

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



Ecole Nationale Polytechnique d'Alger
Département : Génie Minier
Proposé par : PED, SONATRACH



Mémoire de fin d'étude pour l'obtention du diplôme d'ingénieur d'état

Spécialité : **Génie Minier**

Thème :

Utilisation des résultats d'inversion sismique
du champ d'Alrar Ouest (Bassin d'Illizi) pour
une étude en Géomécanique des roches.

Présenté par : KOUDIL Lotfi

Soutenu publiquement le 24.06.2012 devant le jury composé de :

Président : Mr. SEBAI (Professeur à l'ENP, Alger)

Examineur : Melle. N. BOUMBAR (Enseignante à l'ENP, Alger)

Encadré par : Mr. A.H. CHOUAKI (Ingénieur Sonatrach)
Mr. K. OMRACI (maitre de conférences A. à l'ENP, Alger)

ENP 2012

Dédicaces

Je dédie ce présent mémoire aux êtres les plus chers à mon cœur, ma chère Maman, mon cher père ainsi qu'à mon petit frère Yacine.

Sans oublier ma tante Naima, sans qui tout cela n'aurait pas pu être possible.

Je le dédie aussi à tous mes cousins, mes cousines, mes oncles et mes tantes ainsi qu'à tous mes amis.

Je le dédie également à tous mes camarades et amis de la promotion 2012, Génie Minier : Imen, Amine, Lyes, sans oublier Abdou et Khaoula.

Remerciements

Avant tout, je remercie DIEU de m'avoir donné le courage, la volonté et la patience de venir à bout de ce modeste travail.

Mes remerciements vont ensuite à mes parents, qui m'ont soutenus et épauler aux moments les plus dures. Ainsi qu'à ma tante Melle.N.KHERFI sans qui, tout cela n'aurait pas pu être possible.

Je tiens plus particulièrement à remercier Mr A.H. CHOUAKI mon encadreur au près de SONATRACH, pour sa disponibilité, sa pédagogie et pour sa bonté de cœur, ainsi que Mr K.OMRACI mon encadreur au près de l'ENP, d'Alger, pour ces précieux conseils et son professionnalisme.

Je remercie aussi Mr.K.KARTOUBI ainsi que Mme F.SEKOUR née OURIRI pour leur aide.

Je remercie enfin tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce modeste travail.

Lotfi KOUDIL.

Résumé:

Conventionnellement, la modélisation des paramètres géomécaniques d'une région se fait par interpolation des résultats issus des puits de cette région. Même si les résultats obtenus au niveau des puits sont fiables, il reste néanmoins la continuité le long de la région qui n'est pas respectée, d'où l'intérêt de recourir à d'autres méthodes, notamment les méthodes d'inversion sismiques, qui donnent des résultats moins précis que ceux issus des puits, mais plus continus dans l'espace. L'objectif de ce mémoire est d'utiliser les résultats de l'inversion sismique de la région d'Alrar Ouest (bassin d'Illizi) pour la détermination des paramètres géomécaniques de cette région à partir des données issues de l'inversion sismique, et les comparer avec les paramètres issus des modèles conventionnels.

Mots clés : Alrar (Bassin d'Illizi), Réservoir Dévonien F3, inversion sismique, analyse AVO, modélisation géomécanique,

Summary:

Conventionally, the geomechanical parameter's modeling are done by interpolation of the results from wells. Although the results obtained at the wells are reliable, it is still continuity along the region that is not met, hence the need to resort to other methods, like seismic inversion methods, which give less accurate results than those from the wells, but more continuous in space. The objective is to use the results of the seismic inversion of the region of West Alrar (Illizi basin) for the determination of geomechanical's parameters of this region, and compare them with those from conventional models.

Key words : Alrar (Illizi Basin), Reservoir Devonien F3, Seismic inversion, AVO analysis, Geomechanic's modelisation

ملخص:

تليديا، يتم وضع نماذج للمعلومات الجيوميكانيكية من منطقة ما عن طريق الاستيفاء من النتائج المتحصل عليها من آبار تلك المنطقة. على الرغم من أن النتائج التي تم الحصول عليها في الآبار هي موثوق بها، فإنه لا تزال الاستمرارية على طول المنطقة، لذا كانت الحاجة إلى اللجوء إلى وسائل أخرى، بما في ذلك طرق انعكاس زلزالي التي تعطي نتائج أقل دقة من تلك التي من الآبار، ولكن أكثر استمرارية في الفضاء. الغرض من هذا العمل المتواضع هو استخدام نتائج انعكاس زلزالي للمنطقة الغربية من الرار (حوض إيزي) لتحديد معالم الجيوميكانيكية لهذه المنطقة، ومقارنتها مع معلومات المستخلصة من النماذج التقليدية.

مفتاح:

الرار (حوض إيزي)، خزان ديفونيان ف3، انعكاس زلزالي، نماذج جيوميكانيكية

Table des matières

Introduction Générale	01.
Chapitre I : Géologie de la région :	
1- Bassin d' Illizi :	
- Localisation Géographique	02
- Réservoirs du bassin d' Illizi.....	03.
- Accidents tectoniques majeurs dans cette région.....	04.
2- Région d' Alrar :	
- Localisation Géographique d' Alrar.....	05
- Géologie du réservoir Dévonien F3:.....	05
• Etude structurale d' Alrar.....	06
• Etude stratigraphique d' Alrar.....	07
• Etude pétrographique.....	07.
3- Conclusion de l' étude géologique.....	07.
Chapitre II : La sismique réflexion :	
1- Généralités :	
- Introduction à la sismique réflexion.....	08
- Les ondes sismiques.....	09
- Le front d' onde.....	11.
- La réflexion et la transmission des ondes sismiques.....	12.
- L'opérateur de convolution.....	14.
2- La sismique réflexion :	
- L'acquisition.....	15.
- Le traitement (processing).....	18.
- L'interprétation.....	22.
3- La sismique réflexion d' Alrar :	
- Travaux sismiques réalisés dans la région.....	25.
- Traitement des données sismiques 3D d' Alrar.....	25.
- Interprétation des données sismiques de la région.....	28.
- Conclusion de la sismique réflexion.....	32.
Chapitre III : L' inversion sismique :	
- Introduction.....	33.
1- Analyse AVO :	
- Définition AVO.....	35.
- Principe de la méthode AVO.....	36.
- Opérations sur les attributs d' AVO.....	38.
2- Principe de l' inversion sismique.....	38.
- Inversion instantanée.....	40.
3- Résultats de l' inversion sismique d' Alrar.....	43.
4- Conclusion de l' inversion sismique.....	47.

Chapitre IV : La Géomécanique :

- Introduction à la Géomécanique.....	48.
1- Etude géomécanique :	48.
2- Méthodologie d'une étude Géomécanique :	
a- Stratigraphie mécanique.....	49.
b- Caractérisation mécanique.....	49.
c- Etat de contrainte.....	51.
3- Etude de cas : Application et comparaison avec les méthodes d'inversion sismiques sur le champ d'Arar.	
a- Modules dynamiques :	
- Coefficient de poisson dynamique.....	52.
- Modules d'Young dynamiques.....	52.
- Module d'incompressibilité.....	53.
- Module de cisaillement.....	54.
b- Modules statiques :	
- Module d'Young Statique.....	54.
- Coefficient de poisson statique.....	56.
- Résistance à la compression.....	56.
- Angle de frottement interne.....	57.
c- Etat de contrainte :	
- Contrainte verticale et pression des pores.....	59.
- Contrainte horizontale mineure.....	60.
- Contrainte horizontale majeure.....	60.
- Direction des contraintes.....	61.
4- Conclusion de la Géomécanique.....	66.
Conclusion Générale.....	67.

Table des figures :

Chapitre I : Géologie de la région :

- **Figure I-1:** Carte géographique situant le bassin d'Illizi en Algérie. [1]
- **Figure I-2:** Représentation schématique des réservoirs les plus importants du bassin d'Illizi. [1]
- **Figure I-3:** Position du champ d'Alrar dans le bassin d'Illizi. [2]
- **Figure I-4 :** Coupe lithostratigraphique du Dévonien F3.

Chapitre II.1 : La sismique réflexion :

- **Figure II-1 :** dispositif de mesure et de propagation d'ondes en sismique réfraction.
- **Figure II-2 :** dispositif de mesure et de propagation d'ondes en sismique réflexion.
- **Figure II-3 :** l'onde P. [3]
- **Figure II-4 :** l'onde S. [3]
- **Figure II-5 :** l'onde de love. [3]
- **Figure II-6 :** l'onde de Rayleigh. [3]
- **Figure II-7:** Propagation du front d'onde et rayons d'onde. [4]
- **Figure II-8 :** Principe de Huygens. [5]
- **Figure II-9:** Transmission et réflexion de l'onde incidente [4]
- **Figure II-10 :** transmission et réflexion des ondes incidentes P. [4]
- **Figure II-11 :** processus de convolution. [2]
- **Figure II-12 :** maillage d'acquisition sismique 1. [7]
- **Figure II-13 :** maillage d'acquisition sismique 2. [7]
- **Figure II-14 :** dimensions du Bin. [6]
- **Figure II-15 :** Collection CMP et CDP. [4]
- **Figure II-16 :** Correction dynamique d'une collection CDP. [2]
- **Figure II-17 :** Appareil de mesure sonique. [2]

Chapitre II.2 : La sismique réflexion d'Alrar :

- **Figure II-18 :** film de point de tir brut [2].
- **Figure II-19:** section brute après corrections. [2]
- **Figure II-20:** film de point de tir après compensations [2]
- **Figure II-21 :** film de point de tir après filtrage des bruits. [2]
- **Figure II-22:** Section sismique finale. [2]
- **Figure II-23 :** Calage des événements sismiques aux données du puits AL-74. [2]
- **Figure II-24:** interprétation des horizons sismiques de la région d'Alrar. [2]
- **Figure II-25:** Biseutage du dévonien F3 sur section sismique. [2]
- **Figure II-26:** Carte iso-profondeur du toit du Dévonien F3.
- **Figure II-27:** Carte iso-profondeur du Dévonien F3 du côté Ouest d'Alrar. [2]

Chapitre III : Inversion sismique :

- **Figure III-1** : Transmission et Réflexion de l'onde incidente. [2]
- **Figure III-2** : Contribution de NI et de PR sur Rc en fonction de l'angle d'incidence. [2]
- **Figure III-3** : Représentation du principe d'AVO. [2]
- **Figure III-4** : Graphe de variation d'AVO. [2]
- **Figure III-5** : Décomposition d'une section sismique en Intercept et Gradient. [2].
- **Figure III-6** : Modèle directe d'enregistrement sismique. [2]
- **Figure III-7** : Modèle inverse d'enregistrement sismique. [2]
- **Figure III-8** : Graphiques des logarithmes de l'impédance S et de la densité en fonction de l'impédance P. [2]
- **Figure III-9** : schéma de la méthode d'inversion sismique. [2]
- **Figure III-10** : graphique de comparaison entre l'impédance P issu des résultats du puits avec ceux issus des résultats d'inversion.
- **Figure III-11** : Résultats d'inversion sismique volumiques de l'Impédance P passant par le puits AL74.
- **Figure III-12** : graphique de comparaison entre l'impédance S issu des résultats du puits avec ceux issus des résultats d'inversion.
- **Figure III-13** : Résultats d'inversion sismique volumiques de l'impédance S passant par le puits AL74.
- **Figure III-14** : graphique de comparaison entre le rapport VP/VS issu des résultats du puits avec ceux issus des résultats d'inversion.
- **Figure III-15** : Résultats d'inversion sismique volumiques du rapport Vp/Vs passant par le puits AL74
- **Figure III-16** : graphique de comparaison entre la densité issu des résultats du puits avec ceux issus des résultats d'inversion.
- **Figure III-17** : Résultats d'inversion sismique volumique de la densité passant par le puits AL74

Chapitre IV : Géomécanique :

- **Figure IV-1** : Coefficient de poisson calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.
- **Figure IV-2** : Module de Young dynamique calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.
- **Figure IV-3** : Module d'incompressibilité calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.
- **Figure IV-4** : Module de cisaillement calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.
- **Figure IV-5** : Graphe qui représente Es/Ed en fonction de la porosité effective.
- **Figure IV-6** : Graphe qui représente Vp/Vs en fonction de la porosité effective.
- **Figure IV-7** : Module de Young statique calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.

- **Figure IV-8** : Graphe qui représente R_c en fonction de l'inverse de l'impédance P .
- **Figure IV-9** : Résistance à la compression calculée au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.
- **Figure IV-10** : Graphe qui représente l'angle de frottement en fonction du volume d'Argiles.
- **Figure IV-11** : Graphe qui représente V_p/V_s en fonction du volume d'Argiles.
- **Figure IV-12** : Angle de frottement interne calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.
- **Figure IV-13** : Graphe qui représente la contrainte verticale en fonction de la pression des Pores.
- **Figure IV-14** : Graphe qui représente la pression des Pores en fonction de la profondeur.
- **Figure IV-15** : Graphe qui représente R_c en fonction de carré du coefficient de l'angle de frottement.
- **Figure IV-16** : Graphe qui représente le rapport σ_H/σ_h en fonction du facteur de poisson.
- **Figure IV-17** : Représentation d'une coupe verticale passant par le puits AL74 et une coupe horizontale de l'état de contrainte totale à 1720ms
- **Figure IV-18** : Représentation d'une coupe verticale passant par le puits AL74 et une coupe horizontale de l'état de contrainte totale à 1660ms
- **Figure IV-19** : Représentation d'une coupe verticale passant par le puits AL74 et une coupe horizontale de l'état de contrainte totale à 1620ms
- **Figure IV-20** : représentation graphique de l'angle à 1720ms
- **Figure IV-21** : Relations entre l'état de contrainte horizontale totale avec la profondeur du réservoir
- **Figure IV-22** : comparaison modèle géomécanique par inversion sismique et par interpolation aux puits.

Tableaux :

Tableau II.1: Paramètres géophysiques utilisés pour la région d'Alrar. [2]

INTRODUCTION GENERALE

Le sujet du présent mémoire a été proposé par la Division PED (Projet d'Exploitation et Développement) de la société nationale SONATRACH. Il a pour objet de réaliser une étude géomécanique par utilisation des données issues des résultats de l'inversion sismique, obtenues par sondage dans la région Ouest du champ d'Alrar, situé dans le Bassin d'Illizi, au sud Algérien. En fait, l'interprétation sismique conventionnelle d'Alrar a été réalisée et finalisée depuis 2007 et qui couvre la totalité du gisement qui s'étend sur plus de 1400km². Mais suite à des problèmes liés aux changements des caractéristiques pétrophysiques du réservoir, révélés lors du dernier forage réalisé sur la partie Ouest du champ, il a été procédé à une inversion sismique effectuée sur une zone pilote de 100km². Le produit final de cette méthode d'inversion est délivré sous forme de cubes d'information à savoir :

- Cube de vitesse de compression ; onde P
- Cube de vitesse de cisaillement ; onde S
- Cube de densité des couches traversées ; ρ

Ces informations serviront à leur tour comme données de base pour calculer d'autres paramètres nécessaires dans l'application à la géomécanique ; à savoir les paramètres élastiques (module de Young E ; module de Poisson ν ; module de cisaillement μ) ainsi que l'état de contrainte dans les différents terrains sondés (contrainte verticale et contraintes horizontales (majeure et mineure)).

Les résultats obtenus par la méthode d'inversion sismique, vont être comparés avec les résultats obtenus au niveau des puits, et vérifier ainsi, l'efficacité de cette méthode.

Pour se faire, le mémoire est structuré de la façon suivante :

- Etude géologique de la région : Il s'agit de localiser la surface dans laquelle la prospection sismique s'est faite et les caractérisations géologiques de la région. Une brève description des événements tectoniques ayant pris naissance dans la région est également donnée.
- Etude sismique : Dans ce chapitre nous donnons quelques notions de base utilisées dans la sismique, ainsi que les différentes étapes de ces méthodes et leurs applications.
- L'inversion sismique : Dans cette partie nous présentons le principe des méthodes d'inversion sismique et les résultats obtenus dans la région d'étude.
- L'étude géomécanique : Ce chapitre essentiel présente d'abord des notions de base sur la géomécanique ainsi que le principe de calcul des principaux paramètres. Ces derniers sont calculés pour la région d'étude. Finalement, ces mêmes paramètres géomécaniques sont déterminés à partir des méthodes d'inversion sismique et comparés à ceux déterminés précédemment.

Enfin nous achevons ce mémoire par une conclusion et quelques perspectives en affirmant l'importance de cette méthode d'inversion sismique dans le calage des résultats modélisés et ceux issus des mesures directes de forage en donnant les raisons des éventuelles incohérences.

I.1 : Le Bassin d'ILLIZI

I.1.1 : Localisation géographique

Le bassin d'Illizi appartient à la province orientale de la plate-forme Saharienne. Sa superficie est estimée à 100.000 Km². Il se situe dans le Sud-est Algérien, près de la frontière Algéro-Libyenne. Ses coordonnées géographiques sont : de 30° à 26° latitudes Nord et de 6°30' à 10° longitude Est (cf. Figure I-1).

Le bassin d'Illizi est bordé par :

- Le bassin de Hassi Berkine au Nord
- Les affleurements de Tassili N'Ajjer au Sud.
- Le Môle de Tihemboka à l'Est.
- La dorsale d'Amguid El Biod à l'Ouest.

La couverture sédimentaire du bassin d'Illizi est d'une épaisseur moyenne de 3000m dont les dépôts appartiennent principalement à l'âge Paléozoïque. La morphologie de la région est très variée, elle est recouverte en partie par des Sables. Elle se subdivise en deux parties majeures :

- **La partie Sud** : Correspond à une région montagneuse, d'altitude variant entre 900 et 1300m, dont le quart (1/4) est recouvert par des sables de l'Erg Admer et du vaste Oued Tafassasset.
- **La partie Nord** : Correspond à une région de grandes falaises parallèles, d'altitude moyenne de 170m. le tiers (1/3) est recouvert par des sables de l'Erg Jaouen-Irarreern et Bourarhet.

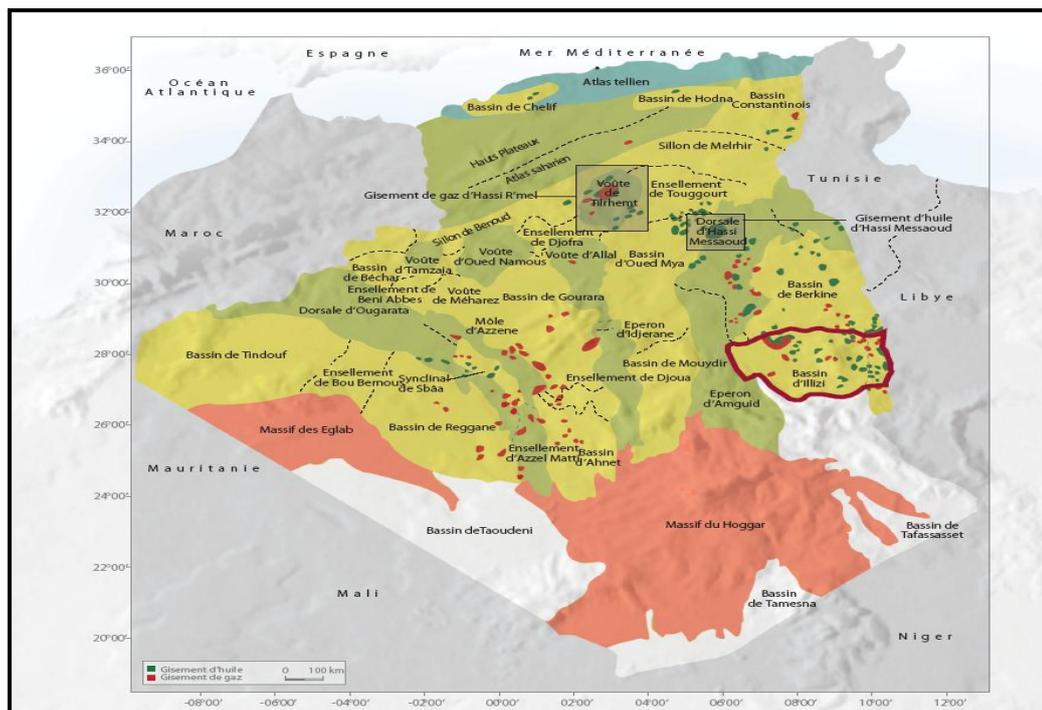


Figure I-1: Carte géographique situant le bassin d'Illizi en Algérie. (WEC, Algérie 2007)

I.1.2 : Réservoirs du bassin d'Ilizi

La région d'Ilizi contient 5 principaux réservoirs (cf. figure I-2). Nous citerons de bas en haut :

- Le réservoir F6 : c'est le réservoir le plus important du point de vue période de sédimentation. Il commence au début du Silurien et va jusqu'à la fin du Dévonien inférieur.
- Ce méga réservoir produit de l'huile et du gaz dans le bassin d'Ilizi. C'est un ensemble argilo-gréseux subdivisé de bas en haut de 8 unités M1, M2, A, B1, B2, C1, C2, C3. Cette série peut être scindée en deux : une série inférieure appartenant au Silurien supérieur, et une série supérieure appartenant au Dévonien inférieur. Les niveaux réservoirs sont composés de grès marins peu profonds et de grès fluviatiles. Ce réservoir a une porosité de 20 à 25% et une perméabilité de 0,1 mDarcy à quelques centaines de mDarcy; considérée comme la plus élevée de la région.
- Les réservoirs F5 et F4 : Viennent respectivement l'un en dessous de l'autre et font partie d'une série argilo-gréseuse d'âge Dévonien moyen. L'épaisseur de cette série est de 40 à 50m avec de bonnes propriétés pétrophysiques.
 - F3 : C'est le réservoir de notre région d'étude (ALRAR) que nous détaillons plus bas.
 - F2 : C'est un réservoir d'âge Dévonien supérieur. Il comporte des niveaux gréseux d'une épaisseur qui généralement ne dépasse pas les 5m, mais peut atteindre localement 15 à 20m.

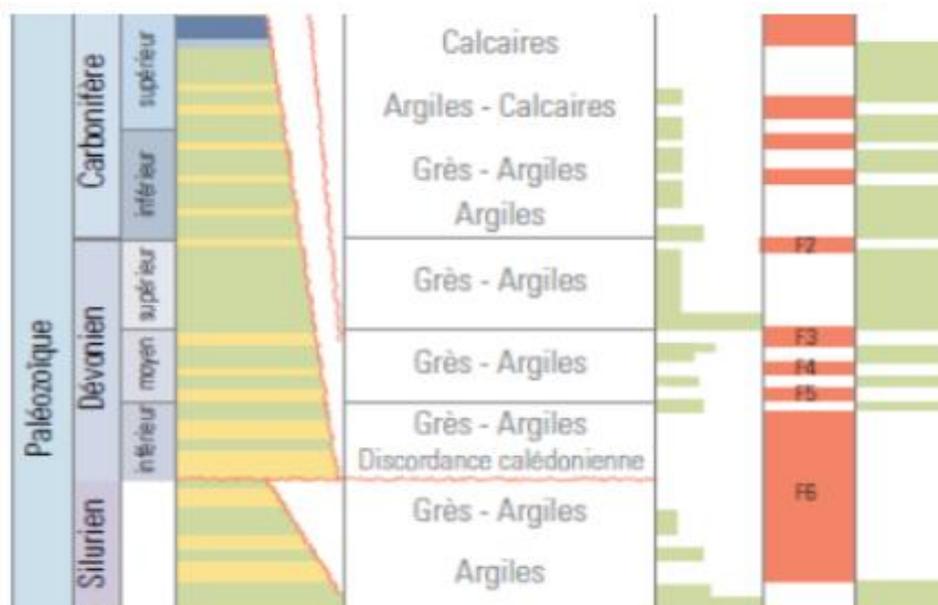


Figure I-2: Représentation schématique des réservoirs les plus importants du bassin d'Ilizi. (WEC, Algérie 2007)

I.1.3 : Accidents tectoniques du bassin d'Ilizi

La structure du bassin d'Ilizi ainsi que toute la plateforme saharienne, a été caractérisé par plusieurs événements tectoniques :

- **L'orogénèse panafricaine :**

Elle est à l'origine d'un grand réseau de fractures dans le bassin d'Ilizi, qui sont interprétés comme des décrochements à rejet horizontal, pouvant atteindre 100 Km. cette phase prend fin au cours du Cambrien et elle sera suivie d'une érosion intense. Ce système est le résultat de contraintes compressives horizontales orientées E-W, qui s'étendent du Hoggar au Nigéria, causant des failles dextres, orientées NE-SW ainsi que des failles senestres orientées NW-SE.

- **l'orogénèse Calédonienne :**

- 1- *Phase distensive Cambro-Ordovicien* : Cette phase est matérialisée par une variation d'épaisseur et de faciès des séries cambro-ordoviciennes et la venue importante de roches volcaniques à la faveur d'une distension importante. Après cette phase, les grandes lignes du bassin d'Ilizi furent mises en évidence.
- 2- *Phase de compression taconique* : cette phase est matérialisée par la formation de plis à axe Nord-Sud le long des accidents majeurs, suite à un changement de contraintes qui sont accompagnées par des soulèvements régionaux.
- 3- *Phase calédonienne tardive* : cette phase est caractérisée par des variations d'épaisseurs et de faciès le long des axes structuraux majeures.

- **Les mouvements hercyniens :**

C'est la phase qui semble avoir engendré les plus importants mouvements qu'a connu la plateforme saharienne. Elle est caractérisée par deux principales phases :

- 1- *Phase précoce* : elle est responsable d'un bombement de type compressif qui s'est manifesté par des plis et des failles inverses de direction NW-SE.
- 2- *Phase tardive* : c'est une phase caractérisée par l'arrêt de sédimentation, et suivie d'importantes érosions.

- **La phase post-hercynienne :**

A la fin du Trias et vers le début du Jurassique, d'autres phases de plissements plus limités sont marquées par une tectonique distensive, matérialisée par une variation d'épaisseur et de faciès de part et d'autre des accidents NW-SE, NE-SW et des manifestations volcaniques le long de ces failles.

- **La phase Autrichienne :**

La phase autrichienne est caractérisée par une tectonique compressive qui est à l'origine d'une reprise des failles inverses préexistantes et la création d'autres failles inverses de direction Nord-Sud.

I.2 : La région d'Alrar (réservoir F3)

I.2.1 : Localisation géographique d'Alrar

Alrar se situe près de la frontière Algéro-Libyenne au Nord-Est de la ville d'Illizi et au Nord-Ouest d'In Amenas. Elle repose sur le plateau de Tinhert à environ 1000 Km au Sud-Est de Hassi Messaoud et à 60Km au Nord de Zarzaitine. Ses coordonnées géographiques sont de 9 à 10° Longitude Est et de 28 à 29° Latitude Nord. 9/10^e de sa surface est en Algérie et le 1/10 restant est situé en Libye. L'altitude moyenne de la surface est de +700m par rapport au niveau de la mer et elle varie assez peu.

I.2.2 : Le gisement gazier d'Alrar

Le gisement d'Alrar fut découvert en 1961 par le forage du puits ALE-1, situé à l'Est de cette région. Il a mis en évidence une accumulation d'hydrocarbures dans le réservoir dévonien F3. L'exploitation du champ d'Alrar s'est faite en Aout 1965 par 5 puits destinés à une production de gaz.

Au total, 105 puits ont été forés sur la structure d'Alrar jusqu'à maintenant, et qui se répartissent entre puits producteurs et injecteurs de gaz.

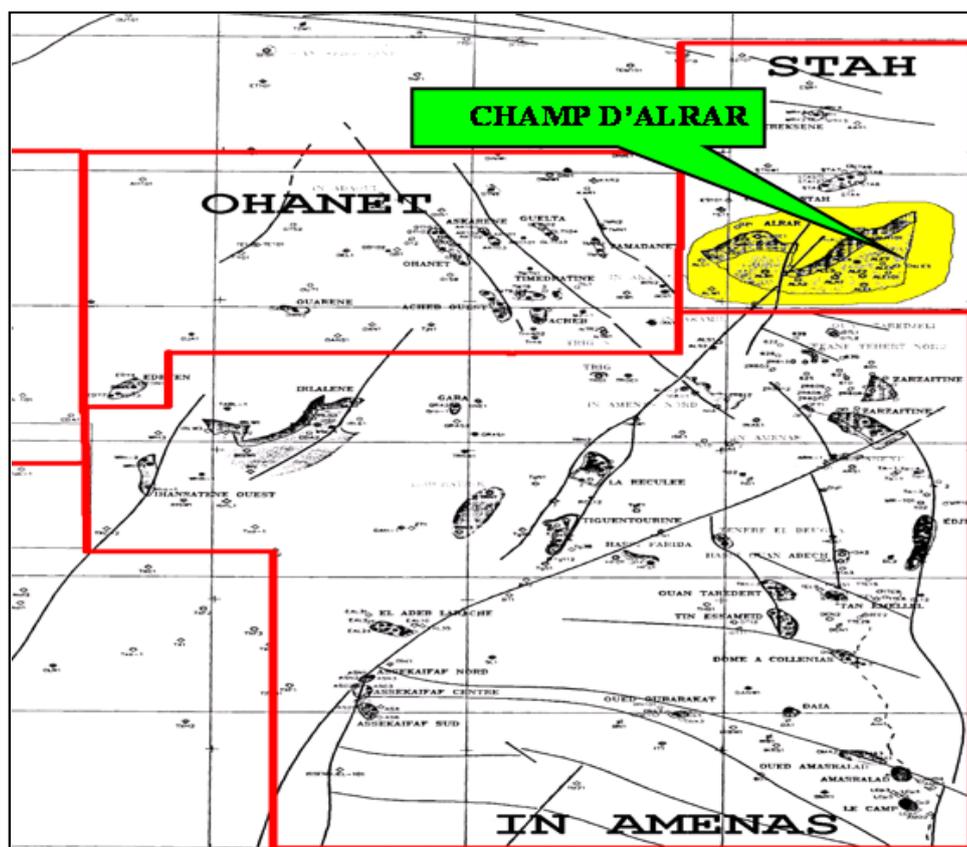


Figure I-3: Position du champ d'Alrar dans le bassin d'Illizi.

(Document interne PED, SONATRACH)

I.2.3 : Géologie du réservoir F3 d'Alrar

I.2.3.a : Etude stratigraphique

Le réservoir F3 se situe dans le Dévonien moyen de l'ère Paléozoïque. Il est subdivisé en 5 niveaux superposés. De haut en bas on distingue (cf. Figure I-4):

- Grès hétérométriques bruns foncés, moyens à grossiers, peu consolidés à ciment argilo-siliceux. Cette série est peu développée, et d'une épaisseur moyenne de 25m.
- Grès bruns-foncés fins à moyens, plus consolidés que les premiers, à inclusions carbonatées fréquentes, formant par endroit un ciment prédominant. Il est d'une épaisseur moyenne de 4m.
- Grès quartzitiques blancs, fins à moyens, compacts à joints argilo-carboneux. Son épaisseur moyenne est de 1,5m.
- Grès calcaires fins et calcaires argileux très finement gréseux à petite lentille irrégulière de calcaire fossilifère. Son épaisseur est de 0,5m.
- Grès argileux noirs compacts. Son épaisseur est de 10m.

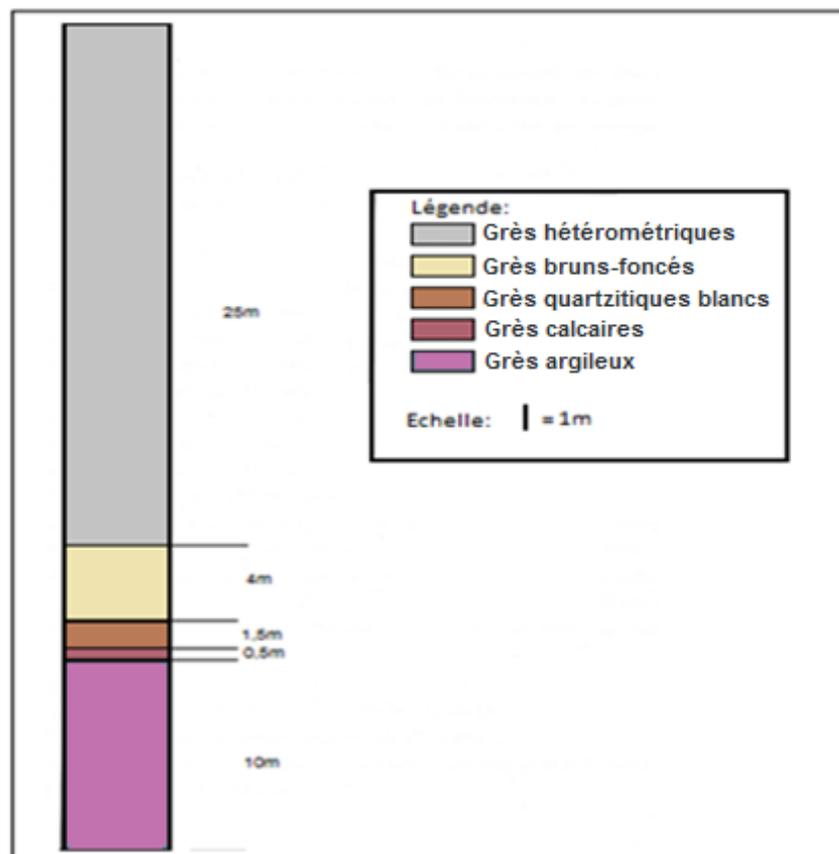


Figure I-4 : Coupe lithostratigraphique du Dévonien F3.

I.2.3.b : Etude structurale

Des études sismiques de la région ont été faites en 1959–1961 et ont révélé les informations suivantes:

- Au niveau du F3, la structure présente un monoclinale à faible pendage ($0,6^\circ$) orienté NNO allongé dans le sens NNE-SSO. La surface a été calculée et estimée à 451 km². La profondeur du réservoir F3 varie entre 2500 et 2650m.
- La formation géologique du réservoir F3 est représentée par un piège mixte, tel que au nord, la disparition, de la couche F3, est due à la présence d'un aquifère (l'aquifère de ZARZAITINE), alors que la disparition à l'Est et à l'Ouest est due à un biseau de perméabilité.

I.2.3.c : Etude pétrophysique

Les données pétrophysiques issues des puits du réservoir F3 d'Alrar, montrent qu'il existe deux zones bien différenciées :

- **A la base** : Une zone compacte dont la porosité varie de 3 à 5% et la perméabilité est de 0,1 mDarcy.
- **Au toit** : Une zone poreuse ayant une porosité qui est de 10 à 15%, et la perméabilité atteignant 552 mDarcy.

Cependant, dans la partie ouest du gisement, la distribution de la porosité est chaotique. Ce qui rend la tâche plus difficile pour les nouvelles implantations prévues dans ce secteur.

L'épaisseur totale moyenne du réservoir F3 est de 34,9m alors que l'épaisseur utile moyenne est estimée à 19,2m (variant de 5,64m à 37,64m). La saturation en eau moyenne de la couche F3 est estimée à 7,95%.

I.3 : Conclusion

La géologie de la région d'Alrar montre que plusieurs conditions nécessaires aux emmagasins des hydrocarbures, tels que les pièges et les caractéristiques pétrophysiques favorables des couches, sont réunis. La formation géologique du réservoir F3 est représentée par un piège mixte, tel que au nord, la disparition, de la couche F3, est due à la présence d'un aquifère (l'aquifère de ZARZAITINE), alors que la disparition à l'Est et à l'Ouest est due à un biseau de perméabilité. Le réservoir F3 se situe dans le Dévonien moyen de l'ère Paléozoïque constitué de formations gréseuses et argileuses. L'étude pétrophysique a montré deux zones à porosité et à perméabilité très différentes.

Une étude sismique détaillée de cette zone est nécessaire pour déterminer l'état de contraintes des couches utiles et ainsi optimiser les méthodes d'exploitation de ces gisements.

II.A : GENERALITES

II.A.1 : Introduction

La sismique est une technique de mesure indirecte qui consiste à enregistrer en surface des échos issus de la propagation dans le sous-sol d'une onde sismique provoquée. Ces échos sont générés par les hétérogénéités du sous-sol. Le principe consiste à envoyer une impulsion sismique (ondelette) la plus brève possible pour la réceptionner plus loin par des capteurs appelés Géophones, positionnés en surface suivant une géométrie prédéfinie. L'objectif principale d'une étude sismique consiste à fournir une image structure des stratifications du sous-sol, voir même dans certains cas, nous renseigner sur les caractéristiques des formations traversées.

La sismique est utilisée dans plusieurs domaines, tel que la Géotechnique, la Géologie...etc. Toute fois, c'est dans le domaine pétrolier que se réalise la quasi-totalité (environ 95 %) des dépenses relatives aux études sismiques.

Selon le mode de propagation de l'onde qui est directement lié au dispositif de réception, il existe deux types d'études sismiques : la sismique réfraction et la sismique réflexion. La sismique réfraction (cf. figure II-1) est utilisée pour explorer les structures superficielles (à faible profondeur : environ 300m) ce qui nous conduit à travailler avec un dispositif très court, contrairement à la sismique réflexion (cf. figure II-2) qui est utilisée pour des objectifs beaucoup plus profonds avoisinant les 3000m réalisée avec des dispositifs du même ordre 3000 à 4000m. C'est la raison pour la quelle, notre travail s'intéresse beaucoup plus à la sismique réflexion qu'à la sismique réfraction.

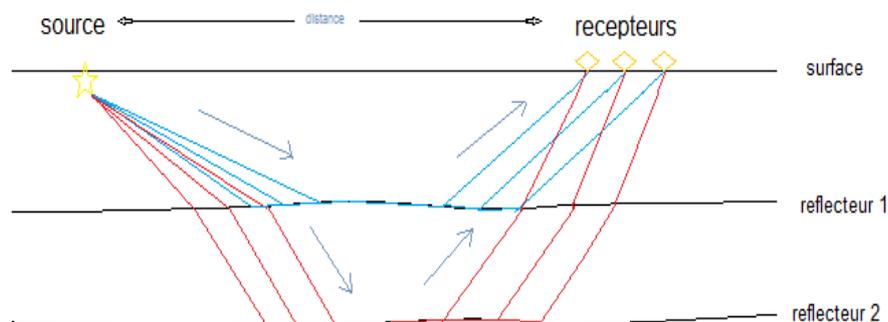


Figure II-1 : Dispositif de mesure et de propagation d'ondes en sismique réfraction.

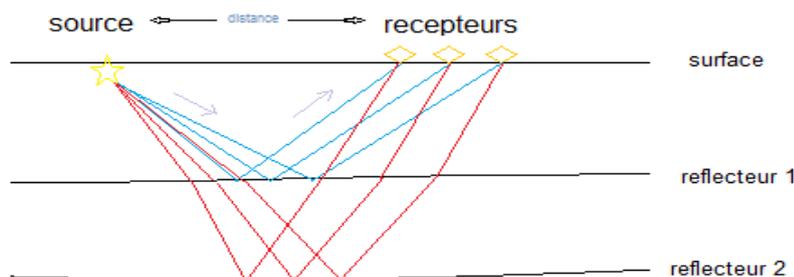


Figure II-2 : Dispositif de mesure et de propagation d’ondes en sismique réflexion.

II.A.2 : Types d’ondes sismiques

L’onde sismique est une onde acoustique et élastique qui se propage dans toutes les directions par rapport au point d’émission (point de tir). Dans un milieu élastique, l’onde émise va traverser toutes les couches de la sub-surface sans pour autant modifier les caractéristiques de ces roches. Le déplacement de cette onde est assuré par une succession de mouvement en chaîne des particules qui composent la roche. Autrement dit, l’impulsion primaire va pousser des particules, qui font pousser à leur tour d’autres particules adjacentes d’une façon succincte et continue.

Une onde est définie par sa nature, sa fréquence (nombre d’oscillations par unité de temps) et sa vitesse de propagation. En sismique, Il existe deux types d’ondes :

II.1.A.2.a : Les ondes de volume :

Ce sont des ondes qui se propagent à l’intérieur du globe dans les couches consolidées. Leur vitesse de propagation dépend du milieu traversé, et qui généralement augmente avec la profondeur. On distingue deux types d’ondes de volumes:

Les ondes P: ce sont des ondes de compression, appelées aussi ondes Primaires ou même ondes longitudinales. Le déplacement des particules du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l’onde (cf. figure II-3). Ce sont les ondes les plus rapides, et les premières à être enregistrées au niveau des récepteurs, d’où l’appellation d’ondes primaires.

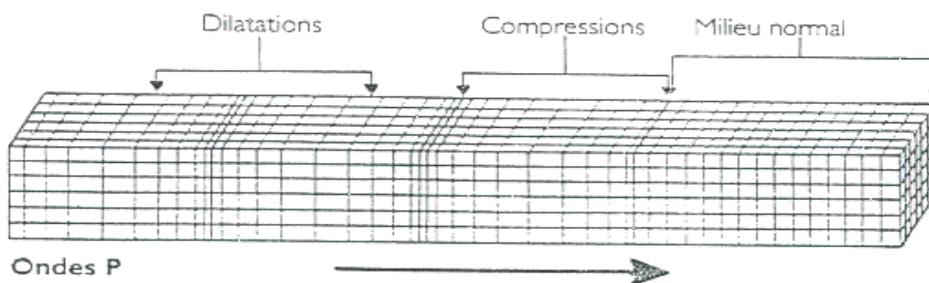


Figure II-3 : L’onde P. (Document pédagogique, E.O.S.T Strasbourg)

Les ondes S: Ce sont des ondes de cisaillement, appelés aussi ondes secondaires ou même ondes transversales. A leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde (cf. figure II-4). Ce sont des ondes moins rapides que les ondes P. Contrairement aux ondes de compression, ces ondes ne traversent pas les milieux fluides, étant donné que les fluides ne sont pas sensibles au cisaillement.

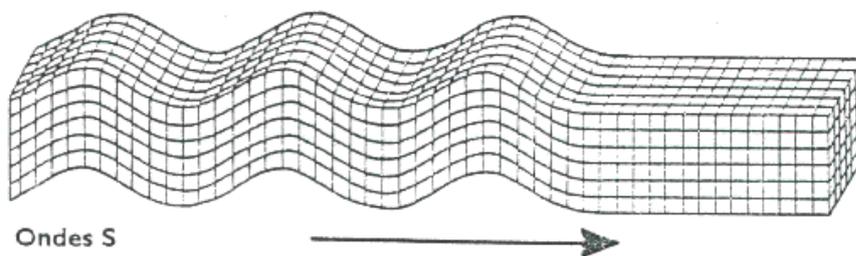


Figure II-4 : L'onde S. (Document pédagogique, E.O.S.T Strasbourg)

Les ondes de volume se propagent dans toutes les directions et qui peuvent être réfléchies, réfractées et transmises au niveau de chaque interface indiquant un changement de milieu. A chaque interface, cette onde subira une perte d'une fraction de son énergie. Elles peuvent ainsi suivre des trajectoires très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend du trajet parcouru.

II.1.A.2. b : Les ondes de surface :

Ce sont des ondes qui se propagent parallèlement à la surface du sol, dans les couches altérées et qui sont considérées comme des bruits en sismique réflexion. Elles sont moins rapides que les ondes de volumes, mais leur amplitude est plus importante et plus énergétique, similaire à celle de l'impulsion initiale. Il existe deux types d'ondes de surface:

Les ondes de Love: elles déplacent le sol d'un côté à l'autre dans un plan horizontal perpendiculairement à la direction de propagation (cf. figure II-5).

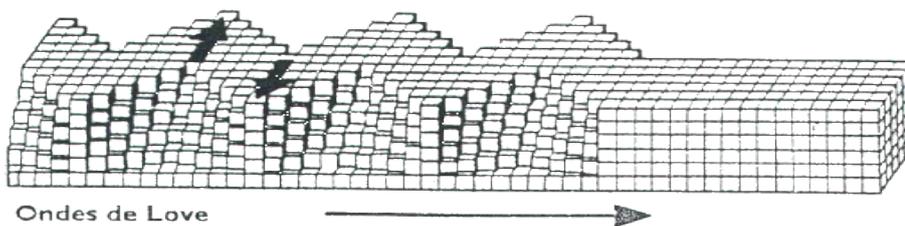


Figure II-5 : L'onde de love. (Document pédagogique, E.O.S.T Strasbourg)

Les ondes de Rayleigh : le déplacement des particules est à la fois vertical et horizontal (cf. figure II-6). Elle est le résultat d'interférences entre les composantes verticales des ondes P et S. La vibration engendrée par ces ondes dure plusieurs minutes.

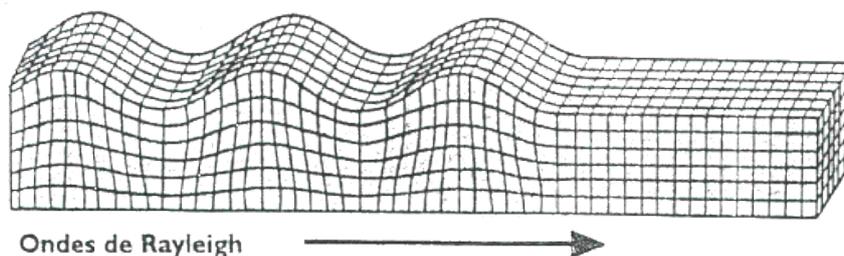


Figure II-6 : L'onde de Rayleigh. (Document pédagogique, E.O.S.T Strasbourg)

II.A.3 : Le front d'onde

Le front d'onde décrit la surface d'égale phase d'une onde. Autrement dit, c'est la surface qui regroupe tous les points ayant le même temps de parcours depuis la source.

Dans un milieu homogène et isotrope, les fronts d'ondes sont soit des sphères soit des plans, et sont perpendiculaires à la direction de propagation de l'onde. Dans l'étude géophysique, pour faciliter les calculs, nous considérons souvent que l'onde est plane.

Le rayon sismique (ray): décrit la surface élémentaire du front d'onde porté sur un axe perpendiculaire à cette surface (cf. figure II-7).

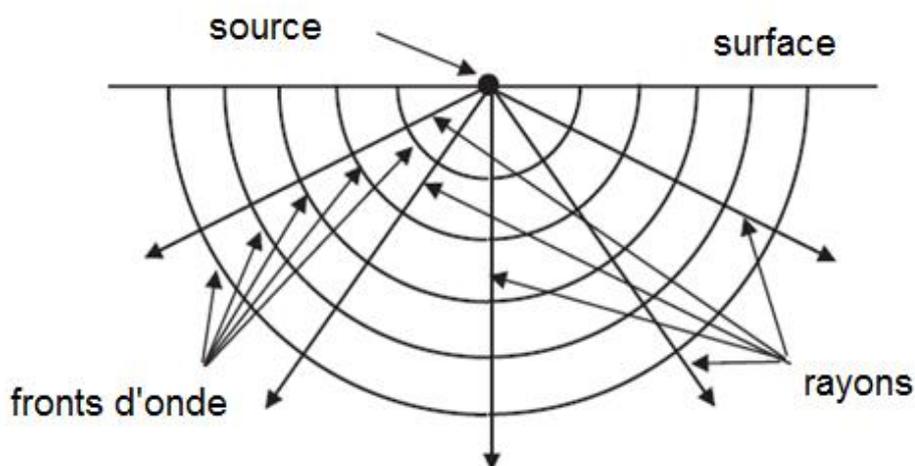


Figure II-7: Propagation du front d'onde et rayons d'onde. (GADALLAH, 2009)

La propagation de l'onde dans un milieu homogène se fait selon le principe de Huygens, qui stipule que les points du sol qui commencent à vibrer simultanément à la suite d'un ébranlement définissent un front d'onde. Chaque point d'un front d'onde peut être considéré à son tour comme une source élémentaire qui réémet une onde de même fréquence, de même amplitude et de même phase (cf. figure II-8).

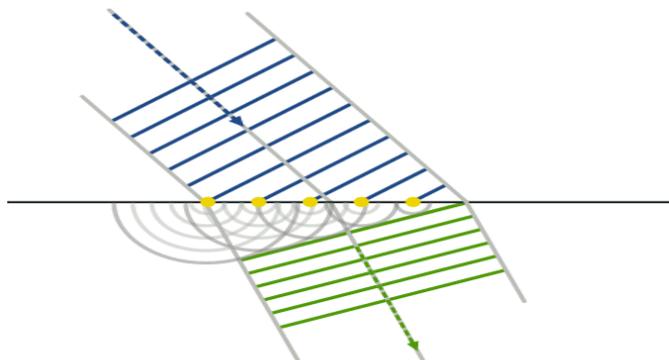


Figure II-8 : Principe de Huygens. (Nordmann, 2009)

II.A.4 : La réflexion et la transmission des ondes

Sous l'effet d'une source d'énergie acoustique positionnée sur la surface terrestre, il se propage dans le sol un front d'ondes. La réponse vibratoire du milieu dépend de son impédance acoustique, définie comme le produit de la densité de la roche par sa vitesse :

$$Z = \rho \cdot V \quad \dots \text{(II-1)}$$

Où ρ représente la densité du milieu, et V la vitesse de l'onde dans le milieu.

A l'interface de deux couches, entre deux milieux d'impédances acoustiques différentes, une partie de l'énergie de l'onde incidente est transmise au milieu adjacent, tandis que l'autre partie est réfléchié dans le milieu courant, générant ainsi un front d'onde réfléchi.

La part d'énergie réfléchié est déterminée par un ratio entre l'amplitude de l'onde réfléchié et l'amplitude de l'onde incidente. Ce ratio est appelé : **Coefficient de réflectivité R**

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \dots \text{(II-2)} \quad Z_1 \text{ et } Z_2 \text{ sont respectivement les impédances du milieu 1 et 2.}$$

La part d'énergie transmise est déterminée par un ratio entre l'amplitude de l'onde transmise et l'amplitude de l'onde incidente. Ce ratio est appelé : **Coefficient de transmission T**.

Où : $T = \frac{2Z_1}{Z_1+Z_2}$... (II-3) Z_1 et Z_2 sont respectivement les impédances des milieux 1 et 2.

Les lois de la transmission d'énergie entre deux milieux de propriétés acoustiques différentes sont les mêmes que celles appliquées en optique. Ainsi, d'après la loi de Snell-Descartes; l'angle que fait l'onde incidente et le plan de verticalité est le même que celui que fait l'onde réfléchie avec ce dernier.

D'où : $\theta_i = \theta_r$... (II-4) θ_i, θ_r représentent respectivement l'angle de l'onde incidente et réfléchie

Et la loi de l'angle de l'onde transmise θ_t est de forme :

$\frac{\sin \theta_i}{V_1} = \frac{\sin \theta_t}{V_2}$... (II-5) V_1 et V_2 sont les vitesses de propagation des milieux 1 et 2

On parle de réfraction quand l'angle de transmission θ_t atteint une valeur limite (proche de 90°). C'est ce qui s'appelle : **L'angle Critique**. Au-delà de cet angle, nous pouvons dire qu'il y a une réflexion totale. La figure II-9 ci-dessous montre le phénomène :

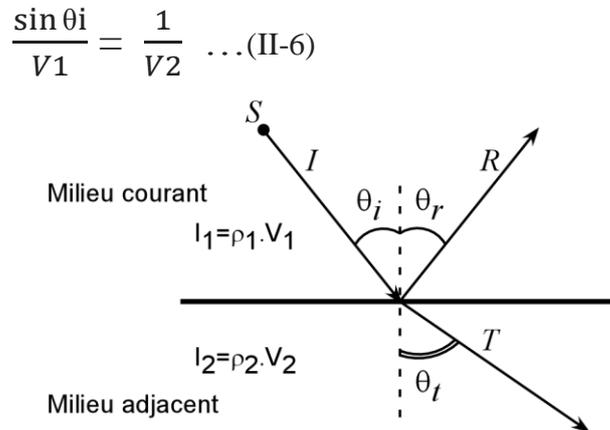


Figure II-9: Transmission et réflexion de l'onde incidente (GADALLAH, 2009)

En plus de la perte d'énergie observée à chaque interface, on trouve également une conversion des ondes de compression P. En effet, l'impulsion initiale qui est une onde de compression au niveau de l'interface va se transformer en deux types d'onde P et S transmise et réfléchie, (cf. figure II-10) il est de même pour la composante verticale de l'onde de cisaillement, alors que la composante horizontale de l'onde de cisaillement ne peut générer qu'une onde de cisaillement de même type.

Pour les ondes volumiques (P et S) :

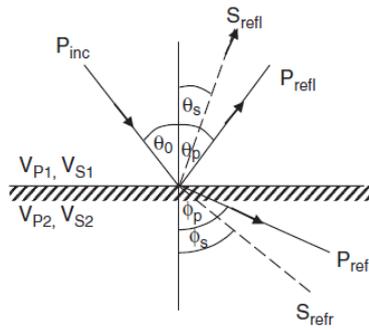


Figure II-10 : Transmission et réflexion des ondes incidentes P.
(GADALLAH, 2009)

II.A.5 : L'Opérateur de convolution

Conventionnellement en géophysique, le modèle à une dimension correspond à une trace sismique résultante du produit de convolution de la série de réflectivité par l'impulsion émise. A cette dernière des bruits indésirables de types différents viennent souvent s'ajouter au résultat, donnant ainsi naissance à la trace $s(t)$ exprimée comme suit :

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad \dots(\text{II-7})$$

$s(t)$: La trace sismique.

$w(t)$: Ondelette (signature sismique).

$r(t)$: Série de réflectivité.

$n(t)$: Bruit additif.

* : Produit de convolution.

Une autre alternative, mais équivalente, pour décrire une trace sismique est donnée par une représentation dans le domaine fréquentiel. La transformée de Fourier de la formule précédente sera :

$$S(f) = W(f) \times R(f) \quad \dots (\text{II-8})$$

Où $S(f)$: Transformée de Fourier de $s(t)$.

$W(f)$: Transformée de Fourier de $w(t)$.

$R(f)$: Transformée de Fourier de $r(t)$.

La figure II-11 montre un exemple d'une trace sismique obtenue par produit de convolution de l'impulsion sismique par la série de réflectivité qui représente les interfaces des différentes couches de la sub-surface.

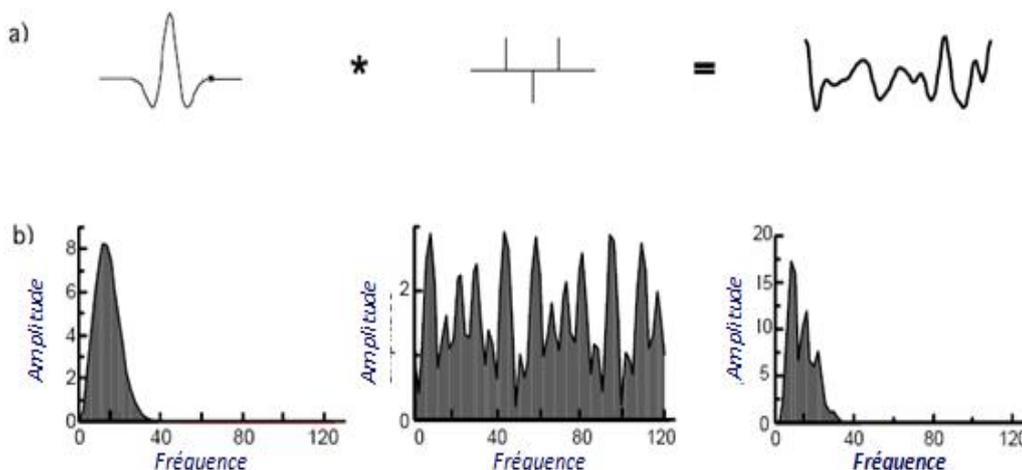


Figure II-11 : Processus de convolution. (Document interne PED, SONATRACH)

II.B : LA SISMIQUE REFLEXION

Le principe de la méthode sismique réflexion consiste à émettre une impulsion sismique par l'explosion de charges d'explosif ou l'utilisation de camions vibrateurs. Cette onde va se propager à travers les terrains du sous sol. Suivant le processus de réflexion et de transmission au niveau des interfaces (surface de discontinuité), les ondes réfléchies sont enregistrées à la surface de la terre par une série de sismographes (ou Géophones), positionnés d'une manière préétablie. Ainsi, connaissant la vitesse de propagation des ondes de chaque couche, on pourra déterminer la profondeur de chaque événement réfléchi.

Pour faire une étude sismique d'une région donnée. On doit passer par 3 étapes :

II.B.1 : L'acquisition de données sismiques

C'est l'étape de collecte d'information sismique qui consiste à envoyer une onde de choc à la surface et enregistrer la réponse du sous sol par des récepteurs (sismographes) positionnés à différents emplacements de la source.

Ces capteurs sismiques, appelés géophones, sont composés d'une bobine suspendue à un ressort mobile sur un axe fixe constitué par un barreau aimanté. Le mouvement du sol sera converti par le biais de la bobine en un signal électrique proportionnel à la vitesse de déplacement du sol.

La réponse du géophone est limitée sur les faibles fréquences à une valeur de 8 à 10 Hz. La terre quand à elle, représente un filtre pour les hautes fréquences. Ceci se traduit par des traces sismiques à bandes limitées de l'ordre de 8 à 70 Hz.

○ *Notions de sismique 3D*

La sismique 3D a été introduite par les grandes compagnies pétrolières dans les phases d'évaluation et de développement des gisements d'hydrocarbures. Elle vise à occulter les différentes couches du sous-sol par une vision tridimensionnelle. Cette nouvelle technique d'acquisition, nous fournit non seulement une meilleure continuité spatiale de l'information collectée mais permet également de répondre aux problèmes de la sismique 2D notamment en face de géologies complexes.

L'acquisition 3D se fait à la surface par un maillage de points d'émissions du signal (source) et de points de réceptions (géophones), organisés de telle manière que les lignes d'émission et de réception soient perpendiculaires ou avec un certain angle bien défini.

- *La ligne source (SLI) et la ligne de réception (RLI) :*

On appelle « **SLI** » (*ligne de source*) l'intervalle entre deux lignes d'émission successives.

On appelle « **RLI** » (*ligne de réception*) l'intervalle de deux points de réception.

- *Ligne d'émission et ligne de réception :*

Par convention, les lignes de tir (émissions) sont appelés « **lignes d'émission** » et les points de réception « **lignes de réception** ». La représentation qui permet de faire le lien entre les deux est appelé « **Coupe de temps** » qui désigne une coupe horizontale à temps constant.

- *La boîte :*

La **boîte** est la maille élémentaire d'un dispositif 3D (cf. figure II-12). Elle est utile quant à la détermination de la valeur maximale de l'offset minimal « X_{Min} ».

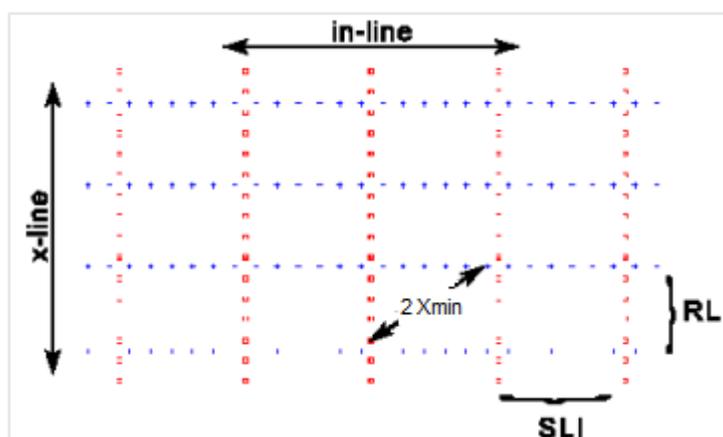


Figure II-12 : Maillage d'acquisition sismique 1. (BACHTA (2002))

- **Offset X:**

L'Offset représente la demi-distance entre le point de tir et le point de réception. Sachant que l'offset minimal, X_{Min} , représente la demi-diagonale de la boîte (box) (cf. figure II-12), et que l'offset maximum X_{Max} est la demi-distance entre le point de tir et le dernier point récepteur du Template. Ce dernier dépend notamment de la profondeur des objectifs qu'on voudrait cartographier.

- **La cellule :**

La **cellule** (ou **Cell**) est déterminé par une longueur, une largeur et une profondeur, et il correspond à l'élément détenant l'information élémentaire du sous sol pour une position de surface donnée (cf. figure II-14).

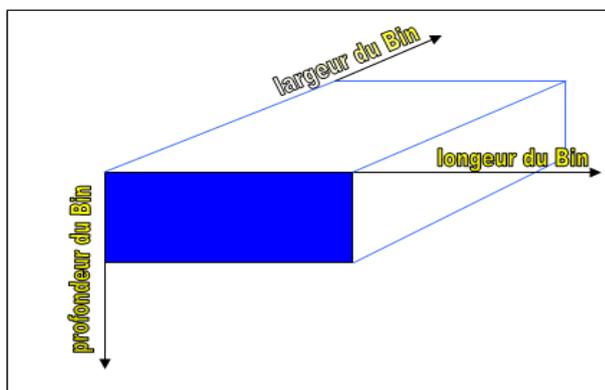


Figure II-14 : Dimensions du Cell. (AID, 2008)

En sismique 3D, le sous sol est subdivisé en Cell (unités de volume) ayant les caractéristiques $(\Delta x, \Delta y, \Delta t)$. Il est donc représenté par une mosaïque de cellules égales.

- **Résolution verticale :**

La résolution désigne la capacité à distinguer les détails. Les facteurs qui interviennent dans la résolution verticale sont principalement la vitesse du milieu et la fréquence de l'onde émise.

Sachant que :

$$T = 1/f = x/v \quad \Rightarrow \quad x = v / f \quad \dots(\text{II-9})$$

Avec : T : la période ; f : la fréquence
 v : la vitesse ; x : la longueur d'onde

On désigne par λ la résolution, tel que : $\lambda = x/2$

L'acquisition peut se faire, dans le but d'optimiser le rapport signal sur bruit, par différents types de collections :

- 1- La collection **point de tir commun** (Shot) : c'est l'ensemble des traces associées au même point de tir pour différents points de réception. Cette collection est la collection naturelle d'acquisition.
- 2- La collection du **point récepteur commun** : c'est l'ensemble des traces enregistrées par le même point de réception issues de différents points de tir.
- 3- La collection du **point de milieu commun** (CMP) : c'est l'ensemble des traces associées à des couples de points de réception, point de tirs qui partage le même point central.
- 4- La collection **point de profondeur commune** (CDP) : représente les traces réfléchies par le même point en profondeur (cf. figure II-15). En face d'interface plan, cette collection sera semblable à celle de la collection CMP.
- 5- La collection **déport commun** (ou iso déport) : c'est l'ensemble de traces ayant la même distance par rapport au point de tir. Cette collection représente une couverture simple du profil.

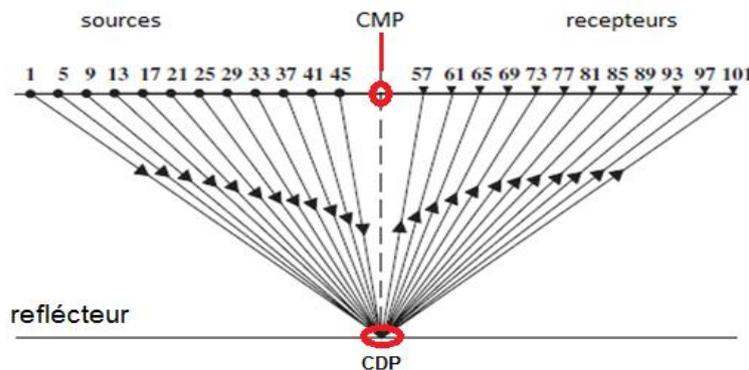


Figure II-15 : Collection CMP et CDP. (GADALLAH, 2009)

II.B.2 : Le traitement des données sismiques (processing)

Suite à la géométrie des récepteurs, à l'hétérogénéité des milieux traversés et à la présence de bruits qui masque l'information sismique, il est indispensable de traiter le signal reçu afin qu'il soit interprétable. Le traitement de ces données est subdivisé principalement en trois phases :

II.B.2.1 : La première phase

Cette phase consiste à extraire les ondes réfléchies en filtrant les éléments parasites (les bruits). Elle vise à améliorer la résolution, et à compenser les pertes d'énergie. Cette phase est appelée pré traitement.

a- Les compensations:

Le niveau du signal sur les films sismiques bruts est très variable en temps et en offset. Cette variation est due à plusieurs facteurs de différentes natures où leur effet conjugué produit une atténuation exponentielle sur l'amplitude de la trace sismique. Parmi ces pertes, les plus importantes sont ; la divergence sphérique, la transmission, la réflexion et l'absorption.

L'objectif est de représenter des sections sur lesquelles les variations d'amplitude correspondraient directement aux variations des coefficients de réflexion. Pour cela, il va falloir apporter des égalisations individuelles pour chaque phénomène susceptible d'affecter l'amplitude réelle à l'exception de l'effet de réflexion qui sera préservé. Ces principales égalisations sont :

- *Divergence sphérique :*

C'est un phénomène purement géométrique dû au décroissement de l'intensité de l'onde sismique (l'énergie par unité de surface du front d'onde) directement lié à l'offset. Pour un milieu homogène l'amplitude à une distance « D » et au temps « T » vérifie la relation suivante

$$\frac{A_D}{A_1} = \frac{1}{V.T} \quad \dots(\text{II-10})$$

Où : A_D : Amplitude à une distance D
 A_1 : Amplitude initiale
 V : vitesse moyenne au temps T

- *L'absorption :*

Il se trouve que lors de la propagation du front d'onde à travers les différentes couches du sous sol, une partie de son énergie est transformée en chaleur. La cause principale de ce phénomène est due à la non élasticité parfaite des terrains traversés. La plus grande perte est enregistrée dans les couches altérées.

La formule décrivant cette atténuation est de type exponentiel, exprimée en fréquence comme suit :

$$A(t) = A_0.e^{-\alpha.f.t} \quad \dots(\text{II-11})$$

Où : A : Amplitude au temps t
 A_0 : Amplitude initiale
 f : Fréquence donnée
 α : Coefficient d'absorption tiré des données **VSP** (Profil Sismique Vertical)

- *Les Pertes par transmission :*

A la rencontre d'une onde de compression P avec une interface donnée, cette dernière donne naissance à une onde réfléchie et une onde transmise. Le coefficient de transmission n'est autre que le complément à l'unité de l'onde réfléchie : $t = 1-r$. Pour un sismogramme en surface, l'onde fera deux passages sur la même interface et le coefficient total de transmission qui englobe à la fois les ondes montantes et les ondes descendantes, sera donné comme suit :

$$t = (1-r).(1+r) = 1-r^2 \quad \dots(\text{II-12})$$

Pour le cas de N couches au-dessus d'une interface sismique donnée, l'amplitude de l'onde réfléchie est exprimée comme étant le produit de l'onde incidente par le coefficient de réflexion de cette interface par le cumul des pertes par transmission.

De nos jours, dans l'industrie pétrolière, toutes les études sismiques sont systématiquement traitées en préservant les amplitudes réelles vu leur importance pour l'inversion sismique. Idem pour d'autres traitements spéciaux qui nécessitent ce même type de données.

$$A_n = A_0.t_{n-1}.r_n \quad \dots(\text{II-13})$$

$$t_{n-1} = \prod_{j=1}^{N-1} (1-r_j^2) = (1-rm^2)^{N-1} \quad \dots(\text{II-14})$$

- Où
- N : Nombre de couches
 - r_j : Coefficient de réflexion de la $j^{\text{ème}}$ couche
 - rm : Moyenne des coefficients de réflexion

b- Atténuation des bruits:

Les bruits en sismique réflexion peuvent être classés en deux catégories :

- *les bruits organisés :*

a- Les Grounds rolls : Ils sont constitués principalement des ondes de Rayleigh. Ce sont des ondes parasites gênantes dans la sismique réflexion. Elles se propagent à vitesse relativement faible (500 à 1500 m/s), avec un caractère basse fréquence dont on peut facilement se débarrasser.

b- L'onde aérienne : elle résulte d'un souffle provoqué par les tirs. Elle apparaît dans les enregistrements, avec une forte amplitude et une haute fréquence, sous une forme conique.

c- L'onde réfractée : en sismique réflexion, les ondes réfractées sont considérées comme étant des bruits, et peuvent être facilement éliminées, car elles représentent des courbes linéaires, contrairement aux ondes réfléchies qui présentent des courbes hyperboliques.

- les bruits aléatoires :

Ce sont des bruits parasites aléatoires, qui peuvent perturber les enregistrements. Il existe cependant des techniques bien développées pour atténuer ce type de bruit. La sommation en couverture multiple au sein d'un CDP constitue un très bon filtre de bruit et ainsi améliorer le rapport du signal sur bruit d'une valeur égale : $S/B = \sqrt{N}$ où N désigne le nombre de couvertures.

II.B.2.2 : La deuxième phase

Cette phase consiste à calculer les différentes corrections, afin de compenser les effets de zones altérées, de topographie et de géométrie.

a- les corrections statiques:

Les couches superficielles des coupes géologiques constituent des couches meubles et non compactées. Ces couches sont appelées : « **zones altérées** ». La particularité de ces zones est qu'elles sont peu consolidées, ce qui rend leurs vitesses de propagation d'onde très faibles.

Ces couches induisent sur les enregistrements des retards sur les temps d'arrivées des ondes. Mais ces retards sont constants en fonctions du temps, d'où le nom de *corrections statiques*.

Le but du calcul de ces corrections est de corriger les temps des différentes traces de façon à faire comme si que les points de tirs et les traces étaient sur une même surface plane telle que la vitesse sous cette surface soit constante le long du profil.

b- les corrections dynamiques:

La correction dynamique est destinée à aligner les réflexions avant de les additionner et compenser ainsi l'obliquité (induite par le déport de la source). Cela en faisant subir à chaque signal une translation de Δt pour obtenir le schéma de la partie inférieure. Sachant que Δt varie avec le déport, mais aussi avec le temps de réflexion. La trace sera corrigée en accordéon, d'où le nom de correction dynamique.

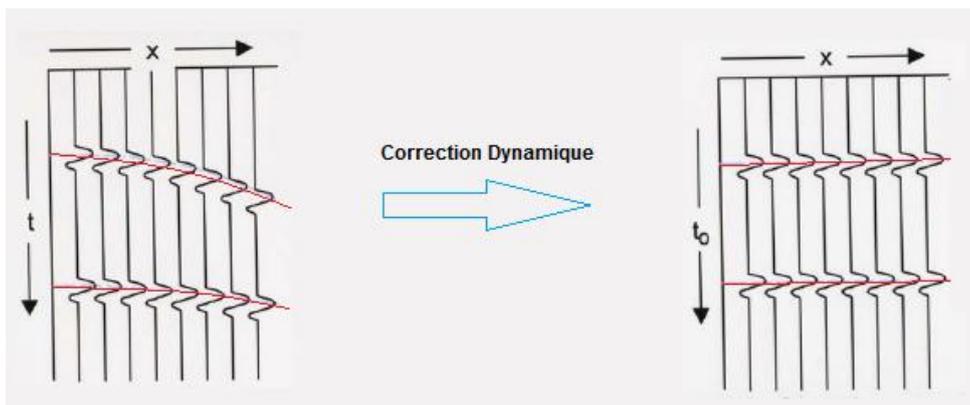


Figure II-16 : Correction dynamique d'une collection CDP.
(Document interne PED, SONTRACH)

II.B.2.3 : La troisième phase

C'est la phase de préparation des données au traitement. Cette phase aboutie à l'obtention des sections sismiques à 2 ou à 3 dimensions, en sommant les traces regroupées en collection (CDP par exemple), ou avant sommation. Cela dépend du type d'interprétation qu'on souhaite réaliser. Pour l'interprétation des horizons sismiques, nous utiliseront des traces après somation.

II.B.3 : L'interprétation des données sismiques

L'interprétation est un exercice de jugement basé sur les connaissances géologiques de la région. Son but n'est pas d'aboutir à une interprétation exacte, mais plutôt d'offrir une interprétation juste qui concorde au mieux avec la géologie de la région. Son principe consiste à suivre un évènement géologique sur section sismique définie par sa continuité et la cohérence de son caractère. Le résultat sera exprimé sous forme de carte décrivant la morphologie de l'évènement en sous sol en fonction du temps.

L'interprétation peut alors se baser sur l'aspect structural d'une région donnée, tel que la détermination des failles et de leurs caractéristiques (dimensions, orientations...etc.), des plis, des intrusions...etc., ainsi que d'autres structures dues à la tectonique. Comme elle peut également se baser sur l'aspect stratigraphique, tels que les biseautages et changement de faciès.

Avant d'entamer cette interprétation, il va falloir identifier les niveaux objectifs par calage sismique. Il s'agit de la première étape qui précède toute interprétation, et qui a pour rôle d'ajuster les événements sismiques aux données de puits.

II.B.3.1 : Le calage

Il est indéniablement admis que les données de puits (diagraphies) sont beaucoup plus précises que les données sismiques. On désigne par diagraphie (ou Log) tout enregistrement continu au puits en fonction de la profondeur. L'information au puits ainsi enregistrée n'est valable que sur une petite surface limitée à la position du puits (locale). Contrairement aux données sismiques qui ont une étendue beaucoup plus importante mais avec une résolution moindre. Le calage sismique consiste à coïncider la trace réelle issue des données sismiques extraites autour du puits à une trace synthétique générée par les données de puits que sont le **sonique** et la **densité**.

- *Sonique:*

L'outil sonique utilise le principe de la sismique réfraction pour déterminer la vitesse moyenne entre deux points. Il est constitué d'un émetteur, qui émet une onde à haute fréquence et de deux récepteurs. Connaissant la distance séparant les deux récepteurs et mesurant la différence du temps d'arrivé de l'onde émise à chaque récepteur Δt , nous pourrons facilement calculer la vitesse moyenne de l'intervalle séparant ces deux récepteurs.

$$V_{12} = \frac{D_2 - D_1}{\Delta t} \quad \dots(\text{II-15}) \quad \text{avec} \quad \Delta t = T_2 - T_1$$

Le balayage de la sonde tout le long du puits, nous permet de déterminer par intégration des Δt la vitesse moyenne entre la surface et le niveau objectif.

La figure II-17 ci-dessous montre l'appareil de mesure Sonique.

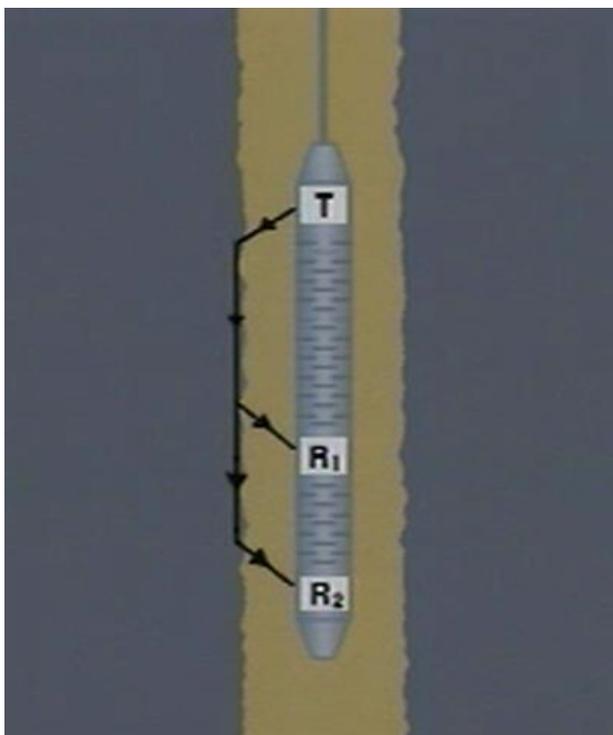


Figure II-17 : Appareil de mesure sonique. (Document interne PED, SONTRACH)

- *Densité:*

Un appareil de diagraphie nucléaire est introduit dans le puits de forage pour calculer les densités des différentes couches traversées. Cet appareil équipé d'une source radioactive qui va émettre des rayons gamma d'énergie moyenne qui vont entrer en collision avec les électrons des atomes composant la formation. Et le nombre de rayon dispersé atteignant le détecteur est en fonction de la densité de la formation.

Après avoir obtenu les vitesses des couches, ainsi que leurs densités, on pourra déterminer leurs impédances Z ainsi que la série de réflectivité. Puis par processus de convolution de cette série et une impulsion théorique, nous obtenons le film synthétique autour de ce puits.

- *VSP (Profil Sismique Vertical) :*

Il s'agit de récepteurs qu'on positionne à différentes profondeurs (fixes) dans le puits. Le rôle principal du VSP est de retrouver la trace sismique porteuse d'informations autour du puits et déterminer ainsi le couple Temps/profondeur, notamment pour le calage des horizons.

II.B.3.2 : Interprétation

Pour faire une interprétation des résultats, il faut passer par les étapes suivantes :

- Calage et identification des horizons sismiques.
- Détermination des réflecteurs interprétables, continus et qui se conservent sur un grand nombre de trace.
- Constitution d'un maillage passant par la position des puits de calage. La meilleure manière, est de commencer par les mailles faciles, puis par extension, arriver aux plus difficiles.
- Déterminations des discontinuités longitudinales, failles, plis... etc. Sachant que l'interprétation structurale se base sur la variation des réflecteurs et non des variations du signal.
- La section sismique exprimée en temps représente un reflet plus ou moins fidèle à la structure géologique du sous-sol qui elle est en profondeur.
- La génération de cartes isochrones.
- Construction du modèle de vitesse moyenne.
- Approximer les volumes de paléo reliefs en appliquant les vitesses des milieux aux cartes d'isochore.

II.C : La sismique réflexion du champ d'Alrar

II.C.1 : L'acquisition sismique de la région d'Alrar

Les campagnes sismiques réalisées en 1976, 1977 et 1983 ont une qualité très pauvre avec des lignes trop espacées pour permettre une bonne définition de la structure d'Alrar avec le schéma de faille correspondant. Après la découverte d'un anneau d'huile, une autre campagne a été lancée en 1987 qui avait pour but de dégager le style tectonique régissant la structure du champ d'Alrar, notamment sur la partie Ouest afin de délimiter ce compartiment. Cette campagne présente une qualité d'ensemble bonne à moyenne avec cependant, dans certaines zones, un niveau de bruit élevé. Le maillage formé par les lignes sismiques est régulier sur la partie sud (2km x 2,5km) et devient plus lâche et irrégulier au nord.

La sismique 3D réalisée en 2005 avait pour objectif principal de développer l'anneau d'huile du champ d'Alrar. Cette sismique qui s'étend sur une superficie de plus de 1900 km² avec un maillage de 50 x 50m est d'une qualité acceptable pour permettre de cartographier aisément le toit du réservoir F3, voir même aboutir à des cartes de distribution des propriétés de la roche sur l'ensemble du champ. Ce dernier point est réalisé par le biais de l'inversion sismique.

Les paramètres utilisés lors de l'acquisition sismique 3D sont inférieurs à ceux appliqués dans une sismique 3D usuelle. Malgré cette différence constatée sur la couverture nominale, et sur la dimension de la « cell », ceci n'a pas eu de grande influence quant à la qualité de la sismique ainsi que sur sa résolution. Ce résultat doit son mérite à la bonne réflectivité sismique sur l'ensemble de la série sédimentaire qui caractérise cette région. Parmi ces paramètres, les plus importants sont donnés dans le tableau III.1 ci-dessous.

Couverture nominale	60 fois
Dimension de la Cell	50m x 50m
Espacement entre récepteurs	25m
Espacement entre lignes réceptrices	900m
Espacement entre points de tirs	50m
Espacement entre lignes de tirs	300m
Offset maximal	3500m
Plage fréquentielle de l'impulsion émise	8-80Hz

Tableau II.1: Paramètres géophysiques utilisés pour la région d'Alrar.

II.C.2 : Traitement des données sismiques 3D d'Alrar

Le résultat final de cette phase de traitement a été obtenu suite à une multitude d'opérations de filtrage et de correction réalisées sur différentes collections. Les étapes les plus importantes sont montrées sur figures suivantes :

- *Point de tir brut :*

La figure II-18 montre le film de point de tir brut réalisé sur le site de la région d'Alrar.

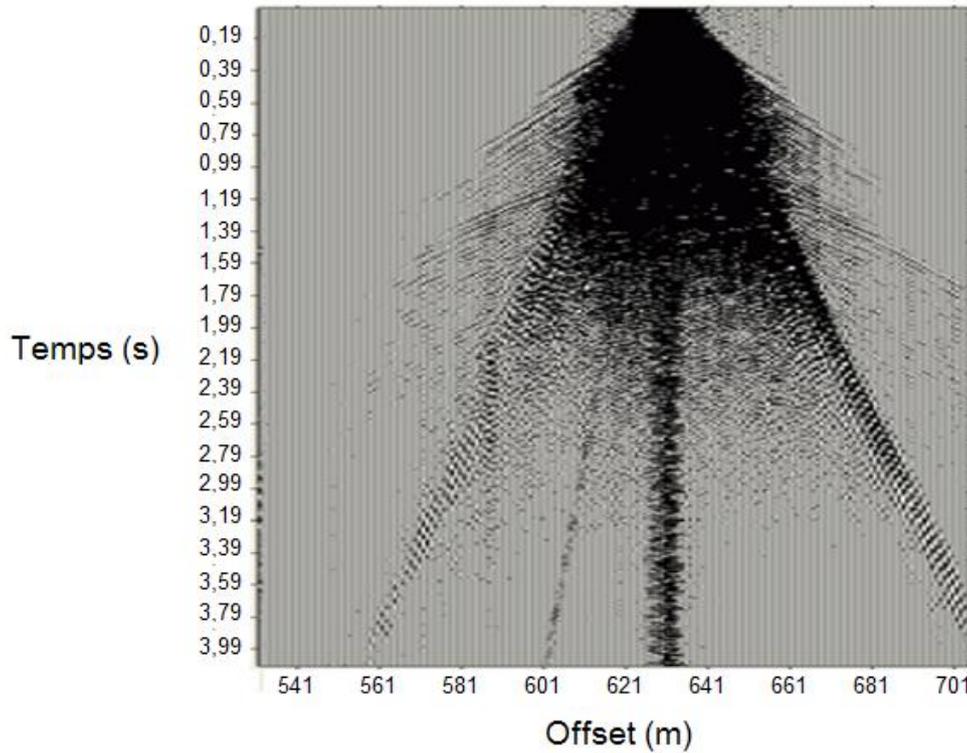


Figure II-18 : Film de point de tir brut (Document interne PED, SONATRACH)

- *Section brute après corrections:*

La section brute après avoir effectué les corrections est montrée en figure II-19 ci-dessous.

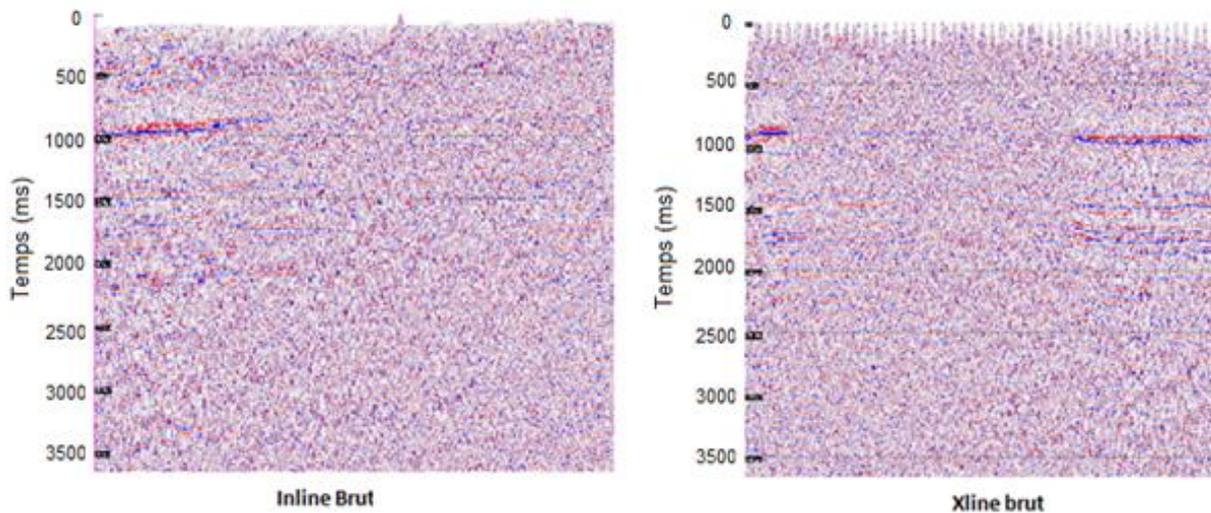


Figure II-19: Section brute après corrections. (Document interne PED, SONATRACH)

- *Film après compensation des amplitudes:*

Après compensation des amplitudes on obtient le film de point de tir comme illustré en figure II-20 ci-dessous.

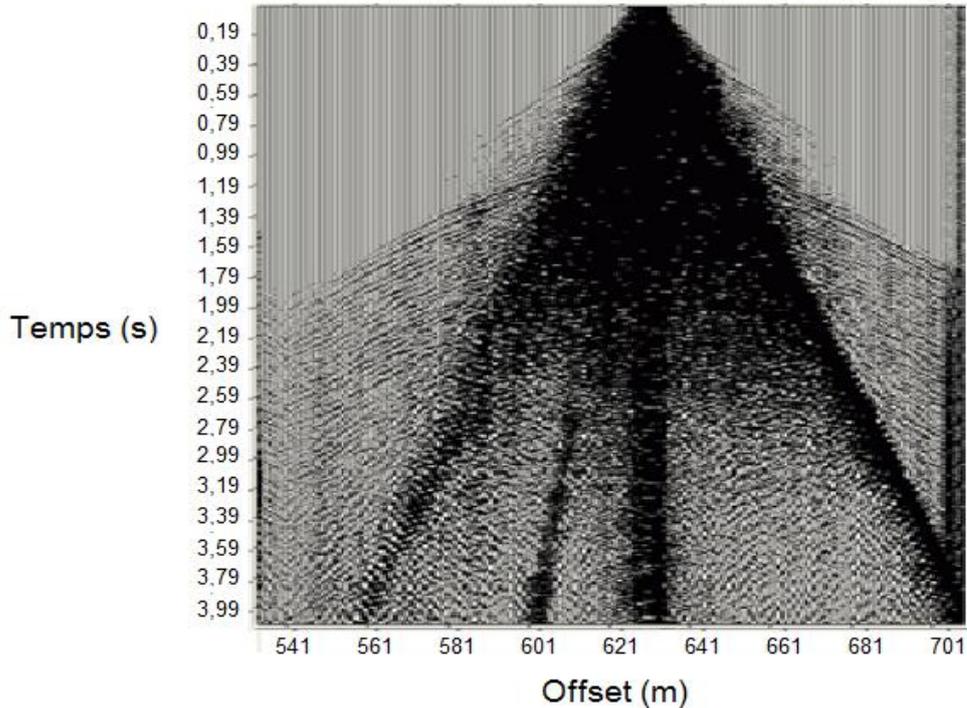


Figure II-20: Film de point de tir après compensations
(Document interne PED, SONTRACH)

- *Film après filtrage de bruits:*

Après filtrage du bruit on a le film de tir comme indiqué dans la figure II-21 ci-dessous.

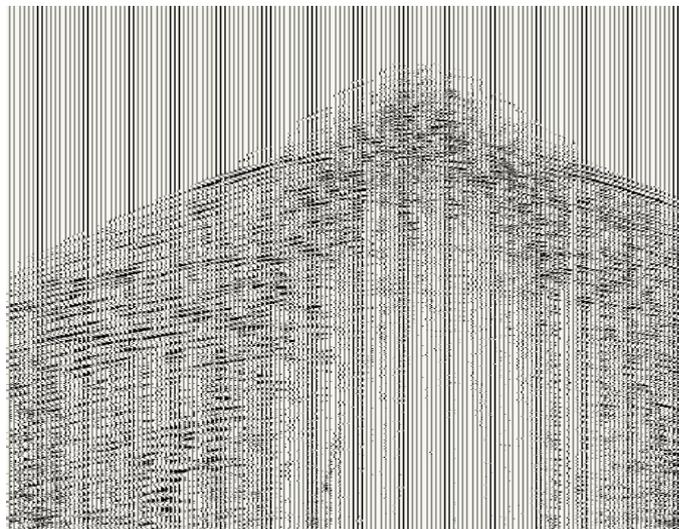


Figure II-21 : Film de point de tir après filtrage des bruits.
(Document interne PED, SONATRACH)

Une fois que les corrections ainsi que les compensations des amplitudes ont été faites sur le film de tir brut ainsi que le filtrage du bruit, on obtient une section sismique finale corrigée et compensée qui est prête maintenant à l'interprétation (cf. figure II-22).

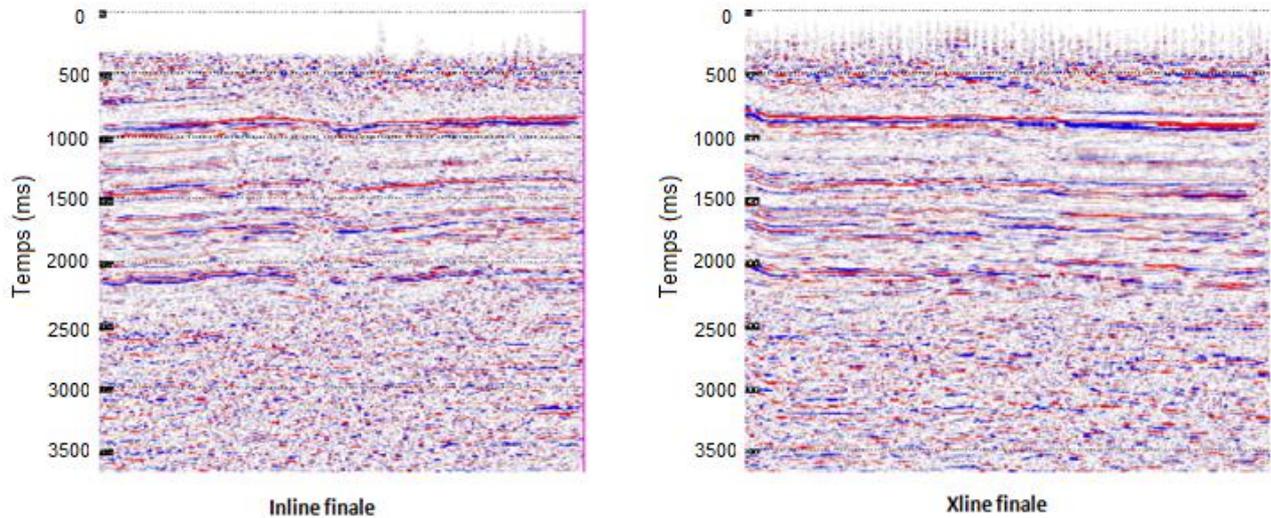


Figure II-22: Section sismique finale. (Document interne PED, SONATRACH)

II.C.3 : Interprétation des données sismiques

II.C.3.a : Calage et identification des horizons

Dans notre cas, l'opération de calage qui a pour rôle d'ajuster les événements sismiques aux données de puits a été appliquée sur le puits AL-74 situé au centre de la région d'étude sur lequel sont enregistrées les diagraphies sonique et densité nécessaires pour la génération du film synthétique.

La figure III-6 montre le calage des événements sismiques aux données du puits AL-74. De gauche à droite nous remarquons les colonnes suivantes :

- Corrélation temps/profondeur tiré à partir du VSP (Profil Sismique Vertical).
- Corrélation temps/profondeur tiré à partir du sonique.
- La vitesse de l'onde P, tirée à partir du sonique.
- La densité, tirée à partir du log de densité.
- L'impédance (la vitesse de l'onde P \times densité), tirée à partir du log.
- La série de réflectivité, tirée à partir du log.
- Le film synthétique, tirée à partir du log.
- Corrélation entre le film synthétique et film réel.
- Superposition du film synthétique sur la section sismique.
- Détermination des horizons.

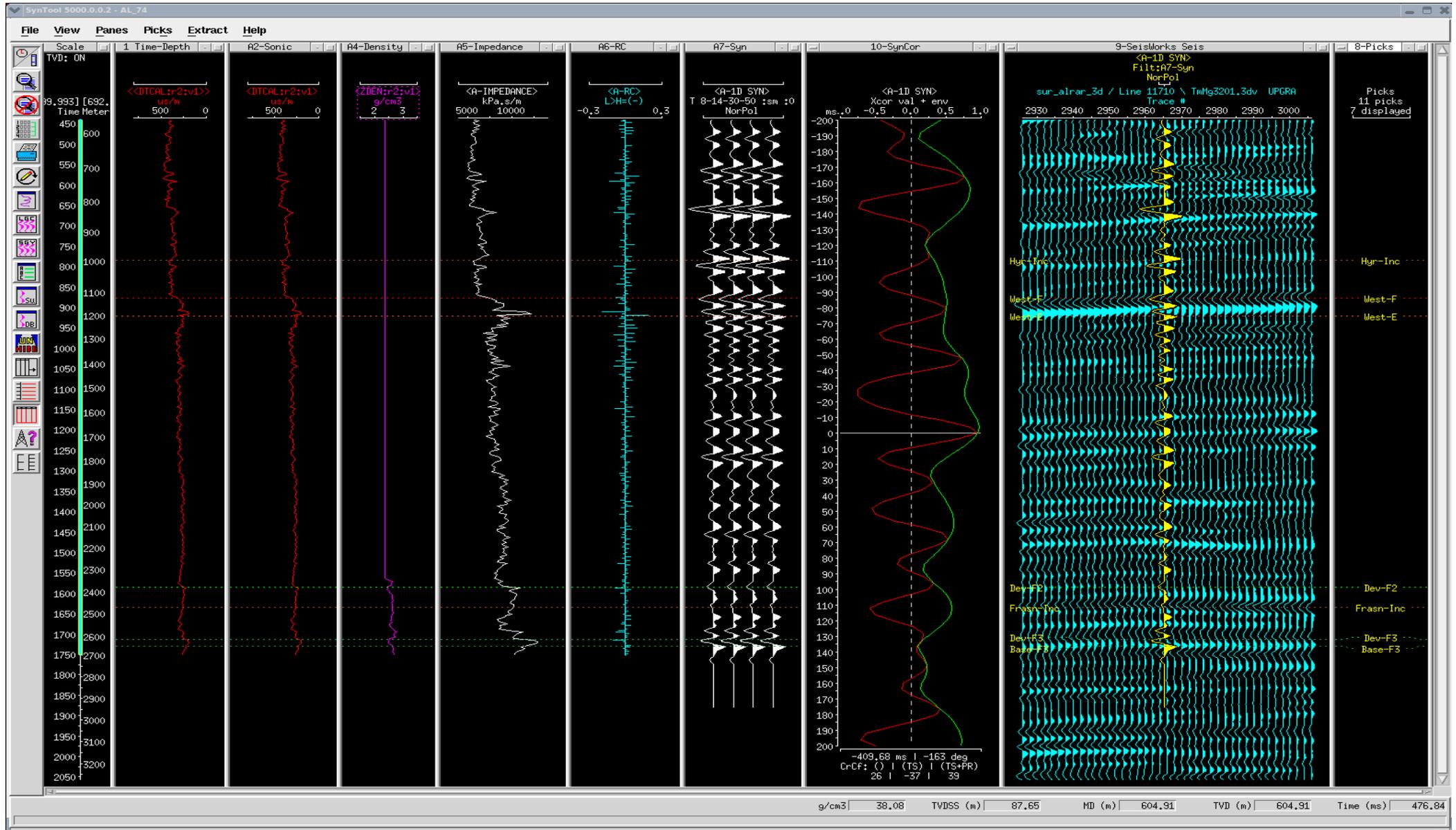


Figure II-23 : Calage des événements sismiques aux données du puits AL-74. [2]

II.C.3.b : Interprétation

Plusieurs horizons sismiques clés ont été identifiés et interprétés. Ces horizons ont été choisis par rapport à la cohérence et à la continuité spatiale de l'amplitude qui correspond aux variations importantes de vitesse au niveau des interfaces. Etant donné le caractère peu variable et continu de la réponse au toit du Dévonien F3, l'interprétation de cet horizon s'est déroulée sans ambiguïtés c'est ce qui nous a permis d'interpréter un autre horizon Dévonien F2 situé au-dessus du réservoir.

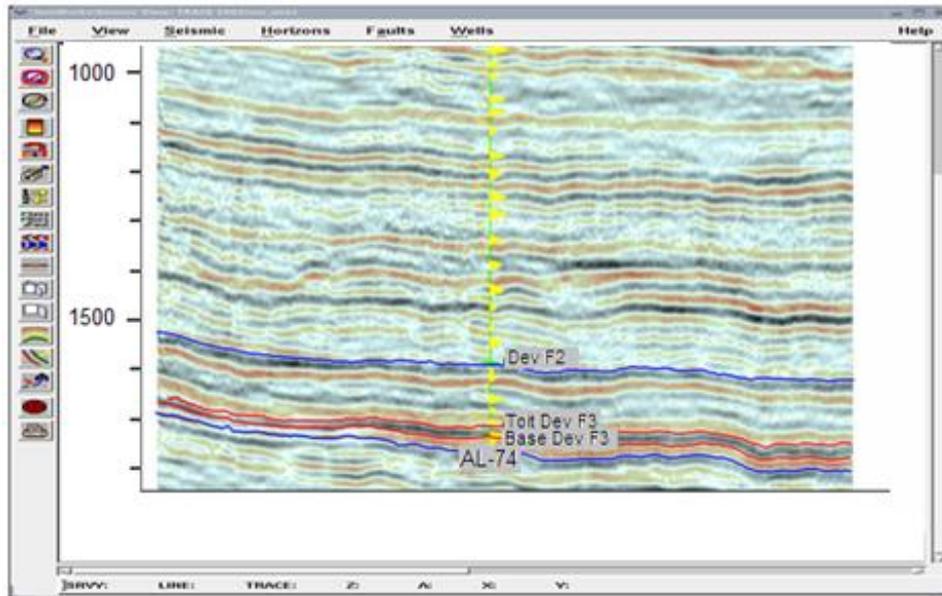


Figure II-24: interprétation des horizons sismiques de la région d'Alrar.
(Document interne PED, SONATRACH)

Il se trouve que le biseautage du réservoir F3 est très visible au sud de la culmination d'Alrar-est, alors que vers l'Ouest, le réservoir semble continu et ne présente aucune obstruction visible sur cette section (cf. figure II-25).

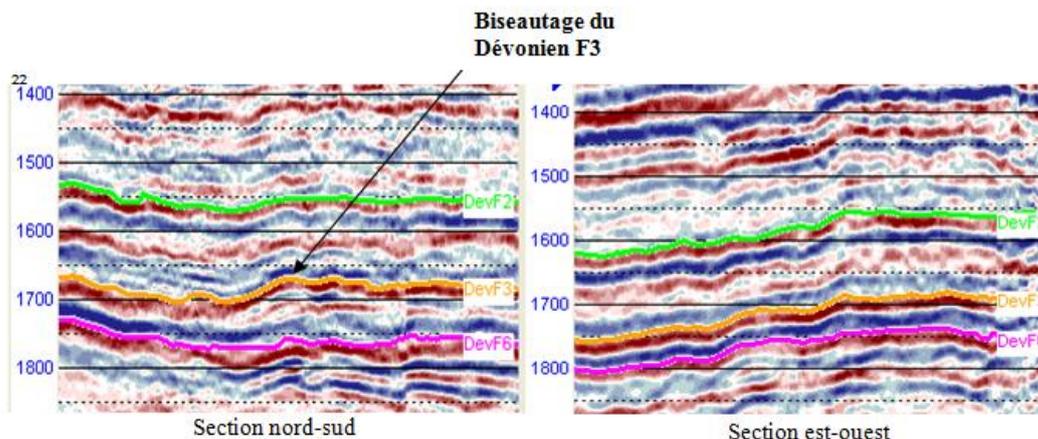


Figure II-25: Biseautage du dévonien F3 sur section sismique.
(Document interne PED, SONATRACH)

Après avoir fait correspondre toutes les données de la sismique 3D de la région, nous avons obtenu une carte d'iso-profondeur du toit du Dévonien F3 ainsi que la représentation des principales failles de la région. (cf. figure II-26).

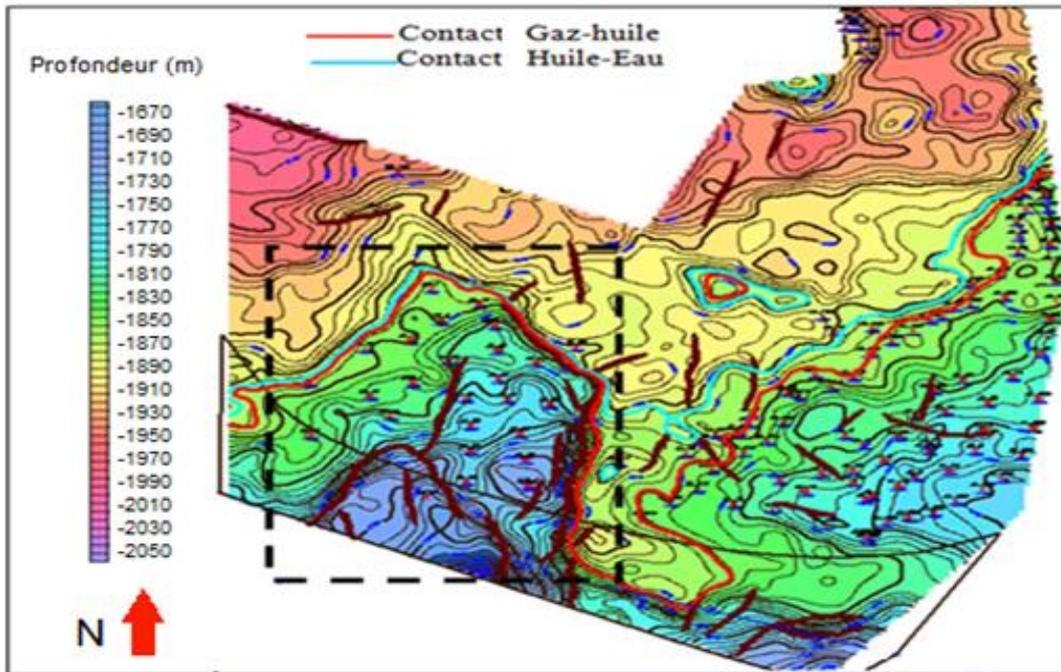


Figure II-26: Carte iso-profondeur du toit du Dévonien F3.
(Document interne PED, SONATRACH)

Un agrandissement de la zone rectangulaire montrée sur carte de la figure II-26, permet de voir la zone d'étude :

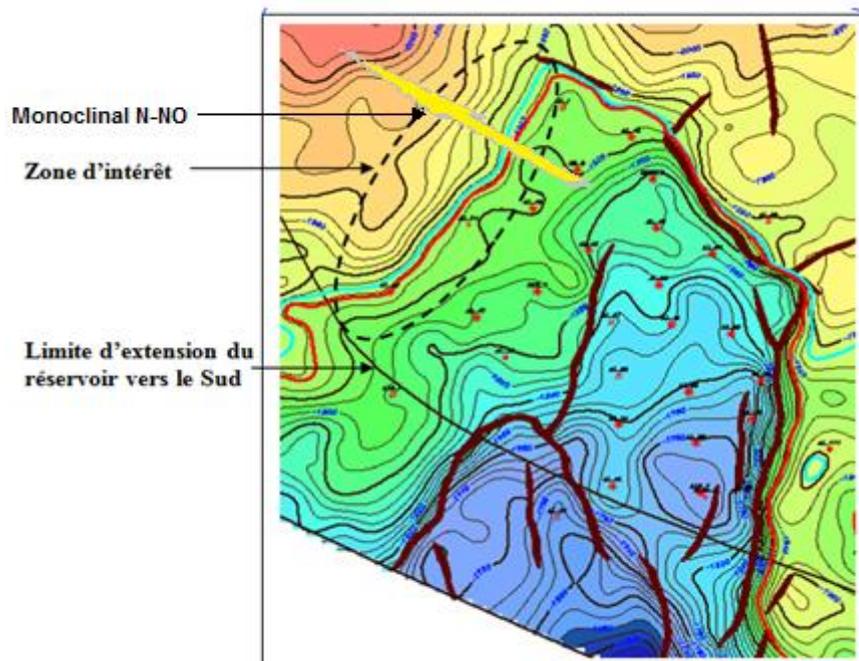


Figure II-27: Carte iso-profondeur du Dévonien F3 du côté Ouest d'Alrar.
(Document interne PED, SONATRACH)

II.D : Conclusion

La Figure II-26 montre que cette région est composée de deux anticlinaux. La tendance structurale est dominée par une formation de failles sub-verticales. Dans la partie Ouest du champ d'Alrar (Figure II-27), le réseau de faille montre une orientation Nord-Sud.

La structure géologique dans notre zone d'étude (Figure II-27), montre un Monoclinal orienté NNO avec un pendage accentué, confirmé par le rapprochement des courbes de niveaux. Cependant, cette zone n'est pas caractérisée par des failles.

III.1 : Introduction

Tout ce que nous avons vu jusqu'à maintenant considère que les coefficients de réflexion et de transmission des ondes P et S, à l'interface de deux milieux, sont donnés par les équations classiques (éq II-2 et éq II-3) calculés en fonction de la vitesse et de la densité de ces milieux. En effet, ces équations ne sont valables que pour des angles à incidence faible inférieure à 30 degrés. Les vraies valeurs de ces coefficients sont liées à l'angle d'incidence exprimé par des relations beaucoup plus complexes appelées équations de Zoeppritz (1919) satisfaisant ainsi les conditions aux limites de la continuité des tensions normales et tangentielles et des déplacements des ondes planes entre deux demi-espaces élastiques (cf

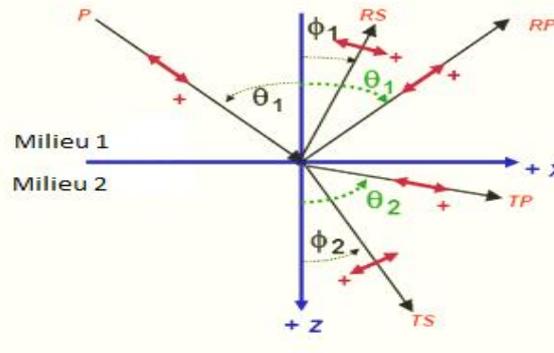


Figure III-1 : Transmission et Réfexion de l'onde incidente.
(Document interne PED, SONATRACH)

Donc, à l'interface de deux milieux, nous avons les équations de Zoeppritz exprimées en fonction de l'angle d'incidence et des angles de transmission et de réflexions données comme suit :

$$\begin{pmatrix} \sin \theta_1 & \cos \phi_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_2 \\ -\cos \theta_1 & \sin \phi_1 & -\cos \theta_2 & -\sin \phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2} \sin 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 \beta_2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\phi_1 & -\frac{\beta_1}{\alpha_1} \sin 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} RP \\ RS \\ TP \\ TS \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin \theta_1 \\ -\cos \theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\phi_1 \end{pmatrix} \dots(III-1).$$

Où :

RP : Réflexion de l'onde P.

RS : Réflexion de l'onde S.

TP : Transmission de l'onde P.

TS : Transmission de l'onde S.

La résolution de ce système d'équation, nous fournit une solution exacte de l'amplitude du coefficient de réflexion de l'onde P issue d'une onde plane. Malgré son exactitude cela ne nous permet pas de comprendre l'aspect des paramètres physiques qui interviennent lors du

calcul de ce coefficient. A cet effet, les chercheurs se sont penchés au développement de ces équations afin de les approximer par d'autres équations équivalentes et plus simple à comprendre. Parmi elles, la plus célèbre est la formule simplifiée de Aki, Richards et Frasier (1980), qui ont pu aboutir à une écriture composée de trois termes indépendants que sont ; vitesse de l'onde P, vitesse de l'onde S et de la densité :

$$R(\Theta) = a \frac{\Delta V_p}{V_p} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta V_s}{V_s} \dots \text{(III-2)}.$$

Avec :

$$a = 1/(2\cos^2\Theta) = (1+\tan^2\Theta)/2 \quad ; \quad \Delta V_p = V_{p2} - V_{p1} \quad ; \quad V_p = (V_{p1} + V_{p2})/2$$

$$b = 1/2 - [(2 V_s^2/V_p^2) \sin^2\Theta] \quad ; \quad \Delta V_s = V_{s2} - V_{s1} \quad ; \quad V_s = (V_{s1} + V_{s2})/2$$

$$c = - (4 V_s^2/V_p^2) \sin^2\Theta \quad ; \quad \Delta \rho = \rho_2 - \rho_1 \quad ; \quad \rho = (\rho_1 + \rho_2)/2$$

$$\text{et } \Theta = (\Theta_i + \Theta_t)/2 \quad \text{quand : } \Theta_t = \arcsin [(V_{p2}/V_{p1}) \sin\Theta_i]$$

Shuey a pu également reformuler l'expression de Aki et Richards sous une autre forme en fonction du coefficient de poisson au lieu de la vitesse de cisaillement :

$$R(\Theta) = R_p + [NI.A_0 + (\Delta\nu)/((1 - \nu^2))] \sin^2\Theta + \Delta V_p/2V_p (\tan^2\Theta - \sin^2\Theta) \dots \text{(III-3)}.$$

Avec : R_p : le coefficient de réflexion des ondes P à incidence Normal

ν : le coefficient de poisson.

$$\nu = ((V_p/V_s)^2 - 2)/(2*((V_p/V_s)^2 - 1))$$

$$\nu = (\nu_1 + \nu_2)/2 \quad ; \quad \Delta\nu = \nu_2 - \nu_1 \quad ; \quad R_p = 1/2 \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \beta}{\beta} \right)$$

$$A_0 = B - 2(1+B) \frac{1-2\nu}{1-\nu} \quad \text{et} \quad B = \frac{\frac{\Delta V_p}{V_p}}{\frac{\Delta V_p}{V_p} + \Delta \beta/\beta}$$

D'autres simplifications sur la relation de Shuey ont été réalisées par Hilterman en utilisant uniquement les deux premiers termes sous l'hypothèse que ; $A_0 = -1$, nous obtenons la relation suivante :

$$RC(\Theta) = R_p [1 - \sin^2\Theta] + [(\Delta\nu)/(1 - \nu^2)] \sin^2\Theta$$

$$= \underbrace{R_p \cos^2\Theta}_{NI} + \underbrace{[(\nu_2 - \nu_1)/(1 - (\nu_1 + \nu_2)/2)^2]}_{PR} \sin^2\Theta \dots \text{(III-4)}.$$

RC : Coefficient de réflectivité total

NI : Réflectivité à incidence normale

RP : Réflectivité liée au coefficient de poison pour $\Theta > 0$

Ceci dit, pour des angles d'incidence au tour de la valeur zéro (0), le coefficient de réflexion RC n'est autre que la valeur de l'incidence normale donnée par la relation (éq II-2). Par contre au-delà de cet angle, le coefficient de réflectivité sera composé de deux termes où le degré de contribution de chaque terme est porté sur la figure III-2 ci après.

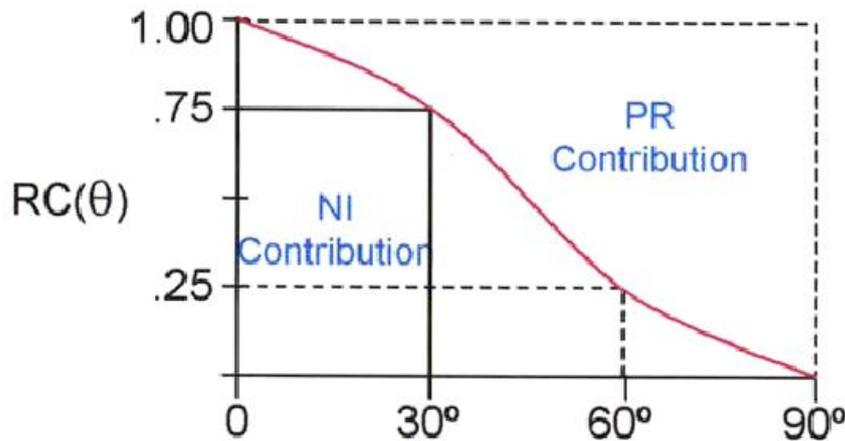


Figure III-2 : Contribution de NI et de PR sur Rc en fonction de l'angle d'incidence.
(Document interne PED, SONATRACH)

L'idée consiste donc, à étudier la variation de l'amplitude au toit d'un réflecteur qui est directement liées à l'évolution du coefficient de réflexion en fonction du déport conformément aux équations de Zeoppritz. Sachant que la variation de ce coefficient dépend des paramètres pétrophysiques des milieux traversés, cela nous conduit à aboutir par le biais d'une inversion sismique PreStack (avant sommation des collections CDP) aux différents modèles régissant le mode de propagation des ondes élastiques que sont : l'impédance P; IP, l'impédance S; IS et la densité. Mais avant d'entamer la partie inversion, nous allons présenter brièvement le principe de base d'une analyse AVO.

III.2 : Analyse AVO –AVA

III.2.1 : Définition

Comme son nom l'indique, L'AVO (Amplitude Versus Offset) représente la variation de l'amplitude en fonction de l'offset (cf. figure III-3). Elle est également connue sous une autre appellation AVA (Amplitude Versus Angle), quand les traces sont décrites en fonction de l'angle d'incidence. Cette technique consiste à évaluer l'atténuation de l'amplitude en fonction de l'offset par une loi linéaire qui est beaucoup plus appliquée sur des réservoirs à gaz. Ceci revient au fait que la vitesse des ondes P (longitudinales) sont très sensibles au type de fluide imprégné dans les pores contrairement aux ondes S (transversales) qui ont une vitesse qui dépend principalement de la structure de la roche. Le

but de cette analyse permet d'aboutir d'une façon implicite à certains paramètres physiques des couches traversées.

III.2.2 : Principe de la méthode d'AVO

Il s'agit d'évaluer à un temps donnée t_0 et pour chaque collection CDP (avant sommation) une loi linéaire décrivant la variation d'amplitude en fonction de l'offset.

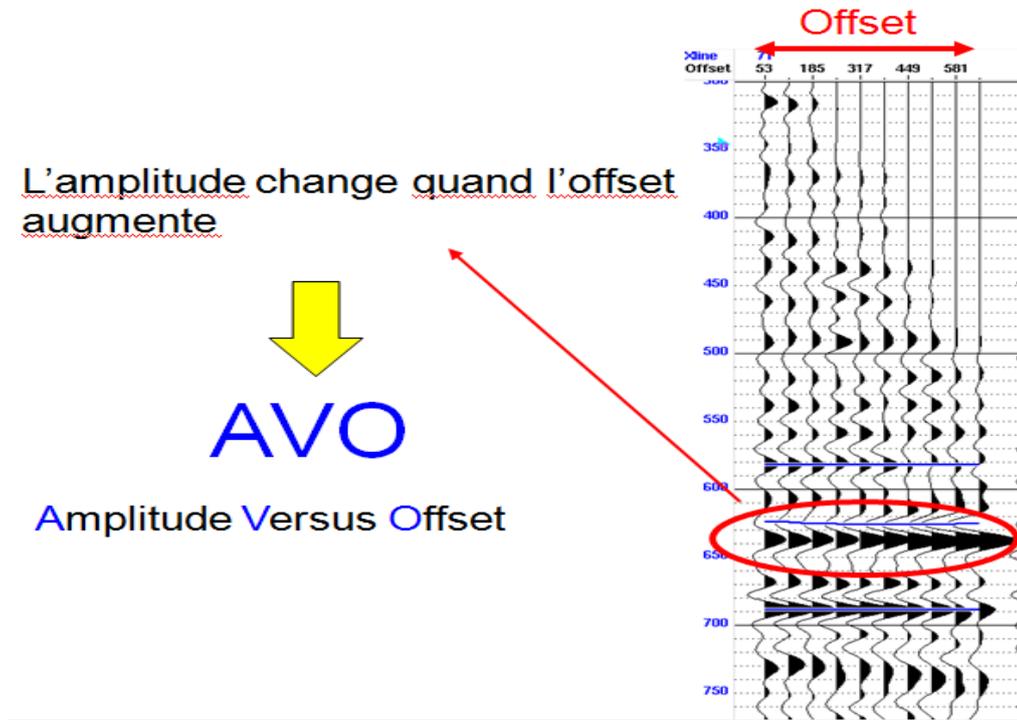


Figure III-3 : Représentation du principe d'AVO. (Document interne PED, SONATRACH)

Cette variation est représentée sous forme d'un graphe, comme montré dans la figure III-4 suivante :

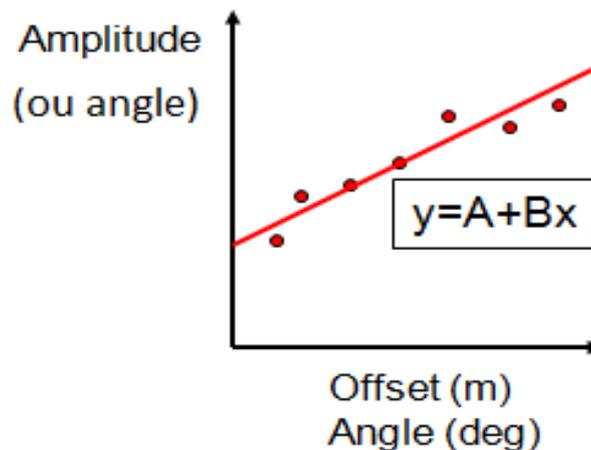


Figure III-4 : Graphe de variation d'AVO. (Document interne PED, SONATRACH)

Ce graphe représente une droite ne passant pas par l'origine, dont l'équation est représentée par :

$$y = A + Bx \quad , \quad x : \text{Offset et les paramètres A et B sont appelés les attributs d'AVO.}$$

Où : A décrit l'amplitude qui correspond à l'offset nul, à incidence normale obtenu lorsque les positions de l'émetteur et du récepteur sont confondues. Il est aussi appelé **Intercept**.

Et B représente la pente de la droite, appelé aussi **Gradient**.

$$\text{Avec } B = \frac{\Delta \text{Amplitude}}{\Delta \text{offset}} \quad \text{ou } B = \frac{\Delta \text{Amplitude}}{\Delta \text{Angle}}$$

En face d'une collection de traces en fonction de l'angle d'incidence, la variable x sera remplacée par $\sin^2\theta$, ce qui nous donne la nouvelle loi linéaire : $y = A + B \sin^2\theta$

Donc une section sismique peut être décomposée en deux parties en fonction de l'*Intercept* et du *Gradient*. La figure III-5 suivante montre cette décomposition :

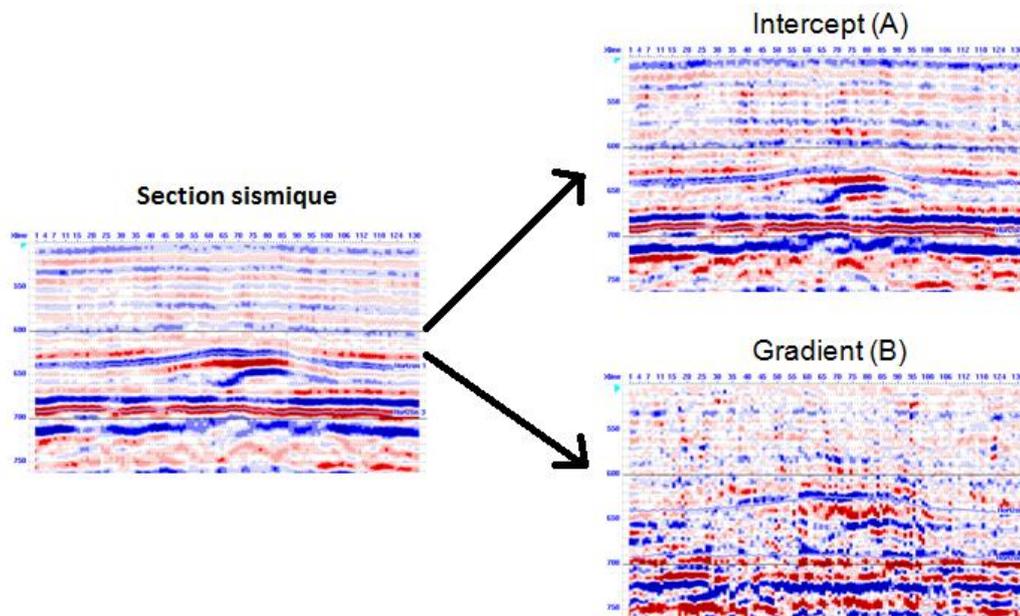


Figure III-5 : Décomposition d'une section sismique en Intercept et Gradient.
(Document interne PED, SONATRACH)

III.2.3 : Opérations sur les Attributs AVO-AVA

A+B :

La reformulation de l'approximation d'Hilterman donnée par la relation (éq III-4), nous permet d'aboutir à la formule suivante :

$$R(\Theta) = R_p + G \sin^2\Theta \quad \dots(\text{III-5}).$$

$$\text{Où } G = (-R_p + PR) \quad \text{et} \quad PR = (\Delta v) / (1 - v)^2$$

Pour une valeur de $v = 1/3$, qui correspond à une roche imprégnée d'eau, nous obtenons :

$$PR = (9/4) \times \Delta v$$

nous pouvons déduire ; $\Delta v = (4/9) \times (G + R_p)$

$$A + B = \frac{9}{4} \Delta v \quad \dots(\text{III-6}).$$

Cette technique est utilisée pour éclairer les zones à gaz où le coefficient de Poisson est estimé à 0,1.

A - B :

Une autre écriture équivalente pour décrire le coefficient de réflectivité $RC(\Theta)$ en fonction du coefficient de réflexion des ondes transversales (R_s) est donnée par Smith et Gidlow sous la forme linéaire suivante :

$$R(\Theta) = R_p + G \sin^2\Theta$$

$$\text{où : } G = R_p - 2R_s \quad \text{et} \quad R_s = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right]$$

Ce qui revient à déduire :

$$A - B = 2 R_s \quad \dots(\text{III-7}).$$

Cet attribut permet d'estimer le modèle de réflectivité des ondes de cisaillement, qui est également un bon indicateur de la présence de gaz.

III.3 : Principe de l'inversion sismique

Il est admis que l'impédance acoustique est obtenue par le produit de la vitesse de la roche par sa densité. L'inversion cherche à partir du sismogramme (dit de référence) produit par les mesures de données sismiques, de retrouver par le biais d'un schéma inverse les paramètres du sous-sol et ainsi éliminer l'effet de l'impulsion sismique (l'ondelette). L'idée consiste à créer par jonction des données sismiques et des données de puits des

modèles de log pseudo-acoustique (V_p , V_s , Z_p , Z_s , ...) pour chaque position de trace. En d'autre terme, c'est une représentation quantitative des propriétés physiques de la roche.

Le schéma simpliste ci-dessous (figure III-6) illustre mieux le principe de base d'une inversion sismique :

1- Modèle directe ; Traces sismiques enregistrées

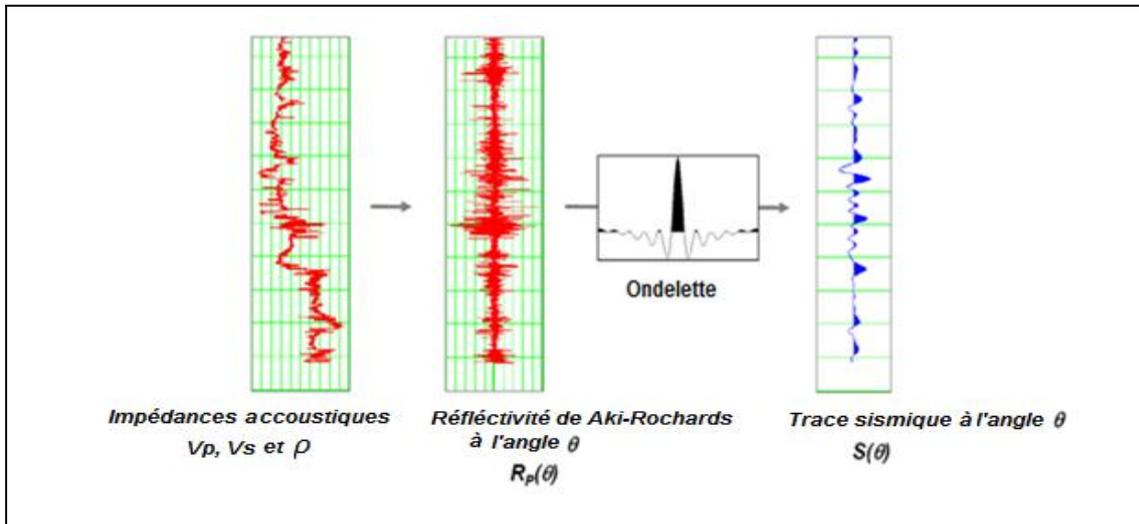


Figure III-6 : Modèle directe d'enregistrement sismique. (Document interne PED, SONATRACH)

2- Modèle inverse ; résultat de l'inversion sismique

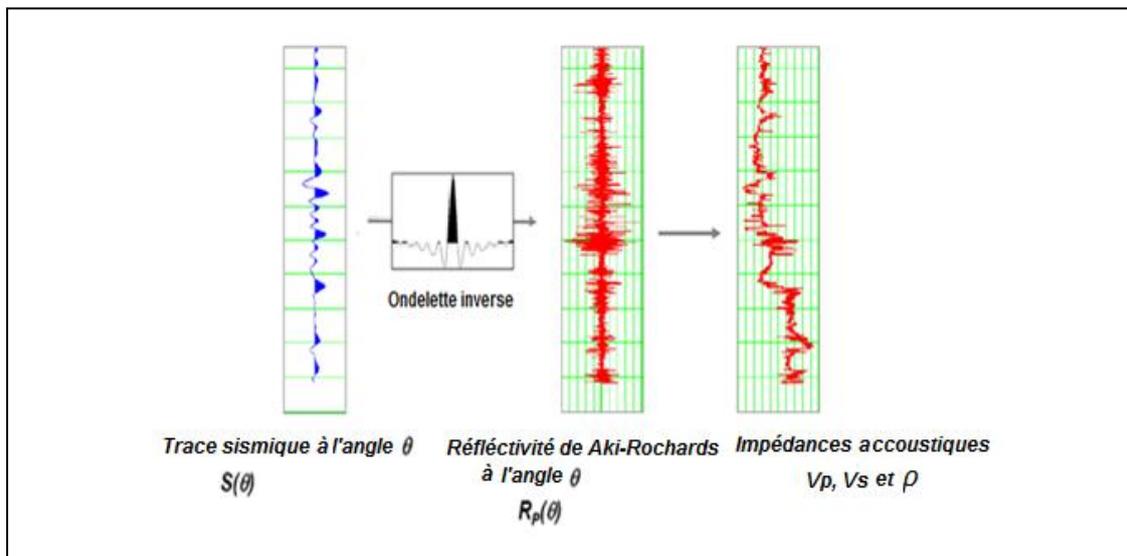


Figure III-7 : Modèle inverse d'enregistrement sismique. (Document interne PED, SONATRACH)

Nous distinguons deux catégories d'inversion différentes dans le domaine d'application. La première est celle appliquée sur des sections sismiques après sommation (Inversion

PostStack), alors que la seconde se réalise sur des collections *CDP* avant sommation (*Inversion PreStack*). Cette dernière est celle utilisée pour inverser les données sismiques d'Alrar par la méthode d'inversion instantanée.

• **Inversion instantanée :**

Cette méthode est basée sur la résolution de la formule de Fatti, qui est une version de l'équation d'Aki-Richards, exprimée par les coefficients de réflexion en fonction de l'angle d'incidence. Les paramètres élastiques recherchés que sont ; R_p , R_s et R_d , correspondent respectivement à la réflectivité des ondes de compression P et de cisaillement S et de la densité ρ .

$$R_{PP}(\theta) = c_1 R_P + c_2 R_S + c_3 R_D \quad \dots(\text{III-8})$$

$c_1 = 1 + \tan^2 \theta$ $c_2 = -8\gamma^2 \sin^2 \theta$ $c_3 = -\frac{1}{2} \tan^2 \theta + 2\gamma^2 \sin^2 \theta$ $\gamma = \frac{V_S}{V_P}$	$R_P = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] = \frac{1}{2} \Delta \log(Z_P)$ $R_S = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_S}{V_S} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] = \frac{1}{2} \Delta \log(Z_S)$ $R_D = \frac{\Delta \rho}{\rho} = \Delta \log(\rho)$
--	--

Pour un modèle à une variable, nous définissons L_p comme le logarithme népérien de l'impédance acoustique des ondes P :

$$L_p = \log(Z_P).$$

Ce qui nous donne :

$$R_p = 0.5[L_p(i+1) - L_p(i)]$$

Dans le cas d'une trace à N échantillons, l'écriture matricielle sera :

$$R_p = (0.5)DL_p$$

$$\begin{bmatrix} R(1) \\ R(2) \\ \vdots \\ R(Nsamp) \end{bmatrix} = 0.5 \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & \dots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_p(1) \\ L_p(2) \\ \vdots \\ L_p(Nsamp) \end{bmatrix}$$

En ajoutant l'effet de l'ondelette, nous obtenons cette nouvelle écriture matricielle :

$$T = WR_p$$

$$\begin{bmatrix} T(1) \\ T(2) \\ \vdots \\ T(Nsamp) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} W_1 & 0 & 0 & \dots \\ W_2 & W_1 & 0 & \dots \\ W_3 & W_2 & W_1 & \dots \\ 0 & W_3 & W_2 & \dots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R(1) \\ R(2) \\ \vdots \\ R(Nsamp) \end{bmatrix}$$

La généralisation de cette écriture sur les trois (03) variables, la nouvelle équation de Fatti, exprimée en fonction de l'angle d'incidence, est donnée comme suit :

$$T(\theta) = (0.5)c_1W(\theta)DL_p + (0.5)c_2W(\theta)DL_s + c_3W(\theta)DL_D \quad \dots(\text{III-9}).$$

L'analyse des facteurs c_1 , c_2 et c_3 de cette équation, sur différents angles d'incidence, montrent qu'ils n'occupent pas la même échelle de grandeur où $c_1 \gg c_2 \gg c_3$. Ceci se traduit par la dominance très nette du premier terme dans la solution finale. Comme solution, un changement de variable à été introduit dans l'équation (III-9) exprimé comme suit :

$$L_s = kL_p + k_c + \Delta L_s$$

$$L_D = mL_p + m_c + \Delta L_D$$

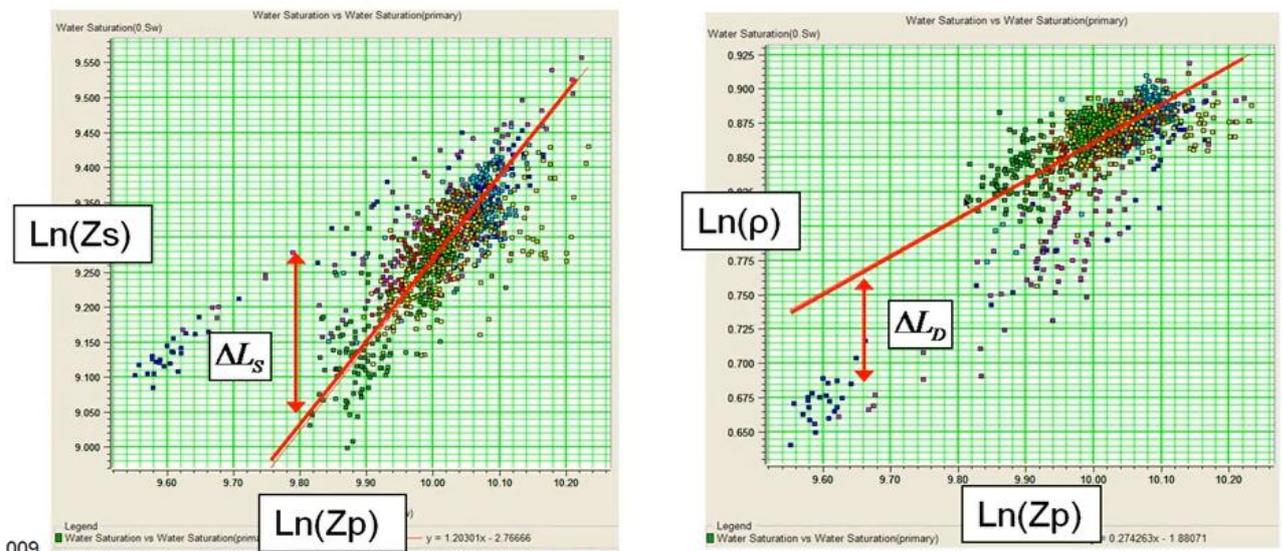


Figure III-8 : Graphiques des logarithmes de l'impédance S et de la densité en fonction de l'impédance P. (Document interne PED, SONATRACH)

Ce changement de variable, où les constantes « m et k » sont déduites à partir des enregistrements aux puits de la région d'étude, permet non seulement d'offrir une meilleure stabilité du système d'équation lors de sa résolution mais surtout de travailler avec des variables complètement indépendantes.

La nouvelle équation de Fatti sera donc :

$$\boxed{T(\theta) = \tilde{c}_1 W(\theta) D L_p + \tilde{c}_2 W(\theta) D \Delta L_S + c_3 W(\theta) D \Delta L_D} \quad \dots(\text{III-10}).$$

Où :

$$\tilde{c}_1 = (1/2) c_1 + (1/2) k c_2 + m c_3$$

$$\tilde{c}_2 = (1/2) c_2$$

$$W(\theta) = \text{ondelette à l'angle } \theta$$

$$D = \text{opérateur de dérivation } L_p = \ln(Z_p)$$

La résolution de l'équation (III-10) nécessite souvent un matériel robuste et performant. A titre d'exemple, pour un modèle de M angle stack -(volume après sommation avec une gamme d'angle), dans notre cas, nous avons travaillé avec quatre (04) angles stack ; 0°-10°, 11°-20°, 21°-30° et 30°-40° - et N=1000 échantillons. Nous aurons un système composé de NxM traces et de 3N inconnues. La solution à ce système surdimensionné est généralement obtenue par la méthode du gradient conjugué qui fournit un résultat bordé par deux limites inférieure et supérieure imposées par le modèle initial.

$$\begin{array}{c}
 \leftarrow \quad \quad \quad 3N \quad \quad \quad \rightarrow \\
 \uparrow \quad \quad \quad \left[\begin{array}{ccc} \tilde{c}_1(\theta_1)W(\theta_1)D & \tilde{c}_2(\theta_1)W(\theta_1)D & \tilde{c}_3(\theta_1)W(\theta_1)D \\ \tilde{c}_1(\theta_2)W(\theta_2)D & \tilde{c}_2(\theta_2)W(\theta_2)D & \tilde{c}_3(\theta_2)W(\theta_2)D \\ \dots & \dots & \dots \\ \tilde{c}_1(\theta_N)W(\theta_N)D & \tilde{c}_2(\theta_N)W(\theta_N)D & \tilde{c}_3(\theta_N)W(\theta_N)D \end{array} \right] \begin{array}{c} \left[\begin{array}{c} L_p \\ \Delta L_S \\ \Delta L_D \end{array} \right] \downarrow \\ 3N \end{array} \\
 \downarrow \quad \quad \quad \left[\begin{array}{c} T(\theta_1) \\ T(\theta_2) \\ \dots \\ T(\theta_N) \end{array} \right] \quad \quad \quad \uparrow \\
 N \times M
 \end{array}$$

La solution est obtenue par un processus itératif, qui commence toujours par un modèle initial de chaque variable (Zp, Zs, et ρ) calculées et interpolées sur la base des données de puits puis filtrées à ces basses fréquences. La solution ainsi délivrée sera transformée en amplitude pour qu'elle soit comparée à la trace réelle. L'erreur ainsi obtenue sera traduite en termes de paramètres élastiques puis additionnée à la solution précédente. Ce processus itératif prendra fin lorsque l'erreur en amplitude entre le modèle inversé et réelle soit insignifiante.

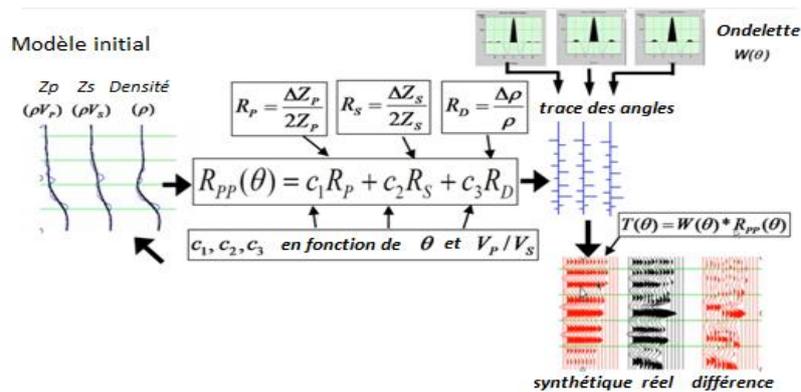


Figure III-9 : Schéma de la méthode d'inversion sismique. (Document interne PED. SNATRACH)

III.4 : Résultats d'inversion des données sismiques d'Alrar

L'inversion sismique de la région d'Alrar a été effectuée sur les 4 puits suivant : DZS_1, AL_42, AL_48 et AL_74. Les figures suivantes montrent les résultats reçus du puis AL_74 :

Le traitement des données s'est fait par *Pétrel* qui est un logiciel développé par Schlumberger, ainsi que par l'Excel pour les graphiques.

Il est à noter qu'il faut suivre l'allure générale de la courbe et non pas les fluctuations. Car la fréquence et la précision au niveau du puits sont supérieures à celles de la sismique.

1- L'impédance P :

Une bonne corrélation entre les données de puits et celles de l'inversion sismique est observée, mis à part au niveau des réservoirs. Cela peut être du à la présence de gaz, influençant ainsi les résultats.

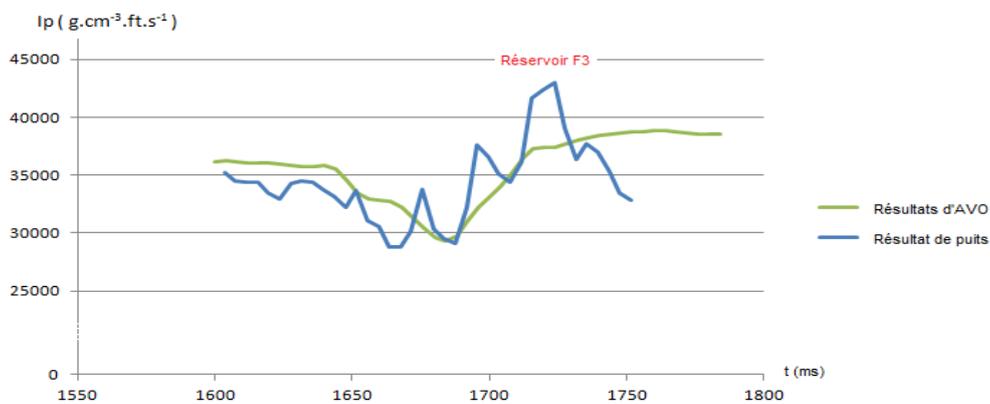


Figure III-10 : Graphique de comparaison entre l'impédance P issu des résultats du puits avec ceux issus des résultats d'inversion.

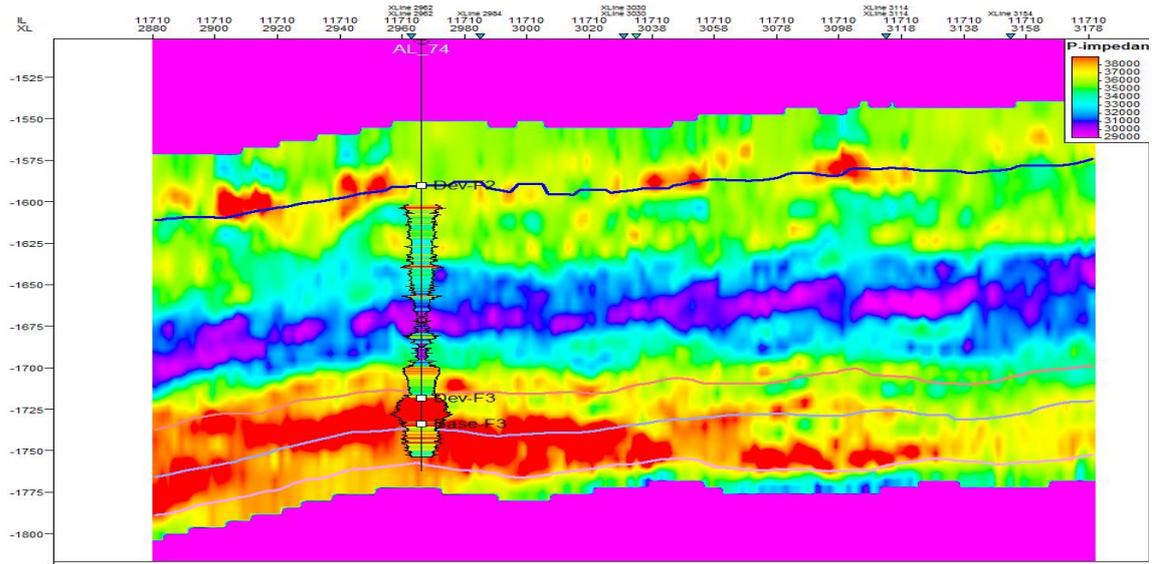


Figure III-11 : Résultats d'inversion sismique volumiques de l'Impédance P passant par le puits AL74.

2- L'impédance S :

Nous remarquons une bonne corrélation entre les données de puits et celles de l'inversion sismique mais qui reste toujours faible au niveau du réservoir. Car contrairement aux ondes P, les ondes S ne se propage pas dans les fluides, donc la présence de gaz dans les réservoirs n'a pas d'influence sur les résultats. Mais étant donné que l'onde S est extraite à partir de l'onde P, l'influence de cette dernière existe toujours.

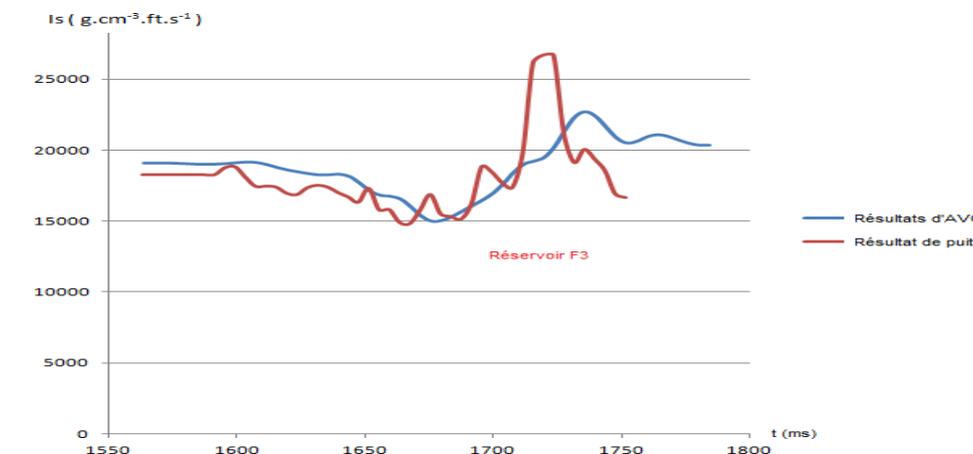


Figure III-12 : Graphique de comparaison entre l'impédance S issu des résultats du puits avec ceux issus des résultats d'inversion.

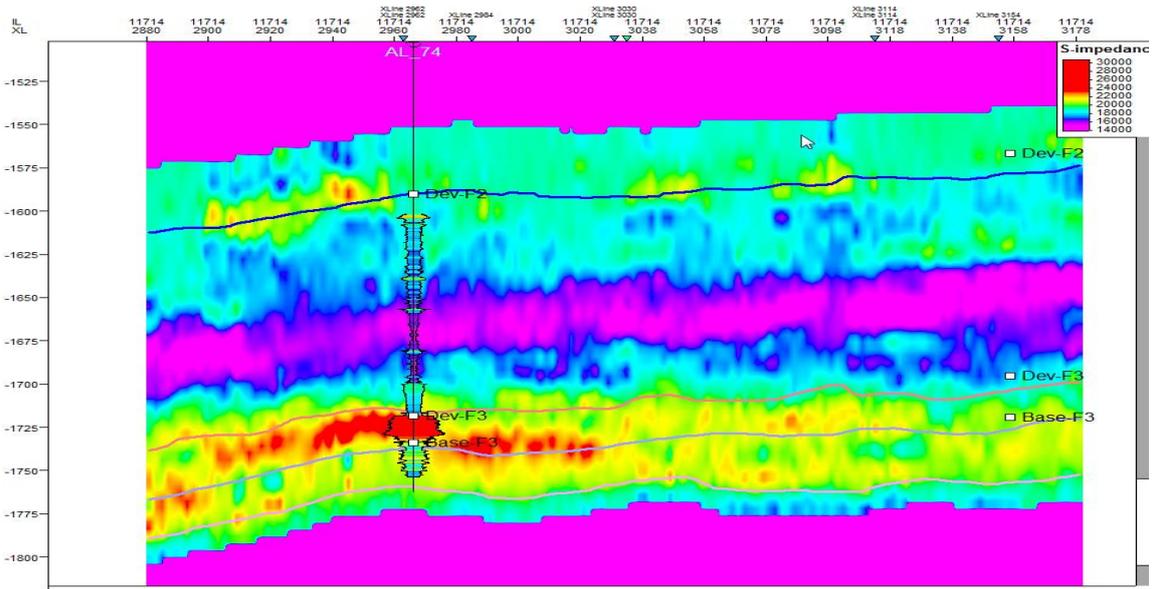


Figure III-13 : Résultats d'inversion sismique volumiques de l'impédance S passant par le puits AI74.

3- Le rapport V_p/V_s :

Nous remarquons une meilleure corrélation entre les données de puits et celles de l'inversion sismique par rapport aux impédances P et S, car les erreurs sur les mesures sont diminuées étant donné que c'est un résultat relatif de V_p par rapport à V_s .

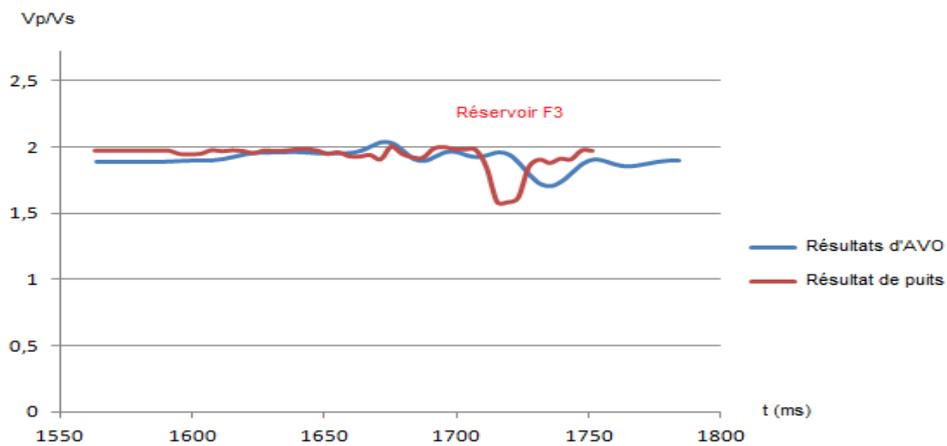


Figure III-14 : Graphique de comparaison entre le rapport VP/VS issu des résultats du puits avec ceux issus des résultats d'inversion.

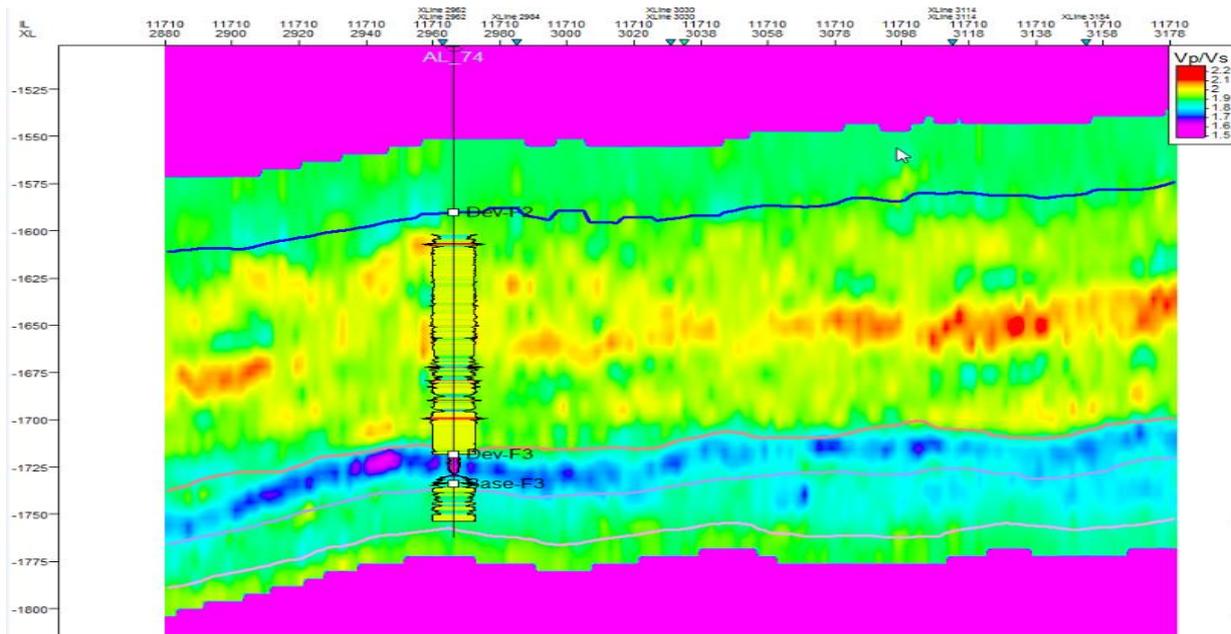


Figure III-15 : Résultats d'inversion sismique volumiques du rapport Vp/Vs passant par le puits AL74

4- La densité :

Pour la densité, la corrélation entre les données de puits et celles de l'inversion sismique ne sont pas très bonnes. Cela est causé par le calcul de la densité dans l'inversion sismique qui se fait par les offset lointains, à qui il est nécessaire d'appliquer d'avantage de corrections, ce qui augmente l'erreur.

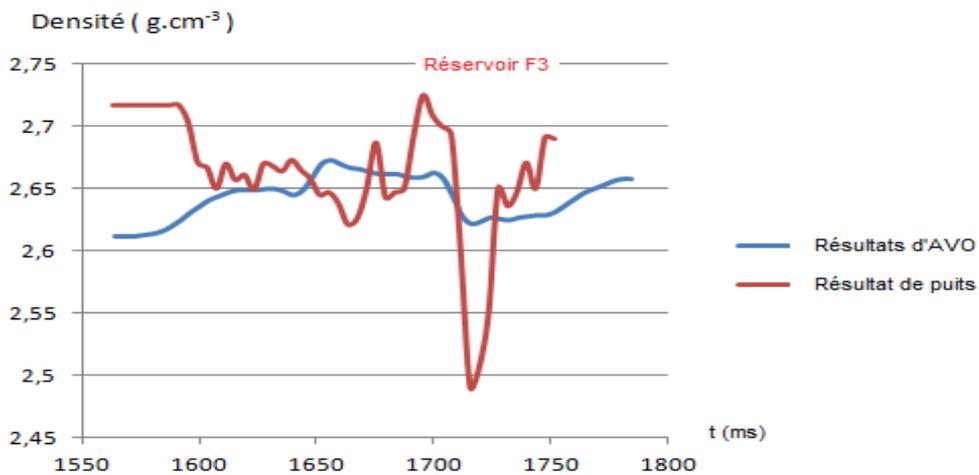


Figure III-16 : Graphique de comparaison entre la densité issu des résultats du puits avec ceux issus des résultats d'inversion.

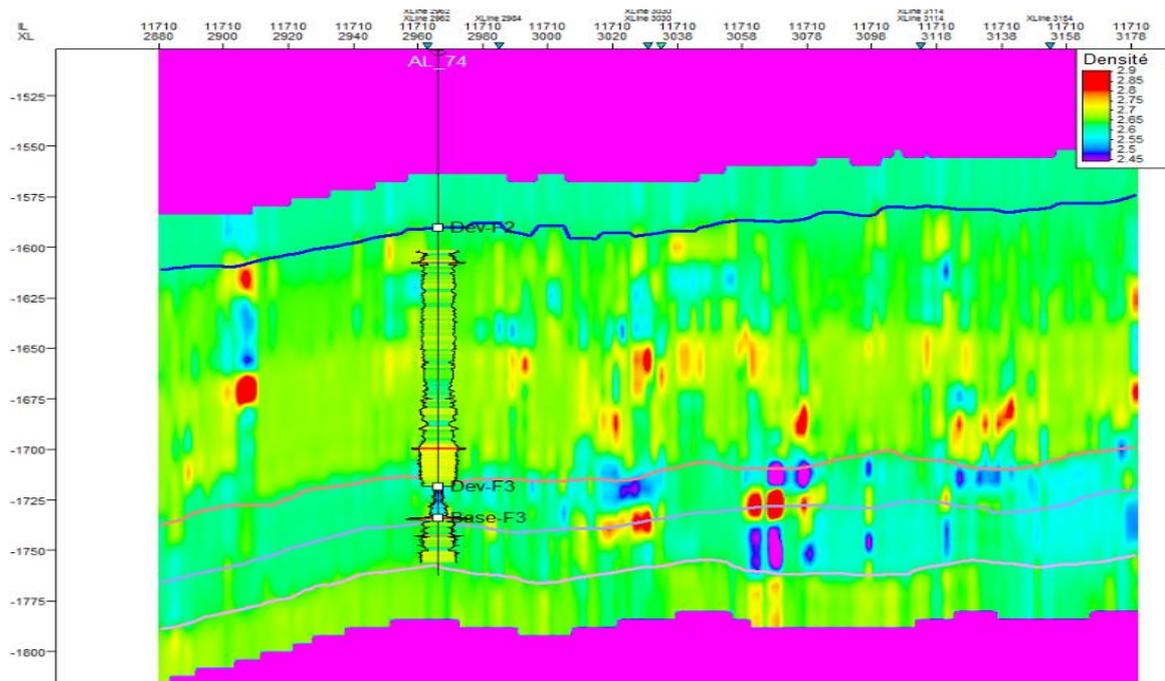


Figure III-17 : Résultats d'inversion sismique volumique de la densité passant par le puits AL74

III.5 : Conclusion

Les résultats de l'inversion sismique de la région Ouest d'Alrar montrent une bonne corrélation avec les données du puits, notamment pour l'impédance P, l'impédance S et le rapport V_p/V_s , sauf au niveau du réservoir. Ce qui pourrait être dû à la présence de gaz qui perturbe les résultats. Concernant la densité, elle n'a pas montré une bonne corrélation avec les données du puits. Car contrairement aux premiers paramètres, la densité est calculée à partir des offset lointains, ce qui augmente ainsi l'erreur sur les résultats.

IV.1 : Introduction

Avec l'exploitation de ressources naturelles pétrolières et gazières qui s'intensifie, les réservoirs qui détenaient ces ressources deviennent de plus en plus sensibles aux contraintes aux quelles ils sont confrontés, causant ainsi leur déformation, ce qui rend la tâche aux ingénieurs d'autant plus difficile lors du forage. Actuellement les recherches pétrolières se font dans des profondeurs de plus en plus grandes et sont soumis à de très fortes contraintes. C'est pour cela qu'il devient indispensable de déterminer les changements d'état de contraintes, et à quelles lois obéissent-ils. La géomécanique est la science qui étudie le comportement des terrains sous diverses sollicitations et nous donne une idée sur la nature physique et mécanique de la roche.

La géomécanique se subdivise en deux aspects :

- L'étude des paramètres mécanique des roches : il s'agit des paramètres intrinsèques des roches, tels que : les modules d'élasticité (E), le coefficient de Poisson (ν), le module d'incompressibilité (K) ou encore le module de cisaillement (μ).
- L'étude de l'état de contrainte : ce sont des paramètres extrinsèques que les roches subissent de l'extérieur, on parlera alors : de la contrainte verticale, et des contraintes horizontales ainsi que de la pression des pores (eau).

La géomécanique a plusieurs applications dans l'industrie pétrolière notamment, dans le forage ou la production des puits dans le but de nous informer sur la stabilité des puits par exemple.

IV.2 : Etude géomécanique

Pour faire une étude géomécanique d'un puits, certains paramètres sont indispensables. Nous les citons ci après:

- Données d'enregistrement (Diagraphies):
 - *Le Gamma Ray*: mesure de la radioactivité naturelle des matériaux.
 - *La densité de la formation (RHOB)*.
 - *Le caliper (Calip)*: mesure des dimensions internes et externes des puits.
 - *Les vitesses d'ondes P et S (V_p , V_s) du Sonique*.
- l'interprétation des Diagraphies :
 - *Le volume d'argile (Vsh)*.
 - *La porosité effective (PHIE)*.
- Données de calibration :
 - *Le rapport de forage ou de fin de sondage*.
 - *Rapport d'imagerie* : dans le but de repérer des éventuelles fissures ou déformations dans le trou de forage.

- *Master Log* : qui représente l'identité du puits. Il contient le rapport de tous les événements liés au puits.
- *Les données des essais de laboratoire (si disponible)* : dans le but de déterminer les propriétés mécaniques statiques de la roche.

IV-3 Méthodologie d'une étude Géomécanique

La méthodologie se présente comme suit :

- 1- **Présentation du puits** : (localisation, le but de son forage, rapport de forage...etc.)
- 2- **Informations du puits** :

A- Stratigraphie mécanique : La détermination des paramètres se fait à partir des enregistrements des puits et leur interprétation vient suite au résultat de calcul comme :

A.1 Volume d'argile de la formation :

$$V_{Sh} = \frac{GR_x - GR_{propre}}{GR_{argile} - GR_{propre}}$$

Avec :

GR_x : la valeur du Gamma Ray lue en face du niveau considéré.

GR_{propre} : valeur du Gamma Ray lue d'une formation propre ($V_{Sh} < 5\%$).

$GR_{argiles}$: la valeur du Gamma Ray lue en face d'un banc d'argiles.

A.2 La porosité effective :

$$\varphi_e = \varphi_D - \varphi_N$$

Avec :

φ_e : La porosité effective.

φ_D : La porosité à partir de la densité sonique.

φ_N : La porosité à partir de la densité Neutron.

B- Caractérisation mécanique : La détermination des paramètres mécaniques peut se faire à partir d'une multitude d'équations en relation entre elles cités en annexe. Celles que nous avons appliquées sont :

B.1 Coefficient de Poisson dynamique : qui représente le rapport entre deux déformations (Transversale et axiale). Il est noté ν .

Son calcul se fait par l'équation suivante :
$$\nu = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$$

Le coefficient de Poisson est toujours compris entre $[0 - 0,5]$.

B.2 Module de cisaillement (ou Module de rigidité) : il exprime la contrainte de cisaillement par rapport à la déformation angulaire. Il est noté μ .

Son calcul se fait par l'équation suivante : $\mu = \rho V_s^2$ [MPsi ou Pas]

B.3 Module de Young dynamique : il est aussi appelé *module d'élasticité*. Il caractérise la rigidité d'un matériau en mesurant sa résistivité à la déformation uni-axiale. Noté E_d

Son calcul se fait par l'équation suivante : $E_d = 2\mu(1 - \nu)$ [MPsi ou Pas]

B.4 Module d'incompressibilité: il caractérise les déformations volumiques. En d'autres mots, on peut dire que c'est le module d'élasticité appliqué pour les déformations triaxiales. Noté K .

Son calcul se fait par l'équation suivante : $K = \mu \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$ [MPsi ou Pas]

B.5 Module de Young et du coefficient de Poisson statiques : le calcul des modules dynamiques se fait à partir des diagraphies, alors que le calcul des modules statiques se fait au laboratoire. Cependant, En pratique, La détermination des propriétés mécaniques à l'état statiques est généralement obtenue par le billet des corrélations avec les paramètres mécaniques dynamique. Ces corrélations se traduisent par des équations spécifiques à chaque région.

B.6 Résistance à la compression : elle représente la contrainte maximale admissible d'un matériau soumis à une charge d'écrasement dans une seule direction. Noté R_c (ou UCS).

Son calcul se fait par l'estimation suivante : $R_c = 1,74 \cdot 10^{-9} \rho V_p^2$ [MPsi ou Pas]

B.7 L'angle de frottement interne : aussi appelé l'angle de frottement interne. Il représente l'angle avec le quel une roche, soumise à des contraintes, se rompt. Il est noté φ_f .

Son calcul se fait par l'estimation suivante :

$$\varphi_f = 26,5 - 37,4 (1 - \varphi_e - V_{sh}) + 62, (1 - \varphi_e - V_{sh})^2 \quad [^\circ]$$

φ_e : Porosité effective

V_{sh} : Volume d'argile de la formation

C- Etat de contrainte :

C.1 Pression des pores : elle représente la pression exercé par les pores. Elle est reliée linéairement avec le poids des sédiments.

Son calcul se fait par : $P_p = grad(P_p) \times TVD$ TVD: la Profondeur verticale vraie

C.2 La contrainte verticale : elle est aussi appelée contrainte géostatique. Elle est due au poids des sédiments. Elle est notée σ_v

Son calcul se fait par l'équation suivante : $\sigma_v = g \int_0^{TVD} \rho_b(z) dz$

C.3 La contrainte horizontale mineure: elle représente la contrainte minimale causée principalement par des événements tectoniques. Elle est notée σ_h

Son calcul se fait par la formule de Mohr-Coulomb suivante :

$$\sigma_h = \left(\frac{1}{tg \gamma} \right)^2 \times \sigma_v + \left(1 - \left(\frac{1}{tg \gamma} \right)^2 \right) \times P_p \quad [\text{Mpsi ou Pas}] \quad \text{Avec } \gamma = \frac{\pi}{4} + \frac{\varphi_f}{2}$$

C.4 La contrainte horizontale majeure: elle représente la contrainte maximale causée principalement par des événements tectoniques. Elle est notée σ_H

Son calcul se fait par l'estimation suivante : $\sigma_H = \alpha \left(\frac{1-2\nu}{2(1-2\nu)} \right)$ [MPsi ou Pas]

Avec α : qui est une constante poro-élastique et dont l'estimation se fait par l'équation

s suivante : $\alpha = 1 - [1 - \varphi_e]^{\left(\frac{3}{1-\varphi_e}\right)}$

IV.4 : Application et comparaison avec les calculs d'inversion sismique d'Alrar

Les mêmes puits utilisés lors de l'inversion des données sismiques d'Alrar sont également utilisés comme point de contrôle lors de l'étude géomécanique. Il consiste à calculer en premier lieu tous les paramètres géomécaniques cités ci-dessus puis d'évaluer par corrélation les équations correspondantes à appliquer au volume sismique pour aboutir à ces mêmes paramètres.

A- Modules dynamiques:

Concernant les modules dynamiques ainsi que le coefficient de Poisson du volume sismique, ceux-ci sont directement calculés sur la base des mêmes équations qui ont servi au calcul de ces paramètres, au niveau des puits, citées précédemment.

1- Coefficient de Poisson (ν):

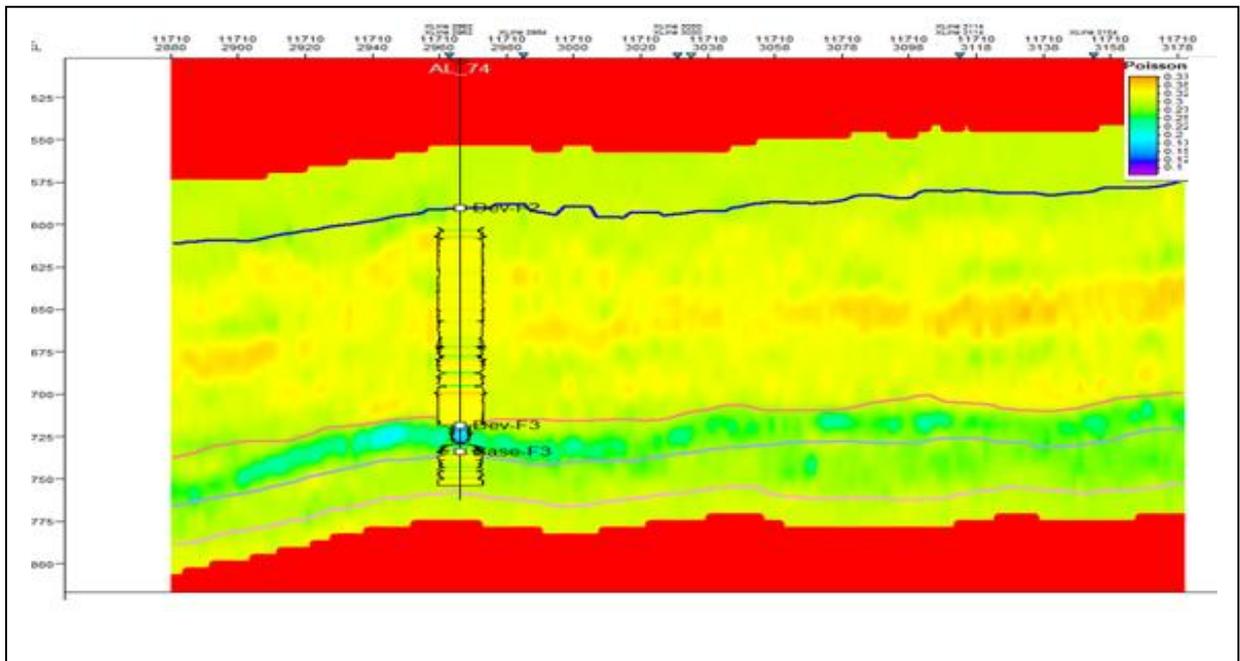


Figure IV-1 : Coefficient de Poisson calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.

2- Module de Young dynamique (Ed) :

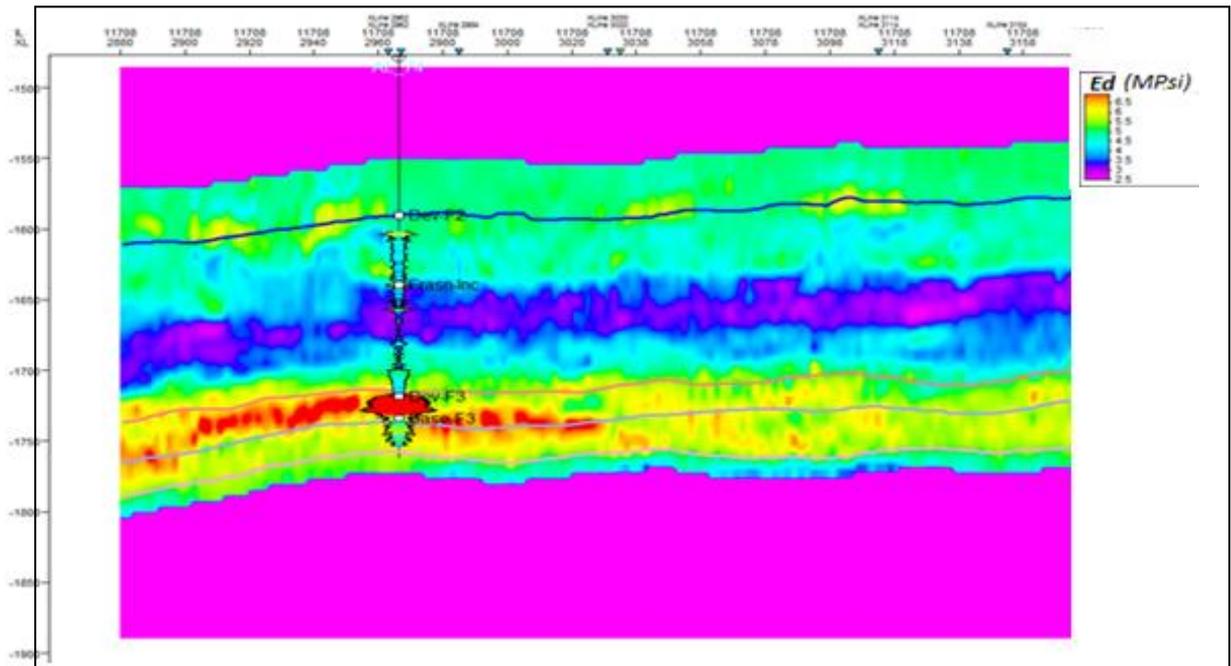


Figure IV-2 : Module de Young dynamique calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.

3- Module d'incompressibilité (K) :

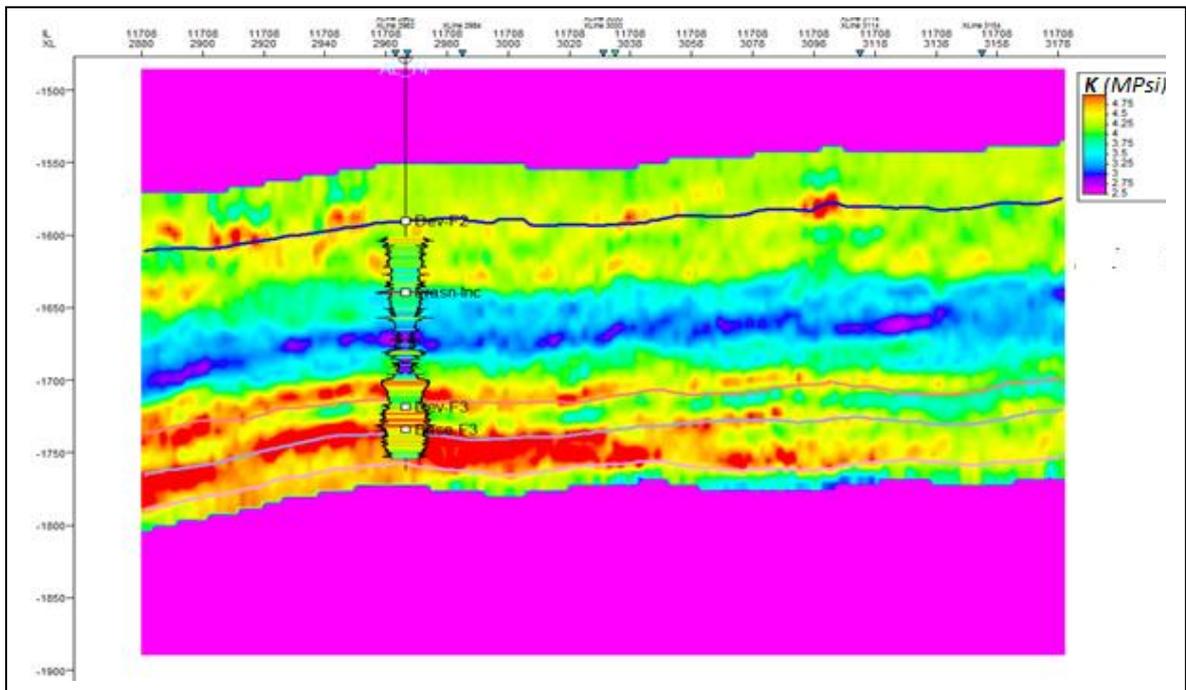


Figure IV-3 : Module d'incompressibilité calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.

4- Module de cisaillement (μ) :

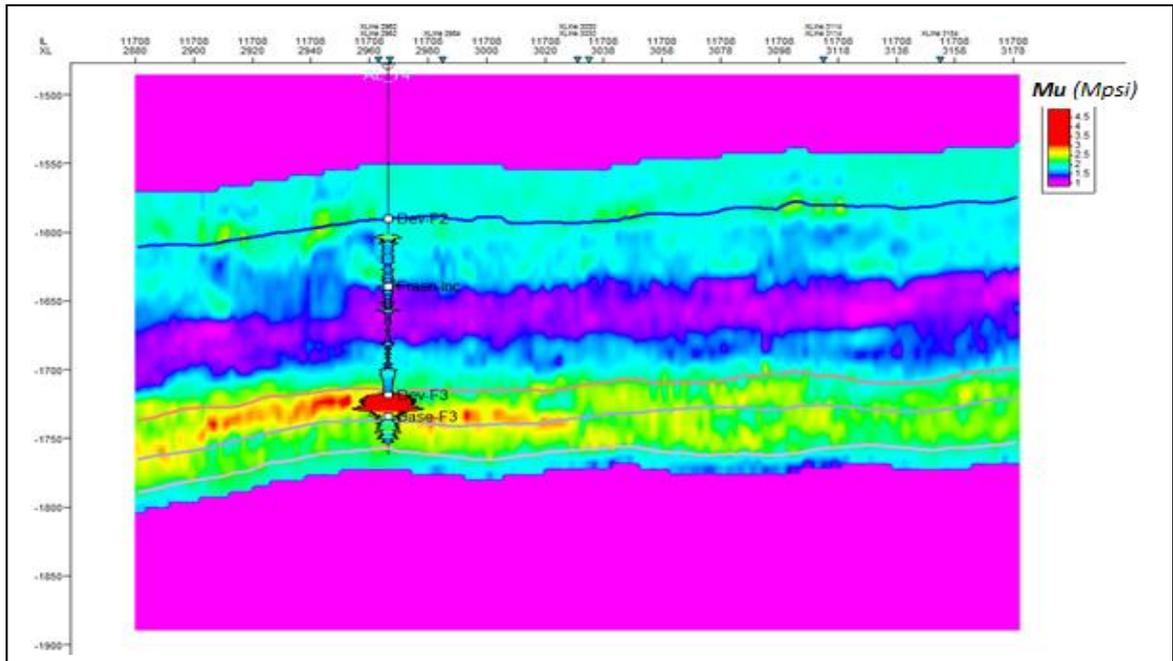


Figure IV-4 : Module de cisaillement calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.

L'analyse des résultats de propriétés mécaniques appliquées sur le volume d'inversion montrent globalement une bonne corrélation avec les résultats calculés au niveau des puits. Néanmoins, au niveau du réservoir cette qualité est jugée moins bonne qui est principalement due à la sous-estimation des résultats d'inversion (Z_p et Z_s) qui sont probablement causés par la présence de gaz. Contrairement au coefficient de Poisson, qui donne une très bonne corrélation sur toute la colonne du puits. Ceci nous conduit à conclure que le résultat de l'inversion est mieux apprécié sur les valeurs relatives qui décrivent le changement séquentiel des caractéristiques des couches traversées que sur les valeurs absolues.

B- Modules statiques :

Le passage des résultats dynamiques aux résultats statiques ne concerne que le module de Young et le coefficient de Poisson.

1- Module de Young Statique (E_s) :

Le rapport entre le modèle statique et dynamique du module de Young est décrit par une relation linéaire exprimée en fonction de la porosité effective au niveau des puits montré sur la figure ci-dessous :

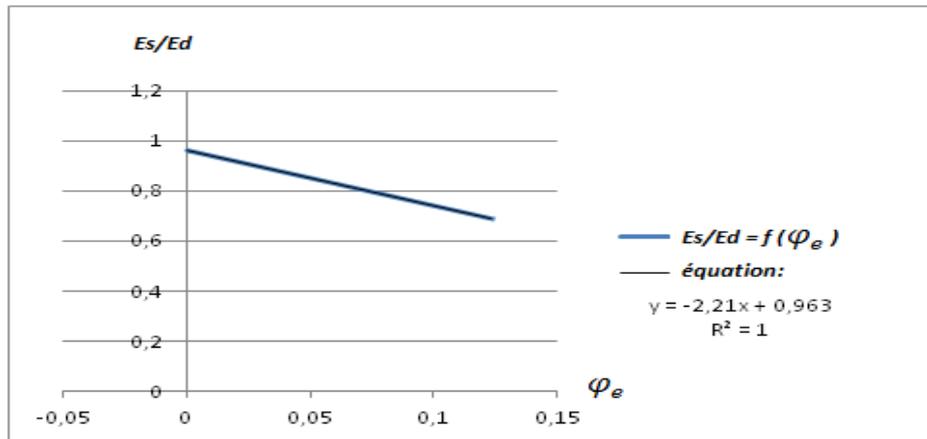


Figure IV-5 : Graphe qui représente E_s/E_d en fonction de la porosité effective.

L'application de cette relation sur le volume sismique nécessite l'estimation de la porosité effective à partir d'un des paramètres des résultats d'inversion de V_p/V_s . La relation obtenue entre ces deux entités montrée sur la figure ci-dessous se manifeste par un nuage de points dispersé qui peut sensiblement diminuer la qualité du résultat.

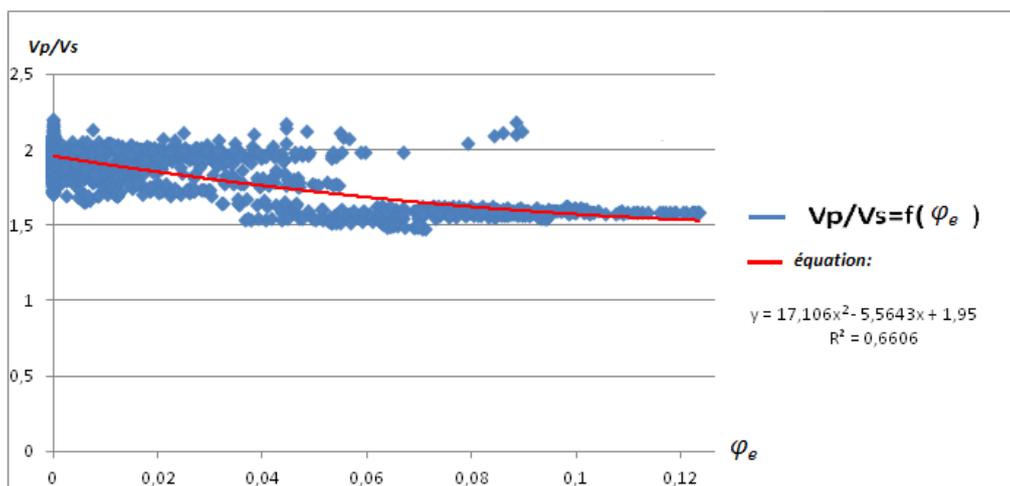


Figure IV-6 : Graphe qui représente V_p/V_s en fonction de la porosité effective.

En vue d'une meilleure qualité, nous nous sommes contentés de travailler avec le module de Young dynamique sans conversion en statique.

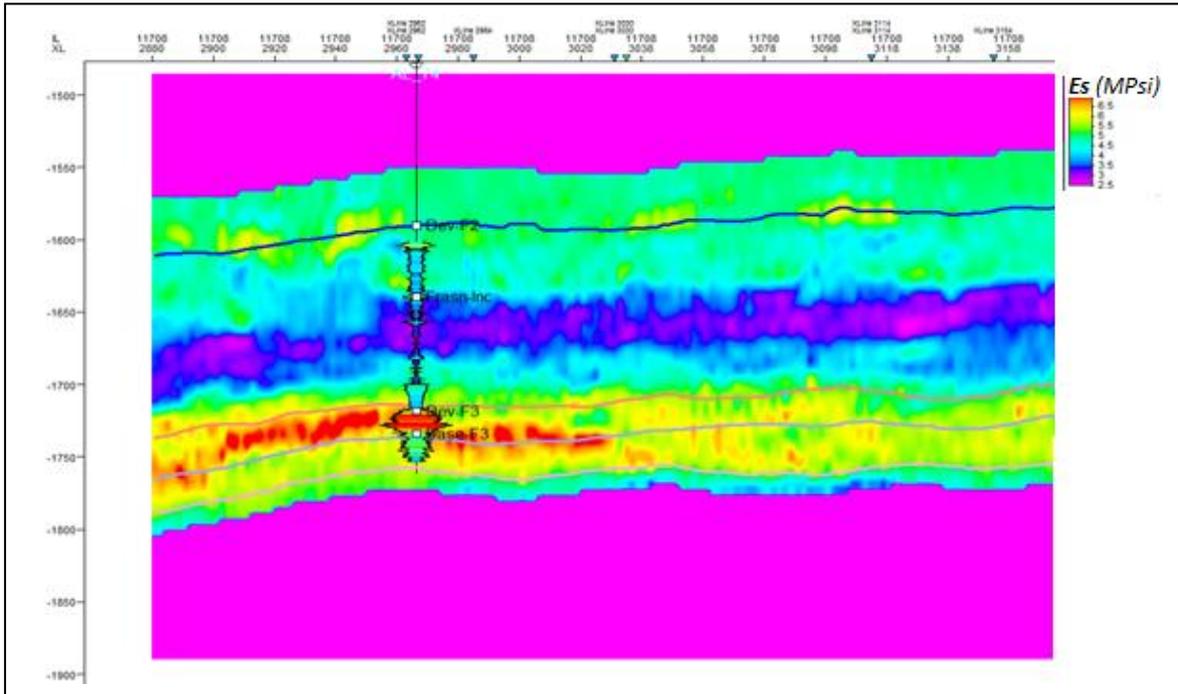


Figure IV-7 : Module de Young statique calculé au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.

Sur cette figure, nous avons superposé le résultat du module de Young dynamique calculé sur la base de la sismique avec le module de Young statique calculé au niveau du puits. La corrélation ainsi obtenue, est très intéressante autant pour la partie réservoir que dans les zones sous-jacentes.

2- Coefficient de Poisson statique :

Concernant le coefficient de Poisson, la variation entre les résultats statique et dynamique est tellement insignifiante qu'il n'a pas été nécessaire de le calculer.

De la même façon, pour obtenir la résistance à la compression simple (R_c) ainsi que l'angle de frottement interne (φ_f) nous avons fait appel aux différentes corrélations des résultats d'inversion qui sont à notre disposition.

3- La résistance à la compression simple (R_c) :

Plusieurs auteurs ont démontrés une relation de type exponentiel entre le R_c et l'impédance P. La corrélation entre ces deux valeurs obtenue appliqué sur données sismiques est montrée sur le graphe ci-dessous :

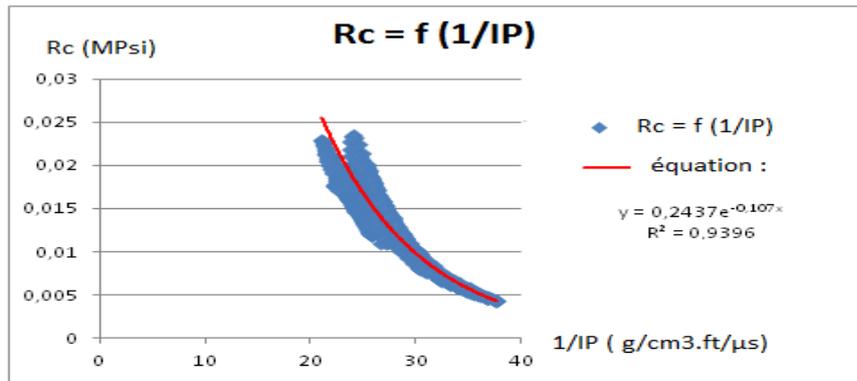


Figure IV-8 : Graphe qui représente Rc en fonction de l'inverse de l'impédance P.

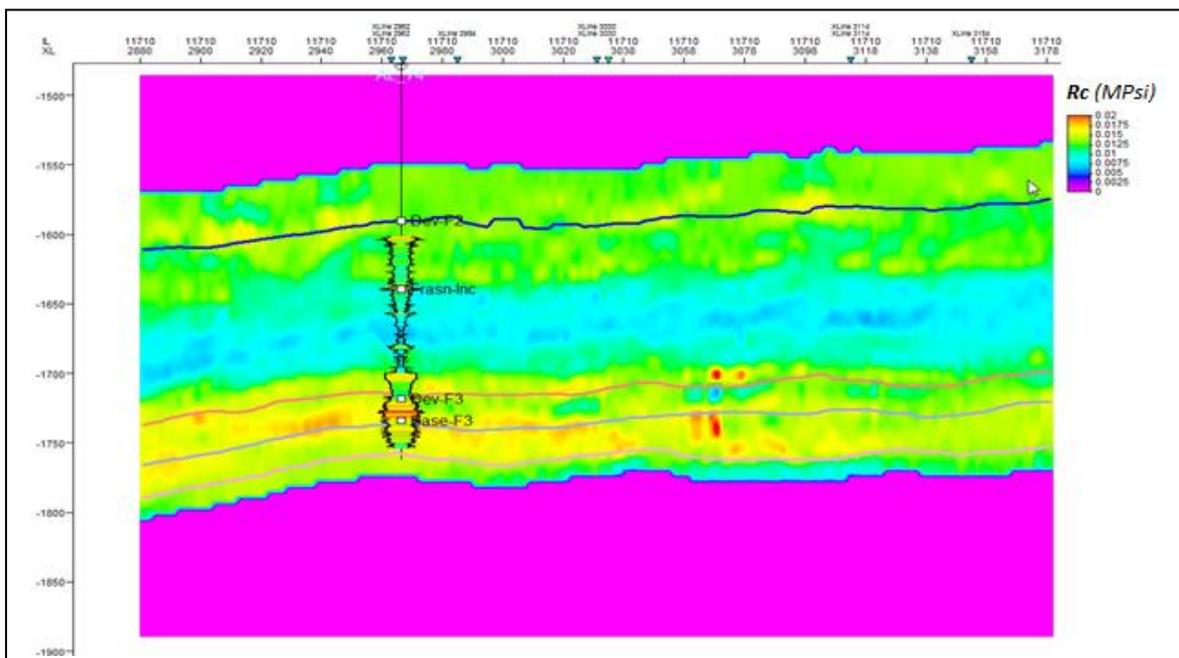


Figure IV-9 : Résistance à la compression calculée au niveau du puits AL74 et par la méthode d'inversion sismique.

La même qualité de corrélation obtenue pour les paramètres précédents a été également retrouvée lors de la comparaison de Rc obtenue à partir des données sismiques à celui calculé au niveau des puits. L'analyse de ce résultat montre une valeur de Rc qui est plus au moins importante au niveau du réservoir pour devenir moins importante dans les couches situées au-dessus qui représentent des couches argileuses et qui concordent parfaitement bien avec les données prévus théoriquement.

4- L'angle de frottement interne (φ_f) :

De même que pour la résistance à la compression, l'angle de frottement a été obtenu grâce à des approximations à partir du volume d'argile, qui, lui-même a été approximé à partir du rapport V_p/V_s comme illustré dans la figure IV- ci-dessous :

Malgré les différentes approximations appliquées lors du calcul de ce paramètre, le résultat semble d'une qualité satisfaisante vue qu'il présente un bon calage avec les données de puits.

C- Etat de contraintes :

1- La contrainte Verticale (σ_v) :

Elle est représentée par un gradient en fonction de la pression des pores qui lui-même, est fonction de la profondeur :

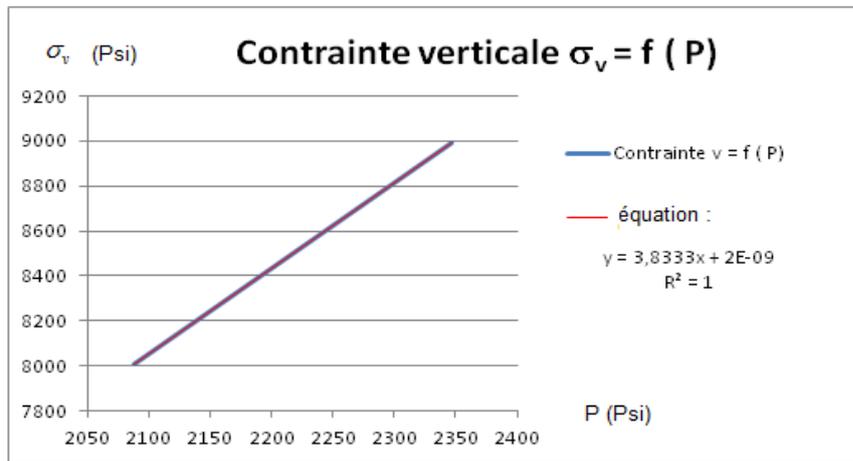


Figure IV-13 : Graphe qui représente la contrainte verticale en fonction de la pression des Pores.

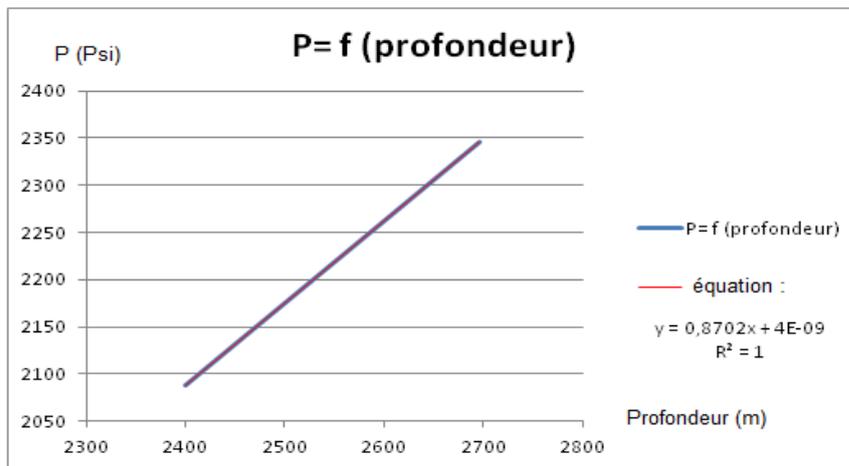


Figure IV-14 : Graphe qui représente la pression des Pores en fonction de la profondeur.

Les deux figures précédentes montrent une linéarité parfaite entre ces paramètres.

2- La contrainte horizontale mineure (σ_h) :

Elle est fonction de la contrainte verticale et la pression des pores par la formule de Mohr-Coulomb suivante :

$$\sigma_h = A^2\sigma_v + (1 - A^2)P$$

Où $A = \frac{1}{\text{tg}(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi_f}{2})}$ et φ_f : l'angle de frottement interne

Sachant que l'angle de frottement peut être représenté en fonction de la résistance à la compression uniaxiale R_c par :

$$R_c = 20979 A^2 - 44.337$$

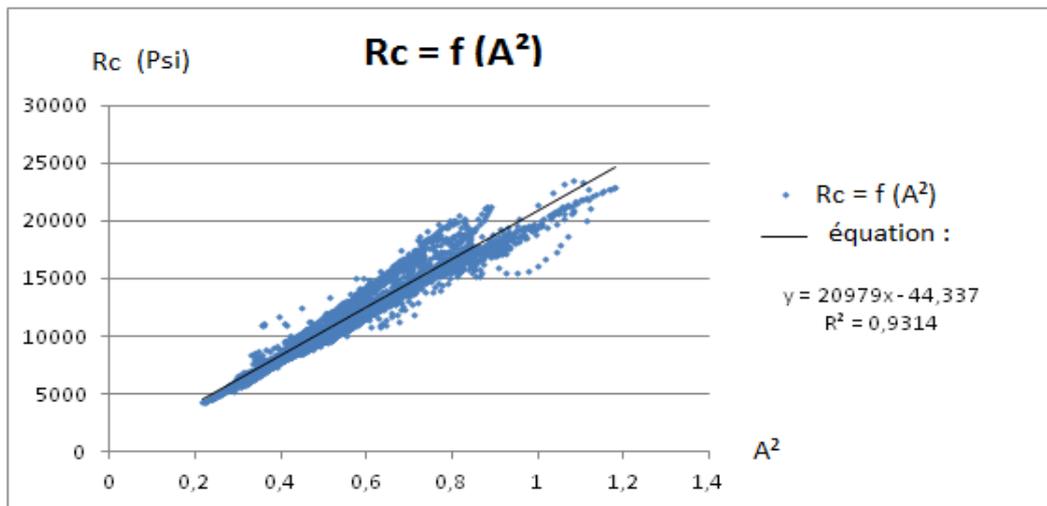


Figure IV-15 : Graphe qui représente R_c en fonction de carré du coefficient de l'angle de frottement.

On aura donc :

$$\sigma_h = \frac{\sigma_v - P}{20979} (R_c + 44.337) + P$$

3- La contrainte horizontale Majeure (σ_H) :

$$\sigma_H = \sigma_h f(F)$$

F est un facteur fonction du coefficient de Poisson avec :

$$F = \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}$$

On aura alors : $\sigma_H = \sigma_h(3.2799 F^2 - 1.0013 F + 1.3614)$

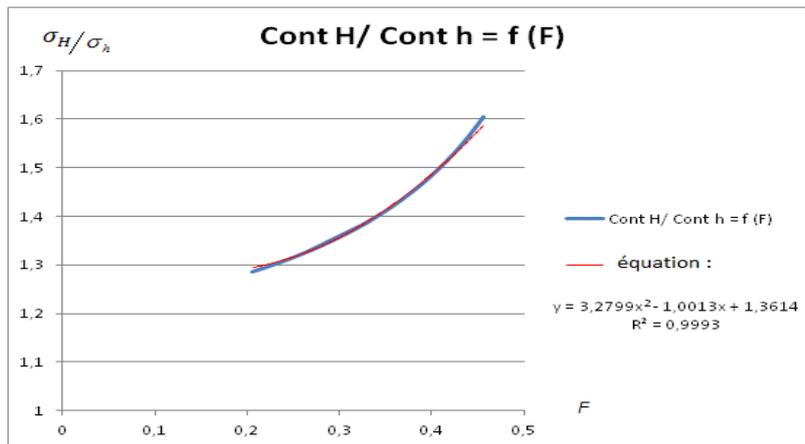


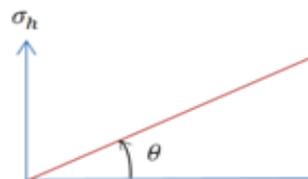
Figure IV-16 : Graphe qui représente le rapport σ_H/σ_h en fonction du facteur de Poisson.

4- La direction des contraintes :

La détermination des contraintes en géomécanique compte parmi les tâches les plus difficiles à accomplir et qui fait souvent appel à d'autres techniques encore plus performantes comme l'imagerie et le caliper à plusieurs bras. Néanmoins, vu que nous avons à notre disposition les deux contraintes horizontales (mineure et majeure), il sera possible de calculer la contrainte totale qui n'est autre que la résultante des deux contraintes, ainsi que l'angle que fait cette résultante avec la contrainte horizontale majeure.

$$|\sigma_T| = \sqrt{\sigma_H^2 + \sigma_h^2}$$

$$\text{Arctan } \theta = \frac{\sigma_h}{\sigma_H}$$



Les figures qui vont suivre, montrent la distribution spatiale de la contrainte totale horizontale ainsi que de l'angle la séparant avec la contrainte horizontale majeure prisent à différents niveaux (en temps) le long du puits dans l'optique de mettre en évidence d'éventuelles anomalies liées à ce type de contraintes.

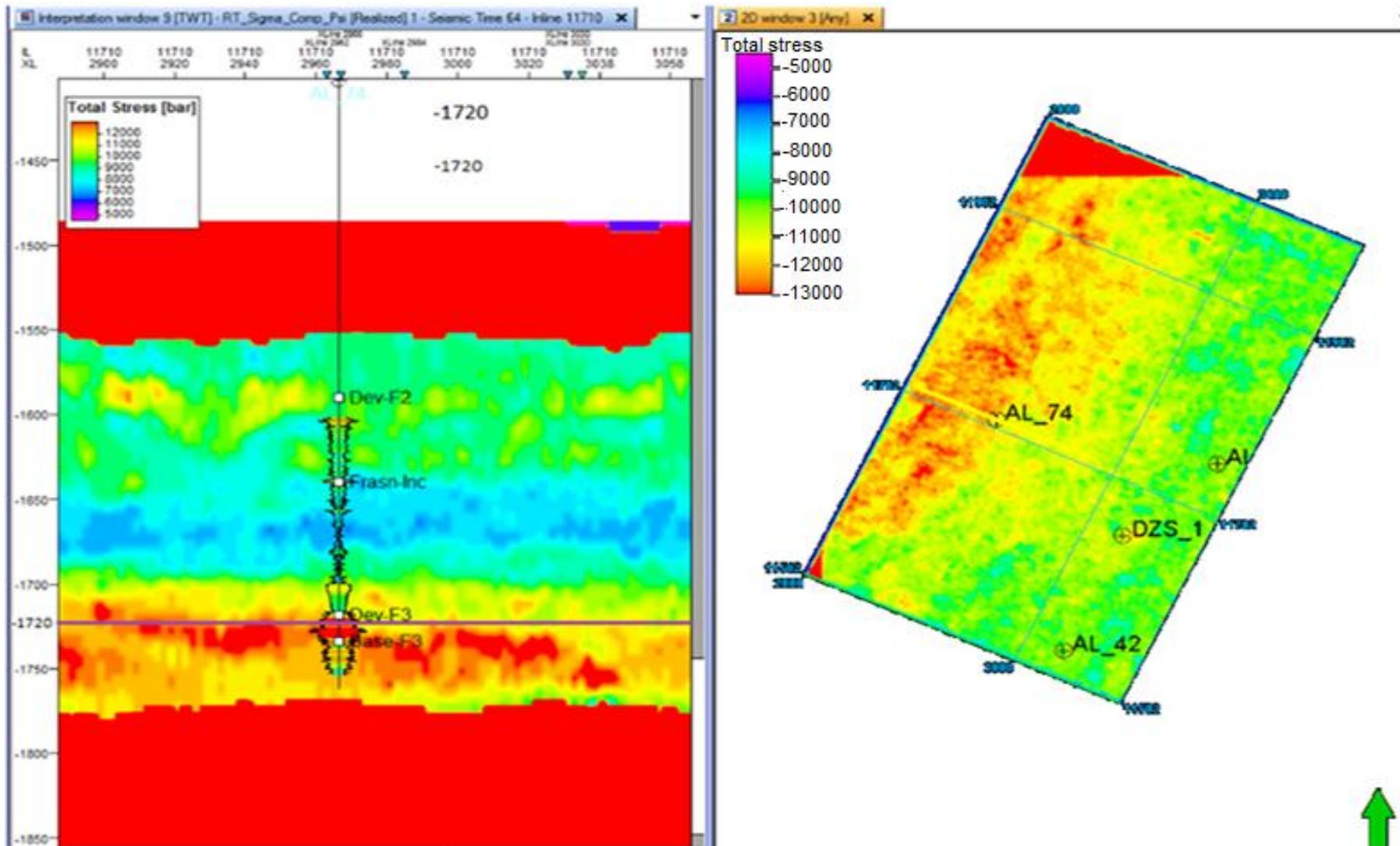


Figure IV-17 : Représentation d'une coupe verticale passant par le puits AL74 et une coupe horizontale de l'état de contrainte totale

à 1720ms

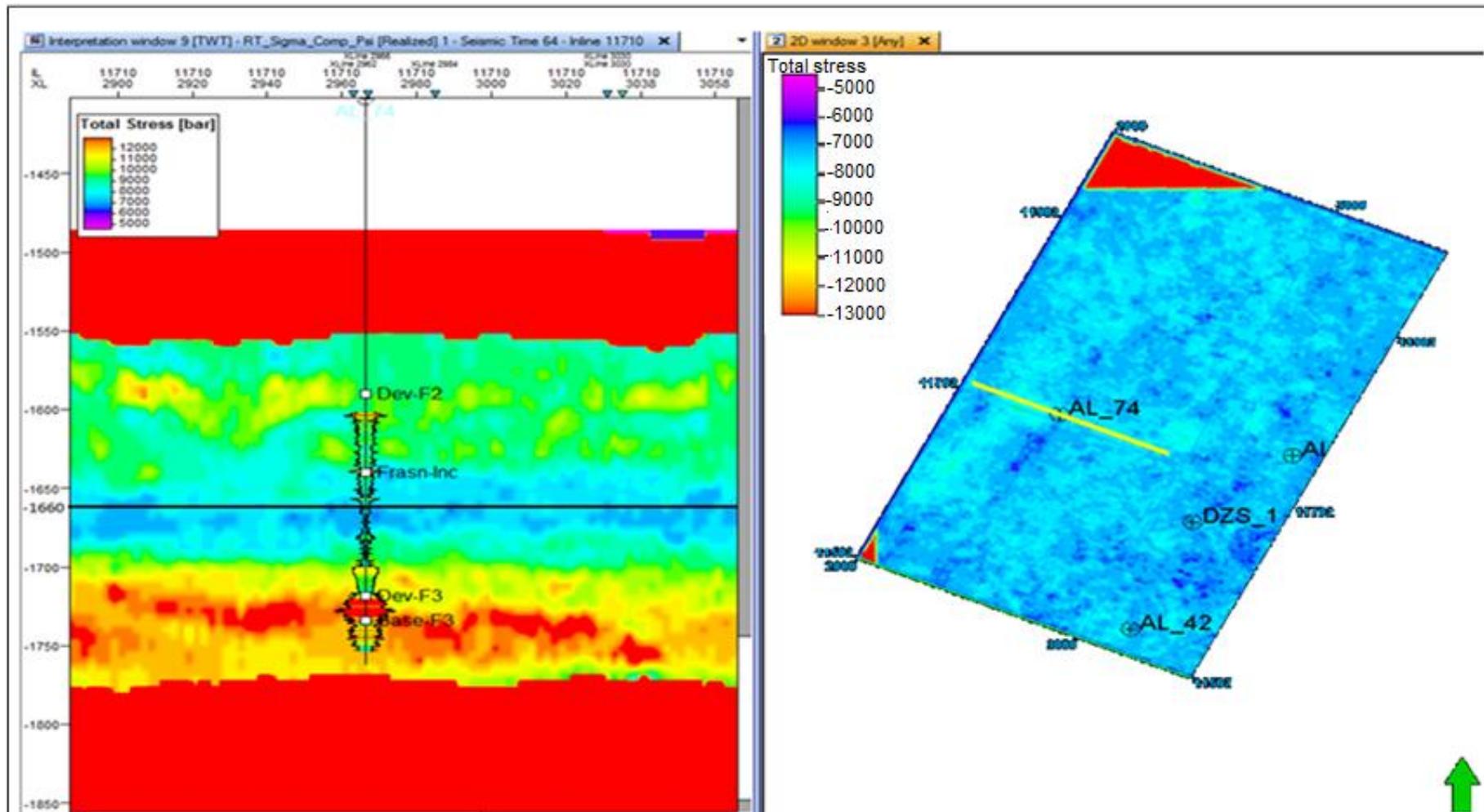


Figure IV-18 : Représentation d'une coupe verticale passant par le puits AL74 et une coupe horizontale de l'état de contrainte totale à 1660ms

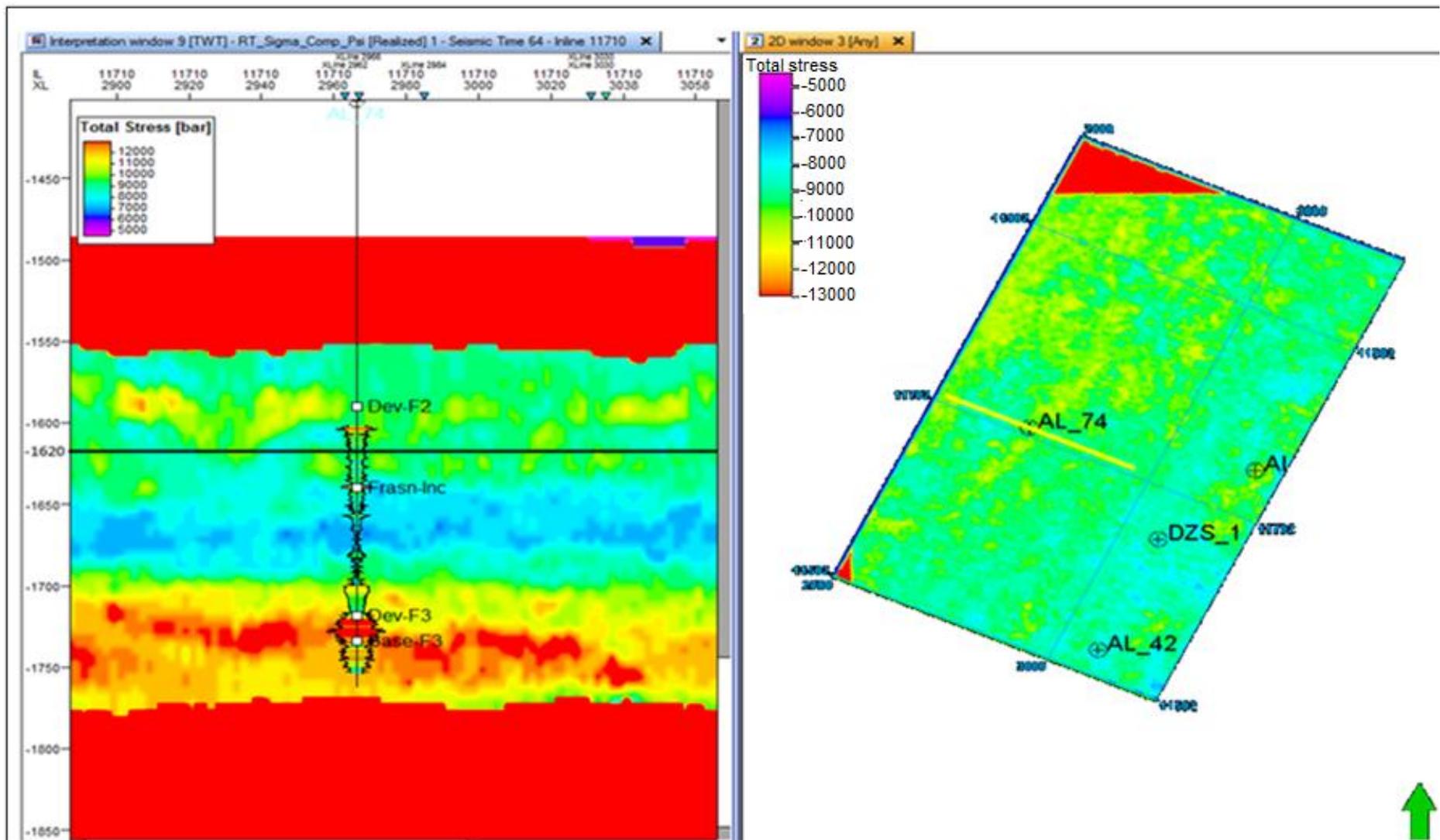


Figure IV-19 : Représentation d'une coupe verticale passant par le puits AL74 et une coupe horizontale de l'état de contrainte totale

à 1620ms

La première figure (IV-17) extraite à $t=1720\text{ms}$ qui représente approximativement le centre du réservoir dévonien F3 montre une variation du champ de contrainte totale de direction SE-NO. Cette variation qui est de l'ordre de 2000Psi est la jonction de contraintes (dus à la tectonique et à la pression des pores) et qui n'affectent pas les niveaux supérieurs (1620ms et 1660ms). Ceci est principalement lié au type de roche qui caractérise chacun de ces niveaux. En effet, une roche poreuse se manifeste par une rigidité plus prononcée susceptible aux contraintes contrairement aux roches argileuses qui présentent une flexibilité plus importante, donc qui se traduit par une absorption des contraintes infligées.

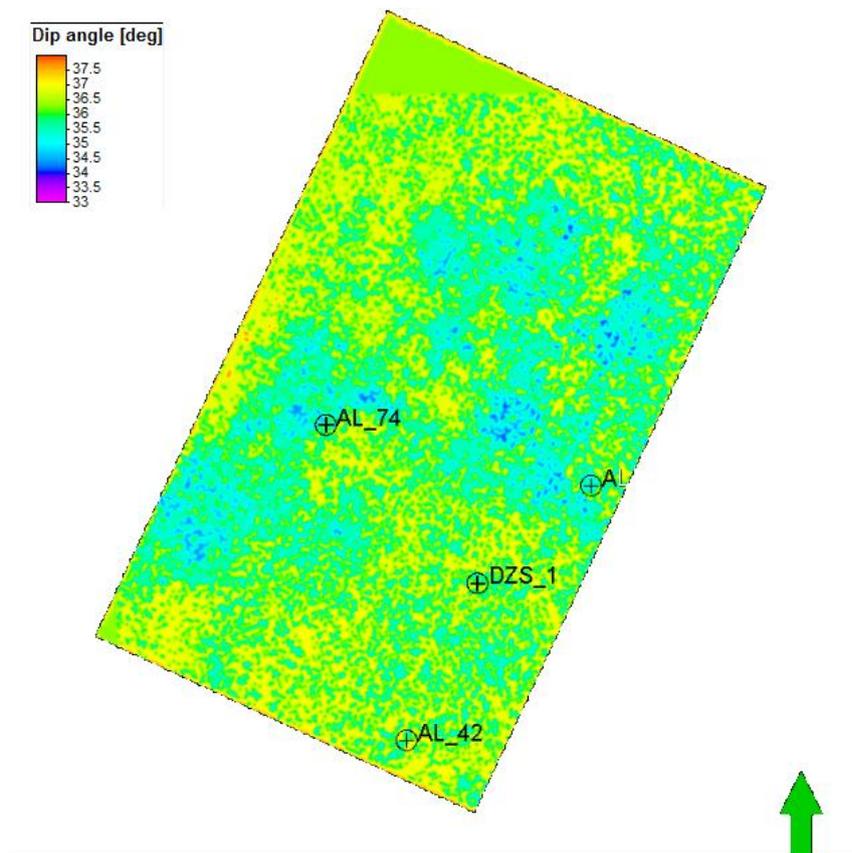


Figure IV-20 : représentation graphique de l'angle à 1720ms

L'orientation de la contrainte horizontale totale par rapport à la contrainte horizontale majeure est quasiment invariable dans toute la région d'étude oscillant sur une plage de 33 à 40° , avec une prédominance des angles 36 et 37° représenté respectivement en vert et en jaune dans la figure IV-20. Ceci peut être interprété par une stabilité d'orientation entre les deux composantes des contraintes horizontales.

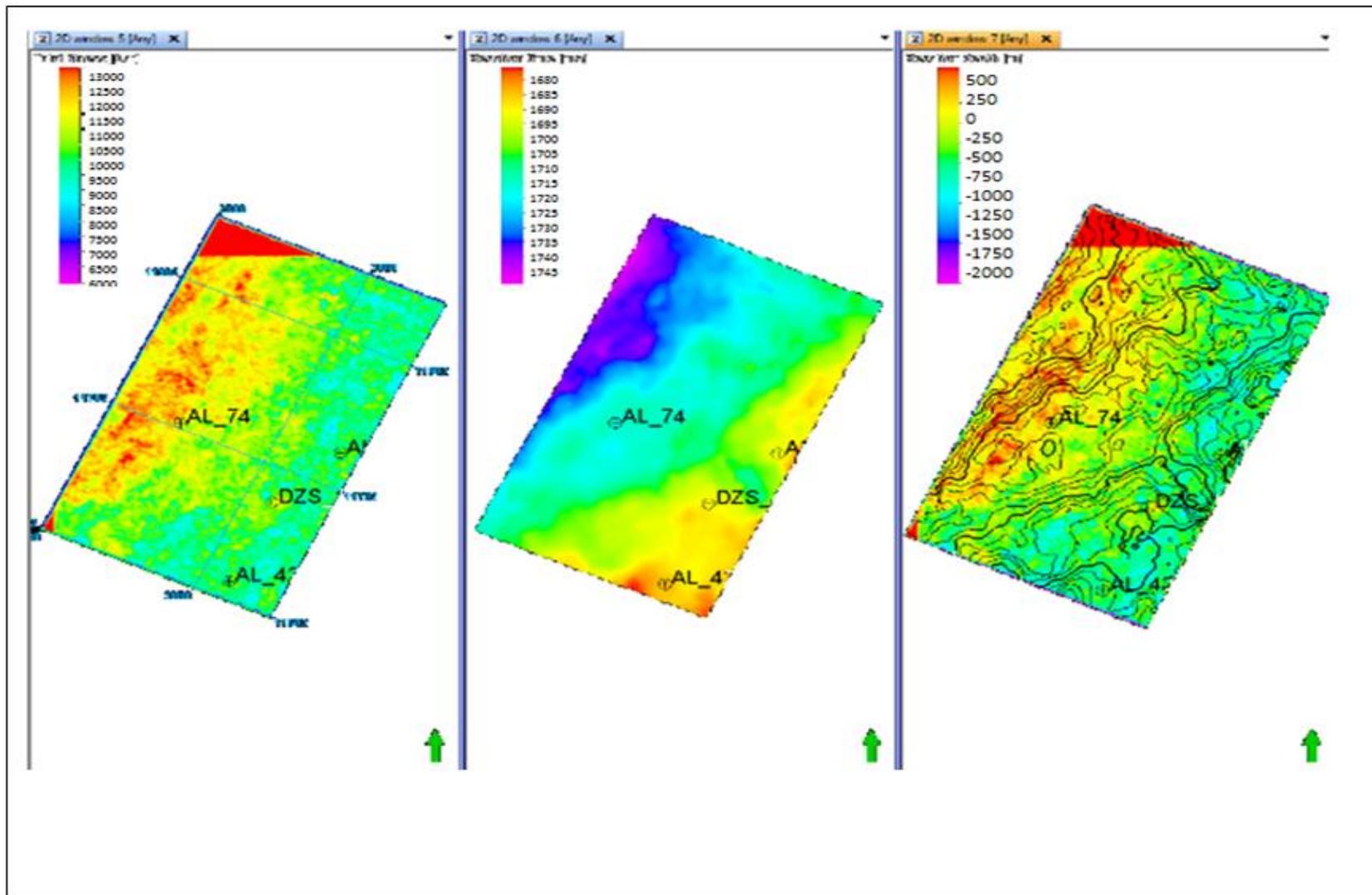


Figure IV-21 : Relations entre l'état de contrainte horizontale totale avec la profondeur du réservoir.

La carte d'iso-valeurs en temps au toit du dévonien F3 donne une meilleure explication de la distribution du champ de contraintes au niveau du réservoir où le resserrement des contours qui témoigne le degré de la flexure au niveau de cette couche correspond aux variations de contraintes constatées sur la deuxième carte.

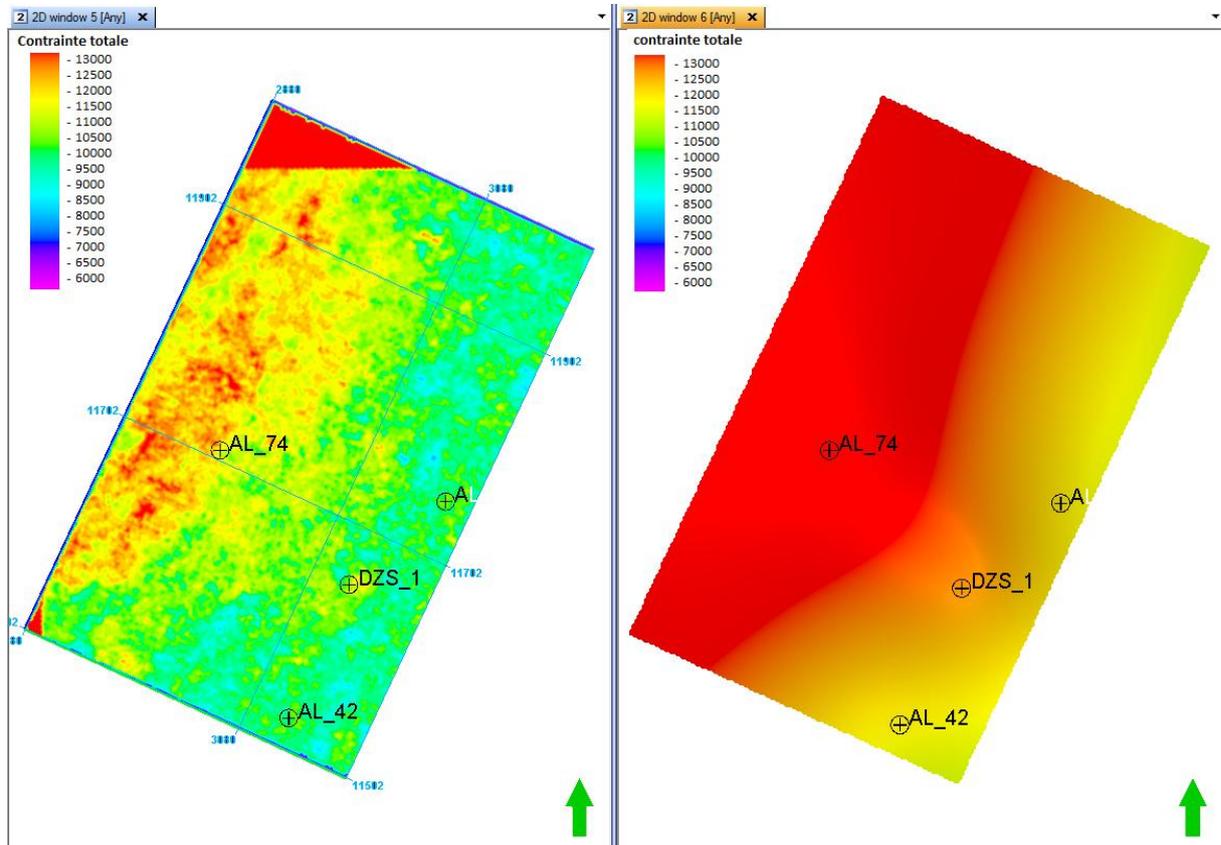


Figure IV-22 : comparaison modèle géomécanique par inversion sismique et par interpolation aux puits.

IV.5 Conclusion

La figure (IV-22) résume sans équivoque l'apport de l'inversion sismique en matière d'une caractérisation mécanique par rapport à la méthode conventionnelle utilisée pour l'élaboration du modèle de contraintes. Autrement dit, la contribution de l'information sismique peut permettre d'avoir des modèles plus représentatifs et continus dans l'espace, nécessaire pour d'éventuelles implantations futures.

Conclusion Générale :

La géologie d'Alrar montre que le réservoir Dévonien F3 présente des caractéristiques favorables à l'emmagasinement des hydrocarbures. Sa pétrographie a montré deux zones à porosité et à perméabilité différentes.

La sismique réflexion est une méthode géophysique très utile pour faire une description des faciès pétrophysiques et de la structure géologique des couches traversées. Après acquisition et traitement des données, les résultats sont calés aux données des puits pour leurs interprétations. L'interprétation des résultats de la sismique réflexion de la région Ouest d'Alrar, confirme que le réservoir Dévonien F3 présente des conditions favorables à l'emmagasinement des hydrocarbures.

L'inversion sismique est une méthode qui consiste retrouver les paramètres du sous-sol à partir des résultats de la sismique réflexion. Les résultats d'inversion sismique de la région Ouest d'Alrar montre une bonne corrélation avec les données des puits pour l'impédance P, l'impédance S et le rapport V_p/V_s sauf au niveau du réservoir, ce qui pourrait être du à la présence de gaz qui perturbe les résultats. Alors que pour la densité la corrélation n'a pas été observée. Car contrairement aux premiers paramètres, la densité s'obtient à partir des offset lointains, ce qui augmente l'erreur sur les résultats.

Les résultats obtenus à l'issue du test d'application réalisé sur les données d'inversion sismiques d'Alrar, ont montré des résultats très encourageants autant que pour les caractéristiques intrinsèque (le module de Young (E), le coefficient de Poisson (ν), le module d'incompressibilité (K) ou encore le module de cisaillement (μ)) qu'extrinsèques (Contrainte verticale, contraintes horizontales (mineure et majeure), subit par les roches).

Le point principal qui jaillit, lors de ce modeste travail, est la place primordiale qu'occupe l'inversion sismique en vue de la caractérisation pétrophysique et géomécanique des réservoirs à hydrocarbures. Cette nouvelle approche, qui est en phase de développement, nous permet d'aboutir à des modèles plus proches de la réalité ce qui revient à faciliter le choix du positionnement ainsi que la préparation du matériel adéquat lors du forage.

Bibliographie

- ❖ Aid M. et ZEMITI S. 2008, PFE: étude structural du réservoir F3 du champ d'Alrar (Bassin d'Illizi)
- ❖ Arne Nordmann, 2009. Refraction – Huygens Fresnel Principle.
- ❖ BACHA M. 2002. Livre : Acquisition 3D par :
- ❖ BACHA M. 2002 Livre : Interprétation sismique 3D par :
- ❖ BOYER S., MARI Jean-luc. Ecole nationale supérieur du pétrole. 1994. Titre : Sismique et diagraphies.
- ❖ CASTANIER Laurent, : Thèse de doctorat Visualisation des données volumiques massiques par.
- ❖ Documents interne PED, SONATRACH.
- ❖ Document pédagogique, E.O.S.T Strasbourg.
- ❖ GADALLAH M.et FISHER R. 2009. Livre : Exploration Geophysics.
- ❖ HENRY George Sismique réflexion, principe et développement.
- ❖ <http://www.umc.edu.dz/vf/images/cours/geophysique%20tome%204.pdf>
- ❖ MARI J.L., ARENS G., CHAPPELLIER D. et GAUDIANI P. 1998. Livre : Géophysique de gisement et de génie civil. par : J.L
- ❖ WEC, « **Well Evaluation Conference** », Algérie 2007.

	K	E	λ	ν	ρV_p^2	$\rho V_s^2 = \mu$
λ, μ	$\lambda + \frac{2\mu}{3}$	$\mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}$		$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	$\lambda + 2\mu$	
K, λ		$9K \frac{K - \lambda}{3K - \lambda}$		$\frac{\lambda}{3K - \lambda}$	$3K - 2\lambda$	$\frac{3(K - \lambda)}{2}$
K, μ		$\frac{9K\mu}{3K + \mu}$	$K - \frac{2\mu}{3}$	$\frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)}$	$K + \frac{4\mu}{3}$	
E, μ	$\frac{E\mu}{3(3\mu - E)}$		$\mu \frac{E - 2\mu}{3\mu - E}$	$\frac{E}{2\mu} - 1$	$\mu \frac{4\mu - E}{3\mu - E}$	
K, E			$3K \frac{3K - E}{9K - E}$	$\frac{3K - E}{6K}$	$3K \frac{3K + E}{9K - E}$	$\frac{3K}{9K - E}$
λ, ν	$\lambda + \frac{1+\nu}{3\mu}$	$\lambda \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$			$\lambda \frac{1-\nu}{\nu}$	$\lambda \frac{1-2\nu}{2\nu}$
μ, ν	$\mu \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$2\mu(1+\nu)$	$\mu \frac{2\nu}{1-2\nu}$		$\mu \frac{2-2\nu}{1-2\nu}$	
K, ν		$3K(1-2\nu)$	$3K \frac{\nu}{1+\nu}$		$3K \frac{1-\nu}{1+\nu}$	$3K \frac{1-2\nu}{2+2\nu}$
E, ν	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$		$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$		$\frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{E}{2+2\nu}$
$V_p, V_s,$ ρ	$\rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right)$	$\rho V_s^2 \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{V_p^2 - V_s^2}$	$\rho (V_p^2 - 2V_s^2)$	$\frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$		
$V_p, V_s : [m/s] ; \rho [kg/m^3] ; \mu [Pa] ; (E, K, \lambda) [Pa]$						

Table : Relations entre les constantes d'élasticité