

Mise En Evidence D'un Autre Style Structural De La Marge Continentale De Côte d'Ivoire A Partir De La Sismique Réflexion : Compression Et Magmatisme

KOUAME Loukou Nicolas¹ ; DJROH Simon Pierre¹ ; KOUADIO Fossou Jean-
Luc Hervé² ; COULIBALY Laciné³ et SOMBO Boko Célestin¹

¹Laboratoire de Géophysique Appliquée, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université Félix Houphouët Boigny, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire.

²Laboratoire de Géologie du socle et métallogénie, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université Félix Houphouët Boigny, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire.

³Service Géophysique d'exploration, Direction d'exploration, Société Nationale des Opérations Pétrolières de Côte d'Ivoire, BPV 194 Abidjan.

Corresponding author : KOUAME Loukou Nicolas

Abstract : 3500 km of seismic profiles (reflection) pointed out provided important insights on the structural evolution of the Ivorian continental margin during the rifting to the lower Cretaceous. The results of this work clearly indicate that, in addition to the transtensive phenomenon, highlighted by several previous works, the eastern edge of the Ivorian margin has also recorded not only the effects of a transpressive mechanism but also the rise of materials at the same pace. Magmatic that strongly disturbed syn-rift sedimentation during the Albian period. These new structural characters, observed mainly in the Albian sedimentary series, are in good agreement with the kinematic model of emplacement of a margin created during the lower Cretaceous in connection with much more complex geodynamic movements.

Keywords: Côte d'Ivoire; transtensive, transpressive; rifting

Date of Submission: 05-10-2018

Date of acceptance: 18-10-2018

I. Introduction

La marge continentale de Côte d'Ivoire est une marge passive qui doit son existence à l'ouverture de l'Océan atlantique (Blarez, 1986; Mascle et Blarez, 1986; Blarez et Mascle, 1988 ; Basile et al., 1989; Popoff et al., 1989 ; Pierre et Victor, 1997; Sombo et al., 2003 ; Kouamé, 2012). Son aspect structural a fait l'objet de plusieurs travaux (Basile, 1990; Basile et al., 1992 ; Caprona, 1992 ; Sombo, 2002 ; Coulibaly, 2005) qui se sont appesantissur le mécanisme décrochant à composante extensive ayant gouverné la mise en place du bassin sédimentaire ivoirien. Cependant, les structures compressives et magmatiques sont presque méconnues jusqu'à présent dans la marge ivoirienne car peu d'études leur sont consacrées.

Ce travail se propose donc d'apporter des éclaircissements sur l'évolution géodynamique du rebord oriental de la marge continentale de Côte d'Ivoire pendant le Crétacé.

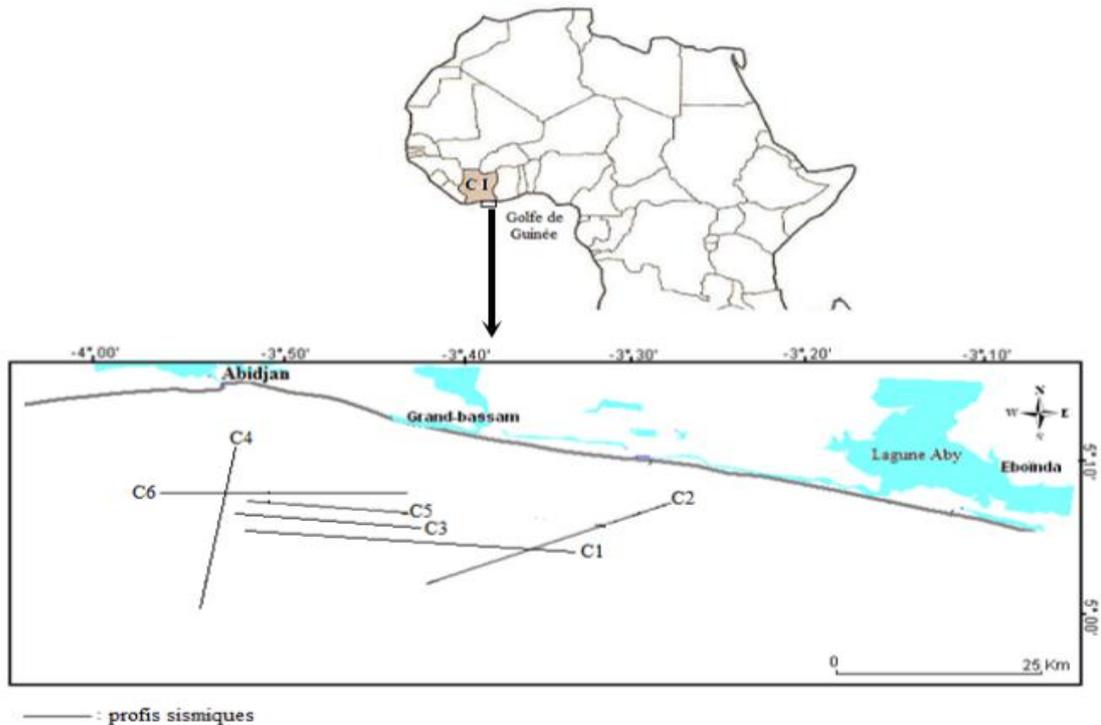


Figure 1 : Situation géographique de la zone d'étude et plan de positionnement de quelques profils sismiques pointés.

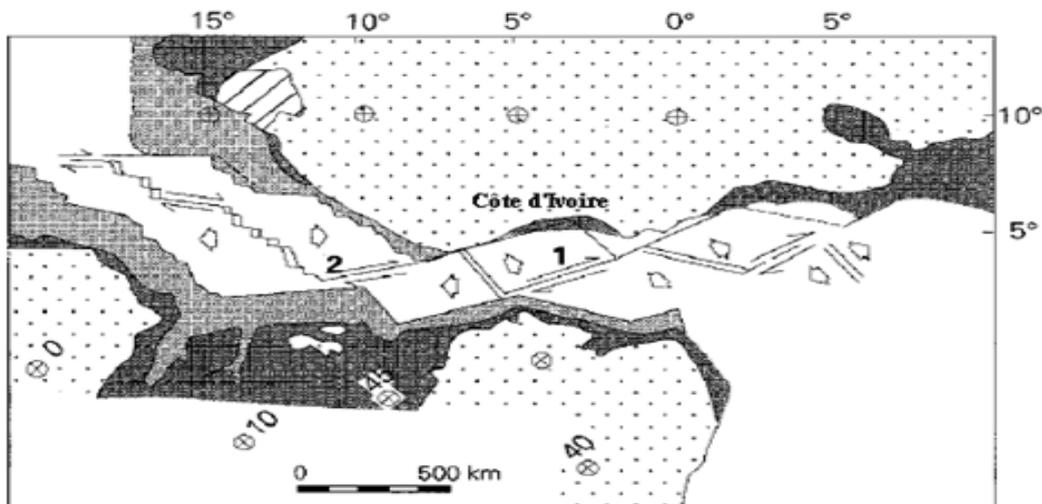


Figure 2 : Position des failles transformantes (1 : fracture Romanche 2 : fracture Saint-Paul) ayant permis la mise en place de la marge continentale ivoirienne (Marinho et Mascle, 1986).

II. Présentation de la zone d'étude et contexte géologique

Le secteur soumis à cette étude est situé dans la moitié-Est de la marge d'Abidjan, sur le plateau continental ivoirien comme l'indique la figure 1.

La marge continentale de Côte d'Ivoire est une marge passive qui s'est créée à partir du Jurassique supérieur ou Crétacé inférieur par l'ouverture d'un rift intracratonique, probablement contemporain du rajeunissement panafricain (Blarez, 1986). Il s'agit d'une marge de cisaillement (Boillot, 1983 ; Blarez et Mascle, 1986) sous la dépendance des failles transformantes de Saint-Paul et de la Romanche (figure 2) qui limitent un bassin sédimentaire losangique de type « méga pull-apart » (Blarez, 1986).

Au Nord, le prolongement de la zone de fracture de Saint-Paul constitue l'accident majeur dénommé « faille des lagunes » qui, du fait du contexte géodynamique globale surtout joué en distension comme en témoigne sa structure en demi-rift (Tastet, 1979). Il constitue la limite septentrionale du bassin sédimentaire profond qui s'étend dans le domaine marin actuel sur une zone de croûte continentale amincie et au-delà de la fracture de la Romanche, sur la croûte océanique.

Au Sud, le prolongement de la zone de fracture de la Romanche s'étend à l'Est vers le Ghana et se confond avec la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (RCIG).

III. Méthodologie

Cette étude est basée sur l'exploitation des données sismiques mises à notre disposition par la Société Nationale des Opérations Pétrolières de Côte d'Ivoire (PETROCI). Pour ce travail, la démarche suivie pendant l'interprétation des profils sismiques comporte deux étapes principales : le rassemblement d'informations utiles et le pointé.

3.1- Rassemblement d'informations utiles

Avant d'entamer le pointé des réflecteurs et des failles, plusieurs données qui sont en rapport avec l'interprétation des profils sismiques, ont été collectées. Il s'agit notamment de documents géologiques traitant l'aspect structural et sédimentaire de la marge continentale ivoirienne et des rapports géologiques des puits forés dans la zone d'étude. Des manuscrits relatifs aux tensions tectoniques exercées dans le golfe de Guinée ont été aussi utilisés pour vérifier l'information sismique, puisque l'interpréteur doit se construire en esprit un modèle de la région étudiée. Toutes ces informations collectées permettent donc de faire le pointé sismique avec une grande crédibilité géologique.

3.2- Pointé

Le pointé c'est l'identification des réflexions primaires ainsi que les failles sur un profil sismique. Pour pointer les profils mis à notre disposition pour ce travail, il est jugé bon de commencer par examiner les sections sismiques passant par les forages. Non seulement les coupes et les données de forages donnent une importante image géologique, mais elles montrent également là où on peut s'attendre aux miroirs énergétiques afin d'aboutir à un calage adéquat. Les traits structuraux majeurs, objet de cette étude, ont été marqués tout en traitant avec une certaine suspicion les failles apparemment majeures qui ne se manifestent que sur un seul profil. Bien que, la discontinuité d'un miroir indique la présence d'une faille, les figures de diffractions observées sont aussi utiles pour localiser avec précision le plan de faille.

La plupart des profils sismiques qui ont fait l'objet de pointé dans ce travail, sont issus d'une acquisition effectuée dans les années 1970 par plusieurs sociétés pétrolières ; ce qui suggère une oblitération de la qualité des profils sismiques rendant ainsi difficile le pointé manuel, eu égard à l'usage des paramètres rudimentaires pendant l'acquisition et le traitement sismiques.

IV. Résultats et discussion

4.1- Structures compressives

L'organisation structurale du complexe albo-aptien du bassin ivoirien présente des situations très variées. Ainsi, dans les parties ouest et centrale de la zone étudiée, on observe des structures plicatives de direction grossièrement NNE – SSW (figure 3). Il s'agit de larges voûtes antiformes alternant avec des dépressions synformes souvent faillées. Ce sont des mégastructures plicatives associées probablement au décrochement synsédimentaire et qui représentent des zones hautes et paléo reliefs, contrôlant la distribution des dépôts sédimentaires post plissement. Ces structures compressives, constituées d'antiformes déjetées, sont encadrées certainement par des failles inverses. L'analyse de l'évolution de ces failles indique qu'elles correspondraient à des failles initialement normales qui ont été cisailées au contact du mouvement décrochant. Contrairement aux autres structures tectoniques, la majorité de ces différents accidents dont il est fait mention, n'atteignent pas le toit de l'Albien (figure 3), ce qui exprime une tectonique compressive synsédimentaire anté-albienne, certainement aptienne. Au cours de l'intensification de la déformation, ces plis peuvent évoluer en failles inverses.

Les structures plicatives observées dans les séries crétacées constituent une conséquence directe des jeux cisailants du socle cristallin en dessous. En effet, le mouvement tangentiel du soubassement cristallin a entraîné le plissement de sa couverture sédimentaire dans le bassin en formation, mécanisme bien établi par des expériences de modélisation analogiques adoptées par de nombreux auteurs (Tchalenco, 1970 ; Vialon et al., 1976; Ben Ayed, 1980 ; Gamond et Odonne, 1984 ; Jaroszewski, 1984).

Le plissement de la série sédimentaire basale est exclusivement localisé dans les zones intensément fracturées. D'après Jaroszewski (1984), il s'agit d'un mécanisme de « compensation », réponse cinématique aux contraintes de cisaillement auxquelles sont soumises les roches compétentes sous-jacentes. Ces structures plicatives associées à la fracturation du soubassement proviendraient donc de l'effet d'un mécanisme transpressif dû au rapprochement des blocs continentaux africain et américain, pendant leur mouvement cisailant, modèle bien décrit par la figure 4.

La présence de plis à l'intérieur ou à proximité de la zone principale de cisaillement constitue un caractère dominant des zones décrochantes. En effet, pour Guiraud (1990), un décrochement profond affectant, soit le socle sous une couverture, soit une partie de cette couverture, peut se traduire dans celle-ci, à l'aplomb de l'accident, par des plis d'axe oblique à la direction du décrochement.

D'autres plis similaires ont été depuis longtemps décrits le long de la faille transformante des Cévennes (France) par Seguret et Proust (1965), Arthaud et Mattauer (1969), Odonne (1981) et Gamond et Odonne (1984). Plusieurs études (Sylvester et Smith, 1976; Dibblee, 1977) ont également mis en évidence de spectaculaires dispositifs de plis en échelon dans la zone transformante de San Andreas aux Etats-Unis. D'autres plis liés aux zones de décrochement ont aussi été décrits en Asie du Sud-Est (Harding, 1983) et en Espagne (Anadon et al., 1985).

Vers le Sud de la zone d'étude, l'on observe une diminution de l'intensité de la tectonique cassante, qui fait place progressivement à une déformation plus souple au Sud-Ouest (figure 5). Cela révèle un contexte structural très complexe de la zone d'étude ; d'un mécanisme transtensif, l'on passe quelques fois à une évolution transpressive à certains endroits du bassin, aboutissant à la création de quelques failles inverses du fait de la conjugaison de plusieurs couloirs de cisaillement.

Par endroits, le phénomène compressif crée la flexuration d'un ensemble de réflecteurs bien lités (figure 6), ce qui fait penser à la formation d'une structure tectonique particulière isolée.

Vers l'Ouest de la zone d'étude, se forme une bande sédimentaire effondrée avec des plissements internes (figure 7), l'ensemble étant connu sous le nom « pincée ». La mise en place d'une telle structure nécessite d'abord un phénomène extensif, substitué à la suite par un mécanisme transpressif donnant ainsi naissance au plissement à l'intérieur des failles.

Dans certaines zones comme le montre la figure 8, le jeu dextre du décrochement continent-continent a induit la formation d'un horst, structure tectonique générée par mécanisme purement compressif.

L'ensemble de ces structures tectoniques (plis, horst, flexuration et pincée) témoignent qu'au cours du Crétacé inférieur, un régime compressif décrochant s'est développé dans l'ensemble de la zone d'étude. La direction de la contrainte maximale σ_1 est sub-horizontale. Ce nouveau régime a réactivé sans doute, la plupart des failles normales en failles inverses ayant un faible rejet. Le cisaillement affectant l'Est du bassin ivoirien divergent aurait donc provoqué une inversion structurale observée dans la moitié-est de la marge d'Abidjan, remobilisant en transpression des failles normales.

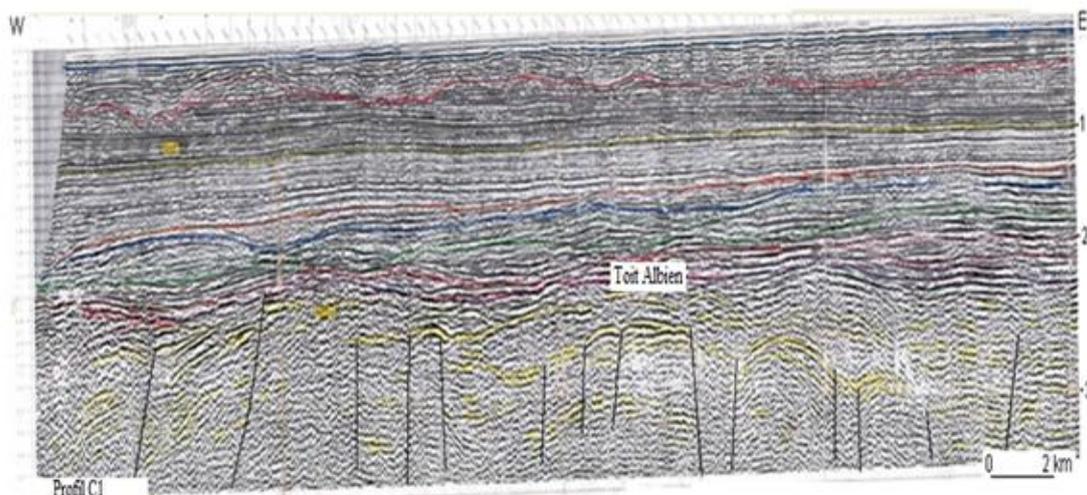


Figure 3 : Failles subverticales limitant les structures plicatives dans les sédiments du crétacé inférieur

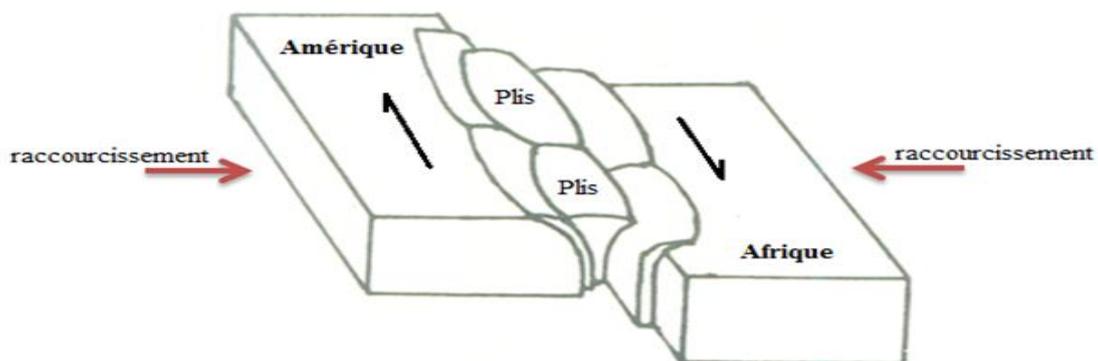


Figure 4 : Mouvement coulissant avec une composante compressive engendrant des plissements
NB : ce dessin a été inspiré de Lowell (1972)

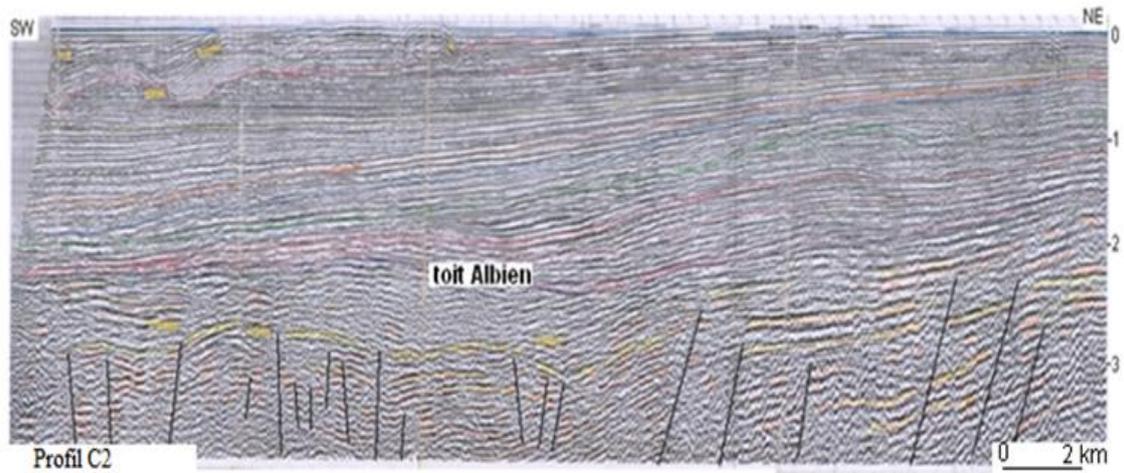


Figure 5 : Inversion structurale ; structures plicatives au SW et failles normales au NE du profil.

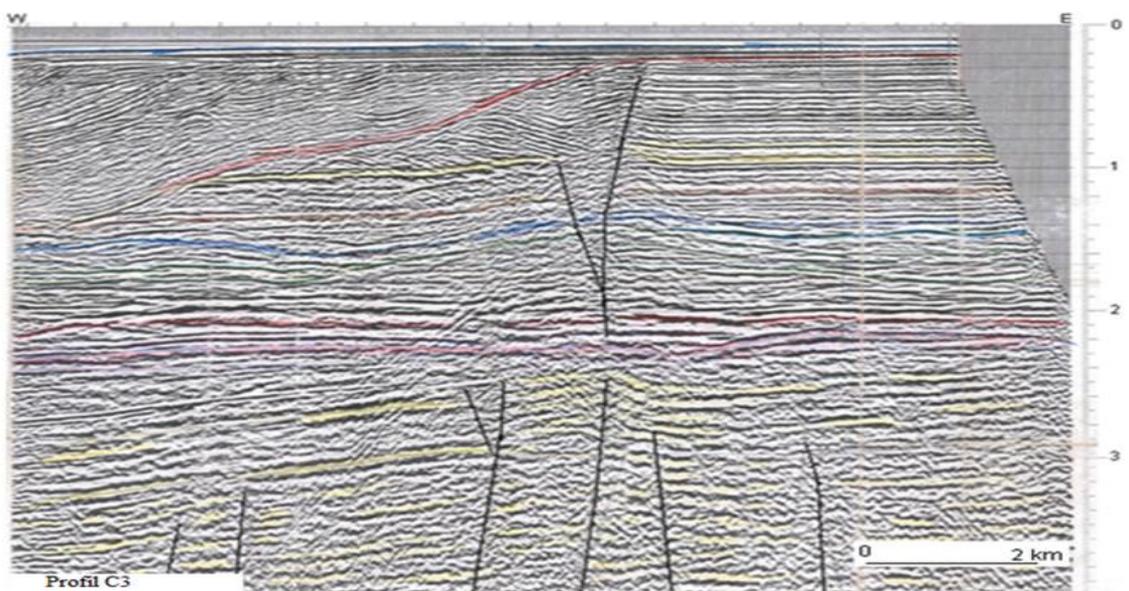


Figure 6 : Flexuration des réflecteurs au bas du profil vers 2.6 std et rejeux tardifs des fractures dans le tertiaire.

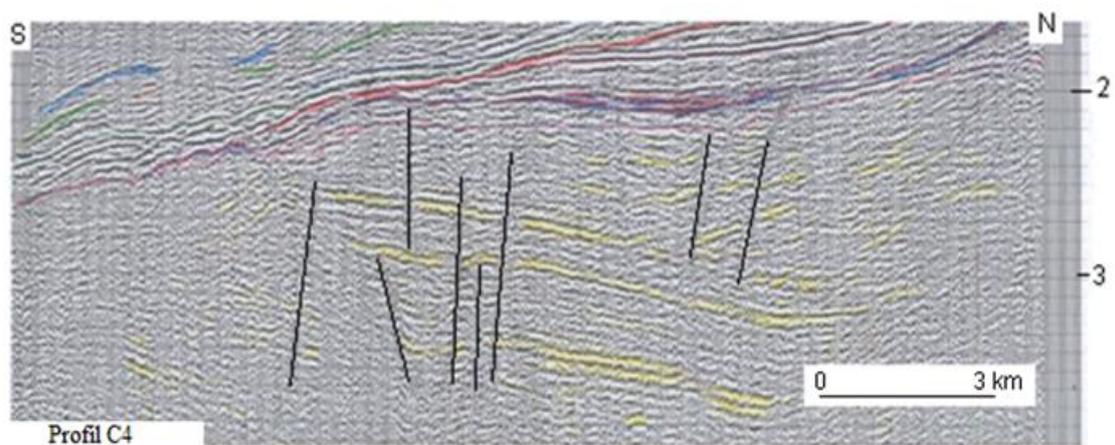


Figure 7 : Plissement local d'une portion sédimentaire limitée par des failles vers 3 std.

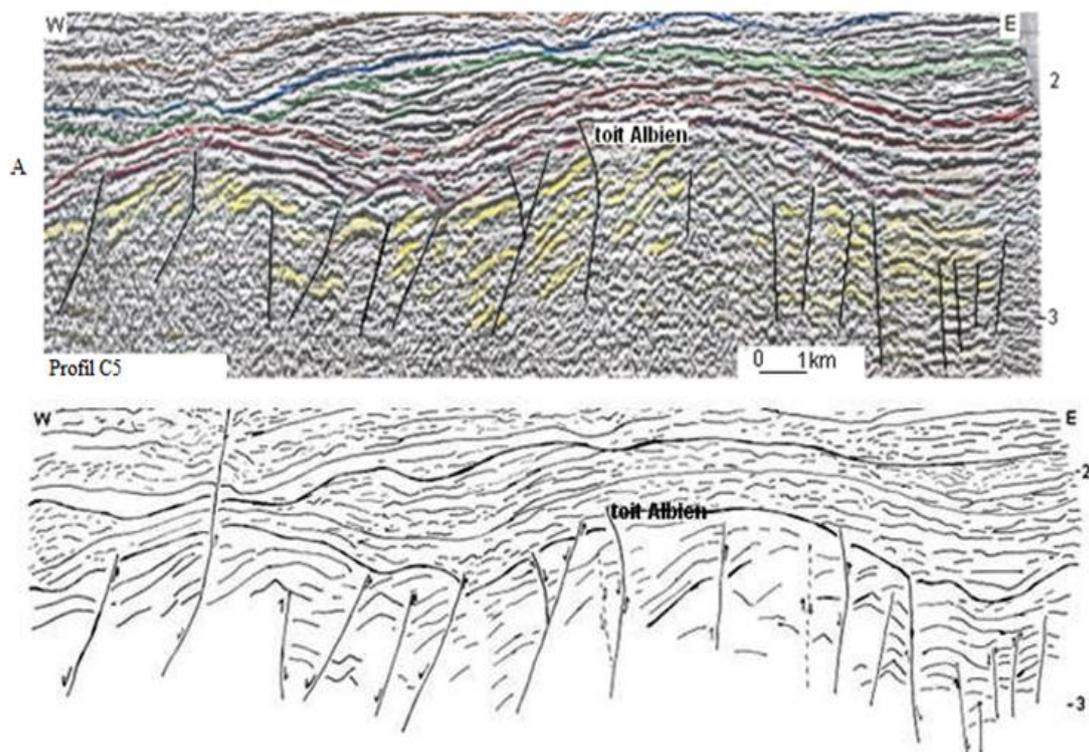


Figure 8 : Failles successives aboutissant à la formation d'un horst dans le soubassement, surtout vers l'Est du profil (A : profil sismique interprété ; B : modèle géologique correspondant)

4.2- Emission magmatique

Sur le rebord oriental de la marge continentale ivoirienne, les séries sédimentaires sont parfois perturbées par des massifs subcirculaires à allure volcanique (figure 9), leur origine volcanique étant fondée sur la réponse acoustique. La nature de ces matériaux n'est pas connue avec certitude. Tout au plus, peut-on formuler des hypothèses que des études magnétiques ou gravimétriques confirmeront ou contrediront un jour.

La couverture sédimentaire de la zone d'étude est recoupée par des coulées (en dôme) de matériaux probablement magmatiques qui se distribuent et s'injectent préférentiellement dans les séries crétacées (figure 8). Le secteur oriental de la marge d'Abidjan présente alors les témoins d'une importante activité volcanique ou sub-volcanique post-albienne. Ce volcanisme est caractérisé par la mise en place de puissantes coulées qui intrudent les complexes sédimentaires du Crétacé inférieur. L'origine de ces volcans est probablement liée à une fusion partielle à la base de la croûte continentale. Une telle activité magmatique est un phénomène assez normal car le régime transtensif, mis en évidence par Kouamé (2012) dans la zone d'étude, peut conduire à un amincissement de la croûte continentale et favoriser ainsi la montée de laves volcaniques. Un volcanisme crétacé dans le bassin de la haute Bénoué au Nigéria, a été détecté puis étudié par Popoff et al. (1982) et Baudin (1986), qui en différencient deux périodes :

- du Jurassique terminal au Néocomien, un volcanisme bimodal met en place des rhyolites alcalins et des basaltes alcalins,
- de l'Albien au Turonien, la seconde phase volcanique est représentée par des basaltes également alcalins et basaltes tholéitiques.

Ces auteurs attribuent l'origine de ces coulées au phénomène de rifting, puisque l'extension permet généralement la montée de magmas ; ainsi le volcanisme constitue-t-il une des manifestations de surfaces de la remontée asthénosphérique.

Une étude tectonique réalisée par Guiraud (1990) dans le bassin de la haute Bénoué, montre que ces coulées magmatiques se mettent préférentiellement en place dans les accidents majeurs N 60° E synsédimentaires. Ce qui amène ce dernier à soutenir que le volcanisme crétacé de ce bassin est plutôt lié au méga-décrochement à composante inverse et non relié à un contexte exclusivement extensif comme le pensaient Popoff et al. (1982) et Baudin (1986).

Des phénomènes volcaniques sont les témoins des événements tensionnels qui marquent le début du rifting. Ainsi, des dolérites (début jurassique) et des sédiments volcanoclastiques (125 – 120 Ma) ont été mis en évidence sur le plateau continental ghanéen, à 75 km au Sud-est de Takoradi par Reyre (1984). La campagne EQUAMARGE I, effectuée en 1983 dans le golfe de Guinée, a révélé également la présence de massifs

magmatiques sur le plateau continental guinéen. D'autres études effectuées par des sociétés pétrolières (SAP et ESSO) ont montré que des dolérites sont aussi connues au Libéria (192 – 176 Ma) et en Sierra Léone (230- 185 Ma).

La distension qui se produit au niveau des rifts continentaux s'accompagne d'une intense activité volcanique et plutonique. Cela est bien matérialisé en France (Boillot, 1983) mais c'est dans la région de l'Afar, à l'Est de l'Ethiopie que l'activité volcanique liée à l'étirement lithosphérique est le plus remarquable.

La présence des intrusions magmatiques peut être détectée par les anomalies magnétiques observables en subsurface sur les marges continentales. En effet, Rabinowitz (1974) a utilisé des données magnétiques pour mettre en évidence des émissions volcaniques sur la marge continentale-sud Américaine. Il lie les fortes anomalies, observées dans la zone magnétiquement calme du plateau continental à des intrusions magmatiques mises en place pendant le rifting.

Au regard de tout ce qui précède, les remontées de matériaux à allure volcanique observées dans la partie orientale de la marge d'Abidjan, peuvent être interprétées comme des épanchements volcaniques post-albiens de grand volume, mis en place probablement au cours du mécanisme d'étirement entre l'Afrique et l'Amérique du Sud.

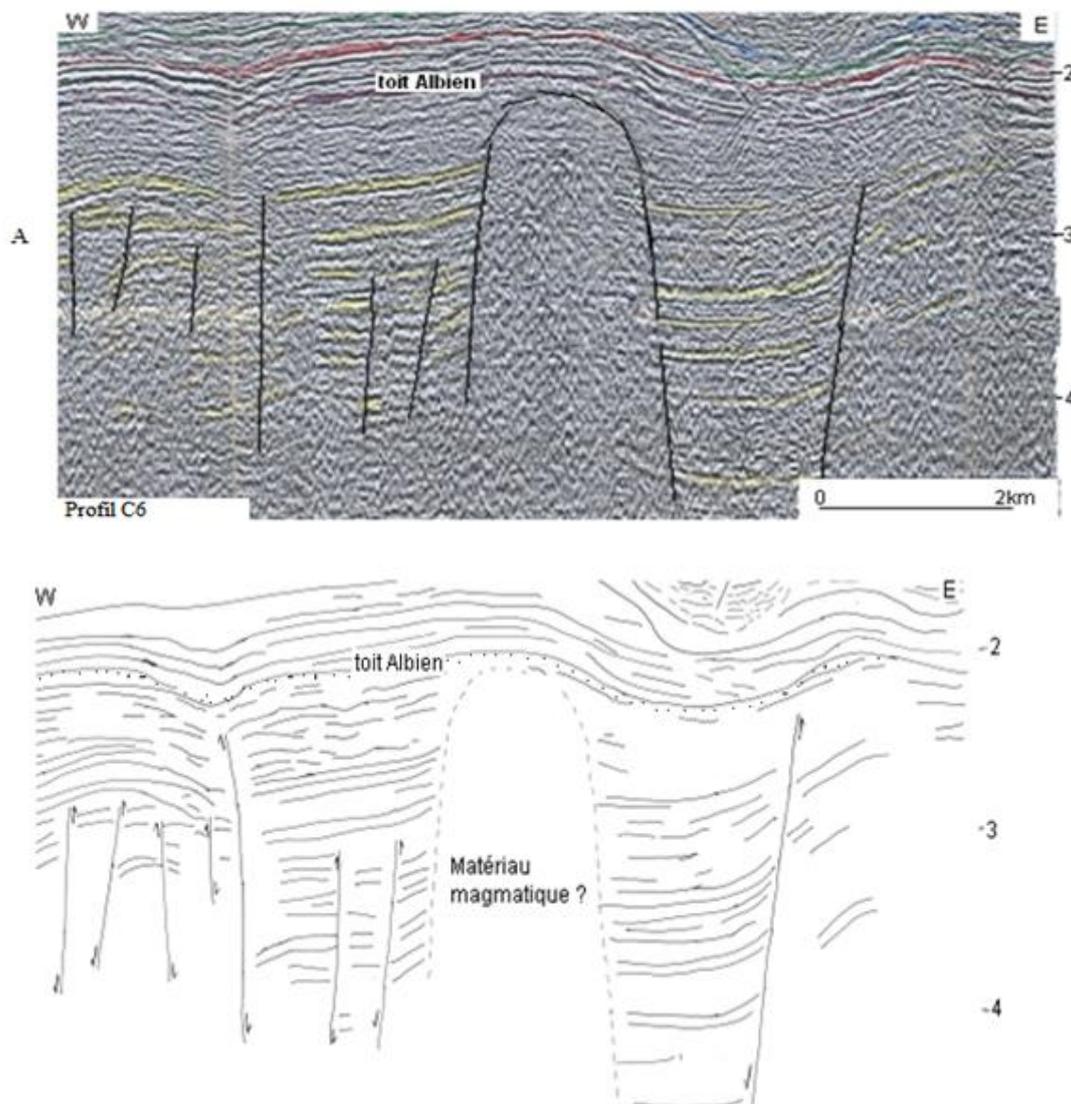


Figure 9 : Remontée probable de matériaux magmatique dans les sédiments du Crétacé inférieur. (A : profil sismique interprété ; B : modèle géologique correspondant)

V. Conclusion

Au dessus du socle précambrien ivoirien, la couverture sédimentaire a enregistré des mégastructures plicatives formées pendant le rifting. Elles résultent essentiellement d'un mécanisme compressif dominant, permettant ainsi à la marge ivoirienne d'évoluer quelque fois à certain endroits selon un régime transpressif. Ce décrochement-compressif pourrait être responsable des rejeux en faille inverse de certains accidents issus du socle cristallin en dessous.

Au cours de ce rifting, la formation progressive de la lithosphère océanique a sans doute favorisé des émissions volcaniques synsédimentaires dans la marge ivoirienne.

Les structures plicatives mises en évidence dans ce travail, doivent faire l'objet d'une prospection pétrolière car elles peuvent constituer d'excellents pièges à hydrocarbure.

VI. Références

- [1]. **Anadon P., Cabrera L., Guimera J., Santanach P.**, 1985 – Paleocene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro basin, in: Biddle, K.T. and Christie-blick, N.C.N. Eds. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation, Soc. Econ. Pal. Miner. Spe. Pub. n° 37, pp 303 – 318.
- [2]. **Arthaud F. et Mattauer M.**, 1969 – Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. C. R. Somm.Soc. Géol. Fr., 8, pp 290 – 291.
- [3]. **Basile C., Mascle J., Auroux C., Bouillin J.P., Mascle G., Gonzalez De Souza K. et Le Groupe Equamarge**, 1989 – Une marge transformante type, la marge continentale de Côte d'Ivoire – Ghana : résultats préliminaires de la campagne Equamarge II, mars 1989 – C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, pp 997 – 1004.
- [4]. **Basile C.**, 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.
- [5]. **Basile C., Brun J.P. Et 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. France, t.163, n°3, pp 207-216.
- [6]. **Baudin P.**, 1986 – Magmatisme mésozoïque du fossé de la Bénoué (Nigéria). Caractéristiques pétrologiques et géochimiques, signification géodynamique. Unpublished D.E.A de géologie, Univ. Aix Marseille I (France).
- [7]. **Ben Ayed**, 1980 – Le rôle des décrochements E-W dans l'évolution de l'Atlas Tunis. CR.Somm.Soc.Géol.Fr., fasc.1, pp 29-32.
- [8]. **Blarez E.**, 1986 – La marge continentale de Côte d'Ivoire – Ghana. Structure et évolution d'une marge continentale transformante. Thèse de Doctorat, Univ. P. M. Curie (France), 188 p.
- [9]. **Blarez E. et Mascle J.**, 1986 - Les marges continentales transformantes ouest-africaines. Guinée - Sierra Leone, Côte-d'Ivoire - Ghana. Campagne EQUAMARGE I. Campagnes Océanographiques Françaises, n°3, IFREMER, 267 p.
- [10]. **Blarez E and Mascle J.**, 1988 – Shallow structure and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin. Marin. Petr.geol., n°5, pp 54 – 64.
- [11]. **Boillot G.**, 1983- Géologie des marges continentales. Masson, Paris, 139 p.
- [12]. **Caprona G.**, 1992 – The continental margin of western Côte d'Ivoire: Structural framework inherited from intra-continental shearing. Thèse Publ. A 69, Geologiska Institutionen, 150 p.
- [13]. **Coulibaly L.**, 2005 – Développement d'un système tectonique dans le bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire : cas du bloc A. Mem. D.E.A., Univ. cocody – Abidjan, 64 p.
- [14]. **Dibblee T.W.**, 1977 – Strike-slip tectonics of the San Andreas fault and its role in Cenozoic basin evolution, in late Mesozoic and Cenozoic sedimentation and tectonics in California: San Joaquin geological society short course, pp 26 – 38.
- [15]. **Gamond J.F et Odonne F.**, 1984 – Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrains. Bull. Soc. Géol. Fr., tXXVI, n°1, pp 115 – 128.
- [16]. **Guiraud M.**, 1990 – Mécanisme de formation du bassin sur décrochement multiples de la haute Bénoué (Nigéria) : Faciès et géométrie des corps sédimentaires, microtectoniques et déformations synsédimentaires. Thèse de Docteur Habilité en Sciences, Univ. Sc. et Tec. Languedoc, Montpellier (France), 444 p.
- [17]. **Harding T.P.**, 1983 – Divergent wrench faults and negative flower structures, Andaman Sea, in: Seismic expression of structural styles. A picture and work Atlas. AAPG, studies in geology, n° 15, vol. 3, pp 421 – 428
- [18]. **Jaroszewski W.**, 1984 – Fault and fold Tectonics. Ellis Horwood Serie in Geology, New York, 565 p.
- [19]. **Kouamé L. N.**, 2012 - Marge continentale de Côte d'Ivoire : étude tectono-stratigraphique et des vitesses de propagation des ondes sismiques, Thèse de doctorat, Univ. F.H.B (Côte d'Ivoire), 217 p.
- [20]. **Lowell J.D.**, 1972 – Spisbergen tertiary orogenic belt and the spitsbergen fracture zone. Geol.Soc.Am.Bull. vol.83, pp 3091 – 3102.
- [21]. **Mascle J. And Blarez E.**, 1986 – Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana Continental margin. Nature, vol. 32, pp 378-381.
- [22]. **Marinho M. et Mascle J.**, 1986 – Structure géologique du plateau marginal de Guinée et de la marge adjacente ; in les marges continentales transformantes ouest-Africaines, Guinée-Sierra Leone-Côte d'Ivoire-Ghana. Campagnes Océanographiques Française – IFREMER, campagne Equamarge I, n°3, pp 43 – 47.
- [23]. **Odonne F.**, 1981 – Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle-couverture. Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble, 146 p.
- [24]. **Pierre S. M. Et N'da V.**, 1997 – Biostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts crétacés au large d'Abidjan (Golfe de Guinée), Cretaceous Research 18, pp 545-565.
- [25]. **Popoff M., Kampunzu A.B., Coulon C. et Esquevin J.**, 1982 – Découverte d'un volcanisme mésozoïque dans le Nord-est du Nigéria : datations absolues, caractères magmatiques et signification géodynamique dans l'évolution du rift de la Bénoué. In : Rifts et fossés anciens, résumé, Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille, S' Jérôme, 19, pp 449 – 478.
- [26]. **Popoff M., Raillard S., Mascle J., Auroux C., Basile C. et Groupe Equamarge**, 1989 – Analyse d'un segment de la marge transformante du Ghana : résultats de la campagne Equamarge II (mars 1989). C.R.Acad.Sci.Paris, t 308, série II, pp 418 – 487.
- [27]. **Rabinowitz D.P.**, 1974 – The boundary between oceanic and continental crust. In: The Northern Atlantic geology of continental magins, Sprinter-verlag, pp 67 – 84.
- [28]. **Seguret M. et Proust F.**, 1965 – L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entres Alès et Ganges. Bull.Soc.Géol. France, (7), t.VII, pp 85 – 92.

- [29]. **Sombo B. C.**, 2002 – Etude de l'évolution structurale et sismo-stratigraphique du bassin sédimentaire off-shore de Côte-d'Ivoire, marge passive entaillée d'un canyon. Thèse de doct. d'Etat ès sc., Univ. Abidjan (Côte d'Ivoire), 305 p.
- [30]. **Sombo B. C., Djro S. C., Yace P. et 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, Vol. 3, n° 1, pp 69 – 97.
- [31]. **Sylvester A.G. et Smith R.R.**, 1976 – Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton Trough, California. AAPG, Bull., vol. 60, pp 2081 – 2102.
- [32]. **Tastet J.P.**, 1979 - Environnements sédimentaires et structuraux quaternaires du littoral du Golfe de Guinée (Côte-d'Ivoire, Togo, Bénin). Thèse doct. d'Etat, Univ. Bordeaux-I (France), 2 tomes, 181 p., 127 fig.
- [33]. **Tchalenko J.S.**, 1970 – Similarities between shear zone of different magnitudes. Geol.Soc.of Am. Bull., vol.81, pp 1625 – 1640.
- [34]. **Vialon P., Ruhland M. et Grolier J.**, 1976 – Elements de tectonique Analytique. Masson Ed., 106 p.

Nighitha M.T "Design And Fabrication Of Palmyrahpalm Jaggery Disintegrating Unit
"International Journal of Engineering Science Invention (IJESI), vol. 07, no. 10, 2018, pp 19-27