

Relations vitesse sismique - propriétés pétrophysiques des terrains sédimentaires dans la marge continentale de Côte d'Ivoire.

Seismic velocity and petro-physicals properties of sedimentary deposits in the continental margin of Ivory Coast

KOUAME L.N. *, SOMBO B.C. *, DIGBEHI Z.B. **, SOMBO A.P. *,
KOUASSI G. * & ESSOH A.S. ***

Abstract: Seismic velocity, neutron porosity, density, resistivity and natural radioactivity logs values obtained from delayed logging of five wells in Ivory Coast continental margin, helped to establish variations curves of velocity based on petro-physical properties. Analysis of these curves shows different behaviour of P wave velocity according to physical property:

- Velocity increases with density and resistivity,

- Velocity decreases with porosity and natural radioactivity.

These petro-physic properties are, undoubtedly, at the origin of seismic velocities variation in subsoil.

Keywords: Ivory Coast, Continental margin, Oilfields, Petrophysic properties, Seismic velocity.

Résumé : Des valeurs de vitesse sismique, de porosité neutron, de densité, de résistivité électrique et de radioactivité naturelle, extraites des logs de diagraphie différée de cinq forages dans la marge continentale ivoirienne à potentialités pétrolières, ont permis d'établir des courbes de variations de la vitesse en fonction des propriétés pétrophysiques précitées. L'analyse de ces courbes montre un comportement différent de la vitesse de l'onde P selon la nature de la propriété physique considérée :

-la vitesse croît avec la densité et la résistivité électrique,

-la vitesse décroît avec la porosité et la radioactivité naturelle.

Ces propriétés pétrophysiques sont, sans conteste, à l'origine de la variation des vitesses sismiques dans le sous-sol.

Mots clés : Côte d'Ivoire, Marge continentale, Gisements pétroliers, Propriétés pétrophysiques, Vitesse sismique.

INTRODUCTION

Le pétrole résulte de la sédimentation de matière organique d'origine animale et/ou végétale dans les zones à subsidence lente. Il est, depuis la fin du XIX^e siècle, la source énergétique la plus utilisée dans le monde. L'exploration pétrolière demeure donc un véritable problème d'ordre géologique pour l'avenir. En effet, malgré les efforts d'exploration sans cesse accrus, les propriétés physiques des roches sédimentaires demeurent inconnues avant l'implantation des forages.

Dans la marge continentale ivoirienne, sur un total d'environ 211 forages effectués en 2009, 67 puits présentent une absence de traces d'hydrocarbures, soit un peu plus de 32 % de forages secs. Pour se soustraire de cette difficulté majeure, seule la réflexion sismique à travers la

* Laboratoire de Géophysique Appliquée, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université de Cocody, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire.

** Laboratoire de Géologie marine et sédimentologie, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université de Cocody, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire.

*** Département de Géophysique, PETROCI, BP V 194, Abidjan, Côte d'Ivoire.

vitesse de propagation des ondes acoustiques, permet d'avoir une idée des propriétés physiques des roches souterraines et d'étayer les hypothèses relatives à l'emplacement favorable à une accumulation d'huile et de gaz dans les terrains sédimentaires. C'est pourquoi, il nous est apparu utile de montrer les relations qui existent entre vitesses sismiques et caractéristiques pétrophysiques afin de connaître le potentiel pétrolier des bancs sédimentaires rencontrés dans la marge continentale ivoirienne avant toute opération de forage.

CADRE GEOLOGIQUE

Le secteur étudié (figure 1) est situé à l'extrémité orientale de la marge continentale de Côte d'Ivoire. Cette marge s'est formée lors de l'ouverture de l'Atlantique équatorial, qui a séparé, à partir du Crétacé inférieur, les continents africain et sud américain de part et d'autre du Golfe de Guinée (SPENGLER & DELTEIL, 1966 ; ARENS *et al.*, 1971 ; LE PICHON & HAYES, 1971 ; SIBUET & MASCLE, 1978 ; RABINOWITZ & LA BRECQUE, 1979 ; BLAREZ, 1986 ; MASCLE & BLAREZ, 1986 ; BLAREZ & MASCLE, 1988 ; CHRISTOPHE *et al.*, 1989 ; MICHEL *et al.*, 1989 ; CHRISTOPHE, 1990 ; CHRISTOPHE *et al.*, 1992 ; PIERRE & N'DA, 1997 ; SOMBO, 2002 ; SOMBO *et al.*, 2003).

Une vingtaine de forages pétroliers, effectués à des profondeurs d'eau variant de 0 à 200 mètres, sur le plateau continental, mettent en évidence une sédimentation essentiellement clastique (argile, sable, grès) avec quelques intercalations carbonatées.

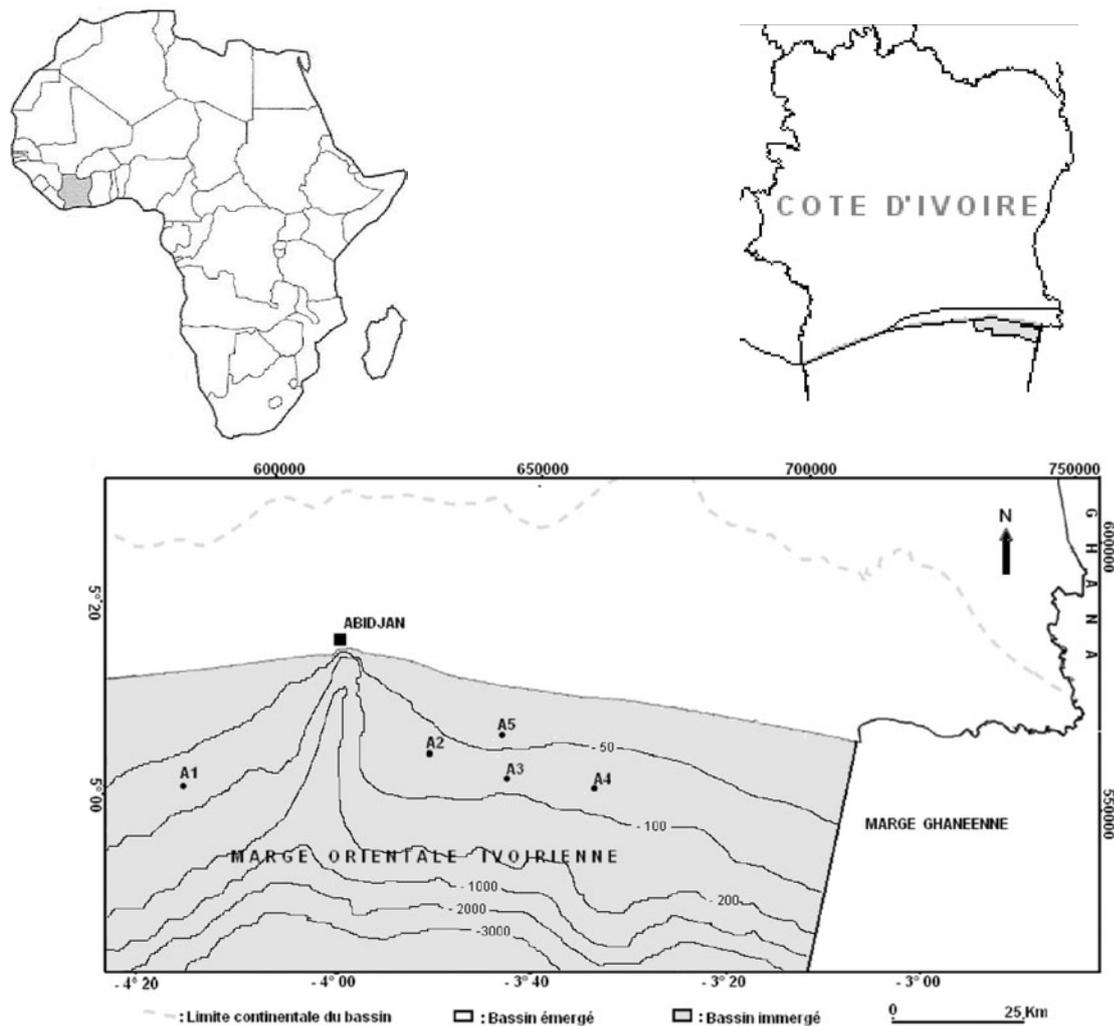


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude (PETROCI et BEICIP, 1990 modifiée) et des forages A₁, A₂, A₃, A₄, et A₅, ayant servi à la présente étude.

METHODOLOGIE

Ce travail est exclusivement basé sur l'estimation des propriétés physiques des roches à partir des données de cinq diagraphies différencées.

Détermination des paramètres recherchés

Au cours de cette étude, la vitesse de l'onde P, d'une part, la porosité, la densité, la résistivité électrique et la radioactivité naturelle, de l'autre, sont les principaux paramètres pétrophysiques qui ont été pris en compte.

Mesure de la vitesse de l'onde P

L'utilisation de la diagraphie acoustique pour déterminer la vitesse de l'onde de compression dans les formations géologiques est une pratique courante (SUMMERS & BRODING, 1952 ; VOGEL, 1952 in BOYER & MARI, 1994). Les mesures du temps de transit entre deux récepteurs permettent d'évaluer la vitesse de l'onde acoustique P dans la formation ou leur lenteur Δt . Pour ce travail, le log sonique (figure 2) ne donnant que les valeurs de la lenteur (Δt) de la roche, la vitesse de propagation proprement dite de l'onde P a été calculée par la relation de CORDIER (1983) qui s'établit comme suit :

$$V_p = \frac{10^6}{\Delta t} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} VP : \text{vitesse de l'onde P exprimée en pied/s} \\ \Delta t : \text{exprimée en } \mu\text{s/pied} \end{array}$$

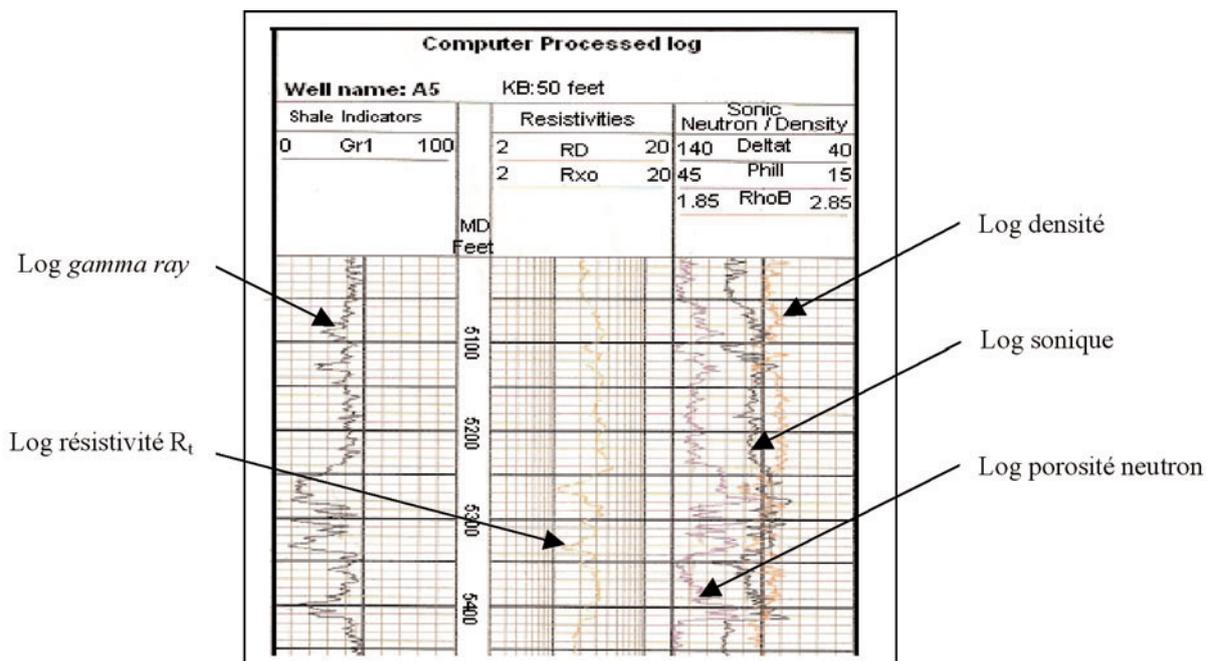


Figure 2 : Extraits de signatures diagraphiques des différentes propriétés physiques d'un intervalle du puits A5

Mesure de la densité

Ici, l'outil classique utilise une source radioactive (Césium 237) et deux récepteurs (compteurs à scintillation). Le rayonnement γ émis par la source est mesuré à deux distances différentes par les deux récepteurs. La mesure effectuée par le détecteur lointain est corrigée de l'effet de *mud-cake* par la réponse sur le détecteur proche. Cette valeur corrigée est alors convertie en densité et exprimée en g/cm^3 (BOYER & MARI, 1994). Pendant ce travail, la densité a été évaluée à partir du log de densité (figure 2).

Mesure de la résistivité électrique

Dans une formation donnée, la résistivité est liée à la quantité de fluide conducteur du courant électrique. Les outils de résistivité et de conductivité électrique (latéologs et inductions) sont réunis sous le terme de résistivité (BOYER & MARI, 1994). On distingue trois types de résistivité :

la résistivité de la formation vierge (R_v ou RD), appelée résistivité profonde (LLD) ;

la résistivité de la formation lavée R_{xo} , appelée résistivité proche (MLL) ;

la résistivité de la zone intermédiaire R_i .

Au cours de ce projet, seule la résistivité de la formation vierge R_v a été prise en compte en mesurant sa valeur sur le log de résistivité (figure 2) selon une échelle logarithmique. Elle est exprimée en Ωm .

Mesure de la radioactivité naturelle

L'argilosité peut être estimée à partir du *gamma ray*, qui mesure la radioactivité naturelle dans une formation donnée. On appelle radioactivité naturelle la transformation spontanée d'un noyau atomique au cours de laquelle ce dernier émet un rayonnement radioactif. Bien que la radioactivité se compose de rayonnement alpha, bêta et gamma, pendant notre travail, seul le rayonnement de type γ (gamma) a été pris en compte car c'est le seul qui est suffisamment pénétrant. Ainsi pour atteindre notre objectif, la radioactivité a été quantifiée à partir du log *gamma ray* (figure 2) suivant une échelle graduée en unité API (American Petroleum Institute).

Mesure de la porosité

La porosité est le rapport du volume de pores au volume total de la roche. Il s'agit ici de la porosité neutron. Une sonde envoie des neutrons dans un puits. Ceux-ci se réfléchissent sur les hydrogènes de l'eau ou de l'hydrocarbure et reviennent, ralentis, à un récepteur. Le capteur compte le nombre de neutrons revenus.

Les valeurs de porosité neutron, exprimées en pourcentage (%), ont été directement lues sur le log de porosité (figure 2).

RESULTATS ET INTERPRETATIONS

L'interprétation quantitative des diagraphies différées permet d'évaluer la vitesse de l'onde P en fonction des propriétés pétrophysiques des formations géologiques. Selon GREGORY (1977), on a :

$$V_p = \left(\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}$$

V_p : vitesse de l'onde P
 K : module d'élasticité
 μ : module de cisaillement
 ρ : densité

Cette relation indique que la vitesse de l'onde P paraît dépendre simplement de la densité et des constantes élastiques, mais la complexité de la variation des vitesses sismiques réside dans le fait que constantes élastiques et densité sont liées entre elles et dépendent plus ou moins de la lithologie, de la profondeur d'enfouissement, du degré de compaction, des fluides interstitiels, de la porosité, de la résistivité électrique.

Dans la suite de ce travail, nous ne verrons que la relation entre la vitesse compressionnelle et les paramètres pétrophysiques précités.

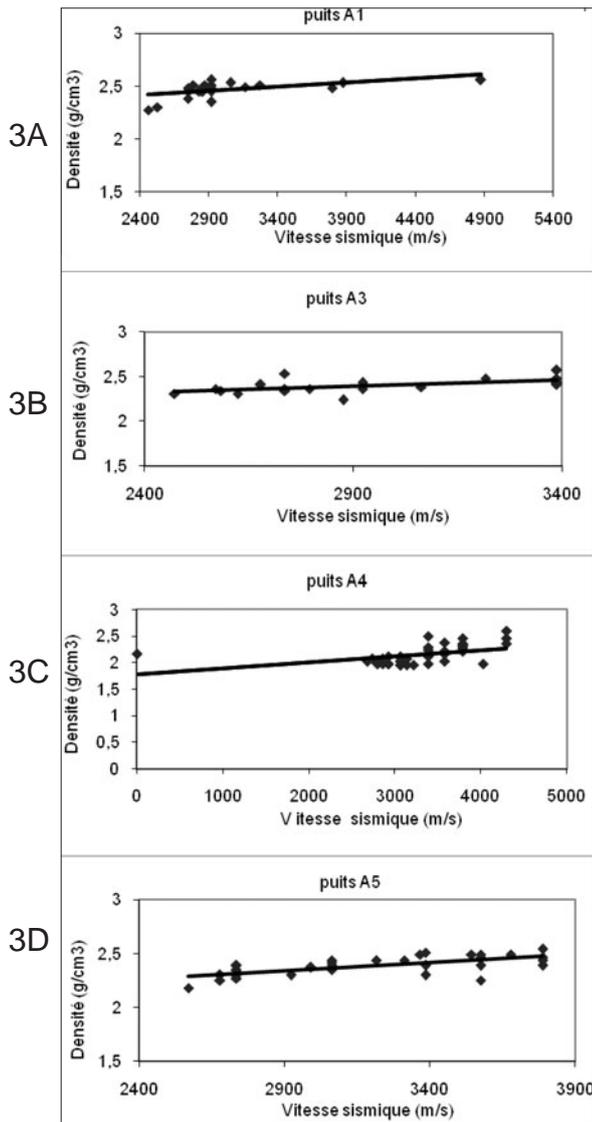


Figure 3: Relation vitesse sismique - densité dans les intervalles des puits étudiés

- Puits A₁ (figure 3A)

Ici, les enregistrements des paramètres physiques ont commencé à partir de -2088 mètres. Les valeurs de densité sont comprises entre 2.3 et 2.56 g/cm³ avec une valeur moyenne de 2.46 g/cm³. Quant à la vitesse sismique, elle part de 2460 à 4870 m/s. L'on constate une augmentation de la densité avec la vitesse de l'onde compressionnelle.

- Puits A₂

La courbe de variation n'a pu être tracée car le log de densité de ce puits n'était pas encore disponible.

- Puits A₃ (figure 3B)

Dans ce forage, les mesures ont débuté à partir de la cote -1905 mètres. La densité a un minimum de 2.24 g/cm³ et un maximum de 2.57 g/cm³ donnant une moyenne de 2.39 g/cm³. La vitesse sismique est comprise entre 2471 et 3386 m/s. La courbe montre une croissance de la densité avec la vitesse sismique.

- Puits A₄ (figure 3C)

Les mesures diagraphiques ont débuté à -1798 mètres. Les valeurs de la densité mesurée se situent entre 1.95 et 2.59 g/cm³. La vitesse sismique varie de 2678 m/s à 4295 m/s. Comme dans les cas précédents, la courbe présente la même allure, c'est-à-dire une augmentation de la densité avec la vitesse de l'onde P.

Les points excentrés par rapport à l'alignement général, sont probablement issus des valeurs erronées provoquées soit par l'appareillage, soit par le traitement de l'information diagraphique ; cela est valable pour la suite de ce travail.

- Puits A₅ (figure 3D)

Les enregistrements, dans ce puits, ont commencé à partir de -1524 mètres. La densité évolue de 2.18 à 2.54 g/cm³. La vitesse sismique, quant à elle, varie de 2570 à 3787 m/s. Comme les cas précédents, la courbe indique que densité et vitesse sismique évoluent dans le même sens.

Interprétation synthétique

La densité des formations dans les différents puits est représentée en fonction de la vitesse de l'onde P (figure 3). La sensibilité de la vitesse à la densité des roches est donc déterminée par l'allure de chaque courbe. L'analyse de ces courbes indique clairement que vitesse sismique et densité évoluent dans le même sens.

Selon l'équation :

$$V_P = \left(\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}$$

la densité et la vitesse sismique devraient évoluer en sens inverse mais en réalité l'on constate le contraire. Cet état de fait est certainement dû à la relation qui existe entre les constantes élastiques et surtout à l'anisotropie des roches sédimentaires dans le sous sol. Les différents graphes de la figure 3 indiquent que les variations de la densité influencent fortement la vitesse sismique ; ainsi à des densités élevées correspondent fréquemment de fortes vitesses sismiques. En effet, les sédiments clastiques déposés dans le bassin off shore ivoirien sont soumis à un mécanisme physique qui les conduit de l'état initial de dépôt à un état progressivement de plus en plus dense sous l'effet de leur propre poids, du poids des séries sédimentaires sus-jacentes ou des mouvements tectoniques. Ce qui suggère qu'en profondeur la pression devient plus intense, entraînant une augmentation du module de cisaillement (μ) et d'élasticité (K). Cela a pour effet d'augmenter la vitesse de l'onde sismique.

La vitesse de l'onde P croît avec la densité, c'est-à-dire qu'à des valeurs élevées de vitesse correspondent de fortes densités et vice-versa. Ce qui est en conformité avec les résultats des travaux de BIOT (1956), GEERSTMA (1961), SHERIF & GELDART (1984), obtenus au large des côtes du Canada.

GARDNER *et al.* (1974) vont plus loin en proposant une formule empirique liant la densité à la vitesse sismique :

$$\rho = aV^{\frac{1}{4}}$$

ρ : densité en kg/dm³

V: vitesse sismique en m/s

a: constante

Le sel, l'anhydrite et le charbon n'y obéissent pas.

La détermination directe de la présence des hydrocarbures dans une formation est parfois possible grâce à la relation densité-vitesse sismique. En effet, la présence de gaz est souvent caractérisée par une baisse notable de densité au niveau des horizons imprégnés. Sachant que la densité et la vitesse sismique varient dans le même sens, la diminution anormale de la vitesse sismique dans une roche sédimentaire indique une baisse corrélative de la densité dans celle-ci et pourrait révéler la présence de gaz.

Relation vitesse sismique - porosité

Analyse des courbes

N.B. : Il convient de signaler que les valeurs de vitesse sismique restent toujours inchangées dans la suite du travail.

- Puits A₁(figure 4A)

Les porosités déduites des logs oscillent entre 30 et 45 %, montrant ainsi que porosité et vitesse de l'onde P évoluent de façon inverse.

- Puits A₂

Comme précédemment, ici la courbe de variation n'a pu être tracée pour cause d'indisponibilité du log de porosité.

- Puits A₃ (figure 4B)

Ici, les mesures de porosité donnent des valeurs comprises entre 36 et 44 %. La courbe indique une décroissance de la porosité en fonction de la vitesse sismique.

- Puits A₄ (figure 4C)

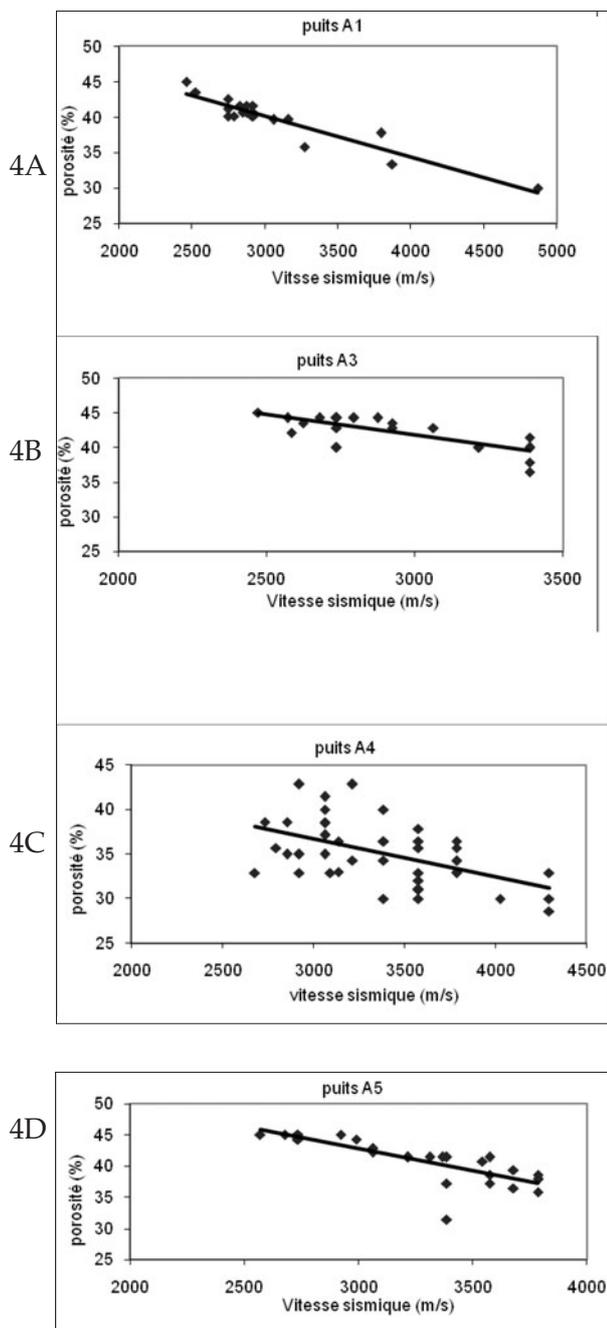


Figure 4 : Relation vitesse sismique - porosité dans les intervalles des puits étudiés

Dans ce forage, la porosité varie de 30 à 42 %. La distribution des points dans le graphique montre une variation inverse entre la porosité et la vitesse de l'onde P.

- Puits A5 (figure 4D)

Ici, la porosité mesurée se situe entre 31 et 45 %. L'on remarque que la plupart des points s'alignent de façon décroissante, caractérisant une évolution décroissante de la porosité en fonction de la vitesse sismique.

Interprétation synthétique

La relation entre la vitesse de l'onde P et la porosité au niveau de chaque puits est établie à la figure 4 où les différentes courbes montrent une distribution linéaire décroissante des points sur l'ensemble des données de forages ; ce qui indique que porosité et vitesse sismique évoluent en sens inverse. La porosité est probablement le facteur essentiel de la vitesse des ondes sismiques. Elle est inversement proportionnelle à la vitesse sismique sur l'ensemble de la zone étudiée, comme le montre la figure 4. Cette influence de la vitesse par la porosité se manifeste selon deux modes :

1- la densité des roches sédimentaires augmente avec la profondeur d'enfouissement (cf plus haut) tandis que leur porosité diminue dans le même temps. Les vides sont, en général, remplis par des fluides et la densité globale (ρ) est donnée par la relation proposée par SHERIFF & GELDART (1984).

$$\rho = \Phi \cdot \rho_f + (1 - \Phi) \cdot \rho_m$$

Φ : porosité
 ρ_f : densité du fluide
 ρ_m : densité de la matrice

Connaissant la relation liant vitesse et densité proposée par GARDNER *et al.* (1974), l'on a :

$$\rho = \Phi \cdot \rho_f + (1 - \Phi) \cdot \rho_m = a \cdot V^{\frac{1}{4}}$$

Cette relation montre que la porosité influence fortement la vitesse compressionnelle à travers la densité ;

2- outre son effet sur la vitesse sismique par l'intermédiaire de la densité, la porosité agit directement sur la propagation des ondes sismiques. Dans les roches, les pores sont remplis de fluides dont les constantes élastiques et la densité modifient la vitesse car une partie du trajet de l'onde traverse les fluides à faibles vitesses.

WYLLIE *et al.*, (1958) ont établi une relation empirique pour lier la vitesse (V) de l'onde P à la porosité (Φ).

Elle suppose que la durée du trajet par unité de longueur dans une roche poreuse remplie de fluide est la moyenne des durées de trajets par unité de longueur dans la matrice et dans le fluide :

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{V_f} + \frac{(1-\Phi)}{V_m}$$

V_f : vitesse dans le fluide ; V_m : vitesse dans la matrice

Cette relation révèle que la matrice et la nature du fluide interstitiel ont un effet considérable sur la vitesse sismique. Sur la figure 5, le trajet 2 (dans la matrice) est plus long que le trajet 1 (dans le fluide) mais V_f est plus petite que V_m . Se référant à la relation de WYLLIE *et al.* (1958), une augmentation de la porosité implique nécessairement une baisse de vitesse sismique car les nombreux pores dans une roche vont retarder la propagation des ondes

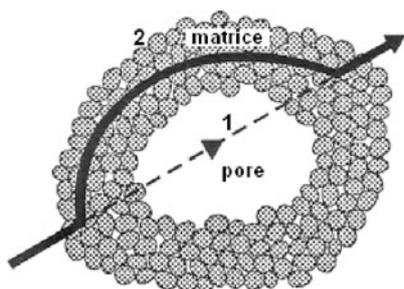


Figure 5 : Effet des pores (BOYER & MARI, 1994)

sismiques.

Cependant, à faible profondeur, la vitesse sismique de certaines roches comme le grès tend à être moindre à cause du manque de consolidation et des gradients de pression de fluide variables. Selon MAC QUILLIN *et al.* (1979), pour un grès saturé en eau à moins de deux

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{1.5} + \frac{(1-\Phi)}{V_m}$$

kilomètres, l'on a :

Lorsqu'une roche poreuse est soumise à une pression donnée, la porosité de celle-ci subit des changements à la fois réversibles et irréversibles. Lorsque cette pression cesse, une partie de la porosité originelle est retrouvée, tandis que l'autre est définitivement perdue à cause des modifications dues à la compaction. Il en résulte une modification de la porosité entraînant celle de la vitesse, quelque soit la pression exercée sur les sédiments. La porosité semble donc être le paramètre fondamental agissant sur la vitesse des ondes sismiques.

De façon générale, comme nous l'avons vu, la vitesse sismique décroît lorsque la porosité croît. Par ailleurs, pour une même porosité, les ondes sismiques se propagent plus vite dans les terrains saturés. Par exemple, les travaux de CHAPPELLIER (1987) montrent pour une porosité de 60 % environ, la vitesse de propagation est proche de 330 m/s (vitesse dans l'air) lorsque la roche est sèche, de 1300 à 1400 m/s (vitesse dans l'huile) et de 1500 m/s (vitesse dans l'eau) si la roche est saturée. La mesure de la vitesse sismique dans un terrain saturé permet donc d'obtenir la porosité grâce à la loi de WYLLIE *et al.* (1958) qui reste approximative, mais utile pour l'estimation de la porosité en général.

Finalement, la connaissance de la variation de la vitesse de l'onde P permet de se faire une idée de la porosité des roches sédimentaires avant l'opération de forage. La porosité est le facteur fondamental qui caractérise les roches réservoirs. Pour qu'une roche constitue un réservoir à hydrocarbure, il faut qu'elle ait une bonne porosité (10 à 40 %). Comme la vitesse sismique évolue inversement avec la porosité, de petites valeurs de vitesse enregistrées dans une zone pourraient révéler une bonne porosité des formations et donc une présence probable de roches réservoirs. Cette technique pourrait alors contribuer à minimiser le taux d'échec des forages effectués sur la marge continentale ivoirienne.

Relation vitesse sismique - radioactivité naturelle

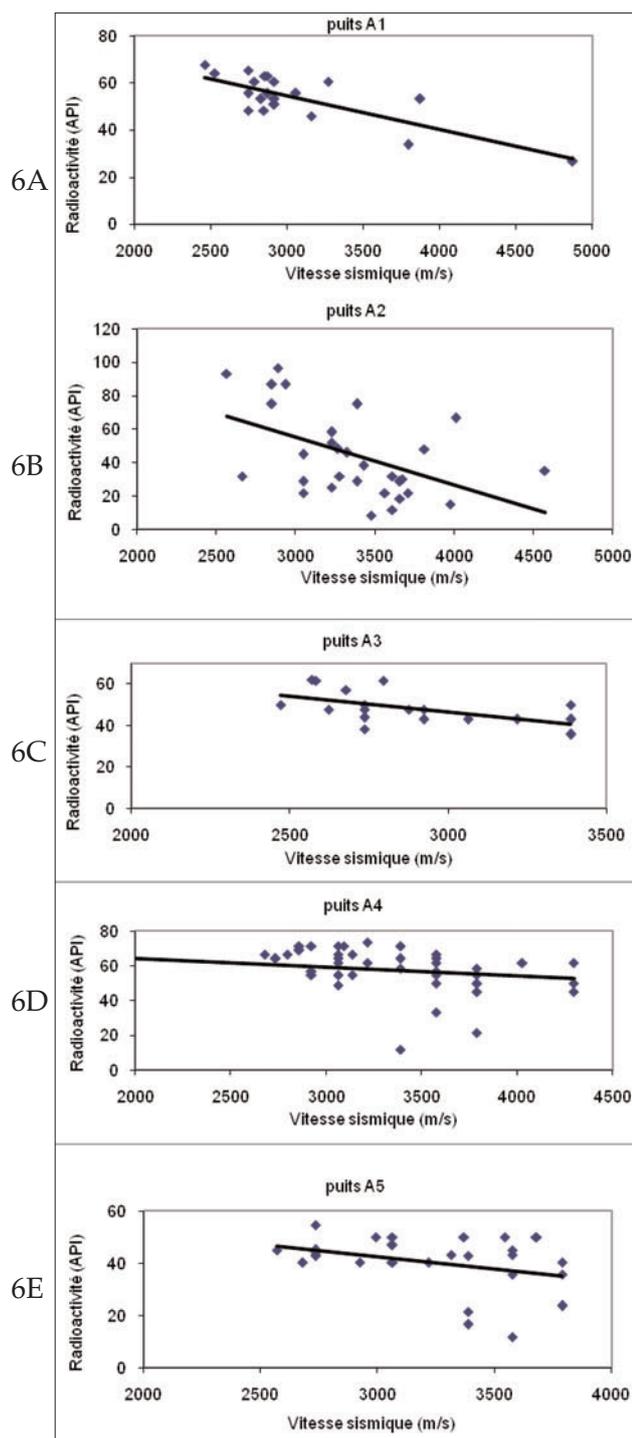


Figure 6 : Relation vitesse sismique - radioactivité naturelle dans les intervalles des puits étudiés

Interprétation synthétique

La figure 6 illustre l'évolution de la radioactivité naturelle en fonction de la vitesse de l'onde P. L'on constate qu'à travers cette figure la vitesse compressionnelle et la radioactivité sont intimement liées. Les deux paramètres évoluent en sens inverse. Ainsi, lorsque la radioactivité naturelle des couches traversées augmente, la vitesse de propagation de l'onde diminue. En d'autres termes, la décroissance de la vitesse sismique dans une couche donnée implique nécessairement une forte activité radioactive, c'est-à-dire une importante accumulation d'isotopes radioactifs (Potassium: ^{40}K ; Thorium: ^{232}Th et Uranium: ^{238}U) dans celle-ci. Une telle zone correspond à une formation argileuse car on y trouve du Potassium (^{40}K) radioactif dont les nombreuses charges négatives adsorbent du Thorium et de l'Uranium.

Analyse des courbes

-Puits A₁ (figure 6A)

La mesure de la radioactivité naturelle affiche des valeurs allant de 51 à 67 API. La courbe montre une décroissance de la radioactivité en fonction de la vitesse sismique.

- Puits A₂ (figure 6B)

Des valeurs de radioactivité observées ici varient de 12 à 96 API. L'on constate également, à travers cette courbe que les deux variables évoluent en sens inverse.

- Puits A₃ (figure 6C)

La radioactivité est comprise entre 35 et 61 API. Le graphique indique également une variation inverse entre vitesse sismique et radioactivité.

- Puits A₄ (figure 6D)

La figure 6D montre une variation de la radioactivité entre 49 et 73 API et évoluant de façon inverse avec la vitesse sismique.

- Puits A₅ (figure 6E)

Avec les valeurs de radioactivité oscillant entre 11 et 54 API ; la courbe, à l'instar des autres, montre que radioactivité et vitesse sismique sont inversement proportionnelles.

En effet, Les argiles sont des formations sédimentaires présentant un cas très particulier, compte tenu de leur texture minéralogique en feuillets qui leur offre une porosité très élevée (jusqu'à plus de 80 %). Les nombreux pores vont donc ralentir la propagation des ondes, c'est ce qui explique la décroissance de la vitesse sismique dans les zones fortement radioactives (zones argileuses).

A l'inverse, les bancs de sables et calcaires ont une activité radioactive peu élevée, ce qui a pour effet l'augmentation de la vitesse de l'onde sismique. Ces résultats sont bien proches de ceux de WILLIAM *et al.* (1984) qui ont utilisé le modèle de BIOT-ROSENBAUM pour donner la relation qui existe entre vitesse et argilosité. CASTAGNA *et al.* (1985), quant à eux, ont proposé une formule liant la vitesse compressionnelle à l'argilosité à partir des mesures de laboratoire :

$$|V_p| = 9420 - 5810 - 2210 \times V_{arg}$$

V_p : vitesse de l'onde P

V_{arg} : Volume d'argile.

Cette formule montre que pour un volume d'argile élevé, la vitesse de l'onde P tend à diminuer de façon considérable. Cette loi permet de déduire approximativement le volume d'argile dans une formation, connaissant la vitesse de l'onde P. Les argiles reconnues comme poreuses mais imperméables peuvent servir de roches couvertures dans le mécanisme de piégeage des hydrocarbures. Grâce aux résultats de ce travail, une faible valeur de vitesse sismique prédirait une augmentation de l'argilosité et révélerait la présence de roches couvertures. En définitive, la relation vitesse sismique - radioactivité peut contribuer à détecter les zones susceptibles de receler des hydrocarbures dans la marge continentale ivoirienne.

Relation vitesse sismique - résistivité électrique

La résistivité électrique dans les terrains sédimentaires dépend de la nature du fluide interstitiel en grande partie et de la matrice. La figure 7 montre la variation entre ces deux paramètres

Analyse des courbes

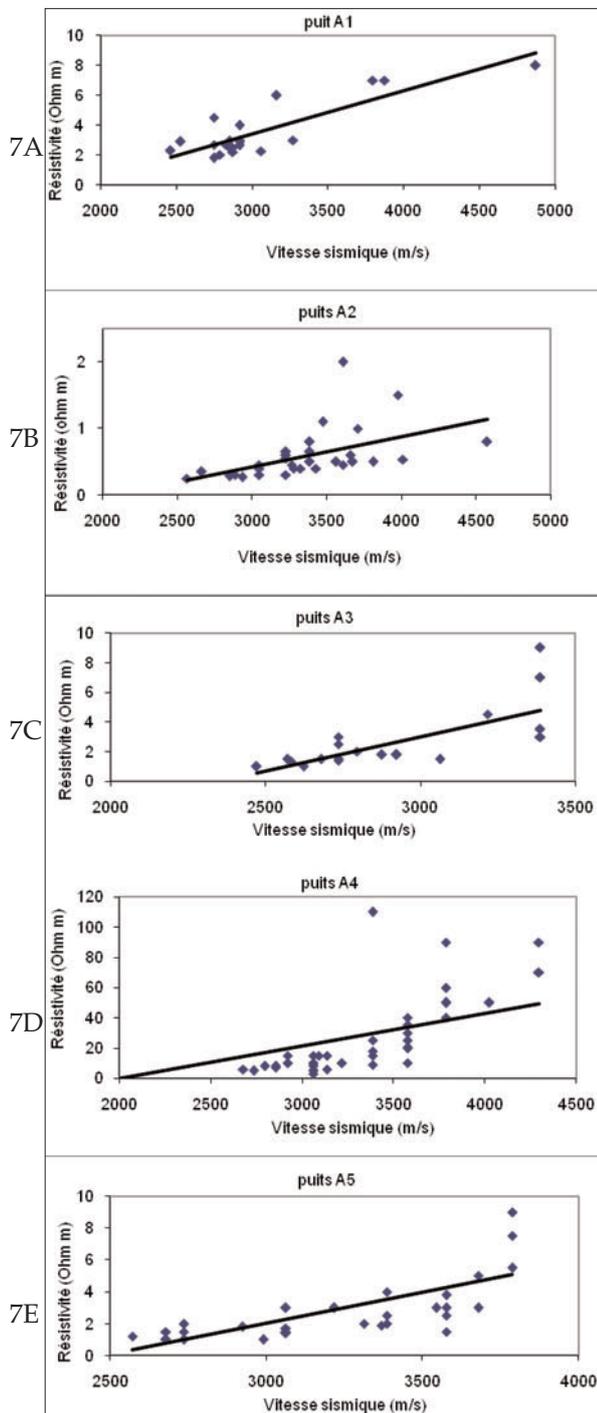
- Puits A₁ (Figure 7A)

Avec 1.8 Ωm comme minimum équivalent de résistivité électrique et un maximum de 8 Ωm, l'évolution de la courbe est fortement croissante. Ce qui indique que vitesse sismique et résistivité électrique varient dans le même sens.

- Puits A₂ (Figure 7B)

Les valeurs de résistivité électrique dans ce puits sont faibles, elles vont de 0.25 à 1.5 Ωm. Ces

Figure 7: Relation vitesse sismique - résistivité électrique dans les intervalles des puits étudiés



petites valeurs de résistivité seraient provoquées par des défailances au niveau du traitement de l'information diagraphique. Cependant, ce constat n'affecte pas nos résultats ; la résistivité croît également avec la vitesse sismique.

- Puits A₃ (Figure 7C)

Ici la résistivité mesurée se trouve dans l'intervalle 1 à 7 Ωm. L'allure croissante de la courbe signifie que vitesse sismique et résistivité électrique évoluent dans le même sens.

- Puits A₄ (Figure 7D)

Dans ce puits, la résistivité électrique se situe entre 3 et 110 Ωm. Ces valeurs élevées de résistivité seraient imputables à la présence de quelques lambeaux de roches carbonatées présentes dans la zone. Cependant, on observe une évolution identique aux autres courbes.

- Puits A₅ (Figure 7E)

La mesure de la résistivité électrique donne des valeurs comprises entre 1 et 9 Ωm. L'allure de cette courbe fait ressortir également une évolution croissante de la résistivité avec la vitesse.

Interprétation synthétique

La figure 7 permet de visualiser la relation entre résistivité électrique et vitesse sismique. A travers ces graphes, on constate que la vitesse sismique croît avec la résistivité électrique des terrains sédimentaires.

La détermination de la résistivité électrique par la vitesse sismique peut se faire par l'intermédiaire de la porosité. ARCHIE (*in* BOYER & MARI, 1994) propose une formule empirique liant résistivité et porosité :

$$\rho_r = \rho_f \times a \times \Phi^{-m}$$

ρ_r : résistivité de la roche
 ρ_f : résistivité du fluide

a : facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0.6 et 2

m : facteur de cimentation (il dépend de la forme des pores, de la compaction et varie de 1.3 à 2.2).

Cette relation suggère que, pour une porosité élevée, la résistivité électrique baisse lorsqu'il s'agit d'une saturation en eau. Ce fait a pour conséquence de diminuer la vitesse de l'onde compressionnelle. Cependant, si les pores sont remplis d'hydrocarbures, la résistivité de la formation sera élevée. Ce qui va conduire à une légère augmentation de la vitesse sismique par rapport à celle de l'eau. Cette technique nous permet, de différencier la nature du fluide interstitiel (dans la marge ivoirienne).

La résistivité électrique dépend aussi de la température à laquelle la roche est soumise ; cependant la variation de la vitesse avec la température paraît faible, diminuant de 5 à 6 % par 100°C d'élévation de la température (TIMUR, 1977). En effet, une augmentation de température diminue la viscosité du fluide interstitiel par conséquent la mobilité des ions devient très grande, ce qui diminue la résistivité et donc la vitesse sismique. En revanche, une baisse de température implique une augmentation de la viscosité du fluide alors la mobilité des éléments ioniques devient presque nulle rendant le milieu isolant. Cela augmente considérablement la résistivité électrique qui induit à son tour une hausse de la vitesse de l'onde P.

FAUST (1953) in SHERIF & GELDART (1984) a donné une formule empirique exprimant la vitesse sismique V en fonction de la profondeur d'enfouissement Z et de la résistivité électrique R de la formation :

$$V = 1948 \times \left(\frac{Z}{R} \right)^{\frac{1}{6}}$$

Cette relation montre clairement que la vitesse de l'onde P décroît avec la résistivité électrique. Les résultats qu'il obtient sont bien loin des nôtres. Ce désaccord résulterait du fait que FAUST a utilisé les mesures faites au laboratoire, sans toutefois tenir compte de la complexité géologique souterraine car la tranche d'eau, la lithologie et d'autres facteurs influencent fortement la propagation de l'onde sismique. En plus, nos valeurs de résistivités sont issues des zones non contaminées par la boue de forage, ce qui nous donne des résultats fiables et plus proches de la réalité. La décroissance de la vitesse sismique en fonction de la résistivité électrique des formations nous semble peu probable car plus le milieu est solide (donc résistant), plus les ondes se propagent vite.

La résistivité électrique est un paramètre important contrôlant la variation de la vitesse de l'onde P par l'intermédiaire de la saturation (en eau ou en hydrocarbure). Une légère élévation anormale de la vitesse dans une zone globalement lente (présence de fluide) pourrait indiquer une forte résistivité du fluide interstitiel donc une présence probable d'hydrocarbures.

CONCLUSION

La propagation des ondes sismiques est intimement liée aux propriétés pétrophysiques des terrains sédimentaires. Elle permet de déterminer la nature des roches inaccessibles. Selon la nature et l'état physique des matériaux traversés, la propagation de l'onde P variera dans un sens ou dans l'autre (tableau 1):

Tableau 1 : Sens de variation des propriétés pétrophysiques en fonction de la vitesse de l'onde P

	Densité (ρ)	Résistivité (R)	Porosité (Φ)	Argilosité (A_r)
Vitesse de l'onde P (V_p)	$(V_p \nearrow ; \rho \nearrow)$	$(V_p \nearrow ; R \nearrow)$	$(V_p \nearrow ; \Phi \searrow)$	$(V_p \nearrow ; A_r \searrow)$
	$(V_p \searrow ; \rho \searrow)$	$(V_p \searrow ; R \searrow)$	$(V_p \searrow ; \Phi \nearrow)$	$(V_p \searrow ; A_r \nearrow)$

\nearrow : croître

\searrow : décroître

- l'augmentation de la vitesse s'explique par l'accroissement de la densité des roches traversées. Cependant, cette vitesse diminue quand les ondes atteignent un milieu liquide de densité plus faible.
- quand la porosité d'une roche augmente, il en découle une diminution de la vitesse sismique. La porosité décroît le plus souvent lorsque la profondeur d'enfouissement augmente. Comme la vitesse de l'onde P croît avec la profondeur d'enfouissement (KOUAME, 2006 ; KOUAME *et al.*, 2009), alors il en résulte une décroissance de la porosité lorsque la vitesse augmente. La diminution de la vitesse révèle donc une augmentation de la porosité des terrains traversés.
- la décroissance de la vitesse de l'onde P dénote une forte activité radioactive dans la couche traversée. En d'autres termes, l'augmentation de la vitesse peut s'expliquer par une baisse d'argilosité.
- la variation de la résistivité électrique des fluides interstitiels influe aussi sur la vitesse de l'onde P. En effet, l'accroissement de la vitesse peut indiquer une augmentation de la résistivité électrique de la couche traversée. Vitesse et résistivité électrique évoluent donc dans le même sens.
- Les variations des paramètres pétrophysiques et d'autres facteurs comme la lithologie et l'état de fracturation des roches modifient considérablement la propagation des ondes sismiques dans le sous-sol. Ceci rend très délicat l'interprétation de la variation des vitesses

sismiques. Ainsi, pour minimiser le taux d'échec lors des opérations de forage, dans la marge continentale ivoirienne, il serait souhaitable d'intégrer l'interprétation de tous ces paramètres afin d'aboutir à des conclusions plus fiables du fait de la complexité géologique du bassin sédimentaire ivoirien.

BIBLIOGRAPHIE

- ARENS G., DELTEIL J. R., VALERY P., DAMOTTE B., MONTADERT L. & PATRIAT P., 1971 - The continental margin of the Ivory Coast and Ghana. In: *The Geology of Eastern Atlantic Continental Margin*, Africa 4, Symp. Cambridge, Nation. Environn. Res. Council., London, Rep. 70-16: 61-78.
- BIOT M. A., 1956 - Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid: I - Low frequency range; II - Higher frequency ranger, *The Journal of the Acoustical Society of America*. 28, 2: 168 - 178 and 179 - 191.
- BLAREZ E., 1986 - La marge continentale de Côte d'Ivoire - Ghana. Structure et évolution d'une marge continentale transformante. Thèse Univ. P. M. Curie (France) :188 p.
- BLAREZ E. & MASCLE J., 1988 - Shallow structure and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin. *Marin. Petr.geol.*, 5: 54-64.
- BOYER S. & MARI J.L., 1994 - Sismique et diagraphies. Edit. tech. Paris, 194 p.
- CASTAGNA J.P., BATZLE M.L. & EASTWOOD R.L., 1985 - Relationships between compressional wave and shear wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, 50: 571-581.
- CHAPELLIER D., 1987 - Diagraphies appliquées a l'hydrologie, *Technique et documentation Lavoisier* (Diagraphies).
- CHRISTOPHE B., 1990 - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana. Thèse de doctorat, Univ. P.M.Curie (France), 205 p.
- CHRISTOPHE B., MASCLE J., CHRISTIAN A., BOUILLIN J.P., MASCLE G., KAISER G.S. & GROUPE EQUAMARGE, 1989 - Une marge transformante type, la marge continentale de Côte d'Ivoire - Ghana : résultats préliminaires de la campagne Equamarge II, mars 1988 - *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Série II : 997 - 1004.
- CHRISTOPHE B., BRUN J.P. & MASCLE J., 1992 - Structure et formation de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana : apport de la sismique réflexion et de la modélisation analogique *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 3 : 207-216.
- CORDIER J.P., 1983 - Les vitesses en sismique réflexion .*Tech et doc. Lavoisier*, 214 p.
- FAUST L.Y., 1953 - A velocity function including lithologic variation. *Geophysics*, 18, 2: 271 - 288.
- GARDNER G.H.F., GARDNER L.W. & GREGORY A.R., 1974 - Formation velocity and density: the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39: 770 - 780.
- GEERSTMA J., 1961 - Velocity log interpretation. The effect of rock bulk compressibility. *Soc. Petrol. Eng. Journal*, 1: 234 - 248.
- GREGORY A. R., 1977 - Aspects of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation; in: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, pp. 15 - 46: Tulsa, AAPG Memoir 26.
- KOUAME L.N., 2006 - Modélisation des lois de vitesses pour la conversion en profondeur : cas des blocs CI-X et CI-Y. DEA, univ. Cocody (Côte d'Ivoire), UFR STRM, 70 p.
- KOUAME L.N., SOMBO B.C., DIGHEHI Z.B., OUATTARA Y., ABBEY A. & SOMBO A.P., 2009 - Modélisation des lois de vitesses pour la conversion en profondeur dans la marge ivoirienne. Edit. IPNETP, Côte d'Ivoire, *Journal Africain de Communication Scientifique et Technologique*, Série Sciences Pures et Génie, 7 : 847 - 863.
- Le PICHON X. & HAYES D.E., 1971 - Marginal offsets, fractures zones, the Early Opening of the South Atlantic. *Journ. of Geophys.Res.*, 76, 26: 6283-6293.
- MACQUILLIN R., BACON M. & BARCLAY W., 1979 - Introduction à l'interprétation sismique .Traduit de l'anglais par VIALIX J.R., Paris, édit. SCM, 195 p.
- MASCLE J. & BLAREZ E., 1986 - Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana Continental margin. *Nature*, 32:378-381.
- MICHEL P., STEPHANE R., MASCLE J., CHRISTIAN A., CHRISTOPHE B. & GROUPE EQUAMARGE, 1989 - Analyse d'un segment de la marge transformante du Ghana : résultats de la campagne Equamarge II (mars 1988). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, Série II : 481 - 487.
- PETROCI & BEICIP, 1990 - Côte d'Ivoire Petroleum Evaluation. *Répub. de C.I, Ministère des mines*, 99 p.

- PIERRE S. M. & N'DA V., 1997 - Biostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts créacés au large d'Abidjan (Golfe de Guinée), *Cretaceous Research*, 18 : 545-565.
- RABINOWITZ P.D. & LA BRECQUE J., 1979 - The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Journ. of Geophys. Res.*, 84, 116: 5973-6002.
- SHERIF, R.E & GELDART, L.P., 1984 - Traité de prospection sismique, tome 2 : Traitement, Interprétation, traduit par Leenhardt O. *ERG, ISBN,n°9, Cambr. Univ. Press, Vol.2, 371 p*
- SIBUET J.C. & MASCLE J., 1978 - Plate kinematic implications of Atlantic Equatorial fracture zone trends. *J.G.R.*, 10 Juil, pp. 3401 - 3421.
- SOMBO B.C., 2002 - Etude de l'évolution structurale et sismo-stratigraphique du bassin sédimentaire offshore de Côte d'Ivoire. Marge passive entaillée d'un canyon. Thèse Doctorat d'Etat es Sciences. *Abidjan (Côte d'Ivoire)*, 305 p.
- SOMBO B. C., DJRO S. C., YACE P.& BODIER C., 2003 - Marge ivoirienne et ouverture de l'atlantique sud : Analyse synthétique. Edit. Univ. Côte d'Ivoire, *Bioterre, Rev. Sci. de la Vie et de la terre*, 3, 1 : 69 - 97.
- SPENGLER A. & DELTEIL J. R., 1966 - Le bassin sédimentaire tertiaire de Côte d'Ivoire. In : Les bassins sédimentaires du littoral africain. *Ass. Serv. Géol. Afric, Paris*: 99 - 113.
- SUMMERS G.C. & BRODING R.A., 1952 - Continuous velocity logging. *Geophysics*, .17: 598 - 614.
- TIMUR A., 1977 - Temperature dependence of compressional and shear wave velocities in rocks. *Geophysics*, 42: 6 - 950.
- WILLIAMS D.M., ZEMANEK J., ANGONA F.A., DENNIS C.L. & CALDWELL R.L., 1984 - The long spacing acoustic logging tool. *25 th SPWLA Logging Symposium*, paper T.
- WYLLIE M.R., GREGORY A.R. & GARDNER G.H.F., 1958 - An experimental Investigation of facteurs affecting elastic wave velocities in porous Media. *Geophysics*, .23: 459 - 493.