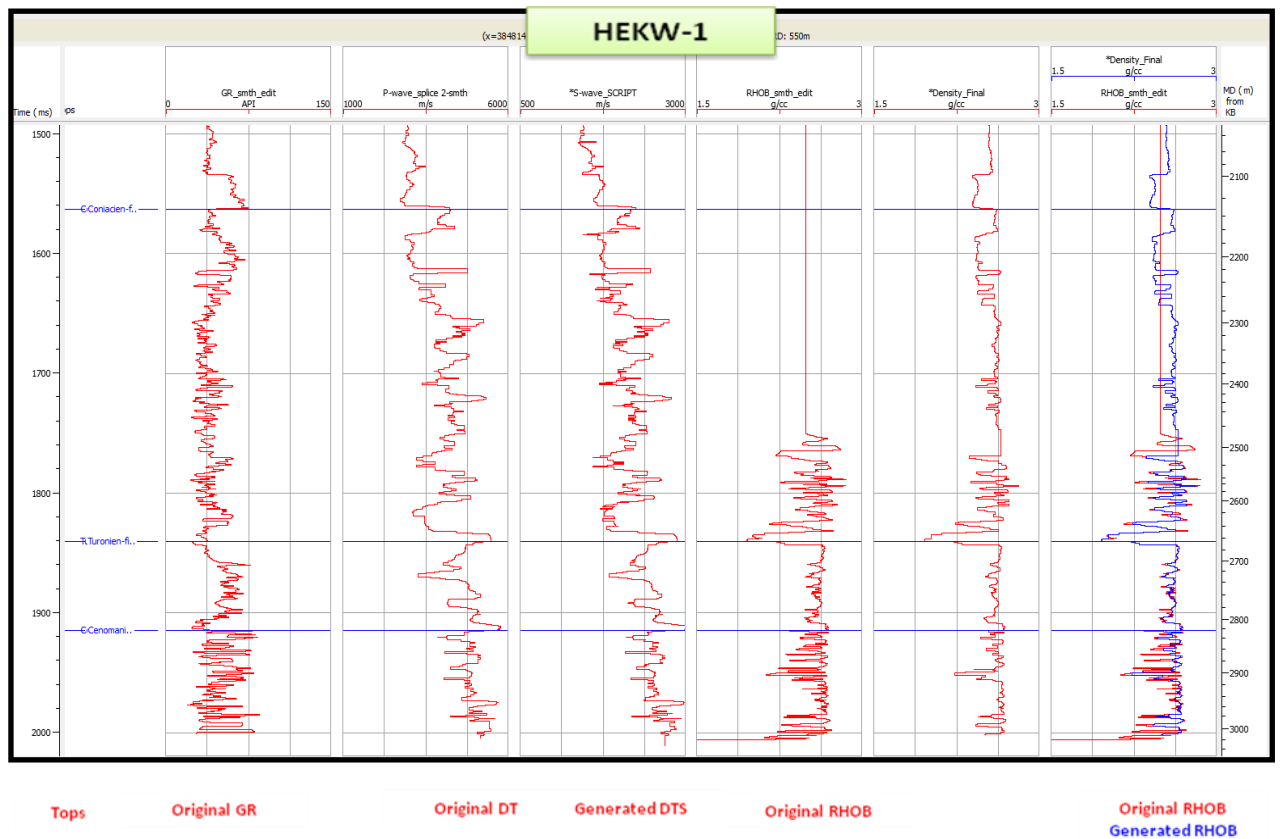


Figure V.20 : log RHOB généré du puits HEKW-1

V.3 Interprétation Structurale

Le but de l'interprétation sismique est de définir le modèle structural de l'étude à partir du volume sismique et des données de puits. Cette tâche a été effectuée sur une station de travail sous la plateforme Geoframe.

Pour la cartographie des niveaux objectifs, cinq horizons sismique ont été suivis et corrélés à savoir :

- *La couverture de coniacien.*
- *Le coniacien.*
- *Le turonien.*
- *Le cénomanien.*
- *la base de cénomanien.*

Les cartes en isochrones des horizons interprétés

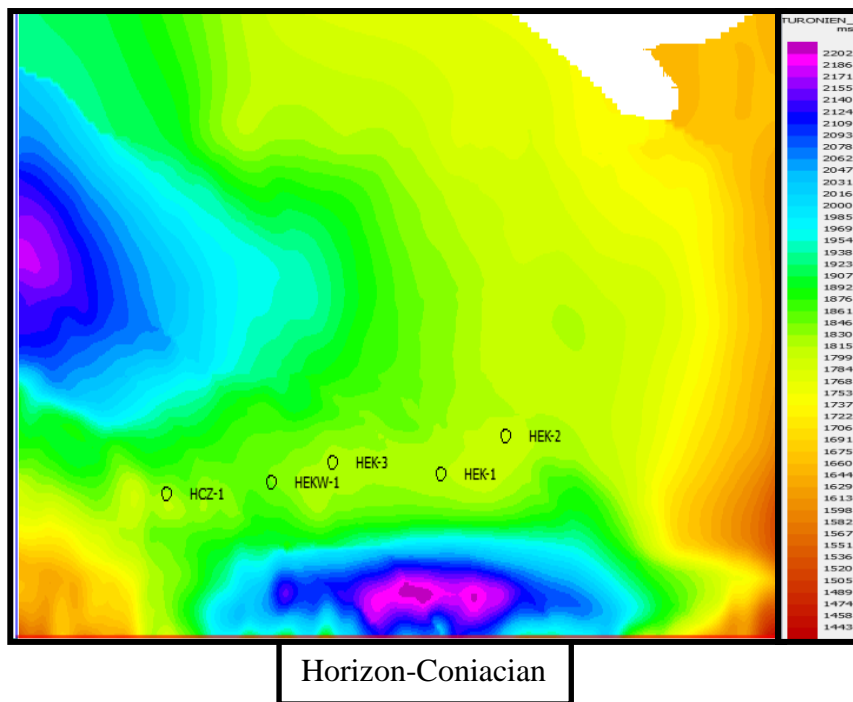


Figure V.21 : Carte en isochrone de l'horizon Coniacian

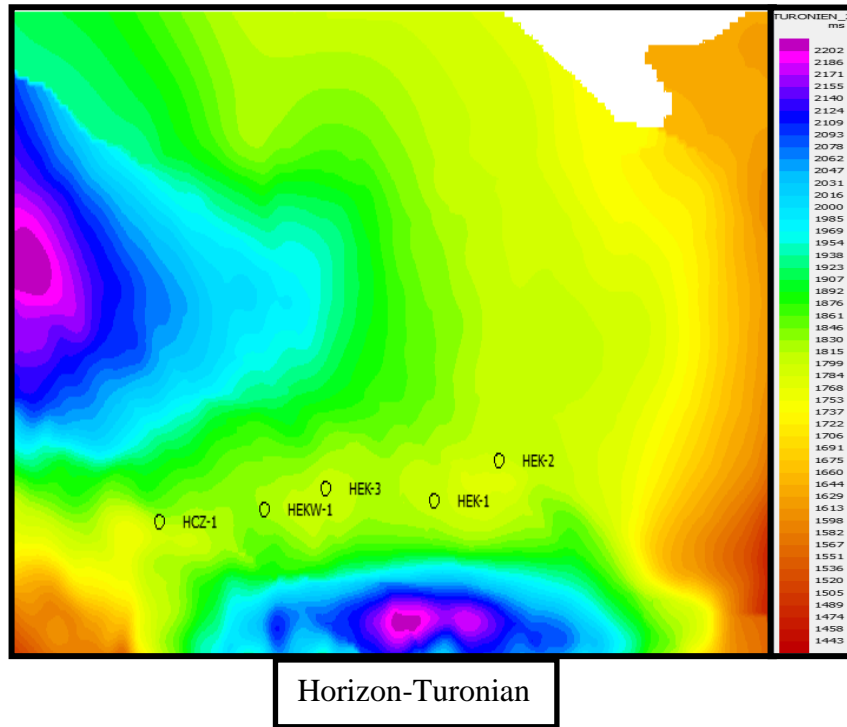


Figure V.21 : Carte en isochrone de l'horizon Turonian

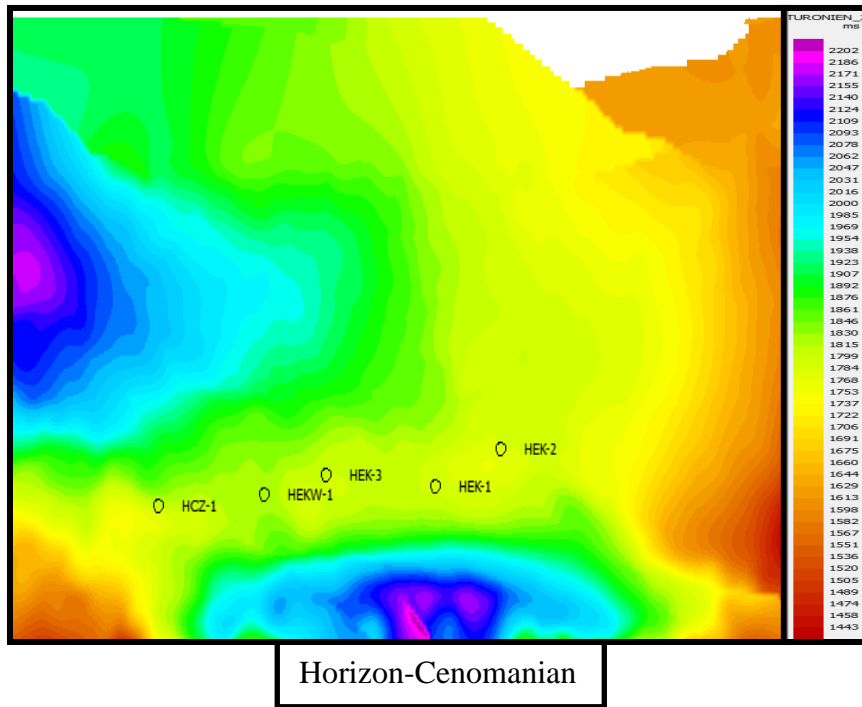


Figure V.22 : Carte en isochrone de l'horizon Cenomanian

V.4 Inversion Pré-stack (Simultanées Inversion)

L'inversion pré-stack a pour but de transformer les amplitudes des données sismiques avant sommation (offset ou angle gather) pour extraire : l'impédance acoustique (Z_p), l'impédance d'onde de cisaillement (Z_s) et la densité (ρ). Elle est aussi appelée inversion *simultanée* car l'impédance P et S sont calculés en même temps avec la densité.

L'algorithme de l'inversion Simultanée (H-R STRATA) utilise les équations de Castagna et Gardner.

V.4.1 Rappel Théorique :

Sur la ligne des Argiles (Background trend) P-wave est reliée a :

- S-wave par l'équation de **Castagna** (Castagna et al, 1985).
- La densité par l'équation de **Gardner** (Gardner et al, 1974).

$$V_p = 1.16 V_s + 1360 \quad \text{(Equation de Castagna)} \quad (V.4)$$

$$\rho = 0.23 V^{0.25} \quad \text{(Equation de Gardner)} \quad (V.5)$$

Dans ce cas l'approximation Fatti de l'équation d'Aki-Richard est utilisée pour trouver une relation directe entre les Impédances Z_p , Z_s et la densité ρ :

$$T(\theta) = \hat{C}_1 W(\theta) * DL_p + \hat{C}_2 W(\theta) * D\Delta L_s + C_3 W(\theta) * D\Delta L_D \quad (V.6)$$

(l'Equation de **Fatti**)

Avec :

- $\hat{C}_1 = (1/2) c_1 + (1/2) k c_2 + m c_3$.
- $W(\theta)$ = l'ondelette à l'angle θ .
- D = l'opérateur de dérivation.
- $L_p = \ln(Z_p)$.

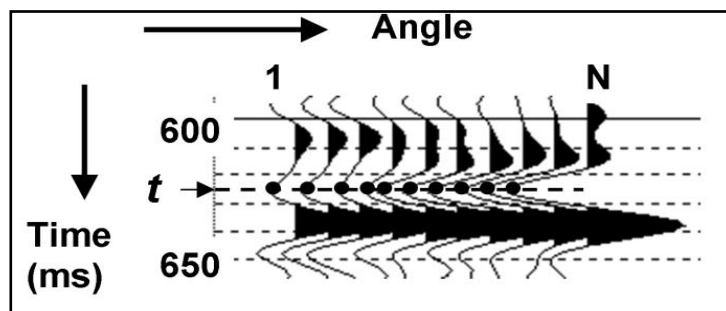


Figure V.23: Equation de Fatti. Variation de l'amplitude en fonction de l'angle θ

Finalement les valeurs de Z_p , Z_s et densité sont :

$$Z_p = \exp(L_p) \tag{V.7}$$

$$Z_s = \exp(kL_p + k_c + \Delta L_s) \tag{V.8}$$

$$\rho = \exp(mL_p + m_c + \Delta L_D) \tag{V.9}$$

Dans la pratique les paramètres (k , k_c , m et m_c) sont calculés par les logs de tous les puits disponibles dans la région d'étude par régression linéaire (**fig. V.24**)

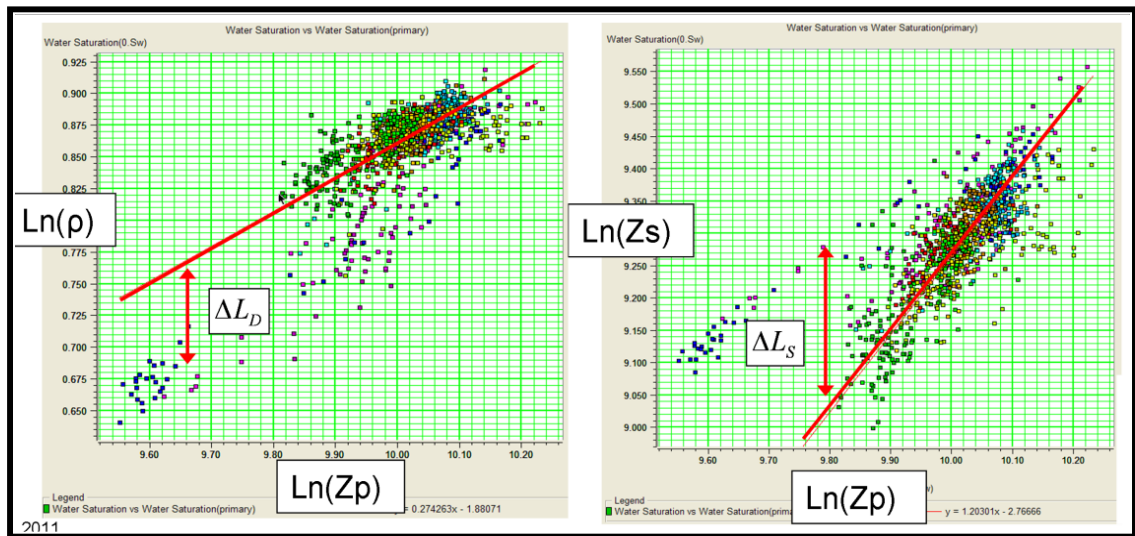


Figure V.24: Cross plot $\ln(Z_p)$ vs. $\ln(Z_s)$

$\ln(Z_p)$ vs $\ln(Z_s)$ (à droite) et $\ln(Z_p)$ vs $\ln(\rho)$ (à gauche) montrent que Z_s et ρ ont une relation linéaire avec Z_p . Les valeurs de ΔL_D et ΔL_S indiquent des déviations en dehors du background trend (ligne rouge) dans le cas de présence du fluide, ceci indique une anomalie.

V.4.2 Les paramètres élastiques (λ , μ , ρ) et le rapport V_p/V_s

LMR (λ , μ , ρ) et le rapport V_p/V_s sont des combinaisons possibles calculées directement par le résultat de l'inversion simultanée.

Tels que :

$$V_p/V_s = Z_p/Z_s \tag{V.10}$$

$$\mu\rho = Z_s^2 \tag{V.11}$$

$$\lambda\rho = Z_p^2 - 2Z_s^2 \tag{V.12}$$

V.4.3 Organigramme de l'inversion simultanée

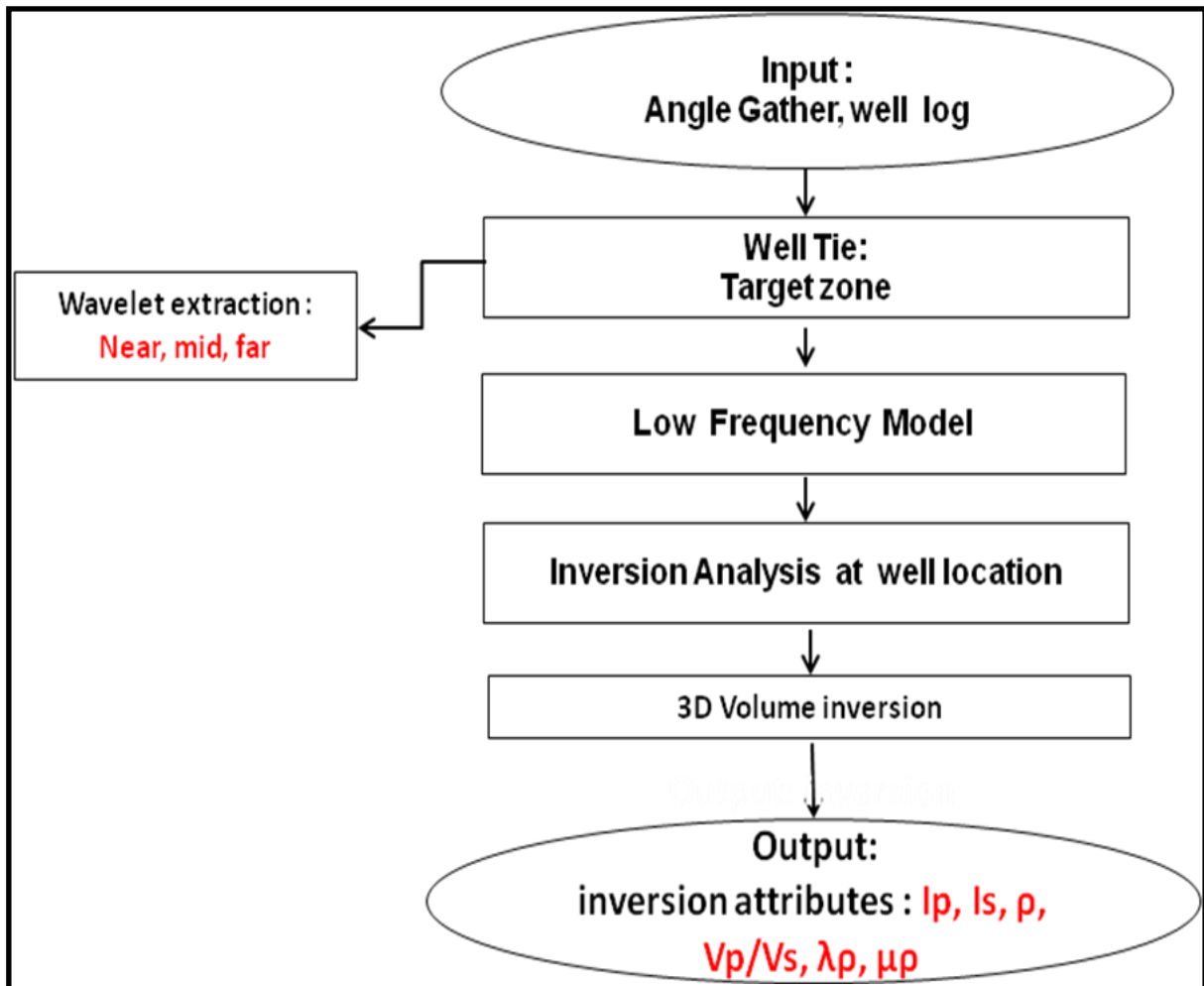


Figure V.25: Organigramme de l'inversion simultanée

V.4.4 Données d'entrée pour l'inversion

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

- Les données de puits : les logs V_p , V_s et ρ ainsi que les Tops des formations.
- Les horizons sismiques interprétés.
- Les données sismiques en CDP Gather.

- **Données sismiques :**

La réalisation d'une inversion pré-stack nécessite la conversion des **CDP Gathers** (Fonction d'offsets) à des **Angles Gather** (fonction de θ).

1. La gamme d'angle validée est de 2° à 38°

Les figures (figV.25) et (figV.26) montrent un meilleur alignement des évènements dans les angles Gather que dans les CDP Gather ainsi qu'une atténuation de bruits.

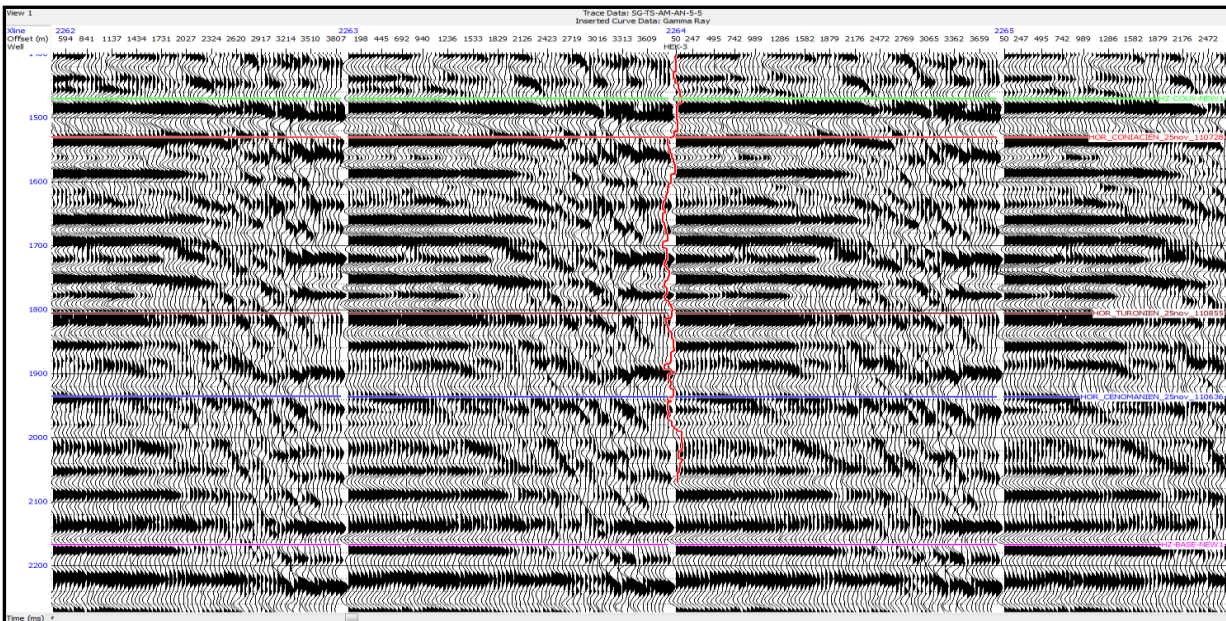


Figure V.25: Super Gather (fonction d'offsets)

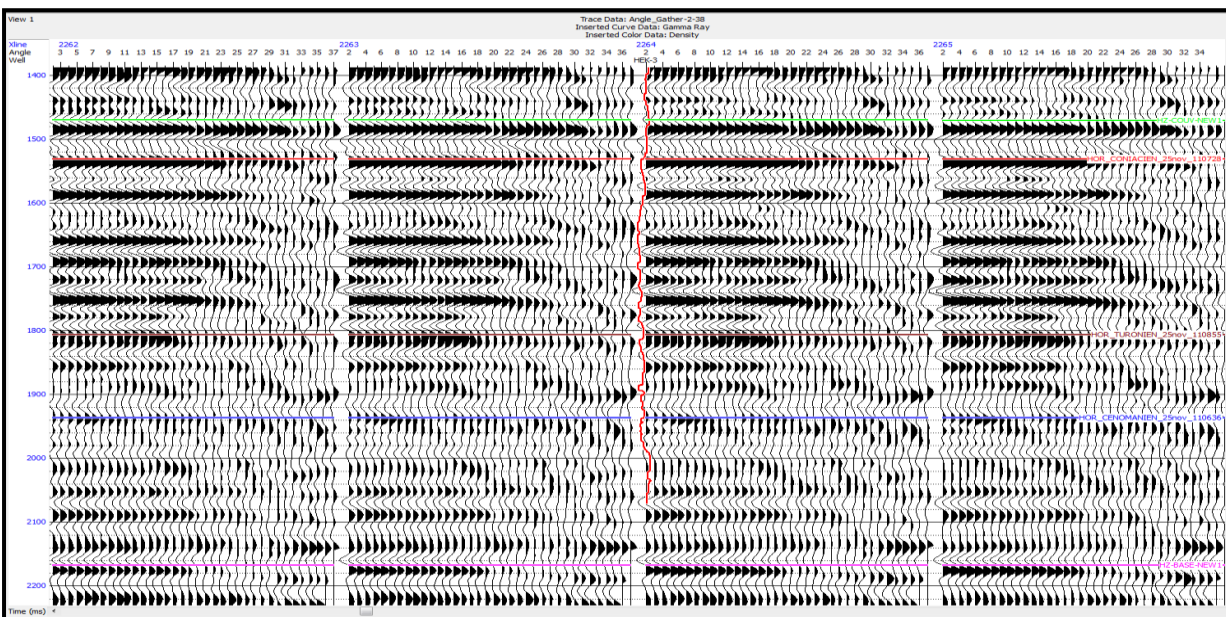


Figure V.26: Angle Gather (fonction d'offsets)

La plage d'angles d'incidence est ensuite divisée en trois gammes pour aboutir à trois angles stacks (fig V.27) :

- 1^{ère} gamme: *near stack* [2° - 14°]
- 2^{ème} gamme: *middle stack* [14° - 26°]
- 3^{ème} gamme : *Far stack* [26° - 38°]

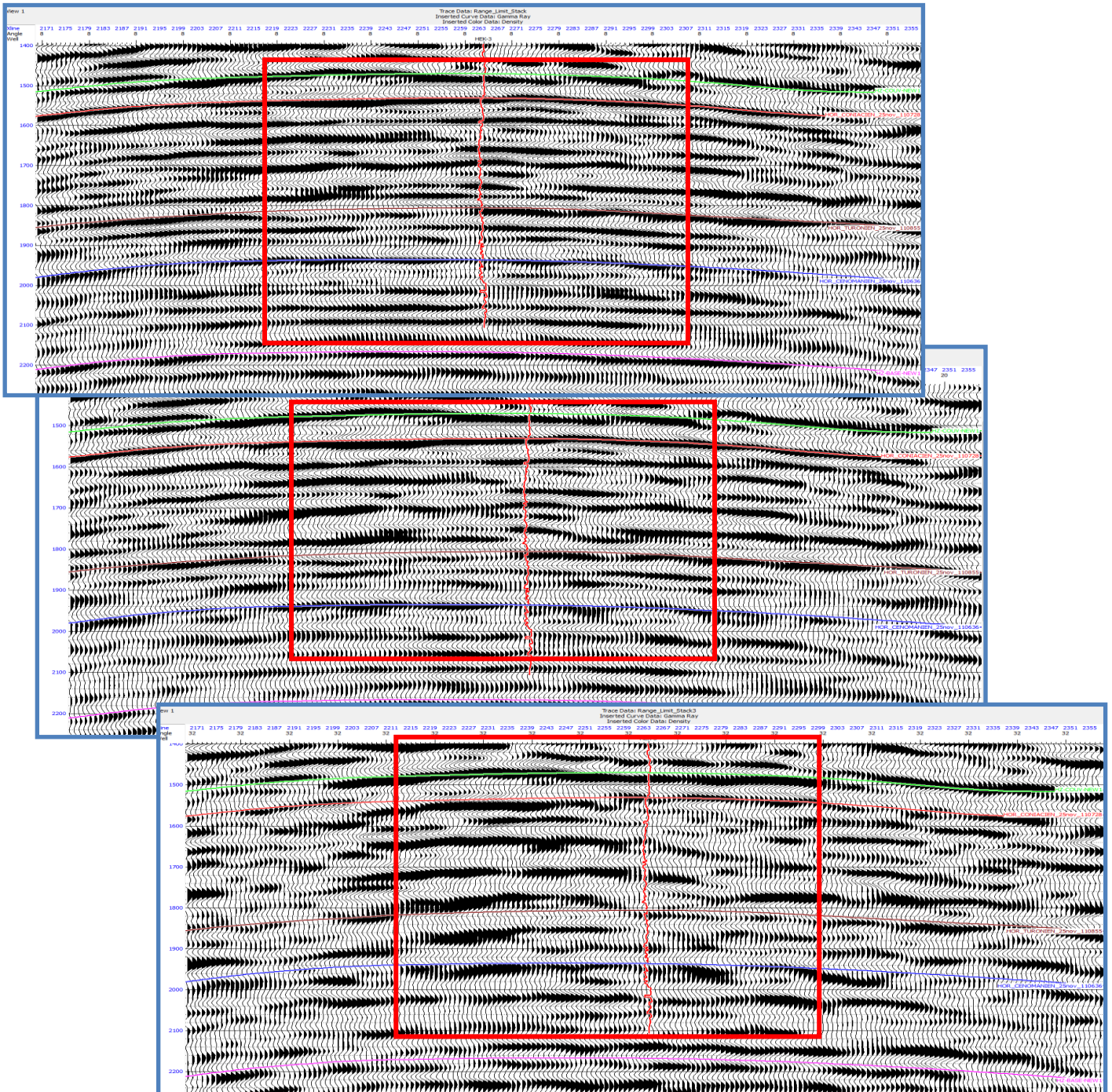


Figure V.27 : les angles stacks

V.4.5 Corrélation puits/sismique (well tie)

Cette étape a pour but d'améliorer la corrélation en temps entre les événements du synthétique généré au puits et la trace réelle du puits appelée **composite trace**. Cette corrélation est établie au niveau de chaque puits pour les trois gammes d'angles : Near, Middle et Far.

- **Extraction des Ondelettes :**

Trois ondelettes Near-Middle-Far sont extraites (*figV.29*):

- ✓ Ondelette Near: [2°- 14°]
- ✓ Ondelette Middle: [14°- 26°]
- ✓ Ondelette Far: [26°- 38°]

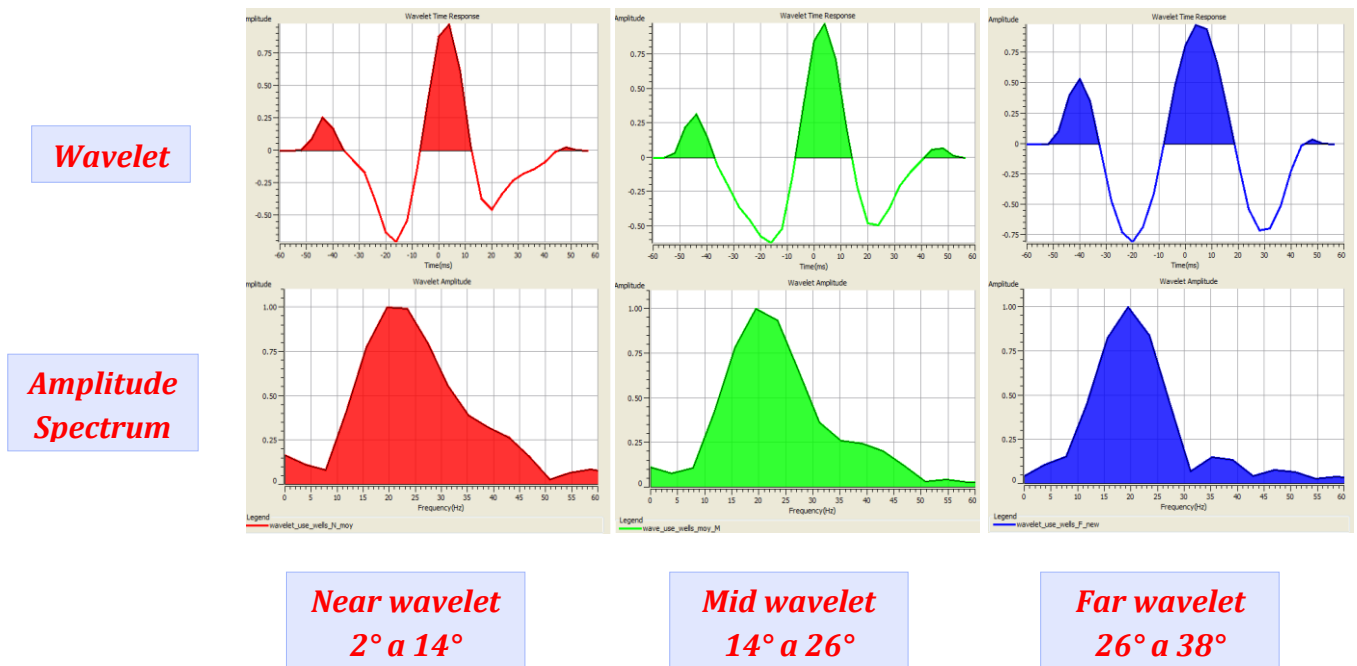


Figure V.29: Ondelettes, Near-Middle-Far

La figure (V.30) montre la corrélation au niveau du puits HEK-1, obtenue en premier temps pour la première gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.72

La figure (V.31) montre la corrélation au niveau du puits HEK-1, obtenue en premier temps pour la second gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.73

La figure (V.32) montre la corrélation au niveau du puits HEK-1, obtenue en premier temps pour la troisième gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.62

Puits HEK-1 Near

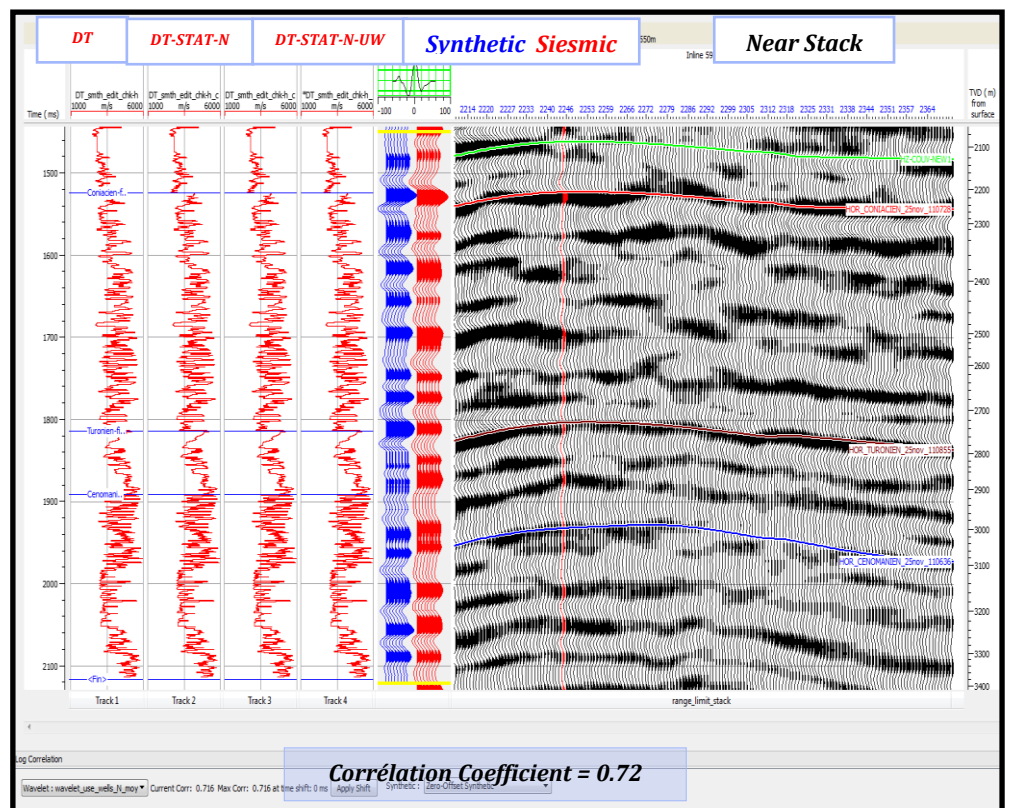
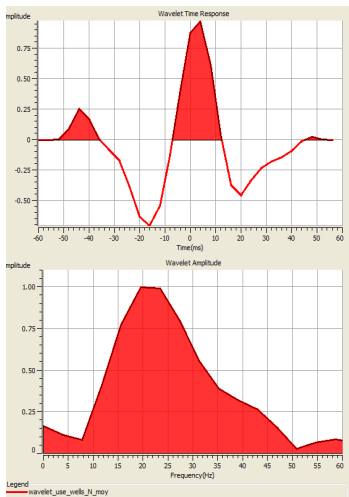


Figure V.30: Corrélation au niveau de HEK-1 pour la gamme d'angle : Near

Puits HEK-1 Middle

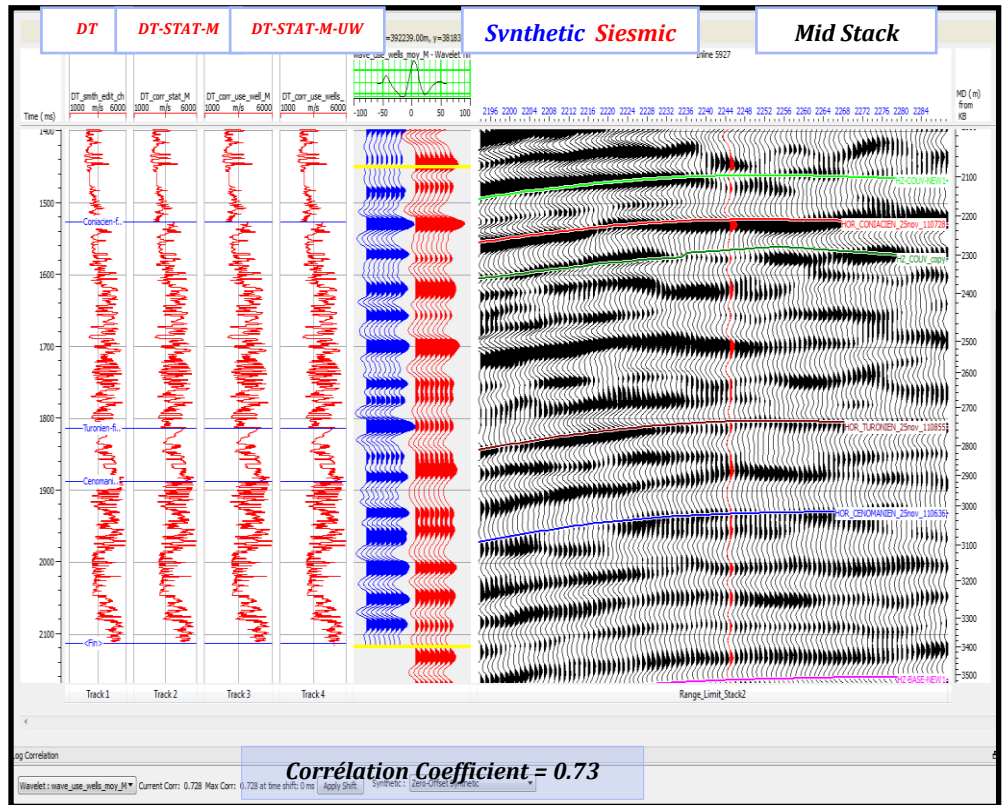
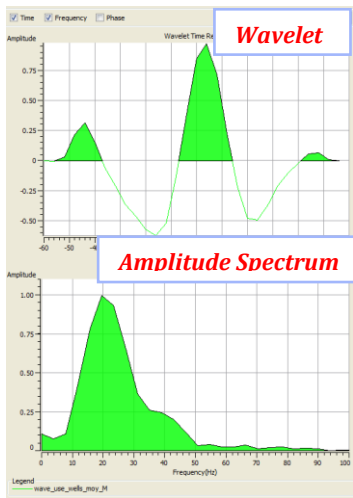


Figure V.31: Corrélation au niveau de HEK-1 pour la gamme d'angle : Middle

Puits HEK-1 Far

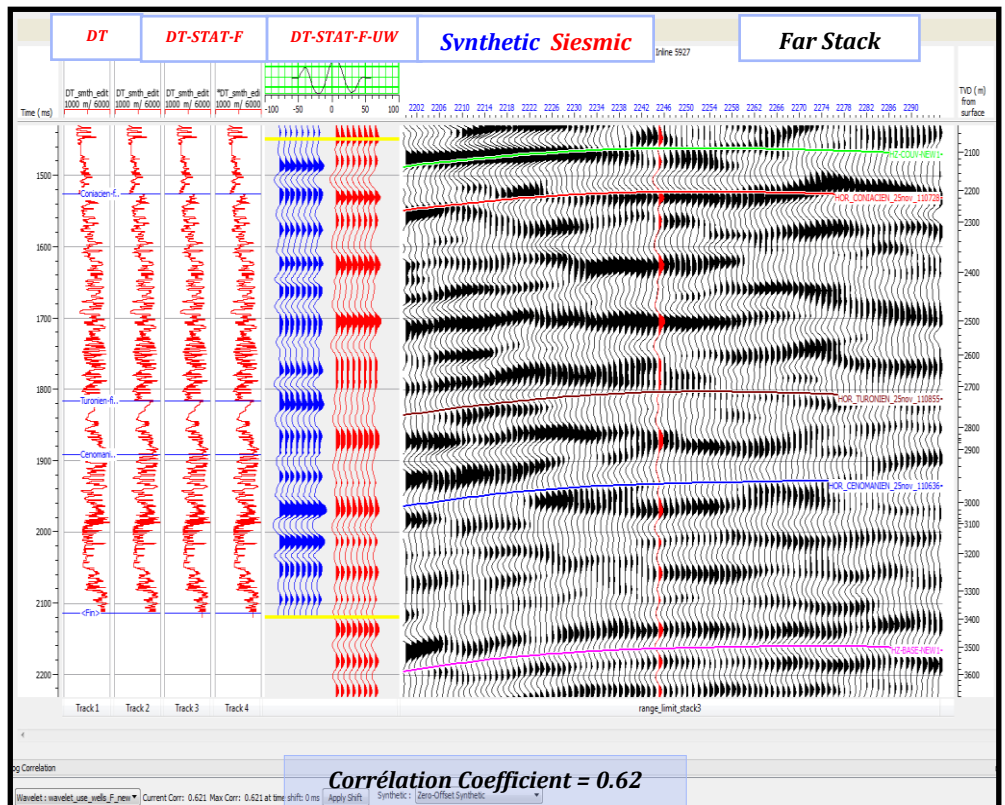
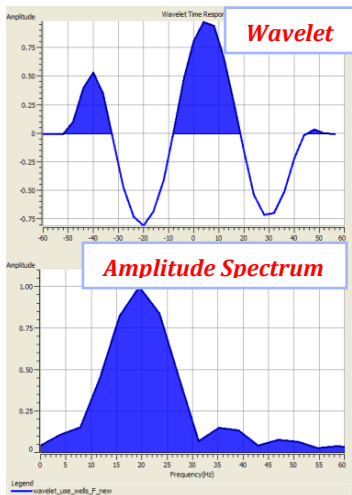


Figure V.32: Corrélation au niveau de HEK-1 pour la gamme d'angle : Far

La figure (V.33) montre la corrélation au niveau du puits HEK-2, obtenue en premier temps pour la première gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.70

La figure (V.34) montre la corrélation au niveau du puits HEK-2, obtenue en premier temps pour la second gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.73

La figure (V.35) montre la corrélation au niveau du puits HEK-2, obtenue en premier temps pour la troisième gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.70

Puits HEK-2 Middle

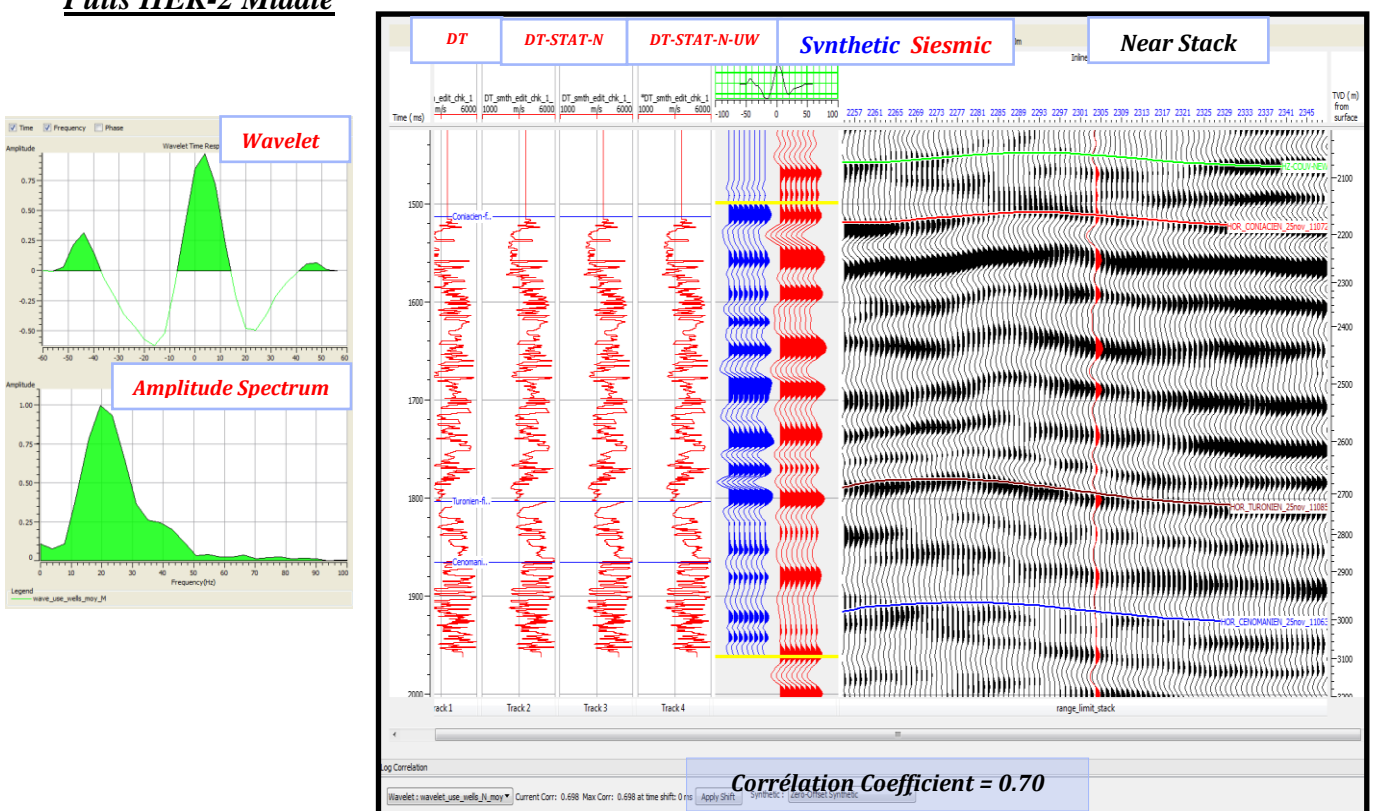


Figure V.33: Corrélation au niveau deHEK-2 pour la gamme d'angle : Middle

Puits HEK-2 Middle

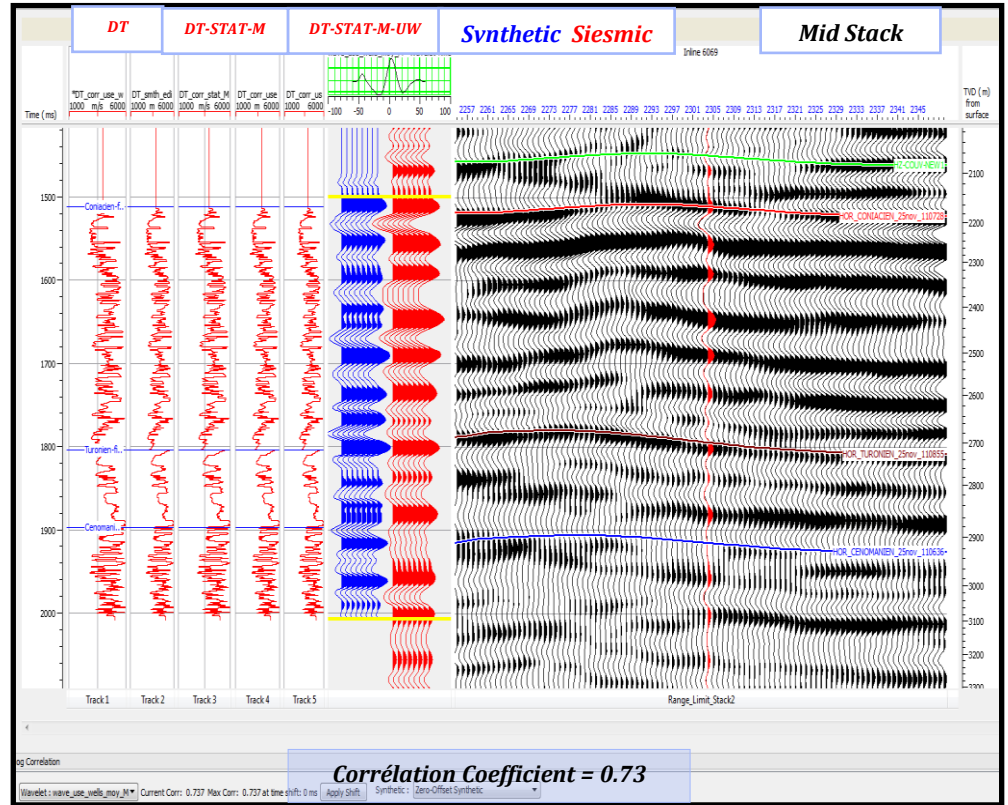
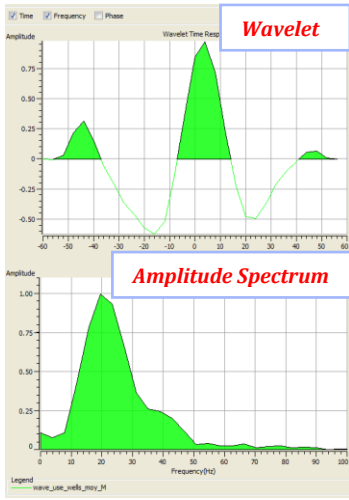


Figure V.34: Corrélation au niveau de HEK-2 pour la gamme d'angle : Middle

Puits HEK-2 Far

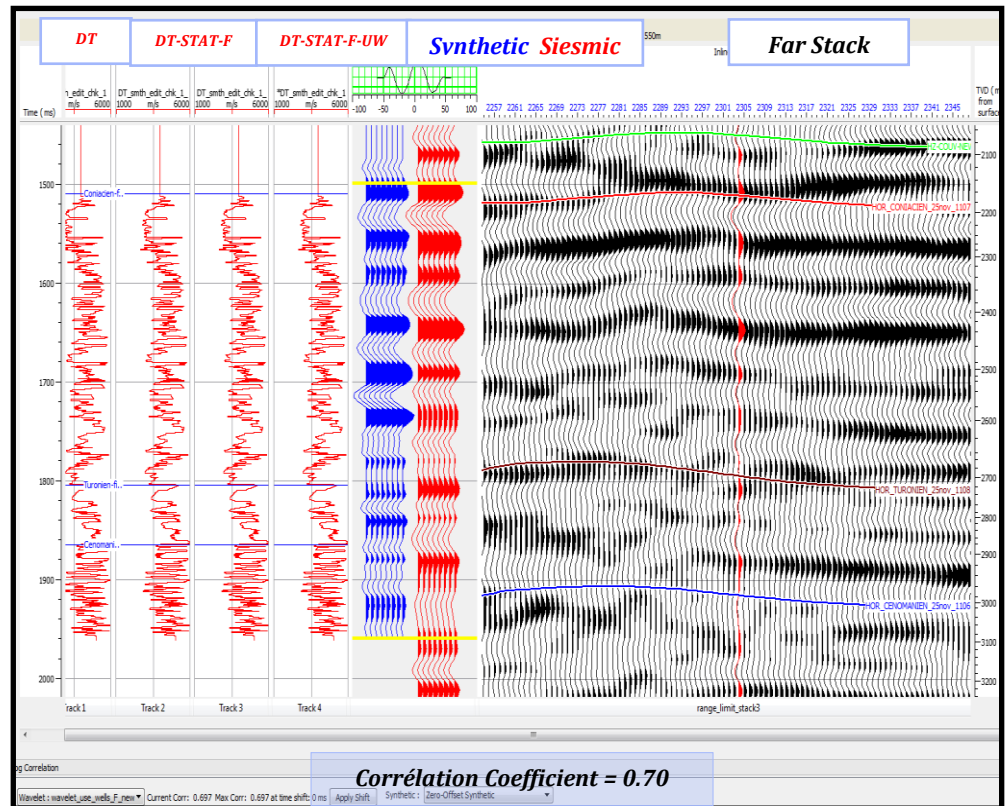
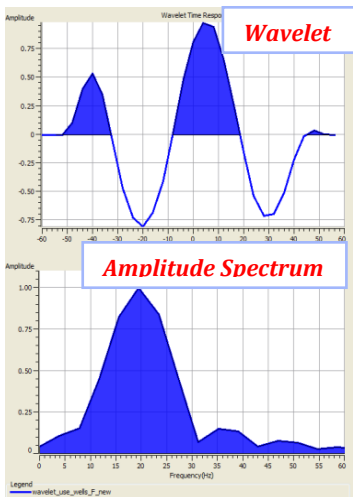


Figure V.35: Corrélation au niveau de HEK-2 pour la gamme d'angle : Far

La figure (V.36) montre la corrélation au niveau du puits HEK-3, obtenue en premier temps pour la première gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.72

La figure (V.37) montre la corrélation au niveau du puits HEK-3, obtenue en premier temps pour la second gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.67

La figure (V.38) montre la corrélation au niveau du puits HEK-3, obtenue en premier temps pour la troisième gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.70

Puits HEK-3 Near

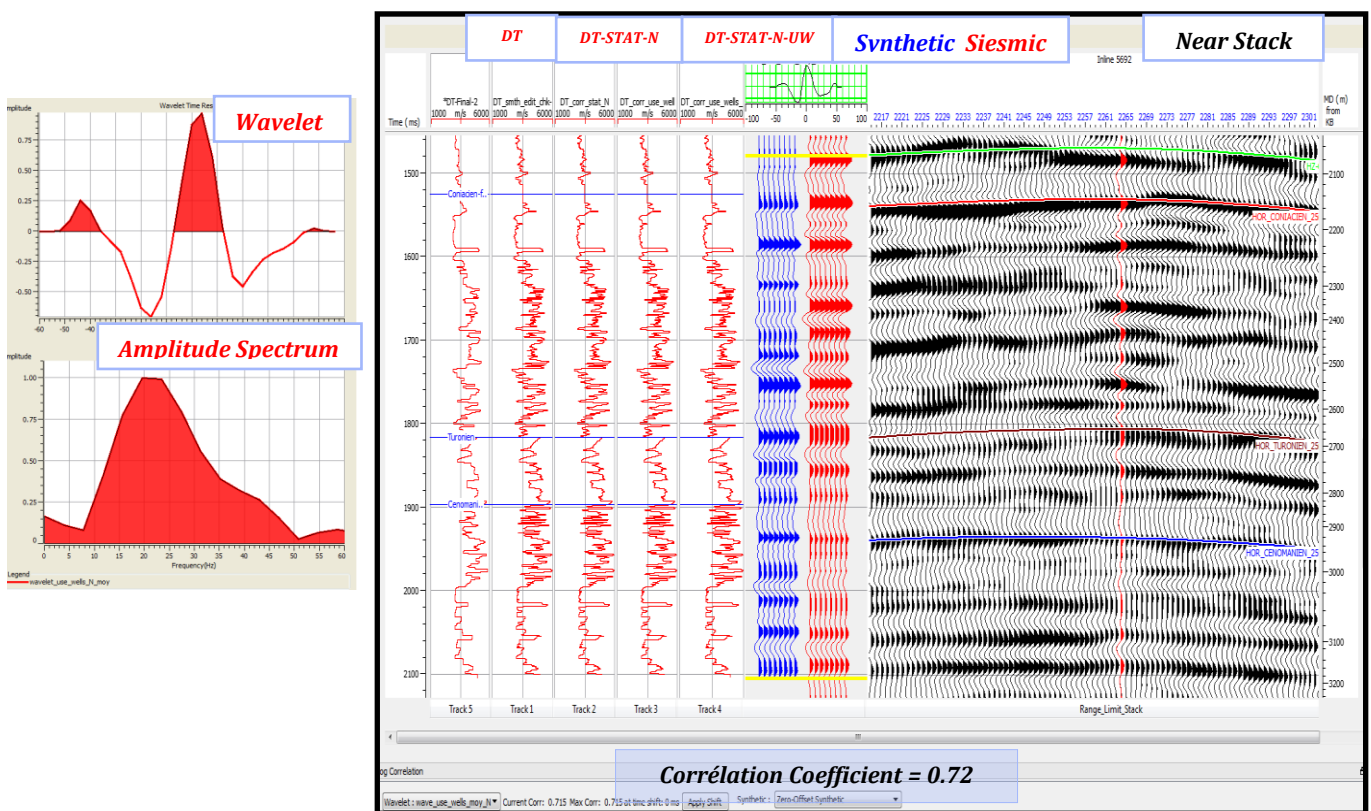


Figure V.36: Corrélation au niveau de HEK-3 pour la gamme d'angle : Near

Puits HEK-3 Middle

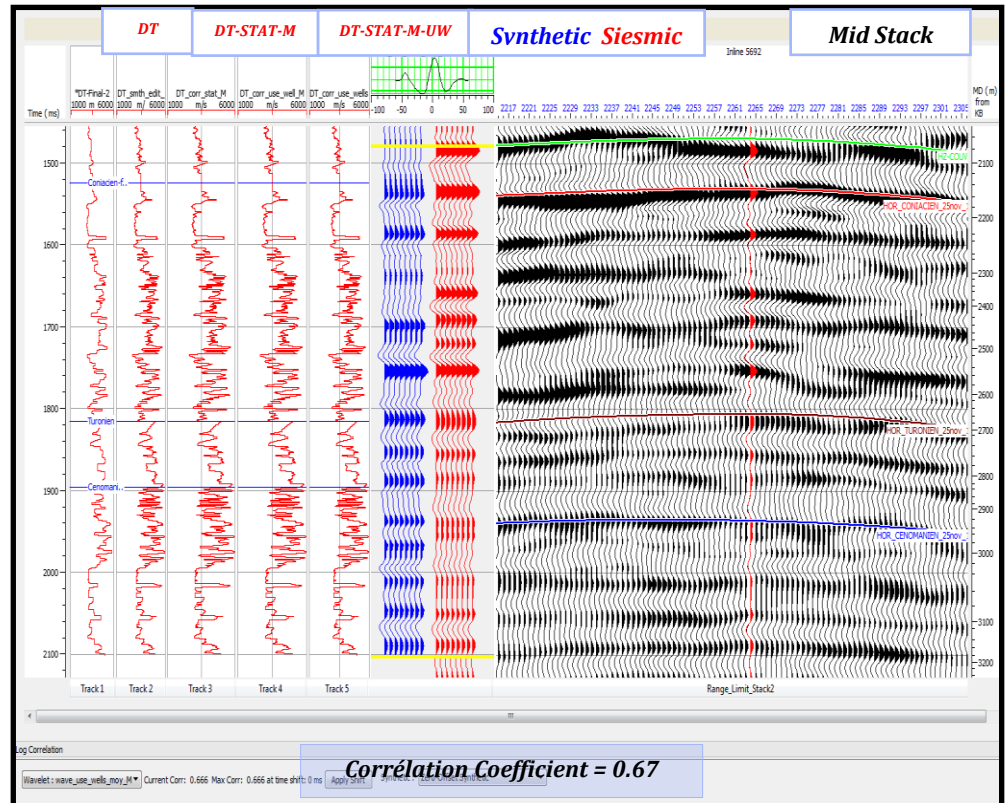
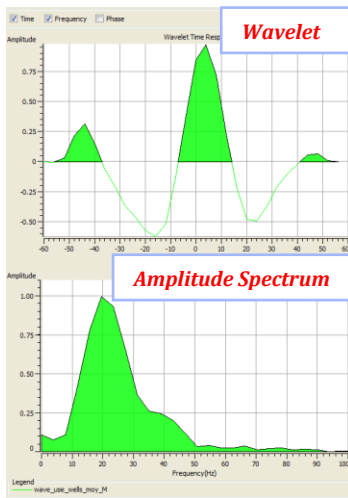


Figure V.37: Corrélation au niveau de HEK-3 pour la gamme d'angle : Middle

Puits HEK-3 Far

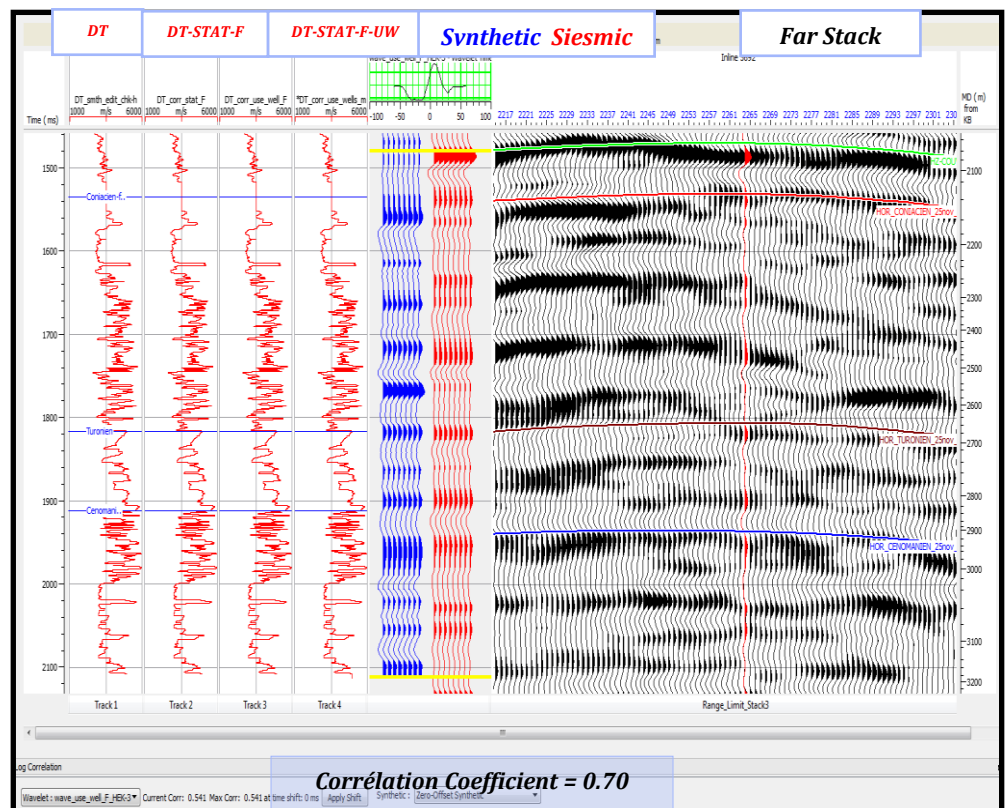
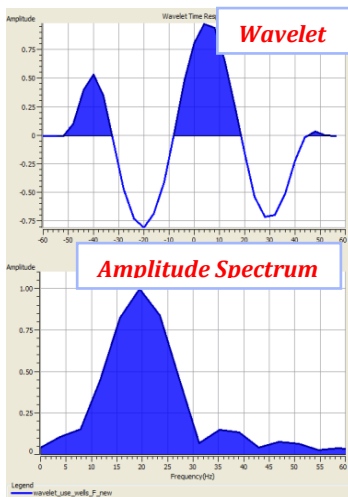


Figure V.38: Corrélation au niveau de HEK-3 pour la gamme d'angle : Far

La figure (V.39) montre la corrélation au niveau du puits HEKW-1, obtenue en premier temps pour la première gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.83

La figure (V.40) montre la corrélation au niveau du puits HEKW-1, obtenue en premier temps pour la second gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.83

La figure (V.41) montre la corrélation au niveau du puits HEKW-1, obtenue en premier temps pour la troisième gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.69

Puits HEKW-1 Near

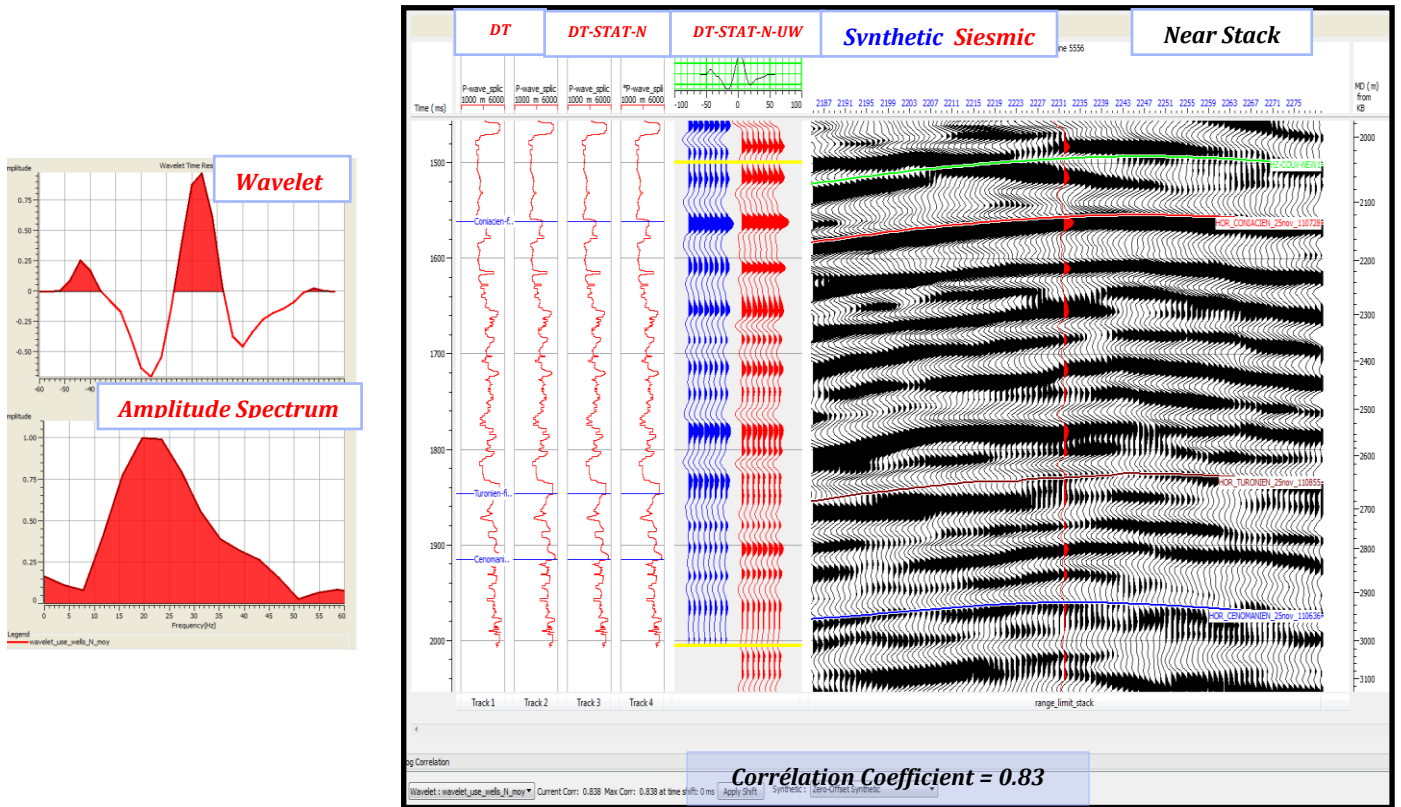


Figure V.39: Corrélation au niveau de HEKW-1 pour la gamme d'angle : Near

Puits HEKW-1 Middle

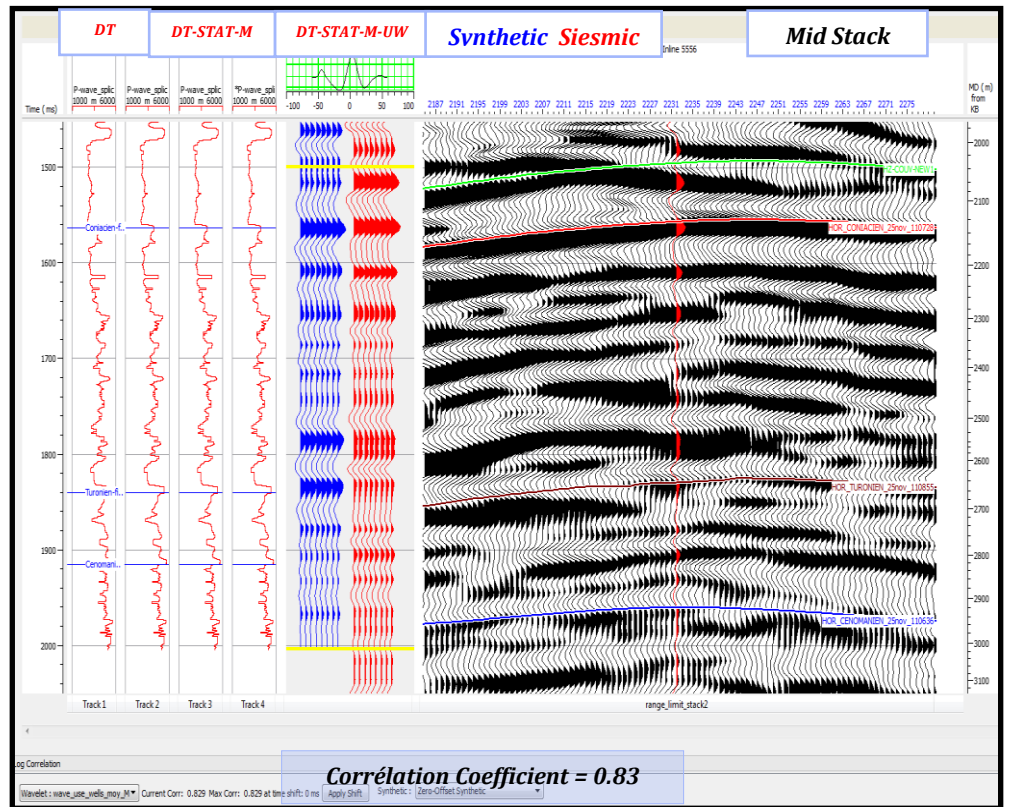
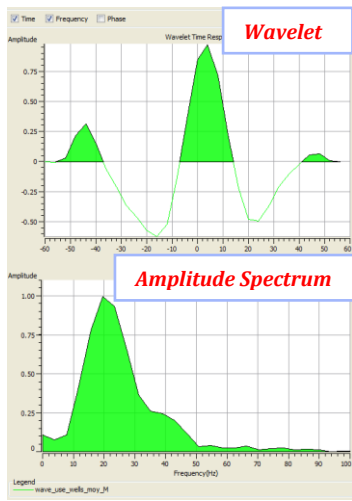


Figure V.40: Corrélation au niveau de HEKW-1 pour la gamme d'angle : Middle

Puits HEKW-1 Far

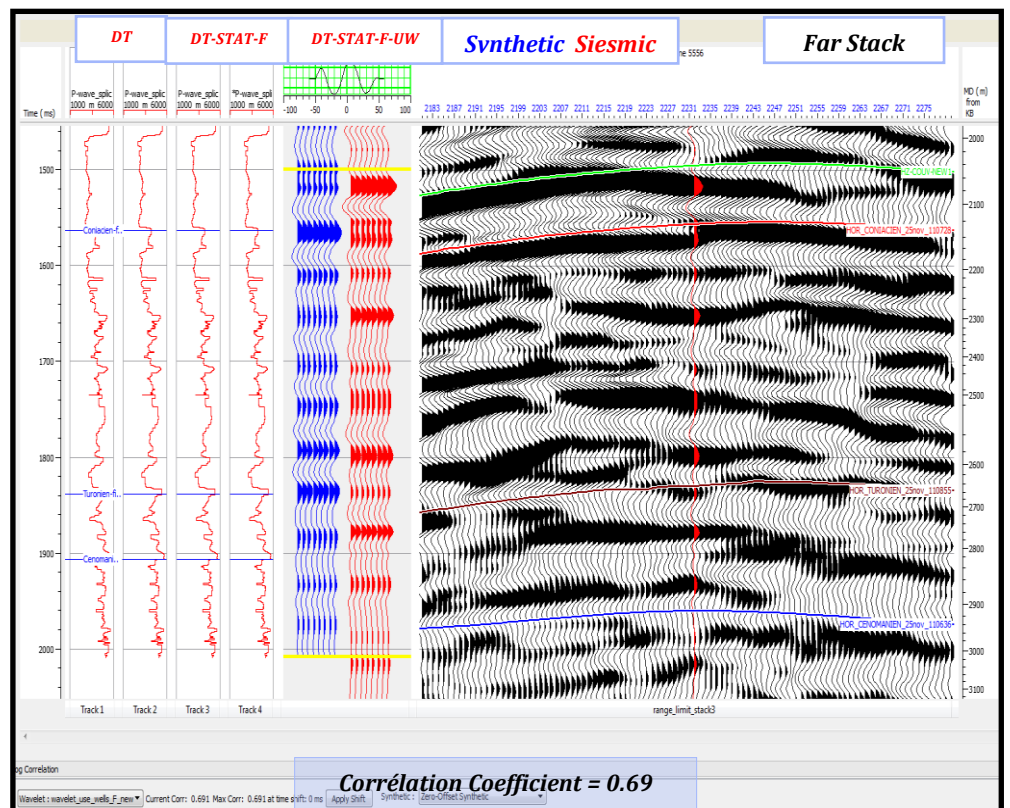
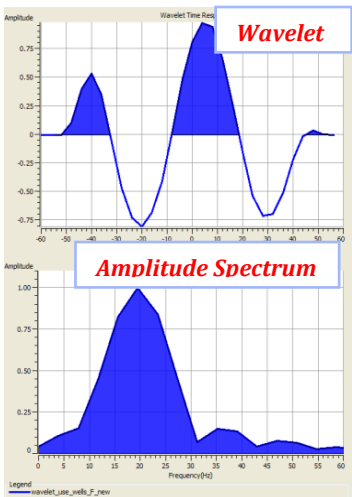


Figure V.41: Corrélation au niveau de HEKW-1 pour la gamme d'angle : Far

La figure (V.42) montre la corrélation au niveau du puits HCZ-1, obtenue en premier temps pour la première gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.62

La figure (V.43) montre la corrélation au niveau du puits HCZ-1, obtenue en premier temps pour la second gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.57

La figure (V.44) montre la corrélation au niveau du puits HCZ-1, obtenue en premier temps pour la troisième gamme d'angle qui présente un coefficient de corrélation 0.61

Puits HCZ-1 Near

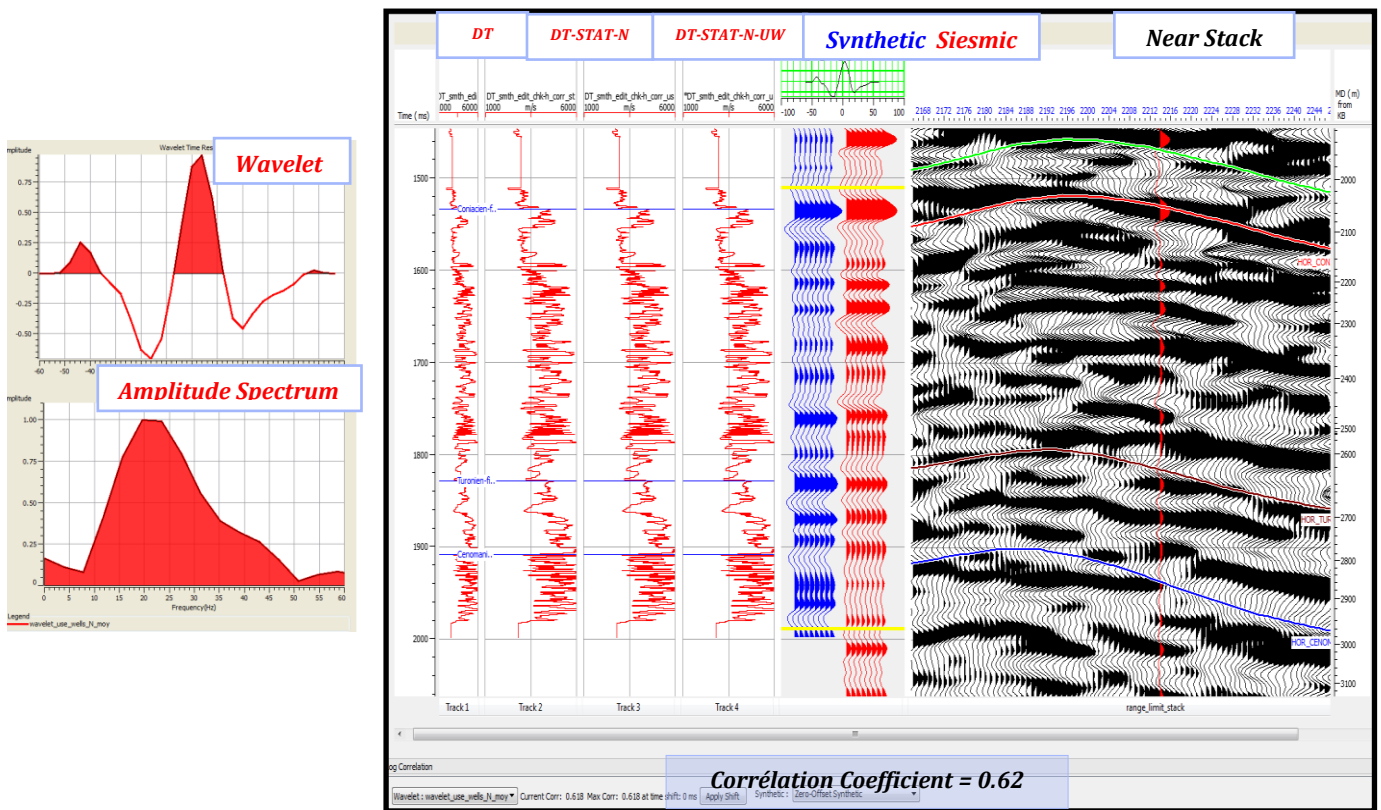


Figure V.42: Corrélation au niveau de HCZ-1 pour la gamme d'angle : Near

Puits HCZ-1 Middle

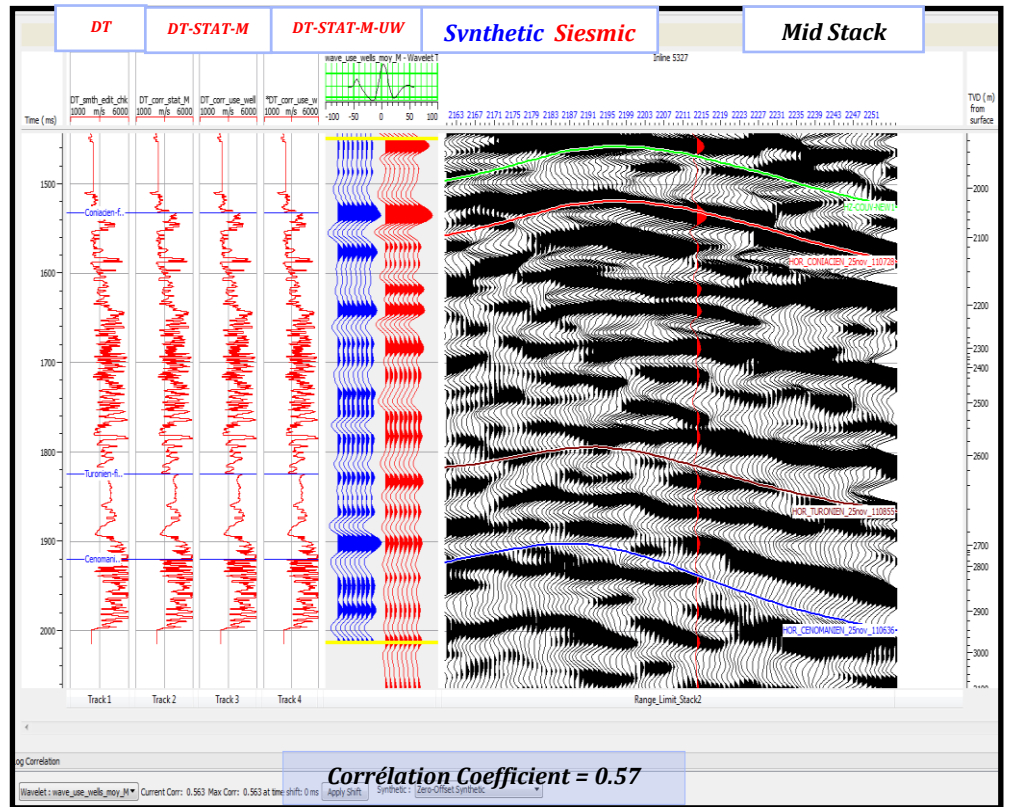
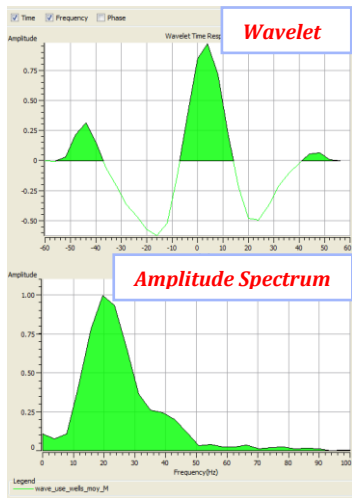


Figure V.43: Corrélation au niveau de HCZ-1 pour la gamme d'angle : Middle

Puits HCZ-1 Far

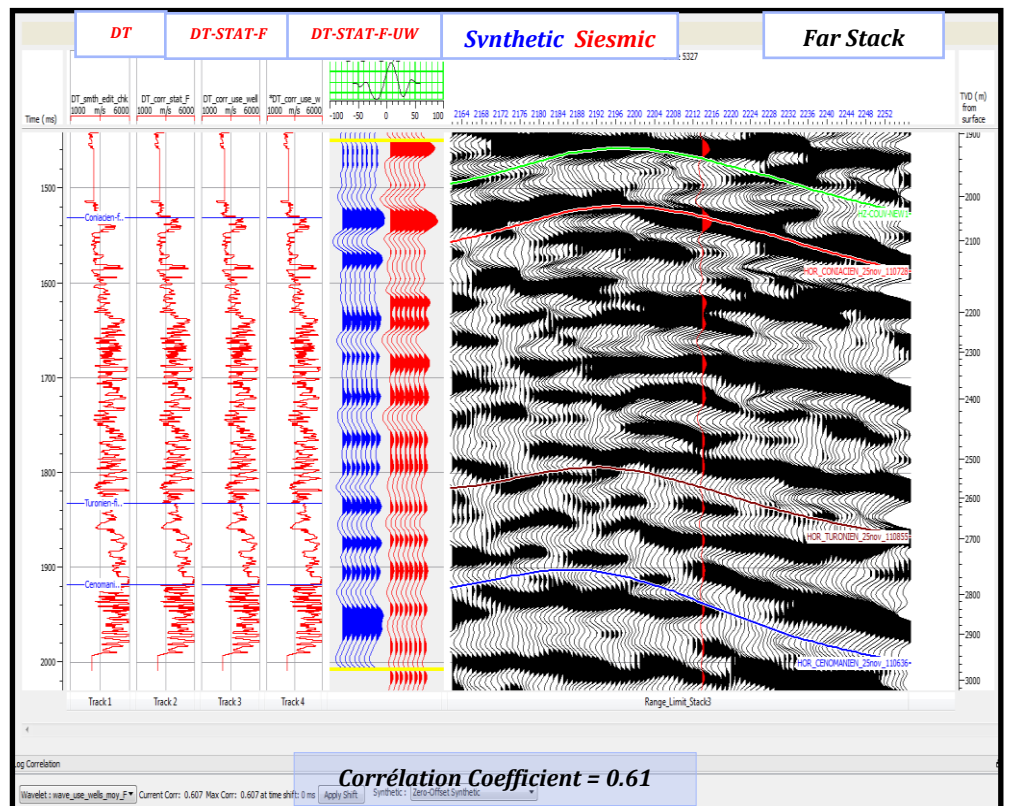
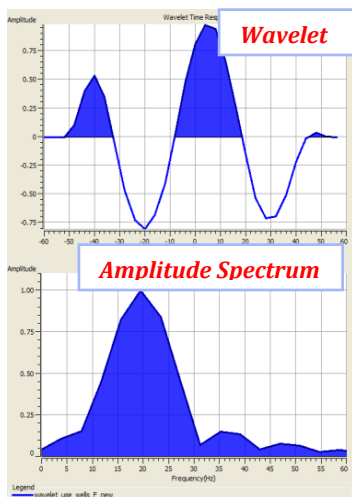


Figure V.44: Corrélation au niveau de HCZ-1 pour la gamme d'angle : Far

V.4.6 Génération du Modèle Initial

Le modèle initial est une étape qu'on utilise lors du processus d'inversion. Il consiste en la génération d'un modèle géologique qu'on obtient, par interpolation des logs Z_p , Z_s et ρ définis au niveau des puits à travers la trame stratigraphique déterminée par les horizons sismiques interprétés.

De ce fait on obtient trois modèles initiaux bas fréquents :

- Modèle d'impédances-acoustique (Z_p);
- Modèle d'impédance des ondes de cisaillement (Z_s);
- Modèle de la densité (ρ).

V.4.6.1 Model initial

Le modèle initial a été obtenu en propageant les valeurs des logs Z_p , Z_s et ρ le long des horizons sismiques interprétés.

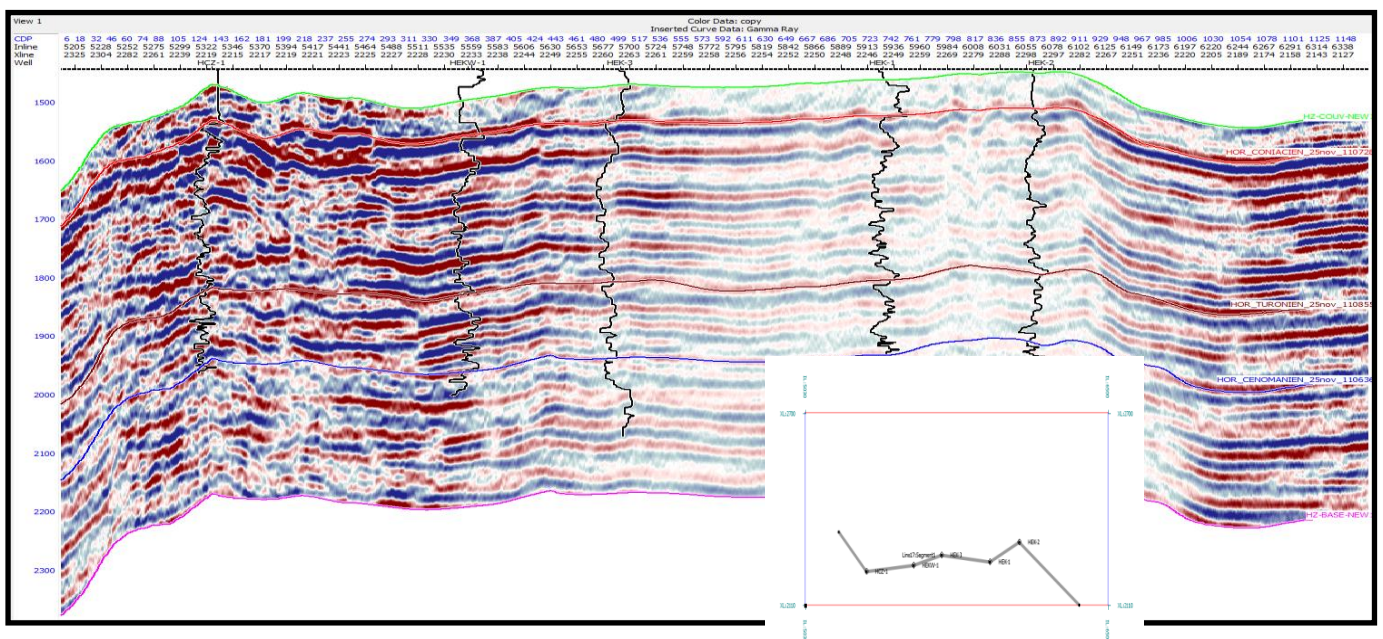


Figure V.45: Composite line (target zone)

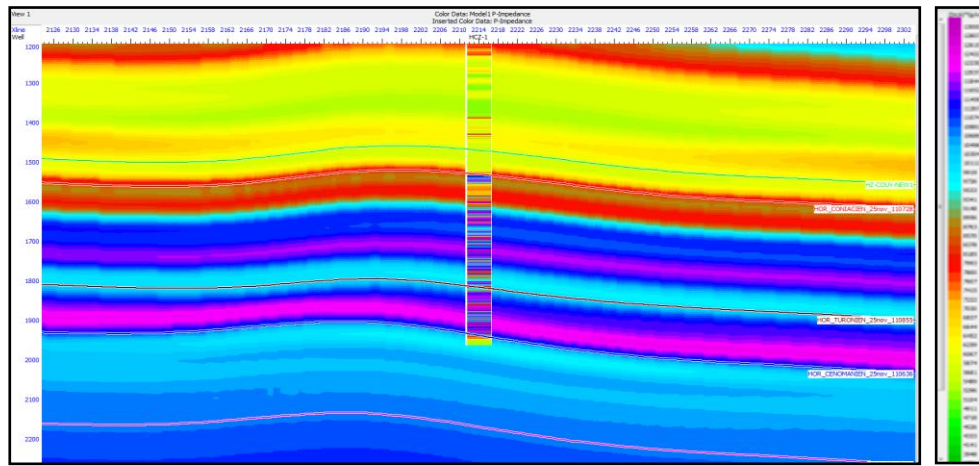


Figure V.46 : Modèle de l'impédances-acoustique (Z_p) au niveau de puits HCZ-1.

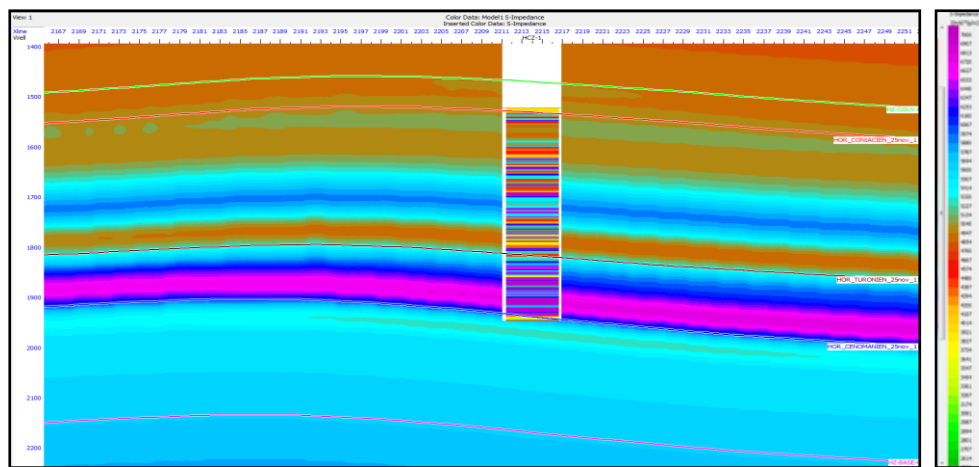


Figure V.47 : Modèle de l'impédance des ondes de cisaillement (Z_s) au niveau de puits HCZ-1.

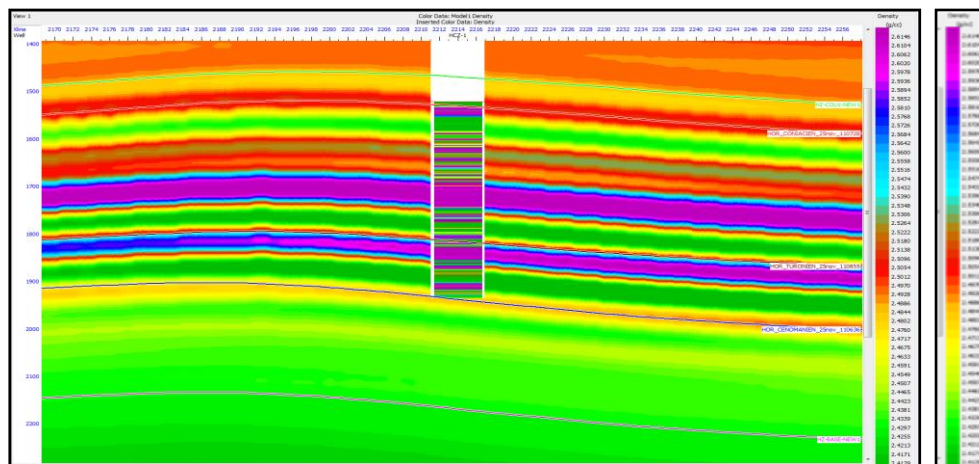


Figure V.48 : Modèle de densité (ρ) au niveau de puits HCZ-1.

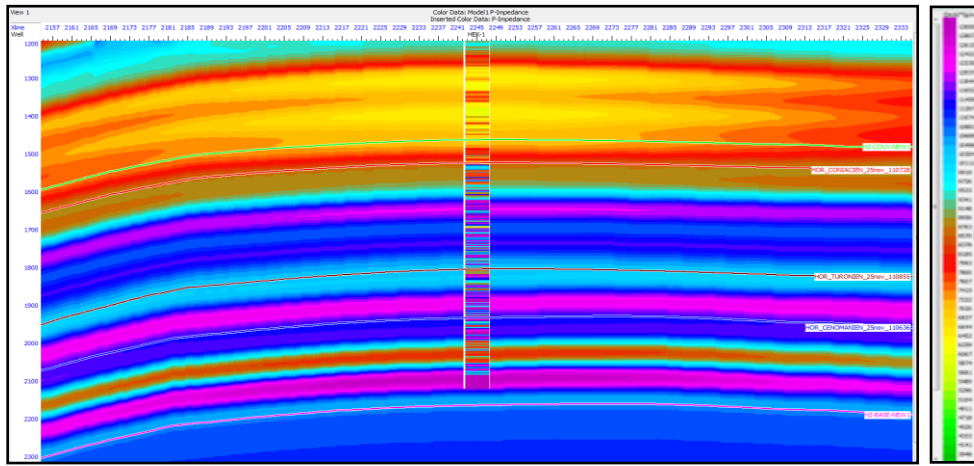


Figure V.49 : Modèle de l'impédances-acoustique (Z_p) au niveau de puits HEK-1.

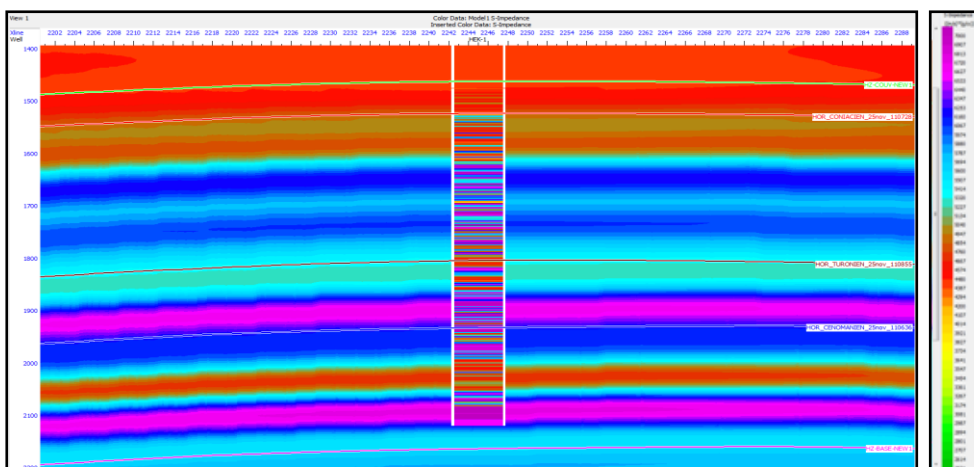


Figure V.50 : Modèle de l'impédance de cisaillement (Z_s) au niveau de puits HEK-1.

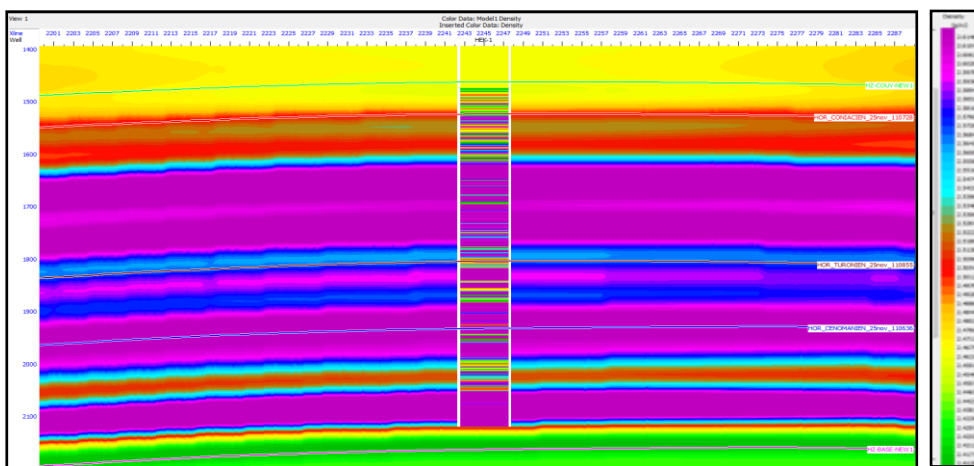


Figure V.51 : Modèle de densité (ρ) au niveau de puits HEK-1.

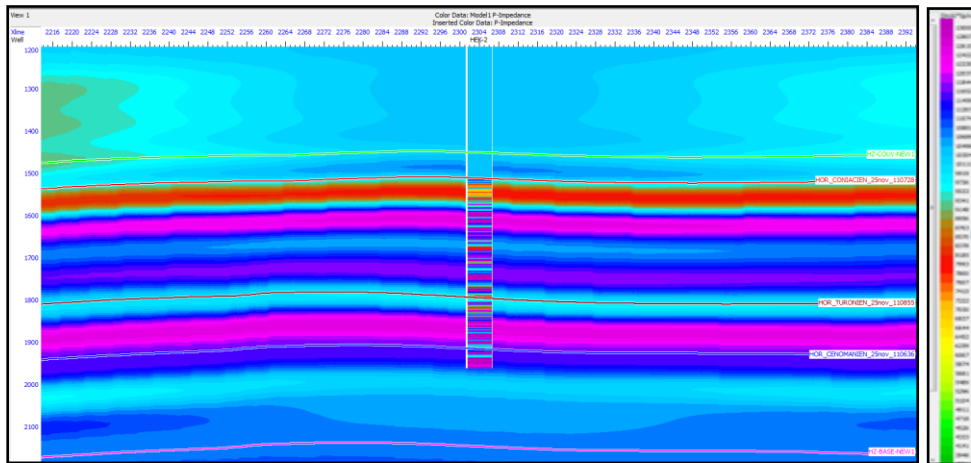


Figure V.52 : Modèle de l'impédances-acoustique (Z_p) au niveau de puits HEK-2.

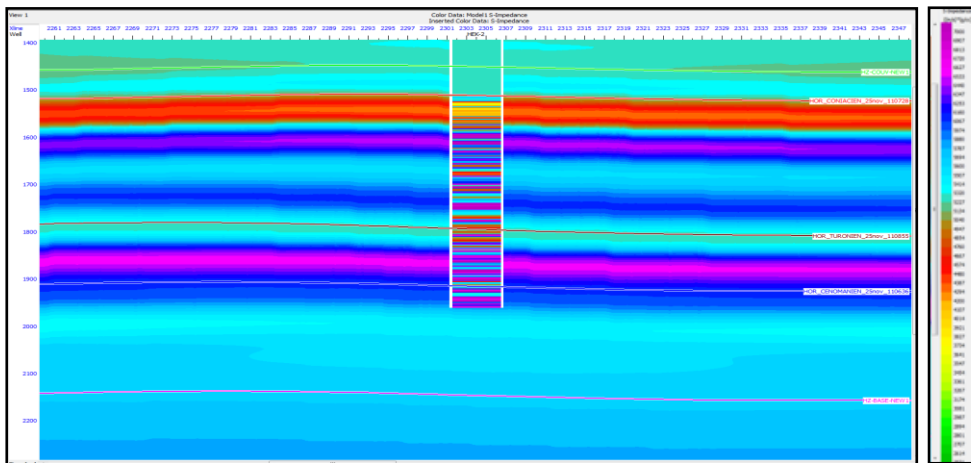


Figure V.53 : Modèle de l'impédance de cisaillement (Z_s) au niveau de puits HEK-2.

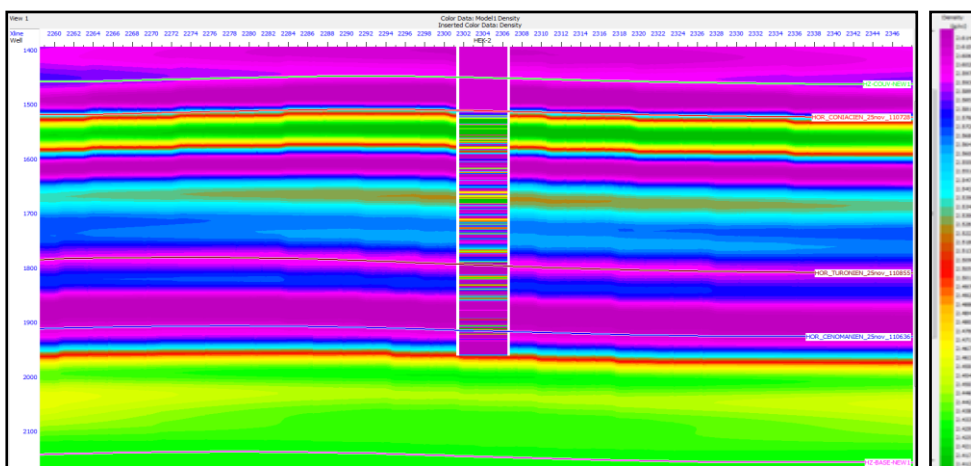


Figure V.54 : Modèle de densité (ρ) au niveau de puits HEK-2.

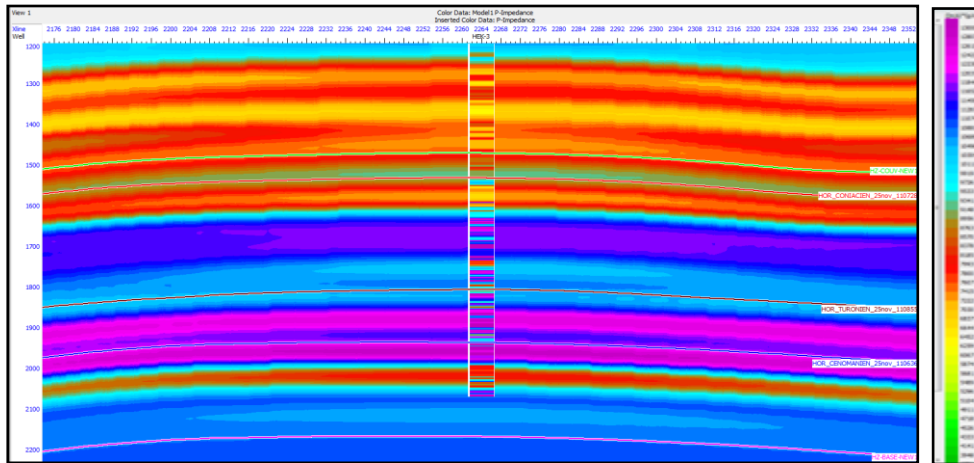


Figure V.55 : Modèle de l'impédances-acoustique (Z_p) au niveau de puits HEK-3.

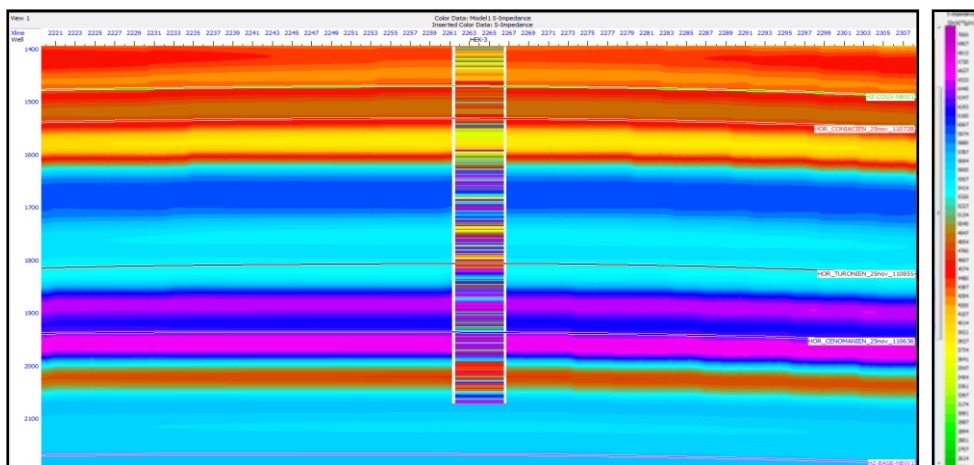


Figure V.56 : Modèle de l'impédance de cisaillement (Z_s) au niveau de puits HEK-3.

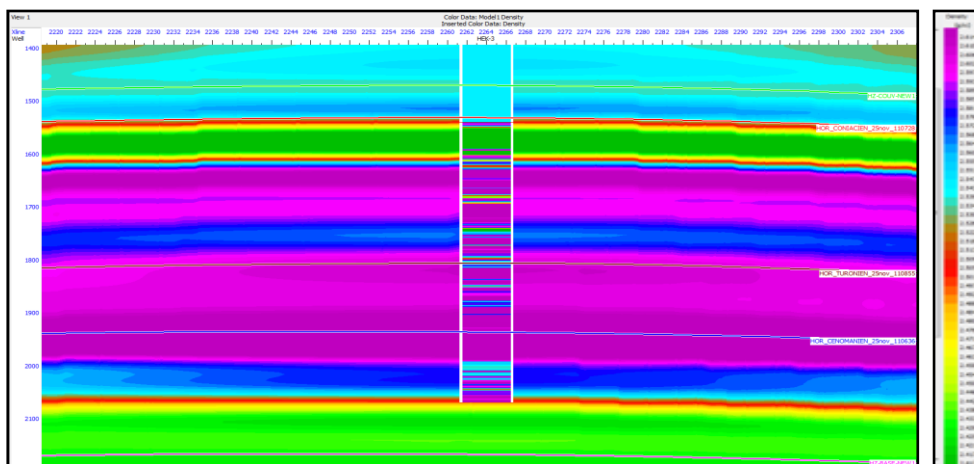


Figure V.57: Modèle de densité (ρ) au niveau de puits HEK-3.

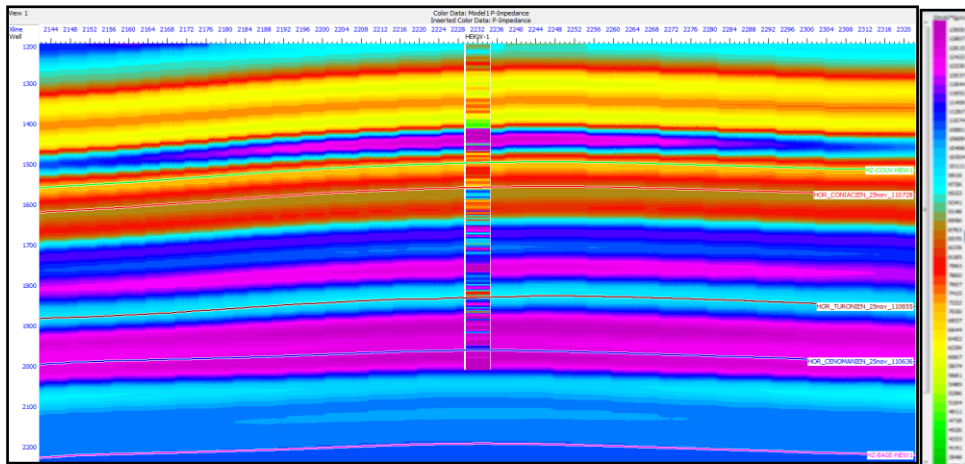


Figure V.58 : Modèle de l'impédances-acoustique (Z_p) au niveau de puits HEKW-1.

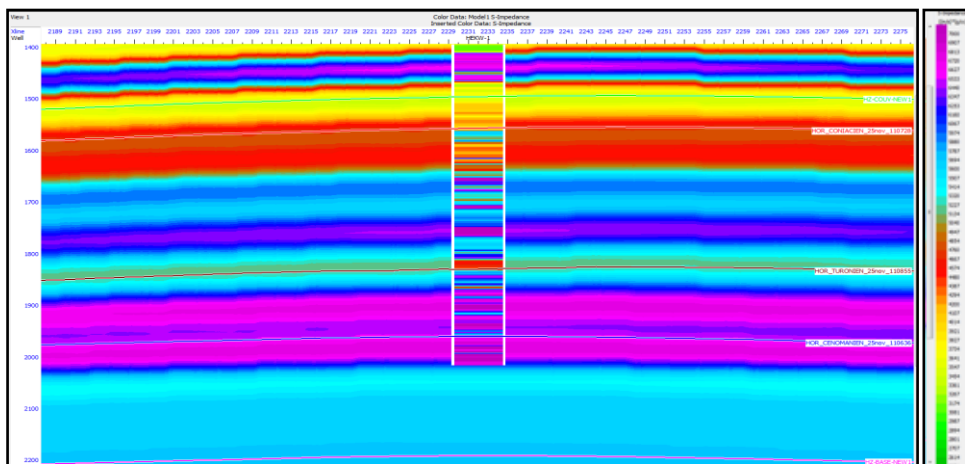


Figure V.59 : Modèle de l'impédance de cisaillement (Z_s) au niveau de puits HEKW-1.

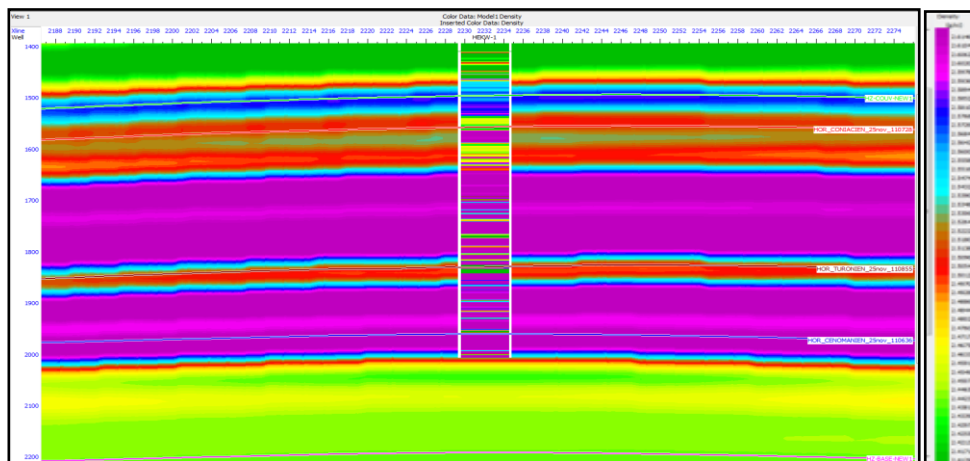


Figure V.60 : Modèle de densité (ρ) au niveau de puits HEKW-1

V.4.6.2 Analyse des paramètres d'inversion

Pour une meilleure estimation des paramètres associés à l'algorithme (H-R STRATA), on Commence par le calcul de l'inversion au niveau de chaque puits.

Les paramètres d'inversion déterminés au niveau des puits sont:

- $K = 1.27$ et $K_c = -3.14$
- $m = 0.26$ et $m_c = -1.49$
- *Nombre de itération = 40*

V.4.7.a Contrôle de qualité : (OC)

Le control qualité est effectué par deux méthodes:

- ✓ Contrôle au niveau des puits (les logs et les angles Gather)
- ✓ Contrôle à partir des diagrammes (les variations des erreurs RMS et relatives ainsi que le coefficient de corrélation).

Dans les figures (V.61), (V.62), (V.63) (V.64), (V.65), la partie gauche (en rouge) montre le résultat d'inversion superposé sur le log originale (en bleu) et la partie droite, montre la trace sismique avec la trace synthétique calculée à partir d'inversion. Le coefficient de corrélation est de 0.91 avec un écart-type 0.40.

Puits HCZ-1

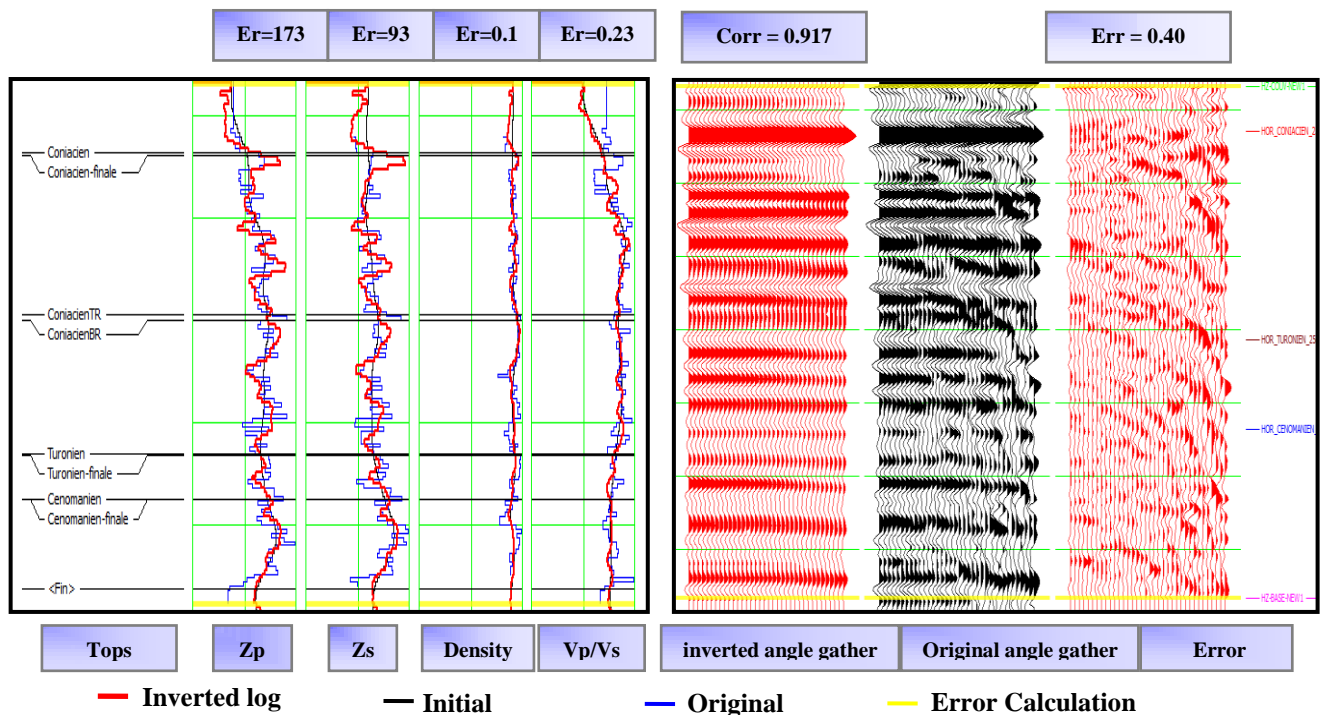


Figure V.61: attributs (Z_p, Z_s, ρ & V_p/V_s) résultant de l'inversion comparés au log du Puits HCZ-1, Erreur entre l'angle Gather reconstitué par le résultat de l'inversion et l'angle Gather.

Puits HEK-1

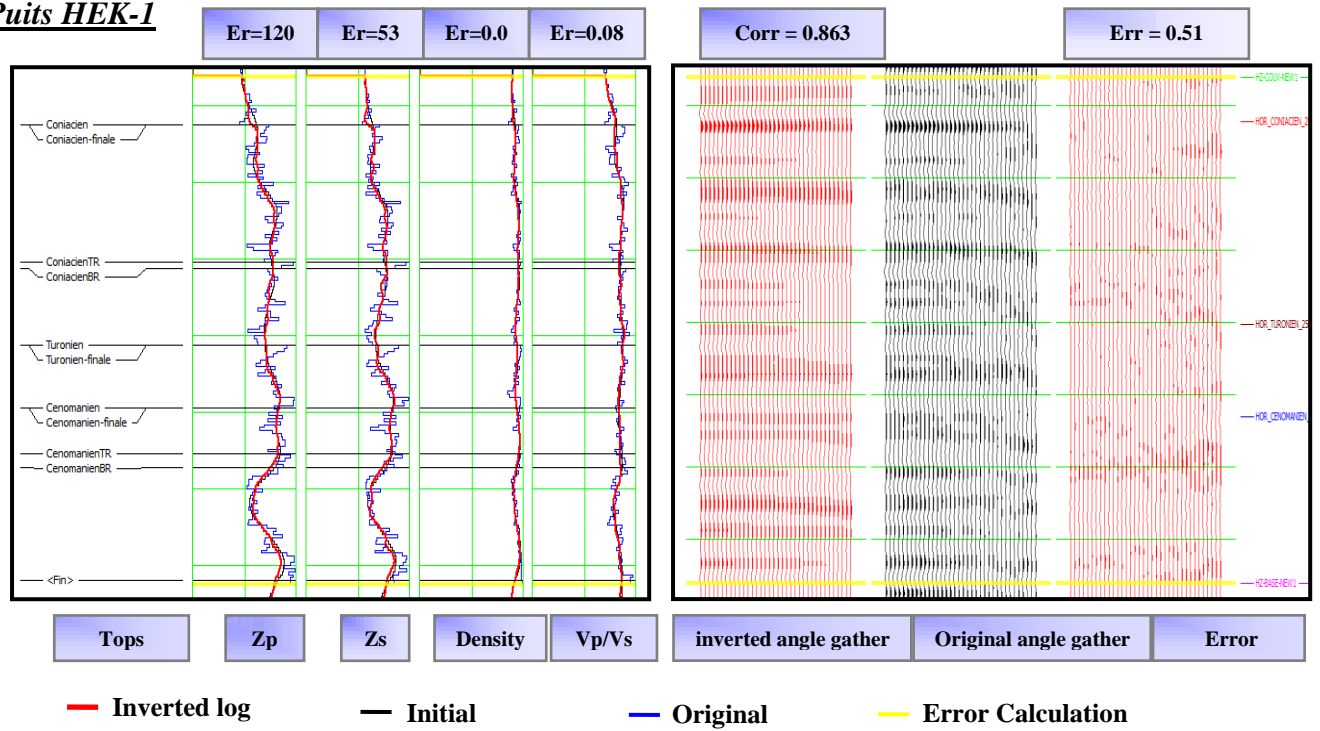


Figure V.62: attributs (Z_p, Z_s, ρ & V_p/V_s) résultant de l'inversion comparés au log du Puits HEK-1, Erreur entre l'angle Gather reconstitué par le résultat de l'inversion et l'angle Gather.

Puits HEK-3

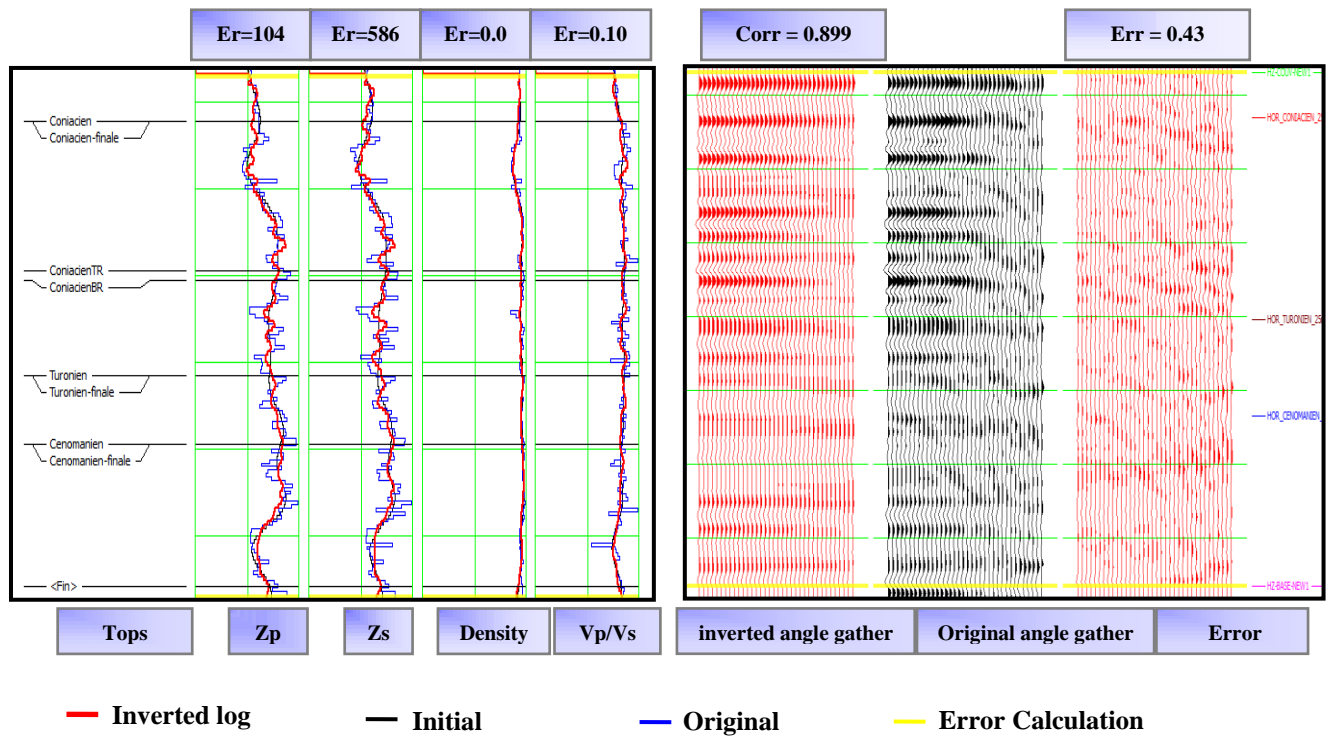


Figure V.63: attributs (Z_p, Z_s, ρ & V_p/V_s) résultant de l'inversion comparés au log du Puits HEK-3, Erreur entre l'angle Gather reconstitué par le résultat de l'inversion et l'angle Gather.

Puits HEK-2

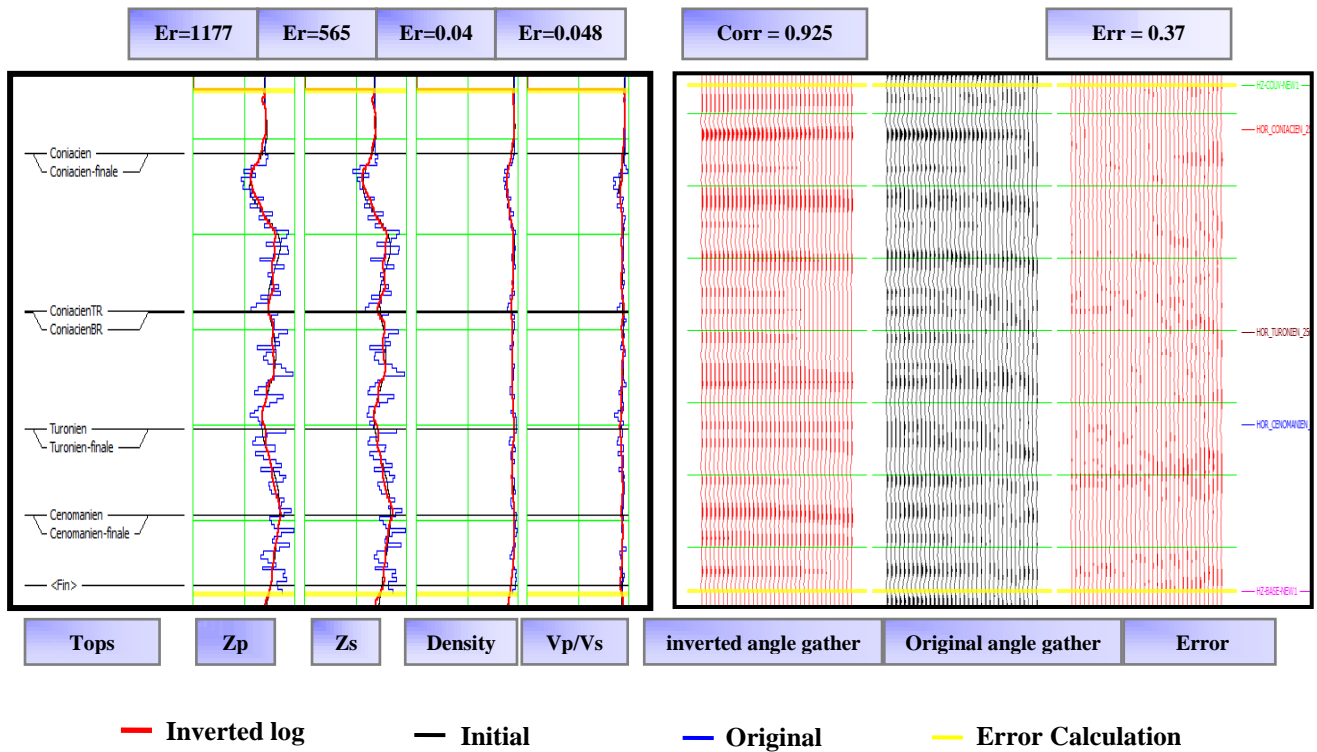


Figure V.64: attributs (Z_p, Z_s, ρ & V_p/V_s) résultant de l'inversion comparés au log du Puits HEK-2, Erreur entre l'angle Gather reconstitué par le résultat de l'inversion et l'angle Gather.

Puits HEKW-1

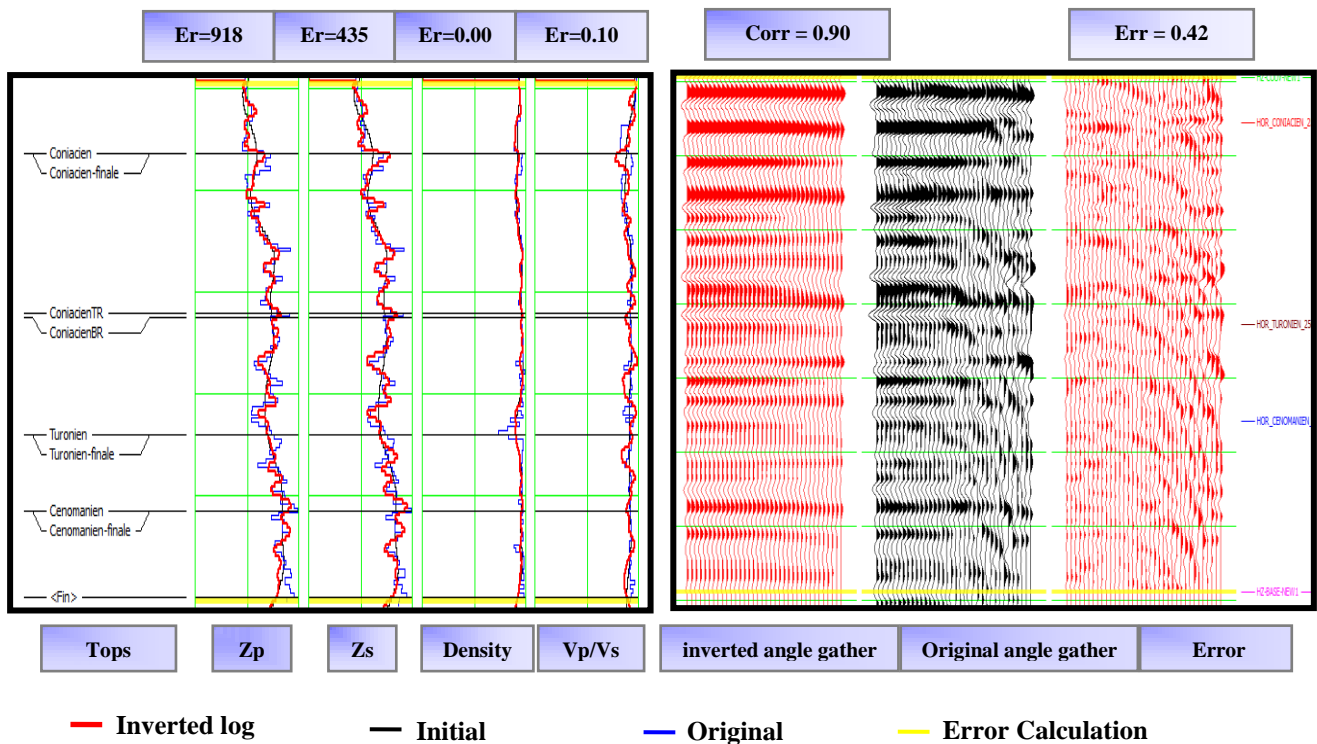


Figure V.65 : attributs (Z_p, Z_s, ρ & V_p/V_s) résultant de l'inversion comparés au log du Puits HEK-W-1, Erreur entre l'angle Gather reconstitué par le résultat de l'inversion et l'angle Gather.

V.4.8 Inversion du volume sismique :

La surface globale du cube sismique HEK-3D est de 300 Km².

Les volumes calculés par l'inversion sont illustrés par les images suivantes :

Le volume d'impédances-acoustique (Z_p)

Le volume d'impédance des ondes de cisaillement (Z_s)

Le volume densité (ρ)

Les volumes LMR (λ , μ , ρ) et le rapport V_p/V_s

V.4.8. A) Résultats d'Inversion sur une ligne arbitraire :

Un profil a été tracé passant entre les puits HEK1, HEK2, HEKW1 et HCZ1 en intégrant les attributs sismiques IP, Is, Vp/Vs, Rho, Lrho et Mrho, dans le but de connaître l'évolution spatio-temporelle des réservoirs Coniacien et Cénomaniens.

V.4.8.A-1 attribut sismique IP :

L'impédance élastique (Ip) montre une variation nette au niveau du réservoir coniacien, en effet au niveau du puits HEK2, nous avons une faible Ip de 10700 m/s*g/cc et passe à 11500 entre HEK1, HEK3 alors qu'aux niveaux des puits HEKW-1 et HCZ1, elle atteint son maximum à 13000. L'interprétation diagraphique du puits HEK2 confirme que le réservoir coniacien est aquifère, d'où la chute d'IP marquée aussi par une chute de sa densité à 2.5g/cc.

Au niveau du réservoir cénomaniens, l'impédance élastique montre des valeurs de l'ordre de 12000 à HEK1, HEK2 (bleu foncé) alors qu'à HEK3 et HEKW-1, elle atteint 13000(violet), par contre à HCZ1 nous constatons une chute légère de cet attribut à 11000(bleu ciel). (Figure V66).

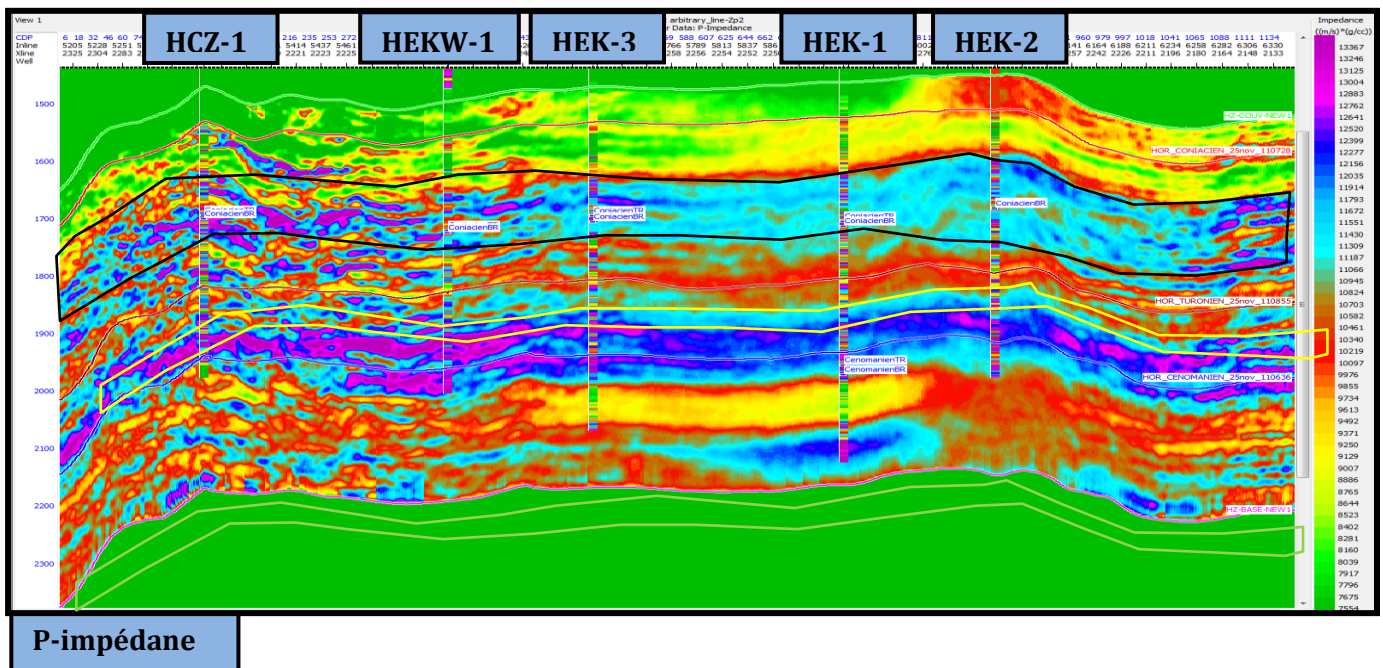


Figure V 66 : Résultats d'inversion de l'impédance (Zp).

V.4.8.A-2Attribut sismique IS :

L'impédance élastique (Is) montre trois zones bien distinctes. la première zone se caractérise par une Is de 5800-6000 (bleu ciel) située entre HEK1,HEK2 ; tandis que la seconde zone montre des valeurs en Is variables 6000-7500 entre HEK3 et HEKW1 ; par contre au niveau de HCZ1, la valeur de IS est très mitigée , car nous avons la superposition

de quatre couleurs vert, rouge , violet et jaune, ceci témoigne que au niveau du coniacien trois milieu de dépôts se sont mis en relief , avec une forte énergie de dépôt à HCZ1.

Au niveau de la deuxième zone, située entre le Turonien et le cénomaniens, Is varie légèrement en effet nous passons progressivement de la couleur violet vers la couleur bleu, ceci montre qu'à ce niveau le faciès sédimentaire ne varie pas beaucoup.

(Figure V67).

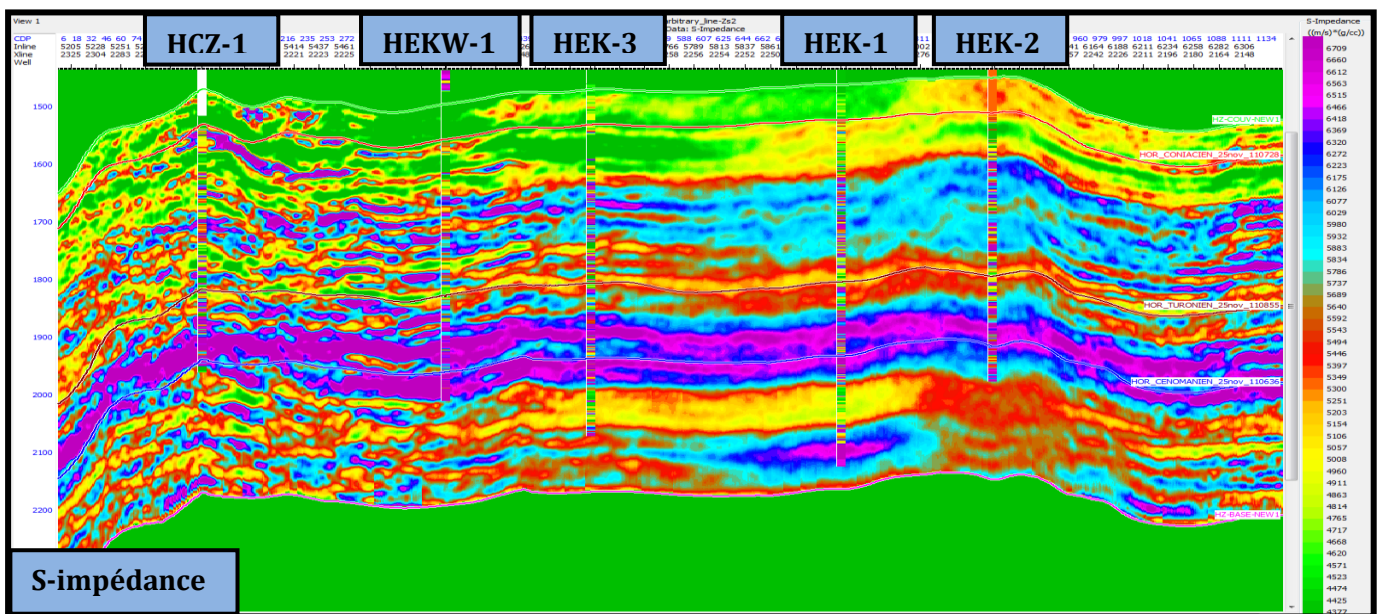


Figure V67 : Résultats d'inversion de l'impédance (Zs).

V.4.8.A-3. Attribut sismique en densité (Rho)

Ce profil montre une légère variation de la densité le long de la ligne sismique ; en effet entre les puits HEK1, HEK2, HEK3, et HEKW1 la densité ne varie pas beaucoup 2.58-2.6g/cc. Notons l'existence d'une anomalie de densité (bleue) 2.5g/cc au niveau de HEK1 et HEK2 et de couleur verte 2.4g/cc à HCZ1. Au niveau du Cénomaniens entre

2- 2.2sec, une autre anomalie vient se greffer sur les argiles du cénomaniens (2.6g/cc).

(Figure V68).

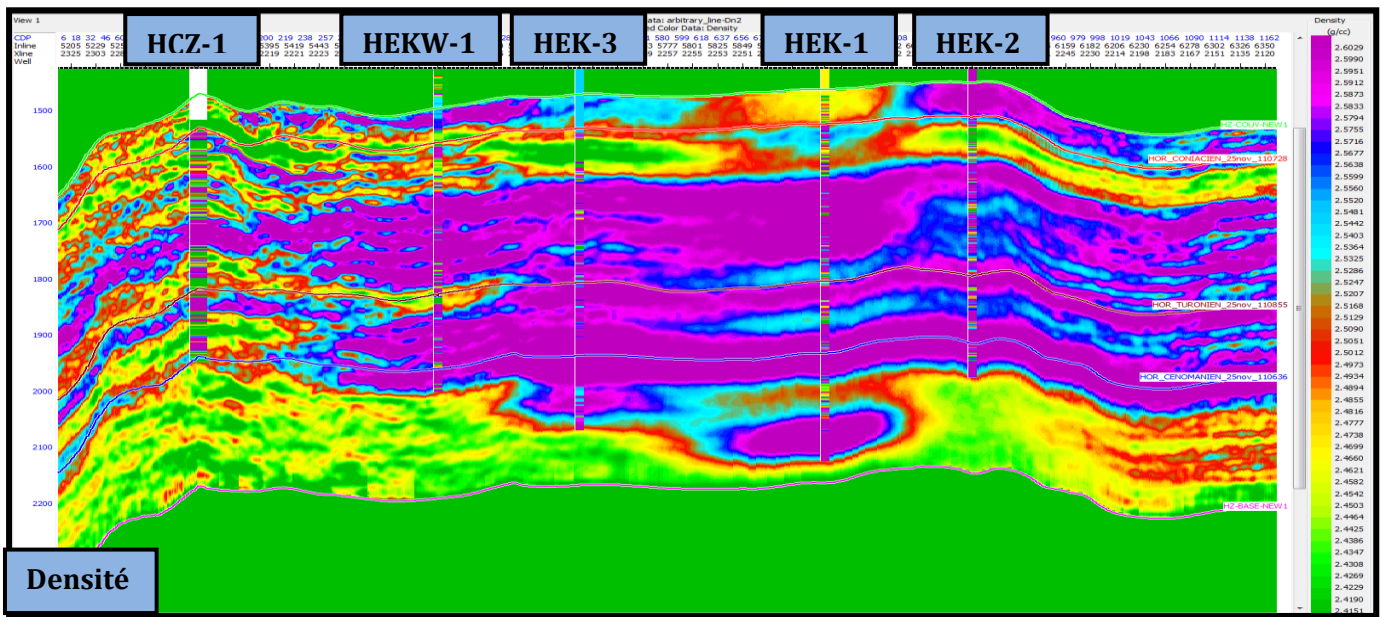


Figure V68: Résultats d'inversion de la Densité.

V.4.8.A-4Attribut sismique Vp/Vs:

Cet attribut montre au niveau du coniacien, trois zones bien distinctes, la première avec un rapport de 1.82-1.92 entre HEK1et HEK2, puis elle passe de 1.92-2.02 entre HEK3 et HEKW1 et atteint un maxima à HCZ1 de 2.15. au niveau du réservoir Cénomaniens, nous avons un rapport de vitesse entre les trois puits HEK1, HEK2 et HEK3 et chute à 1.7 entre HEKW1 et HCZ1. (Figure V69).

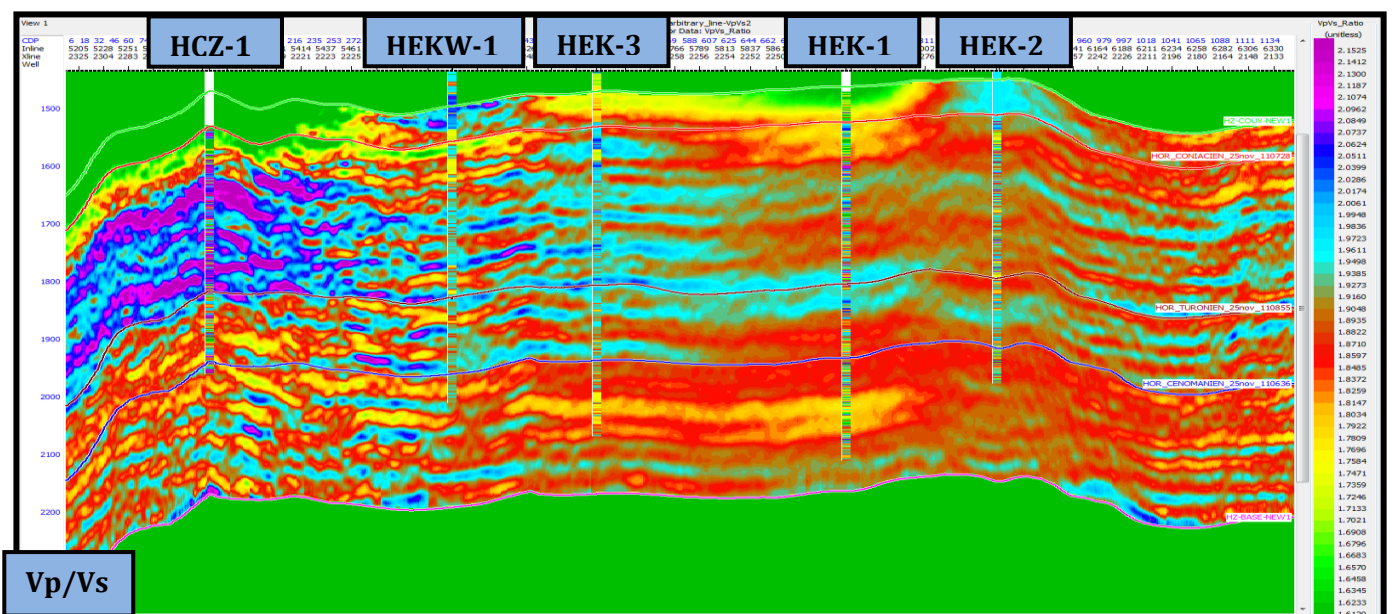


Figure V69: Résultats d'inversion Vp/Vs .

V.4.8.A-5 Attribut sismique Lrho et Mrho.

Souvent appelées constantes de Lamé, l'attribut Lrho au niveau du Coniacien montre des valeurs de 58-68 GPa*g/cc entre HEK2 et HEK3 et qui accroit vers 82GPa*g/cc à HCZ1et HEKW1, ceci démontre que la nature des fluides remplissant le réservoir coniacien sont différents.

Quant à la zone comprise entre le Turonien et le cénomanien, l'attribut Lrho varie de la même manière qu'au niveau supérieur, sauf que LRho est plus fort 72 GPa*g/cc à HEK2 et HEK3, par contre à HEK1 il est de 62 GPa*g/cc.

Concernant l'attribut Mrho , au niveau du coniacien ,nous avons une zone bleu à faible Mrho 36 GPa*g/cc et qui évolue à 43 GPa*g/cc zone violet entre HCZ1 et HEKW1. Quant au Turonien une seule zone se distingue à forte Mrho 43 GPa*g/cc le long de ligne.

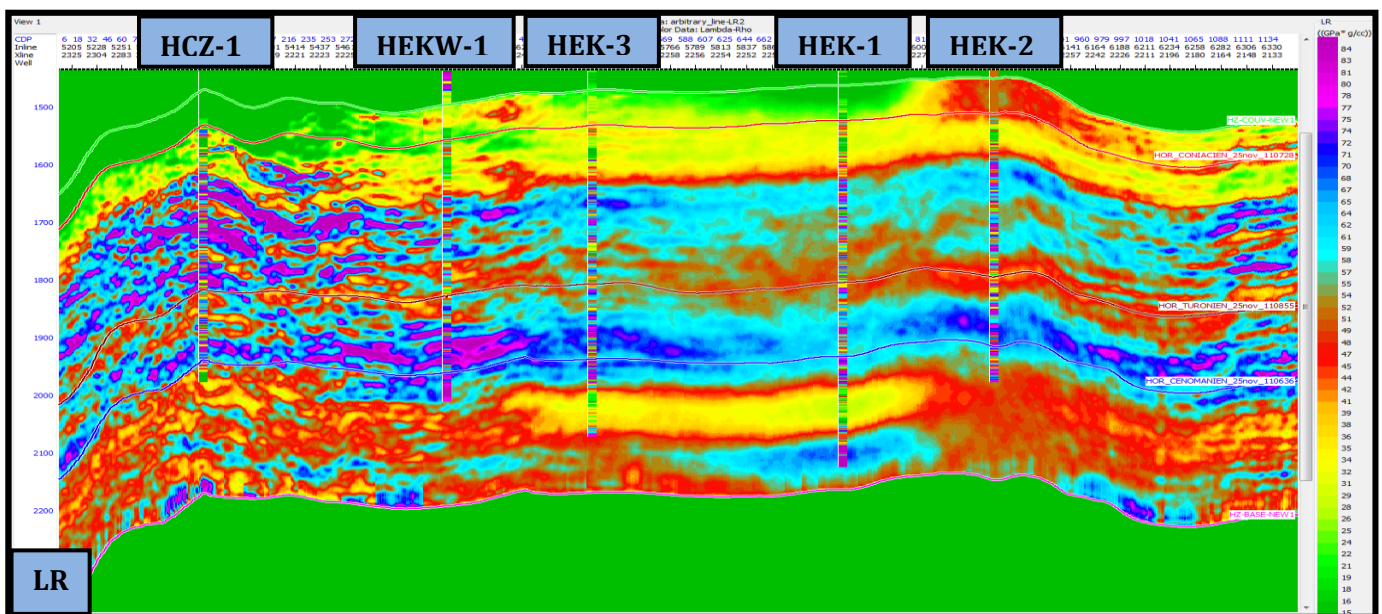


Figure V70: Résultats d'inversion du module Elastisque .

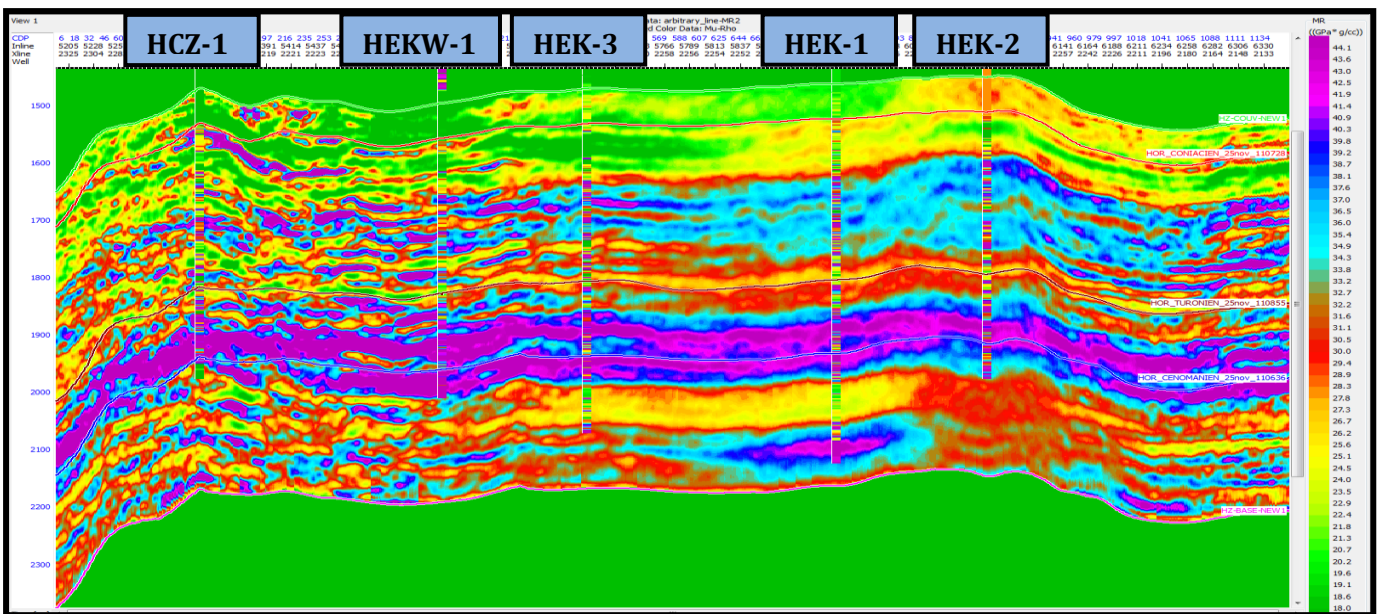
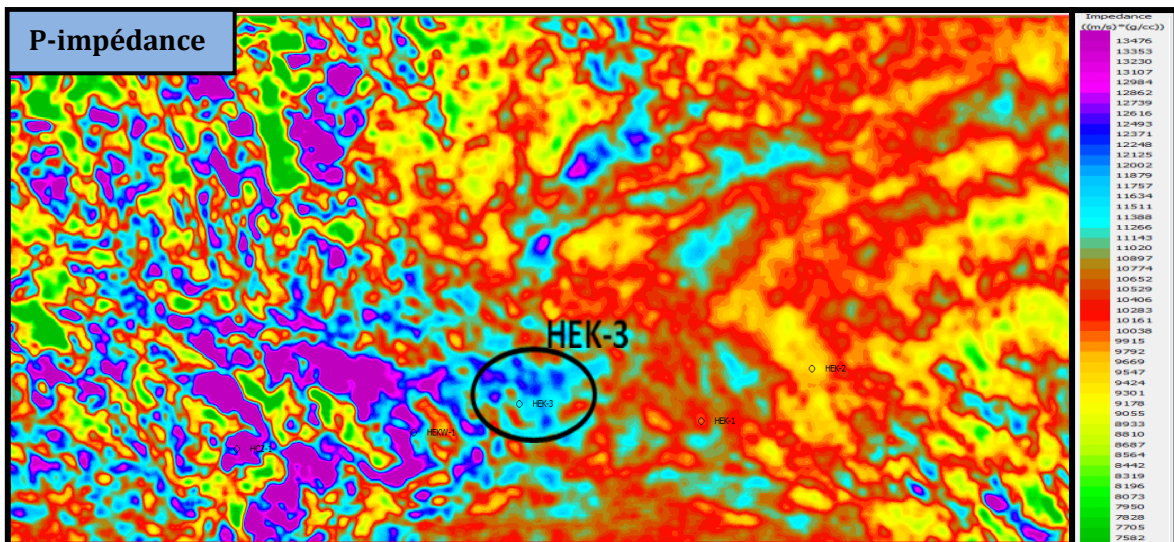


Figure V71: Résultats d'inversion du module Elastisque .

V.4.8.B) Résultats d'Inversion sur une horizon slice :

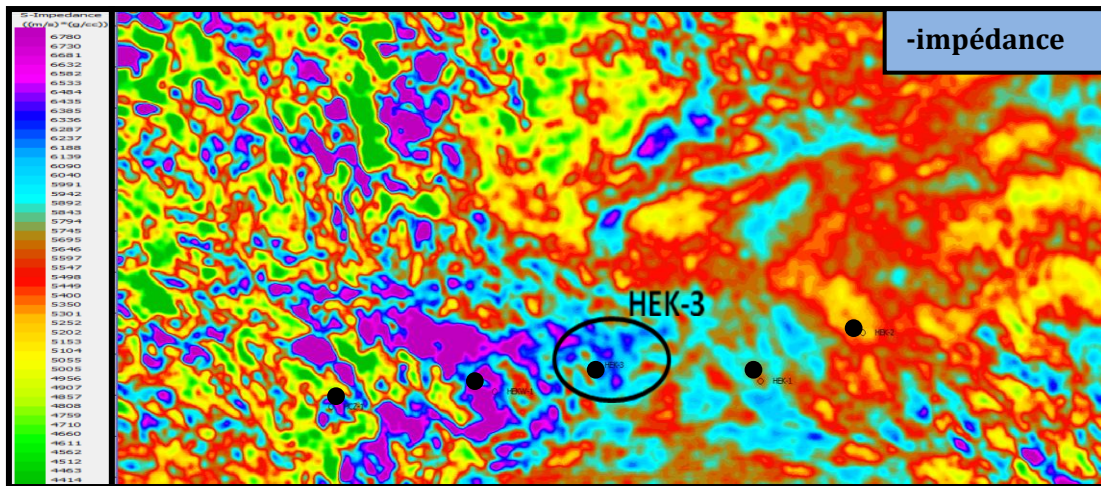
V.4.8.B -1 Horizon slice en impédance élastique IP :

L'analyse de l'horizon slice du réservoir coniacien, montre de faible valeur en $I_p(9000)$ au niveau du puits HEK2, par contre au niveau de HEK1, elle atteint 10000 et à HEK3 elle est de 12000. Quant à HEKW1, elle chute à 12700, puits elle atteint un maxima à HCZ1 de 13500.



V.4.8.B -2 Horizon slice en impédance élastique IS :

Elle montre une augmentation de valeurs de Is d’Est en Ouest ; au niveau de HEK2 l’impédance Is est faible (5000), par contre à HEK1, elle est de 6000 et passe à 6200 à HEK3, par contre à HEKW1 et HEKZ1 elle atteint 6500. Cette variation montre encore la variation du faciès sédimentologie du réservoir coniacien. En effet à HEK2, le faciès du coniacien tend à des grainestone –pakstone d’où la faible valeur de IS avec un espace poreux de 7% chargé d’eau affecte aussi Ip qui vaut 9000.



V.4.8.B -3 Horizon slice en volume de calcaire Vlim et porosité totale :

Un taux de 85% de calcaire est enregistré à HCZ1, HEK3 et HEKW1 qui ont un espace poreux de l’ordre de 5-6% en porosité totale. Le volume en calcaire chute à 66% à HEK1 avec une porosité de 7.5%, par contre à HEK2 nous avons un volume de calcaire de 72% et un espace poreux de 7%

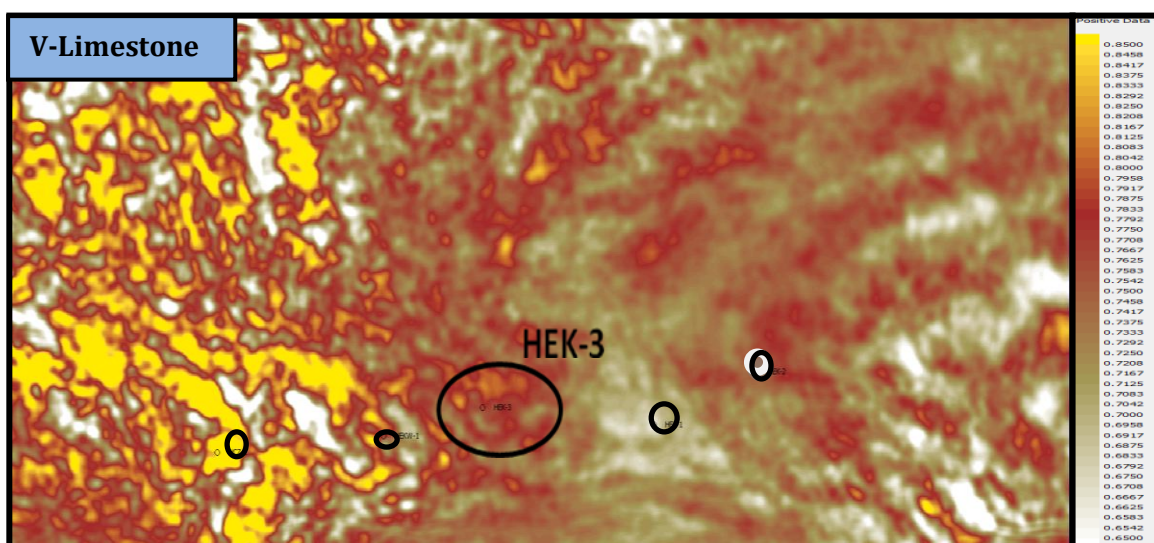


Figure V74: Horizon Slice du coniacien du volume de limestone

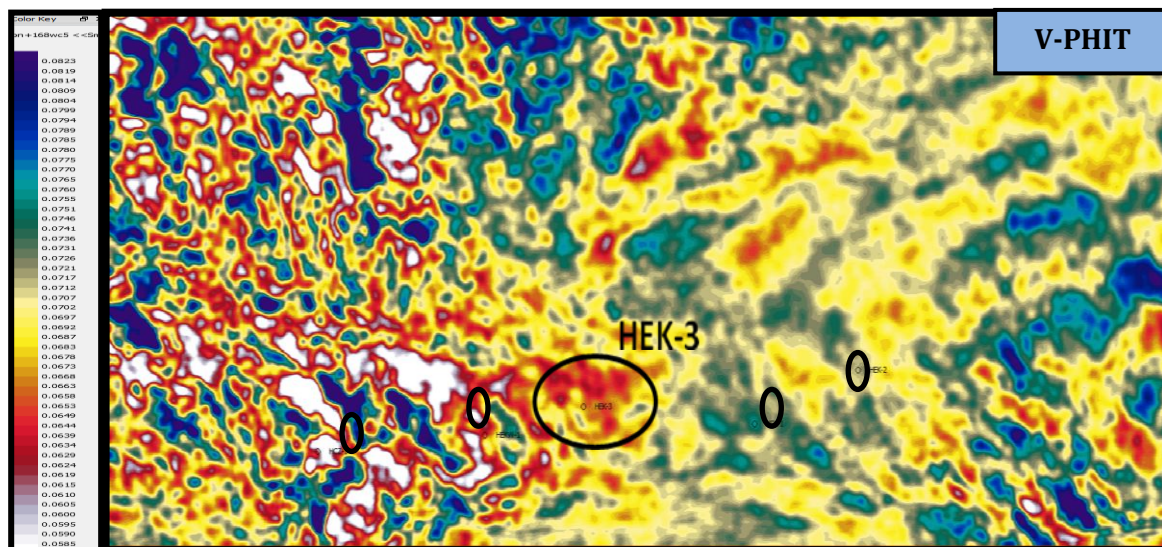


Figure V75: Horizon Slice du coniacien de la porosité totale

V.4.8.B -4Horizon slice en densité et Vp/Vs :

L’horizon slice de la densité au niveau du réservoir coniacien montre une faible valeur de 2.4 à HEK2, par contre à HEK1, HEK3, HEKW1 et HCZ1elle est de 2.5-2.6.quant au rapport Vp/Vs, au niveau des puits HEK1, HEK3, HEKW1 est de 1.8 et à HCZ1 est de 2.2

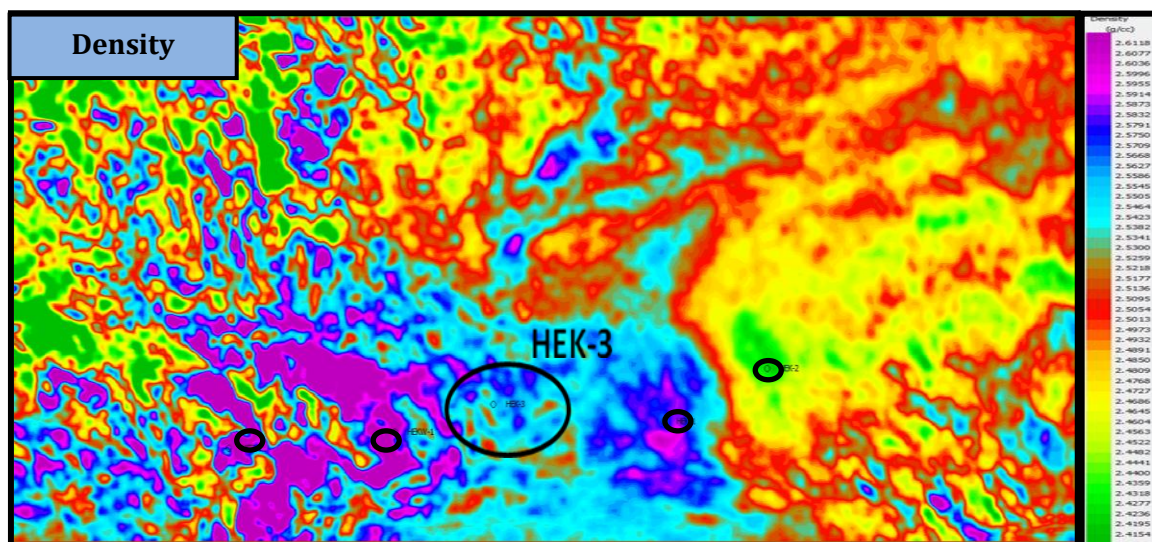


Figure V76: Horizon Slice du coniacien de la densité

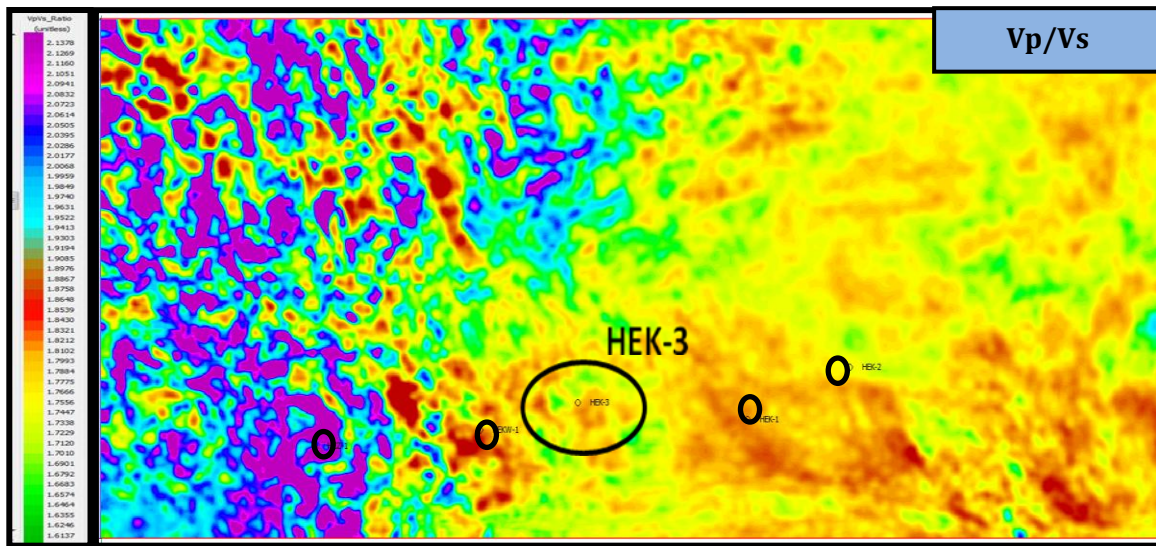


Figure V77: Horizon Slice du coniacien de Vp/Vs

V.4.8.B -5 Horizon slice en Lrho et Mrho

1- L'horizon slice de Mrho au niveau du réservoir coniacien montre une faible valeur de 25 GPa*g/cc à H2, elle évolue à 36 GPa*g/cc à HEK1 , par contre à HEK3, elle est de 39-42 GPa*g/cc entre HEKW1 et HCZ1, ceci montre que le coniacien se distingue par un module de rigidité très variable du à sa composante minéralogique. Quant au module Lrho, il présente les mêmes caractéristiques que Mrho.

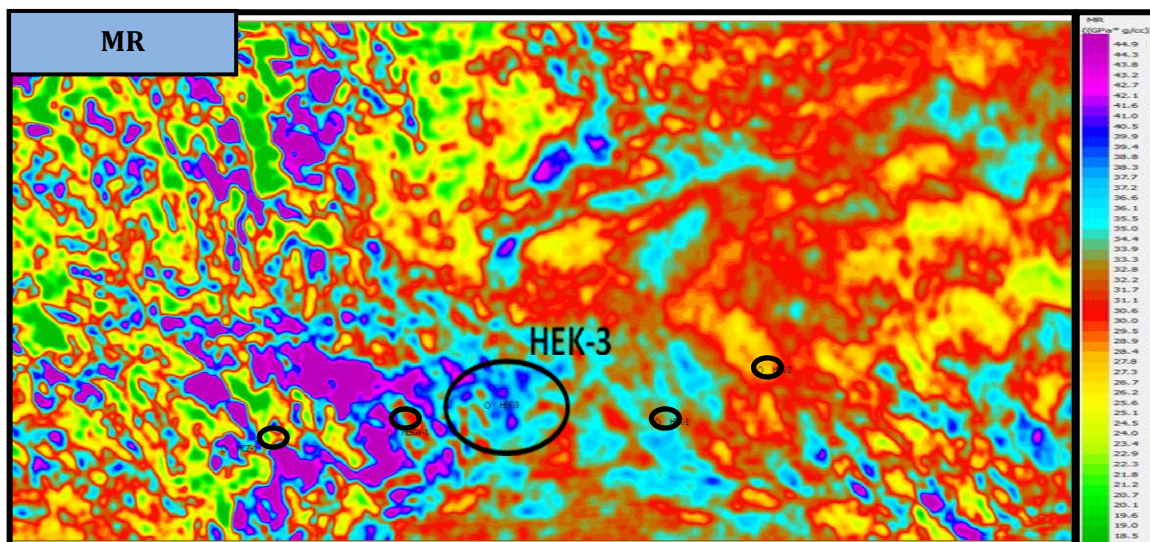


Figure V78: Horizon Slice du coniacien de MR

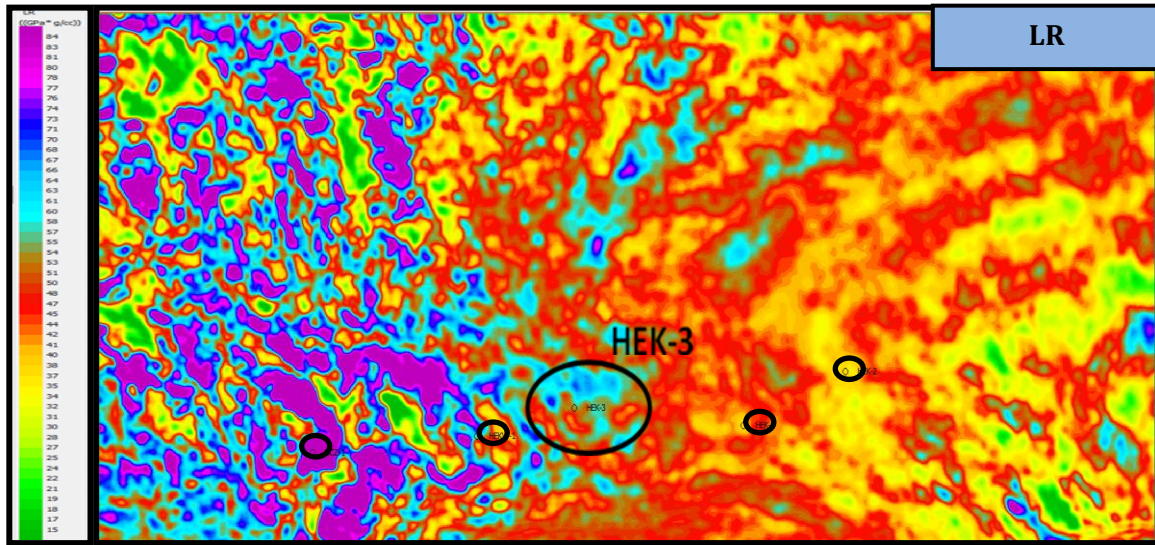


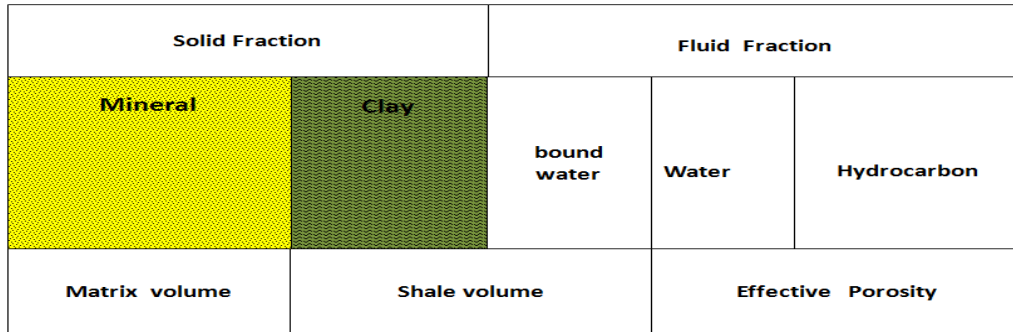
Figure V79: Horizon Slice du covarié de LR

V.5-Characterisation des réservoirs

V.5.1 Génération des paramètres pétrophysiques

Plusieurs volumes de paramètres pétrophysiques ont été générés en utilisant les résultats de l'inversion (Z_p , Z_s , Densité, V_p/V_s , V_p , V_s , $LRet$ MR) et en se basant sur le modèle suivant:

Reservoir Rock



V.5.1.1 Volume du Sandstone :

$$V_{sandstone} = 1 - \Phi_t - (1 - \Phi_{sh}) \cdot V_{sh}$$

(V.13)

Avec:

- Φ_t : porosité
- Φ_{sh} : volume d'eau liée aux argiles
- V_{sh} : volume d'argile

V.5.1.2 Saturation en eau de formation S_w décrite en fonctions des facteurs suivants :

$$\tau = f(V_p, V_s, K_f, \rho_b, \Phi, V_{mineral}, V_{sh}, K_{mineral}, K_{sh})$$

(V.14)

Avec:

- T : Fluid tortuosity
- V_p : *P velocity*
- V_s : *Shear velocity*
- P_b : *density*
- Φ : *porosity*
- K_f : *Fluid incompressibility modulus*
- $K_{mineral}$: *module d'incompressibilité du minéral*
- K_{sh} : *shale incompressibility modulus*
- $V_{mineral}$: *mineral volume*
- V_{sh} : *shale volume*

V.5.2 Le module de Young

Le module de Young, E , est le rapport contrainte-déformation quand une tige est étirée ou comprimée [4].

$$E = \frac{\Delta F/A}{\Delta L/L} = \frac{9k\mu}{3k + \mu} \quad (\text{V.15})$$

Où :

ΔF = Force par unité de surface,

A = Section,

L = Longueur initiale,

ΔL = Variation de la longueur L .

Un matériau dont le module de Young est très élevé est dit rigide. L'acier, l'iridium, le diamant, sont des matériaux très rigides, l'aluminium et le plomb le sont moins, les matières plastiques et organiques sont généralement peu rigides. Il ne faut cependant pas confondre élasticité et rigidité puisque la raideur d'une poutre par exemple dépend de son module de Young mais aussi du moment d'inertie de sa section.

V.5.3 Le coefficient de Poisson

Le coefficient de Poisson σ , est le rapport de la contrainte transversale à la contrainte longitudinale quand une tige de longueur L est tirée et allongée de ΔL et sa largeur W se contractant d'une quantité ΔW [4].

$$\sigma = \frac{\Delta W/W}{\Delta L/L} = \frac{3k - 2\mu}{6k + 2\mu} = \frac{E}{2\mu} - 1 \quad (\text{V.16})$$

Le coefficient de Poisson σ , varie de 0 pour les matériaux rigides à 0,5 pour les liquides.

V.5.4 Degré de Fissuration

La mesure de la vitesse ultrasonore des roches est pratiquée couramment, par transmission ou réflexion des ondes sonores. Cette mesure, facile et rapide, fournit un élément d'identification du matériau susceptible de renseigner sur son état d'altération, de microfissuration, etc., notamment au moyen de l'indice de continuité introduit par C. Tourenq et *al.* [1971].

Cet indice de continuité I_c défini comme le rapport de la vitesse des ondes P mesurée dans l'échantillon à la vitesse des ondes calculée $V_{p\text{ma}}$ à partir de la composition minéralogique.

$$I_C = V_{p \text{ mesuré}}/V_{p \text{ ma}} \quad (\%) \quad (\text{V.17})$$

$V_{p \text{ ma}}$ est la moyenne arithmétique pondérée des vitesses des ondes V_{pi} , de chaque minéral constitutif de la roche,

Les Coefficients de pondération étant les teneurs c_i , de la roche en chaque minéral :

$$V_{p \text{ ma}} = (V_{p \text{ sand}} * C_{\text{sand}}) + (V_{p \text{ dol}} * C_{\text{dol}}) + (V_{p \text{ cal}} * C_{\text{cal}}) + V_{p \text{ clay}} * C_{\text{clay}} + \dots \quad (\text{V.18})$$

$$I_C (\%) = 100 * (V_{p \text{ mesuré}}/V_{p \text{ ma}}) \quad (\text{V.19})$$

Cet indice peut être complété par le calcul du degré de fissuration (Df) [C. Tourenq et A. Denis, 1982] :

$$Df = 100 - 1,4\phi - I_C \quad (\text{V.20})$$

(Df : représente le degré de fissuration en %).

(ϕ : représente la porosité en %).

Dans le cas des roches exclusivement poreuses ($\phi_{\text{totale}} = \phi_p$), il y a une relation expérimentale entre l'indice de continuité $I_C = I_{Cp}$ et la porosité ϕ :

$$I_C = 100 (1 - 1,5 \phi_p)$$

Dans le cas le plus courant d'une roche poreuse et fissurée, la porosité totale ϕ_{totale} est égale approximativement à ϕ_p , ce qui permet d'évaluer ce que serait la valeur de l'indice de continuité I_{Cp} du milieu poreux correspondant à la roche si elle n'était affectée que de pores :

$$I_{Cp} = 100 (1 - 1,5 \phi_{\text{totale}}) \quad (\text{V.21})$$

$$\Phi_{\text{totale}} = \phi_p + \phi_f \quad (\text{V.22})$$

Φ_p : est la porosité matricielle.

Φ_f : est la porosité des fissures.

La différence entre la valeur de l'indice de continuité mesuré I_C et cette valeur I_{Cp} correspond à l'existence des fissures; elle est exprimée de manière relative par le Degré de Fissuration DF :

$$DF = 100 * (1 - (I_C/I_{Cp})) \quad \% \quad (\text{V.23})$$

L'importance de la mesure de la vitesse des ondes longitudinales Permet de déceler les erreurs grossières ; elle révèle en outre la diversité de forme des signaux recueillis

Après transmission à travers la roche. Il a paru intéressant de rechercher les facteurs qui déterminent cette variété morphologique des signaux, et de présenter quelques comportements

types des roches, vis-à-vis de la propagation des ondes longitudinales, comportements liés principalement au pouvoir atténuant des matériaux. En effet, si la vitesse des ondes est un paramètre purement élastique de la roche, la modification du signal vibratoire, lors de la propagation dans la roche, peut s'interpréter dans le cadre d'un comportement anélastique, en général viscoélastique linéaire.

V.5.5 La tortuosité

La notion de tortuosité permet de définir un paramètre géométrique pour quantifier l'accroissement du trajet parcouru par le fluide dans la roche, en raison de la complexité du milieu poreux. Il s'agit du rapport entre la longueur du trajet moyen parcouru dans la roche (longueur L_e) et le trajet direct le plus court entre les extrémités (longueur L , sur la figure V.5.5). La tortuosité est fonction du paramètre physique que l'on étudie. Ainsi, la tortuosité hydraulique associée à la circulation du fluide sera généralement plus grande que la tortuosité électrique associée au déplacement des ions dans le fluide (Walsh & Brace, 1984). La tortuosité d'une roche dépend de la distribution de la porosité. Si celle-ci n'est pas parfaitement homogène, on s'attend à ce que la circulation du fluide dans une roche se fasse suivant des chemins particuliers (David et al. 1990). Les chemins d'écoulement préférentiel assurent l'essentiel de la circulation, mais ne représentent souvent qu'une petite fraction du volume poreux disponible (Agrawal et al., 1991). Le remplissage total de l'ensemble des pores de la roche nécessite une durée bien plus longue (David et al., 1993a). La géométrie de ces chemins d'écoulement préférentiel peut évoluer au cours du temps, en fonction des conditions de pression et température auxquelles est soumise la roche (David, 1993b).

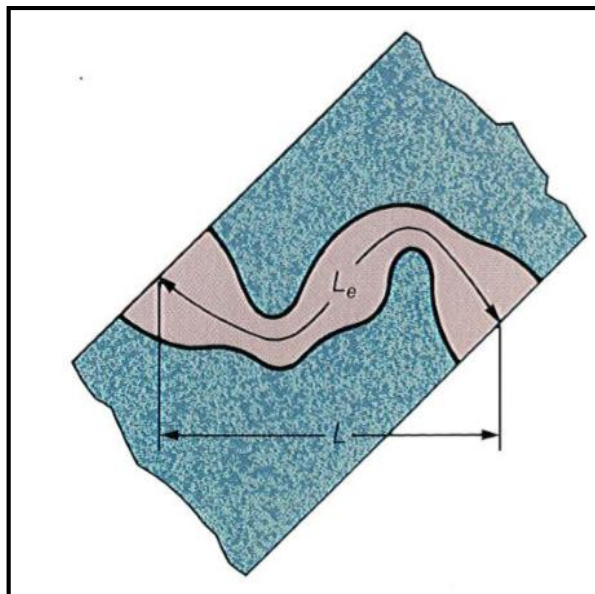


Figure V.5.5: la tortuosité est définie le rapport fluide et propriétés électrique de roche poreuse $(L_e / L)^2$.

V.5.6 Les Profils de la caractérisation des réservoirs de Hassi EL Kerma (HEK):

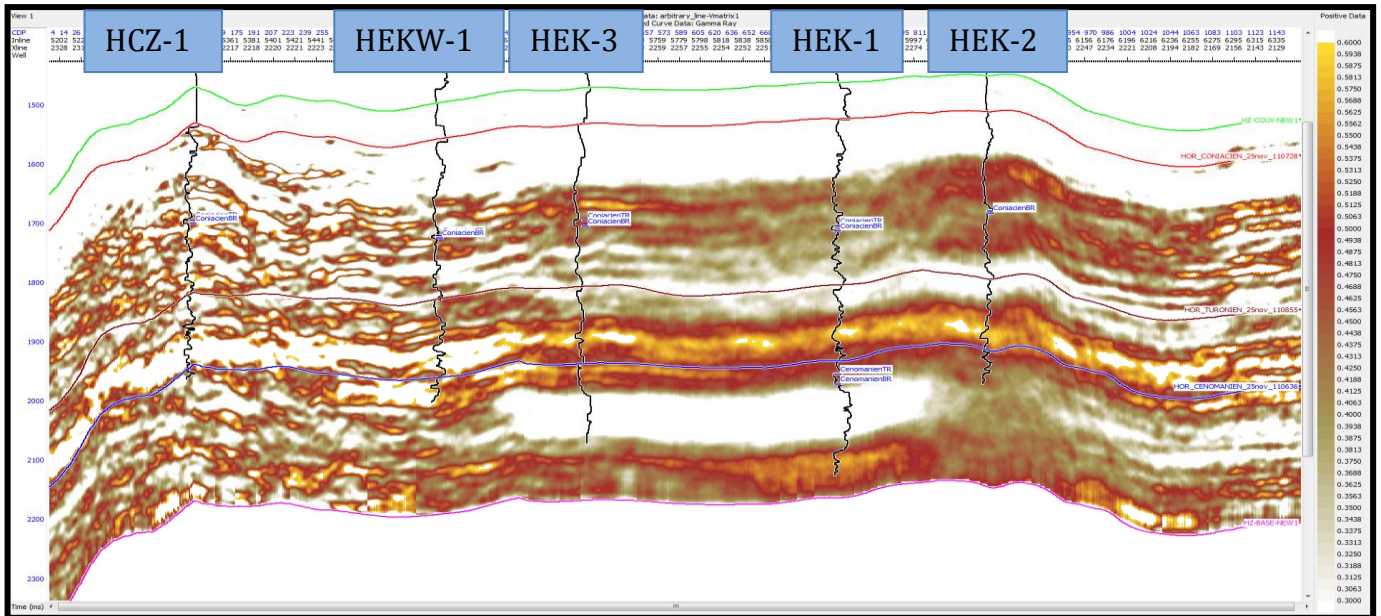


Figure V.5.6-1: Profil du volume de la matrice

Deux faciès essentiels ont été rencontrés sur les cinq puits dans les réservoirs du coniacien et turonien, il s'agit des calcaires et des dolomies. Ce profil montre une variation latérale du volume de la matrice, en effet, nous constatons un volume de 50% de calcaires qui évolue vers l'Est à des dolomies et calcaires dolomitiques ou le volume de calcaires atteint 30%. Quant au Turonien, nous avons un volume de calcaires de 40% et 60% de dolomies, par contre vers HCZ1 et HEKW1, nous avons un volume de 100% de dolomies.

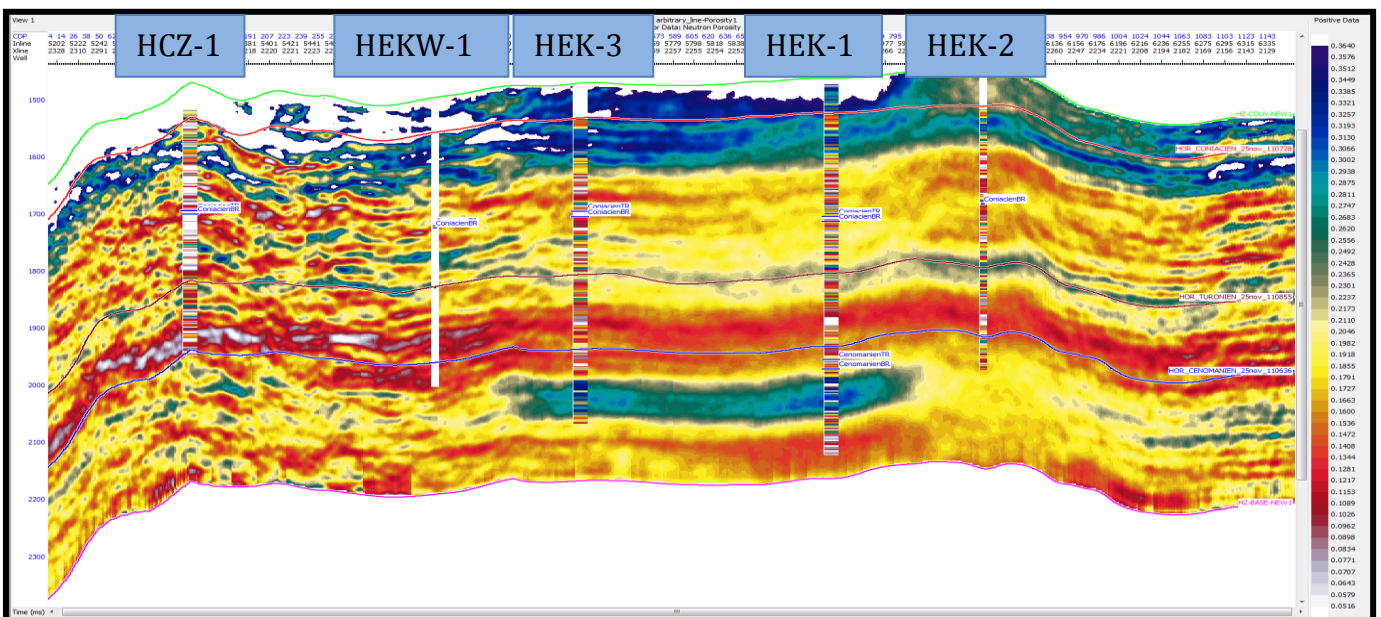


Figure V.5.6-2: Profil du volume de la porosité totale

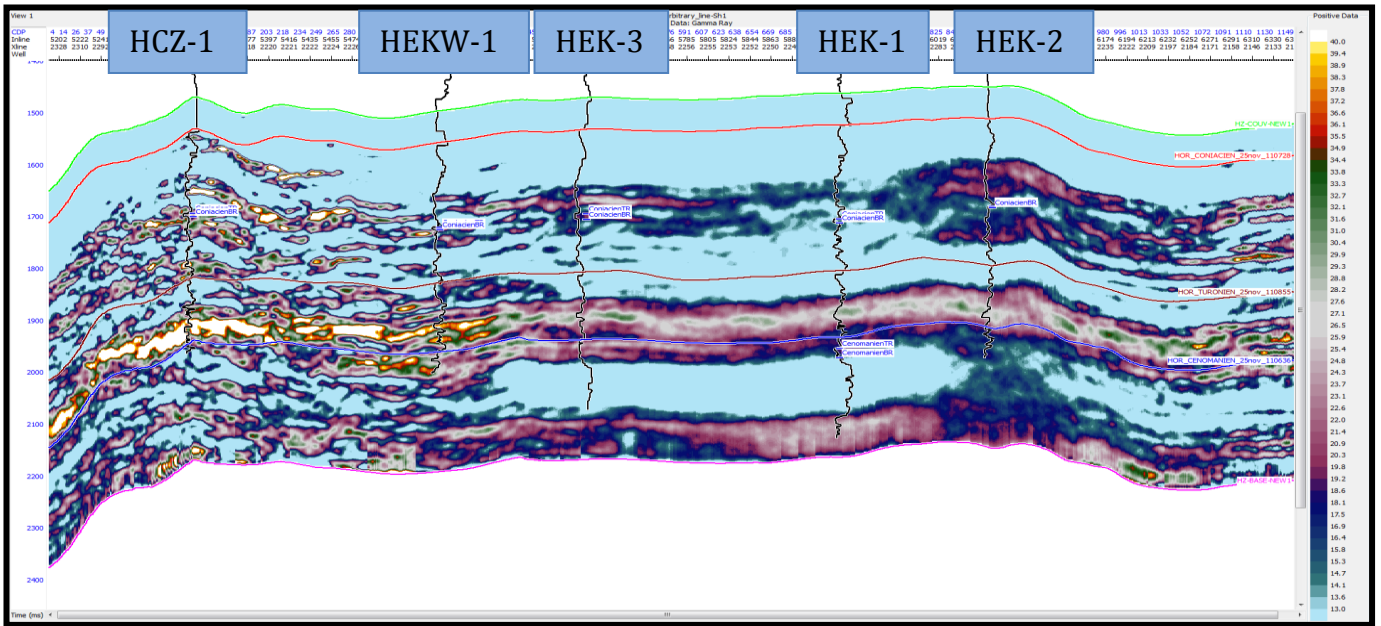


Figure V.5.6-3: profil du volume de la saturation en d'hydrocarbure

La saturation en hydrocarbures montre au niveau du coniacien de valeurs comprises entre 22% à HEK2 et 33% à HEK1-HEK3 et ce pour une porosité effective de 3%. Quant aux puits HW1 et HZ1, S_h chute à 13% pour une porosité effective de 5%.

Quant au Turonien, nous avons une saturation S_h de 25% pour une porosité de 3% au niveau de HEK1et HEK3. Concernant HEKW1 et HCZ1, nous avons S_h de l'ordre de 40% pour une porosité de 4%

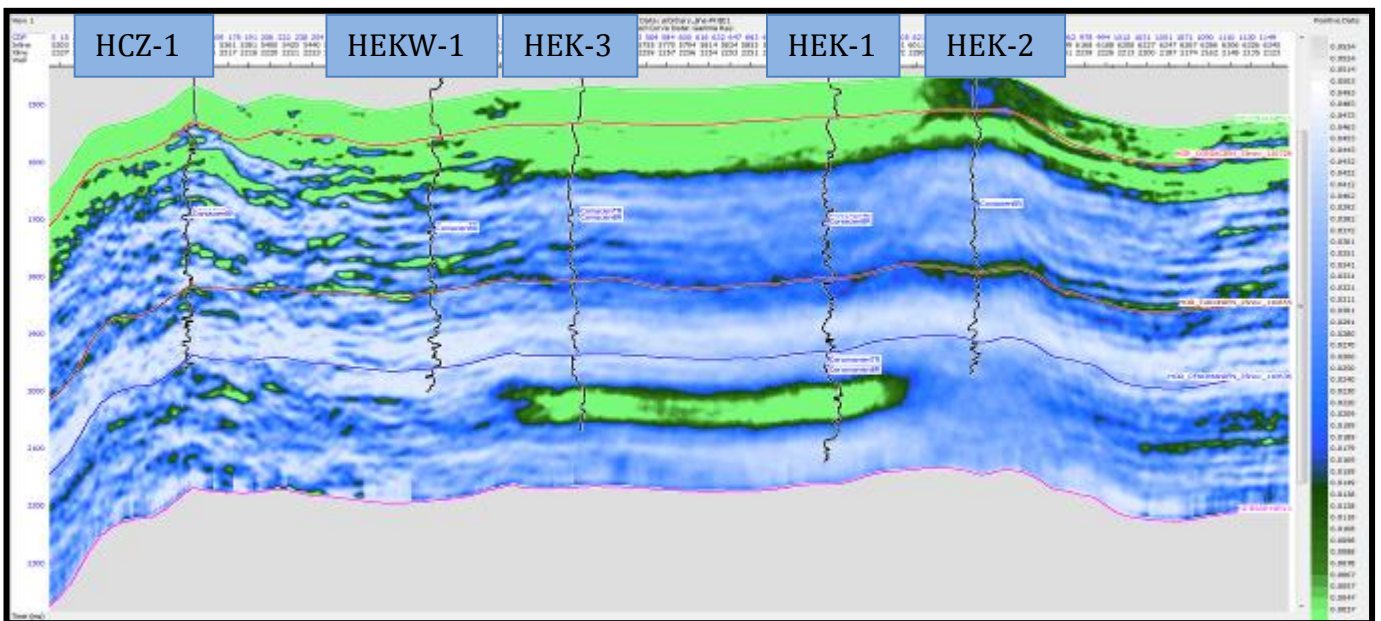


Figure V.5.6-4: profil du volume de la porosité effective

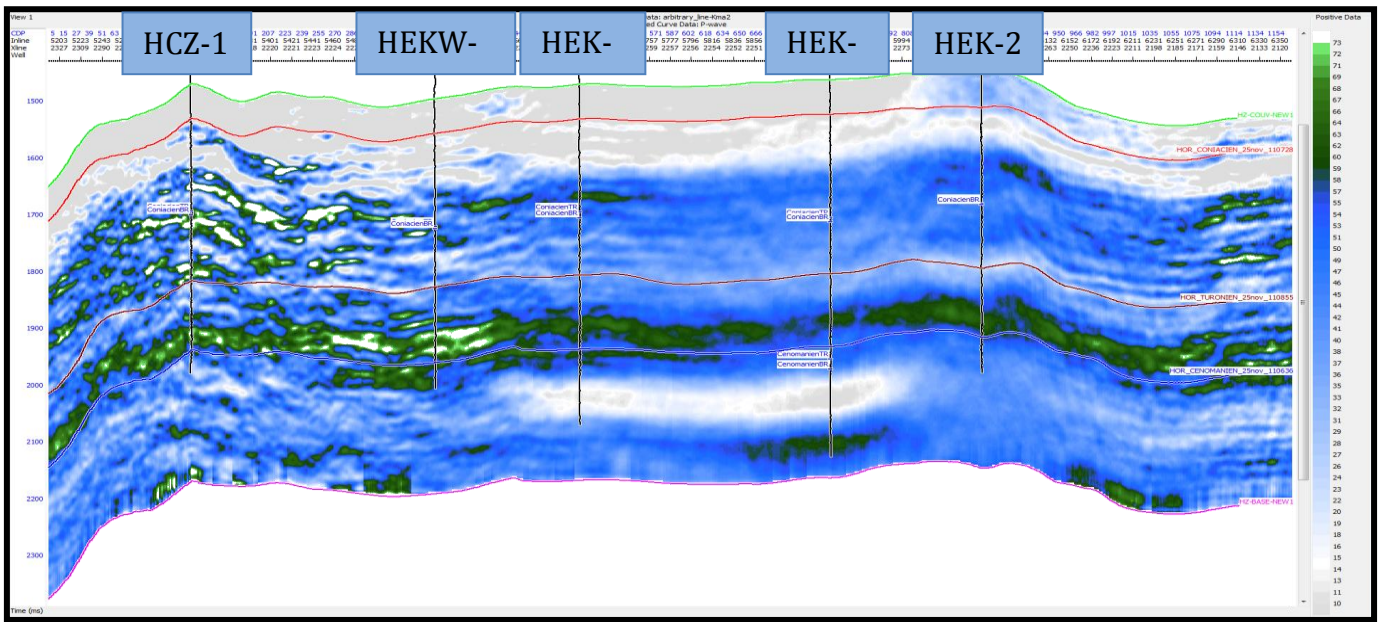


Figure V.5.6-5: profil du volume d'incompressibilité de la matrice(Kma)

Le bulk modulus de la matrice (Kma) montre une zone bleue de 50 GPa entre HEK2-HEK3 et le shear modulus de la matrice (Uma) de 26 GPa, ceci indique que la matrice est essentiellement des calcaires poreux ce qui a chuté (Kma) ; par contre aux niveaux de HEKW1 et HCZ1, Kma montre des valeurs de 60 GPa et Uma de 19 GPa.

Pour le réservoir Turonien, nous avons un Kma de 65 GPa et Uma de 35 GPa et qui évolue vers 72 GPa et Uma 34 GPa à HCZ1. Ceci témoigne le passage d'un niveau calcaire wacstones à packstones vers des calcaires dolomitiques

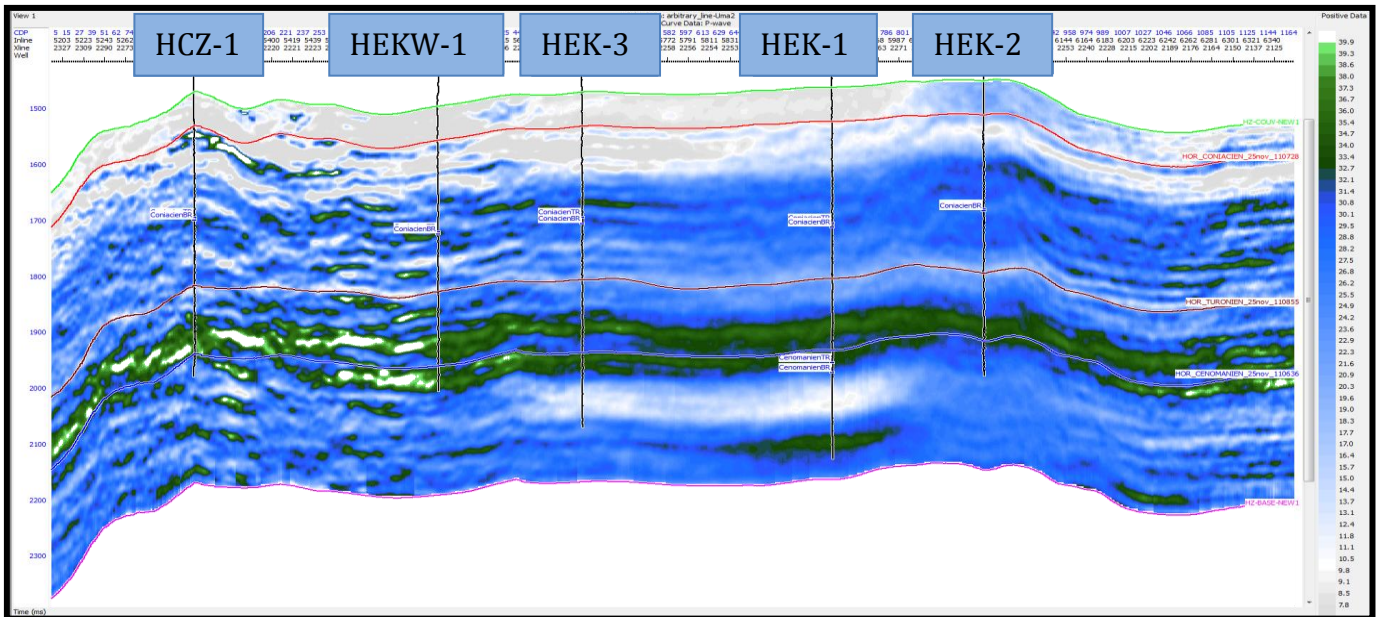


Figure V.5.6-6: profil du volume de la rigidité de la matrice(Uma)

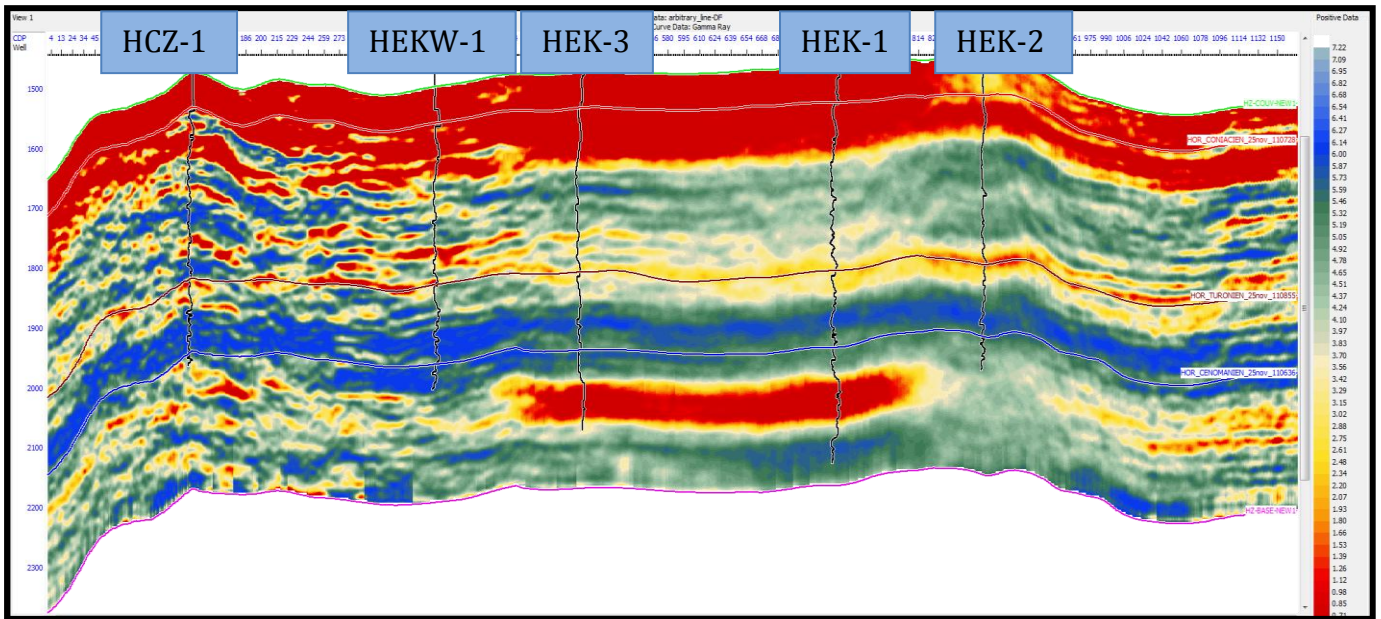


Figure V.5.6-7: Profil du volume du degré de fissuration

La tortuosité montre de faibles valeurs entre HEK2 et HEK3 de 1.6 et qui évoluent à 1.9 entre HEKW1 et HCZ1, ceci se traduit par des valeurs de degrés de fissuration très fortes à HEK2-HEK3 de 5 et de faible valeurs de 2.

Pour le Turonien, nous avons de forte valeur de Tortuosité 1.8 et qui évolue à 1.9 à HCZ1, pour le DF nous avons la même progression avec une augmentation de l'ouest vers l'Est.

Cette anomalie peut être expliquée que les fissures qui relient les pores sont colmatés soit par des argiles ou de la calcite.

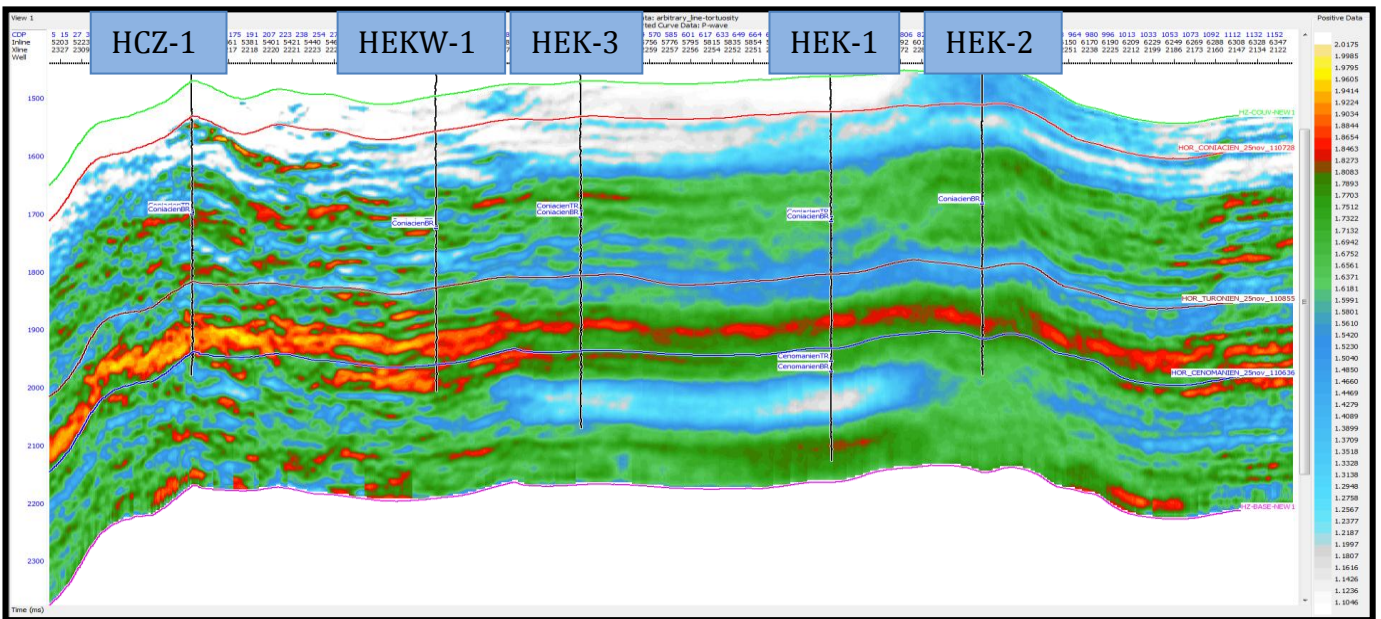


Figure V.5.6-8: profil du volume de la tortuosité

V.5.7 Conclusion

L'analyse des attributs sismiques en occurrence I_p , I_s , L_{rho} , M_{rho} ont montré que le réservoir coniacien montre de faibles valeurs ce qui corrèle bien avec les résultats pétroliers de H1 et H3.

Pour le Turonien, nous enregistrons de fortes valeurs des paramètres élastiques. Concernant la caractérisation, la tortuosité et le degré de fissuration sont en parfaite corrélation avec les résultats des puits.

Dans l'industrie pétrolière, la connaissance du type, de la nature et de l'extension d'un réservoir a une très grande importance. Ces connaissances sont utilisées tout le long de la vie du gisement pour optimiser l'implantation de nouveaux forages et estimer les réserves d'hydrocarbures et surtout en vue de l'optimisation de la récupération des hydrocarbures.

La mise en œuvre de l'inversion sismique simultanée exige un concours entre les données sismiques et les données de puits afin de mieux estimer les paramètres physiques Z_p , Z_s et la densité qui peuvent être utilisés par la suite dans la génération des autres paramètres élastiques comme les deux coefficients de Lamé (μ, λ). Ainsi l'inversion sismique avant-sommation donne l'avantage d'avoir simultanément plusieurs informations physiques sur le réservoir ce qui enrichi les connaissances sur le réservoir dans un temps relativement réduit.

Malgré les avantages significatifs, il existe des limites à la méthode. La précision de l'inversion sismique simultanée est toujours régie par la qualité de la base des données d'entrée et surtout les données sismiques dont la qualité est conditionnée par une forte atténuation des bruits et un bon traitement en amplitudes préservées. De plus, il se pose le problème du temps de calcul qui se pose principalement pour une étude 3D ce qui exige la disponibilité des calculateurs assez puissants. Les résultats obtenus par l'inversion sismique simultanée reste tributaire de l'intégration des autres techniques d'investigation en géologie et en géophysique afin d'assurer que l'interprétation sur le réservoir est assez acceptable.

Dans notre étude, nous avons exploité les résultats d'inversion pour rechercher une éventuelle présence d'hydrocarbures. Ceci est considéré comme une initiation dans ce contexte. Les paramètres pétrophysiques obtenus permettent d'approfondir l'interprétation quantitative qui consiste à calculer d'autres paramètres pétrophysiques tel que la perméabilité, la porosité et la saturation en eau.

Les différentes études effectuées sur l'inversion ont montré que l'estimation des paramètres de sous-sol dépend du type d'onde que l'on inverse. Une estimation d'impédance d'onde S à partir des données (PP) est envisageable dans le cas où l'on inverse des grandes angles ce qui est pas toujours réalisés. Alors à partir des données (PS) on peut espérer dans le futur d'estimer correctement Z_s que Z_p .

Livres et articles :

- [1] AITOUCHE.M.A, DJEDDI.M, OUAHBI.A , 1994
« **Traitement du signal. les représentations conjointes temps-fréquence** » ,OPU.
- [2] BADARI.K, DJEDDI.M , 1994
« **Elément de sismologie** », OPU.
- [3] BRANKHEAD.B,HAMPPSON.D.P,RUSSEL B.H, 2006
« **simultaneous inversion of pré-stack seismic data** », Geohorizons No 15.
- [4] HENRY.G,1994
« **Géophysique des bassins sédimentaires**», Edition Technip, Paris.
- [5] RUSSEL.B, HEDLIN.K, HILTERMANN.F , 2003
« **fluid-property discrimination with AVO : A Biot-Gassmann perspective**», Géophysics Vol 68,No 1.
- [6] JOHN P. CASTAGNA , TEVEN.W. SMITH, 1994
«**Comparison of AVO indicators: A modeling study** »Geophysics, Vol. 59, No 12.
- [7] JOHN P.CASTAGNA, HERBERT W.SWAN, 1997
« **Principles of AVO crossplotting**»,ARCO Exploration and Production Technology, Plano, Texas
- [8] TARANTOLA.ALBERT, 2005
« **Inverse problem theory and methods for model parameter estimation**», Edition Siam.
- [9] CURIAD.D, 2009
« **Seismic inversion, still the best tool for reservoir characterization**», CSEG Recorder.
- [10] SHERIFF.R.E, 1975
« **Factors affecting seismic amplitudes**», Géophysical prospecting Vol.23
- [11] SHERIFF.R.E, TANER.M.T , 1979
« **Seismic attribute measurements help define reservoirs**», Oil and Gas journal.
- [12] SHUEY.R , 1985
« **A simplification of the Zoeppritz equations**» , Géophysics, Vol.50,No4.
- [13] YILMAZ.O, 1987
« **Seismic data analysis: Processing, inversion and interpretation of seismic data** » , Investigation in geophysics No 10.

Autres documents:

- [14] D.FERAHTIA, 2001
« **Le domaine des attributs sismiques appliqué à la détection directe des hydrocarbures (étude de cas au Sahara Algérien)** ». Mémoire de Magister, Université de Boumerdes.
- [15] N.DJARFOUR, 2001
«**Interprétation géophysique intégrée :Application des techniques d'inversion généralisée, de tomographie sismique et réseau de neurones artificiels à estimation des paramètres acoustiques** ». Mémoire de Magister, Université de Boumerdes.

[16] A.KASSOUNI, 2004

« **Analyse et inversion AVO pour la prédiction de la lithologie et la présence d'hydrocarbures** ». Mémoire de Magister, Université de Boumerdes.

[17] A.EGRETEAU, 2005

« **Etude des variations de l'amplitude de réflectivité du sous-sol après imagerie sismique en profondeur** ». Thèse de Doctorat , Ecole des Mines de Paris.

[18] A.BENHAMA, A.GUERCHAOUI , 2007

« **Traitement et interprétation des amplitudes en sismique réflexion** ». SH.IAP

[19] KERN.M, 2003

« **Problèmes inverses** ». Ecole supérieur d'ingénieur LEONARD DE VINCI.

[20] AVO Workshop part1, part 2. Rapport CGG veritas.2001.

[21] STRATA training documentation. Rapport CGG veritas.2001.