

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA-BOUMERDES



FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE
DEPARTEMENT DE GENIE PARASISMIQUE, GEOPHYSIQUE ET PHENOMENES
ALEATOIRES

Mémoire de Fin d'Etudes

En vue de l'obtention du diplôme :

MASTER

Thème

**Caractérisation des réservoirs à gaz en utilisant
l'analyse et l'inversion AVO Prés stack
simultanée**

Notion sur la fracturation hydraulique

Présenté par :

BOUKERSI Amine et OULHACI Asma

Encadré par :

Dr FERAHTIA Jalal

Devant le jury :

Dr ELADJ Said

Prof DJEDDI Mabrouk

Année Universitaire : 2014/2015

Remerciements

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

On tient tout d'abord à remercier **D^r Ferahtia Jalal**, pour avoir accepté d'être notre rapporteur. 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 pendant la première période de notre travail.

Nos profonds reconnaissances s'adressent également, à Mademoiselle **Belkacemi Kamilia** ingénieure géophysicienne à l'Entreprise Nationale de Géophysique, pour nous avoir proposé ce sujet et nous avoir suivi en mettant à notre disposition ses connaissances et ses documents.

On tient aussi à adresser nos profonds respects et nos remerciements à Madame **Guezzoul Zahra** Ingénieur Géophysicienne et Madame **Chaib** Ingénieur géologue à l'Entreprise Nationale de Géophysique pour leur aide et leur disponibilité.

Notre reconnaissance s'adresse également à Monsieur **Ouabed**, Chef de département Développement à l'Entreprise Nationale de Géophysique, pour ses encouragements et son écoute.

On voudrait également remercier cordialement Monsieur **Ouadfeul**, Enseignant à l'Institut National du Pétrole (IAP) 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 Ferahtia Jalal**, Monsieur le **Professeur Djeddi.M**, **D^r Eladj.S**, **D^r Djarfour.N**, **Professeur Bouguern.A**, **D^r Aitouche.M**, **D^r Allek**, Monsieur **Baouche**, Monsieur **Hacine**, Madame **Ouadfeul.L** 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 deux chers frères Sofiane et Amokrane.

Mes grands-mères.

A la mémoire de mes deux chers grands-pères.

Mon binôme, Oulhaci Asma avec qui j'ai passé trois agréables années d'étude et toute sa famille.

A mes meilleurs amis Chabane Samy, Baali Ilyes, Hadj Arab Omar, Zahia, Sofia, Dounia, Yacine, Salah, Djilali, Hcen, Djamal, Mustapha.

A mes oncles, tantes, cousins, cousines, et à toute ma famille.

A toute ma promotion 2013

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

Boukersi Amine.

Je dédie ce modeste travail

A mon très chère père, que dieu ait son âme et l'accueille en son vaste paradis.

*A Ma très chère mère, femme de courage et soutien de tous les moments
en témoignage de ma reconnaissance envers le soutien, les sacrifices et tous les
efforts qu'elle a consentie pour mon éducation et ma formation
que Dieu te comble pour ton amour et ton sens du partage.*

A Mes deux frères AHMED et SIFOU

*A Ma sœur DOUNIA 'doudou' pour son soutien, ses conseils et surtout sa
présence à mes cotés.*

A mes grands-parents

*A tous mes oncles, mes tantes, mes cousins et cousines
A mon adorable Wassim que dieu le garde et le protège pour ses parents.*

À toute ma famille

*A Mon binôme, collègue et ami Boukersi Amine avec qui j'ai passé 3 ans d'étude
et 3 agréables mois de stage et préparation*

A ma très chère MARWATI 'Marwa'

A mes copines : Amira et Fahima

*À tous mes amis : Sidou MU, Ilyes l'artiste, Moh chingy, Omar Booba, Abess
Brésilien, Sofiane socker, Ali Kroké, Zobeyer Zou*

A tout le groupe IGP 08

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

OULHACI ASMA

Sommaire

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

Chapitre I : Propriétés des roches

I.1 Introduction :.....	Error! Bookmark not defined.
I.2 Propriétés pétro-physiques des roches :	Error! Bookmark not defined.
I.2.1 La roche :	Error! Bookmark not defined.
I.2.2 La roche réservoir :.....	Error! Bookmark not defined.
I.2.3 La porosité :.....	Error! Bookmark not defined.
I.2.4 La perméabilité :.....	Error! Bookmark not defined.
I.2.5 Les saturations :.....	Error! Bookmark not defined.
I.3 Les paramètres acoustiques de la roche :.....	Error! Bookmark not defined.
I.3.1 La densité :	Error! Bookmark not defined.
I.3.1.1 La densité en fonction de la saturation en eau :(Figure I.3).	Error! Bookmark not defined.
I.3.1.2 Relation de gardner :.....	Error! Bookmark not defined.
I.3.1.3 Les études de castagna :.....	Error! Bookmark not defined.
I.3.2 Les vitesses des ondes sismiques :	Error! Bookmark not defined.
I.3.2.1 Relation de Castagna :.....	Error! Bookmark not defined.
I.3.2.2 Relation de Krief :	Error! Bookmark not defined.
I.4 Les équations de Biot-Gassmann :.....	Error! Bookmark not defined.
I.5 Étude particulière du coefficient de poisson :.....	Error! Bookmark not defined.
I.6 Conclusion :	Error! Bookmark not defined.

Chapitre II : Traitement en amplitudes préservées

II .1 Introduction	Error! Bookmark not defined.
II.2 Facteurs affectant l'amplitude des réflexions sismiques	Error! Bookmark not defined.
II.2.1 Facteurs dépendants de la sub-surface	Error! Bookmark not defined.
II.2.1.1 Absorption.....	Error! Bookmark not defined.
II.2.1.2 La divergence sphérique	Error! Bookmark not defined.
II.2.1.3 Perte par transmission.....	Error! Bookmark not defined.
II.2.1.4 Courbure et complexité structurale	Error! Bookmark not defined.
II.2.1.5 Effet des bancs minces.....	Error! Bookmark not defined.
II.2.1.6 Zone altérée.....	Error! Bookmark not defined.

Sommaire

II.2.1.7 Bruits divers	Error! Bookmark not defined.
II.2.2 Facteurs indépendants de la sub-surface (facteurs exogènes) :	Error! Bookmark not defined.
II.2.2.1 Couplage avec le sol	Error! Bookmark not defined.
II.2.2.2 Directivité de la source	Error! Bookmark not defined.
II.2.3 Facteurs liés à la réflectivité des miroirs	Error! Bookmark not defined.
II.2.3.1 Variation de l'énergie réfléchie en fonction de l'angle d'incidence	Error! Bookmark not defined.
II.2.3.2 Interférence	Error! Bookmark not defined.
II.3 Traitement en amplitudes préservées	Error! Bookmark not defined.
II.3.1 Principe du traitement en amplitude préservées	Error! Bookmark not defined.
II.3.2 Récupération des amplitudes	Error! Bookmark not defined.
II.3.2.1 Compensation de l'absorption et de la divergence sphérique....	Error! Bookmark not defined.
II.3.2.2 Correction d'amplitude surface consistante.....	Error! Bookmark not defined.
II.3.2.3 Egalisation régionale	Error! Bookmark not defined.
II.3.3 La séquence de traitement en amplitude préservées ...	Error! Bookmark not defined.
II.4 Conclusion	Error! Bookmark not defined.

Chapitre III : Théorie de l'AVO

III.1 Introduction :	Error! Bookmark not defined.
III.2 Les équations de Zoeppritz :	Error! Bookmark not defined.
III.3 Approximation des équations de Zoeppritz	Error! Bookmark not defined.
III.4 Règles de Koefoed [1955] et classification des grès à gaz	Error! Bookmark not defined.
III.5 Classes de l'AVO	Error! Bookmark not defined.
III.6 Conclusion :	Error! Bookmark not defined.

Chapitre IV : Modélisation, Analyse et Inversion AVO

IV.1 Introduction :	Error! Bookmark not defined.
IV.2 Problème direct –Modélisation :	Error! Bookmark not defined.
IV.2.1 Introduction :	Error! Bookmark not defined.
IV.2.2 Principe de la modélisation :	Error! Bookmark not defined.
IV.2.3 Les différentes techniques de modélisation AVO : ...	Error! Bookmark not defined.

Sommaire

IV.2.4 Problématique de la modélisation AVO en milieu anisotrope :.....	Error! Bookmark not defined.
IV.2.5 Conclusion :.....	Error! Bookmark not defined.
IV.3 Analyse AVO :	Error! Bookmark not defined.
IV.3.1 Introduction :	Error! Bookmark not defined.
IV.3.2 Analyse AVO qualitative :	Error! Bookmark not defined.
IV.3.2.1 Collections CDP (non sommées) :.....	Error! Bookmark not defined.
IV.3.2.2 Le stack partiel (sommation partielle) :.....	Error! Bookmark not defined.
IV.3.2.3 Collection à angle d'incidence :.....	Error! Bookmark not defined.
IV.3.3 Transformation Offset-Angle d'incidence :	Error! Bookmark not defined.
IV.3.4 Analyse AVO quantitative :	Error! Bookmark not defined.
IV.3.4.1 La section intercept R0 :	Error! Bookmark not defined.
IV.3.4.2 La section gradient G :	Error! Bookmark not defined.
IV.3.4.3 Cross plot AVO :	Error! Bookmark not defined.
IV.3.4.3.1 Interprétation du cross plot Intercept-Gradient :.....	Error! Bookmark not defined.
IV.3.4.4 Autres attributs utilisé lors de l'analyse AVO : ...	Error! Bookmark not defined.
IV.3.5 Conclusion :.....	Error! Bookmark not defined.
IV.4 Problème inverse – l'inversion :	Error! Bookmark not defined.
IV.4.1 Introduction	Error! Bookmark not defined.
IV.4.2 Historique de l'inversion.....	Error! Bookmark not defined.
IV.4.3 Définition de l'inversion	Error! Bookmark not defined.
IV.4.4 L'inversion sismique.....	Error! Bookmark not defined.
IV.4.5 La problématique de l'inversion sismique	Error! Bookmark not defined.
IV.4.5.1 La résolution du problème inverse.....	Error! Bookmark not defined.
IV.4.5.2 La fonction coût.....	Error! Bookmark not defined.
IV.4.5.3 Principe de la méthode du gradient.....	Error! Bookmark not defined.
IV.4.6 Les données de l'inversion sismique	Error! Bookmark not defined.
IV.4.7 le classement des types d'inversion sismique	Error! Bookmark not defined.
IV.4.7.1 L'inversion sismique FULL STACK (Après sommation)	Error! Bookmark not defined.
IV.4.7.2 L'inversion sismique AVO (Avant sommation) .	Error! Bookmark not defined.

Sommaire

IV.4.8 Organigramme d'application d'une inversion sismique :	Error! Bookmark not defined.
IV.4.9 L'inversion sismique AVO	Error! Bookmark not defined.
IV.4.9.1 Les résultats de l'inversion AVO.....	Error! Bookmark not defined.
IV.4.9.2 Les approches de la méthode d'inversion sismique AVO .	Error! Bookmark not defined.
IV.4.9.3 Méthodologie de l'inversion AVO simultanée	Error! Bookmark not defined.
IV.4.9.3.1 Conditionnement des données sismiques à introduire :	Error! Bookmark not defined.
IV.4.9.3.2 Conditionnement des logs de puits à introduire :	Error! Bookmark not defined.
IV.4.9.3.3 Corrélation et Extraction de l'ondelette sismique à utiliser :	Error! Bookmark not defined.
a) l'ondelette sismique	Error! Bookmark not defined.
b) Les méthodes d'extraction de l'ondelette	Error! Bookmark not defined.
c) La corrélation des puits aux données sismiques	Error! Bookmark not defined.
d) Construction du modèle bas fréquent :	Error! Bookmark not defined.
e) Application de l'algorithme d'inversion	Error! Bookmark not defined.
f) Contrôle de qualité et interprétation des résultats d'inversion	Error! Bookmark not defined.
IV.4.10 Conclusion	
.....	Error!

Bookmark not defined.

Chapitre V : Partie géologie

V.1 Introduction :	Error! Bookmark not defined.
V.2 Région d'étude « Bassin de l'Ahnet » :	Error! Bookmark not defined.
V.2.1 Situation géographique.....	Error! Bookmark not defined.
V.2.2 Situation géologique :	Error! Bookmark not defined.
V.2.3 Aspect structural	Error! Bookmark not defined.
V.3 Présentation de la zone d'étude :	Error! Bookmark not defined.
V.3.1 Situation géographique de la structure de Berga	Error! Bookmark not defined.
V.3.2 Structure de Djbel-Berga :	Error! Bookmark not defined.
V.4 Les principaux travaux géophysiques :	Error! Bookmark not defined.
4.1 La sismique réflexion :	Error! Bookmark not defined.

Sommaire

V.5 Aspect stratigraphique :	Error! Bookmark not defined.
V.5.1 Stratigraphie du dévonien :	Error! Bookmark not defined.
V.5.1.1 Dévonien inférieur :	Error! Bookmark not defined.
V.5.1.2 Le Dévonien moyen :	Error! Bookmark not defined.
V.5.1.3 Le Dévonien supérieur :	Error! Bookmark not defined.
V.6 Environnement pétrolier :	Error! Bookmark not defined.
V.6.1 Roches mères :	Error! Bookmark not defined.
V.6.2 Roches réservoirs :	Error! Bookmark not defined.
V.6.3 Roches couvertures :	Error! Bookmark not defined.
V.6.4 Types de pièges :	Error! Bookmark not defined.
V.7 Conclusion :	Error! Bookmark not defined.

Chapitre : Application sur des données réelles

VI.1 Introduction :	Error! Bookmark not defined.
VI.2 Préparation des données d'inversion :	Error! Bookmark not defined.
VI.2.1 Pré-conditionnement des données de puits :	Error! Bookmark not defined.
a. Edition :	Error! Bookmark not defined.
b. Compléter le log sonique en utilisant le Check-shot :	Error! Bookmark not defined.
c. Génération des logs manquants :	Error! Bookmark not defined.
d. Analyse des Cross-plot :	Error! Bookmark not defined.
VI.2.2 Ajustement des données sismiques :	Error! Bookmark not defined.
a. Le super-gather :(Figure VI.14):	Error! Bookmark not defined.
b. Trim-statique :	Error! Bookmark not defined.
c. Angle-gather :	Error! Bookmark not defined.
VI.2.3 Interprétation structurale :	Error! Bookmark not defined.
a. Identification des horizons :	Error! Bookmark not defined.
b. Choix des horizons sismiques :	Error! Bookmark not defined.
c. Isochrones et attributs sismiques :	Error! Bookmark not defined.
VI.3 Analyse AVO :	Error! Bookmark not defined.
VI.3.1 Modélisation (zœppritz) :	Error! Bookmark not defined.
VI.3.2 Analyse des classe AVO :	Error! Bookmark not defined.

Sommaire

VI.3.2.1 Analyse quantitative :.....	Error! Bookmark not defined.
VI.3.2.2 Analyse quantitative :.....	Error! Bookmark not defined.
VI.3.3 Attributs AVO :.....	Error! Bookmark not defined.
VI.4 Inversion sismique Pré-stack :	Error! Bookmark not defined.
VI.4.1 Importer les données d'entrées :.....	Error! Bookmark not defined.
VI.4.2 Corrélation et extraction de l'ondelette :.....	Error! Bookmark not defined.
a) Extraction statistique d'ondelette sismique :	Error! Bookmark not defined.
b) Corrélation des données de puits aux données sismiques :	Error! Bookmark not defined.
VI.4.3 Construction des modèles initiaux :.....	Error! Bookmark not defined.
VI.4.4 L'analyse des paramètres de l'inversion au niveau du puits : ..	Error! Bookmark not defined.
VI.4.5 L'application de l'algorithme d'inversion :.....	Error! Bookmark not defined.
a) Le contrôle de qualité :	Error! Bookmark not defined.
b) La transformation Lambda-Rho et Mu-Rho:	Error! Bookmark not defined.
VI.4.6 Interprétation des paramètres pétro-physiques :	Error! Bookmark not defined.
a) La densité :.....	Error! Bookmark not defined.
b) Le rapport V_p/V_s :.....	Error! Bookmark not defined.
c) Le paramètre pétrophysique Lambda-Rho :	Error! Bookmark not defined.
VI.5 Conclusion :	Error! Bookmark not defined.

Chapitre VII : Généralité sur la Fracturation Hydraulique

VII.1 Introduction	118
VII.2 Principe et application de la fracturation hydraulique	118
VII.2.1 Principe	118
VII.2.2 Application	120

Sommaire

VII.3 Géométrie des fractures	120
VII.3.1. Modèles de propagation de la fracture.....	121
Modèle de Greetsma-deKlerk « GDK ».....	122
Modèle radial	122
Modèle de Perkins et Kern « PKN »	123
VII.4 Description d'un puits fracturé	123
VII.4.1. Forme et orientation de la fracture	124
VII.4.2 La conductivité adimensionnelle de la fracture F_{CD}	125
VII.5 Fluide de fracturation et Agent de soutènement	125
VII.5.1. Fluide de fracturation	125
VII.5.2. Agent de soutènement	126
VII.6 Déroulement d'une fracturation hydraulique	126
VII.6.1. Test d'injectivité	126
VII.6.2. Les essais Mini frac	127
VII.6.3. Le traitement ou fracturation proprement dite (main frac)	132
VII.7 Estimation de l'extension des fractures	133
VII.7.1 Thermométries et diagraphies de production	133
VII.7.2 Traceurs radioactifs	133
VII.7.3 L'enregistrement de logs soniques	134
VII.8 Problèmes de la fracturation hydraulique	134
VII.9 Conclusion	136
Conclusion générale	137

Liste des figures :

Composition de la roche	3
Relation porosité /classement et porosité / cimentation	5
La densité en fonction de la saturation	8
Cross plot entre vitesse_densité (Gardner et al 1974)	8
Relation entre V_p et V_s (Mudrock line)	10
La vitesse en fonction de S_w	14
Le coefficient de poisson en fonction de S_w	15
Courbe théorique de la variation du rapport de vitesse V_p / V_s en fonction Du coefficient de poisson	17
Atténuation d'une onde par un milieu absorbant	19
Forme des rayons sismiques	20
Focalisation et défocalisation de l'énergie due à la courbure de la structure	23
Onde P à incidence normale	26
Séquence de traitement en amplitude préservées	32
Section sismique à zéro offset dans un cas d'un anticlinal imbibé d'hydrocarbures	33
Réflexion et transmission sur une interface de deux milieux élastiques pour une onde P incidente.	34
Règle 1 de Koeffoed	37
Règle 2 de Koeffoed	37
Règle 3 de Koeffoed	38
Règle 4 de Koeffoed	38

Règle 5 de Koeffoed	39
Classe 1 (grès à grande impédance)	40
Classe 2 (grès à impédance proche de celle de l'encaissant avec $\Delta Z > 0$).	41
Classe 2 (grès à impédance proche de celle de l'encaissant avec $\Delta Z < 0$).	41
Classe 3 (grès à faible impédance).	42
Classe 4 (grès à très faible impédance acoustique).	42
Classification de Rutherford des grès à gaz.	43
Le processus de modélisation d'une trace synthétique à partir du log de réflectivité	45
Les différentes directions de propagation des vitesses dans un milieu anisotrope	46
Réflexion : cas d'une seule couche	49
Réflexion : cas de plusieurs couches	49
Les réflexions à différents offsets	50
Variation du coefficient de réflexion en fonction de $\sin^2\theta$	51
Caractérisation du fluide de saturation d'un réservoir ainsi que la délimitation de son toit et sa base en utilisant la ligne de fluide	53
Détermination de ΔF à partir du graphe de V_p en fonction de V_s	54
Principe d'inversion sismique	57
Modèle déconvolutionnel du problème inverse	58
Données de l'inversion sismique	61
Inversion sismique AVO simultanée	65

Corrélation entre la trace sismique réelle et le film synthétique	70
Compensation de la bande fréquentielle sismique par le modèle bas fréquent	70
La procédure de construction des modèles initiaux	71
Carte des bassins sédimentaires du Sahara Algérie	74
Situation géologique du bassin de l’Ahnet	75
Les domaines structuraux du bassin de l’Ahnet	77
Situation géographique de la structure de Berga	78
Colonne stratigraphique du bassin de l’Ahnet	80
Carte de situation des gisements d’hydrocarbures du bassin de l’Ahnet Avec le gisement de Djebble Berga	83
Le système pétrolier du bassin de l’Ahnet	84
Despiking des log et lissage des log	86
Correction du check shot et compléter le log sonique	86
Calibration des coefficients de la relation de Gardner et de la relation de Castagna	87
Génération du log densité pour le puits-1	88
Génération du log de l’onde S pour le puits-3	88
Génération du log de l’onde S dans le puits-1	89
Présentation de GR en fonction de V_p , V_s et en fonction de la densité (R_{hob})	90
Exemple d’un CDP gather traité en amplitude préservée	91
Résultat de l’application du Super-gather	92
Résultat du Trim- static	92

Représentation en angles proches-intermédiaires-lointains	93
Génération des angles gathers	93
Extraction de l'ondelette pour l'interprétation structurale	94
Génération d'un film synthétique	95
Section sismique interprété structurellement	95
Cartes en isochrones et en attributs sismiques (amplitudes)	96
Représentation de la section synthétique après modélisation	97
Les amplitudes pointées au niveau du toit du réservoir sur la section synthétique et réelle	98
Identification des anomalies d'amplitudes et la classe de l'amplitude présenté	98
Représentation Intercept-Gradient	99
Section Intercept	100
Section Gradient	100
Section en produit Intercept×Gradient	101
Section en Scaled poisson	101
Section Facteur fluide	102
Horizon slice Facteur fluide	103
Horizon slice Scaled poisson	103
Horizon slice du produit Intercept-Gradient	103
Extraction statistique de l'ondelette	104
Corrélation du film synthétique	105

Résultat de la corrélation après suppression du décalage	106
Modèles initiaux corrélés avec les données de puits	107
Analyse des résultats de l'inversion	108
Contrôle qualité (Qc) de l'inversion	109
Modèle final impédance-P	110
Modèle final impédance-S	110
Modèle final de densité	111
Modèle final du rapport V_p/V_s	111
Résultats de l'inversion au voisinage du puits-1	112
Résultat du contrôle qualité	113
Génération du coefficient μ - ρ	114
Génération du coefficient λ - ρ	114
Time-slice de l'attribut densité	115
Time-slice du rapport V_p/V_s	116
Time-slice λ - ρ au toit du réservoir Emsien	117
Géométrie de la fracture	118
Modèle GDK de fracture	119
Modèle PKN de fracture	120
Modèle Radial de fracture	121
Puits fracturé	122

La forme et l'orientation de la fracture	123
L'évolution de la pression de fond au cours d'une fracturation	124
La courbe du Step Rate Test	125
Step Rate Test	126
Pump in flow back test	127
La pression de fermeture à base de shut –in teste	128
Phénomène de tortuosité	129

Durant les cinquante dernières années, l'étude des propriétés physiques des roches en relation avec l'exploration sismique a connu un grand progrès. Dans cette période, plusieurs théories et expérimentations ont été développées. Les résultats de certaines de ces théories ont joué un rôle primordial dans l'évolution des sciences de la terre et des technologies d'exploration.

En exploration pétrolière, la technique d'imagerie la plus couramment utilisée reste l'imagerie par sismique réflexion. Celle-ci permet d'obtenir une première représentation des structures géologiques pouvant contenir des hydrocarbures.

Avec le développement de l'informatique, le traitement sismique et les techniques d'interprétation, l'exploitation des données sismiques a été orientée vers la détermination de la lithologie et des fluides interstitiels.

Grâce aux relations liant les propriétés physiques des roches, les données sismiques et les paramètres pétrophysiques du réservoir, on a pu développer de nouvelles techniques telles que la conception 4D des réservoirs, la discrimination lithologique, la détection directe des hydrocarbures avec l'anomalie d'amplitude : Bright-spot et plus récemment l'analyse des amplitudes de réflexion. Cette dernière, connue sous le nom AVO (Amplitude Versus Offset) a été élaborée après avoir remarqué que l'anomalie Bright-spot pouvait donner des prévisions erronées (puits secs) causées par la multiplicité des facteurs pouvant l'induire (comme la couche calcaire dans une série argileuse).

Plusieurs recherches géophysiques ont été effectuées dans le but d'améliorer la résolution du majeur problème posé par l'application de la méthode d'inversion connue généralement sous le nom de *problème mal posé* (non unicité de la solution). Ce problème est remédié par l'utilisation des informations à priori comme les données de puits et les connaissances géologiques afin de converger vers la solution la plus proche du modèle réel. Après application de ces résultats, l'inversion sismique a montré son potentiel dans l'estimation des paramètres physiques du sous-sol ce qui minimise les risques d'un forage avorté d'un côté et améliore la connaissance du réservoir de l'autre pour une meilleure exploitation. Pour toutes ces raisons, l'inversion stratigraphique devient un sujet de recherche très étudié et très utilisé au niveau de l'industrie. Il en résulte l'essor d'une forme d'inversion nommée : *inversion sismique simultanée*. L'objectif de cette inversion est d'extraire simultanément les paramètres physiques à savoir : l'impédance Z_p d'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'apport de l'application de l'analyse AVO et la technique d'inversion sismique AVO simultanée globale sur des données réelles, dans la caractérisation des réservoirs.

Ce mémoire se subdivise en six chapitres :

Le premier rappelle quelques notions de base sur les propriétés pétrophysiques des roches.

Sachant que l'amplitude des réflexions sismiques est en fonction des paramètres acoustiques et élastiques du milieu traversé, elle est affectée par plusieurs facteurs autres que la présence

du gaz, le deuxième chapitre cite les principaux facteurs ainsi que le traitement approprié de récupération des amplitudes réelles.

Le troisième chapitre introduit la théorie de l'AVO, en partant de la base qui n'est autre que les équations de Zoeppritz et les approximations qui en découlent et en fin la classification des réservoirs gréseux à gaz.

Quand au quatrième chapitre, il traite les trois parties de l'étude AVO : modélisation, analyse et inversion.

La modélisation AVO est effectuée dans le but de générer des sections synthétiques comparables aux sections sismiques réelles afin de vérifier la validité du traitement en amplitudes préservées ainsi que le suivi du comportement des amplitudes en variant la saturation des fluides (eau et gaz) dans le modèle.

L'analyse AVO s'applique en deux étapes ; la première est l'analyse qualitative qui s'effectue visuellement sur section alors que la seconde est une analyse quantitative qui consiste à calculer les deux attributs sismiques : gradient et intercept en utilisant l'une des approximations des équations de Zoeppritz , afin de les représenter en sections qui serviront à l'identification de la classe du réservoir qui a provoqué l'anomalie d'amplitude.

Le processus d'inversion est traité aussi dans le quatrième chapitre pour son apport de précision dans la méthode AVO, l'inversion utilisée dans notre travail sera une inversion appliquée sur données sismiques non sommées, elle est nommée *inversion simultanée* .

Le cinquième chapitre est consacré à la géologie du bassin de l'Ahnet

Le sixième chapitre sera l'application de l'étude AVO ainsi que l'inversion simultanée sur les mêmes données réelles en utilisant un logiciel dédié à cet effet : 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).

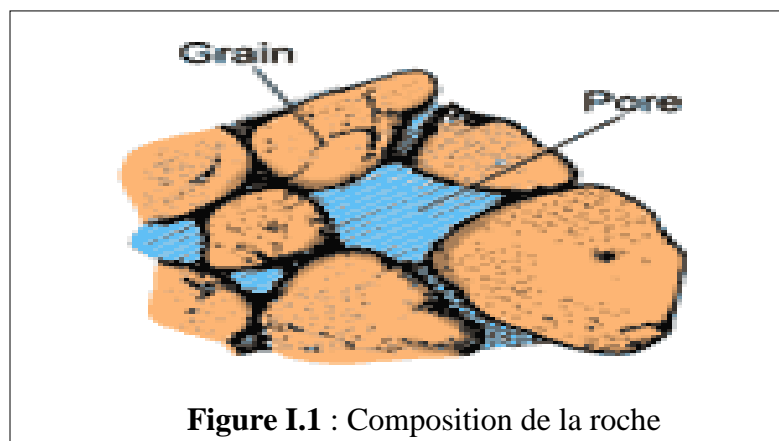


Figure I.1 : Composition de la roche

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 l'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 CaCO_3 lorsqu'ils sont transformés en dolomite $\text{Ca Mg (CO}_3)_2$.

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 :

$$\text{Porosité} = \phi = \frac{\text{volume des pores}}{\text{volume total}} \times 100 \quad (\text{I.1})$$

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 médiocre : si $5 \leq \phi \leq 10$

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

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

Porosité excellente : si $\phi \geq 30$

b) Types de porosité :

En terme 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

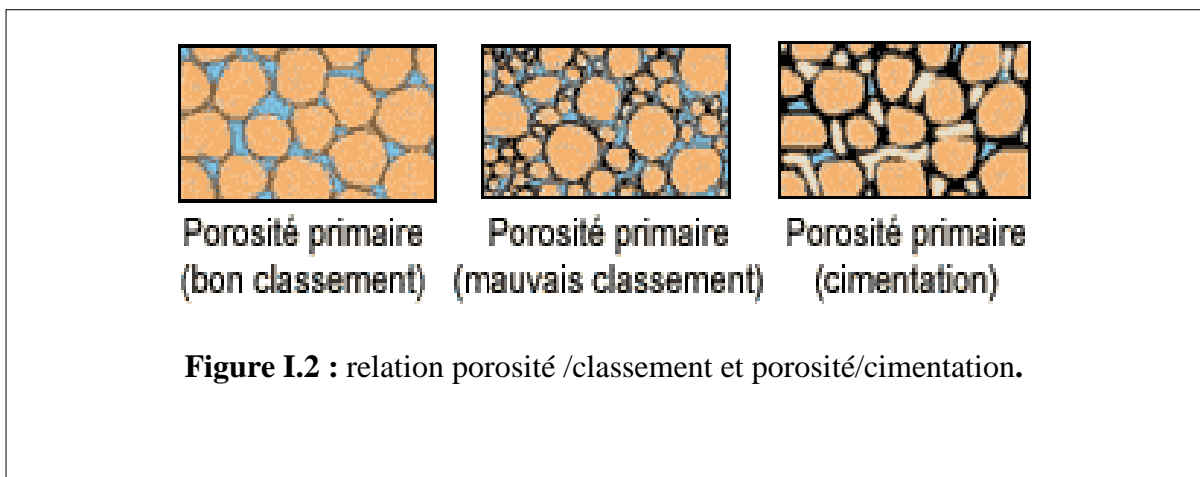
En terme de volume, il existe trois classements de porosité :

- **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 :

- **Les facteurs granulométriques** : forme, classement , arrangement ...
- **Les facteurs minéralogique** : 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 :

$$Q = k \frac{S}{\mu} \frac{dp}{dx} \quad (I.2)$$

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

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 :

$$\rho_b = \rho_m (1 - \phi) + \rho_f \phi \quad (\text{I.3})$$

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

$$\rho_f = \rho_w S_w + \rho_{hc} (1 - S_w) \quad (\text{I.4})$$

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 :

$$\rho_b = \rho_m (1 - \phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc} (1 - S_w) \phi \quad (\text{I.5})$$

La représentation de la densité en fonction de la saturation en eau en utilisant l'équation (I.5) 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 :(Figure I.3)

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 quel que soit la saturation en eau, d'ailleurs on en déduit la densité de l'eau :

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

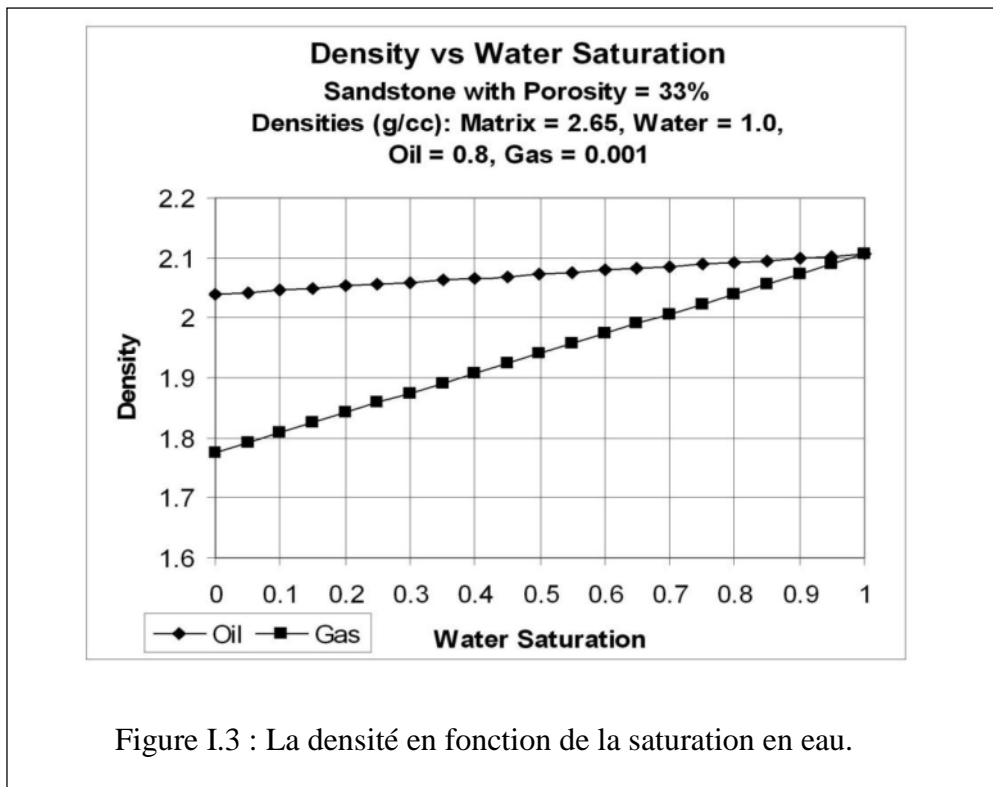


Figure I.3 : La densité en fonction de la saturation en eau.

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).

$$\rho = a.V_p^b \tag{I.6}$$

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 $V(ft/s)$

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

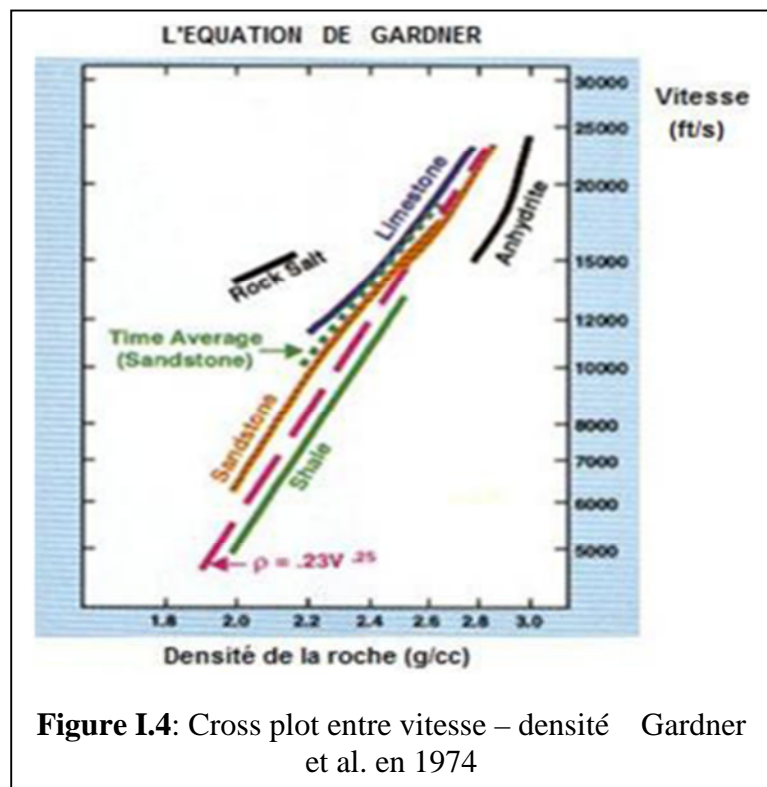


Figure I.4: Cross plot entre vitesse – densité Gardner et al. en 1974

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	$\rho(\text{g/cc})$
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 :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (\text{I.7})$$

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

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{I.8})$$

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.

$$\frac{1}{V_b} = (1-\phi)\frac{1}{V_m} + S_w\frac{\phi}{V_w} + (1-S_w)\frac{\phi}{V_{hc}} \quad (\text{I.9})$$

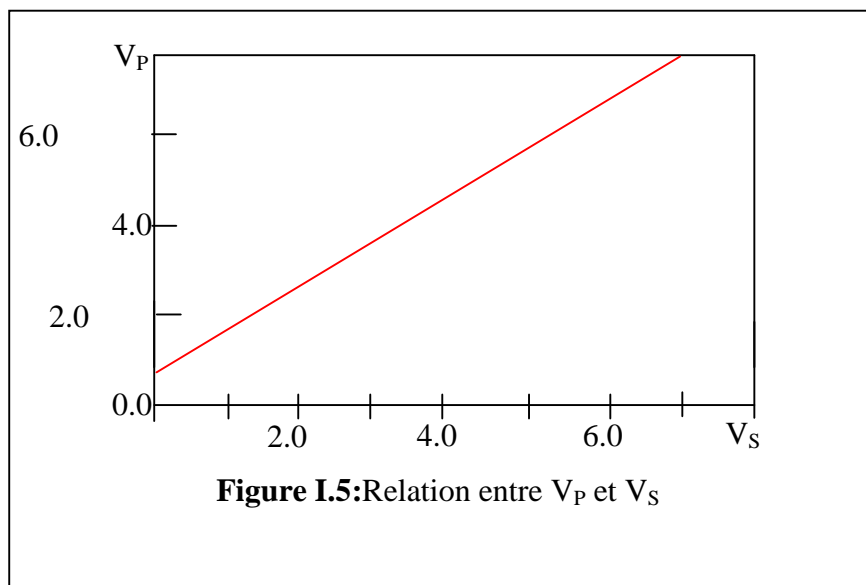
- Avec V_b : vitesse moyenne dans la roche
 V_m : vitesse de l'onde dans la matrice
 V_w : vitesse de l'onde dans l'eau
 V_{hc} : vitesse de l'onde dans les hydrocarbures
 ϕ : Porosité de la roche
 S_w : saturation en eau

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

$$V_P = 1.16V_S + 1.36 \quad (I.10)$$

Le graphe de cette équation donne une droite appelée "**Mudrock line**" 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 :

$$V_P^2 = a \cdot V_S^2 \quad (I.11)$$

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 :

$$V_p = \frac{V_f \cdot V_m}{V_f \cdot \phi (V_m - V_f)} \quad (\text{I.12})$$

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:

$$V_{p\text{sat}} = \sqrt{\frac{K_{\text{sat}} + \frac{4}{3}\mu_{\text{sat}}}{\rho_{\text{sat}}}} \quad (\text{I.13})$$

$$V_{s\text{sat}} = \sqrt{\frac{\mu_{\text{sat}}}{\rho_{\text{sat}}}} \quad (\text{I.14})$$

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 :

$$K_{\text{sat}} = K_{\text{dry}} + \frac{\left(1 - \frac{K_{\text{dry}}}{K_m}\right)^2}{\left(\frac{\phi}{K_{\text{fl}}} + \frac{1-\phi}{K_m} - \frac{K_{\text{dry}}}{K_m^2}\right)} \quad (\text{I.15})$$

Où : K_{sat} : est le module de volume d'une roche saturée de fluides.

K_{dry} : est le module de volume d'une roche à pores vides.

K_m : est le module de volume de la matrice d'une roche.

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 M comme suit :

$$\beta = 1 - \frac{K_{\text{dry}}}{K_m} \text{ et } \frac{1}{M} = \frac{\phi}{K_{\text{fl}}} + \frac{\beta - \phi}{K_m}$$

L'équation (I.15) peut s'écrire sous la forme suivante:

$$K_{\text{sat}} = K_{\text{dry}} + \beta^2 M \quad (\text{I.16})$$

Pour une roche non poreuse : $\beta = 0$ c'est-à-dire : $K_{\text{dry}} = K_m$

$$K_{\text{sat}} = K_{\text{dry}}$$

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

$$\frac{1}{K_{\text{sat}}} = \frac{\phi}{K_{\text{fl}}} + \frac{1-\phi}{K_m}$$

L'équation (I.15) a été réarrangée par Mavko et al pour donner la forme suivante:

$$\frac{K_{\text{sat}}}{K_m - K_{\text{sat}}} = \frac{K_{\text{dry}}}{K_m - K_{\text{dry}}} + \frac{K_{\text{fl}}}{\phi(K_m - K_{\text{fl}})} \quad (\text{I.17})$$

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:

$$\frac{1}{K_{\text{fl}}} = \frac{S_w}{K_w} + \frac{1 - S_w}{K_{\text{hc}}} \quad (\text{I.18})$$

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:

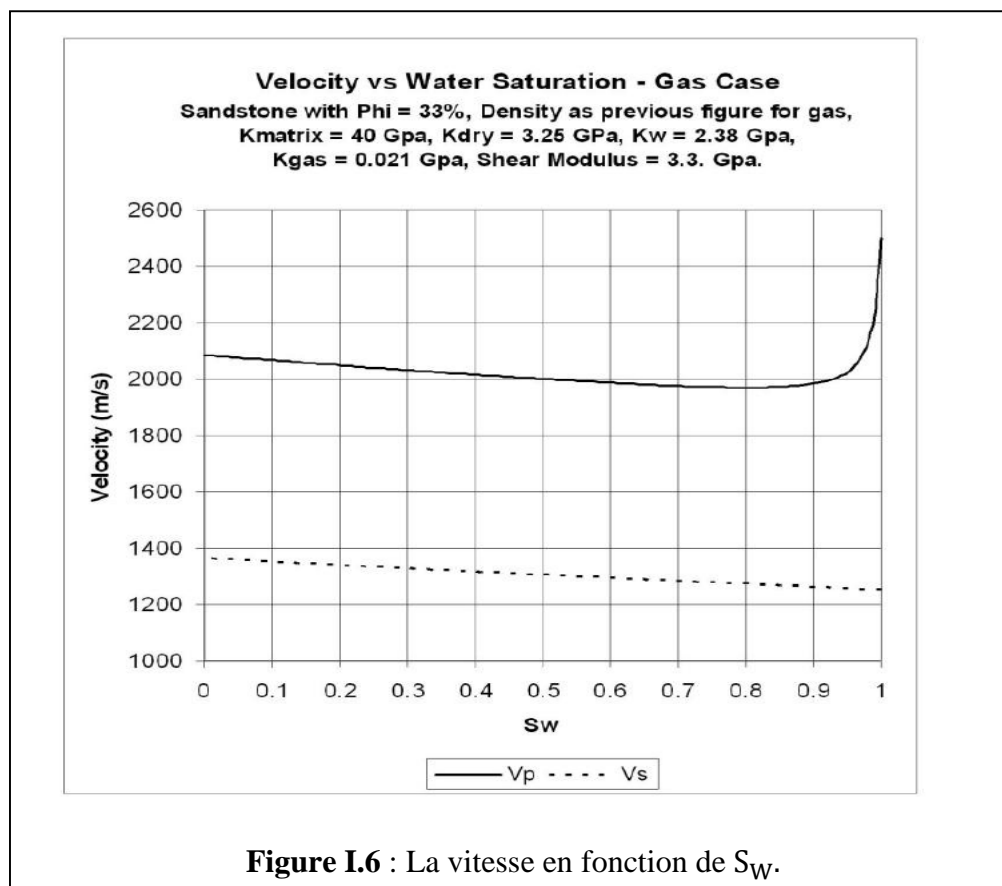
1) V_P et V_S connus : on peut en premier lieu calculer K_{sat} et puis utiliser l'équation de Mavko pour déterminer K_{dry} .

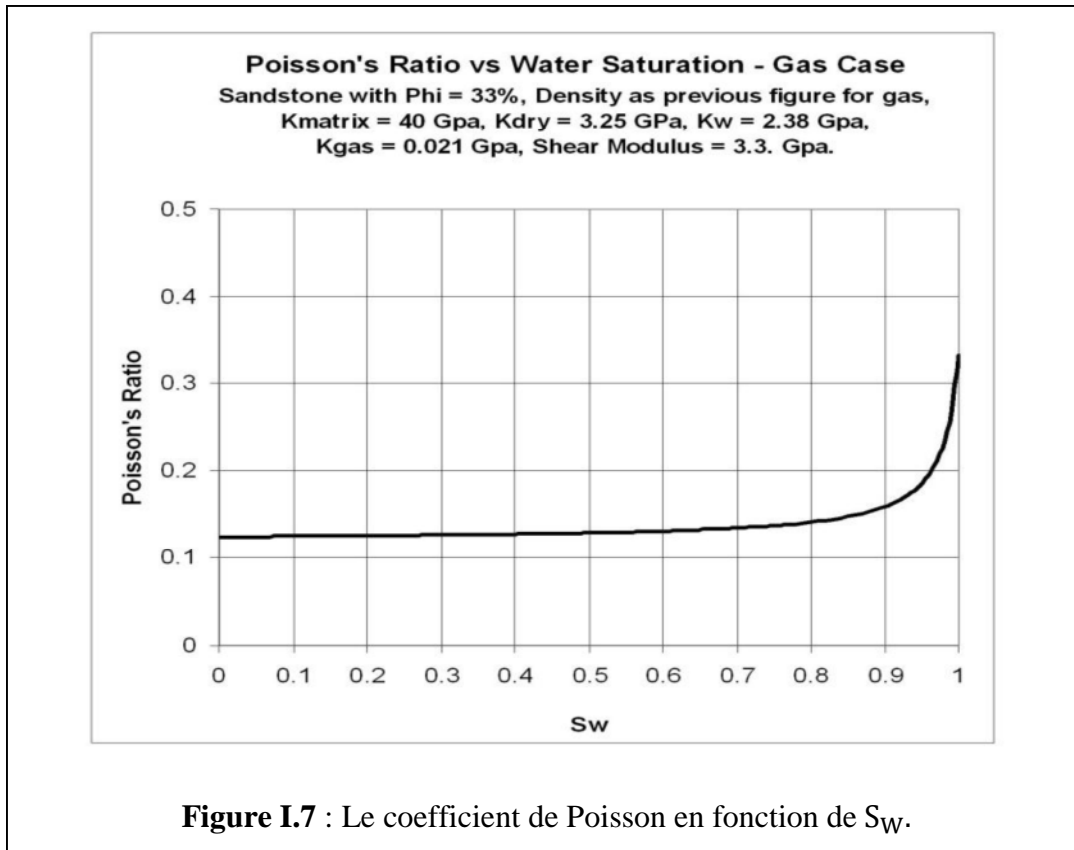
2) V_P est connu et V_S non connu, K_{dry} peut être estimé comme suit :

2-1) En supposant que le coefficient de poisson σ_{dry} est connu, la résolution de l'équation (I.15) 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 :

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \quad (\text{I.19})$$

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

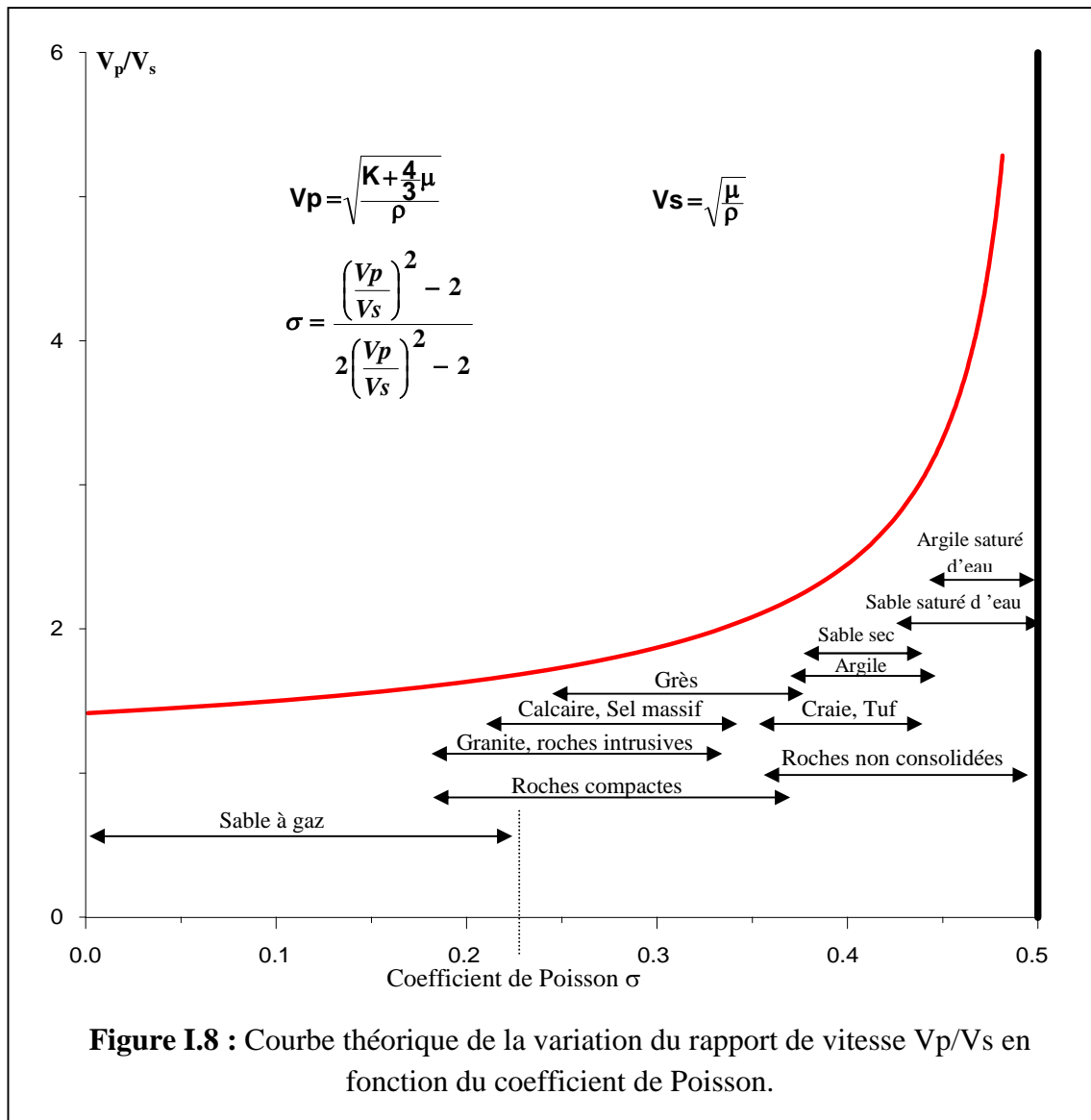
$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \quad (\text{I.20})$$

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.

II.1 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 pratiquement que les informations concernant 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.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

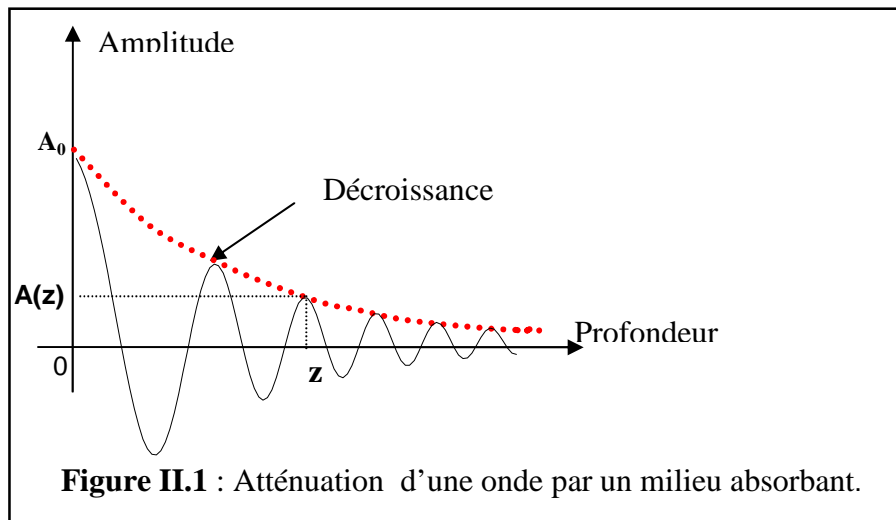
transfert d'énergie d'une particule à l'autre dans la subsurface (pas de transfert de matière). Mais on observe tout de même, une oscillation locale limitée des particules : d'où le phénomène de friction solide.

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.1) :



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).

En calculant α en décibels, on trouve :

$$\alpha = \frac{20}{z} \text{Log}_{10} \left(\frac{A_0}{A(z)} \right) \quad (\text{II.2})$$

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

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

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

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

$$A_{tt}(z) = \alpha \cdot \frac{z}{\lambda} = \alpha \cdot \frac{z}{V} \cdot f = \alpha \cdot t \cdot f \quad (\text{II.4})$$

Avec :

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

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

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

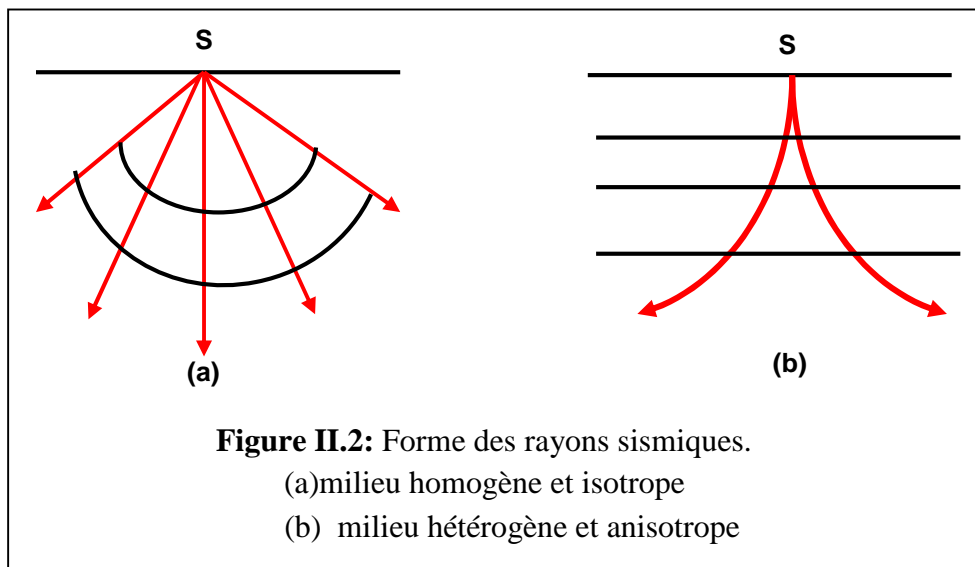
f : Fréquence de l'onde.

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.2).

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 $X = V.T$.

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

$$\frac{A_X}{A_1} = \frac{1}{V.T} \quad (\text{II.5})$$

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 :

$$\frac{A_D}{A_1} = \frac{V_1}{V_{rms}^2 . T} \quad (\text{II.6})$$

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.

$$\begin{aligned} D_0 &= \frac{t V_{rms}^2}{V_1} \\ t_0 &= \sum_i t_i \\ V_{rms}^2 &= \sum_1^n \frac{t_i V_i^2}{t_0} \end{aligned} \quad (\text{II.7})$$

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:

$$D(\theta) = \frac{\sqrt{\left(x^2 + 2x \sum_i d_i \tan^3 \theta_i\right)}}{\tan \theta} \quad (\text{II.8})$$

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

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 :

$$A_n = A_0 R_0 \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_i^2) \quad (\text{II.9})$$

Où:

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 :

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

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.

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 :

$$CE = \left(1 + \frac{Z}{A}\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{II.11})$$

A : rayon de courbure,

Z : profondeur.

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

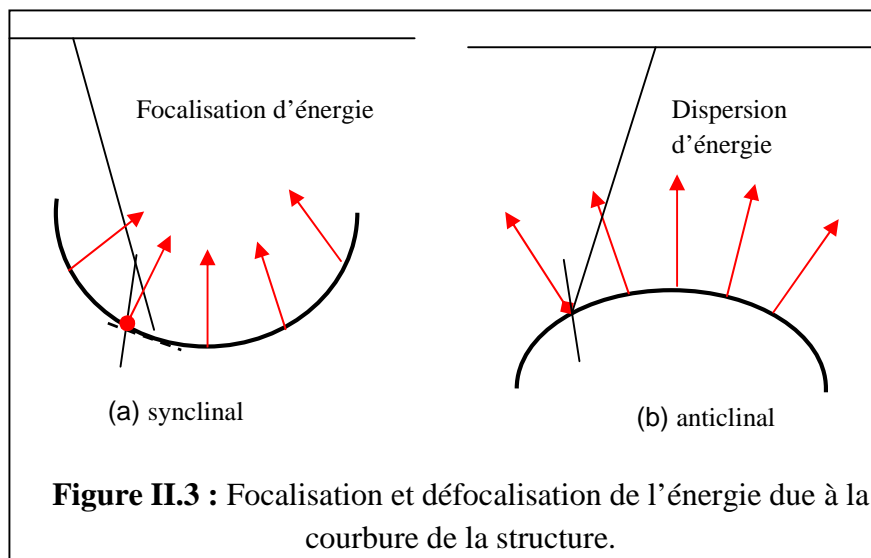
$$CE(\theta_1) = \left(1 + \frac{Z}{A_x \cos^2 \theta_1}\right)^{-\frac{1}{2}} \left(1 + \frac{Z}{A_y}\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{II.12})$$

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 :

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

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.2.2 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 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).

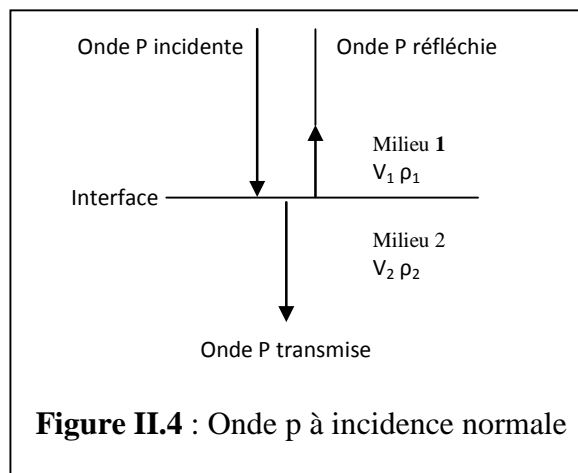
II.2.3 Facteurs liés à la réflectivité des miroirs :

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) :

$$CR_{12} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (\text{II.14})$$

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.

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 :

$$A_s(t) = A_e(t) \cdot G(t) \quad (\text{II.14})$$

La trace en amplitudes vraies par récupération sera donc :

$$A_s(t) \cdot \frac{1}{G(t)} = A_e(t) \cdot G(t) \cdot \frac{1}{G(t)} = A_e(t) \quad (\text{II.15})$$

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 :

$$D_0 = \frac{tV_{rms}^2}{V_1} \quad (\text{II.16})$$

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 :

$$\frac{tV_{rms}^2}{V_1} \cdot e^{t\alpha(t)} \quad (\text{II.17})$$

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 :

$$G(t) = K \cdot t^b \cdot e^{at} \quad (\text{II.18})$$

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) :

$$A_{i,j,k}(f) = S_i(f) \cdot R_j(f) \cdot G_k(f) \cdot M_n(f) \quad (\text{II.19})$$

$S_i(f)$ 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 :

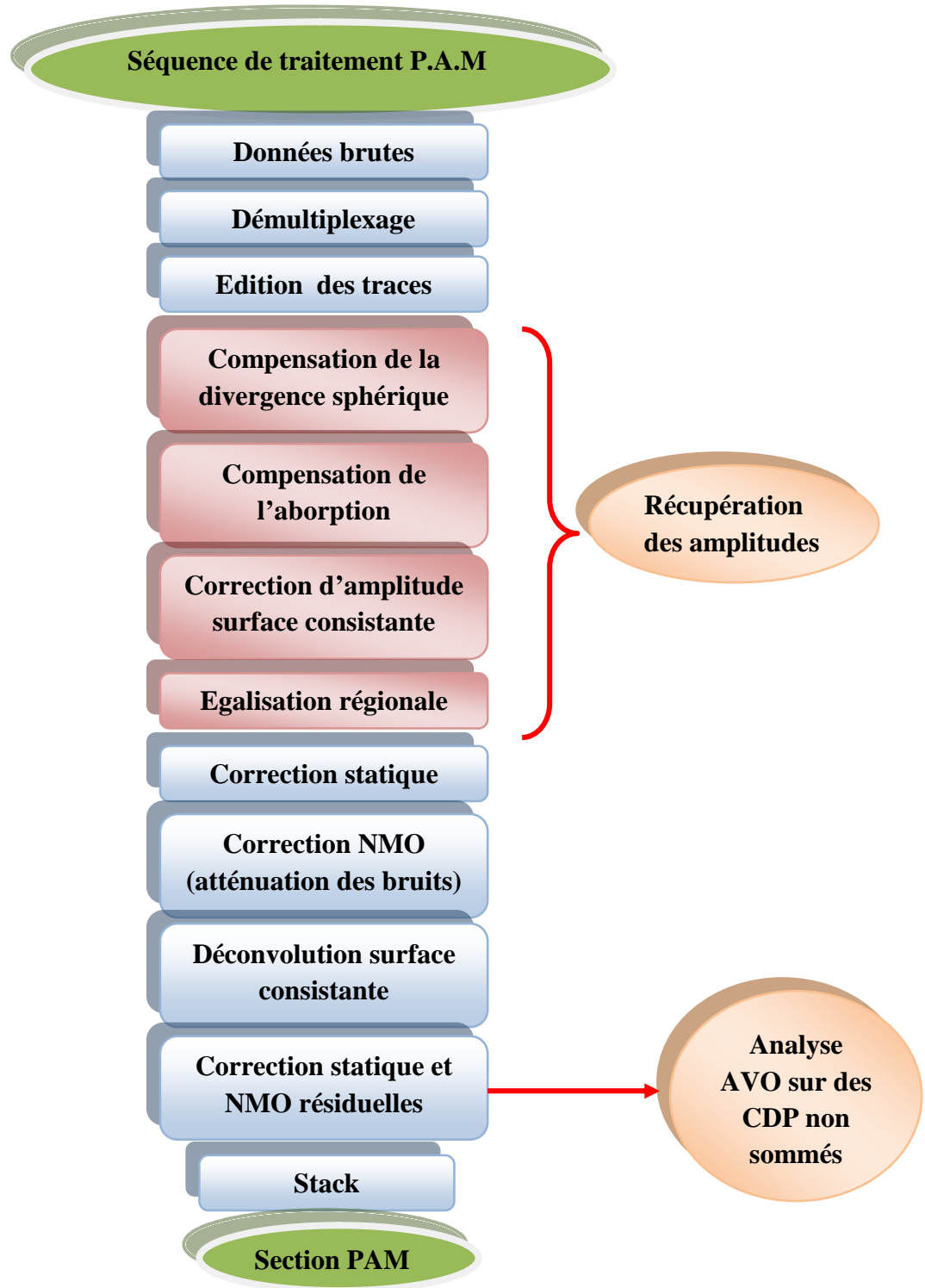
- Replacer les horizons inclinés en position spatiale correcte, tout en corrigeant l'effet du pendage (DMO).
- Corriger les effets de focalisation et de défocalisation des miroirs concaves et convexes.
- Eliminer dans une certaine mesure les hyperboles de diffraction

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.



Figure(II.5) : Séquence de traitement en amplitudes préservées

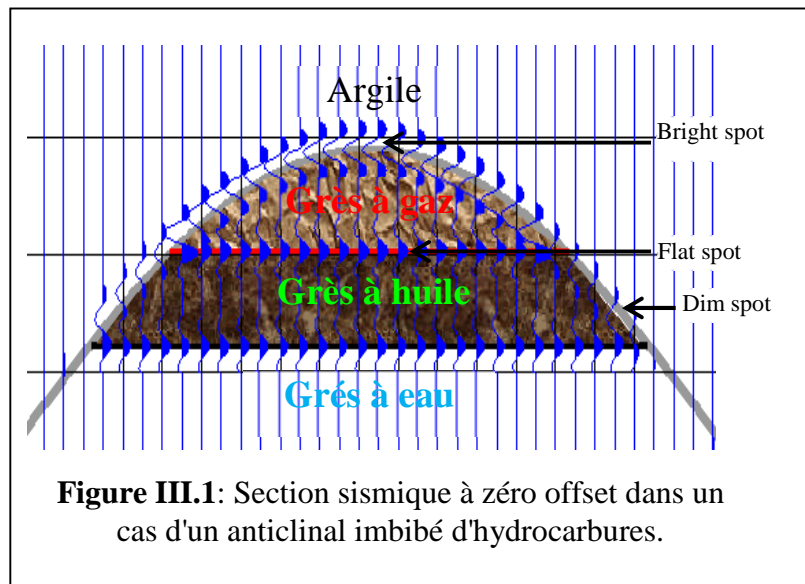
III.1 Introduction

La sismique classique de réflexion est généralement utilisée pour la localisation des structures pouvant contenir des hydrocarbures comme les anticlinaux, les failles, les biseaux...

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

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

La sismique lithologique consiste à détecter les anomalies d'amplitude que sont les « bright spots », les « flat spots » et les « dim spots » (figure III.1).



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

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

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

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

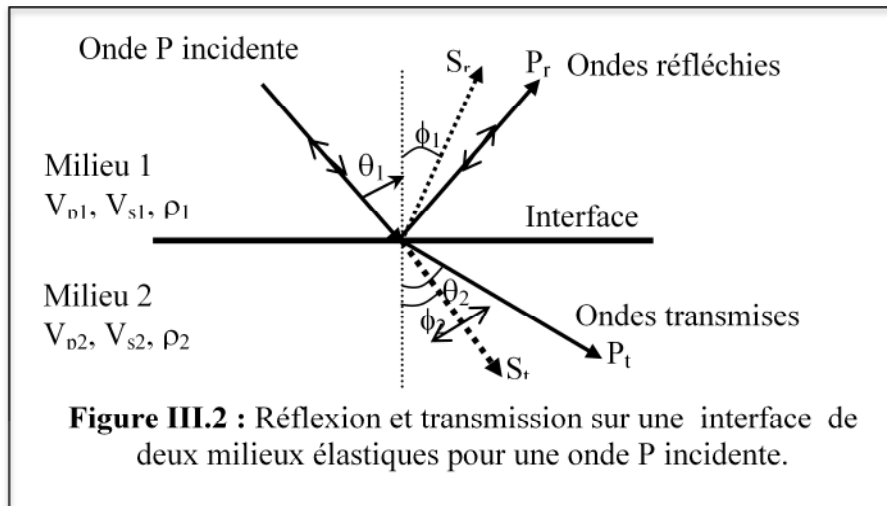
L'objectif de la technique AVO est d'extraire les paramètres acoustiques et les caractéristiques lithologiques des roches réservoirs à partir des enregistrements sismiques. Elle permet ainsi, de confirmer ou d'infirmer l'existence des hydrocarbures dans les différents pièges.

III.2 Les équations de Zoëppritz :

Les différentes équations qui donnent les coefficients de réflexion et de transmission en fonction des caractéristiques élastiques des milieux traversés ont été d'abord établies par Knout (1899). Zoëppritz (1919) a simplifié ces équations en quatre, pour exprimer la variation des coefficients de réflexion avec l'angle d'incidence $R_{pp}(\theta)$ dont les paramètres inconnus sont A_1, B_1, A_2, B_2 qui correspondent aux amplitudes des ondes réfléchies et transmises.

Lorsque l'énergie d'une onde sismique P rencontre l'interface séparant deux milieux d'impédances acoustiques différentes, avec un angle d'incidence θ , une partie de cette énergie est réfléchi, l'autre est transmise au second milieu.

Une onde incidente P sur une interface séparant deux milieux de propriétés élastiques différentes donne naissance à quatre types d'ondes différentes ; deux ondes réfléchies et deux autres réfractées (Figure III.2).



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

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

Où :

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

$$\begin{cases} A_1 \cos\theta_1 - B_1 \sin\phi_1 + A_2 \cos\theta_2 + B_2 \sin\phi_2 = A_0 \cos\theta_1 \\ A_1 \sin\theta_1 + B_1 \cos\phi_1 - A_2 \sin\theta_2 + B_2 \cos\phi_2 = -A_0 \sin\theta_1 \\ A_1 Z_{p1} \cos 2\phi_1 - B_1 Z_{s1} \sin 2\phi_1 - A_2 Z_{p2} \cos 2\phi_2 - B_2 Z_{s2} \sin 2\phi_2 = A_0 Z_{p1} \cos 2\phi_1 \\ A_1 \gamma_1 Z_{s1} \sin 2\theta_1 + B_1 Z_{s1} \cos 2\phi_1 + A_2 \gamma_2 Z_{s2} \sin 2\theta_2 - B_2 Z_{s2} \cos 2\phi_2 = -A_0 \gamma_1 Z_{s1} \sin 2\theta_1 \end{cases} \quad (I.1)$$

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

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

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

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

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

Avec :

- A_0 : amplitude de l'onde P incidente
- A_1 : amplitude de l'onde P réfléchie
- B_1 : amplitude de l'onde S réfléchie
- A_2 : amplitude de l'onde P transmise
- B_2 : amplitude de l'onde S transmise

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

A incidence normale, on a:

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

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

Le système d'équations (I.1) sous la forme matricielle s'écrit :

$$\begin{bmatrix} \cos\theta_1 & \cos\theta_2 & -\sin\varphi_1 & \sin\varphi_2 \\ \sin\theta_1 & -\sin\theta_2 & \cos\varphi_1 & \cos\varphi_2 \\ \cos 2\varphi_1 & -\frac{Z_{p2}}{Z_{p1}} \cos 2\theta_2 & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \sin 2\varphi_1 & -\frac{Z_{s2}}{Z_{p1}} \sin 2\varphi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{s2}^2 V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2 V_{p2}} \sin 2\theta_2 & \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \cos 2\varphi_1 & -\frac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2} \cos 2\varphi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{pp} \\ T_{pp} \\ R_{ps} \\ T_{ps} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta_1 \\ -\sin\theta_1 \\ -\cos 2\varphi_1 \\ -\sin 2\theta_1 \end{bmatrix}$$

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

III.3 Approximation des équations de Zoeppritz

La nature complexe des équations de [Knott, 1899] et [Zoeppritz, 1919] rend son exploitation difficile et surtout empêche de voir d'une manière simple comment la variation d'un des paramètres va affecter le coefficient de réflexion.

Nous préférons pour cette raison utiliser des formes linéarisées des équations de Zoeppritz. [Bortfeld, 1961], [Aki and Richards, 1980], [Hilterman 1983] et [Shuey, 1985] ont proposé une linéarisation de ces équations en supposant que les contrastes des paramètres élastiques sont faibles. (Voir annexes)

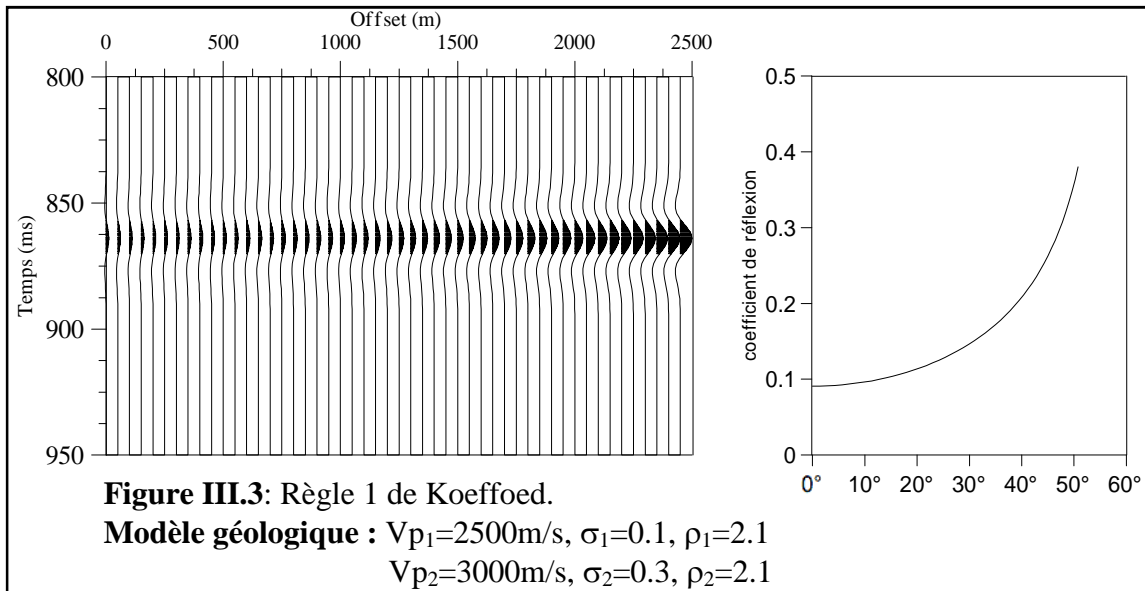
III.4 Règles de Koefoed [1955] et classification des grès à gaz

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

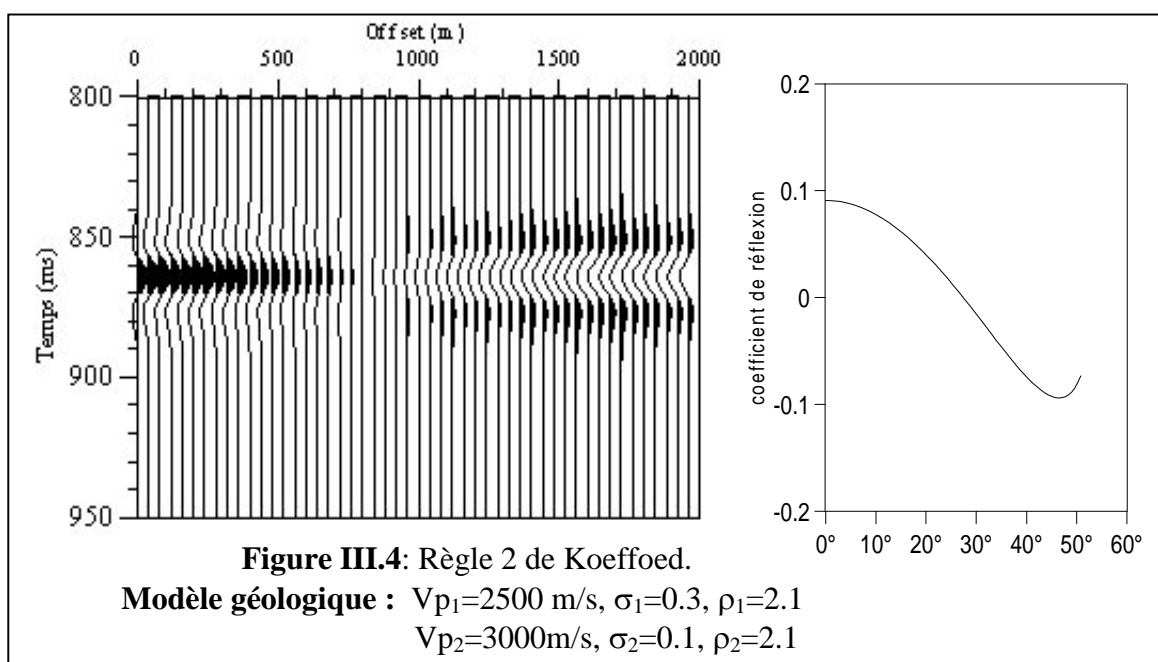
Les paramètres utilisés sont la vitesse de l'onde P, la densité et le coefficient de Poisson. Il a établi cinq règles empiriques qui sont vérifiées par l'équation de Shuey pour des angles d'incidence moyens, inférieurs à 30° (Voir annexes).

Règle 1:

Lorsque le milieu inférieur a une grande vitesse V_p par rapport au milieu supérieur, et les autres paramètres des deux milieux sont identiques, alors l'augmentation du coefficient de Poisson de deuxième milieu implique une augmentation du coefficient de réflexion aux grands angles d'incidence (figure III.3).

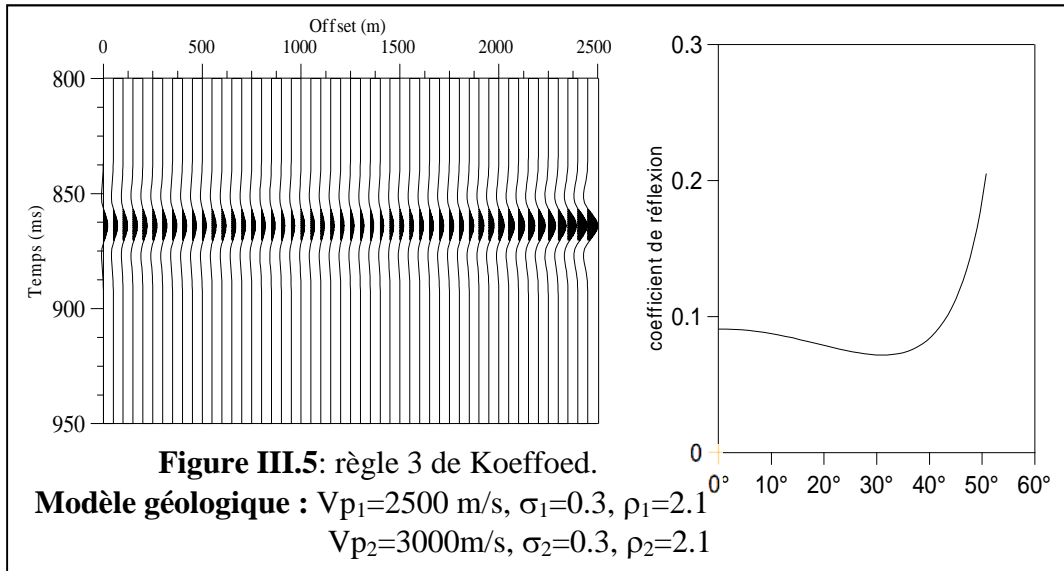
**Règle 2:**

Lorsque, pour le cas précédent, le coefficient du Poisson du milieu supérieur est plus grand que celui du milieu inférieur, alors, le coefficient de réflexion décroît aux grands angles d'incidence (figure III.4).

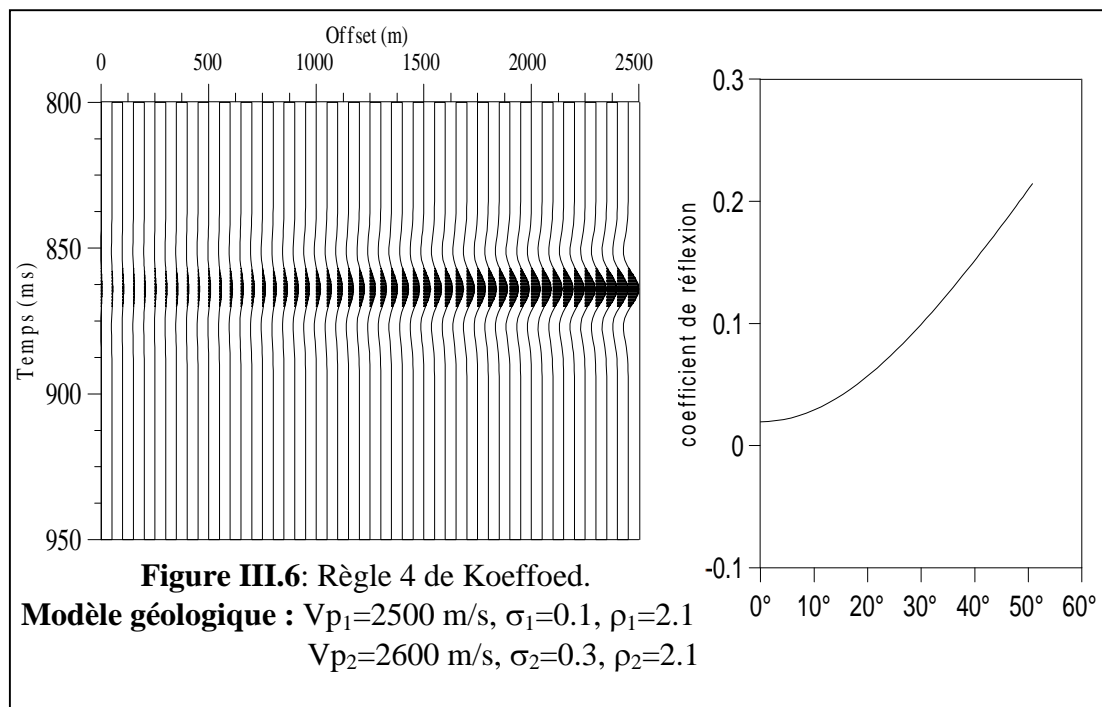


Règle 3:

Lorsque les coefficients du Poisson des deux milieux augmentent et gardent la même valeur, alors le coefficient de réflexion augmente aux grands angles d'incidence (figure III.5). Ceci est vérifié par l'équation de Shuey quand le paramètre B est supérieur à -1.

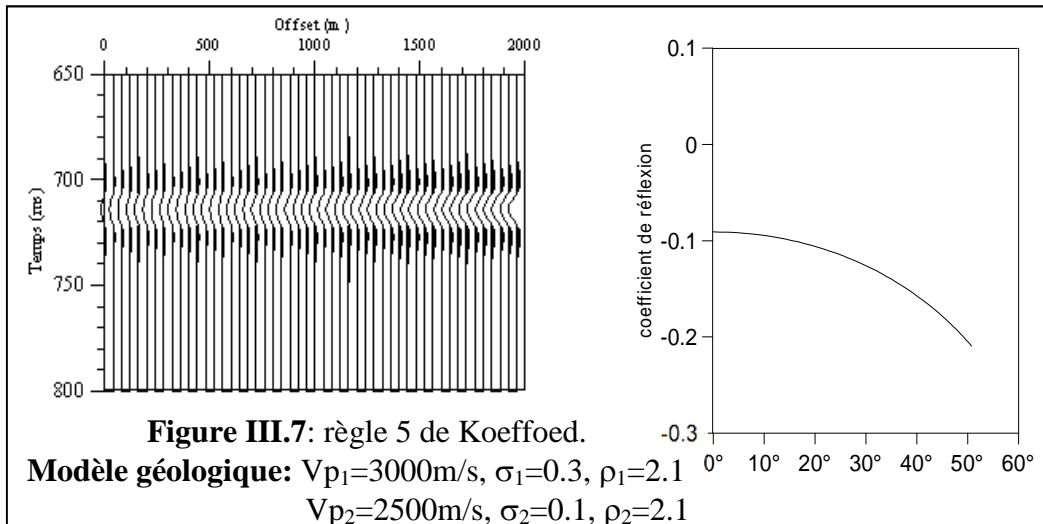
**Règle 4:**

L'effet noté dans la règle (1) devient très prononcé lorsque le contraste de vitesse est petit (figure III.6).



Règle 5:

La permutation du milieu supérieur avec le milieu inférieur affecte légèrement la forme des courbes pour des angles d'incidence inférieurs à 30° (figure III.7).



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

III.5 Classes de l'AVO

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

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

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

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

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

Classe 1 : Grès à forte impédance acoustique

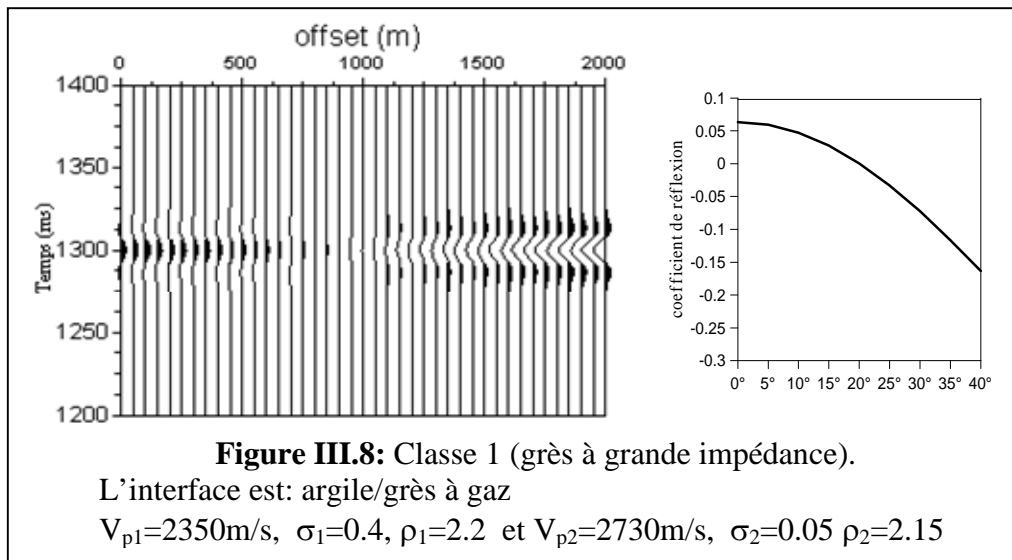
Le grès de cette classe a une plus grande impédance acoustique que la roche encaissante qui est souvent l'argile.

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

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

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

La figure III.8 montre un exemple de la classe 1.



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

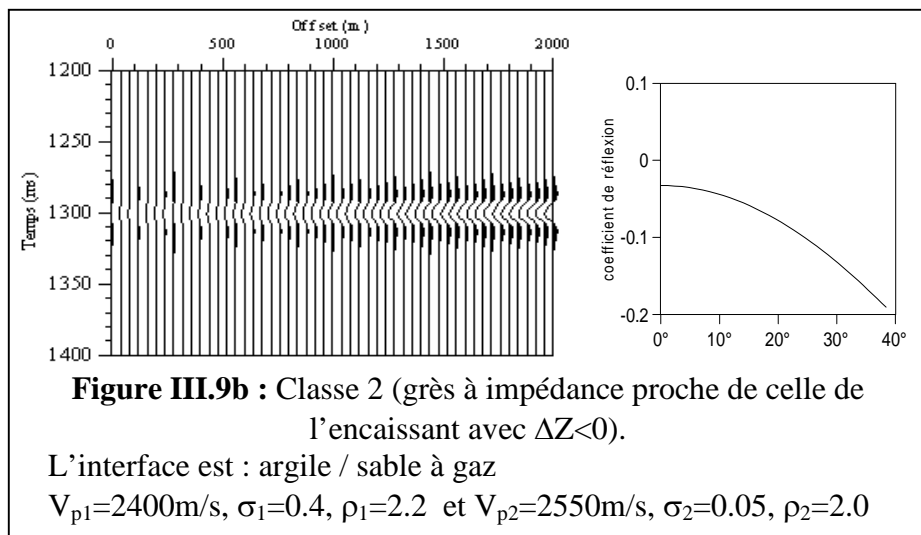
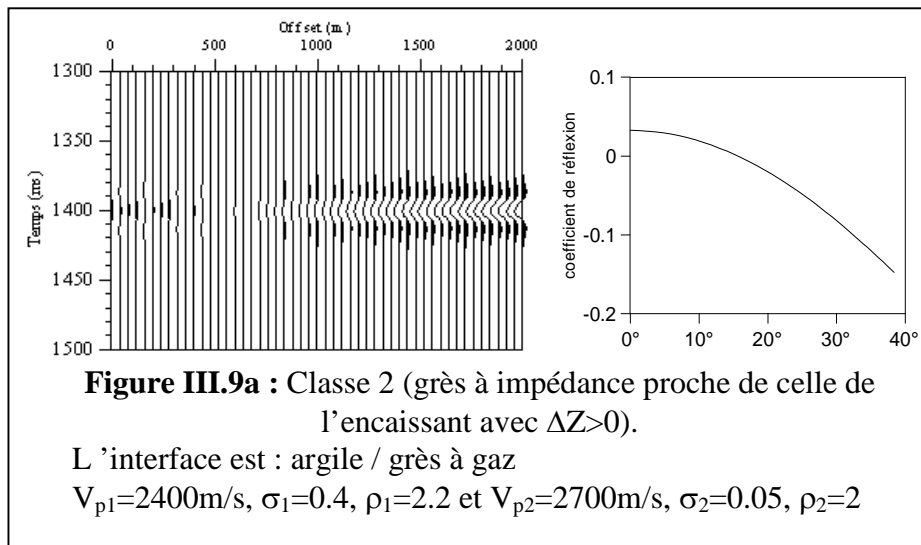
Le grès à gaz de cette classe a une impédance acoustique proche de celle du milieu encaissant.

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

L'amplitude du coefficient de réflexion décroît avec l'offset, et un changement de polarité apparaît aux offsets proches lorsque $R(0)$ est positif (figure III.9a).

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

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



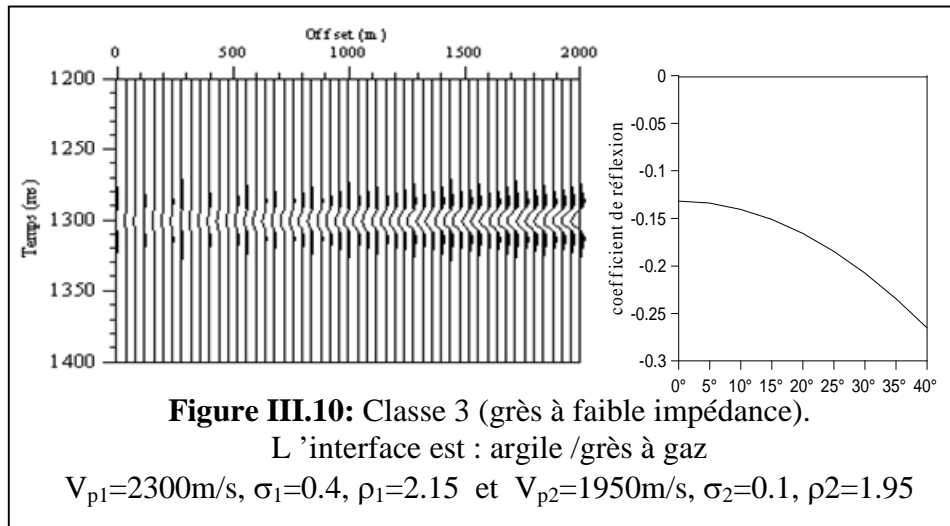
Classe 3 : Grès à faible impédance acoustique

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

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

L'anomalie d'amplitude associée à cette classe présente un coefficient de réflexion à incidence normale grand et négatif qui devient plus négatif aux grands offsets (figure III.10). Elle a un gradient significatif mais de faible valeur par rapport à celui de la classe 1.

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

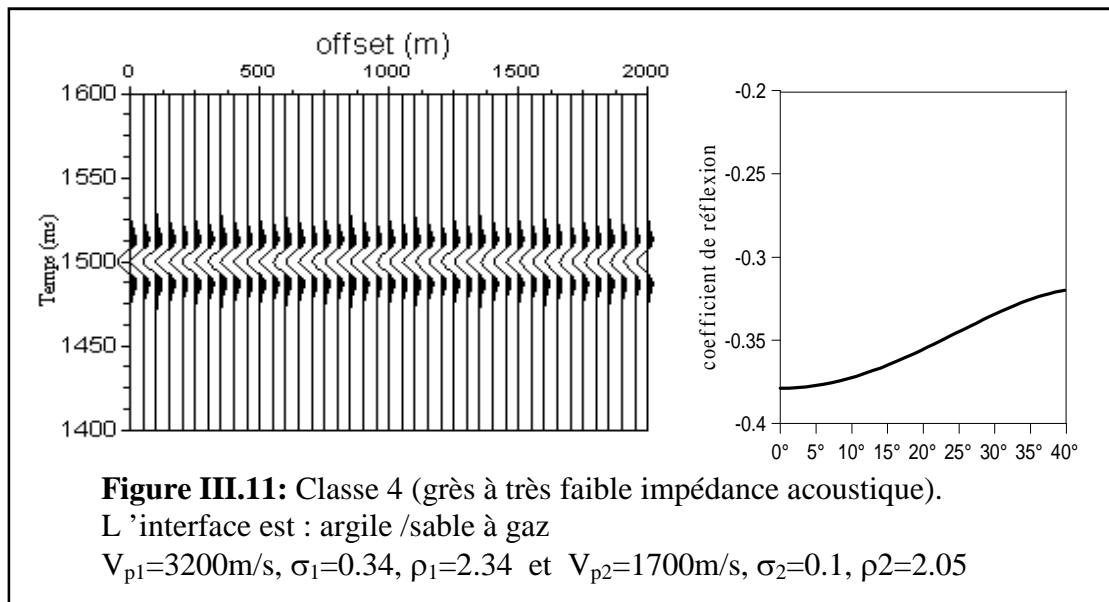


Le point commun de ces trois classes est que le coefficient de réflexion décroît, en valeur algébrique, avec l'augmentation de l'offset. On a montré aussi que la magnitude du coefficient de réflexion des grès à gaz n'augmente pas toujours avec l'offset, comme dans le cas de la classe 1.

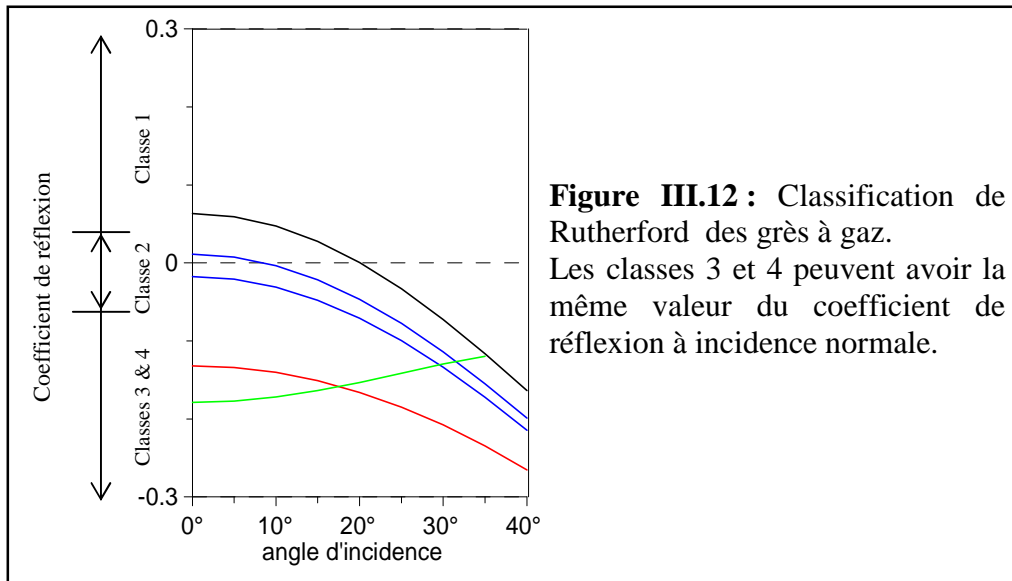
III.4.3 Classe 4 : Grès d'impédance acoustique très faible

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

Elle présente un intercept fort et négatif et un gradient presque nul ou positif. La réflexion sur le sommet des grès à gaz de la classe 4 est forte et négative, mais sa magnitude n'augmente pas avec l'offset (figure III.11).



La figure III.12 illustre la variation du coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence de différents réservoirs de grès à gaz et leur classification par Rutherford en 1989.



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

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

III.6 Conclusion :

Les équations de Zoeppritz cités précédemment peuvent prévoir le changement attendu de l'amplitude pour n'importe quelle combinaison de propriétés d'une roche.

Nous signalons également que la variation de l'amplitude d'une réflexion est directement liée à l'évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence comme cité dans les équations de Zoeppritz, malheureusement ces dernières ne donnent pas une explication globale de la variation d'amplitude avec les propriétés physiques de la roche.

L'analyse AVO est devenue actuellement un outil incomparable qui aide à la détection directe des hydrocarbures.

L'analyse AVO peut aider à apporter des solutions aux problèmes de la localisation des pièges stratigraphiques sans s'en référer aux considérations structurales.

IV.1 Introduction :

L'analyse AVO se réalise en trois étapes successives :

- La première est dite modélisation, elle permet d'avoir une idée sur le modèle géologique qui a généré la section sismique de terrain.
- La deuxième étape est appelée analyse AVO. Elle s'applique sur des collections CDP traitées en amplitudes préservées après correction statique et dynamique dans le but d'extraire les attributs sismiques qui vont permettre la caractérisation du réservoir.
- La troisième et dernière étape est dite inversion AVO, elle est appliquée sur les données sismiques non sommées et vise à apporter plus de précision aux résultats obtenus par les deux procédures précédentes.

IV.2 Problème direct –Modélisation :

IV.2.1 Introduction :

En générale, il est plus facile de calculer l'effet d'une cause que d'estimer la cause de cet effet. On connaît généralement le raisonnement mathématique ou physique à utiliser pour décrire les observations si les conditions, structures et propriétés de la terre, sont bien connues. Ce type de calcul constitue le problème direct.

La modélisation sismique est une phase aussi importante pour l'analyse AVO que le traitement des données sismiques. Il n'est pas suffisant d'assumer qu'une réponse AVO croissante soit un indicateur direct d'hydrocarbures. Les modèles basés sur les vitesses et les densités locales sont nécessaires pour confirmer que les réponses AVO des cas observés soient suffisamment différentes pour être distinguées sûrement à partir des données sismiques disponibles dans la région.

La modélisation du réservoir et la substitution des fluides augmentent la compréhension des réponses sismiques. Cela mène à une meilleure prédiction latérale avec une délimitation des bons Bright spots et un meilleur pronostic volumétrique. Ceci induit donc à de meilleures décisions de management des réservoirs et améliore aussi le rapport de succès des forages.

IV.2.2 Principe de la modélisation :

La modélisation consiste à produire des sections sismiques synthétiques à partir des données de puits situés dans la zone d'étude en partant des modèles géologiques hypothétiques, afin de les comparer aux sections sismiques réelles obtenues sur le terrain. Ceci se fait en calculant en premier lieu les coefficients de réflexion en utilisant soit les équations de Zoeppritz ou bien l'équation de l'onde élastique.

En seconde étape, ces coefficients de réflexion sont convolués avec une ondelette extraite des traces réelles pour obtenir un film synthétique. Celui-ci est comparé ensuite avec la section réelle afin de détecter les similarités et les discordances. Ces dernières sont corrigées en modifiant les paramètres du modèle tels que l'épaisseur des couches, la porosité, la saturation en eau, le type du fluide et la lithologie, afin de se rapprocher au mieux de la section réelle.

La substitution de fluide est exécutée pour avoir une indication sur la sensibilité de la réponse sismique par rapport à la présence du gaz ou de l'eau dans les roches réservoir.

Afin de modéliser la réponse AVO attendue d'un objectif non foré, les paramètres V_P , V_S et ρ doivent être estimés dans un puits proche pour des lithologies anticipées. Ces trois paramètres sont nécessaires pour le calcul des coefficients de réflexion.

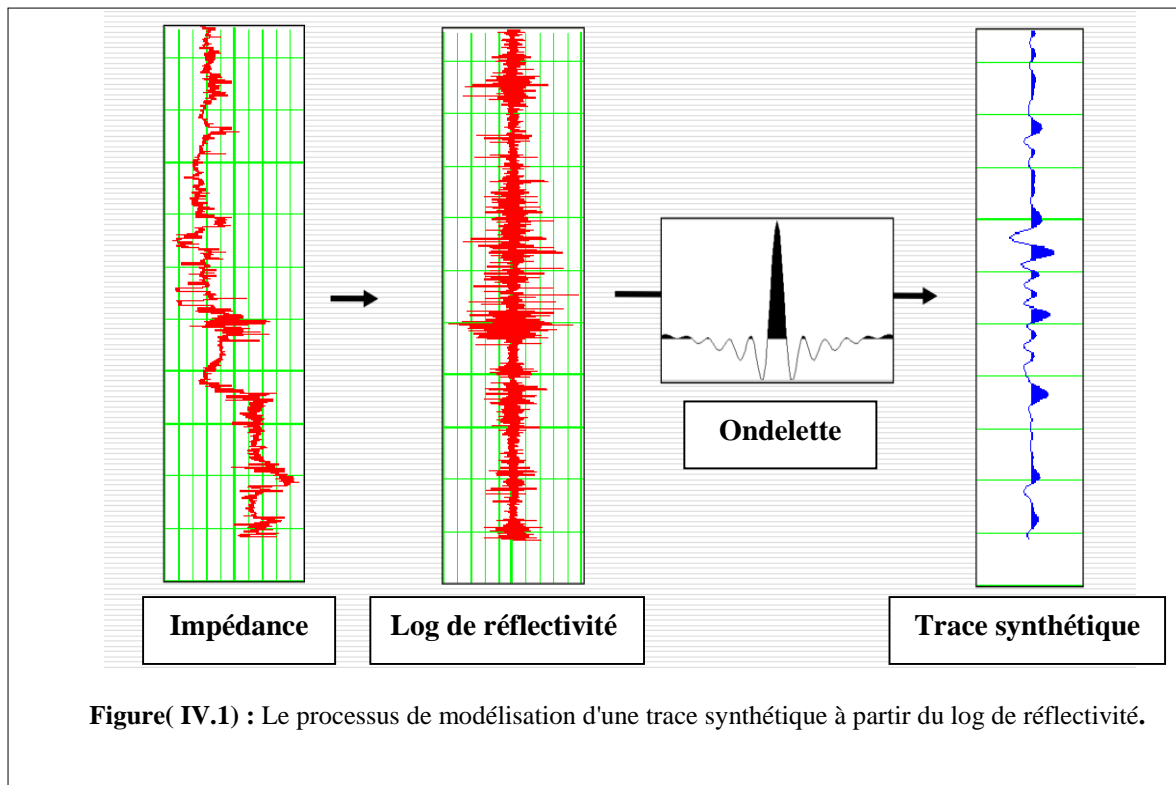
Le log de vitesse en ondes S ne permet de déterminer la réponse AVO attendue d'une réflexion avec une plus grande certitude que dans le cas où seulement l'estimation des V_S est disponible, augmentant ainsi fortement la puissance de la modélisation sismique dans l'analyse AVO. En l'absence du log de vitesse V_S celui-ci sera calculé en utilisant les équations de *Biot et Gassmann* la relation de *Castagnade* développées dans le chapitre I.

En multipliant le log densité avec le log sonique, on obtient le log d'impédance acoustique qu'on différencie par la suite, pour avoir un log impulsif des coefficients de réflexion. Ce dernier sera convolué avec une ondelette sismique de basse fréquence pour avoir une trace sismique filtrée des hautes fréquences, pour s'approcher de la réalité car la terre est un filtre passe bas (figure IV.1), la trace sismique enregistrée à la surface du sol est représentée par l'équation (IV.1)

$$S(t) = O(t) * R(t) * M(t) B(t) \quad (\text{IV.1})$$

$S(t)$: Trace sismique ; $O(t)$: Ondelette sismique émise ; $R(t)$: la réflectivité de la terre ;

$B(t)$: Bruit additif ; $M(t)$: Multiples ; [*]: Produit de convolution.



Figure(IV.1) : Le processus de modélisation d'une trace synthétique à partir du log de réflectivité.

IV.2.3 Les différentes techniques de modélisation AVO :

La modélisation sismique peut être accomplie par l'emploi des équations de *Zoeppritz* qui calcule une série de coefficient de réflexion et qui est ensuite convoluée par une ondelette. La modélisation AVO peut aussi être effectuée en utilisant un programme basé sur la solution de l'équation d'onde du modèle d'entrée.

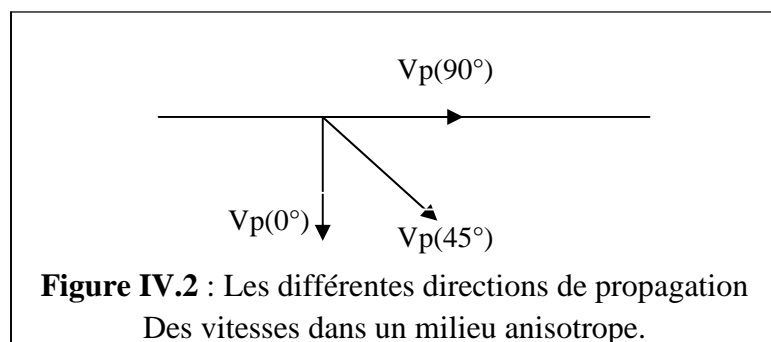
La modélisation par équation de *Zoeppritz* calcule les réflexions primaires seulement alors que la modélisation élastique fournit des informations additionnelles concernant les pertes par transmission, les multiples et les ondes converties.

Ces deux méthodes sont généralement utilisées en même temps pour la calibration et l'étude des formes d'ondes autres que les réflexions primaires. Ceci peut être utile pour la détermination du processus de traitement approprié afin d'atténuer les bruits et préserver les réflexions primaires.

Des résultats rapides sont possibles lorsque les enregistrements de V_p et de V_s sont disponibles. Le modèle obtenu peut alors nous renseigner si l'amplitude a été correctement récupérée pendant le traitement ou non.

IV.2.4 Problématique de la modélisation AVO en milieu anisotrope :

Dans un milieu isotrope, les vitesses des ondes P et S sont indépendantes de l'angle d'incidence. Cependant, dans un milieu anisotrope, les vitesses et les autres paramètres sont variables suivant la direction considérée (Figure IV.2).



Les équations d'anisotropie sont très complexes à chiffrer. *Thomsen* en 1987 a montré que pour des milieux faiblement anisotropes, les vitesses dépendent des paramètres ϵ, δ et γ appelés les paramètres de *Thomsen*.

La relation donnée par *Thomsen* et comme suit:

$$\begin{aligned}
V_P(\theta) &= V_P(0) \cdot [1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta] \\
V_{SV}(\theta) &= V_{SV}(0) \left[1 + \frac{V_P^2(0)}{V_{SV}^2(0)} (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right] \\
V_{SH}(\theta) &= V_{SH}(0) [1 + \gamma \sin^2 \theta]
\end{aligned}
\tag{IV.2}$$

Où : Les paramètres de *Thomsen* sont des combinaisons simples des différences entre les vitesses des ondes P et S aux angles : 0, 45 et 90°. Ces relations peuvent être dérivées des équations précédentes de vitesses:

$$\varepsilon = \frac{V_P(90) - V_P(0)}{V_P(0)}, \quad \gamma = \frac{V_{SH}(90) - V_{SH}(0)}{V_{SH}(0)}, \quad \delta = 4 \left[\frac{V_P(45) - V_P(0)}{V_P(0)} \right] - \varepsilon$$

Ruger a donné en 2002 la forme suivante de l'équation de *Thomsen* :

$$R_{an}(\theta) = R_{is}(\theta) + \frac{\Delta\delta}{2} \sin^2 \theta + \frac{\Delta\varepsilon}{2} \sin^2 \theta \tan^2 \theta
\tag{IV.3}$$

Où $R_{is}(\theta)$ est le coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence " θ " dans un milieu isotrope.

Et $R_{an}(\theta)$ est le coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence " θ " dans un milieu anisotrope.

En utilisant l'équation d'*Aki et Richards*, il obtient :

$$R_{an}(\theta) = A + \left(B + \frac{\Delta\delta}{2} \right) \sin^2 \theta + \left(C + \frac{\Delta\varepsilon}{2} \right) \sin^2 \theta \tan^2 \theta
\tag{IV.4}$$

Avec: $\Delta\delta = \delta_2 - \delta_1$ et $\Delta\varepsilon = \varepsilon_2 - \varepsilon_1$

En utilisant les deux méthodes de modélisation simultanément, une divergence de résultat a été observée. Cette divergence est plus prononcée dans le cas des milieux anisotropes. (*Qing. L, 2003 : Pitfall in AVO Anisotropic Modeling. Hampson Russell*).

IV.2.5 Conclusion :

L'anisotropie affecte les coefficients de réflexion et la forme du front d'onde. Il est important de prendre en compte le second effet lors de la modélisation AVO.

Pour un modèle simple, la forme du front d'onde incident est déterminée par les paramètres d'anisotropie δ et ε du milieu.

La modélisation par la méthode de *Zoeppritz* doit être utilisée avec précautions dans la modélisation anisotropique. L'effet dû à la forme du front d'onde incident doit être manipulé avec prudence.

IV.3 Analyse AVO :

IV.3.1 Introduction :

Afin d'estimer le changement des propriétés pétrophysiques le long des interfaces, on effectue une analyse AVO sur les parties dites anormales en terme d'amplitude. Pour cela on utilise comme données d'entrée des données sismiques prétraitées (compensation des différents pertes d'énergie par égalisation avec préservation des amplitudes, mute, filtrage, déconvolution, corrections statiques et correction dynamique).

Il existe deux types d'analyses: L'analyse qualitative et l'analyse quantitative.

IV.3.2 Analyse AVO qualitative :

Cette analyse est basée sur l'observation et la recherche d'un phénomène qui montre la variation de l'amplitude de la réflexion avec l'offset. Comme nous le savons ce phénomène peut être lié à la présence du gaz dans un réservoir.

IV.3.2.1 Collections CDP (non sommées) :

Cette analyse consiste à observer et à détecter la variation de l'amplitude en fonction de l'offset dans chaque CDP où l'anomalie a été localisée. L'augmentation ou la diminution de l'amplitude avec l'offset pourrait être liée à la présence de gaz.

IV.3.2.2 Le stack partiel (sommation partielle) :

Afin d'avoir une vue de l'ensemble des variations des amplitudes en fonction de l'offset ou de l'angle d'incidence, on fait la comparaison des sections stack à offsets limités.

Ces stacks signifient une division de la gamme d'offsets en trois groupes :
Offsets proches, intermédiaires et lointains.

Ceci nous permettra la détermination de la profondeur de l'anomalie AVO. D'ailleurs, les réservoirs se trouvant à grande profondeur vont mieux apparaître dans les sections à offsets lointains, alors que ceux des faibles profondeurs vont être localisés sur des sections à offsets proches.

IV.3.2.3 Collection à angle d'incidence :

Les équations de Zoeppritz et les différentes approximations dépendent de l'angle d'incidence. Il est nécessaire de faire une transformation des collections CDP avant sommation qui représentent la variation de l'amplitude avec l'offset en collections CDP représentant cette même variation en fonction de l'angle d'incidence.

IV.3.3 Transformation Offset-Angle d'incidence :

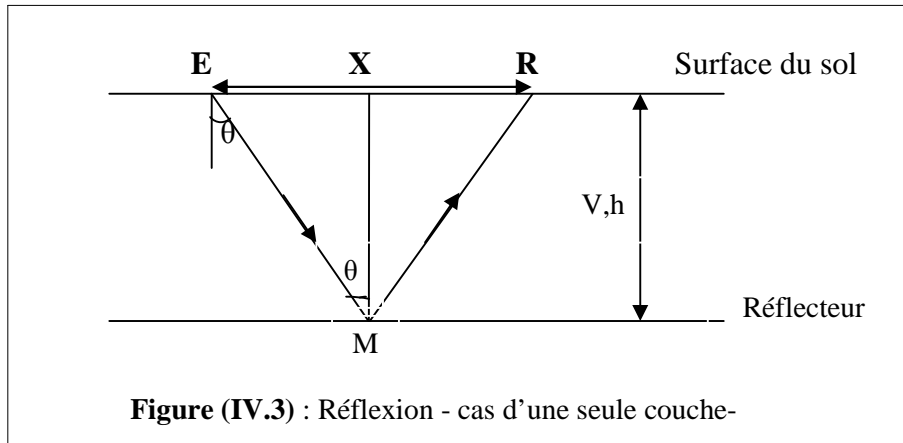
L'analyse quantitative vise à calculer l'intercept et le gradient. Cette analyse se fait après représentation de l'amplitude des réflexions en fonction de l'offset. La relation de Shuey utilisée pour cet effet est en fonction de l'angle d'incidence et plus exactement en fonction de

$\sin^2\theta$. C'est pour cette raison qu'on a établi la relation entre l'offset x et l'angle d'incidence θ ($\sin^2\theta$).

a) Cas d'une seule couche :

Considérons un milieu homogène, isotrope et élastique d'épaisseur " h " et de vitesses " V ". Le réflecteur est plan et horizontal (figure IV.3)

La réflexion s'effectue suivant le trajet EMR.



$$\tan\theta = \frac{x}{2h} = \frac{x}{v \cdot t_0} \quad \Rightarrow \quad x = V \cdot t_0 \cdot \tan\theta \quad (\text{IV.5})$$

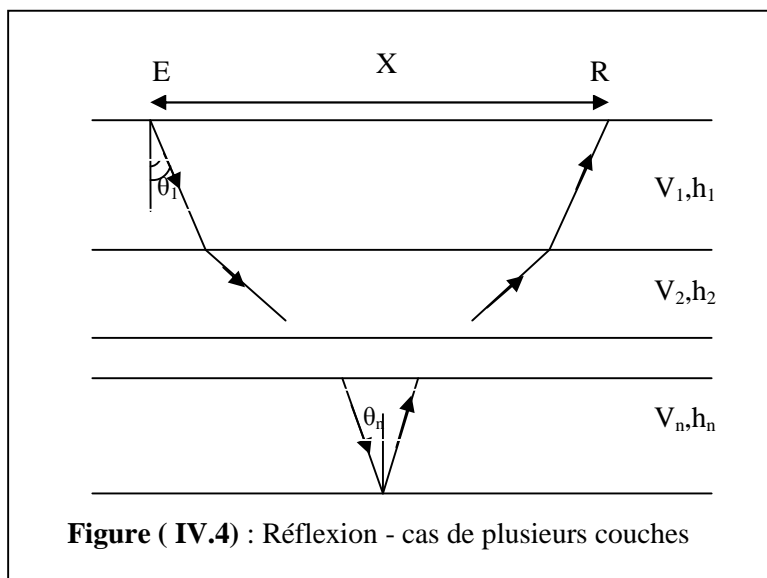
$$\theta = \text{Arctang}\left(\frac{x}{V t_0}\right)$$

b) Cas de plusieurs couches :

Considérons un milieu composé de plusieurs couches homogènes, isotrope et élastiques.

Les réflecteurs sont considérés comme plans et horizontaux (Figure VI.4).

Chaque couche " i " a une vitesse V_i et une épaisseur h_i .



D'après la loi de *Snell-Descartes* : $p = \frac{\sin\theta_1}{V_1} = \frac{\sin\theta_2}{V_2} = \dots = \frac{\sin\theta_n}{V_n} = \text{constante}$

L'équation de l'onde réfléchie EMR sur le réflecteur "n" est donnée par l'équation suivante :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{X^2}{V_{RMS}^2} \quad (\text{IV.6})$$

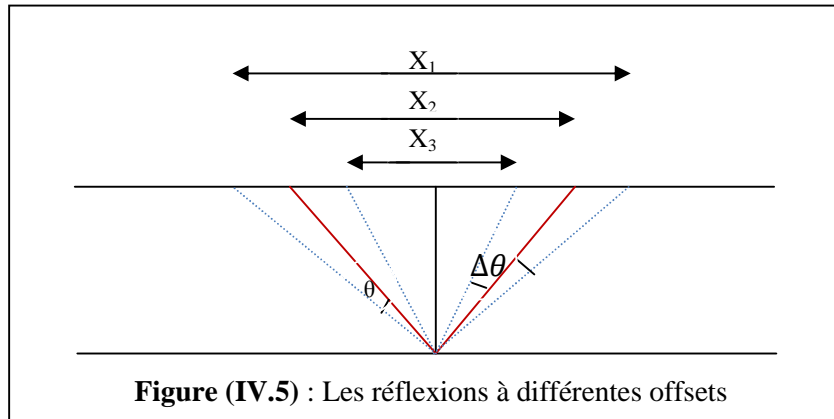
Où t_0 est la profondeur du réflecteur en temps double

et V_{RMS} est la vitesse quadratique moyenne au niveau de ce réflecteur.

$$\text{En posant : } p = \frac{dt}{dx} = \frac{\sin\theta}{V_{int}} \quad (\text{IV.7})$$

$$\text{On trouve : } \sin\theta = \frac{V_{int}}{V_{RMS}} \frac{X}{\sqrt{X^2 + (V_{RMS} \cdot t_0)^2}} \quad (\text{IV.8})$$

En pratique, on somme quelques traces du CDP pour produire une trace d'un angle d'incidence donné (figure IV.5).



Pour un angle θ fixé, les offsets qui seront pris dans la sommation sont compris dans la fenêtre $[X_3, X_1]$.

$[\theta - \Delta\theta, \theta + \Delta\theta]$ avec $\Delta\theta$ de l'ordre de 4

On estime l'angle de réflexion comme une fonction de temps et de l'offset comme suit :

$$\sin\theta = \frac{V_{int}}{V_{smooth}} \frac{X}{\sqrt{X^2 + (V_{smooth} \cdot t_0)^2}} \quad (\text{IV.9})$$

Où V_{smooth} représente la vitesse V_{RMS} lissée.

Et V_{int} La vitesse d'intervalle où se fait la mesure. Elle est déterminée en utilisant la formule de *Dix* et les vitesses quadratiques moyennes lissées.

IV.3.4 Analyse AVO quantitative :

La relation de base utilisée pour le calcul du coefficient $R(\theta)$ est celle donnée par *Shuey* :

$$R(\theta) = R_0 + G \sin^2 \theta \quad (\text{IV.10})$$

Où : R_0 est le coefficient de réflexion à incidence normale.

G le gradient qui est en fonction du coefficient de Poisson.

θ l'angle d'incidence.

Afin d'obtenir les sections gradient et intercept, on prend une collection de CDP prétraitée (avec des corrections statiques et dynamiques) pour un CDP donné.

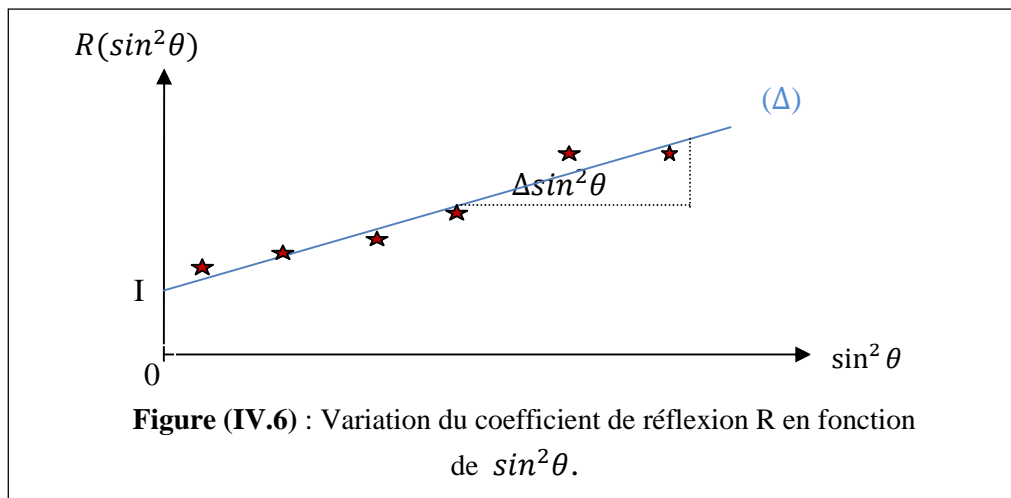
Au niveau du CDP sélectionné, on sélectionne d'abord les échantillons qui vérifient la relation:

$$\sin \theta = \frac{V_{int}}{V_{RMS}} \frac{X}{\sqrt{X^2 + (V_{RMS} \cdot t_0)^2}} \quad (\text{IV.11})$$

Où θ est l'angle d'incidence compris entre 0° et 30° . Pour des angles d'incidence supérieurs à 30° , l'échantillon est remis à zéro.

Ce n'est qu'après cette phase, que l'on peut analyser la variation de l'amplitude en fonction de l'offset (angle d'incidence).

Pour un temps fixé, on reporte les amplitudes à chaque angle d'incidence sur le graphe $R(\theta)$ en fonction de $\sin^2 \theta$, puis on approxime au sens des moindres carrés le nuage de points obtenu par une droite de régression. L'intersection de cette droite avec l'axe vertical $R(\theta)$ nous donnera l'intercept R_0 et sa pente le gradient G comme illustré sur la figure (Figure IV.6)



★ Amplitude observée en fonction de l'angle d'incidence θ , à un instant donné t .

A partir de ce graphe, on déduit:

$$G = \frac{\Delta R}{\Delta \sin^2 \theta} \quad I = R_0 \quad (\text{IV.12})$$

En reproduisant les étapes précédentes pour les autres temps, on obtient une trace représentant le coefficient de réflexion à incidence normale R_0 et une trace représentant le gradient G en fonction du temps pour un seul CDP.

En répétant ces étapes pour tous les autres CDP, on obtient alors une section gradient G et une section intercept R_0 .

IV.3.4.1 La section intercept R_0 :

La section d'intercept R_0 permet de donner une meilleure estimation de la réflectivité à offset zéro. Sur cette section, on peut distinguer les changements de polarité du coefficient R_0 avec passage à zéro en se référant à l'échelle de couleurs.

IV.3.4.2 La section gradient G :

Le gradient G décrit le changement relatif de l'amplitude avec l'offset. C'est un attribut très important lors de l'analyse AVO car il est directement lié aux paramètres des milieux traversés et en particulier au coefficient de Poisson qui diminue dans les grès à gaz.

Le gradient G est utilisé en conjonction avec l'intercept R_0 pour préciser la variation de l'amplitude avec l'offset, d'où l'utilisation des cross plots.

IV.3.4.3 Cross plot AVO :

Le cross plot AVO permet de visualiser sur une même fenêtre, l'effet combiné de l'intercept R_0 et du gradient G . A partir de ce cross plot, on peut déterminer les points anormaux sur les sections gradient et intercept. La combinaison avec d'autres attributs peut aussi être réalisée sous forme de cross plots.

Ces cross plots sont d'une très grande utilité en interprétation. Ils permettent de réaliser des discriminations lithologiques de qualité et s'avèrent parfois être de bons indicateurs de présence d'hydrocarbures.

IV.3.4.3.1 Interprétation du cross plot Intercept-Gradient :

La variation de la porosité et de l'argilosité dans un réservoir donne des réponses AVO suivant des directions parallèles à la ligne des fluides (D.J. Foster, 1999).

Le top et la base du réservoir composé de grès saturés en gaz sont représentés respectivement sur la tendance en dessous et au dessus de la ligne des fluides, comme illustré dans la (figure IV.7):

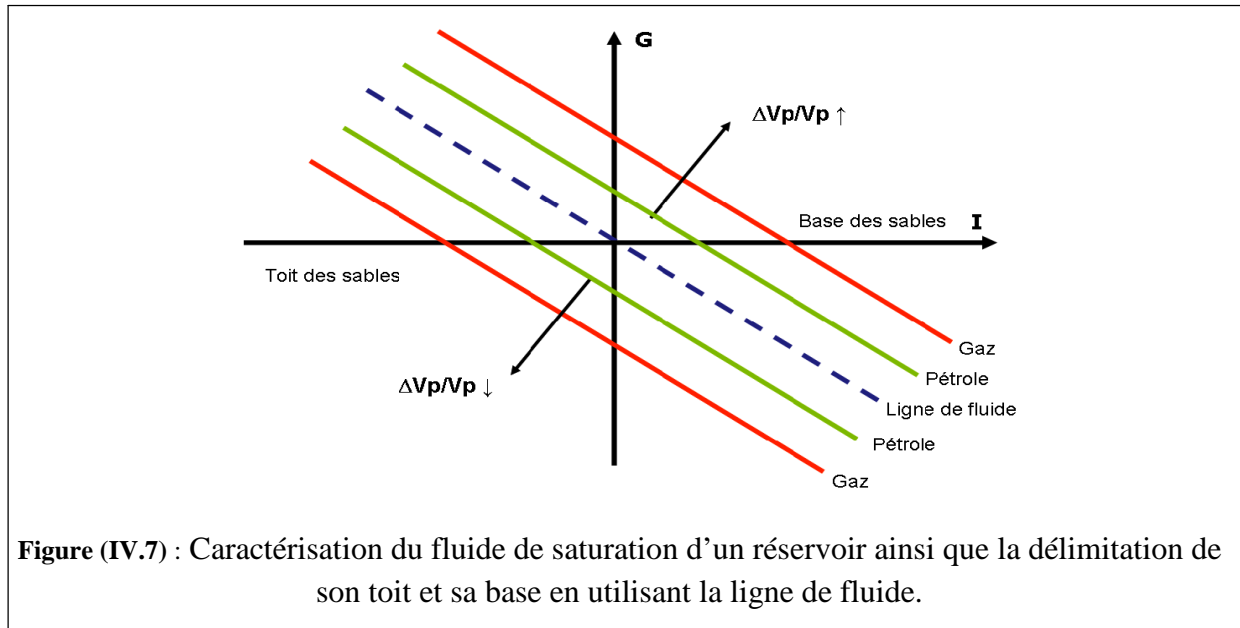


Figure (IV.7) : Caractérisation du fluide de saturation d'un réservoir ainsi que la délimitation de son toit et sa base en utilisant la ligne de fluide.

IV.3.4.4 Autres attributs utilisés lors de l'analyse AVO :

Certaines autres combinaisons d'attributs telles que : intercept*gradient , intercept + gradient et le facteur de fluide sont utilisées pour la confirmation de la classe d'un réservoir donné.

a) Intercept*Gradient

Cet attribut met en évidence les événements correspondants à des réflecteurs ayant un fort intercept et un grand coefficient G.

b) Intercept + Gradient

L'utilité de cet attribut est plus perceptible dans le cas de la classe 3, où la somme ($R_0 + G$) montre une réponse négative au top du réservoir (car $R_0 < 0$ et $G < 0$) et une réponse positive à la base du réservoir (car $R_0 > 0$ et $G > 0$).

c) Le facteur de fluide

Le rôle de cet attribut est de confirmer l'existence du gaz indépendamment de la classe de l'anomalie AVO. Il représente la différence entre les données et leur modèle correspondant à un modèle de roches saturées d'eau.

Ainsi pour quantifier le réservoir, *Smith* et *Gidlow* proposent de définir l'attribut facteur de fluide qui indique la propriété des roches de contenir du gaz par rapport à la ligne boue-roche (mud-rock) en utilisant les vitesses V_p et V_s (figure IV.8).

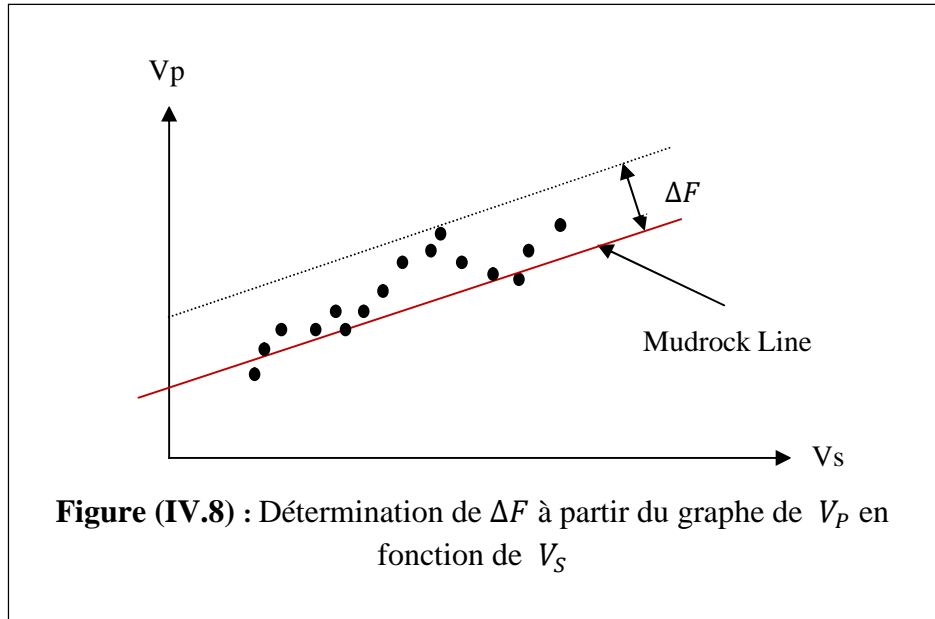


Figure (IV.8) : Détermination de ΔF à partir du graphe de V_P en fonction de V_S

Par différentiation de l'équation :

$$V_P = c_0 + c_1 V_S \quad (\text{IV.13})$$

On obtient :

$$\frac{\Delta V_P}{V_P} = c_1 \frac{V_S \Delta V_S}{V_P V_S} \quad (\text{IV.14})$$

On définit alors le facteur de fluide par soustraction des données par rapport au modèle :

$$\Delta F = \frac{\Delta V_P}{V_P} - c_1 \frac{V_S \Delta V_S}{V_P V_S} \quad (\text{IV.15})$$

Si ΔF est proche de zéro, le milieu est constitué de roches saturées en eau. S'il s'agit de roches saturées en gaz, ΔF est en général négatif au sommet du réservoir et positif à sa base (Figure IV.7).

Le facteur de fluide est souvent utilisé comme indicateur d'hydrocarbures.

La définition de *Castagna et Smith* (1994) permet d'avoir la représentation de la ligne de fluide dans le cross-plot du gradient en fonction de l'intercept en se basant sur l'équation liant R_0 et G établie en posant $\frac{V_P}{V_S} = 2$ (cas de l'eau) et en négligeant le troisième terme de l'équation de *Shuey* (1985). Après transformation, on trouve :

$$R_0 + G = R_P + (R_P - 2R_S) = 2(R_P - R_S) \quad (\text{IV.16})$$

Où R_P et R_S désignent respectivement la réflectivité à incidence normale des ondes P et S et G le gradient.

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

$$R_0 + G = 0 \quad (\text{IV.17})$$

Cette équation signifie que la ligne de fluide passe par l'origine $((R_0, G)=(0,0))$

En revanche, en présence de sables saturés en gaz, les coefficients R_p et R_s ne sont pas égaux et la somme $R_0 + G$ s'éloigne de zéro.

Cette équation est considérée comme équivalente au facteur de fluide.

IV.3.5 Conclusion :

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

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

IV.4 Problème inverse – l'inversion :

IV.4.1 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.

IV.4.2 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.

IV.4.3 Définition de l'inversion :

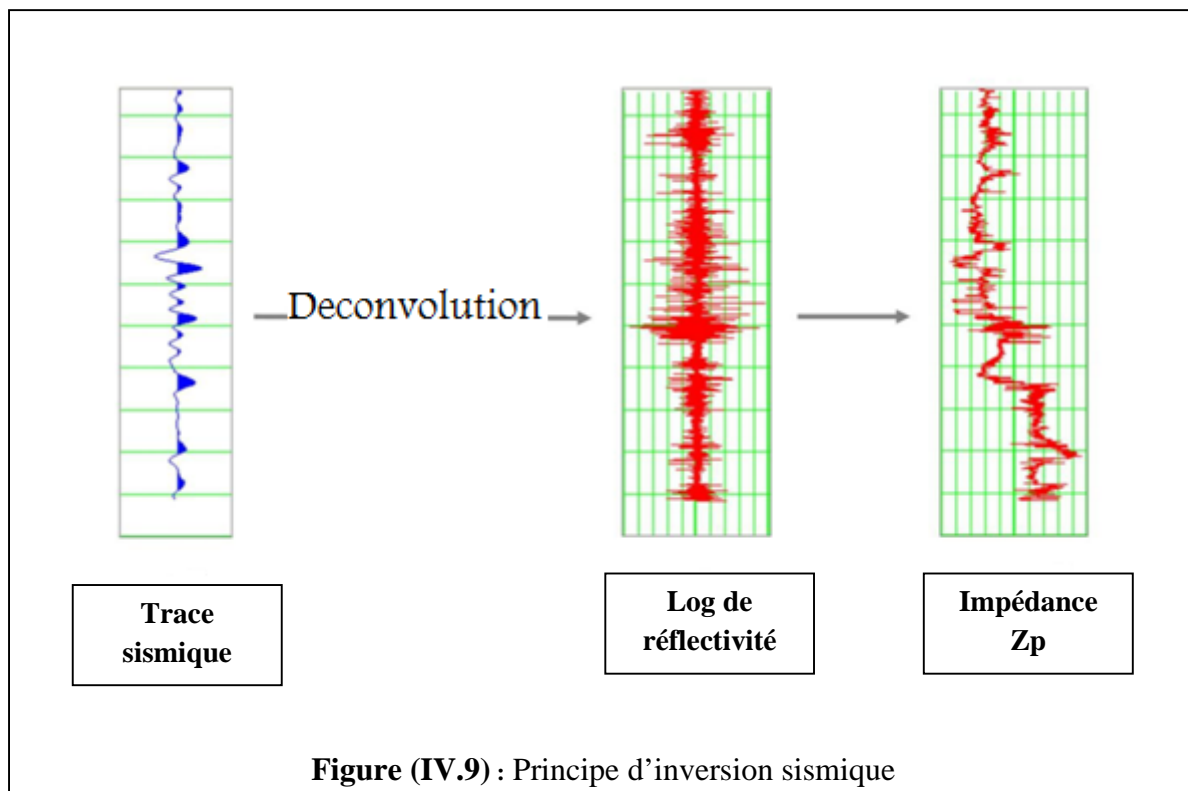
La définition la plus opérationnelle est qu'un problème inverse consiste à déterminer les causes connaissant les effets, mais il est possible de trouver plusieurs causes qui produisent les mêmes effets. Cette idée montre la principale difficulté de l'étude des problèmes inverses : *la non unicité de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

IV.4.4 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)

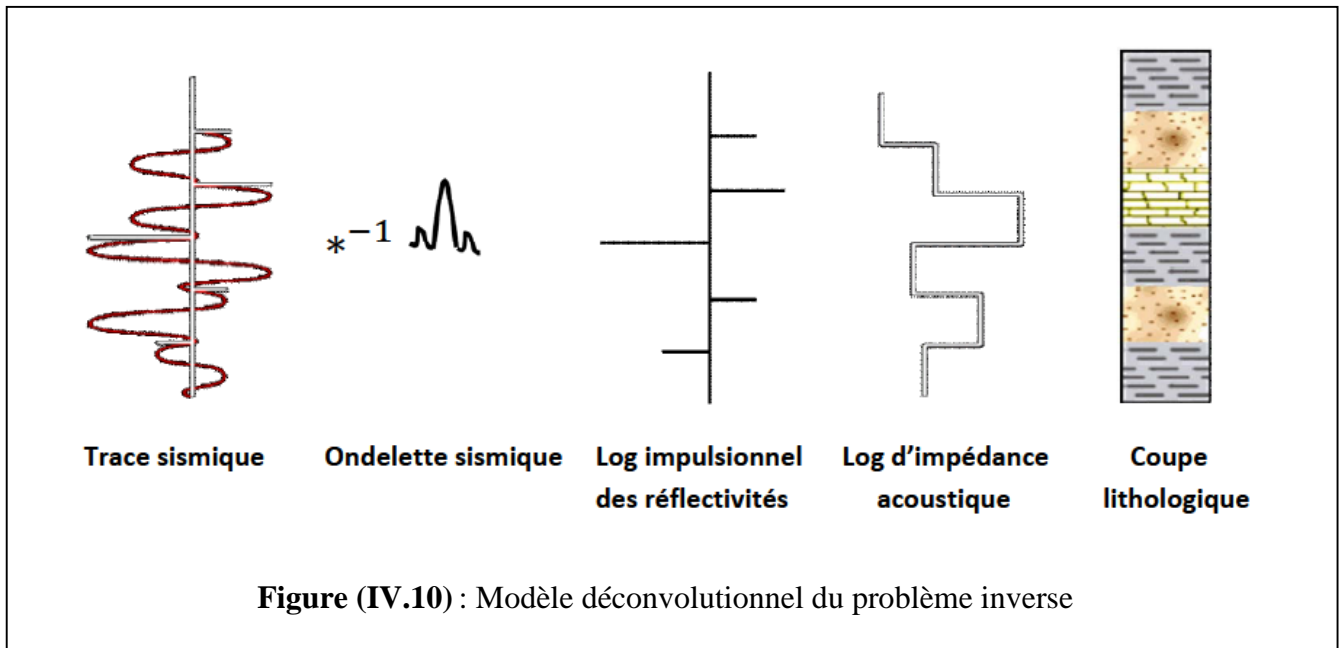
Le principe d'application de l'inversion est le passage des sections sismiques réelles aux paramètres élastiques du modèle géologique qui a produit ces sections, en effectuant une déconvolution des traces réelles pour obtenir des traces de coefficient de réflexion qui vont servir au calcul des impédances (figure IV.9) .



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 ondelette sismique propagée dans la sub-surface pour l'enlever (Figure IV.10) .

$$R(t) = O^{-1}(t) * M^{-1}(t) \quad (IV.18)$$



Les données sismiques acquises peuvent porter deux types d'informations : *les temps d'arrivée* 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 petrophysique des structures.

IV.4.5 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 essayera 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.

IV.4.5.1 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 φ : $p = \varphi^{-1}(d)$.

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 paramètre 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 directe. Ensuite, on s'efforce de calculer les corrections à apportés 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.

IV.4.5.2 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 :

$$C(i(x,t)) = \|T_{obs}(x,t) - T_{cal}(x,t)\| + \omega_1 \|i(x,t) - i_0(x,t)\| + \omega_2 \left\| \frac{d}{dx} [i(x,t) - i_0(x,t)] \right\| \quad (IV.19)$$

$\|\dots\|$: 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 terme 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.

IV.4.5.3 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 :

$$\vec{X}_{k+1} = \vec{X}_k + d_k \vec{u}_k \quad (IV.20)$$

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 :

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

Résumé de l'algorithme du gradient conjugué :

Choisir un point de départ X_0

Construire le nouveau vecteur U_k

$$\vec{u}_k = \vec{\nabla}f(X_k) + \frac{\|\vec{\nabla}f(X_k)\|}{\|\vec{\nabla}f(X_{k-1})\|} \vec{u}_{k-1} \quad (IV.21)$$

Calculer la longueur de décente d_k

$$d_k = \frac{-\vec{\nabla}F(X_k) \cdot \vec{u}_k}{(A\vec{u}_k) \cdot \vec{u}_k} \quad (IV.22)$$

Calculer le nouveau vecteur X_{k+1}

$$\vec{X}_{k+1} = \vec{X}_k + d_k \vec{u}_k$$

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 (IV.23) et il lui suffit N étapes de calcul (itérations) pour N dimensions.

$$f(\vec{X}) = c - \vec{B} \cdot \vec{X} + \frac{1}{2} \vec{X} \cdot (A\vec{X}) \quad (IV.23)$$

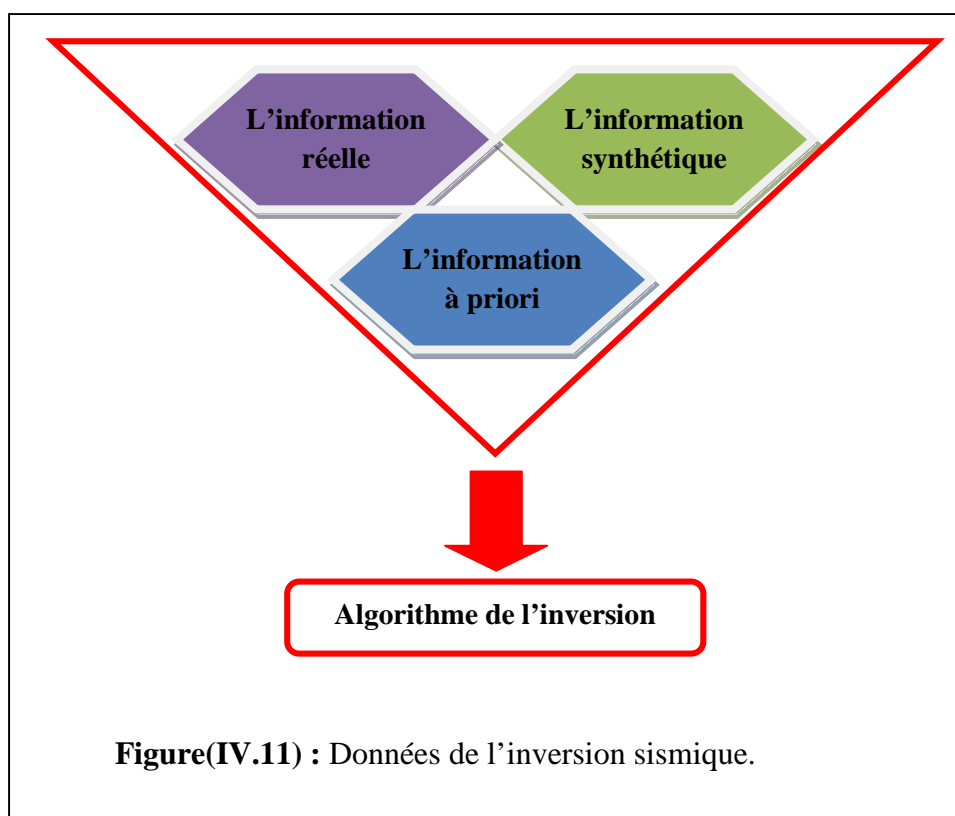
En pratique, on étudie rarement des fonctions exactement quadratiques *Alors que faire si l'algorithme ne converge pas au bout de N itérations ?* Il suffit donc de le relancer à partir du dernier point obtenu.

Remarque :

La fonction F dans l'inversion AVO simultanée (notre cas) est représenté par la fonction coût C (IV.19).

IV.4.6 Les données de l'inversion sismique :

La matière première de l'algorithme d'inversion est résumée dans le schéma suivant :



⇒ 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 terme 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

IV.4.8 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.

IV.4.9 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).

IV.4.9.1 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 de Aki & Richards, simplifiée par Shuey:02 termes (IV.10) ou 03 termes (IV.24)].
- 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 au égal à 30° on utilise l'approximation à 2 termes (IV.10) qui possède que des attributs sismiques R_0 (réflectivité à zéro offset) et G (gradient approximé) qui nous permettent de tirer comme informations :

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

- 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 :

$$R(\theta) = R_0 \cos^2 \theta + G \sin^2 \theta + C[\tan^2 \theta - \sin^2 \theta] \quad (\text{IV.24})$$

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

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

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

$$C = \frac{V_{p2} - V_{p1}}{V_{p2} + V_{p1}}$$
 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 :

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

IV.4.9.2 Les approches de la méthode d'inversion sismique AVO :

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

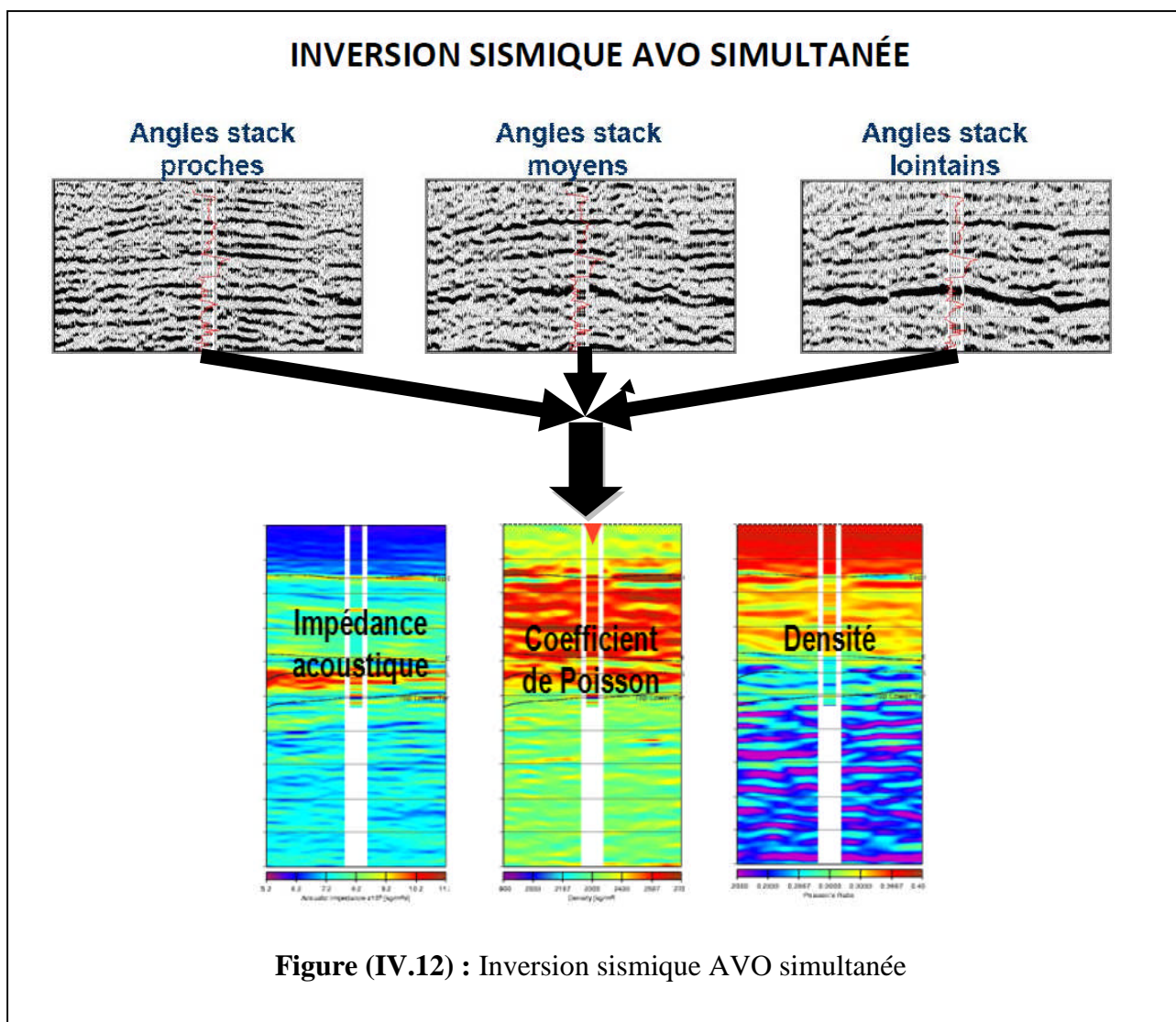
- **Inversion AVO séparée** : c'est une inversion où chaque angle stack est inversé séparément. Cette inversion nous donne comme résultat, les propriétés élastiques des roches .
- **Inversion AVO simultanée (utilisée dans notre étude)** : L'inversion sismique AVO simultanée est le contraire de l'inversion 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) (figure IV.12).

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)*. Grace 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.



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.

IV.4.9.3 Méthodologie de l'inversion AVO simultanée :

IV.4.9.3.1 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)(IV.9).

IV.4.9.3.2 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.

IV.4.9.3.3 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 :

$$\phi_{TT}(t) = E[T(t).T(t + \tau)] \quad (IV.25)$$

$$\phi_{TT}(t) = E[\omega(t) * r(t).\omega(t + \tau) * r(t + \tau)] \quad (IV.26)$$

$$\phi_{TT}(t) = E[\omega(t).\omega(t + \tau)] * E[r(t).r(t + \tau)] \quad (IV.27)$$

$$\boxed{\phi_{TT}(t) = \phi_{\omega\omega}(t) * \phi_{rr}(t)} \quad (IV.28)$$

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 :

$$\phi_{TT}(t) = \sigma^2 \phi_{\omega\omega}(t) \quad (IV.29)$$

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 :

$$TF(\phi_{TT}(t)) = \sigma^2 |W(\vartheta)| \quad (IV.30)$$

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.

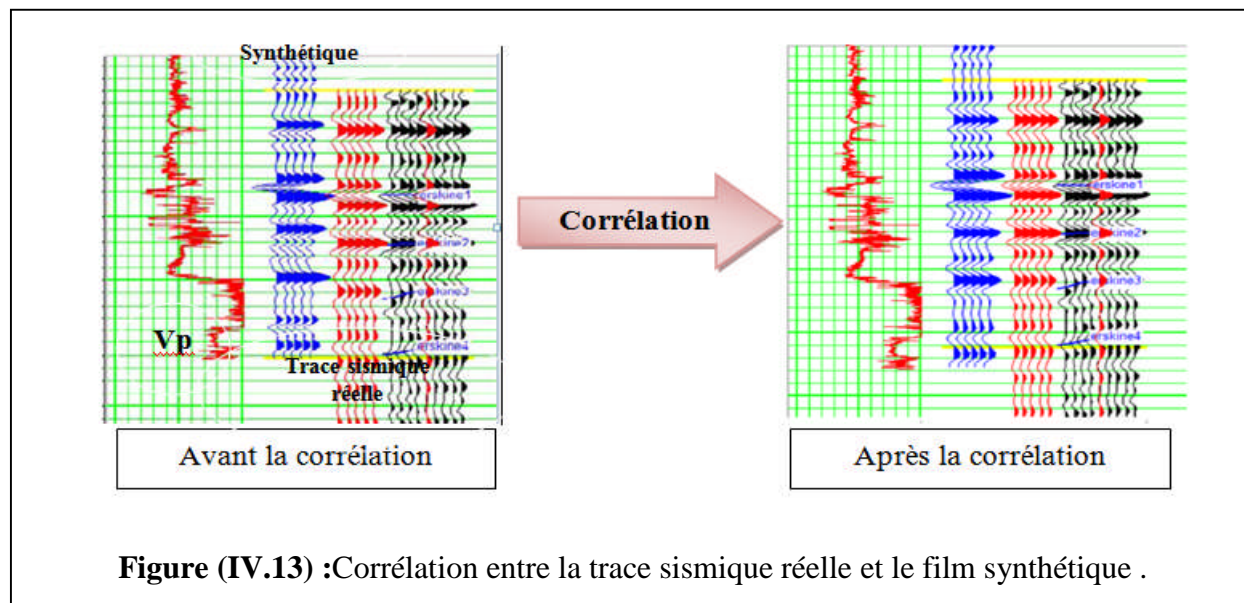
Pour cela, on a recours aux données de puits car les données sismiques toutes seules sont insuffisantes.

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 IV.13). 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 diagrapies (sonique et densité).

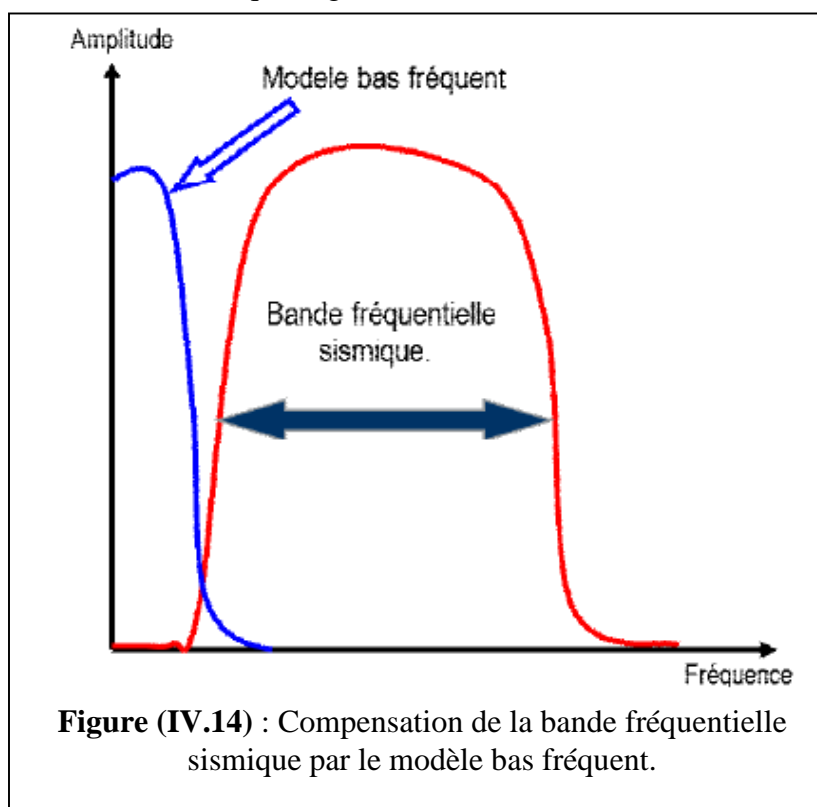
L'opération de corrélation a pour but d'améliorer la corrélation de temps entre les données synthétiques et les données réelles et les ramener au même niveau de référence. Elle permet aussi de déterminer la phase réelle d'ondelette sismique qu'on a supposé qu'elle est à zéro phase lors de l'extraction statistique alors qu'elle est a 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.



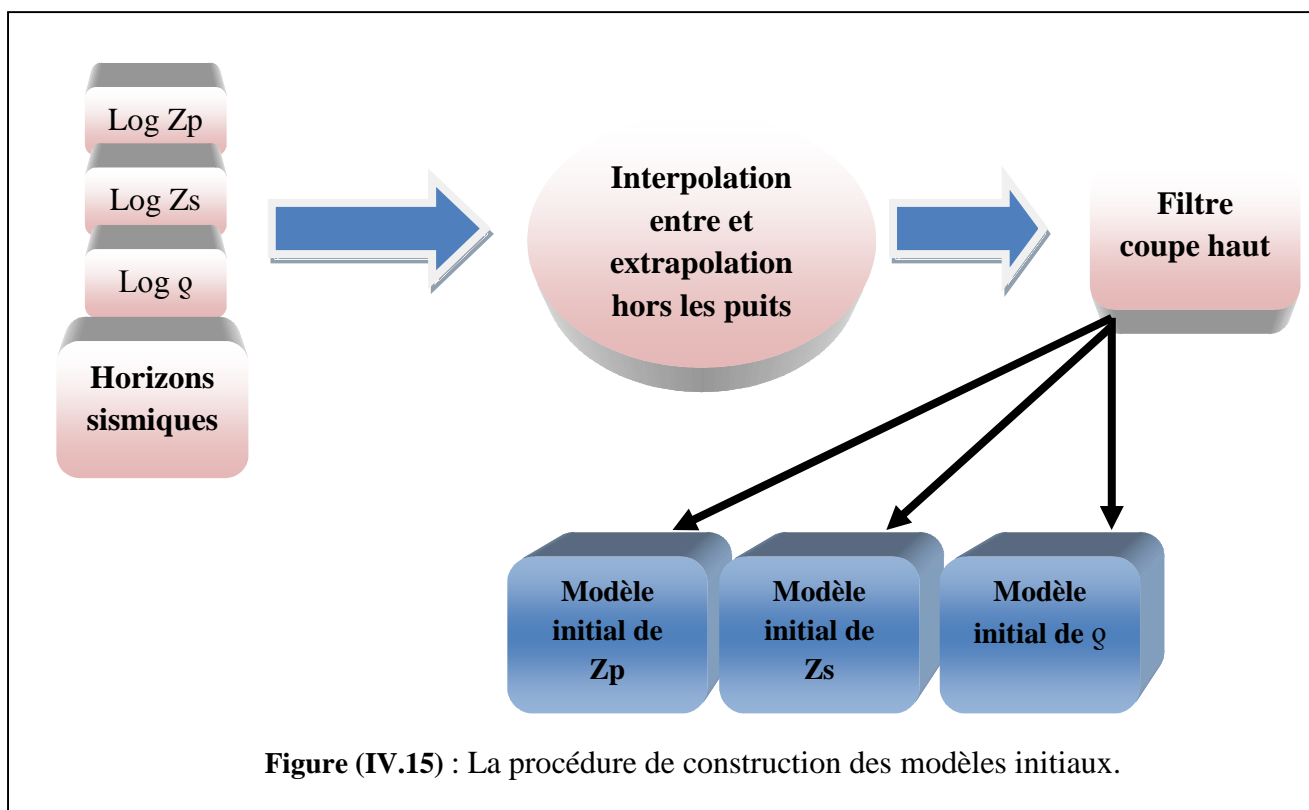
d) Construction du modèle bas fréquent :

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 IV.14).



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 ρ), 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 utilisés, en se référant au modèle structural (résultats d'interprétation structurale : horizons et failles), comme modèle guide qui l'oriente et le délimite (figure IV.15).



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.

IV.4.10 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.

V.1 Introduction :

L'Algérie fait partie du Nord-Ouest de l'Afrique et comprend deux grands domaines, le domaine atlasique et le domaine saharien.

Le domaine atlasique est structuré pendant le cycle alpin, il est séparé du Sahara par l'accident sud atlasique.

La plate-forme saharienne est un domaine qualifié de stable à relativement rigide. Elle est située au sud de la chaîne atlasique et, limitée au nord par l'accident sud atlasique et sud et au sud-ouest, respectivement par les boucliers Touareg et Réguibat. Cette plate-forme cratonique est recouverte d'une série sédimentaire allant du Cambrien au Carbonifère.

La dalle saharienne est subdivisée en trois provinces de point de vue pétrolier (Figure V.1) :

La province occidentale : elle comprend les bassins de Bechar, de Reggan, de l'Ahnet, de Mouydir, de Timimoun et la cuvette de Sbaa.

La province triasique (centrale) : elle est située dans la partie septentrionale de la plate-forme saharienne.

La province orientale (synéclyse orientale) : elle comprend le bassin d'Ilizi et Berkine séparés par le mole de d'Ahara.

V.2 Le Bassin de l'Ahnet :

V.2.1 Situation géographique :

Le bassin de l'Ahnet est situé dans la partie Sud-Ouest du Sahara algérien. Il fait partie de la province occidentale de la plate-forme saharienne, limitée par les méridiens 1°00 et 3°00 Est et les parallèles 24°00 et 27°00 Nord, il s'étend sur près de 50000 km² de surface.

V.2.2 Situation géologique :

Le bassin de l'Ahnet est une entité géologique de la plate-forme saharienne qui correspond à une vaste dépression ,300km de long sur 200km de large, orientée NNW-SSE limitée au Nord par le plateau de Tademaït et l'ensellement E-W de Djoua qui le sépare du bassin de Timimoun, à l'ouest par le massif de l'Ougarta-Azzelmatti, à l'Est par le môle d'Arak-Idjerane qui forment la limite occidentale du bassin de Mouydir. L'extrémité occidentale du massif du Hoggar, formé par des petits massifs, constitue sa partie méridionale (Figure V.2).

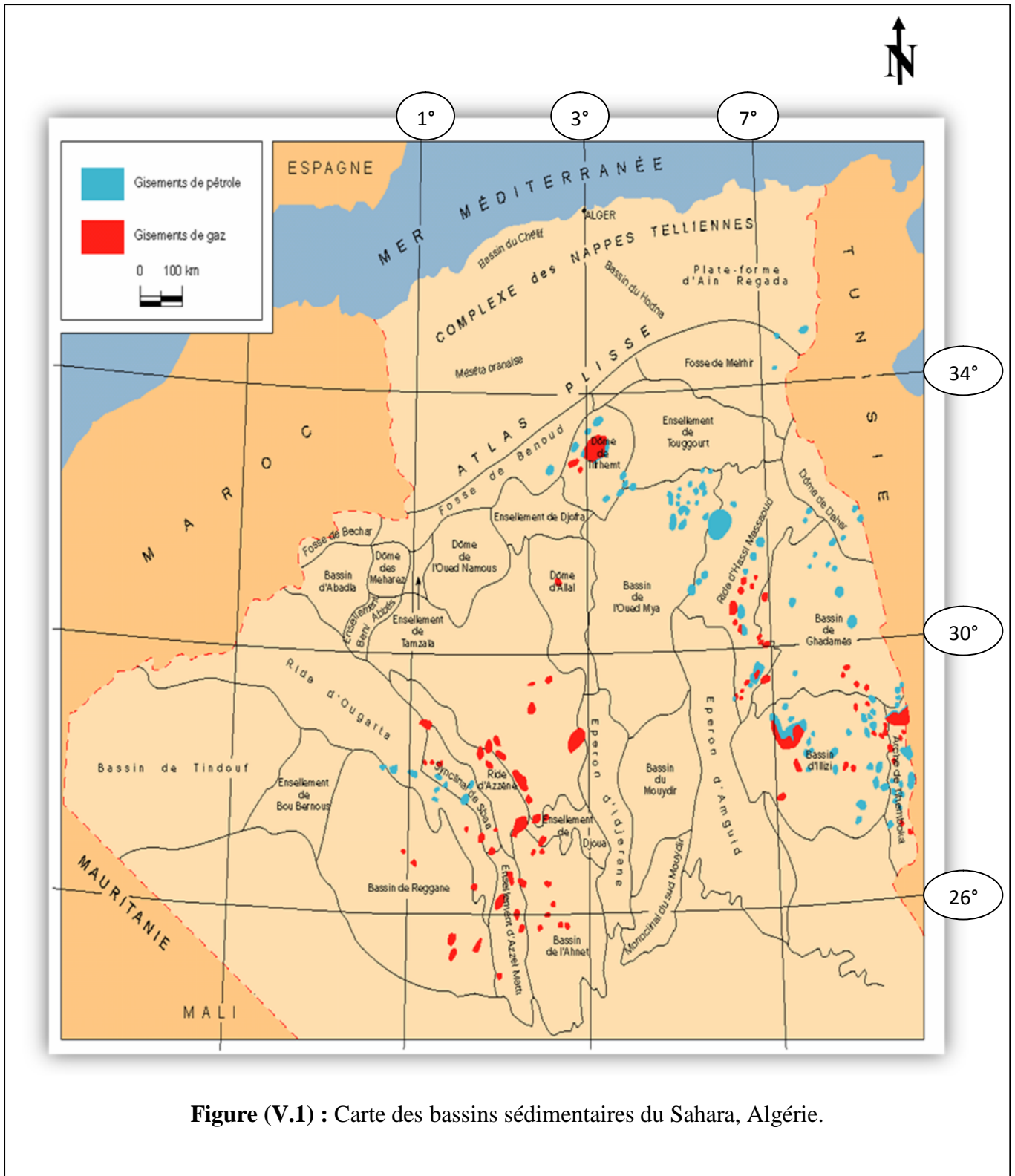
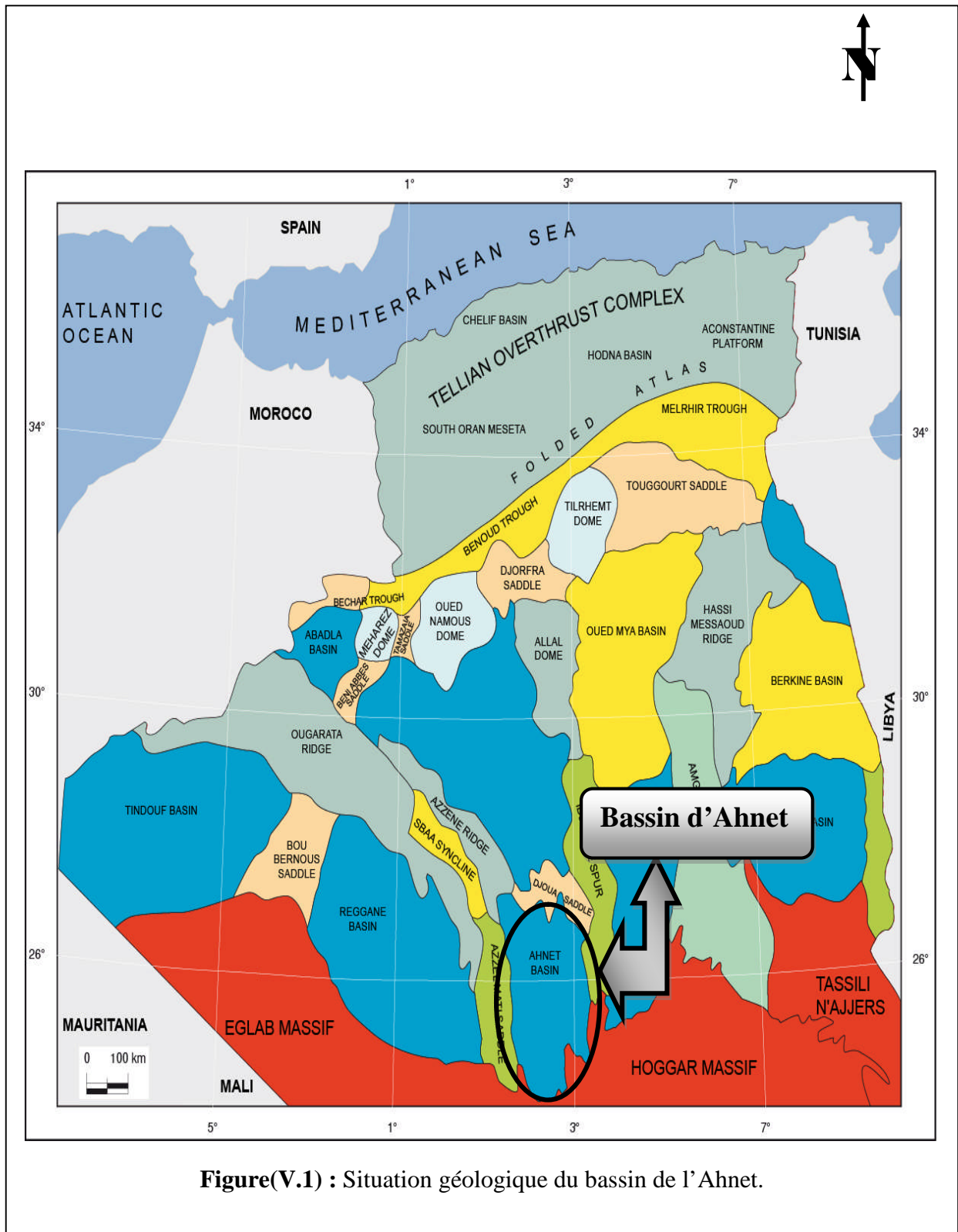


Figure (V.1) : Carte des bassins sédimentaires du Sahara, Algérie.



Figure(V.1) : Situation géologique du bassin de l'Ahnet.

V.2.3 Aspect structural :

Le bassin de l'Ahnet se distingue par sa complexité tectonique et son degré de structuration intense. Cette structuration résulte pour l'essentiel de la phase hercynienne affectée par une tectonique cassante héritée du cycle panafricain et qui a donné naissance aux trends structuraux de direction subméridienne recoupés par des accidents Nord-ouest Sud-Est.

Ces évènements tectoniques définissent des zones hautes séparées par des dépressions qui correspondent Ouest en Est : l'Ahnet occidental, central et oriental.

Notre zone d'étude se situe dans l'Ahnet central qui se caractérise par une déformation intense au niveau de l'épaisse couverture paléozoïque, limité au nord par le trend structural TIT-BERGA et correspond à la zone la plus profonde du bassin de l'Ahnet « Méga graben » à l'échelle de la plate-forme saharienne, ses limites sont assurées par des failles majeures réactivées durant toute l'histoire évolutive de la plate-forme saharienne.

Elle comprend de nombreuses structures anticlinales de grandes dimensions telles que Bahar El Hamar, Garet El Guefoul, Oued Djaret, Tirechoumine associées à des failles verticales avec des rejets importants pour une plate-forme considérée stable (Figure V.3).

V.3 Présentation de la zone d'étude :

V.3.1 Situation géographique de la structure de Berga :

La région d'étude BERGA est située dans le bloc 339, à une centaine de kilomètres au Sud-Ouest de la ville de IN SALAH, limitée par les coordonnées géographiques les latitudes 26° et 27°N, les longitudes 1° et 2° et couvre une superficie d'environ 80 km² (Figure V.4).

V.3.2 Structure de Djbel-Berga :

La structure de berga se situe dans la partie centrale du bassin de l'Ahnet, au Sud-Ouest du gisement de Sebkhet el Mellah et au Nord -Est de celui de Bahar El hammar. L'anticlinal de berga, est de forme allongée NNW-SSE.

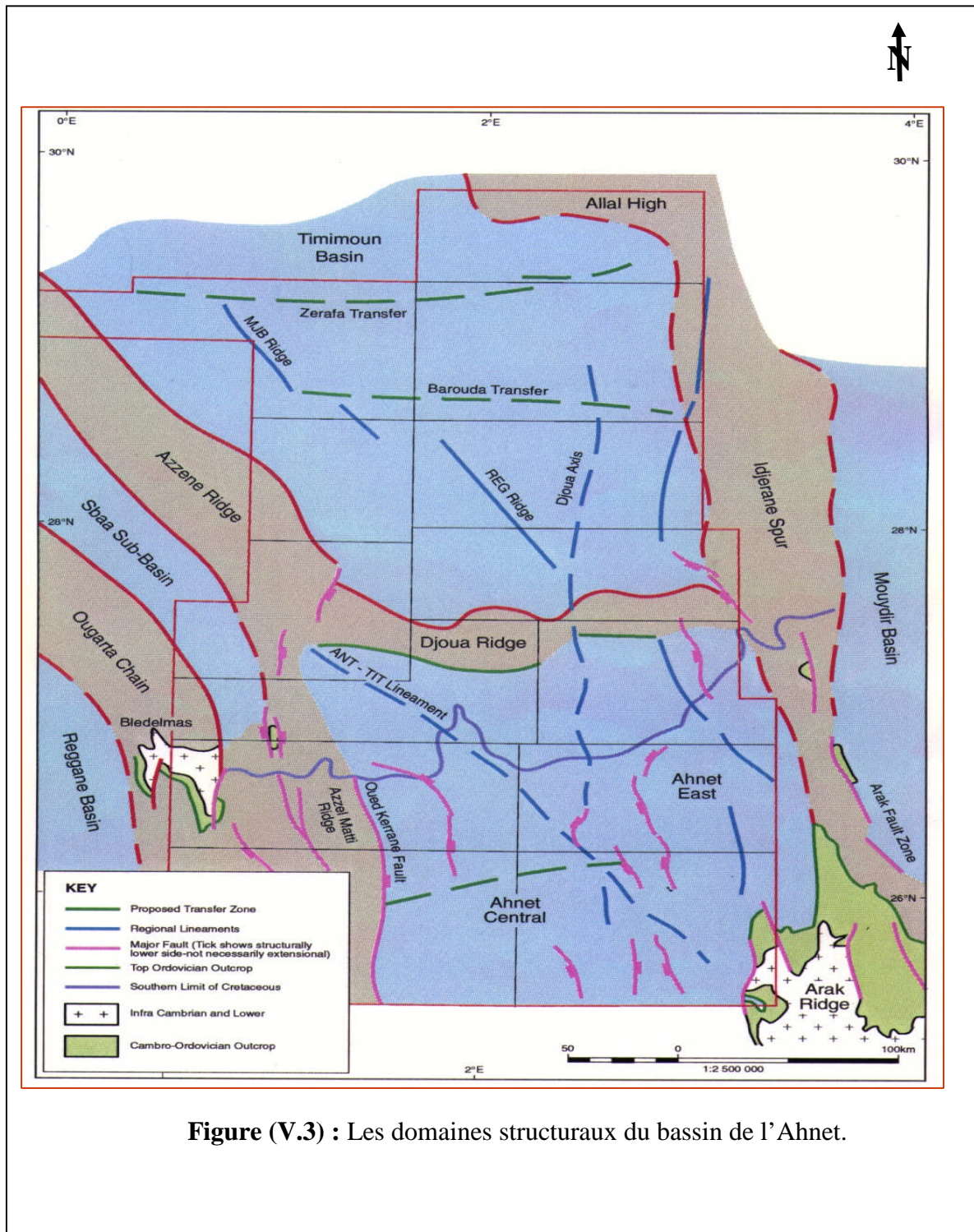


Figure (V.3) : Les domaines structuraux du bassin de l'Ahnet.

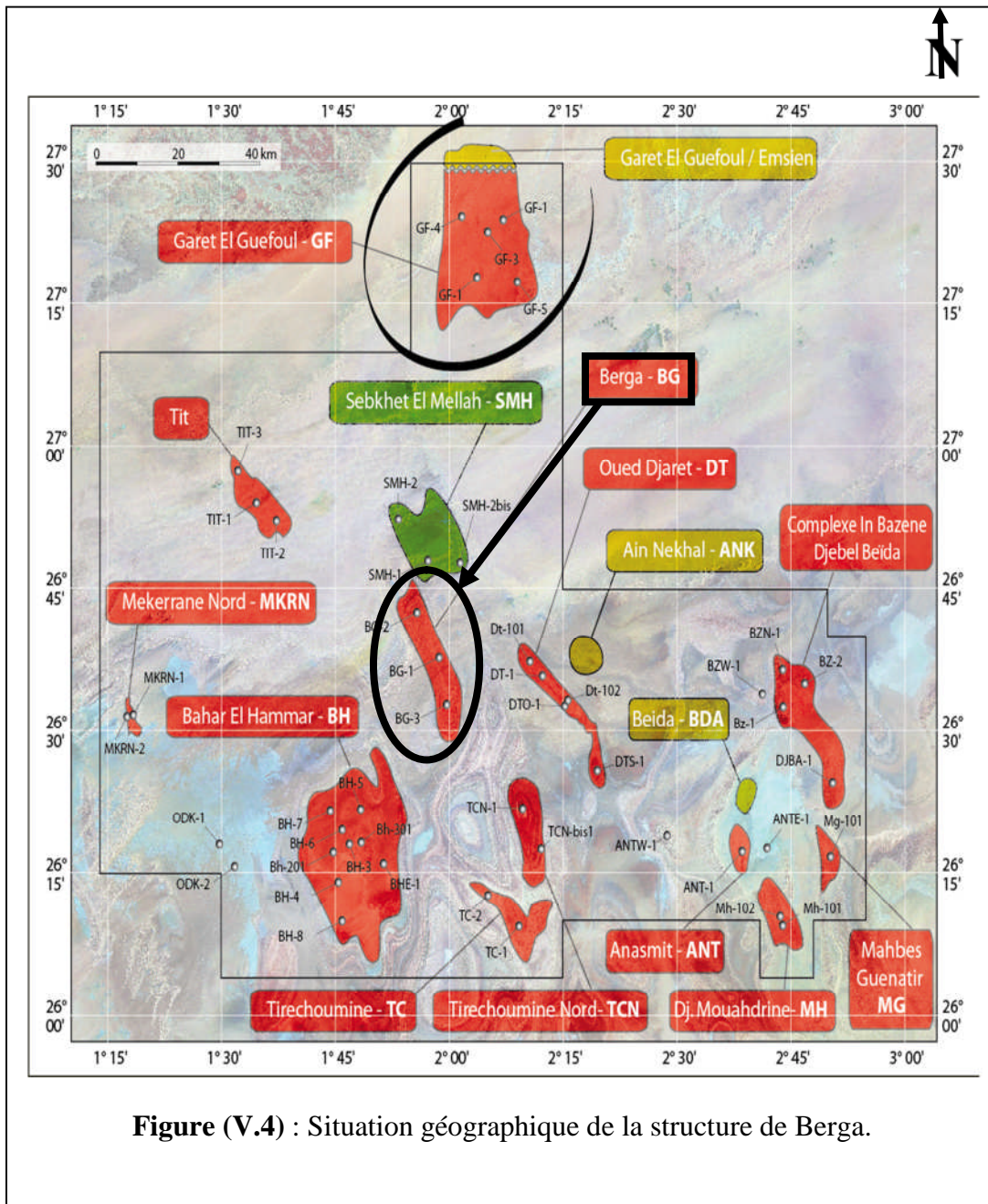


Figure (V.4) : Situation géographique de la structure de Berga.

V.4 Les principaux travaux géophysiques :

Parmi les différentes méthodes de géophysique appliquées, trois d'entre elles (la gravimétrie, la magnétométrie et la sismique réflexion) ont été utilisées pour la recherche des hydrocarbures dans le bassin d'Ahnet en vue d'explorer les pièges structuraux dont la plus importante est la sismique réflexion.

4.1 La sismique réflexion :

L'application de cette méthode dans le bassin d'Ahnet a été marquée par trois périodes distinctes :

➤ Période 1954 – 1957 :

Pendant cette période, seule la partie Nord du bassin a fait l'objet d'une campagne de prospection sismique de grande reconnaissance.

➤ Période 1970 – 1979 :

Cette période a été marquée par la réalisation de 860Km de profils sismiques, avec une couverture de 600% et 1200%. Pendant cette période, la localisation de nouveaux prospects était difficile, vu l'insuffisance de la densité des profils sismiques.

➤ Période 1980 – 1990 :

Ces dix années se sont caractérisées par une augmentation considérable du nombre de profils enregistrés, allant jusqu'à 6000Km, soit sept fois plus que la période précédente. Ces profils ont été enregistrés avec un common depth point (CDP) de 24 traces pour la majorité et 12 traces pour les autres. Ce programme a permis de préciser la géométrie de toutes les structures déjà existantes, et de découvrir de nouvelles structures, comme In Bazzène Nord et Anasmit.

V.5 Aspect stratigraphique :

La série stratigraphique type du bassin d'Ahnet comprend (Figure V.5) :

- Un substratum précambrien.
- Un Paléozoïque bien développé dans la région, limité à sa base par la discordance infra-Tassilienne et à son sommet par la discordance hercynienne.
- Un Mésozoïque représenté par le continental intercalaire.
- La séquence pré-hercynienne comprend les roches du Précambrien jusqu'au Namurien. La séquence la plus épaisse se trouve au Nord du bassin de l'Ahnet, où elle excède les 3000m de sédiments paléozoïques préservés et où le Précambrien peut avoir quelques 400m d'épaisseur.

- La discordance hercynienne érode les séquences paléozoïques du Nord vers le Sud épargnant seulement quelques 2000m du Paléozoïque dans le Sud du bassin.
- Le mésozoïque transgressif et discordant sur le carbonifère et le dévonien n'est représenté que par le crétacé inférieur et moyen avec une épaisseur moyenne de 250m.

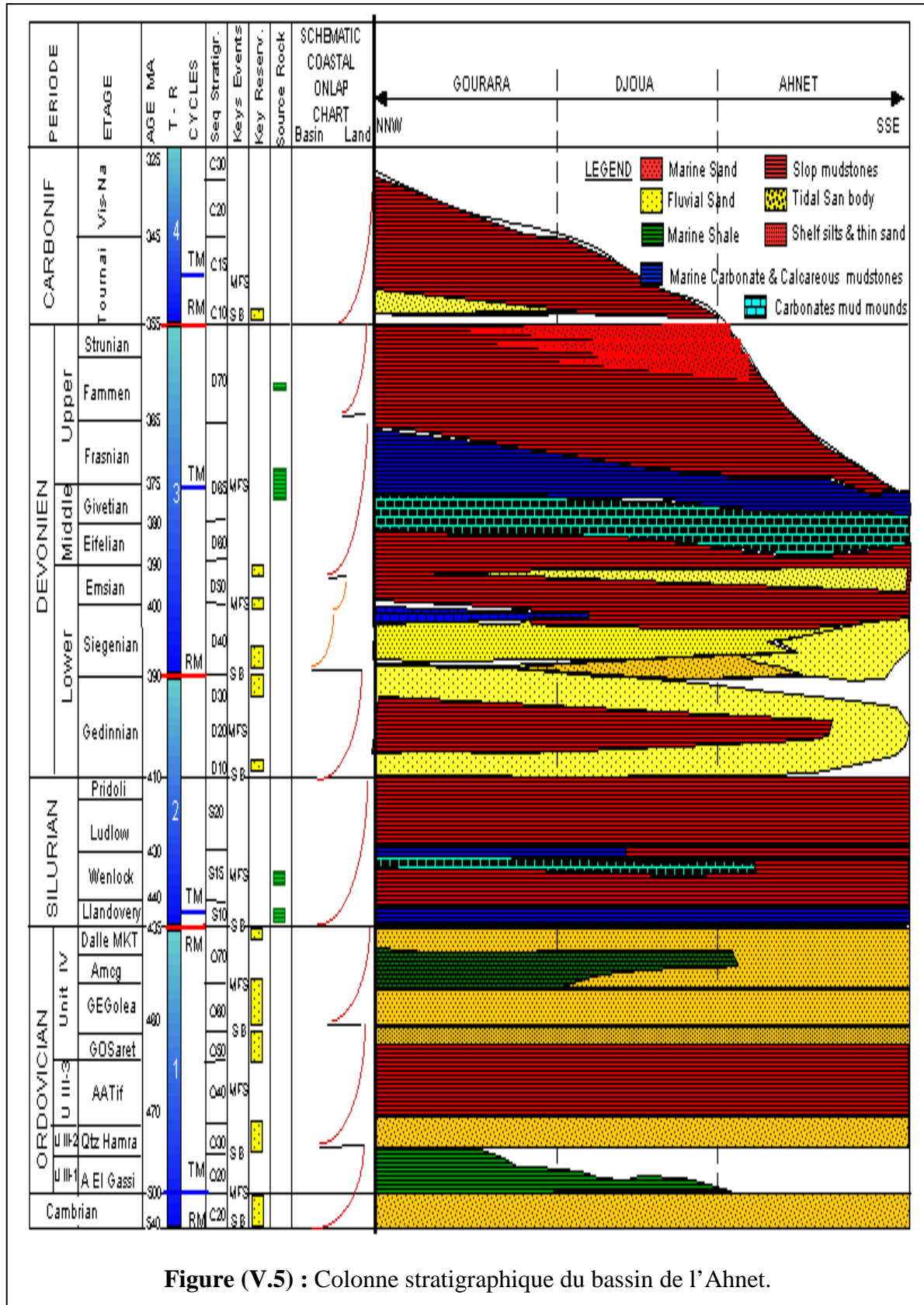


Figure (V.5) : Colonne stratigraphique du bassin de l'Ahnet.

Notre étude a été réalisée au niveau du dévonien inférieur qui appartient au Paléozoïque.

V.5.1 Stratigraphie du dévonien :

Le dévonien est subdivisé en trois sous étages :

V.5.1.1 Dévonien inférieur : (épaisseur 240 à 490m)

Gédinnien : le passage du Silurien argileux au Dévonien gréseux se fait de façon graduelle par le biais d'une série de dépôts argileux appelée également zone de passage. Cela se manifeste par des alternances de grès et d'argile, rarement par des passées de calcaires. Les argiles sont attribuées à un environnement marin tandis que les grès à un milieu littoral.

Siegénien (barre quartzitique): il est caractérisé par des dépôts de grès quartzitiques fins à moyens déposés dans un milieu fluviatile avec intercalations de niveaux d'argile annonçant un faciès marin.

Emsien : il est représenté par une série argilo-gréseuse gris à gris noir, siliceuse, micacée, souvent très fossilifère.

V.5.1.2 Le Dévonien moyen :

Moins épais que le Dévonien inférieur, il est caractérisé par des argileux d'un milieu de dépôt marin. Il est représenté par les étages l'Eifelien et Givétien.

L'Eifelien : il est constitué d'argiles gris foncé localement carbonatées à passées de siltstones et de calcaires argileux.

Givétien (épaisseur 30 à 75 m) : il est constitué principalement de calcaire compact avec quelques rares passées d'argile.

V.5.1.3 Le Dévonien supérieur :

Il correspond aux formations des argiles de Marhouma ou de Temertasset. Il est subdivisé en trois étages : Frasnien, Famennien, Strunien.

Frasnien : il est représenté par des argiles, avec des passées de calcaires

Famennien : représenté par un ensemble argileux homogène gris foncé feuilleté, avec présence abondante de lamellibranches et de brachiopodes.

Strunien : représenté par des alternances de grès gris clair, fin, siliceux.

V.6 Environnement pétrolier :

Le bassin de l'Ahnet constitue l'un des bassins paléozoïques producteurs de gaz le plus important après HassiR'mel producteur dans le mésozoïque.

La première découverte de gaz dans la région a été réalisée dans le puits **djebel Berga-1** en 1953, foré sur la base d'une anomalie de surface. Depuis, plusieurs découvertes de gaz ont été réalisées, dans le cambro-ordovicien et surtout dans le dévonien inférieur (gisements de Berga, Oued Djaret ,Bahr Elhammar ,Tit ,Hassihassine ,Tirechoumen.....etc.) (Figure V.6) .

Le système pétrolier est représenté par des séries paléozoïques présentant des conditions nécessaires pour la génération, l'accumulation ainsi que la conservation des hydrocarbures (roches mères, roches réservoirs et roches couvertures) (Figure V.7).

V.6.1 Roches mères :

Les différentes études géochimiques réalisées dans la région montrent pratiquement que toutes les argiles du Paléozoïques (de l'Ordovicien, du Silurien et du dévonien supérieur), très riche en matière organique, possèdent un potentiel pétrolier assez important pour générer des hydrocarbures.

V.6.2 Roches réservoirs :

Les principales roches réservoirs sont représentées par les séries gréseuses de l'Ordovicien, du Dévonien inférieur et du carbonifère, tous d'âge Paléozoïque. Ces réservoirs présentent de bonnes caractéristiques petrophysiques qui favorisent le piégeage des hydrocarbures. Les valeurs de porosité et de perméabilité sont très bonnes pour le réservoir objectif dans la région, le dévonien inférieur (respectivement 20% et 160 md). Ce réservoir d'âge Emsien à une extension limitée avec une hauteur des grés utiles pouvant atteindre 25 mètres.

V.6.3 Roches couvertures :

La couverture des réservoirs est assurée par les niveaux argileux qui s'intercalent dans la série sédimentaire paléozoïque (les argiles de l'ordovicien, le silurien argileux et la série argileuse du dévonien moyen et supérieur).

V.6.4 Types de pièges :

L'accumulation des hydrocarbures se fait dans des pièges structuraux (simples ou en contre faille) mais aussi dans des pièges stratigraphiques.

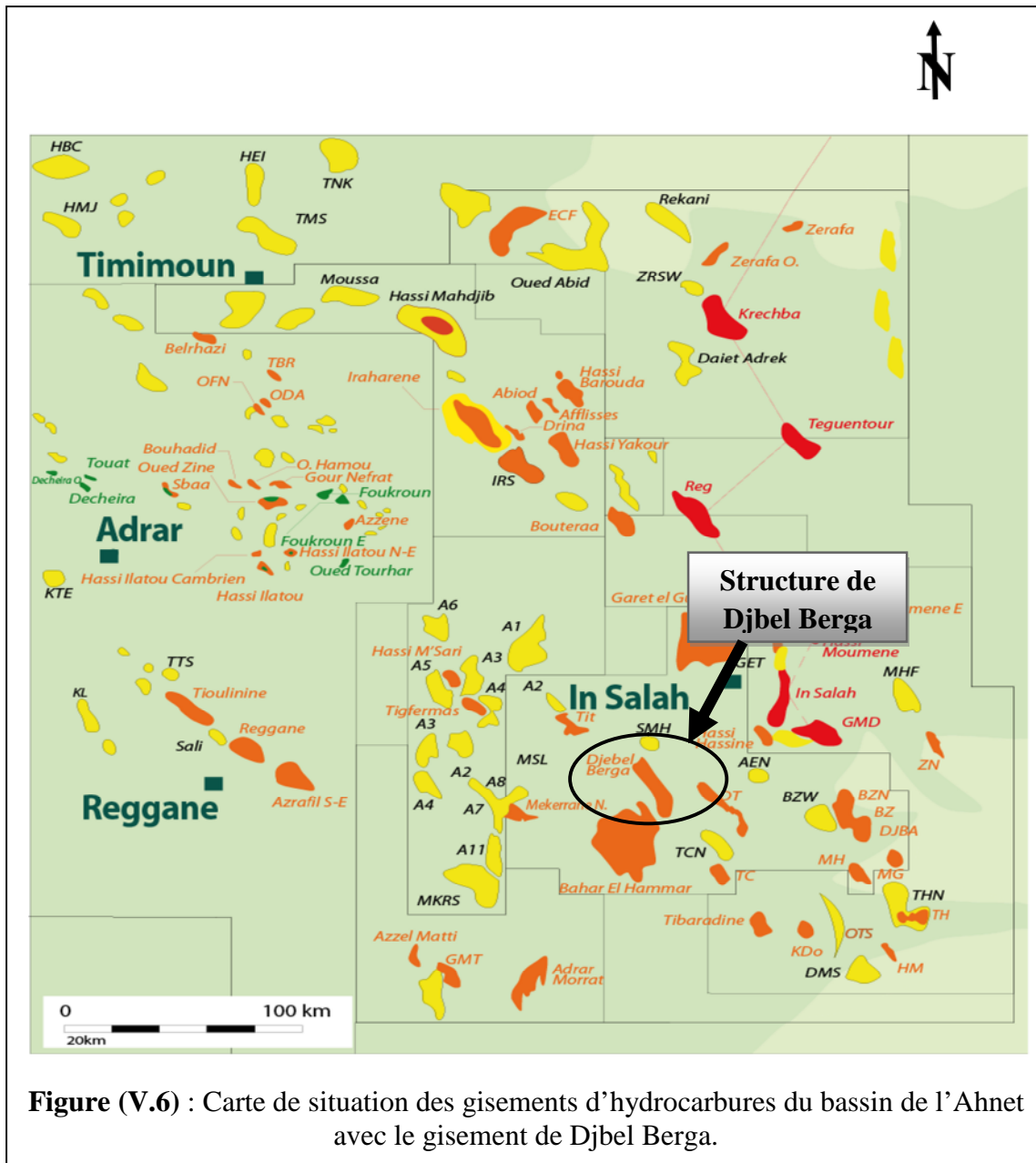
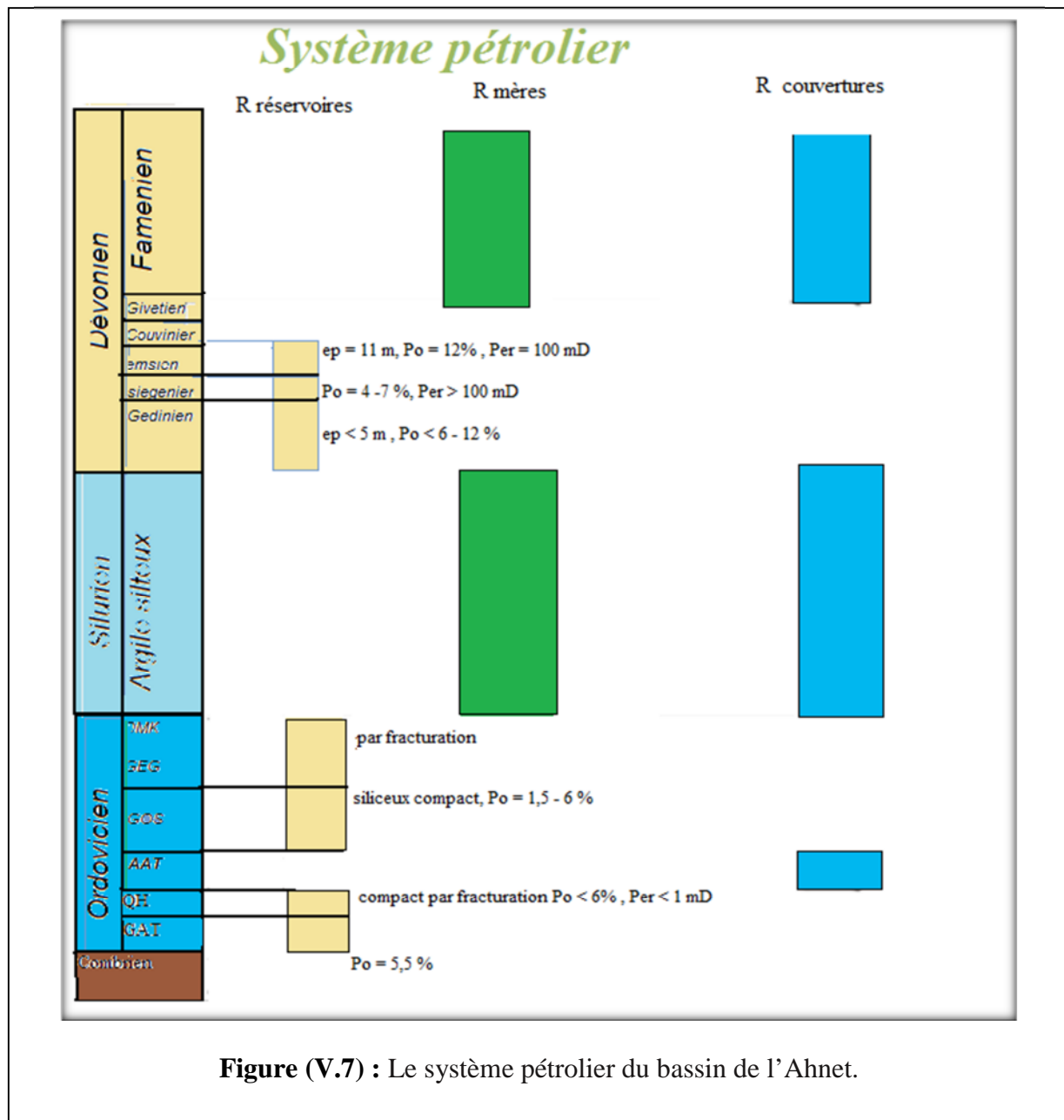


Figure (V.6) : Carte de situation des gisements d'hydrocarbures du bassin de l'Ahnet avec le gisement de Djebel Berga.



V.7 Conclusion :

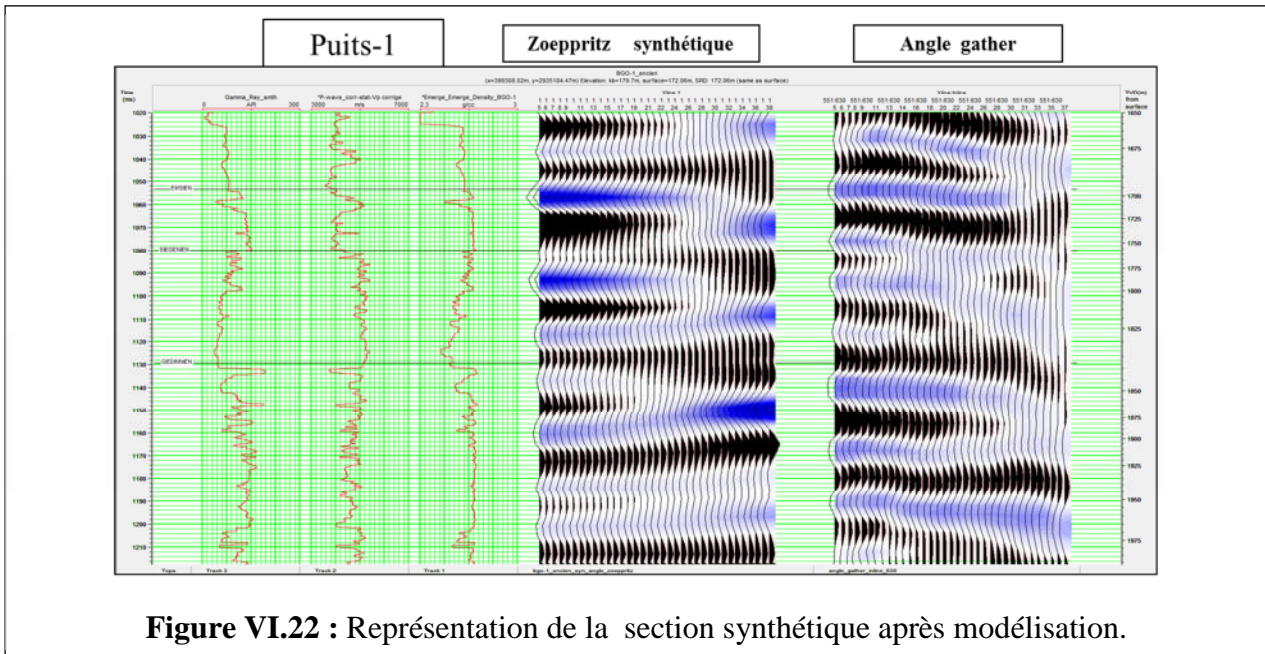
Le bassin d'Ahnet est un « Méga graben » à l'échelle de la plate-forme saharienne, ses limites sont assurées par des failles majeures réactivées durant toute l'histoire évolutive de la plate-forme saharienne. Ainsi la structuration actuelle du bassin d'Ahnet résulte de la superposition des effets de ces différentes phases qui ont modifié tout au long du Mésozoïque et du Cénozoïque la structure acquise à l'hercynien.

VI.3 Analyse AVO :

VI.3.1 Modélisation (zœppritz) :

Les données de départ de cette procédure sont les données de puits qui englobent le log de vitesse V_P des ondes P, le log de densité ρ et la vitesse V_S des ondes S.

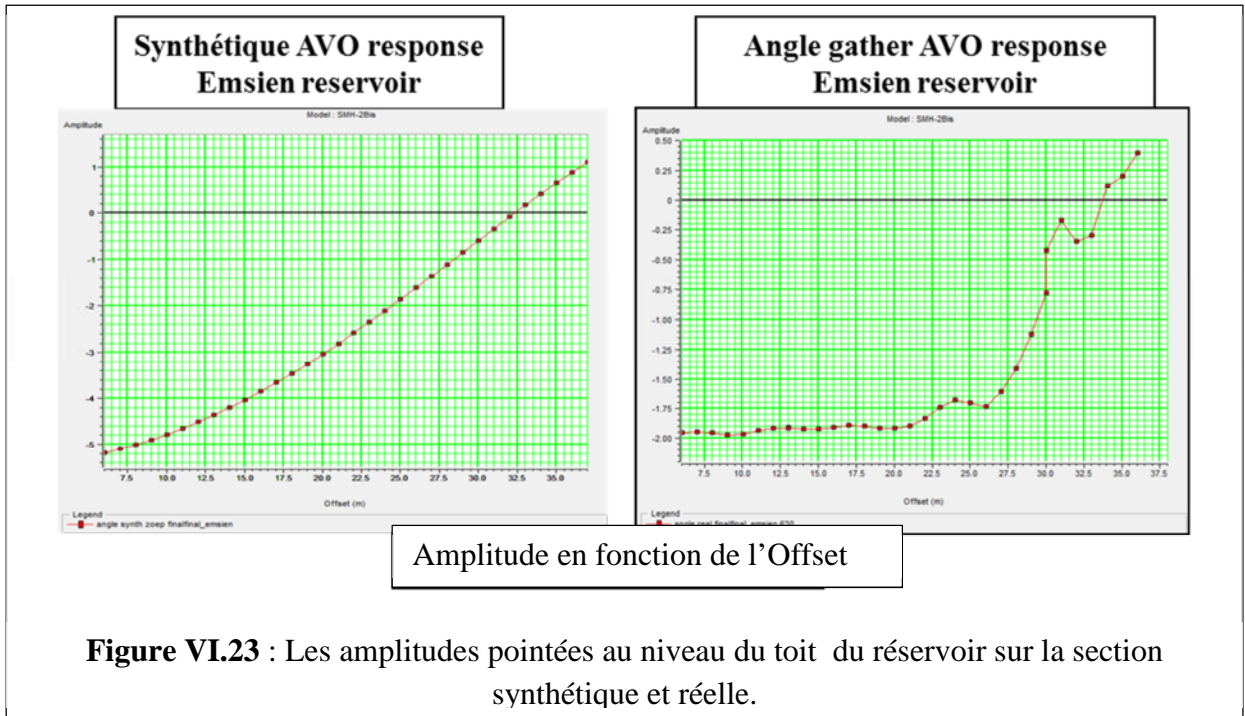
Elle consiste à calculer les coefficients de réflexion au niveau de la zone d'intérêt. Ces coefficients de réflexion sont ensuite convolués avec une ondelette sismique extraite des données réelles au voisinage du puits afin d'obtenir la section synthétique. Les résultats obtenus sont représentés sur la **figure VI.22**.



Afin de vérifier la compatibilité des résultats obtenus, on a procédé au pointé des amplitudes au niveau du réservoir. Le graphe ainsi obtenu est représenté sur la **figure VI.23**.

Sur cette figure, nous pouvons noter la ressemblance entre les données réelles et les données synthétiques, possible après calibration.

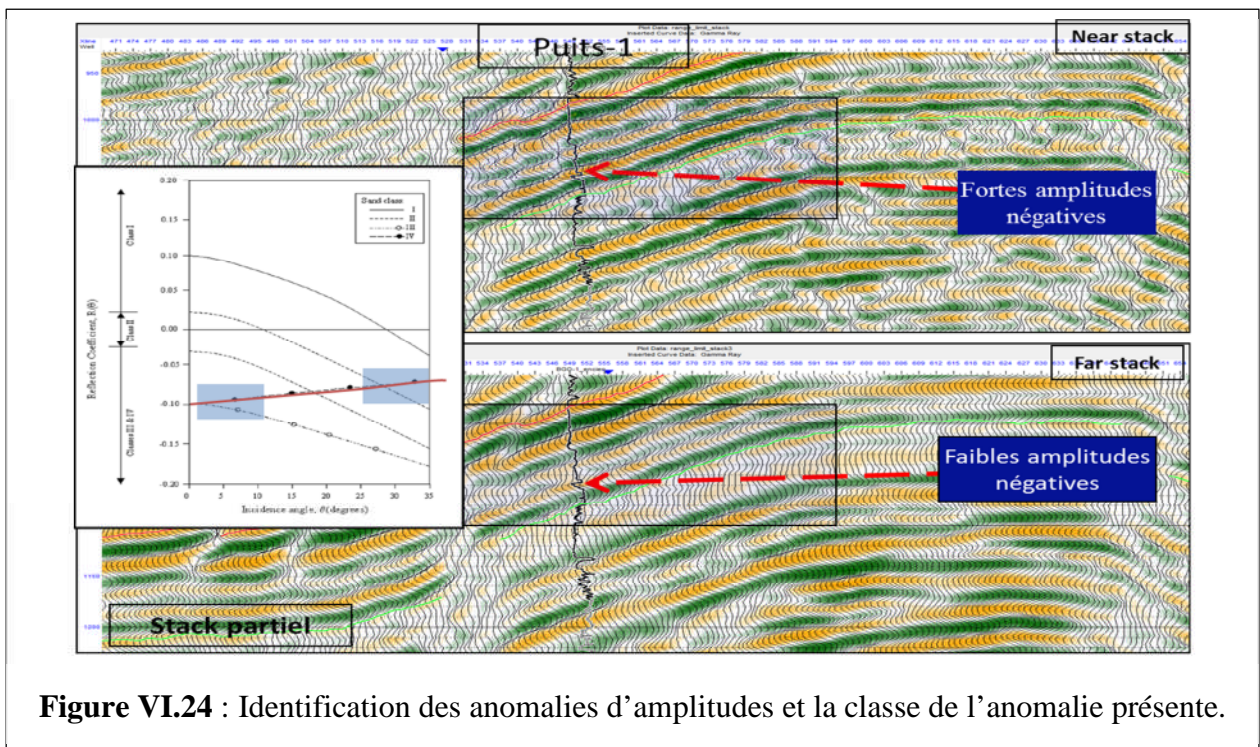
La comparaison entre les données synthétiques et les données réelles nous a ainsi permis de confirmer que notre anomalie d'amplitude a été provoquée par la présence de gaz dans le réservoir gréseux.



VI.3.2 Analyse des classe AVO :

VI.3.2.1 Analyse quantitative :

Cette analyse vise l'identification des anomalies d'amplitudes. On choisit pour cela de représenter notre section en plage d'offsets limitée afin d'avoir une idée sur la classe de l'anomalie présente (figure VI.24).



VI.3.2.2 Analyse quantitative :

Cette analyse est basée sur la quantification de la variation des amplitudes des réflexions. Elle se subdivise en deux étapes :

- ✓ la première réalise le calcul des attributs nécessaires à l'analyse AVO : **l'Intercept A** et le **Gradient B** (détailler dans le chapitre IV).
- ✓ La seconde est la représentation des attributs en sections et en cross plot.

L'étape de représentation des sections **intercept** et **gradient** a donné les résultats suivants : (figure VI.25 et figure VI.26).

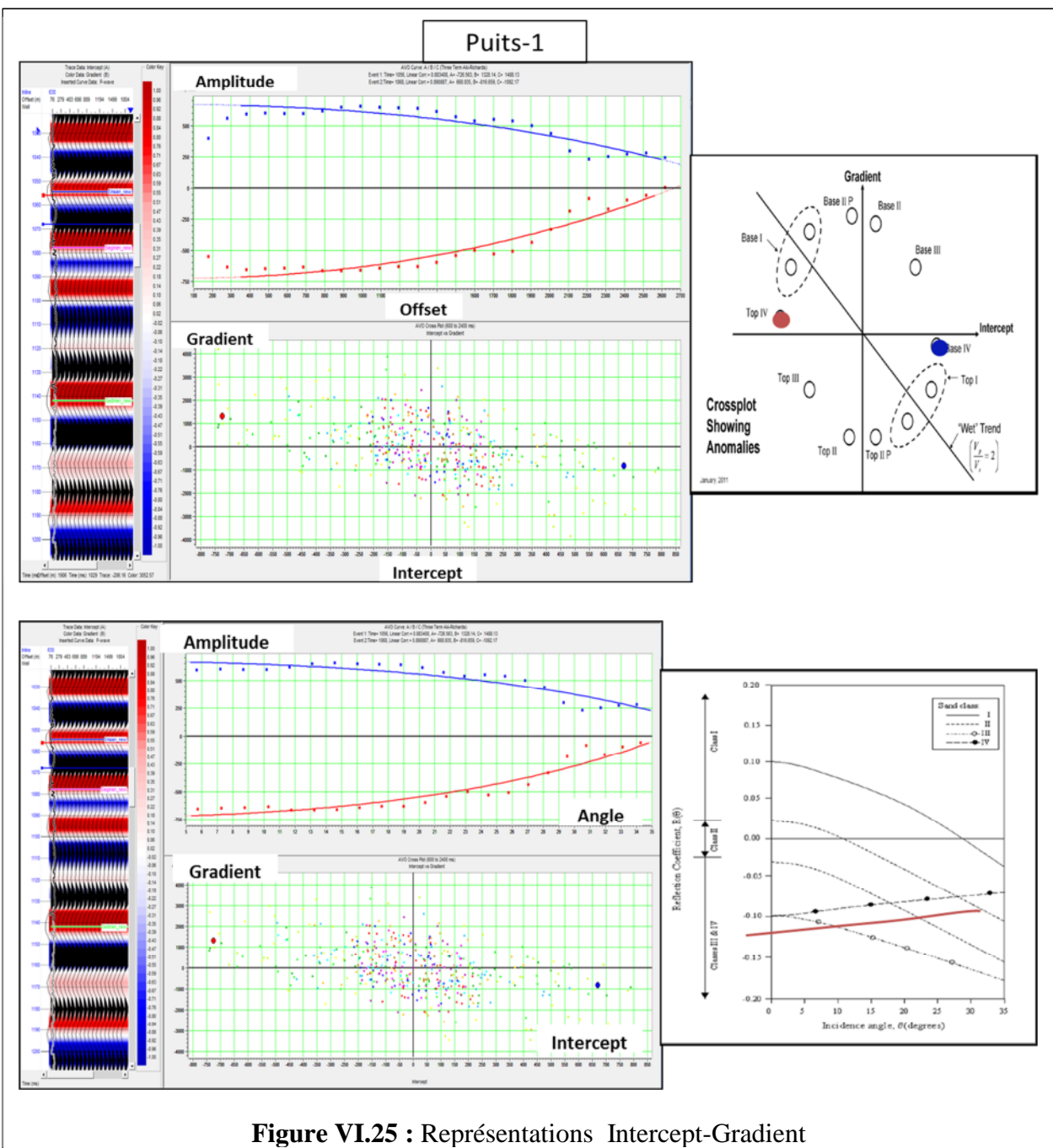


Figure VI.25 : Représentations Intercept-Gradient

VI.3.3 Attributs AVO :

On observe sur la première section (intercept A) une amplitude négative représentée en bleu au toit du réservoir et une amplitude positive représentée en rouge à sa base (Figure VI.26a). Pour la seconde section (gradient B), on remarque une amplitude positive représentée en rouge au toit et une amplitude négative représentée en bleu à la base du réservoir (Figure VI.26b). Ces résultats concordent avec ceux établis pour la classe 4 et confirment en même temps les données d'enregistrements effectués au niveau du puits.

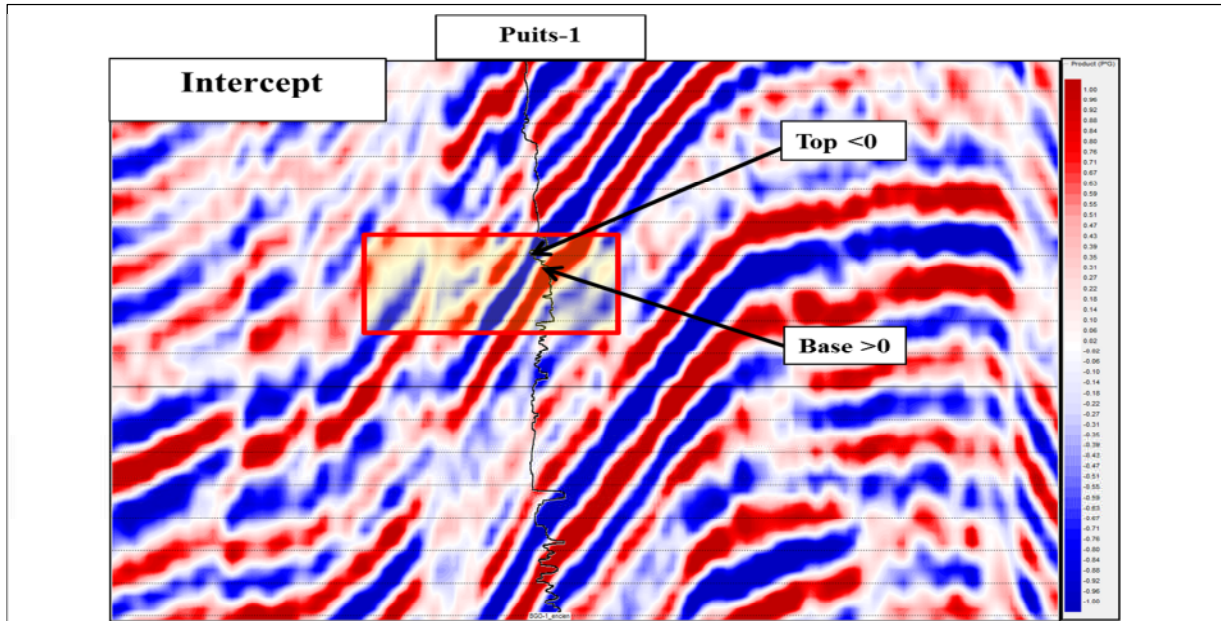


Figure VI.26a : Section Intercept.

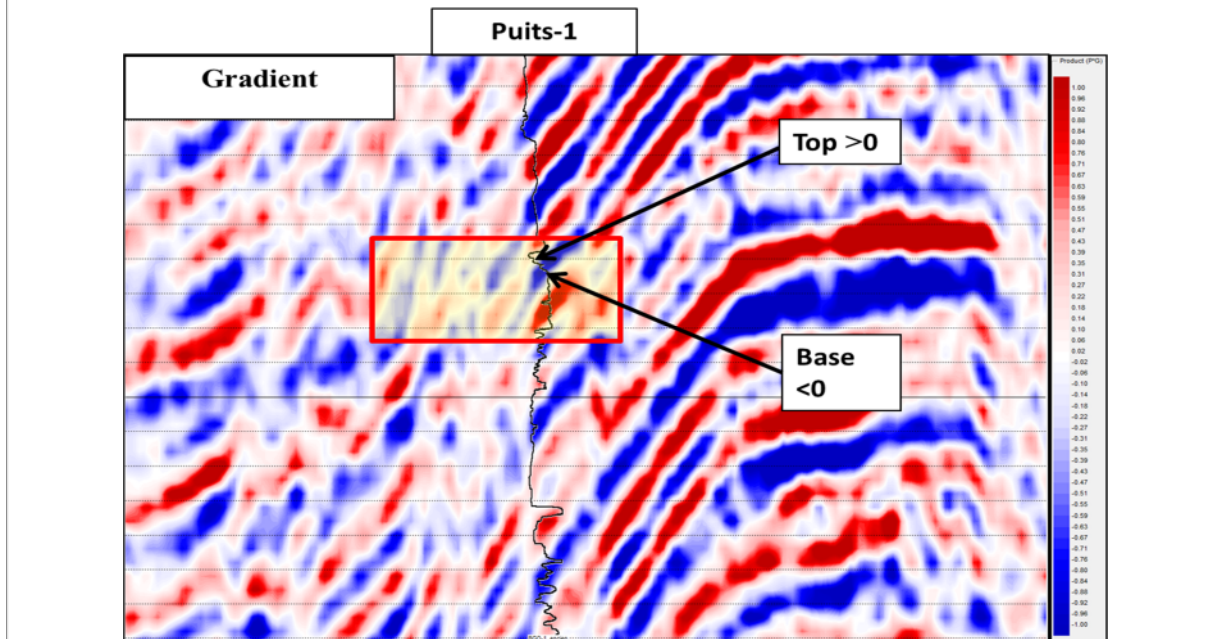
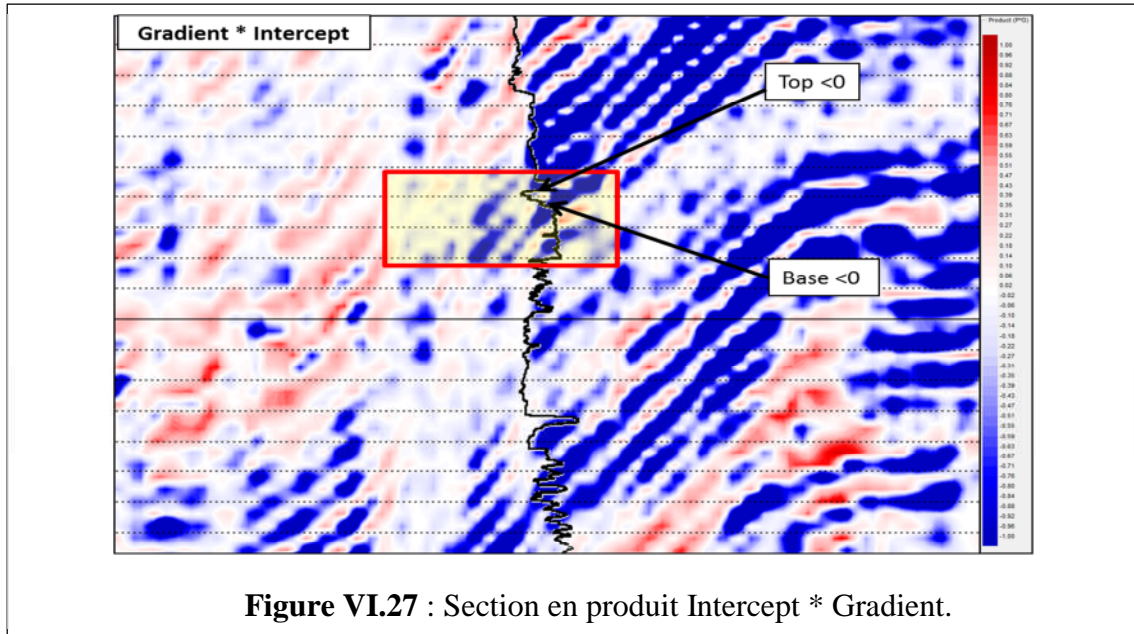


Figure VI.26b : Section Gradient.

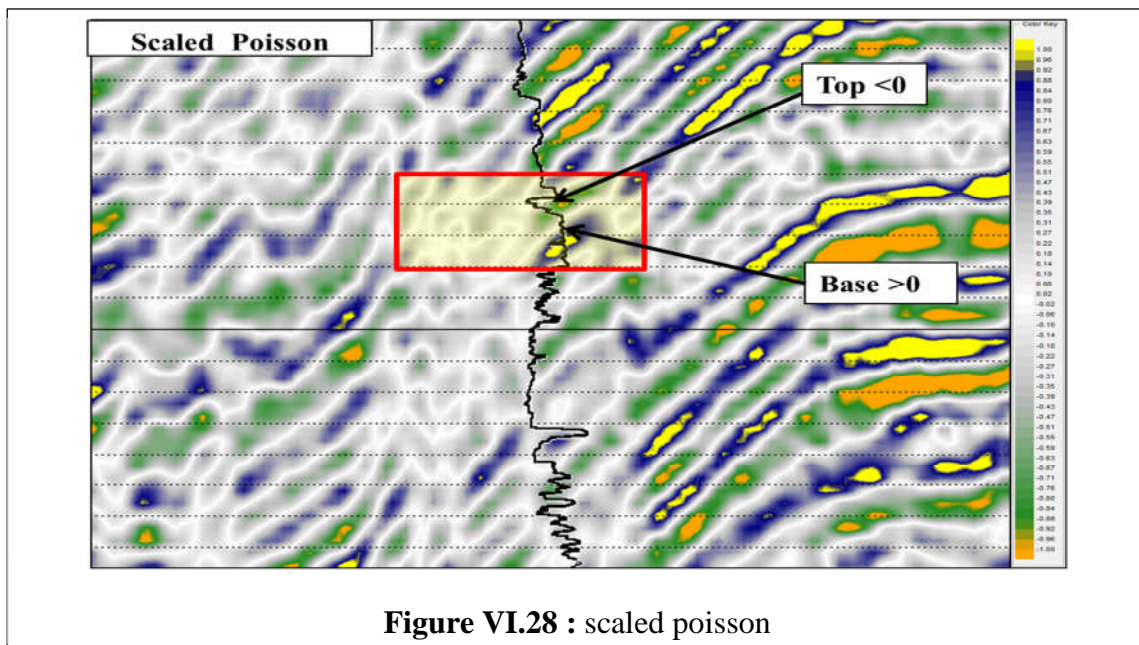
D'autres attributs peuvent être utilisés pour la confirmation de cette anomalie, parmi lesquels : le produit $R_0 * G$, Scaled poisson et le facteur de fluide ΔF . La représentation de ces attributs est montrée dans les figures suivantes :

- **Gradient * Intercept :**



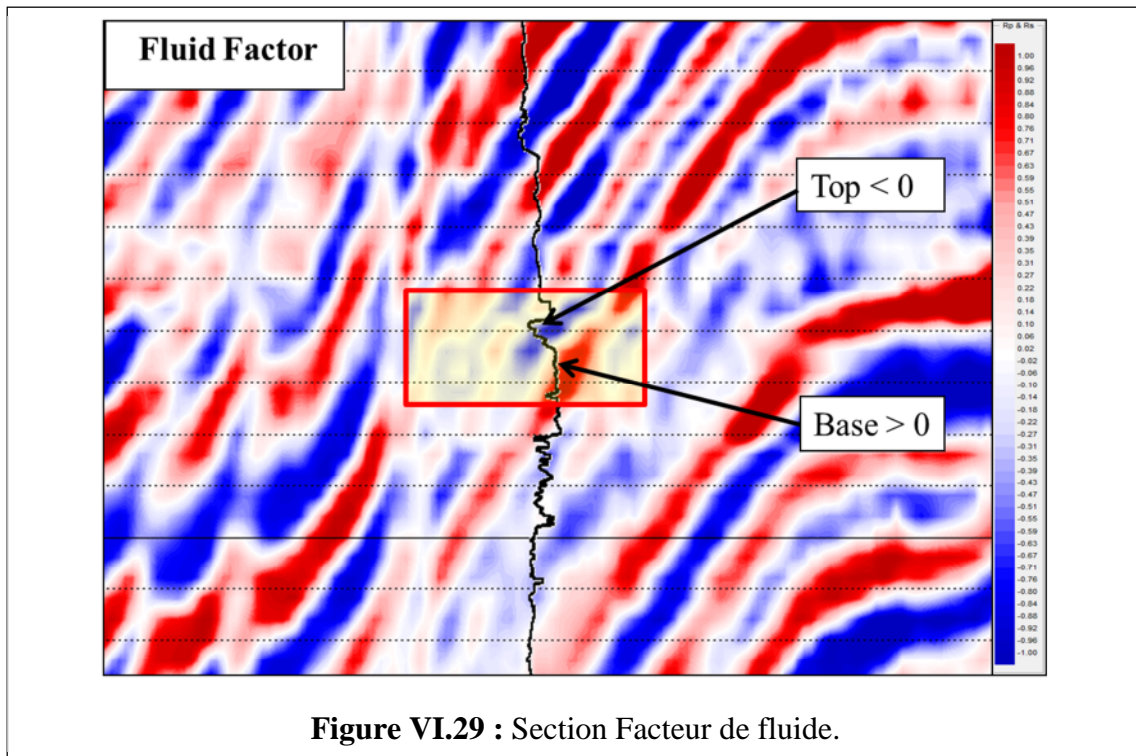
Le fait que notre réservoir soit de classe 4 implique que R_0 et G sont caractérisés par des valeurs négatives au toit du réservoir et à sa base. Ceci a été vérifié sur la figure précédente, puisque le produit de ces deux attributs a donné une forte amplitude au toit et à la base du réservoir (Figure VI.27).

- **Scaled poisson :**



La figure VI.28 (Scaled poisson) montre une réponse négative au toit du réservoir et une réponse positive à la base du réservoir, ce qui correspond à la classe 4.

- **Facteur de fluide**



Les résultats obtenus sur cette section (figure VI.29) correspondent bien à un réservoir à gaz de classe 4, caractérisé par un facteur de fluide $\Delta F < 0$ au toit et un facteur de fluide $\Delta F > 0$.

VI.3.4 Interprétation des résultats :

L'étude des attributs AVO et l'interprétation des slices (figures VI.30a, VI.30b et VI.30c) a permis de limiter notre réservoir (Top et Base) et la détermination de la classe de notre réservoir comme étant la classe 4 caractérisée par :

- Intercept

Top réservoir < 0

Base réservoir > 0

- Gradient

Top réservoir > 0

Base réservoir < 0

- Produit Gradient * Intercept

Top réservoir < 0

Base réservoir < 0

- Scaled poisson

Top réservoir < 0

Base réservoir > 0

- Fluid Factor

Top réservoir < 0

Base réservoir > 0

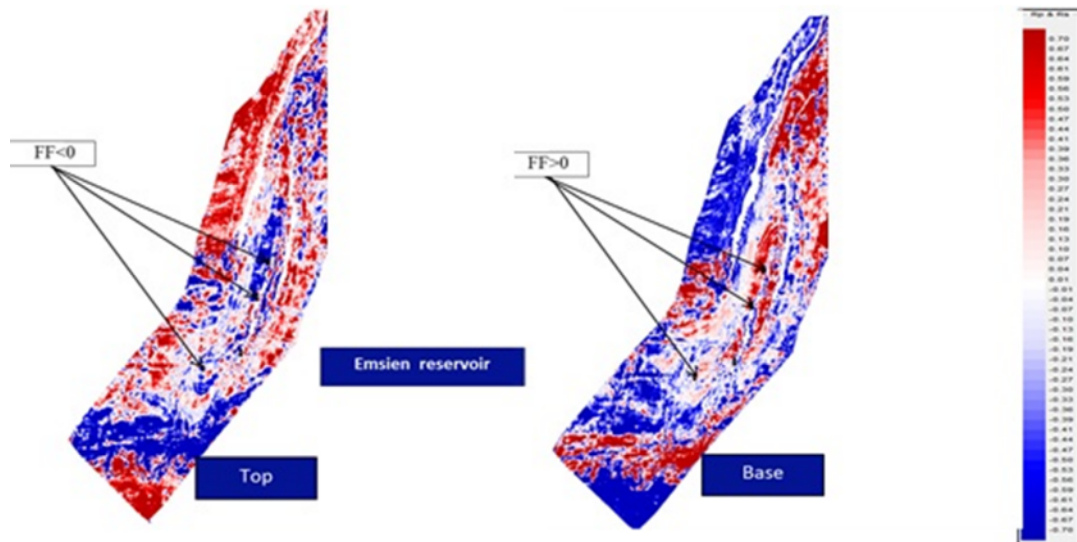


Figure 30.a : Horizon slice « facteur fluide ».

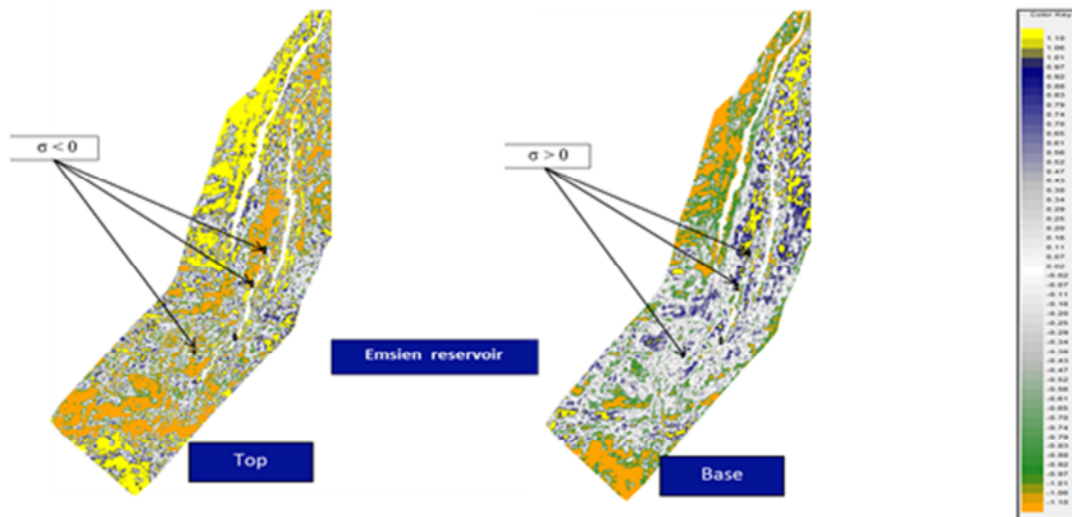


Figure VI.30b : Horizon slice « scaled poisson ».

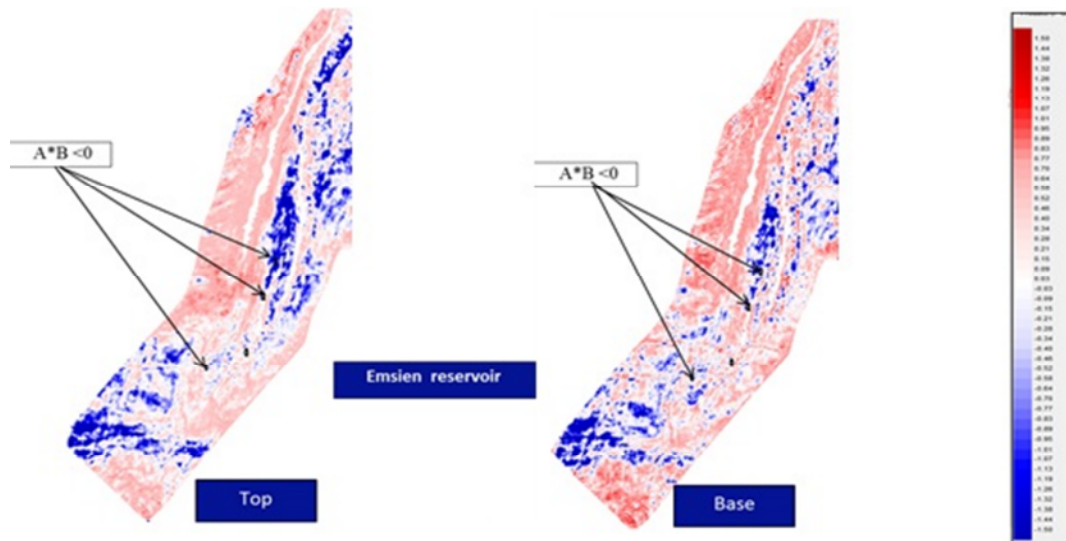


Figure VI.30c : Horizon slice du produit « Intercept-Gradient »

VI.1 Introduction :

L'objet ciblé de ce chapitre s'agit d'appliquer la méthode d'inversion sismique simultanée sur des données réelles.

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

Dans cette étude, on va chercher un potentiel en hydrocarbure dans le réservoir, et délimiter son extension.

Le réservoir à étudier se situe dans le Bassin de l'Ahnet, où l'interprétation structurale des données sismiques acquises sur cette zone a mis en évidence la présence d'un piège structural.

Les données sismiques réelles utilisées sont des données d'avant sommation qui sont préparées selon une séquence de traitement en amplitudes préservées avec correction statique, correction dynamique et migration avant sommation. Elles sont issues d'une compagnie sismique 3D.

Avant toute inversion pré-stack simultanée les données sismiques devront être ajustées avec précaution.

Pour les **données de puits**, on dispose de trois puits qui représentent le nombre minimum pour pouvoir utiliser la méthode d'inversion, avec plusieurs logs (densité, sonique, impédance acoustique...).

VI.2 Préparation des données d'inversion :

L'inversion sismique est un processus non-unique ce qui signifie sa sensibilité à la présence de bruits. Des précautions doivent être prises sur l'entrée de base d'inversion. Un pré-conditionnement des données de puits et un ajustement des données sismiques sont des conditions préalables pour l'inversion sismique.

VI.2.1 Pré-conditionnement des données de puits :

a. Edition :

Cette étape repose sur la suppression des bruits impulsifs (Despiking) des logs, qui sont considérés comme des erreurs de mesure (Figure V.1) et le lissage (smooth) des logs à fin d'éliminer quelques détails non importants (Figure VI.2).

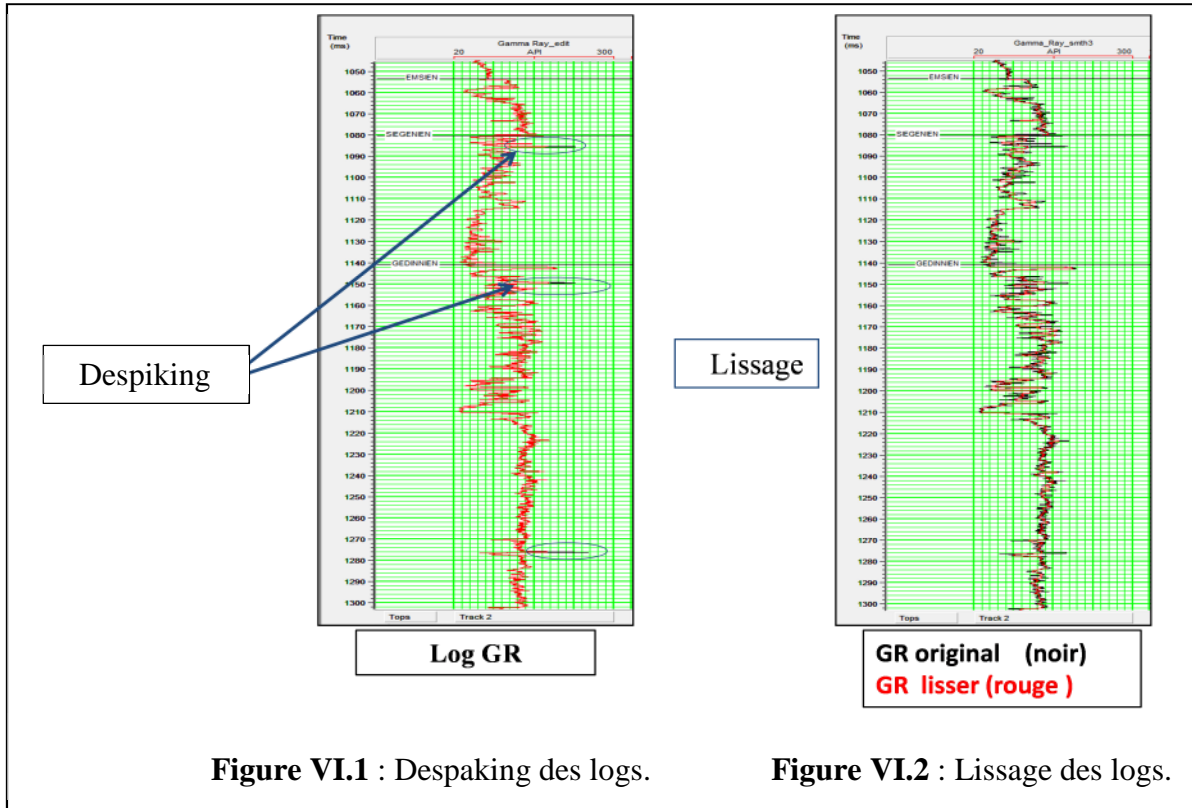


Figure VI.1 : Despiking des logs.

Figure VI.2 : Lissage des logs.

b. Compléter le log sonique en utilisant le Check- shot :

Dans un premier temps on va corriger le check-shot en tirant une table Temps-Profondeur à partir du log sonique (Figure VI.3)

Ensuite utiliser le Check-shot corrigé pour générer la partie manquante du le log densité (Figure VI.4).

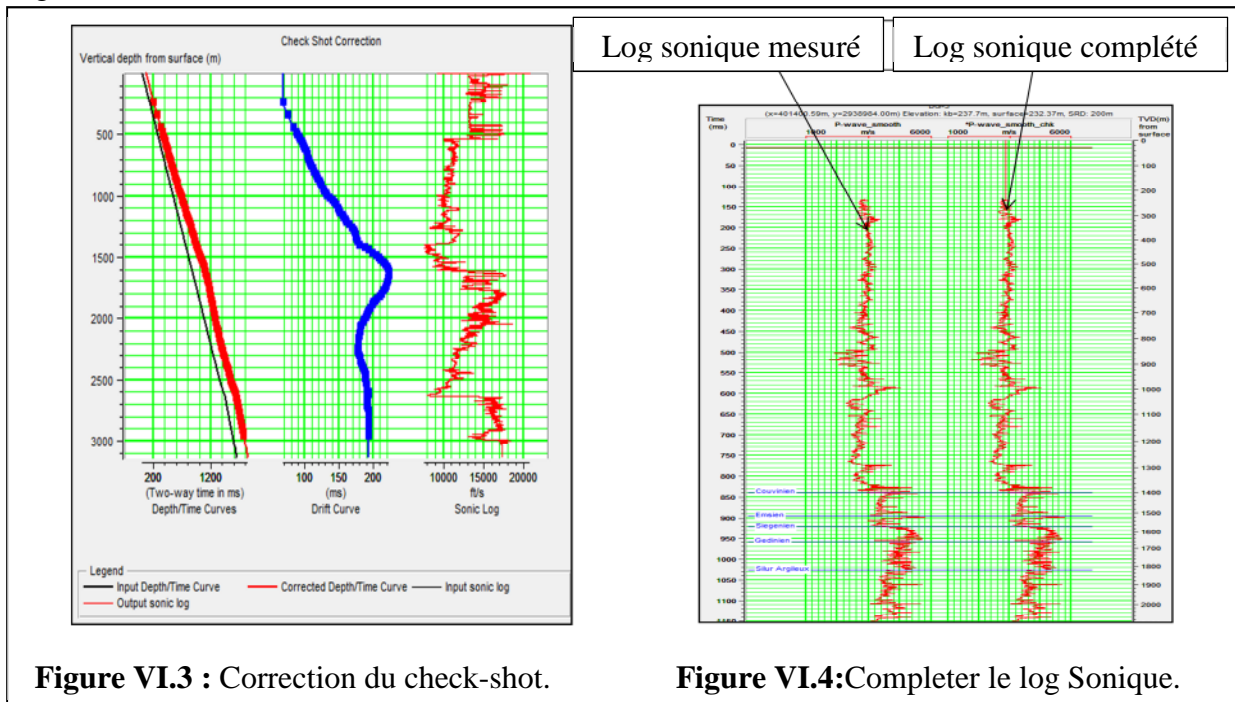
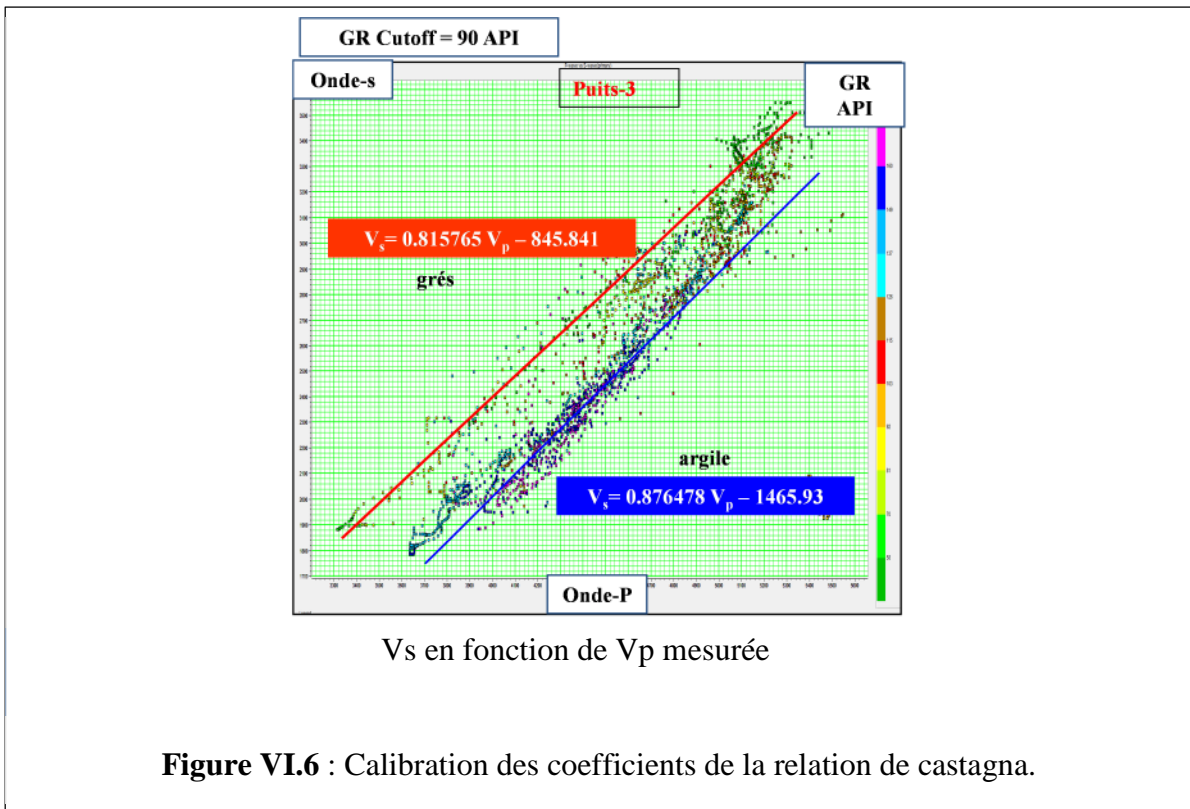
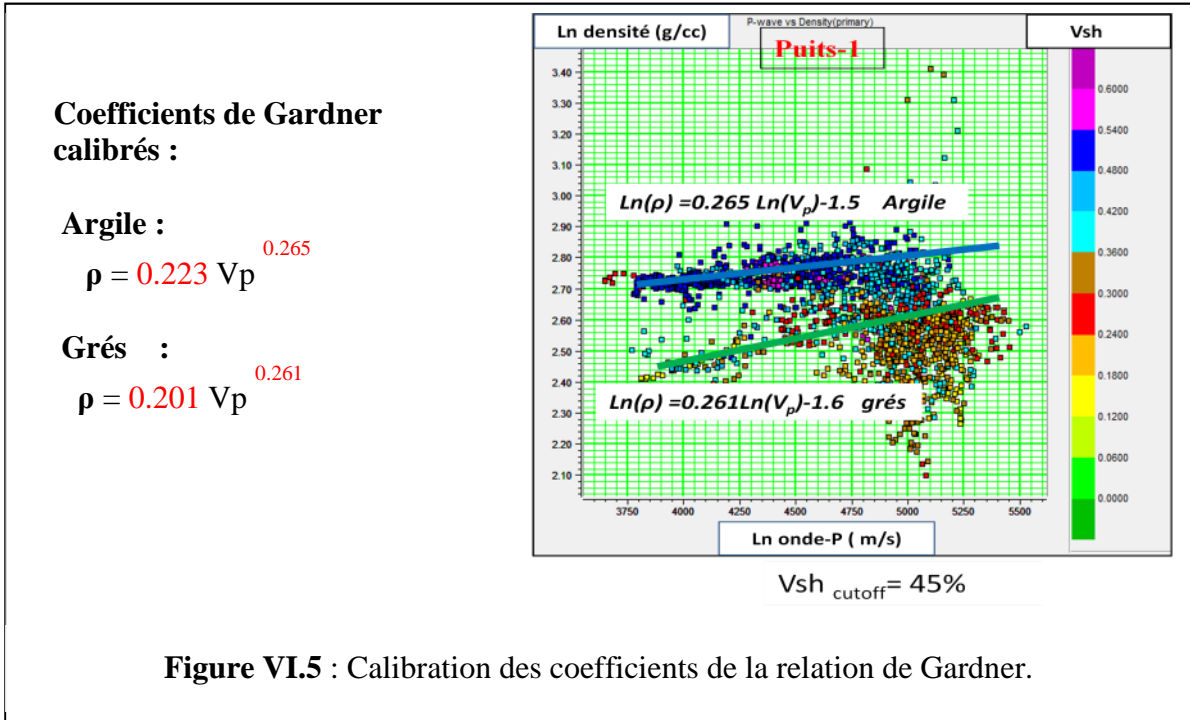


Figure VI.3 : Correction du check-shot.

Figure VI.4: Compléter le log Sonique.

c. Génération des logs manquants :

Cette étape consiste à générer les logs de densité et de l'onde S manquants en utilisant la relation de Gardner (densité) avec les coefficients calibrés par rapport à notre région d'étude (Figure VI.3) et celle de Castagna (Vs) calibrée (Figure



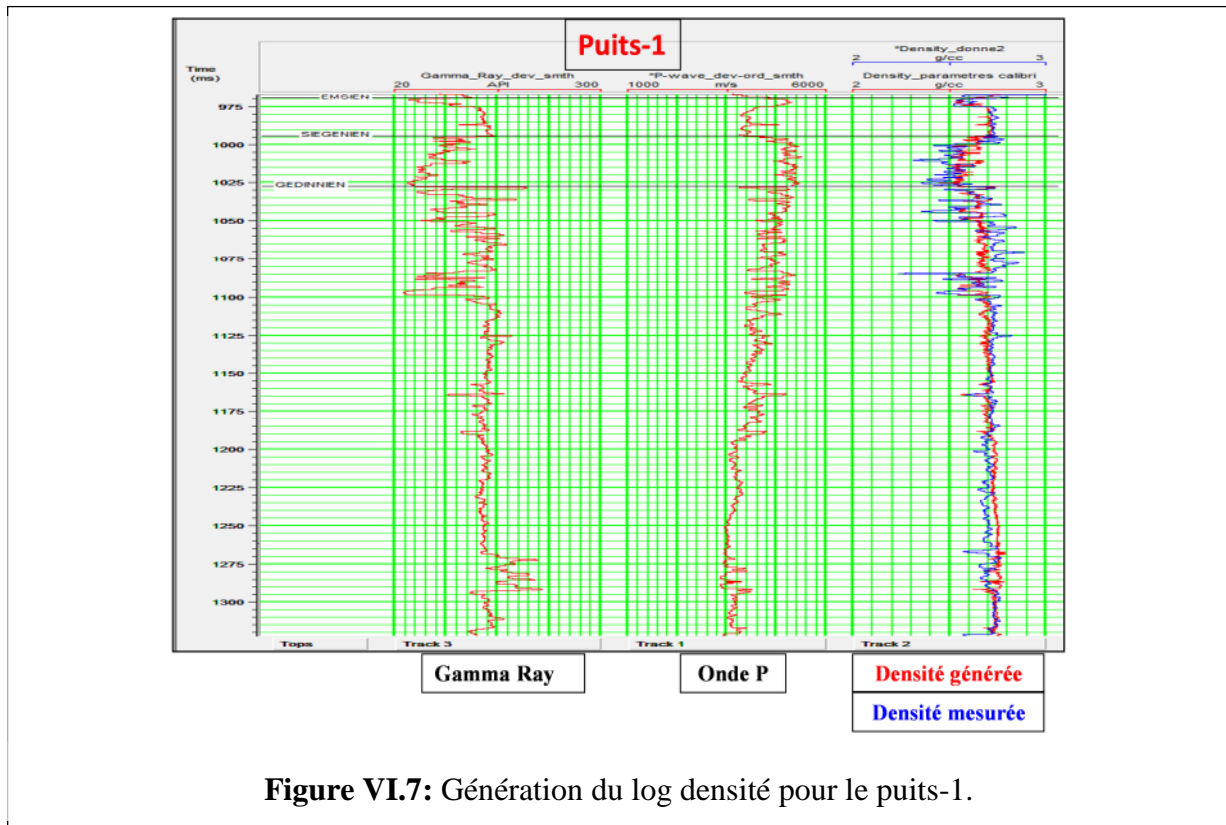


Figure VI.7: Génération du log densité pour le puits-1.

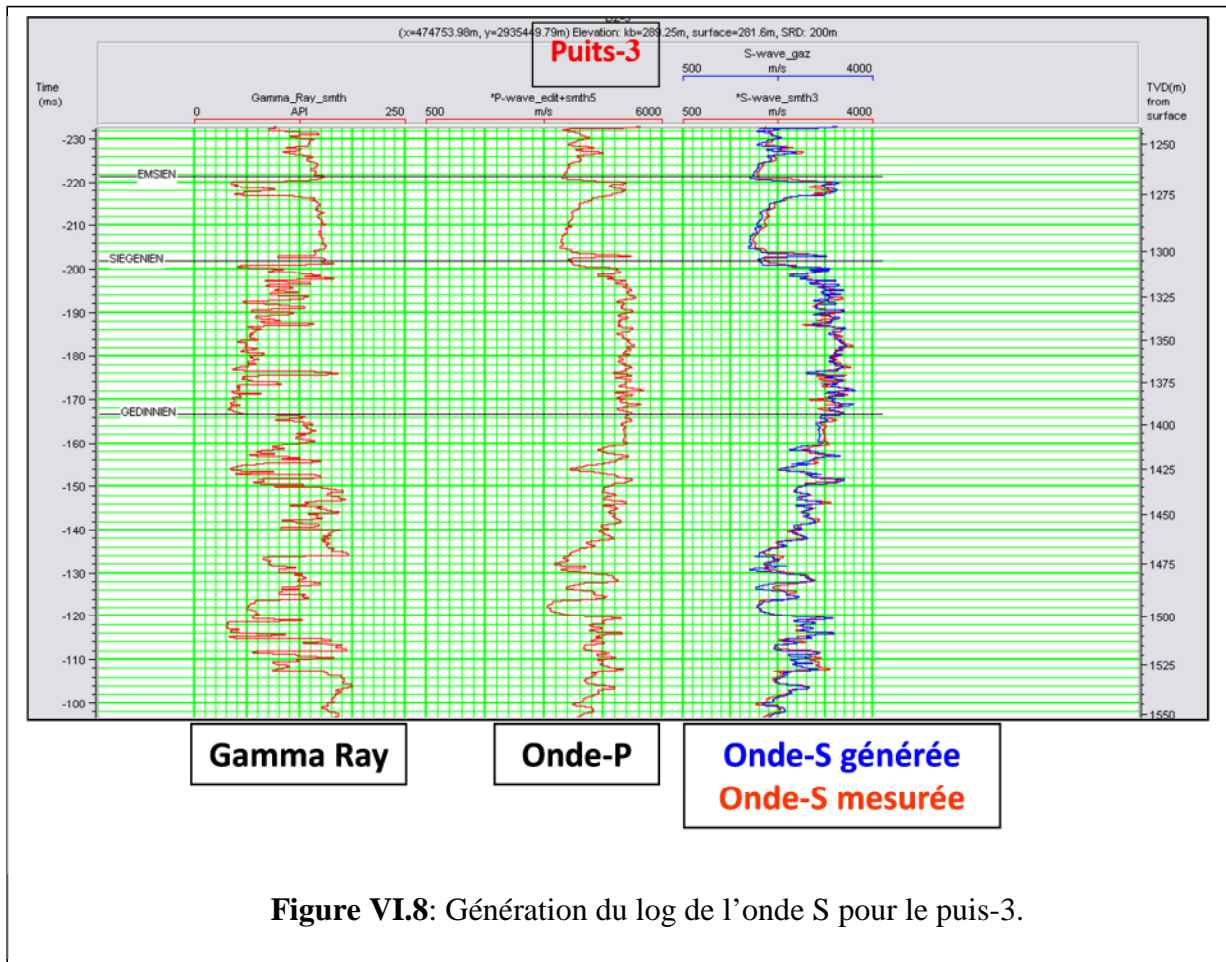
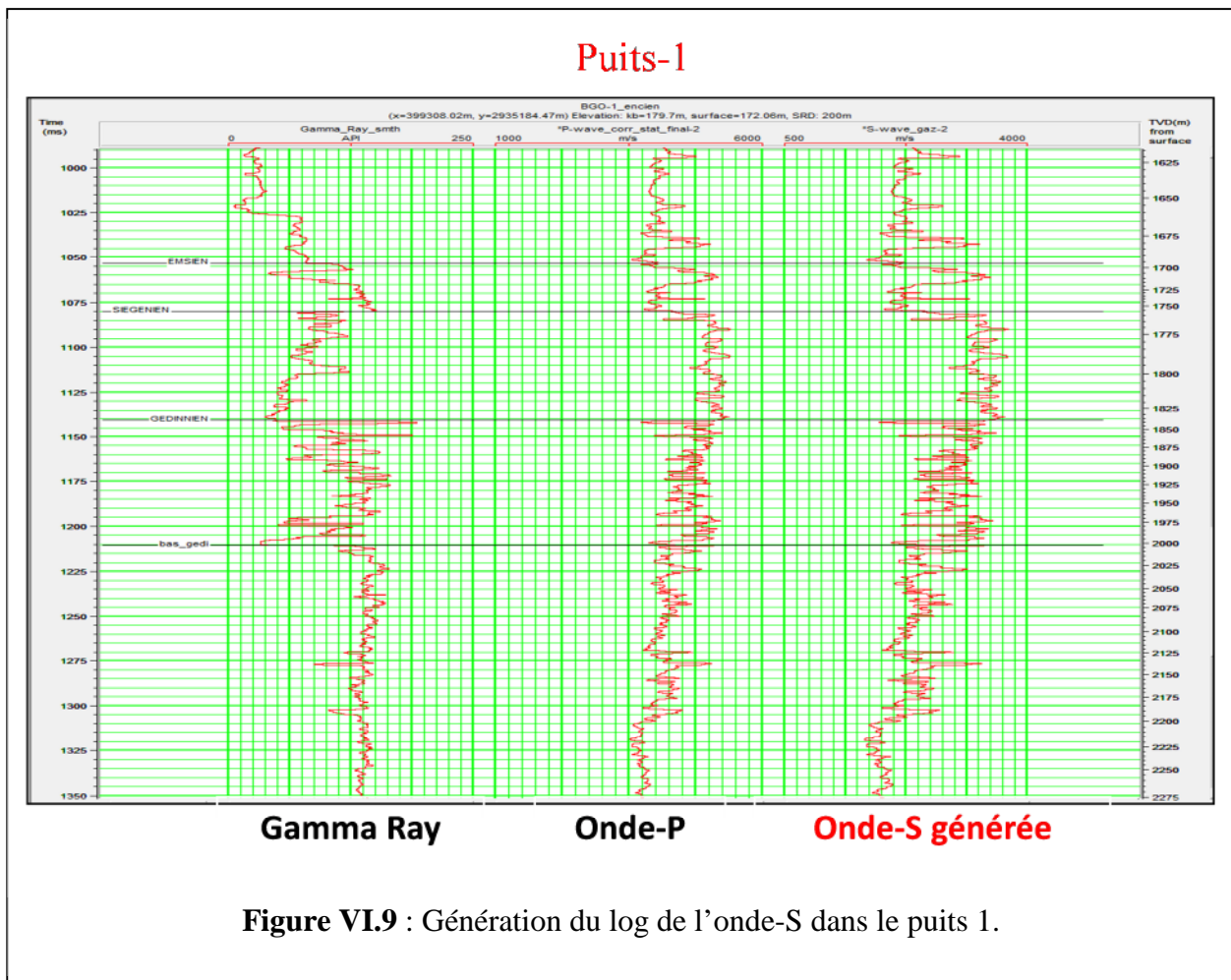


Figure VI.8: Génération du log de l'onde S pour le puits-3.

Dans les figures VI.7 et VI.8 on a généré les logs densité et Vs pour les puits où ils existent déjà pour les comparer avec les logs originaux (mesurés) et ainsi vérifier la fiabilité des relations (avec les coefficients calibrés) utilisées. Ainsi on remarque qu'on a obtenu des résultats très acceptable vu que le log généré est semblable au log mesuré.

Dans la figure VI.9 on a utilisé la relation de Castagna obtenue précédemment pour générer l'onde S dans le puits-1.



d. Analyse des Cross-plot :

Les représentations de gamma ray en fonction de Vp (figure VI.10), en fonction de Vs (figure VI.11) et en fonction de la densité (figure VI.12), nous permettent d'avoir un aperçu sur les zones d'intérêts de notre réservoir qui sont (la partie supérieure de l'Emsien, le Siegenien et la partie supérieure du Gedinien).

Puit-1

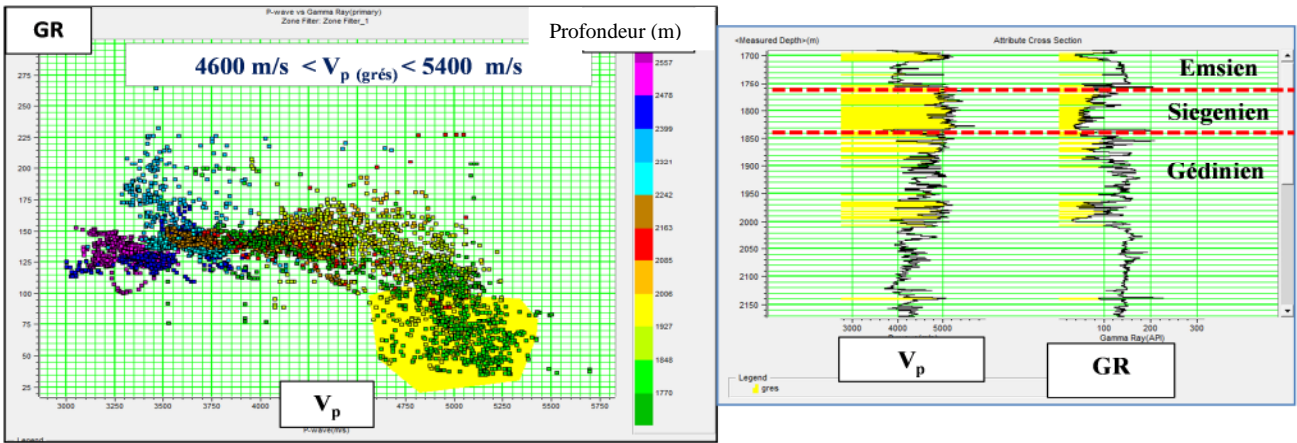


Figure VI.10 : Représentation de GR en fonction de V p.

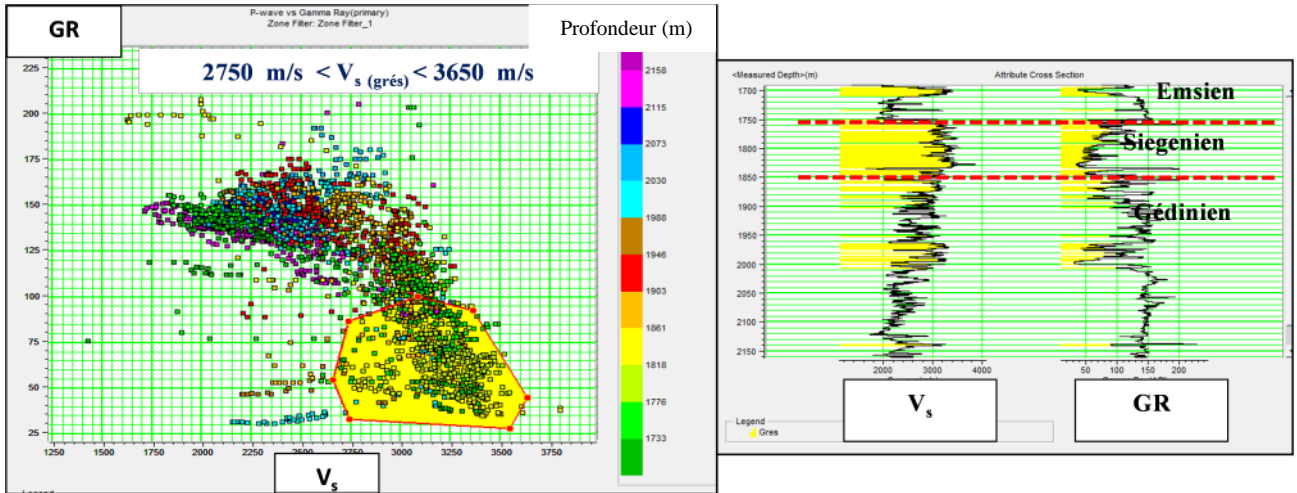


Figure VI.11 : Représentation de GR en fonction de Vs.

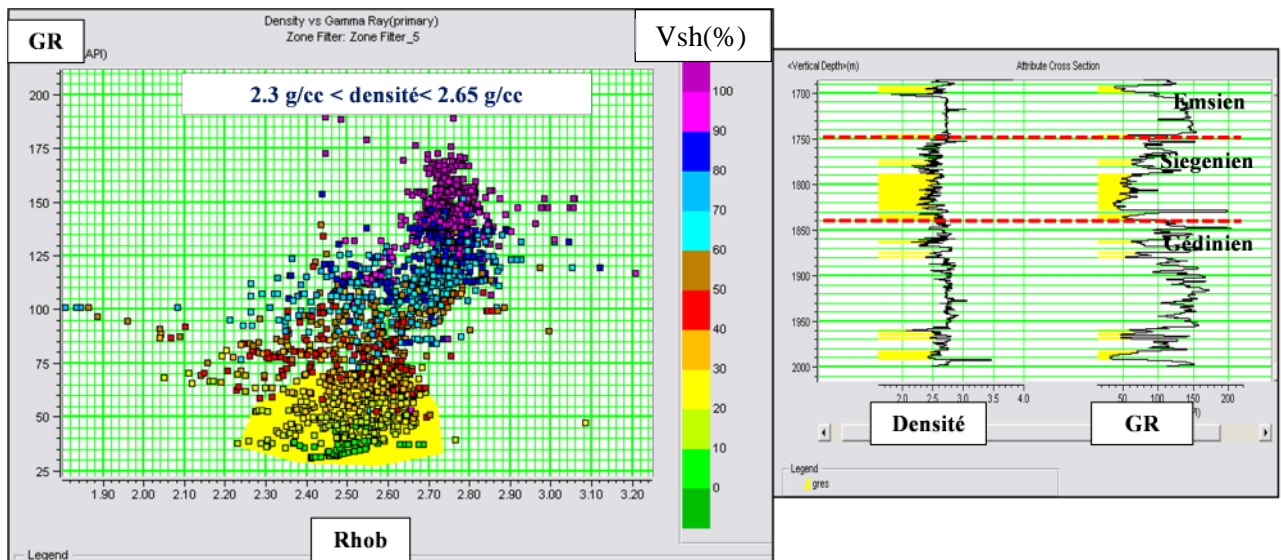
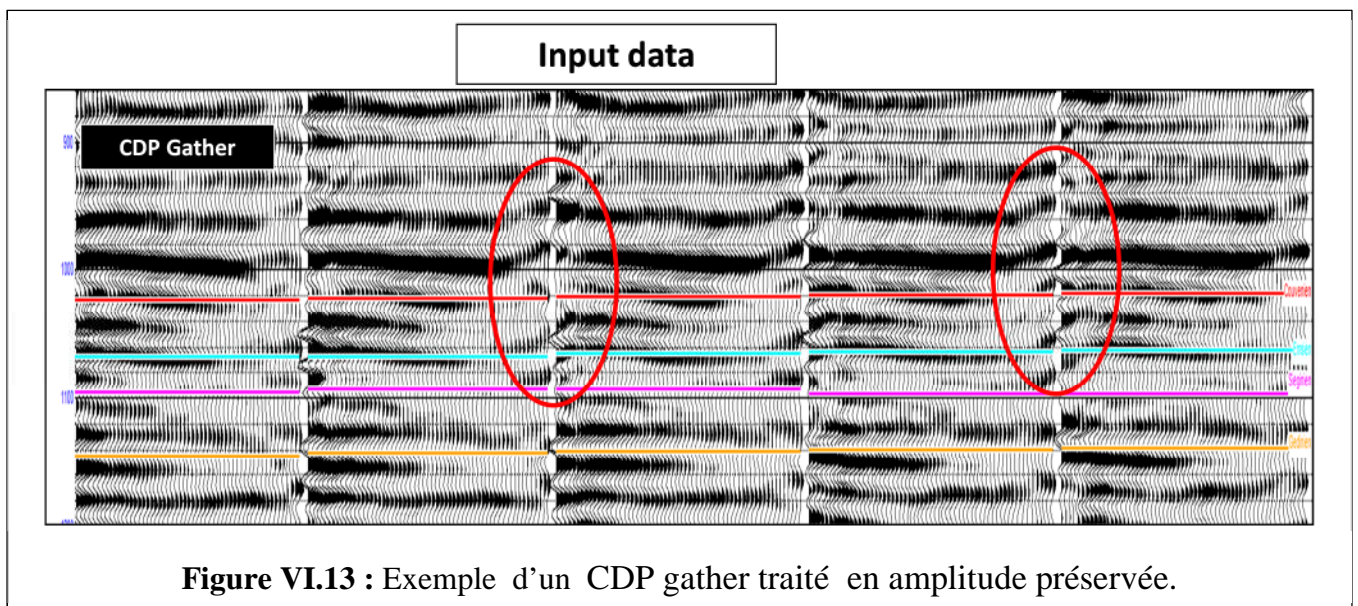


Figure VI.12 : Représentation de GR en fonction de la densité (Rho).

VI.2.2 Ajustement des données sismiques :

Consiste en une série des traitements particuliers qui a pour but d'ajuster l'alignement des temps et d'améliorer la qualité des données sismiques (rapport signal /bruit). La figure VI.13 représente les CDP gather qui se trouvent au voisinage du puits-1. En analysant ces données, on remarques la présence de bruits aléatoires et le mauvais alignement des évènements sismique issus d'un DMO résiduel, pour remédier à ces problèmes, on utilise

- ✓ Le super-gather
- ✓ Trim-statique (DMO résiduelle)



a. Le super-gather :

Le super-gather ou sommation des offsets est un outil pour l'atténuation des bruits aléatoires. Ce processus consiste à diviser les CDP gather en un nombre de super-gather et améliorer ensuite le rapport signal/bruit par la sommation de traces qui se trouvent à l'intérieur de chaque super-gather. Cela permet d'améliorer la qualité des données sismiques avant sommation et de minimiser la taille du volume sismique avec une préservation de l'effet des variations des amplitudes avec l'offset.(Figure VI.14)

b. Trim-statique :

Il s'agit d'un processus qui a pour but de fixer les problèmes de DMO(Dip Move Out).il essaye de calculer le Time-Shift à appliquer sur chaque trace sismique qui est déterminer par le calcul de la cross-corrélation entre chaque trace et une trace de référence. Le trim-static dispose de deux paramètres importants : **time-shift** et **la fenêtre d'analyse**.

Après l'application du trim-statique, le problème de DMO résiduel est relativement bien circonscrit et l'alignement des événements sismiques est ajusté pour les CDP considéré (Figure VI.15).

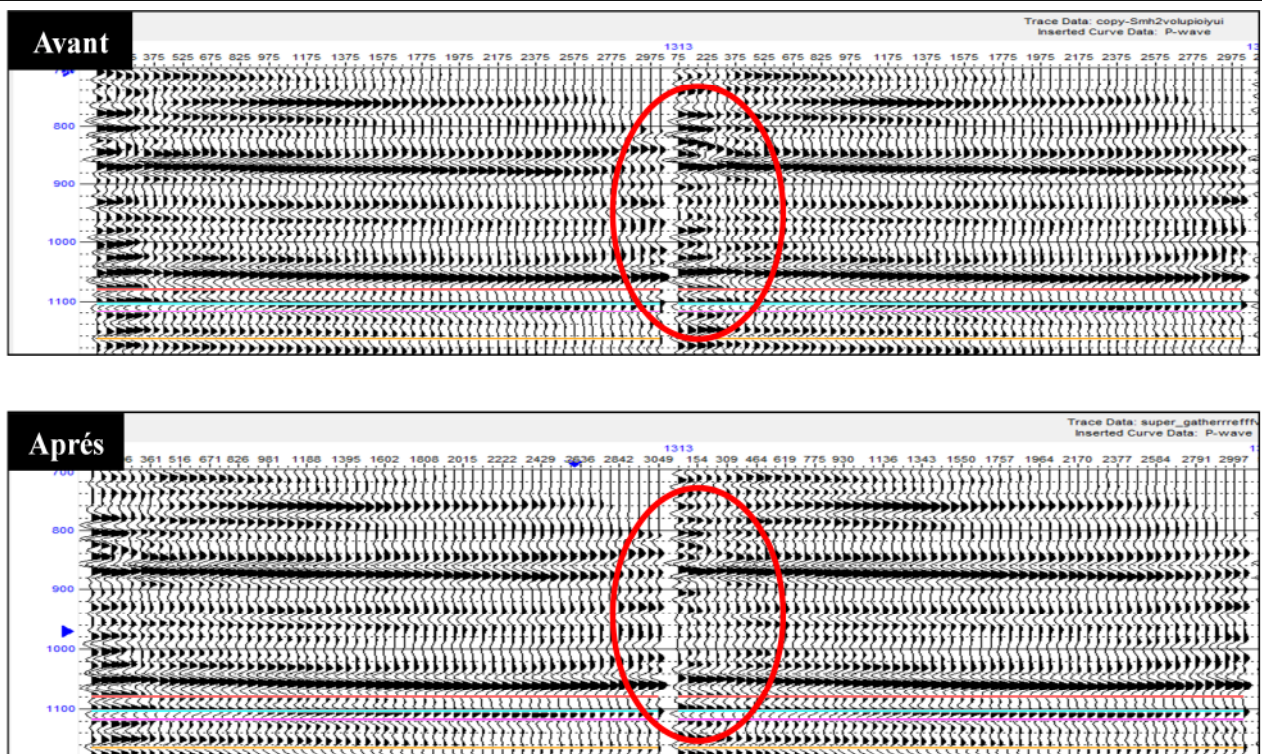


Figure VI.14 : Résultat de l'application du Super-gather.

Parametres optimums: : **1. Time-shift : 8 ms**
2. Fenêtre d'analyse : 800 ms

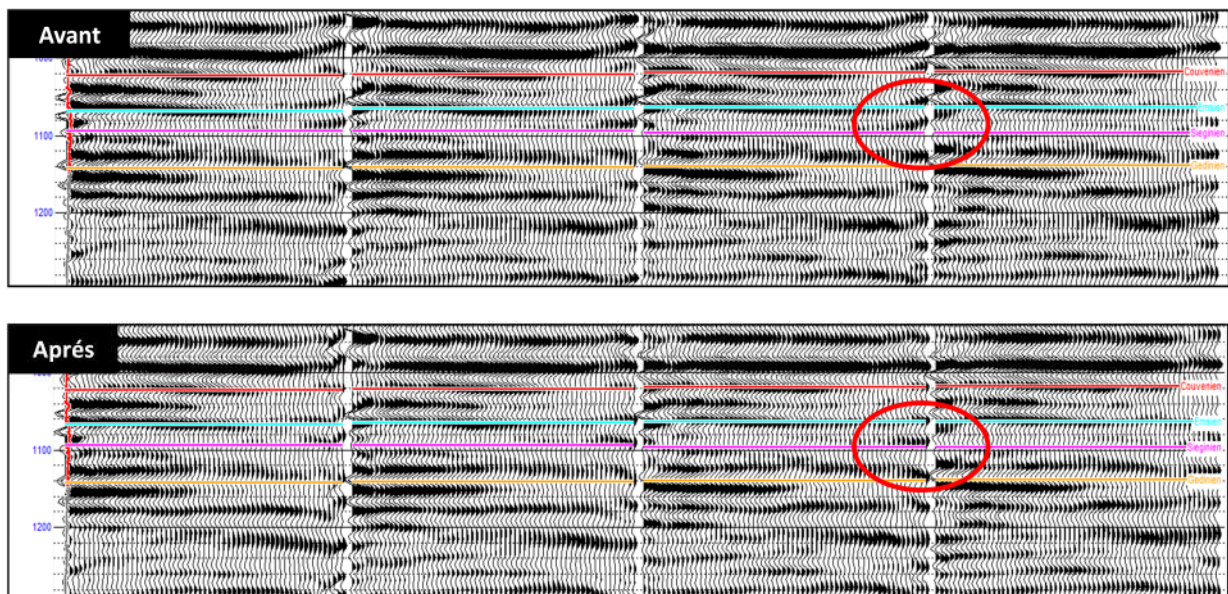


Figure VI.15 : Résultat du Trim-static

Une fois traité les insuffisances précédentes, on passe à un deuxième stade de préparation des données sismiques qui est consacré à l'établissement des Angles-gather.

c. Angle-gather :

Cette opération consiste à convertir l'ensemble des CDP gather défini dans le domaine des offsets vers le domaine des angles d'incidence. Avant de l'appliquer, il est nécessaire de visualiser les angles d'incidences correspondant aux traces de chaque CDP gather (figure VI.16) pour pouvoir déterminer la plage des angles qu'on va utiliser pour la création des Angles-gather (figure VI.17).

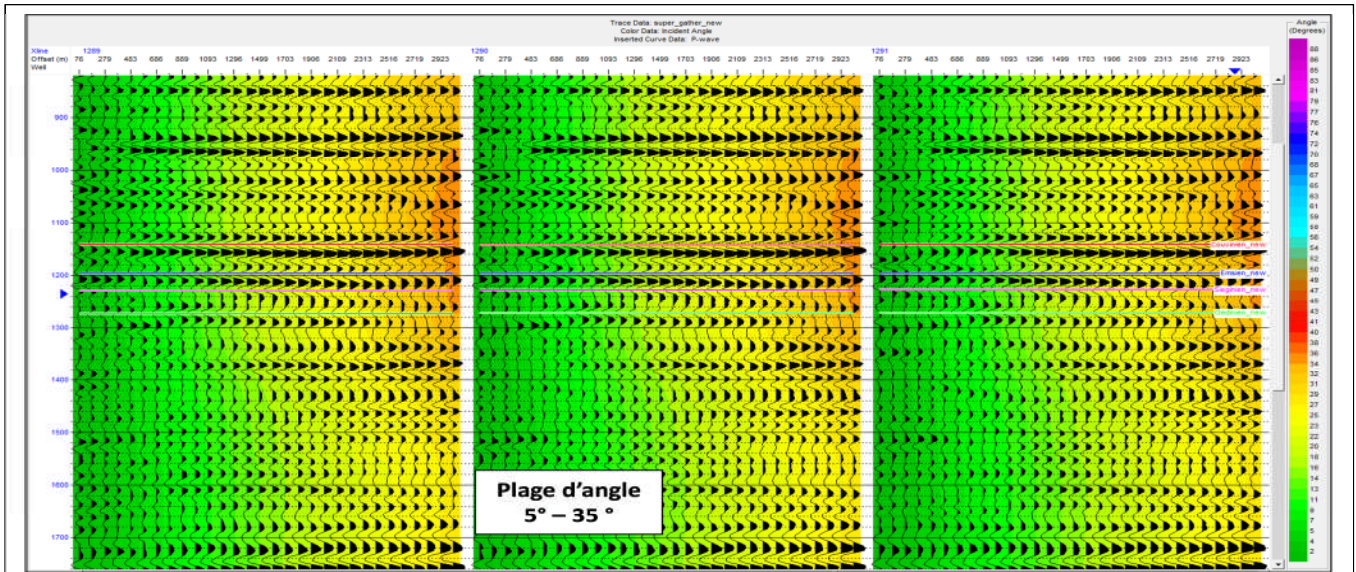


Figure VI.16 : Représentation en angles proches- intermédiaires- lointains

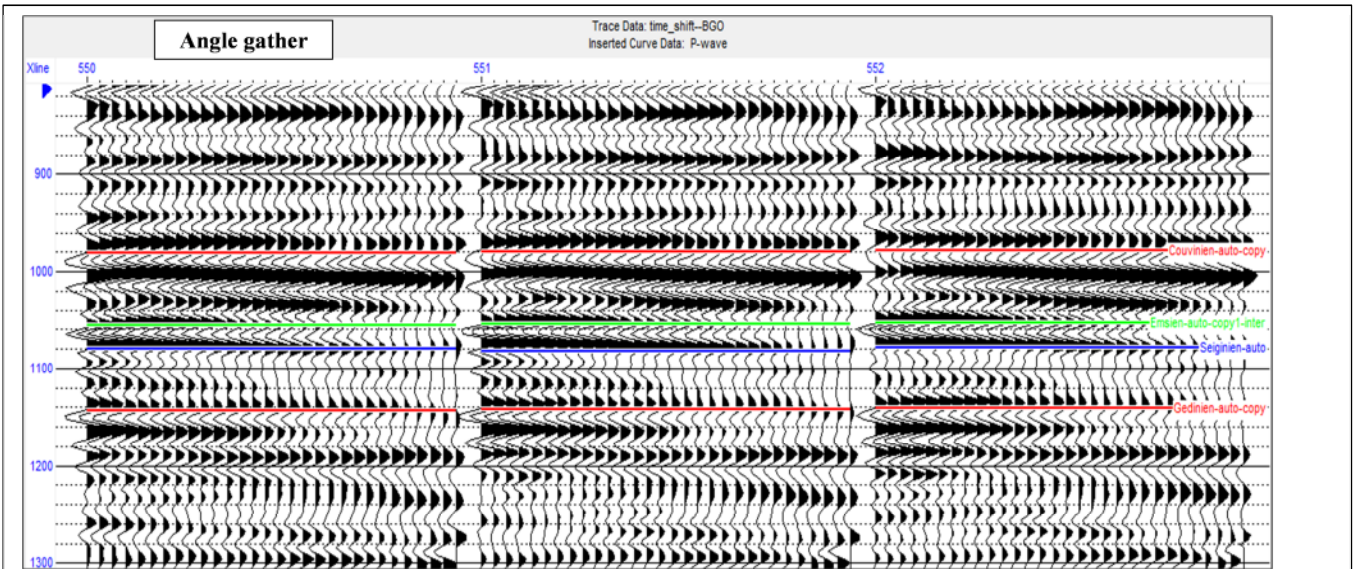


Figure VI.17 : Génération des angles gathers

D'après la figure VI.17, on remarque un alignement idéal des évènements sismiques et la bonne atténuation des bruits ce qui incite à utiliser les angles gather comme entrée d'inversion sismique.

VI.2.3 Interprétation structurale :

Elle consiste à donner une signification géologique aux données sismiques, elle peut être comparée à la méthode d'inversion.

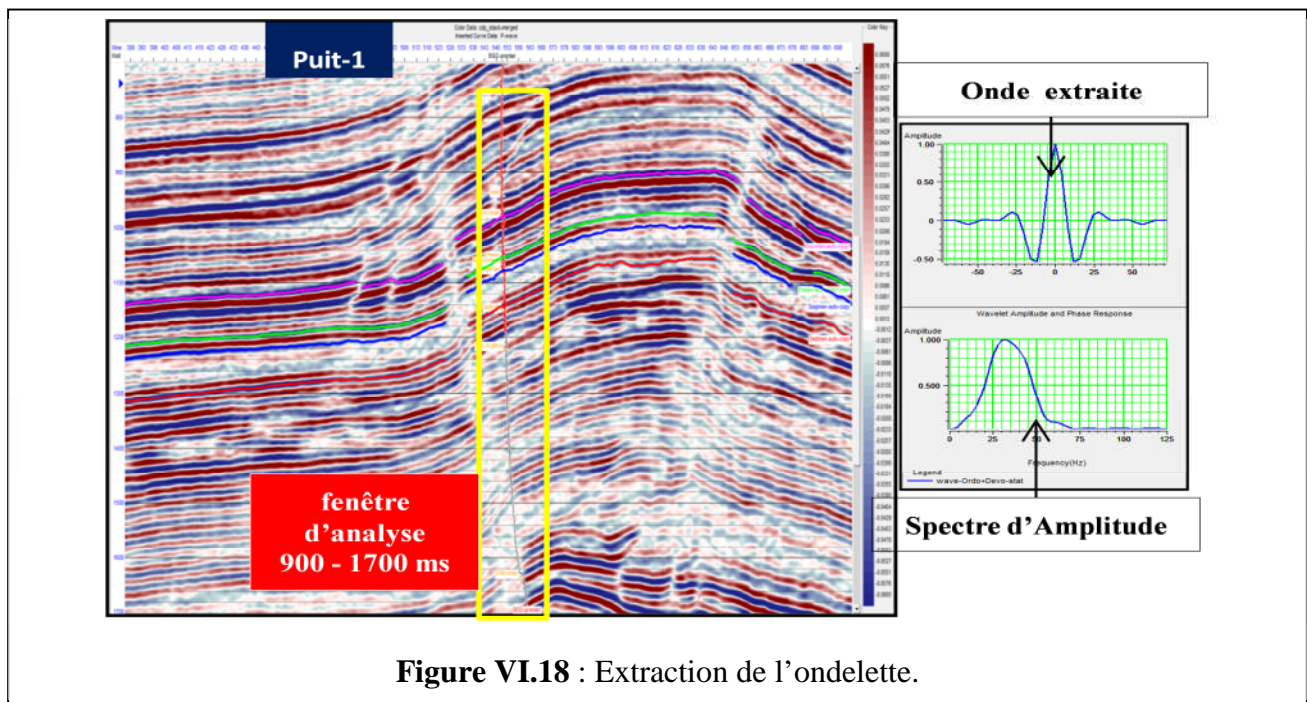
Le but de cette interprétation est l'identification des horizons sismiques et la préparation des cartes en coupe.

a. Identification des horizons :

➤ Extraction de l'ondelette :

L'ondelette est le filtre à travers lequel la géologie de subsurface est vue lors de l'interprétation.

Le film synthétique est construit avec une ondelette de fréquence constante, elle est choisie à fin de coïncider avec la bande fréquentielle au niveau de l'horizon d'intérêt (figure VI.18).



➤ **Génération du synthétique :**

Le film synthétique est une trace sismique calculée à partir du log sonique et log du log densité, ces deux logs permettent d'obtenir la série de réflectivité qui sera convoluer avec l'ondelette choisie préalablement (Figure VI.19).

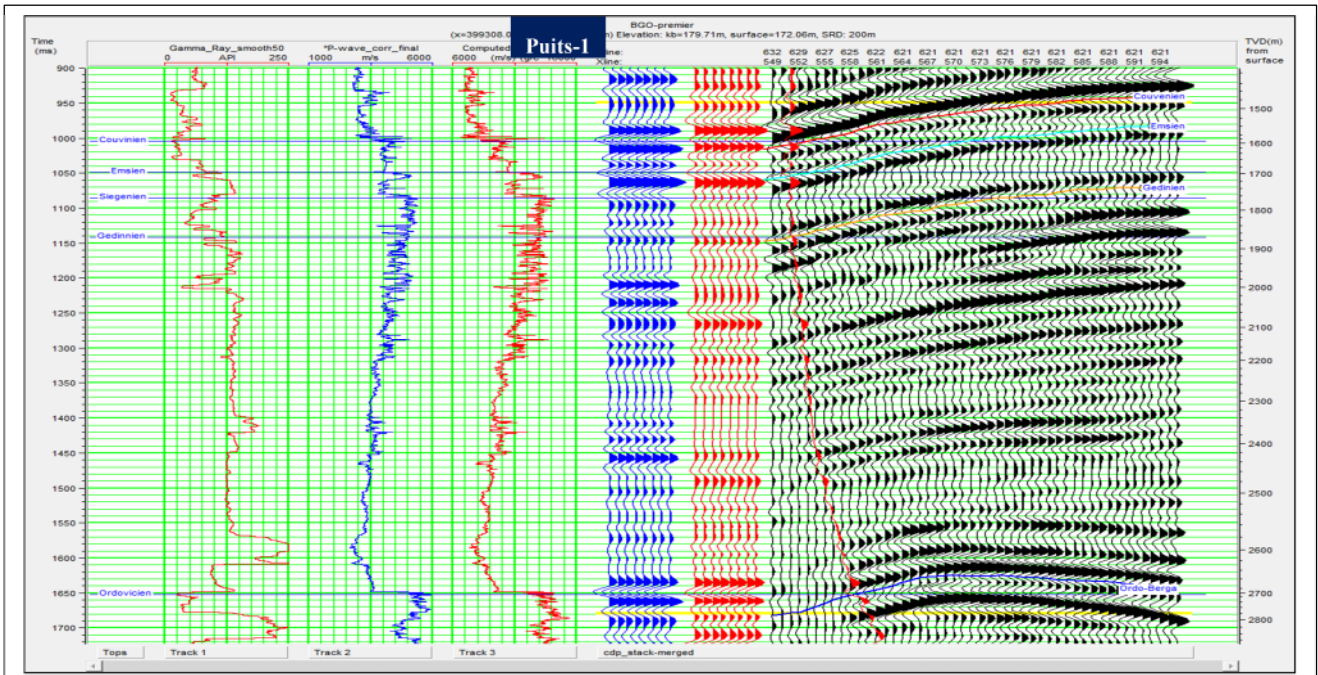


Figure VI.19 : Génération d'un film synthétique.

b. Choix des horizons sismiques :

Cette étape consiste à choisir les horizons dans le but de carté les horizons connus et d'objectifs pétrolier et pour effectuer une analyse structurale (Figure VI.20).

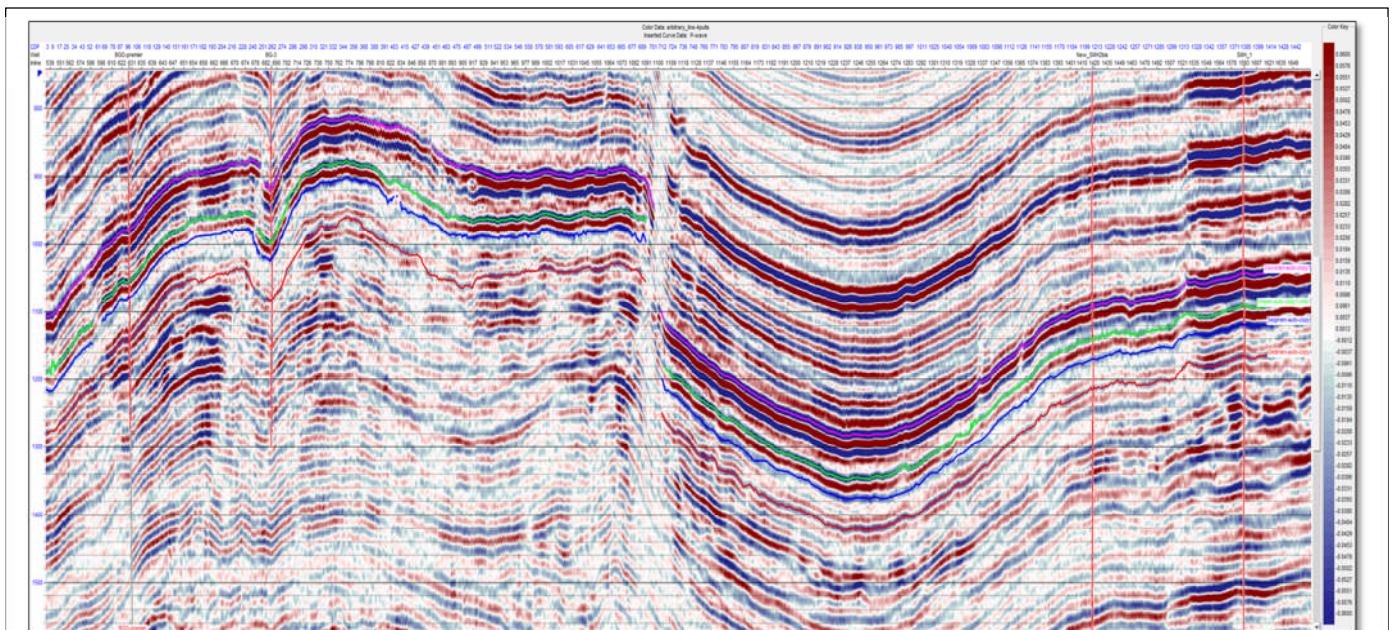


Figure VI.20 : Section sismique interprétée structurellement.

c. Isochrones et attributs sismiques :

Ce sont des Représentations des variations de certaines caractéristiques tel que : Temps, Amplitude,... .C'est le lien de différents points dans le plan ayant les mêmes valeurs.

On compte tenue des informations apportées par l'interprétation structurale, le réservoir est présenté sous la forme d'un piège structural (Anticlinal) (Figure VI.21).

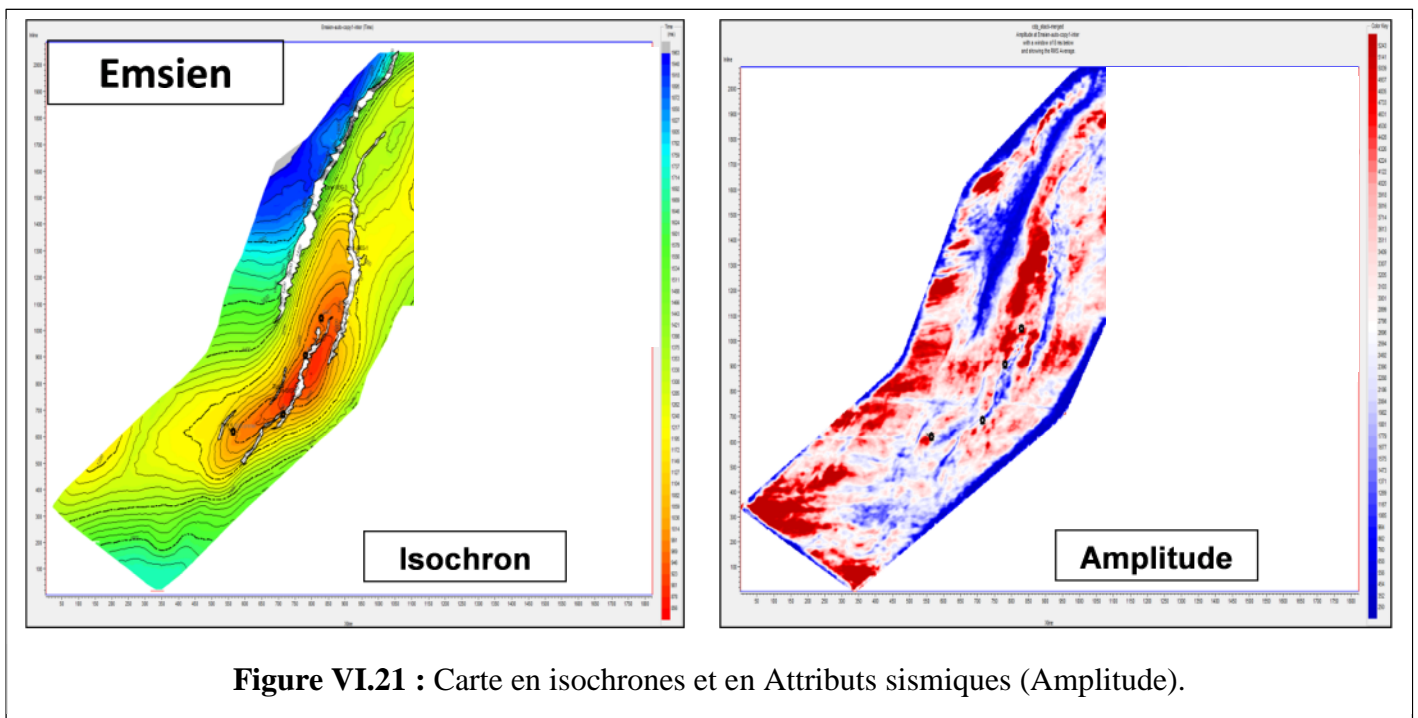


Figure VI.21 : Carte en isochrones et en Attributs sismiques (Amplitude).

VI.4 Inversion sismique Pré-stack :

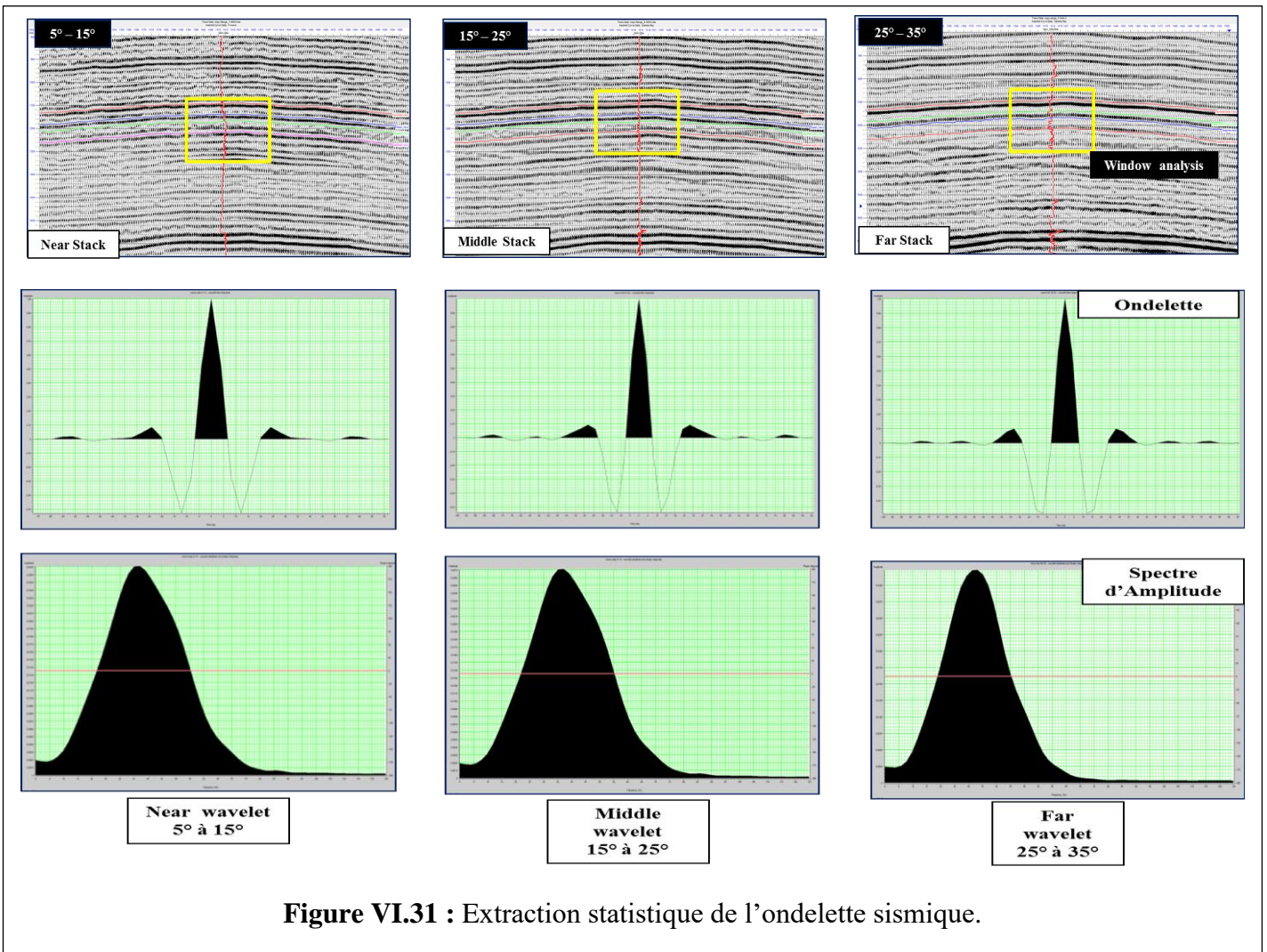
VI.4.1 Importer les données d'entrées :

Consiste à importer les sections sismiques angles gathers, introduire les données de puits et les résultats de l'interprétation structurales.

VI.4.2 Corrélation et extraction de l'ondelette :

a) Extraction statistique d'ondelette sismique :

Notre but est d'extraire les trois ondelettes sismiques (Near-Middle-Far) à partir des données sismiques en utilisant une méthode statistique d'autocorrélation qui suppose que les ondelettes sont à phase constante. Le processus d'extraction est effectué au sein d'une fenêtre d'analyse qui se localise au voisinage du puits, les résultats sont illustrés dans la **figure VI.31**.



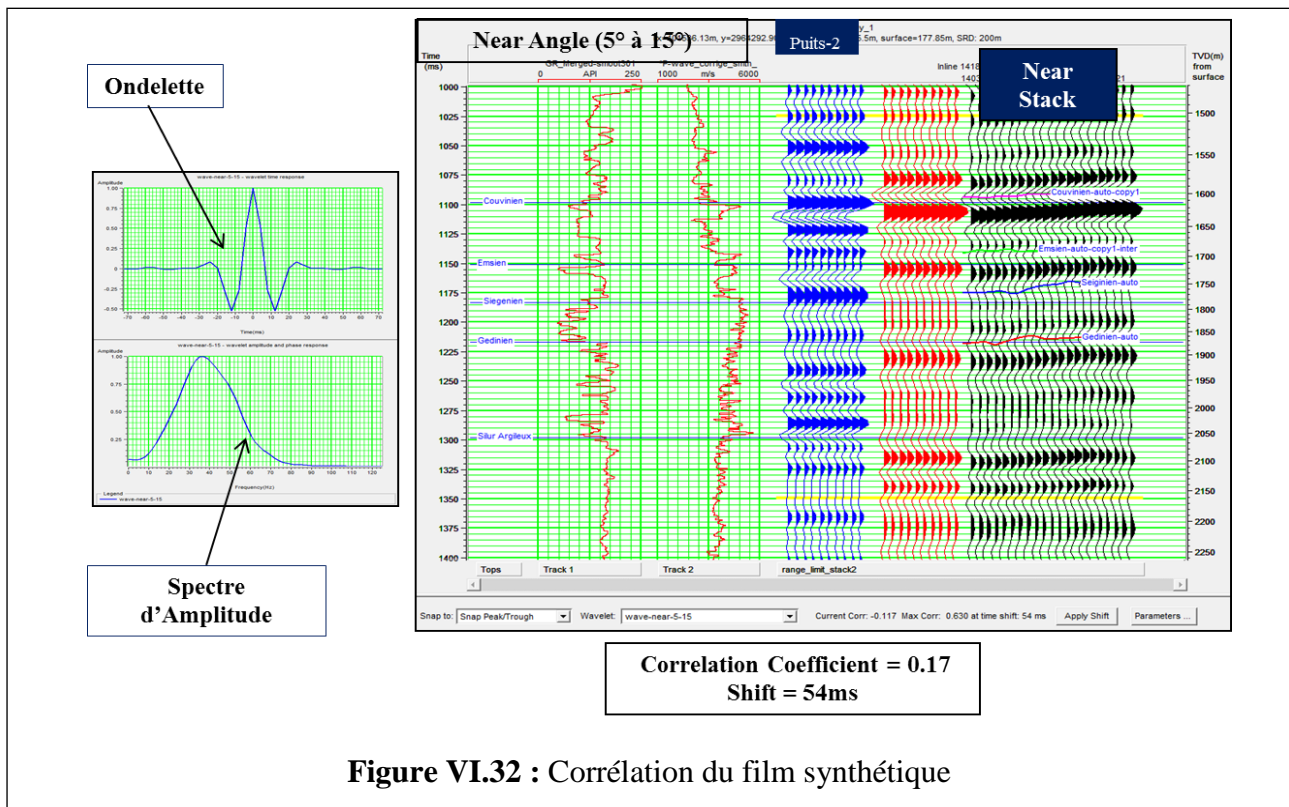
Les trois ondelettes obtenues disposent d'un spectre d'amplitude identique à celui des données sismiques inclus dans la fenêtre d'analyse et un spectre de phase nulle.

b) Corrélation des données de puits aux données sismiques :

Ce processus a pour but d'améliorer la corrélation en temps entre les événements sismiques du film synthétique et ceux des données réelles au sein de chaque gamme d'angles d'incidence.

Pour ce qui concerne la première gamme d'angle la **figure VI.32** montre les résultats de la corrélation obtenus qui présente :

- ✓ Un coefficient de corrélation : 0.17
- ✓ Un décalage de temps (Time-shift) : 54 ms



La **figure VI.33** illustre le résultat de corrélation après suppression du décalage estimé précédemment. Ainsi on peut observer sur la figure, la corrélation entre les données synthétiques et les données réelles est améliorée ce qui implique une meilleure coïncidence entre les événements sismiques des deux côtés.

Pour ce qui concerne la deuxième et troisième gamme d'angles, on suit le même processus que la première gamme.

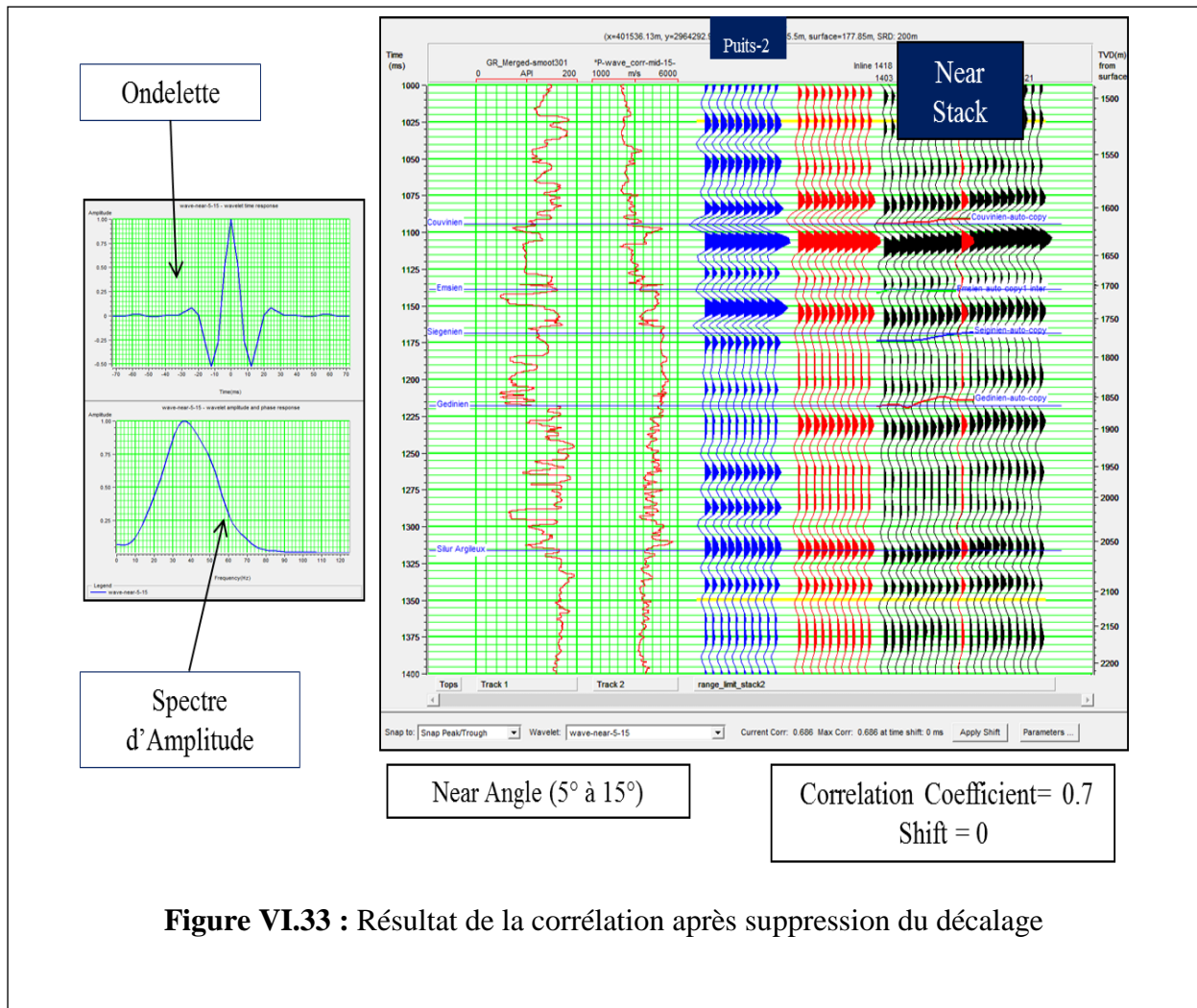


Figure VI.33 : Résultat de la corrélation après suppression du décalage

Une fois le processus de corrélation terminé et la relation temps-profondeur des données de puits corrigée, on entame la dernière étape qui est réservée à l'extraction des ondelettes réelles en prenant comme point de départ les données de puits.

VI.4.3 Construction des modèles initiaux :

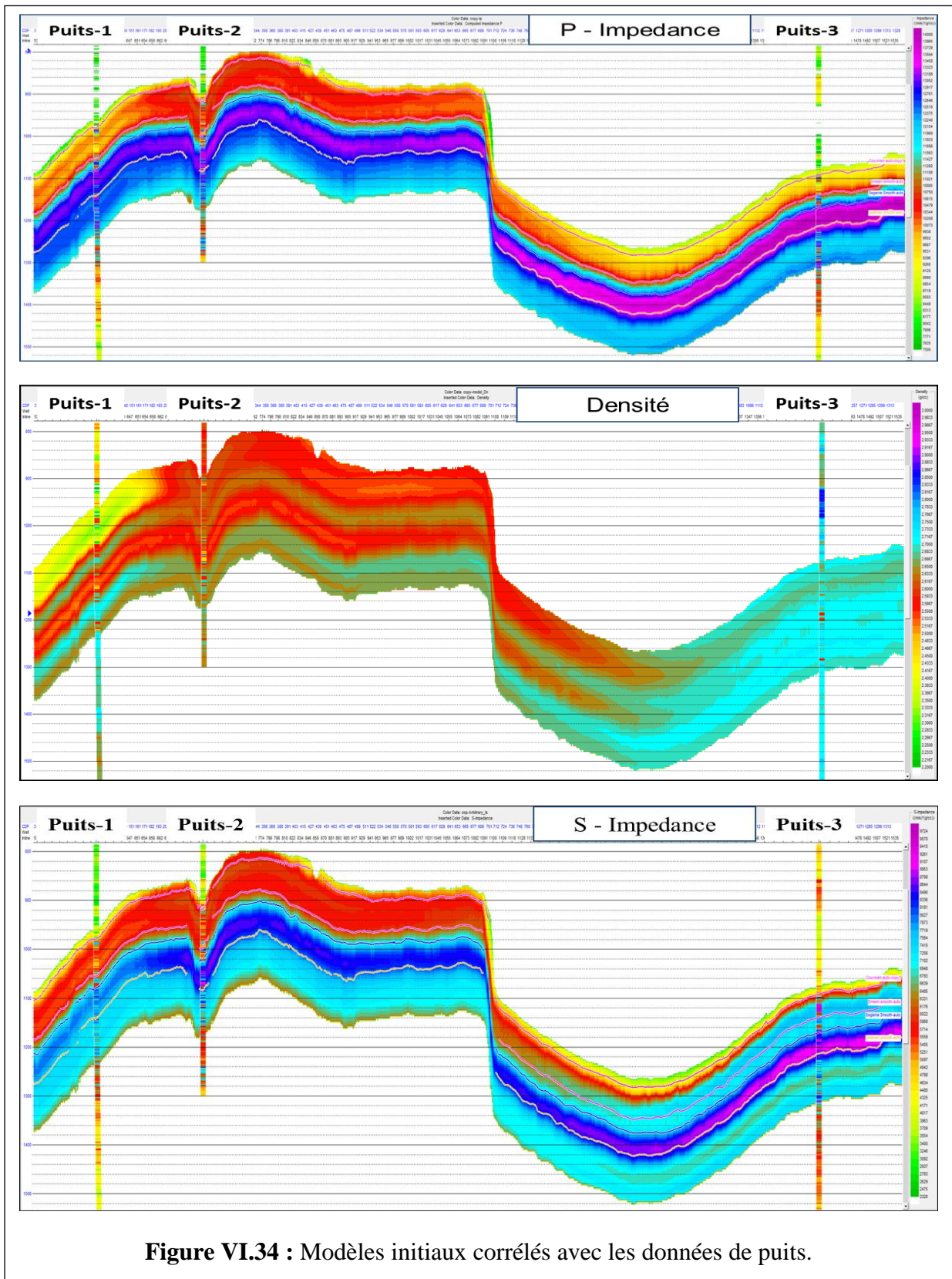


Figure VI.34 : Modèles initiaux corrélés avec les données de puits.

La **figure VI.34** montre les trois modèles initiaux de Z_p , Z_s et ρ consécutivement et les lignes passent par les puits. Après la corrélation des données de puits, elles sont introduites dans le processus de construction d'un modèle initial. L'analyse des coupes verticales passant par les puits permet de constater que le modèle initial présente des macro-couches par rapport aux données de puits.

VI.4.4 L'analyse des paramètres de l'inversion au niveau du puits :

Avant d'appliquer l'algorithme d'inversion sur tout le volume une analyse d'inversion est faite au niveau du puits pour avoir une meilleure paramétrisation de l'algorithme d'inversion et s'assurer que la méthode va donner de bons résultats (Figure VI.35).

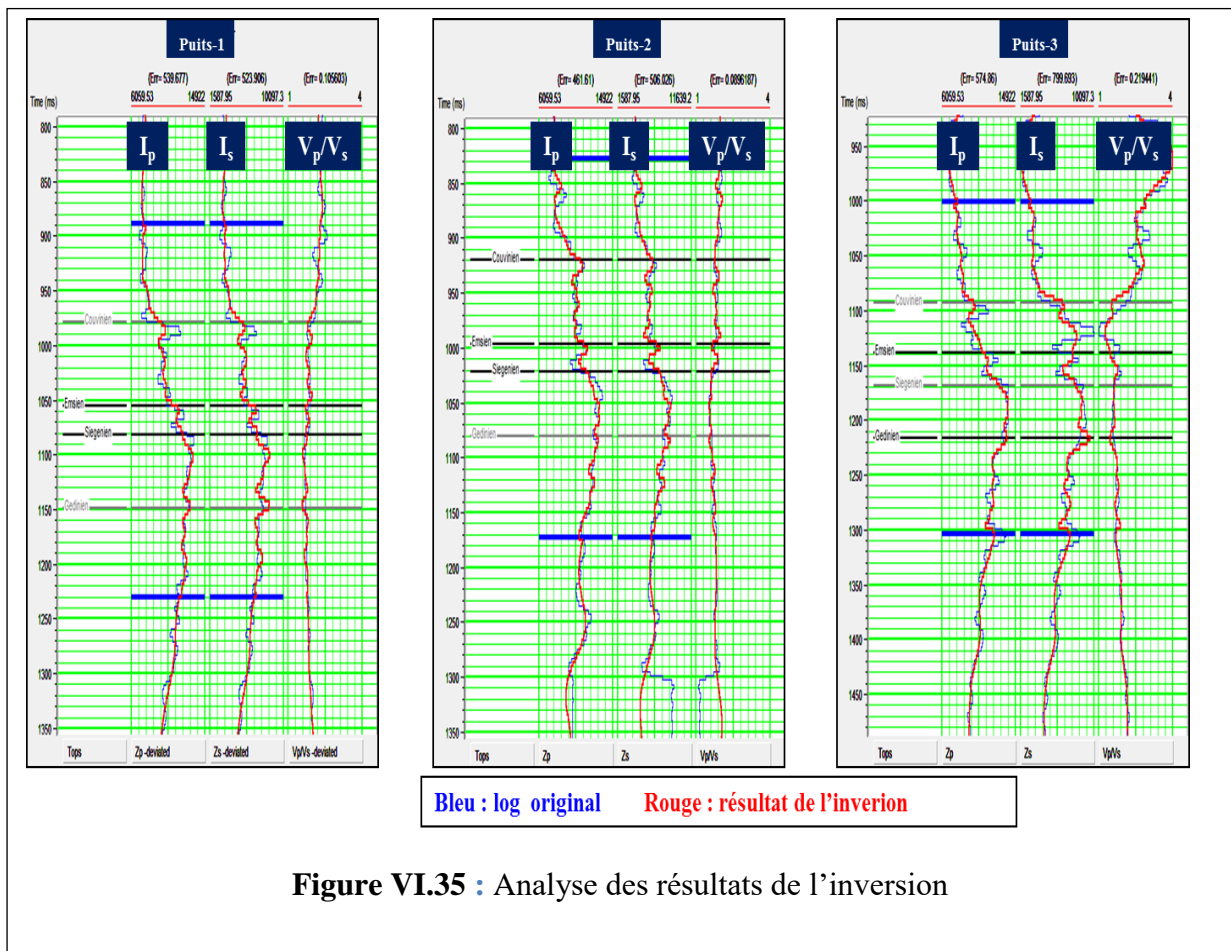
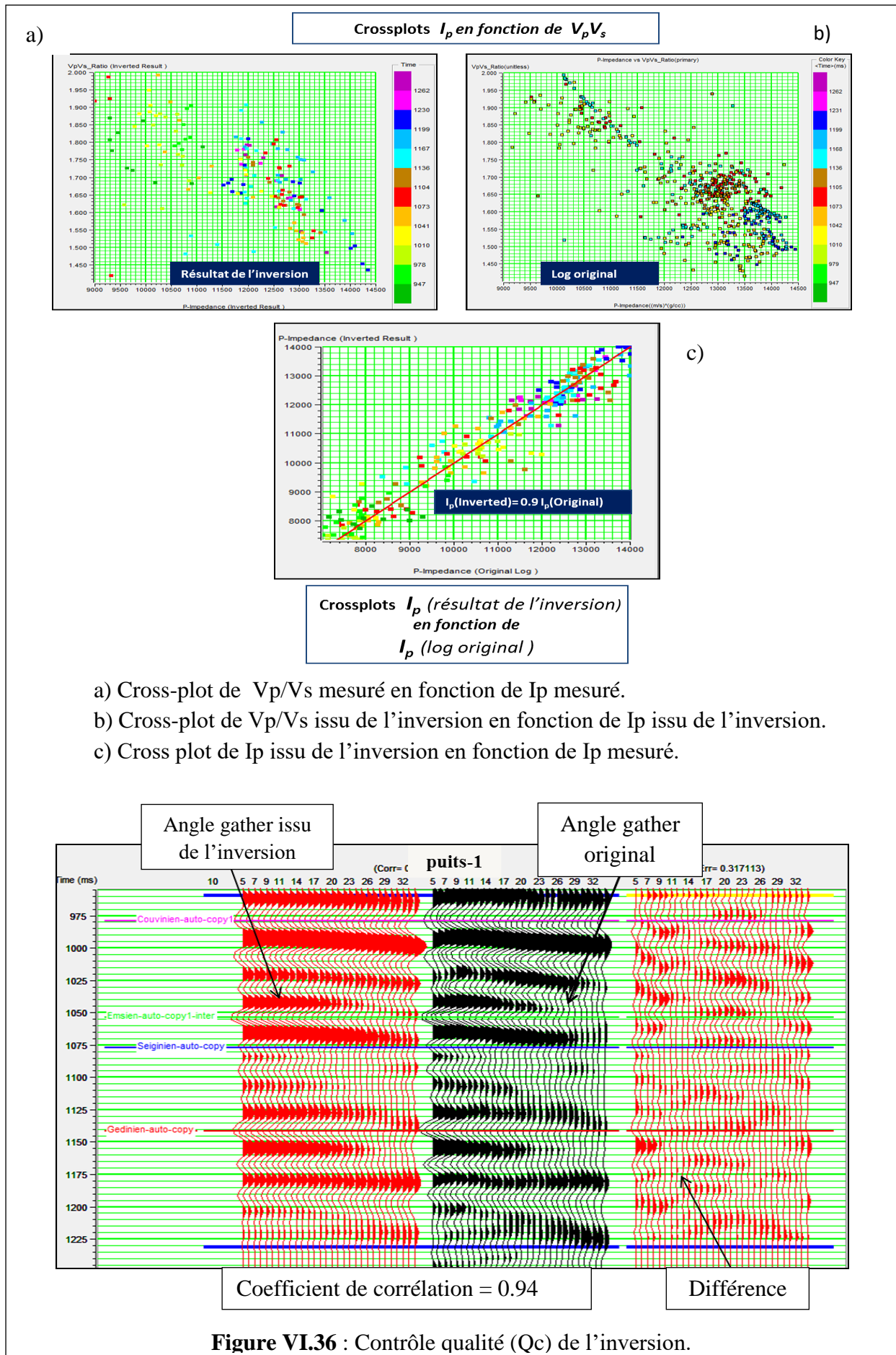


Figure VI.35 : Analyse des résultats de l'inversion

- **Contrôle qualité :**

En utilisant les cross-plots ou en calculant la différence entre les résultats de l'inversion et les données réelles, on peut porter un jugement sur la qualité de nos résultats d'inversion. Notre cas a montré un meilleur fonctionnement de l'inversion quantifié par un coefficient de corrélation égale à 0.96 (figure VI.36).



VI.4.5 L'application de l'algorithme d'inversion :

Après la réalisation de toutes les étapes précédentes, il ne reste qu'à mettre en œuvre l'algorithme d'inversion sur tout le volume sismique et commencer la transformation des données sismiques qui a donné les résultats suivants : figure VI.37, figure VI.38, figure VI.39 et figure VI.40.

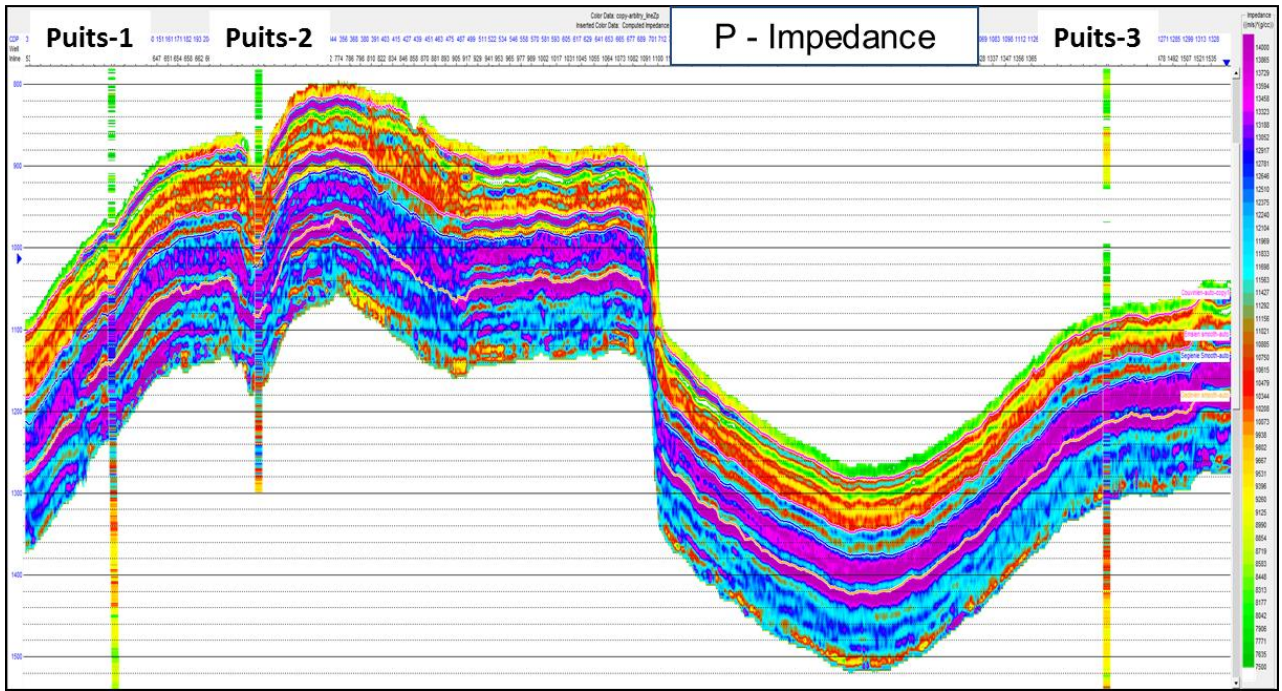


Figure VI.37 : Modèle final impedance-P

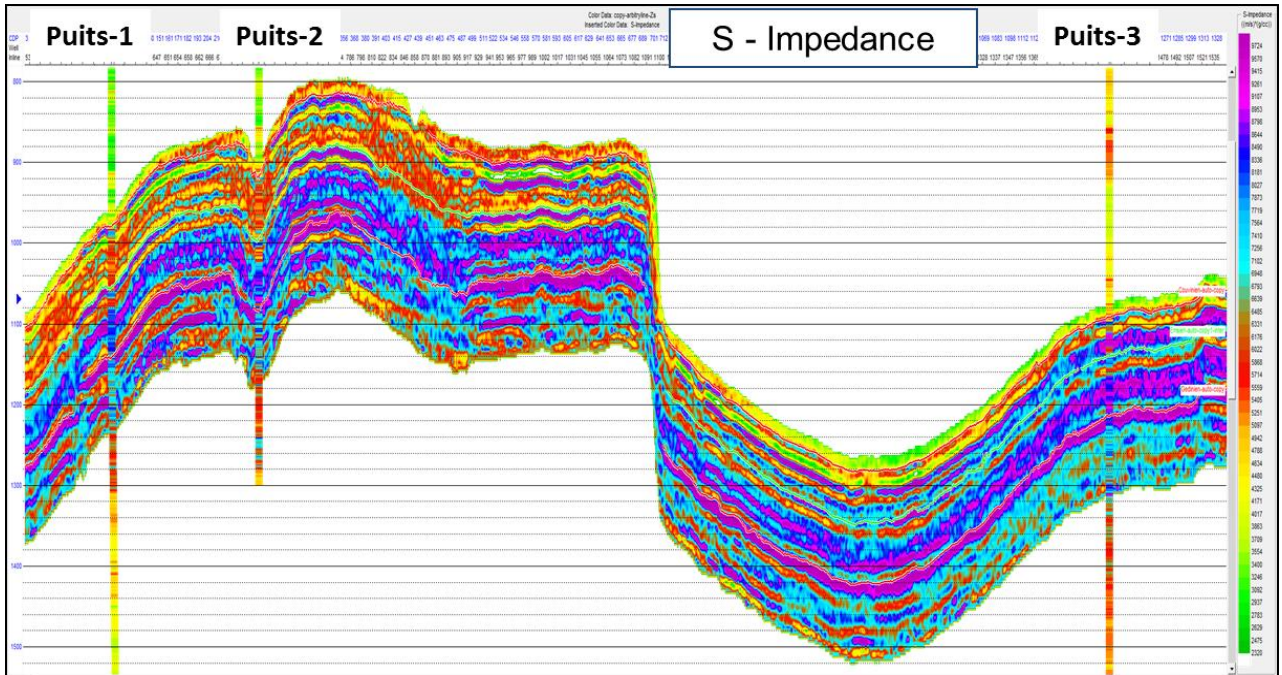


Figure VI.38 : Modèle final impedance-S

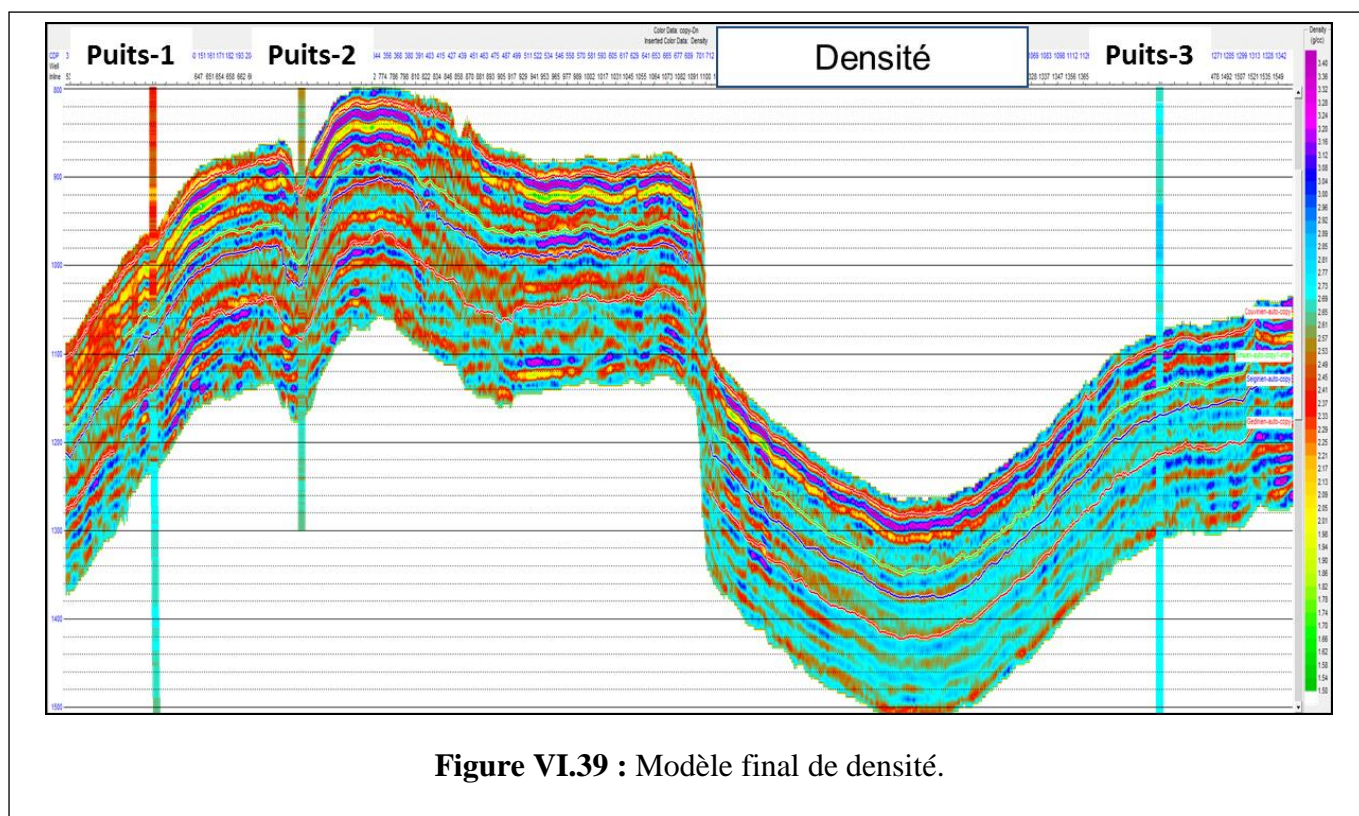


Figure VI.39 : Modèle final de densité.

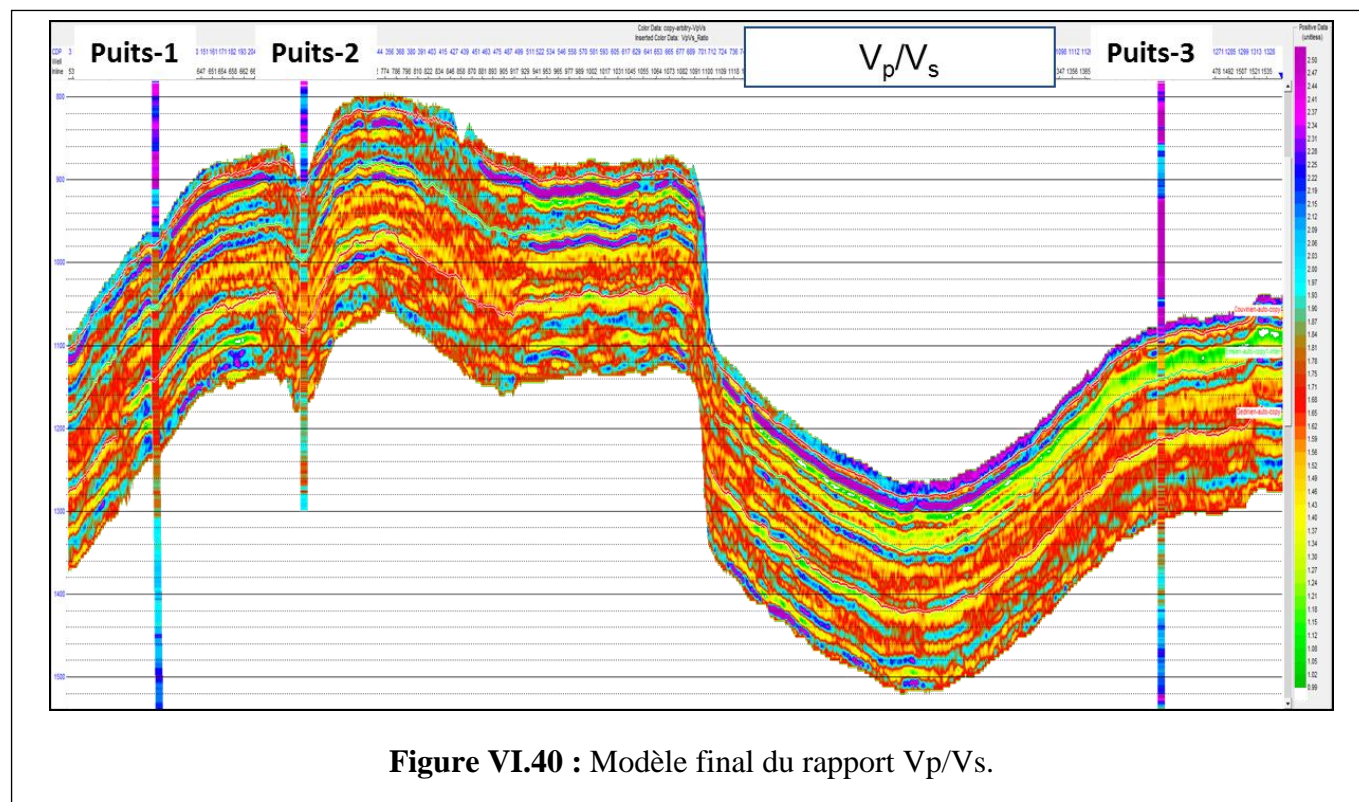
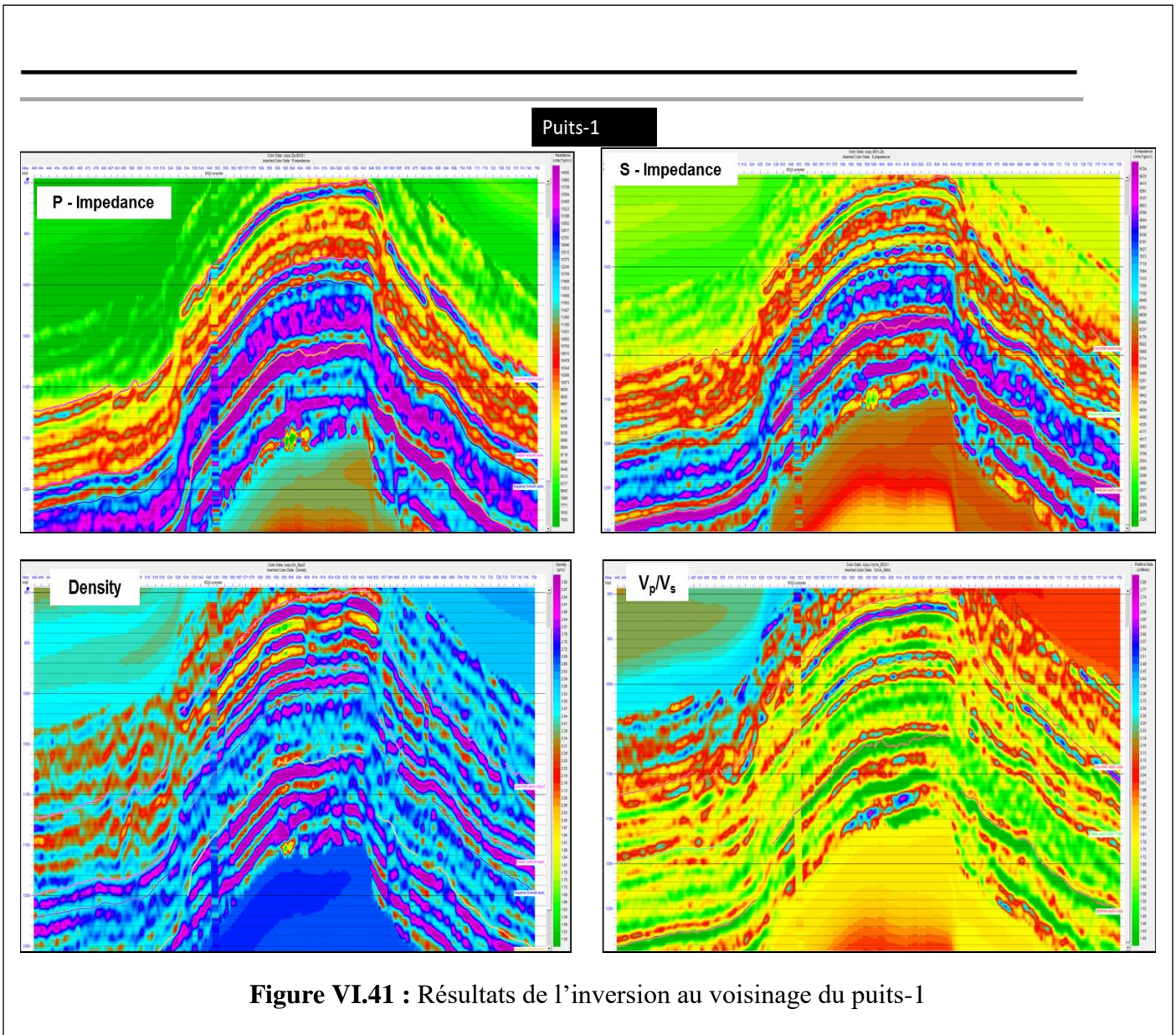


Figure VI.40 : Modèle final du rapport V_p/V_s .

La figure V.41 montre le résultat de l'inversion au voisinage du puits-1.



Ces figures nous donnent un aperçu du résultat final de l'inversion, on peut ainsi apercevoir les microcouches (plus de détails) comparer par rapport aux modèles initiaux.

On peut aussi estimer que le résultat de l'inversion est très acceptable en le comparant aux données réelles au niveau du puits.

a) Le contrôle de qualité :

Consiste à analyser la différence entre les angles gather synthétiques associés au résultat d'inversion et les données réelles. La **figure VI.42** représente le résultat obtenu, il montre un faible écart avec quelques évènements non-corrélabes qui peuvent être interprétés comme une présence de bruits aléatoires.

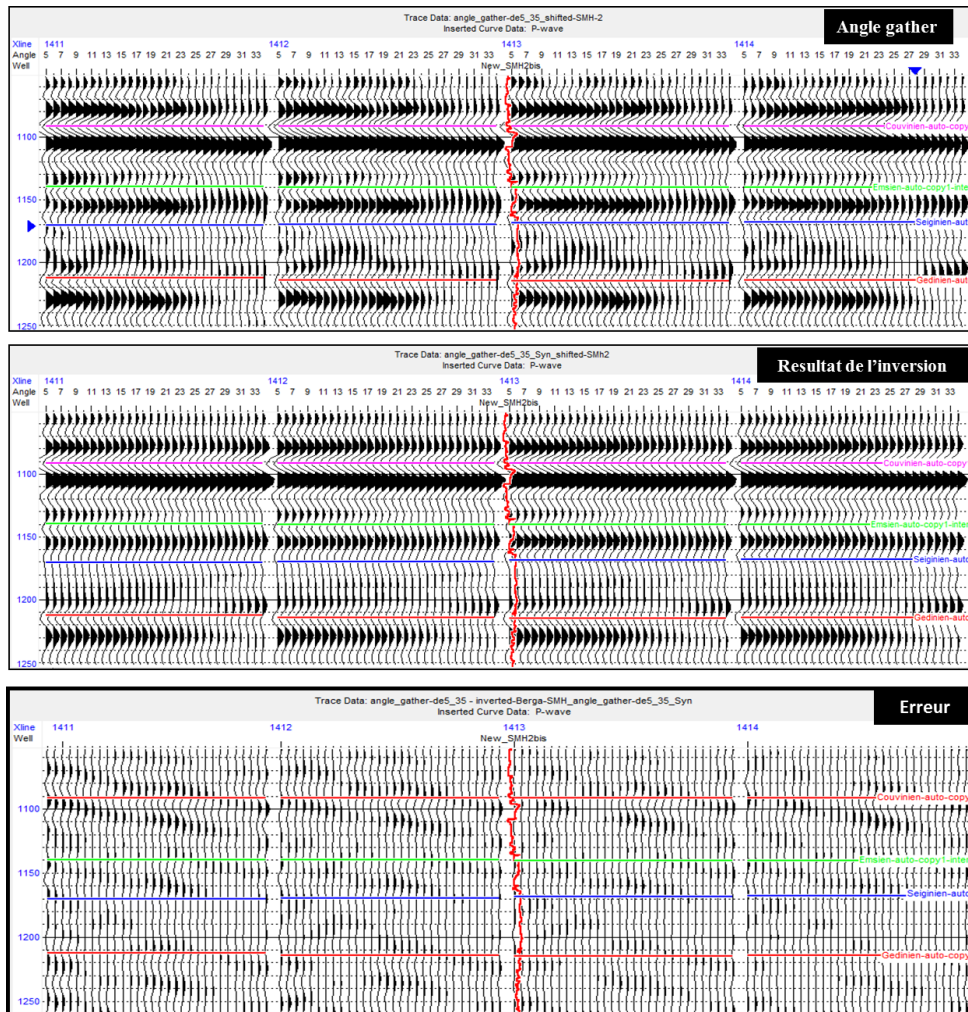


Figure V.42 : Résultat du contrôle qualité.

b) La transformation Lambda et Mu:

A partir des paramètres Z_p et Z_s d'inversion, on peut générer les deux coefficients élastiques de Lamé (μ , λ) en utilisant les formules suivantes :

$$\mu = Zs^2 \quad (V.1)$$

$$\lambda = Zp^2 - 2Zs^2 \quad (V.2)$$

Les résultats obtenus sont représentés dans les figures VI.43a et VI.43b.

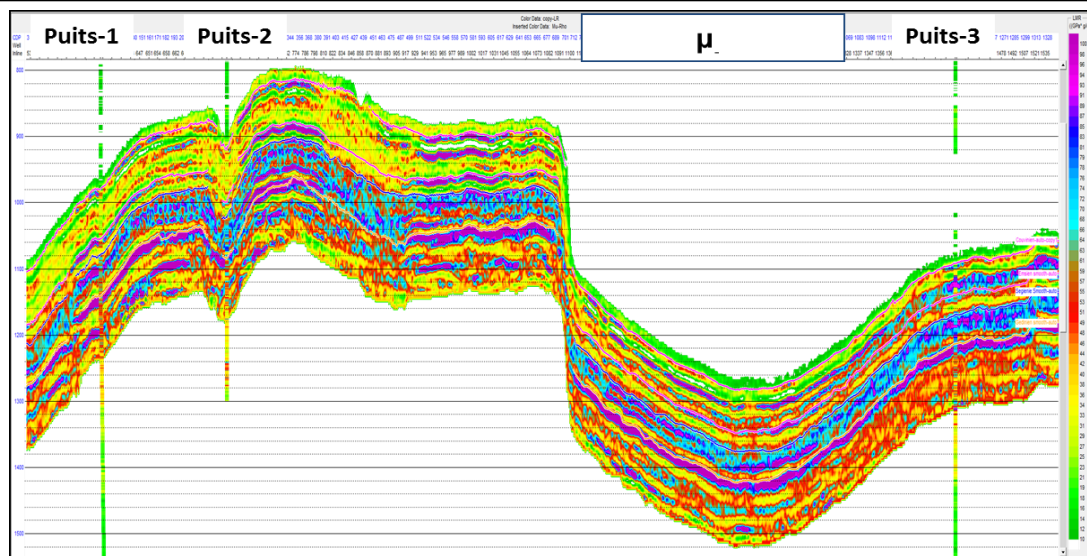


Figure VI.43a : Génération du coefficient Mu.

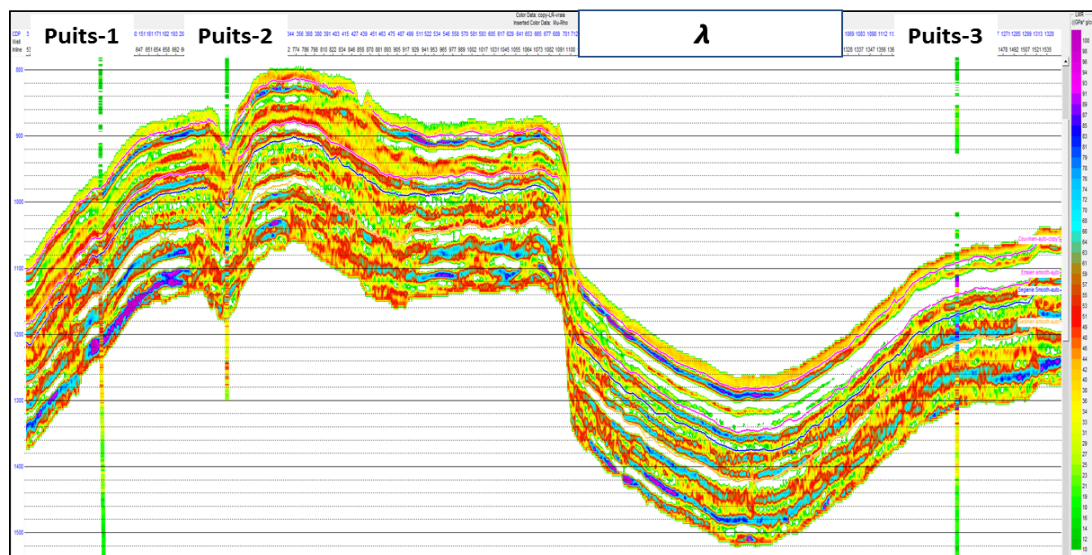


Figure VI.43b : Génération du coefficient Lambda.

VI.4.6 Interprétation des paramètres pétrophysiques :

L'interprétation des résultats consiste à étudier d'une manière qualitative et quantitative le caractère géologique relatif aux divers paramètres physiques afin de cartographier le réservoir, identifier et délimiter les zones à hydrocarbures.

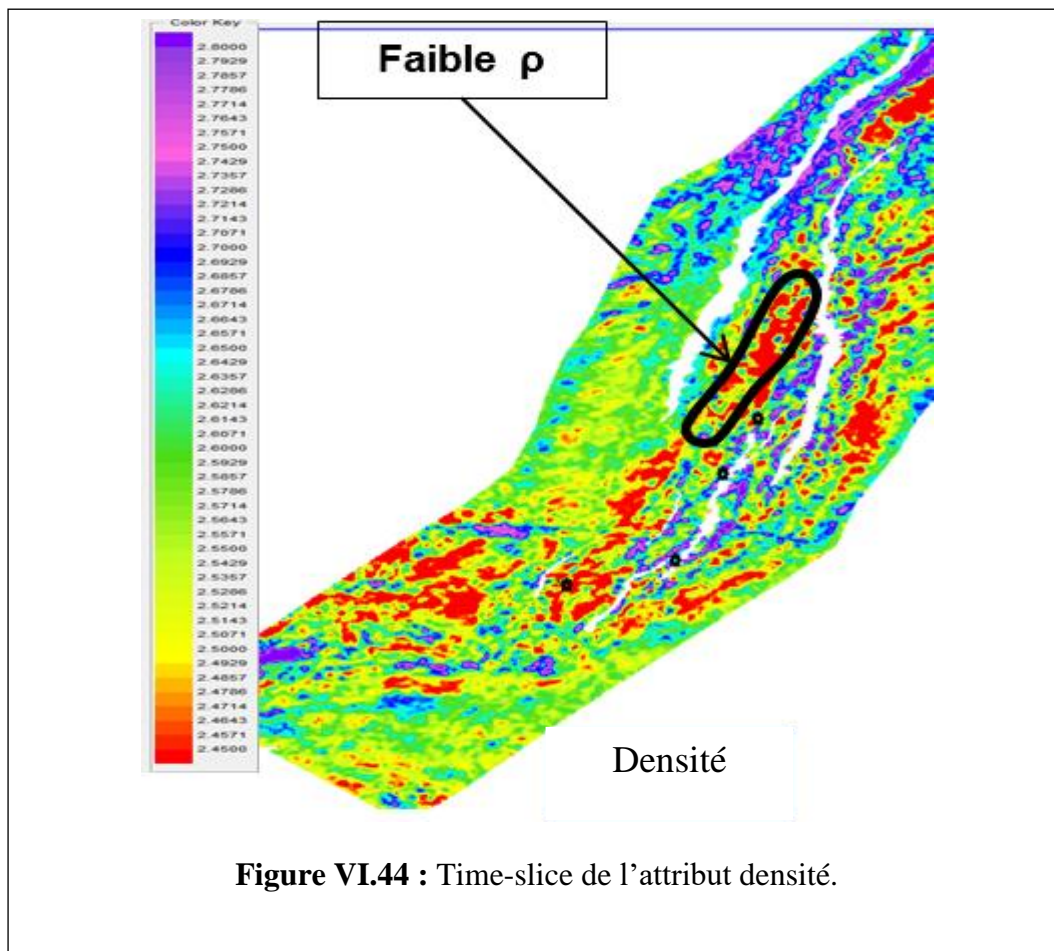
Cette interprétation est basée sur :

- ✓ Établissement des times-slices au niveau du réservoir.
- ✓ La comparaison entre le comportement de chaque paramètre.
- ✓ La combinaison entre les paramètres sensible à la matrice et ceux sensible à la présence de fluides.

a) La densité :

La figure V.44 montre un time-slice de la densité au niveau du réservoir caractérisée par de faible valeurs due à :

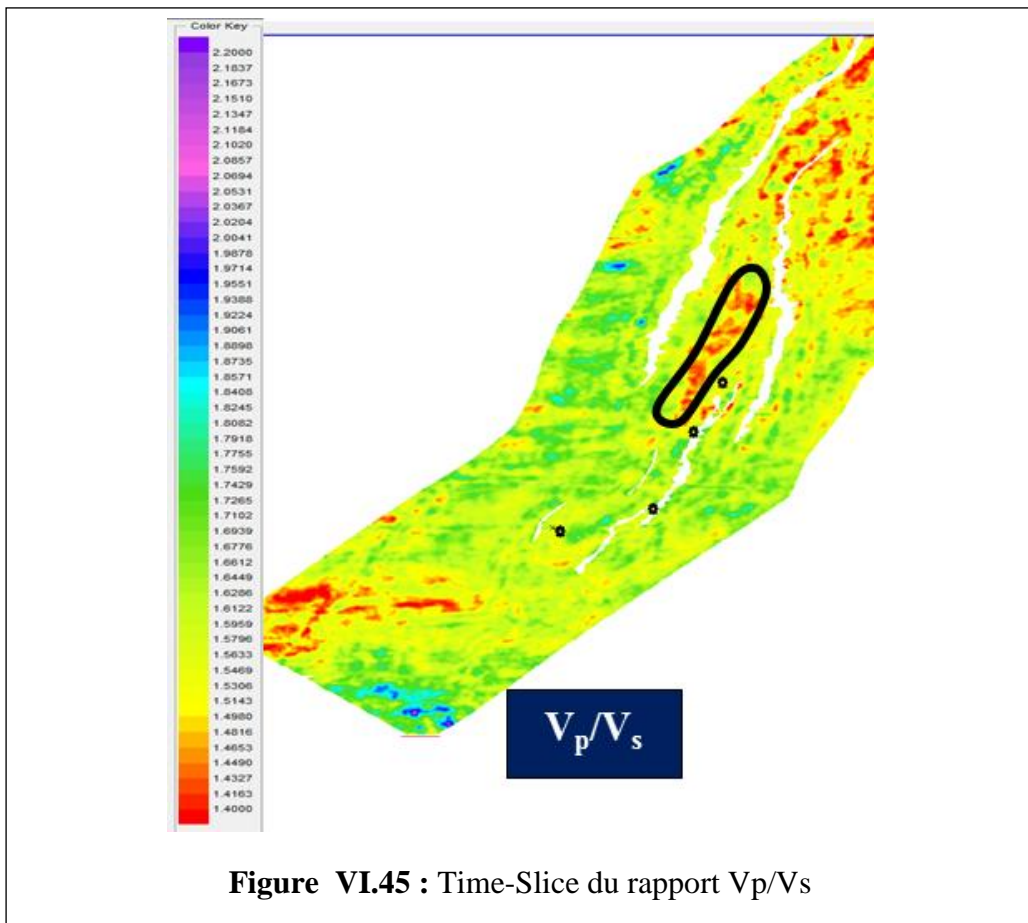
- ✓ Soit un changement des faciès lithologiques associé à une forte porosité.
- ✓ Soit une présence d'un fluide léger comme le gaz.



b) Le rapport V_p/V_s :

Le rapport V_p/V_s constitue un paramètre efficace pour identifier le type d'un fluide dans une formation car il prend généralement des valeurs supérieures à 1.6 pour les roches consolidées.

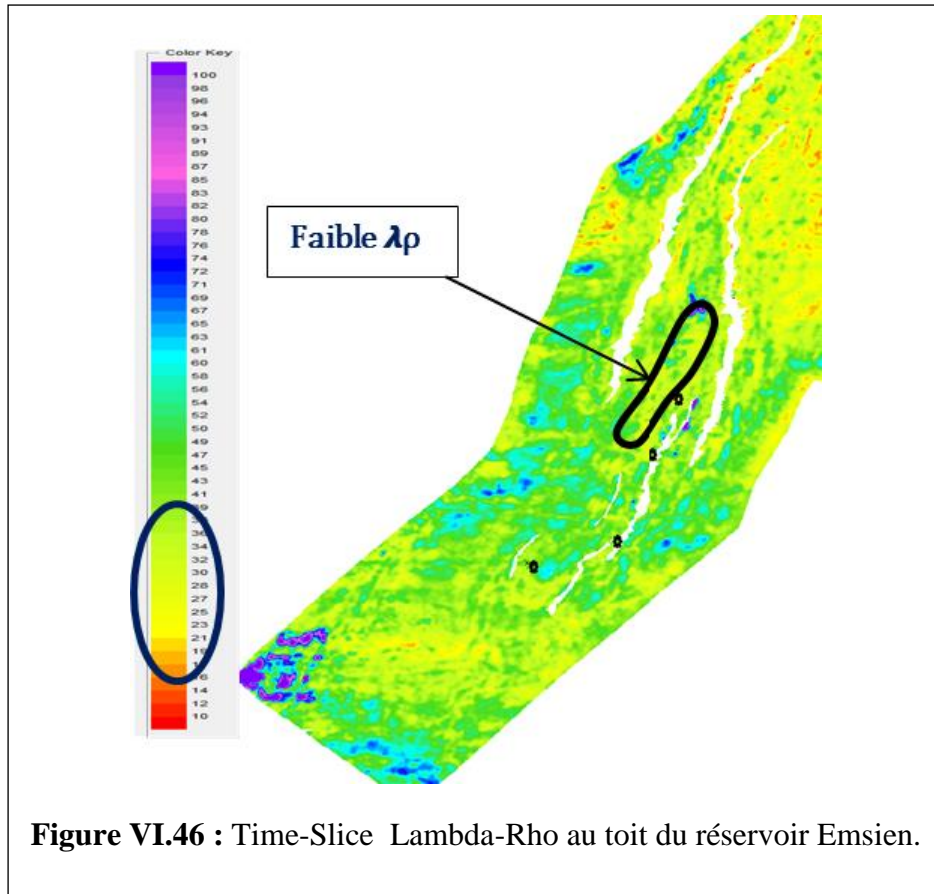
D'après le time-slice (**figure V.45**), les valeurs de V_p/V_s sont inférieures à 1.6 (entre 1.4 et 1.5) dans la zone d'anomalie et ces valeurs relativement faibles sont généralement associées à la présence des accumulations des gaz.



c) Le paramètre pétrophysique Lambda-Rho :

Ce paramètre est indicateur de compressibilité des formations. Généralement il prend des valeurs très faibles dans les zones à gaz du fait de faible densité de gaz.

Dans notre cas, la **figure VI.46** montre que les valeurs de $\lambda\rho$ dans le réservoir sont très faibles ce qui est synonyme de présence de gaz.



VI.5 Conclusion :

L'analyse AVO nous a permis d'identifier la classe de notre réservoir (classe 4), de déterminer le Top et la Base, et donner une certaine certitude sur la présence de gaz.

L'inversion simultanée, a permis une délimitation latérale plus précise que celle donnée par l'analyse AVO car étant basée sur les paramètres élastique (constantes de Lamé). Elle permet d'avoir une caractérisation plus détaillée.

Les résultats de l'inversion ont confirmé avec plus de certitude la présence de gaz dans notre réservoir.

Après l'interprétation des times-slices pour tous les attributs, et avoir trouvé une concordance dans leur comportement, on peut finalement prédire la présence des accumulations de gaz.

VII.1 Introduction :

Plusieurs techniques de stimulation sont introduites pour accroître la productivité d'un puits soit par la création d'une structure de grande conductivité dans la formation (fractures soutenues) ou en procédant à un nettoyage de la roche à proximité de la paroi du puits.

Parmi ces techniques, les plus connues sont l'acidification matricielle et la fracturation hydraulique.

VII.2 Principe et application de la fracturation hydraulique :

VII.2.1 Principe :

On entend par Fracturation Hydraulique le procédé qui consiste à créer une conductivité dans une roche à partir d'un puits par l'injection de fluide porteur d'un agent de soutènement à des pressions suffisamment élevées. Le plus souvent on dit que la fracturation hydraulique d'un réservoir se traduit par l'ouverture d'une fracture existante (cas d'un réservoir naturellement fissuré) et très rarement par l'initiation d'une nouvelle fracture (réservoir compact).

Il est largement démontré que la fracture se développe perpendiculairement à la contrainte principale minimale en place.

Dans un premier temps, on dira tout simplement que la contrainte est l'effort de la roche contrairement au fluide.

Le traitement par fracturation hydraulique est appliqué généralement dans les réservoirs à faible perméabilité d'origine ou dans les formations fortement endommagées, où la production reste toujours faible.

Il est donc normal de vouloir augmenter la productivité du réservoir, par la création d'une liaison formation puits, qui aura une perméabilité nettement supérieure à celle de la matrice pour le premier cas et d'aller au-delà de l'endommagement dans le second cas.

Une bonne réussite d'un traitement dépend essentiellement :

- Du choix du puits candidat (complétion).
- Des réserves en places restantes récupérables (économique).
- Du profil des contraintes (favorable).
- De la situation par apport au puits injecteur (gaz et eau).

Le principe d'action peut être décomposé en plusieurs étapes successives :

➤ **Rupture de la roche réservoir (initialisation de la fracture) :**

En pompant dans le puits un fluide à un débit supérieur à ce qui peut être filtré dans la formation, on monte en pression dans le puits. On génère ainsi des contraintes de traction qui vont initier une fracture de la roche perpendiculairement à la contrainte horizontale minimale en place.

➤ **Développement de la fracture :**

En continuant à pomper, la fracture s'étend de plus en plus tant que le débit de pompage est supérieur au débit de filtration à travers les faces de la fracture.

➤ **Maintien l'ouverture de la fracture :**

Il faut distinguer deux cas :

- dans les formations carbonatées, on utilise un fluide de fracturation contenant de l'acide chlorhydrique assez concentré ; cet acide rongé irrégulièrement les parois de la fracture ce qui laisse des canaux résiduels de très haute perméabilité lorsque la fracture se referme suite à l'arrêt du pompage ; c'est ce que l'on appelle la fracturation acide (acide-frac) ;

- dans les formations gréseuse, des agents de soutènements présentant une très bonne perméabilité (sable, bille de verre) sont mélangés au fluide de fracturation et sont entraînés dans la fracture par ce fluide ; ils empêchent la fracture de se refermer quand on arrête le pompage en fin de traitement ; les agents de soutènement ne doivent commencer à être pompés que lorsque la fracture atteint des dimensions géométriques suffisantes pour les laisser passer.

➤ **Fermeture du puits :**

Cela permet à l'excédent de pression de se résorber par filtration du fluide de fracturation à travers les parois de la fracture .Elle est essentielle pour les fracturations avec agent de soutènement de manière à permettre que ceux –ci soient bloqué en place avant que le puits ne soit dégorgé.

➤ **Dégorgement et mise en production du puits :**

Il faut évacuer au mieux non seulement le fluide de traitement contenu dans la fracture résiduelle mais aussi encore le fluide qui a filtré dans la formation.

VII.2.2 Application :

Le processus de la fracturation hydraulique est appliqué essentiellement:

Dans la majorité des formations de perméabilité naturellement médiocre, comme l'ordre de 10mD pour l'huile et 1mD pour le gaz. Ces valeurs sont à moduler en fonction d'autres paramètres, comme la viscosité de l'huile par exemple. Dans des cas extrêmes, des réservoirs très médiocres peuvent être concernés 10mD et moins, la fracturation sera alors très profond, c'est adire plusieurs centaines de mètres de part et d'autre du puits pour drainer valablement ce qui ne peut être que de gaz à ce niveau de perméabilité, c'est ce que l'on appelle : **massive frac (MHF)**.

Dans certains cas, ça peut être la traversée d'un endommagement du type blocage complet autour d'un puits dans une couche pourtant assez perméable mais que le traitement conventionnel n'arrive pas à résorber c'est le **skin by-pass**.

Dans quelques cas spécifiques, la fracturation hydraulique peut permettre une productivité valable dans des réservoirs qui réagissent mal à une acidification matricielle, à cause des argiles dispersées ou de structure mais qui sont cependant perméables.

VII.3 Géométrie des fractures :

Dans le cas d'une fracture verticale, on admet généralement :

- soit une fracture verticale symétrique par rapport au puits
- soit une fracture totalement asymétrique par rapport au puits
- soit partielle asymétrique

Dans le cas d'une fracture horizontale, la géométrie radiale circulaire ne représente évidemment qu'une grossière approximation, il existe toujours un développement préférentiel à l'échelle du champ. Le rendement d'une opération de fracturation est en fonction de trois dimensions suivantes :

-La longueur ou l'extension X_f :

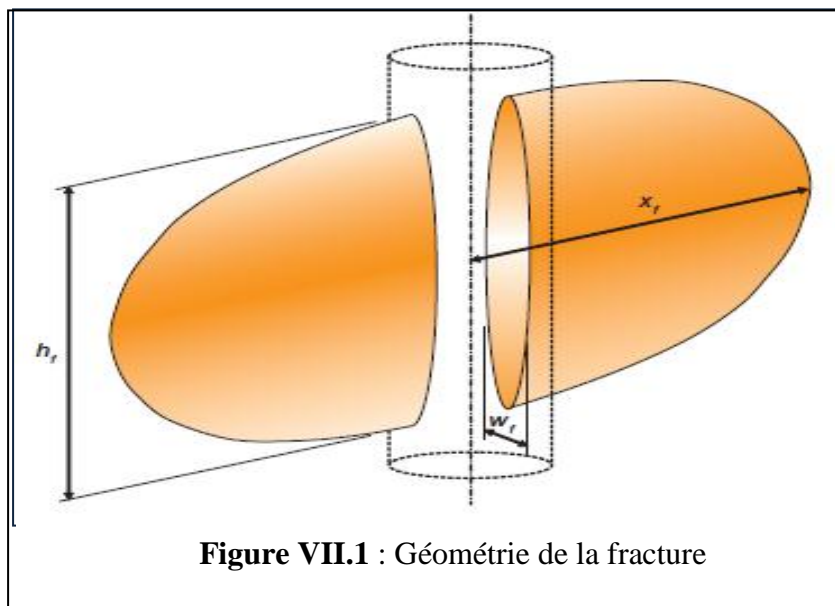
C'est la distance entre le puits et le point situé au bout de la fracture, donc elle peut être la longueur ou la demi-longueur d'une fracture suivant que cette dernière est un ou deux ailes symétrique.

-La hauteur h_f :

C'est la distance suivant la verticale entre les deux points associés à une épaisseur nulle .

-L'épaisseur W_f :

C'est l'écartement entre les deux faces verticales ou horizontales de la fracture selon le puits.



VII.3.1. Modèles de propagation de la fracture :

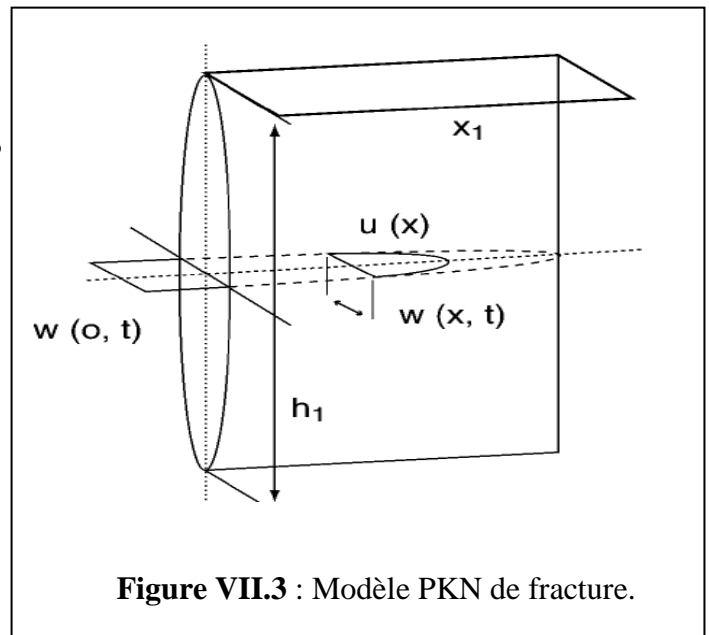
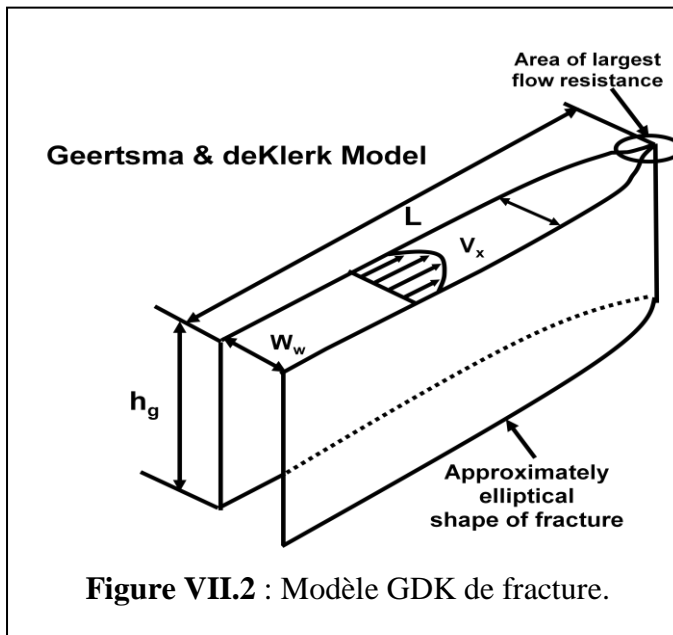
Ce domaine est très spécialisé. Des modèles bi et très dimensionnels, numériques et analytiques, sont actuellement proposés à partir d'hypothèses simplificatrices en vue de donner des ordres de grandeur appréciables et proches de la réalité.

➤ **Modèle de Geertsma-deKlerk « GDK » :**

Ce modèle propose que la fracture se propage sous une forme rectangulaire suivant une direction perpendiculaire à la contrainte horizontale minimale, il est très utile lorsque les contraintes des barrières naturelles sur la zone perméable sont très grandes et la formation présente un décroissement de la pression durant le pompage. Ces auteurs supposent aussi que la fissure possède la même épaisseur en n'importe quelle distance du puits indépendamment de sa position verticale, et elle a une hauteur fixe (Fig VII.2)

➤ **Modèle de Perkins et Kern « PKN » :**

Perkins et Kern suppose comme pour le cas du modèle « GDK » que la fracture a une hauteur fixe et se propage dans la direction normale à la contrainte horizontale minimale, il est très utile lorsque les contraintes des barrières sur la zone perméable sont grandes et la pression présente un accroissement pendant le pompage. Le plan de référence pour ce modèle est vertical et l'épaisseur de la fracture varie selon ce plan (suivant la hauteur de la fracture) qui est perpendiculaire à la direction de propagation. Dans ce cas la section est supposée elliptique. (Fig VII.3)

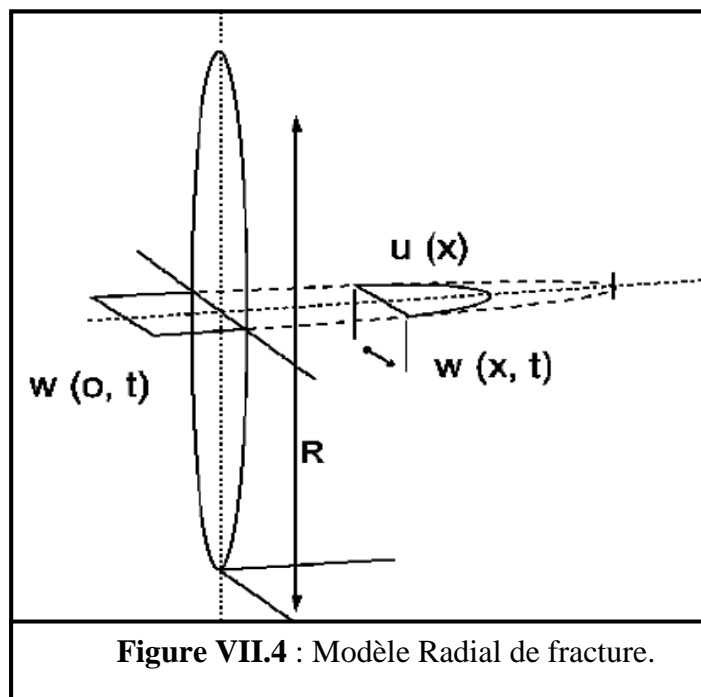


➤ **Modèle radial :**

Il est utilisé lorsque la zone perméable est petite et présente seulement des faibles intercalations des barrières. Dans ce cas une faible hauteur de formation est perforée, ainsi la fracture est assumée de s'initialiser d'un point et se développée radialement (Fig VII.4).

La méthode de calcul est basée sur les hypothèses suivantes :

- La hauteur de la fracture varie suivant la longueur ;
- La section verticale est supposée elliptique ;
- La fracture se développe radialement.



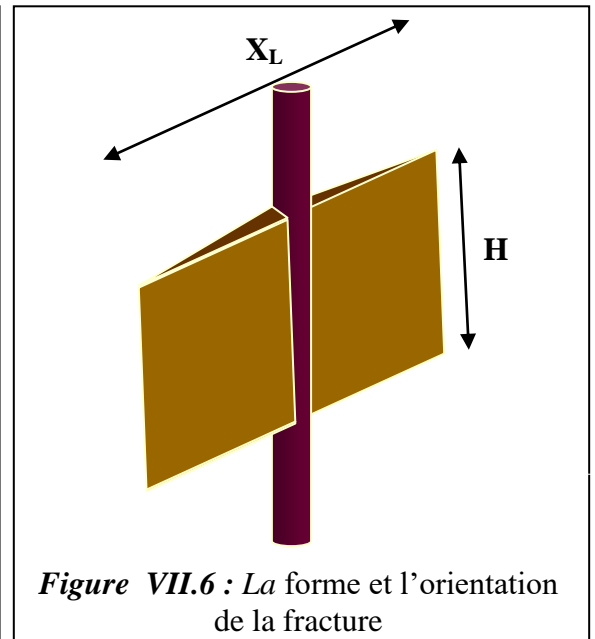
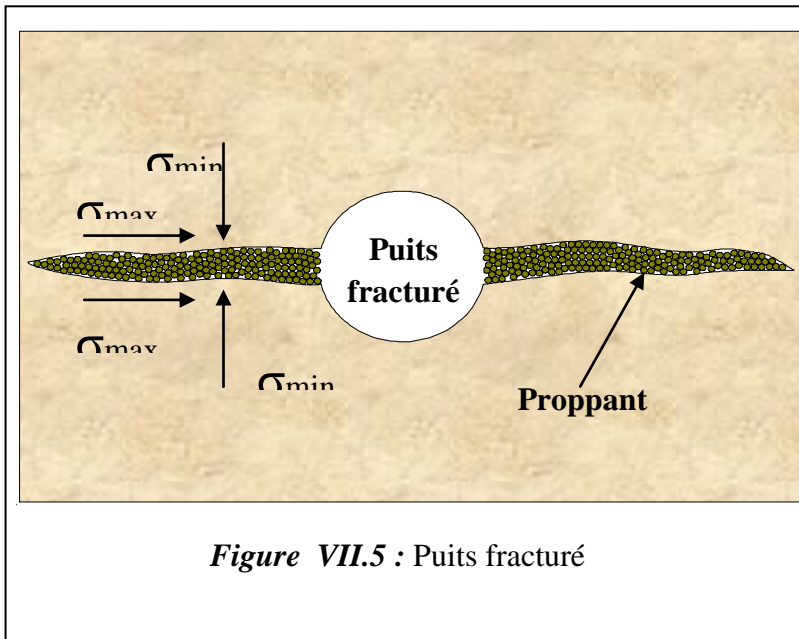
VII.4 Description d'un puits fracturé :

VII.4.1. Forme et orientation de la fracture :

Les expériences sur champ montrent que les fracturations hydrauliques, sont développées suivant des plans horizontaux ou verticaux.

Pour des profondeurs inférieures à 600 m, il est possible d'obtenir des fractures dans les plans horizontaux. Pour des profondeurs supérieures à 600 m, le poids des sédiments fait que la fracture se développe uniquement dans les plans verticaux

La figure suivante représente un schéma d'un puits fracturé :



VII.4.2 La conductivité adimensionnelle de la fracture F_{CD} :

La conductivité de la fracture est définie par l'équation suivante :

$$F_C = \frac{K_f W_f}{K X_f}$$

D'où

X_f : Extension de la fracture.

W_f : Épaisseur de la fracture.

H_f : Hauteur soutenue.

K : La perméabilité de la formation.

K_f : La perméabilité de la fracture.

Et pour que la fracture soit optimisée, il faut que $2 < F_{CD} < 10$.

VII.5 Fluide de fracturation et Agent de soutènement :

VII.5.1. Fluide de fracturation :

Le choix du fluide, sa fabrication sur chantier, le choix de son débit d'injection et de certaines modalités, contribuent d'une façon essentielle aux résultats d'une fracturation hydraulique.

Le succès d'une fracturation dépend essentiellement de la viscosité et de la filtration.

La viscosité

Elle est déterminée expérimentalement au laboratoire.

La filtration

La théorie et l'expérience montrent que la vitesse de filtration, sous une ΔP constante obéit à la loi suivante

Un fluide de fracturation doit avoir les propriétés suivantes :

- Avoir des pertes de charges minimales dans le tubing.
- Une bonne qualité de transport des billes.
- Avoir une filtration faible.
- Après la fermeture de la fracture, il doit se dégrader afin de faciliter le dégorgement.

$$V(t) = \frac{C}{\sqrt{t-t_0}}$$

Avec

$V(t)$: Vitesse de filtration.

C : Coefficient de qualité ou de filtration.

t_0 : Instant du début de filtration.

$t - t_0$: Durée de filtration.

VII.5.2. Agent de soutènement :

Fracturer c'est créer un drain perméable de part et d'autre du puits et c'est à l'agent de soutènement d'en assurer la perméabilité et la conserver dans les conditions d'exploitation du puits, c'est à dire sous contraintes et température du réservoir, et en présence des fluides du gisement.

Pour satisfaire ces exigences, les agents de soutènement doivent avoir :

- Une bonne granulométrie et une forme susceptible de générer une bonne conductivité.
- Une résistance mécanique aux contraintes in-situ en exploitation (résistance à la déformation et à la rupture).
- Une résistance chimique dans les conditions de fond au fil du temps (résistance à la corrosion et à l'érosion).
- Une densité compatible avec un transport optimum (sédimentation).

VII.6 Déroulement d'une fracturation hydraulique :

Le déroulement d'un traitement de fracturation hydraulique est comme suit

VII.6.1. Test d'injectivité :

Il consiste à injecter un fluide tel que ; l'eau traitée, la saumure ou le brut en régime de fracturation pour :

- ❖ Vérifier si la formation absorbe le fluide.
- ❖ Déterminer le gradient de fracturation.

Le test d'injectivité se fait avec un fluide considéré non filtrant de façon à ne pas modifier la pression des pores.

Ce test se déroule en deux étapes :

- **Test par pallier (step rate)**

Il consiste à injecter du fluide dans le puits à des débits croissants par paliers de durée égales et cela jusqu'à la rupture de la roche, après frac le débit est maintenu constant afin de déterminer l'évolution de la pression de propagation ainsi que le profil d'injection.

Le profil d'injection est évalué grâce au débitmètre du PLT, ce dernier est maintenu en position stationnaire au fond du puits après être assuré de la détermination de la pression de rupture, de l'allure de la pression de propagation ainsi que du profil d'injection, le pompage est arrêté afin d'enregistrer la chute de pression (Fall off).

- **Test à débit constant**

Le test consiste à pomper du fluide (eau à 2% KCl) à débit constant jusqu'à la rupture, le débit est maintenu constant durant un temps déterminé afin de permettre à la fracture de se propager. Le pompage est arrêté pour enregistrer la chute de pression (Fall off). Au cours du pompage, des passes de PLT sont effectuées afin de déterminer les zones d'absorption de fluide, ce test est répété à des débits différents afin de s'assurer de l'évaluation de la hauteur de la fracture.

Afin de déterminer le profil d'injectivité et la zone d'extension de la fracture, une ou plusieurs thermométries sont effectuées après la fin du Fall-off.

La pression pour laquelle le Fall-off dévié permet de connaître la contrainte horizontale minimale qui correspond à la pression de fermeture de la fracture.

VII.6.2. Les essais Mini frac :

Les essais Mini frac est un ensemble de tests consécutifs, effectués sur la formation, permettant, par leurs analyses, de fournir les informations nécessaires sur les conditions régnantes au fond du puits, pour élaborer le design de notre opération de fracturation, et de savoir où ira l'agent de soutènement. Donc il consiste à fracturer à blanc avant l'opération de placement des billes de proppant.

Le volume de fluide utilisé lors de l'essai à blanc, ainsi que la pression de fond doivent être supérieurs ou égaux au volume utilisé et aux pressions enregistrées lors du traitement.

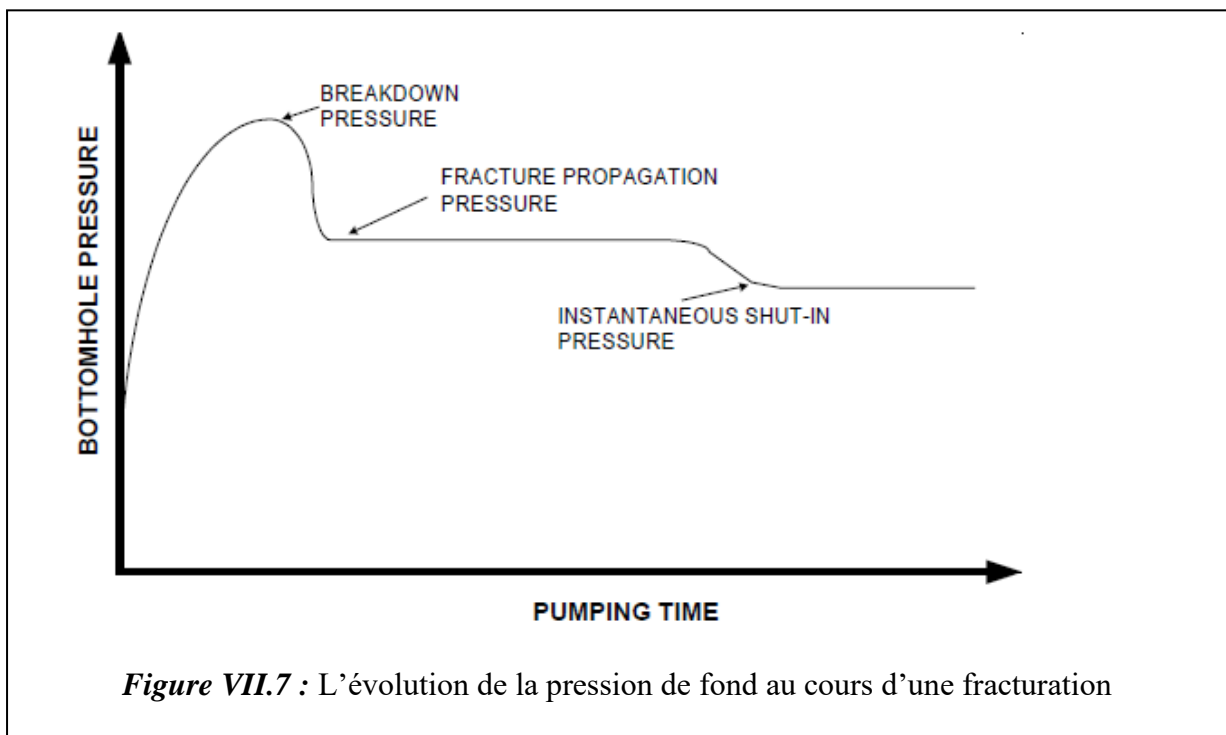
L'évolution de la pression de fond permet de déterminer la manière avec laquelle se propager la fracture.

Alors l'essai Minifrac permet d'amorcer et créer une fracture non soutenue pendant une durée de temps suffisante de manière à déterminer :

- La pression de fermeture.
- Le coefficient de filtration.

- Déterminer l'efficacité du fluide.
- La géométrie de la fracture.
- Les pertes de charge.
- Essayer de trouver une corrélation de l'extension de la fracture donnée par les logs de température (thermométrie) avec celle déduite de la réponse de pression de fond.

La courbe obtenue à partir d'un test de Minifrac marque la variation de la pression en fonction du temps, l'allure indiquée sur le graphique ci-après.



En analysant correctement cette courbe, on remarque qu'il est encore plus simple d'estimer :

- Une pression d'initiation de la fracture (breakdown Pressure) qui correspond à une valeur maximale compte tenu qu'il faut vaincre la contrainte supplémentaire due à la perturbation du champ des lignes de force créée par le puits qui a été foré.
- Une pression de propagation enregistrée pendant quelques minutes, elle oscille toujours légèrement en plus ou en moins. En fait, toutes choses égales, une légère augmentation en cours de pompage est le résultat des pertes de charge résultant de l'injection de fluide à une distance de plus en plus loin dans la fracture.

- La pression instantanée d'arrêt de pompage (instantaneous shut-in pressure), la différence entre la pression de propagation et la pression d'arrêt de pompage donne la valeur totale des pertes de charge.
- Une pression de fermeture de la fracture (closure pressure), qui représente approximativement la valeur de la contrainte horizontale minimale in –situ.

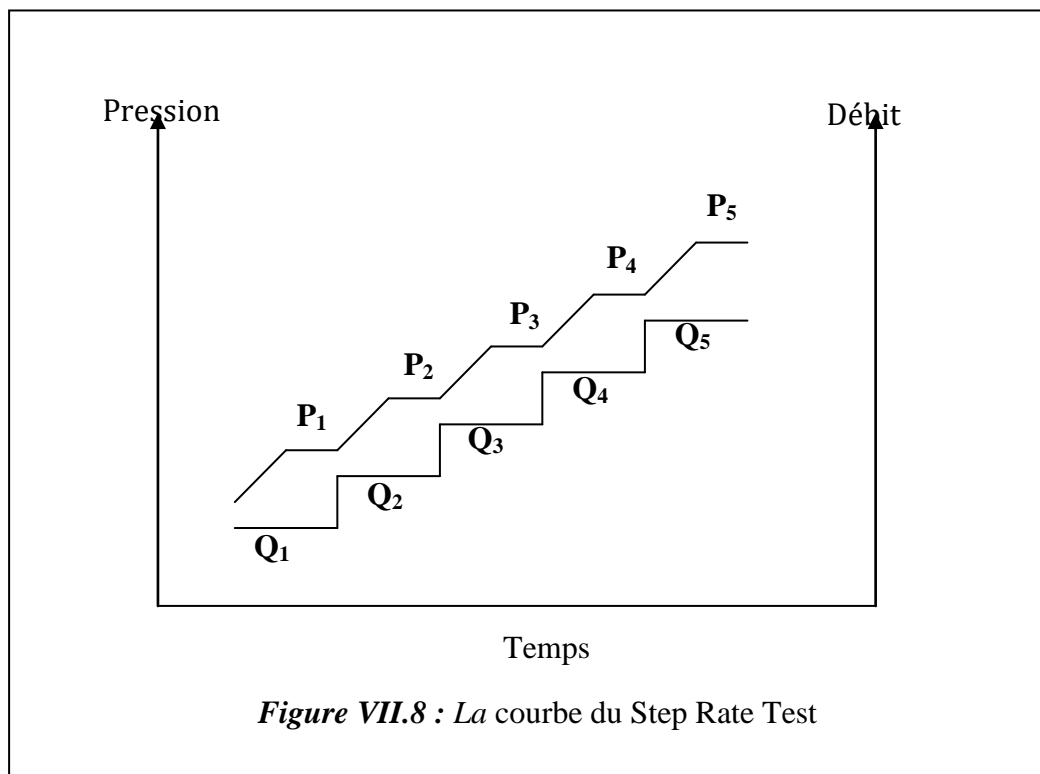
La réalisation de l'essai min-frac se fait par trois étapes :

- Step rate test (Test de débit par incrément).
- Pump in / Flow test (Test de pompage et de retour).
- Pressure decline test (Test de déclin de pression).

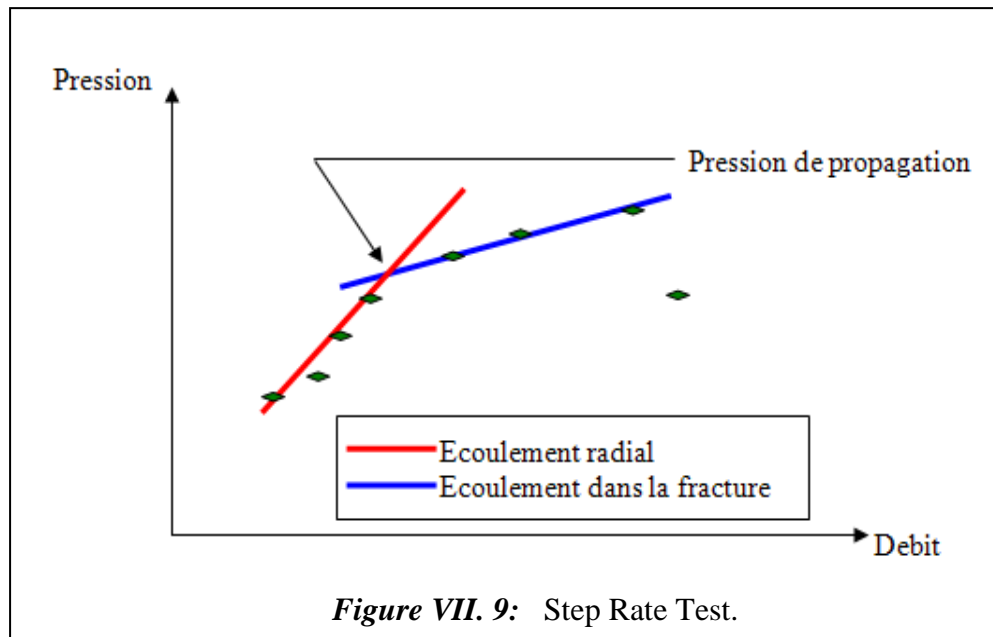
➤ **Step rate test (SRT)**

Ce test est utilisé pour déterminer la pression d'extension de la fracture. Il consiste d'abord à injecter à faible débit le fluide de base (eau traitée), puis à augmenter progressivement ce débit par incrément, et le maintenir pendant un temps suffisant jusqu'à la stabilisation de la pression (5 à 10 min).

Tout cela doit être accompagné d'un enregistrement continu de la pression, et on obtient une courbe de la forme suivante :



On trace après la courbe P en fonction de Q, en rapportant les valeurs maximales atteintes pendant chaque incrément de débit, et on obtient le graphe ci-dessous.



Au début, l'écoulement est de type radiale dans la matrice puis avec l'augmentation de la pression la fracture sera amorcée et on aura un écoulement dans la fracture, c'est ce qui explique le changement brusque de la pente, donc le point de changement de la pente correspondra la pression de propagation de la fracture et de même le débit de fracturation maximale de la formation.

➤ **Pump In Flow back test (PIFB):**

La méthode la plus fiable pour la détermination de la pression de fermeture (P_c) est la combinaison du Step Rate Test et le Flow Back Test. Ce test vient directement après le Step Rate Test, nécessitant l'utilisation du même fluide que celui du test précédent, il consiste à continuer, comme première étape, l'injection avec le débit du dernier accroissement du Step Rate Test et le maintenir pendant un temps suffisant jusqu'à avoir injecté un volume compris entre 50 à 150 bbl, puis à fermer le puits. La deuxième étape constitue l'étape essentielle du flow Back Test qui consiste à ouvrir le by-pass et à laisser le retour du fluide injecté dans le puits initialement (purger) pendant une période bien déterminée, cela se fait à un faible et constant débit environs $1/6$ à $1/4$ du dernier débit d'injection.

Le PIFB est très efficace dans les formations à faible perméabilité dans lesquels la filtration est relativement faible.

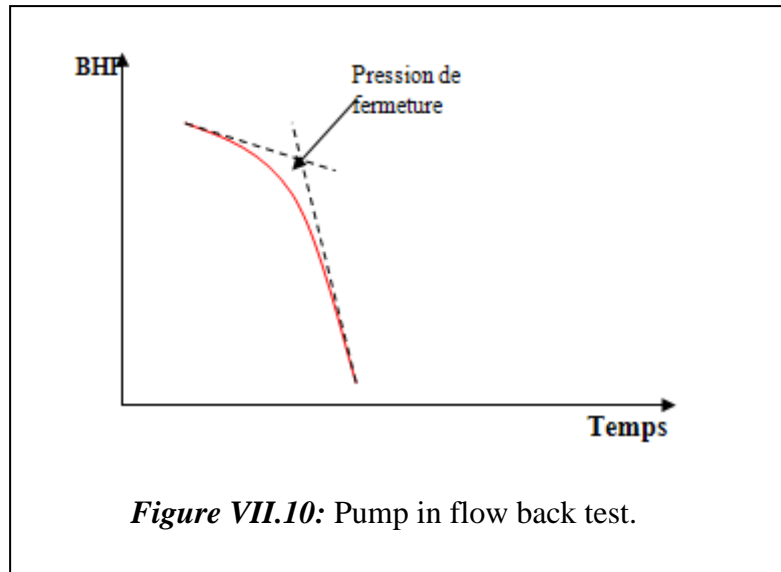


Figure VII.10: Pump in flow back test.

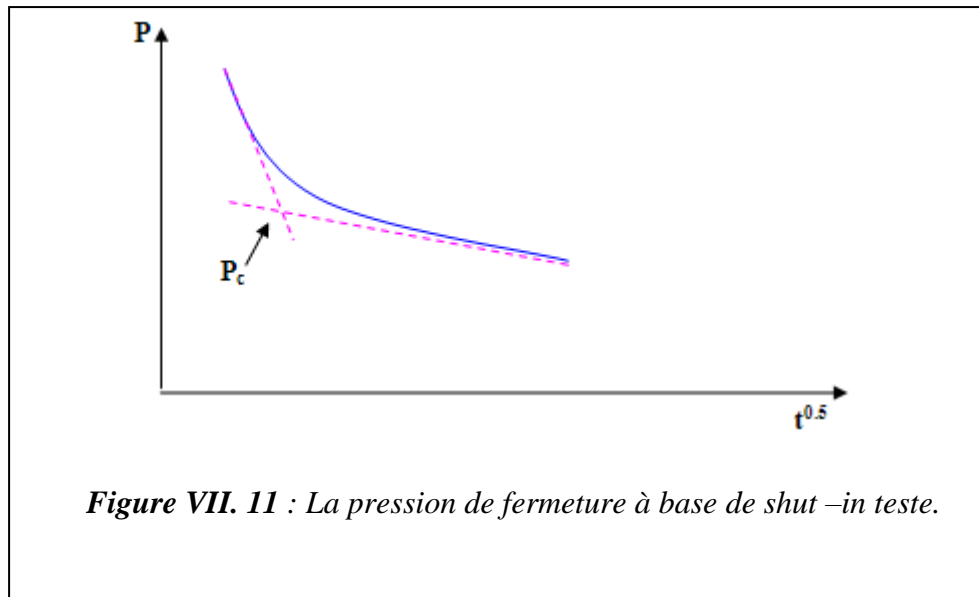
La restriction au voisinage du puits doit forcer la pression de fond à être inférieure à la pression de fermeture pendant le flow back, si ce dernier ne continue pas longtemps au-delà du point d'inflexion, la stabilité de la pression répondue peut fournir une meilleure estimation de la pression de fermeture.

➤ **Pressure décline test :**

Ce test consiste à créer une mini-fracture dans la formation avec le même fluide que celui proposé pour le traitement principale. En premier lieu, le fluide est injecté dans la formation avec le débit du traitement principale proposé et le maintenir jusqu'à pomper 10 à 15% du volume totale pour le traitement final, puis on arrête le pompage et on ferme le puits pour entrer dans la seconde phase qui est le Fall-Off(chute de pression).

L'enregistrement de la pression doit se faire dans les deux phases en vue d'obtenir, après l'analyse de la courbe, les informations suivantes :

- L'efficacité du fluide ;
- La filtration du fluide ;
- La géométrie de la fracture (largeur et longueur) ;
- La pression de la fermeture P_c qui est obtenue à partir d'un plot de pression en fonction de la racine carrée du temps. Le point d'inflexion de la courbe correspond à la pression de fermeture de la fracture.



VII.6.3. Le traitement ou fracturation proprement dite (main frac) :

Il se divise en trois étapes :

➤ Injection d'un Pad

Le Pad c'est un fluide de fracturation généralement du gel réticulé très visqueux non chargé en agent de soutènement, injecté en tête dont le but est d'amorcer et de développer une fracture en lui donnant une largeur telle qu'elle permette le passage des billes.

➤ Injection du slurry

Le slurry est un mélange de gel réticulé et l'agent de soutènement (proppant) avec des additifs (breakers et retardateurs), ce mélange est utilisé pour maintenir la fracture.

➤ La chasse du slurry

Dans cette étape, on chasse le slurry par un gel linéaire facile à évacuer lors du dégorgeement.

VII.7 Estimation de l'extension des fractures :

L'estimation de l'extension des fractures se fait par plusieurs techniques sont :

VII.7.1 Thermométries et diagraphies de production :**a) Thermométries (Temperature Log):**

Les enregistrements thermométriques permettent en générale d'obtenir des indications précises sur l'extension verticale de la fracture aux abords immédiats du puits, il peut être appliqué dans les puits tubés et perforés comme dans les puits en découvert. Les enregistrements doivent être effectués à différentes époques et commencées environ deux heures après la fin du pompage.

- 1) **Dans les puits tubés :** il est parfois possible de repérer l'extension verticale de la fracture avec une grande précision à condition que la cimentation soit correcte (pas de cheminement du fluide "channeling" derrière le tubage).
- 2) **Dans les puits en découvert :** l'interprétation des résultats est souvent plus difficile et la hauteur de la fracture ne peut être estimée avec la même précision.

b) Débitmétries :

La débitmétrie n'est pas très couramment utilisée pour localiser les fractures induites par la fracturation hydraulique. Toutefois, son emploi après un test d'injectivité permet de compléter les informations données par les enregistrements thermométriques.

c) Diamètreur (caliper):

Le Diamètreur est indispensable dans les puits en découvert pour interpréter le diamètre continu. Ainsi de fournir des indications utiles dans les puits tubés, s'il y a rupture, obstruction, éclatement,du tubage.

VII.7.2 Traceurs radioactifs :

L'utilisation d'un traceur avec soutènement permet de déterminer l'orientation verticale ou horizontale de la fracture et de contrôler son extension verticale, par comparaison avec un enregistrement de référence.

VII.7.3 L'enregistrement de logs soniques :

Le log sonique permet d'enregistrer l'amplitude de l'onde de cisaillement avant et après la stimulation, cela conduit à déceler par comparaison, la présence d'une fracture induite et son extension lorsqu'elle est verticale.

VII.8 Problèmes de la fracturation hydraulique :

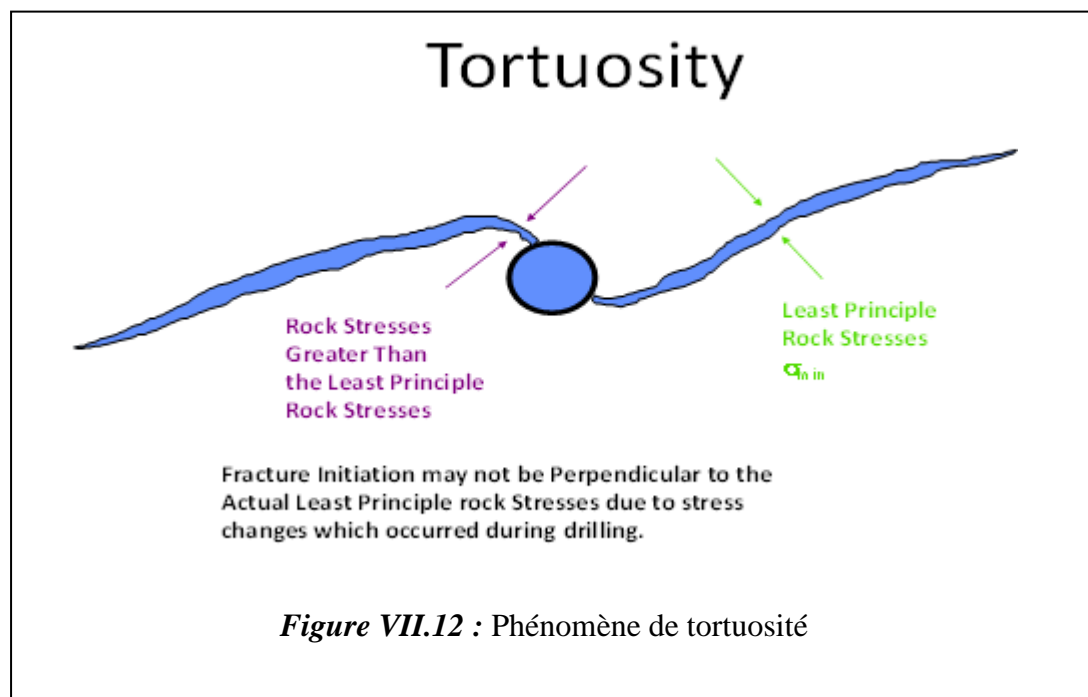
Malgré le progrès qu'a connu la technique de fracturation, sa réalisation sur chantier rencontre toujours des problèmes, dont on cite :

➤ **Phénomène de tortuosité :**

L'existence de la tortuosité aux abords du puits, est due essentiellement à la courbure du au chemin initié des abords du puits jusqu'au bout de la fracture. Il peut être causé soit :

- Par une mauvaise cimentation.
- Par la distribution des contraintes par rapport aux perforations.

La création d'un tel chemin dans le puits provoque l'augmentation de la pression de fond pendant le pompage et dans certain cas des Screen-out prématurés.



➤ **Colmatage :**

Un traitement par fracturation Hydraulique peut améliorer la productivité d'un réservoir, comme ça peut être une source de colmatage de la formation. Cela est dû au:

- Fluide de fracturation.
- Agents de soutènement.

✓ **Le fluide de fracturation**

Le fluide de fracturation peut causer l'endommagement de la formation ou de la conductivité de la fracture, et cela par :

- La formation d'émulsion avec le fluide de formation.
- La haute viscosité qui cause un mauvais dégorgement.
- Les résidus laissés en place après dégradation du fluide.

✓ **Les agents de soutènement**

Les facteurs qui peuvent influencer considérablement sur la perméabilité créée par le

Proppant sont :

- Les restes insolubles contenus à l'origine dans le fluide, ou formés pendant la dégradation du fluide dans la fracture et dans les pores de la formation.
- L'écrasement du proppant dans la formation qui est dû au mauvais choix des agents de soutènement.

➤ **Le Screen-Out:**

L'augmentation de la pression, à partir du moment où les billes arrivent au fond, est due aux différents Screen-Out dont on cite :

- Tip Screen-Out.
- Medium Screen-Out.
- Screen-Out à l'entrée.

Conclusion :

Les réservoirs compacts ont un potentiel très prometteur mais différent des réserves conventionnelles. Ils se caractérisent par des matrices dont la porosité utile et la perméabilité sont très faibles.

Avec une exploitation classique, ce type de réservoirs ne peuvent pas produire un taux commercial. A l'aide d'un traitement de stimulation approprié, on peut tenté d'augmenter la productivité de ces puits.

Par conséquent, la fracturation hydraulique est la technologie la plus efficace et la plus adéquate pour ce genre de réservoirs.

La réalisation de notre mémoire de fin d'étude nous a permis de mieux comprendre la méthode d'inversion sismique et d'approfondir nos connaissances dans ce domaine, qui regroupe les différentes disciplines géophysique (sismique, diagraphie, pétrophysique, ...).

La technique d'inversion utilisée dans notre étude est l'inversion sismique AVO simultanée, qui exige des données sismiques préstack (avant sommation) traitées en amplitudes préservées avec un bon rapport signal sur bruits, qui sont combinées aux données de puits.

L'analyse AVO permet d'extraire les caractéristiques lithologiques du réservoir à partir des enregistrements sismiques, confirmer la présence des hydrocarbures.

L'application sur les données de l'Ahnet a confirmé l'apport de cette méthode du point de vue caractérisation et délimitation du réservoir.

L'inversion simultanée, a permis une délimitation latérale plus précise que celle donnée par l'analyse AVO et une amélioration de la résolution verticale manquante dans la sismique. Etant basée sur les paramètres élastiques elle permet d'avoir une caractérisation plus détaillée du réservoir.

Les paramètres pétrophysiques obtenus permettent d'approfondir l'interprétation quantitative et calculer d'autres paramètres tels que la porosité et la saturation en eau.

En vue de sa contribution à prévoir la répartition lithologique et la présence de fluides l'inversion sismique simultanée est devenue un outil incontournable de la caractérisation des réservoirs.

Ces résultats d'inversion sismique obtenus, peuvent être utilisés ultérieurement par les géoscientifiques (géologues, géophysiciens, pétrophysiciens, ingénieurs réservoirs ...) en collaboration, pour une caractérisation complémentaire, détaillée et précise et surtout bâtir des modèles des réservoirs pétroliers. Ces modèles jouent un rôle de plus en plus prépondérant, dans l'industrie pétrolière. Ils sont utilisés tout le long de la vie d'un gisement pour optimiser l'implantation de nouveaux puits, mais aussi et surtout, estimer les réserves d'hydrocarbures en place et simuler l'exploitation du prospect réel.

Les résultats obtenus par l'analyse AVO et l'inversion sismique simultanée restent une probabilité, car ils sont liés à certaines conditions telles que l'acquisition soignée, un nombre suffisant de puits vu que les données de puits sont d'une extrême importance pour connaître la lithologie. Une bonne réalisation du traitement en amplitude préservées est aussi requise. Il se pose aussi le problème du temps de calcul principalement pour une étude 3D ce qui exige la disponibilité des calculateurs (logiciels) assez puissants.

L'application de la fracturation hydraulique permet de créer un canal à haute perméabilité dans le réservoir afin d'augmenter l'injectivité ou la productivité donc la récupération, par conséquent amené à produire les réservoirs gréseux compact avec d'importants débits de gaz économiquement rentables.

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] CURIAD.D, 2009
« **Seismic inversion , still the best tool for reservoir characterization**», CSEG Recorder.
- [5] HENRY.G,1994
« **Géophysique des bassins sédimentaires** », Edition Technip, Paris.
- [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] RUSSEL.B, HEDLIN.K, HILTERMANE.F , 2003
« **fluid-property discrimination with AVO : A Biot-Gassmann perspective**», Géophysics Vol 68,No 1.
- [9] SHERIFF.R.E, 1975
« **Factors affecting seismic amplitudes**», Géophysical prospecting Vol.23
- [10] SHERIFF.R.E, TANER.M.T , 1979
« **Seismic attribute measurements help define reservoirs**», Oil ans Gas journal.
- [11] SHUEY.R , 1985
« **A simplification of the Zoeppritz equations**» , Géophysics, Vol.50,No4.
- [12] YILMAZ.O, 1987
« **Seismic data analysis: Processing ,inversion and interpretation of seismic data** » , Investigation in geophysics No 10.

Autres documents :

- [13] A.BENHAMA, A.GUERCHAOU , 2007
« **Traitement et interprétation des amplitudes en sismique réflexion** ». SH.IAP.
- [14] 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.
- [15] A.KASSOUNI, 2004
« **Analyse et inversion AVO pour la prédiction de la lithologie et la présence d'hydrocarbures** ». Thèse de Magister, Université de Boumerdes.
- [16] AVO Workshop part1, part 2. Rapport CGG veritas.2001.

[17] D.FERAHTIA, 2001

« **Le domaine des attributs sismiques appliqué à la détection directe des hydrocarbures (étude de cas au Sahara Algerien)** ». Thèse de Magister, Université de Boumerdes.

[18] KERN.M, 2003

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

[19] 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** ». Thèse de Magister, Université de Boumerdes.

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

Approximation des équations de Zoeppritz :

Approximation de Bortfeld 1961 :

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

$$R_{PP}(\theta_1) \approx \frac{1}{2} \ln \left[\frac{V_{P2} \rho_2 \cos(\theta_1)}{V_{P1} \rho_1 \cos(\theta_2)} \right] + \left(\frac{\sin(\theta_1)}{V_{P1}} \right)^2 (V_{S1}^2 - V_{S2}^2) \times \left[2 + \frac{\ln \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{\ln \left(\frac{V_{S2}}{V_{S1}} \right)} \right] \quad (1)$$

Approximation de Aki et Richard 1980

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

$$R_{PP}(\theta) \approx \frac{1}{2} (1 - 4r^2 V_{S1}^2) \left(\frac{\Delta \rho}{\rho_a} \right) + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \left(\frac{\Delta V_P}{V_{Pa}} \right) - 4r^2 V_{Sa}^2 \left(\frac{\Delta V_S}{V_{Sa}} \right) \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \Delta \rho &= \rho_2 - \rho_1 & V_{pa} &= (V_{p2} + V_{p1})/2 \\ \Delta V_p &= V_{p2} - V_{p1} & V_{sa} &= (V_{s2} + V_{s1})/2 \\ \Delta V_s &= V_{s2} - V_{s1} & \theta &= (\theta_1 + \theta_2)/2 \\ \rho_a &= (\rho_1 + \rho_2)/2 & r &: \text{paramètre de rai} \end{aligned}$$

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

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

$$R_{pp}(\theta_1) = \frac{V_{P2} \rho_2 \cos \theta_1 - V_{P1} \rho_1 \cos \theta_2}{V_{P2} \rho_2 \cos \theta_1 + V_{P1} \rho_1 \cos \theta_2} \quad (3)$$

$R_{pp}(\theta_1)$ de l'équation (3) est appelé le " terme fluide " ($R_f(\theta_1)$).

Approximation de Hilterman 1983

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

Il a trouvé que le premier terme de l'équation de Bortfeld est presque égal à l'équation (3). Il a modifié l'équation (1) en :

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

$$R_f(\theta_1) = \frac{V_{p2}\rho_2 \cos\theta_1 - V_{p1}\rho_1 \cos\theta_2}{V_{p2}\rho_2 \cos\theta_1 + V_{p1}\rho_1 \cos\theta_2} \quad (4)$$

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

Si la densité ρ est constante, l'équation (4) devient :

$$R_{pp}(\theta_1) \approx \frac{V_{p2} \cos\theta_1 - V_{p1} \cos\theta_2}{V_{p2} \cos\theta_1 + V_{p1} \cos\theta_2} + 2(V_{s1}^2 - V_{s2}^2) \left(\frac{\sin\theta_1}{V_{p1}} \right)^2 \quad (5)$$

La figure 1 illustre l'effet de facteur de cisaillement.

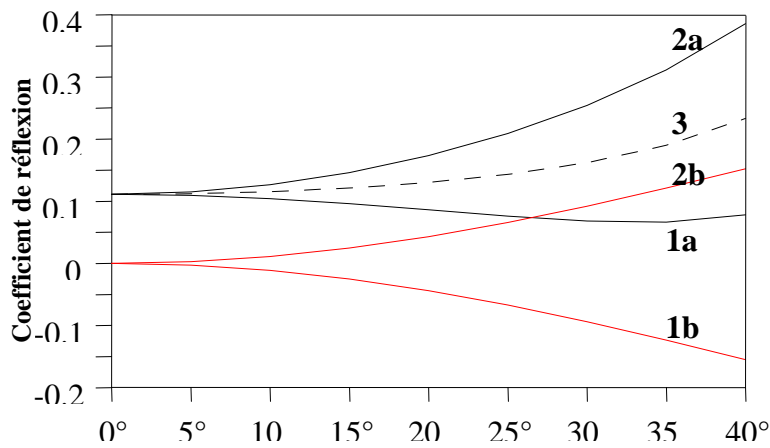


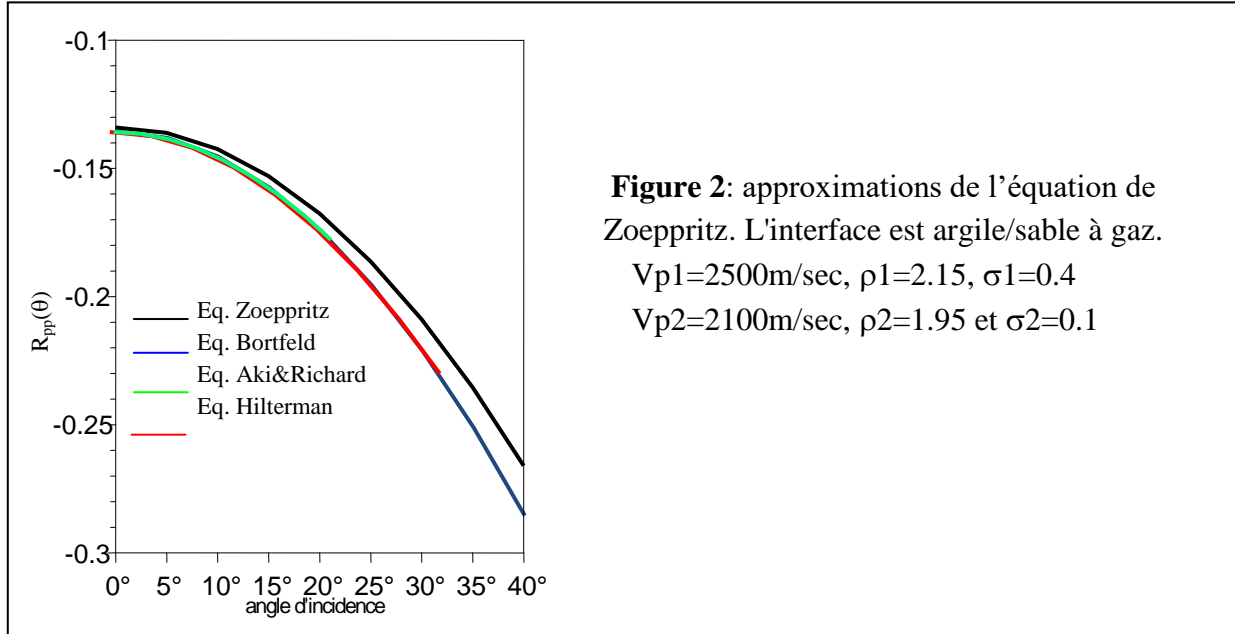
Figure 1: Effet du facteur de cisaillement, R_{sf} , sur le coefficient de réflexion pour deux modèles.

Modèle 1: $V_{p1} = 3048$ m/s, $V_{p2} = 3810$ m/s, $\sigma_1 = 0.25$, $\sigma_2 = 0.25$, $\rho_1 = 1.0$, $\rho_2 = 1.0$.

Modèle 2: $V_{p1} = 3048$ m/s, $V_{p2} = 3810$ m/s, $\sigma_1 = 0.10$, $\sigma_2 = 0.40$, $\rho_1 = 1.0$, $\rho_2 = 1.0$.

On remarque sur la figure 1 que la variation du facteur de cisaillement peut causer la croissance ou la décroissance de $R_{pp}(\theta_1)$ avec l'augmentation de l'offset. Le facteur de cisaillement varie dans le même sens que le coefficient de réflexion $R_{pp}(\theta_1)$.

La figure 2 montre une comparaison des approximations de Bortfeld, de Aki et Richard et de Hilterman avec l'équation exacte de Zoeppritz.



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

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

Approximation de Shuey 1985 :

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

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + \left[A_0 R_{pp}(0) + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma_a)^2} \right] \sin^2(\theta_1) + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_{pa}} [\tan^2(\theta_1) - \sin^2(\theta_1)] \quad (6)$$

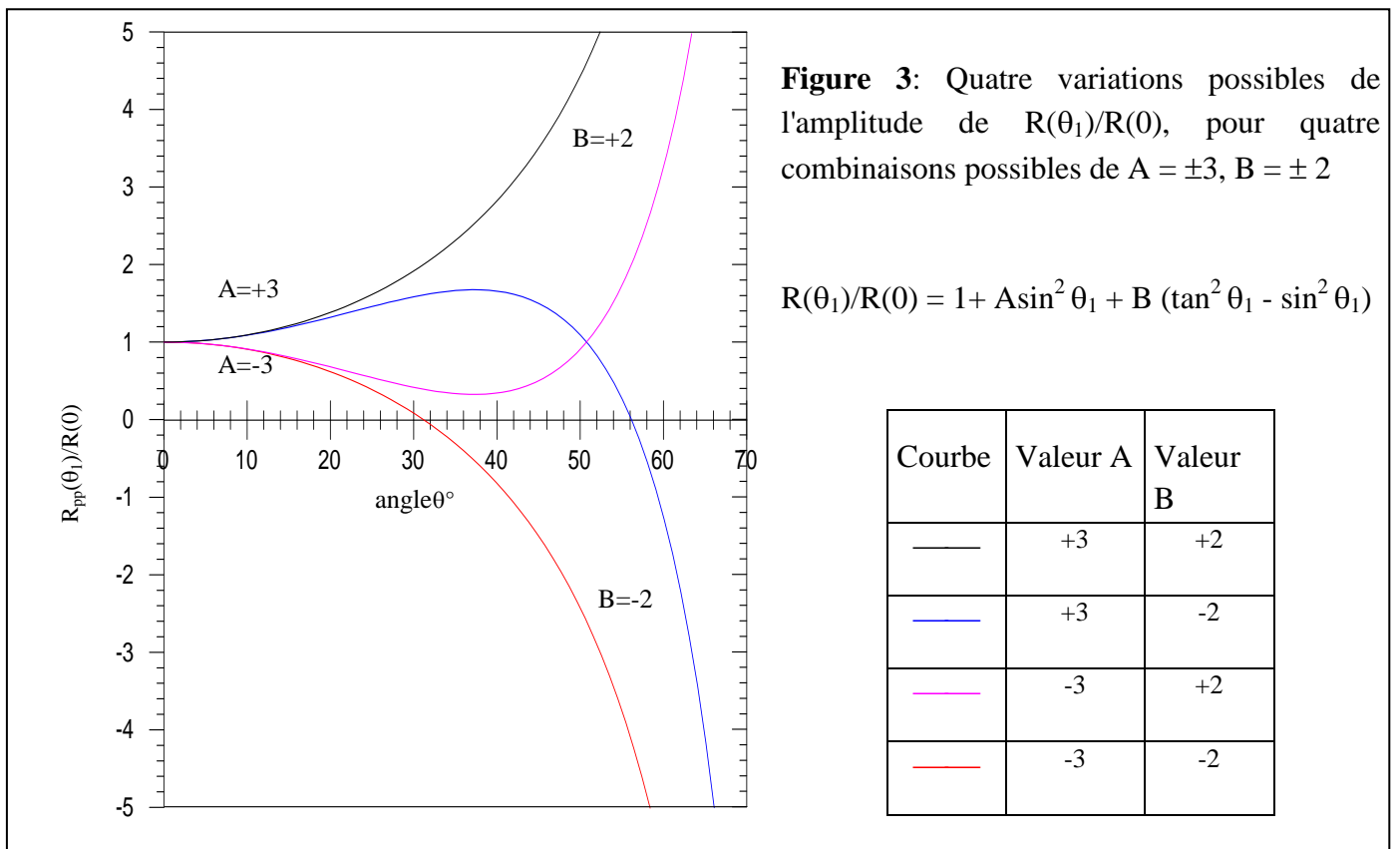
En pratique, il est plus difficile de récupérer les amplitudes absolues des réflexions que d'évaluer la variation relative de l'amplitude de réflexion en fonction de l'offset.

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

$$R_{pp}(\theta_1)/R_{pp}(0) \approx 1 + A \sin^2(\theta_1) + B [\tan^2(\theta_1) - \sin^2(\theta_1)] \quad (7)$$

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

Le paramètre A dans l'équation (6) contrôle la croissance (si $A > 0$) ou la décroissance (si $A < 0$) de l'amplitude de $R_{pp}(\theta_1)$ aux faibles angles d'incidence, par contre, le paramètre B contrôle le signe de $R_{pp}(\theta_1)$ aux grands angles (figure III.6).



Dans l'équation (7), on perçoit les trois termes qui expriment $R_{pp}(\theta_1)$ en fonction des propriétés acoustiques (densité, vitesse) et élastiques (coefficient de Poisson).

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

(1) Facteur lié à l'incidence normale :

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

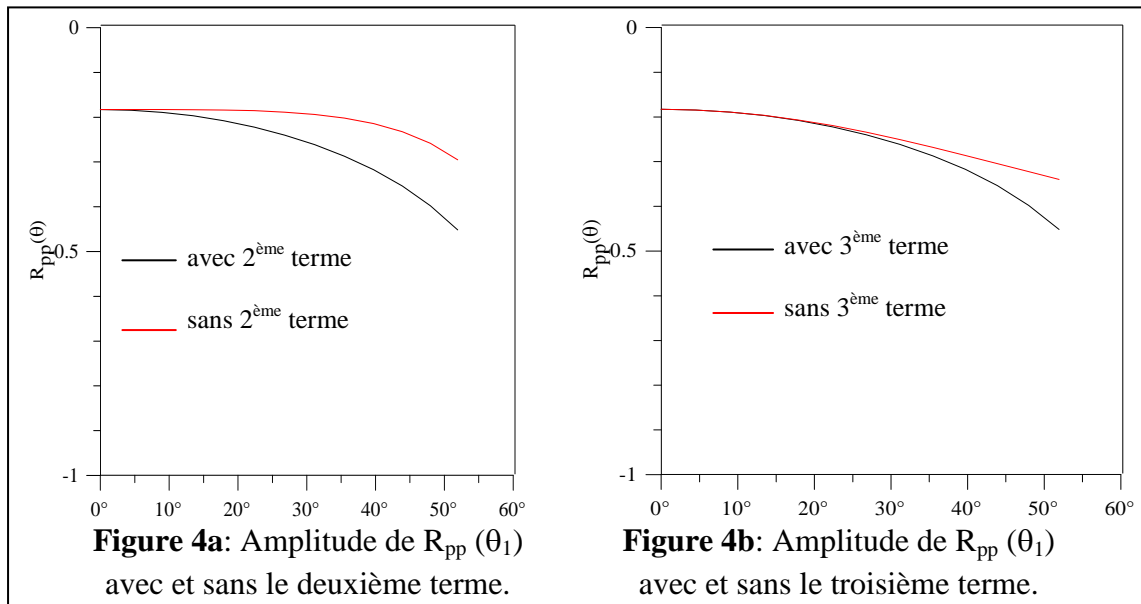
$$R_{pp}(0) = \frac{1}{2} \frac{\Delta(\rho V_p)}{\rho V_p} = \frac{1}{2} \Delta \ln(\rho V_p) = \frac{1}{2} \left(\frac{\rho \Delta V_p + V_p \Delta \rho}{\rho V_p} \right) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

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

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

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

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



La figure 4a, montre la dominance de ce coefficient, et que la divergence entre les deux courbes de $R_{pp}(\theta_1)$ avec et sans le deuxième terme apparaît à partir de la valeur d'angle de 10° .

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

Aux grands angles, l'amplitude de réflexion est liée au changement de la vitesse V_p . Le troisième terme domine les deux premiers termes et l'équation 6 devient:

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

La figure 4b, montre la dominance de ce terme aux grands angles. On remarque une divergence entre les deux courbes du coefficient de réflexion sans et avec le troisième terme à partir de 30°.

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

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + G \sin^2(\theta_1) \quad (8)$$

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

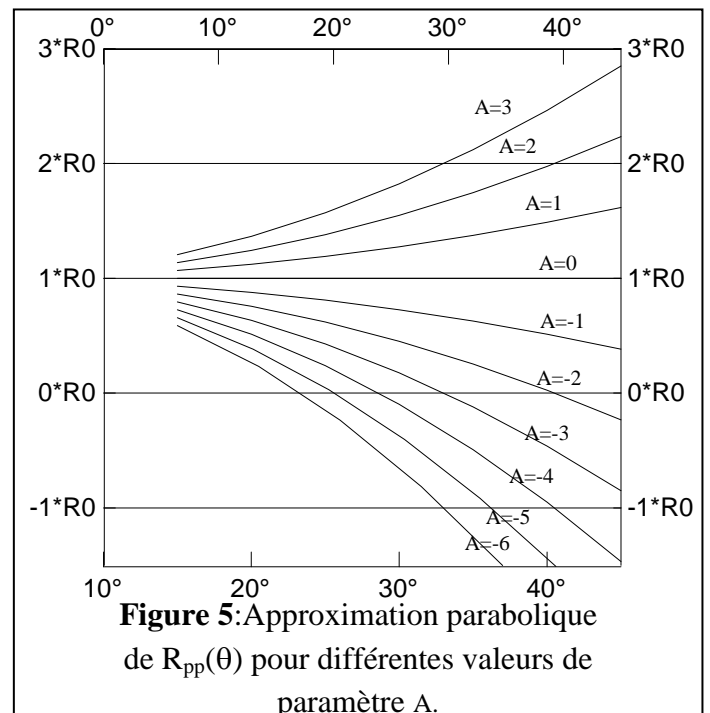
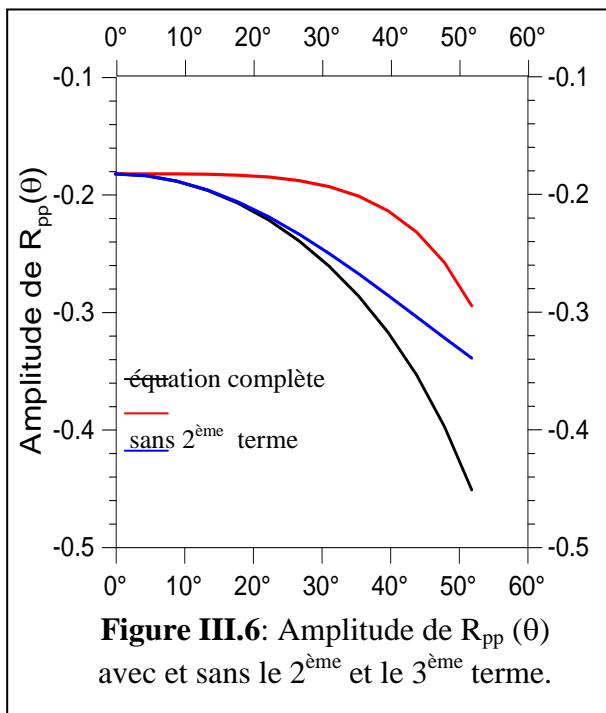
A_0 est défini dans l'équation (7).

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

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

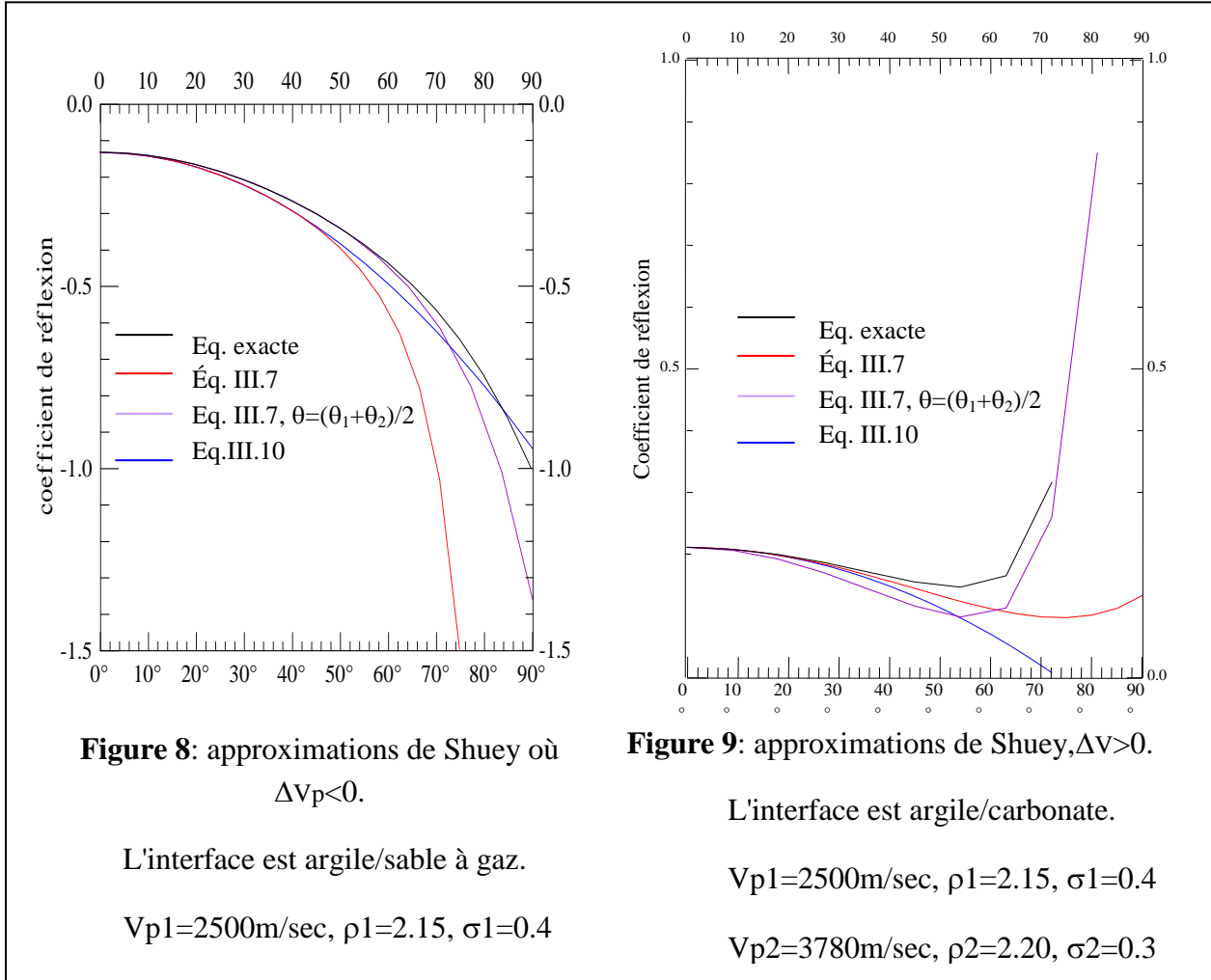
$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + G \theta_1^2 = R_{pp}(0) \left[1 + A \theta_1^2 \right] \quad (9)$$

La figure 5 montre cette approximation parabolique pour une variation de la valeur du Paramètre A défini dans l'équation (7).



La figure 6, nous résume l'effet du deuxième et troisième terme de l'équation de Shuey sur l'amplitude de $R_{pp}(\theta)$.

Les figures 8 et 9 montrent une comparaison de l'approximation parabolique avec la solution exacte des équations de Zoeppritz pour certaines valeurs de $\Delta\sigma$ et des signes différents de ΔV_p .



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

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

$$R_{pp}(0) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_{pa}} + \frac{\Delta \rho}{\rho_a} \right) \quad \text{et} \quad R_{ss}(0) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_s}{V_{sa}} + \frac{\Delta \rho}{\rho_a} \right) \quad (10)$$

d'où :

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

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

L'équation (6) donnée par Shuey, a été simplifiée par Hilterman, en posant les hypothèses suivantes :

- $V_p/V_s \approx 2$
- Elimination des termes qui sont insignifiants au-delà de 30° (3^{ème} terme de l'équation de Shuey).
- $\Delta\rho \approx 0$ et le paramètre $B = 1$ (B est défini dans l'équation 7).
- $\sigma_a = 1/3$ et $A_0 = -1$ (A_0 est défini dans l'équation 7).

Alors l'équation (6) de Shuey devient :

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_{pp}(0) + \left[-R_{pp}(0) + \frac{\Delta\sigma}{\left(1 - \frac{1}{3}\right)^2} \right] \sin^2(\theta_1) \approx R_{pp}(0) [1 - \sin^2(\theta_1)] + \frac{9}{4} \Delta\sigma \sin^2(\theta_1) \quad (11)$$

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

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

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

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

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

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

Work Flow

